

Beiträge
zur Lagerstättenkunde

Dem Gedenken O. W. Oelsners

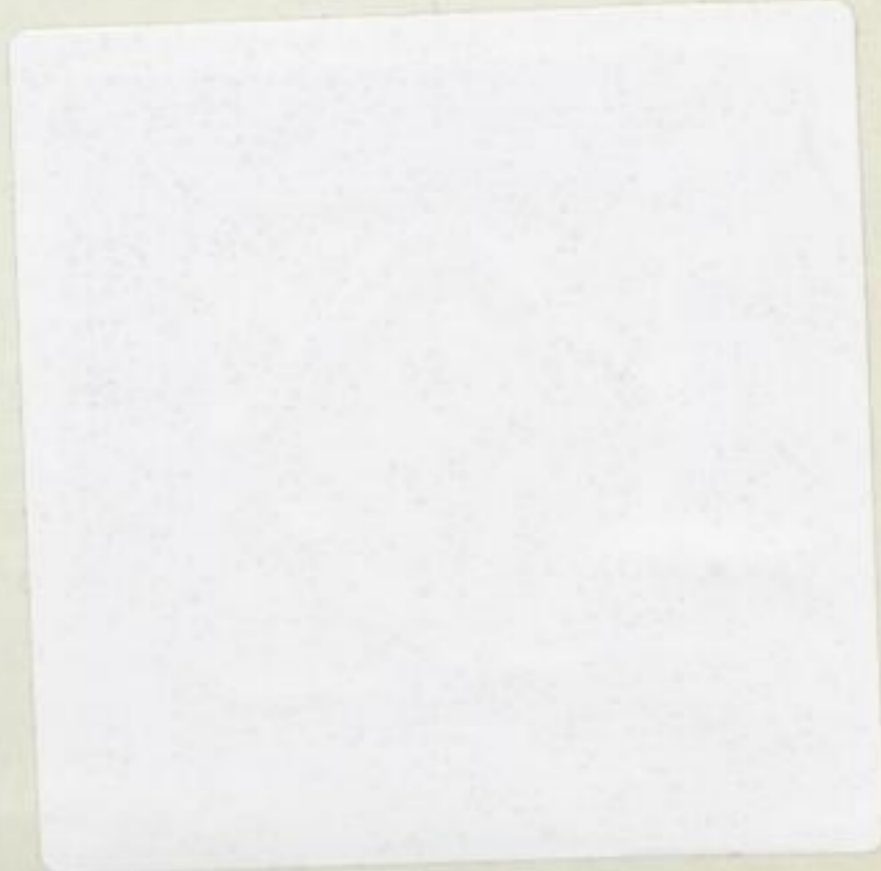
UB FREIBERG

FFH

C 186

VERLAG FÜR GRUNDSTOFFINDUSTRIE

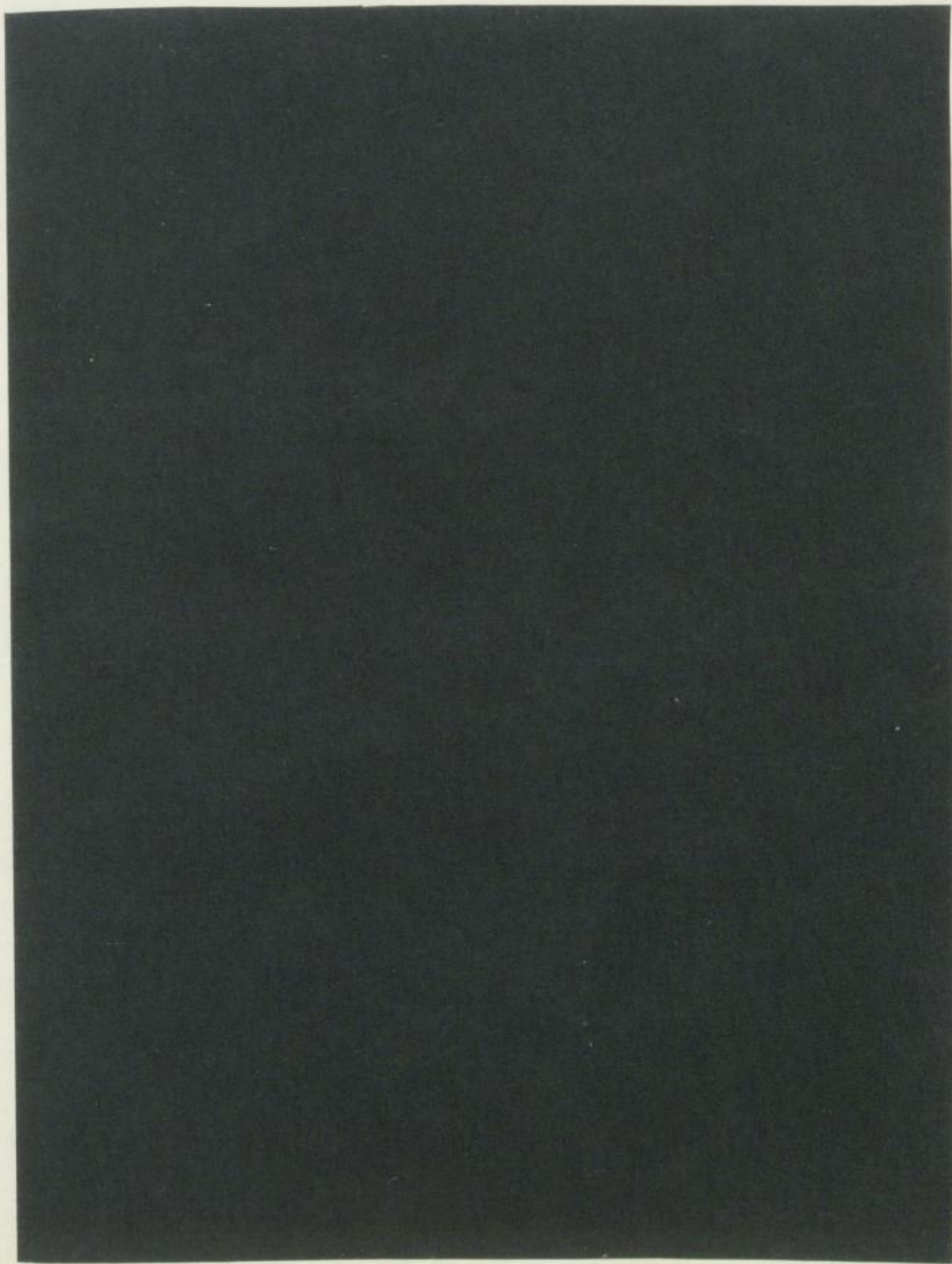
[Faint, illegible handwriting]



TU BERGAKADEMIE FREIBERG



XU XVI 1142 . C186C



FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE C 186

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK FREIBERG



Prof. Dr. O. W. Oelsner

FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Herausgegeben vom Rektor der Bergakademie Freiberg

C 186

Mineralogie - Lagerstättenlehre

Beiträge zur Lagerstättenkunde

Dem Gedenken *O. W. Oelsners*

Mit 92 Bildern und 24 Tabellen



VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie · Leipzig 1965



XVI 1142
C 186c

Herausgegeben von *H.J. Rösler* unter redaktioneller Mitarbeit von
L. Baumann, G. Tischendorf, K. Fandrich, R. Kühne.

Manuskriptannahme: Bergakademie Freiberg, Arbeitsgruppe Publikationen,
92 Freiberg, August-Bebel-Straße 5

Eingang des Manuskriptes: 17. August 1964.

„Freiberger Forschungshefte“, Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften. Herausgeber: Der Rektor der Bergakademie Freiberg, Prof. Dr.-Ing. habil. Joachim Wrana. Verlag: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 7031 Leipzig 31, Karl-Heine-Str. 27 (Fernruf 44 441) — Die Freiberger Forschungshefte erscheinen in zwangloser Folge in den Reihen A, B, C und D. Ausführliches Verzeichnis aller lieferbaren Hefte von der Bergakademie Freiberg oder vom VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie. — Vertrieb: In der Deutschen Demokratischen Republik durch den Buchhandel; in der Deutschen Bundesrepublik und in Westberlin durch den Buchhandel (Auslieferung KUNST UND WISSEN, Erich Bieber, Stuttgart 8, Wilhelmstr. 4—6); in Österreich durch den Globus-Buchvertrieb, Wien I, Salzgries 16; im übrigen Ausland durch eine Importbuchhandlung, den Deutschen Buch-Export und -Import, GmbH, 701 Leipzig, Postschließfach 160, oder den Verlag.

Gesamtherstellung: Gutenberg Buchdruckerei und Verlagsanstalt, Betrieb der VOB „Aufwärts“, Weimar, Marienstraße 14 — VLN 152-915/104/65. Kartengenehmigung des Mdi der DDR Nr. 1150/64. — Printed in Germany. — Alle Rechte vorbehalten. — ES 18 F 2 / 18 F 3 — EVP 58, — MDN.

I N H A L T

Ansprachen, gehalten auf der Akademischen Gedenkfeier am 31. 1. 1964 im Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der Bergakademie Freiberg (H. J. RÖSLER, O. MEISSER, E. G. BÖHME)	7
CHR. OELSNER	
Neue Ergebnisse bei der Auswertung von Schweremessungen aus dem Raum von Freiberg	27
J. LOMBARD	
<i>O. Oelsner</i> und die Metallogenie	37
G. C. AMSTUTZ	
A quantitative approach to paragenetic relations of ore minerals	41
M. BANÁŠ	
Polymetamorphe Skarngesteine mit Eisen- und Zinkvererzung in den Sudeten	51
L. BAUMANN	
Zur Erzführung und regionalen Verbreitung des „Felsithorizontes“ von Halsbrücke	63
H. BORCHERT	
Über die durchschnittliche Zusammensetzung der Granite und Pegmatite sowie deren Eingliederung in die magmatische Entwicklung mit zuzuordnenden Eh- und pH-Werten	83
L. A. CLARK	
Einige Angaben über die physikalischen Bedingungen für die Bildung von Erzvorkommen	89
M. DONATH	
Probleme des Studiums der Lagerstätten und des Bergbaus einst und jetzt...	97
B. FOJT	
Über einige genetische Probleme der Kieslagerstätten am östlichen Rand des Silesikums in der ČSSR	105
H. GRUSZCZYK und J. SMOLARSKA	
Der geologische Bau der Blei-Zinkerzlagerstätten in den Ostgebieten des Schlesisch-Krakauer Erzbeckens	115
F. KIRNBAUER	
Die Kaolinvorkommen von Kriechbaum und Weinzierl bei Schwertberg in Oberösterreich	125
E. KITTL	
Zur Entstehung der Golderzlagerstätten Argentiniens	137
G. KULLERUD	
Covellite stability relations in the Cu-S-system	145
K. LÖFFLER	
Das Kombinationspräparat, ein didaktisches Hilfsmittel in der Erz- und Metall-Auflichtmikroskopie	161

×

A. MAUCHER	
Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik	173
J. MINČEVA-STEFANOVA	
Über die räumliche Verteilung der Spurenelemente in der Zinkblende und im Bleiglanz an dem Beispiel einiger Lagerstätten des Madaner Erzbezirkes (Süd- ostrhodopen)	189
H. REH	
Probleme der Darstellung metallogenetischer Karten	201
E. RAGUIN	
Unterschiedlichkeit und Entstehung der Pyritlagerstätten. Die Rolle der Meta- somatose	213
H. SCHEFFLER	
X Die geologischen Verhältnisse der Schwefelkiesgrube „Einheit“ bei Elbinge- rode/Harz	223
V. I. SMIRNOV	
Magmatismus, Metallogenie und regionale Zonalität von Erzlagerstätten in Geosynklinalen	229
E. SZÁDECZKY-KARDOSS	
Über die Herkunft der Schwermetalle der Erzgänge	237
F. STAMMBERGER	
Zur Festlegung des geologischen Schwellengehaltes	255
X G. TISCHENDORF	
Über den Selengehalt erzgebirgischer Molybdänite	261

Gedenkrede

von Prof. Dr. rer. nat. habil. *H. J. Rösler*, Freiberg/Sa.

Sehr geehrte Damen und Herren!

Wir haben uns heute in *dem* Hörsaal versammelt, in dem der Student *Oscar Walter Oelsner* vor 40 Jahren seine Vorlesungen in Geologie und Lagerstättenlehre hörte und in dem der Prof. Dr. habil. *Oelsner* bis vor etwa einem Jahr seine zahlreichen Schüler in das Fach der Lagerstättenlehre einführte. Diese Treue zu seiner und unserer Freiburger Bergakademie ist eine der Eigenschaften *des* Mannes, zu dessen Gedenken und zu dessen Würdigung wir uns heute zusammengefunden haben. Schon die große Zahl der Teilnehmer an unserer Gedenkstunde, leitende Vertreter des öffentlichen Lebens und unserer Hochschule und nicht zuletzt die Absolventen und Mitarbeiter dieses Institutes, zeigt mehr als Worte, welcher Anerkennung und Hochachtung sich der Dahingeschiedene erfreut hat. Ich darf Ihnen allen, meine Damen und Herren, im Namen *des* Institutes, das sein Vermächtnis zu wahren hat, für Ihre Anteilnahme danken. Insbesondere möchten wir Ihnen, verehrte Frau *Oelsner*, für Ihr Kommen Dank sagen. Es ist uns eine Genugtuung und Ehre, Sie in unserer Mitte, an der Wirkungsstätte Ihres Gatten, zu wissen.

Die Krankheit und das Ableben Prof. *Oelsners* kam für uns alle überraschend. Vor fast genau 2 Jahren feierte er in völliger Gesundheit und unter großer Anteilnahme seinen 60. Geburtstag. In einer Glückwunschadresse in der „Bergakademie“ konnte ich damals sagen: „Prof. *Oelsner* steht mit der ihm eigenen großen Tatkraft auf der Höhe seiner wissenschaftlichen Arbeit und würde sich eine mehr oder weniger abschließende Würdigung seiner Tätigkeit mit Recht verbitten“. Der ausgesprochene Wunsch, „mögen die folgenden Jahre für den Jubilar und die Bergakademie gleichermaßen fruchtbar sein“, hat sich nicht erfüllt. Uns bleibt die traurige, aber auch stolze Pflicht, seiner überragenden Persönlichkeit zu gedenken und sein Werk zu würdigen.

Prof. *Oelsner* war eine Persönlichkeit. Wenn man einem Menschen dieses Attribut beilegt, hat das stets sehr unterschiedliche Gründe und auch Merkmale. Welche Charakteristika hatte die Persönlichkeit *Oelsners*? Ich möchte sagen, daß seine Autorität dadurch begründet ist, daß er in seinem Fach das allgemein anerkannte Vorbild war. Dieses Vorbild ist er allein durch persönliche Energie und seinen unermüdlichen Fleiß geworden. Es hat seine Grundlage in einer jahrzehnte-

langen praktischen Lagerstättenarbeit, in dem Bestreben, sein Studienobjekt Lagerstätte in seiner ganzen Vielfalt persönlich zu kennen und das Gesehene durch theoretische Erwägungen zu untermauern, um aus dem Kennen ein Erkennen werden zu lassen. Dieses Erkennen der Bildung von Lagerstätten befähigte ihn, von der hohen Warte des erfahrenen Fachmannes und mit dem Charakter eines stets hilfsbereiten und bescheidenen Menschen andere zu beraten. Nicht immer wurde sein Rat befolgt, immer jedoch wirkte seine Stellungnahme zu einem Problem befruchtend und war von dem Bestreben diktiert, der Sache zu dienen und fortschrittliche Tendenzen zu fördern.

Die Jugend *Oscar Oelsners* verlief nicht außergewöhnlich. 1902 in Trier geboren, verbrachte er nach dem im gleichen Jahr erfolgten Tode seines Vaters seine Kindheit unter der Obhut seiner Mutter in Dresden. In der Oberschule, der Drei-Königs-Schule in Dresden-Neustadt, hatte er das Glück, zu den Schützlingen von Dr. *Nessig* zu gehören, der, nach *Oelsners* eigenen Worten, den Grundstein für seine Liebe zur Mineralogie und Petrographie durch intensives Mineral- und Gesteinssammeln sowie durch Anfertigung und Mikroskopie von Dünnschliffen legte. Zu den Schülern Dr. *Nessigs* gehörte auch Prof. Dr.-Ing. *Tröger*, gleichfalls später Absolvent der Bergakademie und zuletzt Direktor des Mineralogischen Institutes der Universität Freiburg im Breisgau, bis ihn ein halbes Jahr vor Prof. *Oelsners* Ableben das gleiche tragische Schicksal traf. Auch die Herren Dr. *Reh* und Dr. *Löffler*, die sich unter uns befinden, sind Schüler dieses hochverdienten Gymnasialprofessors.

Gern hätte *Oelsner* auch nach dem Abitur ein Spezialstudium auf den liebgewonnenen Fachgebieten aufgenommen; unter den damaligen wirtschaftlichen und organisatorischen Verhältnissen war es jedoch nur möglich, über das Studium des Bergbaus Einblick in diese Materie zu erhalten. Nach Absolvierung des vorgeschriebenen Bergbaubeflissenen-Praktikums im Erzbergbau des Siegerlandes und der Oelsnitzer Steinkohle wurde er 1921 an der Bergakademie Freiberg immatrikuliert. Auf dem geowissenschaftlichen Sektor förderten seine Ausbildung insbesondere der Mineraloge Prof. *Kolbeck*, unter dessen Direktorat dieses Haus erbaut wurde, und der Geologe und Lagerstättenkundler Prof. *Schumacher*. *Schumacher* hatte damals in Freiberg am Geologischen Institut eine lagerstättenkundliche Lehr- und Forschungsrichtung entwickelt, die auch heute noch unter dem Namen „Montangeologie“ bekannt ist und wegen ihrer Originalität, wirtschaftlichen Bedeutung und intensiven Arbeit viele Studenten und Praktiker anzog. Aus dieser Schule gingen nicht weniger als 4 Ordinarien und zahlreiche bekannte Lagerstättenspezialisten hervor. Da sich der junge *Oelsner* den Unterhalt für das Studium zum großen Teil selbst verdienen mußte, arbeitete er oft längere Zeit als Hauer im Steinkohlenbergbau und konnte sein Studium erst 1927 als Dipl.-Ing. abschließen. Anschließend vervollkommnete er während einer Tätigkeit als Hilfsassistent bei Prof. *Schumacher* seine erzmikroskopischen Fertigkeiten und begann mit der Ausarbeitung einer Dissertation zu dem Thema: „Beiträge zur Kenntnis der kiesigen Bleierzformation Freibergs“, mit der er 1930 zum Dr.-Ing. promovierte. Bereits in dieser Arbeit ist der Grundstein seiner gesamten späteren Arbeitsrichtung und -methode gelegt.

Die Veröffentlichung selbst dient noch heute trotz ihrer knappen Darstellung als eine der wissenschaftlichen Fundamente bei minerographischen und paragenetischen Bearbeitungen der Freiburger Lagerstätten. Seine geteilte Liebe zu durch- und auflichtmikroskopischen Arbeiten ist sehr schön an einer 1929 zusammen mit Dr. R. Schreiter veröffentlichten Abhandlung „Über einen an Pentlandit reichen Diallagamphibolit aus dem Krautgrundbach ...“ zu sehen.



Bild 1
Der Diplomat *Oelsner*
(Februar 1927)

Von 1929 ab weilte Dr. *Oelsner* mit seiner Familie als Lagerstättenkundler 10 Jahre lang in der Türkei. Zunächst hatte er in unwirtlichen Teilen des Landes Manganerze zu prospektieren, später arbeitete er in der Chromerz erkundung, um schließlich ab 1935 eine Gutachterstelle im Institut für Lagerstätten erkundung in Ankara einzunehmen. Diese Jahre in der Türkei, *Oelsner* selbst gebrauchte stets den geographischen Begriff „Anatolien“, waren für ihn außerordentlich fruchtbar. Obwohl nur 2 Veröffentlichungen (1938 und 1952) über seine dort gewonnenen Erfahrungen vorliegen, hat er später seine Erkenntnisse, besonders über die Chromerz lagerstätten, in der Lehre und vielen Diskussionen ausgewertet und weiter vermittelt. Die ihn näher kannten, wußten, daß manche seiner charakteristischen persönlichen Gewohnheiten aus dieser Zeit stammten. Ich möchte sogar sagen, daß seine oftmals sich in blumenreichen Gleichnissen

bewegende Ausdrucksform, die Studenten und Fachkollegen oft faszinierte, hier ihren Ursprung hatte.

Kurz vor Ausbruch des 2. Weltkrieges kehrte Dr. *Oelsner* nach Freiberg zurück und war zunächst an der Lagerstättenforschungsstelle, später an der Bergwirtschaftsstelle des Oberbergamtes Freiberg tätig. Schwerpunkt seiner Arbeiten war die Untersuchung und der Aufschluß erzgebirgischer Lagerstätten. Er hatte Gelegenheit, jetzt insbesondere die Zinn-Wolfram-Lagerstätten sowie auch die



Bild 2
Der Montangeologe *Oelsner*
in der Türkei (April 1929)

Bi-Co-Ni-Vererzungen eingehend zu studieren. Auch in dieser Zeit sind seine Arbeitsergebnisse lediglich in zahlreiche unveröffentlichte Berichte und Gutachten eingegangen, während an Publikationen nur die bekannte Wolframarbeit aus dem Jahre 1944 über das Hübnerit-Ferberit-Verhältnis existiert. Die damals aufgestellten genetischen Postulate haben Anlaß gegeben, das aufgeworfene Problem am Mineralogischen Institut bis in die jüngste Zeit durch weitere Untersuchungen zu verfolgen.

Sofort nach Beendigung des Krieges stellte sich Prof. *Oelsner* dem Wiederaufbau zur Verfügung und war auf verschiedenen Gebieten der Lagerstättendokumentation und -erkundung tätig. Insbesondere förderte er die Wiederaufnahme des Flußspat- und Erzbergbaus im Erzgebirge und Vogtland.

Die entscheidende Wende in seinem Leben trat jedoch im Jahre 1950 ein. Die Bergakademie Freiberg hatte nach dem furchtbaren Kriege wieder ihre Pforten für den Lehrbetrieb geöffnet und erhielt mit großzügiger staatlicher Unterstützung den Auftrag, *ihren* Teil zu der Beseitigung der großen personellen und materiellen Schäden unseres Vaterlandes beizutragen. Was lag näher, als den erfahrenen Lagerstättenkundler *Oelsner* zu bitten, an diesem Vorhaben mitzuwirken, zumal es galt, seit 1950 auch Diplom-Mineralogen auszubilden. Nach der Übergabe eines Lehrauftrages über „Spezielle Erzlagerstättenlehre“ stürzte sich Dr. *Oelsner* in die für ihn neue Aufgabe, baute eine Vorlesung und ein vorbildliches erzmikroskopisches Praktikum auf. Der Vortragende hatte das Glück, damals als Assistent am Mineralogischen Institut zu arbeiten und diesen Beginn, von der Übersiedlung aus der benachbarten Kirchgasse, dem alten Oberbergamt, mitzuerleben. Am eindrucksvollsten für uns wirkte sich bei der Konfrontierung mit seinem Arbeitsstil die persönliche Vermittlung seiner Erfahrungen durch unzählige und meist recht strapaziöse Grubenbefahrungen aus.

In der gleichen Zeit habilitierte sich *Oelsner* für das Fachgebiet Mineralogie und Lagerstättenlehre mit der Arbeit „Die pegmatitisch-pneumatolytischen Lagerstätten des Erzgebirges mit Ausnahme der kontaktpneumatolytischen Lagerstätten“ und wurde im Jahre 1952 als Professor mit Lehrauftrag für das Fachgebiet Lagerstättenkunde an das hiesige Institut berufen. Trotz seiner starken Belastung durch den anwachsenden Lehrbetrieb und seine Tätigkeit als Prorektor für Studienangelegenheiten entstanden in diesen Jahren eine Reihe von z. T. umfangreichen Veröffentlichungen. Wenn man sich die Liste seiner Publikationen ansieht, hat man den Eindruck, daß die Unmenge an angesammelten Erfahrungen und spezieller Kenntnis zur Mitteilung an die Öffentlichkeit drängte und endlich ihren Weg in das wissenschaftliche Schrifttum fand. Während zu Anfang mehr Übersichtsdarstellungen des erzgebirgischen Bergbaus und der erzgebirgischen Lagerstätten und vor allem sein bedeutungsvolles Buch „Grundlagen zur Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten“ zu nennen sind, trat bald das ihn bis zu seinem Lebensende beherrschende Bestreben in Erscheinung, die Entstehung, die Genese der Lagerstätten zu deuten. Noch aus der Problematik seiner Habilitationsarbeit abzuleiten ist die grundlegende Arbeit über „Die Abhängigkeit der Paragenese erzgebirgischer Lagerstättenbezirke vom Intrusionsalter der dazugehörigen Granite“. Dieses Thema wurde in der Folgezeit und wird auch noch heute vom Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre mit großer Intensität weiterbearbeitet, wobei unterschiedliche Methoden zur Anwendung kamen. Besonders fruchtbar erwies sich die Konstruktion von Isothermalflächen in den Erzgängen und Lagerstättenbezirken mit Hilfe typischer Mineralparagenesen, von Spurenelementen und der Isotopenverteilung. Zwei weitere Arbeiten befassen sich mit Fragen des Auftretens und der Bildung von Wolframiten. Von weittragender Bedeutung war auch sein Entschluß und die Möglichkeit, das an der Hochschule aufgebaute Fernstudium einiger Fachrichtungen durch die Herausgabe von Lehrbriefen zu unterstützen, wobei zunächst in schneller Folge die besonders dringend benötigten Hefte über „Lager-

stätten der Steine und Erden“ erschienen und ab 1958 die leider bei seinem Tode nicht abgeschlossenen Lehrbriefe über „Erzlagerstätten“. Dies ist um so bedauerlicher, als wir uns alle von ihm als Krönung seiner wissenschaftlichen Tätigkeit ein Lehrbuch „Erzlagerstättenkunde“ erhofft hatten.

Die aktive Tätigkeit Prof. *Oelsners* in Lehre und Forschung wurde 1954 durch seine Ernennung zum Professor mit vollem Lehrauftrag gewürdigt. Man erkannte, daß die Lagerstättenlehre als Disziplin der mineralogischen Wissenschaft an



Bild 3

Als Professor auf Harz-
exkursion (1954)

einer Bergakademie, wo neben der Spezialausbildung von Lagerstättenmineralogen die Aufgabe der Betreuung der berg- und hüttenmännischen Fachrichtungen bestand, einen solchen Umfang an Lehrverpflichtungen zu erfüllen hatte, daß die Errichtung eines eigenen Lehrstuhls vorteilhaft erschien. Dieser zweite Lehrstuhl am Mineralogischen Institut der Bergakademie Freiberg wurde 1956 geschaffen und Prof. *Oelsner* im gleichen Jahr dessen erster Inhaber.

Auf dieser Basis wuchs das Arbeitspensum Prof. *Oelsners* noch weiter an und wurde noch vielseitiger. Mehr als bisher wurde er von staatlichen Stellen zur Beurteilung lagerstätten genetischer und lagerstättenökonomischer Probleme

herangezogen. Es gab kaum ein Gebiet im Bereich der Lagerstätten erkundung und -nutzung, in dem sein Rat nicht gesucht und eingeholt wurde. Auch die Ebene wissenschaftlicher Gesellschaften nutzte er gern, um sein Wissen und seine Erfahrungen breiten Kreisen zu vermitteln. Insbesondere die Gesellschaft Deutscher Berg- und Hüttenleute sowie die Geologische Gesellschaft in der Deutschen Demokratischen Republik sind ihm für seine stete Unterstützung zu großem Dank verpflichtet. Als Leiter des später gegründeten Fachverbandes Mineralogie der Geologischen Gesellschaft gedenke ich mit besonderer Dankbarkeit seiner steten vorbildlichen Förderung der Interessen unserer Mineralogen und der mineralogischen Wissenschaft.

Die Vielseitigkeit seiner Tätigkeit in der Praxis wirkte sich auch in diesen Jahren befruchtend auf seine wissenschaftliche Arbeit aus. Die mineralogisch-lagerstättenkundliche Ausbildung an diesem Institut erreichte ein Niveau, das vielseitige internationale Anerkennung fand. Neben der Einführung von Verbesserungen in der auflichtmikroskopischen Praxis und der Entwicklung der maschinellen Herstellung von Anschliffen fand Prof. *Oelsner* Zeit, eine Reihe wichtiger Erkenntnisse seiner Forschungen und Gedanken zu publizieren. Nachdem bisher sein Hauptaugenmerk den sialischen Lagerstätten der Orogenengebiete galt, erkannte er immer mehr deren Sonderstellung und damit die überragende Bedeutung der interorogenetischen Vererzungen, die wir heute als Geosynklinal-lagerstätten kennzeichnen. Zusammen mit seinem Amtskollegen Prof. *Borchert* von der Schwesterhochschule in Clausthal ringt er um die Präzisierung der genetischen Stellung dieses Types und seine Anerkennung. Aufbauend auf seine in der Türkei mit basischen Magmatiten als Erzbringer gemachten Erfahrungen, sucht er in mehreren Veröffentlichungen nach genetischen Kriterien von Eisenerz-lagerstätten, der für die DDR so wichtigen sog. saxonischen Lagerstätten insbesondere Thüringens und der im Erzgebirge sehr bedeutungsvollen sog. Bi-Co-Ni-Formation. Auch die sedimentären Lagerstätten, besonders die des Schwefelkreislaufes, finden zunehmende Beachtung. Daneben beschreibt er einige paragenetisch und geochemisch interessante Mineralvorkommen. Viele dieser neuen Erkenntnisse finden ihren Niederschlag in den jetzt erscheinenden Lehrbriefen über „Erzlagerstätten“. Auch in dieser Zeit vergißt er nicht die direkte Verbindung der Lagerstättenuntersuchung mit den Anforderungen der Volkswirtschaft und schreibt u. a. über „Rohstoff- und Lagerstättenprobleme in der DDR“, „Zur Methodik der geologischen Erkundung in Abhängigkeit von den Lagerstättentypen“, „Über den derzeitigen Stand der Technik im Erzbergbau . . .“ und über „Die Bedeutung der Geowissenschaften für die Bergakademie“. Vergessen soll auch nicht seine Initiative bei der Bearbeitung und Herausgabe der Übersetzungen sowjetischer Standardwerke, so die „Erzmikroskopie“ von *Vachromejev* und die „Vorratsberechnung mineralischer Rohstoffe“ von *A. P. Prokofiev* werden.

Mit der Übernahme des freigewordenen Direktorats des Mineralogischen Institutes im Jahre 1958 erwachsen Prof. *Oelsner* weitere Verpflichtungen und Möglichkeiten. In richtiger Erkenntnis der Bedeutung moderner Methoden bei der mineralogischen Bearbeitung lagerstättenkundlicher Probleme verwendet er

viel Zeit für die apparative Modernisierung des Institutes und legt das Schwergewicht auf die röntgenographischen Methoden und die Isotopenuntersuchungen. Es ist ohne Zweifel sein Verdienst, daß er trotz mancher Widerstände mit großer Zielstrebigkeit erreichte, daß das jetzige Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre zu den wenigen modern und vielseitig ausgerüsteten Instituten gleicher Art, nicht nur in unserer Republik, gehört.



Bild 4

Als Zuschauer beim Sportfest seines Instituts (1962)

Die bisher stets aktive, umfangreiche und auf praktische Belange der Montanindustrie ausgerichtete Forschungsarbeit des Institutes wird von Prof. *Oelsner* zielgerichtet fortgeführt und erweitert. Weiter ausgebaut werden u. a. die genetischen Untersuchungen an Salzlagerstätten, einem der Schwerpunkte unserer Volkswirtschaft. Es ist für alle an diesen Arbeiten Beteiligten erstaunlich, mit welcher Energie, Ausdauer und Begeisterung sich Prof. *Oelsner* als reiner Erzlagerstättenkundler in Gebiete einarbeitet, die sowohl untersuchungsmethodisch als auch vom Untersuchungsobjekt her für ihn und das Institut völliges Neuland sind. Diejenigen, die wissen, welche Arbeitslast gesellschaftlicher und



Bild 5. Als Fachrichtungsleiter der Freiburger Mineralogen bei der traditionellen Aufnahme in die Fachrichtung Mineralogie (Herbst 1961)



Bild 6. Nach einem wissenschaftlichen Kolloquium: Die Institutsdirektoren der Freiburger Geo-Institute mit ihrem Gast Prof. Ščerbakov (2. v. links) 1961

fachlicher Art in diesen Jahren auf seinen Schultern lastete, können Zeugnis ablegen von seinem Ernst und Verantwortungsbewußtsein gegenüber dem Fortschritt der Wissenschaft und den vom Staat im Interesse unserer Menschen gestellten Aufgaben. Er war trotz seines fortgeschrittenen Alters früh der erste im Institut und verließ es am Abend, oft erst nachts, als letzter. Seine eigene Leistung war der Maßstab, mit dem er andere maß. Wir haben nie erlebt, daß er von seinen Mitarbeitern etwas verlangte, was er nicht selbst beurteilen oder vormachen konnte.

Die größte, aber auch ehrenvollste Bürde, die Prof. *Oelsner* in diesen Jahren, von 1959 bis 1961, zu tragen hatte, war das hohe Amt des Rector magnificus



Bild 7. Als Rector magnificus der Bergakademie Freiberg (1959—1961)

der Bergakademie. Er war stets sehr stolz über diese höchste Auszeichnung, die eine Hochschule zu vergeben hat. Es kann nicht meine Aufgabe sein, in diesem Rahmen ausführlich seine großen Verdienste um unsere Bergakademie in dieser Zeit zu würdigen. Das ist von anderer berufener Seite bereits getan worden und fand sicher auch in der Verleihung des Vaterländischen Verdienstordens in



Bild 8. Auf der Sommerexkursion 1961 (links Prof. *Michot*, Lüttich)

Silber im Anschluß an die Rektoratsperiode seinen Ausdruck. Es sei hier nur erwähnt, daß ihm in dieser angespannten Zeit auch noch die Leitung der Regierungskommission zur Untersuchung der Explosionskatastrophe im Zwickauer Steinkohlenbergbau übertragen wurde. Aus vielen persönlichen Berichten ist bekannt, mit welcher Schonungslosigkeit gegenüber seiner eigenen Person er Tag und Nacht, über und unter Tage, an der Klärung der Ursachen dieses

Unglückes arbeitete. 1960 leitet er eine 70köpfige Delegation der DDR zum Internationalen Geologenkongreß in Kopenhagen. Von der Sicht des Institutes für Mineralogie und Lagerstättenlehre sei noch als Charakteristikum dieser Zeit ergänzt, daß Prof. *Oelsner* als Rektor einem Antrag des Vortragenden, unser Institut in Zukunft als „Abraham-Gottlob-Werner-Bau“ zu Ehren eines der größten Söhne und Lehrer der Bergakademie zu benennen, zustimmte und die Genehmigung erwirkte.

Die letzten Jahre seines Lebens waren ausgefüllt mit rastloser wissenschaftlicher Arbeit in Lehre und Forschung. Seine Publikationstätigkeit erreichte trotz seiner vielseitigen Beanspruchung den Höhepunkt. Wie schon für die vergangenen Jahre angedeutet, überprüft er in mehreren Arbeiten die bisherigen genetischen Deutungen für simatische und Geosynklinallagerstätten und stellt seine Vorstellungen zur Diskussion, die im In- und Ausland großen Widerhall fanden. Der Bogen seiner Arbeiten spannt sich von Kupferschiefer über die verschiedenen Typen der sog. regenerierten Lagerstätten bis zu seinem Lieblingsgebiet der sedimentären und magmatischen Eisenerzlagerstätten. Auch den viel diskutierten CO₂-führenden Salzen des Werrareviere widmet er eine längere Abhandlung. Wie richtig er die modernen Anforderungen an die mineralogisch-lagerstättenkundliche Richtung versteht, zeigen insbesondere seine beiden letzten Arbeiten über „Mineralogisch-geochemische Probleme der physikalischen Altersbestimmung“ und über „Aussichten und Methoden für die Auffindung verdeckter Lagerstätten im Gebiet der DDR“. Seine originellste Leistung ist aber ohne Zweifel sein „Atlas der wichtigsten Mineralparagenesen im mikroskopischen Bild“. Aufbauend auf seiner jahrzehntelangen erzmikroskopischen Praxis gibt er hier eine Anleitung zum Verständnis der Erzparagenese und des Erzgefüges, die nur bei fundierten Kenntnissen auf dem geochemisch-genetischen Gebiet möglich ist. In diesem vorzüglichen Lehrwerk wird er bei den Studierenden unserer Hochschule noch lange weiterleben. Zur Zeit seines Ausscheidens aus dem Dienst befanden sich 4 weitere Veröffentlichungen im Druck.

Meine sehr verehrten Damen und Herren. Man kann die Einschätzung und Würdigung *Oscar Oelsners* nicht abschließen, ohne noch einige weitere Merkmale seines Wesens und Charakters hervorzuheben. Prof. *Oelsner* war bei den Studenten und seinen Mitarbeitern im Institut nicht nur hoch geachtet, sondern beliebt. Er war für sie, wie es halb scherzhaft, halb ernst, ausgedrückt wurde, der „große Meister“. Er hatte eine herzliche, persönliche und gewinnende Art, mit Menschen zu sprechen und verstand ihre Wünsche und Sorgen. Um jemanden helfen zu können, scheute er keine Anstrengung und Mühe. Es gibt dafür zahlreiche Beispiele, und ich bitte es mir nicht zu verübeln, wenn ich aus persönlicher Kenntnis diese Eigenschaft anschaulich zu machen versuche.

Im Jahre 1959 wurde ich von Prof. *Oelsner* aufgefordert, an einem Sonnabend um 8.00 Uhr im Institut meine eingereichte Habilitationsschrift mit ihm durchzusprechen. Ich rechnete verständlicherweise damit, spätestens am Nachmittag wieder nach meinem Wohnort Jena zurückkehren zu können. Prof. *Oelsner* las die leider sehr umfangreiche Arbeit von Sonnabend früh um 8.00 Uhr mit je einer Stunde Unterbrechung zu Mittag und zu Abend den ganzen Tag und die

ganze Nacht bis Sonntag früh um 7.30 Uhr ohne sonstige Pause Wort für Wort in meinem Beisein durch. Nachdem Sie uns, verehrte Frau *Oelsner*, mit einem Frühstück gestärkt hatten, durfte ich um 9.00 Uhr wieder abreisen.

Sein Pflichtbewußtsein war selbst in der schweren Zeit seiner Krankheit so groß, daß er trotz verschiedentlicher Proteste darauf bestand, noch eine ausstehende Diplomprüfung selbst abzunehmen.

Es ist bekannt, daß auch außerhalb der Hochschule viele derartige Beispiele bekannt sind und von seinem eisernen Willen und seiner Zielstrebigkeit zeugen.

Sein großes Können, sein gerader Charakter und seine Hilfsbereitschaft sowie seine klare Einschätzung gesellschaftlicher und politischer Verhältnisse haben zu zahlreichen Ehrungen und Anerkennungen geführt.

Prof. *Oelsner* wurde 1957 als „Verdienter Bergmann der DDR“ ausgezeichnet und erhielt, wie bereits erwähnt, 1962 den Vaterländischen Verdienstorden. Die Gesellschaft Deutscher Berg- und Hüttenleute wählte ihn zu ihrem Ehrenmitglied und die Geologische Gesellschaft in der DDR verlieh ihm die Serge-von-Bubnoff-Medaille. Er war Sektionsmitglied in der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin und korrespondierendes Mitglied der Sociedad Mexicana de Geografia y Estadística. 1956 war er Mitglied der DDR-Abordnung zum Internationalen Geologenkongreß in Mexiko, 1960 Delegationsleiter in Kopenhagen. Die Ehre, auch in diesem Jahr die Delegation der DDR zum Internationalen Geologenkongreß nach Indien führen zu können, kam leider zu spät. Viel Freude und Genugtuung hat ihm als einen der Altmeister der Erforschung der Freiburger Lagerstätte die Benennung eines neuentdeckten reichen Erzganges im Brander Revier durch seine Schüler als OWO-Spat (OWO = Oscar Walter Oelsner) gegeben. Als eine kleine nachträgliche Ehrung soll auch die heutige Bildausstellung in seinem Arbeitszimmer aufgefaßt werden, die von Studenten und Mitarbeitern des Institutes zusammengestellt wurde, um sein arbeits- und erfolgreiches Leben noch einmal vor unseren Augen aufleben zu lassen.

Der Tod Prof. *Oelsners* ist für uns alle ein schwerer und für lange Zeit kaum ersetzbarer Verlust. Das Denkmal jedoch, das sich der allzu früh Verstorbene gesetzt hat, ist sehr solide und dauerhaft. Das Denkmal ist die dankbare Erinnerung von einhundert Freiburger Mineralogen und vielen hundert Bergleuten, die durch seine erfahrene Hand und aus seinem berufenen Mund von dem Objekt aller unserer Bemühungen erfuhren, von der Entstehung und dem Aufbau der Lagerstätten. Diese Erinnerung lebt auch weiter bei seinen Kollegen an der Bergakademie und vielen ihrer Mitarbeiter und nicht zuletzt bei den zahlreichen Fachkollegen der lagerstättenkundlichen Praxis, auch wenn sie nicht das Glück hatten, zu seinen direkten Schülern zu gehören. Der *wahre* Kreis seiner Schüler und Freunde ist so groß, wie selten bei einem Menschen. So plötzlich und tragisch dieses Leben endete, es war ein erfülltes Leben für die Wissenschaft und auch für die von ihm geliebte Freiburger Bergakademie, die ihm viel zu verdanken hat. Wir versprechen, das Andenken Professor *Oelsners* lebendig und in Ehren zu halten.

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

Gedenkrede

von Prof. em. Dr. phil. *O. Meißer*, Freiberg/Sa.

Hochverehrte Frau *Oelsner*, sehr geehrte Damen und Herren!

Das Hinscheiden unseres lieben Kollegen *Oelsner* hat besonders bei den Geowissenschaftlern über den Kreis der Bergakademie hinaus eine empfindliche Lücke gerissen. Durch unser gutes kollegiales Zusammenarbeiten auf wissenschaftlichen, beruflichen Gebieten und im persönlichen Verkehr hatte sich ein ausgezeichnetes Verhältnis herausgebildet, so daß sein Tod jetzt schwer empfunden wird.

Der Verstorbene hat durch seine Teilnahme am wissenschaftlichen Leben in der DAW, insbesondere der Sektionsarbeit, aktiv mitgeholfen, lagerstättenkundliche Probleme zu lösen. Bestanden doch für die Zukunft Pläne, auch in seinem Arbeitsgebiet eine Arbeitsstelle im Rahmen der Forschungsgemeinschaft der DAW hier in Freiberg mit ins Leben zu rufen. Darüber hinaus denke ich noch gern an die fruchtbare Zusammenarbeit in der Brander Kommission für das Freiburger Gebiet. Gern bin ich mit ihm durch das Erzgebirge gewandert, das er aus seiner früheren verantwortlichen Tätigkeit über die Röschen bei der Revierwasseranstalt eingehend kannte. So manches Problem der Lagerstätten-erkundung wurde dabei diskutiert. Ich freue mich ganz besonders, daß durch die geophysikalischen Arbeiten seines Sohnes *Christian* seine eigenen wissenschaftlichen Untersuchungen im Erzgebirge gefördert werden konnten.

Das menschlich einfache Auftreten des Verstorbenen im Umgang mit den Kumpeln, seine wissenschaftliche Aufgeschlossenheit für neue moderne Arbeitsergebnisse auf benachbarten Grenzgebieten und seine verbindliche kollegiale Hilfsbereitschaft ließen im Umgang auch mit schwierigen Menschen unseren verstorbenen Kollegen *Oelsner* bei seinen vielen verantwortungsvollen Aufgaben, insbesondere für die Bergakademie, nach außen und innen als eine profilierte werbende Persönlichkeit wirken. Hier vereinten sich bescheidenes Auftreten, fortschrittliche Gesinnung, hohes wissenschaftliches Verantwortungsbewußtsein und gediegenes Können, gepaart mit einem entsagungsvollen Fleiß. Wir alle beklagen zutiefst sein Hinscheiden und werden sein Andenken in Ehren halten. Wir sind dabei recht stolz auf ihn, er war unser Kollege in vorbildlichem Wirken auf gemeinsamem Weg als guter Mensch, erfolgreicher Forscher und ausgezeichnete Lehrer.

Lehrbuch

von Prof. Dr. Carl Schlegel

Lehrbuch der Naturgeschichte der Pflanzenwelt

The text on this page is extremely faint and illegible, appearing to be a preface or introductory section of a botanical textbook. It likely discusses the scope and purpose of the work, but the specific content cannot be discerned.

Gedenkrede

von Dipl.-Ing. *E. G. Böhme*, Berlin

Hochverehrte Frau *Oelsner*! Meine Damen und Herren!

Herr Staatssekretär, Professor Dr. *Gießmann*, der zu seinem Bedauern leider selbst nicht anwesend sein kann, hat mich beauftragt, anlässlich der Akademischen Gedenkfeier für unseren verstorbenen Genossen Professor Dr.-Ing. habil. *Oscar Oelsner* Worte des Gedenkens und der Würdigung seiner Leistungen als Hochschullehrer und ehemaliger Rector magnificus vorzutragen.

Ich habe diesen für mich ehrenvollen Auftrag mit Dankbarkeit übernommen, nicht nur als Persönlicher Referent des Herrn Staatssekretärs und ehemaligen Hauptreferenten für Bergbau und Hüttenwesen, sondern auch ganz besonders deshalb, weil ich mich persönlich durch gemeinsame Arbeitsjahre eng mit dem Verstorbenen verbunden fühle. — Gestatten Sie mir, daß ich die persönlichen Eindrücke an den Anfang meiner Ausführungen stelle. Gerade zur heutigen Gedenkfeier empfinde ich noch einmal das Bedürfnis, diesem von mir hochgeschätzten Wissenschaftler und Lehrer meinen Dank abzustatten für die Rat schläge, Erfahrungen und das Wissen, welches er mir persönlich während der gemeinsamen Arbeit uneigennützig übermittelte. Dies begann bereits 1952 während meines Studiums bei meiner Tätigkeit in der Redaktion der Bergakademie, als ich die Bearbeitung der Forschungshefte der Reihe Naturwissenschaften übernahm und mit Korrekturvorschlägen und Gedanken zur drucktechnischen Gestaltung als Studiosus bange Herzens zum Herrn Professor ging. Jedoch in der ihm eigenen Art verstand es *Oscar Oelsner*, mir jedes Gefühl der Minderwertigkeit zu nehmen, und es kam zu einer sehr ersprießlichen und kollegialen Zusammenarbeit.

Nach Abschluß meines Studiums an der Bergakademie im Jahre 1954 sollte diese Gemeinsamkeit dadurch noch enger werden, daß ich sein Persönlicher Referent im Prorektorat für Studienangelegenheiten wurde.

Mit seiner reichen Lebenserfahrung und seiner tiefen Menschenkenntnis war *Oscar Oelsner* seinen Mitarbeitern im Prorektorat und vor allem seinen Studenten ein vielseitiger Helfer und väterlicher Freund. Seine Liebe zur Jugend und sein Glaube an die Kraft der jungen Generation verband sich bei ihm mit einem beispielhaften Enthusiasmus für die Wissenschaft im allgemeinen und die Lagerstättenlehre im besonderen. Darüber hinaus liebte er — aus den eigenen Jugendjahren schöpfend — den Beruf des Bergmannes über alles und verstand

es, in den Studenten Begeisterung und echte Arbeitsliebe zu wecken. Wenn auch vielleicht manche Entscheidung des Prorektors in den Augen des betroffenen Studenten hart oder ungerecht erscheinen mochte, *Oscar Oelsner* ließ sich stets davon leiten, dem jungen Menschen in seiner Entwicklung zu helfen.

In enger Zusammenarbeit mit der Hochschulparteiorganisation der SED und gestützt auf die Kraft der Massenorganisationen war ihm die Erziehung der studentischen Jugend der Bergakademie Freiberg zu bescheidenen, charakterfesten, hervorragend ausgebildeten und dem Arbeiter-und-Bauern-Staat treu ergebenden Kadern echtes Anliegen.

Während seines 4jährigen Wirkens als Prorektor für Studienangelegenheiten und auch während seiner Tätigkeit als Rector magnificus zeigten sich sein unermüdlicher Arbeitswille, seine ausdauernde Energie und beharrliche Konsequenz, die übernommenen Aufgaben erfolgreich zu Ende zu führen. Groß und umfangreich war sein tägliches, oft bis in die Nacht hineinreichendes Arbeitspensum, welches er als leitender Funktionär und als Wissenschaftler in Lehre, Forschung und Industrieberatung bewältigte.

Als international geachteter Wissenschaftler und Hochschullehrer war *Oscar Oelsner* der Bergakademie Freiberg in den Jahren 1959—1961 ein umsichtiger Leiter, der sich seiner hohen Verantwortung voll bewußt war und seine Aufgaben stets mit großem Ernst und unter Einsatz seiner ganzen Persönlichkeit erfüllte. Als Mitglied der Rektorenkonferenz der Universitäten, Hochschulen und Medizinischen Akademien der DDR und langjähriges Mitglied des Wissenschaftlichen Beirates „Mineralogie“ beim Staatssekretariat für das Hoch- und Fachschulwesen setzte *Oscar Oelsner* sich für die Vervollkommnung von Erziehung und Ausbildung unserer Studenten und für die Weiterentwicklung von Lehre und Forschung ein und war dem Staatssekretariat bei der Lösung der vielseitigen Probleme des Hochschulwesens stets ein sachkundiger Berater.

Anläßlich der feierlichen Rektoratsübergabe am 1. November 1961 konnte der damalige Staatssekretär, Professor Dr. *Girnius*, in seiner Ansprache anerkennend feststellen:

„Vor zwei Jahren hatte ich die Ehre, Magnifizenz Professor Dr. *Oelsner* die Bestätigungsurkunde für die Ernennung zum Rector magnificus der Bergakademie Freiberg zu überreichen. Ich sprach damals die Überzeugung aus, daß Professor *Oelsner*, dank der Unterstützung durch die Partei und dank der tätigen Mitarbeit aller Angehörigen der Bergakademie, diese altehrwürdige Stätte von Forschung und Lehre einem neuen Höhepunkt entgegenführen werde. Heute haben wir den Rechenschaftsbericht aus dem Munde von Magnifizenz *Oelsner* entgegengenommen und können mit berechtigtem Stolz feststellen, daß das Ansehen der Bergakademie Freiberg weiter gewachsen und die Ausstrahlungskraft dank vielseitiger und bedeutender wissenschaftlicher Leistungen der Professoren, Assistenten, Mitarbeiter und Studenten stärker denn je ist.“

Nur knapp zwei Jahre weiteren erfolgreichen wissenschaftlichen Wirkens waren *Oscar Oelsner* noch vergönnt. Sein plötzliches und allzufrühes Ableben war und

ist für das Hochschulwesen und die Montanwissenschaft ein schmerzlicher und großer Verlust. Viele Gedanken und Pläne konnte unser Genosse Professor Dr.-Ing. habil. *Oscar Oelsner* nicht vollenden.

Doch in dieser Feierstunde, da wir seiner besonders gedenken, können wir die Gewißheit aussprechen, daß sein persönliches Vorbild in Generationen seiner Schüler fortleben wird, die sein Werk vollenden werden.

Neue Ergebnisse bei der Auswertung von Schweremessungen aus dem Raum von Freiberg¹

Von *Chr. Oelsner*, Freiberg/Sa.

Im Gegensatz zu zahlreichen anderen Erzlagerstätten des Erzgebirges ist bis heute im Bereich der Lagerstätte von Freiberg der Erzbringer noch nicht direkt nachgewiesen worden.

Die Existenz eines sog. „Freiberger Plutons“ ist bereits von *Ebert* [3] vermutet worden. Diese Vermutung untermauerte später *O. Oelsner* [9] durch eingehende lagerstättenkundliche Untersuchungen. Tektonische Betrachtungen von *Pietzsch* [12] und *Watznauer* [13] führten zu dem gleichen Ergebnis. Das Resultat von Schweremessungen in diesem Gebiet war der Nachweis, daß im Raum von Freiberg ein ausgedehnter etwa NW-SE streichender granitischer Tiefenkörper vorhanden ist [13]. Bereits 1957 vorgelegte spezielle Auswertungen dieser Gravimetermessungen durch *Berger* (veröffentlicht 1959 [2]) ließen keine sicheren Schlüsse über das Relief der Oberfläche dieses Tiefenkörpers zu. Einen starken positiven Impuls erfuhren die Diskussionen um das Relief des „Freiberger Plutons“ durch die Arbeit von *O. Oelsner* und *Baumann* „Über die Konstruktion von Isothermalflächen in einem Lagerstättenbereich als Hilfsmittel zur Abschätzung möglicher Erzvorräte“ [10]. Linien gleicher Wismutgehalte im Bleiglanz der kb-Formation ließen auf zwei Aufwölbungen des Plutons im Freiberger Bereich schließen.

Später vom Verfasser im Osterzgebirge durchgeführte Gravimetermessungen schlossen nochmals den Raum der Freiberger Lagerstätte ein [11]. Aus diesen Messungen konnte die Erstreckung und Größe des Freiberger Plutons, der ein mächtiger etwa von Altenberg bis Roßwein reichender Vorsprung des erzgebirgischen granitischen Tiefenkörpers ist, bestimmt werden. Ein Relief der Oberfläche dieses Granitvorsprunges im Gebiet um Freiberg konnte jedoch nicht nachgewiesen werden. Das Problem wurde mit *O. Oelsner* wiederholt besprochen. Eine Lösung, die sowohl den lagerstättenkundlichen, als auch den damaligen geophysikalischen Befunden entsprach, wurde jedoch nicht gefunden. Bei der Vorlage der ersten tiefenseismischen Angaben über die Tiefe der Granitunterkante sollten die Ergebnisse nochmals bearbeitet werden.

Alle Möglichkeiten zur Bearbeitung der Ergebnisse wurden jedoch in [11] noch nicht genutzt. Das zwar bekannte, jedoch recht aufwendige Verfahren der

¹ Veröffentlichung Nr. 138 des Instituts für Angewandte Geophysik der Bergakademie Freiberg. Direktor: Prof. Dr. *O. Meißner*.

Berechnung von Feldfortsetzungen wurde nicht angewendet. Im Rahmen einer Diplomarbeit führte *S. Hage-Ali* solche Berechnungen für das Gebiet von Geyer—Ehrenfriedersdorf durch [4]. Die Ergebnisse rechtfertigten die Berechnung von Feldfortsetzungen nach unten im Freiburger Raum.

Da das Schwerfeld ein Potentialfeld ist, läßt es sich aus einer beliebigen Ebene (x, y, z) auf eine beliebig höhere $(x, y, z + h)$ oder beliebig tiefere $(x, y, z - h)$ fortsetzen.

Besondere Bedeutung kommt der Feldfortsetzung nach unten zu, da damit eine Annäherung an den Störkörper erzielt wird. Die Störwirkung erhöht sich dementsprechend proportional. Voraussetzung ist dabei die Gültigkeit der sog. Laplace'schen Differentialgleichung, in dem Raum zwischen Bezugs- und Fortsetzungsebene.

Ausgangspunkt ist bei der Berechnung von Feldfortsetzungen stets das Poisson'sche Integral

$$g(h) = \frac{1}{2\pi} \int_0^\infty \int_0^{2\pi} g(\varrho, \alpha) \frac{h}{(\varrho^2 + h^2)^{3/2}} \varrho \, d\varrho \, d\alpha. \quad (1)$$

Es vermittelt den Zusammenhang zwischen dem Schwerfeld in der Ebene $z = 0$, das in Polarkoordinaten vorliegt und dem Schwerwert in der Ebene $z = h$ für den Punkt $\varrho = 0$.

Die Integralbeziehung (1) gilt jedoch nur, wenn der Raum zwischen $z = 0$ und $z = h$ quellenfrei ist. Dies bedeutet, daß der flachste Störkörper tiefer als die Fortsetzungstiefe h liegen muß. Verschiedene Autoren gelangten auf unterschiedlichen Wegen zur Lösung der Integralgleichung (1). Die abgeleiteten Rechenvorschriften lauteten jedoch stets

$$g(h) = \sum_{n=0}^k a_n g(\varrho_n). \quad (2)$$

Dazu muß $g(\varrho, \alpha)$ in Form eines quadratischen Punktgitters mit dem Gitterabstand s vorliegen. Auf den Kreisen $n = 1, 2, \dots, k$, deren Radien $b_n \cdot s$ betragen, sind die Schwerwerte auf den Schnittpunkten mit dem quadratischen Punktgitter zu addieren und die arithmetischen Mittel zu bilden.

Die Anzahl der benutzten Kreise schwankt je nach Autor zwischen 7 und 10. Die Anzahl der Punkte auf den Kreisen beträgt 4, 8 oder 12.

Außer dem Schwerfeld selbst können selbstverständlich auch die höheren Ableitungen nach unten fortgesetzt werden. Die Integralgleichung (1) muß dazu dem Grade der Ableitung entsprechend nach z differenziert werden. Die daraus abgeleiteten Rechenvorschriften entsprechen Gleichung (2).

Die manuelle Berechnung von Ausdrücken wie Gleichung (2) ist wegen des großen Rechenumfangs sehr zeitaufwendig. Deshalb wird diesen Auswerteverfahren erst in letzter Zeit, seit moderne Rechenmaschinen zur Verfügung stehen, wieder mehr Aufmerksamkeit gewidmet. Der Grund dafür, daß bisher in der internationalen Literatur kaum Beispiele für die Berechnung von Feldfortsetzungen zu finden waren, ist auch in den abweichenden Anschauungen

über die Nützlichkeit dieser Verfahren zu suchen, da die oben gemachte Voraussetzung der Quellenfreiheit für den Bereich von $z = 0$ bis $z = -h$ nicht in jedem Fall gegeben ist. Auch der genannte große Rechenaufwand schreckte oft von der Benutzung der Feldfortsetzungen ab. Er ist bei der Verwendung von Rechenautomaten kein Hinderungsgrund mehr, besonders wenn eingefahrene und erprobte Rechenprogramme für einen Automat vorliegen.

Programme zur Berechnung von höheren Ableitungen und Feldfortsetzungen für den ZRA 1 wurden im Institut für Angewandte Geophysik der Bergakademie im Rahmen einer Diplomarbeit [8] aufgestellt.

Für eine 110 km² große Fläche westlich von Freiberg wurden mit dem ZRA 1 beim Rechenzentrum des Deutschen Brennstoffinstitutes, Freiberg, die Fortsetzung des Schwerfeldes nach unten entsprechend einer Formel von *Baranov* [1], sowie die Fortsetzungen des vertikalen Gradienten und der zweiten Ableitung nach *Henderson* [5] berechnet.

Baranov [1] verwendete 10 Kreise. Es wurden jedoch nur 6 Kreise benutzt und damit bereits eine gute Konvergenz erzielt. Die für Gleichung (2) benötigten Daten sind nachfolgend in Tabelle 1 zusammengestellt. Die Fortsetzungstiefe war gleich dem Gitterabstand $s = 1$ km. Die gleiche Anzahl der Kreise wurden für die Fortsetzungen des vertikalen Gradienten (g_z) und der zweiten Ableitung (g_{zz}) nach *Henderson* [5] benutzt. Die entsprechenden Parameter werden in Tabelle 2 gezeigt.

Die Bouguerschwerekarte des Untersuchungsgebietes (Bild 1) weist im Reduktionsniveau auf keinerlei lokale Aufwölbungen an der NW-Flanke des Freiburger Plutons hin. Der starke Schwereabfall nach Südosten ist eine Folge des Abfalls der Oberkante des Plutons nach Nordwesten und eines Absinkens der Unterkante des Plutons nach Südosten. Die Tiefe von letzterer beträgt bei Freiberg etwa 11 km, wie die Berechnungen von zahlreichen miteinander verketteten Schwereprofilen aus dem Bereich des Osterzgebirges ergeben haben [11]. Als Oberkantenteufen wurden dabei für das Gebiet von Freiberg 2500 m bis 3000 m gefunden. Dabei war jedoch die nicht eindeutig mögliche Trennung der Wirkungen von Ober- und Unterkante zu beachten. Die angegebenen Teufen waren deshalb als Richtwerte aufzufassen. Die Teufengenauigkeit wird in keinem Fall größer sein als 10%.

Es wurden die Feldfortsetzungen für die auf Bild 1 dargestellte Fläche berechnet. In diesem Gebiet liegen gefügeanalytische Untersuchungen der Graugneise von *Hofmann* [6] vor. Dabei wurden verschiedene Bereiche mit entregeltem Quarzgefüge gefunden. Die Entregelung wird auf die thermische Wirkung posttektonisch intrudierter Granite angesehen [6]. Einer dieser Bereiche erstreckt sich mit NE-SW-Streichen von Halsbrücke (auf Bild 1 etwa am Buchstaben e von Mulde gelegen) bis in das Gebiet zwischen Freiberg und Langhennersdorf. Bis auf kleinere Verbiegungen der Isogalen -11 mGal und -12 mGal sind auf Bild 1 keine lokalen Anomalien zu erkennen. Auf den in [11] vorgelegten Karten der zweiten Ableitung (g_{zz}) trat zwar eine jeweils westlich von Langhennersdorf gelegene negative Anomalie auf, die jedoch seinerzeit aus verschiedenen Gründen nicht als Granitaufwölbung gedeutet werden konnte.

Tabelle 1. Parameter des vertikalen Gradienten (g_z)

Kreis	Punktezahl	Radius	Faktoren a_n
1	1	o	+ 9,96129
2	4	s	-12,14361
3	4	$s\sqrt{2}$	+ 3,56984
4	8	$s\sqrt{5}$	- 0,04114
5	8	$s\sqrt{10}$	- 0,08302
6	8	$s\sqrt{17}$	- 0,04805

Tabelle 2. Parameter der Fortsetzung des vertikalen Gradienten (g_z) und der zweiten Ableitung (g_{zz})

Kreis	Punktezahl	Radius	Faktoren a_n	
			g_z	g_{zz} $x (h = -s)$
1	1	o	+6,62394	+7,08408
2	4	s	-5,62446	-6,93715
3	4	$s\sqrt{2}$	-0,12727	+0,36265
4	8	$s\sqrt{5}$	-0,88750	-0,80764
5	4	$s\sqrt{8}$	+0,00361	+0,13050
6	8	$s\sqrt{13}$	-0,04856	-0,07231

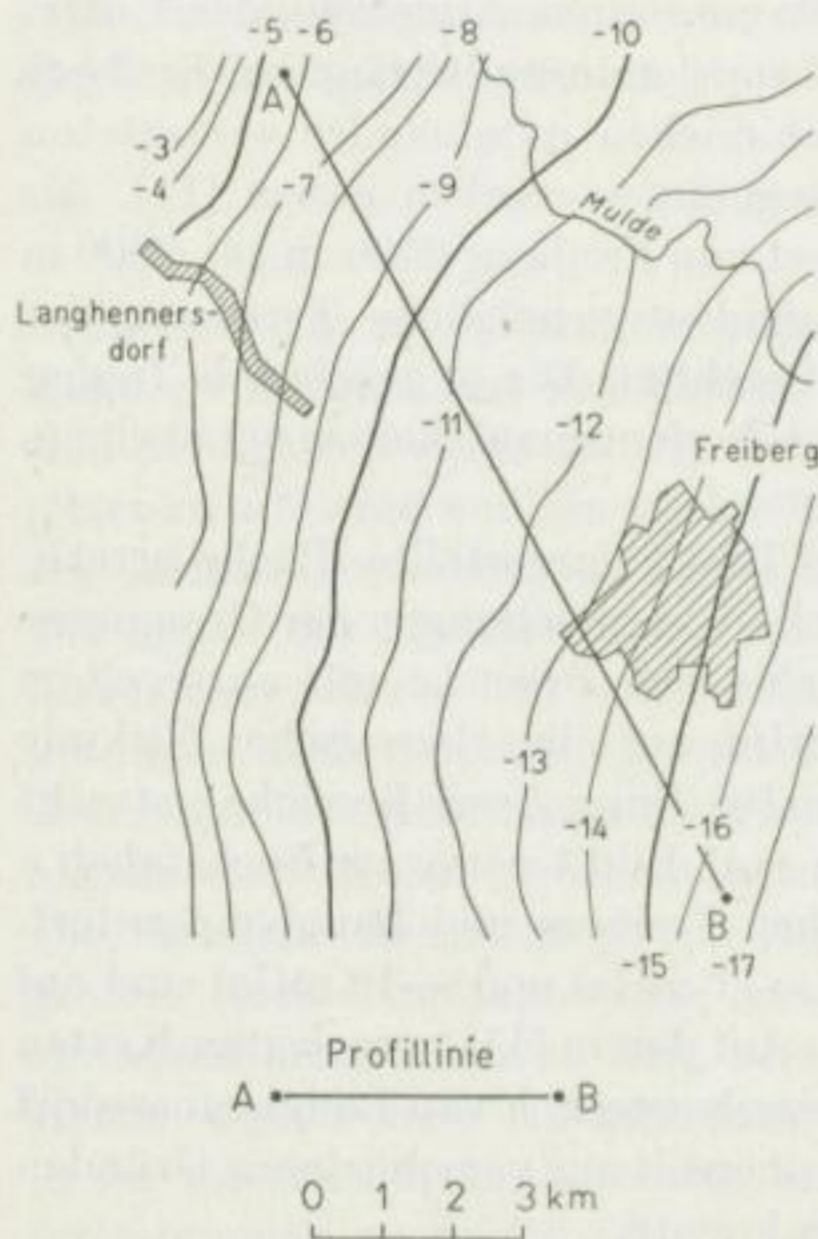


Bild 1

Ausschnitt der Bouguerschwerekarte des Osterzgebirges. Linienabstand 1 mGal.
Umgezeichnet nach [11]

Die Fortsetzung des Schwerefeldes nach unten (1 km) ergibt die auf Bild 2 dargestellten Verhältnisse. Überraschenderweise ist das Relief jetzt sehr bewegt. Es sind mehrere NE—SW verlaufende Anomalien zu erkennen. Die kräftigste erstreckt sich von Halsbrücke in südwestlicher Richtung. Sie besitzt eine Amplitude von etwa 4,5 mGal. Im Bereich dieser Anomalie fand *Hofmann* die stärksten Entregelungen [6]. Der gravimetrische und gefügeanalytische Befund läßt den Schluß zu, daß die Anomalie mit großer Wahrscheinlichkeit durch eine lokale, NE—SW gestreckte Aufwölbung auf der NW-Flanke des Freiburger Plutons verursacht wird. Weitere Anomalien liegen nordwestlich bzw. südöstlich der genannten. Das Streichen der nordwestlichen stimmt mit obigem überein. Die Anomalie zwischen Langhennersdorf und Freiberg besitzt im Mittel die gleiche Richtung, während der Verlauf einer direkt durch Freiberg gehenden schwachen Anomalie bedeutend steiler ist.

Die Fortsetzungen des vertikalen Gradienten und der zweiten Ableitung in die gleiche Tiefe ist auf den Bildern 3 und 4 wiedergegeben. Die genannten Anomalien sind, wie es sein muß, wieder gut zu erkennen. Während auf Bild 2 jedoch noch ein regionaler Einfluß (Abfall der Schwerewerte nach SO) den Lokalanomalien überlagert ist, entfällt dies bei dem Vertikalgradienten und der zweiten Ableitung wegen der um jeweils eine Potenz stärkeren Abnahme der Störwirkung mit dem Abstand vom Störkörper. Sehr markant ist auf beiden Darstellungen die Anomalie zwischen Halsbrücke und Langhennersdorf. Im Vertikalgradienten beträgt sie bis -40 E und in der zweiten Ableitung bis $-20 \cdot 10^{-14}$ cgs.

Die bei Freiberg gelegene Anomalie ist nur angeschnitten worden. Ihr Zentrum liegt zwischen Freiberg und Halsbrücke. Auf den Bildern 3 und 4 ist sie in zwei Teile getrennt. Beide Teile liegen etwa dort, wo *O. Oelsner* und *Baumann* [10] die Hochlagen der Linien gleicher Wismutgehalte festgestellt haben.

Der Verlauf der einzelnen Schweranomalien auf der Profillinie A—B ist auf Bild 5 zusammengestellt. Die Bougueranomalie ist mit $\Delta g''$ bezeichnet. Sowohl im Reduktionsniveau als auch in 1 km Tiefe ist die Wirkung des regionalen Gradienten als stetiger Schwereabfall nach SSO zu erkennen. Diese ist beim vertikalen Gradienten (Δg_z) und der zweiten Ableitung (Δg_{zz}) weggefallen.

Das Profil der zweiten Ableitung wurde mit einem Auszählendiagramm [7] quantitativ ausgewertet. Als Dichte für den Granit wurde $2,62 \text{ gem}^{-3}$, als Gneisdichte $2,69 \text{ gem}^{-3}$ angenommen. Das vorgelegte Schwereprofil befriedigt den g_{zz} -Verlauf in groben Zügen. Es muß jedoch betont werden, daß die gewählte Konfiguration nur eine von theoretisch unendlich vielen anderen möglichen ist. Eine weitere Lösung, mit der die Anomalien I und II auf den Profilen erklärt werden können, ist durch zwei Granitzylinder im Gneis (kleinere und dichtere Symbole) gegeben. Die Zylinder erstrecken sich senkrecht zur Zeichenebene bis ins Unendliche.

Die erhaltenen Teufen sind kleiner als die in [11] angegebenen. Dies kann dadurch erklärt werden, daß die angenommene Dichtedifferenz zu klein ist. Als Bedeckung des Granites wurde unterer Graugneis mit $2,69 \text{ gem}^{-3}$ angenommen, obwohl teilweise im Profilbereich oberer Graugneis mit $2,72 \text{ gem}^{-3}$ ansteht. Lokale Dichtestörungen (das Profil schneidet den Bereich der sog. Felsitlager)

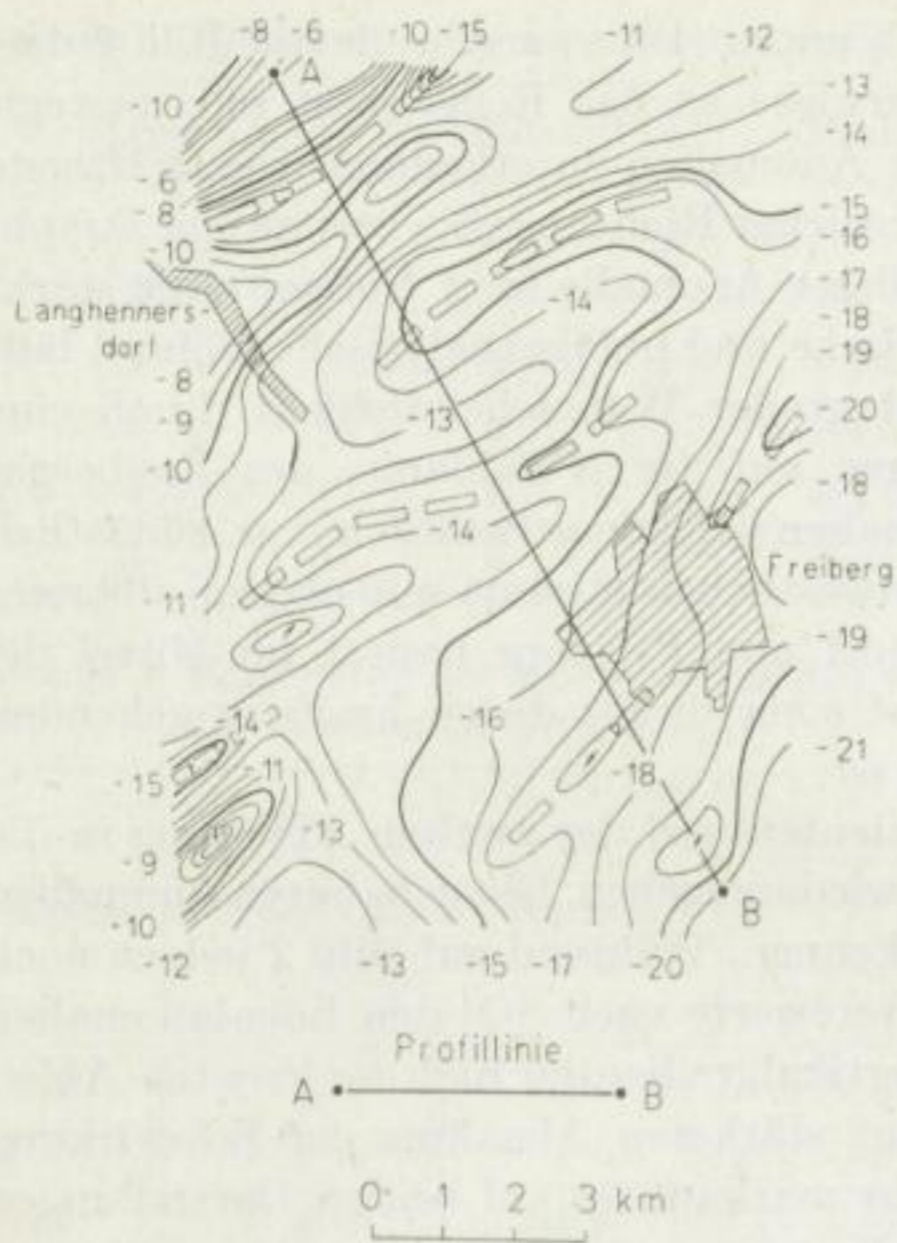


Bild 2
Fortsetzung des Schwerefeldes von Bild 1 in 1 km Tiefe nach einer Formel von Baranov. Linienabstand 1 mGal

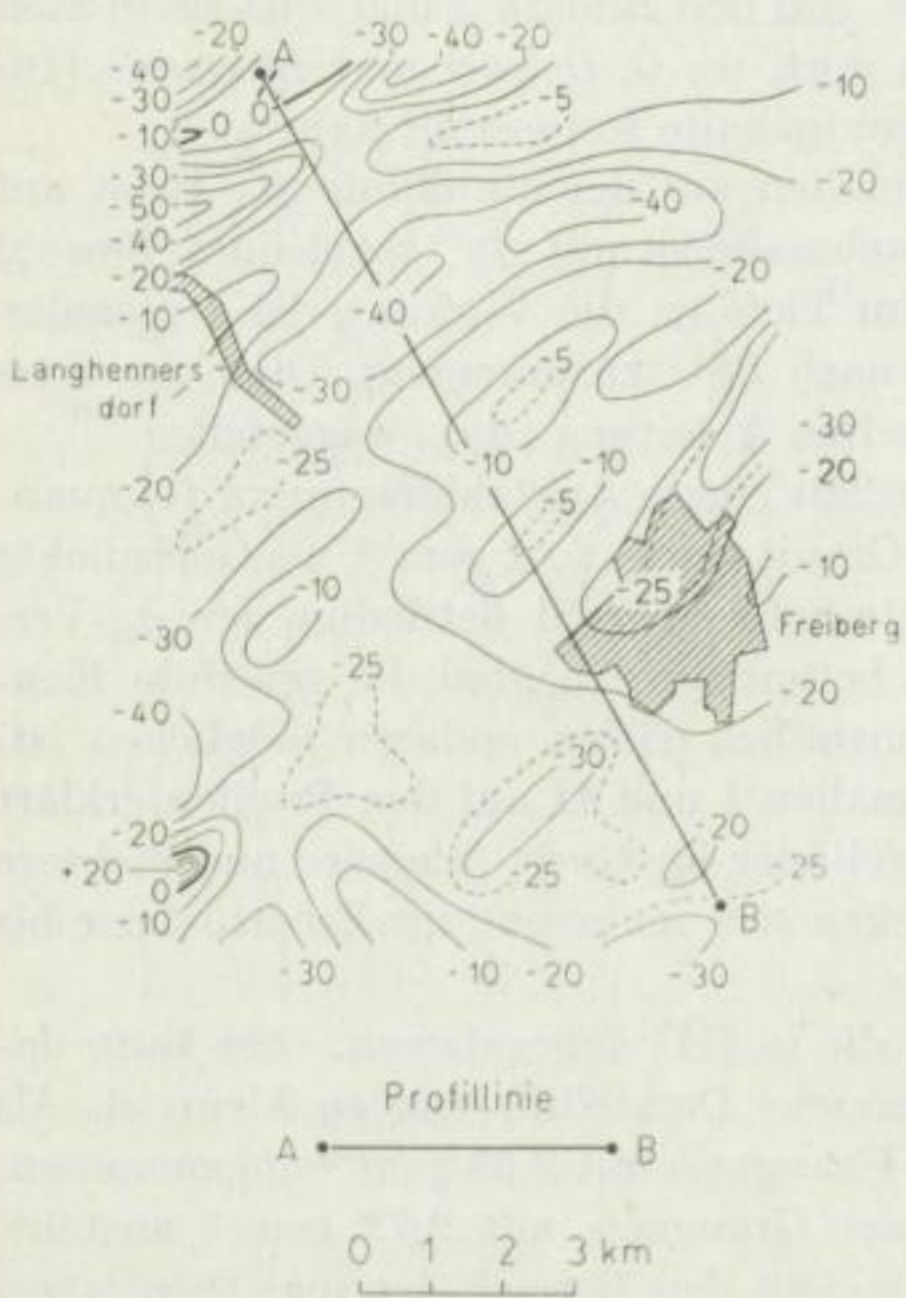


Bild 3
Fortsetzung des Vertikalen Gradienten in 1 km Tiefe nach Henderson. Linienabstand 10 Eötvös

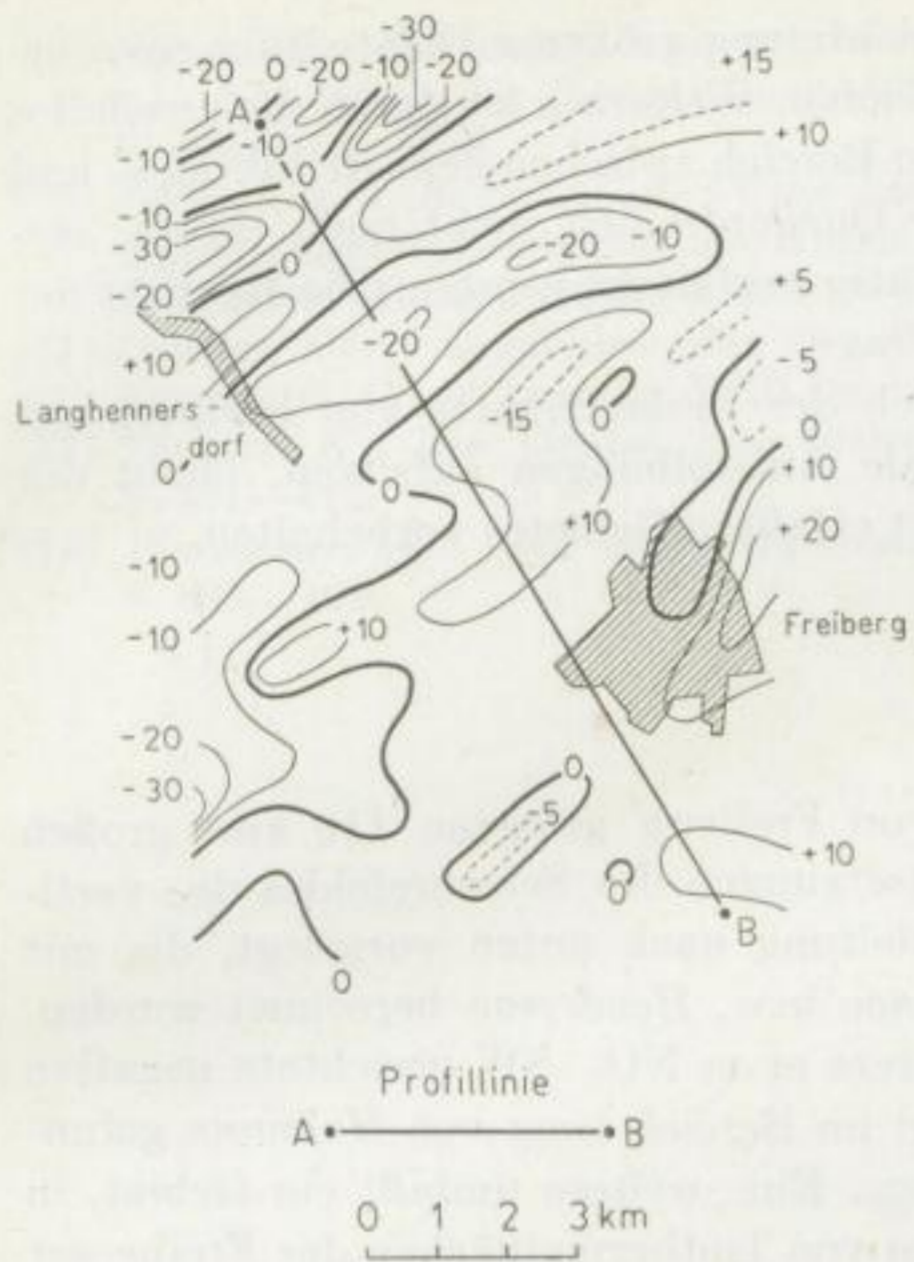


Bild 4
Fortsetzung der zweiten Ableitung (g_{zz}) in 1 km Tiefe nach Henderson. Linienabstand $10 \cdot 10^{-14}$ cgs

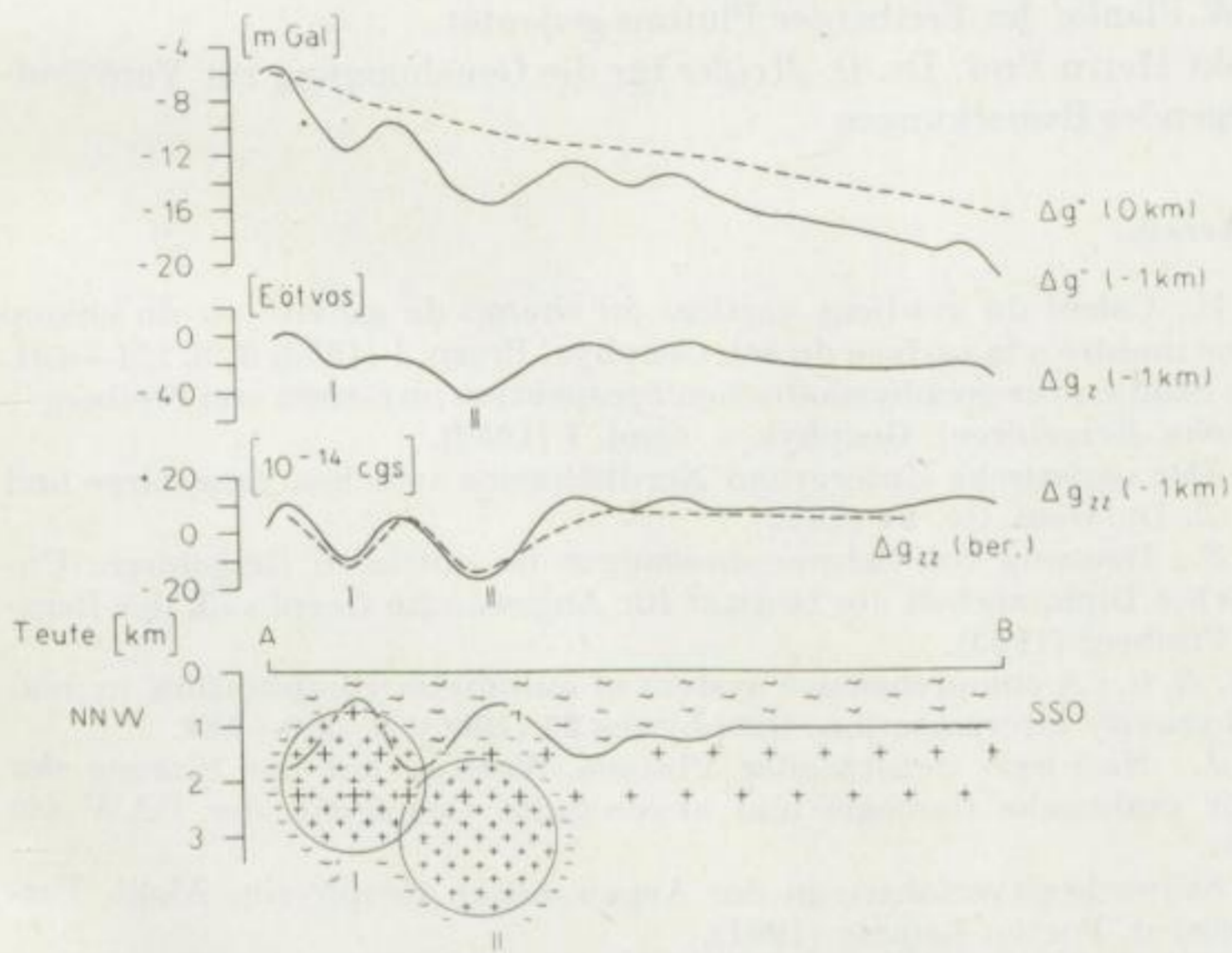


Bild 5. Verlauf der Schwerefelder auf der Profillinie der Bilder 1 bis 4 und quantitative Auswertung des Δg_{zz} -Profils (Dichte des Granites $2,62 \text{ gcm}^{-3}$, Dichte des Gneises $2,69 \text{ gcm}^{-3}$)

sind nicht berücksichtigt. Bei Berücksichtigung größerer Dichtedifferenzen ergeben die Profilberechnungen größere Tiefen. Weiterhin ist durch die zweifellos vorhandenen Dichteinhomogenitäten im Bereich zwischen dem Reduktions- und Fortsetzungsniveau die Bedingung der Quellenfreiheit nicht mehr erfüllt, wodurch die Maxima und Minima quantitativ verfälscht werden. Die Realität der Anomalien selbst steht jedoch außer Frage.

Ob und in welchem Ausmaß im Bereich der Erzlagerstätte von Freiberg auf dem „Freiberger Pluton“ weitere lokale Aufwölbungen aufsitzen, bleibt der späteren Auswertung des hier noch nicht erfaßten Gebietes vorbehalten.

Zusammenfassung

Für eine westlich bzw. nordwestlich von Freiberg gelegene 110 km² großen Fläche werden die Ergebnisse der Fortsetzungen des Schwerfeldes des vertikalen Gradienten und der zweiten Ableitung nach unten vorgelegt, die mit einem ZRA 1 nach Formeln von *Baranov* bzw. *Henderson* berechnet wurden. Die entsprechenden Karten lassen mehrere etwa NO—SW gerichtete negative Anomalien erkennen. Die kräftigste liegt im Bereich einer von *Hofmann* gefundenen Zone mit entregeltem Quarzgefüge. Eine weitere umfaßt ein Gebiet, in dem *O. Oelsner* und *Baumann* Hochlagen von Isothermalfächen des Freiberger Plutons festgestellt hatten. Die Anomalien werden als lokale Granitaufwölbungen an der NW-Flanke des Freiberger Plutons gedeutet.

Verfasser dankt Herrn Prof. Dr. *O. Meißer* für die Genehmigung zur Veröffentlichung vorliegender Bemerkungen.

Literatur

- [1] *Baranov, V.*: Calcul du gradient vertical du champ de gravité ou du champ magnétique mesuré à la surface du sol. *Geophys. Prosp.* 1 (1953) 3, S. 171—191.
- [2] *Berger, I.*: Studien zur geophysikalischen Prospektion im Gebiet von Freiberg—Brand (Sächs. Erzgebirge). *Geophys. u. Geol.* 1 (1959).
- [3] *Ebert, H.*: Der varistische Untergrund Nordböhmens zwischen Erzgebirge und Jeschken. *Z. Dt. Geol. Ge.* 84 (1932).
- [4] *Hage-Ali, S.*: Deutung von Schweremessungen im mittleren Erzgebirge. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Angewandte Geophysik der Bergakademie Freiberg (1963).
- [5] *Henderson, R. G.*: A comprehensive system of automatic computation in magnetic and gravity interpretation. *Geophysics* 25 (1960), S. 569—584.
- [6] *Hofmann, J.*: Nachweis tiefsitzender Plutone. Vortrag auf der Sitzung der Sektion für praktische Geologie und angewandte Geophysik der DAW am 10. 1. 1964.
- [7] *Jung, K.*: Schwerkraftverfahren in der Angewandten Geophysik. Akad. Verlagsges. Geest u. Portig, Leipzig (1961).
- [8] *Naake, L.*: Die Programmierung geophysikalischer Auswerteprobleme an gravimetrischen und tellurischen Beispielen (Gravimetrie: Feldfortsetzungen und höhere Ableitungen, Tellurik: Stufe und Antiklinale). Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Angewandte Geophysik der Bergakademie Freiberg (1964).

- [9] *Oelsner, O.*: Die pegmatisch-pneumatolytischen Lagerstätten des Erzgebirges mit Ausnahme der Kontaktlagerstätten. Freib. Forsch.-H. C 4 Berlin: Akademie-Verlag 1952.
- [10] *Oelsner, O.* u. *Baumann, L.*: Über die Konstruktion von Isothermalfächen in einem Lagerstättenbezirk als Hilfsmittel zur Abschätzung möglicher Erzvorräte. Neue Hütte 2 (1957) 4, S. 205—213.
- [11] *Oelsner, Chr.*: Ergebnisse der Gravimetermessungen im Osterzgebirge. Freib. Forsch.-H. C 144 Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie 1963.
- [12] *Pietzsch, K.*: Die Gneise des sächsischen Erzgebirges. Geologie 3 (1954), S. 391—412.
- [13] *Watznauer, A.*: Die erzgebirgischen Granitintrusionen. Geologie 3 (1954), S. 688—706.

Faint, illegible text at the top of the page, possibly bleed-through from the reverse side.

Second block of faint, illegible text in the middle of the page.

Third block of faint, illegible text in the lower middle of the page.

Final block of faint, illegible text at the bottom of the page.

O. Oelsner und die Metallogenie¹

Von J. Lombard, Paris

In der Welt der Metallogenetiker, in der sich die syn- und epigenetischen Vorstellungen derart extrem und manchmal in solcher Härte gegenüberstehen, gibt O. Oelsner das Beispiel einer sehr seltenen Ausgeglichenheit. Bei allem, was er schreibt und was er spricht, hat man als ersten Eindruck stets den eines großen Wissens und eines sehr sicheren Urteilsvermögens; die Fälle, in denen man eine Unsicherheit glaubt feststellen zu können, sind selten.

Da solche beispielgebenden Menschen nicht häufig sind, ist man versucht zu fragen, warum dies so ist. Das ändert nichts an der Achtung, die man ihnen schuldet; man kann jedoch daraus nützliche Hinweise für die richtige Meinung und Anschauung erhalten.

Das erste, was uns bei Oelsner berührt, ist seine Geistesbildung. Es ist nicht allein die *Breite* seines Wissens, die Vielfältigkeit der Tatsachen und Methoden, auf die sich sein Urteil bezieht, sondern die *meisterliche Beherrschung* dieses Arsenal intellektueller Mittel — einer Meisterschaft, die die Wahl der Argumente und ihre gegenseitige überzeugende und befriedigende Verknüpfung erlaubt. Ich weiß sehr wohl, daß es des Gedächtnisses und der Geduld bedarf, um Kenntnisse anzuhäufen, um zu einem überdurchschnittlichen Wissen zu kommen; aber die Geistesbildung setzt eine *Vollständigkeit* des Wissens voraus, die *allein* eine gleichwertige Benutzung erlaubt. Diese Geistesbildung ist eine seltenere Gabe als man allgemein annimmt. Oelsner besaß sie in hohem Maße. Bei ihm widersprachen sich die geochemischen, mineralogischen und geologischen Tatsachen nie und vervollständigen sich zu einem übereinstimmenden Gesamtbild.

Aus diesem Grunde ist er auch niemals Gefangener seines Unterbewußtseins („couches profondes“). Und hier berühren wir einen Stein des Anstoßes in der Wissenschaft im allgemeinen und in der Metallogenie im besonderen. C. G. Amstutz hat die psychologischen Wurzeln unserer Gedankengänge ganz ausgezeichnet analysiert und die bedeutende Rolle des unbewußten individuellen und kollektiven Urteils bei der Wahl unserer Argumente und Beurteilungen gezeigt. Dieser Einfluß des Unbewußten, unseres inneren *Deus ex machina*, bedingt unsere mehr oder weniger ausgeprägte Unfähigkeit, diesen „*Deus ex machina*“ unserer Deutungen der Naturerscheinungen zurückzuweisen. Da Oelsner niemals

¹ Übersetzung aus dem Französischen von H. J. Rösler. Der Originaltitel lautet: O. Oelsner et la pensée metallogénique.

in diesen unbewußten Regungen befangen war, hat er unter allen Umständen einen natürlichen Wertmaßstab anlegen können, mit einer außergewöhnlichen *Objektivität* und mit vollem *Bewußtsein*.

Insbesondere dieses volle Bewußtsein bzw. die Unterscheidung von Beobachtungstatsachen und Hypothesen führt uns zu dem praktischen Wert seines Werkes und der Einfachheit seines Aufbaus. Diese Unterscheidung zwischen Beobachtungstatsachen und Hypothesen ist nicht, wie man annehmen könnte, bei den Naturwissenschaftlern aller Arten und insbesondere bei den Geologen gesetzmäßig. Ist z. B. eine Beobachtungstatsache einmal gedeutet worden (mit bewußter oder unbewußter Beimischung hypothetischer Gedanken bei der Interpretation), wird ein neuer Beobachter dieser Tatsache sofort (und unbewußt) diese Deutung hineinlegen. Die Literatur der Minerallagerstätten ist voll von solchen vorgefaßten „Beschreibungen“ und einer Mischung von Beobachtung und Deutung. Die Folge ist, daß die Situation notgedrungen viel komplizierter erscheint, als sie es bei gesunder Beurteilung der Grundtatsachen wäre, und daß immer verwirrendere Erklärungsversuche und infolgedessen endlose Diskussionen entstehen.

Gerade diese Verhütung „falscher“ Deutungen in der Metallogenie in den letzten Dekaden verleiht dem Werk *Oelsners* den wohltuenden Eindruck der Einfachheit, Gründlichkeit und Ausgeglichenheit.

Wenn man die Analyse noch etwas weiter treibt, so hat man den Eindruck, daß *Oelsner* besser als viele andere dreidimensional zu denken verstand: er baute den Faktor Zeit in die räumliche und geologische Entwicklung ein und kam, wie es sein muß, zu einer historischen Sicht. Man mag erstaunt sein, wenn ich hier zugebe, ein Geologe könnte die Gesamtheit dieser Dimension nicht anerkennen. Tatsächlich zeigt sich solcher Mangel auch nicht im Gelände; es ist aber nicht selten, daß der Blick für eine der Dimensionen der Gesamtheit dann verlorengeht, wenn man von der Geländearbeit zur graphischen oder geistigen Auswertung übergeht, auch beim zusammenhanglosen Studium im Laboratorium. Das um so mehr, als das Wort „Dimension“ hier geistig übertragen und gleichgesetzt werden könnte mit „Freiheitsgrad“. In der Praxis äußert sich diese Reduzierung der Zahl der Dimensionen (oder der Freiheitsgrade) in der *Vernachlässigung* einer Interpretations- oder einer Entwicklungsmöglichkeit.

Dies ist umso schwerwiegender, als es in der Natur fast nur offene Systeme mit all ihren verschiedenen Variationsmöglichkeiten gibt und wir uns jedesmal mit einer Reihe von Irrtümern umgeben, wenn wir diese Zahl der Möglichkeiten im Namen eines im betreffenden Fall nicht anwendbaren Laboratoriumsversuches oder eines thermodynamischen „Gesetzes“ einschränken.

Es ist hier der Zeitpunkt festzustellen, mit welcher Sorgfalt *Oelsner* danach sucht, diese Klippen zu umgehen, um die Entwicklung seiner Ideen auf einer realen Ebene zu behalten. Dies ist ihm nur deshalb möglich, weil er seine Absicht in Grenzen hält: man sieht ihn niemals weiter nach der Entstehung einer Lagerstätte suchen, als es die konkreten Tatsachen erlauben. Interessiert er sich nicht für die Genese einer Mineralisation? Doch, aber nicht aus Gründen einer intellektuellen Neugier und noch weniger aus einer „paragenetischen Manie“ (wie viele

andere Metallogenetiker). Er tut dies, wenn dadurch die Bestimmung der Lagerstättenvorräte verbessert werden oder die Methoden zur Untersuchung ihrer Ausdehnung sicherer gemacht werden können. Aber selbst in diesem Fall muß man seine Klugheit bewundern, mit der seine Feststellungen formuliert sind. Man kann nur Hochachtung haben vor der Wahl seiner Worte und, darüber hinaus, vor der Bescheidenheit dieses Mannes.

Kommen wir nicht so zu der tieferen Triebfeder des Oelsner'schen Geistes, der so kultiviert, gewissenhaft, objektiv, in seinem Wesen entfaltet und gemäßigt in seiner Haltung war? Haben wir hier nicht die Tat eines Mannes, der, um sich zu bilden, um einer ihm wahrscheinlich ziemlich zeitig bewußten Berufung zu folgen, die geistige Arbeit gegen die Handhabung der Picke in den sächsischen Gruben eintauschen mußte, um seinen Lebensunterhalt zu verdienen.

Wir sind mit *Oelsner* weit entfernt von jenen „Geistesgrößen“, die meist im verhältnismäßigen Überfluß geboren sind; die erzogen sind in einem geisttötenden Konformismus, der keine der rauhen Kontakte mit der Materie mildert, die allein Charaktere formen, und die beladen sind mit einem Komplex der Überheblichkeit und letztlich gezwungen sind, entweder die Maße der wahren Natur zu ändern, um sie ihrer Intelligenz anzugleichen, oder sie in „reine Geister“ zu verwandeln.

In der politischen, sozialen und ökonomischen Situation seines Landes stand *O. Oelsner* vor der Notwendigkeit, der Erde die Rohstoffe für den Wiederaufbau zu entreißen und nicht, um den Mond zu erobern. In dieser Sicht wissen wir den vollkommenen und wirksamen Realismus seines Geistes zu würdigen und anzuerkennen.

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

A quantitative approach to paragenetic relations of ore minerals

By G. C. Amstutz, Heidelberg¹

Paragenetic relations are conventionally judged according to *qualitative properties*. Some are fairly distinct, for example, idiomorphism or xenomorphism. Other relations are quite vague; for example, many so-called "replacement" relations which are but wavy lines and, if observed without prejudice, can be interpreted in three ways: 1) as contemporaneous formations, 2) as replacement of A by B, and 3) as replacement of B by A. Qualitative study systems of paragenesis have been proposed, for example, by *Robertson and Vanderveer* [11], *J. H. Bernard* [3], and *Kutina* [5]. Many most valuable paragenetic studies have also been published by the late Professor *Oelsner*, to whose memory the present paper is dedicated. An attempt to classify the intergrowth patterns of

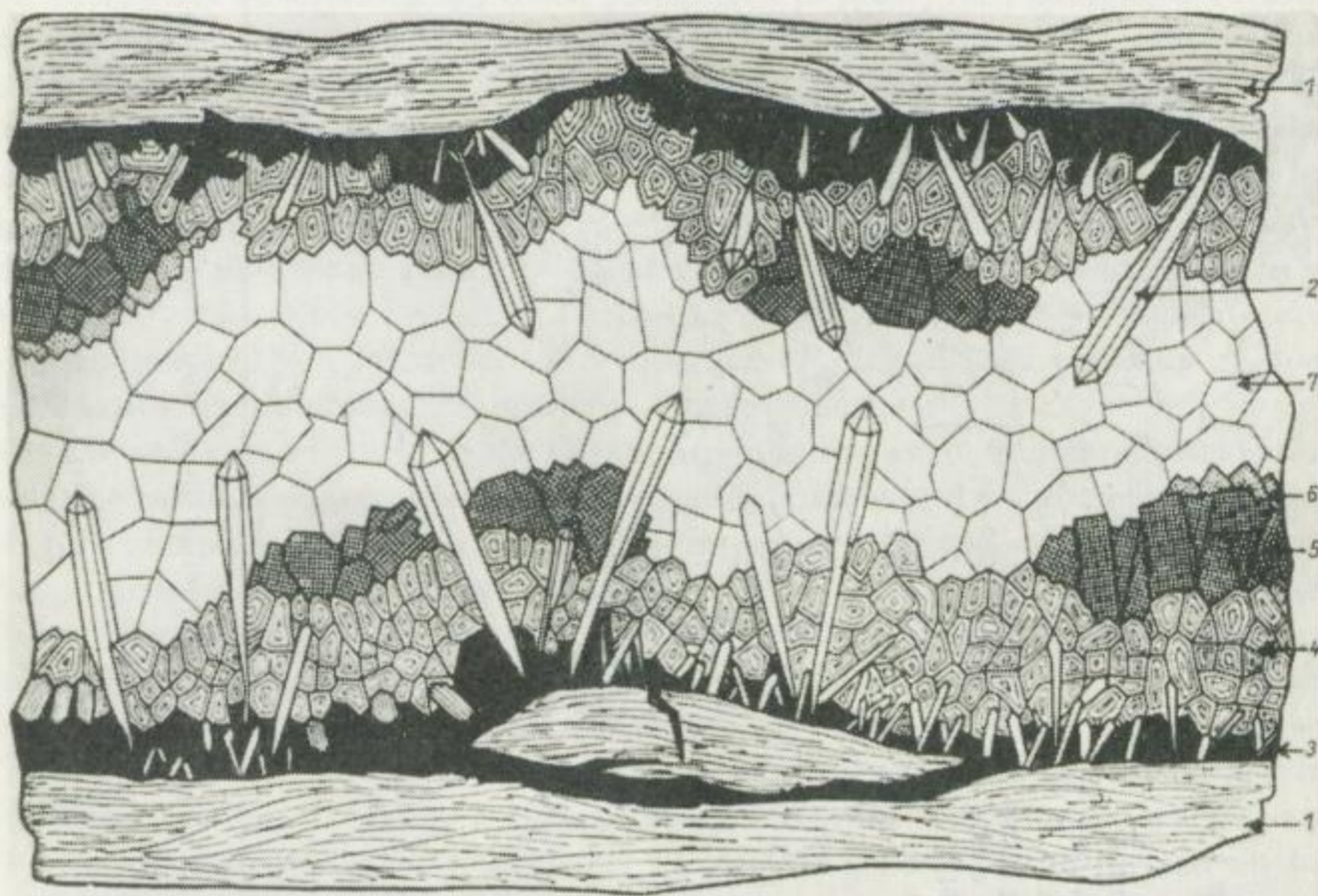


Figure 1. Typical pattern of a paragenetic sequence in a hydrothermal vein (after *W. Maucher*, from *Magnussen*, 1953, p. 29)

¹ formerly: University of Missouri, School of Mines, Rolla, Missouri.

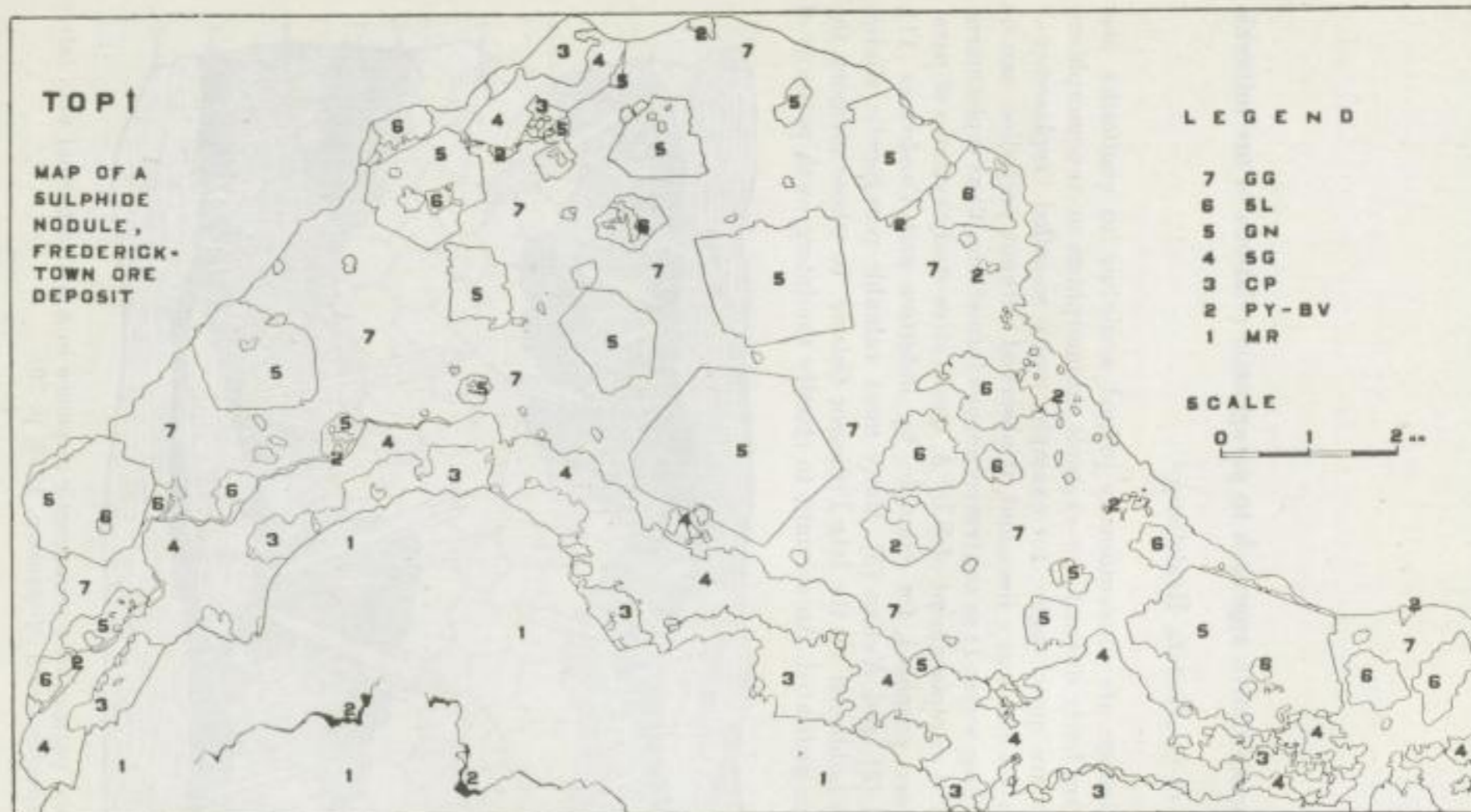


Figure 2. Paragenetic sequence in a diagenetic concretion in the Fredericktown Mine, Missouri (after El Baz, 1964)

G. C. Amstutz

minerals in a purely geometric way was the locking chart of the present author (1960, 61).

The following discussion and two actual examples intend to show that a paragenetic sequence can be derived objectively with a *quantitative treatment* of intergrowth relations. Two quantitative approaches are here proposed. Both should be applied in order to obtain more reliable information on paragenetic relations. The present treatment of the problem is somewhat incomplete in that it will not take into consideration the effect of the relative quantities of the minerals on the methods proposed, and in that a strict topologic presentation and the discussion of metamorphic intergrowths are left out.

The basic conditions on which the proposed quantitative method is based are these: Later crystallization almost always requires and implies *superposition*. Thus, in a vein generation B rests on A, C on B, D on C etc. (see figures 1 and 2). In a concretion, the same is true, and in disseminated mineralizations any intergrowth of later on earlier material also must take place almost exclusively by superposition (figures 2, 3, 4 and 5). This fundamental rule is as simple and basic as the fact that one sedimentary bed must be deposited on an earlier one.

The *exceptions to this rule* are not abundant enough to make the method invalid. Yet they are themselves interesting because they often provide additional paragenetic information. The most abundant example of exceptions to the superposition rule are exsolutions. They form later than the material "superposed" on them. But exsolutions are often recognized as such; for example, according to the many criteria enumerated by *Ramdohr* [10] and others.

Additional difficulties arise from complicated replacements, i. e., from cases where one mineral phase reverts the superposition sequence by internal replacement, as for example shown in figure 5a and b where cattierite (CoS_2) moved into inner pyrite zones where an unstable Co-rich bravoite phase may have decomposed and made place for a cattierite layer. Another clear example of such a reversal is the Fe-calcite formed in open spaces between hematite and quartz, created by contraction of a silica gel (*P. Niggli* [8]). Recently *Kutina* (1964) described an example of a three-fold replacement.

On the other hand, most *replacements* produce the same simple superposition relations as does overgrowth, which is most important and convenient. In Figure 4, for example, chalcocite and covellite replace pyrite and chalcopyrite. Here, too, the later mineral produces a simple superposition pattern, even though later crystallization takes place at the loss of the earlier phase. This shows that replacement will not interfere with the quantitative treatment, except in the more special cases mentioned above.

The *superposition rule* consists of the following simple set of fundamental conditions: In Figure 1, phase 1 (gneiss, wallrock) must have existed, when 2 and 3 were deposited because it supports these later generations. 4 formed on top of 3, 5 on 4, 6 on 5 and locally on 4 and 2; 7 rests on 6, 5, 4 and on 2. The contact relations are, consequently as follows: the narrower the time of formation of one phase is, the more restricted the intergrowth. Of the intergrowth surface of mineral 3, for example, 45% is in contact with the previous phase, in this



Figure 3 a



Figure 3 b

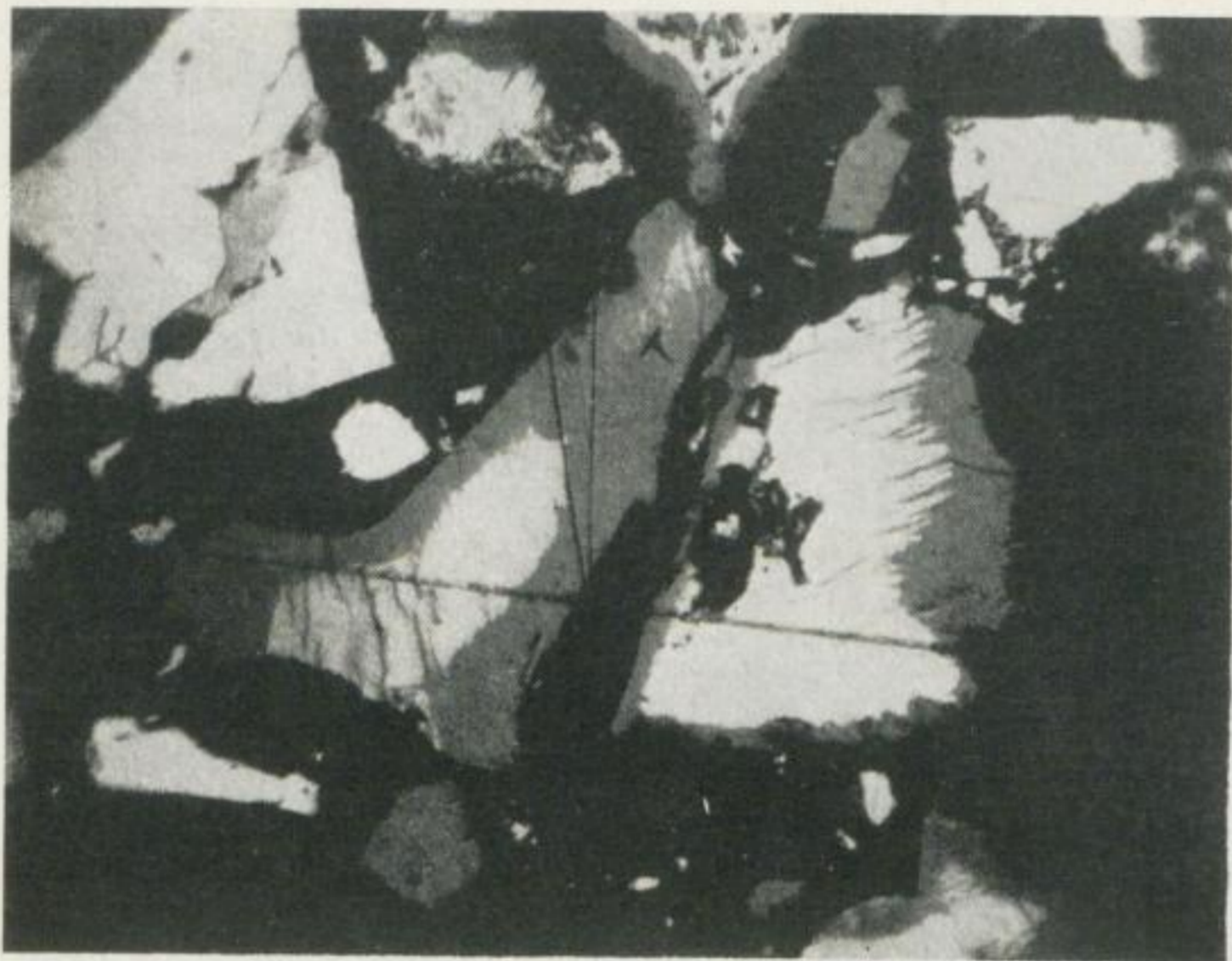
case the wall rock, and 45% with the next mineral, rhodochrosite. The remaining 10% are intergrown with number 1, quartz, which is a persistent mineral forming all through the process of vein filling. The same deduction can be made for all 7 generations.

Now, the *intergrowth surfaces* can be measured and compared quantitatively as done in table 1, in which the symbol is used as signifying "locked to" or "intergrown with". From this table the paragenetic sequence can be derived quantitatively in two ways: 1) by the mere comparison of the intergrowth or locking indices, a term introduced here to designate the intergrowth pair values in percents of the total intergrowth surface. Sphalerite must, of course, be the first short span mineral because it has an extreme locking index with the wall rock and calcite; on the other hand, calcite must be the last to form, because it shows no intergrowth with the wall rock and sphalerite at all. Quartz must be a persistent mineral because of the homogeneous distribution of its locking index values. 2) While measuring the intergrowth distances (surfaces) with a simple map-distance wheel, a differentiation should be made between convex, straight, and concave as shown in tables I and II.

The application of this last distinction is again based on the *fundamental condition* that earlier grains on the average necessarily occupy a more "central" area than later grains, i. e., the earlier grains are almost invariably "nuclei" for later superposed grains. Consequently, earlier phases must have statistically more convex surfaces against later phases, and vice versa, especially when the earlier phase is idiomorphic. This fact is well illustrated by figures 2, 3, 4 (especially well), and 5. In Figure 1 the vein walls are more or less straight and confining, and, therefore, the sum total would be about "straight", i. e., the intergrowth surfaces about equally convex and concave, but mostly straight, unless the individual grains are counted as measuring units. This, of course, turns the zig-zag lines into convex lines in favor of the earlier generation.

The question arises which length or area units should be selected in the evaluation of *convex-concave* lines. The unit distance or rather the unit radius is a fairly arbitrary matter, but it should not be larger than the average grain size of the grains involved.

Figure 3a and b. Typical paragenetic patterns of in load cast forming sulfide clusters in Fredericktown, Missouri, lead belt. Minerals: marcasite and pyrite (whitish), chalcopyrite (whitish grey, irregular area, only on 3b, lower left), galena (whitish grey, with many scratches, only on 3b, lower right), catterite (? , light grey, on 3a clear, on 3b very narrow), bravoite (grey, on 3a somewhat darker than on 3b), gangue (blackish). Typical sample from the greywacke transition zone between lamotte sandstone and Bonnetterre (Upper Cambrian). Note the diagenetic fractures, filled with latest galena. Some marcasite grains show diagenetic pressure twins. Enlargement: 3a = 1000 x, 3b = 250 x. (Photographs made at the Institut für Angew. Geologie und Mineralogie, Universität München, by courtesy of Prof. Dr.-Ing. A. Maucher)



a



b

Figure 4a/b. Disseminated minerals in a porphyry copper deposit a) Covellite replacing chalcopyrite; b) Chalcocite coating or replacing pyrite. (Chuquicamata copper concentrate, 500 x, compare *Amstutz*, 1960, 61)

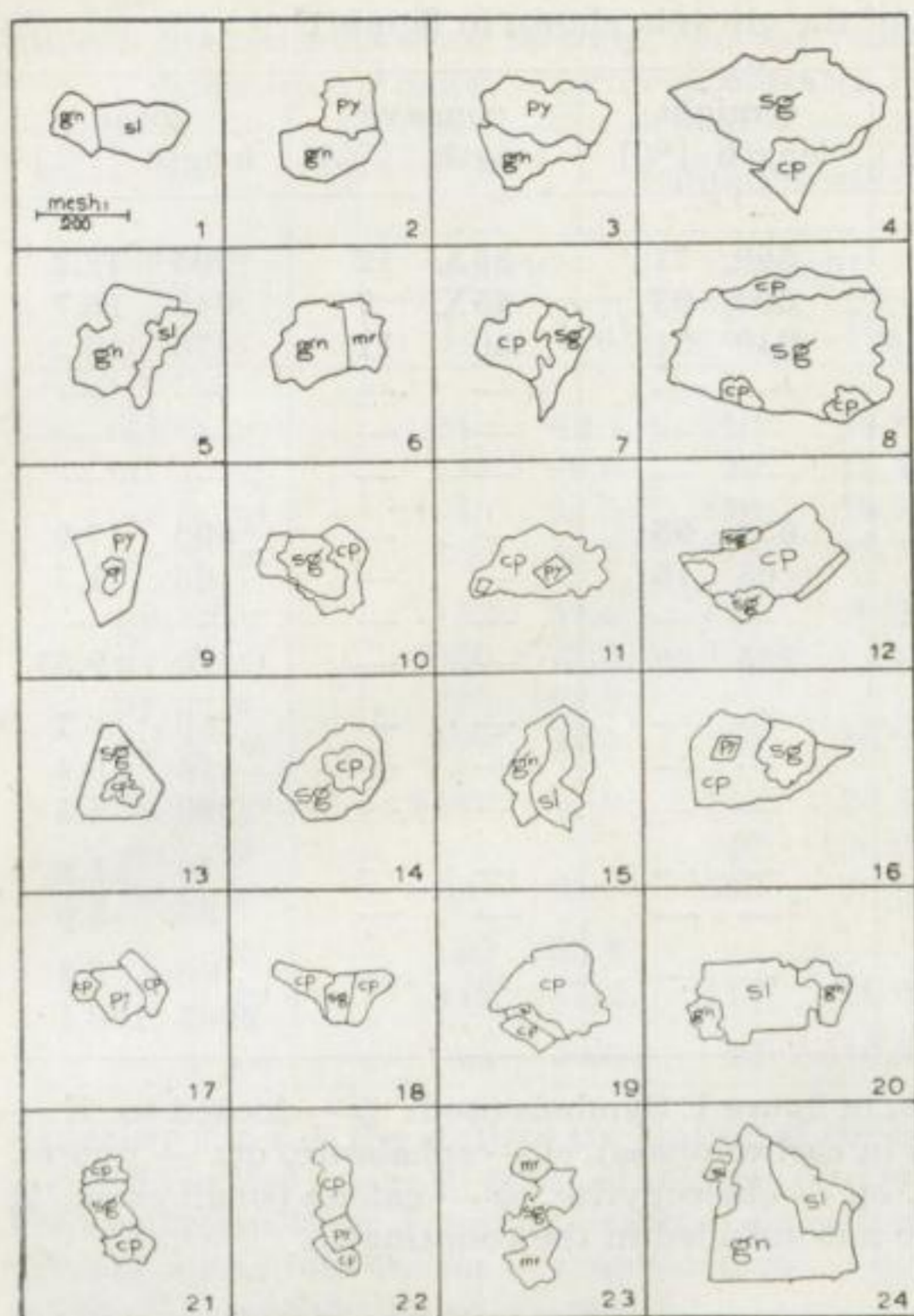


Figure 5

Typical examples of locked grains in the concentration products from Fredericktown. In comparison with the "geometric classification of basic intergrowth patterns of minerals" (AGI data sheet 21), grains 1 to 8 display type 1a to 1b; grains 9 to 16, type 2a; and grains 17 to 24, type 3a. Legend: gn = galena, sl = sphalerite, py = pyrite, sg = siegenite, and cp = chalcopyrite. All the grains are drawn at the same scale (see square number 1). (After *El Baz*)

(The only conditions where the *convex-concave test* has to be used with reversed sign (i. e., concave first, convex second) is the filling of open amygdules or geodes.)

At this point the reader must be thinking that these relations are common sense and that there is no need for any quantitative approach. However, the example of figure 1 is ideal in the sense that the cross section is complete and that a large portion of intergrowth is exposed. In the average case only short distances, fragments, or incomplete sequences are seen. Moreover, if it can be proved on known material that this method works, it may be applied to concentration products, which would enable a study of the overall paragenetic sequence of a mineral deposit essentially on the basis of particles of concentration products only.

The *validity of the method for concentrates* can be tested by cutting figure 1 into many pieces which would correspond to ground ore or concentrate particles. On these particles the locking indices can be established again and the result is basically the same as that of table 1. The only exception consists in that favorable cleavage along certain intergrowth boundaries will lower some values, but cannot change the overall pattern.

Table 1. Statistical locking index of the ore vein shown in figure 1

	convex length [%]		straight length [%]		concave length [%]		total length [%]	
sl # gneis	120X	17	500	71	85X	12	705	18.2
sl # qtz	—	—	600	93	45X	7	645	16.7
sl # rd	180	38	240	51	50	11	470	12.2
sl # gn	—	—	—	—	—	—	—	—
sl # ep	—	—	—	—	—	—	—	—
sl # cc	—	—	—	—	—	—	—	—
qtz # rd	35	5	655	95	—	—	690	17.9
qtz # gn	—	—	65	10	—	—	65	1.7
qtz # ep	—	—	—	—	—	—	—	—
qtz # cc	115	31	255	69	—	—	370	9.57
rd # gn	260	100	—	—	—	—	260	6.7
rd # ep	15	100	—	—	—	—	15	0.4
rd # cc	290	100	—	—	—	—	290	7.5
gn # ep	70	100	—	—	—	—	70	1.8
gn # cc	195	100	—	—	—	—	195	5.0
ep # cc	90	100	—	—	—	—	90	2.3
							3865	100.1

Locking indices of the mineral seen in figure 1. Symbols used: # — locked to, X — fractured surface (filling of cracks in earlier phase), sl — sphalerite, qtz — quartz, rd — rhodochrosite, gn — galena, ep — chalcopyrite, cc — calcite (small grains of arsenopyrite between sl and rd are not included in the counting).

The *validity of this approach* has been tested on various concentration products from the "Lead Belt" of Missouri, and the cooperation of Dr. L. Riveros and Dr. F. El Baz is acknowledged at this time. Figure 5 is a drawing of a number of typical locked particles of the concentration product used. Both, the locking index approach (1) and the convex-concave test (2) led to the same result which confirms the applicability for concentration products.

Before concluding, one more *disturbing factor* should be discussed. Later brecciation and veining of course disrupts the paragenetic sequence. However, normally mechanical breaks are readily recognized and the locking surfaces measured along fractures can be noted separately from the others in a special column.

The *locking index* values of Tables I and II can be entered in the respective square of the *Bernard—Kutina* triangle. Qualitative designations may be added, and the combination with quantitative values will lead to a better evaluation of the paragenetic sequence.²

² The interpretation of many wavy boundary lines as replacement fronts is as vague as most of the discussions on granitization. Many of these interpretations are devoid of any scientific logic and can be used at the most as anthropological indicators of prevailing preferences for exogenous or endogenous archetypal patterns of thought.

Table 2. Statistical convex, straight, concave relations and locking index of 85 particles from Fredericktown concentrates (after *El Baz*, 1964)

minerals	intergrowth						total	
	convex		straight		concave			
	L	[%]	L	[%]	L	[%]	L	[%]
mr # py	240	42.1	210	36.8	120	21.1	570	4.5
mr # sg	130	86.6	20	13.4	—	—	150	1.2
mr # cp	40	34.5	130	76.5	—	—	170	1.4
mr # gn	360	48.0	100	13.3	290	38.7	750	6.0
py # sg	130	52.0	100	40.0	20	8.0	250	2.0
py # cp	1550	73.5	300	14.2	260	12.3	2110	16.9
py # sl	220	100.0	—	—	—	—	220	1.7
py # gn	600	42.0	700	49.0	130	9.0	1430	11.4
sg # cp	1430	40.0	730	20.5	1410	39.5	3570	28.5
sg # sl	—	—	40	100.0	—	—	40	0.3
sg # gn	360	34.0	380	35.8	320	30.2	1060	8.5
cp # sl	80	25.8	—	—	230	74.2	310	2.5
cp # gn	410	73.2	110	19.6	40	7.2	560	4.5
sl # gn	65	49.6	22	16.8	440	33.6	1310	10.5

Summary sheet of the statistical counting of the lengths of locking interfaces observed in 85 locked grains in polished sections of some concentration products from the Fredericktown Mine. L means length of lines in microns and the rest of the abbreviations are as follows: mr — marcasite, py — pyrite, sg — siegenite, cp — chalcopryrite, sl — sphalerite, gn — galena.

In concluding this brief outline it should be mentioned that *locking indices* can also be applied to any other solid state material, especially to rocks and metals, at least as long as they represent primary crystallates. In igneous rocks the first generation is normally overgrown by the second one and so on; the last generation has a lower intergrowth index with the earliest phases than with the intermediate ones (exceptions cannot be stated at this time). In metamorphic rocks the problem is different and will be discussed elsewhere.

In *conclusion*, the *problem of intergrowth relations* is not only a qualitative one but can be approached by *quantitative methods*. The present paper has offered a simple method of "primitive topology", without the mathematical treatment which it really deserves.

Bibliography

- [1] *Amstutz, G. C.*: Geometric classification of basic intergrowth patterns of minerals. GEOTIMES, Vol. V (1960), No. 4, p. 24, Data Sheet 21.
- [2] *Amstutz, G. C.*: Microscopy applied to mineral dressing. 50th Anniv. of Froth Flotation in the U.S.A., Quart. Colorado School of Mines, Vol. 56 (1961), Nr. 3, p. 443—481.

- [3] *Bernard, J. H.*: Entwurf einer übersichtlichen Darstellung des Charakters der gegenseitigen Grenzen zwischen den Mineralien (auf Grund der bekannten Sukzession). *Chemie der Erde* 16 (1953), p. 197—201.
- [4] *El Baz, F.*: Mineralogy and petrology of certain portions of the Fredericktown deposits, Missouri: (A case study of ore genesis in a layered sulphide deposit.) Dissertation. Univ. of Missouri at Rolla 1964.
- [5] *Kutina, J.*: Beitrag zur Methodik der genetischen Untersuchung von Anschließfen in der Erzmikroskopie. *Chemie der Erde* 17 (1955), H. 3, p. 176—180.
- [6] *Kutina, J.*: A case of three fold selective replacement with taking over of meta-crysts from the replaced mineral. In *Symposium: Problems of postmagmatic ore deposition*. Prague, 1963, vol. 1, p. 567—571.
- [7] *Magnussen, N. H.*: *Malmgeologi*. Jernkontoret, Stockholm (1953), 439.
- [8] *Niggli, P.*: *Gesteine und Minerallagerstätten I*. Birkhäuser, Basel (1948), 540 p.
- [9] *Oelsner, O.*: *Atlas der wichtigsten Mineralparagenesen im mikroskopischen Bild*. HA Fernstudium, Bergakademie Freiberg, 493 fig., Berlin: Deutscher Verlag der Wissenschaften 1961.
- [10] *Ramdohr, P.*: *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. Akademie Verlag Berlin 1960.
- [11] *Robertson, F.*, and *P. L. Vanderveer*: A new diagrammatic scheme for paragenetic relations of the ore minerals. *Econ. Geol.* 47 (1952), p. 101—105.

Polymetamorphe Skarngesteine mit Eisen- und Zinkvererzung in den Sudeten

Von *M. Banaś*, Kraków

Die im Titel angeführte Vererzung bildet einen Teil der Magnetit-Polymetall-Fluorit-Mineralisation, die in metamorphen Gesteinen des Glatzer Śnieżnik bei der Ortschaft Kletno vorkommt. Sie befindet sich in Metamorphiten, die zum Präkambrium gerechnet (*H. Teisseyre* 1960) [17] und nach der dort gelegenen Ortschaft Stronie-Schiefer genannt werden. Diese Serie setzt sich aus Glimmerschiefern und Biotitparagneisen, kristallinen Kalksteinen und Granitgneisen, die Śnieżnik-Gneise genannt werden, zusammen. Die letzteren entstanden nach *Smulikowski* (1951, 1957) [14, 15] wahrscheinlich aus leukokraten Graniten im Ergebnis einer Dynamometamorphose während der kaledonischen Faltung oder als Ergebnis der Granitisierung suprakrustaler Schieferformationen. Außer den erwähnten Gesteinen findet man in dieser Zone ebenfalls Graphitschiefer und Graphitquarzite, sekundäre Quarzite, die durch eine Verkieselung kristalliner Kalksteine entstanden sind, Granat-Amphibol-Pyroxen-Skarne und stellenweise mit kristallinen Kalksteinen verbundene Aluminium-Kalk-Silikatgesteine, sogenannte Skarnoide (*M. Banaś* 1962) [3]. Die angeführten, schichtig bis linsenförmig auftretenden Gebilde fallen unter einem Winkel von ungefähr 50° in Richtung ENE ein. Im Mineralisationsgebiet treten NW-SE-streichende Störungen auf, die keine Vererzung führen.

Die etwa in einer Länge von 700 m auftretenden Skarne befinden sich 100 m von der Überschiebungslinie der Śnieżnik-Gneise auf die Schiefergesteine entfernt in einem tektonisch stark deformierten Gesteinskomplex. Die Vererzung wurde bis zu einer Tiefe von ungefähr 200 m festgestellt. Die Hauptanhäufung von Magnetit in den Skarnen befindet sich in der Kontaktzone des kristallinen Kalksteins mit dem im Hangenden auftretenden Śnieżnik-Gneis, der hier ein wenig verändert ist. Letzterer stellt ein gebleichtes und mylonitähnliches Gestein dar. Er setzt sich aus Mikroklin, kleinen Mengen von Orthoklas, Plagioklasen, Quarz, aus Biotit entstandenem Chlorit, aus Serizit und Epidot zusammen. Unter den Gneisen liegen die Skarne und noch tiefer sekundäre Quarzite. Die letzteren, 2 m mächtig und stark zertrümmert, enthalten eine polymetallische und Quarz-Fluorit-Baryt-Mineralisation. Die Quarzite gehen in kristalline Kalksteine über, in denen Fluoritnester auftreten. Das beschriebene Profil ist stellenweise auch anders ausgebildet. Manchmal fehlt die Quarz-Fluorit-Zone. Die Magnetiterze liegen dann unmittelbar auf den kristallinen Kalksteinen (Bild 1).

Seltener treten sie am Kontakt von kristallinen Schiefen und Kalksteinen, von Gneisen und kristallinen Schiefen und in der an die Gneise anschließenden Quarzitzone auf. Sie wurden auch in der Nachbarschaft von Skarnoiden, Schiefen und Marmor festgestellt. In den Šniežnik-Gneisen werden sie jedoch nicht angetroffen.



Bild 1. Amphibol-Pyroxen-Granat-Skarn mit Magnetit (ma). Im oberen Teil der Aufnahme Šniežnik-Gneis (g), im unteren Teil kristalliner Kalkstein (k)

Magnetiterze der Mineralisationshauptzone treten in Gestalt eines Lagers mit wechselnder Mächtigkeit auf. Vom morphologischen Standpunkt könnte man auch von einem „Kontaktgang“ sprechen. Das Lager erstreckt sich fast von der Oberfläche bis zu einer Tiefe von ungefähr 200 m. In den höheren Teilen schwankt die Mächtigkeit zwischen wenigen Zentimetern und etwa 60 cm. Mit der Tiefe nimmt die Mächtigkeit bis etwa 2,5 m zu; gleichzeitig bemerkt man eine Anreicherung von Magnetit. Es kommt vor, daß das Erz lokal verlagert und zertrümmert ist. Außer den in Schächten nachgewiesenen Anreicherungen wurde Magnetiterz auch in Bohrungen angetroffen. Dort finden sich oft auskeilende Lagen, die mehrere Zentimeter mächtig sind und eine den anderen Erzen ähnliche petrographische Ausbildung besitzen.

Das Skarngestein ist durch das Auftreten von Amphibolen tiefgrün. Es enthält braune, dünne Schichten oder Flecken von Granaten und schlierenförmige Konzentrationen von Pyroxen und Magnetit. Man findet je nach der Anzahl der einzelnen Bestandteile fast monomineralische Partien, die aus Granat, Amphibol oder Magnetit zusammengesetzt sind.

Die häufigsten Bestandteile der Skarne sind Amphibole. Man kann unter ihnen eine typische Hornblende, Strahlstein und untypischen Uralit unterscheiden. Die grüne Hornblende bildet idioblastische Formen. Sie wird durch $z/\gamma = 20$ bis

24° und durch $\alpha < \beta \leq \gamma$, wobei γ = sattgrün, β = gelbgrün und α = blaßgrün ist, charakterisiert. Die grüne Hornblende ist optisch negativ; $n\gamma - n\alpha = 0,01$ bis 0,02. Sie weist an den Kornrändern oft eine fleckige, tiefere Färbung auf, die wahrscheinlich vom Eisengehalt abhängt. Der Strahlstein bildet die typischen faserigen Strukturen.

Pyroxene weisen automorphe Formen auf. Sie sind gleichfalls durch zonalen Bau charakterisiert. Ihre Kernpartien bestehen aus farblosem Salit mit $z/\gamma = 41^\circ$ und hoher Doppelbrechung. An den Kornrändern kann man eine ferrosalitische Substanz von grünlicher Färbung mit $z/\gamma = 43$ bis 44° und einer im Vergleich zu Salit geringeren Doppelbrechung mit $\gamma > \beta \geq \alpha$ unterscheiden, wobei γ = grasgrün, β = olivenfarbig mit einem Stich nach grün und α = olivgrün ist. In geringen Mengen kommt eine Abart von Hedenbergit mit $z/\gamma = 46$ bis 47° vor. In Spältchen und an den Rändern der Pyroxenkörner setzte ein untypischer Uralitisierungsprozeß ein, in dessen Verlauf eine grünliche faserige Substanz gebildet wurde.

Den dritten Hauptbestandteil der beschriebenen Skarne bilden Granate, die als idiomorphe Körner oder Xenoporphroblasten bis zu einer Größe von 7 mm auftreten. Gewöhnlich sind euhedrale Überreste des Karbonatisierungsprozesses, als dessen Wirkung vollständige Pseudomorphen des Kalzits nach Granat zu bemerken sind. Die Granate gehören der Grossular-Andradit-Reihe an. Ältere, in dünnen Plättchen farblose Grossularkörner sind von einer rosafarbenen Andradit-Substanz in der Gestalt von Flecken oder Zonen umgeben. Es wiederholt sich hier die bei der Hornblende und bei Pyroxenen beobachtete Erscheinung des späteren Anwachsens eines stärker eisenhaltigen Gliedes.

Epidote, die optisch zu Pistazit gehören, wurden in Spuren als Xenomikroblasten, insbesondere nahe zersetzter Granate, vorgefunden. Biotit, Muskovit und Phlogopit, der letztere gewöhnlich in Kalken, treten in Spuren in den an Gneisen anliegenden Zonen auf. Feldspate, als Porphyroblasten des Mikroklin, seltener des Orthoklases und Plagioklases, findet man näher am Gneis. Quarz tritt in zwei Abarten auf, und zwar als gesteinsbildender, metamorph beanspruchter, mit undulöser Auslöschung und als gangförmiger, postmetamorpher, mit normaler Auslöschung. Kalzit und Fluorit treten in Skarngesteinen in Trümchen auf. Farbloser Kalzit und in rosigen, violetten, blauen und grünen Pastellabtönungen gefärbter Fluorit bilden daneben eine dichte, im Gestein freie Räume ausfüllende Masse.

Die Skarngesteine sind durch einen verschiedentlich martitisierten Magnetit und Zinkblende vererzt. Es kommen auch in ihnen Cosalit ($2 \text{ PbS} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$), Kupferkies, Schwefelkies, Arsenkies, Magnetkies, Covellin und Eisenglanz vor.

Magnetit bildet gewöhnlich xenomorphe Körner in der Größe von 2 mm, von isometrischer (Bild 2), manchmal ausgewalzter, länglicher oder myrmekitischer Form. Kataklyseerscheinungen sind bei diesem Mineral sehr oft zu beobachten. Eine gewisse Anzahl der Körner ist in verschiedenem Maße oxydiert. Die Martitisierung ist gewöhnlich an den Rändern und längs Rissen in fleckiger Form sichtbar (Bild 3). Seltener bildet Martit vollständige Pseudomorphosen nach Magnetit.

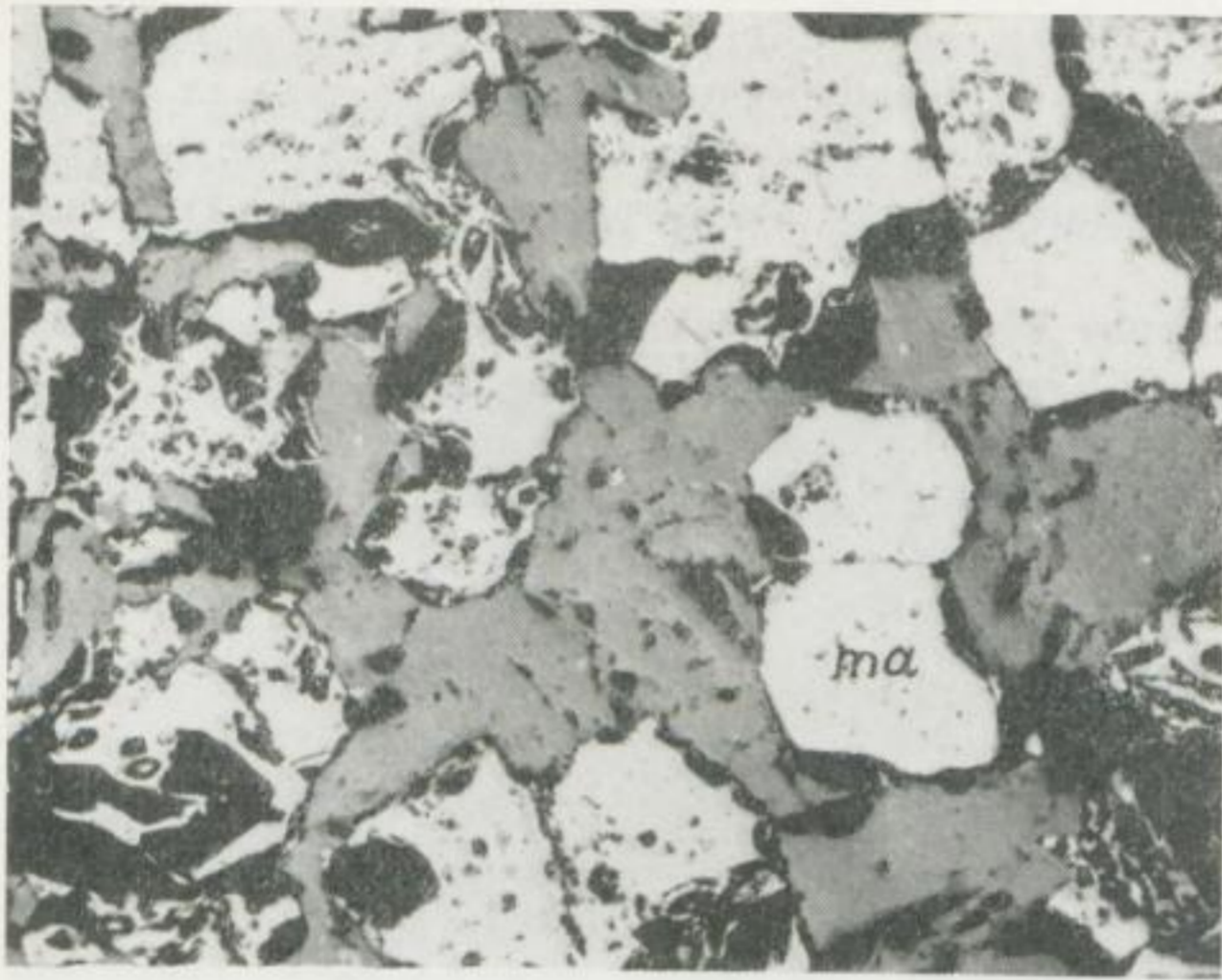


Bild 2. Magnetitkörner (ma) in einem Amphibol-Pyroxen-Skarn. Auflicht,
Vergr. 70 ×

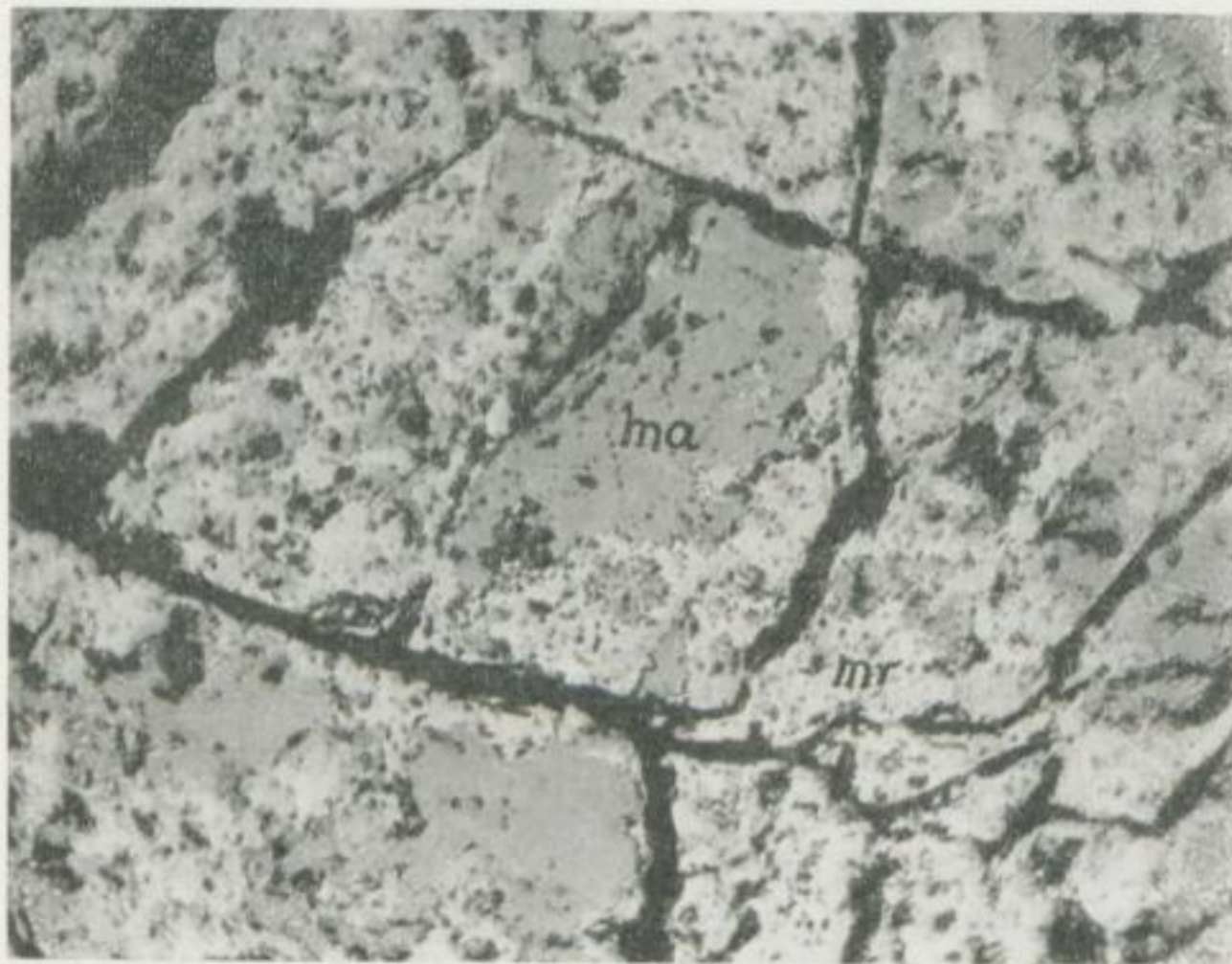


Bild 3. Martitisierungserscheinungen des Magnetits (ma) Martit (mr). Auflicht,
Vergr. 180 ×, Immersion

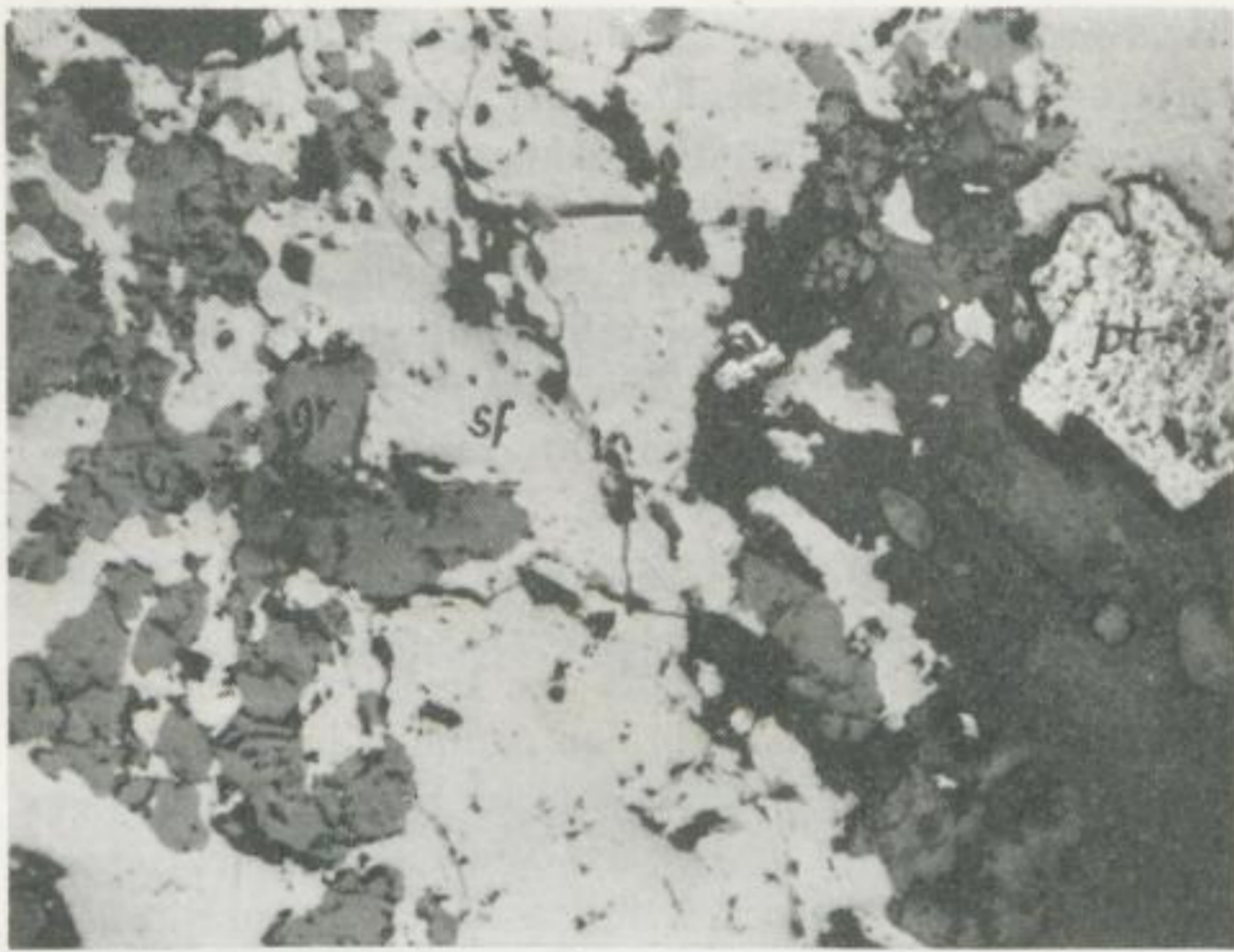


Bild 4. Unregelmäßige Anhäufung von Sphalerit (sf) im Granat (g) und automorphe Schwefelkieskörner (pt) in Quarz und Kalzit. Auflicht, Vergr. 70 ×

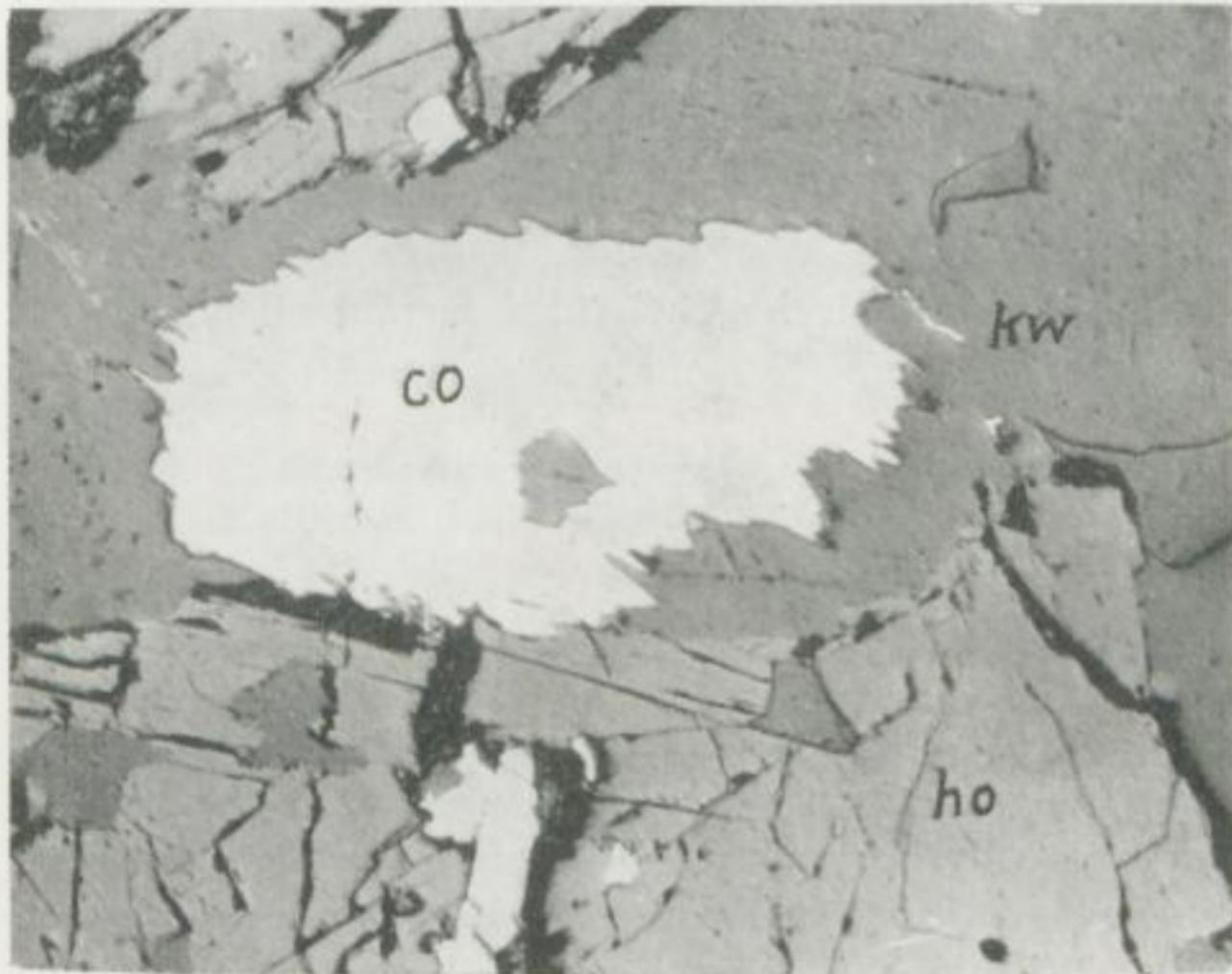


Bild 5. Cosalitkörner (co) in Quarz (kw), ho — Hornblende. Auflicht, Vergr. 112 ×

Zinkblende kommt in Form von einzelnen Körnern oder xenomorphen Anhäufungen in der Größe von 4 mm meistens in Skarnsilikatmineralien vor (Bild 4). Sie bildet zwei Varietäten. Die erste marmatitische zeichnet sich durch eine abnorme schwache, aber deutliche Anisotropie, durch die Anwesenheit von untypischen polysynthetischen Zwillingserscheinungen und durch dunkelbraune Innenreflexe aus. *P. Ramdohr* (1960) [11] beschreibt ähnliche Eigenschaften bei hoch eisenhaltigen Zinkblenden. Die zweite Varietät ist isotrop mit gelblichen Innenreflexen. Beide zeigen keine sichtbaren Unterschiede im Reflexionsvermögen. Sie unterscheiden sich jedoch in der Härte. Diese ist beim Marmatit geringer. Zinkblende ist manchmal mit Kupferkies und Cosalit imprägniert oder durchtrübert.

Cosalit kommt in den besprochenen Skarnen sehr oft vor. Er bildet selbständige Körner in der Größe von 1,3 mm im Quarz oder in den Amphibolen (Bild 5). Er ist dem Bleiglanz (Farbe weiß mit gelblichem Stich, Reflexionsvermögen 44%, Härte $\sim 145 \text{ mm}^2/\text{kp}$) sehr ähnlich. Cosalit zeigt Reflexionspleochroismus und schwache Anisotropieeffekte. Seine Anwesenheit wurde durch eine Röntgen-Strukturanalyse bestätigt. Kupferkies kommt, abgesehen von der Imprägnation in Zinkblende, auch in Spuren im Quarz vor. In stark verkieselten Gesteinsvarietäten wurden größere Mengen von Pyrit, in Einzelfällen trumförmige Konzentrationen von Arsenkies und unregelmäßige Anhäufungen von Magnetkies vorgefunden. Die Anwesenheit von Kassiterit verdient Beachtung. Er tritt immer in Paragenese mit Chlorit in säulenartigen, oft pyramidalförmigen Körnern in der Größe von 0,1 mm auf. Eisenglanz bildet tafelhähnliche Formen, die gewöhnlich Quarzanhäufungen imprägnieren. Covellin trifft man häufig in der Begleitung von Kupferkies als Oxydationsprodukt an.

Mikroskopische Untersuchungen ermöglichten, in dem beobachteten Profil des Magnetitlagers nachstehende petrographische Varietäten festzustellen:

1. Erzfrees Silikatgestein,
2. Magnetiterz ohne Sulfide und Fluorit,
3. Magnetiterz mit Sulfiden und Fluorit,
4. Magnetiterz mit Quarz und Kassiterit.

Das erzfreie Skarngestein setzt sich hauptsächlich aus Hornblende, Pyroxenen, Granaten und akzessorischen Mineralien, wie Aktinolith, Chlorit, Quarz und Kalzit zusammen. Es hat eine granoporphyrisch-metablastische Struktur und gewöhnlich eine nicht geordnete Textur. Je nach den mengenmäßigen Verhältnissen der typomorphen Minerale trifft man fast monomineralische Abarten mit vorherrschenden Hauptbestandteilen an.

Die zweite Varietät unterscheidet sich von der ersten durch die Anwesenheit von Magnetit, dessen unregelmäßige Anhäufungen bis zu 0,5 cm Größe erreichen und dem Gestein eine porphyroblastische Textur verleihen. Bei einer größeren Menge des Magnetits bekommt dieses Gestein die Merkmale eines fast monomineralischen Magnetiterzes.

Die Varietät mit Sulfiden und Kalzit-Fluorit-Trümmern ist für die an Gneis angelagerte Vererzungszone charakteristisch.

Die vierte Varietät mit Kassiterit ist für chloritisiertes Gestein mit Quarz und stark färbendem Eisenglanz typisch.

Hinsichtlich der Textur bildet das Skarn-Magnetit erz drei Varietäten:

1. mit eingestreutem Magnetit,
2. geschichtet,
3. derb.

In der ersten Varietät sind die einzelnen Körner oder kleine Anhäufungen von Magnetit im Silikatgestein sichtbar. Die geschichtete Abart (Bild 6) ist durch

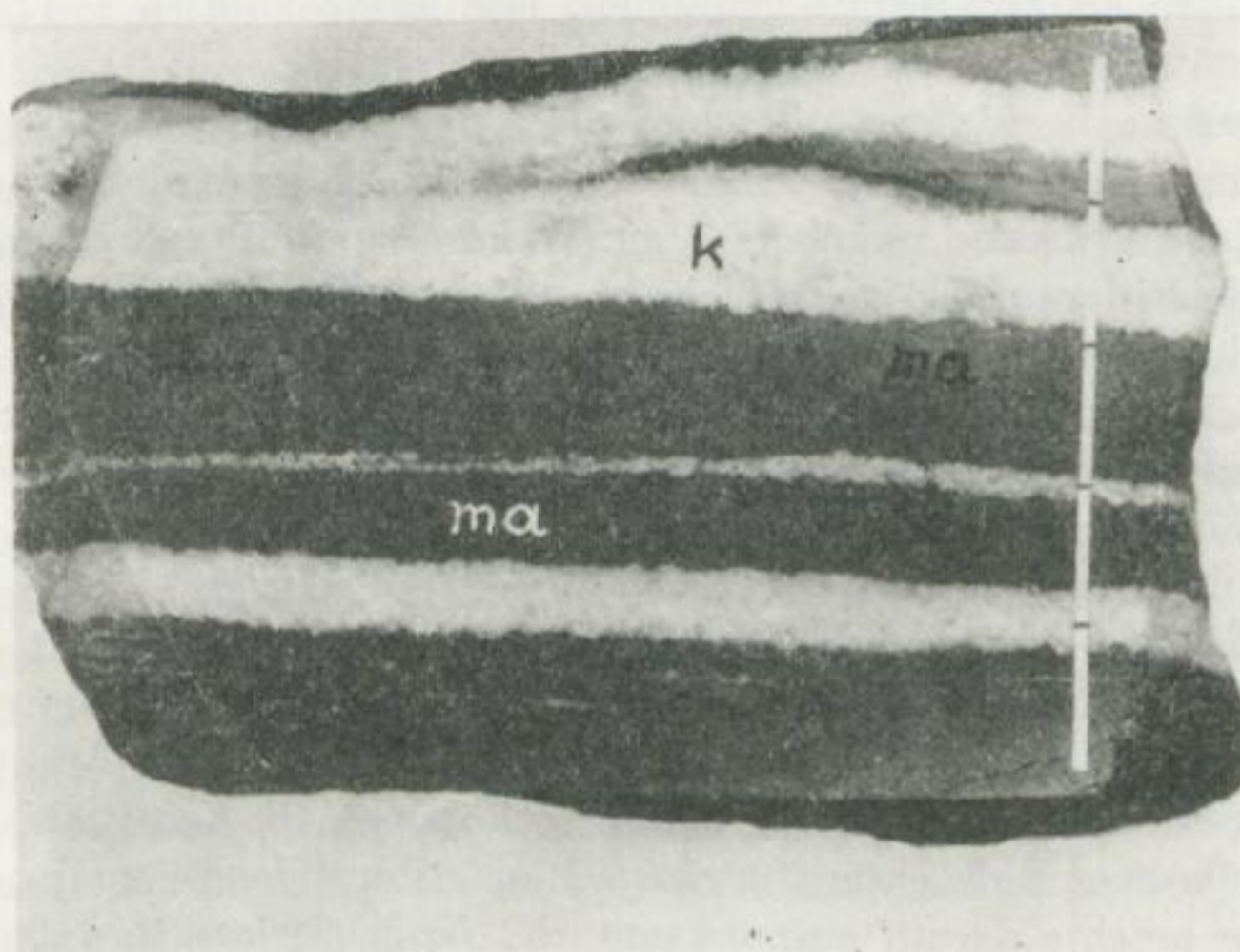


Bild 6. Geschichtetes Magnetit erz. Magnetitschichten (ma) in weißem, kristallinem Kalkstein (k). Maßstab 1:1

ein Auftreten dieses Minerals in dünnen Schichten gekennzeichnet und ist typisch für die Erzkonzentrationen in Marmor und kristallinen Schiefen. Die derbe Varietät bildet eine große, gestaltlose Masse von dichtem Magnetit.

Die Qualität des Magnetit erz zeigt folgende chemische Analyse:

FeO	24,06 Masse-%
Fe ₂ O ₃	44,64 Masse-%
Al ₂ O ₃	1,02 Masse-%
SiO ₂	9,20 Masse-%
CaO	5,90 Masse-%
MgO	0,92 Masse-%
MnO	0,34 Masse-%

ZnO	8,64 Masse-%
S	3,48 Masse-%
Ti	Spuren
P	Spuren

Die Analyse wurde durch *Z. Bylo* und *M. Rachtan* ausgeführt. Die vorgelegte Analyse zeigt, daß das Magnetit erz erheblich oxydiert ist und daß hohe Zinkgehalte auftreten.

Die Spurenelementuntersuchung weist einen geringen, an der Grenze der Nachweismöglichkeit liegenden Ti-Gehalt und verhältnismäßig große Mengen von In und Sn auf.

Indium ist wahrscheinlich an Zinkblende gebunden. Der mikroskopisch festgestellte Kassiterit bestätigt die Anwesenheit von Zinn.

In den Magnetit-Skarnen beobachtet man Erscheinungen der Kataklyse, Martitisierung, Chloritisierung und Karbonatisierung. Die Martitisierung entwickelte sich im Lager bis zu einer Tiefe von ungefähr 50 m. Es ist dies eine hypergene Martitisierung. Die Chloritisierung ist wahrscheinlich mit den mineralabsetzenden Lösungen verbunden. Sie tritt nämlich bei Anwesenheit von Sulfiden und in den Gesteinsteilen, die verkieselt sind, auf. Karbonatisationserscheinungen sind effektiv an Granaten sichtbar. Sie verlaufen zonenartig und führen zu vollständigen Kalzitpseudomorphosen nach *Grossular* und *Andradit*.

Die beschriebenen Gesteine waren bis jetzt nicht eingehend geprüft. Einige Bemerkungen finden sich in mehreren Arbeiten. *K. Hoehne* (1952) [6] verknüpft das Magnetit erz der kristallinen Gesteine des Kłodzko Śnieżnik (auch von Kowary) mit dem kaledonischen geosynklinalen Vulkanismus. Es soll mit Amphiboliten und in den kambrosilurischen Kalksteinen vorkommen. *R. Krajewski* (1960) [10] nimmt eine ähnliche Entstehung für einige Magnetit erze des Śnieżnik-Bezirktes an. Der Autor machte darauf aufmerksam (*M. Banaś* 1958) [2], daß die beschriebenen Skarn-Magnetit erze das Ergebnis einer regionalen Metamorphose ohne dem Anteil eines submarinen Vulkanismus sein können. Östlich vom Kłodzko Land, auf der tschechoslowakischen Seite (Rychlebskie-Gebirge, Krystalinik Staroměstski) ist eine Reihe von Magnetit erzlagern bekannt, wie Zalesi, Hranična, Male Vrbno und Horni Hermanice. *J. Skacel* (1959, 1960) [12, 13] nimmt eine prävaristische „skarnische“ Herkunft mit einer später auftretenden regionalen Metamorphose an. Besonders das Lager Hranična soll dem bei Kletno, dem *J. Skacel* ebenfalls eine „skarnische“ Genese zuschreibt, ähnlich sein.

Bei Erwägungen über die Entstehung des Lagers von Kletno müssen folgende Probleme in Betracht gezogen werden:

1. Die größten Mengen von Magnetit erz kommen am Kontakt vom Śnieżnik-Gneis und kristallinem Kalkstein oder von kristallinem Schiefer mit Kalkstein vor. Es tritt auch in Schiefen und Marmor auf. Im Śnieżnik-Gneis wurde dagegen Magnetit erz nicht festgestellt. Diese Tatsache hat eine wesentliche Bedeutung. Wenn wenigstens ein Teil des Magnetit erztes mit Kalksteinen und Schiefen

syngenetisch ist, so kann man dasselbe nicht hinsichtlich der Erze am Kontakt der Gneise behaupten. Die Gneise können jüngere intrusive Gesteine darstellen. Dies legt den Gedanken nahe, daß ein thermischer Kontakt durch den Śnieżnik-Gneis verursacht wurde, welcher mit der Entstehung des neben ihm aufsetzenden Magnetiterzes in einem Zusammenhang gebracht werden kann.

2. Das mit kristallinen Kalk- und Schiefergesteinen verbundene Magnetiterz, das keine Sulfide enthält, ist älter (präkambrisch) als die geringen Mengen von Magnetiterzen mit Sulfiden, die mit der kontaktmetasomatischen Tätigkeit der kaledonischen Śnieżnik-Intrusion verbunden sind.

3. Die mineralogische Zusammensetzung des Magnetitgesteins ist typisch für die Skarngesteine. Pyroxene (Salit, Ferrosalit), Granate der Grossular-Andradit-Reihe — mit einem Überwiegen des letzten —, eisenhaltige Amphibole und akzessorische eisenhaltige Epidote sind die Grundbestandteile der sogenannten eigentlichen Skarne (*E. D. Karpowa, A. G. Iwasziencow, 1954*) [7]. Das Magnetiterz von Kletno besitzt stellenweise (im Kontakt mit Gneis) eine gut ausgebildete Skarn-Sulfid-Phase mit Gangarten. Die dünnen Schichten des in weißem Marmor auftretenden Erzes enthalten dagegen keine Sulfide. Die fehlende Einwirkung eines thermischen Kontaktes bedingt wahrscheinlich das gleichzeitige Fehlen einer Skarn-Sulfid-Phase.

4. Der größte Teil der Magnetitkörner besitzt isometrische Formen. Dieses Mineral ist auch in graphischen, myrmekitischen Strukturen inmitten von stärker eisenhaltigen Silikatmineralen ausgebildet. Diese Strukturen deuten auf metasomatischen Ursprung. Die Metasomatose ist auch bei Granaten, Pyroxenen und in Hornblenden, die einen Zonenbau aufweisen, sichtbar.

5. Die chemischen Untersuchungen weisen eine erhebliche Menge von Metallen im Magnetitgestein auf; es sind dies Fe, Zn, Bi, Pb, Cu, As, Sn. Meist bilden sie eigene Mineralphasen. Ergebnisse von Spektralanalysen am Magnetit deuten auf den kontaktpneumatolytischen und metamorphen Typ (*F. Hegemann, F. Albrecht 1954*) [5].

6. Die auf der tschechoslowakischen Seite auftretenden Lager eines ähnlichen Typs wurden gleichfalls als Skarnlager bezeichnet.

Die Entstehungsgeschichte des Magnetitlagers von Kletno würde sich also im Lichte der angegebenen Tatsachen wie folgt darstellen lassen:

Eisenhaltige Sedimente wurden syngenetisch mit tonigen und kalkig-dolomiti-schen Gesteinen abgesetzt. Die Mitwirkung des submarinen Magmatismus ist im Fall von Kletno fraglich. Eine große Anzahl von Magnetitlagern geringer Mächtigkeit sprechen für einen sedimentären Ursprung dieser Erze. Ein alter, vielleicht noch im Präkambrium stattgefundener Prozeß hat diese Sedimente metamorphosiert. Es entwickelten sich dann einfache Skarne mit Magnetit vom Typ einer regionalen Metamorphose.¹

Dies war ein Gestein, das vor allem aus Grossular, Salit, Hornblende und Magnetit zusammengesetzt war. In einem der präkaledonischen Orogene hat sich ein Granitmassiv gebildet, aus dem die Śnieżnik-Gneise entstanden sind. Sie konnten

¹ *T. Barth (1928)* beschreibt regionale Skarngesteine aus Kristiansand.

aus der Intrusion einer feinkörnigen Randfazies entstanden sein, was auf eine magmatische Intrusion mit schwacher thermischer Einwirkung hinweisen würde (K. Smulikowski 1958) [16]. Wahrscheinlich fielen die Gesteine während der kaledonischen Orogenese einer Metamorphose anheim (H. Teisseyre 1957) [17]. Die thermische Einwirkung des Śnieżnik-Magmas verursachte die Bildung einer jüngeren Phase von Kontaktskarnen neben älteren regionalmetamorph gebildeten Skarnen. Es entstanden zonare Silikate von einem dem Ferrosalit, Andradit und der Hornblende ähnlichen chemischen Aufbau. Schließlich bildete sich eine zweite metasomatische Varietät des Magnetits. Anschließend entwickelte sich die Skarn-Sulfid-Phase.

Nach D. S. Korżinski (1955) [9] müßten die beschriebenen Gesteine dem Typ von Exoskarnen zugerechnet werden. E. D. Karpowa und A. G. Iwasziencow (1954) [7] unterscheiden unter anderem die eisen- und blei-zinkhaltigen Skarne. Nach den Angaben dieser Autoren sind Zinkblende, Bleiglanz, Magnetit, Magnetkies, Schwefelkies, Kupferkies und Bismutit für den zweiten Typ charakteristisch. Fast alle diese Mineralien sind in den Skarnen von Kletno bekannt. Das Fehlen von Bi_2S_3 und PbS könnte man mit den geringen Pb- und Bi-Mengen erklären, wobei diese Elemente Bestandteile des Cosalits bilden, der ein typisches Mineral für Skarnlager ist (Minieraly 1960) [18].

Andere Mineralisationsphasen müssen nicht unbedingt das Resultat des Skarn-Prozesses sein. Trümchen mit Fluorit, Kalzit und Quarz können genetisch mit dem Quarz-Fluorit-Lager, welches in der Nähe vorkommt, verbunden sein.

Die nächsten mineralischen Aposkarn-Verbände (D. S. Korżinski 1948) [8] bildeten sich als Ergebnis der sog. hystrogenen Prozesse. Ihr Ergebnis war u. a. die vielleicht mit sulfidhaltigen Lösungen verbundene Chloritisierung der Amphibole und Glimmer, die die Ursache der geringen Kassiteritausscheidungen waren. Amphibole, Glimmer und manchmal Titanminerale führen isomorph eingebautes Zinn (L. H. Ahrens, W. R. Liebenberg 1950) [1]. Während des Chloritisierungsprozesses könnte es gelöst und als Kassiterit wieder abgeschieden werden. In hypergenen Etappen erfolgte die Karbonatisierung der Granate und die Martitisierung des Magnetits.

Wie aus den obigen Erwägungen hervorgeht, sind die beschriebenen Bildungen nicht im ganzen unter für Skarne charakteristischen Umständen entstanden (regionale Metamorphose von Eisensedimenten). In Anbetracht bestimmter Merkmale, die den typischen Skarnen eigen sind, wie der Kontaktmetamorphose, die mit der Śnieżnik-Intrusion verbunden ist, und der typischen Skarn-Mineralisation mit polymetallischer Vererzung werden sie als polymetamorphe Skarne bezeichnet.

Literatur

- [1] Ahrens, L. H., Liebenberg, W. R.: Tin and indium in mica, as determined spectrochemically. Am. Min. 35 (1950), Nr. 7—8.
- [2] Banaś, M.: Niektóre dane o złożu magnetytu i fluorytu w Kopalinach na Dolnym Śląsku. Zeszyty Naukowe A. G.-H w Krakowie. Geologia, z. 2. Kraków 1958.

- [3] *Banaś, M.*: O skarnoidach metamorfiku Śnieżnika Kłodzkiego. Prace Geologiczne PAN, Oddz. w Krakowie 1962, Nr. 12.
- [4] *Barth, T.*: Kalk und Skarngesteine im Urgebirge bei Kristiansand. Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Paläont. 1928.
- [5] *Hegemann, F., Albrecht, F.*: Zur Geochemie oxydischer Eisenerze. Chemie der Erde. H. 2, Jena 1954.
- [6] *Hoehne, K.*: Vorkommen von Magnetit in Schlesien. Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläont. H. 7., Stuttgart 1952.
- [7] *Karpowa, E. D., Iwaszencow, A. G.*: Izmieniennyye okolorudnyje porody i ich poiskowoje znaczenije. Skarny. Moskwa 1954.
- [8] *Koržinskij, D. S.*: Pietrologija turinskih skarnowych miestoroždienij miedi. Tr. In-ta geol. nauk. ANSSSR, wyp. 68, ser. rudn. m-nij (1948), nr. 10.
- [9] *Koržinskij, D. S.*: Oczierk mietasomaticzieskich prociessow. Osnownyje problemi w uczenii o magmatogennyh rudnyh miestoroždienijach. ANSSSR, Moskwa 1955.
- [10] *Krajewski, R.*: Rudy żelaza w okolicy Janowej Góry. Geol. Złóż Sur. Min. Polski. Warszawa 1960.
- [11] *Ramdohr, P.*: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin 1960.
- [12] *Skacel, J.*: Ložisko magnetovce v Malem Vrbnie u Stareho Mesta pod Snežnikom. Přírodovedny časopis slezsky. XX-4 (1959).
- [13] *Skacel, J.*: Metalogeneza środkowych i wschodnich Sudetów. Przegl. Geol. Nr. 6, Warszawa 1960.
- [14] *Smulikowski, K.*: Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. Roczn. PTG. t. 21, z. 1. Kraków 1951.
- [15] *Smulikowski, K.*: Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego. Przewodn. do XXX Zjazdu PTG. Wrocław 1957.
- [16] *Smulikowski, K.*: Zagadnienia genetycznej klasyfikacji granitoidów. Stud. Geol. Pol. Vol. 1. Warszawa 1958.
- [17] *Teisseyre, H.*: Rozwój budowy geologicznej Sudetów od prekambriu po trzeciorzęd. Reg. Geol. Polski. T. III. Sudety. z. 2. Kraków 1960.
- [18] *Minieraly, sprawocznik, t. I, ANSSSR, Moskwa 1960.*

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

Zur Erzführung und regionalen Verbreitung des „Felsithorizontes“ von Halsbrücke

Von *L. Baumann*, Freiberg/Sa.

Einführung

Der im NW-Teil des Freiburger Lagerstättenbezirkes, im Raum von Halsbrücke-Großschirma, neuerdings erfolgte Aufschluß des sog. „Felsithorizontes“ richtete die Aufmerksamkeit auf einen Lagerstättentyp, der nach den bisherigen Untersuchungen in keinem direkten Zusammenhang mit den „klassischen“ Freiburger Ganglagerstätten steht und zumindest für den erzgebirgischen Raum ein genetisches Novum darstellt (*Baumann* [2], *Baumann-Weinhold* [5]). Der „Felsithorizont“ ist eine ca. 800 m mächtige, petrographisch sehr inhomogen zusammengesetzte Gesteinszone, die vor allem durch eine relativ verbreitete Schwefelkies- und Zinnsteinvererzung gekennzeichnet wird. Daneben treten in geringeren Mengen noch weitere Buntmetalle (Cu, Zn, Pb) und Spurenmetalle (Co, Ni, Mn, V, Ti, Ag, In, Cr u. a.) auf. Um Klarheit über die Lagerung und Zusammensetzung dieses noch relativ unbekanntes und in der DDR bisher einzig dastehenden Erzvorkommens zu bekommen, wurden umfangreiche Erkundungsarbeiten sowie wissenschaftliche Untersuchungen eingeleitet.

Die folgenden Ausführungen stützen sich im wesentlichen auf dieses neue Aufschlußmaterial und sind daher zunächst nur als Teilergebnisse der noch laufenden Untersuchungsarbeiten zu werten¹.

Petrographische Situation

Der „Felsithorizont“ von Halsbrücke ist geologisch ein Bestandteil des kristallinen Grundgebirges des östlichen Erzgebirges. Dieses setzt sich bekanntlich im wesentlichen aus den metamorphen Gesteinen der Gneisformation zusammen, die im Freiburger Raum in ihrer Schieferung ein annähernd umlaufendes Streichen und ein vom Zentrum in Richtung der Randzone zunehmendes Einfallen aufweisen. Der im Zentrum dieser Freiburger „Gneiskuppel“ vorherrschende und relativ einförmige, graue Biotitgneis (gnf) erfährt nach außen eine mineralfazielle und strukturelle Veränderung, die sich zunächst in verschiedenen Gneis-

¹ Es sei erwähnt, daß Prof. Dr. habil. *O. Oelsner* sich bis zuletzt mit dem Fragenkomplex dieses neuen Erzvorkommens beschäftigte. Letzte Gedanken von ihm konnten hier noch mit verarbeitet werden.

varietäten äußert (Brander Gneis, Wegefarther Gneis u. a.) und nach den Randgebieten zu in eine zunehmende petrographische Inhomogenität übergeht. Diese besonders nach NW in Richtung der Erzgebirgischen Mulde auftretende petrographische Verschiedenartigkeit äußert sich in einem verstärkten Auftreten von Zweiglimmergneis (gnk = obere Gneisstufe bzw. Marienberger Gneis), dichtem Gneis, Geröllgneis, Rotgneis (mgn), Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer (m), in denen geringmächtigere Amphibolit-, Quarzit- und marmorisierte Kalkpartien linsenförmig eingeschaltet sind.

Der „Felsithorizont“ selbst verläuft im Untersuchungsbereich mit annähernd 70%/60% NW relativ konstant innerhalb der Grenzzone des Zweiglimmergneises (gnk) zum hangenden Glimmerschiefer (m). Er besteht aus mehreren Serien kalireicher, rhyolithischer Porphyroidgesteine, chloritischer Schwarzschiefer, amphibolitischer Grünschiefer und kristalliner Kalk-Dolomitgesteine, die z. T. durch Graugneiszwischenmittel voneinander getrennt sind. Die annähernde Konkordanz zu den umgebenden Gesteinen läßt in dem „Felsithorizont“ mit gewissen Einschränkungen eine Art „stratigraphischen Horizont“ vermuten (Bild 1).

Nach den bisherigen petrographischen Untersuchungen setzen sich die einzelnen Gesteinsvarietäten des „Felsithorizontes“ wie folgt zusammen:

a) Zweiglimmergneis

Zweiglimmergneis (gnk) ist im Untersuchungsbereich das Hauptgestein, in dem die Felsitgesteine i. e. S. eingeschaltet sind. In Richtung SE zeigt er einen allmählichen Übergang in den Biotitgneis der unteren Gneisstufe (gn bzw. gnf), während er nach NW von Gneisglimmerschiefer bzw. Glimmerschiefer abgelöst wird. Der Zweiglimmergneis bildet ein einförmiges, graues Gestein mit einer deutlich flasrigen Paralleltexur. Die Struktur variiert in gewissen Bereichen, kann jedoch allgemein als mittelkörnig angesprochen werden. Die mineralischen Hauptgemengteile sind Plagioklas, Quarz, Orthoklas sowie in einem variablen Verhältnis Biotit und Muskovit. Neben den üblichen Akzessorien Apatit und Zirkon treten stellenweise Granat und Turmalin auf. Primär kann dieses Gestein als eine tonig-mergelige Ablagerung gedeutet werden. Sein heutiges Gefüge erhielt es im wesentlichen durch die Regionalmetamorphose.

b) Schwarzschiefer

Schwarzschiefer ist das wichtigste Gestein des „Felsithorizontes“, da daran vorzugsweise die Vererzung gebunden ist. Er bildet ein schwarzgrünes bis grau-grünes Gestein, das teils schwach geschiefert auftritt, meist jedoch in dichter, massiger Ausbildung vorliegt. Kontinuierliche Übergänge können sowohl zum Zweiglimmergneis als auch zu den porphyroidischen Gesteinen beobachtet werden. Auf Grund seiner mineralischen Zusammensetzung ließen sich bisher im wesentlichen zwei Varietäten auseinanderhalten, die z. T. durch kontinuierliche Übergänge miteinander verbunden sind:

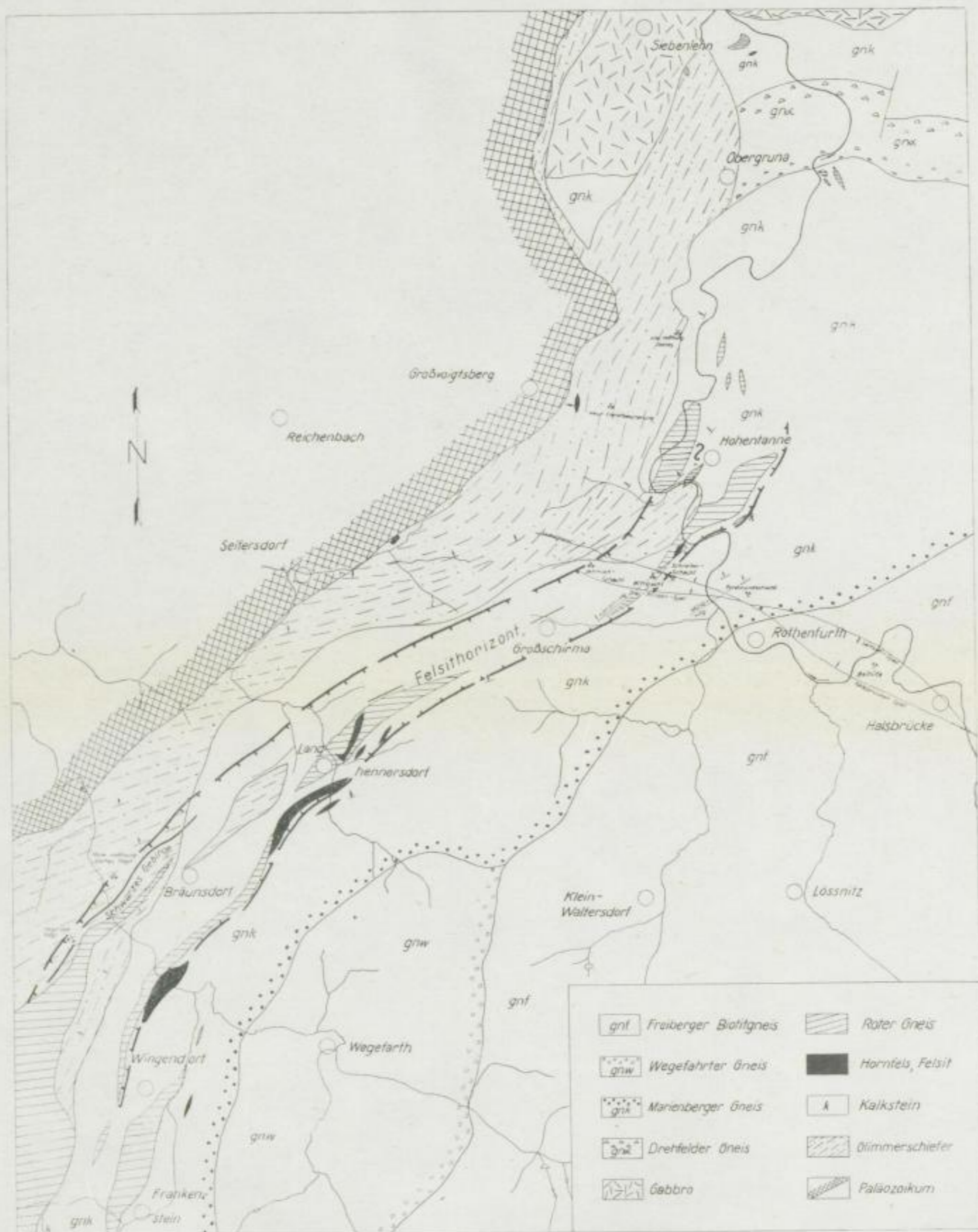


Bild 1. Geologische Übersichtskarte des NW-Gebietes der Freiburger Gneiskuppel mit der regionalen Verbreitung des „Felsithorizontes“. Maßstab 1:70 000
 FFH C 186, Baumann



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG



Chloritschiefer (= normaler Schwarzschiefer). Seine Hauptgemengteile sind Chlorite (Klinochlor, Pennin), feinkörnige Karbonate und Quarz. Als Nebengemengteile treten dazu noch Aktinolith, Hornblende, Feldspat, Serizit und Epidot sowie an Akzessorien Apatit (!), Zirkon, Zinnstein und opake Minerale. Die Chlorite und Karbonate bilden eine feinfilzige, dichte Grundmasse, in der die übrigen Minerale in wechselnden Mengen eingestreut sind.

Amphibolschiefer (= „Grünschiefer“). Hauptgemengteile sind hier monokline Amphibole (Aktinolith, Tremolit), Hornblende, Epidot sowie Chlorit und Karbonat. Als Nebengemengteile erscheinen Quarz, Oligoklas, Albit, Serizit und Granat (röntgenographisch als Andradit bestimmt), zu denen als Akzessorien wieder Apatit, Zirkon, Zinnstein und opake Erzminerale treten können. Das Gestein zeigt allgemein ein regelloses filziges Gefüge und läßt keine Schieferung erkennen.

Über die primäre Stellung dieser Schwarzschiefervarietäten können infolge des Metamorphosegrades z. Z. noch keine endgültigen Aussagen gemacht werden. Es liegt nahe, in den normalen Schwarzschiefern eine tonig-sapropelitische Fazies zu vermuten. Demgegenüber besteht natürlich auch die Möglichkeit, daß zumindest die Amphibolschiefer ursprünglich basische Magmatite (diabasische Laven und Tuffe) gewesen sind.

e) Porphyroid-Rotgneis

Der Porphyroid ist ein porphyrähnliches, dichtes Gestein von rötlicher bis grauschwarzer Färbung, der, von den alten Bergleuten als „Felsit“ bezeichnet, dem gesamten „Felsithorizont“ den Namen gegeben hat. Er wird im wesentlichen aus einer feinkörnigen Grundmasse und Einsprenglingen von Quarz und Feldspat (Orthoklas, Plagioklas) aufgebaut. Als Nebengemengteile sind Glimmer (Serizit, Muskovit, Biotit, Chlorit), Karbonate, Zirkon und opake Minerale vorhanden. Auf Grund von mehreren Na-K-Bestimmungen kann der Porphyroid als ein kaliumbetonter Rhyolith angesprochen werden. Allgemein ist eine schieferige Textur schwach angedeutet. Durch stärkeres Hinzutreten von Muskovit entsteht ein zunehmend gneisiges Gefüge, das dann zu dem häufig randlich damit verbundenen Rotgneis überleitet. Dieser Übergang vom Porphyroid zu dem ähnlich zusammengesetzten Rotgneis ist allmählich. Am liegenden Kontakt zum Schwarzschiefer ist der Rotgneis meist dicht ausgebildet und zeigt eine grau-olive Farbe. In den hangenden Grenzzonen fehlen dagegen diese Kontaktanzeichen. Demnach wird es sich bei diesen Gesteinen höchstwahrscheinlich um ehemalige saure Laven und Tuffe handeln, die sich im Wechsel mit den sedimentären Gesteinen submarin bildeten.

d) Kalkstein-Dolomit

Obwohl die Schwarzschiefer immer etwas karbonathaltig sind, treten kompakte Kalk-Dolomitpartien bevorzugt in den hangenden Bereichen des „Felsithorizontes“ auf. Die Mächtigkeit dieser linsenförmigen Einlagerungen kann mehrere

Meter betragen. Dabei sind reine Lagen selten. Meist zeigen die marmorartigen Kalkpartien durch lagenförmige Anreicherungen von Glimmer, Chlorit und Hornblenden deutliche Bändertexturen. Der ursprünglich zusammenhängende Kalkhorizont wurde vermutlich im Rahmen der Regionalmetamorphose auf Grund seiner gegenüber den anderen Gesteinen geringeren Plastizität zu den heute vorliegenden boudinage-artigen Gebilden verformt.

Trotz der außerordentlich starken Wechselhaftigkeit der Gesteine lassen sich innerhalb des „Felsithorizontes“ gewisse gleichartige „Rhythmen“ in der Gesteinsfolge feststellen, die sich annähernd über alle bisher bergmännisch aufgeschlossenen Sohlen (~500 m Teufe) verfolgen lassen. Der liegende Teil des „Felsithorizontes“, der sich im wesentlichen aus relativ eng verzahnten Wechselagerungen vererzter Schwarzschiefer- und Porphyroid-Rotgneisgesteine zusammensetzt, wird zur sog. „1. Felsitzone“ zusammengefaßt. Dieser ca. 140 m mächtige Gesteinskörper, der das bisher am besten vererzte Lager I enthält, versteilt nach der Teufe zu von 35° auf 85° NW. Nach einer ca. 250 m mächtigen, vorwiegend aus Zweiglimmergneis bestehenden „Zwischenzone“ treten im Hangenden des „Felsithorizontes“ nochmals stärker vererzte Schwarzschiefer (Grünschiefer-)Gesteine mit größeren Dolomiteinlagerungen auf. An diese ca. 25 m mächtige „2. Felsitzone“ ist das Erzlager II gebunden.

Des weiteren tritt im Liegenden der 1. Felsitzone noch eine „3. Felsitzone“ auf, die erst unter der 250-m-Sohle nach der Teufe einzusetzen scheint und wahrscheinlich als Ausläufer eines im weiteren Einfallen mächtiger werdenden linsenförmigen Gesteinskörpers anzusehen ist (Bild 2).

Die Vererzung

a) Vererzungstypen

Die „felsitischen“ Gesteinszonen zeichnen sich gegenüber den anderen Gesteinen allgemein durch eine stärkere Erzimprägnierung (insbesondere Pyritführung) aus. Diese Beobachtung machte man bereits in früheren Betriebsperioden, ohne jedoch nähere Untersuchungen über den Grad und die genauere Zusammensetzung dieser Imprägnationsvererzung vorzunehmen. Nach den bisherigen Untersuchungsergebnissen lassen sich strukturmäßig zwei Vererzungstypen unterscheiden, und zwar eine imprägnative und eine lagerförmige, kompakte Vererzung. Zwischen beiden Typen liegen, auf Grund des genetischen Zusammenhangs, kontinuierliche Übergänge vor.

Die einzelnen Gesteinsvarietäten des „Felsithorizontes“ zeigen dabei einen unterschiedlichen Grad der Erzimprägnierung. Da zu Beginn der neueren Untersuchungen noch nicht bekannt war, an welches Gestein eine stärkere Imprägnierung bzw. eine evtl. vorhandene Hauptvererzung geknüpft ist, wurden auf querschlägigen Durchörterungstrecken systematische Schlitzmuster genommen und nach Gesteinsvarietäten getrennt analysiert. Aus den bisher ermittelten Durchschnittswerten ergibt sich die interessante Erscheinung, daß von den Graugneisen über die porphyroidischen und rotgneisartigen Gesteinen bis zu

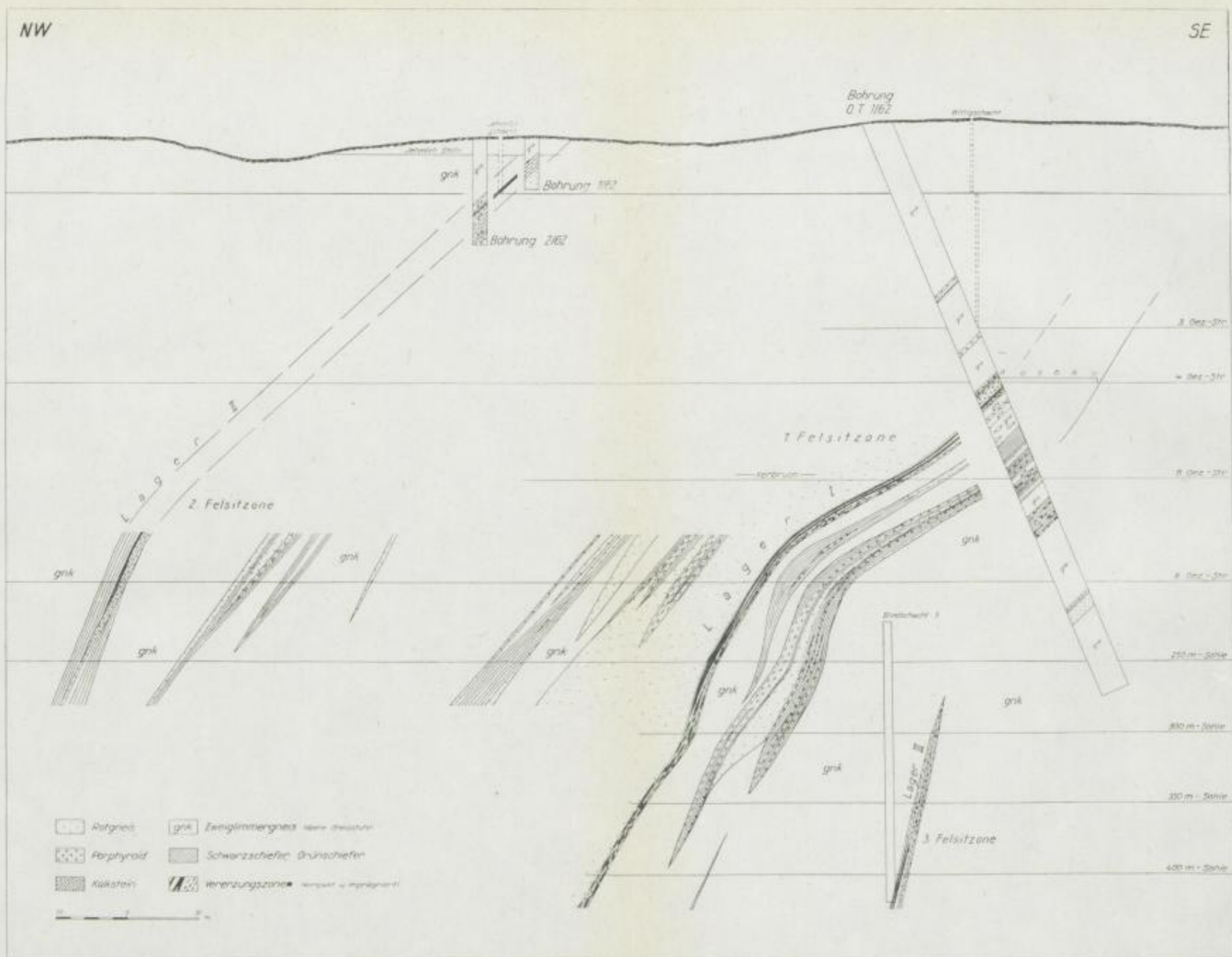


Bild 2. NW—SE-Schnitt durch den „Felsithorizont“ im Raum von Halsbrücke—Großschirma (das geologische Profil der eingetragenen Tiefbohrung ist ca. 900 m im Streichen nach SW versetzt)
 FFH C 186, Baumann



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG



den „Schwarzschiefern“ eine zunehmende Tendenz in den Gehalten an S (FeS_2), Sn und anderen Buntmetallen auftritt (Bild 3). Dies stimmt auch mit den bisher gemachten makroskopischen und mikroskopischen Beobachtungen sehr gut überein. Während innerhalb der Porphyroide und Rotgneise eine Vererzung vorwiegend nur auf feinen Haarklüften beobachtet werden kann, zeigen die Schwarzschiefer meist eine relativ reichhaltige Erzimprägung (Bild 4). Die hier im allgemeinen wahllos verstreuten Imprägnierungen verdichten sich dann in bestimmten Horizonten zu größeren Konkretionen, die sich schließlich zu schlierenförmigen Erzzonen bzw. Erzlagen konzentrieren können. Bisher konnten drei derartige „Erzlager“ unterschieden werden. Diese erzreichen Horizonte, die oftmals mit ärmeren Partien wechsellagern, verlaufen vorwiegend parallel zum

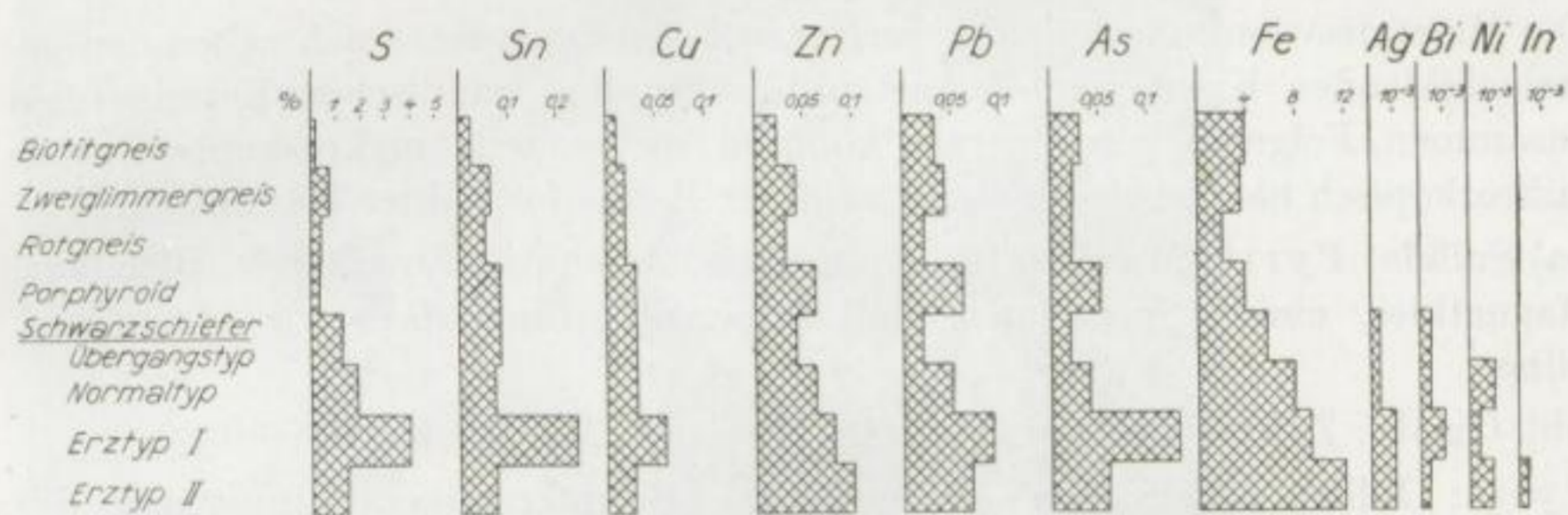


Bild 3. Metallgehalte der Gesteinsvarietäten im „Felsithorizont“ von Halsbrücke



Bild 4. (Großanschliff) Vergr. 2 : 1
Grube Halsbrücke, „Felsithorizont“ (Lager I), 6. Gez. Str.
Parallelgeschichtete Einlagerungen von Pyrit und Markasit im Schwarzschiefer (aus Griebmann, 1963)

allgemeinen Streichen und Einfallen der Gesteine. Die Gesteine in unmittelbarer Nähe der Erzlager werden meistens durchschwärmt von vielen geringmächtigen, jüngeren Klüftchen, auf denen aus den „primären“ Erzlagen mobilisierte Sulfid- und Oxydminerale zum Absatz gelangten.

Eine scharfe tektonische („salbandartige“) bzw. stratigraphische Abgrenzung der Erzlager ist, wie vor allem die neuen streichenden Erkundungsauffahrungen zeigten, makroskopisch nicht möglich. Es kann zunächst nur ein höffiger Bereich festgelegt werden, während die genauere Abgrenzung erst nach der Bemusterung an Hand der Analyseergebnisse erfolgen muß.

b) Erzminerale

Die Mineralisation innerhalb der vererzten Felsitzonen setzt sich neben den gesteinsbildenden Komponenten aus sulfidischen und oxydischen Erzmineralen zusammen. Folgende Erzminerale konnten bisher teils makroskopisch, teils mikroskopisch nachgewiesen werden (in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit):

ba) Sulfide: Pyrit, Markasit, Kupferkies, Arsenkies, Zinkblende, Bleiglanz, Magnetkies, einige Spießglanze und Silbersulfantimonide sowie etwas ged. Silber.

bb) Oxyde: Zinnstein, Magnetit, Hämatit, Maghemit (Ilmenit).

Pyrit: Bildet neben dem Markasit das Haupterzmineral innerhalb des „Felsithorizontes“. Dabei lassen sich drei Pyritgenerationen unterscheiden:

Einen primär gebildeten, in feinkörnigen xenomorphen oder idiomorphen Einsprenglingen ($\sim 50 \mu$) vorliegend, die teils regellos, teils in streifiger („schichtiger“) Textur angeordnet sein können. Besonders charakteristisch für diesen Pyrit ist eine deutliche Anisotropie und eine mehr oder weniger starke Kataklase.

Ein weiterer Pyrit ist eng vergesellschaftet mit dem pseudomorph nach Magnetkies ausgebildeten Markasit.

Ein umkristallisierter Pyrit, der vermutlich im Rahmen der Regionalmetamorphose aus dem primären Imprägnationspyrit zu größeren, meist idiomorphen Aggregaten rekristallisierte. Dieser umkristallisierte Pyrit ist frei von Verwachsungen mit anderen Mineralen, zeigt fast keine kataklastische Beanspruchung und ist isotrop.

Die Untersuchung der Spurenelementgehalte ergaben bisher in der Regel etwas höhere Co-Gehalte (100 g/t) als Ni-Gehalte (60 g/t). Diese Relation stimmt mit den von *Hegemann* (1943) an Pyriten metamorpher Lagerstätten gefundenen Verhältnissen überein. Des weiteren konnten noch geringe Gehalte an V, Mn, Ti, Ag, Cu, Sn und Pb nachgewiesen werden, wobei letztere z. T. auf geringe Verunreinigungen zurückgeführt werden können. Tl, Mo und Au waren spektrochemisch bisher nicht nachzuweisen.

Markasit: Zu einem großen Teil liegt derselbe als streifig angeordneter, lamellarer Markasit parallel (0001) bzw. als „Leberkies“ vor. Innerhalb desselben befinden sich häufig noch kleinere, rekristallisierte Pyritindividuen. Daraus ergibt sich die Schlußfolgerung, daß der größte Teil des Markasits ursprünglich als Magnet-

kies vorgelegen hat (Bild 5). Randlich ist der streifige Markasit oft in einen mittelkörnigen Markasit II und Pyrit umkristallisiert. Verwachsungen mit älterem Zinnstein sind dabei häufig. Manchmal sind in den streifigen Markasit jüngere Zinkblende und Bleiglanz infiltriert.

Der Magnetkies selbst ist nur noch in geringen Mengen innerhalb des Pyrits bzw. in älterem Quarz gepanzert vorhanden. Der größte Teil wurde sekundär, vermutlich durch veränderte Zustandsbedingungen während der Metamorphose, in Markasit-Pyrit umgewandelt.

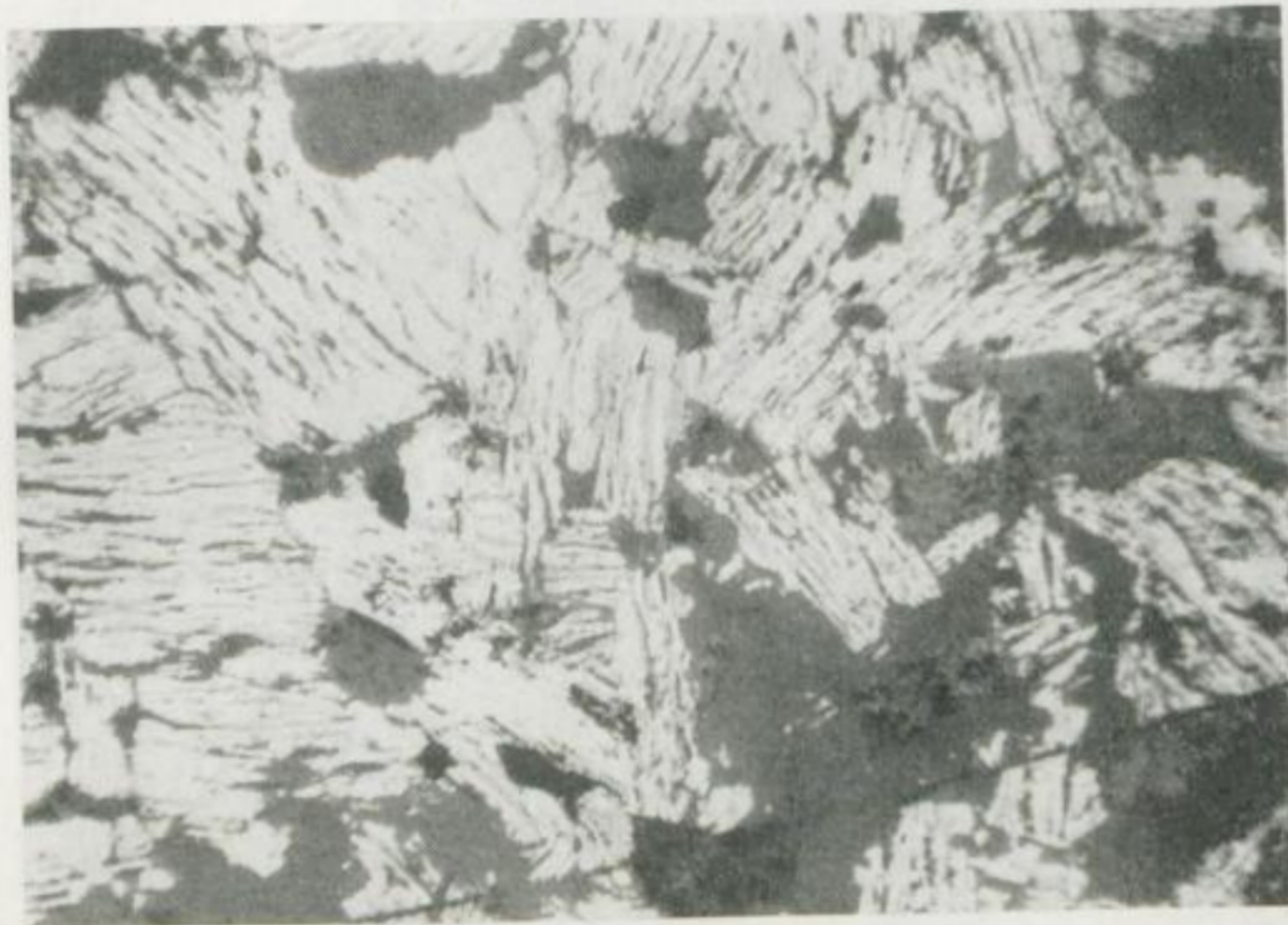


Bild 5. (Anschliff)

Vergr. 50 : 1, 1 Nie.

Grube Halsbrücke, „Felsithorizont“ (Lager I), 6. Gez. Str. Streifige Markasitbildungen (weiß), welche die ehemaligen Magnetkiesaggregate erkennen lassen, mit kleinen rekristallisierten Pyritkriställchen in silikatischer Gangart (grau)

Kupferkies tritt hauptsächlich in feinkörnigen Imprägnationen ($< 100 \mu$) auf. Seine Intensität ist zwar gering, doch ist er in den Erzlagern ziemlich gleichmäßig verteilt. Größere xenomorphe Aggregate sind meistens eng mit Pyrit verwachsen.

Auch die übrigen Sulfide, wie Arsenkies, Zinkblende und Bleiglanz sind imprägnativ (Korngrößen = 25 bis 150μ) in geringen Mengen im Lagergestein verteilt. Teilweise sind sie kataklastisch beansprucht. Die Zinkblende zeigt manchmal Kupferkies und Magnetkiesentmischungen.

Oft sind die Sulfide auch als Mobilisate auf jüngeren Trümchen zusammen mit Quarz und Karbonaten zum Absatz gekommen.

Zinnstein: Ist der ökonomisch wichtigste Bestandteil des „Felsithorizontes“. Dieses Erzmineral konnte erst durch die neueren Untersuchungen nachgewiesen werden. Es ließen sich bisher zwei Generationen unterscheiden, und zwar liegt der Zinnstein einmal in konzentrisch-schaligen bis feinkristallinen (10 bis 80μ) und zum anderen in mittel- bis grobkristallinen Aggregaten (100 bis 1000μ) vor. Wäh-

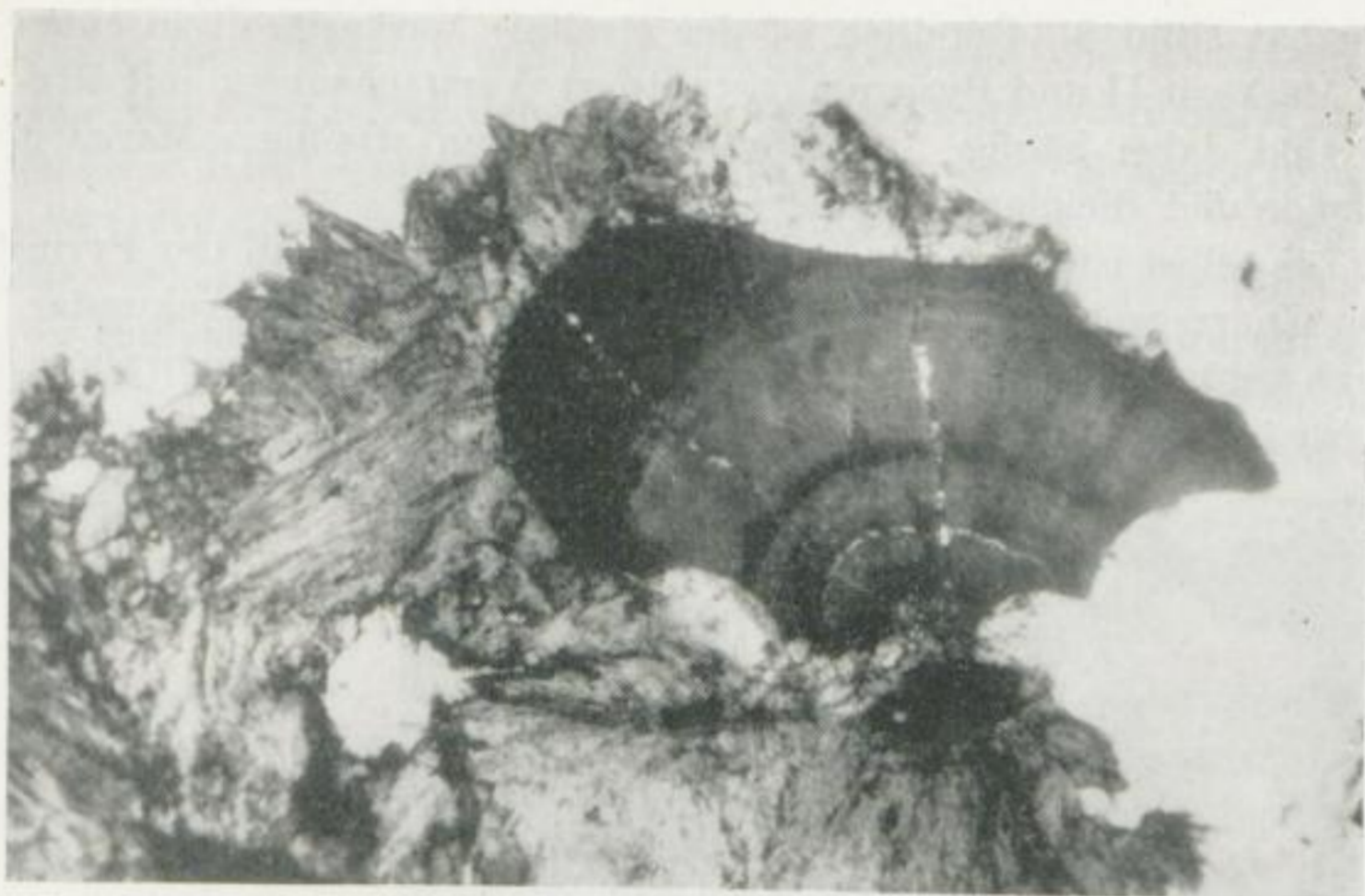


Bild 6. (Dünnschliff)

Vergr. 50 : 1, 1 Nic.

Grube Halsbrücke, „Felsithorizont“ (Lager I), Bohrung OT 1/62, bei 202 m.
 Reste von primär gebildetem, konzentrisch-schaligem Holzzinn mit rekristallisiertem, feinnadeligem Zinnstein (verschiedene Grautönungen) eingebettet in chloritischer Grundmasse (weiß)

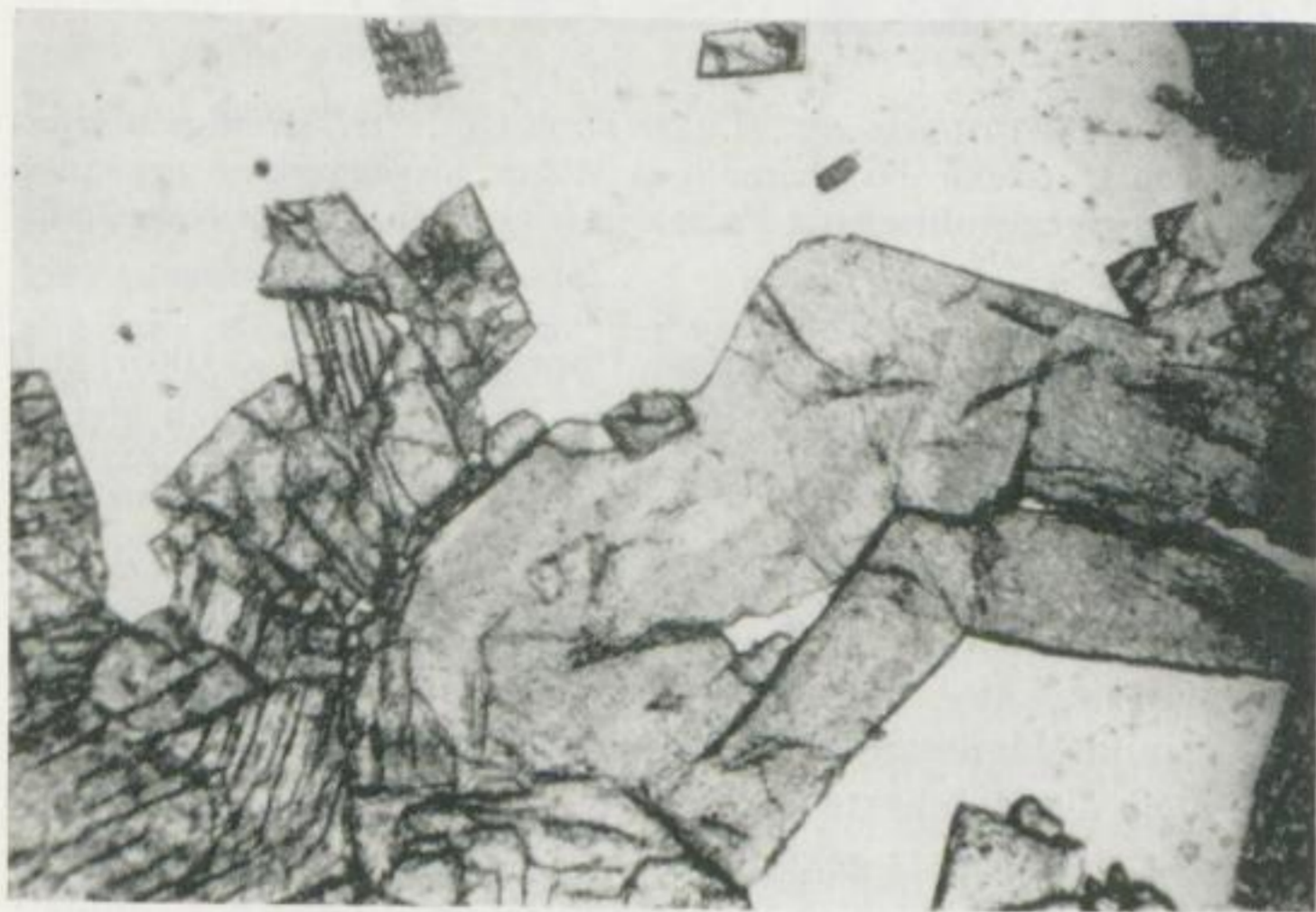


Bild 7. (Dünnschliff)

Vergr. 50 : 1, 1 Nic.

Grube Halsbrücke, „Felsithorizont“ (Lager I), 6. Gez. Str.
 Rekristallisierter Zinnstein II (grau) in prismatischen Kristallen (z. T. als Kniezwillinge) verwachsen mit gleichfalls sammelkristallisiertem Quarz (weiß)

rend der gelförmige bis feinkristalline Zinnstein I vorwiegend innerhalb der chloritischen Substanz auftritt (Bild 6), ist der stärker rekristallisierte Zinnstein II meist mit quarziger Gangart verwachsen (Bild 7). Bei letzterem herrscht der langprismatische, spitzpyramidal-nadlige Habitus vor. Teilweise verdichten sich die Kristalleinsprenglinge zu größeren, zusammenhängenden Partien. Diese sind dann oft kataklastisch beansprucht und von jüngerem Pyrit durchtrübert bzw. verkittet (Bild 8). Manchmal werden die Zinnsteinaggregate kokardenförmig von streifigem Markasit und rekristallisiertem Pyrit umgeben.



Bild 8. (Anschliff)

Vergr. 50 : 1, 1 Nic.

Grube Halsbrücke, „Felsithorizont“ (Lager I), 6. Gez. Str.

Grobkristalliner Zinnstein (grau), stark kataklastisch beansprucht, wird von jüngerem Pyrit (weiß) verkittet, durchtrübert und schwach korrodiert

Die spektrochemische Untersuchung von mehreren Zinnsteinproben brachten geringe Gehalte an Be (10 g/t) und Ti (50 g/t). Qualitativ sind noch Cu, Mn, As, Pb, Zn, Ni, In und Ga festgestellt worden. Nb, Ta und Sc wurden bisher noch nicht bestimmt.

Der Magnetit wurde gleichfalls erst durch die neueren Untersuchungen nachgewiesen. Er liegt meist in feinkristallinen Individuen vor ($\sim 50 \mu$), die, in perl-schnurartig aneinandergereihten Zügen, eine gewisse Lagen- bzw. Schichtungstextur widerspiegeln. Oftmals verdichten sich diese Kristallite zu größeren Sammelaggregaten, die sich stellenweise zu derben Partien entwickeln können (Bild 9). Charakteristisch ist dabei die häufige Verwachsung des Magnetits mit Karbonaten, von denen er, z. T. vom Zentrum aus, korrodiert wird. Innerhalb der größeren Sammelaggregate läßt sich häufig eine beginnende Maghemitisierung beobachten. Stellenweise wurde der Magnetit kataklastisch stark beansprucht. Dabei fand auf den jüngeren Störungsflächen eine sekundäre Hämatitbildung statt.



Bild 9
(Anschliff) Vergr. 50 : 1, 1 Nic.
Grube Halsbrücke, „Felsithorizont“ (Lager II), 8. Gez. Str.
Feinkörnige, kristalloblastische Magnetitkonkretionen (weiß),
lagenförmig angeordnet (Schichtgefüge), verdichten sich zu größeren, kompakten Aggregaten. Silikatische und karbonatische Grundmasse (dunkelgrau)

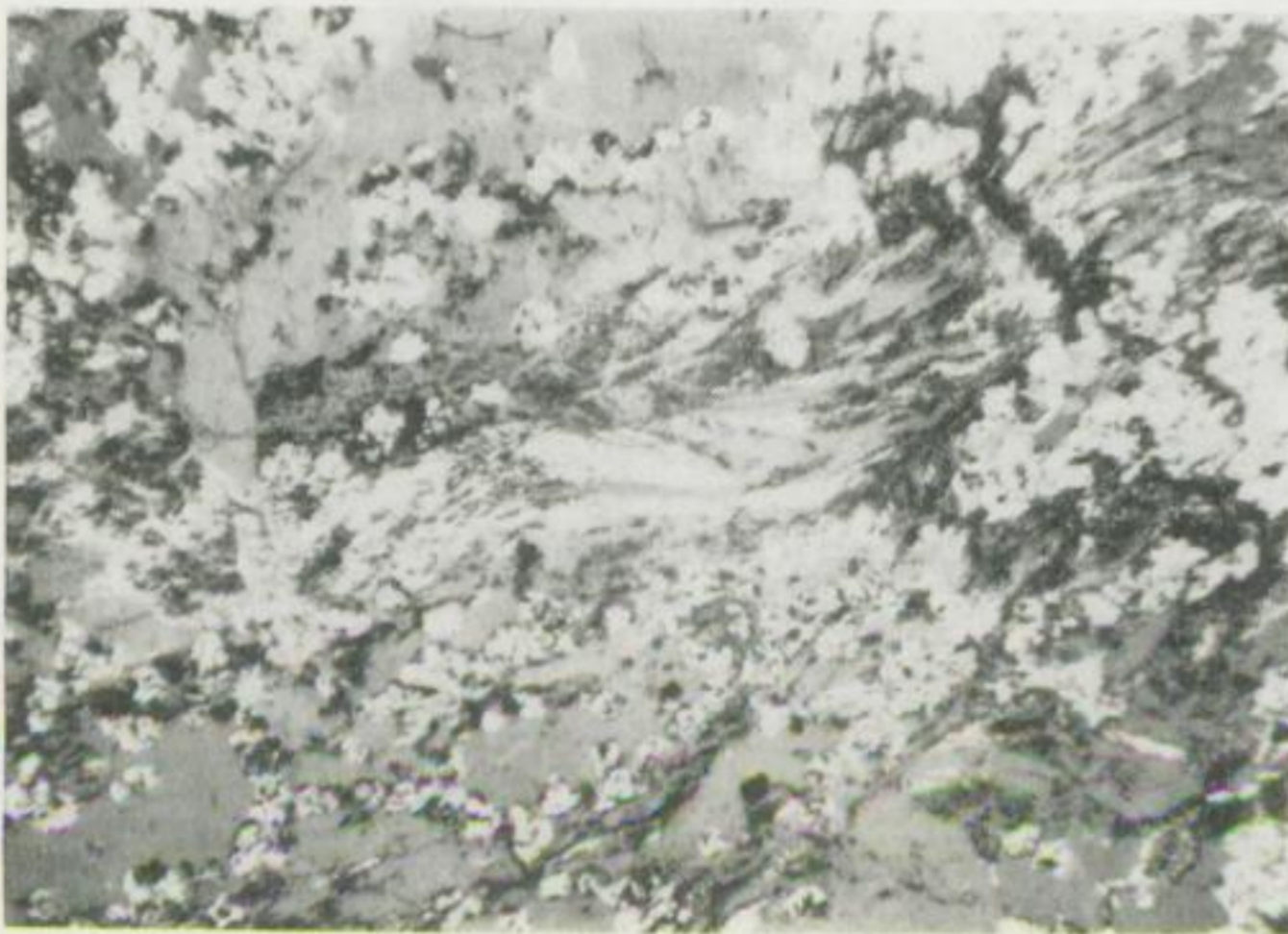


Bild 10. (Anschliff) Vergr. 50 : 1, 1 Nic.
Grube Halsbrücke, „Felsithorizont“ (Lager II), 8. Gez. Str.
Kristalloblastische Magnetitaggregate in silikatischer und karbonatischer Gangart. Auf einer jüngeren Störungsfläche neugebildeter Hämatit (reinweiß)

Die spektrochemische Untersuchung einiger Magnetitproben ergab höhere Gehalte an Ti (1000 g/t) als an V (10 g/t). Für eine genauere Einordnung der Magnetite nach den genetischen Typen von *Hegemann-Albrecht* (1954) ist die Zahl der Analysen noch zu klein. Nach den bisherigen Ergebnissen entsprechen die Ti-Gehalte annähernd dem extrusiv-submarinen Typ. Des weiteren wurden Gehalte an Al, Mg, Mn, Cu, Ni, Co, Zn, Pb, Sn, Mo u. a. nachgewiesen.

Hämatit tritt besonders im Erzlager II als jüngeres Umwandlungsprodukt des Pyrits und des Magnetits auf (Bild 10). Oft ist der Hämatit auch mit karbonatischer Gangart verwachsen. Dabei konnte er sowohl in feindisperser Verteilung (Rotspatbildung) als auch innerhalb der rekristallisierten Karbonate in größeren, kugelförmigen Sammelaggregaten festgestellt werden.

Ilmenit war bisher nur als Verdrängungsrest zusammen mit jüngerem Leukoxen zu beobachten.

Regionale Verbreitung des „Felsithorizontes“

Die durchgeführten und z. Z. noch laufenden geologisch-petrographischen sowie geophysikalischen und geochemischen Untersuchungen erbrachten nach den bisherigen Ergebnissen den Hinweis, daß mit einer größeren, weit über den Halsbrücker Raum hinausreichenden regionalen Verbreitung des „Felsithorizontes“ gerechnet werden kann.

So liegt in der streichenden Fortsetzung nach SW der Hornfels- (gn δ) und Rotgneisaufschluß von Langhennersdorf (Bild 1). Bereits *Naumann* [19, 20] und *Müller* [17] machten auf diesen Übertage durch einen Steinbruch aufgeschlossenen „Felsit“ von Langhennersdorf aufmerksam. Das in einer 40 bis 80 m mächtigen Lage ausgebildete und ziemlich gleichmäßig schwarzgrün gefärbte Gestein zeigt ein deutlich feinkörniges bis dichtes Gefüge. Im Hangenden wird es von einer mächtigen Rotgneiszone (mgn) überlagert. Dieser Gesteinszug findet seine weitere südwestliche Fortsetzung in dem im Tal der Großen Striegis südlich von Bräunsdorf aufgeschlossenen Hornfels (gn δ) und Rotgneis (mgn). Auch hier zeigt der Hornfels die typisch schwarzgrüne Färbung und ein äußerst feinkörniges bis dichtes Gefüge. Häufig wird er von glimmerreichen, feinschiefrigen Lagen durchzogen. An Hauptgemengteilen konnte Biotit, Chlorit sowie kataklastisch beanspruchter Albit, Oligoklas und Quarz beobachtet werden. Gemeinsam mit dem hangenden Rotgneis und dem konkordant im Liegenden und im Hangenden anschließenden Zweiglimmergneisen (gnk) fällt dieses Gestein mit ca. 40° nach NW zu ein. Der Rotgneis läßt sich nach SSW bis in den Raum von Wingendorf — Frankenstein verfolgen. Ihrer geologischen Lage und ihrem petrographischen Charakter nach zeigen diese Gesteine weitgehende Übereinstimmung mit den entsprechenden Gesteinen des „Felsithorizontes“ von Halsbrücke. Entsprechend handelt es sich auch hier um porphyroidische Gesteinspartien mit Schwarzschieferwechsellagerungen.

Ein weiterer Teil der südwestlichen Fortsetzung des „Felsithorizontes“ ist das sog. „Schwarze Gebirge“ von Bräunsdorf (*Baumann-Weinhold* [6]). Dieses „Schwarze Gebirge“ wurde in der Vergangenheit dadurch bekannt, daß die

darin auftretenden Erzgänge des alten Bräunsdorfer Bergbaureviers eine sehr gute Ausbildung aufwiesen. Es bildet innerhalb der Übergangszone Zweiglimmergneis — Glimmerschiefer eine 40 bis 120 m breite, mit ca. $50^{\circ}/50^{\circ}$ bis 70° NW verlaufende Gesteinszone, die an Hand der untertägigen Gangauffahrungen auf eine Erstreckung von mehr als 1800 m im Streichen und 300 m im Fallen verfolgt werden konnte, ohne daß eine Endschaft erreicht worden wäre (Bild 11).

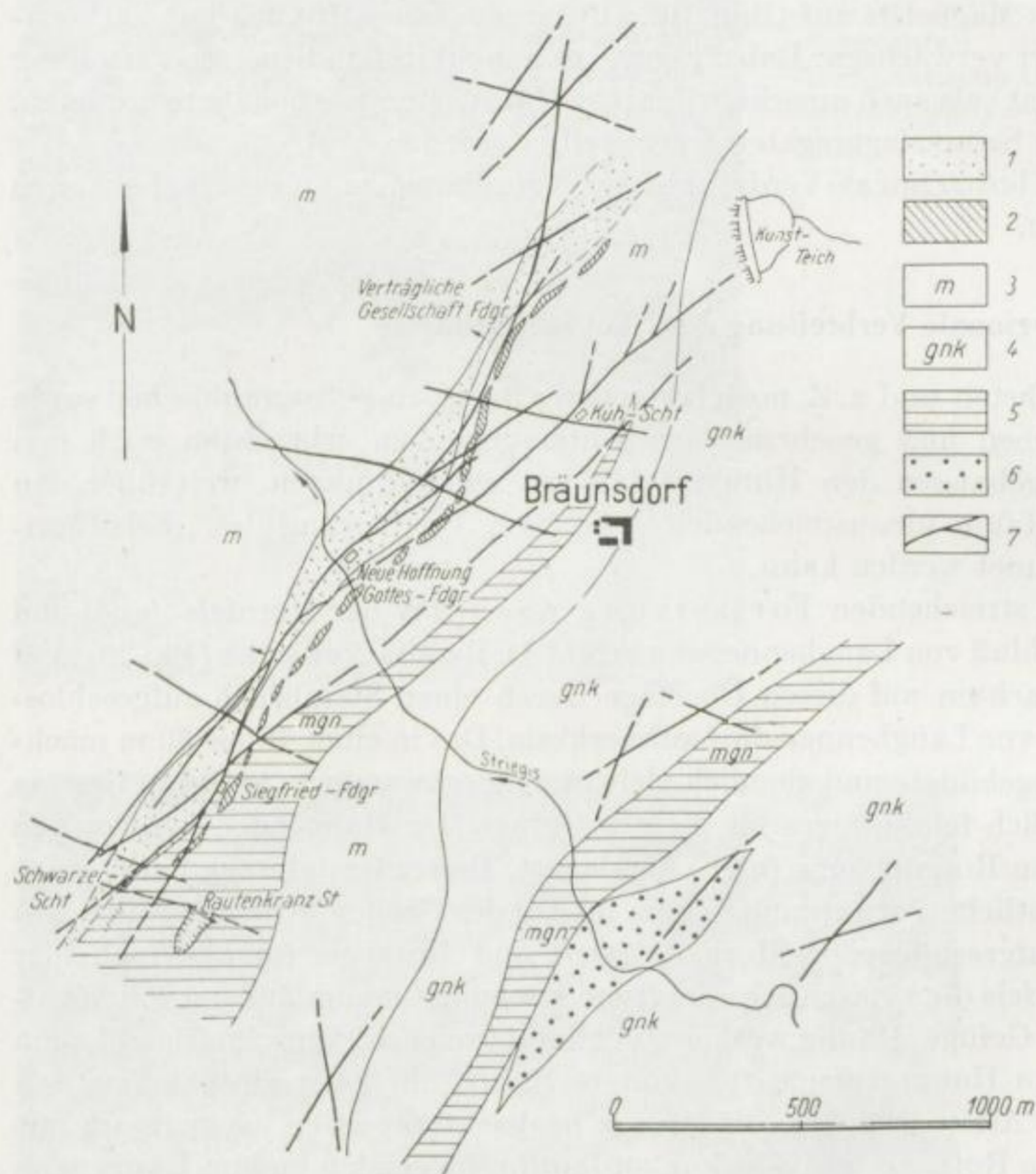


Bild 11. Der Verlauf des „Schwarzen Gebirges“ im Grubenfeld von Bräunsdorf (aus Baumann-Weinhold 1963 [6]). (1) Schwarzes Gebirge, (2) Kalk, Dolomit, (3) Glimmerschiefer, (4) Zweiglimmergneis, (5) Rotgneis, (6) Hornfels, Felsit, (7) Erzgänge

Innerhalb des „Schwarzen Gebirges“ treten die gleichen Gesteinsvarietäten auf (Schwarzschiefer, porphyroidische und rotgneisartige Gesteine, Kalkstein, Zweiglimmergneis), die den „Felsithorizont“ von Halsbrücke zusammensetzen. Analog dazu sind auch die Gesteine des „Schwarzen Gebirges“ in wechselnden Mengen mit Erzmineralen (vor allem Schwefelkies) imprägniert.

Von Bräunsdorf weiter nach SW läßt sich die Gesteinszone nur noch sehr schwierig verfolgen, da es an geeigneten Aufschlußpunkten mangelt. Als ein Teil der weiteren südwestlichen Fortsetzung könnte evtl. der Memmendorfer Lagerzug von dolomitischem Kalkstein angesehen werden.

In der streichenden Fortsetzung nach NE ist zunächst ein Übertage am linken Muldenhang unterhalb Rothenfurth aufgeschlossener „Hornfels“ (gn δ) zu erwähnen. Dieser besteht im Liegenden aus rotem Porphyroid, der im Hangenden in Rotgneis übergeht. Weiterhin wurde mit dem Treue-Sachsen-Stollen nördlich davon „Felsit“ in einer Mächtigkeit von rund 60 m durchfahren, der in seiner petrographischen Zusammensetzung mit den „Felsitgesteinen“ von Halsbrücke völlig übereinstimmt. Nach Müller [17] wurden „felsitische“ Gesteine auch am rechten Gehänge des Muldentales unterhalb der „Dresdner und Freiburger Gesellschaft Erbstollen“ im Bereich von Hohentanne beobachtet. Auch in den Grubenbauen dieses Erbstollens selbst (am Caspar Sth. und Freiburger Sp.) hat man nochmals eine bis zu 12 m mächtige „Felsitpartie“ durchörtert, die mit typischem, mehrere Meter mächtigem Schwarzschiefer vergesellschaftet war. Alle diese Aufschlußpunkte zeigen ein relativ gleichmäßiges Streichen von ca. 70° bei stetigem Einfallen nach NW. In der weiteren nordöstlichen Fortsetzung werden vermutlich die „felsitischen“ Gesteinszonen in eine mehr S—N verlaufende Streichrichtung einlenken. Die geophysikalischen Untersuchungen sind hier z. Z. noch im Gange. Nach Müller [17] konnte „schwarzer, dichter bis alaunschieferartiger Hornstein“, der häufig mit Schwefelkies imprägniert war, sowohl im Grubenfeld von „Christbescherung“ (am Peter Sth.) als auch im Grubenfeld von „Alte Hoffnung Gottes“ bei Kleinvoigtsberg mehrfach aufgeschlossen werden. Von Interesse sind in diesem Zusammenhang noch die Angaben von Müller [17] und Lorenz [15] auf einen lagerförmigen, konkordant im Gneis auftretenden „Grünstein“ oder Grünschiefer (= Hornblendeschiefer, Amphibolit) im Grubenbereich von „Alte Hoffnung Gottes“ bei Kleinvoigtsberg (Bild 12). Des weiteren ist Grünschiefer nach Müller [17] auch noch in dem weiter nördlich anschließenden Grubengebiet von „Gesegnete Bergmanns Hoffnung“ bei Obergruna (am Traugott Sth., ca. 5 m mächtig, mit dichter Struktur!) vorgekommen, auf den übrigens schon Beust [7] aufmerksam gemacht hatte. Bei diesen schwarzgrünen Gesteinen, die teilweise feine Imprägnationen von Schwefelkies und Bleiglanz enthielten, liegt die Vermutung eines Zusammenhangs mit dem Amphibolschiefer der 2. Felsitzone von Halsbrücke nahe. Diese Annahme wird durch die Beobachtung auch anderer typischer „felsitischer“ Gesteine, wie z. B. Rotgneis und Kalkstein, die teilweise in enger Vergesellschaftung mit den Schwarzschiefer- und Porphyroidgesteinen auftreten, wesentlich gestützt. Über die weitere Fortsetzung der „felsitischen“ Gesteine nördlich von Obergruna konnten bisher noch keine genaueren Anhaltspunkte gefunden werden. Zusammenfassend läßt sich jedoch bereits jetzt feststellen, daß auf Grund sowohl ihrer geologischen Lagerung als auch ihrer petrographischen Zusammensetzung alle diese verschiedenartigen Gesteinsvarietäten mit den neu aufgeschlossenen Gesteinen des „Felsithorizontes“ von Halsbrücke parallelisiert werden können. Allen Gesteinen ist gemeinsam, daß sie annähernd konkordant im Übergangs-

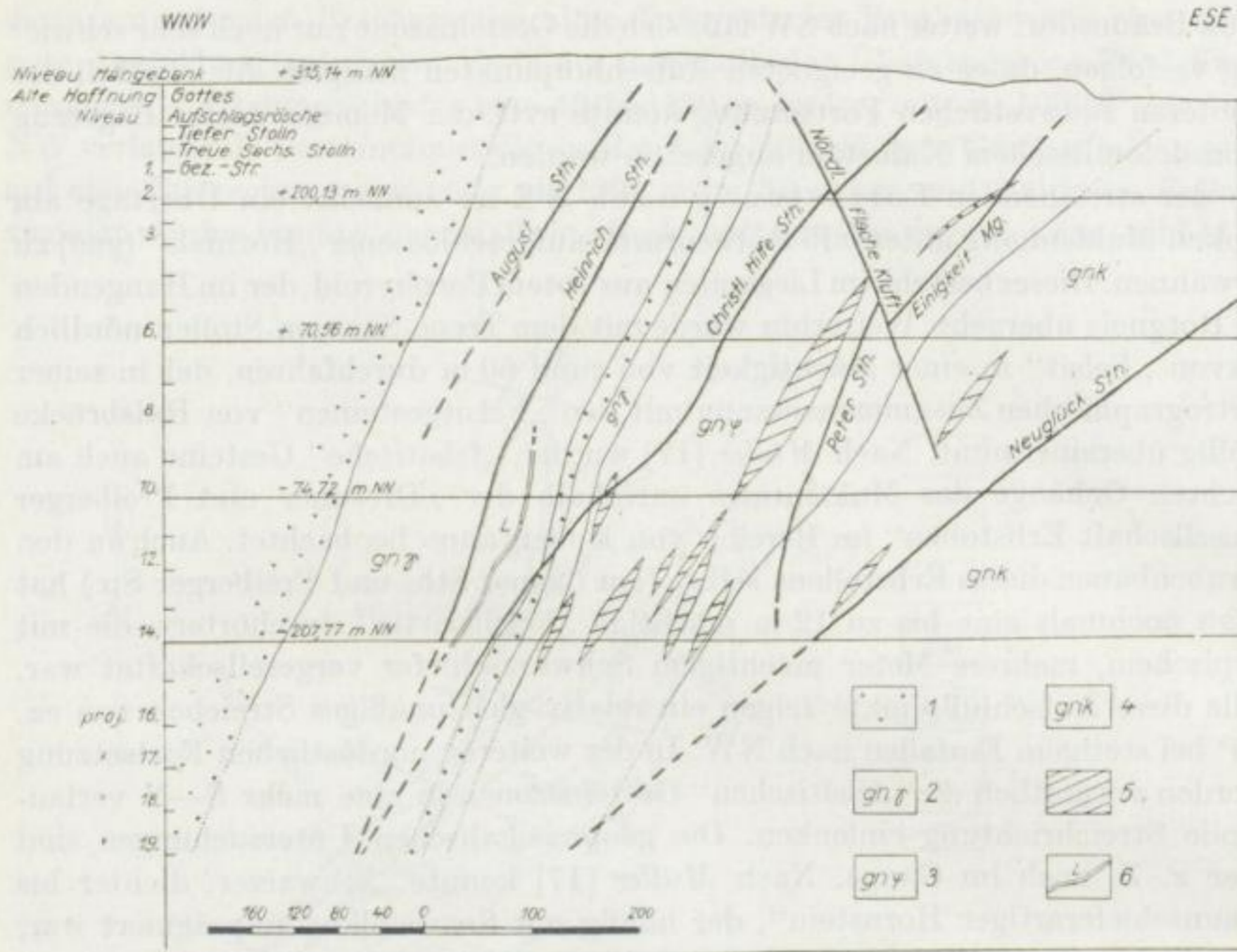


Bild 12. Geologisches W-E-Profil durch den Grubenbereich von „Alte Hoffnung Gottes“ bei Kleinvoigtsberg (aus Baumann 1965). (1) Glimmerschiefer, (2) Flasergneis, (3) Dichter Gneis, (4) Zweiglimmergneis, (5) Hornblende-schiefer, Amphibolit, (6) Lamporphyr

bereich des Zweiglimmergneises (gnk) zu den Gesteinen der hangenden Glimmerschieferformation (m) liegen. Sämtliche Aufschlüsse und Angaben umfassen bzw. beziehen sich jeweils auf Bereiche, die sich alle nach ihren geologisch-tektonischen Daten in einen gemeinsamen SW—NE streichenden „Felsithorizont“ von annähernd 12 km Länge und 0,8 km Breite einordnen lassen. Es liegt daher nahe, in diesem Gesteinshorizont einen großen, zusammenhängenden „stratigraphischen Horizont“ zu vermuten (Bild 1). Die Aufgabe der weiteren geophysikalischen, geochemischen und bergmännischen Erkundungsarbeiten wird es sein, den genaueren Verlauf und den direkten petrographischen Zusammenhang dieses Gesteinshorizontes nachzuweisen.

Zur Genese der Vererzung

Wie die bisherigen Erkundungsarbeiten zeigten, stehen die Vererzungszonen innerhalb des „Felsithorizontes“ in keinem direkten Zusammenhang mit der hydrothermalen Mineralisation der Freiburger Erzgänge. Diese durchsetzen überall einwandfrei die „felsitischen“ Gesteine und können als deutlich jüngere

tektonische Bildungen angesehen werden. Müller [17, 18] zog sogar diesen „Felsithorizont“ als ein Musterbeispiel für die chemische Einflußnahme des Nebengesteins auf die jüngere hydrothermale Gangmineralisation heran.

Massenspektrometrische Untersuchungen an 25 Schwefelkiesproben aus dem „Felsithorizont“ ergaben, daß das Schwefelisotopenverhältnis $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ hier deutlich tiefer liegt (22,16 bis 22,18) als die Werte des Pyrits der Freiburger kb-Formation (22,20 bis 22,22). Des weiteren zeigen die Schwefelkiesproben, die aus allen drei bisher nachgewiesenen „Felsiterzlagern“ stammen, annähernd die gleichen Durchschnittswerte. Dies kann als Hinweis auf ihre genetische Zusammengehörigkeit und auf eine einheitliche Quelle des Pyritschwefels geltend gemacht werden.

Die durchgeführten geologisch-petrographischen Untersuchungen lassen unter Berücksichtigung regional-geologischer Faktoren den Schluß zu, daß die sedimentären Ablagerungen des „Felsithorizontes“ prävaristisches Alter besitzen. Pietzsch [24] zieht in Betracht, daß die Kalksteinvorkommen in den Glimmerschiefern und Schiefergneisen als algonkische bzw. unterkambrische Bildungen angesehen werden können. Darüber hinaus parallelisiert Pietzsch die sog. Pyritschiefer, wie sie vor allem in Westsachsen bekannt geworden sind, mit dem böhmischen Algonkium. Demgegenüber hält Gloess [11] die kiesel- und alaunschieferartigen Gesteine des „Schwarzen Gebirges“ bei Bräunsdorf für metamorphisiertes Ordovizium und Gotlandium.

Innerhalb der petrographisch sehr verschiedenartig zusammengesetzten „Felsitzonen“ können zunächst die Schwarzschieferhorizonte generell als bevorzugte Bildungszonen der Vererzung angesehen werden. Auf analoge Zusammenhänge zwischen sog. „schwarzen Schiefern“ und einigen präkambrischen Sulfidlagerstätten Finnlands und Schwedens deutete neuerdings Marmo [16] hin. Zusammen mit den vererzten Schwarzschiefern treten noch Porphyroide und Rotgneise auf, die als ehemalige Laven- bzw. Tuffhorizonte anzusehen sind und deren genetische Verknüpfung mit den „Erzlagern“ sowohl räumlich als auch zeitlich vermutlich sehr eng gewesen ist. Im Gefolge dieser geosynklinalen Laven- und Tuff-Förderung erfolgte, wie auch Borchert [8] am Beispiel der Schwefelkies-Kupferkieslagerstätten von Ergani nachweisen konnte, vermutlich ein verstärkter Aufstieg von Restlösungen und metallhaltigen Hydrothermen. Die häufigen Zwischenlagen von Schwarzschiefern, Zweiglimmergneisen und Gneisglimmerschiefer lassen in diesem Zusammenhang einen mehrmaligen Wechsel zwischen untermeerischer Effusivtätigkeit und Sedimentation erkennen. Weiterhin deutet die ständige Anwesenheit von kalkigen bzw. dolomitischen Einlagerungen auf eine nicht zu küstenferne Fazies hin. Dabei läßt das gemeinsame Auftreten von Sulfiden und Oxyden innerhalb des Bildungsraumes auf einen mehrfachen Wechsel des Redoxpotentials schließen.

Eine Parallelität zwischen der Mächtigkeit der Schwarzschiefer und der Ausbildung der Erzlager, wie sie besonders deutlich an einigen norwegischen Geosynklinallagerstätten beobachtet wurde (Geis) [10], ist auch hier festzustellen.

Alle Gesteine sind demnach als Ablagerungen in geosynklinalen Räumen anzusehen, wobei das Ablagerungsmaterial teils exogener Natur (Tone, Mergel,

Kalke), teils endogener Natur (rhyolithische Laven und Tuffe, Restlösungen) gewesen ist. Die Vererzung selbst kann als submarine hydrothermal-sedimentäre Bildung vom Typ Rammelsberg oder Meggen im Gefolge des initialen Magmatismus gedeutet werden. Interessant ist in diesem Zusammenhang das Auftreten von besonders silikatreichen Partien im Liegenden der Erzlinsen (größere Quarz-Feldspatlagen bzw. reine Quarzlagen), die evtl. als genetische Äquivalente des Rammelsberger „Kniestes“ (*Kraume*) [13] angesehen werden können.

Die spätere Metamorphose bewirkte im Rahmen der Bildung des kristallinen Grundgebirges im erzgebirgischen Raum eine stärkere Durchbewegung und damit Überprägung und Umlagerung dieser alten geosynklinalen Gesteinsformation. Dabei muß angenommen werden, daß zumindest zwei Umbildungsvorgänge stattgefunden haben:

1. Regionalmetamorphose der alten geosynklinalen Gesteinsfolgen während der varistischen Orogenese;
2. Diaphoretische Umbildungen und Umlagerungen im Rahmen der postkristallinen Deformationen.

Durch diese metamorphen Vorgänge war, wie vor allem die mikroskopischen Untersuchungen zeigten, eine starke Umlagerung und Rekristallisation der Erzminerale bedingt, so daß heute nur noch schwer primäre Bildungsgefüge erkennbar sind. Durch die metamorphen Beanspruchungen sind wahrscheinlich die ursprünglich mehr oder weniger zusammenhängenden Erzhorizonte in perl-schnurartig aneinandergereihte, langgestreckte Erzlinsen bzw. -lineale auseinandergezogen worden. Sämtliche Gesteine des „Felsithorizontes“ werden von feinen Trümchen durchzogen, die mit Sulfiden, Quarz und Karbonaten gefüllt sind. Diese Trümfüllungen sind Produkte hydrothermalen Lösungen, die durch die Metamorphose mobilisiert wurden und ihren Stoffbestand den Erzlagern entnommen haben.

Speziell zur Genese des Zinnsteins wäre zu bemerken, daß er vermutlich im Rahmen der submarinen Effusivtätigkeit, zusammen mit den Fe-Oxyden und -Sulfiden, innerhalb der bereits diagenetisch verfestigten Tuff- und Sedimentlagen auf vielen kleinen Schläuchen und Trümchen aus Restlösungen des initialen Magmatismus zum Absatz gekommen ist. Ein Teil des Metallinhaltes wird dann auch in Form von hydrothermalen Lösungen am Meeresboden ausgetreten sein. Das in den Thermallösungen vorliegende Sn und Fe reagierte mit dem Wasserdampf, und es kam zur Bildung von Zinnstein und Magnetit-Hämatit. In stärker reduzierendem Milieu konnte hierbei das Fe auch als Sulfid ausgefällt werden. Die sich zunächst bildende kolloidale Lösung der Zinnsäure koagulierte wahrscheinlich zu Hydrokassiterit (H_2SnO_3), der sehr unbeständig ist und unter Wasserabgabe dann zu dem teilweise noch in konzentrisch-schaligen Gelltexturen vorliegenden feinkörnigen Zinnstein I kristallisierte.

Es ist anzunehmen, daß bei der Intrusion der jüngeren varistischen Granitmagmen des Erzgebirges umfangreiche Teile dieser ehemaligen Geosynklinalbildungen mit ihrem Metallinhalt aufgenommen und assimiliert worden sind.

Auf Grund der relativ hohen, primären Sn- und Fe-Gehalte der Felsitgesteine (Zinnstein, Pyrit, Markasit, Magnetit, Hämatit) liegt es sehr nahe, einen metallogenetischen Zusammenhang mit der im Erzgebirge weitverbreiteten Zinn- und Eisenvererzung im Gefolge der jüngeren varistischen Granite zu vermuten. Die Annahme einer solchen Regeneration der varistischen Sn-Lagerstätten des Erzgebirges aus den älteren Geosynklinalbildungen würde die regionale Persistenz des Zinns als typomorphes Element für den erzgebirgischen Raum verständlich machen.

Zusammenfassung

Der „Felsithorizont“ von Halsbrücke ist geologisch ein Bestandteil des kristallinen Grundgebirges des östlichen Erzgebirges. Er verläuft im NW-Teil der Freiburger „Gneiskuppel“ mit 70°/60° NW annähernd konkordant innerhalb der Grenzzone des Zweiglimmergneises zum hangenden Glimmerschiefer. Er besteht aus mehreren Serien kalireicher, rhyolithischer Porphyroidgesteine, chloritischer Schwarzschiefer, amphibolitischer Grünschiefer und kristalliner Kalk-Dolomitgesteine, die durch Graugneiszwischenmittel voneinander getrennt sind. Trotz der relativ starken Wechselhaftigkeit der Gesteine lassen sich innerhalb des ca. 600 m mächtigen „Felsithorizontes“ gewisse gleichartige „Rhythmen“ in der Gesteinsfolge feststellen. Danach konnten bisher drei sog. „Felsitzonen“ mit drei „Erzlagern“ nachgewiesen werden.

Die Vererzung selbst ist bevorzugt an die Schwarz- bzw. Grünschiefer gebunden. Strukturmäßig lassen sich eine imprägnative und eine lagerförmige, kompakte Vererzung unterscheiden, zwischen denen, auf Grund des genetischen Zusammenhangs, kontinuierliche Übergänge vorliegen. Die bisher nachgewiesenen Erzminerale sind einmal Sulfide (Pyrit, Markasit, Kupferkies, Arsenkies, Zinkblende, Bleiglanz, Magnetkies u. a.) und zum anderen Oxyde (Zinnstein, Magnetit, Hämatit, Maghemit u. a.). Während Pyrit-Markasit und Magnetit die verbreitetsten Erzminerale sind, ist die Zinnsteinvererzung besonders genetisch und ökonomisch interessant.

Bezüglich der regionalen Verbreitung konnte der „Felsithorizont“ auf Grund der bisherigen geologisch-petrographischen, geophysikalischen und bergmännischen Untersuchungsarbeiten annähernd 12 km im Streichen (Bereich Bräunsdorf — Langhennersdorf — Großschirma — Halsbrücke — Hohentanne — Kleinvoigtsberg — Obergruna) und ca. 600 m nach der Teufe zu (Bereich Halsbrücke — Großschirma) nachgewiesen werden. Es ist daher naheliegend, in diesem Gesteinshorizont einen großen, zusammenhängenden „stratigraphischen Horizont“ zu vermuten.

Genetisch stehen die Vererzungszonen innerhalb des „Felsithorizontes“ in keinem direkten Zusammenhang mit der hydrothermalen Mineralisation der Freiburger Erzgänge. Die „felsitischen“ Gesteine sind als prävaristische Geosynklinalbildungen anzusehen, wobei das Ablagerungsmaterial teils exogener Natur (Tone, Mergel, Kalke), teils endogener Natur (rhyolithische Laven und Tuffe) gewesen ist. Die Vererzung kann als submarine hydrothermal-sedimentäre

Bildung im Gefolge des initialen Magmatismus gedeutet werden. Die spätere Regionalmetamorphose während der varistischen Orogenese bewirkte eine Überprägung dieser alten geosynklinalen Gesteinsformation, durch die u. a. eine starke Umlagerung und Rekristallisation der Erzminerale bedingt war. Bei der Bildung und Intrusion der varistischen Granitmagmen des Erzgebirges wurden wahrscheinlich umfangreiche Teile dieser Geosynklinalbildungen mit ihrem Metallinhalt assimiliert. Infolgedessen ist die Annahme einer Regeneration der varistischen Sn-Lagerstätten des Erzgebirges aus dieser älteren Geosynklinalvererzung sehr naheliegend.

Literatur

- [1] *Baumann, L.*: Tektonik und Genesis der Erzlagerstätte von Freiberg (Zentralteil). — Freib. Forsch.-H. C 46. — Akademie Verlag, Berlin 1958.
- [2] *Baumann, L.*: Stand und Aufgaben der geologischen Erkundung in den Buntmetallbergbaubetrieben des erzgebirgischen Raumes. — Ber. Geol. Ges. DDR, B. 7 (1962), H. 2, 171—205.
- [3] *Baumann, L.*: Neue tektonische und paragenetische Erkundungsergebnisse im Freiburger Lagerstättenbezirk. — Freib. Forsch.-H. C 163. — VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig 1963.
- [4] *Baumann, L.*: Die Erzlagerstätten der Freiburger Randgebiete. — Freib. Forsch.-H. C 188. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig 1965.
- [5] *Baumann, L.* u. *Weinhold, G.*: Zum Neuaufschluß des sog. „Felsithorizontes“ von Halsbrücke. — Ztschr. angew. Geologie (1963), H. 7, 338—345.
- [6] *Baumann, L.*, u. *Weinhold, G.*: Zur geologisch-petrographischen Stellung des sog. „Schwarzen Gebirges“ von Bräunsdorf. — Ztschr. angew. Geologie (1963), H. 12, 621—626.
- [7] *Beust, F. C. v.*: Geognostische Skizze der wichtigsten Porphyrgebilde zwischen Freiberg, Frauenstein und Nossen. — Freiberg 1835.
- [8] *Borchert, H.*: Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. — N. Jb. Min. (1957) 91, 541—572.
- [9] *Gäbert, C.*: Erläut. zur Geol. Spez.-Karte von Sachsen (Blatt 79), 2. Aufl. Leipzig 1906.
- [10] *Geis, H.-P.*: Frühorogene Sulfidlagerstätten. — Geol. Rsch. 50 (1960).
- [11] *Gloess, W.*: Der Glimmerschieferzug von Langenstriegis und sein Verhältnis zum Erzgebirge. — Unveröffentl. Diss., Leipzig 1925.
- [12] *Grießmann, P.*: Untersuchung der Kieslager im Freiburger Raum. — Unveröffentl. Dipl.-Arb., Bergakademie Freiberg, 1963.
- [13] *Kraume, E.*: Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar. — Beih. zum Geol. Jb., Hannover 1955, H. 18.
- [14] *Lange, H.*: Genetische Probleme der Skarnerzlagerstätten im Erzgebirge. — Bergakademie 2 (1962), 65—68.
- [15] *Lorenz, W.*: Ergebnisbericht über die Aussichten von Untersuchungsarbeiten im Hinblick auf Bleigewinnung im Raum Kleinvoigtsberg, Großvoigtsberg—Obergruna nördlich von Freiberg. — Unveröffentl. Akt.-Unterl., VEB Bergbau- und Hüttenkombinat „Albert Funk“, Freiberg 1956.
- [16] *Marmo, V.*: On the possible genetical relationship between sulphide schists and ores. — Rep. Twenty-First Session Norden, International Geological Congress 1960, Copenhagen, 1960, Part XVI, 160—163.
- [17] *Müller, H.*: Die Erzlagerstätten nördlich und nordwestlich von Freiberg. — Cottas Gangstudien, 1. Bd. Freiberg 1850.

- [18] *Müller, H.*: Die Erzgänge des Freiburger Bergreviers. — Erl. Geol. Spez.-Karte von Sachsen. Leipzig 1901.
- [19] *Naumann, C. F.*: Porphyre bei Tharandt. — N. Jahrb. 1836.
- [20] *Naumann, C. F.*: Erläut. Sekt. X der geognost. Karte von Sachsen. 1845.
- [21] *Oelsner, O.*: Bemerkungen zur Bedeutung von Assimilationsvorgängen bei der Intrusion initialer Magmen zur Genese oxydischer Geosynklinallagerstätten. Int. Geol. Congress, Rep. of the Twenty-First Session Norden (1960), Part XVI, Genetic problems of ores, 29—42.
- [22] *Oelsner, O.*: Aussichten und Methodik für die Auffindung verdeckter Lagerstätten im Gebiet der DDR. — Bergakademie 8 (1962), 563—566.
- [23] *Oelsner, O.* u. *Baumann, L.*: Zur Mineralisation und regionalen Verbreitung des sog. „Felsithorizontes“ am NW-Rand des östlichen Erzgebirgskristallins. — Unveröffentl. Ber., VEB Bergbau- und Hüttenkombinat „Albert Funk“, Freiberg, 1963.
- [24] *Pietzsch, K.*: Geologie von Sachsen. — Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1962.
- [25] *Sauer, A.* u. *Rothpletz, A.*: Erläut. zur Geolog. Spez.-Karte von Sachsen (Blatt 79), 1. Aufl. Leipzig 1887.

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

Über die durchschnittliche Zusammensetzung der Granite und Pegmatite sowie deren Eingliederung in die magmatische Entwicklung mit zuzuordnenden Eh- und ph-Werten

Von *H. Borchert*, Clausthal

O. W. Oelsner [8] hat in einer wichtigen Arbeit über den Wärmehaushalt einer größeren Granitintrusion klargestellt, daß die Abkühlungs-, Kristallisations- und Erstarrungszeiten vielfach in die Größenordnung von einigen Millionen Jahren fallen. Im folgenden sollen zunächst einige Leitlinien der Entwicklung der durchschnittlichen chemischen Zusammensetzung von den Graniten bis zu den Pegmatiten erörtert werden.

Bei der gründlichen Durcharbeitung des letzten Werkes von *H. Schneiderhöhn* [10] über die Pegmatite hat sich gezeigt, daß die sehr sorgfältig gesammelten zahlreichen Analysen es erlauben, gewisse Durchschnittswerte schon schärfer zu präzisieren als dies durch *H. Schneiderhöhn* [10] geschehen ist. Dies gilt sowohl für die Alkalien als auch für die „Frühkristallisationselemente“ Fe, Ca, Mg und die noch verbleibenden „Übrigen“ (Tabelle 1).

Ohne in weitläufige Erörterungen über die Gewinnung der in Tabelle 1 gegebenen Durchschnittswerte einzutreten — es handelt sich hierbei nicht um eine rein rechnerische Mittelwertbildung weniger Daten und Standardwerte, sondern

Tabelle 1. Durchschnittliche Zusammensetzung der Granite und der Pegmatite

	Durchschnitt der Granite in %	Durchschnitt der Pegmatite in %
SiO ₂	71,0	73,5
Al ₂ O ₃	14,5	14,0
K ₂ O	4,0	7,0
Na ₂ O	3,5	2,5
Fe ₂ O ₃	3,2	0,6
CaO	2,3	0,3
MgO	1,0	0,1
Übrige	0,5	2,0
Summe	100,0	100,0

mehr um abwägende rechnerische Beurteilung des insgesamt verfügbaren Analysenmaterials — seien hier nur einige Hauptlinien der Veränderung des Chemismus von den Graniten bis zu den Pegmatiten hervorgehoben. Für die Granite selbst ist hauptsächlich das Mittel aus den entsprechenden Untersuchungen von *J. H. L. Vogt* [14], *J. J. Sederholm* [13] und *F. F. Grout* [4] zugrunde gelegt worden, wie im einzelnen bei *H. Borchert* [2] zu ersehen ist.

In dem Anstieg von SiO_2 von 71,0 auf 73,5% und der Alkalien von 7,5 auf 9,5% bei gleichzeitiger geringfügiger Abnahme des Al_2O_3 -Gehalts von 14,5 auf 14,0% zeigt sich die weitere Annäherung an die Zusammensetzung eines polynären Systems mit eutektikumartigen Eigenschaften, wobei allerdings die sehr wichtige Abhängigkeit der Gleichgewichte von den Druckverhältnissen und den Gehalten an flüchtigen Bestandteilen hier nicht näher diskutiert werden kann.

Sehr charakteristisch ist von den Graniten zu den Pegmatiten die weitere Abnahme der Oxide der „Frühkristallisationselemente“ Eisen, Calcium und Magnesium sowie der starke Anstieg des Kaliums — infolge zunehmender Anteile von Kalifeldspäten und Muskovit — bei gleichzeitiger Abnahme des Natriums, hauptsächlich infolge abnehmender Gehalte an Plagioklasen in den Pegmatiten.

Als praktisch wichtigstes Kennzeichen der Restkristallite darf aber die Zunahme der „Übrigen“ von 0,5% in den Graniten auf 2,0% in den Pegmatiten gelten. Dieser Anstieg erscheint noch eindrucksvoller, wenn man sich vergegenwärtigt, daß in den Graniten die „Übrigen“ zu etwa $\frac{4}{5}$ aus der TiO_2 -Komponente bestehen, während in den Pegmatiten meist Li, Be, B, P und Seltene Erden dominieren, während außerdem in oft wesentlichen Mengen noch Rb, Cs, Nb, Ta, Sn, W, U etc. vertreten sind.

Bild 1 gibt eine rahmenmäßige Übersicht der Entwicklung der Temperaturverhältnisse im Verlauf der magmatischen Differentiationsprozesse. Auffällig ist die Tendenz der älteren Spezialisten, die Kristallisation in den pegmatitischen Restschmelzen schon bei recht hohen Temperaturen beginnen zu lassen. So möchte auch *A. E. Fersman* [3] seine Phase B der „gewöhnlichen Pegmatite“ mit Orthit, Monazit etc. bereits bei 800 °C beginnen lassen und so setzt auch *H. Schneiderhöhn* [10] die „eigentliche Pegmatitphase“ noch recht hoch mit 700 bis 600 °C an.

Demgegenüber sei hier nur kurz daran erinnert, daß besonders in größeren Erdkrustentiefen bei entsprechend anwachsenden Wasserdrücken die klassischen pegmatitischen Restschmelzen doch wohl erst unterhalb von 650 bis 600 °C größere Bedeutung gewinnen. Das Bild 1 versucht, die Befunde verschiedener neuerer physikalisch-chemischer Untersuchungen über die interessanten Systeme mit den älteren Vorstellungen über die hierbei herrschenden Temperaturen einigermaßen in Einklang zu bringen. Man möge hierzu auch die Ergebnisse der Clausthaler Diskussionstagung von 1955 über die „Zonale Gliederung der Lagerstätten“ im Referat von *H. Schneiderhöhn* und *H. Borchert* [11] vergleichen.

Es möge in diesem Zusammenhang noch kurz die durchschnittliche Entwicklung der wahrscheinlichen Eh- und pH-Werte berührt werden, angedeutet in Bild 2. Leider kann man hierbei fast noch gar nicht auf exakte Messungen zurückgreifen. Man ist vielmehr hauptsächlich auf Abschätzungen angewiesen, in erster Linie

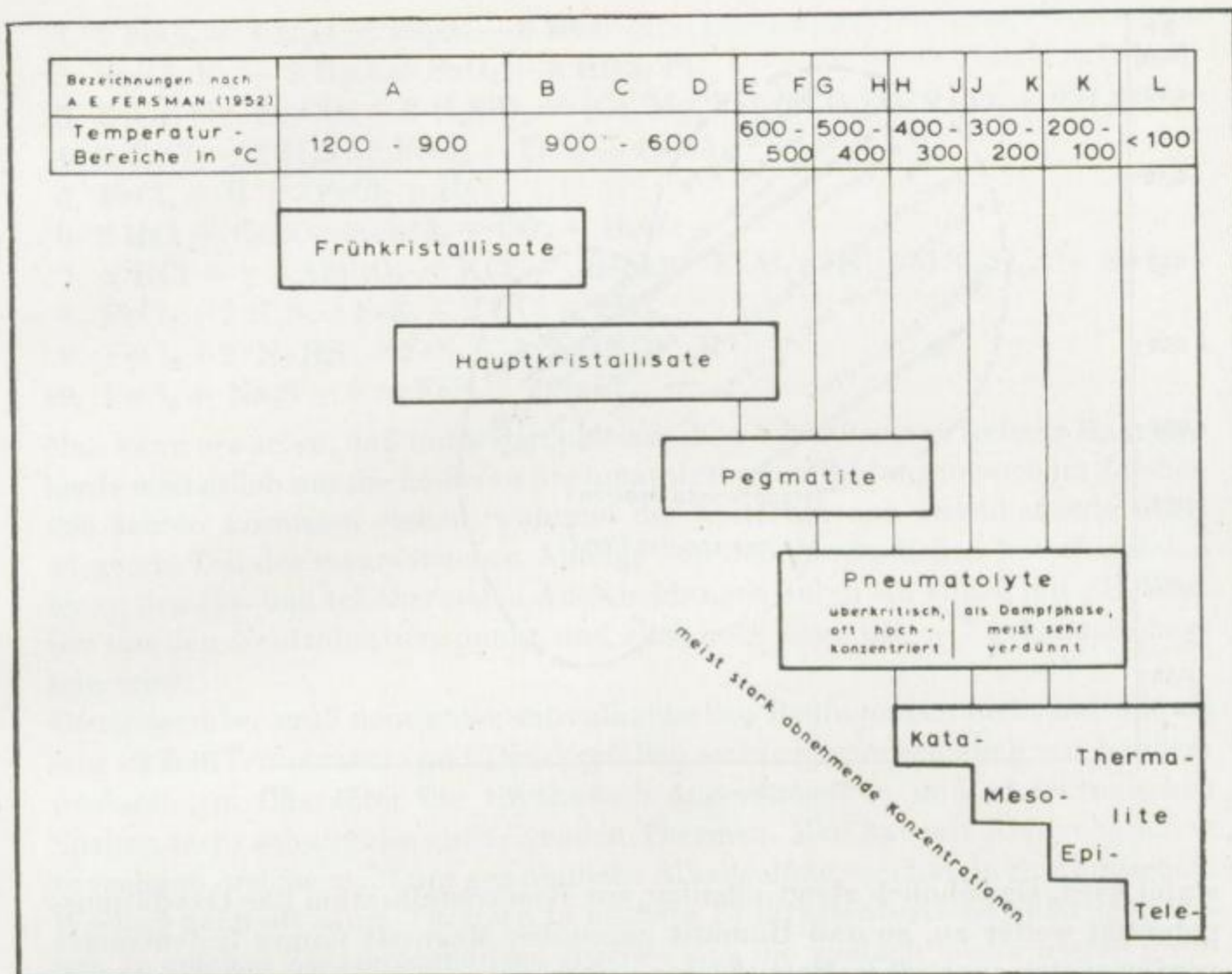


Bild 1. Magmatische Mineralisationsphasen (nach H. Schneiderhöhn, 1961)

den Oxydationszustand von Eisenmineralien und sonstigen Elementen als Indikator zu benutzen, die empfindlich auf die Eh-Werte des Bildungsmilieus reagieren.

Die Frñhkristallisation steht im Zeichen niedrigen Oxydationspotentials. Dies ist nicht nur daraus zu erschließen, daß in den Silikaten der Olivin- und Pyroxenfamilie das Eisen zunächst nur zweiwertig vorkommt. Ergänzend kann man die Tatsache auswerten, daß während dieser frñhmagmatischen Phase selbst das Chrom vielfach noch als Cr²⁺ vorkommt (im Picotit-Spinell).

Im Verlauf der Frñhkristallisation steigen normalerweise die Eh-Werte. Dies zeigt sich u. a. darin, daß bald nach dem Chrom (im Chromit der Peridotite und Harzburgite) auch das Titan in Titanomagnetiten vom Ulvöspinell bis zum Ilmenit immer mehr im auch schon dreiwertigen Zustand zur Ausscheidung gelangt, um in den Schlußabschnitten der Frñhkristallisation und zu Beginn der Hauptkristallisation mit Titanit und Rutil schon vielfach den Ti⁴⁺-Zustand zu erreichen.

In der Hauptkristallisation werden meist schon derart positive Eh-Werte erreicht, daß mit der Ausscheidung von Biotit vorherrschend der Fe³⁺-Zustand

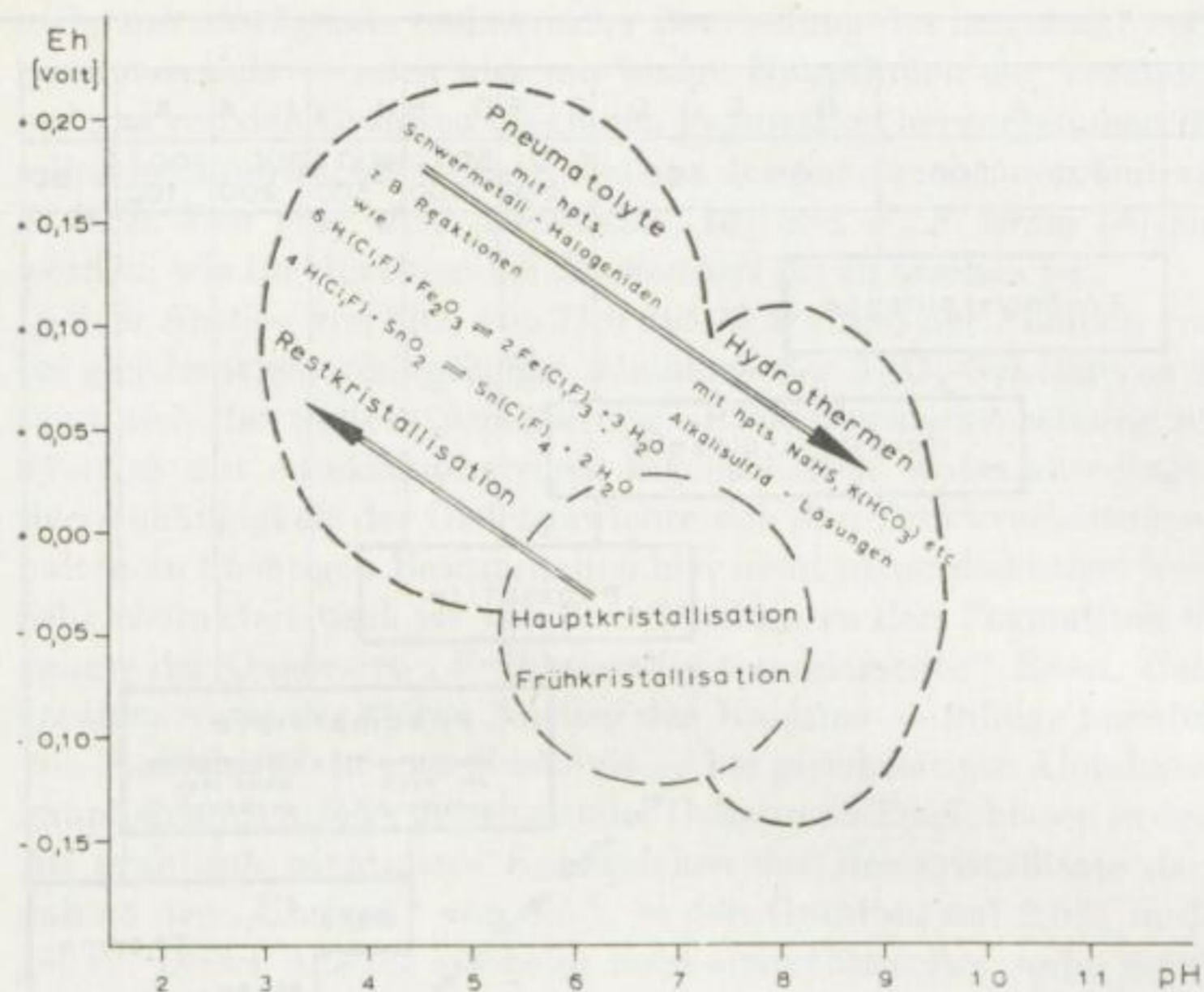
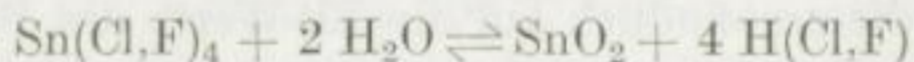


Bild 2

stabil wird. Gewöhnlich steigt offenbar zur Restkristallisation das Oxydationspotential weiter an, so daß Hämatit gegenüber Magnetit immer bedeutsamer wird, was sich auch oft in Martitisierungsvorgängen zeigt.

Für gewisse Paragenesen, welche für die pegmatisch-pneumatolytische Übergangsphase charakteristisch sind, hat man erstmalig auch die Möglichkeit zu einer gleichzeitigen Abschätzung der pH-Werte. Die Zinnstein-Paragenese mit der altbekannten Umsetzung



deutet auf extrem niedrige pH-Werte. In der Auffassung, daß Schwermetallchloride und -fluoride bei den pneumatolytischen Reaktionen vielfach eine ausschlaggebende Rolle spielen, sind sich fast alle älteren und viele neuere Forscher einig (vgl. z. B. *P. Ramdohr* [9], *H. Schröcke* [12]), während einige neuere Bearbeiter Chloride und Fluoride in den Restkristallisaten für fast unwesentlich halten wollen (vgl. z. B. *H. Harder* [5, 6]).

Die Greisenbildungen mit ihren mannigfachen Variationen sind jedoch ohne wesentliche Beteiligung von halogenidischen Schwermetallverbindungen wohl kaum verständlich zu machen. Man hat sich ja auch zu vergegenwärtigen, daß erst die Neutralisation der frei werdenden $\text{H}(\text{Cl}, \text{F})$ durch Zersetzung von Alkalifeldspäten etc. die Voraussetzung dafür schafft, daß die gewöhnlichen hydrothermalen Lösungen vorherrschend den Charakter von Alkalisulfid-Lösungen gewinnen. Die folgenden Gleichungen sollten den Umschlag von sauren in alkalische Bedingungen andeuten.

1. $2 \text{FeCl}_3 + 3 \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Fe}_2\text{O}_3 + 6 \text{HCl}$
2. $\text{Sn}(\text{Cl}, \text{F})_4 + 2 \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{SnO}_2 + 4 \text{H}(\text{Cl}, \text{F})$
3. $2 (\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe})\text{CO}_3 + 2 \text{H}_2\text{SiO}_3 \rightleftharpoons (\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_6) + 2 \text{CO}_2 + 2 \text{H}_2\text{O}$
4. $2 \text{FeCl}_3 + 2 \text{H}_2\text{S} \rightleftharpoons \text{FeCl}_2 + \text{FeS}_2 + 4 \text{HCl}$
5. $\text{FeCl}_3 + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{FeCl}_2 + \text{HCl}$
6. $2 \text{HCl} + \text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{CaCl}_2 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$
7. $x \text{HCl} + y \text{KAlSi}_3\text{O}_8 \rightleftharpoons \text{KCl} + \text{„Serizit“} \text{K Al}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] + \text{SiO}_2$
8. $\text{FeCl}_2 + 2 \text{H}_2\text{S} \rightleftharpoons \text{FeS}_2 + 2 \text{HCl} + 2 \text{H}^+$
9. $\text{FeCl}_2 + 2 \text{NaHS} \rightleftharpoons \text{FeS}_2 + 2 \text{NaCl} + \text{H}^+$
10. $\text{FeCl}_2 + \text{Na}_2\text{S} + \text{S} \rightleftharpoons \text{FeS}_2 + 2 \text{NaCl}$

Man kann erwarten, daß unter den plutonischen Verhältnissen tieferer Magmenherde wesentlich nur die heißeren pneumatolytischen Bildungen noch im Zeichen von sauren Lösungen stehen, während der weiterhin sich anschließende überwiegende Teil der magmatischen Abfolge von den gewöhnlichen katathermalen bis zu den epi- und telethermalen Ausscheidungen durch ein Milieu mit pH-Werten um den Neutralisationspunkt und eher noch über $\text{pH} = 7$ gekennzeichnet sein wird.

Demgegenüber muß man unter subvulkanischen Bedingungen nicht nur mit oft sehr steilen Temperatur- und Druckgefällen rechnen, sondern auch mit häufiger wechselndem Charakter der rhythmisch angesammelten und in tektonischen Spalten mehr schubweise aufsteigenden Thermen. Man hat mit Rejuvenationen zu rechnen, welche nicht nur gewöhnliche Alkalisulfide, sondern in rhythmischem Wechsel auch oft saure Thermen in höchste Erdkrustenbereiche aufsteigen lassen. In solchen Zusammenhängen ergeben sich die vielfach beobachteten großzügigen Wiederauflösungen älterer Gangfüllungen; es ergeben sich extreme Variationen der Kristalltracht; es kann sich der Bonanza-Typ der meist drusenreichen Gänge entwickeln, wobei die Erzfälle mit aszendent-zementativen Edelmetallanreicherungen bei der Wechselwirkung älterer Sulfidausscheidungen mit neu aufsteigenden Thermen in Zusammenhang zu bringen sind (vgl. z. B. die klassische subvulkanischen Erzgänge von St. Andreasberg nach der Monographie von *A. Wilke* [15]).

Für fast alle der soeben angedeuteten Erscheinungen im Zusammenhang mit oberflächennah intrudierten Magmenherden haben ja auch die Freiburger Gänge viele schöne Musterbeispiele der rasch variierenden Veränderung von Mineralparagenesen gebracht (vgl. die Monographie von *L. Baumann* [1]). Die moderne Erforschung des Freiburger Ganggebietes war ja eines der wichtigsten Anliegen im leider so frühzeitig abgeschnittenen, fruchtbaren Wirken von *O. W. Oelsner*.

Literatur

- [1] *Baumann, L.*: Tektonik und Genesis der Erzlagerstätte von Freiberg. (Zentralteil) Freib. Forsch.-H. C 46 (1958), 208 S.
- [2] *Borchert, H.*: Die häufigsten Elemente im Durchschnitt der Eruptivgesteine. Geochim. et Cosmochim. Acta 8 (1955), S. 49—52.
- [3] *Fersman, A. E.*: Les pegmatites. I: Les pegmatites granitiques. Louvain et Bruxelles (1952), 671 S.

- [4] *Grout, F. F.*: Petrographic and chemical data on the Canadian Shield. *J. Geol.* **46** (1938), S. 486—504.
- [5] *Harder, H.*: Beitrag zur Petrographie und Genese der Hämatiterze des Lahn-Dill-Gebietes. *Heidelberger Beitr. Miner. Petrogr.* **4** (1954), S. 54—66.
- [6] *Harder, H.*: Rezente submarine vulkanische Eisenausscheidungen von Santorin, Griechenland. *Fortschr. Miner.* **38** (1960), S. 187—189.
- [7] *Oelsner, O.*: Die Abhängigkeiten der Paragenesen erzgebirgischer Lagerstättenbezirke vom Intrusionsalter der zugehörigen Granite. *Freib. Forsch.-H. C 3* (1952), S. 24—34.
- [8] *Oelsner, O.*: Zur Frage der Entstehung der saxonischen Lagerstätten, speziell auf den Randspalten des Thüringer Waldes. *Geologie* **5** (1956), S. 685—694.
- [9] *Ramdohr, P.*: Erzmikroskopische Untersuchungen an Magnetiten der Exhalationen im Valley of the 10 000 smokes. *N. Jb. Min. Mh.* (1962), S. 49—59.
- [10] *Schneiderhöhn, H.*: Die Erzlagerstätten der Erde. Band II: Die Pegmatite. Stuttgart 1961, 720 S.
- [11] *Schneiderhöhn, H.*, u. *Borchert, H.*: Zonale Gliederung der Erzlagerstätten. *N. Jb. Min. Mh.* (1956), S. 136—161.
- [12] *Schröcke, H.*: Einige Gleichgewichte pneumatolytischer Paragenesen. *N. Jb. Miner. Mh.* (1963), S. 18—26.
- [13] *Sederholm, J. J.*: The average composition of the earth's crust in Finland. *Bull. Comm. Géol. Finland* 1925, No. 70.
- [14] *Vogt, J. H. L.*: On the average composition of the earth's crust with particular reference to the contents of phosphoric and titanitic acid. *Skrifter Norske Vid. Akad. Oslo*, 1931. I. Math.-naturw. Kl. No. 7.
- [15] *Wilke, A.*: Die Erzgänge von St. Andreasberg im Rahmen des Mittelharz-Ganggebietes. *Monographien der Deutschen Blei-Zink-Erzlagerstätten*, Beih. No. 7 zum *Geol. Jb.*, Hannover 1952, 183 S.

Einige Angaben über die physikalischen Bedingungen für die Bildung von Erzvorkommen¹

Von *L. A. Clark*, Montreal

Die Geologen haben mit dem Ziel neuer Erzfunde schon lange Zeit Minerallagerstätten untersucht. Von besonderem Interesse war dabei die Entwicklung von Methoden, die es erlauben, die physikalischen Bedingungen der Erzbildung genauer zu bestimmen. Direkte Messungen an Vulkanen, Fumarolen und heißen Quellen erlauben Rückschlüsse auf die Bildungstemperaturen von Erzmineralen. Erhitzen von zweiphasigen Flüssigkeitseinschlüssen in Mineralen, die Bestimmung von Schmelz- und Umwandlungspunkten sowie von Entmischungstemperaturen sind Beispiele indirekter Methoden. Phasenverhältnisse, die an synthetischen Systemen ermittelt wurden, haben in letzter Zeit zu genaueren Bestimmungen der Bildungstemperaturen einiger häufiger Minerale über eine recht weite Temperaturskala geführt.

Das erste und auch jetzt noch am häufigsten benutzte Geothermometer wurde von *Kullerud* [11] entwickelt und basiert auf festen Lösungen. *Kullerud* bestimmte experimentell den Maximalgehalt an FeS im ZnS-FeS-Mischkristall als Funktion der Temperatur. Die Bildungstemperatur natürlich vorkommender Zinkblende kann danach durch ihren Eisengehalt festgestellt werden. Die Bestimmung des Eisengehaltes geschieht durch Röntgenaufnahmen oder chemische Analysen. Obwohl Zinkblende sehr häufig vorkommt, ist ihre Verwendung als Geothermometer auf Proben beschränkt, die sowohl Zinkblende als auch Magnetkies enthalten. In Abwesenheit von Magnetkies ist es lediglich möglich, den Minimalwert der Bildungstemperatur abzuschätzen. *Kullerud* berechnete zusätzlich eine positive Korrektur von etwa 25 °C pro 1000 atm hydrostatischen Druck.

Ein zweites Geothermometer mit weiter Anwendung wurde von *Arnold* [1] entwickelt. Dieses basiert auf der Variation in der Zusammensetzung des Magnetkieses, wenn dieser gemeinsam mit Pyrit vorkommt. Die Zusammensetzung variiert dabei in Abhängigkeit von der Temperatur. Sie läßt sich für Magnetkies schnell und einfach durch Röntgenanalyse ermitteln. Eine Druckkorrektur ist zumindest bis 2000 atm überflüssig.

Andere auf Mischkristallen basierende Geothermometer sind entweder zu unempfindlich oder lassen sich nur begrenzt verwenden. So kann z. B. die Bildungstemperatur des seltenen Nickelsulfides Vaesit genau bestimmt werden, wenn es

¹ Übersetzung aus dem Englischen von *H. Roth*

gemeinsam mit Pyrit vorkommt (*Clark und Kullerud* [8]). Der Bildungsdruck kann für Arsenkies bestimmt werden, wenn unabhängige Temperaturmessungen vorliegen (*Clark* [7]).

Marbridge Mine

Marbridge Mine ist eine kleine etwa 350 000 t Erz enthaltende Nickellagerstätte nördlich Malartic in Quebec. Die Grube liegt in einem Gebiet alter präkambri-scher Granite und umgewandelter basischer Extrusiva. Umgewandelte Perido-tite sowie Sedimente treten in geringerer Menge auf (*Leuner* [12]). Das Vorkommen selbst sitzt auf einer schwachen Scherungszone in hochmetamorphen sauren pyroklastischen Gesteinen und scheint in Verbindung mit Serpentinergängen und Lagergängen der Umgebung zu stehen. Das Erz mit einem Streichen und Fallen von $150^{\circ}/55^{\circ}$ NE besitzt wechselnde Mächtigkeit; das Maximum liegt bei 7,5 m. Die durchschnittliche Länge im Streichen beträgt etwa 90 m. Die Erzzone schiebt mit 40° nach E ein. Ihre Erstreckung in dieser Richtung ist unbekannt, erreicht aber eine Mindestlänge von 350 m. Die Magnetkies-Pentlandit-Vererzung weist einen durchschnittlichen Ni-Gehalt von 2,3% auf. Die Erzkörper bestehen entweder aus gleichmäßig in filziger Serpentin-grundmasse verteilten Sulfiden oder aus mehr oder weniger zusammenhängen-den, lagenartigen, massiven Sulfidansammlungen. Obwohl letztere im allgemei-nen massig und von mittlerer Korngröße sind, enthalten sie örtlich unterbrochene Trümer von reinem Pentlandit, die bis 5 mm mächtig werden können. Korrodierte Pyritkristalle bis zu einer Größe von 30 mm treten ebenfalls auf. Proben für die Temperaturbestimmung wurden alle 9 bis 12 m auf den Sohlen genommen. Diese weisen einen Teufenunterschied von jeweils 45 m auf. Magnetkies von etwa 75 Proben wurde analysiert nach der Röntgendiffraktionsmethode von *Arnold und Reichen* [2]. Die Temperaturen wurden nach der Magnetkieslöslichkeits-*kurve* (*Arnold*) [1] bestimmt. Die Genauigkeit der Temperaturbestimmungen ist unbekannt. Das Hauptinteresse galt jedoch relativen Unterschieden, und hier ist nur eine Genauigkeit von ca. 20°C notwendig.

Magnetkiestemperaturen für Proben des Imprägnationstypes fallen zumeist in das sehr enge Intervall von 520°C bis 530°C . Wenige Ausnahmen reichen hinunter bis 490°C . Im Gegensatz dazu variiert die Magnetkiestemperatur der massigen Erze recht gleichmäßig von 530°C hinunter bis 390°C . Die Ergebnisse wurden auf der Einfallsebene der Vererzungsstruktur aufgetragen. Obwohl lokale Störungen in den Ergebnissen auftraten, war es möglich, die erhaltene Karte beinahe widerspruchlos zu konturieren. Der Unterschied zwischen den Kontur-linien beträgt jeweils 50°C . Bild 1 demonstriert deutlich, daß die niedrigsten Temperaturen in der Mitte des Erzkörpers vorkommen, wo das Erz im allge-meinen am mächtigsten ist. Im Gegensatz dazu treten die höchsten Werte jeweils am Ende auf, wo die Massivkörper nur noch wenige Zentimeter Mäch-tigkeit zeigen. Die 500°C -Linie entspricht angenähert den seitlichen Bauwürdig-keitsgrenzen.

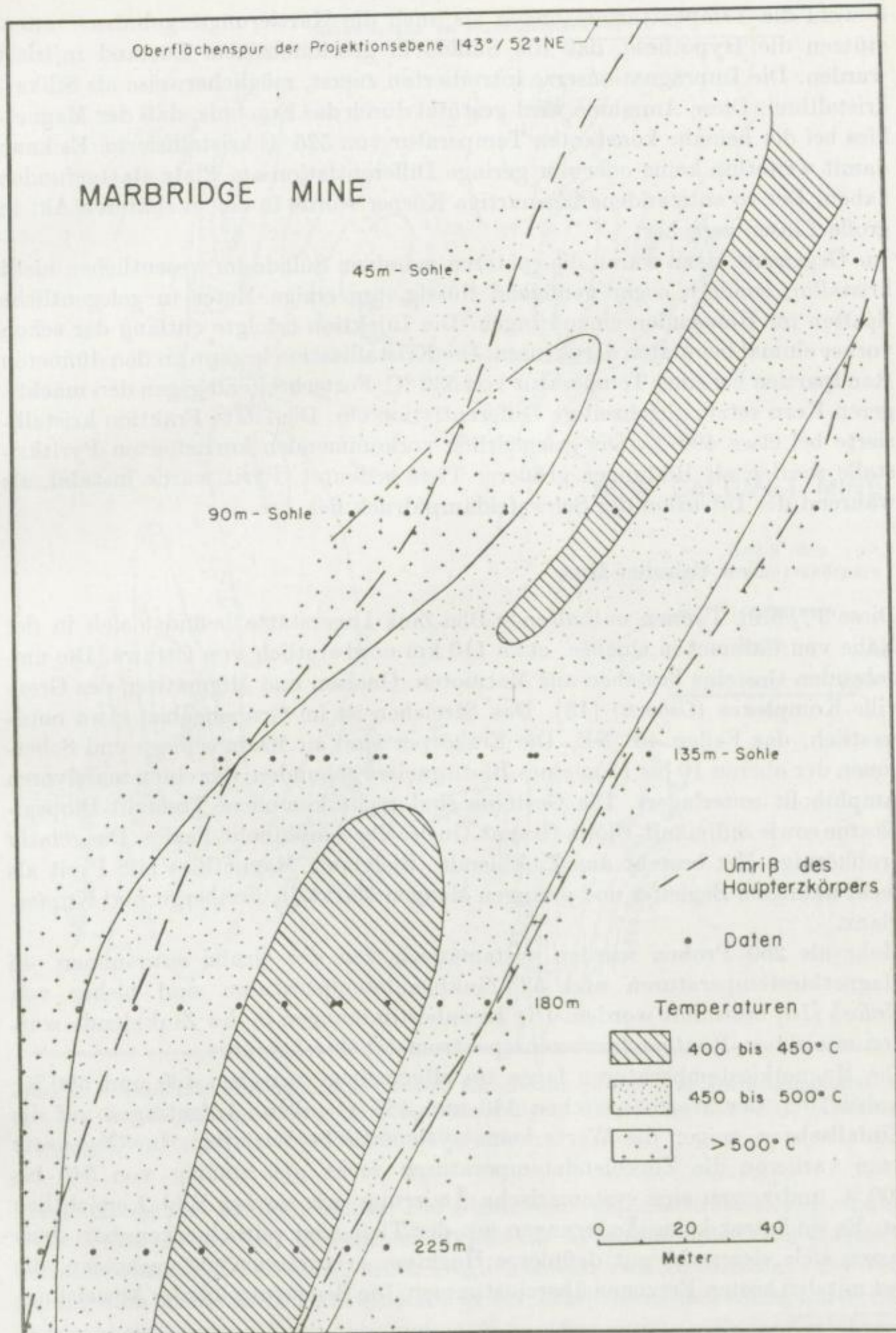


Bild 1. Magnetkiesbildungstemperaturen für die massiven Magnetkies-Pentlandit Vererzungen der Marbridge Mine, aufgetragen auf die Einfallsebene

Sowohl die Temperaturmessungen als auch die Kartierungsergebnisse¹ unterstützen die Hypothese, daß die Sulfide in geschmolzenem Zustand injiziert wurden. Die Imprägnationserze intrudierten zuerst, möglicherweise als Silikat-kristallbrei. Diese Annahme wird gestützt durch das Ergebnis, daß der Magnetkies bei der beinahe konstanten Temperatur von 525 °C kristallisierte. Es kann damit weiterhin keine oder nur geringe Differentiation am Platz stattgefunden haben. Der so entstandene lagenartige Körper wurde in einem späteren Akt in große Linsen zerschert.

Im Gegensatz dazu waren die späteren massiven Sulfide im wesentlichen nicht kristallin, sondern sogar genügend flüssig, um einige Meter in gelegentliche Spalten im Hangenden einzudringen. Die Injektion erfolgte entlang der schon vorher einmal benutzten Strukturen. Die Kristallisation begann an den dünneren Randpartien bei einer Temperatur von 530 °C. Fortschreitend gegen den mächtigeren Kern setzte gleichzeitige Differentiation ein. Die letzte Fraktion kristallisierte bei etwa 400 °C. Die gelegentlich vorkommenden korrodierten Pyritkristalle werden als Bildungen größerer Tiefe gedeutet. Pyrit wurde instabil, als während der Intrusion der Schwefeldampfdruck fiel.

New Calumet Mine

Diese 3¹/₂ Mill. Tonnen enthaltende Blei-Zink-Lagerstätte befindet sich in der Nähe von Calumet in Quebec, etwa 110 km nordwestlich von Ottawa. Die umgebenden Gesteine bestehen aus Marmoren, Gneisen und Migmatiten des Grenville-Komplexes (*Osborn*) [13]. Das Streichen ist im Grubengebiet etwa nordwestlich, das Fallen 40° NE. Die Erzkörper sind an Marmorlinsen und Scherzonen der oberen 10 bis 15 m eines Biotitgneises gebunden, der einen massiveren Amphibolit unterlagert. Die Gesteine sind recht komplexe Tremolit-Diopsid-Skarne sowie Sillimanit-Biotit-Granat-Gneise der Amphibolit-Fazies. Das relativ grobkörnige Erz besteht aus Zinkblende, Bleiglanz, Magnetkies mit Pyrit als recht häufigem Begleiter und geringen Mengen Markasit, Freibergit und Kupferglanz.

Mehr als 250 Proben wurden systematisch von der Grube entnommen. 45 Magnetkiestemperaturen und 52 Zinkblendetemperaturen sind bisher von *Erdosh* [10] bestimmt worden. Die Eisenbestimmungen in der Zinkblende wurden mit einem Röntgenfluoreszenzspektrometer durchgeführt.

Die Magnetkiestemperaturen lagen im allgemeinen zwischen 400 und 500 °C, wobei 70% der Werte zwischen 440 und 480 °C fallen. Aufgetragen auf die Einfallsebene, zeigen die Werte keine systematische Variation. Im Gegensatz dazu variieren die Zinkblendetemperaturen recht gleichmäßig von 540 bis 400 °C und zeigen eine systematische Änderung, wie sie aus Bild 2 ersichtlich ist. Es sind zwar keine Änderungen mit der Tiefe oder seitlich erkennbar, doch lassen sich vier recht gut definierte Hochtemperaturzonen unterscheiden, die gut mit den besten Erzzonen übereinstimmen. Die Bedeutung lokaler Abweichun-

¹ Eine genauere Beschreibung der Geologie und Geothermometrie der Marbridge Mine wird in Kürze veröffentlicht werden.

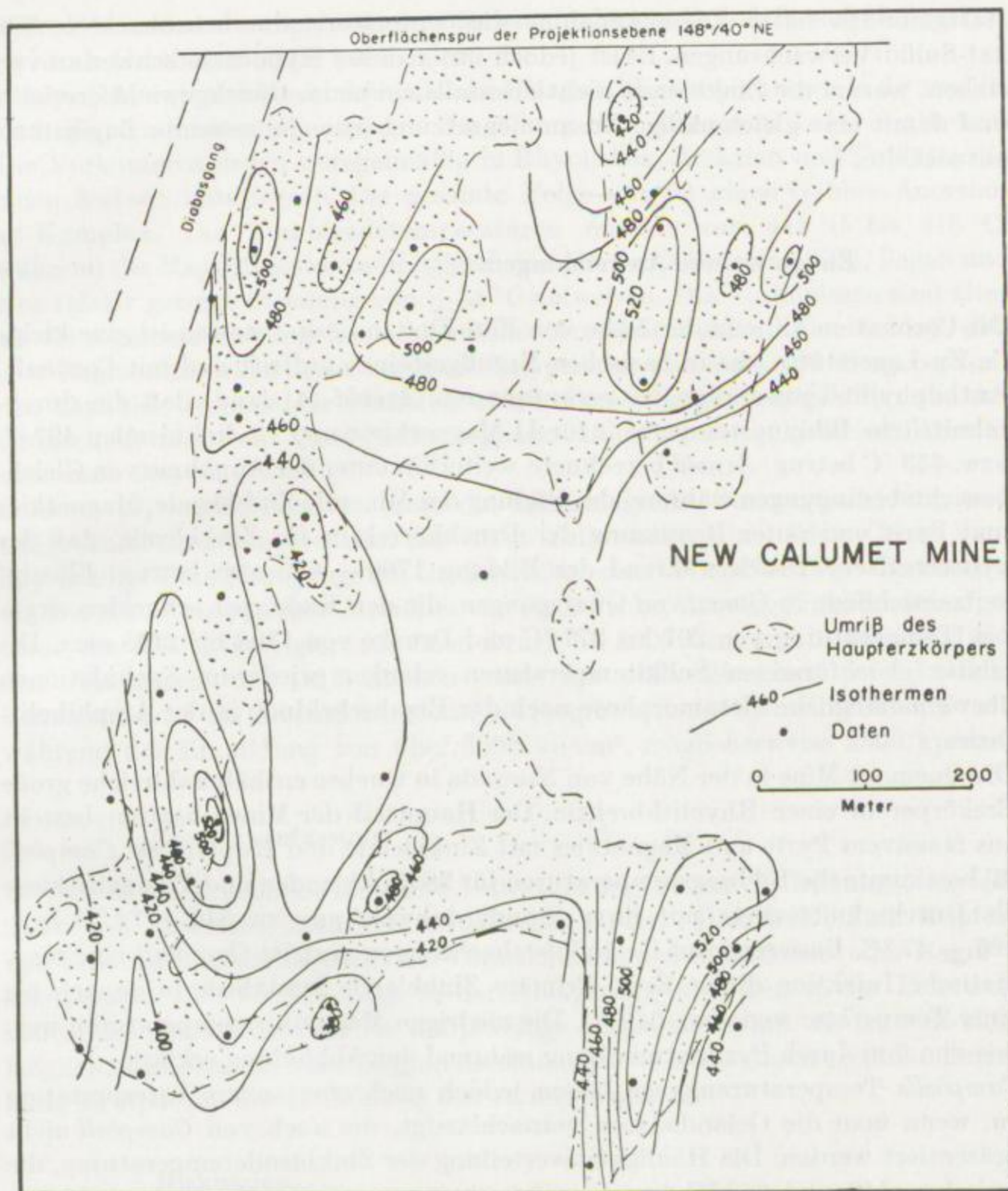


Bild 2. Zinkblendebildungstemperaturen für die massiven und Imprägnationserze der Zinkblende-Bleiglanz-Magnetkies-Pyrit-Vererzung der New Calumet Mine, aufgetragen auf die Einfallsebene

gen nach oben ist bis jetzt unklar. Die allgemeine Temperaturverteilung stimmt jedoch überein mit der klassischen Hypothese hydrothermaler oder kontakt-metasomatischer Entstehung, wofür möglicherweise zwei Granitstöcke zur Verfügung stehen, die etwa 1 km entfernt in der Einschiebungsrichtung auftreten. Die recht einförmigen Magnetkiestemperaturen können eine nach der Erzbildung erfolgte Metamorphose widerspiegeln, die bei einer Temperatur von etwa 460 °C

stattgefunden hätte. Diese Annahme wird unterstützt durch beobachtete Silikat-Sulfid-Verwachsungen. Es ist jedoch unter dieser Hypothese schwer zu verstehen, warum die Zinkblende nicht ebenfalls ein neues Gleichgewicht erreichte und damit eine gleichmäßige Zusammensetzung über die gesamte Lagerstätte entwickelte.

Einige weitere Anwendungen

Die Coronation Mine in der Nähe von Flin Flon in Saskatchewan ist eine kleine Cu-Zn-Lagerstätte, die in basischen Ergußgesteinen auftritt und mit Cordierit-Anthophyllit-Umwandlungen verknüpft ist. *Arnold* [4] fand, daß die durchschnittliche Bildungstemperatur für 41 Magnetkiese und 12 Zinkblenden 497°C bzw. 453°C betrug. *Arnold* berechnete weiterhin unter der Annahme von Gleichgewichtsbedingungen während der Bildung der Minerale Zinkblende, Magnetkies und Pyrit und unter Benutzung der Druckkorrektur für Zinkblende, daß der hydrostatische Druck während der Bildung 1760 ± 680 atm betrug. Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz von Quarzgängen, die den Erzkörper schneiden, ergaben Temperaturen von 207 bis 277°C und Drucke von 1308 bis 2158 atm. Die relativ gleichförmigen Sulfidtemperaturen erlauben wiederum Spekulationen über eine mögliche Metamorphose nach der Erzabscheidung in der Amphibolitfazies.

Die Quemont Mine in der Nähe von Noranda in Quebec enthält zahlreiche große Erzkörper in einer Rhyolithbrekzie. Der Hauptteil der Mineralisation besteht aus massivem Pyrit und Magnetkies mit Zinkblende und Kupferkies. *Campbell* [6] bestimmte die Bildungstemperaturen für 38 Zinkblenden und 27 Magnetkiese als Durchschnittswerte mit ihrer Standardabweichung zu $540 \pm 72^{\circ}\text{C}$ bzw. $325 \pm 47^{\circ}\text{C}$. Basierend auf Geländebeobachtungen vertritt *Campbell* eine magmatische Injektion dieser Erze. Primäre Zinkblende kristallisierte danach bei einer Temperatur von etwa 540°C . Die niedrigen Magnetkiestemperaturen werden von ihm durch Pyritmischung während der Abkühlung erklärt.

Campbells Temperaturangaben lassen jedoch noch eine andere Interpretation zu, wenn man die Geländedaten vernachlässigt, die auch von *Campbell* nicht präsentiert werden. Die Häufigkeitsverteilung der Zinkblendetemperaturen, die zwischen 440 und 660°C liegen, zeigt ein ausgeprägtes Maximum bei etwa 565°C mit einer Abflachung in Richtung niedrigerer Temperaturen. Die Erzkörper nehmen eine Antiklinalstruktur ein und befinden sich maximal 350 m entfernt von der Horn-Creek-Störung, die regionale Bedeutung besitzt. Wenn man die Zinkblendetemperaturen als Funktion der horizontalen Entfernung von der Störung aufträgt, zeigt sich, wenn auch gestreut, eine deutliche Abnahme mit steigender Entfernung. Die Rate beträgt etwa $3^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Diese Häufigkeits- und Raumverteilung der Zinkblendetemperaturwerte verträgt sich mit der klassischen Theorie hydrothermalen Entstehens der Erze. Die Magnetkieswerte geben eine Häufigkeitsverteilung mit Maxima bei 285°C und 330°C . Das läßt die Annahme zu, daß eine Rekristallisation zu zwei Niedrigtemperaturformen mit

fester Zusammensetzung stattgefunden hat. In diesem Falle läßt sich Magnetkies nicht als Geothermometer verwenden.

Sharpe [14] untersuchte Zinkblende- und Magnetkiestemperaturen in 10 von 13 Zink-Kupfer-Vorkommen in der Umgebung von Matagami Lake in Quebec. Die Vorkommen liegen unregelmäßig in Rhyolithen, Brekzien und Tuffiten, die einen Andesit unterlagern. Die gesamte Folge umgibt einen Gabbro-Anorthosit-Komplex. Die Zinkblendetemperaturen reichen von 415 °C bis 615 °C, während die Magnetkieswerte im allgemeinen in der Nähe von 480 °C liegen und eine relativ geringe Streuung von ± 35 °C aufweisen. Die Vorkommen sind älter als die regionale Faltung. Die einheitliche Temperatur erlaubt den Schluß, daß eine Regionalmetamorphose bei einer Temperatur von etwa 480 °C stattgefunden hat. Die Gesteine der nächsten und weiteren Umgebung gehören alle der Grünschieferfazies an. Diese Metamorphosestufe liegt nach allgemeiner Ansicht unterhalb 300 °C.

Coleman [9] macht Angaben über die mineralogische Zusammensetzung und einige Zinkblendetemperaturen der Giant Yellowknife Mine. Diese Grube baut hochgradige Goldquarzgänge am Großen Sklavensee in den Nordwest-Territorien ab. Der Autor untersuchte Arsenkies von einer Probe, die eine Zinkblendetemperatur von 560 °C (korrigiert für einen Druck bis 2000 atm) ergab. Basierend auf den Abständen der (131)-Ebenen und der schwefelreichen p-t-x-Löslichkeitsoberfläche des Arsenkieses (*Clark*) [7] ergibt sich ein hydrostatischer Druck während der Erzbildung von über 2000 kp/cm², möglicherweise 2500 kp/cm².

Zusammenfassung

Es werden die Ergebnisse laufender Untersuchungen über die Bildungstemperaturen von Mineralen in einigen kanadischen Nickel-, Blei-Zink-, Zink-Kupfer- und Goldlagerstätten abgeschätzt. Variationen in den Zinkblende- oder Magnetkiestemperaturen können Züge in der Ablagerung oder Genese der Erze aufhellen, die charakteristisch für die jeweilige Lagerstätte sind. Es ist weiterhin möglich, Temperaturen der Regionalmetamorphose sowie deren zeitliche Beziehung zu Epochen der Erzbildung neu zu untersuchen.

Diskussion

Aus den angeführten Beispielen ergibt sich, daß man mehr bestimmen kann als nur die Temperaturen und in einigen Fällen die Drucke, unter denen Erzbildung stattgefunden hat. Wenn für eine Erzlagerstätte oder für mehrere aus einem Bezirk genügend Bestimmungen vorliegen, ist es möglich, Probleme der Erzgenese, der Regionalmetamorphose sowie deren zeitliche Beziehungen weiter zu verfolgen.

Neuere Arbeiten von *Barton* und *Toulmin* [5] weisen darauf hin, daß *Kulleruds* [11] Zinkblendekurve fehlerhaft ist. In diesem Falle wären alle bisher angegebenen Zinkblendetemperaturen falsch. Es ist jedoch zu bemerken, daß sowohl in einigen der obigen Beispiele als auch auf der Highland-Surprise Mine in Idaho

(*Arnold, Coleman und Fryklund* [3]) die Zinkblende- und Magnetkiestemperaturen recht gut übereinstimmen. Selbst wenn sich die Zinkblendetemperaturen als falsch herausstellen sollten, sind deren Variationen, die ja in Wirklichkeit Variationen im Eisengehalt der Zinkblende sind, weiterhin meßbar, d. h. viele der obigen Rückschlüsse behalten ebenfalls ihren Aussagewert.

Literatur

- [1] *Arnold, R. G.*: Equilibrium relations between pyrrhotite and pyrite from 325 to 743 °C. *Econ. Geol.* vol. 57 (1962), p. 72—90.
- [2] *Arnold, R. G.*, and *Reichen, L. E.*: Measurement of the metal content of naturally occurring, metal-deficient, hexagonal pyrrhotite by an X-ray spacing method. *Am. Mineral.* vol. 47 (1962), p. 105—111.
- [3] *Arnold, R. G.*, *Coleman, R. G.*, and *Fryklund, V. C.*: Temperature of crystallization of pyrrhotite and sphalerite from the Highland-Surprise Mine, Coeur D'Alene District, Idaho. *Econ. Geol.* vol. 57 (1962), p. 1163—1174.
- [4] *Arnold, R. G.*: Temperatures and pressures of crystallization of pyrrhotite, pyrite, sphalerite, and vein quartz from the Coronation Mine, Flin Flon area, Saskatchewan. (Abstract) *Can. Inst. Min. Met. Bull.* vol. 57 (1964), p. 319.
- [5] *Barton, P. B.*, and *Toulmin, P.*: Sphalerite phase equilibria in the system Fe-Zn-S between 580 °C and 850 °C. (Abstract) *Geol. Soc. Amer. Special Paper* 76 (1963), p. 8—9.
- [6] *Campbell, F. A.*: Sphalerite-pyrrhotite relationships at Quemont Mine. *Can. Mineral.* vol. 7 (1963), pt. 3, p. 367—374.
- [7] *Clark, L. A.*: Variations of arsenopyrite composition as functions of temperature and pressure. *Ann. Rept. Director Geophysical Lab. 1959—60: Carnegie Inst. Wash. Year Book* 59 (1960), p. 127—130.
- [8] *Clark, L. A.*, and *Kullerud, G.*: The sulfur-rich portion of the Fe-Ni-S system. *Econ. Geol.* vol. 58 (1963), p. 853—885.
- [9] *Coleman, L. C.*: Mineralogy of the Giant Yellowknife Gold Mine, Yellowknife, N. W. T. *Econ. Geol.* vol. 52 (1957), p. 400—425.
- [10] *Erdosh, G.*: Sphalerite and pyrrhotite geothermometry of the New Calumet sulphide deposit, Calumet, Quebec. Unpub. McGill Univ. M. Sc. dissertation, 1962.
- [11] *Kullerud, G.*: The FeS-ZnS system. A geological thermometer. *Norsk geol. tidsskr.* vol. 32 (1953), p. 61—174.
- [12] *Leuner, W. R.*: West half of LaMotte Township, Quebec Dept. Mines Prelim. Rept. 405 (1959), 10 pp.
- [13] *Osborn, F. F.*: Calumet Island Area, Pontiac County. Quebec Dept. Mines Geological Rept. 18 (1944), 30 pp.
- [14] *Sharpe, J. I.*: Precambrian geology and sulphide deposits of the Matagami Area, Quebec. Unpubl. McGill Univ. Ph. D. dissertation, 1964.

Probleme des Studiums der Lagerstätten und des Bergbaus einst und jetzt

Von *M. Donath*, Berlin-Grünwald

Im November 1965 feiert die altehrwürdige Bergakademie Freiberg ihr 200 jähriges Bestehen. Schon Jahre vor 1765 gab es im Erzgebirge eifrige Gespräche über das Für und Wider der Errichtung einer montanwissenschaftlichen Hochschule. Im Jahre 1746 erschien ein Buch von *Carl Friedrich Zimmermann* im Verlag F. Hekel, Dresden und Leipzig, in dem von der Beschaffenheit, der Einrichtung und dem Nutzen einer Bergakademie zu lesen ist (Bild 1).

Aus den 25 Kapiteln, §§ genannt, seien hervorgehoben: „Was Akademien seien“, „Der Bergbau ist ein Nationalgeschäft“, „Von membris honorariis“, „Directoribus und Präsidenten einer Bergakademie“, „Die Vorlesungen deren Professoren“, „Von Instrumenten, Bibliothek- und Stuffencabinet der Bergakademie“, „Von Laboratorien der Bergakademie“.

Schon auf Seite 3 steht ein Satz, der heute geschrieben sein könnte: „Es werden sich demnach die Anfänger in diesen Studiis besonders in der Chymie und Mechanik vor allem anderen bedienen können“. Schon damals wurden sie als Grundlagenfächer erkannt.

Am deutlichsten kommt wohl Sinn und Zweck der Gründung aus § 18, der „vom Nutzen einer Bergakademie“ handelt, zum Ausdruck. Deshalb sei Seite 40 mit § 18 nachstehend im Faksimile (Bild 2) wiedergegeben.

Die letzten 7 Zeilen offenbaren Ursache und Sinn für die Errichtung einer Bergakademie, wenn wir lesen:

„Also war der Bergbau bequem, wohlfeil und austräglich, oder wenn er unbequem wurde und viel Kosten erforderte, so ließ man ihn flugs gar liegen. Diese Zeiten sind vorbey, die reichen Anbrüche unterm Rasen sind weggehauen, oben herum ist nichts mehr zu finden, man braucht also Arbeit, man braucht Kosten, man braucht auch Verstand, wenn man beides ersparen will!“

Der Niedergang des Bergbaus und zunehmende Schwierigkeiten machten eine bessere Anwendung des Verstandes, machten tiefere geistige Arbeit notwendig.

Auf Seite 25 sind die Fächer genannt, die zu lehren sind:

„Es müssen also die Mitglieder einer Bergakademie gute Physici seyn. Wann aber die Natur-Lehre ohne eine grundsätzliche Einsicht in die Mathematik nicht vollkommen und nach ihrer wahren Beschaffenheit kan erkenet werden, so folgt daher nothwendig, daß solche Naturforscher zu erwehlen sind, welche in der Mathematik eine gute Erkenntnis besitzen. Auch eine gute Wissenschaft und

Ober-Sächsische
Berg-Academie,

in welcher

die Bergwerckß-Wissenschaften
 nach ihren Grund-Wahrheiten untersucht, und
 nach ihrem Zusammenhange entworffen
 werden.

Alles aus historischen Nachrichten, gründlichen Untersuchungen,
 natürlichen Beobachtungen, chymischen und mechanischen Versuchen,
 und darbey vorgefallnen Anmerkungen erläutert,

und

in abgesonderten Abhandlungen
 ausgefertiget

von

Carl Friedrich Zimmermann.

I. Stück.

Dresden und Leipzig,
 bey Friedrich Hefel, 1746.

Königl. Hof-Bücher-Livrant und Buchhändler.

Bild 1

I. Von der Beschaffenheit

§. 18.

Nugen einer
Berg-Acade-
mie.

Solchergestalt wäre ein allgemeiner Entwurf einer Berg-Academie gemacht, in wie ferne nun dieselbige nützlich seyn könnte, hat zwar hin und wieder bey Beschreibung dieser Academie müssen gedacht werden, ich will aber noch kürzlich die Sache in einem Zusammenhange vorstellen. Es ist nicht zu leugnen, daß der Bergbau an denen meisten Orten iesziger Zeit nicht so ergiebig ist, wie vor diesen; die Ursachen sind diesfalls nicht verborgen, man bauete zwar ehedem nur außs Glück, aber man fandte auch mit Glück, überall war frisches underritztes Feld, die reichsten Gänge und Anbrüche waren am Tage und so zu sagen unter dem Rasen sündig, hierzu brauchte man wenig Verstand und noch weniger Unkosten; in die Tiefe zukommen bemühetete man sich nicht, wo man nicht einen Stollen oder ein recht treuges Gebürge hatte, es war auch theils nicht nöthig, so lange man oben herum Erzt und Ausbeute hatte, theils aber war es nicht möglich, weil man sich in der Wasser-Noth nicht so, wie ickt, mit Kunst-Gezeugen helfen konnte, und was braucht es viel Zeugnis, der alte Mann bezeuget überall, daß entweder das Gebürge sehr treuge, oder die Anbrüche sehr reich gewesen, wann die alten eine merkliche Teiffe abgebaut haben. Also war der Bergbau beqvem, wohlfeil, und auströglisch, oder wenn er unbeqvem wurde, und viel Kosten erforderte, so ließ man ihn flugs gar liegen. Diese Zeiten sind vorbei, die reichen Anbrüche unterm Rasen sind weggehauen, oben herum ist nichts mehr zu finden, man braucht also Arbeit, man braucht Kosten, man braucht auch Verstand, wenn man beides ersparen will, oder man muß andere Berg-Geegenden aufsuchen, die denen erstern ähnlich sind.

Bild 2

§. 15.

Diese Anstalten könnten nun schon eine vollständige Berg-Academie ausmachen, da aber die Professores der Mathematic, der Physic und Chymie bey dieser Berg-Academie ohnungänglich seyn müssen, so wäre es unverantwortlich, wenn man diese schöne Gelegenheit verabsäumen, und nicht nach der zweiten Absicht der Academien (§. 4.) die Einrichtung also treffen wollte, daß auch iunge und zu denen Bergwercks-Sachen aufgelegte Leute, die schon etwas in den Studiis gethan haben, zu einem gründlichen Unterricht und weiterer Perfectionirung denen Berg-Academisten anvertrauet würden. Es ist dieses auf eine beqveme Art zu erhalten, und da ohnedem die Bergwercks-Wissenschaften nach denen Classen zu ertheilen sind, so sind auch die Vorlesungen nach solcher Austheilung einzurichten.

Die Vorlesungen derer Professoren

Bild 3

Erfahrung in der Chemie ist höchst nötig“. Vergleiche Bild 3, wo auf Seite 33 des Buches die Vorlesungen der Professoren behandelt werden (Bild 3).

Und über die Professoren heißt es (Bild 4):

Der Unterricht ist lediglich
Professores. Professoribus oder solchen Mit-Gliedern der Academie zu überlassen, die allein zu diesen Geschäften geschickt sind: Bey der Ausarbeitung derer Wissenschaften kommt es nicht nur auf vieles Lesen und Schreiben, sondern vornehmlich auf reife Ueberlegung, hinlängliche Berathschlagung, und nicht selten auf einen guten Einfall an, und also können sich auch hierbey solche Personen bemühen, die eben nicht beständig in der Studir-Stube zu sitzen gewohnt seyn.

Bild 4

Über die Einrichtung von Laboratorien und von Sammlungen seien als Beispiele aus dem Buch als Faksimile zitiert (Bild 5 u. 6):

Die Instrumente zur Experimental-Physic fallen
Instrumente zum experimentiren. zwar theils sehr kostbar, es ist aber schon vorher hiervon geredet worden. Eine Luft-Pumpe, die verschiedenen Arten der Wagen, die eigenthümliche Schwere der Körper zu untersuchen, allerhand ordentliche und Schnell-Wagen, allerhand Heber, die Maschinen, den Druck flüssiger Körper vorzustellen, und dergleichen mehr, sind alle hier nöthig; indem man die statischen, hydrostatischen, hydraulischen, anemometrischen und pyrometrischen Instrumente, wie diese Sachen selbst, zur Experimental-Physic zehlet.

Bild 5

Was endlich das Mineralien-Cabinet anbetrifft, so wird es nicht Noth haben, solches in einem Lande, wo Bergwerke gebauet werden, in einen vollkommenen Stand zu setzen; an den einheimischen Stufen und Erzt-Arten ist doch das meiste gelegen, die ausländischen aber sind durch Correspondenz, Tausch und Verschenkung, gegen unsere einheimische Seltenheiten ohne Geld-Ausgabe zu bekommen.

Bild 6

Aus den wenigen Zitaten, die dem 1746 erschienenen Buch entnommen sind, ist zweierlei zu erkennen:

1. Schwierigkeiten beim Aufsuchen neuer Erze und das Vordringen in die Tiefe ließen die Erkenntnis reifen, daß eine systematische wissenschaftliche Ausbildung nötig ist, um den zunehmend neuen Ansprüchen an die Kenntnisse der leitenden Fachleute zu genügen.
2. Chemie, Physik, Mathematik sind die Grundlagen der Ausbildung, auf denen das eigentliche Fachwissen aufbaut.

Bei einem näheren Studium der Gründe für eine bis dahin nicht gekannte technische Hochschule auf dem Gebiet des Bergbaus finden sich viele Parallelen zur rapiden Entwicklung unserer Erkenntnisse auf dem Gebiet der Lagerstättenforschung und der Lagerstättenuntersuchung sowie des Bergbaus.

Die Ansprüche des Menschen an das Leben werden größer. Die Objekte des Bergbaus haben sich durch die Entwicklung von Wissenschaft und Technik verändert.

Die Methoden der Forschung wurden in den letzten Jahrzehnten mit fortschreitender Intensität verfeinert und erweitert. Daraus resultierten neue Untersuchungs- und Gewinnungsmethoden, aber auch neue, andersgeartete Ansprüche an die Art der genutzten mineralischen Rohstoffe.

Deduktive Methoden der Montangeologie, der Lagerstättenforschung wurden ersetzt durch exakte physiko-chemisch untermauerte Überlegungen, Beobachtungen und Laboratoriumsuntersuchungen.

Als junge Studenten saßen *O. Oelsner, E. Tröger, H. Froberg, H. Reh* und der Verfasser oft zusammen und wälzten Probleme, überlegten, wie thermodynamisches und physikochemisches Wissen zur besseren Klärung der Lagerstättenbildung herangezogen werden könnte. Viele Versuche wurden unternommen, die nach und nach reife Früchte trugen.

Die Ansprüche an die Lagerstätte haben sich in den letzten Jahrzehnten erneut und grundlegend gewandelt:

Waren früher reiche Lagerstätten, Ganglagerstätten mit Derberzanbrüchen, die wenig Vorbereitung und Aufbereitung vor der Verhüttung nötig hatten, gesucht und wertvoll, weil das geklaubte und geförderte Derberz ohne schwierige Vorbereitungsarbeit dem Hüttenprozeß zur Metallgewinnung zugeführt werden konnte, sind heute massige, große Lagerstätten interessant und gefragt, die den Einsatz von Massengewinnungsgeräten — Baggern im Tagebau — gestatten, und die auch im Tiefbau durch moderne Verfahren eine billige Massengewinnung ermöglichen. Dazu wird die Trennung der zerkleinerten Erze, ihre Verarbeitung zum Konzentrat mit modernen Zerkleinerungsaggregaten und Separationsmaschinen ermöglicht.

Diese Entwicklung in der Nutzung armer, massiger und großer Lagerstätten wird weitergehen. An die Qualität und die Eigenschaften der Lagerstätten werden neue Forderungen gestellt, die jeweils durch erfahrene Fachleute noch viel exakter als früher zu erfassen sind, da die Investitionen jetzt und noch mehr in der Zukunft für die größeren Anlagen höher und höher steigen.

Die Verschiebung in der Wertschätzung sei am Beispiel der Eisenerzlagerstätten verdeutlicht. Während früher arme, selbstgängige Fe-Lagerstätten mit Gehalten um 25 bis 40% Fe, auch solche mit hohen SiO_2 -Gehalten — z. B. Minette oder Salzgittererze — als Möller gesucht und verwendet wurden, werden mehr und mehr itabiritische Eisenquarzit-Lagerstätten bevorzugt. Solche Lagerstätten haben oft einen SiO_2 -Gehalt bis zu 50%!

Das Fe soll dabei als Magnetit vorliegen, der sich leicht zu reichen Konzentraten mit 65 bis 70% Fe anreichern und zu porösen, gut verhüttbaren Pellets verarbeiten läßt. Große Brecher, billige Energie, leichte Aufbereitbarkeit, höherer

Durchsatz im Hochofen gepaart mit geringem Koksverbrauch haben diese Verschiebung in der Wertschätzung der verschiedenen Eisenerze bewirkt.

Daher sind viele Gruben in großen alten Industriegebieten zum Erliegen gekommen. Die Entwicklung wird fortschreiten. Die reichen, oberflächennahen frachtgünstigen und leicht aufbereitbaren Fe-Erze werden bei der rasch steigenden Bevölkerungszunahme der Welt und der Zunahme des Eisenverbrauchs je Kopf der Bevölkerung in zunehmendem Maße verbraucht. Die heute weniger geschätzten Erze werden durch neue Verfahren und erhöhten Bedarf wieder nutzbar gemacht.

Halten wir uns doch einmal die rasche Entwicklung der Stahlproduktion in der Welt in den letzten 100 Jahren vor Augen:

Jahre	Weltproduktion [Mt]
1870	0,51
1875	1,79
1880	4,18
1885	6,19
1890	12,28
1900	27,83
1910	59,33
1920	71,30
1930	93,59
1940	139,25
1950	186,61
1960	354,40
1962	360,80
1963	384,90

Welche Entwicklung hat der Energieverbrauch genommen! Rohstoffe, die der Energieerzeugung dienen, sind zur wichtigsten Grundlage der technischen Entwicklung der Menschheit in den letzten 60 Jahren geworden.

War die Kohle — Stein- und Braunkohle — lange Jahre die Grundlage für die Energieerzeugung und für die Entwicklung der Industrialisierung, so sind neue Energiequellen dazugekommen: das Erdöl und das Erdgas. Die Methoden zur Erforschung solcher Lagerstätten haben sich grandios entwickelt. Es sei nur an die Geophysik mit ihren seismischen Methoden gedacht, die die erkenntnisreichen Strukturuntersuchungen des Untergrundes ermöglichen.

Es sei an die Anwendung der physikalischen Gesetze erinnert, die ermöglichen, durch Druckmessungen exakt auf Vorräte an Erdöl und Erdgas zu schließen, die es in steigendem Maße gestatten, Erdöllagerstätten wirtschaftlicher und vollkommener auszubeuten als bisher.

Immer tiefer werden die Untersuchungsbohrungen niedergebracht, so tief, daß bei hohen Temperaturen zunehmend Gas erwartet werden muß, Gas, das nicht

an Erdöllagerstätten geknüpft ist, sondern in der Tiefe an mehr und mehr inkohlte Lagerstätten, bedingt durch höhere Temperaturen.

Neu hinzu kommt Uran als Energiequelle. Uran, das im Erzgebirge als lästiges Beiwerk beim Silberbergbau entdeckt, aber nicht genutzt werden konnte. Nach der Entdeckung des Uran-Zerfalls, nach den folgenden Entdeckungen von *Hahn*, *Liese Meitner*, *Bohr* u. a. begann eine Suche nach Uran mit modernen Geiger-Müller-Zählrohren und mit Szintillometern. Zahlreiche Uranlagerstätten wurden entdeckt, und schon ist das Uran mehr als nur Grundstoff für die zu verdammenden Atombomben. Es wurde eine Quelle für Energie, die mehr und mehr für die Elektrizitätserzeugung, für den Schiffsantrieb, für Flugzeuge zum Segen der Menschheit nutzbar gemacht wird.

Es werden für die sich stetig vermehrende Bevölkerung immer mehr mineralische Rohstoffe benötigt. Es kann nur nützlich sein, daß die Chemie neue Stoffe in den Platten entwickelt, denn allein durch Zunahme der Metallproduktion wäre der Weltbedarf nicht zu decken.

Waren es zu Beginn des 30 jährigen Krieges nur sieben Metalle, die der Mensch wirtschaftlich nutzte, nämlich Gold, Silber, Kupfer, Zinn, Eisen, Blei und Quecksilber, so waren es bis zum Ende des 18. Jahrhunderts schon 10 mehr, darunter Zink, Kobalt, Nickel, Wismut, Mangan, Wolfram, Chrom, Antimon, Platin.

In den letzten 60 bis 63 Jahren verdreifachte sich die Zahl der technisch-wirtschaftlich genutzten Metalle. Dabei hat der Verbrauch der Metalle, wie Aluminium, Magnesium und Titan, einen ungewöhnlichen Aufschwung genommen. Selbst seltene Metalle wie Zirkon, Hafnium, Beryllium, dazu Germanium, Cadmium, Selen u. a. werden heute schon in einer Menge, die 100 t/Jahr übersteigt, produziert und verwertet.

So ist der Umfang der genutzten mineralischen Rohstoffe größer und größer geworden.

Die Aufgaben für den Montangeologen, zur technisch-wirtschaftlichen Nutzung geeignete Lagerstätten zu erkunden, sind vielfältiger geworden und verlangen mehr wirtschaftliche und technische Durchdringung vor Inanspruchnahme einer bergmännischen Nutzung, die ihrerseits sich den veränderten Bedingungen ebenfalls laufend anpassen muß.

So sind die Gedanken, die zur Gründung der alten Bergakademie Freiberg führten, heute noch gültig:

„Also war der Bergbau bequem, wohlfeil und austräglich, oder wenn er unbequem wurde und sich Mühen erforderte, ließ man ihn flugs gar liegen. Diese Zeiten sind vorbei, die reichen Anbrüche unterm Rasen sind weggehauen, oben herum ist nichts mehr zu finden, man braucht also Arbeit, man braucht Kosten, man braucht auch Verstand, wenn man beides ersparen will, oder man muß andere Berg-Gegenden aufsuchen, die denen erstern ähnlich sind!“

Über einige genetische Probleme der Kieslagerstätten am östlichen Rand des Silesikums in der ČSSR¹

Von *B. Fojt*, Brno

Noch vor einigen Jahrzehnten war der Begriff Kieslagerstätte ausschließlich auf Schwefelkies-, höchstens noch auf Magnetkieslagerstätten begrenzt. Heute wird in der einschlägigen Literatur diese Bezeichnung immer häufiger auch bei Lagerstätten angewendet, in denen neben überwiegendem Schwefelkies noch weitere nutzbare Mineralkomponenten wie Kupfer-, Blei- und Zinksulfide vorkommen. Gleichzeitig sind auch einige der Hauptkriterien, die die äußere Form und die morphologische Ausbildung, die Zusammensetzung und die geologische Position dieser Lagerstätten betreffen, präzisiert worden. So sind zum Beispiel für diese Lagerstätten langgestreckte linsenförmige Körper, schichtungs- oder schieferungsparallele Erzlagen, gebänderte Texturen, Imprägnationen, kompakte Texturen und die ihnen entsprechenden Strukturen kennzeichnend. Der relativ konstante Chemismus und die über verhältnismäßig große Flächen sehr gleichförmige Mineralparagenese sind gleichfalls charakteristisch. Das oft zu beobachtende räumlich eng verbundene Auftreten der erwähnten Lagerstätten mit paläozoischen Gesteinen einerseits (besonders mit den Gesteinen der Spilit-Keratophyr-Formation) und mit jüngeren granitoidischen Intrusionen andererseits haben zur Aufstellung verschiedenster Theorien und Hypothesen über die Entstehung der Kieslagerstätten geführt.

Wenn man alle diese Ansichten miteinander vergleicht, findet man, daß es sich in allen Fällen um zwei grundsätzlich verschiedene Interpretationen der Entstehung dieser Erze handelt: Die eine sucht den Ursprung der Erzkonzentrationen in den Auswirkungen der Frühentwicklung der Geosynklinalen, während die andere die Herkunft der Erze mit den späteren Stadien des geosynklinalen Vulkanismus vorwiegend granitoidischen Charakters in Verbindung bringt (Bild 1).

In der ČSSR gibt es eine ganze Reihe kleinerer und größerer Kieslagerstätten, von denen manche früher in verschiedenem Umfang abgebaut worden sind (zum Beispiel das westböhmische Gebiet der algonkischen Alaunschiefer zwischen Plzeň und Rakovnik.) Andere Lagerstätten werden jetzt intensiv genutzt (z. B. das Gebiet der algonkischen bituminösen Mangan-Kieslagerstätte mit dem Zentrum um Chvaletice oder die Erzlagerstätten Tisová bei Kraslice und Smol-

¹ Vortrag, gehalten auf dem 16. Treffen des Fachverbandes Mineralogie der Geologischen Gesellschaft in der DDR, Wernigerode 1963.

nik in der Slowakei). Weitere Vorkommen wurden in großem Ausmaße geologisch erkundet und bilden zur Zeit eine Reserve von Kieserzen hoher Qualität (zum Beispiel das Gebiet um Pezinok und Pernek in den Malé-Karpaty-Bergen in der Slowakei). In allen bisher erwähnten Lagerstätten ist Schwefelkies das Hauptmineral, das manchmal von kleinen Magnetkiesmengen begleitet wird.

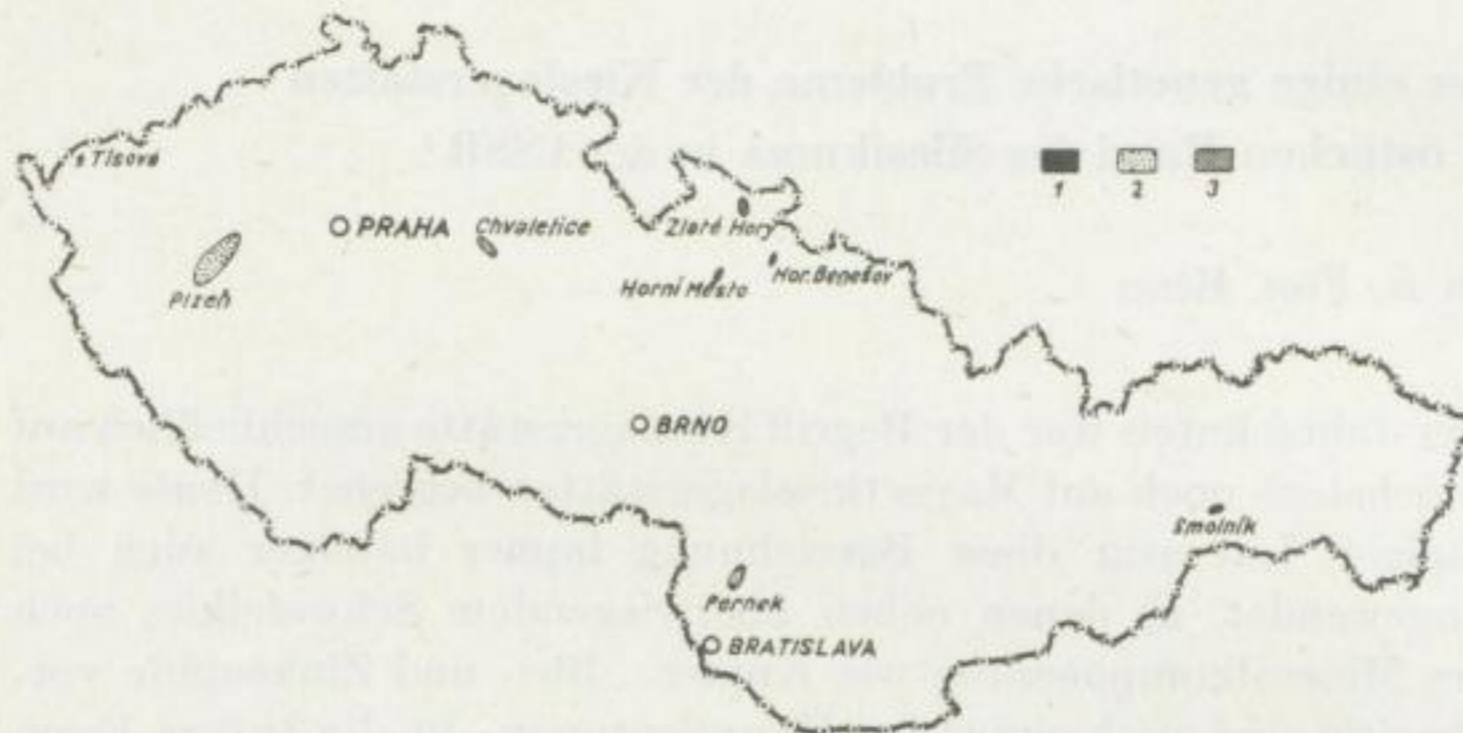


Bild 1. Schematische Übersichtskarte einiger Kieslagerstättengebiete in der ČSSR, gezeichnet von J. Palášek

- (1) Cu-Kieslagerstätten
- (2) S-Kieslagerstätten (einfacher Schwefel-Typ)
- (3) Zn-Pb/Cu-Kieslagerstätten

Von den Buntmetallerzen gewinnt nur noch Kupferkies in einigen Lagerstätten (Tisová, Smolník) eine etwas größere Bedeutung. Eine besondere Stellung innerhalb Kieslagerstätten der ČSSR nehmen die Lagerstätten des mährisch-schlesischen Jeseníky-Gebirges ein, wo zum Schwefelkies und Kupferkies noch Zinkblende und Bleiglanz hinzutritt. Es ist sicher nicht uninteressant, daß gerade diese Lagerstätten in einem Gebiete vorkommen, in dem auch Eisenerz-lagerstätten des Lahn-Dill-Typus in einer den Kieslagerstätten ähnlichen oder ganz gleichartigen Position vertreten sind. Bemerkenswert ist weiterhin, daß neben den basischen Eruptivgesteinen, die auch in der Umgebung der oben erwähnten Lagerstätten nicht fehlen, hier auch Keratophyre der typischen Spilit-Keratophyr-Formation verbreitet sind.

Die erwähnten Blei-Zink-Kupfer-Schwefelkieslagerstätten sind am östlichen Rande des Silesikums in der aus devonischen, epizonalmetamorphen Gesteinen bestehenden Vrbno-Serie und in der Zone von Šternberk-Horní Benešov konzentriert. Die drei bedeutenden Erzdistrikte sind Zlaté Hory (Zuckmantel), Horní Město (Bergstadt) und Horní Benešov (Bild 2).

Obwohl die Lagerstätten in einer Reihe von Merkmalen auffallend übereinstimmen, bestehen zwischen ihnen auch bestimmte Unterschiede. Der nördlichste Distrikt Zlaté Hory ist charakteristisch durch das Vorkommen einiger Lagerstätten mit variablen Gehalten der nutzbaren Zn-, Pb-, Cu-Komponenten (stellenweise auch mit Au) in quarzitischen bis phyllonitischen Gesteinen, die ins

Unterdevon (Koblenz) gestellt werden. In den anderen Distrikten ist die Kupfermineralisation ganz unbedeutend und die Erze sind mit den Gesteinen der Spilit-Keratophyr-Formation, die mitteldevonisches Alter (Eifel) besitzt, eng verbunden. In Horní Benešov sind in stärkerem Maße auch die oberdevonischen Kalksteine erzführend, während die Besonderheit der Lagerstätte Horní Město darin besteht, daß die Erzkörper direkt in den Keratophyren und Keratophyr-

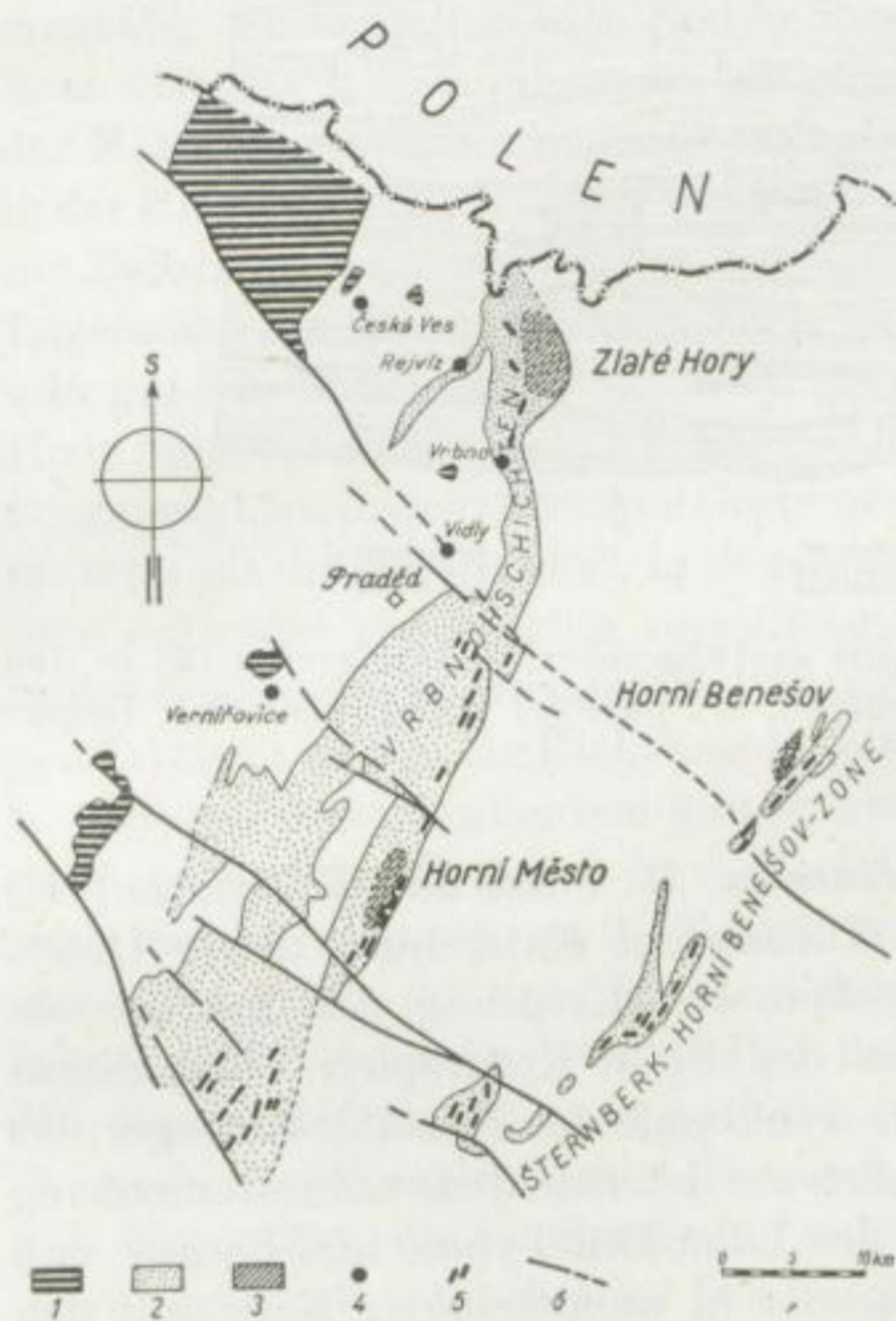


Bild 2

Schematische Übersichtskarte der Zn-Pb/Cu/-Kieslagerstättenbezirke am östlichen Rande des Silesikums. Nach der Karte *J. Skácel's* von dem Autor bearbeitet. Gezeichnet von *J. Palášek*.

- (1) Granitoide
- (2) Kristalline Schiefer (Devon)
- (3) Zn-Pb/Cu/-Kieslagerstättenbezirke
- (4) Kleinere Kiesvorkommen
- (5) Eisenerzlagerstätten (Lahn-Dill-Typus)
- (6) Hauptbrüche und Dislokationen

tuffen lokalisiert sind. In den Gangarten aller drei Distrikte überwiegt Quarz, weniger häufig sind Schwerspat (der allerdings stellenweise auch die Hauptkomponente bilden kann), Karbonate, Feldspäte und Glimmer vertreten. Außer dem vorherrschenden Sprenkelerz-Typus kommen auf allen Lagerstätten auch gebänderte Erztexturen, nester- und schlierenförmige Erzkonzentrationen und kompakte Erze vor. In den Kalksteinen können deutliche Anzeichen einer Metasomatose und in den Rissen der Keratophyre feine stockwerkartige und netzförmige Durchdringungen beobachtet werden.

Wie in anderen Ländern gibt es auch in der ČSSR keine einheitliche Auffassung der Entstehung dieser Lagerstätten. Im wesentlichen war bis vor kurzer Zeit nur die Auffassung von *J. Janečka* und *J. Skácel* verbreitet (*J. Skácel* [18], [19], [21], [22], *J. Janečka-J. Skácel* [14], *J. Janečka* [13]), der zufolge die erwähnten Lagerstätten zusammen mit anderen typischen Gangvorkommen Derivate der jungvariszischen Granitoide des Plutons von Žulová und dessen Ausläufer sind. Die Erzkomponenten sind nach dieser Theorie in tektonisch vorbereiteten geolo-

gischen Strukturen abgelagert worden. *J. Skácel* betont dabei, daß auch die Lagerstätten der Kiesformation sehr gut mit seiner Konzeption der Metallogenese der östlichen und mittleren Sudeten übereinstimmen und daß gerade sie ein sehr wichtiges Glied der ausgesprochen lateralen Zonalität dieser Lagerstätten bilden. Auf dem internationalen Symposium in Prag hat erst unlängst auch *Z. Poucha* diese Auffassung unterstützt [16].

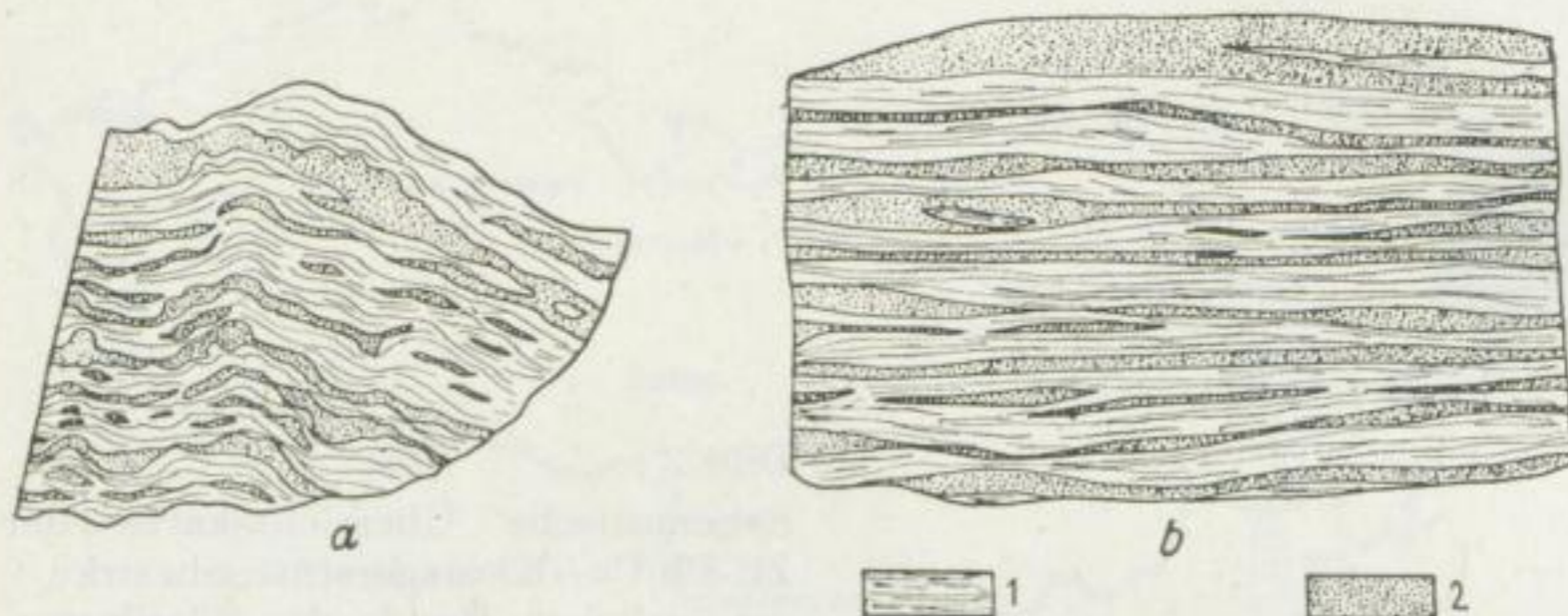


Bild 3. Serizit-Quarzit bis Phyllonit (1) mit erzführenden Quarzstreifen (2) in den S-Flächen (a: senkrecht zur Lineation, b: parallel zur Lineation). Lagerstätte Zlaté Hory

Die Verfechter der zweiten Theorie (*J. Havelka*, *M. Palas* und *B. Scharm* [11]) haben ihre prinzipiell entgegengesetzte Theorie der Entstehung dieser Lagerstätten erst unlängst formuliert. Sie sehen den Ursprung der Erzminerale der Kieslagerstätten in den Derivaten des Spilit-Keratophyr-Vulkanismus des frühen Entwicklungsstadiums der Geosynklinale des Jeseníky-Gebirges; bei der Diskussion stützen sie sich hauptsächlich auf den räumlichen Zusammenhang der Kieslagerstätten und der Eisenerze des Lahn-Dill-Typus, und darauf, daß diese Lagerstätten entweder gemeinsam oder in unmittelbarer Nähe mit den Gesteinen des Keratophyr-Typus vorkommen, sowie auf die unterschiedliche Intensität der Deformationen der Kieslagerstätten einerseits und der granitoiden Massive von Žulová andererseits.

Bei dieser Gelegenheit muß auch gesagt werden, daß schon im Jahre 1959 und 1960 *V. Barth* [2], [3], die Meinung geäußert hat, daß die Kieslagerstätten des Jeseníky-Gebirges genetisch zu den Nachklängen des Spilit-Keratophyr-Vulkanismus gehören. Auch *B. Fojt* [28] hat die Notwendigkeit der Revision der genetischen Darstellung *J. Skácel's* gefordert. Von diesem Gesichtspunkt aus hat sich nach eigenen Beobachtungen auch *J. Dvořák* [4] zu dem Alter der Horní-Město-Kieslagerstätten geäußert. Er hält sie nicht für jünger als Tournai (Unterkarbon).

Ein nicht weniger wichtiger Ausgangspunkt für die Lösung der genetischen Fragen der Lagerstätten im Gebiete von Zlaté Hory ist in den Ansichten von *J. Štelcl* und *M. Novotný* enthalten, die auf das Studium der Petrographie und des Gefüges der Gesteine des angeführten Gebietes zurückgehen [15], [24], [25]. Diese Autoren äußern sich zwar nicht direkt über den Ursprung der Erze, aber

sie halten die direkt mit der Regionalmetamorphose des betreffenden Gebietes zusammenhängenden Faktoren für die wichtigsten, die unmittelbar mit der Entstehung der Kieslagerstätten zusammenhängen.

Bei der Lösung der schwierigen Aufgaben des genetischen Studiums dieser Lagerstätten stößt man auf viele objektive Schwierigkeiten, die allen Kieslagerstätten der Welt gemeinsam sind. In der ČSSR ist es vor allem die Tatsache, daß das strittige Gebiet von Metamorphoseprozessen beeinflußt wurde. In diesem Zusammenhang ist besonders die Feststellung wichtig, in welchem Maße auch die Erze von der Umwandlung in Mitleidenschaft gezogen wurden, weil nämlich der Metamorphosegrad nicht überall gleich ist, sondern im betreffenden Gebiet in der Richtung von Ost nach West und von Süd nach Nord zunimmt. Wenn man die Deformationsanzeichen der Nebengesteine und der Erzpartien der einzelnen Lagerstätten miteinander vergleicht, kommt man zu der Erkenntnis, daß beide sehr gut übereinstimmen. So treten zum Beispiel in den Lagerstätten von Zlaté Hory im nördlichen Teil der Vrbno-Schichten, wo die Metamorphose am meisten ausgeprägt ist, in quarzitischen Gesteinen und kristallinen Kalken Biegungsfalten im mm- bis dm-Bereich auf, in denen das Erzmineral in millimeterstarken Bändern entweder gleichmäßig verteilt ist, oder in den Scheiteln, manchmal auch in den Schenkeln der Biegungsfalten, vorkommt (Bild 3). Alle flachlinsenförmigen Erzlagen sind in der Richtung der älteren Lineation (das ist parallel der Achse $b = B$) gestreckt. Außerdem gibt es hier auch disharmonisch gefaltete und typisch gebänderte Erzlagen in vielfacher Wechsellagerung mit erzfreien Nebengesteinslagen, was sehr an die Textur polyschematischer Metamorphite des stromatischen Typus erinnert. Die megaskopischen Kennzeichen beweisen, daß Erzkörper und Nebengesteine denselben metamorphen Einflüssen ausgesetzt waren. Mit diesem Befund stimmen auch die erzmikroskopischen Beobachtungen, zum Beispiel die granoblastischen Verwachsungen des Bleiglanzes mit Zinkblende und Magnetkies, die unscharfe und vielfach sich ändernde relative Altersstellung der Erzminerale u. a. überein. Der Vergleich der Gefügeanalysen des Quarzes der gebänderten Erze und der unmittelbar sie umgebenden Nebengesteine (die von *J. Štělá* [24] zu den typischen B-Tektoniten, beziehungsweise zu den $B \perp B'$ - oder $B \wedge B'$ -Tektoniten gestellt wurden) beweist ihren äußerst ähnlichen Charakter. Die Gefügeanalyse der Erzlagen sind nur geringfügig von denen der Nebengesteine verschieden (zum Beispiel unvollständig ausgebildete Zonen) (Bild 4 u. 5). In den anderen beiden Erzdistrikten sind die Deformationserscheinungen nicht mehr so stark ausgebildet. Ein Teil der Erzpartien ist sogar noch im ursprünglichen, fast unveränderten Zustande, und auch die Gesteine sind von der Regionalmetamorphose wesentlich weniger als im Distrikt von Zlaté Hory in Mitleidenschaft gezogen worden.

Zum Schluß noch einige Angaben über den genetischen Zusammenhang zwischen den Kieslagerstätten und den Keratophyren. Es ist interessant, daß diese Gesteine in der ganzen Vrbno-Serie und auch in der Zone von Sternberg-Horní Benešov vorkommen, daß sie aber nur in der Lagerstätte Horní Město, wo sie ihre größte Ausdehnung und Mächtigkeit erreichen (die Mächtigkeit der Keratophyre und ihrer Pyroklastika beträgt hier zusammen 1,5 km), erzführend sind.

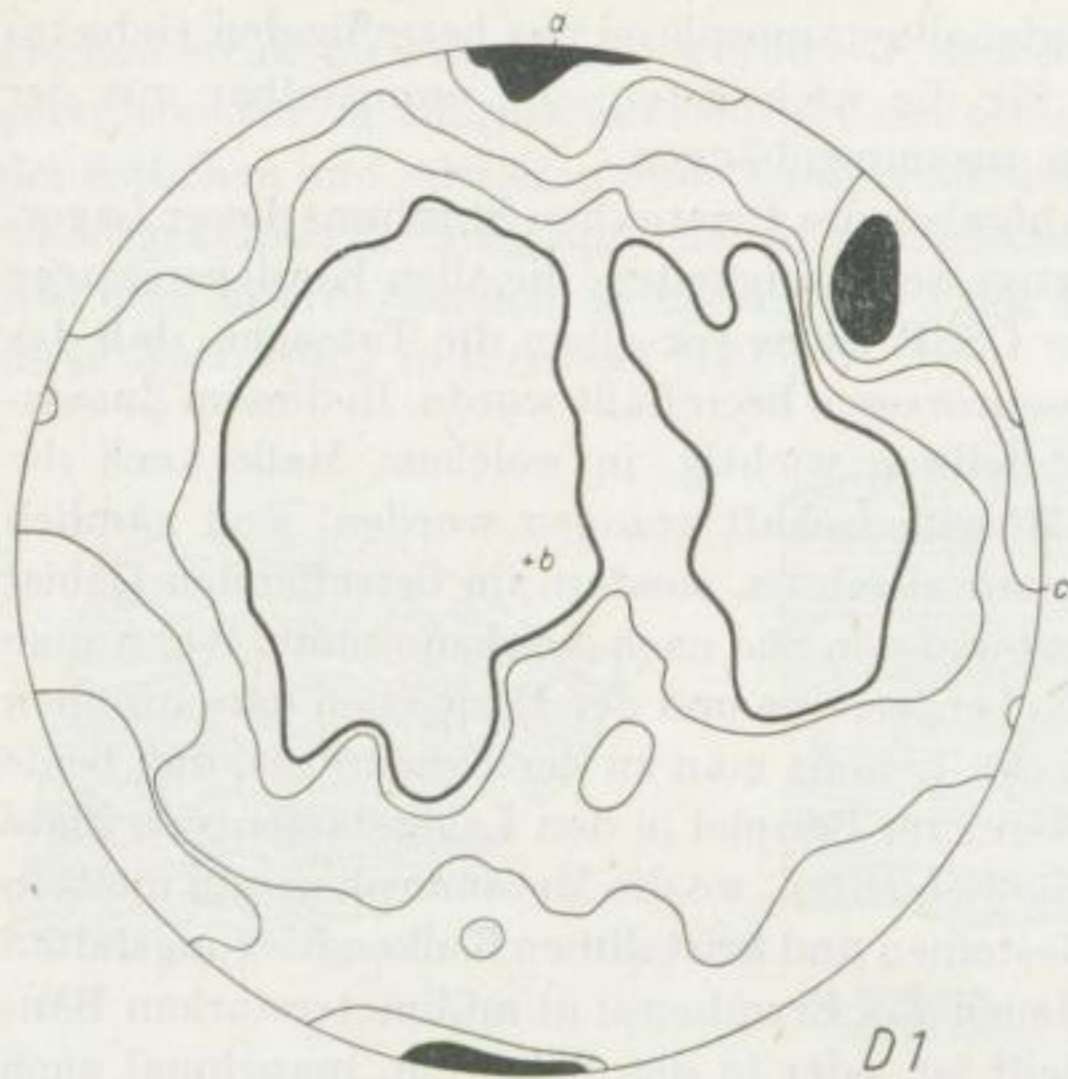


Bild 4. Gefügediagramm der c-Achsen des Quarzes aus dem Serizit-Quarzit bis Phyllo-
nit (Bild 3). Häufungsdichte der einzelnen Felder in Prozenten: 6 — 4 — 3
— 2 — 1 — 0. Lagerstätte Zlaté Hory

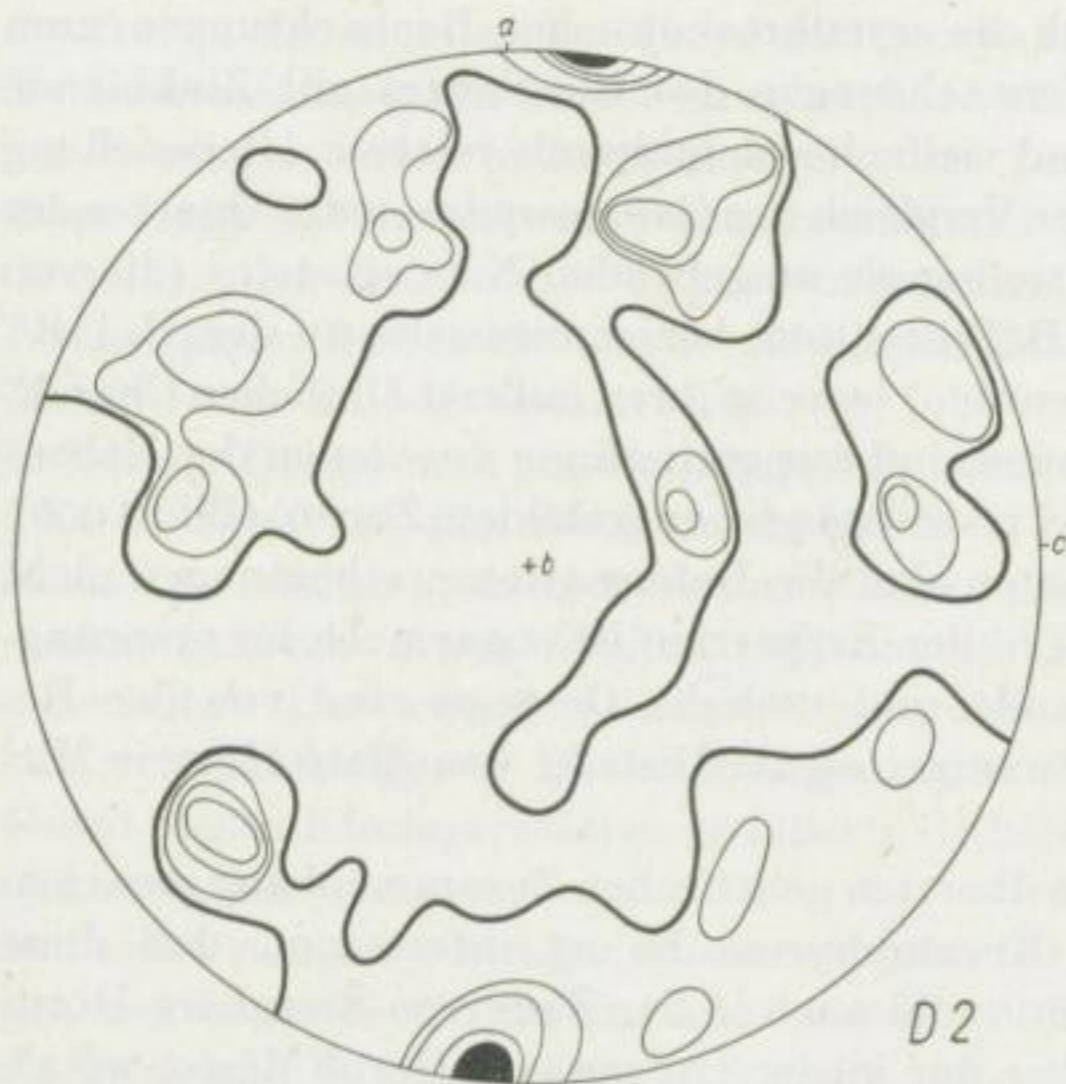


Bild 5. Gefügediagramm der c-Achsen des Quarzes aus dem erzführenden Streifen
desselben Handstückes. 5 — 4 — 3 — 2 — 1 — 0%

In letzter Zeit wurde vom Autor festgestellt, daß auch in dem Erzdistrikt von Horní Benešov die quarz- und feldspatreichen Gangarten genetisch sehr eng mit den Keratophyr-Gesteinen verbunden sind.

Keratophyre wurden allerdings auch an solchen Orten, in denen kleine Kieslagerstätten mit Buntmetallen, dafür aber größere Eisenerzvorkommen des Lahn-Dill-Typus gefunden worden sind, angetroffen. Dazu muß aber noch angeführt werden, daß auch in der Umgebung von Horní Město die Erzlinsen nur an einen einzigen Keratophyrtyp gebunden sind, nämlich an den quarzführenden bis quarzfreien Kali-Keratophyr mit Feldspateinsprenglingen und trachytischer oder mikrogranitischer Grundmasse. Der zweite Typ ist vollkommen steril, obwohl er mit dem ersten sehr eng zusammenhängt (*B. Fojt* [28]). Die unmittelbare Umgebung der Keratophyre, die überwiegend aus ihren mehr oder weniger umgewandelten pyroklastischen Derivaten besteht, ist auch erzführend. Die Erze zeigen in beiden Fällen deutliche Anzeichen epigenetischer hydrothermaler Entstehung, wenn auch in den feinkörnigeren Typen der pyroklastischen Gesteine, die zu Serizitschiefern umgewandelt worden sind, dieser Charakter vielerorts durch die späteren Deformationen oder auch durch ihre ursprünglichen Texturen, die parallel und gut ausgebildete S-Flächen nachahmen, verwischt wurde. Der unterschiedliche Charakter dieser Gesteine und ihre verschiedenen mechanischen Eigenschaften haben wahrscheinlich auch die Unterschiede zwischen den Texturen der in ihnen enthaltenen Erze verursacht. Typisch ist auch, daß in den umgewandelten pyroklastischen Gesteinen sich die Erzlagen auf größere Entfernungen (hauptsächlich in der Richtung der Hauptlineation, das ist parallel mit $b=B$ -Achse) hin erstrecken als in den Keratophyren. In den letzteren zeigen die Erze mehr schlieren- und nestförmige Anhäufungen, die — generell gesehen — mächtiger und daher wirtschaftlicher als im ersten Falle sind. Die Gesteine der Lagerstätten von Horní Město werden von kleinen Trümmern verschiedener Art durchsetzt, von denen besonders die unregelmäßigen, kurzen, nur in Keratophyren vorkommenden Trümmern besonderes Interesse verdienen. Ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach ist wahrscheinlich, daß sie genetisch zu den Nachklängen des Keratophyr-Vulkanismus gehören. Sie bestehen aus den gleichen K-Na-Feldspäten wie die Keratophyre; des weiteren führen sie Quarz, Chlorit, Karbonate und enthalten in geringen Mengen auch Schwerspat und kleine Sulfidkörner (überwiegend Schwefelkies und Zinkblende). In die umgebenden metamorphosierten pyroklastischen Gesteine gehen sie nur in vereinzelten Fällen über. Für die genetischen Diskussionen ist nicht weniger wichtig, daß in den Keratophyren Karbonat- und Quarz-Mandeln gefunden worden sind, die in ihren zentralen Partien Zinkblende enthalten. Vom geochemischen Standpunkt ist auch die Feststellung interessant, daß der petrographische Typ der Keratophyre, der bei Horní Město erzführend ist, in seiner gesamten Ausdehnung von über einigen Kilometern einen Durchschnittsgehalt an Zink enthält, der die Normalgehalte anderer Keratophyre um das Zwanzigfache übertrifft.

Die erwähnten Feststellungen in den Erzdistrikten von Horní Město und Horní Benešov unterstützen in mehrfacher Hinsicht die Auffassung, daß die Kerato-

phyre mit den Erzen der Blei-Zink-Kiesformation nicht zufälligerweise und nur räumlich zusammenhängen, sondern daß dieser Zusammenhang genetisch bedingt sein muß. Dennoch möchte ich diese Frage bei weitem noch nicht als gelöst betrachten.

Literatur

- [1] *Bartas, F.*: The Geological and Petrographical Relations of the Territory of Zlaté Hory — Heřmanovice (tschechisch, engl. Zusammenfassung). *Acta Rerum Nat. Distr. Ostraviensis* **11** (1950), H. 2—3, S. 134—162, Opava.
- [2] *Barth, V.*: Zum Vorkommen der Porphyroiden in der westlichen Umgebung von Heřmanovice in Hrubý Jeseník (tschechisch, deutsche Zusammenfassung). *Věstník ÚÚG* **34** (1959) S. 227—229, Praha.
- [3] *Barth, V.*: Der devonische Vulkanismus der Zone Šternberg-Horní Benešov im Niederen Gesenke (tschechisch, russische, englische und deutsche Zusammenfassung). *Acta Univ. Palackianae Olomucensis, Fac. Rer. Nat. 1, Geologica I* (1960), S. 1—131, Olomouc.
- [4] *Dvořák, J.*: Ke stáři zrudnění olovno-zinkových rud v okolí Horního Města u Rýmařova (tschechisch). *Geol. průzk.* (1962), H. 9, S. 278—279, Praha.
- [5] *Fojt, B.*: Rudní ložiska Zlatých Hor (tschechisch). *Čas. pro min. a geol.* **2** (1957), S. 483, Praha.
- [6] *Fojt, B.*: Některé z nových výsledků mineralogických výzkumů jeseníckých ložisek kyzů a rud barevných kovů (tschechisch). *Acta Rer. Nat. Distr. Silesiae* **22** (1962) S. 140—141, Ostrava.
- [7] *Fojt, B.*: Zum Charakter der Deformation der erzführenden Gesteine von Zlaté Hory (tschechisch, deutsche Zusammenfassung). *Zprávy Slezského úst. ČSAV v Opavě* (1963), H. 129-B, S. 6—10, Ostrava.
- [8] *Fojt, B., Rosenkranc, O.*: Mineralogische und petrographische Verhältnisse der Kieslagerstätten am östlichen Abhang der Kote Hornické skály (Heckelstein) unweit von Zlaté Hory (Zuckmantel) in Schlesien (tschechisch, deutsche Zusammenfassung). *Čas. pro min. a geol.* **5** (1960), S. 246—261, Praha.
- [9] *Havelka, J.*: Textury rud ložiska Zlaté Hory-západ z hlediska metamorfni diferenciac (tschechisch). *Zprávy Slezského ústavu ČSAV* (1962), H. 132/2, S. 16—17, Ostrava.
- [10] *Havelka, J.*: Über die Erscheinungen der regionalen Metamorphose auf Grund des Studiums von Makrotexturen in sulphidischer Vererzung von Kieslagerstätten im Gebiet von Zlaté Hory-West (tschechisch, russische und deutsche Zusammenfassung). *Sborník věd. prací VŠB v Ostravě* **9** (1963) H. 4, S. 531—548, Ostrava.
- [11] *Havelka, J., Palas, M., Scharm, B.*: A New Concept of the Metallogenesis of Non-ferrous Metals' Ores in the Jeseníky Province and its Consequences in the Geological Prospecting (tschechisch, engl. Zusammenfassung). *Geol. průzkum* (1963), H. 8, S. 225—227, Praha.
- [12] *Havelka, J., Scharm, B.*: Über die Erscheinungen von Metamorphose am Baryt aus dem Lager von Zlaté Hory-West (tschechisch, deutsche Zusammenfassung) *Acta Mus. Silesiae, Ser. A.* **12** (1963), S. 119—126, Opava.
- [13] *Janečka, J.*: Ložiska impregnačních rud barevných kovů v Jeseníkách (tschechisch). *Moravské rudy* **2** (1958) H. 4 und 5, Olomouc.
- [14] *Janečka, J., Skácel, J.*: Sulfidische Imprägnationslagerstätten der Ostsudeten (tschechisch, deutsche Zusammenfassung). *Sbor. Vlastivěd ústavu v Olomouci, A-IV* 1956—1958 (1959), S. 89—100, Olomouc.
- [15] *Novotný, M., Štelcl, J.*: Petrographie des nördlichen Teiles des Hohen Gesenkes (tschechisch, russische und deutsche Zusammenfassung). *Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purkynianae Brunensis* (1961), H. 2, S. 1—124, Brno.

- [16] *Pouba, Z.*: Polymagmatic Zoning of Ore Deposits on a Region Scale. Symposium Problems of Postmagmatic Ore Deposition. Vol. 1(1963), S.52—57, Prague.
- [17] *Scharm, B., Palas, M.*: Ke genesi kyzového ložiska Vidly (tschechisch). Zprávy Slezského ust. ČSAV (1962), H. 132/2, S. 17, Opava.
- [18] *Skácel, J.*: Problémy metalogenese v Jeseníkách (tschechisch, mit Karte). Rudy 4 (1956), H. 8, S. 241—243, Praha.
- [19] *Skácel, J.*: Metalogenese středních a východních Sudet (tschechisch). Moravské rudy 2 (1958), H. 4, S. 3, Olomouc.
- [20] *Skácel, J.*: Geologie devonu a ložisek u Horního Benešova (tschechisch, russische Zusammenfassung). Acta Rer. Nat. Distr. Silesiae 21 (1960), H. 4, S. 465—488, Opava.
- [21] *Skácel, J.*: Metallogenetische Verhältnisse der Mittel- und Ostsudeten (ČSSR). Zeitschr. f. angewandte Geol. (1962), H. 9, S. 469—475.
- [22] *Skácel, J.*: Epigenetische Buntmetall-Imprägnationslagerstätten im Devon der Ostsudeten. Freib. Forsch.-H. C 1 (1963), S. 96—102.
- [23] *Štelcl, J.*: Beitrag zur Erzmikroskopie und Chemismus einiger Erzminerale aus Modrá štola bei Zlaté Hory (tschechisch, russische und deutsche Zusammenfassung). Acta Rer. Nat. Distr. Ostraviensis 15 (1954), S. 304—309, Ostrava.
- [24] *Štelcl, J.*: Petrographie und Gefüge der kristallinen Schiefer im Gebiet zwischen Zlaté Hory und Heřmanovice in Schlesien (tschechisch, russische und deutsche Zusammenfassung). Sbor. ÚÚG 21 (1954), S. 253—313, Praha.
- [25] *Štelcl, J.*: Beitrag zur Typisierung von den dem mährischen und schlesischen Devon entstammenden Falten (tschechisch, deutsche Zusammenfassung). Essays in Honour of Acad. F. Slavík on the Occasion of His Eightieth Birthday (1957), S. 435—452, Praha.
- [26] *Štelcl, J., Fojt, B.*: Zum Gefüge der Erzlagerstätten des Erzgebietes bei Zlaté Hory im Hohen Gesenke (tschechisch, deutsche Zusammenfassung). Acta Mus. Silesiae, Ser. A. 13 (im Druck) Opava.
- [27] *Tomšík, J.*: Die Erzlagerstätten bei Horní Benešov (tschechisch, deutsche Zusammenfassung). Acta Mus. Silesiae, Ser. A. 8 (1959), S. 73—94, Opava.
- [28] *Fojt, B.*: Petrographische Charakteristik des Gebietes der Kies- und Buntmetallergzlagerstätten von Horní Město (Bergstadt) (tschechisch, deutsche Zusammenfassung). Acta Acad. Sci. Čechoslovenicae Bas. Brunensis 34 (1962), H. 9, S. 385—444, Brno.

Der geologische Bau der Blei-Zinkerzlagertstätten in den Ostgebieten des Schlesisch-Krakauer Erzbeckens

Von *H. Gruszczyk* und *J. Smolarska*, Krakow

Die Untersuchung des Schlesisch-Krakauer Erzbeckens beschränkte sich bis zum II. Weltkrieg hauptsächlich auf seine Westteile, und zwar insbesondere auf die Mulde von Bytom (Beuthen) und Tarnowskie Góry (Tarnowitz). Dort konzentrierten sich auch die Arbeiten von *Assmann* [1], *Stappenbeck* [17], *Wernicke* [19], *Kuźniar* [10] u. a. Die Ostteile des Erzbeckens waren weniger bekannt. Ihre Kenntnis gründete sich auf die Arbeiten von *Bohdanowicz*, *Kuźniar* [10], *Czarnocki*, *Zukowski* [22] u. a. Als Ergebnis der Untersuchungen während des II. Weltkrieges erschienen die Bearbeitungen von *Keil* [8] und *Seidel* [13], die sich jedoch auf die bis 1945 gewonnenen Erkenntnisse beschränken. Eine genaue Untersuchung des gesamten Erzbeckens einschließlich seiner Ostteile erfolgte erst in den Nachkriegsjahren.

Die stratigraphischen und lithologischen Verhältnisse

Die Triasformation in den Nord-Ost-Gebieten des Erzbeckens (in der Umgebung von Olkusz) liegt eingebettet in Schichten, die von rotgrauen, permischen Konglomeratgesteinen, seltener von Kalken des Karbons oder Devons und im südöstlichen Teil (im Gebiet von Chrzanów) von Ablagerungen des oberen Karbons gebildet werden [16, 14]. Das unterste Glied in der germanischen Trias selbst bilden die Schichten des unteren Buntsandsteines. Diese werden durch grau-grüne Sandsteine, rotgraue Schiefertone oder rotgrüne, kalkig-dolomitische Konglomeratablagerungen repräsentiert.

Die Röttschichten besitzen, ähnlich wie in den anderen Gebieten des Schlesisch-Krakauer Erzbeckens, eine einheitliche Ausbildung in Form von kalkhaltigen, grauen, gestreiften oder fleckigen, porösen Dolomiten mit spärlicher Fauna. Seltener werden mergelige Gesteine angetroffen. Die ältesten Teile der Röttschichten sind dunkelgraue Tonschiefer. Im Dolomit und im Mergel sind manchmal graue Sandsteinbänke mit Dolomit als Bindemittel vorhanden. Im besprochenen Gebiet wurden die in den Westgebieten des Erzbeckens ausgehaltenen und die obere Stufe des Rötts bildenden Kalksteine nicht festgestellt. Die Mächtigkeit der Röttsformation übersteigt nicht 30 m.

Die Gogoliner Schichten, die sich über dem Rötts befinden und besonders typisch in den westlichen Teilen des Erzbeckens entwickelt sind, zeigen in den östlichen

Gebieten eine erhebliche Zunahme der Dolomitisierungserscheinungen. Die Teile der Gogoliner Schichten, die an die paläozoischen Ablagerungen angrenzen (Olkusz, Trzebina), werden im großen und ganzen durch Dolomitgesteine repräsentiert. In südlicher und nordöstlicher Richtung gehen diese Gesteine allmählich in Kalke über [1, 3]. Die Übergangszonen werden durch Wechsellagerungen von Kalkstein und Dolomit gebildet (Bild 1). Die Mächtigkeit der Gogoliner Schichten übersteigt nicht 30 m.

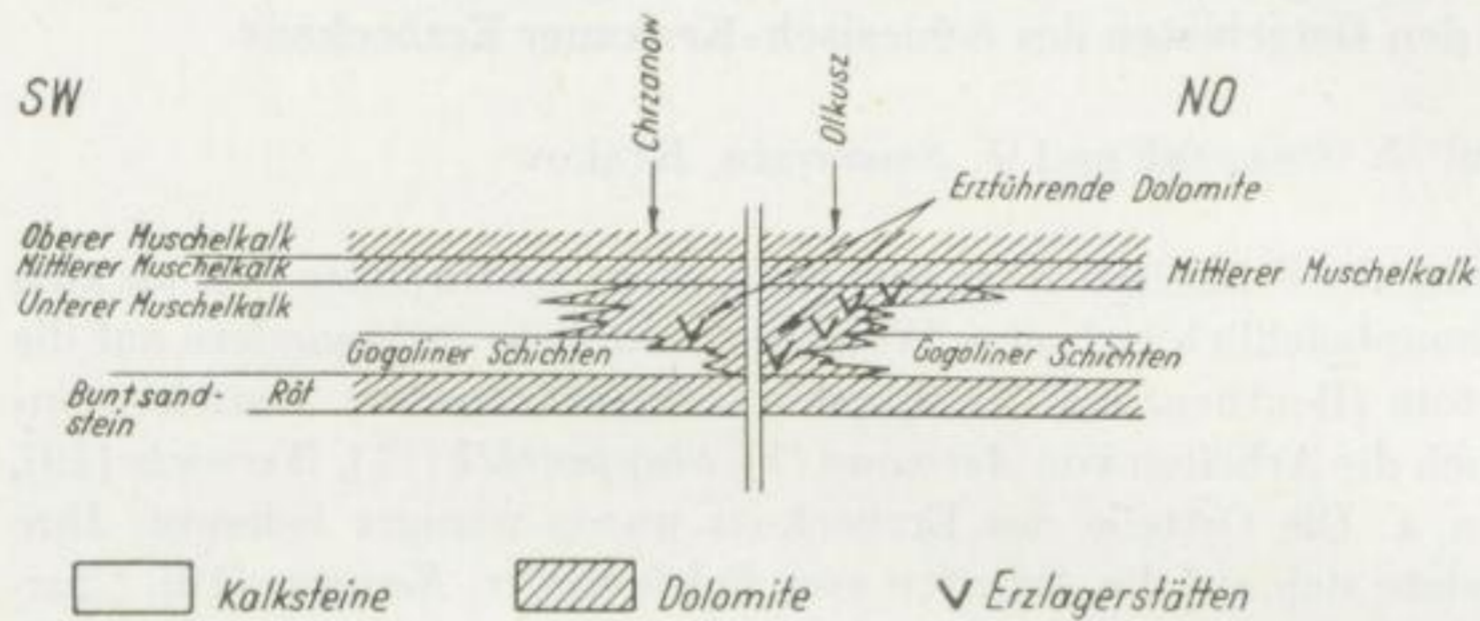


Bild 1. Schematische Darstellung der Ausbildung der triassischen Meeresablagerungen im Schnitt Chrzanów — Olkusz

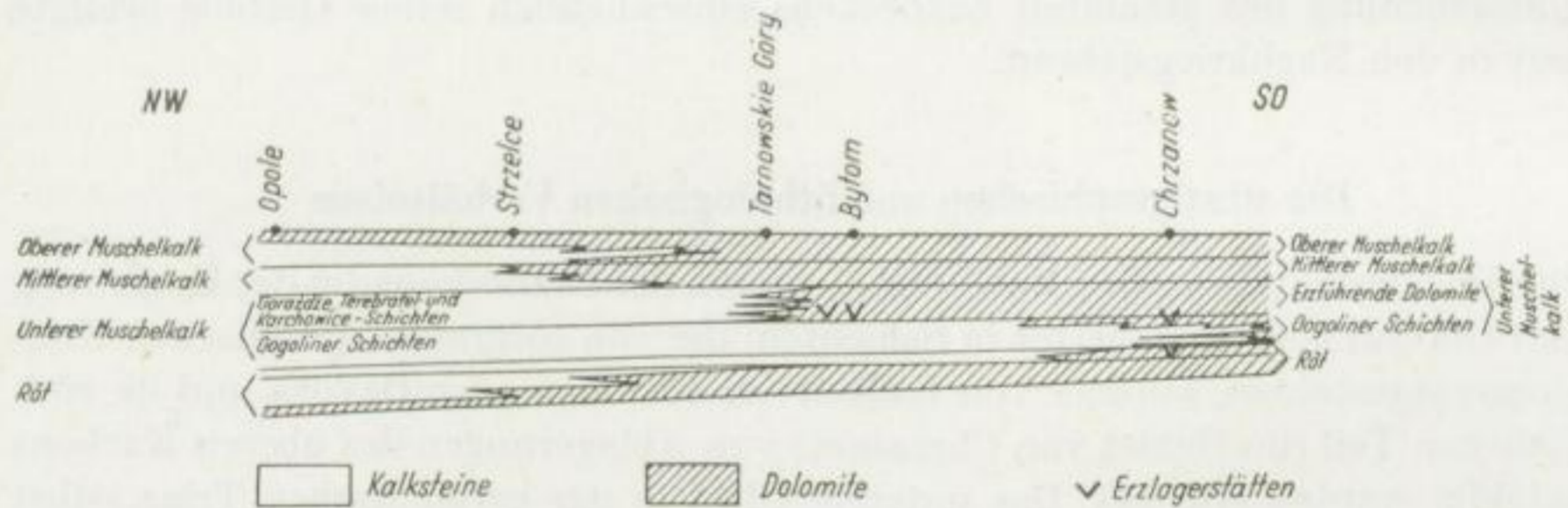


Bild 2. Schematische Darstellung der Ausbildung der triassischen Meeresablagerungen im Schnitt Chrzanów — Opole

Die sich weiter im Hangenden erstreckenden „erzführenden Dolomite“, die im Westen faziell den Goraźdzer Terebratel- und Karchowicer Schichten entsprechen, ersetzen in den östlichen Bereichen des Erzbeckens häufig auch erhebliche Teile der Gogoliner Schichten (Bild 1 und 2). Die „erzführenden Dolomite“ gehen im Bezirk von Olkusz, analog zum Bezirk von Bytom und Tarnowskie Góry, in nordöstlicher Richtung in Kalke über. Ähnlich gehen auch im Bezirk von Chrzanów die Dolomite in Kalksteinserien über (Bild 1 und 2). Die Verzahnungszone des Dolomits und Kalksteins wurde als „zwischenfazielle Übergangszone“ bezeichnet [3]. Sie hat eine besondere Bedeutung für die Lagerstättenverteilung im Schlesisch-Krakauer Erzbecken. Die Dolomitisierungserscheinungen in den Ostgebieten umfassen somit einen größeren Vertikalbereich als in

den Westgebieten. Die gegenseitigen Beziehungen der Dolomit- und Kalksteinbildungen im Bereich der Triasablagerungen sind in Bild 1 und 2 dargestellt. Die darüber befindlichen Diploporendolomite enthalten, abgesehen von den klassischen Dolomitbildungen, auch Kalkeinlagerungen. Ziemlich häufig kommen in ihnen noch Konglomeratlagen zum Vorschein. Der obere Muschelkalk wurde in dem untersuchten Gebiet nicht angetroffen, mit Ausnahme von einigen mergeligen und kalkigen Dolomitgesteinen mit einer deutlichen Bankung und Tonschieferinlagerungen, die über den Diploporendolomiten in Erscheinung treten. Auf Grund der lithologischen Merkmale werden diese Bildungen zu den Tarnowitzer Schichten gerechnet. Darüber befinden sich dann noch bunte Letten des Keupers sowie Jurakalke, die nach Norden zu mächtiger werden.

Form und Bau der Erzlager

Die Vererzung ist mit allen Dolomitbildungen vom Röt bis zum oberen Muschelkalk verbunden [4]. Die Hauptintensität der Mineralisation beobachtet man jedoch in den sog. „erzführenden Dolomiten“, dann in geringerem Maße im Röt und in den Dolomitgesteinen, die den Gogoliner Schichten entsprechen. Die übrigen Glieder der Triasschichten zeigen eine schwächere Vererzung, die meist nicht den Anforderungen der Industrie entspricht. Die Form der Lagerstätten ist in der Regel flözartig, ihre Mächtigkeiten sind verschieden. Die Flöze sind konkordant zur Schichtung der umgebenden Gesteine gelagert. In den östlichen

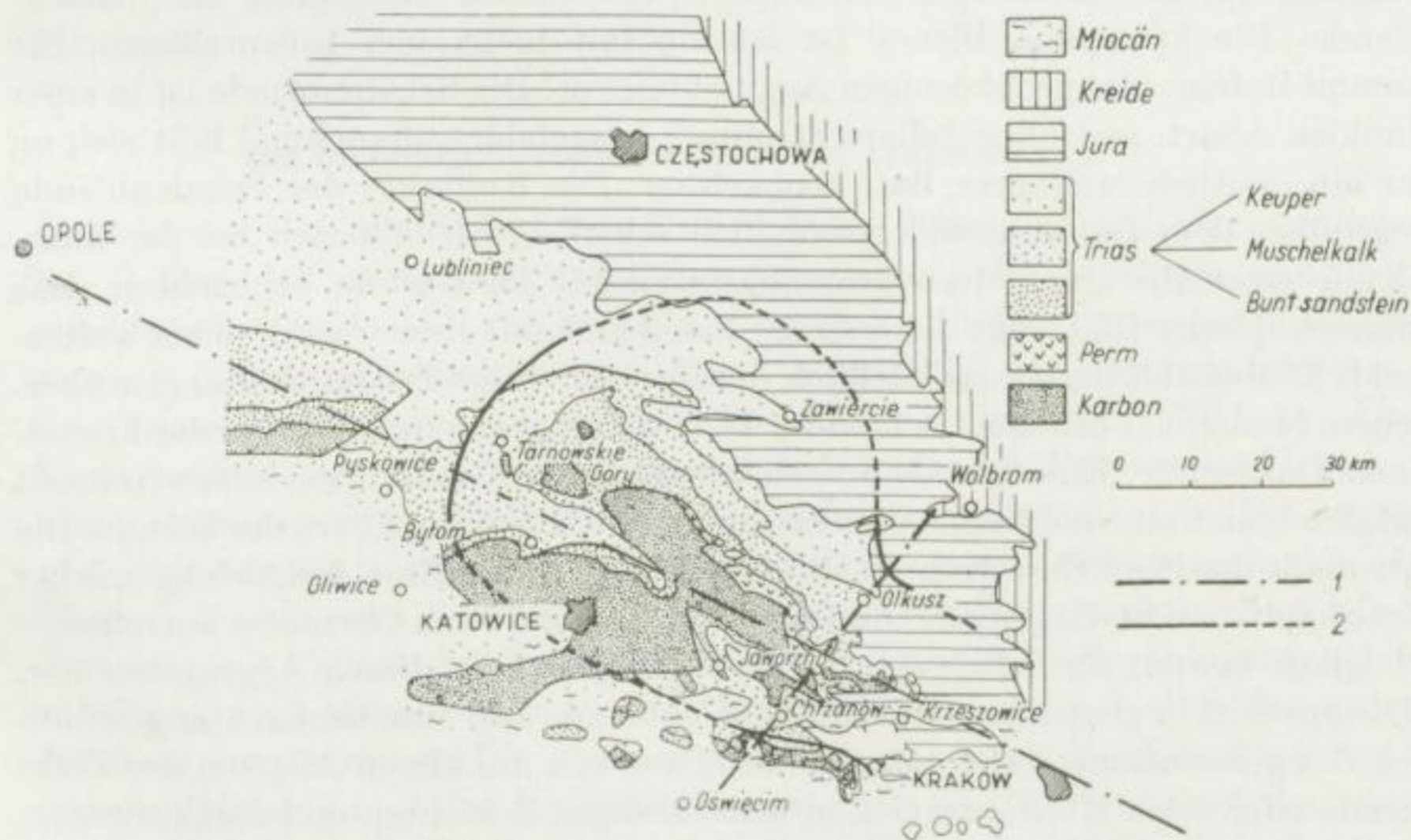


Bild 3. Geologische Karte des Schlesisch-Krakauer Bezirkes mit den Erzbeckengrenzen
 (1) Linie der geologischen Querschnitte
 (2) Grenze des Erzbeckens

Teilen des Erzbeckens befindet sich eine größere Anhäufung von erzführenden Schichten, die durch mächtige Dolomitzwischenlagen aufgegliedert werden. Ein besonderes Interesse gilt dem Zusammenhang der Lager mit den „erzführenden Dolomiten“. Ihre Ausdehnung ist praktisch mit dem Gebiet des Schlesisch-Krakauer Erzbeckens gleichbedeutend. Als Grenze ist die Verzahnungszone der „erzführenden Dolomite“ mit den ihnen entsprechenden Kalken anzusehen, die auch als „zwischenfazielle Übergangszone“ bezeichnet wird. Ihr Verlauf ist in Bild 3 dargestellt. Sie ist für das Gebiet der Mulde von Bytom, Tarnowskie Góry und für die Ostgebiete des Erzbeckens im Bezirk von Chrzanów und Olkusz genau fixiert. In den Restgebieten des Erzbeckens kann ihr Verlauf nur vermutet werden.

Die mineralogische und chemische Zusammensetzung sowie die strukturelle und texturale Ausbildung der Erze

Die primären Erzminerale in den Lagerstätten des Ostgebietes sind, analog zu den anderen Teilen des Erzbeckens, Sulfide, wie Zinkblende (Wurtzit), Bleiglanz, Pyrit und Markasit. Sie bilden die Hauptmineralisation des Lagers. Daneben wurden noch in geringerem Umfange Baryt, Monheimit (Siderit-Zinkspat), Zinkdolomit und die sekundären Minerale Smithsonit, Geothit, Cerussit u. a. sowie geringe Mengen von Quarz festgestellt.

Die strukturelle Ausbildung der Vererzung in den Ostgebieten ist analog den anderen Teilen des Erzbeckens [4, 6, 19]. Die Zinkblende besitzt einmal vorwiegend eine kristalline und zum anderen eine dichte Ausbildung als Schalenblende. Die kristalline Blende ist isotrop mit hellgrauen Innenreflexen. Sie kommt in fein- und grobkörnigen Aggregaten vor. Die Schalenblende ist in einer dunklen Abart, fast ohne hellere Streifung ausgebildet. Manchmal läßt sich an ihr ein deutlich laminaarer Bau beobachten. Die Kontakte der Schalenblende gegenüber dem Dolomit sind gewöhnlich scharf. Auch läßt sich bei der Zinkblende eine Abstufung der Vererzungsintensität im Gestein beobachten. Das mikroskopische Bild zeigt dann in der Schalenblende immer zahlreicher auftretende Dolomitmörner, die schließlich in reine schichtige Dolomitbildungen übergehen. Manchmal beobachtet man im Dolomit eingesprengte Körner der kristallinen Zinkblende. Eine Blende mit metakolloidalen Kennzeichen tritt vereinzelt auf. Sie bildet eine ooidische, oolithische und pisolithische Abart der Blende. Die Ausmaße der Pisolithe schwanken zwischen 3 bis 7 mm. Eine Anhäufung solcher Erze kann man im Lager von Olkusz und in der Mulde von Chrzanów antreffen. Bleiglanz kommt am häufigsten in grobkörnigen, kristallinen Aggregaten vor. Meistens tritt er gemeinsam mit der Schalenblende auf. Man beobachtet gewöhnlich das gemeinsame Auftreten von Bleiglanz mit dunkleren Abarten der Zinkblende oder seine Konzentration in selbständigen Schichten und Anhäufungen. Ein Auftreten des Bleiglanzes zusammen mit der eingesprengten Zinkblende wurde dagegen nicht beobachtet.

Unter den Eisensulfiden ist Pyrit am häufigsten in den Blei-Zinkerzlagern anzutreffen. Er ist feinkörnig und meistens xenomorph. Die Größe der Pyritkörner

schwankt zwischen 100 μm und einigen Millimetern. Pyrit kommt meist in Form von feinen Einsprenglingen vor. Daneben beobachtet man auch grobkristalline Aggregate.

Markasit kommt häufig in sphärischen Konkretionen vor. Die Größe dieser Konkretionen reicht bis zu einigen Zentimetern. Man trifft den Markasit auch in Spaltenhöhlräumen zusammen mit Pyritkristallen an.

Die Anwesenheit von Baryt, dessen Vorkommen im Bezirk von Bytom bekannt war, wurde auch in der Mulde von Chrzanów und im Gebiet von Olkusz festgestellt [7]. Er kommt in den Dolomitgesteinen in Anhäufungen von tafelförmigen Aggregaten vor und bildet manchmal größere Anreicherungen. Zusammen mit Baryt treten im Dolomit eingesprengte Körner von Zinkblende auf.

Im Bezirk von Chrzanów wurden auch Monheimit und Zinkdolomit festgestellt [18, 21]. Das Auftreten des Erzlagers und seine Verbreitung lassen auf den primären Charakter dieser Minerale schließen.

An vielen Stellen dieses Erzbeckenteiles treten sekundäre Oxydationsprodukte auf. Es sind dies hauptsächlich Galmeierze, die von gelbem oder gelbbraunem Dolomit begleitet sind.

Die Anwesenheit von Detritusquarz und dünnen Sandsteinlagen wurde gleichfalls an vielen Stellen dieses Erzbeckenteiles festgestellt [5]. Vom genetischen Gesichtspunkt aus ist auch das Vorkommen von bunten Letten im Bezirk von Chrzanów interessant [5].

Die chemische Zusammensetzung der Erze aus den östlichen Erzbeckenteilen zeigt keine Unterschiede zu den aus den Westgebieten bekannten Erzen. Der Anteil der Haupt- als auch der Spurenelemente ist im ganzen Becken fast identisch.

Die metallogenetische Position des Erzbeckens

Geotektonisch treten die östlichen Teile des Erzbeckens, ähnlich den westlichen, im Gebiet der herzynischen Faltung im Bereich der mittleren und oberen strukturellen Stufe auf, die unter der postherzynischen, mesozoisch-känozoischen Sedimentationsdecke liegen. Einen Bestandteil der letzteren bilden u. a. die Triasablagerungen, die die Blei-Zinkerzlager enthalten (Bild 4). Ältere Struktureinheiten der herzynischen und kaledonischen Faltung im Gebiet der Erzvorkommen sowie die Tiefe des präkambrischen Untergrunds (Grundgebirges) sind nur am nordöstlichen Rand des Erzbeckens bekannt geworden [15]. Nach *J. Znosko* und *S. Sokolowski* [20] wird die mittlere strukturelle Stufe der herzynischen Faltung im Schlesisch-Krakauer Gebiet durch Ablagerungen des mittleren und oberen Devons und durch kohleführende Kalke des unteren Karbons repräsentiert. Die obere strukturelle Stufe wird aus Sedimenten des oberen Karbons und des Rotliegenden gebildet. Die Formationen des oberen Karbons sind mit der Senkungszone im Vorgebirge, die als Ergebnis der herzynischen Orogenese entstanden ist, verbunden. Die Ablagerungen des Rotliegenden werden durch Fanglomerate repräsentiert, die sich im SW des Dębnik-Siewierz-Gebirgszuges abgesetzt haben. Mit der oberen strukturellen Stufe sind

Ergüsse von Diabasgesteinen (Melaphyre und Porphyre) sowie im nördlichen Teil des Erzbeckens subvulkanische Diabase, Lamporphyre und saure subvulkanische Porphyre und Keratophyre verbunden. Die Entwicklung des Senkungsraumes im oberen Karbon, der Flyschcharakter der Sedimente, die Anwesenheit von Kohleablagerungen und magmatischen Gesteinen, die sich in diesem Stadium entwickelten, sowie schwache tektonische Bewegungen weisen hier auf das Endstadium der sudetischen Geosynklinalentwicklung hin [9]. Die obere strukturelle Stufe beschließt die herzynische Entwicklungsetappe des Schlesisch-Krakauer Gebietes.

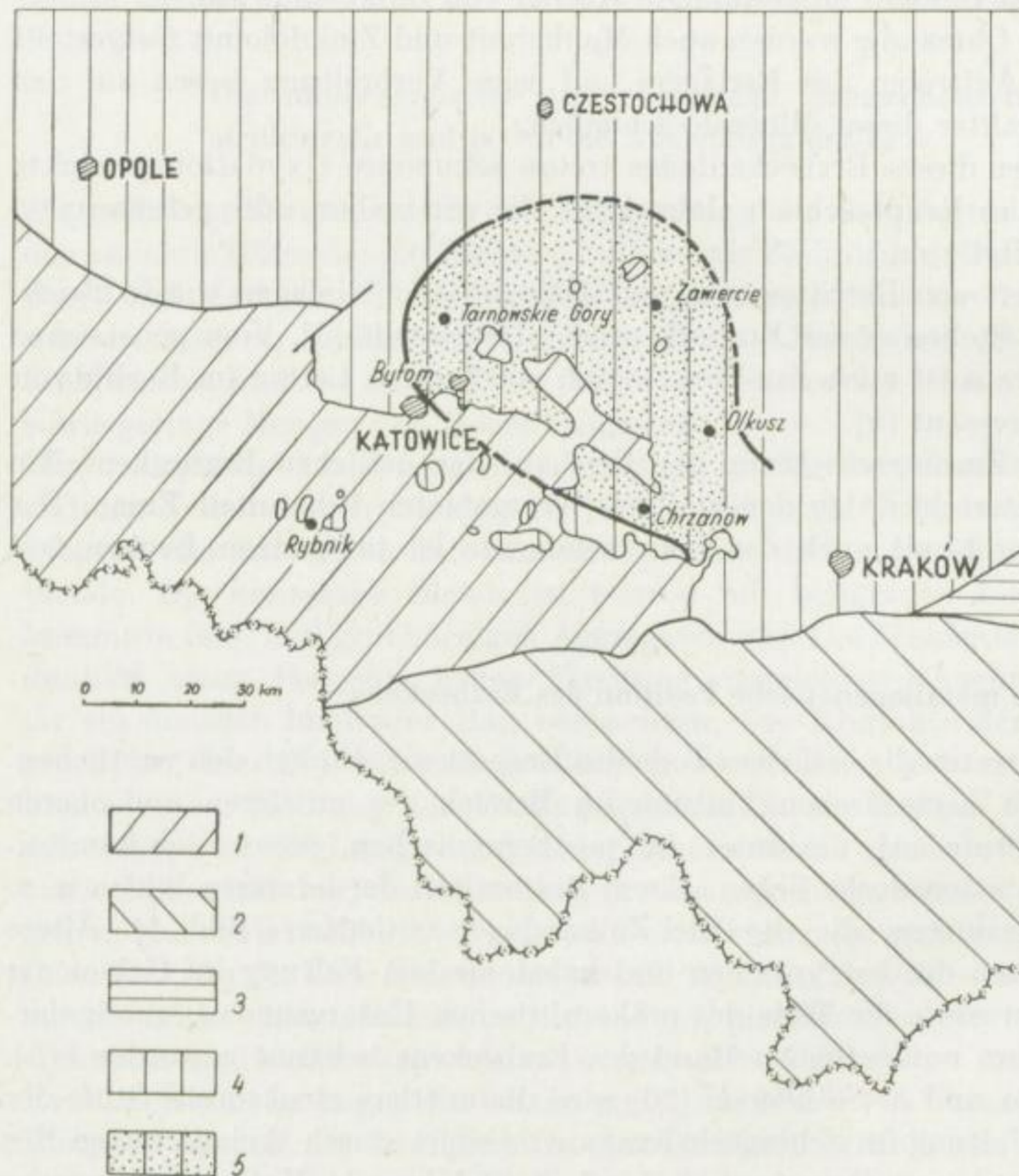


Bild 4. Tektonische Karte des süd-westlichen Teils von Polen

- (1) Das Gebiet der herzynischen Gebirgsbildung
- (2) Das Gebiet der alpidischen Gebirgsbildung
- (3) Vorkarpatische, während der alpidischen Gebirgsbildung entstandene Senke
- (4) Das Gebiet der nachherzynischen Sedimentationsdecke
- (5) Das Gebiet des Vorkommens der Blei- und Zinkerze in den Triasschichten

Die Zechstein-Sedimente, die den meso- und känozoischen Sedimentationszyklus eröffnen, bestimmen deutlich die Grenze der oberen strukturellen Stufe, die die Bildungen der herzynischen Orogenese abschließt.

Das nachherzynische Sedimentationsgebiet im Süd-Westen Polens, zu dem auch der Schlesisch-Krakauer Bezirk gehört, zeichnet sich durch eine eigenartige Entwicklung aus, in der man eine Reihe verschieden stark in Erscheinung tretender tektonischer Phasen unterscheiden kann. Diese Tektonik trägt Kennzeichen einer kratogenen Entwicklung. Sie führte im Schlesisch-Krakauer Gebiet zur Bildung von meist flachen Mulden, epirogenetischen Bewegungen und Verwerfungen. Es waren dies schwache, für eine Plattformtektonik typische Bewegungen. Mit diesen altkimmerischen Bewegungserscheinungen, die an der Grenze der Trias und des Jura stattfanden, versuchte *Petraschek* [27] die Entstehung der Schlesisch-Krakauer Blei- und Zinkerzlager zu koppeln. Das Vorhandensein von Bewegungen beweist jedoch noch nicht ein Fortbestehen der magmatischen Tätigkeit oder die Entwicklung einer postmagmatischen Vererzungsphase. Die Magmentätigkeit fand nur in den älteren strukturellen Stufen statt, die im Untergrund (im herzynischen Grundgebirge) der Sedimentationsdecke auftreten. Diese Erscheinungen und ihre Folgen kann man nicht auf die jüngeren tektonischen Einheiten übertragen. Dies stände im Widerspruch zu der Definition der strukturellen Stufen und zu den bisher bekannten Gesetzmäßigkeiten auf diesem Gebiet. Eine derartige Einsicht in diese Problematik hat eine grundsätzliche Bedeutung für die genetische Deutung der Mineralisationserscheinungen in den Sedimentationsbildungen und u. a. für die Erscheinungen in den Triasbildungen Oberschlesiens und des Krakauer Gebietes. Die Blei-Zinkerzlager sowie die magmatischen Erscheinungen des Schlesisch-Krakauer Gebietes gehören verschiedenen strukturellen Einheiten an, die in sich abgeschlossene Entwicklungsphasen darstellen. Sie stehen in keinem Kausalzusammenhang.

Die Verknüpfung der Entstehung der Triaslagerstätten mit der alpidischen Gebirgsbildung ist gleichfalls nicht begründet. Die Analyse des geologischen Baues des geosynklinalen Karpatengebietes zeigt, daß in Polen die zum letzten geosynklinalen Entwicklungsstadium gehörenden Zonen ausgebildet sind [9]. Darauf weisen der Flyschcharakter der Ablagerungen, die schwachen vulkanischen Erscheinungen und das Vorhandensein von Salzablagerungen in den an die Karpaten anschließenden Senken hin. Das Gebiet Gorný Slask bildete während des karpatischen Geosynklinalstadiums, der anschließenden Faltung ihrer Sedimente und des zugehörigen Magmatismus eine Plattform, die sich unabhängig von den geosynklinalen Erscheinungen entwickelte. Das nächste Auftreten von magmatischen Gesteinen, die in Verbindung mit der alpidischen Gebirgsbildung entstanden, ist erst aus dem Gebiet von Opole und Dolný Slask bekannt. In südlicher und südwestlicher Richtung wird ihre Intensität in den eigentlichen früheren geosynklinalen Gebieten des herzynischen Orogens stärker. Der Basaltcharakter dieser Bildungen entspricht vollkommen ihrer Zugehörigkeit zu den Formationen, die für die Plattformgebiete typisch sind.

Die kontrollierenden Vererzungsfaktoren

Die Analyse der Lagerstättenverhältnisse in den Dolomit- und Kalkgesteinen erbrachte den Beweis, daß ihre Lokalisierung eine Abhängigkeit von der „zwischenfaziellen Übergangszone“ zeigt. In früheren Veröffentlichungen [4] wurde nachgewiesen, daß die Mulde von Bytom nur in ihrem Westteil Erzlager enthält. Die östlichen Teile haben, außer einer schwachen Erzführung, keine industriell bauwürdige Erzkonzentration gezeigt. In diesen Veröffentlichungen wurde weiterhin nachgewiesen, daß die vor dem ersten Weltkrieg ausgebeuteten Erzlager der Mulde von Tarnowskie Góry unmittelbar im Bereich der „zwischenfaziellen Zone“ liegen. Analog dazu wurde festgestellt, daß im Ostteil des Erzbeckens innerhalb der Mulde von Chrzanów gleichfalls nur die im Bereich der „zwischenfaziellen Zone“ liegenden Gebiete, die hier ungefähr längs der Muldenachse verlaufen, mineralisiert sind. Die Bildungen des südlichen Muldenflügels, die einen deutlich kalkigen Charakter aufweisen, enthalten keine Erze. Auch im Gebiet von Olkusz gelangte man zu einer Bestätigung dieser für das ganze Becken geltenden Regeln der Erzverteilung, die sich darin äußern, daß industriell nutzbare Erzkonzentrationen nur an die Dolomite im Vorfeld der Kalksteinablagerungen gebunden sind.

Der Zusammenhang der erzführenden Gebiete mit der „zwischenfaziellen Übergangszone“ ist eine gesetzmäßige Erscheinung, die in allen Teilen des Erzbeckens zu erkennen ist. Die bisher nachgewiesene Vererzung kommt nur in den Randgebieten des Erzbeckens vor, demgegenüber enthalten die Zentralgebiete keine bauwürdigen Erzkonzentrationen.

Die dargelegten Erwägungen lassen erkennen, daß man innerhalb des Beckens eine Abhängigkeit im Auftreten erzführender Gebiete vom Verhältnis der Dolomite zu den Kalksteinbildungen feststellen kann. Man beobachtet in der Verbreitung dieser Vererzungsgebiete eine Abhängigkeit von lithologischen Faktoren. Die gegenwärtigen Vererzungszonen sind nur in den Dolomitgesteinen im Vorfeld der Kalksteinbildungen anzutreffen. Die Feststellung dieser Regelmäßigkeit hat eine grundlegende Bedeutung für die praktische geologische Erkundung in den Schlesisch-Krakauer Triasablagerungen.

Unbestritten ist auch die Abhängigkeit der triassischen Blei-Zinkerzlager von den stratigraphischen Faktoren, die sich im ganzen Erzbecken in einer Bindung der Lagerstätten an bestimmte stratigraphische Horizonte ausdrückt.

Die Abhängigkeit der Lokalisierung der erzführenden Gebiete von lithologischen und stratigraphischen Faktoren schließt gleichzeitig die Teilnahme des strukturellen Faktors an der Bildung der erzführenden Zonen aus. Dies ergibt sich auch aus der Tatsache, daß die disjunktive Tektonik, die eine gewisse Rolle in den Mineralisierungsprozessen hätte spielen können, zeitlich jünger als die Lagerstättenbildung ist, da sie sich erst nach ihrer Entstehung entwickelt hat. Alle bisher bekannten bauwürdigen Erzkonzentrationen im Schlesisch-Krakauer Gebiet liegen im Bereich der „zwischenfaziellen Zone“ unabhängig von ihrer Verknüpfung mit tektonischen Elementen. Der Zusammenhang der Lagerstätten mit den Mulden ist zufällig und kann nicht als Regel angesehen werden. Man

kann auch keine allgemeine Bedeutung der Theorie beimessen, die einen kausalen Zusammenhang zwischen der Entstehung der Lagerstätten und den Verschiebungszonen annimmt. Diese Anschauung erübrigt sich, wenn man das Problem der Lagerstättenentstehung im regionalen Maßstab eingehend betrachtet.

Die Rolle des Magmatismus beim Vererzungsprozeß geht aus der Analyse der metallogenetischen Position des Beckens hervor. Sie ergab ein Fehlen jeglicher Anhaltspunkte dafür, daß die Triaserzlager mit magmatischen Prozessen zu verknüpfen sind.

Zusammenfassung

Aus den oben angeführten Erwägungen geht klar hervor, daß die Erzlagerstätten des Schlesisch-Krakauer Gebietes mit einer herzynischen oder alpidischen Magmentätigkeit nicht in Verbindung zu bringen sind. Es widerspricht dem der sedimentäre Charakter der Triasbildungen und das Fehlen einer Magmentätigkeit innerhalb dieser strukturellen Stufe. Die bisherige Analyse der metallogenetischen Position der Schlesisch-Krakauer Blei-Zinkerzlager schließt die Möglichkeit ihrer Entstehung im Zusammenhang mit einer Magmentätigkeit aus. Vom allgemeinen geologischen Standpunkt aus betrachtet, muß also die Möglichkeit einer Entstehung des Schlesisch-Krakauer Erzbeckens auf dem Wege von magmatisch-epigenetischen Prozessen verneint werden. Ähnliche Erwägungen entwickelt *O. Oelsner* in bezug auf die etwas älteren Kupfererzbildungen im Zechstein. Diese Erwägungen sind innerhalb der an den Zechstein anschließenden Triasformation noch aktueller. Der sedimentäre Charakter der Triasformationen und das Fehlen einer magmatischen Tätigkeit stellt gleichfalls die genetische Auffassung hinsichtlich des Exhalationscharakters der Blei-Zinkerzlager des Schlesisch-Krakauer Gebietes in Frage. Die Blei-Zinkerzlager des Schlesisch-Krakauer Gebietes müssen als sedimentäre Bildungen angesehen werden. Ein Befürworter dieser Anschauung war auch *O. Oelsner*, mit dem die Autoren die Gelegenheit einer gemeinsamen Besichtigung der beschriebenen Lagerstätten hatten. Möge dieser bescheidene Beitrag eine Ehrung des Gedächtnisses von Prof. Dr. *O. Oelsner* und seiner Ideen sein, denen er sein arbeitsames Leben gewidmet hat.

Literatur

- [1] *Assmann, P.*: Die Stratigraphie der Oberschlesischen Trias, Teil II. Der Muschelkalk. Abh. Reichsamt f. Bodenforschung, N. F. H. 208, Berlin 1944.
- [2] *Gruszczyk, H.*: Uwagi w sprawie wykształcenia morskich utworów triasu śląsko-krakowskiego. Biul. IG. (1956), 107.
- [3] *Gruszczyk, H.*: O wykształceniu i genezie śląsko-krakowskich złóż rud cynkowo-olowianych. Biul. IG. (1956).
- [4] *Gruszczyk, H.*: Versuch einer neuen Vorstellung der Geologie des Schlesisch-Krakauer Erzbeckens. Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. sci. geol. et geogr. Vol. IX (1961).

- [5] *Gruszczyk, H., u. Ostrowicki, B.*: przyczynek do znajomości utworów wapienia muszlowego w okolicy Chrzanowa. Prace Geologiczne 19, PAN (1963).
- [6] *Harańczyk, Cz.*: Mineralogia kruszców śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu. Prace Geolog. 8 PAN (1962).
- [7] *Jarosz, J.*: Przejawy mineralizacji barytowej w utworach triasu śląsko-krakowskiego. Przegl. Geol. 1 (1964).
- [8] *Keil, K.*: Die Genesis der Blei-Zinkerzlagerstätten von Oberschlesien. Geologie (1956), Beiheft 15.
- [9] —: Obszczije principy regionalnogo metalogeniczeskogo analiza i metodyka sostawlenija metalogeniczeskich kart dla składezatykh ablastei. Materiały BNIGI (WSIEGEI). Geolgeoteczdat (1957).
- [10] *Kuzniar, Cz.*: Geologischer Bau und Vorräte der Erzlagerstätten in Polen. Berg- u. Hüttenm. Ver. Z. 68 Katowice 1929.
- [11] *Oelsner, O.*: Bemerkungen zur Herkunft der Metalle im Kupferschiefer. Freib. Forsch.-H. C 58 (1959).
- [12] *Petraschek, W.*: Das Alter der polnischen Erze. Verh. k. k. Geol. Reichsamt (1918), Br 11.
- [13] *Seidl, K.*: Zur Genesis der Oberschlesischen Blei-Zinkerzlagerstätten. N. B. Min. Abt. 95 Stuttgart 1960.
- [14] *Siedlecki, St.*: Utwory geologiczne obszaru między Chrzanowem i Kwaczałą. Biul. PIG. 60 (1952).
- [15] *Siedlecki, St.*: On the Occurrence of Silurian in the Eastern and North-Eastern Periphery of the Upper Silesian Coal Basin. Bull. de L'Acad. Pol. des Science Serie des sci. geol. et geogr. (1962), Vol. X.
- [16] *Smolarska, J.*: Budowa geologiczna wschodniej części śląsko-krakowskiego Zagłębia Kruszcowego. Spraw. z. pos. Kom. Oddz. PAN w Krakowie 1961.
- [17] *Stappenbeck, R.*: Ausbildung und Ursprung der Oberschlesischen Blei-Zinkerz-lagerstätten. Arch. f. Lagerstättenforschung H. 71, Berlin 1928.
- [18] *Ważewska, W., Riesenkauf*: Dolomity cynkowe w strefie utlenienia śląsko-krakowskich złóż cynkowo-ołowianych. Pr. Inst. Hutn. 11 (1959).
- [19] *Wernicke, Fr.*: Die primären Erzminerale der Deutsch-Blei-Scharleygrube bei Beuthen, O.-S. Archiv f. Lagerstätten H. 53, Berlin 1931.
- [20] *Znosko, J., u. Sokolowski, S.*: Projekt mapy tektonicznej Polski jako części mapy tektonicznej Europy. Kwart. Geol. Tom 3. Warszawa 1959.
- [21] *Żabiński, W.*: Charakterystyka mineralogiczna strefy utlenienia śląsko-krakowskich złóż kruszców cynku i ołowiu. Prace Geol. 1. (1960).
- [22] *Żukowski, W.*: Występowanie kruszców ołowiu i cynku w nieckach wilkoszyńskiej i chrzanowskiej. Prz. Górn. nr. 1, Katowice 1949.

Die Kaolinvorkommen von Kriechbaum und Weinzierl bei Schwertberg in Oberösterreich

Von *F. Kirnbauer, Wien*

In Österreich stehen zur Zeit vier Kaolinbergbaue mit einer Gesamt-Rohkaolinförderung von rd. 350 000 t/Jahr in Betrieb, davon entfallen über 220 000 t auf die beiden Bergbaue Kriechbaum und Weinzierl bei Schwertberg in Oberösterreich. Die beiden anderen Kaolinvorkommen Mellersbach bei Retz und Ausschlag-Zöbern bei Aspang liegen in Niederösterreich. Alle vier Kaolinvorkommen befinden sich auf primärer Lagerstätte. Die Ausgangsgesteine für Kriechbaum- und Weinzierl-Kaolin sind Granit, für Mellersbacher Kaolin Bittescher Gneis —, es handelt sich demnach um eine Feldspatzersetzung —, in Aspang dagegen bilden schiefrige Gesteine in einer durch großräumige Überschiebungen verursachten Zerrüttungszone das Ausgangs- oder Muttergestein für das Bergbauprodukt. Von der gesamten Reinkaolinerzeugung in Österreich von 102 500 t entfallen rd. 70 800 t auf die beiden Mühlviertler Betriebe (Zahlenangaben für 1963) [13].

Die Vorkommen Mellersbach und Aspang wurden vor kurzem geologisch und technologisch eingehend beschrieben [9, 10, 11, 12]. Über die beiden oberösterreichischen Kaolinlagerstätten gibt es dagegen fast keine Veröffentlichungen. Da hier in den letzten 15 Jahren bedeutende Neuaufschlüsse in Verbindung mit geologischen Kartierungen vorgenommen wurden, bei denen der Verfasser Gelegenheit hatte, in grundlegender und verantwortlicher Weise mitzuarbeiten, erscheint eine Darstellung dieser Ergebnisse gerechtfertigt.

Geographische Lage und geologische Position

Das Kaolinvorkommen von Kriechbaum ist 4,5 km nordöstlich Schwertberg, das von Weinzierl 2,5 km südöstlich dieses Ortes gelegen (Bild 1). Die Höhenlage beträgt für Kriechbaum 340 m S. H. (Kettental), für Weinzierl 310 m S. H. Der Raum Schwertberg befindet sich in 22 km Luftlinienentfernung östlich von Linz/Donau im Granitgebiet des Mühlviertels. Er ist durch die Flüsse Aist und Naarn gekennzeichnet, welche in tief eingeschnittenen Tälern dieses Gebiet durchfließen, bevor sie in das Machland führen und sich dann in die Donau ergießen. Das „Mühlviertel“ ist der nördlich der Donau gelegene Teil Oberösterreichs.

Außer zahlreichen kleineren und größeren Granitsteinbrüchen, darunter den bekannten von Mauthausen und bei Aigen-Schlögl, sowie einem berühmten

Quarzsandsteinbruch bei Perg, wo der sogenannte „Kristallsandstein“ zur Erzeugung von Mühlsteinen gewonnen wird, sind die beiden Kaolinlagerstätten die wichtigsten Bodenschätze des Mühlviertels.

Der Raum Passau—Linz—Retz gehört geologisch zur sogenannten „Böhmisches Masse“. Dieser Gesteinsbereich besteht aus Granit, kristallinen Schiefen und Gneisen. Unter den Graniten unterscheidet man den fein- bis mittelkörnigen Typus „Mauthausen“ und den grobkörnig-porphyrischen Typ „Weinsberg“. Bei Kriechbaum und Weinzierl tritt hauptsächlich „Mauthausener Granit“ auf. Der „Weinsberger“ ist der ältere, der „Mauthausener“ ist der jüngere Granit [14].



Bild 1

Lagekarte der Kaolinlagerstätten Kriechbaum und Weinzierl im Mühlviertel, Oberösterreich

Westlich Josefstal tritt auch Diorit auf, der vorgranitisches Alter besitzt. Gesteine des Paläozoikums und des Mesozoikums fehlen im Raum Schwertberg. Zu Beginn des Tertiärs war die Gegend von Passau und Linz bis Retz bereits eine „alte Landschaft“ mit sanft gerundeten Flächen, im Lauf von Jahrtausenden durch Verwitterung und Regen abgetragen und weitgehend zu einer sogenannten „Rumpffläche“ eingeebnet. Eine Senkung weiter Gebiete Mitteleuropas ließ das Meer weit eindringen. Das Oligozän-Meer lagerte im Raum um Gallneukirchen und Schwertberg Tone und feine Quarzsande ab, die heute als „Linzener Sande“ bezeichnet werden. Höhere Berge wie die Kuppe von Allerheiligen ragten als Inseln aus dem Meer heraus. Die Strandlinie oder Küste verlief etwa in Ost-West-Richtung oberhalb der Ortschaft Tragwein; dies entspricht einer heutigen Höhenlage von etwa 420 m Seehöhe.

Lagerstättenverhältnisse

Die beiden Kaolinlagerstätten Kriechbaum und Weinzierl sind als „Lager entlang eines tektonischen Bruchrandes“ (nach F. Kirnbauer) ausgebildet (Bild 2), wie auf Grund eingehender Untersuchungen für Kriechbaum bereits in der Zeit 1932—1936 erkannt wurde [1]. Im Granit des östlichen Mühlviertels befinden sich, einem Schollenbau entsprechend, mehrere Tertiärsenken und Mulden, in denen Meeresablagerungen erhalten geblieben sind. Eine Darstellung der einzelnen Schollen und Tertiärbecken einschließlich Tertiärauflagerungen zeigt Bild 3. Sechs Schollen und 15 Tertiärgebiete konnten ausgeschieden werden. Mehrere

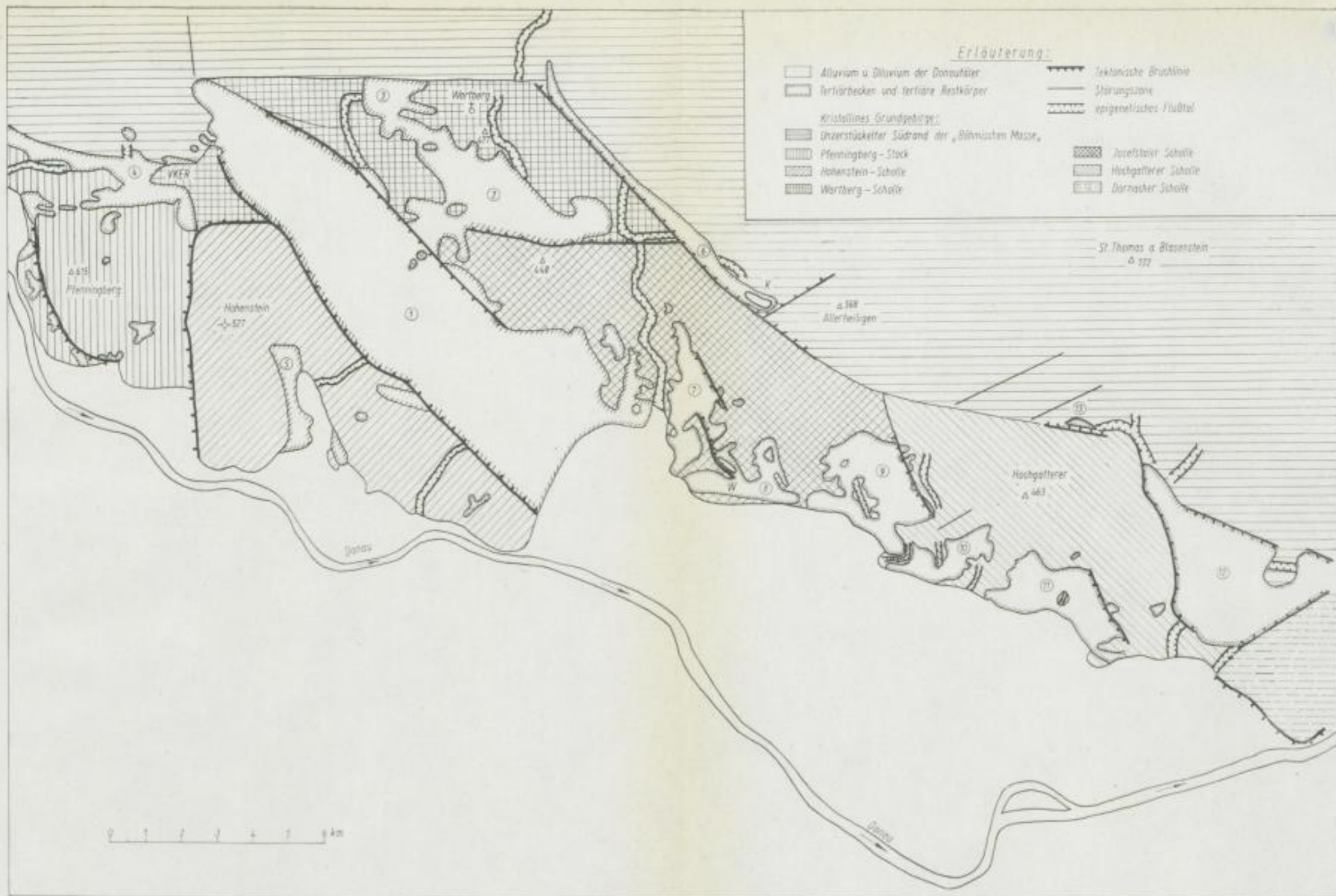


Bild 3. Geologisch-tektonische Karte der größeren Tertiärgebiete im Raum von Schwertberg.

- (1) Tertiärbecken von Gallneukirchen verbunden mit den
- (2) Tertiärbecken von Gaisbach-Aistbergtal und dem
- (3) Tertiärbecken von Radingdorf.
- (4) Tertiärbecken von Treffling
- (5) Tertiärgebiet von St. Georgen a. d. Gusen
- (6) Tertiärgebiet von Kriechbaum (Kettoubachsenke)
- (7) Tertiärgebiet von Schwertberg-Winden
- (8) Tertiärgebiet von Weinzierl-Lanzenberg

- (9) Tertiärgebiet von Karlingberg—Forndorf—Lehenbrunn
 - (10) Tertiärgebiet von Auhof—Groissing
 - (11) Tertiärgebiet von Arbing—Kolbing
 - (12) Tertiärbecken von Klam
 - (13) Tertiärsenke von Innerstein
 - (14) Tertiärsenke von Kefermarkt | nördlich des Kartenblattes;
 - (14) Tertiärsenke von Freistadt | nicht mehr eingezeichnet
- ✓ KER = Kaolin-Erosions-Rest von Treffling (Gehöft Selchreiter)

Corrigendum „Erläuterung“:
Alluv. u. Diluv. des Donautales



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG



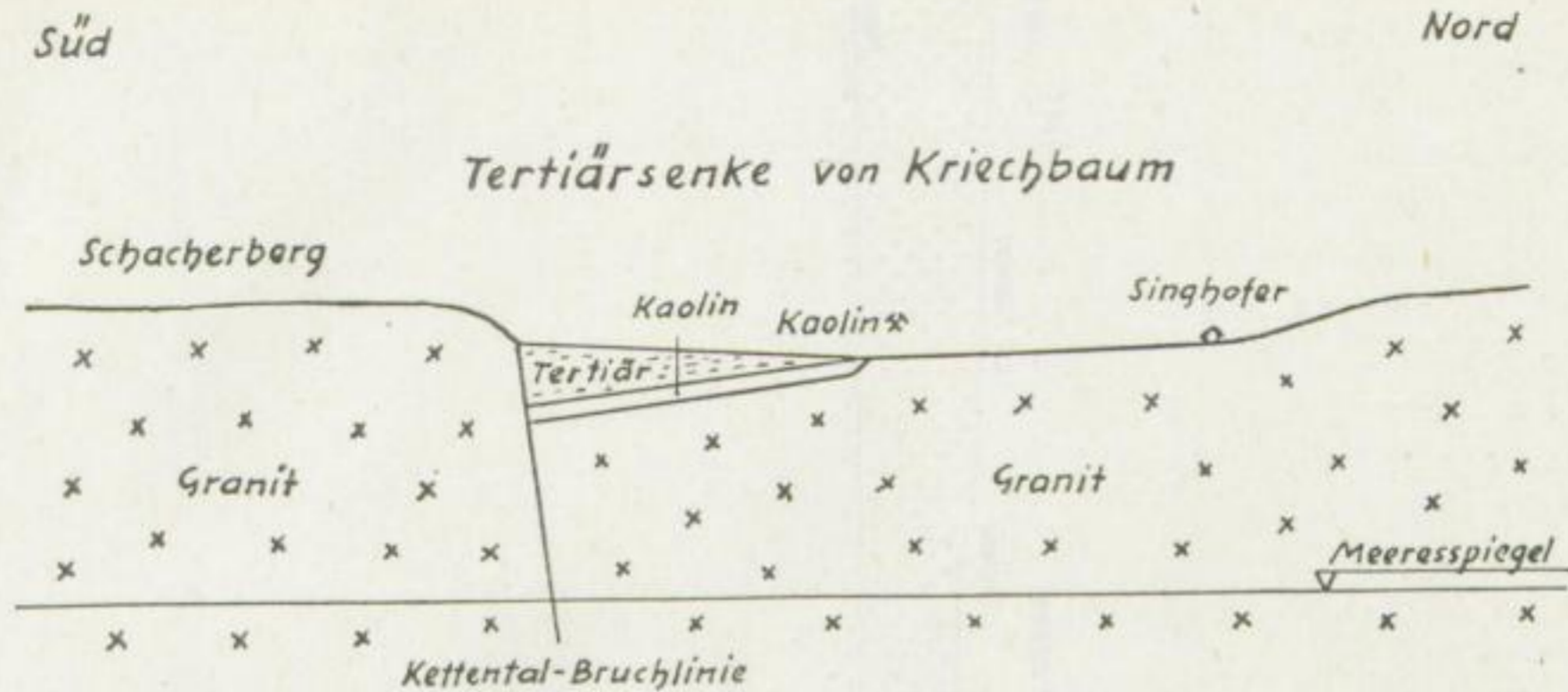


Bild 2. Lagerstättentypus Kriechbaum (Kaolinlager entlang eines tektonischen Bruchrandes)

epigenetisch angelegte Täler, wie das erwähnte Aist- und Naarntal, teilen an einigen Stellen die Schollen oder den unzerstückelten Südrand der „Böhmischen Masse“ im Bereich des Aufnahmegebietes.

Bei großen Becken, wie im Gallneukirchener Becken, sind keine Lagerstätten erhalten geblieben. Durch Bohrungen in den letzten Jahren wurde festgestellt, daß das Oligozän mit über 160 m Mächtigkeit unmittelbar dem Granit aufliegt, der hier 20 bis 22 m tiefgründig zersetzt ist und völlig dem noch später zu behandelnden „Liegenden“ entspricht. Nur in kleinen Becken mit einseitigem Bruchrand sind Kaolinlager vorhanden. Das eine ist die sogenannte Kettenbachsenke mit der Lagerstätte Kriechbaum, das zweite ist eine Tertiärsenke im Tertiärgebiet von Weinzierl-Lanzenberg mit der Lagerstätte Weinzierl. Beide Kaolinvorkommen sind an Ort und Stelle entstanden, befinden sich also auf primärer Lagerstätte und sind nicht umgelagert. Ein Nord-Süd-Schnitt Tragwein-Aisthofen läßt dies deutlich erkennen (Bild 4).

Das Kaolinvorkommen von Kriechbaum weist eine Länge von 1300 m und eine Breite von meist 450 bis 500 m auf (Bild 5). Die Mächtigkeit des abzubauenen Rohkaolins beträgt im Norden in Ausbühnähe 4 bis 5 m, in der Mitte 25 bis 30 m und im Süden 12 bis 13 m, im gewogenen Durchschnitt demnach etwa 13 m. Das Streichen der Lagerstätte ist gemäß dem Schollenbau herzynisch, d. h. die Längserstreckung des Lagers ist in Kriechbaum WNW-OSO, das Einfallen beträgt 8 bis 10° Süd. Das Hangende besteht aus tertiären Tonen und Sanden, die dem Oligozän (Oberoligozän, Chattische Stufe) angehören. Funde von Foraminiferen, Pecten-Muscheln und Haifischzähnen ermöglichen diese Zeitbestimmung.

Das Liegende, also das unter der nutzbaren Lagerstätte befindliche Gestein, besteht aus unvollständig-kaolinisiertem Granit. Diese Zersetzungszone weist im allgemeinen 8 m, stellenweise 10 bis 12 m Mächtigkeit auf. Die Kaolinisierung erfolgte zu Ende des Eozäns. An einigen Stellen waren diluviale Einschwemmungen

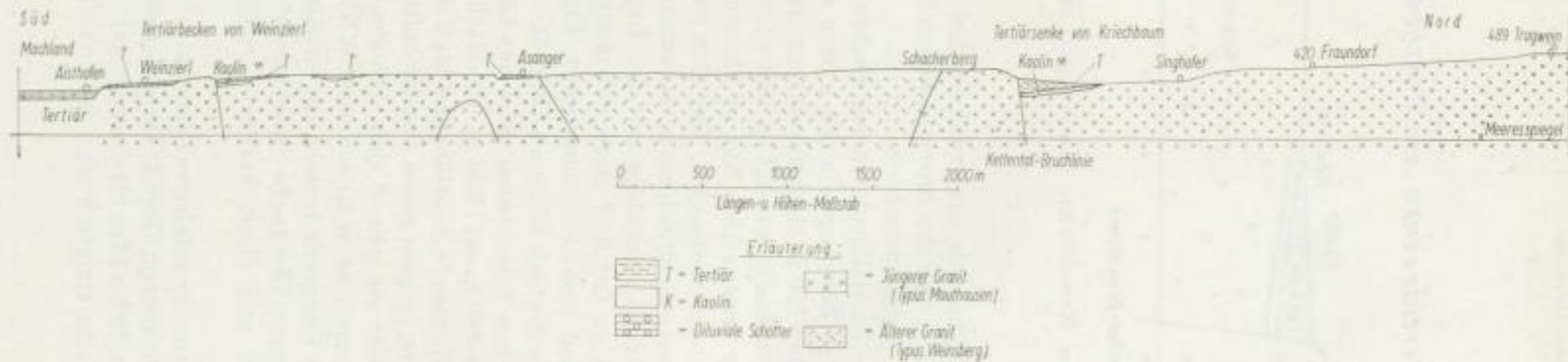
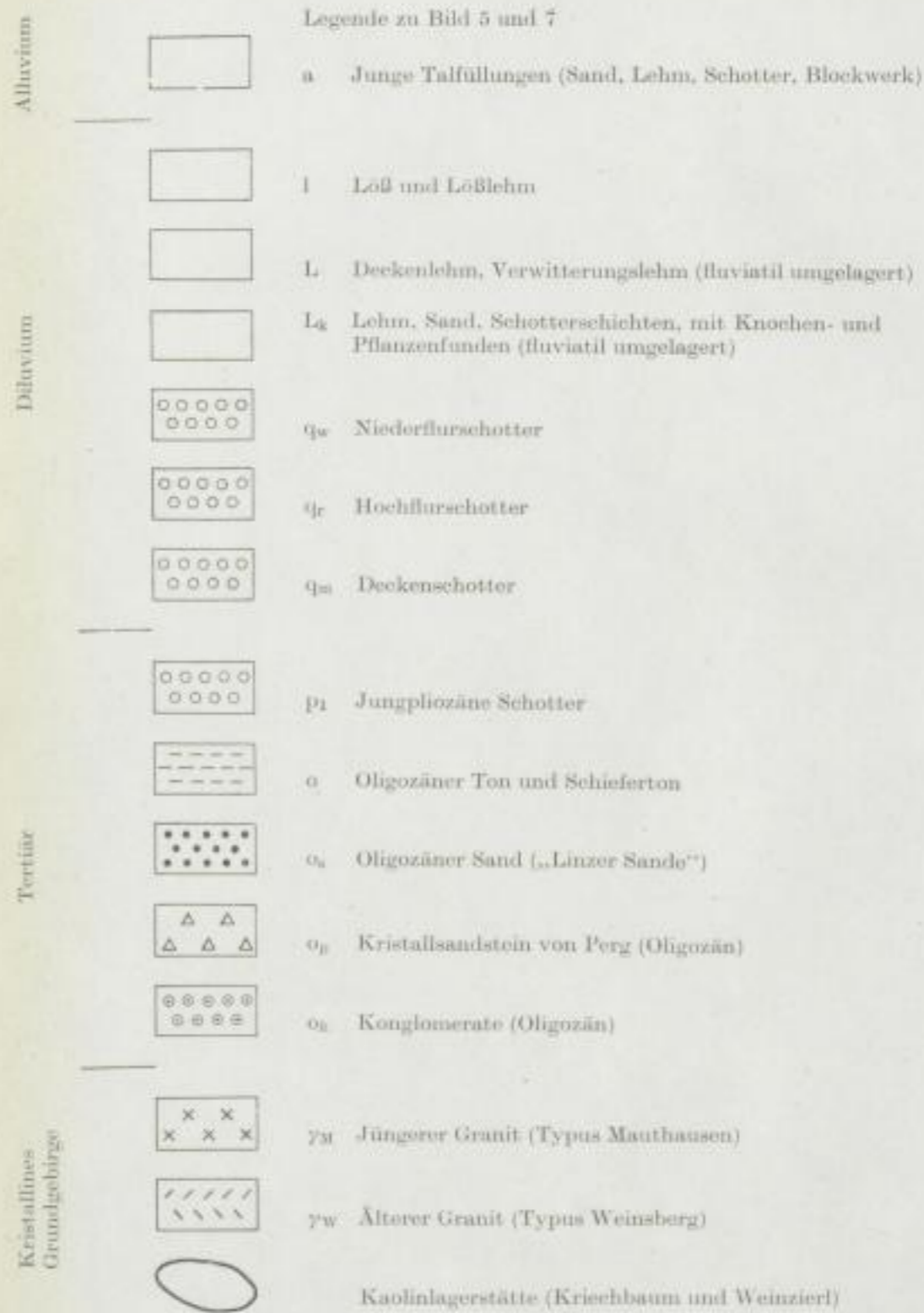


Bild 4. Geologischer Schnitt Weinzierl—Kriechbaum—Tragweip



Bild 5. Kaolinlagerstätte Kriechbaum

FFH C 180, Kimbauer



Alle geologischen Aufnahmen und Schnitte: F. Kimbauer.



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG



anzutreffen (Bild 5), die Funde folgender Säugetiere und Pflanzen ergaben: Tiere: Mammut, Rentier, Wisent, Wolf, Pferd, wollhaariges Nashorn, Höhlenbär, Rothirsch, Elch und Steinbock [15].

Laub- und Nadelhölzer: Tanne, Fichte, Zirbelkiefer, Rotbuche, Erle, Ahorn, Waldrebe, Eiche, Ulme, Esche, Haselnuß [15].

Die Kaolinlagerstätten von Kriechbaum und Weinzierl sind unter dem Schutz von tertiären Tonen und Sanden erhalten geblieben (Bild 4). Ursprünglich waren zu Beginn des Tertiärs weite Gebiete des Mühlviertels und des Waldviertels (von Passau bis Retz) eine einheitlich große Kaolinisierungsfläche. Dieses Gebiet war, wie erwähnt, ein durch lange geologische Zeiträume abgetragenes, wellig-hügeliges Gelände. Beim Einbruch des Oligozänmeeres wurden diese Kaolinflächen bis auf geringe Reste vernichtet und fortgeschwemmt, nur unter dem Schutz von Einbruchdecken (oder als ein größerer Erosionsrest, wie in Mallersbach und Niederfladnitz bei Retz) sind sie in wirtschaftlicher Größe erhalten geblieben. Im Raum Schwertberg wurde ein sehr kleiner Erosionsrest bei Untersuchungsarbeiten an der Granit-Südflanke des Trefflinger Beckens beim Gehöft Selchreiter in einer Höhenlage von 400 m S. H. aufgefunden (Bild 6). Er ist nur von geologischem Interesse. Sein Inhalt beträgt insgesamt 50 m³ oder 120 t Rohkaolin völlig normaler Ausbildung. Die geographische Lage dieses Erosionsrestes ist aus Bild 3 ersichtlich.

Die Umgebung von Schwertberg besteht, wie schon dargelegt, aus Granit. Zu Beginn der Tertiärzeit bedeckten ausgedehnte Moore und Sümpfe das flach gegen Süd abfallende Gelände des südlichen Mühlviertels. Die sich aus den

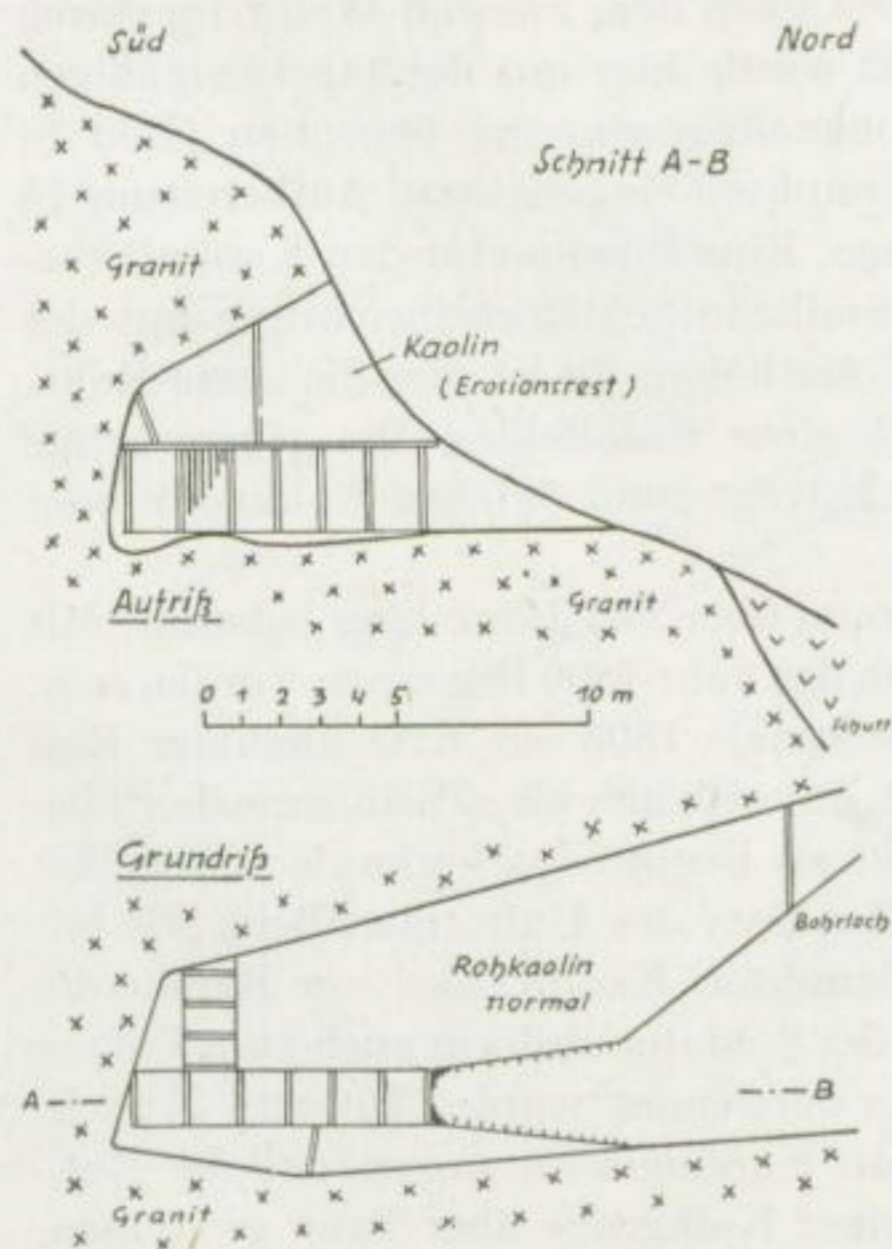


Bild 6

Erosionsrest an der Granit-Südflanke des Trefflinger Beckens (beim Gehöft Selchreiter)

Mooren bildenden schwachen organischen Säuren — Humussäuren und humus-saure Lösungen — griffen zusammen mit der im Wasser gelösten Kohlensäure während eines Zeitraumes von vielen hunderttausend Jahren die Feldspäte des Granites an und zersetzten sie, d. h., wandelten sie in Kaolin um [4]. Die Kaolini-sierung erfolgte „in situ“. Dies beweist der Umstand, daß der heute in Kriechbaum und Weinziel gefundene Rohkaolin noch immer Quarz und nicht völlig zersetzte Reste von Feldspat sowie etwas Glimmer enthält, Bestandteile also, wie sie dem Granit, dem Muttergestein, aus dem der Rohkaolin hervorgegangen ist, eigen sind. Durch allmähliches Absinken mehrerer Schollen wurde so an zwei Stellen des Mühlviertels, eben in Kriechbaum und Weinziel, der Kaolin beim Einbruch des Tertiärmeeres von Tonen und Sanden überdeckt. Er ist auf diese Weise bis heute erhalten geblieben. In allen übrigen Gebieten jedoch wurde er, wie das Beispiel des Lagerstättenrestes beim Gehöft Selchreiter in Treffling beweisend zeigt, abgetragen, verunreinigt und irgendwo an anderen Stellen als grauer oder grünlicher Ton wieder abgelagert.

In Weinziel liegen die Verhältnisse analog denen von Kriechbaum. Nur die Streichrichtung des Lagers ist mit NW-SO etwas anders als in Kriechbaum (Bild 7). Diluviale Einschwemmungen im Hangenden der Lagerstätte fehlen. Die Längenerstreckung der Lagerstätte von Weinziel beträgt 950 m, die Breitenausdehnung 200 m bei durchschnittlich 10 m Mächtigkeit. Die Ausbildung des Liegenden in Weinziel entspricht völlig der von Kriechbaum.

Entwicklung der Bergbaubetriebe

Die Kaolinlagerstätte Weinziel wurde erst nach dem zweiten Weltkrieg durch Bohrungen erschlossen. Im Sommer 1952 wurde hier mit der tagebaumäßigen und später mit der tiefbaumäßigen Rohkaolingewinnung begonnen (Bild 8) sowie eine nach den modernsten Gesichtspunkten eingerichtete Aufbereitung in Aisthofen erbaut und in Betrieb genommen. Eine Pipeline für den Kaolintrübe-transport verbindet die bei der Grube befindliche Schlämmeinrichtung mit der Filterpressen- und Trocknungsanlage in Aisthofen. Es ist dies die erste Rohrförderungsanlage in Österreich außerhalb eines Erdölfeldes. Die gegenwärtige Jahresförderung des Betriebes Weinziel beträgt rund 50000 t Rohkaolin oder rd. 19300 t Reinkaolin.

Die Kaolinlagerstätte Kriechbaum ist bereits über 170 Jahre lang bekannt. Mit der ersten Kaolingewinnung dürfte hier um das Jahr 1800 begonnen worden sein. In der Ortschronik von Tragwein wird erstmals 1803 ein Kriechbaumer Einwohner namens Theodor *Reischl* genannt, der sich hier als „Weißenmacher“ betätigt hat [6]. Das Jahr 1827 wird erwähnt als Beginn des Verkaufs von weißer Erde nach Linz an das Militärärar zu Zwecken des Uniformweißens. Es hat sich zweifellos schon um primitiv geschlämmten Kaolin, also um Reinkaolin gehandelt, der damals außer zum Weißen der Soldatenuniform auch zum Putzen der weißen Riemen und des Zaumzeuges verwendet wurde. Mehrere Kriechbaumer Bauern betrieben dann um 1850 die Kaolingewinnung so, daß der Rohkaolin in Gruben von etwa der Größe einer Kalkgrube über Tage gewonnen,

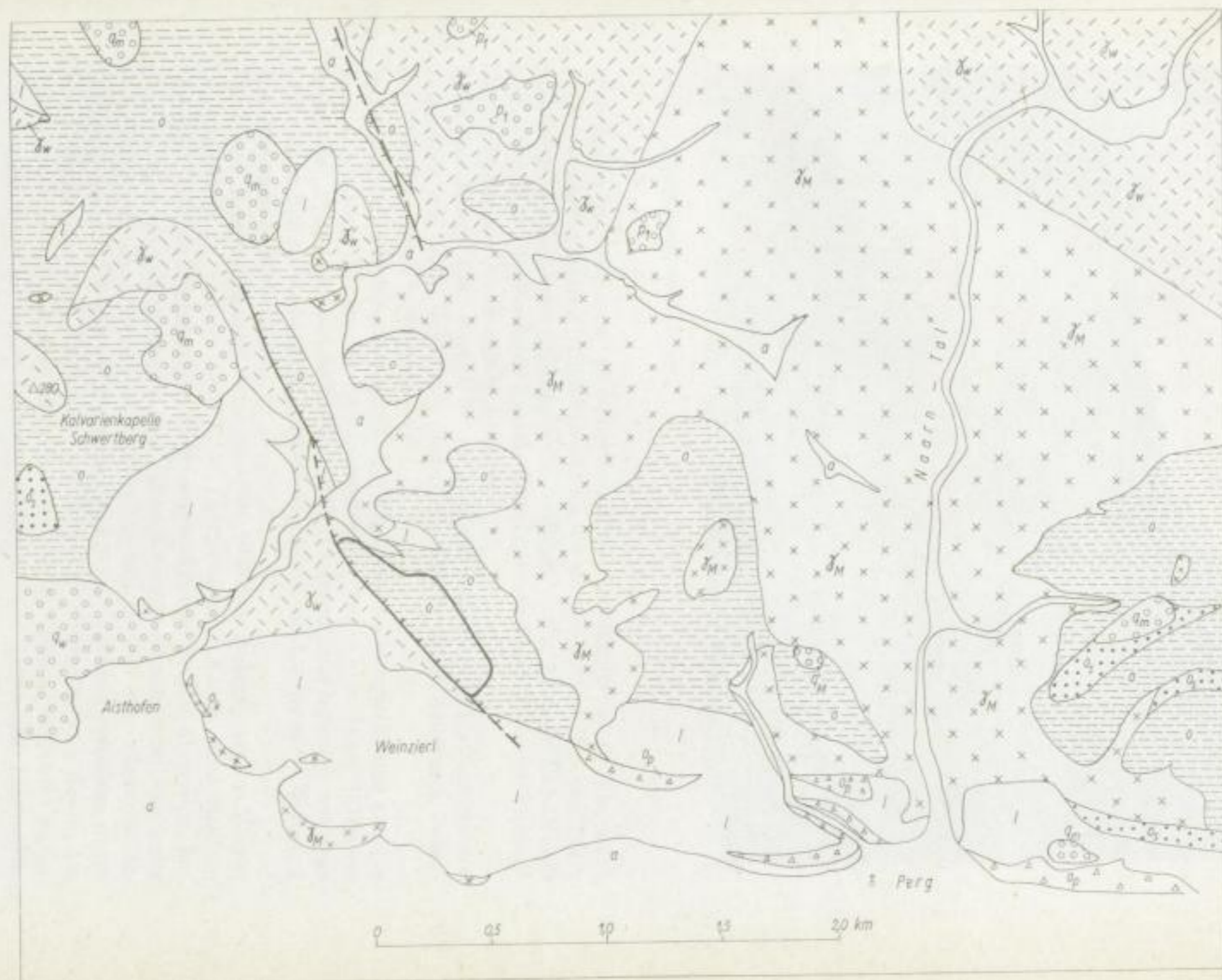


Bild 7. Geologische Karte der Kaolinlagerstätte Weinzierl (siehe Bildlegende Bild 5)

FFH C 186, Kirtbauer

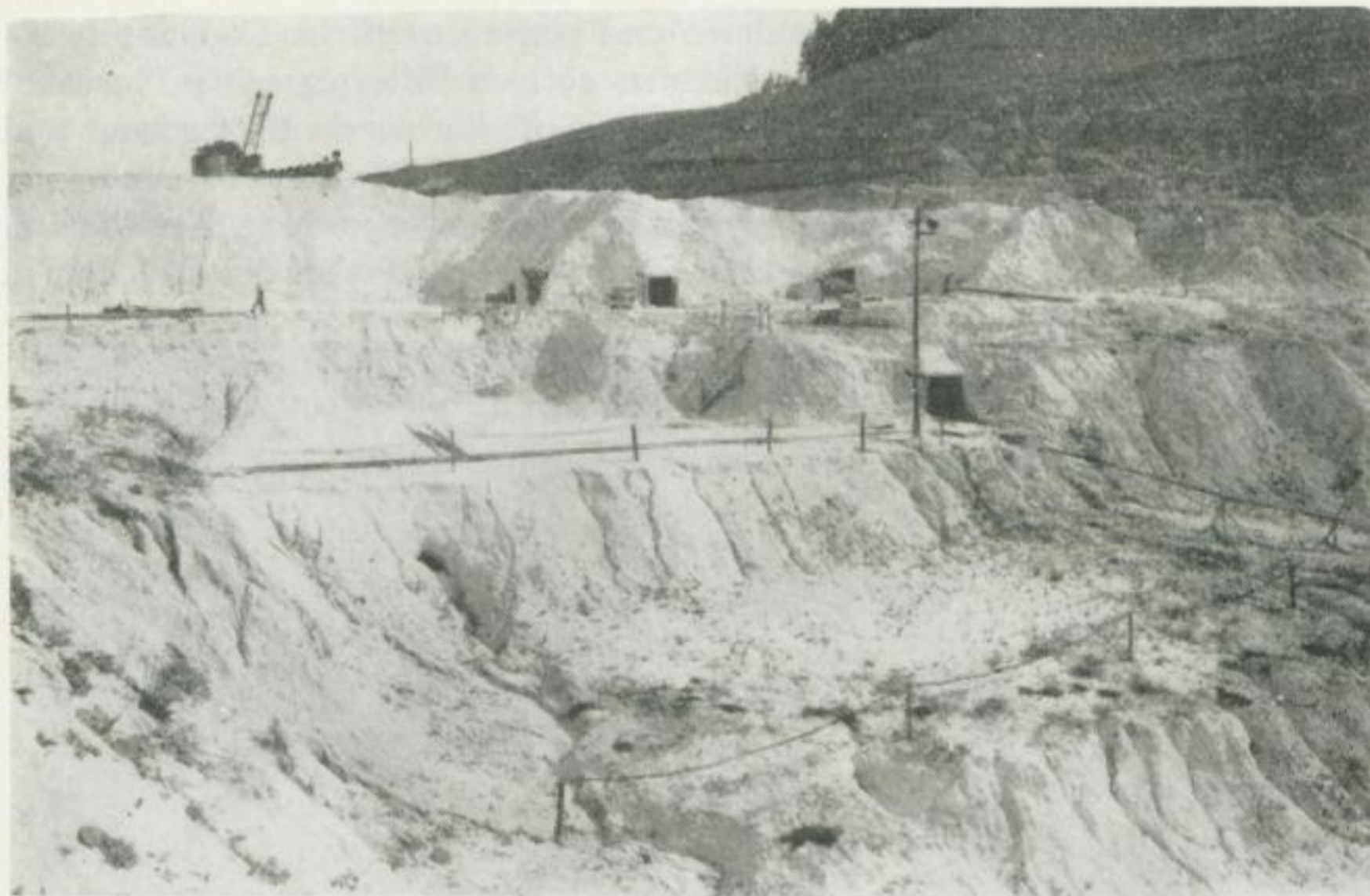


Bild 8. Kaolintagebau Weinzierl

in einfachen Holzbottichen von den groben Rückständen gereinigt, in Jutesäcken ausgepreßt und mittels Pferdefuhrwerks an die Ofensetzer von Linz und Steyr unter dem Namen „Schwertberger Ton“ verkauft wurde. Auch die Handschuhmacher in Enns verwendeten damals Kriechbaumer Reinkaolin zum besseren Schlüpfrigmachen des Handschuhinnern [6].

Nach dem Kriege 1866 wurden die weißen österreichischen Soldatenuniformen aufgegeben und blaue Uniformen eingeführt. Kaolin wurde dann zum Putzen der Uniformen nicht mehr gebraucht.

In Form bäuerlicher oder handwerklicher Kleinbetriebe in Kriechbaum ging die Kaolingewinnung bis um die Jahrhundertwende weiter. Im Jahre 1910 versuchte die „Prager Montan Actien-Gesellschaft“ eine kleine Industrie mit etwa 1800 t/Jahr Reinkaolinerzeugung aufzubauen, doch machte der erste Weltkrieg dem Beginnen bald ein Ende.

Die Prager Montan AG stieß dann im Jahre 1920 ihre Anlagen an eine Wiener Genossenschaft ab, von der die KAMIG Österreichische Kaolin- und Montan-Industrie, 1922 als GmbH, 1924 als AG gegründet, den Betrieb übernahm. Ziel dieser Bergbaugründung war es, eine eigene Kaolingewinnung zum Zweck der wirtschaftlichen Eigenversorgung Österreichs mit diesem vor allem für die heimische Papierindustrie wichtigen Rohstoff zu ermöglichen, nachdem durch den Ausgang des ersten Weltkrieges die Bezugsmöglichkeiten von Kaolin aus Böhmen und anderen Ländern abgeschnitten oder weitgehend erschwert waren. Schürfungen und Bohrungen verliefen erfolgreich und ließen eine Lagerstätte großen Ausmaßes erhoffen. Die tagebau- und tiefbaumäßige Gewinnung des

Rohkaolins wurde in Angriff genommen und eine neuzeitliche Kaolinaufbereitung mit großen Schlämmanlagen und den nötigen Filterpressen in Josefstal bei Schwertberg errichtet. Eine 3,8 km lange Seilbahn wurde 1924 gebaut und versieht noch heute, mit neuen Stützen versehen ihren Dienst.

Große Sandberge und Schlickerhalden mit Klärteichen wurden in Kriechbaum angelegt (Bild 9). In kleinerem Maße ist dies auch in Weinzierl der Fall. Der in

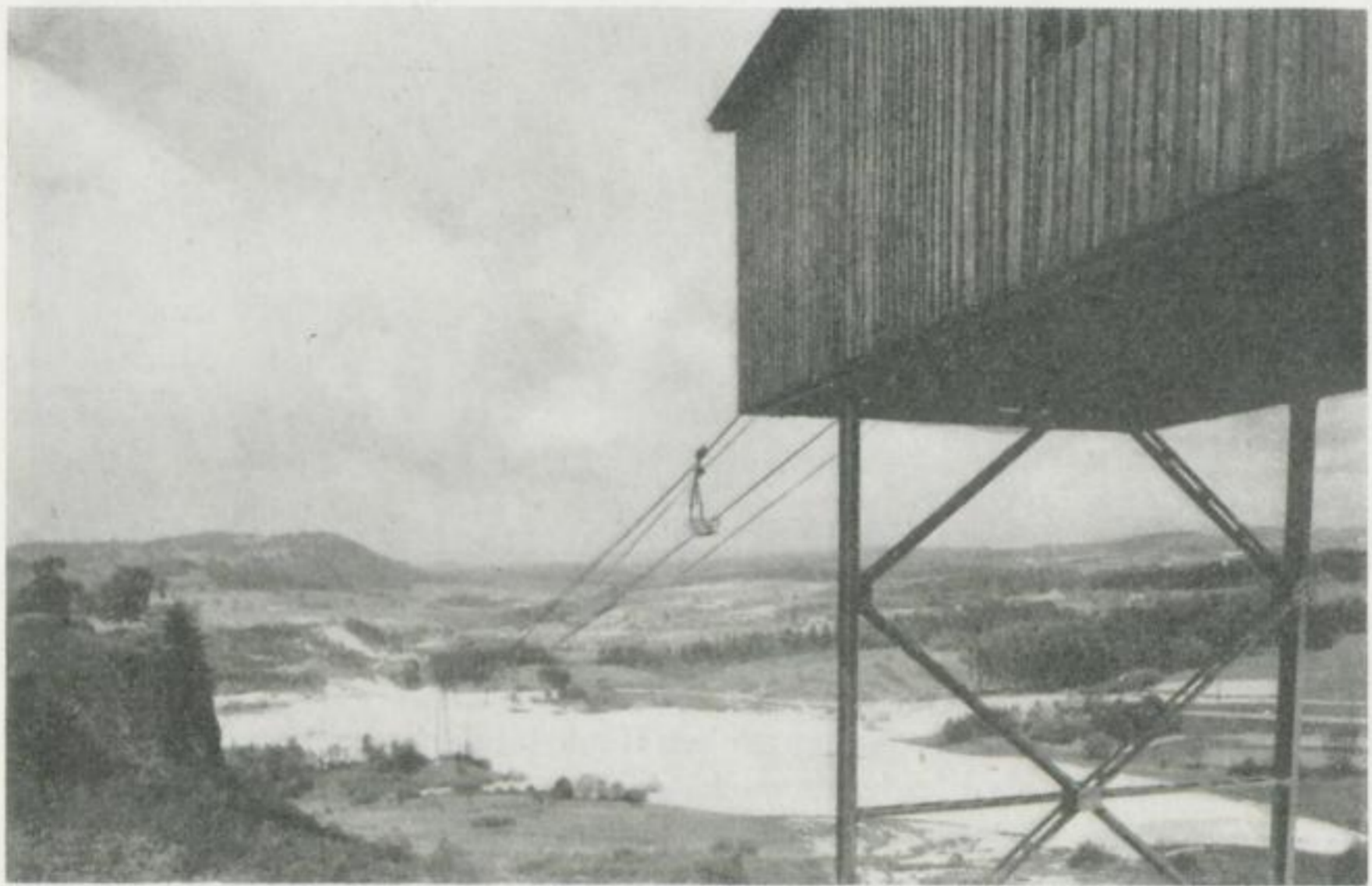


Bild 9. Kaolinbergbau Kriechbaum. Blick nach Westen: Im Vordergrund Haldenseilbahn mit Schlickerteich über dem vormaligen Ost-Tagebau. Im Hintergrund Kettental-Senke mit Granitbruchrand. Links vorn Pingen- und Senkungsfeld über dem einstigen Ost-Tiefbau

der Aufbereitung in Josefstal anfallende Sand und Schlicker wird mittels Seilbahn wieder nach Kriechbaum zur Verhaldung zurückgeführt, da das enge Aistal keine Lagerungsmöglichkeiten zuläßt.

Innerhalb eines Zeitraumes von 40 Jahren hat sich dieser auf moderner Grundlage geführte Bergbau von kleinen Anfängen bis zu einer gegenwärtigen Jahresförderung von 170000 t Rohkaolin, woraus rd. 51500 t Reinkaolin erzeugt werden, entwickelt. Der Ost-Tagebau wurde in der Zeit von 1922 bis 1940 abgebaut, der West-Tagebau neu eröffnet und drei Schrägschächte neu errichtet. Es sind dies der 1925 abgeteufte „Rudolfsschacht“, der 1948 eingeweihte „Christinenschacht“ und der 1964 niedergebrachte „Neu-Schacht“. Der „Christinentagebau“ ist mit einem neuzeitlichen Baggerbetrieb, mit Förderbändern und Schrapperanlagen ausgestattet. Er trug in der Zeit nach dem zweiten Weltkrieg wesentlich zur Fördersteigerung bei.

Jeder der drei genannten Schrägschächte ist mehrere hundert Meter lang. An die Schächte schließen sich söhlig verlaufende Strecken und Querschläge oder

Schwebende an. Der „Rudolfschacht“ dient als Wetterschacht und Einfahrt- oder Fluchtweg, die beiden anderen Schächte — „Christinen- und Neuschacht“ — sind als Förderschächte in Verwendung und mit modernen Skipanlagen ausgerüstet.

Die Kaolingewinnung erfolgt in Kriechbaum und in Weinzierl sowohl tagebau- als auch tiefbaumäßig (Bild 8 und 9). Diese kombinierte Abbauweise hat sich sehr bewährt [4]. Übersteigt das Verhältnis Überlagerung zu Lagerstätte 3 : 1, so wird zum Tiefbau übergegangen [2, 4 u. 7]. Bei wesentlichen Teilen der beiden Vorkommen ist dieses Grenzverhältnis D/L (Deckgebirge zu Lagerstätte) bereits überschritten, so daß in Zukunft tiefbaumäßige Gewinnung allein zur Anwendung kommen wird. Die ursprüngliche Mächtigkeit der Tertiärbedeckung betrug 200 m. 60 m wurden während der Diluvialzeit wieder abgetragen.

Der grundsätzliche Aufbau der Tertiärüberlagerung ist in den Bildern 2 und 10 dargestellt.

Eine 10 bis 12 m mächtige Schicht von fein bis mittelkörnigem Quarzsand trennt den mächtigen oberen Teil, bestehend aus grauschwarzem Schlierton regel-

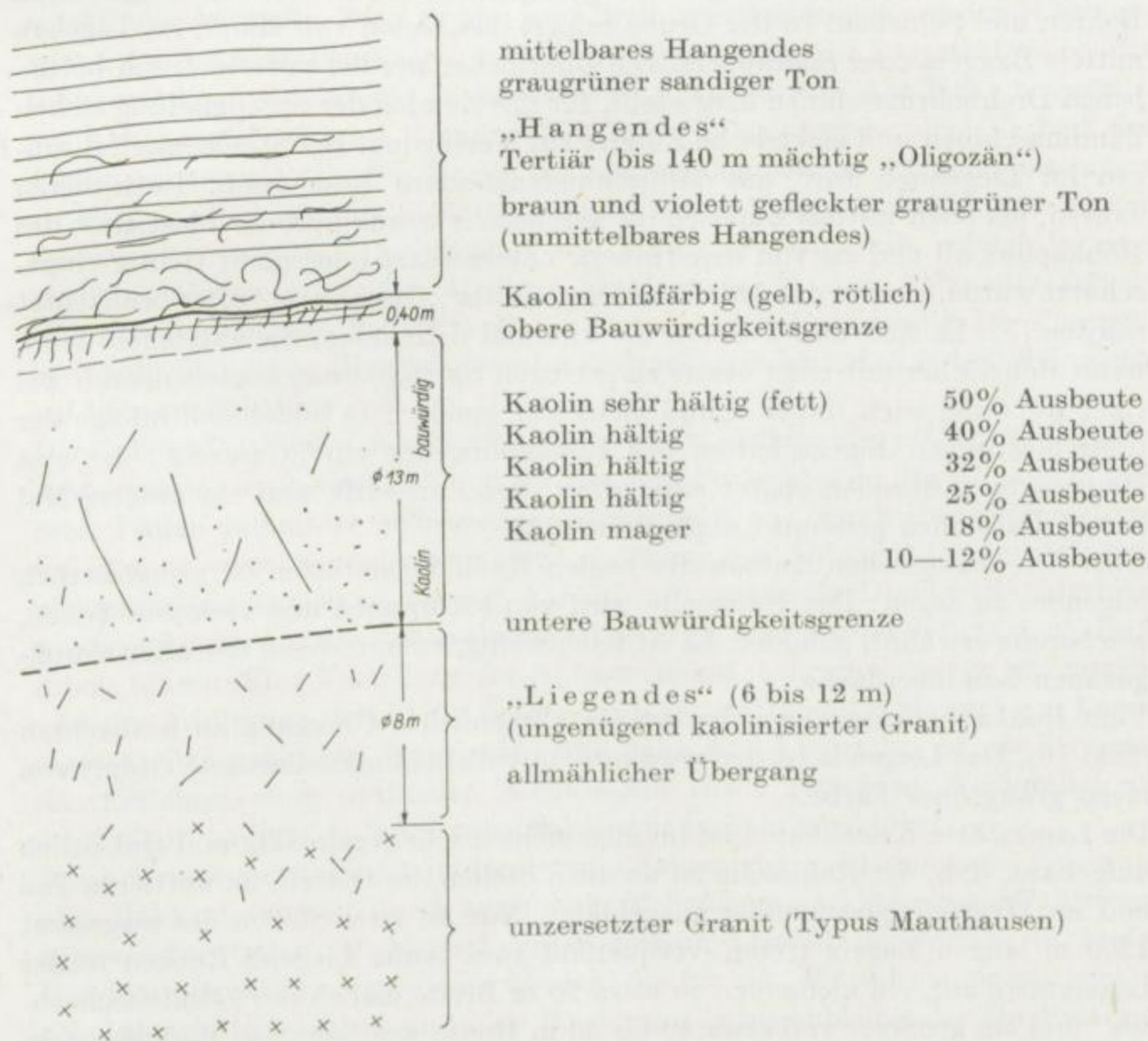


Bild 10. Geologischer Aufbau der Kaolinelagerstätte Kriechbaum

mäßiger Lagerung, vom unterem Teil, der aus grünem bis bläulichgrünem Ton besteht. Das Einfallen des gesamten oligozänen Schichtpaketes ist 8 bis 10° Süd, entsprechend dem Streichen und Fallen der Kaolinlagerstätte. Die untersten 4 bis 6 m, welche dem Kaolin aufgelagert sind, werden von rotbraunen, sandigen, braun bis violett gefleckten Tonen gebildet, die auch bei Bohrungen stets charakteristisch für das Hangende sind. Turbulente Durchwirbelungserscheinungen zwischen diesen bunten Tonen und weißem aufgeschlammtem Reinstkaolin bilden das unmittelbare Hangende (Bild 10). Sie zeugen von der Gewalt des Einbruches des Tertiärmeeres auf die oligozäne kaolinisierte Landoberfläche. Durch nachträgliche Infiltrationen verfärbender eisenhaltiger Wässer (Fe^{II} - und Fe^{III} -Ionen) ist obige Grenzschiebt des Rohkaolins in einer Mächtigkeit bis zu 40 cm meist gelblich und grünlich verunreinigt. Diese Schichten werden bei der Gewinnung sowohl im Tagebau als auch beim Abbau untertage streng ausgehalten. Durch Eisenhydroxyd verfärbte Rohkaolinknauer dürfen nicht in die Aufbereitung gelangen; durch Ferrihumat gelblich gefärbter Rohkaolin dagegen schlämmt sich völlig weiß aus.

Der Abbau des Kaolins — genauer gesagt des Rohkaolins — erfolgt durch Bohren und Schießen. In der Grube erfolgt das Laden von Hand, im Tagebau mittels Baggers oder Schrappers. Die Bohrlöcher werden mit elektrisch betriebenen Drehbohrmaschinen hergestellt, für das Zünden der Sprengladung stehen Zündmaschinen und elektrische Zünder zur Verfügung. Bei Streckenauffahrungen im Liegenden wird mit Millisekundenzündern geschossen. In früheren Jahren, als noch mittels Zündschnur geschossen wurde und die Plastizität des Rohkaolins ab und zu von den Hauern unterschätzt oder nicht richtig eingeschätzt wurde, konnte das Auftreten sogenannter „Gasschüsse“ öfter beobachtet werden [3]. Es sind dies Schüsse, die zweimal detonieren. Sie entstehen dann, wenn Bohrlöcher mit einer etwas zu geringen Sprengladung versehen sind. Bei einer Zündung wirft dieser Schuß nicht aus, sondern es bildet sich infolge der tonig-plastischen Eigenschaften des Rohkaolins nur ein „Gassack“, der erst Minuten oder Stunden später expandiert, d. h. auswirft und ein zweites Mal kracht (fälschlich genannt „explodiert“) [3].

Über den geologischen Aufbau der beiden Kaolinlagerstätten ist grundsätzlich folgendes zu sagen: Das Hangende wird von rotbraunen und violetten Tonen, wie bereits erwähnt, gebildet. Es ist flach-wellig, entsprechend der alten voroligozänen Landoberfläche.

Vom Rohkaolin zum Liegenden ist ein allmählicher Übergang zu beobachten (Bild 10). Das Liegende ist der erwähnte, unvollständig-kaolinisierte Granit von meist graugrüner Farbe.

Die Lagerstätte Kriechbaum ist im allgemeinen sehr regelmäßig und einheitlich aufgebaut, d. h. der Rohkaolin ist an allen Stellen, im Ostteil, im mittleren Teil und im Westteil, gleichmäßig ausgebildet. Nur an zwei Stellen des insgesamt 1300 m langen Lagers treten verquerend zwei taube Liegend-Rücken in der Lagerstätte auf, ein kleinerer von etwa 20 m Breite östlich des „Rudolfschachtes“ und ein größerer von etwa 40 bis 50 m Breite westlich des „Rudolfschachtes“. Diese tauben Rücken bestehen aus „Liegendem“ und sind genetisch auf

quarzreiche und damit feldspatärmere Schlieren im Granit zurückzuführen. Die „Rücken“ ragen etwa über zwei bis zweieinhalb Abbauscheiben, d. h. rd. 8 bis 10 m hoch, in den Lagerstättenkörper hinein.

Bei der Lagerstätte Weinzierl treten im Lagerstättenkörper zu Grus zersetzte quarzige Schlieren in Form splittriger zersetzter Quarzgänge von etwa 2 bis 3 m Breite auf, welche den Rohkaolin in NNW-SSO-Richtung durchsetzen. Sie werden mit dem Rohkaolin hereingewonnen und als Berge ausgefördert.

Bei den Lagerstätten nimmt der Kaolingehalt, wie sich auf Grund der Kaolinsierung von oben nach unten durch die zersetzende Wirkung der Humussäurelösungen auf den Feldspat eindeutig ergibt, von oben nach unten ab. Die obersten Rohkaolinschichten sind am fettesten und weisen 40 bis 50%, ja selbst 54% Ausbeute auf, die mittleren Schichten 30 bis 33%, die untersten 12 bis 15%. Die Bauwürdigkeitsgrenze liegt bei 10 bis 12% Kaolingehalt im Rohkaolin und 76 Albedograden. Der Weißgehalt des geschlämten Reinkaolins beträgt durchschnittlich 81 bis 82 Albedograde (bezogen bei Grünfilter auf Magnesiumoxyd = 100 Albedograde). Die besten Sorten weisen 84 bis 86 Albedograde auf. Die Kaolinlagerstätten Kriechbaum und Weinzierl im Mühlviertel haben beträchtliche Ausmaße. Die Längen- und Breitenstreckungen wurden schon genannt. Da das Einfallen 8 bis 10° (Süd) beträgt, werden die Lagerstätten bei der tiefbaummäßigen Gewinnung in waagerechte Scheiben von 4 m Höhe eingeteilt. Als Abbaufverfahren wird Kammerbruchbau mit weitestgehendem Verhieb der Pfeiler angewandt [4]. Die Menge der zuzitenden Wasser ist nicht besonders groß. Aus Gründen der Sicherheit sind jedoch Pumpenanlagen mit großen Reserven vorhanden. Der Ausbau der Hauptförderstrecken erfolgt in neuzeitlicher Weise in 3- oder 4teiligen Stahlringen, in den Abbaustrecken in Holz. Die tonnlägigen Schächte sind in Betonformsteinen erstellt. Die Pumpenkammern sind gegen Überflutetwerden dadurch gesichert, daß sich ihre Zugänge auf höheren Scheiben befinden [16].

Der Gebirgsdruck bei der Arbeit im Tiefbau tritt stellenweise mäßig, stellenweise sehr stark in Erscheinung [5 und 8]. Mit dem Fortschreiten des Abbaus in größere Teufen nimmt er selbstverständlicherweise zu. Durch eine entsprechend weiträumig verteilte und planmäßige Anlegung der Abbauorte auf gleichzeitig mehreren Scheiben kann die der Abbaufont voreilende Druckwelle nutzbringend zur Lockerung des Rohkaolins und damit zu einer Verminderung der Schießarbeit führen. Eine Verteilung der Abbauorte auf mehrere Scheiben gleichzeitig und eine Förderung sowohl aus Teilen der Lagerstättenmitte als auch aus Lagerstättenteilen nahe dem Hangenden und nahe dem Liegenden ist aus Gründen der Erzielung eines optimalen Ausbringens sowie günstigen Weißgrades auf weite Sicht bei beiden Bergbaubetrieben seit langem eingeführt.

Besonderes Augenmerk ist in den letzten Jahren der vollkommenen Erfassung aller Rohkaolinvorräte durch zusätzliche Bohrungen und Streckenauffahrungen zugewandt worden. Dadurch konnten sichere Lagerstättenvorräte in beiden Bergbaubetrieben nachgewiesen werden, die für eine Betriebsdauer von mehreren Jahrzehnten reichen und eine Förderung in gleichbleibender Qualität verbürgen. In Kriechbaum ist erst rd. die Hälfte der rohkaolinführenden Fläche

abgebaut worden, in Weinzierl kaum ein Fünftel. Die bisherige Rohkaolinförderung für Kriechbaum beträgt für die Zeit 1850 bis 1924 100 000 t (geschätzt), für die Zeit 1924 bis 1963 4 520 000 t, für Weinzierl in der Zeit 1952 bis 1963 480 000 t. Die Belegschaft der beiden Kaolinbergbaue einschließlich der Aufbereitungen zählt derzeit 420 Beschäftigte.

Mit gegenwärtig 220 000 t Rohkaolinförderung bzw. 70 000 t Reinkaolinerzeugung im Jahr leistet das Mühlviertel einen bedeutenden Beitrag zur österreichischen Wirtschaft. Der Reinkaolin von Schwertberg wird seit langem nicht nur in den Papierfabriken und in der Keramindustrie des Inlandes verwendet sowie zu zahlreichen anderen Zwecken benötigt, sondern ist auch ein bedeutender Ausfuhrgegenstand und damit Devisenbringer. Oberösterreichs „Weiße Erde“ stellt in ihren verschiedenen Sorten einen wertvollen heimischen Rohstoff dar.

Literatur

- [1] *Kirnbauer, F.*: Nutzbare Feldspat- und Kaolinlagerstätten in Mittel-, Ost- und Südeuropa und deren wirtschaftliche Bedeutung. Leobener Bergmannstag (1937), Festschrift, S. 291—297.
- [2] *Kirnbauer, F.*: Feldspat- und Kaolinlagerstätten. Abh. Geol. Ges. Freiberg/Sa. (1941) 18, S. 100—114.
- [3] *Kirnbauer, F.*: Über das Auftreten sogenannter „Gasschüsse“ im Kaolin- und Kohlenbergbau. Ztschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen Berlin (1942) 90, S. 101—104.
- [4] *Kirnbauer, F.*: Verschiedene Typen von Kaolinlagerstätten und deren Einfluß auf Art und Wirtschaftlichkeit der Abbauführung. Berg- und Hüttenmänn. Monatshefte, Wien (1949) 94, 4, S. 72.
- [5] *Kirnbauer, F.*: Gebirgsdruckbeobachtungen im Stein-Erden-Bergbau. Sonderheft Gebirgsdrucktagung Leoben 1950, Urban-Verl. Wien 1951, S. 163—164.
- [6] *Kirnbauer, F.*: 150 Jahre Kaolingewinnung in Kriechbaum bei Schwertberg. Bl. f. Technikgeschichte, Wien (1952) 14, S. 1—7.
- [7] *Kirnbauer, F.*: Vortrag in Leipzig 5. Dezember 1962 bei der Gesellschaft Deutscher Berg- und Hüttenleute.
- [8] *Kirnbauer, F.*: Gebirgsdruckerscheinungen im österreichischen Erz- und Stein-Erden-Bergbau. Festschr. IV. Internat. Gebirgsdrucktagung an der Columbia University-Henry Kump Mining School, New York 1964.
- [9] *Wieden, P.*, und *Hamilton, G.*: Die Weißerde von Aspang. Tscherm. Miner.-Petrogr. Mitt. (1952) 3, 1, S. 45—50.
- [10] *Wieden, P.*: Der Kaolin von Mallersbach (N.Ö.). Ber. Deutsch. Keram. Ges. (1959) 36, 10, S. 463—466.
- [11] *Wieden, P.*: Die Kaolinaufbereitung in Mallersbach (N.Ö.). Sonderheft Steine—Erden, Montan-Rdsch. Wien (1961), S. 170—173.
- [12] *Wieden, P.*: Die Kaolinlagerstätten im Raum Mallersbach (N.Ö.). — Znaim (ČSSR). Mitt. Geol. Bundesanst. Wien (1964), Exkursionsführer.
- [13] —: Österr. Montan-Handbuch 1964, Wien (1964), S. 82.
- [14] *Frasl, G.*: Die bisherigen Altersbestimmungen an gesteinsbildenden Mineralien Österreichs. Vortrag Geolog. Ges. Wien 15. Januar 1965. Danach Alter des Mauthausener Granites rd. 290 Mill. Jahre, des Weinsberger Granites 300 bis 310 Mill. Jahre.
- [15] *Hofmann, E.*, und *Kirnbauer, F.*: Diluviale Funde aus der Kaolingrube Kriechbaum bei Schwertberg, Oberösterreich. Berg- und Hüttenm. Monats-Hefte 83 (1935), Heft 2, S. 28—34.
- [16] *Riedl, J.*: Neue Gesichtspunkte zur Wasserhaltung im Erzbergbau und in den Stein- und Erdegruben. Montan-Rundschau 1 (1953), Heft 3, S. 43—45.

Zur Entstehung der Golderzlagerstätten Argentiniens

Von *E. Kittl*, Castelar (Argentinien)

In den Jahren 1931/32 habe ich eine längere Arbeit über die Golderzlagerstätten Argentiniens veröffentlicht [1]. Diese Arbeit enthält eine Beschreibung der Lagerstätten nach dem damaligen Stand unserer Kenntnisse. Mittlerweile sind von anderen Autoren, wie *Angelelli, Bassi, Bravo, Rigal, Tezón y de la Iglesia, y Valvano* u. a. m. Daten über Golderzlagerstätten bekanntgegeben worden. Insbesondere hat *W. C. Stoll* [2] neue und wichtige Studien über die Goldregionen mit ausführlichen bibliographischen Daten veröffentlicht. *Stoll* gibt viele neue Beschreibungen von verschiedenen Lagerstätten, so zum Beispiel vom Cerro Mogote (Rio Blanco, Prov. La Rioja 1959), Agua de Dionisio (Catamarca 1960), Andacollo (Neuquen 1957) und Sierra de la Huerta (San Juan 1958). *Stoll* teilt die Goldlagerstätten Argentiniens in folgende regional begrenzte Gruppen ein: Sierras Pampeanas, Prekordillere, Puna, Hauptkordillere, Patagonien und Feuerland. Recht ausführlich behandelt *Stoll* die Orogenesen und ihre Beziehungen zur Bildung der Lagerstätten, ebenso die verschiedenen Typen der Lagerstätten und ihre Beziehungen zu magmatischen Gesteinen. In dieser sehr verdienstvollen und wichtigen Arbeit finden wir auch sehr viele Daten zur Paragenese der Minerale.

Argentiniens Golderzlagerstätten gehören verschiedenen Typen an und besitzen unterschiedliches geologisches Alter. Die meisten primären Lagerstätten sind Gänge, in denen goldhaltige Arsenminerale mit Pyrit oder nur Pyrit auftreten. Manchmal finden sich auch Wismutminerale. Die Paragenese Pyrit, Kupferkies, Enargit und Famatinit mit unterschiedlichen Gold- und Silbergehalten ist relativ häufig anzutreffen (Capillitas, Famatina). Die Zahl der Lagerstätten ist sehr groß, doch handelt es sich gewöhnlich um Vorkommen von unbedeutender Ausdehnung.

Auch über die Beziehungen zwischen magmatischen Gesteinen, die als „Erzbringer“ angesprochen wurden, und den Lagerstätten sind Daten vorhanden. Es werden in Argentinien folgende metallogenetische Epochen angenommen [3]: Eine präkambrische Epoche, in der Granite auftreten, die aber mit der Golderzföhrung kaum in Beziehung gebracht werden kann, wahrscheinlich aber mit Zinn- und vielleicht auch mit Wolframlagerstätten. Trotzdem ist es möglich, daß z. B. die Golderzlagerstätten der Rinconada, Jujuy, mit zu dieser ältesten Epoche gehören. Ob einige Lagerstätten während der kaledonischen Faltung entstanden sind, ist zweifelhaft. Ebenso unsicher ist ein Zusammenhang mit den

herzynischen Graniten, obwohl diese als „Mobilisatoren“ in Frage kommen. Dagegen werden jüngere vulkanische Gesteine des Eocäns, vielleicht solche kretazischen bis pliocänen Alters, als „Mobilisatoren“ angesehen.

Um die Bedingungen der Bildung von Golderzlagern im allgemeinen und speziell für Argentinien zu diskutieren, müssen wir folgende Überlegungen, die der Verfasser bei verschiedenen Gelegenheiten veröffentlicht hat, anstellen [4].

Wir gehen aus von der ursprünglichen Verteilung des Goldes in der äußeren Kruste der Erde (Sial), in einer tieferen Schale (Sima) und schließlich im Meerwasser. Auf Grund der Analysen der seltenen Elemente und der Spurenelemente, die gegenwärtig veröffentlicht werden, läßt sich sagen, daß alle metamorphen und vulkanischen Gesteine eine bestimmte Menge von Spurenelementen enthalten, die durch magmatische Prozesse nicht getrennt wurden und sich auch nicht trennen lassen. Man hat festgestellt, daß die Verteilung dieser Elemente in sauren und basischen Gesteinen unterschiedlich ist: In sauren Gesteinen finden sich nicht nur andere Spurenelemente, sondern auch in anderen Verhältnissen als in basischen Gesteinen. Dies hat auch *Dawson* z. B. in den Kimberliten des Basutolandes festgestellt. Im Meerwasser sind fast alle bekannten Elemente vorhanden, eine große Anzahl allerdings in geringer Konzentration. Wir wissen nicht, ob die Verteilung der Elemente in den Gesteinen die ursprüngliche ist oder ob sie durch Differentiation entstanden ist bzw. verändert wurde. Die Kenntnis über die Verteilung der Spurenelemente hängt von der Lösung dieser Frage ab. Wir gehen von der Tatsache einer gegebenen Verteilung der Spurenelemente in den Gesteinen und im Meerwasser aus. In allen Fällen mußte eine Sammlung (Kollektion) oder Konzentrierung der seltenen Elemente oder der Spurenelemente eintreten, um zu höheren Konzentrationen und schließlich zu Lagerstätten zu führen. Wir gelangen auf diese Weise zum Begriff der Sammler (Kollektoren), das heißt zu jenen Prozessen, die primär disperse Elemente zu konzentrieren vermögen. Kollektoren sind also Medien für bestimmte Prozesse oder chemische Reaktionen, welche bei der Konzentrierung von dispersen Elementen eine Rolle spielen.

Wir wissen, daß bei magmatischen Vorgängen in basischen Gesteinen kein Gold konzentriert wird, wenigstens nicht in merklichem Umfang. Wir wissen, daß Beziehungen zwischen basischen Gesteinen und Konzentrationen von Chrom, Eisen, Nickel, Elementen der Platingruppe, eventuell Konzentrationen von Niob und einigen seltenen Erden etc., bestehen. Der Prozeß des Konzentrierens ist in diesem Fall auf wenige Elemente beschränkt. Wenn man die Zusammensetzung von basischen Gesteinen, die aus größerer Tiefe kommen, untersucht, so findet man eine größere Menge von bestimmten Elementen, speziell Eisen, Chrom, Nickel, Kobalt und Kupfer, aber kein Gold. Wir müssen daher den Magmatismus der basischen Gesteine als Sammler für Gold ausschalten.

Untersuchen wir saure Gesteine, so finden wir, daß Goldanreicherungen mit magmatischen Vorgängen im Zusammenhang stehen, so mit der Wanderung von Magmen, eventuell mit Differentiationen, obwohl solche schwer nachzuweisen sind, und besonders mit „postvulkanischen“ Prozessen. Wir können allerdings in keinem Fall die Herkunft des ursprünglich dispersen Goldes, das später in höher

konzentrierter Form vorliegt, nachweisen. Wir kennen keinen bewiesenen Fall, bei dem disperses Gold in sauren Gesteinen durch magmatische Prozesse angereichert wurde. Wir sehen jedoch, daß magmatische Prozesse Metalle und Gold konzentrieren können, und zwar durch Mobilisierung von Präkonzentraten. Diese Prozesse sind allerdings nicht imstande, Spurenelemente aus dem magmatischen Gestein zu extrahieren und zu konzentrieren.

Die Beteiligung von Kollektoren bei sedimentären Prozessen wurde durch die Arbeiten von *Krejci-Graf* für viele und verschiedene Elemente in großem Maßstab bewiesen. Wenn wir die Sedimentation in einem marinen Becken betrachten, in dem der gesamte Wasserinhalt verdunstet und die früher gelösten Substanzen abgeschieden werden, können wir folgende Sukzession feststellen: Zuerst haben sich tonige und sandige Sedimente abgesetzt, dann wurden, wie *Schneiderhöhn* in seinen ausführlichen Arbeiten nachgewiesen hat, Sulfide von fast allen Metallen abgeschieden. In diesen Paragenesen findet sich auch Gold, obwohl diese Sedimentation nicht gerade zur Bildung von Goldlagertstätten führte. Die Konzentration von fast allen Schwermetallen ist ein weiterer Schritt zur Bildung von Lagertstätten. In vielen Fällen finden wir komplexe Paragenesen von Metallen ohne Vorwiegen einer bestimmten Gruppe oder eines bestimmten Metalles. Über den Schichten mit Metallsulfiden oder unabhängig von diesen wurden mächtige Lager von Karbonaten, wie Kalke, Dolomite und Mergel, abgesetzt, darüber Sulfate (Gips und Anhydrit), Chloride (Steinsalz) und darüber noch leichter lösliche Sulfate und Chloride. Diese Schichtpakete erreichen zuweilen sehr große Mächtigkeiten. Auch die Bildung von Kalkgesteinen in küstennahen Zonen oder in Süßwasserbecken muß erwähnt werden, wenn auch bei dieser Gelegenheit keine Metallsulfide abgeschieden wurden. Wir haben also als Material für die Bildung von Erzlagertstätten Sedimente aller Art vorliegen, inklusive Anreicherungen von Eisen, Mangan und anderen Substanzen. Man kann diese differenzierten sedimentären Lager als Präkonzentrate oder auch schon als Lagertstätten betrachten, je nach der Ausbeutungsmöglichkeit.

Die Herkunft der im Meerwasser gelösten Elemente ist wenig zweifelhaft; sie stammt von der Aufarbeitung und Zersetzung aller früher vorhandenen Gesteine ab. Wie wir gesehen haben, ist die Sammlung der dispersen Elemente der Gesteine durch magmatische Prozesse unvollständig und unsicher. Die Zerstörung der Gesteine durch Wasser und Atmosphärien stellt ein Mittel der Trennung der Spurenelemente von ihren Wirtsmineralen dar (z. B. in den Feldspaten, U von den Kalisilikaten nach *Vistelius*, Ni von Serpentiniten usw.). Dieser Vorgang ist der erste Schritt zur Konzentrierung von dispersen Spurenelementen. Trotzdem haben wir noch keinen Nachweis, woher das ursprünglich disperse Gold kam.

Ausgehend von den erwähnten sedimentären Präkonzentrationen oder von noch in Lösung befindlichen Metallen, können nun verschiedene Sammlungsprozesse beginnen, die entweder zu den magmatischen Prozessen zu zählen sind oder durch zirkulierende vadose oder juvenile Wässer verursacht werden. Als magmatische Prozesse kämen die Mobilisierung der Präkonzentrate durch Kontaktwirkung und chemische Reaktionen mit nachfolgender Differenzierung beim

Absatz in Betracht. Die große Verschiedenheit der Paragenesen, die Gold begleiten, ist ein Beweis für die verschiedenen möglichen Sammlungs-Prozesse.

In Argentinien konnte nicht festgestellt werden, welche Präkonzentrate durch magmatische Prozesse mobilisiert wurden, obwohl eine sehr große Anzahl von intermediären bis sauren Gesteinen die Goldlagerstätten begleiten oder sich in ihrer Nähe befinden. Ich erwähne hier die zahlreichen Dazite, Andesite, auch Diorite, Granodiorite und Granite, doch ist nirgends eine sichere genetische Beziehung außer der der Mobilisierung festzustellen.

Wir kommen nun zur Hypothese, die die Herkunft des Goldes aus der Tiefe ableitet. Es sind Emanationen bekannt, die flüchtige Elemente wie H_2O , OH , Cl , F , CO_2 , S , As , begleitet von Kieselsäure, enthalten. Wir kennen nicht die Tiefe des Ursprungsortes. Es ist auch nicht bekannt, in welcher Weise sich diese Elemente oder Verbindungen von einem Magma getrennt haben und ob sie imstande waren, disperse Elemente dem Gestein zu entziehen und zu sammeln. Die vorgenannte Hypothese ist bequem, aber unkontrollierbar. Es kann sich um Tatsachen oder um eine geologische Mythe handeln. Das einzige Sichere ist, daß viele Lösungen hypogener Natur sind. Die Gegenwart von Gold in einigen Pegmatiten beweist nur, daß Gold von diesen mitgeschleppt oder mobilisiert wurde, die ursprüngliche Herkunft und die Sammlung des dispersen Elementes kennen wir nicht. In Argentinien sind keinerlei Beziehungen zwischen Pegmatiten und Gold festzustellen, dagegen sind Quarzgänge mit Gold nicht selten (Punilla, Veta El Condor en San Ramón).

Um die Entstehung einer Lagerstätte durch Mobilisierung zu erklären, bieten sich zwei Möglichkeiten: entweder handelt es sich um eine Mobilisierung durch ein Magma unter Assimilation, Schmelzung und anderen Reaktionen, oder es handelt sich um eine Versenkung in Geosynklinalen, die denselben Effekt hatte (progressiver Metamorphismus). Die Mobilisierung durch ein Magma führte wahrscheinlich zu einer Reihe von postvulkanischen normalen oder inversen Prozessen [5]. Die normale Reihe der postvulkanischen Prozesse, als Abkühlung eines Magmas angenommen, wäre: Erstarren und Kristallisation des Magmas (Früh- bis Spätkristallisation), dann Aplit- und Pegmatitbildungen, überkritische Bildungen und hydrothermale Prozesse. Die Inversion, verursacht durch den progressiven Metamorphismus wäre: Hydrothermale Prozesse, verursacht durch die Nähe eines aufsteigenden Magmas oder durch Versenkung in der Geosynklinale. Bei weiterer Erwärmung folgen: überkritische Prozesse (Pneumatolyse), dann Pegmatitbildung und schließlich teilweise oder totale Aufschmelzung. Die Unterscheidung *Lindgrens* in epi-, meso- und hypothermal entspricht mehr den Bildungstemperaturen als den absoluten Tiefen. Die Wirkung des progressiven Metamorphismus stimmt mit den Ansichten von *Backlund*, *Marmo*, *Sullivan* und besonders *Schneiderhöhn* überein.

Die bekannten Erscheinungen der Regeneration („Rejuvenation“ *Bergs*; „Verjüngung“ anderer Autoren) müssen als Beweise der Inversion von „postvulkanischen“ Prozessen angesehen werden, d. h. in bezug auf die Temperaturveränderung, Anstieg an Stelle des Abfalles mit späterer Abkühlung. Man darf nicht

vergessen, daß *Schneiderhöhn* in seinen letzten Arbeiten viele Lagerstätten als regeneriert bezeichnet hat.

Von den Reagenzien, welche Mobilisatoren sein können, erwähne ich Chlor, Arsen und Antimonsäure, vielleicht dissoziierter Wasserdampf etc. Speziell Arsen- und Antimon-Mineralien erscheinen oft als Begleiter von Gold, ebenso Pyrit und Kupferkies, die Wirtsmineralien des Goldes sein können. Auch Kupferglanz, Enargit und Famatinit enthalten oft Gold. Zwei Haupttypen von Golderzlagertstätten können einer Regeneration, Mobilisierung und späterem selektiven Absatz unterworfen worden sein.

Die erste Gruppe umfaßt Edelmetalle in Begleitung anderer Schwermetalle, wie Pb, Zn, Cu, Fe, mit oder ohne größere Mengen von As und Sb. Von dieser ursprünglichen Paragenese, die in verschiedenen Lagerstätten anzutreffen ist, konnten sich dann Golderzgänge mit selektiver Mineralisation bilden. Ein Beispiel bildet Capillitas. Dort ist einerseits eine Mineralisation von Cu, Fe, As, Sb, Pb, Zn in Form von Sulfiden vorhanden (nicht selektiv getrennte Paragenese), etwas weiter entfernt finden wir Gänge mit goldführendem Quarz und Limonit.

Es gibt noch Golderzgänge mit Arsenkies (Rinconada, Jujuy und andere Orte) und solche mit Wismutmineralien in San Juan.

Der zweite Haupttyp wären die sekundären, alluvialen Lagerstätten, in denen das Gold vor allem mit Quarz und mit Schwermineralien anzutreffen ist. Wenn solche Lagerstätten regeneriert werden, scheint sich die Hauptmineralisation Gold—Quarz und eventuell mit einigen Silikaten zu erhalten. Über die Regeneration von Goldseifen wissen wir wenig, aber man darf diese Möglichkeit nicht außer acht lassen. Speziell die Paragenese Gold—Quarz, die auch in Gängen häufig ist, ist für diesen Lagerstättentyp sehr charakteristisch.

Wir kommen nun zur Wanderung (Migration) der goldhaltigen mobilisierten Lösungen, begleitet von einer großen Anzahl anderer Metalle wie Cu, Ag, Fe, Pb, Zn, As, Sb, zuweilen Bi und W. Die Gegenwart von Karbonaten und Kieselsäure bietet keine Schwierigkeiten, da wir diese in vielen Paragenesen finden. Die komplexen Assoziationen beweisen, daß auch die Lösungen nicht einfach zusammengesetzt, sondern komplex und variabel waren. Migration hat sich entweder als postvulkanischer Prozeß (Magma als Mobilisator) oder mit Umkehrung (Inversion) der Prozesse durch progressiven Metamorphismus vollzogen. In beiden Fällen ist das Resultat das gleiche: die Lösungen wanderten durch Spalten in Richtung niedrigerer Temperatur, entweder aufwärts oder seitwärts.

Der Absatz oder die Bildung solcher Gold- oder anderer metallführender Lagerstätten vollzog sich fast immer in Gängen, wenn auch von sehr unterschiedlicher Form und Ausmaß, jedoch gewöhnlich in der Nähe eines vulkanischen Gesteins, zuweilen auch in größerer Entfernung eines solchen. In vielen Fällen besteht keinerlei sichtbare Beziehung zwischen einer Lagerstätte und einem Eruptivgestein (Rinconada, Marayes). Es kann sich hierbei entweder um ein tief aufsitzendes Eruptivgestein oder um progressiven Metamorphismus handeln. Die Eruptivgesteine sind immer nur als Mobilisatoren anzusehen, da keinerlei Beweis besteht, daß die goldhaltigen Lösungen von einem Eruptivgestein abzuleiten sind. Wenn man den Ausdruck „Erzbringer“ verwendet, so soll damit

dessen „mobilisierende“ Wirkung gemeint sein. Als Muttergestein oder Nebengestein bezeichnen wir alle jene Gesteine, in denen Golderzgänge auftreten. Wie wir schon ausgeführt haben, kann das Gold, wenn es auch in einem Nebengestein in geringen Spuren vorkommt, aus diesem Gestein nicht extrahiert und konzentriert werden. Wenn Lösungen das Nebengestein passieren, so lösen sie Teile und setzen diese dann als Gangart in den Golderzgängen wieder ab, eine Idee, die *Watznauer* bei anderer Gelegenheit behandelt hat. Die Bildung von Konzentrationen und Lagerstätten in Geosynklinalen umfaßt Gebiete besonders großer horizontaler Ausdehnung. Die teilweise oder totale Mobilisierung von Lagerstätten ist ebenso anzunehmen wie die von Gesteinen, wobei die Veränderung der PT-Bedingungen durch Versenkung und Faltung in Geosynklinalen erfolgt. Die Wanderung von metallhaltigen Lösungen steht außer Zweifel, der Absatz von Mineralen in neuen Lagerstätten muß studiert werden. Gegenwärtig verfügen wir nur über Teilbeobachtungen, die es nicht erlauben, die gesamte Kette der Prozesse zu verfolgen. Diese Teilbeobachtungen verringern aber bereits die Hypothesen der alten Lehrgebäude, besonders was die „vermuteten“ Prozesse betrifft.

Bei der Diskussion über die Genesis sowohl von Lagerstätten als auch von Gesteinen sind vor allem die Sammlung der dispersen Elemente durch sedimentäre Prozesse, die Wirkungen des progressiven Metamorphismus, die Bildung von Pegmatiten, abgeleitet von verschiedenen Gesteinen ohne Magmatismus (*Ramberg*) und die Versenkung in Geosynklinalen mit Erwärmung bis zur totalen Granitisierung als wichtige Bildungsetappen anzusehen.

Zusammenfassung

Die Prozesse der Sammlung (Kollektion) von dispersem Gold sind nicht magmatischer oder postmagmatischer Natur. Die Differentiation eines basischen Magmas führt erfahrungsgemäß zu keiner Anreicherung von Gold, die Prozesse der Differentiation von sauren Magmen stoßen auf die Schwierigkeit, juvenile und palingene Granite zu unterscheiden. Die eventuellen Produkte der Differentiation können im allgemeinen nicht sicher als solche bestimmt werden. Die postvulkanischen Prozesse sind im allgemeinen keine Sammler (Kollektoren), sondern Verfrachter (Transporteure).

Die Differentiation von Elementen und deren Verbindungen durch sedimentäre Vorgänge ist recht vollständig. Die Sedimentation ist infolgedessen ein hervorragender Kollektor. Die Goldlagerstätten Argentiniens und wohl der Welt können daher von primär-sedimentären, später mobilisierten und regenerierten Lagerstätten abgeleitet werden. Die Hypothese der Herkunft des Goldes aus der Tiefe ist unsicher und vieldeutig.

Die Mobilisierung einer Goldlagerstätte durch Eruptivgesteine und durch Versenkung in Geosynklinalen ist möglich und wahrscheinlich. Die Mobilisierung der komplexen Metallagerstätten mit Goldinhalt ist zum Teil durch wäßrige Lösungen, zum Teil durch überkritische Lösungen erfolgt. Es trat voraussichtlich eine Selektion ein, die Lagerstätten von verschiedenem Metallinhalt erzeugte.

Die Selektion ist durch die verschiedenen chemischen Eigenschaften der gelösten Elemente und durch Änderung der TP-Bedingungen bedingt.

Die Wanderung von Metallösungen, speziell von Gold, im Verlauf postvulkanischer oder metamorpher Prozesse, stößt auf keine theoretische Schwierigkeit. In Gesteinen sind derartige Wanderungen beobachtet worden.

Ebenso wurde der Absatz von Gold in Gängen und die Bildung von sekundären Lagerstätten vielfach beobachtet.

Was die argentinischen primären Goldlagerstätten betrifft, so kommen wir zu der Schlußfolgerung, daß es sich in den meisten Fällen um Gänge handelt, welche nicht von einem Magma abgeleitet werden können, wohl aber durch Mobilisierung infolge magmatischer Vorgänge oder durch progressiven Metamorphismus gebildet werden konnten.

Literatur

- [1] *Kittl, E.*: Los yacimientos auríferos de la República Argentina, su génesis y posición geológica; *Revista Minera*, t. III, p. 97 u. ff. 1931, t. IV, p. 1, 1932.
- [2] *Stoll, W. C.*: The Gold regions of Argentina; a Review and synthesis; Santiago de Chile 1963.
- [3] *Kittl, E.*: La tectónica asintica y la formación de yacimientos en la Argentina; *Revista Minera, Geología y Mineralogía*, Bs Aires 1959, t. XXIV, p. 3.
- [4] *Kittl, E.*: Formación y movilización de yacimientos minerales en geosinclinales; *Bol. Acad. Nac. de Ciencias en Córdoba* 1960; t. 42, p. 23.
—: Fundamentos de formación de yacimientos minerales; *Revista Minera, Geol. y Min.*; Bs Aires 1957, t. XXIII y XXIV.
—: Lagerstättenbildung und Mobilisierung in Geosynklinalen; *Abh. deutscher Akad. d. Wissensch., Klasse III*, Berlin 1960, Heft 1, S. 321.
- [5] *Kittl, E.*: Sobre la inversión de los llamados procesos magmáticos en la formación de yacimientos en geosinclinales; *Anales de Jorn. Geol. Argentina*, Bs Aires 1962, t. III, p. 157.

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

Covellite stability relations in the Cu-S-system

By *G. Kullerud*, Washington

Abstract

The reaction $cv \rightleftharpoons dg + \text{liquid (or gas)}$ was investigated up to 2000 bars. The univariant equilibrium curve for the reaction originates at an invariant point 507 °C and about 1.5 bars and passes through the points 510 °C, 500 bars; 515 °C, 1000 bars; and 525 °C, 2000 bars.

The occurrence of covellite is discussed in the light of the new experimental results. At partial pressures of sulfur, less than about 1.5 bars, small changes in this pressure have a great effect on the stability of covellite, whereas at higher partial pressures of sulfur the stability of covellite is insensitive to pressure changes.

Introduction

Covellite is one of the most important sulfides of copper and occurs under a wide range of geological conditions. It has been reported as a product of contact metasomatism, as having formed under hydrothermal conditions together with other copper minerals, and as a result of exhalative activity. It most commonly forms, however, as a secondary mineral in the enrichment and oxidation zones of copper sulfide deposits. The purpose of the present investigation was to determine experimentally the maximum stability limits for covellite and to correlate its occurrence with these limits.

Natural CuS

Natural material of composition CuS, or close to CuS, has been reported to occur in two crystalline modifications, covellite and blaubleibender covellite (blue remaining covellite). Recently, however, Moh [15] has shown experimentally that blaubleibender covellite contains significantly more copper (68.0—68.5 wt. % Cu) than covellite (66.46 wt. % Cu) and that it is only stable below $157^\circ \pm 3^\circ\text{C}$ in the presence of vapor. Covellite has a hexagonal structure with space group $D6_h^4 = P6_3/mmc$, $z = 6$ (Gossner and Mussgnug [5]).

Swanson, Fuyat, and Ugrinic [26] most recently determined the unit cell dimensions accurately on CuS synthesized at 400 °C from the elements with excess sulfur and found $a = 3.792 \text{ \AA}$ and $c = 16.344 \text{ \AA}$ at 26 °C.

Chemical analyses of covellite as compiled by Palache, Berman, and Frondel [20] indicate that small amounts of iron, perhaps as much as 0.25 wt. %, may occur in solid solution. The metal-to-sulfur ratios calculated from these analyses vary from 1/1.014 to 1/0.992, corresponding to a variation in sulfur content of 33.84 to 33.36 wt. %. The analysis of sulfur at best is precise only to ± 0.2 wt. % (Kullerud and Yoder [11]).

Stoichiometric CuS contains 33.54 wt. % sulfur. It is noted that even the most divergent analyses lie within or very close to the limits of 33.54 ± 0.2 wt. % S. These analyses indicate that the mineral covellite is stoichiometric with an M/S ratio of 1/1.

Previous experimental studies

Previous efforts to outline experimentally the stability limits of covellite have centered about two different approaches: solid state or wet chemical synthesis and thermal decomposition.

Synthesis: The synthesis of covellite was reported by Knop as early as 1861 by treating chalcocite with HCl, diluted H_2SO_4 , CH_3COOH , or NH_4Cl . Subsequently, covellite has been synthesized in wet experiments by numerous methods. Preparation by various solid state methods has been described by Posnjak, Allen, and Merwin [21], Guertler [6], and many others. Covellite has also been reported often in such experiments as one of the phases to form in multicomponent systems (see for example Merwin and Lombard, [14]). Posnjak, Allen, and Merwin [21] synthesized covellite up to 358 °C by heating chalcocite with excess sulfur, and Merwin and Lombard [14] synthesized it as high as 488 °C under a sulfur vapor pressure of 455 mm Hg.

Decomposition: Wasjuchnowa [29] observed that covellite dissociates when heated in a nitrogen atmosphere or under vacuum and determined the amounts of vaporized sulfur in a series of experiments at temperatures ranging from 393 ° to 502 °C. Preuner and Brockmüller [22] reported that covellite decomposes according to the reaction $4 CuS \rightleftharpoons 2 Cu_2S + S$ and measured the vapor pressures directly over this univariant assemblage at temperatures of 450 ° to 500 °C by using an ingenious silica glass spiral gage devised by Johnson [9]. Allen and Lombard [1] determined the dissociation temperatures in the 400 ° to 490 °C range of natural covellite in the presence of sulfur vapor at controlled pressure from 1.5 to 510 mm Hg.

Methods of investigation

The stability of covellite was investigated by holding synthetic CuS, synthetic mixtures of CuS and S, and natural covellite with and without added sulfur at fixed temperatures and pressures for various periods of time. Both the techniques involving rigid silica tubes and collapsible gold tubes were employed. The products were chilled to room temperature at the termination of each

experiment and subsequently identified by optical and X-ray determinative methods.

Starting materials: Mixtures of copper and sulfur of high purity were used in the synthesis of covellite. No catalytic agents or additional components were employed. Experiments were first carried out in rigid silica tubes using copper and sulfur in the ratio of 1:1. These materials react to some extent even at room temperature, resulting in a bluish-grey coating on copper filings. At higher temperatures the reaction rates increase very rapidly. However, even after 3 months at 200 °C the reaction is not complete. Polished sections of such products show that the surfaces of the copper filings first react with sulfur to form Cu_2S . Cu_2S next gradually replaces Cu through solid state diffusion towards the center of the grains. At the same time Cu_9S_5 replaces Cu_2S following the Cu_2S front, and in turn CuS replaces Cu_9S_5 . Many grains contained a small core of metallic Cu surrounded by successive zones of Cu_2S , Cu_9S_5 , and CuS. Further reactions with the surrounding sulfur is dependent on solid state diffusion and is very slow. The reaction rates increase at higher temperatures, and after 3 weeks at 300 °C the cores of Cu filings consist of Cu_2S surrounded by zones of Cu_9S_5 and CuS or in some grains of Cu_9S_5 surrounded by CuS. Sulfur (vapor and liquid) still remains in excess. For this reason copper and sulfur were mixed in about 1 gram batches in the ratio of about 9:5 and held at 500 °C in closed silica tubes with minimum vapors space (Kullerud and Yoder [11]) for 1 week to form digenite. This reaction is rapid, and all sulfur was consumed in a matter of hours. The vapor pressure of digenite at 500 °C is very low, and the loss of sulfur and copper to the vapor was negligible for the free space allowed. This digenite was finely ground under acetone, mixed with sulfur to make the copper-to-sulfur ratio 1:1, and heated at 300 °C for various periods of time. This reaction produced mainly covellite, but 1–2% digenite also occurred in each experiment. Addition of a slight excess of sulfur ($\sim 0.1\%$ by weight) to compensate for the small loss of sulfur to the vapor resulted in production of covellite only. In this way the rate of formation of covellite was increased in the regions where it is stable.

The copper (containing 99.999+ % Cu) was of the same material as that used by Morimoto and Kullerud [18]. Filings were obtained as described by them. The sulfur was of the same material as that used by Kullerud and Yoder [11]; it contains only 0.007 per cent impurity, all of which is carbonaceous material. The same natural covellite from Butte, Montana, studied by Posnjak, Allen, and Merwin [21] was used in some of the present experiments. They indicated that the covellite contained 0.05% Fe. The metal-to-sulfur ration of this covellite calculated from the analyses by Posnjak, Allen, and Merwin [21] is 1:0.992 when Fe is included and 1:0.993 when only Cu is considered. These values are indistinguishable from the 1:1 ratio of stoichiometric CuS when analytical errors in sulfur analysis are considered as discussed above.

Equipment: Rigid tubes as well as collapsible gold tubes were used. The techniques, experimental methods, and quenching procedures were as described by Kullerud and Yoder [11] for simple rigid silica tubes and collapsible gold tubes and as described by Kullerud and Yund [13] for rigid tube-in-tubes.

Identification of phases: The products of all experiments were identified at room temperature by their macroscopic physical properties, optical properties in reflected light, and X-ray powder diffraction patterns.

Covellite is recognized by its indigo-blue or darker color and its perfect [0001] cleavage. Digenite has dark blue to almost shiny black color. Sulfur has cream white, yellow, or green color. In reflected light covellite is readily recognized because of its typical blue color and because of its extraordinary pleochroic character and extremely high anisotropism. Digenite in polished sections is distinctly greyish blue, especially when oil immersion is used. It is isotropic and often displays strong [111] cleavage.

The products obtained were readily identified by their X-ray powder diffraction patterns. The pattern for natural covellite was given by Roberts and Ksanda [23]; Alsén [2]; Waldo [28]; and Harcourt [8]. Roberts and Ksanda [23]; Alsén [2]; and Swanson, Fuyat, and Ugrinic [26] gave patterns for synthetic covellite. The patterns for natural covellites agree well with those of synthetic covellites. The patterns for both synthetic and natural digenite were given by Morimoto and Kullerud [19]. The pattern of orthorhombic sulfur was given by Hanawalt, Rim, and Frevel [7]; Das [3]; Kullerud and Yoder [11]; and Swanson, Cook, Isaacs, and Evans [25].

Experimental results

The results of the pertinent experiments designed to determine the composition and to fix the upper stability limit of covellite are compiled in Tables 1—4.

Silica tube experiments: In Table 1 a it is seen that the rate of reaction of copper and sulfur to form covellite is slow. It was on the basis of these experiments that synthetic digenite and sulfur were used as starting materials in subsequent experiments.

The experiments in Table 1 b indicate that covellite melts incongruently to digenite and sulfur at some temperature between 500 ° and 600 °C. This is contrary to former literature (cited above), which reports that covellite on heating decomposes to Cu_2S and S. Only the solid products obtained after quenching are recorded and distinction could not be made between sulfur resulting from crystallization of the liquid and that from the vapor phase. Under equilibrium conditions in a rigid silica tube with minimum vapor space a bulk composition of CuS (Table 1 b) must be represented by the three phases $cv + dg + V$ in the temperature region where covellite is stable. Failure to observe all phases, such as in the experiment at 300 °C in Table 1 b, is attributed to their minute quantity rather than their absence due to lack of equilibrium. In a silica tube with large vapor space (vapor volume: volume of condensed material, 4:1) and in which pure synthetic covellite was heated at 235 °C for 14 months, about 3% digenite was produced due to loss of sulfur to the vapor (Experiment not listed in Table 1).

The results of Table 1 c, 1 d, and 1 e confirm the incongruent melting of covellite to $dg + L + V$, and the best value is taken to be $507^\circ \pm 2^\circ\text{C}$.

The experiments listed in Table 1 b contain copper-to-sulfur in the exact ratio of 1:1. In these silica tubes, which contained minimum vapor space, digenite was always present in sufficient amounts to be detected in polished sections when the temperature of the experiment was 400 °C or higher. The loss of sulfur to the vapor at this temperature is much less than 0.02 wt. % and probably less than 0.001%. Therefore a condensed composition of $\text{CuS}_{0.999}$ (33.52 wt. % S, as compared with 33.54 wt. % S in CuS) produces two phases at 400 °C (Table 1 b) indicating that covellite forms no measurable solid solution on the copper side

Table 1. Results of runs in simple silica glass tubes using various starting materials. Pressure, not measured, is that of the system

T [°C]	Time [hrs.]	Products ¹	T [°C]	Time [hrs.]	Products ¹
(a) copper + sulfur					
200	2160	Cu + cc + dg + cv + S	300	504	cc + dg + cv + S
400	120	dg + cv + S			
(b) synthetic digenite + sulfur					
300	504	cv	500	120	cv + dg (< 5%)
400	240	cv + dg (≪ 1%)	600	120	dg + S + cv ²
(c) synthetic digenite + sulfur in excess					
500	48	cv + S	515	20	dg + S (cv ²)
505	48	cv + S	525	1	dg + S (cv ²)
509	48	dg + S (cv ²)	550	1/2	dg + S (cv ²)
(d) synthetic covellite + sulfur in excess					
500	48	cv + S	509	48	dg + S (cv ²)
504	48	cv + S	530	2	dg + S (cv ²)
506	24	cv + S			
(e) natural covellite (Butte) + sulfur in excess					
490	72	cv + S	504	70	cv + S
500	72	cv + S	510	70	dg + S (cv ²)
(f) Au containing covellite synthesized at 520 °C, 2,000 bars, 38 hrs.					
506	24	cv + S	508	24	dg + S + (cv ²)

¹ cv = covellite, dg = digenite, cc = chalcocite, S = sulfur, Cu = copper.

² Indicates that a trace of covellite formed during the quenching period.

of CuS composition, even at temperatures of 400 °C. Tube-in-tube experiments listed in Table 2 demonstrate that covellite does not take sulfur into solid solution beyond the amount indicated by the CuS formula. Covellite, therefore, does not form measurable amounts of solid solution on either side of CuS composition and is stoichiometric within the limits of $\text{CuS}_{1.000 \pm 0.002}$.

At 400 °C covellite synthesized in the presence of excess sulfur and covellite synthesized in equilibrium with digenite have, as closely as could be determined,

Table 2. Tube-in-tube runs with excess sulfur (S_x) to determine composition of covellite

Starting materials	T [°C]	Time [hrs.]	Covellite composition
CuS + S_x	400	168	CuS _{0.9981}
CuS + S_x	450	168	CuS _{1.0012}
Cu ₉ S ₅ + S_x	400	168	CuS _{1.0002}
Cu ₉ S ₅ + S_x	450	168	CuS _{0.9993}
CuS + Cu ₉ S ₅ + S_x	400	120	CuS _{0.9984}
CuS + Cu ₉ S ₅ + S_x	460	120	CuS _{0.9987}

identical unit cell dimensions. This is taken as additional evidence of the stoichiometry of covellite.

All measured X-ray diffraction reflections are, within the limits of error of measurement, identical with the values given by Swanson, Fuyat, and Ugrinic [26] for stoichiometric CuS.

Collapsibel tube experiments: These were undertaken to determine which one of the four univariant curves, originating at the incongruent melting point of covellite, does not involve a vapor phase (Fig. 1). It was tentatively assumed that this curve would approximate a straight line up to 2000 bars. Thus by determin-

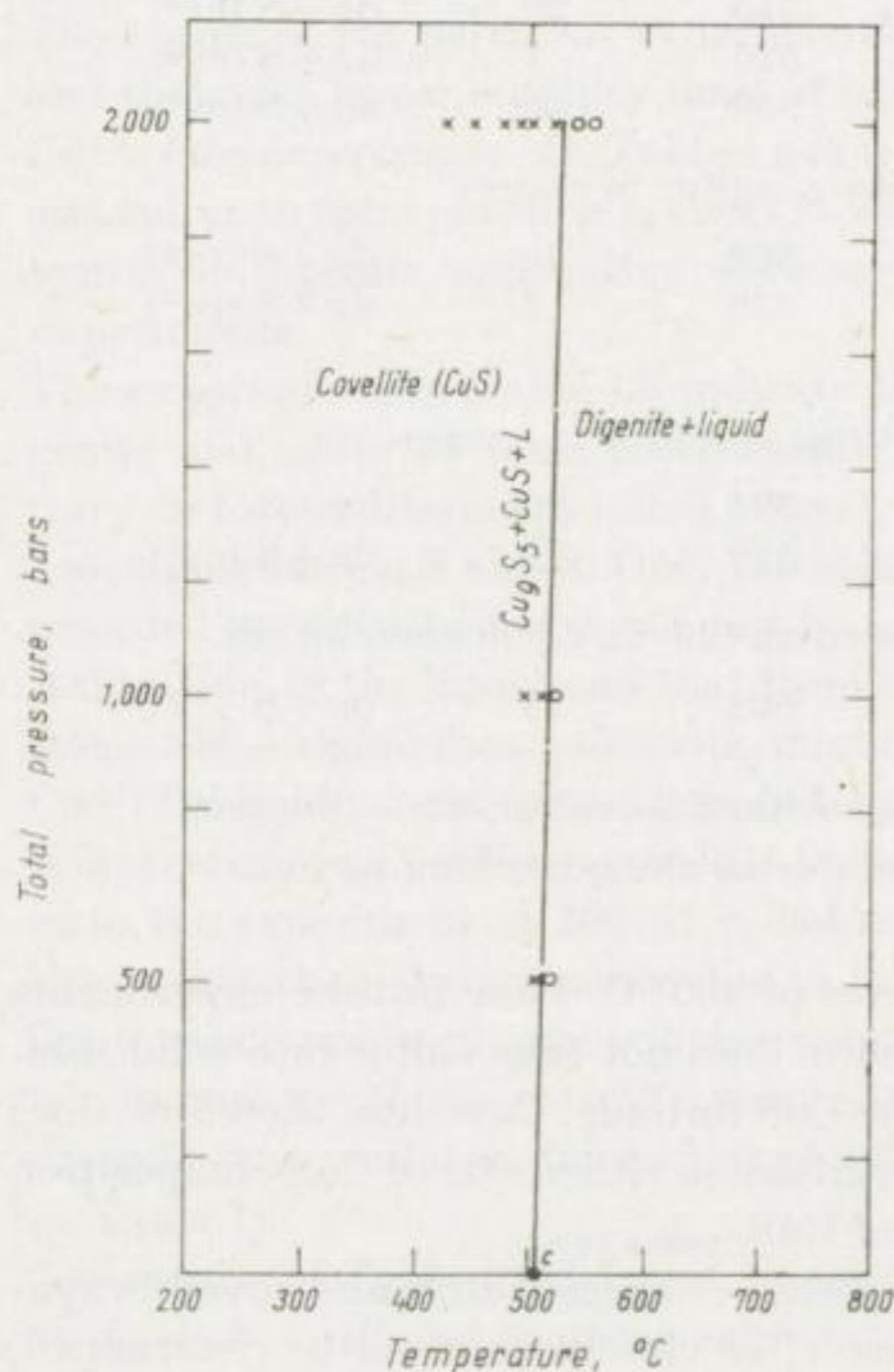


Figure 1

The univariant curve for the reaction $\text{CuS} \rightleftharpoons \text{Cu}_{9-x}\text{S}_5 + L$ as determined by the collapsible gold tube method. The curve originates at point c, 507 °C and about 1.2 bars

ing the position of the curve at 2000 bars first very close estimates could be made of its position at 500 and 1000 bars. The straight line assumption proved essentially correct, and very few experiments were needed to bracket the curve at these lower pressures.

Considerable migration of gold from the tube walls was noted to take place, especially at elevated temperatures where covellite is not stable. Digenite crystals were sometimes surrounded by gold dendrites. Removal of sulfur by treatment with CS₂ revealed the presence of fine gold threads, dendrites, and skeletons having formed in the sulfur during the experiments.

In Tables 3a, 3b, and 3c it is seen that covellite breaks down between 505° and 515 °C at 500 bars. The covellite in all runs at 515° and 550 °C, enclosed in paren-

Table 3. Results of runs in gold tubes using various starting materials at a pressure of 500 bars

T [°C]	Time [hrs.]	Products	T [°C]	Time [hrs.]	Products
(a) synthetic digenite + S					
505	140	cv	515	146	dg + S + (cv ¹)
(b) synthetic digenite + S in excess					
505	140	cv + S	515	380	dg + S + (cv ¹)
515	146	dg + S + (cv ¹)	550 ²	120	dg + S + (cv ¹)
(c) synthetic covellite					
505	140	cv	515	380	dg + S + (cv ¹)
515	146	dg + S + (cv ¹)	550 ²	120	dg + S + (cv ¹)
515	380	dg + S + (cv ¹)			

¹ covellite occurs as rims formed on quenching,

² cooled slowly in air,

theses, occurred as rims around digenite, and is considered a quench product from the textural relations observed in polished sections. To test this interpretation two tubes containing digenite + S in excess and covellite, respectively, were run at 550 °C (Tables 3b and 3c), and the pressure vessel was allowed to cool in air without applying the usual quenching techniques. Appreciable amounts of covellite developed at the expense of digenite and liquid, and in polished sections the covellite was observed to rim the digenite. The reversibility of the $cv \rightleftharpoons dg + L$ reaction is demonstrated by the formation of covellite from its components and the decomposition of synthetic covellite.

The breakdown of covellite takes place between 511° and 520 °C at 1000 bars as seen from Table 4. In these experiments covellite rims on digenite, as also described above, are noted to form on quenching from temperatures above which covellite is stable. The gold tubes containing digenite and sulfur show clear signs of melting at 850 °C and 1000 bars (Table 4). Thus, the gold tube experimental

Table 4. Results of runs in gold tubes using various starting materials at a pressure of 1,000 bars

T [°C]	Time [hrs.]	Products	T [°C]	Time [hrs.]	Products
(a) synthetic digenite + sulfur					
490	90	cv	520	94.5	dg + S + (cv ¹)
511	140	cv	850	137	melting ²
(b) synthetic digenite + sulfur in excess					
490	90	cv + S	520	94.5	dg + S + (cv ¹)
511	140	cv + S	850	137	melting ²
(c) synthetic covellite					
490	90	cv	520	94.5	dg + S + (cv ¹)
511	140	cv	850	137	melting ²

¹ covellite rims formed on quenching.

² under these conditions the gold tubes melt.

Table 5. Results of runs in gold tubes using various starting materials at a pressure of 2,000 bars

T [°C]	Time [hrs.]	Products	T [°C]	Time [hrs.]	Products
(a) synthetic digenite + sulfur					
450	1248	cv	530	170	dg + S + (cv)
490	264	cv	555	528	dg + S + (cv)
520	380	cv	600	46	dg + S + (cv)
(b) synthetic digenite + sulfur in excess					
425	672	cv + S	520	380	cv + S
475	336	cv + S	530	170	dg + S + (cv)
500	46	cv + S	540	156	dg + S + (cv)
(c) synthetic covellite					
475	336	cv	530	170	dg + S + (cv)
490	264	cv	540	156	dg + S + (cv)
520	380	cv	555	528	dg + S + (cv)
(d) natural covellite (Butte, Montana)					
500	46	cv	530	206	dg + S + (cv)
521	320	cv	555	528	dg + S + (cv)

¹ covellite rims formed on quenching.

technique under the outlined pressure and composition conditions is only useful at temperatures well below 850 °C.

At 2000 bars the equilibrium temperature for the $cv \rightleftharpoons dg + L$ reaction appears to lie between 520° and 530°C, as noted in Table 5. Table 5d demonstrates that the stability limit of Butte covellite within the limits of experimental error coincides with that of synthetic covellite.

Description of phases

Covellite grown in silica tubes is of a dark blue color, is commonly massive, and rarely shows crystal faces. Single crystals were in a number of cases grown at high pressure collapsible gold tubes. These crystals, which are less than 0.1 mm long, appear to be hexagonal plates. Powder X-ray diffraction studies of covellite grown under varied pressure and temperature conditions (from 200 °C at less than 1 mm Hg to 520 °C at 2000 bars) show no measurable variations in the cell dimensions of the covellite crystals. The observed reflections agree with those published by Swanson, Fuyat, and Ugrinic [26]. Because of the isomorphic relations between copper and gold it was considered probable that some gold might diffuse from the tube walls and enter the covellite structure by substituting for some of its copper. Mr. H. Bastron kindly made spectrographic analysis of covellite synthesized in a gold tube at 520 °C, 2000 bars, 380 hours (Table 5a). This analysis gave 0.53 wt. % Au. Some of the gold in the covellite sample could be attributed to dust arising from the opening of the tube by filing. Careful examination under the microscope did not reveal any free gold with the covellite. It was considered possible that the stability of covellite might be altered significantly if all the gold reported in the analysis (0.53 wt. %) were in solid solution. To test this possibility covellite synthesized in gold tubes at 520 °C, 2000 bars, 380 hours was heated, with a small amount (~ 0.2 wt. %) of excess sulfur in a silica tube with minimum vapor space, at 506 °C and 508 °C as shown in Table 1f. Breakdown at 508 °C but not at 50 °C indicates that gold does not measurably influence the stability of covellite.

Digenite grows as well developed greyish blue colored octahedra, occasionally extremely malformed and frequently modified by cube faces. Sometimes two opposite octahedral faces predominate over all other faces to such an extent that the crystal looks like a flat hexagonal plate. In other cases, observed at 1000 and 2000 bars, cube faces dominate. The digenite crystals, which always are twinned, vary in size from 0.1 to 4 mm depending upon time, temperature, and pressure. The larger crystals were grown in rigid silica tubes and the smaller in collapsible gold tubes. Donnay, Donnay, and Kullerud [4] give detailed descriptions of synthetic digenite.

Morimoto and Kullerud [19] showed that digenite goes through an inversion at $73^\circ \pm 3^\circ \text{C}$. Both the high and low polymorphs are cubic and the inversion is rapid so the high form cannot be quenched. At elevated temperatures digenite is isostructural with cubic Cu_2S , and these phases form a complete solid solution series. Kullerud and Yund [12] found that digenite also forms solid solution towards covellite and takes 0.6 wt. % sulfur into solid solution at 500 °C, which is only 7 °C below the incongruent melting point of covellite. Thus the digenite phase in equilibrium with covellite at this temperature contains about 22.50 wt. % S as compared to 21.90 wt. % S in stoichiometric Cu_9S_5 . This composition corresponds to $\text{Cu}_{8.69}\text{S}_5$ or, as suggested by Morimoto and Kullerud [19], to $\text{Cu}_{9-x}\text{S}_5$ where $x = 0.39$ when digenite forms through incongruent melting of covellite.

Sulfur crystals are formed when the liquid, vapor, or gas in equilibrium with covellite, digenite, or both is quenched. The crystals occur disseminated throughout or coating the sulfide crystals, congregate in lumps or masses at one end of the tube, coat the wall of the tube, or form botryoidal masses throughout the charge. The liquid observed at temperature through the wall of silica glass tubes was dark brown at 500 °C and greenish brown at 525 °C. On cooling the material turned yellow and greenish yellow, respectively. The color of the sulfur depends on the length of run as well as temperature. The green color became darker as the length of the run increased up to about 24 hours and is believed to be a function of the copper content of the liquid. Powder X-ray diffraction patterns made at room temperature of the sulfur showed that it was the orthorhombic polymorph.

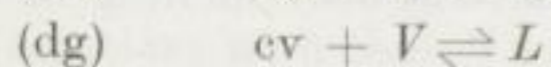
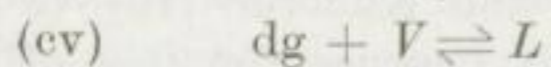
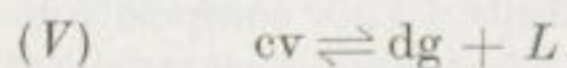
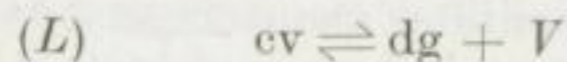
Upper stability curve of covellite

The univariant curve for the reaction $\text{CuS} \rightleftharpoons \text{Cu}_9\text{S}_5 + L$ derived from the data in Tables 3—5 is shown as a straight line of best fit in Figure 1. The reaction temperature rises at the rate of about 9°/1000 bars (= 111 bars/°). The temperatures on the line at the pressures investigated are given in Table 6. The error

Table 6. Univariant curve for the reaction
 $\text{CuS} \rightleftharpoons \text{Cu}_{9-x}\text{S}_5 + L$

P [bars]	T [°C]	P [bars]	T [°C]
(1.5)	507	1000	515
500	510	2000	525

in the temperature at the pressures investigated is less than ± 5 °C. The pressure of the point labeled *c*, the lower pressure terminus of the above reaction, was not measured but can be estimated as discussed in the following. At precisely the temperature of *c* 507 °C, four phases are in equilibrium: digenite, covellite, liquid, and vapor. The compositions of all phases can be represented in the two-component system Cu-S. According to the Phase Rule, four coexisting phases in a two-component system constitute an invariant condition, a condition satisfied at only one pressure and one temperature. The pressure or temperature can change from the invariant point only if one or more phases are consumed, and the system then becomes univariant or multivariant, respectively. If one each of the different phases is consumed in turn, four univariant curves will originate from the invariant point. The three phases in equilibrium along the univariant curves may be described, each curve being specified by the phase (enclosed in parentheses) that is absent.



The sequence of the curves about the invariant point may be deduced from the principles of Morey and Williamson [17] and the Morey-Schreinemaker's coincidence theorem (Morey [16]). The curves so derived are shown in Figure 2. The arrangement of these univariant curves is analogous to that shown by Kullerud and Yoder [11] to exist around the incongruent melting point of pyrite. It is noted from Figure 2 that if portions of any two curves about the univariant point are known, their point of intersection, the invariant point, may be ascertained by projection of the known portions. The data for the curve (V) were obtained in the present study (Figure 1). Data on curve (L) were obtained by Was-

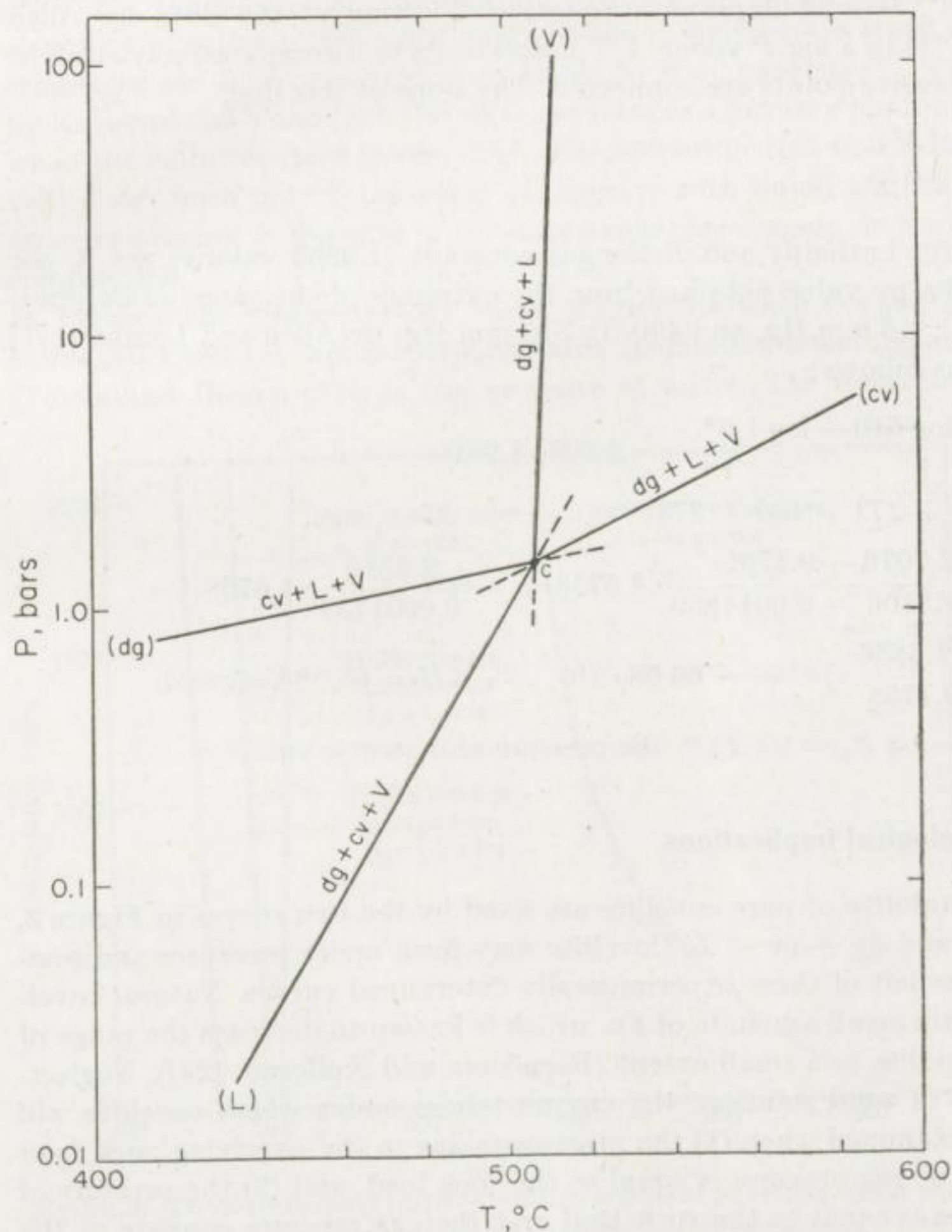


Figure 2. Univariant curves and divariant regions about the invariant point *c* where digenite, covellite, liquid, and vapor are in equilibrium. The relations are deduced from thermodynamic principles as described in the text

juchnowa [29], Preuner and Brockmüller [22], and Allen and Lombard [1]. Allen and Lombard [1] evaluated the data by earlier workers and determined additional points on the $(L) cv \rightleftharpoons dg + V$ curve. Extrapolation of these combined data, spanning the region from 400 °C and 1.5 mm Hg to 490 °C and 510 mm Hg, to 507 °C gives 1100 ± 200 mm Hg (1.5 ± 0.3 bars) as the pressure existing at the invariant point c . This pressure is about 0.8 bars below that of pure sulfur in equilibrium with liquid (West [31]). Provided the pressure of 1.5 ± 0.3 bars obtained by extrapolation is correct, the presence of copper is presumed to be responsible for the decrease on vapor pressure.

The enthalpy of the reaction $(L), cv \rightleftharpoons dg + V$ may be calculated by means of the integrated Clausius-Clapreyron equation. Plotting of the data by Allen and Lombard [1] in a $\log P$ versus $1/T$ graph leads to a comparatively straight line when successive points are connected. The slope of this line,

$$\frac{\log P}{1/T} = - \frac{\Delta H}{2.303 R}$$

where ΔH is the enthalpy and R the gas constant (1.9869 calories per °C per mol). The enthalpy value obtained from the extremes of the range of determination (400 °C, 1.5 mm Hg, and 490 °C, 510 mm Hg) by Allen and Lombard [1] is calculated as follows:

$$\begin{aligned} -\Delta H &= \frac{\log 510 - \log 1.5^*}{\frac{1}{490 + 273} - \frac{1}{400 + 273}} \cdot 2.303 \cdot 1.9869 \\ &= \frac{2.7076 - 0.1761}{0.0013106 - 0.0014859} \cdot 4.5758 = - \frac{2.5315}{0.0001753} \cdot 4.5758 \\ &= - \frac{11.5836}{0.1753} \cdot 10^3 = - 66.08 \cdot 10^3, \quad \Delta H = 66.08 \text{ kcal/mol.} \end{aligned}$$

* Since $\log P - \log P_1 = \log P/P_1$ the pressure unit cancels out.

Geological implications

The limits of stability of pure covellite are fixed by the two curves in Figure 2, $dg + cv + V$ and $dg + cv + L$. Covellite may form under pressures and temperatures to the left of these experimentally determined curves. Natural covellites may contain small amounts of Fe, which is known to decrease the range of stability of covellite to a small extent (Roseboom and Kullerud, [24]). Neglecting the effects of solid solution, the circumstances under which covellite will exist may be examined when (1) the pressure is due to the overlying rock load and the vapor or gas pressure is equal to the rock load, and (2) the pressure of the solid phases is equal to the rock load and the gas pressure consists of the sum of partial pressures of a sulfur-rich vapor and at least one other gas. These conditions are similar to those in an anhydrous sulfide magma and a hydrous sulfide vein, respectively.

$P_s = P_T$: Covellite could form as a primary phase on the liquidus only in magmas of almost pure sulfur. Sulfur flows have been observed, for example, by Watanabe [30] in Japan. However, the complete mineralogy was not described. For less sulfur-rich magmas covellite could not form as a primary phase on the liquidus but could form at lower temperatures ($< 525^\circ\text{C}$ for $P = 2000$ bars) by the reaction of digenite with vapor. If the bulk composition were more sulfur-rich than covellite, digenite would be consumed in the reaction. If the bulk composition were less sulfur-rich than covellite and more sulfur-rich than digenite, covellite + digenite would be the stable assemblage.

$P_s < P_T$: Most natural sulfide deposits were formed under conditions where $P_s < P_T$, the additional volatile components likely being H_2O and CO_2 . If the solubility of sulfur in the additional volatile components is small the stable assemblages can be represented in principle by the „condensed“ system as given by Kullerud and Yund [12]. Covellite can form as a primary phase on the liquidus when the sulfur content is very high. For less sulfur-rich bulk compositions covellite can form only by reaction of digenite with liquid and vapor. The presence or absence of digenite in covellite assemblages again depends on the bulk composition.

In Figure 3 the upper stability curve of covellite when the partial pressure of sulfur is 0.1 and 1.0 bars is compared with the minimum melting curve of granite (Tuttle and Bowen [27]) in the presence of water. The breakdown curves for

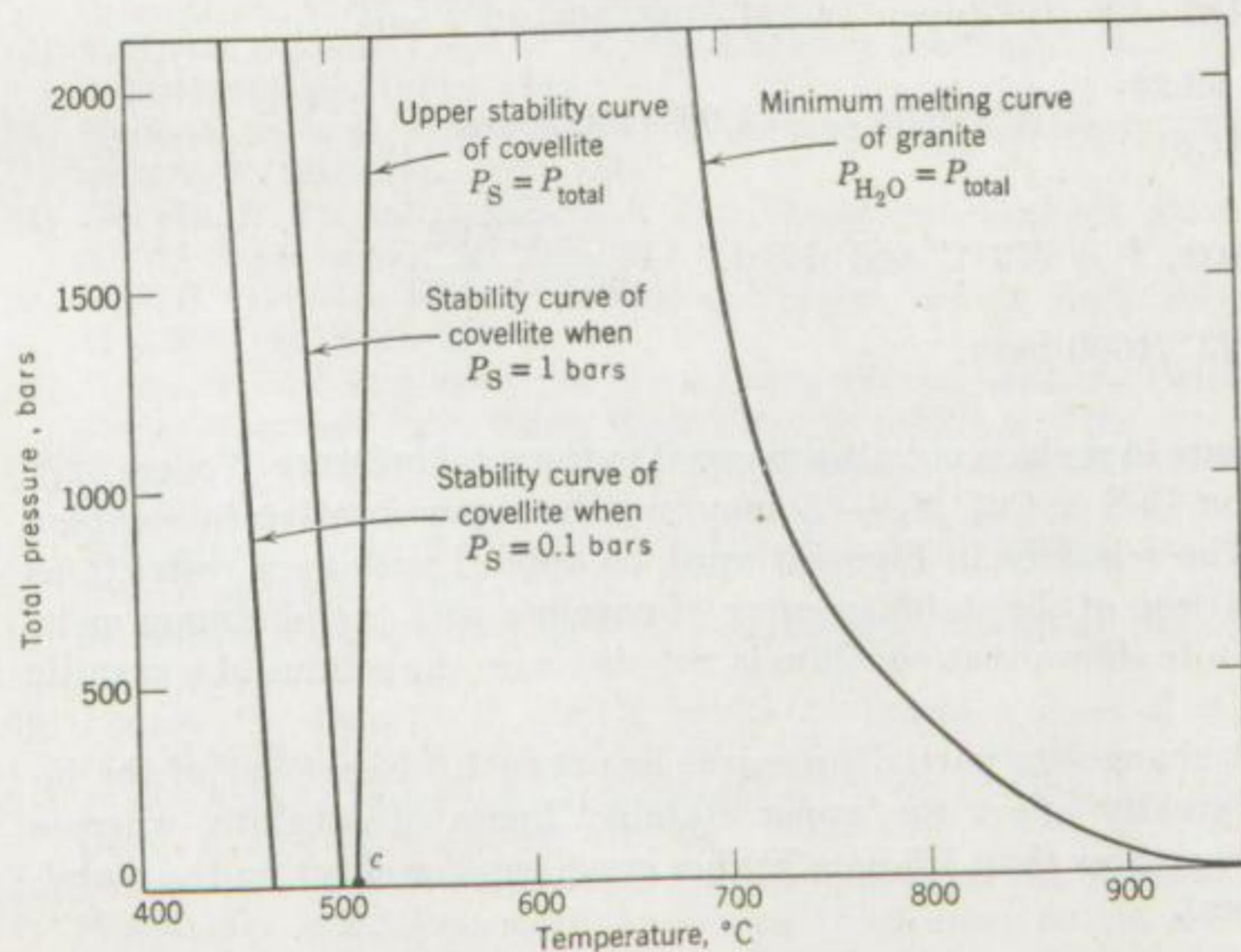


Figure 3. The determined upper stability curve of covellite when the sulfur pressure equals the total pressure and the calculated upper stability curves of covellite when the partial pressure of sulfur is 0.1 and 1.0 bar. These curves are compared with the minimum melting curve of granite (Tuttle and Bowen, 1953) in the presence of excess water ($P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{Total}}$)

partial pressures of 0.1 and 1.0 bars were calculated using the modified Clapeyron equation (Yoder [32]). $\Delta V = -6.2$ cc/mole was estimated from the equation $\text{CuS} \rightleftharpoons \text{Cu}_{9-x}\text{S}_5 + V$ in which the mole volumes of CuS and $\text{Cu}_{9-x}\text{S}_5$ were calculated from the unit cell dimensions. $\Delta H = 66.08$ kcal/mole as calculated above, and $T = 738^\circ$ and 773°K (Allen and Lombard [1]) for partial pressures of 0.1 and 1.0 bars, respectively.

The slope of such curves is given by the equation:

$$dT/dP = \frac{T\Delta V}{\Delta H}$$

$$\begin{aligned} \text{For } P_s = 0.1 \text{ bar, } T = 738^\circ\text{K and } dT/dP &= \frac{-738 \cdot 6.2}{66.08} \cdot \frac{^\circ\text{cc mole}}{\text{kcal} \cdot \text{mole}} \\ &= -69.24 \cdot \frac{^\circ\text{cc}}{\text{kcal}} \end{aligned}$$

Inserting for 1 cal = 4.181 joules, 1 joule = 10^7 ergs, 1 erg = 1 dyne · cm, 1 dyne = 10^{-6} bars/cm²

$$\begin{aligned} dT/dP &= \frac{-69.24^\circ\text{cc}}{10^3 \cdot 4.81 \text{ joules}} = \frac{-69.24^\circ\text{cc}}{4.181 \cdot 10^7 \text{ erg}} \\ &= \frac{-69.24^\circ\text{cm}^2}{4.181 \cdot 10^3 \cdot 10^7 \text{ dyne}} = \frac{-69.24^\circ}{4.181 \cdot 10^3 \cdot 10^7 \cdot 10^{-6} \text{ bars}} \\ &= \frac{-69.24}{41.81} \text{ }^\circ/1000 \text{ bars} = -1.66^\circ/1000 \text{ bars} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{For } P_s = 1.0 \text{ bars, } T = 773^\circ\text{C and } dT/dP &= \frac{-773.62}{66.08 \cdot 41.81} \\ &= -1.73^\circ/1000 \text{ bars} \end{aligned}$$

The water pressure in rocks is not always equal to the total pressure (Yoder [32]), and the reaction $\text{CuS} \rightleftharpoons \text{Cu}_{9-x}\text{S}_5 + L$ may not be representative in complex rock systems. The relations in Figure 3 must be applied with such restrictions in mind. Comparison of the stability curve of covellite with the minimum melting curve of granite shows that covellite is not stable on the solidus of a granitic type rock.

It is noted that changes in partial pressures less than 1.5 bars (that of the invariant point) greatly affect the upper stability limits of covellite, whereas partial pressures greater than 1.5 bars have a much smaller effect on the stability of this mineral.

Acknowledgments

The writer is indebted to H. Bastron of the U.S. Geological Survey for his spectrographic analysis of synthetic covellite.

Bibliography

- [1] *Allen, E. T., and Lombard, R. H.*: A method for the determination of dissociation pressures of sulphides, and its application to covellite (CuS) and pyrite (FeS₂). *Am. J. Sci.*, v. 43 (1917), pp. 175—195.
- [2] *Alsén, N.*: Über die Kristallstrukturen von Covellin (CuS) und Kupferglanz (Cu₂S). *Geol. Fören. i Stockholm Förh.*, v. 53 (1930), pp. 111—120.
- [3] *Das, R. S.*: A study of sulfur allotropes by X-ray diffraction method. *Indian J. Physics*, v. 12 (1938), pp. 163—181.
- [4] *Donnay, G., Donnay, J. D. H., and Kullerud, G.*: Crystal and twin structure of digenite, Cu₉S₅. *Am. Mineral.*, v. 43 (1958), pp. 230—242.
- [5] *Gossner, B., und Mussgnug, F.*: Über die Kristallstruktur von Zinnober und Covellin. *Centralb. Mineral., Geol., u. Paleontol., A* (1927) pp. 410—413.
- [6] *Guertler, W.*: A consideration of theoretical melting. *Metall u. Erz*, v. 17 (1920), pp. 192—195.
- [7] *Hanawalt, J. D., Rim, H. W., and Frevel, L. K.*: Chemical analysis by X-ray diffraction. *Ind. Eng. Chem.*, v. 10 (1938), pp. 457—512.
- [8] *Harcourt, G. A.*: Tables for the identification of ore minerals by X-ray powder patterns. *Am. Mineral.*, v. 27 (1942), pp. 63—113.
- [9] *Johnson, F. M. G.*: The vapor pressure of dry ammonium chloride. *Z. phys. Chem.*, v. 61 (1908), pp. 457—463.
- [10] *Knop, A.*: Über die Kupfererz-Lagerstätten von Klein-Namaqualand und Damaraland, ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Kupfererze. *Neues Jahrb. Mineral.* (1861), pp. 513—550.
- [11] *Kullerud, G., and Yoder, H. S.*: Pyrite stability relations in the Fe-S system. *Econ. Geol.*, v. 54 (1959), pp. 533—572.
- [12] *Kullerud, G., and Yund, R. A.*: Cu-S system (abstract). *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 71 (1960), pp. 1911—1912.
- [13] *Kullerud, G., and Yund, R. A.*: The Ni-S system and related minerals. *J. Petrol.*, v. 3 (1962), pp. 126—175.
- [14] *Merwin, H. E., and Lombard, R. H.*: The system Cu-Fe-S. *Econ. Geol.*, v. 32 (1937), Supplement, pp. 203—284.
- [15] *Moh, G.*: Low-temperature sulfide synthesis. *Carnegie Inst. Wash. Year Book* 62 (1963), pp. 214—215.
- [16] *Morey, G. W.*: Application of the „Morey-Schreinemakers' theorem of coincidence". *Carnegie Inst. Wash. Year Book* 56 (1957), p. 246.
- [17] *Morey, G. W., and Williamson, E. D.*: Pressure-temperature curves in monovariant systems. *J. Am. Chem. Soc.*, v. 40 (1918), pp. 59—84.
- [18] *Morimoto, N., and Kullerud, G.*: Polymorphism in bornite. *Am. Mineral.*, v. 46 (1961), pp. 1270—1282.
- [19] *Morimoto, N., and Kullerud, G.*: Polymorphism in digenite. *Am. Mineral.*, v. 48 (1963), pp. 110—123.
- [20] *Palache, C., Berman, H., and Frondel, C.*: Dana's system of mineralogy. 7th ed., New York 1944, John Wiley & Sons, vol. 1, 834 pp.
- [21] *Posnjak, E., Allen, E. T., and Merwin, H. E.*: The sulphides of copper. *Econ. Geol.*, v. 10 (1915), pp. 491—535.
- [22] *Preuner, G., and Brockmüller, I.*: Measurements of gas pressure with a spiral manometer of vitreous silica. Isotherms of selenium, sulfur, arsenic, phosphorous; dissociation of copper sulfide and of seleniuretted hydrogen. *Z. phys. Chem.*, v. 81 (1912), pp. 129—170.
- [23] *Roberts, H. S., and Ksanda, C. J.*: The crystal structure of covellite. *Am. J. Sci.*, v. 17 (1929), pp. 489—503.
- [24] *Roseboom, E. H., and Kullerud, G.*: The solidus in the system Cu-Fe-S between 400 and 800 °C. *Carnegie Inst. Wash. Year Book* 57 (1958), pp. 222—227.

- [25] *Swanson, H. E., Cook, M. I., Isaacs, T., and Evans, E. H.*: Standard X-ray diffraction powder patterns. Nat. Bur. Stand. Circular 539, v. 9 (1960), pp. 54—56.
- [26] *Swanson, H. E., Fuyat, R. K., and Ugrinic, G. M.*: Standard X-ray diffraction powder patterns. Nat. Bur. Stand. Circular 539, v. 4 (1955), pp. 13—14.
- [27] *Tuttle, O. F., and Bowen, N. L.*: Beginning of melting of some natural granites. Carnegie Inst. Wash. Year Book 52 (1953), p. 50.
- [28] *Waldo, A. W.*: Identification of the copper ore minerals by means of X-ray powder diffraction patterns. Am. Mineral., v. 20 (1935), pp. 575—597.
- [29] *Wasjuchnowa, M.*: Das Gleichgewicht Cupro-Cuprisulfid. Dissertation, Berlin 1909.
- [30] *Watanabe, T.*: Eruptions of molten sulphur from Siretoko-Iosan Volcano, Japan. Japan. J. Geogr., v. 17 (1940), pp. 289—310.
- [31] *West, J. R.*: Thermodynamic properties of sulfur. Ind. Eng. Chem., v. 42 (1950), pp. 713—718.
- [32] *Yoder, H. S.*: Role of water in metamorphism. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62 (1955), pp. 505—524.

Das Kombinationspräparat, ein didaktisches Hilfsmittel in der Erz- und Metall-Auflichtmikroskopie ¹

Von K. Löffler, Schkopau

Zur Erlangung der Kenntnis der erzmikroskopischen Unterschiede von einzelnen Erzmineralen ist die vergleichende Betrachtung der verschiedenen Minerale notwendig. Dabei ist nicht nur das Eigenschaftsbild der einfachen Erzminerale einzuprägen, sondern auch das unterschiedliche Verhalten weniger häufiger, ja seltener und seltenster Minerale vergleichend zu erfassen und zu begreifen.

Für die Durchmusterung werden allgemein in den Instituten Einzelpräparate vorgelegt. Für Vergleiche muß der eine Anschliff unter das Mikroskop gelegt und eingestellt werden. Dann muß er wieder entfernt werden, um in gleicher Weise dem neuen Anschliff Platz zu machen. Zur Erzielung der notwendigen Haftung des Eindruckes ist ein mehrfacher Wechsel notwendig. Das Verfahren beinhaltet eine gewisse Länge des Arbeitsablaufes, weil die beobachtungstoten Zeiten — nämlich das Ausspannen, das Weglegen des einen Schliffes, das Aufnehmen, das Einspannen des neuen Schliffes und dessen Scharfeinstellung — eine Beeinträchtigung des wahrgenommenen Eindruckes bewirken, eine Verblässung infolge der Ablenkung durch die Zwischenarbeit hervorrufen.

Unmittelbare systematische Vergleiche, die ja bei der Vermittlung von Kenntnissen und zur Schulung des Auges unbedingt erforderlich sind, sind damit nur unvollkommen und nur unter hohem Zeitaufwand zu erreichen.

Das Wissen um die Bemühungen vieler namhafter Forscher auf dem Gebiete der Erzmikroskopie wie *H. Schneiderhöhn*, *P. Ramdohr*, *O. W. Oelsner*, *A. Betschkin*, *S. A. Wachromejew* und anderer, in der verschiedensten Art zum vergleichenden Beobachten und Betrachten zu erziehen, und das Wissen um die Möglichkeiten der modernen Präparier- und Schleiftechnik veranlaßten den Verfasser, nach einer Möglichkeit für eine Kombination zur Überbrückung der toten Zeiträume bei vergleichenden erzmikroskopischen Arbeiten zu suchen.

Die Kombination benötigte

1. eine Konzeption,
2. eine Übertragung der Konzeption in ein Präparat.

Es resultierte als Ergebnis

3. ein Kombinationspräparat.

¹ Mitteilung aus der Zwischenprodukte-Abteilung des VEB Chemische Werke Buna, Schkopau über Merseburg.

Die Konzeption

Es besteht die Notwendigkeit, vergleichende Beobachtungen an Erzmineralen durchzuführen. Mehrere vorbestimmte Erzminerale sind erzmikroskopisch zu vergleichen.

Die Präpariertechnik hat in den letzten Jahren bedeutende Entwicklungen durchgemacht.

Diese beruhen darauf, daß

- a) die Entwicklung der Anschliffherstellung auf den Schleifmaschinen nach dem Vanderwilt-Prinzip, wie es in der Rehwald-, Claussnitzer- und ROW-Maschine verwirklicht ist, Anschliffe außerordentlicher Qualität ermöglicht;
- b) zur Herstellung der Anschliffe Kunststoffringe als Standardprobenbegrenzung, also als Halterung des Präparates, verwendet werden können;
- c) zur Einbettung der anzuschleifenden Probe nicht thermoplastische, sondern kalt aushärtende, bei der Anwendung flüssige Kunstharze von dem Typ der Epoxid-Harze (Epilox EGK 19 + Härter 5 des VEB Leuna-Werke „Walter Ulbricht“) und dem Typ der Polyester-Harze (Polyester G Schkopau + Co-Beschleuniger und Peroxidkatalysator des VEB Chemische Werke Buna) Verwendung finden.

Die Übertragung der Konzeption in ein Präparat

Die in der Konzeption dargelegte Forderung und der dabei erwähnte technische Stand lassen eine Kombination zu.

Bisher wurde nur das zu untersuchende Objekt — Erzstück — in den Kunststoffring eingebettet (Bild 1).

Für die Untersuchung eines Flotations- oder Schwermineralsand-Konzentrates werden die Körnchen mit dem Einbettungsharz vermischt und in einen kleinen



Bild 1

Erzstück der BiCoNi-Formation von Niederschlema eingebettet mit Epilox EGK 19 in Kunststoffring

Ring aus Hart-PVC eingelegt. Nach dem Aushärten wird dieser Ring in den Standardkunststoffring mit dem Harz eingesetzt. Nach dem Aushärten ist der Rohling zum Anschleifen fertig. In dem Präparat sind eine Vielzahl von verschiedenen Einzelkörnern zur Betrachtung vorhanden (Bild 2 und 3).

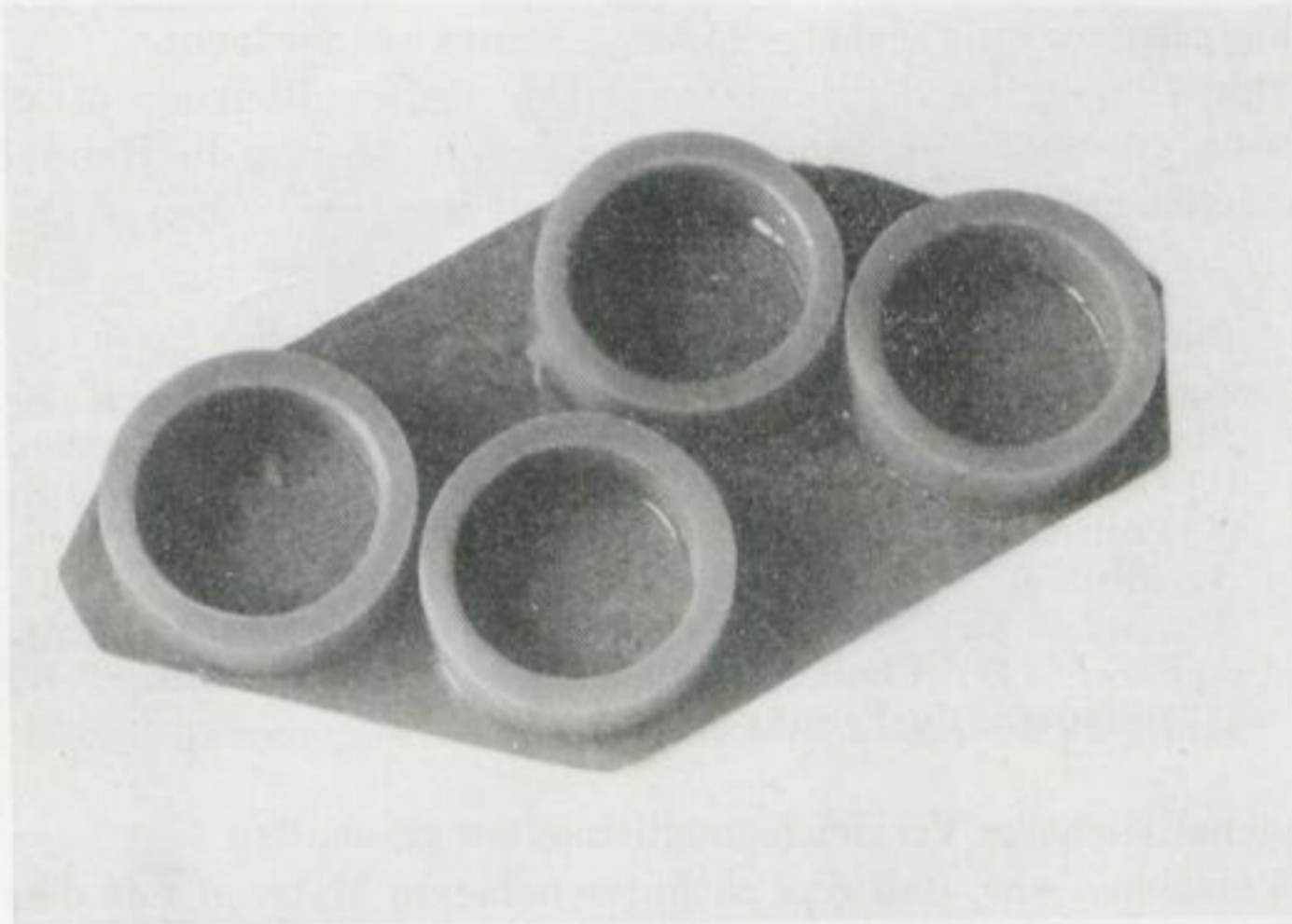


Bild 2. Kleine Ringe aus Hart-PVC mit Einbettungsharz auf gummiertes Papier aufgeklebt zur Aufnahme von Flotations- oder Schwermineralproben

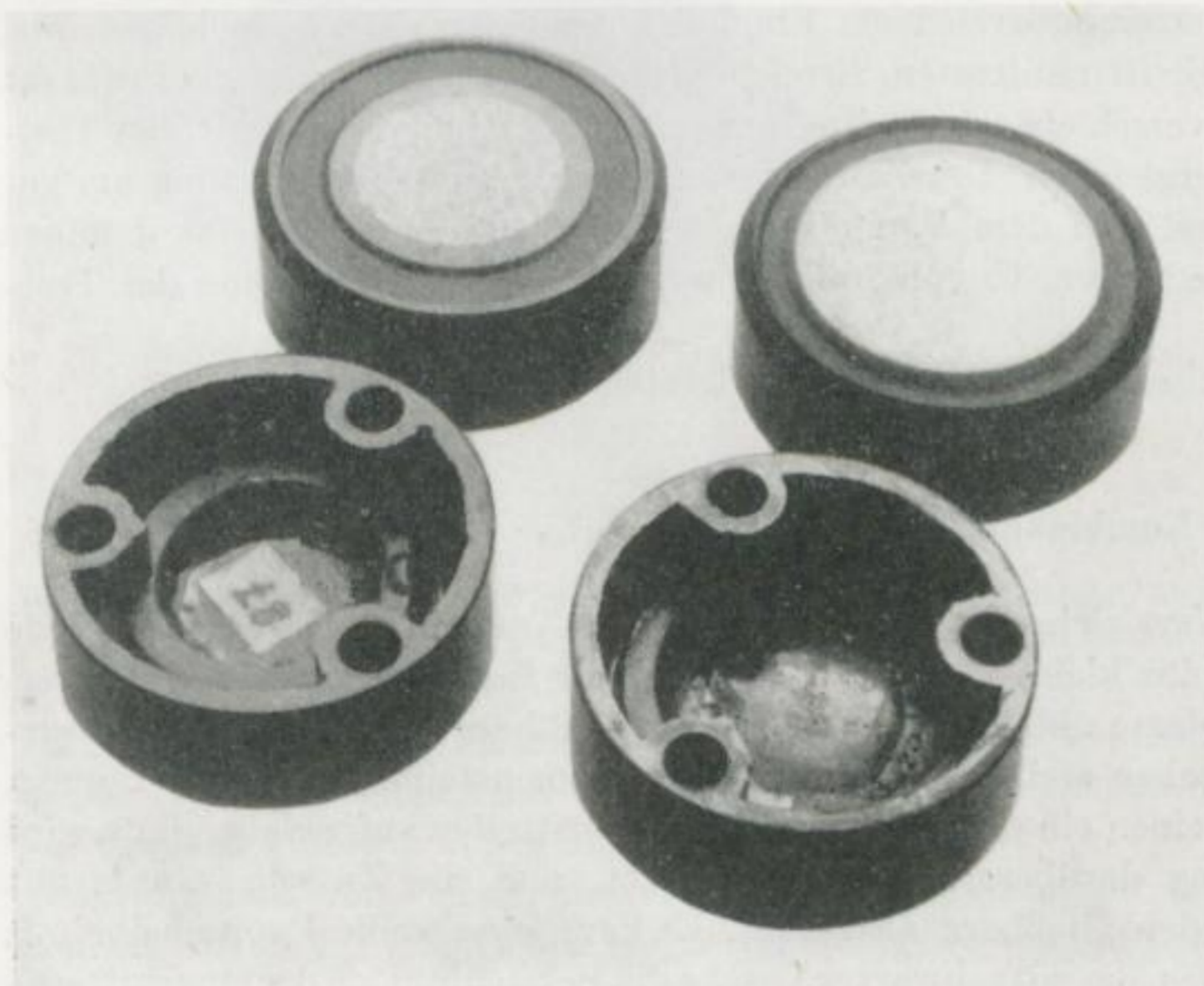


Bild 3. Fertige Anschliffpräparate unter Verwendung kleiner Hart-PVC-Ringe

Die Konzeption verlangt aber einen orientierten Vergleich.

Wird zum Beispiel die Forderung nach Ermittlung von Entmischungen oder Silberträgern und Verunreinigungen in einem flotativ erhaltenen Zink- (Sphalerit-) bzw. Blei- (Galenit-) Konzentrat gestellt, so sollte es möglich sein, die aus der Erfahrung evtl. zu erwartenden Erzminerale in irgendeiner Form außerhalb des Konzentrat tragenden Ringes im gleichen Präparat herum anzuordnen.

Die Zeichnung im Bild 4 veranschaulicht den Gedanken. Um ein Bleikonzentrat sind im Zwischenraum zwischen dem Innenring und dem Außenring die Hauptminerale und die möglichen Verunreinigungen gruppiert worden.

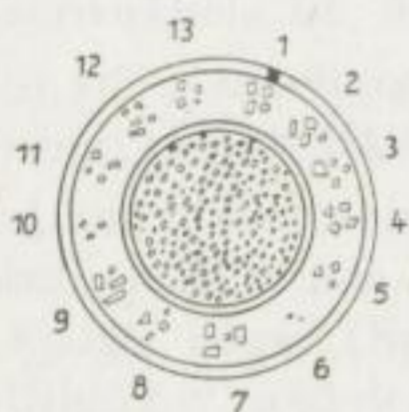


Bild 4

Zeichnung der Oberfläche eines Flotationspräparates aus der Bleiflotation mit im Außenring gruppierten Erzmineralen. (1) Galenit, PbS ; (2) Sphalerit, ZnS ; (3) Argentit, Ag_2S ; (4) Proustit, Ag_3AsS_3 ; (5) Pyrargyrit, Ag_3SbS_3 ; (6) Polybasit, $Ag_{16}Sb_2S_{12}$; (7) Stephanit, Ag_5SbS_4 ; (8) Freibergit, $(Cu, Ag)_3Sb_2S_3$; (9) Wismutglanz, Bi_2S_3 ; (10) Schapbachit, $AgBiS_2$; (11) Chalkopyrit, $CuFeS_2$; (12) Pyrrhotin, FeS ; (13) Stannin, Cu_2FeSnS_4

Damit wurden zunächst wichtige Vergleichsmöglichkeiten geschaffen.

Das Resultat des Versuches war, daß das zu untersuchende Material mit den voraussichtlich auftretenden Komponenten für die Zwecke der vergleichenden Untersuchung in einem Präparat untergebracht war. Das Präparat hatte aber den Nachteil, daß die im Kreis zwischen Außen- und Innenring eingebrachten Körnchen der Testminerale beim Eingießen des Harzes sich verschoben, wodurch Schwierigkeiten auftraten. Erreicht wurde jedoch, daß man das Präparat nur seitlich zu verschieben brauchte, um das gefundene Mineral mit den Testmineralen zu vergleichen. Der Zeitaufwand zwischen der Beobachtung am gefundenen Mineral und dem Vergleichsmaterial wurde damit auf das denkbar kürzeste Maß reduziert. Unvollkommen war jedoch die Anbringung der Testsubstanzen.

Diese Erkenntnisse ließen nunmehr den letzten Schritt zu.

Das Kombinationspräparat

Sämtliche als Vergleichssubstanzen vorgesehene Testminerale werden — jede für sich — in ganz kleine Hart-PVC-Ringe in der für Flotations- und Schwermineral-Konzentrate üblichen Arbeitsweise in Gießharz eingebettet. Die ausgehärteten Testproben stehen für beliebige Zusammenstellungen zur Verfügung. Sie werden auf einen einseitig gummierten Papierstreifen aufgeklebt; dann wird der größere Ring darübergestülpt, festgeklebt, und die Zwischenräume mit dem kalthärtenden Gießharz ausgefüllt. Es kann eine weiße Pappscheibe mit eingekittet werden, die mit schwarzer Tusche die Bezeichnungen der eingekitteten Testsubstanzen anzeigt (Bild 5 und 6).

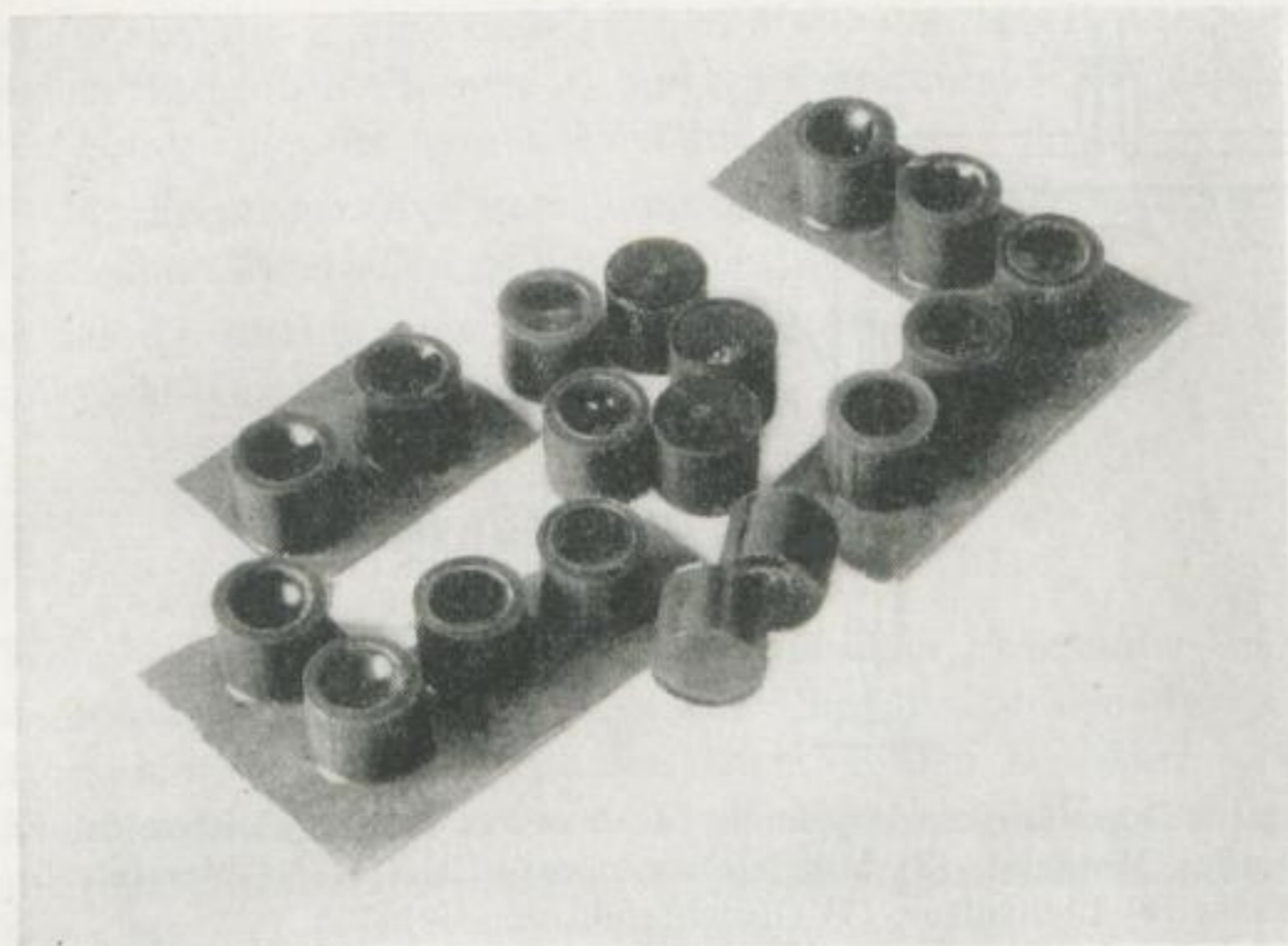


Bild 5. Testerzminerale in den ganz kleinen Hart-PVC-Ringen

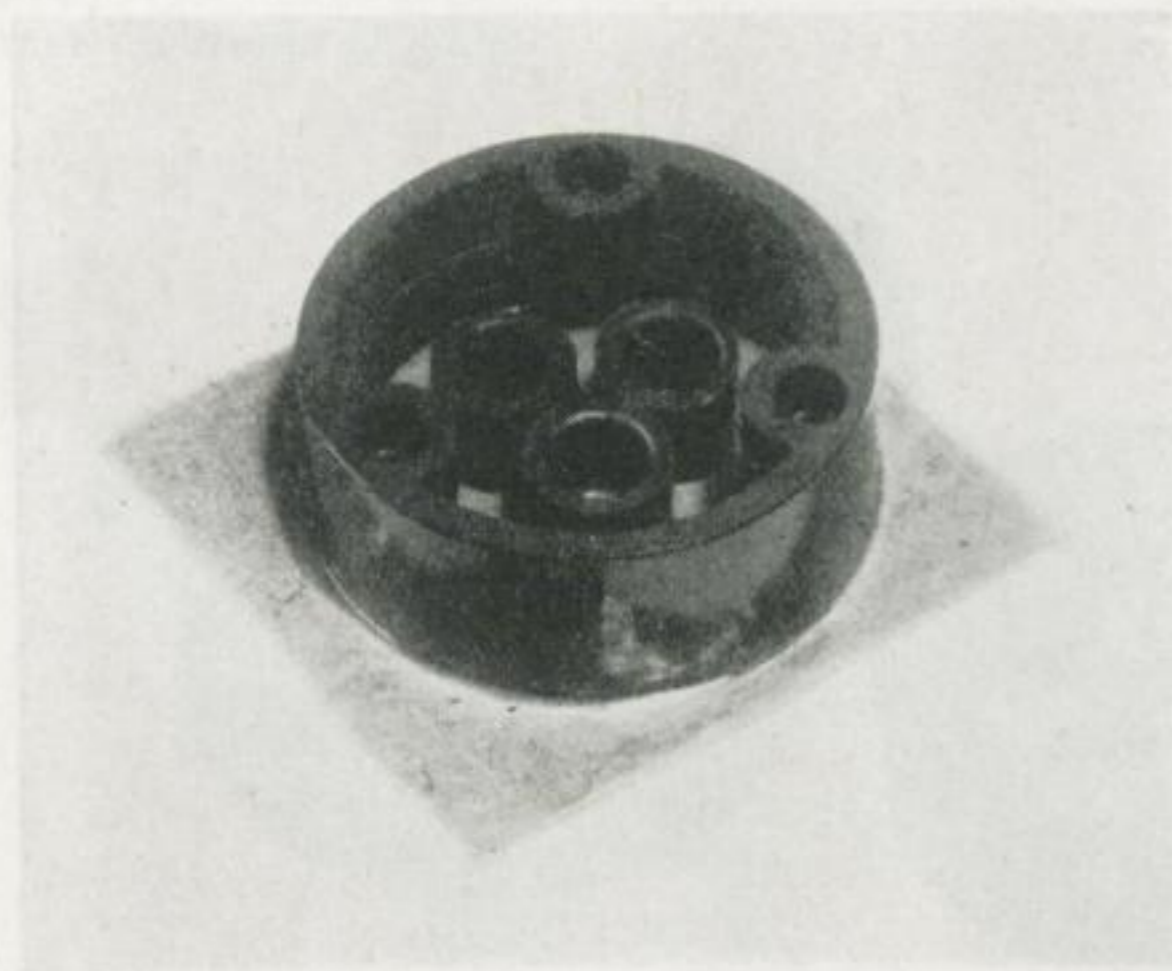


Bild 6. Auf gummiertem Papier aufgeklebter Standardring aus Kunststoff mit innen aufgeklebten ganz kleinen Hart-PVC-Ringen für Testminerale

Da der Gummi an den ausgehärteten Harzen nicht haftet, kann das gummierte Papier durch Abweichen mit Wasser entfernt werden. Danach wird der Rohling auf der Maschine wie üblich angeschliffen und poliert.

Inostranzew hat mit viel apparativem Aufwand aus den ihm zur Verfügung stehenden Mitteln für vergleichende Untersuchungen zweier angeschliffener Proben für didaktische Zwecke das Doppelmikroskop geschaffen, dessen Prinzip das Bild 7 zeigt.

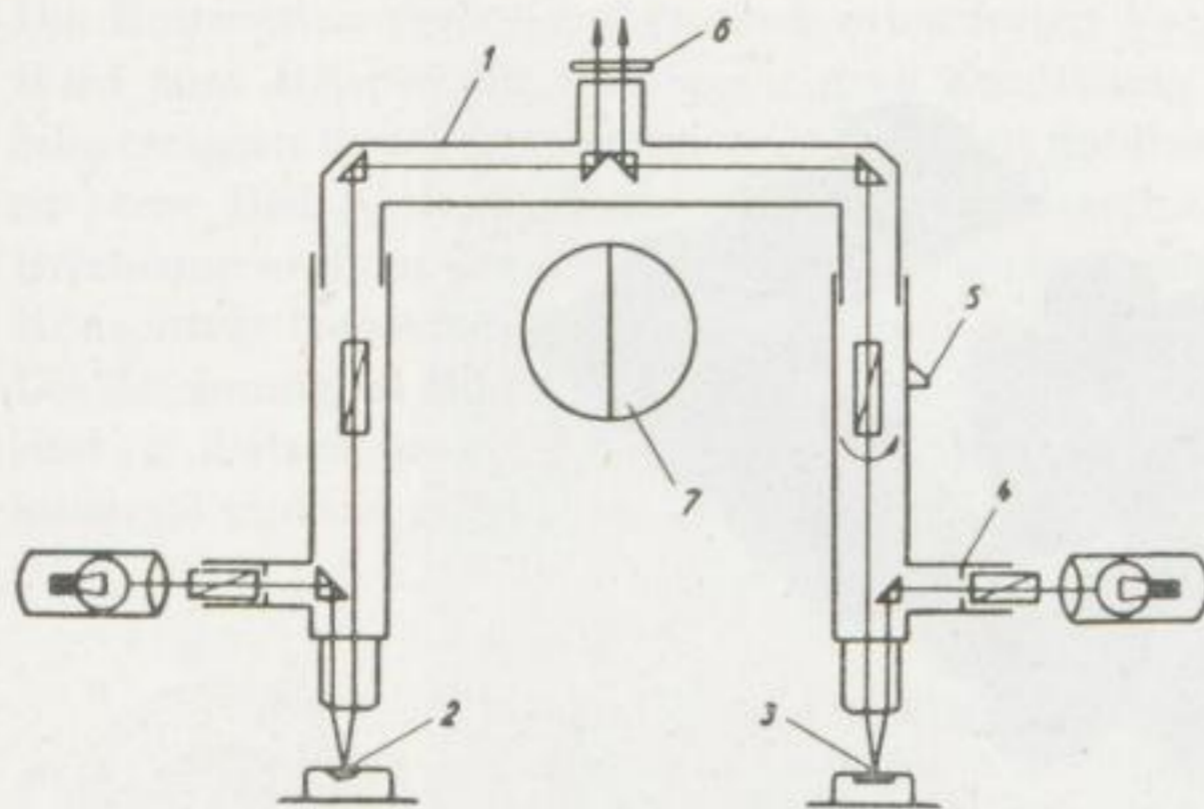


Bild 7. Strahlengang im Doppelmikroskop nach *Inostranzew*. (1) Vergleichsokular, (2) zu messendes Material, (3) Vergleichsmineral (Pt), (4) Irisblende, (5) Analysatorskala, (6) Lichtfilter, (7) Gesichtsfeld des Gerätes

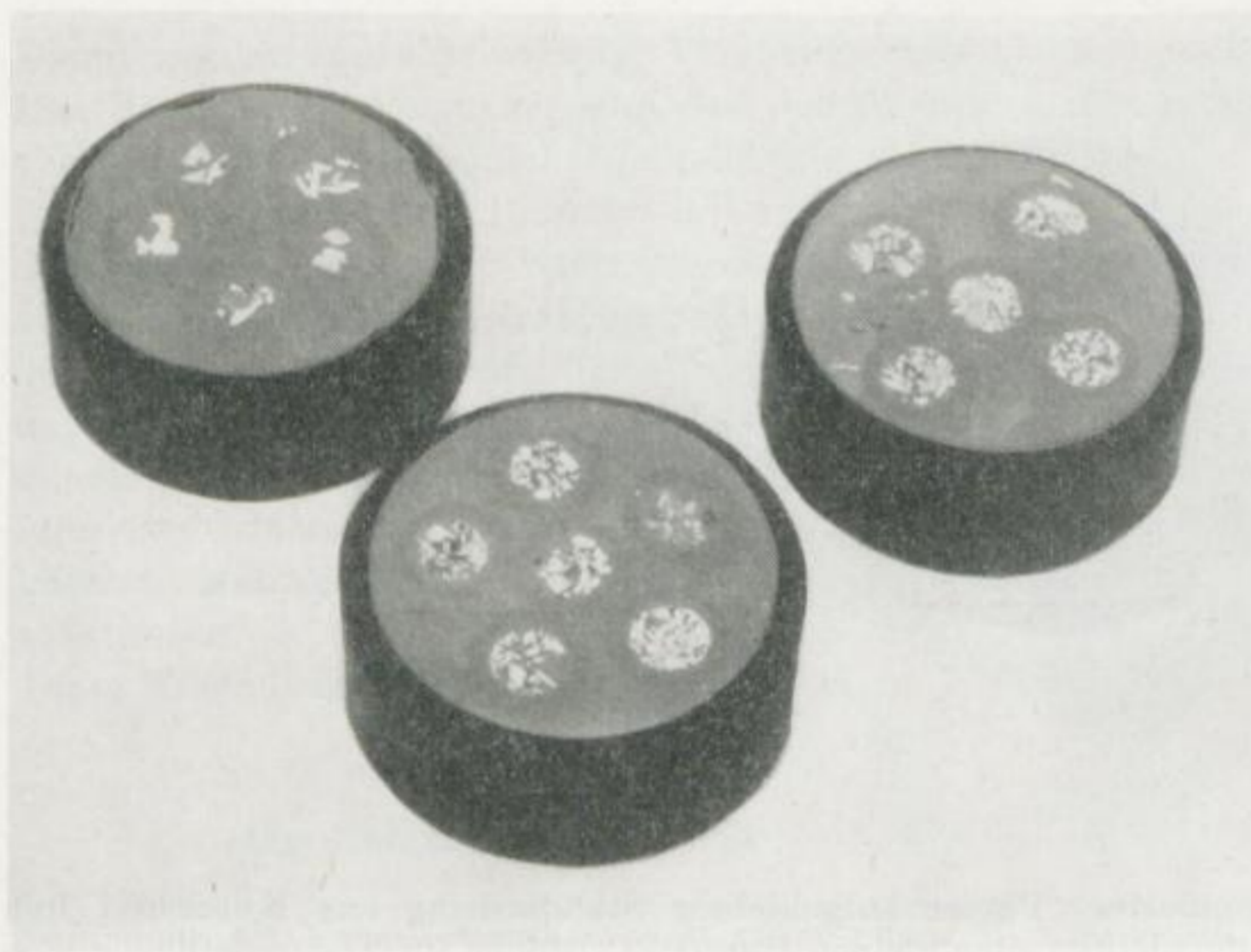


Bild 8. Kombinationspräparate

Mit dem Kombinationspräparat ist eine je nach Notwendigkeit — Lehre oder Praxis — viel größere Anzahl von Vergleichsobjekten in unmittelbare Vergleichsnähe zu bringen (Bild 8).

Damit erhält das Kombinationspräparat einen didaktischen Wert und einen praktischen Wert, wobei dieser sich unterteilen läßt

- a) für die mit erzmikroskopischen Methoden arbeitende Forschung an natürlichen Erzproben, Flotations- und Schwermineral-Konzentraten sowie bestimmten Materialien der keramischen Industrie;
- b) für die präparative Forschung beim auflichtmikroskopischen Vergleich synthetischer Materialien zu natürlichen Produkten;
- c) für die analog arbeitenden Zweige der Metallkunde in der Metallauflichtmikroskopie.

Der didaktische Wert

Wenn man beim ersten erzmikroskopischen Praktikum die Farbunterschiede demonstrieren will, kann man aus Einzeltestproben durch Kombination ein Kombinationspräparat mit den Erzmineralen Bleiglanz (Galenit), Tennantit, Zinkblende (Sphalerit), Quarz, Pyrit, Kupferkies, Magnetkies (Pyrrhotin), Bornit und Covellin in einem Ring herstellen, an dem man sofort nach Angabe jedes Mineral durch Verschieben einstellen kann.

Das Demonstrationspräparat für die Helligkeitswerte der Graukomponente zeigt im Vergleich Zinnstein (Kassiterit) mit Magnetit, Zinkblende (Sphalerit) und Wolframit (Bild 9).

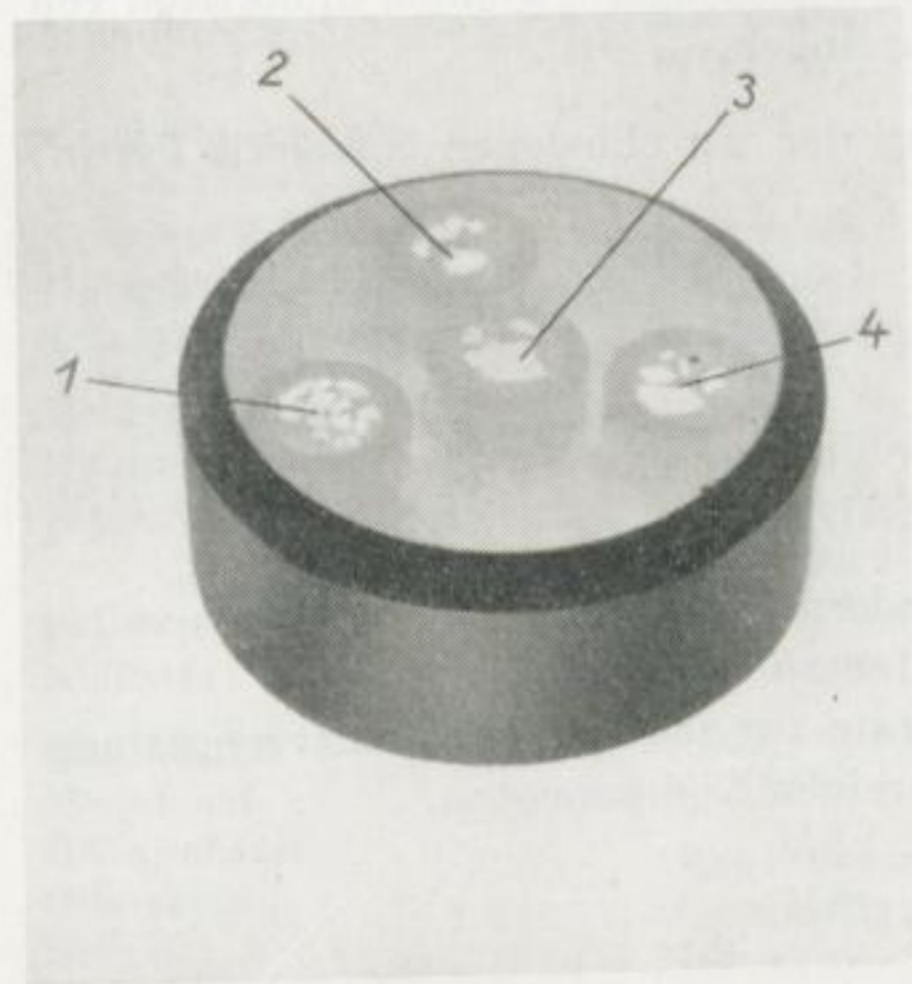


Bild 9

Demonstrationspräparat für die Graukomponente der Erzminerale

(1) Magnetit, (2) Wolframit, (3) Zinnstein, (4) Sphalerit

Es könnte durch Einbeziehung von Gangarten wie Quarz, Calcit, Karbonspäte, Baryt etc. erweitert werden.

Beobachtungsvergleiche an komplizierteren Objekten, wie es zum Beispiel die Fahlerze darstellen, lassen sich in einem Kombinationspräparat, das

Kupferarsenfahlerz,

Kupferantimonfahlerz,

Freibergit und
Schwazit

neben Zn und Bi enthaltenden Typen zusammen aufweist, gut voneinander unterscheiden.

Solche didaktische Arbeiten sind für die Diagnostizierung von Erzen, die Zinnkies und dessen Spielarten enthalten, ebenso notwendig, wie für die Auseinandersetzung der erwähnten Fahlerze und Fahlerzverwandten oder Gruppe der Sulfantimonide und Sulfarsenide. Sie werden sich bei der Durcharbeitung von Paragenesen aus den bolivianischen Anden oder den nordrumänischen Lagerstätten (Baia Mare, Baia Sprie usw.) ebenso nützlich erweisen, wie bei der Arbeit an Erzen aus den ostsibirischen und chinesischen Zinnerzlagertstätten. Für die Schulung des Auges auf Feinstunterschiede, wie sie bei der Bearbeitung von Erzen aus dem Kongo (Katanga) oder aus Südwestafrika (Tsumeb) oder dem Kaukasus notwendig ist, werden Kombinationspräparate mit Reniérit, Bornit, Linneit, Carrolit bzw. mit Canfieldit, Argyrodit und den Gallium-Mineralen von Nutzen sein.

Wesentlich für das Praktikum erscheinen zum Beispiel Zusammenstellungen in einem Kombinationspräparat, die das Reflexionsvermögen nach Helligkeitsprozenten dokumentieren.

Auch Zusammenstellungen, die in den „eba“ und „BiCoNiAg“ Paragenesen die Erkennung der Selenide neben den Sulfiden erleichtern, können didaktisch von Wert sein und in der Praxis Verwendung finden.

Demonstrativ ist eine Gegenüberstellung der verschiedenen Sphalerit-Typen:

Farblose Zinkblende,

Honigblende,

Feuerblende (Halsbrücke),

Zinkblende mit ca. 10% Fe,

Schwarze Zinkblende (Martit aus den USA),

um die mit steigendem Fe-Gehalt sich ändernden Farbtöne der Innenreflexe bei etwa gleichbleibendem Grauton beobachten zu lassen.

Die Möglichkeit für Kombinationspräparate zur schnellen Wissensvermittlung erschöpft sich nicht in der Kombination reiner Komponenten.

Gegenüberstellungen wie z. B.

Chromit in Serpentin,

Chromit in Platin

oder

Sphalerit in der Umgebung von Quarz,

Sphalerit in der Umgebung von Karbonspäten und

Sphalerit in der Umgebung von Galenit

leiten zum praktischen Wert über.

Der praktische Wert des Kombinationspräparates

Zum Ausgangspunkt der Darlegungen zurückgehend, ist der praktische Wert in Kombinationspräparaten zu sehen, in denen Erzproben, Flotationskonzentrate oder Anreicherungen an Schwermineralen mit den zu erwartenden oder möglichen Komponenten als Testsubstanzen umgeben werden. Sie werden die Erkennung von Besonderheiten erleichtern, wie sie in Fragen der Aufbereitung von

Tabelle 1. Übersicht einer Auswahl von didaktisch interessanten Kombinationspräparaten

Helligkeitswerte im Grau	Magnetit		Pyrit
Zinnstein	Ilmenit		Markasit
Magnetit	Hämatit		Arsenkies
Zinkblende	Braunit		Magnetkies
Wolframit	Spinelle		Pentlandit
	Zinkblende		Linneit
			Kupferkies
Gangarten:			
Quarz	Kupferkies	Cu ₂ S	Kupferglanz
Karbonspat	Pyrit	Cu ₂ Se	Berzelianit
	Bleiglanz	Cu ₂ Te	Weißit
Bornit	Zinnkies	Ag ₂ S	Silberglanz
Enargit	Fahlerz	Ag ₂ Se	Naumannit
Stibiolumonit	Magnetkies	Ag ₂ Te	Hessit
Germanit	Wismut		
Renierit	Silber		
Normale Zinkblende	Emplektit	Cu ₂ S	Kupferglanz
Honigblende	Klaprothit	CuAgS	Stromeyerit
Schwarze Zinkblende	Wittichenit	Ag ₂ S	Silberglanz
Manganblende	Fahlerz		
Magnetit	Wismutglanz	Ag ₂ Se	Naumannit
Wurtzit	Bleiglanz	AgCuSe	Eukairit
	Kupferkies	Cu ₂ Se	Berzelianit
Nickelin	Arsenkies		Binnentalpara-
Magnetkies	Pyrit		genese im Ver-
Maucherit	Löllingit		gleich zu
Breithauptit	Glanzkobalt		Bournonit
Glanzkobalt	Gersdorffit		Seligmannit
Bornit	Ullmannit		Bournonit
	Glaukodot		Tennantit
Nickelin	Bleiglanz		Bleiglanz
Safflorit	Clausthalit		Jordanit
Millerit	Altait		Dufrénoysit
Chloanthit	Antimonit		Lengenbachit
Rammelsbergit	Jamesonit		Rathit
Pararammelsbergit			Sartorit

Erzen besonders hinsichtlich des Auftretens von Verwachsungen oder des Auftretens bestimmter Elemente in der chemischen Analyse der Konzentrate oftmals gestellt werden und in dem Auftreten von Mineralen, die man nicht vermutete, ihre Ursache haben.

Die oft angesprochene Frage der Änderung des optischen Farbeindruckes bei der Kornverfeinerung eines Minerals auf das menschliche Auge kann durch die Zusammenstellung unterschiedlicher Korngrößen in einem Kombinationspräparat anschaulich gemacht werden.

Für den Forscher, der Erzminerale synthetisch nach den unterschiedlichsten Methoden darstellt, ist der Betrachtungsvergleich im angeschliffenen Kombinationspräparat des synthetischen mit dem natürlichen Produkt von praktischem Interesse. Der Verfasser hat dies selbst bei dem Studium der natürlichen und synthetischen Kupferselenide erproben können.

Darüber hinaus erscheint es zweckmäßig, darauf hinzuweisen, daß das Kombinationspräparat auch in der Metallkunde bei der Demonstration des Aufbaues verschiedener Stahlsorten, der verschiedenen Modifikationen des Eisens, des Auftretens der Graphit-Komponente im Eisen usw. ebenso gute Dienste leisten kann, wie in der Schlacken- und Aschen-Auflichtmikroskopie.

Einige Zusammenstellungen, die zur Orientierung im Vergleichsfalle dienen, sind in der beiliegenden Tafel aufgeführt. Das Leitmineral, welches mit den anderen verglichen werden sollte, wurde jeweils in die Mitte des Präparates eingebettet. Es bleibt jedem überlassen, ob er für das Kombinationspräparat den normalen Kunststoffring oder den großen Kunststoffring vom ROW benutzt. Meistens wird der Normalring ausreichen.

Es mag zum Abschluß erwähnt werden, daß das Kombinationspräparat zuerst eine zwangsgebundene Notlösung für den eigenen Gebrauch zu sein schien. Einige Kombinationspräparate wurden anlässlich der 9. Tagung der Geologischen Gesellschaft in der DDR in Erfurt im Gespräch den Herren Professoren *O. W. Oelsner*, Freiberg, und *H. Drescher-Kaden*, Berlin, vorgelegt, wobei die Möglichkeiten, als didaktisches Hilfsmittel das Präparat zu verwenden, erörtert und die Weiterarbeit besprochen wurde. Als Ergebnis dieser Unterhaltungen wird die vorliegende Arbeit den Fachkollegen zur Nutzenwendung übergeben.

Zusammenfassung

Aus Beobachtungen bei erzmikroskopischen Vergleichsstudien wurde eine Möglichkeit gesucht, Vergleichsobjekte zu erhalten, die es gestatten, in kürzestmöglicher Zeit einen Vergleich zwischen zwei oder mehreren Komponenten in einem Anschliff herbeizuführen.

Die Präparatetechnik ermöglichte die Herstellung von Kombinationspräparaten

- a) durch die maschinelle Arbeit auf nach dem Vanderwilt-Prinzip arbeitenden Schleifmaschinen,
- b) durch Verwendung von Kunststoffringen als Harzhalter und
- c) durch den Einsatz kalt härtender Epoxid- bzw. Polyester-Harze.

Bei diesen Kombinationspräparaten werden die einzelnen Komponenten in kleine Hart-PVC-Ringe eingebettet, die nach der Aushärtung wiederum in größere Kunststoffringe je nach Notwendigkeit und Absicht zusammen unter Verwendung der Gießharze eingekittet und zum Anschliff verarbeitet werden. Die Kombinationspräparate sind auf Grund ihrer Variabilität ein ausgezeichnetes didaktisches Hilfsmittel zur Vermittlung von Eindrücken bei der vergleichenden Erz- und Metall-Auflichtmikroskopie und können darüber hinaus auch in der Praxis als Vergleichsmaterialien gute Dienste tun.

Literatur

- [1] *Betehtin, A. G.*: Über die Erzmikroskopie; Nachrichten der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Moskau 1945, Geologische Reihe, Nr. 6.
- [2] *Betehtin, A.*, und Mitarbeiter: Erztexturen und -strukturen (Texturi i Strukturij Rud) Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Moskau 1958.
- [3] *Clausnitzer, H.*: Über die maschinelle Herstellung von Anschliffen mit der Schleifmaschine NEOSUPAN mit Schleifkopf nach *Vanderwilt-Clausnitzer*, Bergakademie 2 (1957), 77—80.
- [4] *Clausnitzer, H.*: Neue Erfahrungen und Erkenntnisse bei der maschinellen Herstellung von Anschliffen. Z. f. angewandte Geologie 5 (1963), 267—270.
- [5] *Clausnitzer, H.*: Entwicklung der An- und Dünnschliffherstellung. WTI des ZGI Berlin, Sonderheft 10 (1963), 4—21.
- [6] *Drössler, G.*: Herstellung von Erzanschliffen mit der NEOSUPAN FR-Y unter Verwendung von Blei-Antimon-Scheiben. WTI des ZGI Berlin, Sonderheft 10 (1963), 34—39.
- [7] *Fleischhauer, H.*: Zur Entwicklung der Anschliffmaschinen des VEB Rathenower Optische Werke (ROW). WTI des ZGI Berlin, Sonderheft 10 (1963), 22—28.
- [8] *Oelsner, O. W.*: Atlas der wichtigsten Mineralparagenesen im mikroskopischen Bild; Bergakademie Freiberg, Fernstudium, 1961.
- [9] *Ramdohr, P.*: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag, Berlin; Auflage 1: 1950, Auflage 2: 1955, Auflage 3: 1960.
- [10] *Ramdohr, P.*: Die Auflichtmikroskopie bei der Untersuchung der Erzlagerstätten, eine Einführung und ein Überblick. Handbuch der Mikroskopie in der Technik von *H. Freund*, Band II, Teil 2; Umschau-Verlag, Frankfurt/Main.
- [11] *Rehwald, G.*: Eine neue Schleifmaschine und Poliermaschine für die Anfertigung von Erz- und Metallschliffen, Fortschritte der Mineralogie 31 (1952), 17—19.
- [12] *Schneiderhöhn, H.*: Erzmikroskopisches Praktikum, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1952.
- [13] *Wachromejew, S. A.*: Erzmikroskopie, VEB Verlag Technik Berlin, 1954.
- [14] *Vanderwilt, I. W.*: Improvements in the polishing of ores Economic Geology 23 (1928), 293—316.
- [15] Epilox EGK 19, Firmendruckschrift (Merkblatt), VEB Leuna-Werke „Walter Ulbricht“, Leuna/Merseburg.
- [16] Polyester G Schkopau, Firmendruckschrift (Vorläufiges Merkblatt), VEB Chemische Werke Buna, Schkopau über Merseburg.

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik

Von *A. Maucher*, München

Der süd-ost-europäisch-mediterrane Antimon-Wolfram-Quecksilber-Gürtel

Einleitung

Bei lagerstättenkundlichen Arbeiten für das türkische Lagerstättenforschungsinstitut (MTA-Enstitüsü, Ankara) in den letzten Jahren hatte ich auch wiederholt Gelegenheit, mich mit Antimonitvorkommen zu beschäftigen. Im gleichen Zeitraum führten wir in Sardinien Untersuchungen für den südostsardischen Antimonit-Scheelit-Bergbau durch. Die Ergebnisse in beiden Gebieten zeigten weitgehende Übereinstimmungen. Sie weichen zum Teil von denen meiner früheren Untersuchungen an Antimonitvorkommen in der Türkei (*Maucher* [27 a, b]) grundlegend ab. Es erschien mir daher eine eingehende Bearbeitung möglichst vieler Antimonitvorkommen erwünscht. Sie ist zur Zeit in Form einer Reihe von Diplomarbeiten und Dissertationen meines Institutes in der Türkei und in Griechenland im Gang. Die Arbeiten in Sardinien sind bereits abgeschlossen. In der Dissertation *Angermeier* [5] sind die Ergebnisse veröffentlicht. Sie liegen, ergänzt durch die bereits aus den Arbeiten in der Türkei und Griechenland vorliegenden Teilbefunde, den nachstehenden Ausführungen zugrunde.

Eigene Beobachtungen in Sardinien, der Türkei und Griechenland

Die südostsardischen Antimonit-Lagerstätten sind an eine silurische Schichtfolge von Kalken, Porphyroiden und Schwarzschiefern gebunden. Die Hauptvererzung liegt immer in den karbonathaltigen „oberen Graphitschiefern“, die auch dünne, nicht lang aushaltende Kalkbänkchen mit Scheelit enthalten. Die Erzzufuhr steht genetisch im Zusammenhang mit obersilurischem Vulkanismus. Sie erfolgte durch hydrothermale Lösungen ins Meer, wobei die Anreicherung an organischer Substanz in den Sedimenten auf die Vergiftung des Meerwassers durch diese Lösungen, die Bildung des Scheelits auf ihre Reaktion mit den Kalkzwischenhaltungen zurückzuführen sind. Für Antimon und auch für Wolfram sind niedrigthermale extrusive Lösungszufuhren wiederholt beschrieben (z. B. *Ahlfeld* [3], *Kerr* [22] und *White* [43]). Für Wolfram sei außerdem auch auf den

„Wolfram-Gürtel“ in Ruanda (*de Magnée*) [26], die Laboratoriumsversuche von *Bryzgalin* [9] und die Synthesen von *Hart* und *Webster* [16] hingewiesen.

Die extrusiv-sedimentären Antimonit-Scheelit-Lager Sardiniens wurden bereits kaledonisch gestört, dann aber vor allem varistisch durch Biegefaltung, Scherfaltung und linsige Zerschering deformiert. Dieser Deformation verdanken sie ihre heutige Form und Lage. Trotzdem sind noch primär sedimentäre Gefüge in deformationsgeschützten Lagerteilen erhalten.

Die tektonische Beanspruchung bewirkte mechanische Teilbewegungen der Erze mit Ausquetschungen in Risse und Fugen des Nebengesteins und Lösungsmobilisierungen. Die mobilisierten Erze sind aus den eigentlichen Lagern ausgewandert und in Zerrspalten (varistische Q-Klüfte) eingewandert, so daß posttektonische diskordante Gänge entstanden, die hauptsächlich in den liegenden spröden Kalk und in die Porphyroide setzten, in den Schiefen selbst aber nur wenig Absatzmöglichkeit fanden. Diese Gangvererzungen sind geringmächtig, sehr absätzig und ergeben nur vereinzelt bauwürdiges Erz.

In geringem Maße ist auch der Scheelit metamorph umlagert.

Für die sardischen Lagerstätten ist somit typisch:

- a) die isogenetische Paragenese Antimonit-Scheelit;
- b) der genetische Zusammenhang mit silurischem Vulkanismus unter Bildung „extrusiv-(exhalativ)-sedimentärer“ Lager;
- c) die gemeinsame Deformation von Erzlagern und Nebengestein, einschließlich der Porphyroide, unter Faltung und linsiger Zerschering;
- d) die plastische Verformung und Verfrachtung der Erze durch mechanische Teilbewegung und ihre Auswanderung durch metamorphe Lösungsmobilisierung und hydatogene Lösungsumsetzungen, wodurch selbständig erscheinende „jüngere“ (varistische) Gänge entstanden.

Hier zeigt sich wieder einmal deutlich, daß für die genetische Beurteilung und die Klärung der Altersstellung einer Vererzung nicht die deutlich sichtbaren „jüngeren Diskordanzen“, sondern die oft sehr wenig und schwer erkennbaren Relikte der „ältesten Primärverbände“ maßgebend sind. Nur die Klärung des Groß- und Kleingefüges und die stufenweise Verfolgung der „Deformationen“ und ihrer ursächlichen und zeitlichen Zuordnung lassen Aussagen zu. Bei den Antimonitlagerstätten mit ihren häufigen „jüngeren“ Mobilisaten ist aber diese Klärung oft nicht erfolgt, und für die genetische Deutung wurden meistens nur die „Diskordanzen“ herangezogen. Typisch hierfür ist unter anderem die Zusammenstellung über die Mittel- und Südosteuropäischen Antimonit-Vorkommen von *F. Hermann* [17]. Danach erscheinen mir die meisten dieser Vorkommen einer modernen lagerstättenkundlich-tektonischen Analyse zu bedürfen.

Betrachten wir die türkischen Antimonit-Vorkommen im Vergleich mit den sardischen, so sehen wir bei einem großen Teil von ihnen überraschende Ähnlichkeiten, ja zum Teil völlige Übereinstimmungen. So liegt ein Großteil der Lagerstätten (Turhal, Bilecik, Dudaş, Balikesir usw.) in verschieden stark metamorphem Altpaläozoikum mit Bindung an Schwarzschiefer oder an Grenzen

zwischen Schwarzschiefern und Begleitgesteinen, wobei die Begleitgesteine zum Teil erkennbares vulkanisches Material enthalten. Die Lager sind nachträglich linsig zerschert und werden von „jüngeren“ diskordanten Gängen (Mobilisierungen) geschnitten. Im Gebiet von Dudaş-Bilecik ist die Paragenese mit Scheelit den sardischen Erzen zum Verwechseln ähnlich. Bei Balikesir konnte Höll [19] die Bindung an Graphitschiefer und Tuffe feststellen. Im Hinterland von Izmir, im Vorkommen von Emirli, fand ich als Begleitgestein der Antimonite in paläozoischen Schiefen eine dünne Tufflage. Die im Streichen nur wenige Kilometer entfernt liegende Quecksilberlagerstätte von Haliköy führt im stark zersetzten kristallinen Nebengestein auch noch tuffogene Glasanteile. In der streichenden Fortsetzung nach Westen folgen noch weitere Vererzungen, die ihre wesentlichsten Vertreter dann in den Quecksilbervorkommen der Halbinsel Karaburun und den Antimoniten der Insel Chios haben. Auf Chios konnte Höll [19] (noch unveröffentlicht) silurisches Alter der dort in sandiger, mehr küstennaher mariner Fazies im Liegenden von Unterdevonkalken auftretenden Erz-Gesteine wahrscheinlich machen, das in Analogie auch für Karaburun, Emirli und Haliköy gilt.

Von den altpaläozoischen (silurischen) lagerförmig bis linsigen Lagerstätten der Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation aus setzen gangförmige Mobilisierungserze auch durch die angrenzenden Gesteine jüngeren Alters, so z. B. bei Turhal durch eozäne Kalke, ein. Auch die diskordanten „jüngeren“ Gänge können Scheelit enthalten, wie etwa bei den Lagerstätten von Gümüsler, südlich Niğde. Eine Sonderstellung nehmen antimonitreiche lagerförmig-linsige Zinnobererze in Schwarzschiefern unbestimmten Alters (eventuell Permokarbon) ein.

Typisch für die Türkei sind dann noch quarzige, gang- und nesterförmige Antimonit-Vererzungen, gebunden an die laramischen Vulkanite. Sie finden sich fast nur innerhalb der Vulkanite und nur dort, wo die Vulkanite durch antimonführendes Paläozoikum aufgedrungen sind.

Hinweise auf weitere Lagerstätten der Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation

Außer diesen von uns bereits untersuchten Lagerstätten gibt es im mediterranen Raum noch eine ganze Reihe weiterer Vorkommen, die nach Altersstellung der Begleitgesteine und Beschreibung ihres Auftretens einer silurischen, extrusiven Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation angehören können, wie z. B. in Korsika, Portugal (Dourogebiet) und Spanien (Huelva). In Spanien rechne ich hierzu auch die Quecksilber-Lagerstätten von Almaden mit ihrer Bindung an silurische Schwarzschiefer und „Porphyre“ bzw. „Diabase“.

In Jugoslawien haben die Antimonit-Lagerstätten trotz ihrer Einstufung und Zurechnung zu den verschiedensten magmatischen Ereignissen in vielen Fällen keine eindeutige Stellung im magmatischen Geschehen. Die „wichtigsten Formen der Erzkörper in jugoslawischen Antimon-Lagerstätten“ (Janković) [20] zeigen deutlich die Abhängigkeit der Antimonführung von Grenzen lithologisch ver-

schiedener Medien, wobei Glimmerschiefer, Marmore, Chloritschiefer und auch Graphitschiefer paläozoischen Alters eine bedeutende Rolle spielen (Ostserbien, Slovenien, Rhodopen). Die bereits aus der Türkei erwähnten Vorkommen in jüngeren Daziten und Andesiten sind auch aus Jugoslawien bekannt. Die genetische Zuordnung der jugoslawischen Antimonitvorkommen ist durch die Unsicherheit der Alterseinstufung der kristallinen Begleitgesteine einerseits und den in fast allen Formationen auftretenden Vulkanismus andererseits zum Teil erschwert.

Das Problem, ob auch hier die paläozoischen Antimonitlager die Stoffquelle der von jüngeren Vulkanismus nur transportierten (regenerierten) Vererzungen sind, oder ob die jüngeren Effusiva eine eigene juvenile Erzzufuhr brachten, ist einer eingehenden Untersuchung wert. Dies gilt in ganz besonderem Maße auch für die Quecksilberlagerstätte von Idria, die meines Erachtens ihren primären Stoffbestand der paläozoischen (wie bei Almaden silurischen) Erzzufuhr verdankt, während ihre heutige Stellung und Form innerhalb der stark tektonisch beanspruchten Umgebung auf mechanische und auf Lösungsmobilisationen (Regenerationen) zurückzuführen sind.

Zwischen den jugoslawischen und den türkischen Antimonit-Lagerstätten stehen als Verbindungsglied die griechischen Lagerstätten in Mazedonien und auf den Inseln. Wenn auch nur einige Spezialuntersuchungen vorliegen, so sind doch eine große Reihe von Vorkommen bekannt. Vor allem die Vorkommen im Rhodope-Massiv haben große Ähnlichkeit mit denen im Menderes-Massiv. Neben dem Antimon tritt auch hier (Vorkommen bei Lachanas) Wolfram auf, allerdings seltener als Scheelit und häufiger als Wolframit. Auch in den Nebengesteinen der bereits vorher erwähnten Antimonitlagerstätte der Insel Chios konnten wir spektrographisch Wolfram nachweisen.

Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation außerhalb des mediterranen Raumes

Die paläozoische, vorwiegend silurische Antimonzufuhr in ihrer Verbindung mit Wolfram und Quecksilber ist nun nicht etwa auf den südeuropäischen oder mediterranen Bereich beschränkt. Sie hat vielmehr eine weltweite Verbreitung, wobei in den meisten Fällen deutliche Beziehungen zu einem Vulkanismus bestehen, der neben typisch simischem Chemismus mit Natronreichtum auch höhere Gehalte an Kalium aufweist. Die Gesteine werden daher im gleichen Bereich sowohl als Diabase wie auch als Porphyrite oder Porphyroide beschrieben und bestehen häufig aus metamorphen Tuffen. Daneben sind Schwarzschiefer, Dolomite und Kalke typische Begleitgesteine, die gemeinsam mit den Erzlagen verfaltet und linsig zerschert sind. Diskordante Mobilisierungen und Regenerierungen sind normale Begleiterscheinungen.

Antimon und Quecksilber verhalten sich in all diesen alten Vorkommen mengenmäßig reziprok, das heißt, antimonreiche Vorkommen sind quecksilberarm und umgekehrt. Das Wolfram tritt bevorzugt mit dem Antimon zusammen auf und fehlt den Quecksilbererzen. Quecksilber und Antimon werden verschieden mo-

bilisiert. Weite Mobilisierungen des Wolframs konnten bisher nicht beobachtet werden, wenn auch kurzwegige Umlagerungen innerhalb der Lagerstätten festgestellt werden können. In den regenerierten Antimonit- und Quecksilbervorkommen in jüngeren Vulkaniten fanden wir bisher nur Antimon-Quecksilber-, nicht aber Wolframführung.

Besonders zu erwähnen ist die Fortsetzung des mediterranen Sb-W-Hg-Gürtels nach dem Osten, wo er sich in zahlreichen Lagerstätten und Fundpunkten im Paläozoikum nachweisen läßt, die nicht alle hier aufgeführt werden können. Es sei genannt der Ferghana-Antimon-Quecksilber-Gürtel (*Chia Jung Chung*) [11] in einer bereits vorsilurisch angelegten mobilen Zone des Altpaläozoikums und die transbaikalischen Lagerstätten niedrigthermaler Entstehung (50 bis 120 °C) in gefaltetem Altpaläozoikum (*Ščeklor*) [37]. Die Fortsetzung führt bis zu den bekannten mächtigen Antimonit- und auch Quecksilber-Lagerstätten in der Provinz Hunan in China, die ebenfalls im Altpaläozoikum (Silur) liegen. Hier haben wir den Anschluß an den zirkumpazifischen Antimon-Quecksilber-Gürtel, der wieder zwei ganz verschieden alte Vererzungen erkennen läßt, nämlich die aus Japan, Australien und Südamerika, vor allem aus Bolivien bekannten linsig lagerförmigen Vorkommen im Silur und die laramisch bis rezent mit Dazit-Andesit-Vulkanismus verknüpften Gänge, über die unter anderem *Eidel* und *Tunell* [13] berichten.

Da es unmöglich ist, hier alle Lagerstätten und alle Literaturzitate über die weltweitverbreiteten altpaläozoischen Lagerstätten der Sb-W-Hg-Formation aufzuführen, verweise ich auf die einschlägigen Sammelwerke von *Borchert* [7], *Hermann* [17] und *Quiring* [31]. *Hermann* [17] gibt vor allem eine Übersicht über die Vorkommen in Mittel- und Südosteuropa mit einer Kartenskizze (S. 79).

Im thüringischen Silur wurde neuerdings mehrfach der bereits erwähnte Diabas-Porphyr-Vulkanismus nachgewiesen (*Fahr* und *Hösel*) [14]. Die Porphyroide wurden im alten Antimonbergbau von Schleiz und Greiz (*Hess von Wichdorff*) [18] als Leithorizonte (Gangschlepper) für die linsig zerscherten Lager verwendet. Sie spielen dieselbe Rolle in den kleinen Karpaten bei Pernek (*Lachmann* und *Krusch*) [25], [23] und in anderen Vorkommen im Kambro-Silur der Slowakai (*Pecho* und *Popreňák*) [30]. Es darf hier erwähnt werden, daß auch das größte Antimonitvorkommen Österreichs, nämlich Schlaining im Burgenland, zwanglos in die silurische Antimonitvererzung eingereiht werden kann.

Es sieht so aus, als ob man diese extrusive Lagerstättenbildung der paläozoischen Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation als „Zeitmarke“ für Silur verwenden könne, so wie man Lagerstätten des Lahn-Dill-Typs und die ebenfalls weltweit verbreiteten Kieslagerstätten regional als Zeitmarken betrachten kann. Bei den devonischen submarin-extrusiv gebildeten Roteisen- und Kieslagerstätten bestehen Beziehungen zu einem „initialen“ Vulkanismus. Für viele Vorkommen der altpaläozoischen Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation sind derartige Beziehungen nicht vorhanden.

Für den Antimon-Wolfram-Quecksilber-Gürtel des mediterranen und asiatischen Raumes lassen sich deutliche Bindungen an alte Lineamente (Geosuturen im

Sinne Silles) erkennen. Sie liegen am Südrand des paläozoischen Euroasiatischen Kontinentblockes oder in seiner Nähe über Hunderte von Kilometern verfolgbar. Auch von der zentral-asiatischen Antimon-Quecksilber-Provinz betont *Fedorčuk* [15], daß die aus einzelnen Erzfeldern und Linsen bestehenden, mehrere hundert Kilometer langen Erzgürtel von großen Randverwerfungen oder Schwächezonen, in den Randgebieten (mobilen Teilen von Plattformen) alter Massive, kontrolliert werden.

Die verschiedenen Großbereiche des Magmatismus

Bevor wir versuchen, den altpaläozoischen Vulkanismus, mit dem die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation genetisch verknüpft ist, einem bestimmten tektonischen Großvorgang zuzuordnen, sollen nachstehend einige grundsätzliche Überlegungen zur räumlichen und zeitlichen Bindung magmatischen Geschehens genannt werden. Es genügt dabei nicht, zu diskutieren, ob die „Schmelzen“ dem simischen Mantel- oder dem sialischen Krustenbereich entstammen, also „juvenil-simisch“ oder „palingen-sialisch“ sind. Es muß vielmehr auch die Unterschiedlichkeit ihres Auftretens in den tektonischen Großbereichen berücksichtigt werden. Dabei spielt die Bindung an „Orogene“, wie sie *Schneiderhöhn* [35] in Anlehnung an den orogenen Zyklus von Stille betont, nicht die überwiegende Rolle, die man ihr bisher allgemein zumißt. Sie stellt nur einen, wenn auch wesentlichen Teil des magmatischen Geschehens dar, das wir in folgende jeweils räumlich und zeitlich gebundenen Großbereiche untergliedern:

- a) die alten Schilde;
- b) die „Orogene“ im Sinne Stilles („alpinotype“ Einengungsbereiche);
- c) die nichtorogenen Grabenlinien (Ausweitungsbereiche);
- d) die peripazifischen Bereiche („andinotype“ Randschwellen).

a) Die alten Schilde

Sie nehmen eine Sonderstellung ein. Ihre Bildung lief zumindest im ersten Stadium unter Bedingungen ab, die nicht mehr mit den heutigen direkt vergleichbar sind, sondern dem Frühzustand unserer Erdkruste mit seinen anders gearteten physikalisch-chemischen Verhältnissen entsprechen (*Schneiderhöhn* [35]). Auch die Intensität der magmatischen Vorgänge, die Wechselbeziehungen zwischen „Kruste“ und „Mantel“, sowie die Verteilung der Elemente stimmen noch nicht mit den heutigen überein. Für die damaligen magmatischen Ereignisse sind die weiten schüsselförmigen Einsenkungen, gefüllt mit juvenilem Magma (Lopolithe) typisch, deren Differentiate in ihren basischen Anteilen die großen Lagerstätten mit Chrom, Platin und Nickel-Eisen-Sulfiden, sowie im intermediären Bereich solche mit Titan und Vanadin enthalten, deren Restlösungen „Reaktionsschläuche“, extrusiv-sedimentäre Lager von Eisenerzen, sowie Imprägnationen und Gangbildungen in den Nebengesteinen erzeugten. Im späteren tektonischen Geschehen finden wir für sie keine Äquivalente mehr. Auch die große

Serie der polymetamorphen Lagerstätten in den alten Schilden haben mit ihren teilweise chrom- und nickelreichen Paragenesen und ihren mehrfachen metamorphen Mobilisationen in den jüngeren Bildungen nicht gleiche, sondern nur ähnliche Vertreter, wobei mit extrusiv-sedimentären Lagerstätten die größten Ähnlichkeiten und Übereinstimmungen bestehen.

Zuordnungen des Magmatismus in den alten Schilden zu tektonischen Phasen sind in der Frühzeit der Erdgeschichte vor dem algonkischen Umbruch ebenso problematisch, wie die Unterscheidungen nach „juvenil-simischer“ oder „palingen-sialischer“ Herkunft.

b) Die „Orogene“ im Sinne Stilles („alpinotype“ Einengungsbereiche)

Der „orogene Zyklus“ beginnt mit der Bildung einer Orthogeosynklinale und dem dazugehörenden initialen (juvenil-simischen) Magmatismus, läuft in mehreren orogenen Phasen mit synorogenem (sialisch-palingenem) Plutonismus, der als subsequenter Magmatismus auch vulkanische Erscheinungsformen annehmen kann, ab und endet mit dem finalen (juvenil-simischen) Magmatismus. Es sei besonders betont, daß alle Geosynklinalen, die die Einleitung eines solchen orogenen Zyklus bilden, immer in Krustenteilen mit kontinentalem (sialischem) Aufbau entstehen. Sie beginnen entweder mit einer deutlichen marinen Transgression über kontinentale Bereiche, oder mit Flachwasser- bis Salinar-Fazies, aber *nie* mit Sedimentfolgen, die auf einen *Tiefseeegraben* hinweisen. Sie entstehen nicht in „pazifischen“ Bereichen, wo über dem Erdmantel die sialische Kruste fehlt. Die Ursache ihrer Bildung wird am besten auf Konvektionsströme (*Vening Meinesz, Runcorn* [40], [33]) im Mantel zurückgeführt. Orthogeosynklinalen entstehen in der Kruste dort, wo zwei Konvektionszellen im Mantel mit ihren absteigenden Ästen aneinandergrenzen.

In Verbindung mit dem „orogenen Zyklus“ finden wir die Lagerstätten des initialen (juvenil-simischen) Magmatismus, des synorogenen (palingen-sialischen) Magmatismus mit seinen subsequenten, meist vulkanischen Nachläufern und die Lagerstätten des finalen (juvenil-simischen) Magmatismus.

Die Lagerstätten, die im Zusammenhang mit palingen-sialischem *synorogenem Plutonismus* entstanden, haben durch ihre beherrschende Stellung innerhalb des europäischen Varistikums, durch ihre guten bergbaulichen Aufschlüsse und ihren Reichtum in den alten europäischen Bergbaugebieten die Grundlagen für die meisten heute noch geltenden Klassifikationen magmatischer Lagerstätten gegeben (Urabfolge nach *Schneiderhöhn* [35]), deren Verallgemeinerung und Anwendung auf geotektonisch völlig anders geartete Gebiete Veranlassung zu vielen Fehldeutungen und Irrtümern gab. Diese beruhten vor allem auf der irrigen Annahme, „Granit“ sei der einzig mögliche „Erzbringer“ und somit der „Vater“ aller Lagerstätten. Die heute noch sehr verbreitete Sucht, jeden *nächstbesten*, oft weit entfernten Granit für alle Lagerstättenbildungen in einem Gebiete verantwortlich zu machen und jeden Lösungsab- oder umsatz als juvenile Lösungszufuhr mit ihm in Verbindung zu bringen, hat schon oft den Blick für

die wahren Zusammenhänge getrübt und zu genetischen Fehlkonstruktionen geführt.

Der „*synorogene Magmatismus*“ hat zwar eine sehr reichhaltige und systematisch nach zeitlichen, räumlichen, physiko-chemischen und tektonischen Gesichtspunkten gut gliederbare Lagerstättengefölgenschaft. Er ist aber nicht das einzige magmatische lagerstättenbildende Geschehen und stellt eher die Ausnahme, als die Regel dar. Die weltweit verbreiteten, über große Erzprovinzen sich erstreckenden Riesenlagerstätten sind nicht genetisch an ihn gebunden.

c) Die nichtorogenen Grabenlinien (Ausweitungsbereiche)

Es sind die großen ozeanischen und kontinentalen Dehnungszonen über dem Grenzbereich zweier aufsteigender, auseinanderströmender Konvektionsströme im Mantel. Dabei müssen wir prinzipiell zwei Möglichkeiten unterscheiden, nämlich Bereiche mit auflagernder Kruste, die mitgedehnt, ausgedünnt und zerrissen wird, wie z. B. den „middle atlantic ridge“ oder den afrikanischen Graben, und solche ohne Krustenaufgabe („pazifische“ Bereiche), wo nur die Haut des erstarrten oberen Mantels und wenig Sedimente die äußere Erdschale bilden, wie z. B. im Gebiet der Hawaii-Vulkane.

Typisch für diese Gebiete sind das Auftreten von Erdbeben, aber das Fehlen von Tiefbeben, dann der starke, meist vulkanische Magmatismus mit der Unmöglichkeit seiner Zuordnung zu einem initialen, synorogenen, subsequenten oder finalen Geschehen und die große Ähnlichkeit der geförderten Eruptiva untereinander, denen wir bisher erst wenig Lagerstätten sicher zuordnen können, da genügend systematische Untersuchungen fehlen. Beobachtungen im Bereich der kontinentalen Grabenzonen (z. B. afrikanischer Graben) mögen hier weiterhelfen, zumal uns hier der juvenil-simische Magmatismus nicht nur effusiv, sondern auch intrusiv mit entsprechenden, meist natronreichen Restdifferentiaten vorliegt, für die auch die Assimilation von Krustenmaterial eine gewisse Rolle spielt.

Mit den submarinen Vulkaniten ist die Zufuhr von Kupfer und Mangan vor allem im pazifischen Bereich verbunden.

d) Der peripazische Bereich („andintype“ Randschwellen)

Er zeigt — auch lagerstättenkundlich — Besonderheiten, die sich aus den Unsymmetrien zwischen den Kontinentschollen und dem pazifischen Raum ergeben. Für ihre Erklärung können wir zwei geophysikalisch belegte Erscheinungen heranziehen. Die eine ist die Grenzfläche, die vom Pazifik her unter die Kontinentschollen zunächst flach ($\sim 22^\circ$) und ab 300 km Tiefe steiler ($\sim 60^\circ$) einfällt und durch Bebenherde bis in Tiefen von 700 km angezeigt wird. Sie läßt sich am besten als temperaturbedingte Grenzfläche zwischen dem „wassergekühlten“ Mantel unter dem Pazifik und dem „wärmeisolierten“ Mantel unter dem sialischen, radioaktiven „Heizkissen“ der Kruste deuten. Sie ist aber nicht nur die Grenze zwischen den abströmenden Ästen zweier Konvektionszellen, sondern auch die Bewegungsbahn tektonischer und magmatischer Ver-

schiebungen. Ihr Knick in ~ 300 km Tiefe markiert vermutlich den Übergang vom „oberen zum „mittleren“ Mantel unter der Kontinentscholle, der darauf zurückgeht, daß unter 300 km Tiefe im Mantel bereits die Dichtezunahme durch Phasentransformationen eine Rolle spielt.

Die andere geophysikalisch meßbare Erscheinung ist der Sprung in der Tiefenlage der Mohorovičić-Diskontinuität an der Grenze des Pazifik zur Kontinentscholle, der ein deutliches Relief im Untergrund angibt.

Zahlreiche Überlegungen und Untersuchungen der letzten Jahre, für die ich stellvertretend nur *Runcorn* [33] und *Wilson* [42] nennen möchte, lassen uns mit einer durch Konvektionsströme im Mantel bedingten Westdrift der amerikanischen, vor allem der südamerikanischen Kontinentscholle rechnen. Diese Westdrift der Kontinentscholle auf dem Rücken des Mantels bedingt an sich noch keinen Zusammenschub, sondern einen spannungsfreien Transport. Erst bei der Aufschiebung auf den „pazifischen“ Mantel entsteht solange Druckbeanspruchung an der Stirn der Scholle, bis diese den Reliefunterschied überwunden hat. Die Aufschiebung aber verursacht eine „Hebung“, also eine orographische Erhöhung des Kontinentrandes, verbunden mit einer Aufbiegung bzw. Knickung über dem in der Aufschiebungsbahn liegenden Reliefsprung. Eine zweite Biegung bzw. Knickung kann dort erfolgen, wo die Scholle sich nach dem Aufschub wieder auf das pazifische Vorgelände legt oder sogar mit der Stirn in es einsenkt. Wir erhalten damit zwei etwa parallel zur Grenze Pazifik—Kontinent verlaufende Spannungszonen in Kruste und oberem Mantel, die aber nicht stationär sind, sondern sich bei dem weiteren Vorschub der Scholle nach Westen allmählich (relativ ostwärts) verlagern.

Im Gebiet der ersten Spannungszone kommt es oberflächlich zur Einengung, also zur Trogbildung und damit zur Anreicherung von Schuttmassen, die von der aufsteigenden Randschwelle abgetragen werden, im tieferen Bereich aber zur Ausweitung, zum Aufreißen der Kruste und des oberen Mantels und damit zur Mobilisation und zum Aufstieg juvenil-simischen Magmas. Dies hat im Bereich der Aufschiebungsbahn und der Grenzfläche zwischen Kontinent und Pazifik weitere Druckerniedrigungen zur Folge, die ihrerseits wieder eine Verflüssigung des simischen Materials bedingen. Wenn sie sich bis in Tiefen unter 300 km auswirken, lösen sie im mittleren Mantel Phasentransformationen mit gleichzeitigen Verflüssigungen aus und verursachen damit starke Volumenzunahme und erhöhten Auftrieb von Schmelzen (Tiefbebenherde).

Aus dem Aufschub der Kontinentscholle auf den „pazifischen“ Mantel und aus der Volumenzunahme infolge von Phasentransformationen im mittleren Mantel lassen sich die schnellen Hebungen der Kontinentränder im pazifischen Raum erklären. Daraus erklärt sich aber auch der wiederholte Magmatismus seit dem Mesozoikum, der *ohne* „orogene Phasen“ gewaltige Massen sehr unterschiedlicher Gesteine geliefert hat. Sein Chemismus ist dadurch so variabel, daß die Schmelzen aus verschiedenen Tiefenzonen des Mantels stammen und der mittlere Mantel nicht aus basisch- bis ultrabasischem, sondern aus basischem bis intermediärem Material besteht, durch dessen Differentiation saure Restschmelzen entstehen können (vergl. u. a. *Borchert* [8], oder *Oxburgh* [29]). Er ist es anderer-

seits aber auch dadurch, daß diese großen juvenil-simischen Schmelzmassen unter syntektischer Aufschmelzung sialischer Schollenteile in subvulkanische bis vulkanische Bereiche nach oben durchbrechen, wobei es zu sehr unterschiedlich gemischten Schmelzen und ihren Differentiaten kommt.

Das Mengenverhältnis zwischen den juvenil-simischen (Na-reichen) und den syntektisch-sialischen (K-reichen) Anteilen ist unterschiedlich. Es scheint, daß die simische Na-Vormacht mit abnehmendem Alter der Magmatite zunimmt, und daß die mehr landeinwärts gelegenen Magmatite höhere K-Anteile haben, als die pazifiknäheren. Hierzu sei auch auf die Untersuchungen von *Moore* [28] verwiesen.

Eine Palingenese sialischer Krustenteile — auch eine Unterschiebungspalingenese im Sinne von *Stille* [38] — spielt in diesem Bereich kaum eine Rolle.

Der gesamte Ablauf der Gebirgsbildung, an der der Magmatismus hier einen sehr aktiven Anteil hat, ist völlig von dem genannten „orogenen Zyklus“ verschieden. Es ist daher auch unmöglich, „orogene Phasen“ Europas mit Ereignissen im peripazifischen Raum zu parallelisieren. Dies gilt vor allem für die postpermischen tektonischen Vorgänge, die damit verbundenen Magmatite und ihre zugehörigen Lagerstätten. Die paläozoischen und vorpaläozoischen Gesteine und Strukturen dagegen zeigen in vieler Hinsicht noch deutliche Übereinstimmungen mit den entsprechenden Bereichen Amerikas oder Eurasiens und Afrikas.

So enthält zum Beispiel das peripazifische Südamerika ebenfalls in paläozoischen (silurischen) Schwarzschiefern wesentliche Vertreter der Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation, die unter anderem von *Ahlfeld* [1] für Peru und Bolivien und von *Ahlfeld* und *Munoz Reyes* [4] für Bolivien beschrieben werden. Besonders sei hier die 140 km lange Antimonerzzone Boliviens zwischen Yura und Tupiza in unterdevonisch-silurischen Gesteinen erwähnt, in der die Paragenese Antimonit-Ferberit, aber auch Antimonit-Scheelit typisch ist (*Ahlfeld* und *Munoz Reyes*, [4]).

Diese alten paläozoisch gebildeten Lagerstätten werden durch den jüngeren Magmatismus metamorphosiert, mobilisiert und zum Teil in die gemischt juvenil-syntektischen Magmen aufgenommen, bei deren Differentiation ihr Stoffbestand erneut zum Absatz kommt. Diesem gemischt simisch-sialischen Magmatismus verdankt der peripazifische Raum seine geochemischen und lagerstättenkundlichen Besonderheiten, von denen hier nur auf den mesozoischen Zinngürtel mit seinen eigenartigen polymetallischen Paragenesen mit Blei, Silber und Antimon, sowie auf den laramischen Kupfergürtel mit seinen Vorkommen von „disseminated“ oder „prophyry“ copper ores und extrusiven Kieslagerstätten hingewiesen sei. Eine Besonderheit ist der Molybdängehalt, der „porphyries“ und ihre Verknüpfung mit Turmalinbrekzien, die nicht recht in diese „hydrothermalen“ Bildungen passen. Sowohl Molybdän wie Bor dürften hier aus älteren Gesteinen übernommen sein. Ihre Sonderstellung wird auch von *Kents* [21] erwähnt, und *Schneider-Scherbina* [36] beschreibt sie neben einer Reihe weiterer Beobachtungen über den „hybriden Charakter“ der Metallogenese in Bolivien, zu denen unter anderem die Umlagerung von „alten Antimonglanz-Absätzen“ zu „Jamesonit“ gehört ([36], S. 166).

Die paläozoischen Antimon-Wolfram-Paragenesen sind meist molybdänfrei. Ihre Scheelite haben dann blaue Lumineszenz, während Scheelite aus Granitkontakten oder „hybride“ Scheelite durch Gehalte an CaMoO_4 deutlich gelb lumineszieren. Es wird noch einer großen Reihe von Untersuchungen bedürfen, bis geklärt ist, inwieweit die peripazifischen Lagerstätten, vor allem auch die der Paragenesen mit Antimon, Wolfram und Quecksilber, die mit mesozoischem bis tertiärem (ja sogar quartärem) Magmatismus verbunden sind, ihren Stoffbestand juvenilen oder aber syntektischen Schmelzen oder Lösungen verdanken, die ihre Metallgehalte älteren Gesteinen, so der paläozoischen Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation entnommen haben.

Versuch der Einordnung der Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation in eine geotektonische Lagerstättengliederung

Die Einordnung der altpaläozoischen Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation in eine geotektonische Lagerstättengliederung entsprechend der vorstehend getroffenen Unterteilung in vier magmatische Großbereiche erscheint nur dann sinnvoll, wenn wir gleichzeitig alle übrigen, auch wolframfreien, Antimon-Quecksilber-Vorkommen auf ihre geotektonische Stellung hin untersuchen. Dabei müssen wir ganz allgemein ebenso wie *Ahlfeld* [2], *Saukow* [34], *Tischendorf* [39] und *Routhier* [32] feststellen, daß Antimon und Quecksilber eine Außenseiterstellung einnehmen, die sich darin äußert, daß sie im speziellen weder genetisch noch regional eine Verbindung mit anderen Paragenesen erkennen lassen. Dies gilt sowohl für die Vorkommen in Eurasien, wie für die in Afrika, Amerika oder Australien. Dabei wurde allerdings bisher nicht auf die Verbindung mit Wolfram geachtet, die entweder in — molybdänarmem — Scheelit oder in den reinen *Endgliedern* des Wolframits, Hübnerit oder Ferberit, häufig gegeben ist.

In den *alten Schilden* waren lange Zeit keine größeren Antimonvorkommen bekannt, bis die goldführenden Antimonlagerstätten in der Murchison-Range in Nordost-Transvaal entdeckt wurden, die derzeit die zweitgrößten Antimonlieferanten nach der Volksrepublik China sind. Bei den Antimoniten in den alten Schilden wurden bisher zwar weder Beziehungen zu Quecksilber, nicht aber zu Wolfram beobachtet. In den großen *Grabensystemen* der Ozeane oder der Kontinente spielen Antimonit oder Zinnober keine Rolle, und so ist auch das afrikanische Grabensystem frei von Lagerstätten dieser Art.

Im normalen *orogenen Zyklus* (nach *Stille*) sind keine klaren Beziehungen zwischen den Antimonit-Zinnober-Lagerstätten und initialem, synorogenem oder finalem Magmatismus festzustellen. Dies gilt vor allem für die varistischen Bereiche. Antimon und Quecksilber treten in ihnen hauptsächlich in der Bindung an Fahlerze, Boarnonit, Silber- und Bleisulfosalze oder ähnliche Mineralien auf. Antimonite im Zusammenhang mit varistischen Graniten sind selten und dann oft genetisch einem älteren „Mikrogranit“ oder Effusiv zuzuordnen (vergl. *Routhier* [32]).

Das Alter dieser „älteren“ Magmatite ist unsicher. Es wäre zu untersuchen, ob es nicht dem der „Porphyroide“ entspricht, die genetisch mit der altpaläozoischen Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation zusammenhängen.

Bereits eingangs habe ich erwähnt, daß sich dieser Porphyroid-Diabas-Vulkanismus und die mit ihm verbundenen Antimon-Wolfram-Quecksilber-Erze im *mediterranen* Raum nicht einem kaledonischen orogenen Zyklus zuordnen lassen. Dasselbe gilt für die peripazifischen Vorkommen dieser Art. Für beide Bereiche ist aber typisch, daß die Lagerstätten an deutliche Lineamente (Geosuturen) gebunden sind, die nicht nur die „alten“ Antimon-Quecksilber-Vorkommen mit Wolfram kontrollieren, sondern auf denen seit dem Mesozoikum, verbunden mit deutlicher Bruchtektonik, Andesite und Dazite mit Kupfer- und Kieserzen aufdringen. In beiden Bereichen enthalten die „jungen“ Vulkanite ebenfalls Antimonit- und Zinnobervererzungen.

Während den peripazifischen Raum daneben noch ein Gürtel mit „hybriden“ (Sn-Pb-Ag-Sb)-Lagerstätten kennzeichnet, fehlen diese Sonderparagenesen im mediterranen Raum. Ebenso fehlt hier die deutliche Molybdän- und Turmalinführung in den laramischen Kupfer- und Kieserzen.

Die Gürtel der „jungen“ Antimon-Quecksilber-Vorkommen und die der alten Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation fallen zusammen. Sie liegen benachbart zu den aktiven Gürteln unserer Erdkruste („active belts“, *Chadwick* [10]) und haben wie sie einen zirkumpazifischen und einen eurasiatisch-mediterranen Ast. Die geotektonische Entwicklung dieser beiden Äste, die alten Geosuturen entsprechen, ist aber seit dem Altpaläozoikum unterschiedlich verlaufen.

Der Antimon-Wolfram-Quecksilber-Gürtel des Altpaläozoikums markiert die damaligen Ränder von Kontinentschollen („Grundschollen“ nach *Cloos* [12]), die — auch am Südrand des eurasiatischen Kontinentes — gegen einen „pazifisch“ aufgebauten Mantel stießen. Durch das allmähliche Anschwenken der indofrikanischen Scholle an den euro-asiatischen Block wurde das „pazifische Zwischengebiet“ (vergl. *Bischopp* [6]) zusammengeschoben, ausgequetscht oder überfahren und zum kontinental-ozeanischen umgeprägt. Das heutige Relief des Mittelmeeres mit seinen getrennten „Tiefsee“-Teilen spiegelt noch Reste dieser Entwicklung wider, die die Ursache für die häufigen Flach- und Mittelbeben dieses Raumes ist, dem heute Tiefbeben praktisch fehlen. Die alten „Grundschollen“, die „im mediterranen Gürtel vorwiegend in dessen Längsrichtung, in Mittel- und Südeuropa vorwiegend nordwest-südöstlich ausgerichtet“ sind (*Cloos* [12]) und sonst eine ganz auffallende Nord-Süd-Richtung zeigen, spielen eine Hauptrolle für das Problem der tektonischen Grundrichtungen innerhalb der Kruste. Die alten Lineamente im Mittelmeerraum wurden zeitweise durch die alpidische Geosynklinale verhüllt. Sie lebten und leben aber immer wieder vor allem in Bruchstrukturen auf, die mit Vulkanismus verbunden sind. Ihre Lage ist durch den Antimon-Wolfram-Quecksilber-Gürtel, durch den Streifen der Kies- und Kupfererze in Verbindung mit dem Dazit-Andesit-Vulkanismus und durch die mediterran-asiatischen Chromerzprovinzen ebenso gekennzeichnet wie durch den walachischen Sporn, die euxinische Schwelle und deren Fortsetzungen nach Westen und Osten.

Trotz der vielen Ähnlichkeiten bestehen zwischen der Entwicklung des zirkumpazifischen aktiven Gürtels und der des mediterranasiasiatischen seit dem Jungpaläozoikum große Unterschiede, die sich auch auf die Lagerstättenbildung auswirken. Sie beruhen darauf, daß der zirkumpazifische Gürtel mit seinen Lineamenten immer den Rand kontinentaler Schollen gegen „pazifische“ Bereiche bildete, während der aktive mediterrane Gürtel durch die Überprägung des „pazifischen Zwischengebietes“ zur Nahtlinie zwischen zwei Kontinentschollen wurde.

Die geotektonische Bindung des altpaläozoischen Antimon-Wolfram-Quecksilber-Gürtels an alte Lineamente in beiden Randzonen bleibt davon unberührt. Ob allerdings diese großartige altpaläozoische Antimon-Quecksilberzufuhr zur Kruste einmalig ist, und alle späteren Erze dieser beiden Elemente im wesentlichen durch Syntexis oder Anatexis (Regenerierung) zustande kamen, muß erst noch durch eingehende systematische Untersuchungen geklärt werden. Ebenso ist die enge genetische Verknüpfung von Antimon und Wolfram in dieser Formation noch eingehend zu studieren, da sich aus ihr völlig neue Gesichtspunkte für die Geochemie und die Lagerstätten des Wolframs ergeben. So ist z. B. eine Reihe von sogenannten „Wolfram-Tactiten“ nicht an Granitkontakte gebunden, und das Alter ihrer Primärgesteine entspricht dem der Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation. Ich denke hier vor allem an die schichtkonkordanten Scheelitlager von Sangdong in Korea, die außerdem eine spätere hydrothermale Überprägung erkennen lassen (*Yong Won John* [44]) oder an silurische Quarzitglimmerschiefer mit Scheelit in kohlenstoffhaltigen Horizonten neben Kalken und Diabasen (*Kurdjukov* und *Feirer* [24]). Auch das große Antimonit-Scheelit-Vorkommen von der Yellow Pine Mine, Idaho (*Kerr* [22]) und die Scheelite von Tux (*Wenger* [41]) erscheinen mir in diesem Zusammenhang besonderer Untersuchung wert.

Zusammenfassung

Ausgehend von Untersuchungen in Sardinien, der Türkei und Griechenland an Antimonit-Scheelit-Quecksilber-Vorkommen und dem Vergleich mit ähnlichen Lagerstätten im Mittelmeerraum, Asien und der ganzen Welt wird die Vermutung geäußert, daß es eine großartige altpaläozoische Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation, gebunden an Lineamente parallel zu den Rändern alter Kontinentschollen, gibt, die nicht im Zusammenhang mit einem „orogenen Zyklus“ steht. Viele, wenn nicht alle „jüngeren“ Vererzungen mit Antimon und Quecksilber werden aus der Regenerierung durch Syntexis oder Anatexis dieser „alten“ Antimon-Quecksilber-Zufuhr gedeutet. Das magmatische Geschehen wird in die vier Großbereiche, alte Schilde, „Orogene“ im Sinne *Stilles* („alpinotype“ Eingangsgebiete), Nichtorogene Grabenlinien (Ausweitungsgebiete) und Peripazifische Bereiche („andinotype“ Randschwellen), gegliedert. Die einzelnen Bereiche werden im Hinblick auf das Auftreten der Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation diskutiert. Dabei werden besonders die Ähnlichkeiten bzw. Verschiedenheiten zwischen dem zirkumpazifischen aktiven Gürtel und dem aktiven mediterran-asiatischen Gürtel begründet.

Literatur

- [1] *Ahlfeld, Fr.*: Die Antimonitlagerstätte von Acora, Südperu. Zeitschrift f. prakt. Geol. **34**, 1926, 190 bis 192.
- [2] *Ahlfeld, Fr.*: Die Realgarformation. Ztschft. f. prakt. Geol. **41** (1933), 189 bis 192.
- [3] *Ahlfeld, Fr.*: An unusual antimony deposit in Argentina. Econ. geol. **34** (1948), 598 bis 602.
- [4] *Ahlfeld, Fr.*, u. *Muñoz, Reyes*: Die Bodenschätze Boliviens. VIII. Berlin 1939, Bornträger, 199 S.
- [5] *Angermeier, H. O.*: Die Antimonit-Scheelit-Lagerstätten des Gerrei (Südostsardinien, Italien) und ihr geologischer Rahmen. Inaugural-Dissertation, München 1964.
- [6] *Bishopp, D. W.*: Some new features of the geology of Cyprus. 19th Int. Geol. Congr., Algier 1952, Sec. XV, 13 bis 18.
- [7] *Borchert, H.*: Antimon, in Gmelins Handbuch der anorg. Chemie, Berlin 1942, System Nr. 18, 49 bis 226.
- [8] *Borchert, H.*: Chemismus und Petrologie der Erdschalen, sowie die Entstehung und Ausgestaltung der wichtigsten Diskontinuitäten der Erdkruste. N. Jb. Miner. Monatshefte 1962, 143 bis 163.
- [9] *Bryzgalin, O. V.*: Chemical character of tungsten-bearing solutions in the skarn ore-forming process. Geochemistry (Übersetzung aus dem Russ.) 1960, 624.
- [10] *Chadwick, P.*: Mountain-Building Hypotheses. Chapter 8 in Runcorn S. K. „Continental Drift“, New York—London, 1962, 195 bis 234.
- [11] *Chia Jung Chung*: On the seleniferous Antimony-Mercury-deposits. Geochemistry (Übersetzung aus dem Russ.) 1962, 788 bis 796.
- [12] *Cloos, H.*: Grundschollen und Erdnähte. Geolog. Rundschau **35**, (1948), 133 bis 154.
- [13] *Eidel, J. J.*, u. *Tunell, G.*: Genesis of Antimony-Mercury deposits. Geol. Soc. Am. Abstracts 1963, 199.
- [14] *Fahr, G.*, u. *Hösel, G.*: Betonitisierte Tuffe im Silur des südwestlichen Vogtlandes. Geologie **13** (1964), 429 bis 438.
- [15] *Fedorčuk, V. P.*: Same problems of the origin of mercury-antimony-deposits. Symposium: Problems of postmagmatic ore deposition. Prag 1963. Englische Übersetzung aus dem russischen. Appendix to Vol. I., 87 bis 90.
- [16] *Hart, P. B.* u. *Webster, F. W.*: Hydrothermal growth of single-crystal scheelite. Mineralog. Mag. **33** (1963), 520 bis 521.
- [17] *Hermann, F.*: Die Antimonerzvorkommen Mittel- und Südosteuropas, ihre lagerstättenkundliche Stellung und wirtschaftliche Bedeutung. Verhdlg. geol. Bundesanstalt Wien 1947, 57 bis 83.
- [18] *Hess von Wichdorff*: Die Antimonlagerstätten der Umgebung von Schleiz und Greiz im reussischen Vogtlande. Ztschft. f. prakt. Geol. **18** (1910), 240 bis 249.
- [19] *Höll, R.*: Unveröffentlichte Unterlagen für die Dissertation. München.
- [20] *Jankovič, Sl.*: Allgemeine Charakteristika der Antimon-Erzlagerstätten Jugoslawiens. N. Jb. Miner., Abh. **94** (Festband Ramdohr) (1960), 506 bis 538.
- [21] *Kents, P.*: Hydrothermal developments in the Andes. Econ. Geol. **58** (1963), 1110 bis 1118.
- [22] *Kerr, P.*: Tungsten Mineralisation in the United States. Geol. Soc. Am. *Memoir* **15**, 1946 (1958).
- [23] *Krusch, P.*: Beitrag zur Kenntnis der Schwefelkies- und Antimonerzlagerstätten in den kleinen Karpaten. Ztschft. f. prakt. Geol. **24** (1916), 1.
- [24] *Kurdjukov, A. A.*, u. *Feirer, K.*: Scheelitvererzungen in Skarnen des Exokontaktes des Bergener Granitmassives. Z. angew. Geol. **9** (1963), 57 bis 61.
- [25] *Lachmann, R.*: Antimon und Schwefelkies bei Pernek in Ungarn. Z. f. prakt. Geol. **23** (1915), 195.

- [26] *Magnée, I. de, u. Aderca, B.*: Contribution a la connaissance du Tungsten-belt Ruandais. Acad. Roy. Soc. d'Outre-Mer, Cl. sc. nat. med., Mem. N. Ser. **11**, 7 (1960), 1 bis 56.
- [27a] *Maucher, A.*: Das Antimonit- und Gudmunditvorkommen von Turhal (Türkei), Fortschritte Miner. Krist. etc. **22** (1937), 1.
- [27b] *Maucher, A.*: Über Gudmundit aus der Antimonitlagerstätte von Turhal (Türkei). Metallwirtschaft XVII, (1938), 617 bis 619.
- [28] *Moore, J. G.*: K/Na ratio of Cenozoic igneous rocks of the western United States. Geochimica et Cosmoch. acta **26** (1962), 101 bis 130.
- [29] *Oxburgh, E. R.*: Petrological evidence for the presence of amphibole in the upper mantle and its petrogenetic and geophysical implications. Geolog. Magazine **101** (1964), 1 bis 19.
- [30] *Pecho, J., u. Popreňák, J.*: Mineralogické pomery na antimonitovom ložisku v Heľmanovciach (Spissko-gemerské rudohorie) Geol. Prace, geol. Ust. Dionyza Stura, Českosl. **56** (1959), 201 bis 216, mit deutscher Zusammenfassung.
- [31] *Quiring, H.*: Antimon. In „die metallischen Rohstoffe“ Heft 7, Ferd. Enke, Stuttgart 1945, 155 Seiten.
- [32] *Routhier, P.*: Les Gisements Métallifères. 2 Bände, Masson et Cie, Paris 1963.
- [33] *Runcorn, S. K.*: Continental Drift, International Geophysics Series Vol. **3**. New York and London 1962.
- [34] *Saukow, A. A.*: Geochemie, Berlin 1953.
- [35] *Schneiderhöhn, H.*: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. N. Jb. Miner. Mh. **1952**, 47 bis 89.
- [36] *Schneider-Scherbina, A.*: Über metallogenetische Epochen Boliviens und den hybriden Charakter der sogenannten Zinn-Silber-Formation. Geol. Jb. **81** (1962), 157 bis 170.
- [37] *Ščeglor, A. D.*: Über einige Besonderheiten der Bildung von Quecksilber-Antimon-Wolfram-Lagerstätten in Transbaikalien. Zapiski Vsesojzn. miner. Obšč. **1959**, 48 bis 59.
Referat in Zentralblatt f. Geol. Paläont. **1962**, Heft 1, Nr. 337.
- [38] *Stille, H.*: Unterschiebungspalingenese. 21. Cong. Geol. Int. Algier, **1952**, Sec. XV, 127 bis 137.
- [39] *Tischendorf, G.*: Einige Bemerkungen zur Verteilung von Elementen, insbesondere von Arsen und Antimon auf magmatischen Lagerstätten. Geologie **4** (1955), 660 bis 672.
- [40] *Vening Meinesz, F. A.*: Thermal Convection in the Earth's Mantle. Kapitel 6 in Runcorn, The continental Drift. Int. Geophys. Series 3., New York—London **1962**.
- [41] *Wenger, H.*: Die Scheelitlagerstätte Tux, Radex Rundschau (1964), 109 bis 132.
- [42] *Wilson, T. J.*: Hypothesis of earths' behaviour. Nature **198** (1963), 925 bis 929.
- [43] *Whitthe, E. D.*: Thermal Springs and Epithermal Ore Deposits. Econ. Geol., Fiftieth anniversary Volume (1955), 99 bis 154.
- [44] *Yong Won John*: Geology and Origin of Sangdong Tungsten Mine, Republic of Korea. Econ. geol. **58** (1963), 1285 bis 1300.

Über die räumliche Verteilung der Spurenelemente in der Zinkblende und im Bleiglanz an dem Beispiel einiger Lagerstätten des Madaner Erzbezirkes (Südostrhodopen)

Von *J. Minčeva-Stefanova*, Sofia

Bei seinem letzten Besuch in Bulgarien im Jahre 1961 brachte Prof. Dr. *O. Oelsner* den Untersuchungsergebnissen über die räumliche Verteilung der Spurenelemente in den Hauptgenerationen der Zinkblende und des Bleiglanzes aus der Blei-Zink-Lagerstätte Borieva (Erzbezirk Madan) [4] großes Interesse entgegen. Die Untersuchungen, die nach dem Vorbild einer Arbeit von *Oelsner-Baumann* [8] in Borieva begonnen hatten, wurden später in der benachbarten Lagerstätte Gradište [6] fortgesetzt. Borieva und Gradište stellen eine Lagerstätte dar, die durch eine große postmetallogenetische Störung unterteilt wird. Da die Untersuchungen in Gradište die aus Borieva gezogenen Schlüsse, denen der hochverehrte Prof. Dr. *Oelsner* Interesse entgegenbrachte, bestätigten und erweiterten, erlaube ich mir, diese kurze Zusammenfassung der Ergebnisse seinem Andenken zu widmen.

Die geologischen Verhältnisse der Lagerstätten

In Borieva und Gradište ist ein etwa 600 m tiefer Erzgang aufgeschlossen, in dem die Gangvererzung an zwei Stellen, in Abständen von je 200 bis 250 m, mit einer metasomatischen Vererzung alterniert. Daher bieten diese Lagerstätten einen günstigen Fall zur Erforschung der räumlichen Verteilung der Spurenelemente in solchen empfindlichen „Kollektoren“, wie es der Bleiglanz und besonders die Zinkblende sind.

Der Madaner Erzbezirk ist durch mächtige Blei-Zink-Gänge mit steilem Einfallen, die in Richtung 335° bis 350° streichen, gekennzeichnet (Bild 1). Sie durchsetzen oberoligozäne oder miozäne Rhyolithganggesteine und vorwiegend metamorphe Komplexe, die von Granitgneisen, Biotit- und Injektionsgneisen vertreten werden [2]. Die Gneise wechsellagern mit Marmoren und Amphiboliten. An manchen Stellen, wo die erzführenden Gangspalten die Marmore durchbrechen, haben sich metasomatische Erzlager gebildet. Davon sind bisher zwei bekannt geworden.

In einem der bedeutendsten Brüche, der eine Mächtigkeit von 10 bis 20 m und einen komplizierten Bauplan hat, liegen die Erzlagerstätten Borieva und Gradište. In ihnen wurden 7 Erzzonen nachgewiesen (Gänge mit Unterbre-

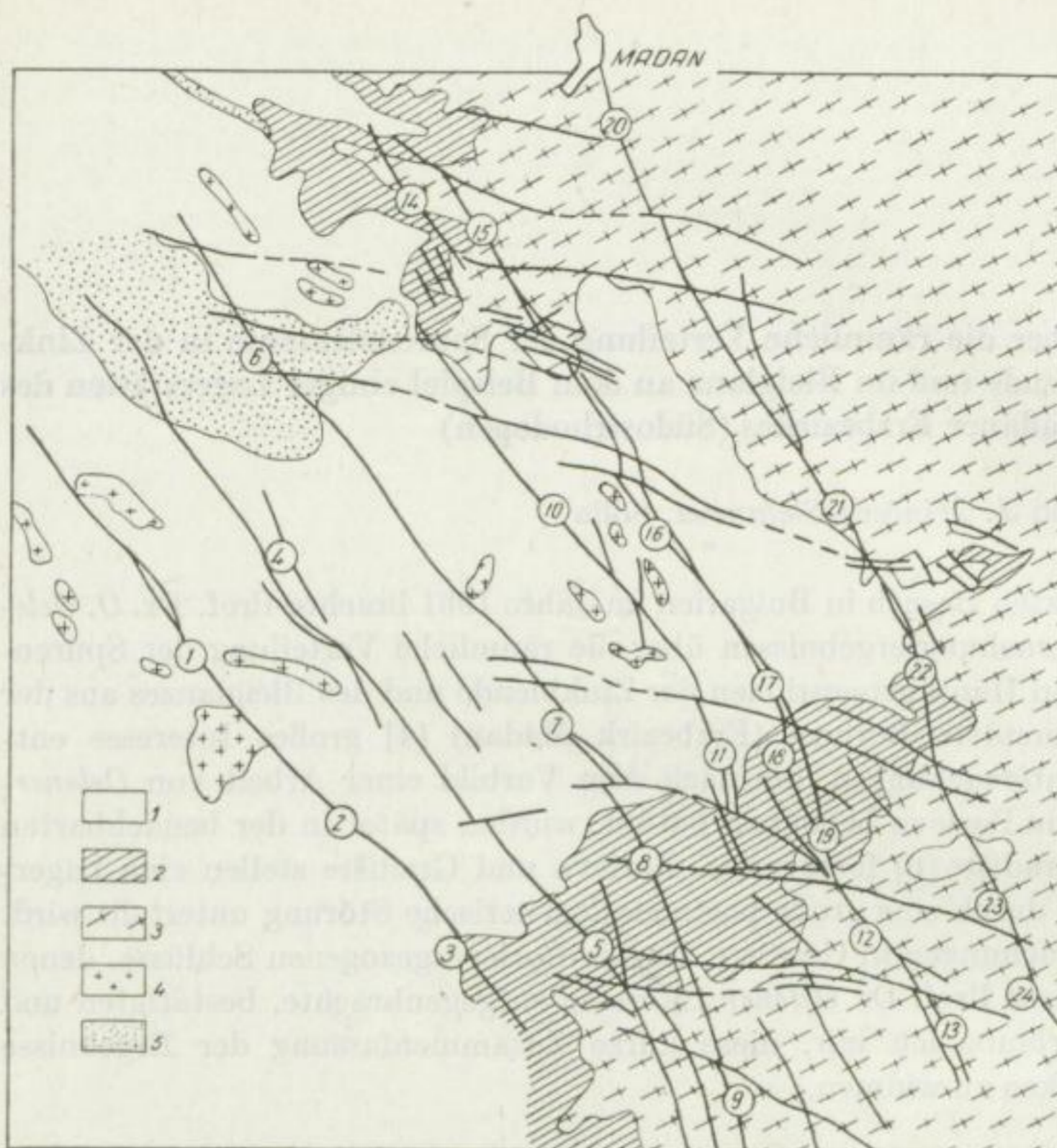


Bild 1. Geologische Skizze des Madaner Erzbezirkes (nach B. Bogdanov)

- (1) Obere Gneisserie
- (2) Bunte Serie mit Marmoren
- (3) Untere Gneisserie
- (4) Pegmatitfelder
- (5) Tertiärablagerungen
- (1) —(24) Lagerstätten:
- (16) Konski dol
- (17) Borieva
- (18) u. (19) Gradište, (18) Gradište u. (19) Pšeničište
- (20) Gjudjurska

chungen und Apophysen). Ihre Mächtigkeit variiert zwischen 0 und 8 m, ihr Fallen ist steil von 70° bis 90° , stellenweise 50° bis 40° . Eine große Querverwerfung mit Richtung 285° bis 305° durchsetzt und verschiebt die Erzgänge, einschließlich der metasomatischen Erzlager; demzufolge hat die Südgrenze der Lagerstätte Borieva bzw. die Nordgrenze der Lagerstätte Gradište tektonischen Charakter. Unmittelbar an dieser Störung erhöht sich die Mächtigkeit der Vererzung. Verschiebungen entlang kleinerer Störungen desselben Systems beobachtet man an vielen Stellen der beiden Lager-

stätten. In ihnen ist je ein Bergemittel feststellbar, das je zwei Gangmittel bedingt, die in Borieva als Zentralpartie und Südparte und in Gradište als Gradište und Pšeničište bezeichnet werden. Infolge der heutigen Unzulänglichkeit der Zentralpartie wurde nur die Südparte in Borieva untersucht, die eine Länge von 700 m hat und in der der Haupterzgang über dem oberen metasomatischen Lager aufgeschlossen ist (Bild 2). In der Lagerstätte Gradište verfolgten wir die verworfene Fortsetzung dieses Erzlagers sowie den Erzgang unterhalb desselben und über dem unteren metasomatischen Lager, einschließlich des letzteren (Bild 3). Die südlichste Partie von Pšeničište (Bild 1) konnte infolge der Unzulänglichkeit eines großen Teiles der Stollen nicht gründlich untersucht werden.

Mineralbildungsstadien und Mineralparagenesen

Die in Zusammenarbeit mit den Kollegen *G. Kirov* und *M. Gorova* untersuchte Erzausscheidung in den beiden Lagerstätten [4, 6] verlief in mehreren Phasen, wobei sich in einem Vorvererzungsstadium in den Marmoren Skarne gebildet haben, in denen Johannsenit [9], Rhodonit und Mn-Hedenbergit vertreten sind.

Die Vererzungen beginnen mit umfangreichen Bildungen grobkristallinen Bleiglanzes, gefolgt von Chalkopyrit und Quarz, im Gefolge mit Chlorit und Serizit. Die beiden nächstfolgenden Stadien, die ebenso wie das vorangegangene, die abbauwürdigsten Erze brachten, sind durch die folgenden Paragenesen gekennzeichnet, und zwar durch eine Zinkblende-Bleiglanz-Paragenese und eine Quarz-Pyrit-Paragenese. Die erste führt Chlorit, Serizit, Zinkblende I, Bleiglanz II, As- und Zn-haltigen Tetraedrit [7], Elektrum, Chalkopyrit, Mangankalzit und Magnostilpnomelan, während die zweite Paragenese durch Magnetkies (selten), Arsenkies, Chalkopyrit, Zinkblende II, Bleiglanz III, Mangankalzit und Kalkspat gekennzeichnet ist. Stellenweise kommt auch Rhodochrosit vor. Die Mineralbildung endet mit der Paragenese des Quarz-Karbonat-Stadiums, in dem sich hauptsächlich Quarz und Kalkspat zusammen mit Fe=Mn-Dolomit, Ankerit, Serizit, etwas Pyrit, helle Zinkblende, Arsenkies und Bleiglanz bildeten. In den tiefsten Teilen der Lagerstätte Gradište und besonders in der Partie Pšeničište sind an dieser Paragenese auch Cosalit und Kobaltglanz beteiligt [6]. Diese Lagerstätten gehören zum mesothermalen Hydrothermaltyp. Infolge der normalen polyaszendenten Zonalität nimmt in der Tiefe die Verbreitung des Bleiglanzes I auf Kosten der ihm folgenden Bleiglanz-Zinkblende-Paragenese bzw. des Bleiglanzes II zu. Dies ermöglichte in der Lagerstätte Borieva hauptsächlich den Bleiglanz II und in der Lagerstätte Gradište beide Bleiglanzgenerationen zu untersuchen, insbesondere die I. Generation.

Die ausgedehnte Verbreitung der Zinkblende I, die auch ihrer minerogenetischen Bedeutung wegen das größte Interesse beanspruchte, machte sie für eine systematische Untersuchung besonders geeignet.

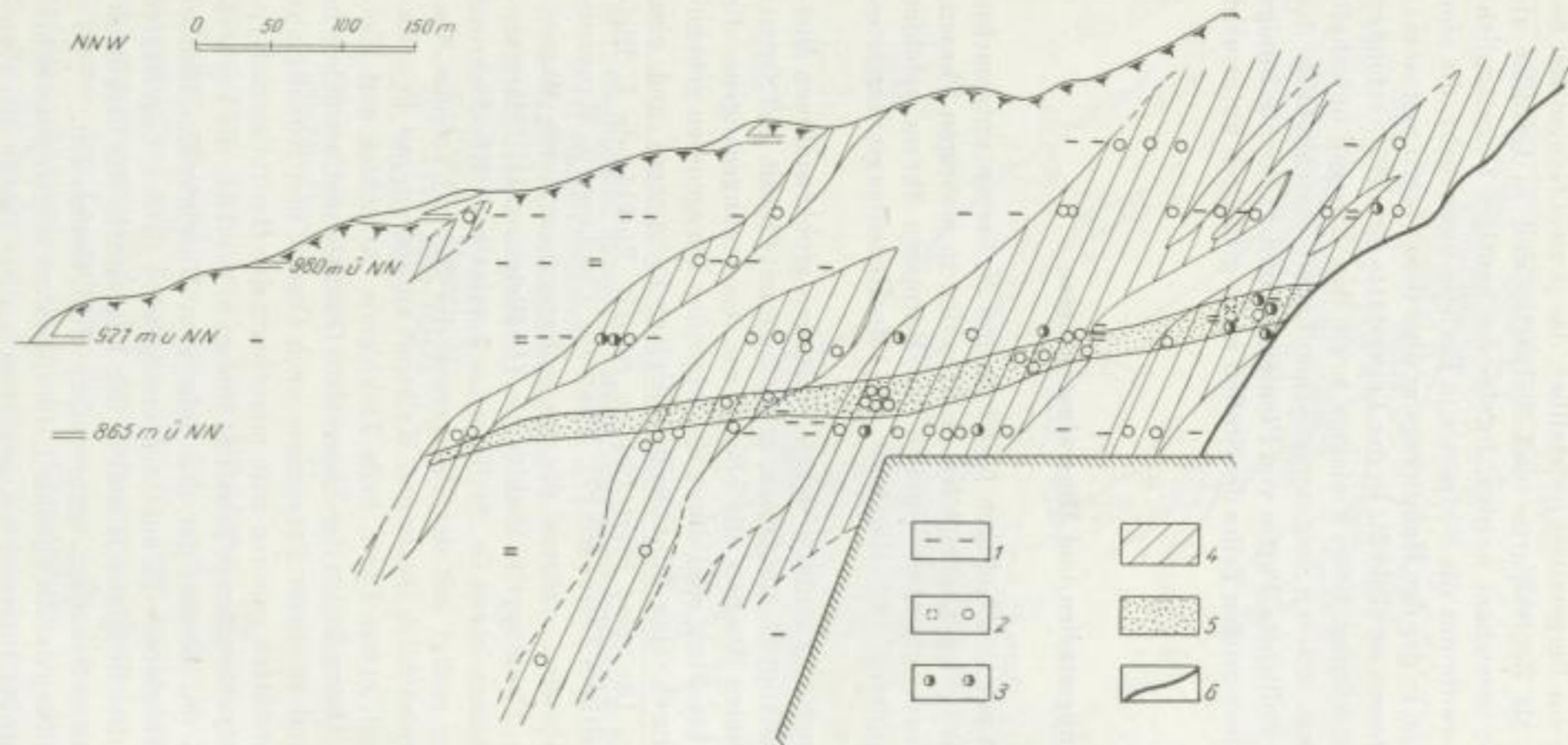


Bild 2. Ga-Gehalt in der Zinkblende 1 aus Borieva mit Angabe der Probestellen im Längsschnitt des Haupterzganges und metasomatischen Erzlagers (Größenordnung der Gehalte [%]):

- (1) Proben mit spektralanalytisch nicht nachgewiesenem Ga-Gehalt
- (2) 10^{-3}
- (3) $> 10^{-3}$
- (4) Felder der Zinkblendeproben mit nachgewiesenem Ga-Gehalt
- (5) metasomatisches Erzlager
- (6) Querstörung

J. Minčeva-Stefanova

Über die Faktoren, die die räumliche Verteilung der Spurenelemente in den untersuchten Mineralen beeinflussen

Wie bereits hervorgehoben, verlief die Vererzung in der Lagerstätte Gradište in größerer Tiefe als der in Borieva untersuchte Vererzungsteil. Die Vererzungen im Madaner Bezirk haben sich bekanntlich in erdoberflächennahen Bereichen gebildet. Nach den Berechnungen, die man nach manchen Autoren [1] anstellen kann, dürften sich die obersten Teile der Lagerstätte Borieva z. Z. ihrer Bildung etwa 300 m unter der Erdoberfläche befunden haben.

Ihrem Chemismus nach ist die Zinkblende I den mesothermalen Zinkblenden zuzuordnen. Sie enthält 4 bis 6% Fe, 0,42 bis 0,71% Mn, 0,33 bis 0,44% Cd (seltener), 0,004 bis 0,0014% Ga (ausnahmsweise auch darüber), 0,006 bis 0,069% Co. Aus den Angaben der durchgeführten Spektraluntersuchungen, die auch durch quantitative chemische Analyse überprüft wurden, läßt sich folgende Reihe der mittleren Gehalte der Spurenelemente ableiten:

$Cd > Co > As > Sb > Ag > Ga > Sn > Hg > Te > Ge$.

Die In-, Ge- und Tl-Gehalte sind nicht charakteristisch.

Die beiden untersuchten Bleiglanzgenerationen zeichnen sich durch qualitativ gleiche, jedoch quantitativ etwas abweichende Gehalte an Spurenelementen aus, was auf einen ähnlichen Chemismus der Ausgangslösungen hinweist. Für den Bleiglanz II werden etwas höhere Bildungstemperaturen als für den Bleiglanz I angenommen, in dem der Ag-Gehalt verhältnismäßig niedriger und der Tl-Gehalt höher als im Bleiglanz I ist. Für die mittleren Werte der Spurenelemente im Bleiglanz allgemein läßt sich ungefähr folgende Reihe aufstellen:

$Sb > Ag > Cd > Te = Mn > As > Tl > Bi > Mo > Sn > Co$.

Im Bleiglanz II steht an erster Stelle Ag; Mo und Sn sind darin deutlicher vertreten als im Bleiglanz I, während Co nur für Bleiglanz II charakteristisch ist. Da Cosalit in den tieferen Niveaus von Gradište verbreitet ist und in die beiden Bleiglanzgenerationen eindringt, ist in letzteren der Bi-Gehalt indirekt erhöht.

Das kristallochemische Verhalten der Spurenelemente in den untersuchten Mineralen soll hier nicht erörtert werden.

Die räumliche Verteilung der Spurenelemente in diesen Mineralen wurde durch halbquantitative Spektralanalysen zahlreicher Proben (Tabelle 1 und 2) verfolgt, wobei z. T. das Mn in der Zinkblende sowie das Se und das Ag im Bleiglanz unberücksichtigt blieben. Die Gründe dafür waren die hohe Spektralempfindlichkeit des Ag und sein hoher Gehalt im Bleiglanz, der die richtige Bestimmung kleiner Veränderungen erschwert; der hohe und praktisch konstante Mn-Gehalt in der Zinkblende; die schwierige Trennung zusätzlicher Proben zur Untersuchung nur auf Se.

Entsprechend den Besonderheiten ihrer räumlichen Verteilung werden die Spurenelemente in den nachstehenden fünf Gruppen besprochen:

1. Manche Spurenelemente, wie Cd in der Zinkblende und im Bleiglanz, zeichnen sich durch praktisch konstante Gehalte aus [4, 6].

Tabelle 1. Gehalt der Spurenelemente¹ in der Zinkblende der Lagerstätten Borieva (a) und Gradište (b).

Anzahl der untersuchten Proben: 118 (a) und 180 (b)

Spurenelem. u. Probenzahl		Gehalte in		n. n.		n. 10 ⁻⁴		10 ⁻³ — n. 10 ⁻⁴		10 ⁻²	
		a	b	a	b	a	b	a	b		
Sn	[%]	81,0	35,6	19,0	36,6	—	27,8	—	—	—	—
Te	[%]	100,0	93,3	—	—	—	6,7	—	—	—	—
As	[%]	40,7	21,6	—	—	40,7	61,7	18,6	16,7	—	—
Ga	[%]	41,7	16,7	46,3	78,3	12,0	4,4	—	0,6	—	—
Ag	[%]	12,1	4,4	37,1	91,7	42,2	1,7	8,6	2,2	—	—

Tabelle 2. Gehalt der Spurenelemente¹ im Bleiglanz I und II der Lagerstätten Borieva (a) und Gradište (b).

Anzahl der untersuchten Proben: I (a) — 16; I (b) — 123; II (a) — 105 und II (b) — 99

Spurenelement und Probenzahl		Gehalte in	Generation	n. n.		n. 10 ⁻⁴		10 ⁻³ — n. 10 ⁻³		10 ⁻²	
				a	b	a	b	a	b	a	b
Sn	[%]	I	100,0	85,4	—	14,6	—	—	—	—	—
Sn	[%]	II	99,0	85,9	1,0	14,1	—	—	—	—	—
Te	[%]	I	75,0	5,8	—	—	25,0	86,7	—	7,5	—
Te	[%]	II	70,5	38,8	—	—	12,4	58,1	17,1	3,1	—
Tl	[%]	I	37,5	25,8	62,5	69,2	—	5,0	—	—	—
Tl	[%]	II	44,8	52,0	55,2	47,0	—	1,0	—	—	—
As	[%]	I	37,5	76,7	—	—	62,5	20,8	—	2,5	—
As	[%]	II	73,3	84,7	—	—	21,9	12,2	4,8	3,1	—

¹ Die Spurenanalysen sind mit dem Quarzspektrograph Q 24 durchgeführt worden. Platten Blaurapid, Anodenanregung, Exposition 40 s bei 5 A und 30 s bei 8 A.

2. Andere Spurenelemente, wie Sn in der Zinkblende und im Bleiglanz, Te im Bleiglanz und zum Teil in der Zinkblende, und As in der Zinkblende zeichnen sich durch eine normale Mikrozonalität (nach *J. Hak* und *Zd. Johan*) aus, die auf Grund der untersuchten Proben (Tab. 1 und 2) für beide Lagerstätten gemeinsam abgeleitet worden ist.

Obwohl der Te-Gehalt im Bleiglanz II höher als im Bleiglanz I ist [4] und ebenfalls nach der Tiefe entsprechend zunimmt, läßt sich diese Veränderung besonders gut am Bleiglanz I verfolgen, bei dem die Te-Zunahme mit der Gesamtzunahme des Pb in beiden Lagerstätten übereinstimmt. Die schwache Spektralempfindlichkeit dieses Spurenelements erschwert eine genaue Untersuchung bei der Zinkblende.

Der Sn-Gehalt in der Zinkblende sowie in den beiden Bleiglanzgenerationen erhöht sich nach der Tiefe. Diese normale Mikrozonalität kommt bei der Zinkblende besonders gut zum Ausdruck (Tab. 1).

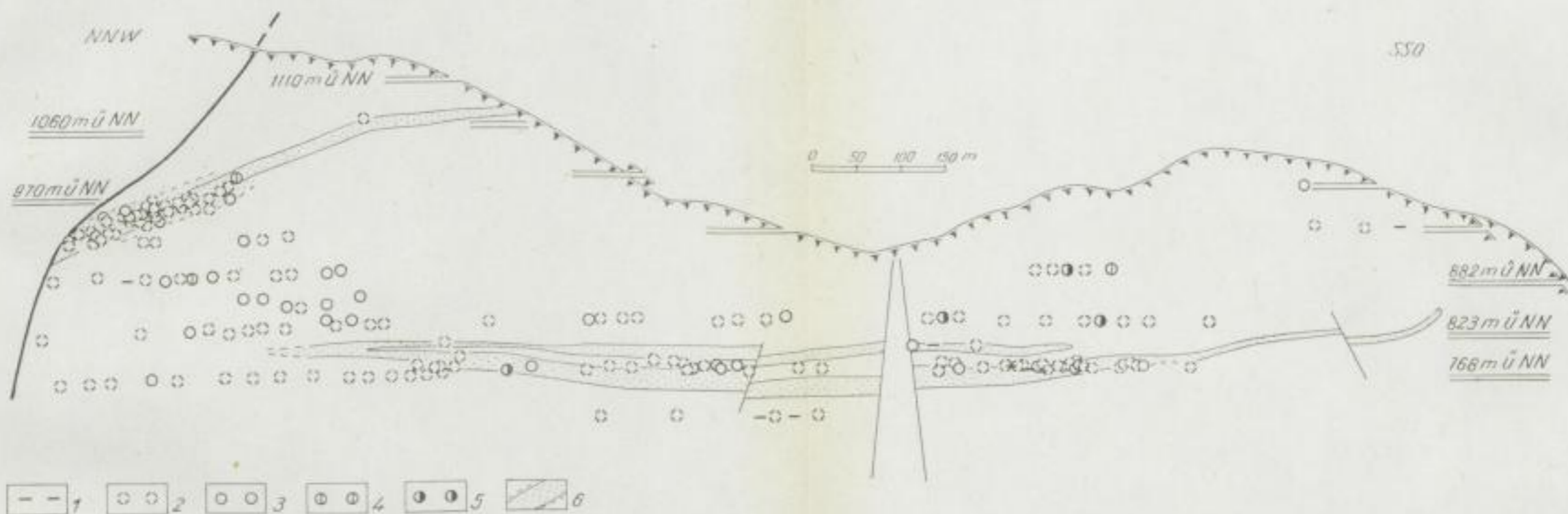


Bild 3. Ga-Gehalt in der Zinkblende I aus Gradište mit Angabe der Probestellen im Längsschnitt des Haupterzganges und der metasomatischen Erzlager (Größenordnung der Gehalte [%]):

- (1) Proben mit spektralanalytisch nicht nachgewiesenem Ga-Gehalt
- (2) n. 10^{-4}
- (3) 10^{-3}
- (4) n. 10^{-2}
- (5) n. 10^{-2}
- (6) metasomatische Erzlager

FVH C 186, Mladéva-Stefánova



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG



3. Eine inverse Mikrozonalität (nach *J. Hak* und *Zd. Johan* [3]) wurde für folgende Spurenelemente festgestellt: As und Tl in beiden Bleiglanzgenerationen; zum Teil Ag und evtl. Ga in der Zinkblende (Tab. 1 und 2).

Hinsichtlich der beiden Bleiglanzgenerationen zeigt das Tl eine deutliche inverse Mikrozonalität, obwohl dessen Gehalt im Bleiglanz I höher ist. Dasselbe gilt auch für das Ag in der Zinkblende. In beiden Lagerstätten ist Ag in fast allen Proben nachweisbar. Nach der Tiefe nimmt die Zahl der Proben mit niedrigerem Ag-Gehalt zu (Tab. 1). Es wird angenommen, daß diese Zonalität, wie wir weiter unten sehen werden, durch den Chemismus des Nebengesteins bedingt ist.

Die Lösung der Frage von der Zonalität in der Verteilung des Ga wird durch den Einfluß zusätzlicher Faktoren erschwert, was ebenfalls weiter unten erörtert werden soll. In der Lagerstätte Gradište wurde dieses Element zwar in einer größeren Anzahl von Proben, jedoch in niedrigeren und konstanteren Mengen festgestellt, während die Gehalte in Borieva erhebliche Schwankungen aufweisen.

4. In bezug auf die räumliche Verteilung einiger der obenerwähnten Spurenelemente, wie Ga, Sb, Sn und As in der Zinkblende, As und Te im Bleiglanz, macht sich eine gewisse Abhängigkeit von den lokalen Bedingungen der Mineralbildung bemerkbar [4]. Im Hinblick auf die Feststellung dieser Abhängigkeit in Borieva wird angenommen, daß sie in Gebieten mit niedrigerem Druck besonders leicht zustande kommt. Bei der Konturierung der Stellen, aus denen die Proben mit höheren Spurenelementgehalten genommen waren, erhielt man Bereiche von Mikroerzfällen (Bild 2). Diese sind zueinander parallel angeordnet und haben die Richtung der Querstörungen, an denen sowohl postmetalloge-netische als auch prä- sowie synmetalloge-netische Bewegungen stattgefunden haben.

Die Anwesenheit von Mikroerzfällen in der Verteilung der Spurenelemente wird mit den Kreuzungslinien der haupterzführenden Gangspalte mit den erzfreien Querstörungen in Zusammenhang gebracht. In diesen Kreuzungsbereichen sind die Gangspalten mächtiger gewesen, so daß größere Mengen hydrothermalen Lösungen zirkulierten, deren Temperaturen, im Unterschied zu den geringmächtigeren Gangspalten, länger konstant bleiben konnten. Auf diese Weise war in den Kreuzungsbereichen nicht nur die Abscheidung größerer Metallmengen möglich, sondern auch der Einbau größerer Mengen an Spurenelementen in die einzelnen Erzminerale. Zu Gunsten dieser Schlußfolgerung spricht die Übereinstimmung der von uns erhaltenen Mikroerzfälle mit den Bereichen der besseren Vererzung sowie das ständige „Fehlen“ aller untersuchten Spurenelemente in den Zinkblendeproben vom nordwestlichen Teil des Erzganges bei Borieva [4] (Bild 2 und 4), wo die Mineralisation äußerst metallarm ist. Dank der hohen Spektralempfindlichkeit des Ag konnte in diesen Proben nur dieses Element, allerdings in sehr geringen Mengen, nachgewiesen werden (Bild 9).

Eine analoge Beziehung zwischen der Bleiglanzmenge im Erzgang und dem Bi-Gehalt (in Form von α -Schapbachit) in den einzelnen Bleiglanzproben machte sich auch bei der Untersuchung der Polymetallagerstätte Vatiša, Bezirk Botevgrad, bemerkbar [5].

Die Untersuchung derselben Spurenelemente in der Lagerstätte Gradište ergab keine volle Übereinstimmung mit den in Borieva erhaltenen Ergebnissen

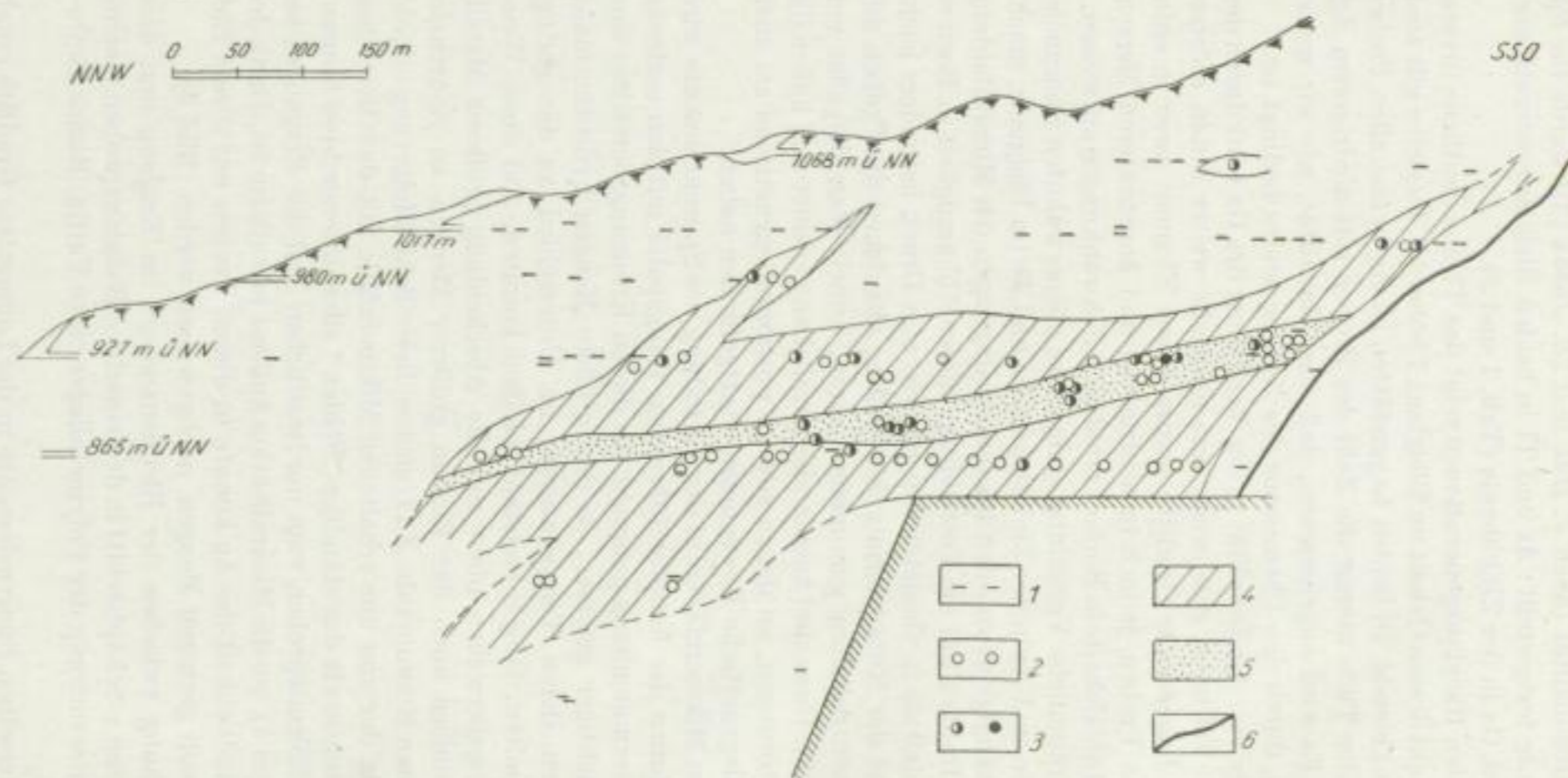


Bild 4. Co-Gehalt in der Zinkblende 1 aus Borieva (Größenordnung der Gehalte [%]):

- (1) Proben mit spektralanalytisch nicht nachgewiesenem Co-Gehalt
- (2) n. 10^{-3}
- (3) n. 10^{-2}
- (4) Felder der Zinkblendeprobe mit nachgewiesenem Co-Gehalt
- (5) metasomatisches Erzlager
- (6) Querstörung

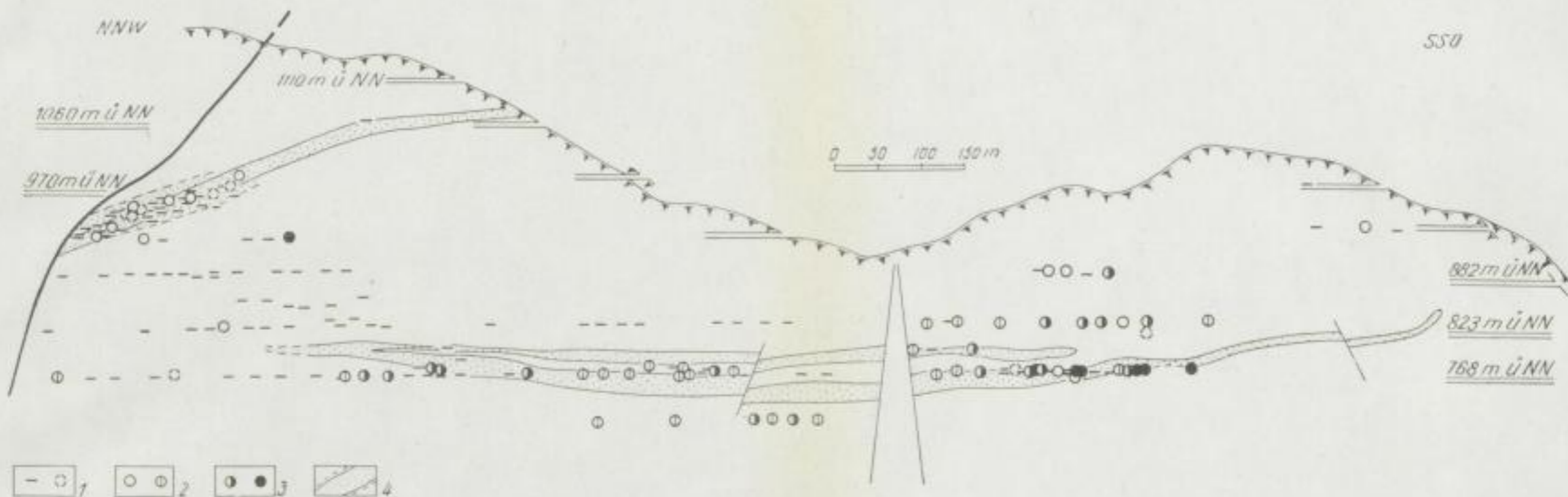


Bild 5. Co-Gehalt in der Zinkblende I aus Gradište (Größenordnung der Gehalte [%]):
 (1) Proben mit spektralanalytisch nicht nachgewiesenem Co-Gehalt und Co-Gehalt 10^{-3}
 (2) n. 10^{-2}
 (3) 10^{-2} und n. 10^{-2}
 (4) metasomatisches Erzlager

FFH C 186, Miševa-Stefanova

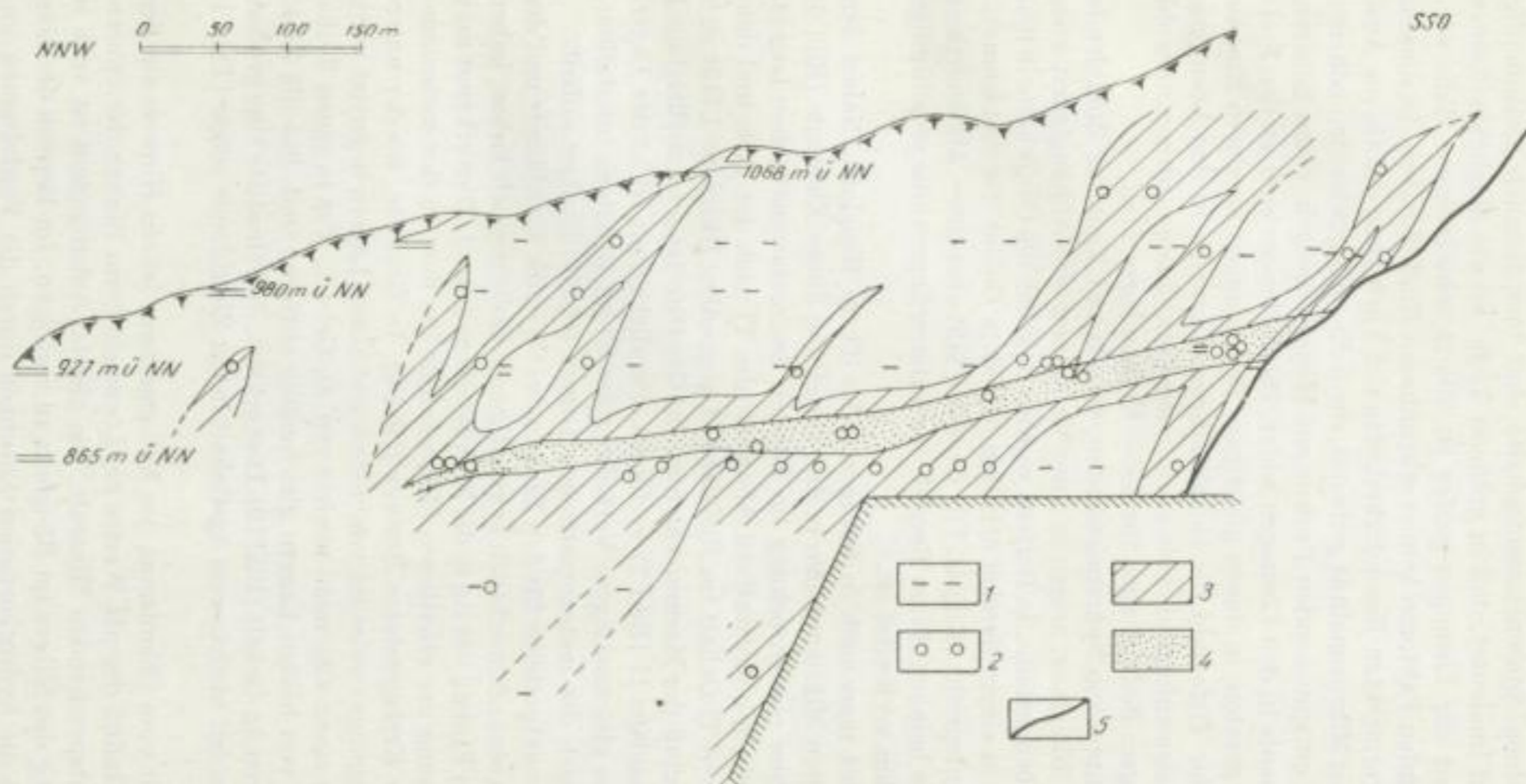


SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG





Spurenelemente in der Zinkblende und im Bleiglanz

Bild 6. Tl-Gehalt im Bleiglanz II aus Borieva (Größenordnung der Gehalte [%]):
 (1) Proben mit spektralanalytisch nicht nachgewiesenem Tl-Gehalt
 (2) 10^{-3}
 (3) Felder der Bleiglanzproben mit nachgewiesenem Tl-Gehalt
 (4) metasomatisches Erzlager
 (5) Querstörung

(Bild 3). Die einzelnen Spurenelementgehalte sind hier ziemlich gleichmäßig verteilt, was darauf hindeutet, daß in größerer Tiefe, wo die Möglichkeit einer Temperaturkonstanz der Lösungen größer ist, die in schwächerem Maße wirkenden begünstigenden Faktoren keinen erkennbaren Einfluß haben. In diesem Sinne werden die vermerkten Besonderheiten in der Verteilung des Ga als Ausdruck einer inversen Mikrozonalität gedeutet, denn die nachgewiesenen höheren Ga-Mengen in den entsprechenden Proben aus Borieva spiegeln einen höheren Gehalt dieses Elements in den Lösungen wider. Diese Mengen sind an den Stellen in das Mineral geraten, in denen günstigere Bedingungen für deren Einbau bestanden. Nach der Tiefe sind die Gehalte dieses Elements in den Lösungen niedriger gewesen, demzufolge sind sie auch in der Zinkblende niedriger, obwohl in der Tiefe günstigere Bedingungen für deren Einbau herrschten.

5. Eine andere Gruppe von Spurenelementen, wie Co und Ag in der Zinkblende und Tl und Ag im Bleiglanz, zeigen in ihrer Verteilung eine Abhängigkeit vom Chemismus des Nebengesteins. In Borieva wurden deutlich die Co-Gehalte in den Zinkblendeproben in einem Bereich erhalten, der dem Gebiet der metasomatischen Vererzung entspricht (Bild 4). Für Gradište läßt sich diese Abhängigkeit nicht ohne weiteres bejahen, da im Bereich des unteren Lagers eine selbständige Kobaltmineralisation verbreitet ist.

Dasselbe beobachtet man auch in bezug auf das Tl im Bleiglanz. Neben den deutlich ausgeprägten Mikroerzfällen in der Verteilung dieses Elements (Bild 6) zeigen die Felder hier eine Streckung im Bereich des metasomatischen Lagers. Infolge der allgemeinen quantitativen Abnahme des Tl nach der Tiefe und dem allgemein niedrigeren Tl-Gehalt im Bleiglanz II gegenüber Bleiglanz I läßt sich dieser günstige Einfluß der Marmorschichten bei Gradište besser am Bleiglanz I (Bild 8) als am Bleiglanz II (Bild 7) verfolgen. Parallel damit ist in der Lagerstätte Gradište eine gleichmäßigere Verteilung des Tl im Bleiglanz feststellbar, obwohl es im Bereich des metasomatischen Lagers relativ häufiger auftritt.

Während die Karbonatgesteine für den Einbau des Co in die Zinkblende und des Tl in den Bleiglanz eine offensichtlich begünstigende Rolle gespielt haben, haben sie andererseits den Einbau des Ag in die Zinkblende gehemmt. Dies erkennt man an der Unterbrechung der erhaltenen Mikroerzfälle im Bereich des metasomatischen Lagers der Erzlagerstätte Borieva (Bild 9). In Gradište, wo der untersuchte Teil des Erzgangs zweiseitig von metasomatischen Lagern begrenzt wird, zeigen alle Proben einen allgemein niedrigeren Ag-Gehalt. Nur in jenen Teilen des Erzgangs, die von beiden Lagern gleichmäßig entfernt sind, hat die Zinkblende einen höheren Ag-Gehalt (Bild 10). Dies erklärt, daß Gradište eine größere Anzahl von Proben mit niedrigerem Ag-Gehalt in der Zinkblende zeigte (Tab. 1) als Borieva.

Diese Abhängigkeit vom Chemismus des Nebengesteins ist ein Hinweis auf den kontrollierenden Einfluß des pH-Wertes der Lösungen beim Einbau der Spurenelemente in die entsprechenden Minerale. Die gleiche Abhängigkeit ist auch in der Raumverteilung des Silbers im Bleiglanz zu verfolgen. Im Bereich der Marmorschichten sind die hydrothermalen Lösungen durch die Verdrängung und Lösung des CaCO_3 stark an Ca^{2+} und Hydrokarbonationen angereichert gewesen,

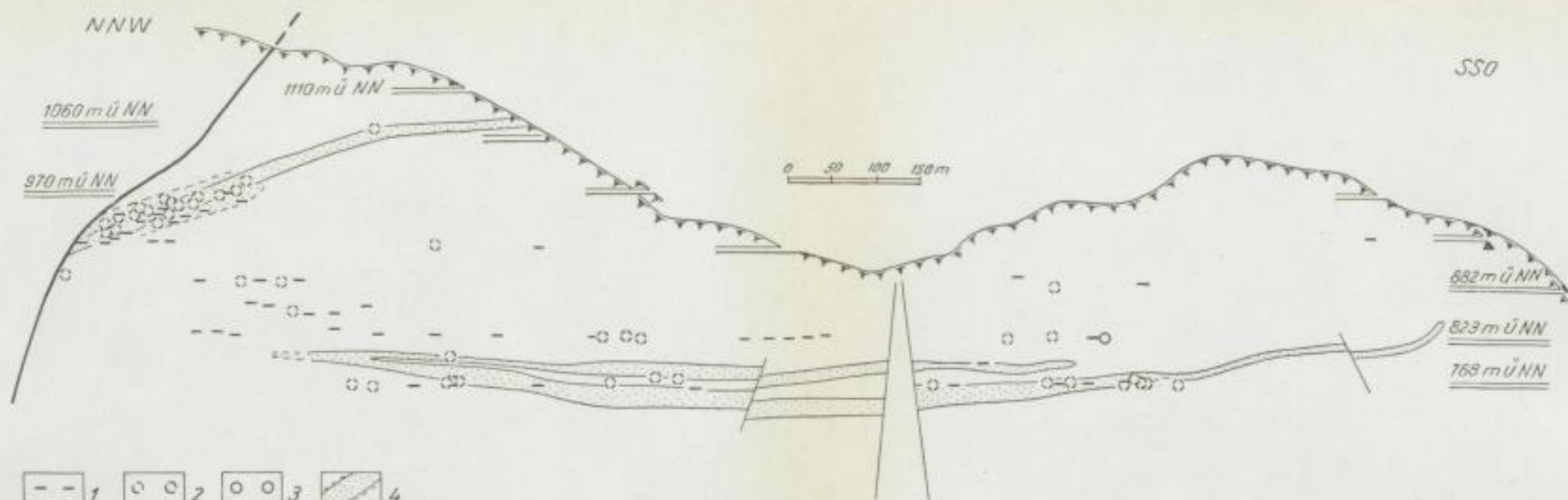


Bild 7. Tl-Gehalt im Bleiglanz II aus Gradište (Größenordnung der Gehalte [%]): (1) Proben mit spektralanalytisch nicht nachgewiesenem Tl-Gehalt; (2) n. 10^{-4} ; (3) 10^{-3} ; (4) metasomatisches Erzlager

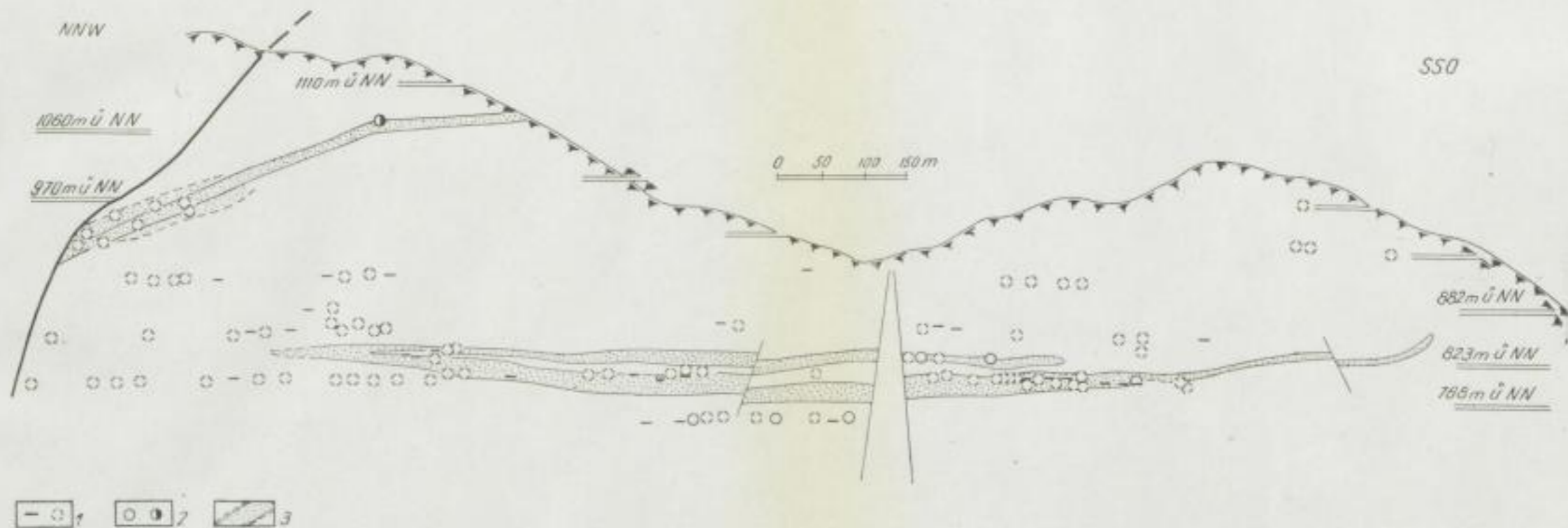
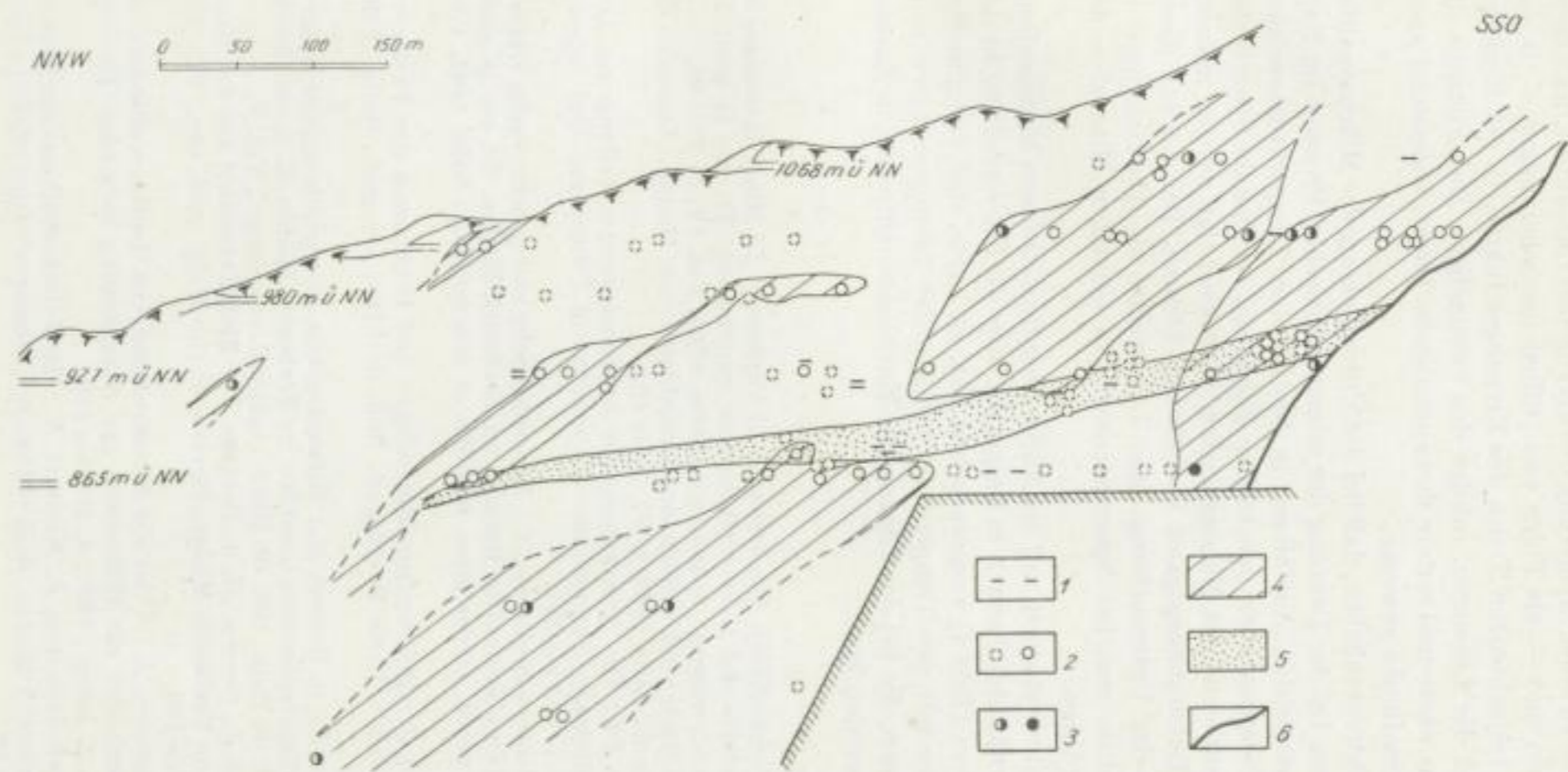


Bild 8. Tl-Gehalt im Bleiglanz I aus Gradište (Größenordnung der Gehalte [%]): (1) Proben mit spektralanalytisch nicht nachgewiesenem Tl-Gehalt und Tl-Gehalt n. 10^{-4} ; (2) 10^{-3} ; (3) metasomatisches Erzlager

VFH © 186, Minčeva-Stefanova



Spurenelemente in der Zinkblende und im Bleiglanz

Bild 9. Ag-Gehalt in der Zinkblende aus Borieva (Größenordnung der Gehalte [%]):
 (1) Proben mit spektralanalytisch nicht nachgewiesenem Ag-Gehalt
 (2) n. 10^{-4} bis 10^{-3}
 (3) n. 10^{-3}
 (4) Felder der Zinkblendeproben mit nachgewiesenem Ag-Gehalt über n. 10^{-4}
 (5) metasomatisches Erzlager
 (6) Querstörung

die infolge Hydrolyse zu einer Steigerung des alkalischen Charakters der Lösungen an diesen Stellen und — als Folge von Diffusionserscheinungen — in den der Marmorschicht benachbarten Teilen des Erzganges führte. In der Erzlagerstätte Gradište sind die Lösungen, infolge des zweimaligen Durchsetzens des Erzganges durch das obere und untere metasomatische Lager, bedeutend angereicherter an Karbonationen gewesen.

Abschließend wäre hervorzuheben, daß bei der Untersuchung der Mikrozonalität und ihrer Ausnutzung bei der Deutung der minerogenetischen Prozesse im Rahmen einer mönoaszendente Ausfüllung in bestimmten Temperaturbereichen der Hydrothermallösungen auch zusätzliche Faktoren, wie lokale Strukturbedingungen oder Chemismus des Nebengesteins, berücksichtigt werden müssen, die die allgemeine Tiefenabhängigkeit beeinflussen können. Der Einfluß dieser Faktoren kann bei der Untersuchung einer Lagerstätte zu Abweichungen in den mittleren Gehalten mancher Spurenelemente in einzelnen Mineralen der betreffenden Sohle führen.

Ich möchte hier nicht versäumen, auf die Auffassung Prof. *Oelsners* hinzuweisen, die er bei seinem erwähnten Besuch in Bulgarien über die Co-Verteilung in der Zinkblende in Borieva (Bild 4) ausgesprochen hat. Er sagte, daß der günstige Einfluß der Marmore mit der Temperaturerhöhung der Lösungen durch exothermische Reaktionen, die bei der Lösung der Karbonate eintreten, in Zusammenhang gebracht werden kann.

Literatur

- [1] *Atanassov, A., Mavroudchiev, B., Bojanov, I., Vaptzarov, I.*: Minor intrusions in the Eastern Rhodope and their metallogenic significance. Tr. sur la géol. de Bulg., Sér. de géoch., mineral. et petrogr., Sofia, 1963, Vol. IV, S. 27—44.
- [2] *Bogdanov, B.*: Geologie und Gefüge des Erzgebietes von Madan. Annuaire de l'Inst. minier et geol., Sofia 1960, t. VI, 3 bis 40.
- [3] *Hak, J. u., Johan, Zd.*: Die Anwendung der Spurenelementverteilung zur Lösung der Zonalitätsfrage. Symposium — Problems of Postmagm. Ore depos., Prague 1963, Vol. I, 245 bis 247.
- [4] *Kirov, G. K. u. Minčeva-Stefanova, J.*: Mineralogische und geochemische Untersuchung der Blei-Zinklagerstätte Borieva im Erzbezirk Madan. Tr. sur la géol. de Bulg., Sér. de géoch. et des gites métallif. et non métallif., Sofia 1962, Vol. III, 129 bis 178.
- [5] *Minčeva-Stefanova, J.*: Beitrag zur Mineralogie und Geochemie der Erzlagerstätte Grube „Vatija“, Kreis Botevgrad. Bull. de l'Inst. de géol., Sofia 1959, Vol. VII, 1 bis 53
- [6] *Minčeva-Stefanova, J., u. Gorova, M.*: Mineralogische und geochemische Untersuchung der Blei-Zinklagerstätte Gradište im Erzbezirk Madan. Z. Z. im Druck in Tru. sur la géol. de Bulg., Sér. de géoch., mineral. et petrogr., Vol. V.
- [7] *Minčeva-Stefanova, J., Gorova, M. u. Pavlova, M.*: Zink-Tetraedrit aus der Blei-Zinklagerstätten im Erzbezirk Madan, Review of the Bulg. geol. soc., Vol. 25, (1964) H. 2, 181 bis 186.
- [8] *Oelsner, O., u. Baumann, L.*: Über die Konstruktion von Isothermalflächen in einem Lagerstättenbezirk als Hilfsmittel zur Abschätzung möglicher Erzvorräte. Neue Hütte, 2. Jahrg., 1957, 4, 205 bis 213.
- [9] *Padera, K., Minčeva-Stefanova, J., Kirov, G. K.*: Der Johannsenit aus der Lagerstätte Borieva, Erzbezirk Madan. Bull. of the „Str. Dimitrov“ Inst. of Geol., Vol. XIII (1964), 5 bis 13.

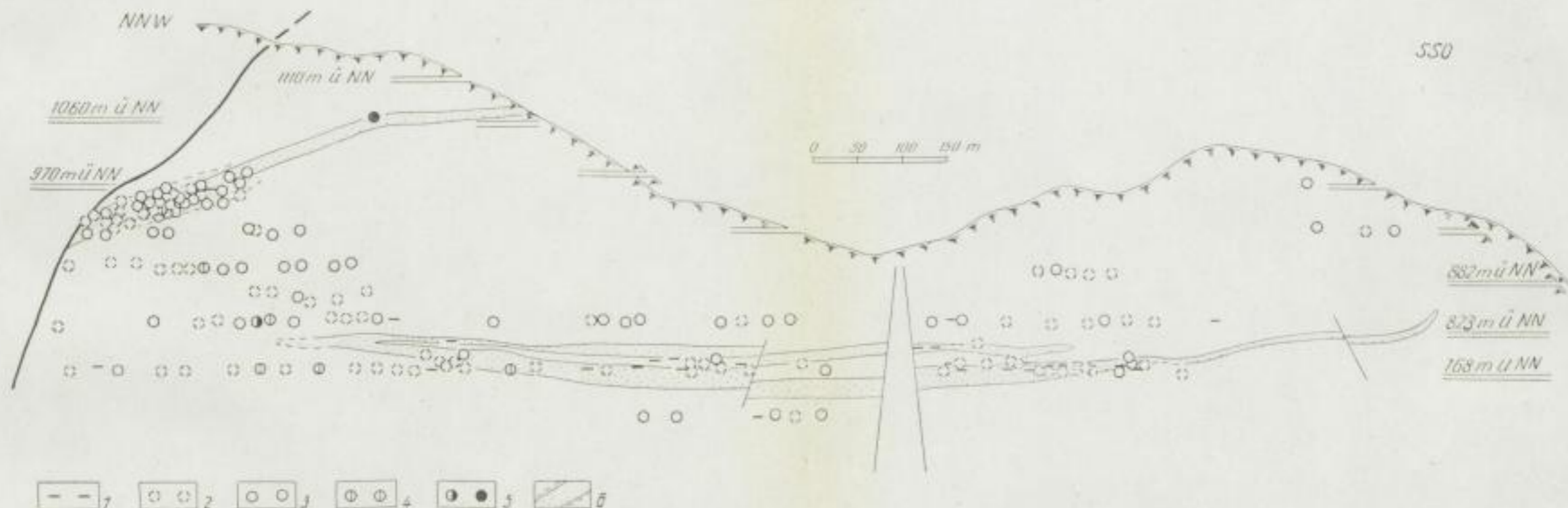


Bild 10. Ag-Gehalt in der Zinkblende aus Gradište (Größenordnung der Gehalte [%]):
 (1) Proben mit spektralanalytisch nicht nachgewiesenem Ag-Gehalt
 (2) n. 10^{-4}
 (3) 10^{-3}
 (4) n. 10^{-2}
 (5) 10^{-2}
 (6) metasomatisches Erzlager
 FFH C 186, Minčeva-Stefanova



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG



Probleme der Darstellung in Metallogenetischen Karten

Von *H. Reh*, Jena

Einleitung

Aufbauend auf den von *W. Lindgren* [7], *L. de Launay* [6] und *J. E. Spurr* [13] geäußerten metallogenetischen Vorstellungen hat man in den letzten zwanzig Jahren versucht, die regionale Verbreitung von Lagerstätten und ihre Beziehungen zur geologisch-tektonischen Struktur und zu magmatischen Herden in Metallogenetischen Karten zur Darstellung zu bringen, um die Gesetzmäßigkeiten der Verteilung zu studieren und zu prognostischen Vorstellungen zu kommen. Hierbei gilt es, Fragen der Verteilung sowohl im Großen als auch im Speziellen zu klären. Von den zahlreichen Arbeiten über diese Probleme sollen hier nur die von *W. A. Obrutschew* [8], *S. S. Smirnov* [12] und *J. A. Bilibin* [2] genannt werden, die sich sehr eingehend mit den Gesetzmäßigkeiten der Verteilung der verschiedenen Typen von Minerallagerstätten befaßt haben. Letzterer kennzeichnete die Entstehung von Lagerstätten nutzbarer Bodenschätze als eine der Seiten eines einheitlichen und komplizierten Vorganges der geologischen Entwicklung der Erdkruste.

Je nach den Maßstäben, in denen die metallogenetischen Karten bearbeitet werden, lassen sich natürlich entweder nur Übersichten oder mehr oder weniger Einzelheiten darstellen. Dementsprechend werden sich auch unterschiedliche Legenden für die metallogenetischen Karten in verschiedenen Maßstäben nötig machen.

Für die Untersuchung der Verteilung in großen Räumen dienen Maßstäbe von 1 : 15 Mill., 1 : 10 Mill., 1 : 5 Mill. oder 1 : 2,5 Mill. Hierbei geht es allerdings mehr um die Verteilung von Lagerstätten-Provinzen und -Revieren. Ein Studium der Verteilung von einzelnen Lagerstätten oder Vorkommen ist dagegen nur in den Maßstäben 1 : 500 000, 1 : 100 000 bis 1 : 10 000 zweckmäßig. Zu den Möglichkeiten metallogenetischer Übersichts- und Spezialdarstellungen für die DDR hat sich *K. Dette* [3] geäußert.

Der Plan zu einer internationalen Metallogenetischen Karte der Welt wurde auf dem Internationalen Geologenkongreß in Algier im Jahre 1952 gefaßt. Nachdem die Arbeiten an einer Kohlenkarte und einer Eisenerzkarte Europas weit fortgeschritten sind, war man in letzter Zeit bemüht, eine Legende für eine Metallogenetische Karte von Europa 1 : 2,5 Mill. zu erarbeiten.

Diese Metallogenetische Karte von Europa soll als Vorbild für die Metallogenetische Karte der Welt dienen. Auf einer Sitzung des Redaktionskomitees

„Metallogenetische Karte von Europa“ im Dezember 1962 wurden von einigen Ländern Studien vorgelegt und von dem Generalsekretär für die Metallogenetische Karte der Welt, *P. Routhier*, einige grundsätzliche Hinweise für die Ausführung der Karten gegeben. Im April 1964 wurde dann von dem Redaktionskomitee unter Leitung von *P. Laffitte*, Paris, eine Legende für die Metallogenetische Karte von Europa 1:2,5 Mill. vereinbart und im Oktober 1964 den einzelnen Ländern zur Erarbeitung von Entwürfen zugeleitet.

Grundsätze der Darstellung

Metallogenetische Karten sollen die Beziehungen zwischen den magmatischen und Sedimentationsvorgängen sowie der geologisch-tektonischen Struktur und der Bildung von Lagerstätten aufzeigen. Sie sollen Gesetzmäßigkeiten der Verteilung erkennen lassen und als Grundlage prognostischer Vorstellungen dienen. Dazu müssen in einer Metallogenetischen Karte möglichst viele Einzelheiten über die Geologie und Tektonik des betreffenden Gebietes eingetragen werden, soweit sie für eine metallogenetische Betrachtung benötigt werden.

Als Untergrund einer Metallogenetischen Karte kann zweckmäßigerweise eine Geotektonische Karte benutzt werden, wie sie in der internationalen Geotektonischen Karte von Europa 1:2,5 Mill. in Bearbeitung ist. Allerdings werden sich eine Vereinfachung und eine abgeschwächte Farbgebung als notwendig erweisen, um die Angaben über die Lagerstätten noch genügend hervortreten zu lassen. Dies kann technisch gegebenenfalls durch eine mehrfache Überrollung der Karten mit verdünnter weißer Farbe erreicht werden. Die Symbolik der metallogenetischen Darstellung muß dann im Siebdruckverfahren aufgebracht werden, um sie besser hervortreten zu lassen.

Unter Umständen wird es aber auch nötig sein, für die Zwecke der metallogenetischen Analyse der geologisch-tektonischen Vorgänge eine besondere Art der Darstellung zu entwickeln. Eine solche spezielle Legende ist von *W. G. Gruschevov* ausgearbeitet und für Teilkarten der Metallogenetischen Karte der UdSSR 1:2,5 Mill. erprobt worden. Sie ist sehr umfangreich und für alle metallogenetischen Epochen durchgearbeitet worden.

Für die spezielle metallogenetische Aussage werden als wichtigste Kennzeichen nach *W. E. Petrascheck* [9] benötigt: Stoffbestand, Lagerstättenform, Größe, Alter und Entstehung.

K. I. Dworzowa und *E. N. Goretzkaja* [4] haben die Darstellung der folgenden Grundlagen für zweckmäßig gehalten:

- a) Zusammensetzung der sedimentären und vulkanogenen Formationen und intrusiven Komplexe, die sich unter bestimmten geotektonischen Verhältnissen gebildet haben;
- b) die genetischen Typen der endogenen und exogenen Lagerstätten nutzbarer Bodenschätze, ihre Ausmaße und wechselseitigen Zusammenhänge mit sedimentären und vulkanogenen Formationen und intrusiven Komplexen;
- c) die relativen Bildungsfolgen der verschiedenen Typen geologischer Bildungen;

d) die regionalen und lokalen Strukturtypen (fazielle Strukturzonen, die verschiedenen Typen der Bruchstörungen, Antiklinorien, Synklinorien);

e) die Gesetzmäßigkeiten der tatsächlichen und möglichen räumlichen Verteilung der verschiedenen Lagerstättentypen (strukturell-metallogenetische Zonen).

Als Ausdrucksmittel stehen für eine metallogenetische Darstellung zur Verfügung:

Farben: Flächenfarben

Raster (farbig und schwarz)

Raster in Kombinationen mit Formsymbolen

Farbige Linien und Symbole

Symbole: Buchstabensymbole (in verschiedenen Schriftarten)

Formsymbole

Kombinationen von Formsymbolen

Umrandungen und Umrahmungen (schwarz und farbig)

Unterstreichungen

Unterschiedliche Größen der Symbole und Buchstaben

Durchgehend gezogene, gestrichelte, gepunktete oder verschieden zusammengesetzte Linien.

Probleme des Maßstabs

Alle Bearbeiter sind sich darüber einig, daß der Maßstab der Metallogenetischen Karte der wichtigste regulierende Faktor für die Darstellung ist (vgl. z. B. *W. E. Petrascheck* [9], *H. Pietzner* u. *A. Scherp* [10]). Bei kleinen Maßstäben muß eine entsprechende Auswahl der darzustellenden Elemente getroffen werden. Viele eng beieinanderliegende Lagerstätten müssen zu Erzrevieren und Erzbezirken zusammengefaßt werden. Damit die Bearbeiter der Metallogenetischen Karten in verschiedenen Ländern einheitlich vorgehen, sollte das darzustellende Lagerstättenmaterial nach den gleichen Gesichtspunkten ausgewählt und verarbeitet werden. Nur dann ist gewährleistet, daß aus einer internationalen Karte eine unterschiedliche Verteilung in den Lagerstätten, Lagerstättenarten und Lagerstättentypen klar hervorgeht und auch eine verschiedene Lagerstättendichte zu erkennen ist.

Für das Gebiet der DDR waren Lagerstättenkarten in den Maßstäben 1 : 100 000, 1 : 400 000 und 1 : 500 000 im wesentlichen auf Grund der geologischen Spezialkarten 1 : 25 000 zusammengestellt worden. Es zeigte sich, daß dieses reichhaltige Material unmöglich im Maßstab 1 : 2,5 Mill. im einzelnen darstellbar ist.

Bei genauer Betrachtung läßt sich jedoch erkennen, daß in unseren großmaßstäblichen Lagerstättenkarten viele Erzgänge und kleine und kleinste Vorkom-

men eingetragen sind, die vielfach nur durch Untersuchungsarbeiten oder geringfügigen Abbau bekannt geworden sind. Manche Vorkommen sind sogar in einem Zeitraum von Jahrhunderten zeitweise immer wieder erkundet und bebaut worden, ohne daß sie nennenswerte Erzmengen geliefert haben. Bei einem großen Teil der Eintragungen handelt es sich also gar nicht um Lagerstätten im speziellen Sinn.

Für die Einteilung der Lagerstätten nach ihrer Größe ist es üblich geworden, kleine, mittlere und große Lagerstätten zu unterscheiden. Zur Abtrennung der vielen unwesentlichen Erzansammlungen, die man zweckmäßigerweise als Vorkommen bezeichnet, die in ihrer Menge so gering sind, daß sie keine Grundlage eines modernen Bergbaus bilden können, muß ein Grenzwert zu den Lagerstätten vereinbart werden.

Es wird mit Recht eingewendet werden, daß man als Kriterium für die Bauwürdigkeit einer Lagerstätte nicht allein die Größe der nutzbaren Metall-Konzentration ansehen kann, da hierfür noch andere Konditionen maßgebend sind. Man kann aber ohne weiteres die Lagerstättengröße bei großzügiger Abstimmung benutzen, wenn man von dem bauwürdigen Lagerstätten-Gesamtinhalt (ausgedrückt als Metallinhalt) ausgeht, der sich aus den bereits abgebauten Mengen und dem Erzvorrat ergibt. In dem Begriff Erzvorrat, wie er in der Sowjetunion und in den Volksdemokratien verwendet wird, ist die Bauwürdigkeit bereits enthalten.

Für die Darstellung in einem kleinen Maßstab, etwa in 1 : 2,5 Mill., sollte man auf die Einbeziehung der zahlreichen Vorkommen von mineralischen Rohstoffen verzichten und nur von Lagerstätten, gegebenenfalls von Lagerstätten-Revieren ausgehen. Da auch Außerbilanz-Lagerstätten beachtliche Metallkonzentrationen darstellen, wenn sie auch aus Gründen der Gewinnung oder Verarbeitung bzw. der Frachtlage noch nicht bilanzwürdig sind, sollte man sie gleichfalls mit zur Darstellung bringen, jedoch in geeigneter Weise, etwa durch Einklammern des beigefügten Buchstaben-Symbols, als Außerbilanz-Lagerstätte kennzeichnen.

Über die Größeneinteilung von Lagerstätten hat sich schon *B. Granigg* [5] Gedanken gemacht. Eingehendere Angaben sind in der Warschauer Instruktion (1958) zur Anfertigung von Lagerstättenkarten 1 : 200 000 enthalten. Da die Erze oder Rohhaufwerke unterschiedliche Gehalte an Metall oder Reinstoffen enthalten, sind die Größenangaben auf die Inhalte an diesen zu beziehen.

In Anlehnung an diese Vorschriften wurde für die Bearbeitung einer Lagerstättenkarte der DDR 1 : 500 000 im Kollektiv¹ ein Grenzwert für Vorkommen ergänzt, so daß eine entsprechende Darstellung der Vorkommen und Lagerstätten stattfinden konnte. Diese Einteilung ist zur Abtrennung der Vorkommen auch für die Bearbeitung der Metallogenetischen Karte 1 : 2,5 Mill. brauchbar.

In der Tabelle 1 sind die Grenzwerte für die Größeneinteilung der Lagerstätten und die Abtrennung der Vorkommen sowie zum Vergleich die mittleren Rohstoffpreise in MDN/t angeführt.

¹ Mit *H. Bolduan* u. *G. Tischendorf*.

Tabelle 1. Größeneinteilung von Lagerstätten und Vorkommen sowie mittlere Rohstoffpreise

Rohstoff	Einheit	Vor- kommen	Lagerstätte			Mittlerer Preis [MDN/t]
			klein	mittel	groß	
Fe	Mt Fe	— 0,1	—20	— 100	> 100	100—200
Mn	Mt Mn	— 0,05	— 1	— 5	> 5	2800
Sn	Kt Sn	— 0,05	— 1	— 5	> 5	10500
W	Kt WO ₃	— 0,05	— 1	— 5	> 5	11600
Mo	Kt Mo	— 0,05	— 1	— 5	> 5	45000
Cu	Kt Cu	— 5	—100	— 500	> 500	2500
Pb	Kt Pb	— 5	—100	— 500	> 500	1200
Zn	Kt Zn	— 5	—100	— 500	> 500	1200
Ag	t Ag	—10	—200	—1000	>1000	173000
Au	t Au	— 0,1	— 2	— 10	> 10	4600000
Pt	t Pt	— 0,05	— 1	— 5	> 5	11000000
Hg	t Hg	—15	—300	—1500	>1500	23800
As	Kt As ₂ O ₃	— 0,2	— 4	— 20	> 20	500 (4400) ¹
Sb	Kt Sb	— 0,1	— 2	— 10	> 10	3400
Bi	t Bi	— 5	—100	— 400	> 400	20000
Co	Kt Co	— 0,02	— 0,4	— 2	> 2	15000
Ni	Kt Ni	— 0,3	— 6	— 30	> 30	7200
Cr	Kt Cr ₂ O ₃	— 5	—100	— 500	> 500	1700 (9000) ²
Ti	Mt Ti	— 0,02	— 0,4	— 2	> 2	12000
Graphit	Kt	— 0,1	— 1	— 5	> 5	400
Schwefel	Mt S	— 0,01	— 0,2	— 1	> 1	100
Pyrit	Mt FeS ₂	— 0,02	— 0,4	— 2	> 2	22
Bauxit	Kt Al ₂ O ₃	— 5	—100	— 500	> 500	98 (2000) ³
Magnesit	Kt MgO	— 2,5	— 50	— 250	> 250	280 (3100) ⁴
Steinsalz	Mt	— 5	—100	— 500	> 500	20—30
Kalisalz	Mt K ₂ O	— 1	— 20	— 100	> 100	500
Fluorit	Kt CaF ₂	— 5	— 30	— 150	> 150	160
Baryt	Kt BaSO ₄	—10	— 60	— 300	> 300	80
Kaolin	Mt Reink.	— 0,05	— 1	— 5	> 5	120
Phosphat	Mt P ₂ O ₅	— 0,01	— 0,2	— 1	> 1	110

¹ je t As₂O₃ u. (As-Metall)

² je t Cr₂O₃ in Ferrochrom u. (Cr-Metall)

³ je t Al₂O₃-Inhalt in Bauxit u. (Al-Metall)

⁴ je t MgO im gebr. Magnesit u. (Mg-Metall)

Diese Grenzwerte für die Lagerstättengrößen sind noch verbesserungsbedürftig, wie ein Vergleich mit den Preisen je t Metall oder Rohstoff zeigt. Die Grenzwerte bedürfen auch noch der internationalen Abstimmung. Ein direkter Vergleich mit den vielfach stark schwankenden Preisen ist jedoch auch nicht ohne weiteres möglich, da einige Rohstoffe im wesentlichen als Nebenprodukt erzeugt werden. Ferner sind in den Preisen für die Reinprodukte unterschiedliche Kosten für die Gewinnung, Aufbereitung, Verhüttung und Verarbeitung enthalten. Die außergewöhnlich niedrige Abgrenzung der Eisenerzvorkommen nimmt auf die früher übliche örtliche Nutzung kleinster Eisenerzlagerstätten Rücksicht.

In der Praxis ist die Beurteilung der Größe einer Lagerstätte nicht einfach, wenn nicht genaue Unterlagen über die bereits abgebauten Metallmengen vorliegen und die Vorräte infolge einer sorgfältigen Erkundung zuverlässig berechnet werden konnten. In sehr vielen Fällen wird es nötig sein, aus den vorhandenen Bergbauspuren, in günstigen Fällen aus überlieferten Rissen oder auch gelegentlichen Angaben über die Förderung, die bereits abgebauten Metallmengen größenordnungsmäßig zu schätzen sowie aus den lagerstättenkundlichen Verhältnissen die noch vorhandenen Vorräte zu veranschlagen, damit man den Gesamtmetall- oder Rohstoffinhalt der Lagerstätte überschlägig ermitteln kann.

Die Einschätzung der Größe einer Lagerstätte, so schwierig sie auch sein mag, ist für metallogenetische Zwecke sehr wichtig, nicht nur, um die zahlreichen Vorkommen von den Lagerstätten abzutrennen, sondern auch, um die Intensität lagerstättenbildender Vorgänge beurteilen zu können.

Fragen der Darstellung

Es war schon erwähnt worden, daß von dem Generalsekretär für die Metallogenetische Karte der Welt, *P. Routhier*, Paris, einige grundsätzliche Hinweise für die Darstellung gegeben worden sind. Demnach sind lebhafte Farben den Metallen oder Metallgruppen sowie den mineralischen Rohstoffen vorbehalten. Dabei ist vorgesehen, gegebenenfalls durch Farbschattierungen eine relativ große Anzahl von Unterscheidungsmöglichkeiten zu schaffen. Es ist jedoch nicht genügend berücksichtigt worden, daß man wohl bei größeren Farbflächen eine größere Anzahl von Farbnuancen im Kartenbild unterscheiden kann, bei der geringen Fläche von farbigen Symbolen oder farbigen Linien der metallogenetischen Darstellungen aber nur eine geringe Anzahl lebhafter Farben zur Verfügung hat, wenn das Kartenbild gut lesbar sein soll.

Daraus ergibt sich die Notwendigkeit, nur eine begrenzte Anzahl gut unterscheidbarer Farben für die Metallgruppen zu verwenden, die einzelnen Metalle oder mineralischen Rohstoffe dann durch zusätzliche chemische Symbole oder typische Abkürzungen für wichtige nutzbare Rohstoffe zu charakterisieren. In der Praxis hat sich ergeben, daß man mit etwa 10 bis 12 in kleinen Flächen und Linien noch gut unterscheidbaren Farben arbeiten kann. Diese im April 1964 vereinbarte neue Legende sieht 16 verschiedene Farben vor.

Um Erfahrungen in der metallogenetischen Darstellung für die Metallogenetische Karte 1 : 2,5 Mill. zu sammeln, wurden in der DDR zwei Varianten der Darstellung erprobt:

Die Kennzeichnung der Lagerstätten oder Lagerstättenreviere erfolgt demnach durch eine farbige Umrandung der Lagerstättenverbreitung, als sog. Eierkarte, und durch farbige Formsymbole, z. T. in Kombination mit farbiger Umrandung.

Diese Darstellungen schließen sich grundsätzlich an die Vorschläge von *W. E. Petrascheck* sowie von *H. Pietzner* und *A. Scherp* an. Sie stellen nur etwas abgewandelte Entwürfe dar, die bei der Auswahl einer allen Verhältnissen am

besten gerecht werdenden international vereinbarten Lösung behilflich sein sollen.

Eine grundsätzlich abweichende, sehr differenzierte Legende liegt den Metallogenetischen Karten 1 : 2,5 Mill. der UdSSR zugrunde. Sie wurde von *W. G. Gruschewoi* ausgearbeitet und für verschiedene Teilgebiete der UdSSR erprobt. Die zahlreichen metallogenetischen Aussagen werden außer durch eine eingehende geologisch-strukturelle Grundlage im wesentlichen durch eine kompliziert zusammengesetzte Formsymbolik sowie Umrahmungen erreicht. Zweifellos bringt dieser Vorschlag eine bis in alle Einzelheiten durchgearbeitete metallogenetische Analyse, die strukturelle, genetische und zeitliche Merkmale darzustellen in der Lage ist. Die 1963 auf einer Arbeitstagung in Zakopane vorgelegten Entwürfe für Teilgebiete der UdSSR sollen gut lesbar sein. Für den ungleich stärker differenzierten west- und mitteleuropäischen Raum wird man m. E. jedoch ohne Vereinfachungen nicht auskommen.

Für den Vorschlag der 1. Variante werden, wie vorgesehen, auf der Grundlage der Tektonischen Karte von Europa 1 : 2,5 Mill. die Lagerstättenreviere oder Verbreitungsgebiete in den Farben der Metallgruppen umrandet (sog. Eierkarte). Ferner werden die Buchstaben-Symbole der nutzbaren Metalle oder Minerale eingetragen oder danebengeschrieben, um innerhalb der Metallgruppen das jeweils genutzte Metall herauszuheben. Durch eine Klammer um die Buchstaben kann man Außerbilanz-Lagerstätten kennzeichnen.

Die Darstellung der Größe des Metallinhalts oder der Lagerstättensubstanz wurde für den Maßstab 1 : 2,5 Mill. folgendermaßen vorgeschlagen:

- a) große Lagerstätten und -Reviere: Farblinien ausgezogen und Symbol des Hauptbestandteils unterstrichen;
- b) mittlere und kleine Lagerstätten und -Reviere: Farblinien lang gestrichelt. Aus Gründen einer vereinfachten Darstellung sind hierbei nur zwei Größengruppen der Lagerstätten gebildet worden. In einem größeren Maßstab lassen sich natürlich ebensogut durch eine kürzere Strichelung und eine Punktierung der umrandenden Farblinie sowohl noch kleine Lagerstätten besonders unterscheiden als auch noch Vorkommen darstellen.

Eine verschiedene Schraffierung der umrandeten Flächen bietet die Möglichkeit, die chemische Natur der Mineralarten (sulfidisch, arsenidisch, karbonatisch, oxydisch, fluoridisch-sulfatisch und chloridisch) zu kennzeichnen.

Durch eine geeignete Umrahmung der Buchstaben-Symbole kann man nach einem Vorschlag von *E. Kautzsch* die Tiefenlage verdeckter oder verborgener Lagerstätten darstellen.

Da im Maßstab 1 : 2,5 Mill. in lagerstättenreichen Bezirken zu wenig Platz für die Namen der Lagerstätten verbleibt, werden sie nur fortlaufend von links oben nach rechts unten numeriert und in einer Liste der Lagerstätten Namen, Lage, Rohstoff und Alter angegeben. Gegebenenfalls lassen sich auch noch Bemerkungen über die Betriebsverhältnisse (abgebaut, teilweise abgebaut, erkundet, in Betrieb) machen.

Der Vorschlag der 2. Variante stellt gleichfalls 2 Gruppen von Lagerstätten oder Lagerstättenrevieren (kleine und mittlere sowie große) dar, verwendet aber nicht

farbig umrandete Flächen, sondern farbige Formsymbole. Während die Größe der Symbole die beiden Lagerstättengruppen kennzeichnet, werden durch verschiedene Formen der Symbole verschiedene Lagerstättentypen unterschieden. Im besonderen Falle wurden 6 verschiedene Typen ausgeschieden, es lassen sich aber unschwer auch mehr unterscheiden, da noch zahlreiche Formsymbole verfügbar sind. Daß man ohne weiteres auch 12 Lagerstättentypen darstellen kann, zeigt der Vorschlag von *W. G. Gruschewoi*.

Die im vorliegenden Beispiel ausgeschiedenen Lagerstättentypen sind in Anlehnung an einen stärker gegliederten Vorschlag von *H. Tischendorf* (unveröffentlicht) wie folgt dargestellt:

a) Lagerstätten des endogenen Kreislaufs

a a) Intramagmatische Lagerstätten, zumeist unregelmäßig schlierige Erzkörper, manchmal auch platten- und gangförmige, auch linsenförmige Massen; ◇

a b) Pegmatitisch-pneumatolytische Lagerstätten. Gangförmige Körper, Greisen- oder Zwitterstöcke, unregelmäßige Erzkörper; □

a c) Hydrothermale Lagerstätten, zumeist Gänge, ferner Verdrängungs- und Imprägnations-Erzkörper; ▮

a d) Exhalativ-hydrothermal-sedimentäre Lagerstätten, zumeist Erz-lager und -linsen. △

b) Sedimentäre Lagerstätten

Zumeist Seifen, Horizonte, Lager, Linsen. ○

c) Metamorphe Lagerstätten

Zumeist Erzhorizonte, -lager, -linsen. +

Die länglichen Symbole für hydrothermale Lagerstätten werden entsprechend der Hauptstreichrichtung der Gänge oder Erzkörper eingetragen.

Zur Kennzeichnung des Lagerstätteninhalts werden noch Buchstabensymbole neben die Formsymbole geschrieben, die zur Hervorhebung der Lagerstättengröße, ebenso wie die Formsymbole auch in unterschiedlicher Schrifthöhe erscheinen. Für größere Maßstäbe lassen sich Formsymbole und Schrifthöhen auch in 3 oder gar in 4 Größen (große, mittlere und kleine Lagerstätten sowie Vorkommen) verwenden.

Wenn sedimentäre Lagerstätten (Kupferschiefer, Stein- und Kalisalz) ein größeres Verbreitungsgebiet haben, als es die Symbole angeben, kann noch eine zusätzliche farbige Umrandung in der Farbe des Minerals oder Metalls verwendet werden.

Durch eine kennzeichnende Umrandung der Formsymbole läßt sich, ähnlich wie bei der 1. Variante, eine nicht zu Tage ausgehende verdeckte oder verborgene Lagerstätte in ihrer Tiefenlage kennzeichnen, wenn diese z. B. mehr als 500 m beträgt.

In den kleinen Maßstäben wird es zweckmäßig sein, die einzelnen Lagerstätten oder Lagerstättenreviere mit fortlaufenden Nummern zu versehen und ähnlich wie bei der 1. Variante mit ergänzenden Informationen in einer Liste der Lagerstätten aufzuführen.

Die im April 1964 in Paris vereinbarte Legende geht von 3 Formsymbolen aus, die Gänge, schichtförmige Lager und Erzkörper darstellen. Durch kurze oder längere hinzugefügte Pfeile werden 11 genetische Merkmale und durch zusätzliche Variationen (starke Umrandung, Punktung u. a.) 4 weitere Aussagen über die Beschaffenheit der Mineralisation gekennzeichnet. Durch verschiedene Größen der Symbole werden große und kleine Lagerstätten unterschieden.

In welchem Maße man die metallogenetische Darstellung noch verfeinern und ergänzen kann, geht deutlich aus dem schon erwähnten Entwurf von *W. G. Gruschewoi* hervor. Für die genetischen Gruppen der Lagerstätten wendet er 12 verschiedene Formsymbole an, die sich ohne Schwierigkeit entwickeln lassen. Der Lagerstätteninhalt wird teils durch die einfarbige oder zweifarbige Ausfüllung der Symbole, teils durch ein eingeschriebenes Buchstabensymbol zum Ausdruck gebracht. Er hat 28 Farben oder Farbkombinationen und 23 Buchstabensymbole vorgesehen.

Die noch größere Vielfalt der Ausdrucksmöglichkeiten von Formsymbolen wird in einem Vorschlag von *K. I. Dworzowa* und *E. N. Goretzkaja* [4] deutlich, die für ein genetisch-stoffliches System 69 verschiedene Formsymbole entwickelt haben.

Eine große Variationsmöglichkeit durch eine in der Gestalt und Linierung geschickt mit den Formsymbolen kombinierte Umrahmung hat *Gruschewoi* zur Einordnung in die metallogenetischen Epochen und zur Kennzeichnung des Zusammenhangs mit magmatischen Gesteinen benutzt. Er hat etwa 46 solcher charakteristischer Umrahmungen verwendet. Darüber hinaus werden struktur-metallogenetische Zonen durch verschieden gekennzeichnete farbige Linien-Umrandungen umgrenzt.

Derart detaillierte metallogenetische Darstellungen sind nicht einfach zu lesen. Sie erfordern ein sehr intensives Studium der aus mehreren Blättern bestehenden Legende. Sie haben aber den großen Vorteil, daß der Fachmann in einem geologisch-tektonisch-metallogenetisch gut geklärten Gebiet interessante und für die weitere Forschung und Erkundung wichtige Zusammenhänge herauslesen kann.

Für die Beurteilung der Herkunft mineralbildender Lösungen ist eine gute Kenntnis der Intrusivkomplexe und ihrer Erstreckung in der Tiefe von wesentlicher Bedeutung. Besonders wichtig sind die noch in der Tiefe steckenden Plutone (Kryptobatholithe), in deren oberen Bereichen und Dachregionen es zu mannigfaltigen Mineralisationen gekommen sein kann. Da die übliche metallogenetische Darstellung nur von den geologischen Verhältnissen an der Oberfläche ausgeht, liegt hier noch ein entscheidender Mangel der Kennzeichnung metallogenetischer Zusammenhänge.

Für die Möglichkeit, aus der Verbreitung von Schwereanomalien unter gewissen Umständen Rückschlüsse auf das Vorkommen von Graniten in der Tiefe zu

ziehen, die reich an flüchtigen Bestandteilen sind, habe ich 1962 ein Beispiel gebracht. Derartige Granite zeichnen sich durch die geringe Wichte von etwa $2,62 \text{ kp/dm}^3$ aus und sind als Muttergesteine von Zinn-Wolfram-Mineralisationen sowie als Hinweis auf tiefsitzende Differentiationsherde von großer Bedeutung. Zur Charakterisierung der Beschaffenheit und Zusammensetzung der Kruste in 1 bis 2 km Tiefe sollten die Ergebnisse regionaler Gravimetrie, Magnetik und Seismik entsprechende Darstellung finden. Auch besonders auffällige Anomalien geochemischer Untersuchungen sind geeignet, das geologisch-metallogenetische Bild abzurunden. Um die Verbreitung Metallogenetisch wichtiger Intrusiva in der Tiefe anzudeuten, wird man gegebenenfalls zweckmäßig gelegte Profile zusätzlich verwenden müssen.

Grundsätzlich gilt ebenso wie für geologische und geotektonische Karten auch für Metallogenetische Karten, daß die Aussagekraft der Karten in dem Maße zunimmt, wie man Informationen über die Struktur des geologischen Untergrunds in einigen Kilometern Tiefe gewinnen und verarbeiten konnte.

Zusammenfassung

Was man in Metallogenetischen Karten zur Darstellung bringen kann, ist entscheidend vom Maßstab dieser Karten abhängig. Kleinmaßstäbige Karten machen eine Beschränkung des dargestellten Materials auf Lagerstätten und Lagerstättenreviere notwendig. In Karten großen Maßstabs können auch Vorkommen mit einbezogen werden und vermitteln so ein eingehenderes Bild von den Vorgängen der Mineralisation. Die Unterscheidung von Vorkommen und Lagerstätten sowie von Lagerstätten verschiedener Größe ist für die Beurteilung der Intensität lagerstättenbildender Vorgänge sehr wichtig.

Von den Ausdrucksmitteln Farben und Symbolen kommen für metallogenetische Zwecke in größerem Maße die Symbole und Symbolkombinationen in Frage. Sie können vor allem in Kombination mit farbigen Ausfüllungen und mit Umrandungen außerordentlich variiert werden. Für die Kennzeichnung verborgener Intrusivkomplexe und tiefliegender Herde können geophysikalische und geochemische Anomalien wichtig sein. Ihre geeignete Darstellung kann metallogenetische Schlußfolgerungen wirksam unterstützen. Zur Kennzeichnung kryptobatholithischer Komplexe wird man zweckmäßigerweise auch Profile verwenden.

In der Herstellung metallogenetischer Karten hat man vor allem in der Sowjetunion gute Erfahrungen gesammelt. In Auswertung dieser und in anderen Ländern gemachter Erfahrungen hat ein Redaktionskomitee eine Legende für die Metallogenetische Karte von Europa 1 : 2,5 Mill. erarbeitet, die als Muster für eine Metallogenetische Karte der Welt dienen soll.

Literatur

- [1] Autorenkollektiv: Die Instruktion über die Zusammenstellung und Drucklegung Geologischer Karten und Lagerstättenkarten im Maßstab 1 : 200 000. Warschau 1958.

- [2] *Bilibin, J. A.*: Die metallogenetischen Provinzen und metallogenetischen Epochen. Gosgeoltechisdat, 1955.
- [3] *Detle, K.*: Metallogenetische Karten für die Deutsche Demokratische Republik. Z. angew. Geol. 7 (1961), S. 42—43.
- [4] *Dworzowa, K. I.*, u. *Goretzkaja, E. N.*: Die Methodik der Zusammenstellung Metallogenetischer Karten. Material des Wsegei, Ausg. 22, Allg. Serie, Neue Serie. Gosgeoltechisdat, Moskau 1957. Übers. WTI Nr. 1, Berlin, Juli 1960, S. 155—174.
- [5] *Granigg, B.*: Die Lagerstätten nutzbarer Mineralien. Ihre Entstehung, Bewertung und Erschließung. Springer-Verl., Wien 1951.
- [6] *de Launay, L.*: Traité de Metallogenie 1913.
- [7] *Lindgren, W.*: Metallogenic epochs. Econ. Geol. 4 (1909), S. 409—420.
- [8] *Obrutschew, W. A.*: Die metallogenetischen Epochen und Gebiete von Sibirien. Abh. prakt. Geol. 6 (1926), 64 S.
- [9] *Petrascheck, W. E.*: Zur Diskussion über die internationale Metallogenetische Karte. Erzmetall 16, 1963, S. 325—327.
- [10] *Pietzner, H.* u. *Scherp, A.*: Entwurf einer Metallogenetischen Karte des Rheinischen Schiefergebirges im Maßstab 1 : 2 500 000. Erzmetall 16, 1963, S. 327—328.
- [11] *Reh, H.*: Über die Beziehungen postmagmatischer Lagerstätten zu den jungvariskischen Graniten im Thüringer Schiefergebirge und Vogtland. Z. angew. Geol. 8, 1962, S. 565—570.
- [12] *Smirnow, S. S.*: Ausgewählte Arbeiten. Verl. Akad. Wiss., Moskau 1955.
- [13] *Spurr, J. E.*: The ore magmas. 2 Bd., New York 1923.

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

Unterschiedlichkeit und Entstehung der Pyritlagerstätten

Die Rolle der Metasomatose¹

Von *E. Raquin*, Paris

Wenn auch der Pyrit ein allgegenwärtiges Mineral ist, das man in den unterschiedlichsten Paragenesen aller Lagerstätten antrifft, so bilden doch die eigentlichen Pyritlagerstätten eine deutlich abgegrenzte Gruppe. Bei ihnen handelt es sich um massige, meist schichtige Anreicherungen in Linsenform, häufig fast ohne Gangminerale. Gangtrümer mit überwiegender Pyritfüllung kommen nur ausnahmsweise und in geringen Mengen vor. Die Linsen sind fast monomineralisch und werden von Pyrit oder einer Pyrit-Magnetkies-Assoziation aufgebaut, wobei jedes dieser Minerale stark überwiegen kann. Manchmal tritt Markasit neben Pyrit auf. In gewissen Lagerstätten bildet er sich aus Magnetkies, in anderen ist er primär. Oft treten geringe Mengen zusätzlicher Minerale hinzu, wie Arsenkies, Kupfersulfide, Zinkblende, Pentlandit, Gold.

Diese Lagerstätten entstehen in den unterschiedlichsten Bereichen: plutonisch oder katathermal, vulkanisch, epithermal und sedimentär. Die Bedingungen ihrer Konzentrierung sind gleichfalls verschieden. Aber in allen diesen Fällen scheint die Metasomatose eine Hauptrolle bei der massigen Anreicherung des Eisensulfids zu spielen. Unter diesem Aspekt wollen wir sie überprüfen.

Ich widme diese Gedanken dem Andenken Professor *O. Oelsners*. Ich wäre glücklich, wenn ich diese ihm zu seinen Lebzeiten hätte darlegen können.

Die Arten der Metasomatose beim Pyrit

Bei jeder beliebigen Metasomatose sind zwei wichtige Punkte festzuhalten:

- a) Der Prozeß geht oft in Richtung des Wachstums der Körner des stabilen Minerals und seiner Zusammenballung in monomineralischen Körpern (*Laffitte* [12]).
- b) Eine Metasomatose im Inneren eines polymineralischen Gesteins durch einen durchfließenden oder diffundierenden Lösungsstrom wird eine progressive Umbildung des Gesteins anstreben, bei der die Zahl der sich im Gleichgewicht befindlichen Minerale abnimmt, so daß im Endstadium ein monomineralisches Gestein entsteht (*Korzhinskij* 1948 [10]).

¹ Vom Autor bestätigte Übersetzung aus dem Französischen von *H. J. Rösler*. Der Originaltitel lautet: *Diversité et Évolution des Gisements de Pyrite. Le Rôle des Métasomatoses*.

Wie *W. Lindgren* [13] gezeigt hat, können die Sulfide die stabilsten Minerale verdrängen, auch alle Silikate und den Quarz. Andererseits verdrängen die Gangminerale der Erze nur selten die Sulfide. Der Pyrit als das wichtigste Sulfid nimmt einen bevorzugten Platz ein und ist ein besonderes energisches metasomatisches Agens im Maßstab der größten Erzlagerstätten.

Es ist bekannt, daß man zwischen der Metasomatose der destruktiven Kristallisation und jener der konservativen Kristallisation unterscheiden kann (*Raguin* [17]). Der Pyrit ist mitunter außerordentlich konservativ. Man kann feine Bänderungen, sedimentäre Schichten oder Mikrostraten beobachten, die als Detailstrukturen wie Slumping, Graded bedding usw. morphologisch erhalten sind. Man kann auch anatomische Details von Organismen, insbesondere Pflanzenzellen von inkohlem Holz, ja selbst die Form von Mikroorganismen, Bakterien u. a. wiedererkennen. Manchmal äußert sich die „Konservierung“ in einem größeren Maßstab: in Mandeln und Breccien von vulkanischen Laven und Tuffen, in Makrofossilien, in sedimentären Lagen besonderer Zusammensetzung. Daraus resultieren „Geisterstrukturen“, die man geologisch deuten kann und die als solche *der beste Beweis einer Pyritmetasomatose sind*.

Die Pyritanreicherung erfolgt oft synkinematisch. In diesem Fall folgt sie oft den Strukturen einer kohärenten Mikrotektonik in Form von Falten, Fältelungen, Walzen und Boudinagen. Diese Mikrotektonik muß man von einer eventuellen schemenhaften Mikrotektonik unterscheiden, die ältere Strukturen widerspiegelt. Die neue Mikrotektonik ist zum Teil älter als die Pyritkristallisation, zum Teil liegt sie vor dem Abschluß dieser Kristallisation. Eingehende Beobachtungen erlauben, aus der Sulfidparagenese zwischen den Deformationsphasen und den Kristallisationsphasen zu unterscheiden.

Diese Beobachtungen sind schwierig, da die Plastizität des massigen Pyrits ihn in Faltenscharniere abwandern läßt, selbst wenn es sich um Faltungen handelt, die sehr viel später als die Platznahme des Pyrits stattfand. Es ist erstaunlich festzustellen, daß sich im Rammelsberg und anderswo der Pyrit bei den kleinräumigen Deformationen weniger kompetent zeigt als die einschließenden Schiefer.

Die synkinematische Entstehung des Pyrits, ganz gleich, ob sie an die primäre Bildung gebunden ist oder an spätere Umlagerungen, entspricht dem, was man oft bei den Kristallisationsprodukten der allgemeinen Metamorphose beobachten kann. Wie bei der Metamorphose kann *die eng an die Bewegung gebundene Deformation die metasomatischen Vorgänge erleichtern*. Dort, wo man sie feststellt, ähneln infolge der Bewegungsbilder die Pyritlinsen reinen, zwischen die Schichten injizierten sulfidischen Magmenkörpern. Nach unserer Meinung ist dies nur scheinbar, zumindest in der Mehrzahl der Fälle. Es ist wenig wahrscheinlich oder selten, daß solche Magmen überhaupt existieren.

Unter den Erscheinungen der Metasomatose im allgemeinen kann man unterscheiden zwischen einer „Neubildungs-Metasomatose“ (*métasomatose de néogénèse*) und einer „frühzeitigen Metasomatose“ (*métasomatose précoce*). Die *Neubildungs-Metasomatose* entsteht durch andere Prozesse als bei der primären Gesteinsbildung, also bei erheblich späteren Vorgängen. Die *frühzeitige Metaso-*

matose entsteht in der Abschlußphase der primären Bildung eines Gesteins: als Diagenese bei den sedimentären Gesteinen, als Endometasomatose und als Autohydratation bei den plutonischen Gesteinen, als Autopneumatolyse bei den vulkanischen Gesteinen.

Gibt es Pyritlagerstätten, die ohne metasomatische Vorgänge konzentriert wurden? Wir schließen natürlich die komplexen \pm pyrithaltigen Gangfüllungen aus, die hydrothermale Gangminerale führen, wie sie in der Kategorie der Pyritlinsen nicht auftreten. Wir meinen, daß eine kräftige und praktisch vollständige Metasomatose für die echten Pyritlagerstätten notwendig ist.

Im plutonischen oder hydrothermalen Bereich zeigen die Erzmassen mit hohem Sulfidanteil oft den metasomatischen Charakter durch Reliktstrukturen oder ältere Gefüge. Im vulkanischen Bereich sind Verdrängungen mit erkennbaren Texturen der Tuffe und Laven häufig, obwohl die Abgabe sulfidliefernder Fumarolen sehr verbreitet sein kann. Mit anderen sowjetischen Autoren ist *S. N. Ivanov* [8] der Meinung, daß vorzugsweise eine selektive Metasomatose den Pyrit in bestimmten Lagen der vulkanischen Serie konzentriert, z. B. in den kalkigen Lagen, die zwischen die Tuffe und spilitischen Laven eingeschaltet sind. Doch die Frage des sedimentären Pyrits verdient eine besondere Betrachtung, die wir im folgenden durchführen wollen.

Die sedimentären Pyritlagerstätten

Es handelt sich um Lagerstätten in Form von Erzlagern, die regelmäßig in eine sedimentäre Serie eingeschaltet sind und anscheinend ohne Beziehung zu einem Bruchsystem stehen. Die einschließenden Schichten sind normalerweise Pelite, Grauwacken, Tuffe oder tonige Mergel, oft untergeordnet mit Kalkbänken. Die Pyritlager haben einen sedimentären Charakter und scheinen weitgehend an den Sedimentationsvorgang gebunden zu sein.

In den gut untersuchten Fällen (Meggen, Ermioni) scheint die Anreicherung wie die Füllung einer sedimentären Senke in Form einer flachen Schüssel vor sich gegangen zu sein. Die Isopachen des Pyritlagers sind konzentrisch und stimmen mit der Form des Beckenrandes überein. Es handelt sich nicht um eine Verdrängung, die in der Mitte einer gleichförmigen sedimentären Schicht mächtiger ausgebildet ist; stets bildet eine stratigraphisch bestimmte Schicht die liegende Begrenzung der Vererzung, eine andere Schicht das Dach.

Ganz allgemein hört die Mineralisation plötzlich im Liegenden und Hangenden auf. Man beobachtet manchmal eine sehr schwache geringmächtige Imprägnation dispersen Pyrits in den liegenden und hangenden Schichten. Dagegen kann man lateral im gleichen stratigraphischen Niveau schwache Vererzungen finden, die mit den normalen Sedimentsubstanzen vermischt sind.

Man stellt oft Wiederholungen weniger, meist zwei bis drei Lager in etwas unterschiedlichem stratigraphischen Niveau mit geringem Abstand voneinander in der gleichen Sedimentserie fest. Mit dieser leichten Verschiebung spiegelt sich der Sedimentationsvorgang wider.

Die Masse des Erzes ist häufig gebändert. Die Bänderung ist manchmal von einer bemerkenswerten Klarheit, oft im Millimeterbereich. Sie ist die gleiche wie in den benachbarten Sedimenten, wodurch der Eindruck einer konservierenden Pyritmetasomatose auf die Substanz dieser Lagen entsteht. Die Bänderung ist oft durch dünne erzfreie Einschaltungen verstärkt, die diesen Sedimentschichten gleichartig sind: tonschieferige Einlagerungen in pelitischen oder tuffigen Serien, kieselige in Quarziten usw.

In einigen Lagerstätten ist das Korn des Pyrits von extremer Feinheit. Wenn außerdem dieser Pyrit konkretionäre Strukturen, besonders solche von Melnikovit, aufweist, ist die Annahme einer Bildung bei tiefen Temperaturen gerechtfertigt. Die Konkretionen können auch kugelig sein. Die kleinsten dieser Körner werden oft als Bakterienformen im Sinne von *H. Schneiderhöhn* [19] gedeutet.

L. G. Love [14], [15], [16] konnte durch Behandlung mit Salpetersäure Mikroorganismen in Pyrit-Sphäroiden mit einigen Mikron Durchmesser nachweisen. Solche Kügelchen kommen in unzähligen Mengen in verschiedenen sapropelitischen Sedimenten vor: in den bituminösen karbonischen Schiefen von Ecosse, im permischen Kupferschiefer Deutschlands, in Schiefen des unteren Jura in England und in präkambrischen Schiefen von Mt. Isa in Australien. Dies ist eine schöne Bestätigung der Ansichten von *H. Schneiderhöhn*. Entsprechende Sphäroide sind auch in verschiedenen Kohlen bekannt.

In den Kupferschiefen bestehen die Sphäroide zum Teil oder ganz aus Kupfersulfiden, die nach *C. Schouten* [22] den Pyrit ersetzen können; die gleiche Substitution findet bei den Mikropyritwürfeln statt, die in den Schiefen verteilt sind. Dieser Autor hat auch die Ersetzung der Sphäroide und Pyritmikrokristalle von anderen Lagerstätten, besonders von Mt. Isa nachgewiesen, wo verschiedene Sulfide des Kupfers, Bleis und Zinks mehr oder weniger vollständig den Pyrit in vollkommen gleichartigen Sphäroiden verdrängen.

Schouten hat andererseits gezeigt, daß nicht alle pyritischen Mikro-Sphäroide unbedingt organischen Ursprungs sind, da man ähnliches auch in den Sulfidanreicherungen der zinnführenden Gänge von Cornouaille findet. Insbesondere die kleinen und großen konkretionären Texturen, die im massigen Pyrit eingebettet sind, haben wahrscheinlich keine Beziehung mit den oben genannten Mikroben-Sphäroiden. So gibt es z. B. in Meggen sehr kleine Pisolithe, sie erreichen aber auch mehrere Zentimeter Größe. Auch *Ehrenberg*, *Pilger* und *Schröder* [6] lassen eine rein chemische Entstehung der Konkretionen von Meggen zu.

Die Pyritschiefer, die von zahllosen Sulfid-Sphäroiden imprägniert sind, stellen eine bedeutende Reserve von dispersen Eisensulfiden dar, die nach Ansicht zahlreicher Autoren für eine Abtrennung und Anreicherung geeignet sein dürften. Doch es gibt einen großen Unterschied zwischen diesen Schiefen und den massigen Pyritlagern. Wir werden auf das Problem der Anreicherung zu den kompakten Erzbändern zurückkommen.

Ein anderer grundlegender Punkt ist der, daß in vielen Fällen die die Pyritlager einschließende stratigraphische Serie Zeugen eines kräftigen submarinen spiliti-

schen Vulkanismus mit Tuffen und Laven erhält. Wenn eine stärkere Metamorphose stattgefunden hat, erkennt man Lagen oder „Intrusionen“ grüner plutonischer Gesteine in den Schichten dieser Serie. Es scheinen jedoch auch sedimentäre Pyritlagerstätten ohne sichtbaren vulkanogenen Einfluß in der direkten geologischen Umgebung zu existieren. Doch ist dies schwierig zu beurteilen, besonders wenn die vulkanischen Substanzen sehr verändert sind. Solche Serizit-schiefer in Form dünner Lagen, eingelagert in die einbettenden Schichten der Rammelsberg-Lagerstätte, werden von *E. Kraume* als alte zersetzte kalifeldspatführende Tuffe angesehen. Das ist zweifellos nicht ganz sicher. Vielleicht kann die allgemeine Serizitisierung in der Nachbarschaft zahlreicher Pyritlagerstätten der Sowjetunion, wo sie von *S. N. Ivanov* [8] durch eine spezielle Metasomatose erklärt wird, diese Beobachtung besser deuten.

Wenn man die Deutung der sedimentären Pyritlagerstätten unter aktualistischen Gesichtspunkten betrachtet, gibt es zwei Möglichkeiten: eine euxinische und eine submarin-vulkanogene Hypothese. Die euxinischen Bedingungen und der Schwefelkreislauf mit der Tätigkeit der sulfatreduzierenden Bakterien und dem Ergebnis eines Sulfidabsatzes sind gut bekannt. Die schwefelhaltigen Exhalationen in Verbindung mit verschiedenen Metallen sind in klassischer Form an subaerischen Vulkanen verwirklicht, obwohl solche Produkte nicht bei der derzeitigen perivulkanischen marinen Sedimentation festgelegt wurden (mit Ausnahmen, nach *Bernauer* [3], im Litorae des Vulcano auf den Liparischen Inseln). Die beiden Bildungsbedingungen, euxinisch und vulkanisch-sedimentär, können auch gemeinsam auftreten, wie es *Schneiderhöhn* [21] für möglich hält und wie es die Anwesenheit inkohlter organischer Substanzen in den spilitogenen Pyritlagerstätten der norwegischen Kaledoniden erfordert. In einer sehr wahrscheinlich exhalativen Lagerstätte wie Meggen enthält der schwarze Baryt eine bemerkenswerte Menge an Kohlenstoff.

In jedem Fall erhält man nicht leicht eine direkte Ablagerung von kompaktem, fast monomineralischem Pyrit von mehreren Dezimetern bis mehreren Metern Mächtigkeit. Die ozeanischen Ablagerungen, seien sie nun euxinischen oder vulkanischen Ursprungs, entstammen ausgedehnten Lösungen und sind mit terri-genem Schlamm oder Aschenstaub vermischt. „Kompakten Pyrit“ nennen wir, entsprechend den bergbaulichen Verhältnissen, ein Sulfiderz, das im Mittel ungefähr 80 bis 90% Sulfid enthält. Der Rest besteht aus silizium-, aluminium- und kalziumhaltigem Material, ähnlich dem erzfreien Nebengestein der Pyritlager.

Eine erste Möglichkeit, die in verschiedenen Fällen zufriedenstellend ist, ist eine Pyritvererzung während der Diagenese durch *frühzeitige Metasomatose*. Nach *C. E. Davidson* [5] findet die allgemeine Sulfidreduktion unterhalb der Oberfläche der Beckentiefsten im nichtverfestigten Sediment durch die verfügbaren organischen Substanzen statt. Hier kristallisiert der Pyrit aus. Er denkt, daß nur dort der Pyrit die eventuell vorhandenen und von *Love* nachgewiesenen Mikroorganismen vererzt. Das aktive Element dieser Prozesse ist das Porenwasser des Schlammes. Aber man muß ja die Konzentration der massigen Pyritlagen während dieser Diagenese erklären. Die Konzentration erinnert an die des Erdöls

durch „primäre Migration“ im nichtverfestigten Sediment; man weiß, daß das Erdöl sich in bevorzugten Schichten ansammelt, obwohl es ursprünglich feinverteilt in der Sedimentmasse vorlag. Nach unserer Ansicht kann man hier an die Theorie von *Bourcart* und *Ricour* [4] für die Konzentration von Gips- und Salzlagen im Laufe der Setzung der mit Salzwasser gefüllten Sedimente denken. Diese Setzung bewirkt die Zirkulation des eingeschlossenen Wassers und ruft die Kristallisation der Salze in eng begrenzten Zonen hervor, so wie das auch bei den Eislinsen in gefrorenen Tonen zu beobachten ist. Falls die Kristallisation in ziemlich regelmäßigen Schichten konzentriert ist, scheint als Hauptgrund dafür eine Sammelkristallisation von metasomatischem Charakter vorzuliegen. Ähnlich scheint die Bildung von massigen Pyritlagen vor sich gegangen zu sein.

In diesem Stadium der diagenetischen Entwicklung des sedimentären Sulfid-schlammes kann eine vulkanische Sulfidlösungszufuhr lange Zeit azendent oder lateral wandern, und dadurch das nicht verfestigte Sediment unter Diffusion entlang der Schichtung vererzen. Diese Hypothese könnte zwei wichtige Umstände erklären. Sie könnte die Gegenwart von Mineralen erhöhter Bildungstemperatur erklären, die verschiedentlich mit sedimentärem Pyrit gemeinsam auftreten. Gewöhnlich schreibt man dies einer späteren Metamorphose zu, obwohl sie im Nebengestein nicht vorhanden oder wenig sichtbar ist. Wir kennen das Auftreten von Vallerit, Cubanit und Magnetkies in den Erzen des Rammelsbergs. Der Gedanke ist uns von *H. Pélissonnier* bei einer gemeinsamen Befahrung des Rammelsbergs nahegebracht worden. In einem Sediment von mehreren Metern oder mehreren Dekametern Mächtigkeit können die „juvenilen“ Lösungen die Temperatur beträchtlich erhöhen. Der zweite Umstand ist die Bildung von Mineralen des Kupfers, Zinks und Bleis, die oft mehr oder weniger stark den Pyrit verdrängen, obwohl diese Metalle in marinen Wässern fast vollständig fehlen.

Eine zweite Möglichkeit der Bildung massiger Pyritlager ist wahrscheinlich in einigen Lagerstätten durch einen *erneuten*, sehr viel späteren *Metasomatosevorgang* unter Zufuhr metallhaltiger Lösungen gegeben, die keine Beziehung zu der metallogenetischen Phase des ursprünglichen Sulfidlagers haben.

So ist z. B. in der kupferhaltigen Pyritlagerstätte von Ermioni in Griechenland, die wir im Jahre 1963 mit *S. Aranitis* besucht haben, der Kupferkies hauptsächlich an mikroskopisch-feinste Risse im stark zerbrochenen Pyrit gebunden. Diese Risse entwickeln sich hauptsächlich in der Nähe von Verwerfungen, die an eine sehr viel jüngere orogenetische Bewegung gebunden sind (*Aranitis* [1]).

Die spätere Metasomatose kann einen Teil des Pyrits aus dem Erz betreffen, ein Teil der reichen Sulfide kann aber auch aus der ersten Phase stammen. Die Schwierigkeit dieser Rejuvenations-Hypothese ist die Lösungsmigration in einem verfestigten und mehr oder weniger undurchlässigen stratigraphischen Komplex. Um diese Schwierigkeiten zu beheben, kann man einen Mechanismus annehmen, wie ihn *P. Bartholomé* [2] für die Erklärung der späteren Anreicherung in den Sulfidlagen des rhodesischen Copperbelt vorgeschlagen hat. Nach dieser Hypothese könnte die Zirkulation in bestimmten benachbarten sandigen Schich-

ten des Salbandes der Lagerstätte stattfinden. Von diesen aus wäre eine Sulfidimprägnation der Schichten durch die Lösungen über kurze Entfernung hin möglich. Bei diesem Stadium der späteren Metasomatose denkt man natürlich an die klassische Regel von *Schürmann* über die Sulfidlöslichkeit. Hierdurch könnte die Zonalität, die oft durch den relativen Gehalt an Kupfermineralen in Pyrit hervortritt, eine Erklärung finden.

Klassifikation auf der Grundlage der Metasomatose

Die Gruppe der Pyritlagerstätten erscheint heterogen. Sie ist unterschiedlich bei der primären Entstehung und infolgedessen auch bei der späteren Entwicklung. Diese Unterschiedlichkeit der Typen der Pyritlinsen rührt zu einem großen Teil von den metasomatischen Erscheinungen in dieser Entwicklung her. Wir unterscheiden folgende Kategorien:

Gruppe I: Metasomatose als Erzeuger der ersten Konzentration

Typ 1: Frühzeitige Metasomatose im plutonischen oder katathermalen Bereich.

Typ 2: Frühzeitige Metasomatose im sedimentären oder vulkanisch-sedimentären Bereich.

Typ 3: Neubildungsmetasomatose im epithermalen, telethermalen oder Fumarolen-Stadium.

Gruppe II: Überlagerungs-Metasomatose als bestimmender Faktor einer Zunahme der Vererzung

Typ 4: Katathermale Metasomatose überprägt eine erste Vererzung unbekanntem Ursprungs.

Typ 5: Katathermale Metasomatose überprägt eine sedimentäre Pyritlagerstätte.

Typ 6: Epithermale Metasomatose überprägt eine sedimentäre Pyritlagerstätte.

Zur *Gruppe I:*

Zu *Typ 1:* Wir nehmen als Beispiel die Lagerstätten des Sudbury-Distrikts. Ihre wahrscheinliche genetische Deutung ist die von *Schneiderhöhn* [20]: Autohydratation am Ende der Verfestigung eines plutonischen noritischen Gesteins und direkt anschließender Hydrothermalismus. Die Autohydratation würde den Norit des Basiskomplexes in Diorit umgebildet und das Gestein mit Sulfiden, insbesondere Magnetkies, imprägniert haben. Die Hydrothermaltätigkeit würde die Ganglagerstätten gebildet haben, und zwar durch Füllung der Spalten und großräumige Verdrängung des plutonischen Gesteins.

Wenn man von Autohydratation spricht, denkt man im allgemeinen an juvenile Lösungen. Es ist möglich, daß die gesamte Hydrothermaltätigkeit in Sudbury wirklich juvenil ist. Allerdings stellen wir zu diesem Typ 1 auch katathermale Vererzungen, die an einen benachbarten Plutonismus gebunden sind, selbst wenn die Lösungen nicht direkt aus der Plutonsubstanz selbst stammen, sondern von

einer Aktivierung und Mobilisierung der Umgebung, z. B. von Porenlösungen durch den Einfluß des Plutons mobilisiert. Auch die perigranitischen Lagerstätten, wie etwa Gavorrano in Toscana, gehören wahrscheinlich zum Typ 1.

Zu *Typ 2*: Hierher gehört die schon weiter oben erwähnte Lagerstätte von Meggen.

Zu *Typ 3*: Wir nennen hier die Imprägnationslagerstätten in den Tuffen und Pillow-Laven von Zypern (*Kattanis* [9]). Hier gehört die fumarolenartige Sulfidmetasomatose wahrscheinlich zum gleichen Förderzyklus wie das vulkanische Material. Aber sie wirkt sich auf bereits verfestigtes Gesteinsmaterial aus. Dies ist keine frühzeitige Metasomatose entsprechend der von uns am Anfang gegebenen Definition. Für die Lagerstätten des Ural, wo die Metasomatose auf die Tuffe und eingelagerte Kalkschichten wirkt, gilt gleichermaßen die Eingliederung in den Typ 3, falls es keine überlagerte Metasomatose gibt. Es handelt sich dort nicht um eine frühzeitige Metasomatose, da sie ja allgemein in Verbindung mit tektonischen Deformationen steht, die jünger als die Sedimentation sind (*Ivanov* [8]).

Zur Gruppe II:

Bei der „Überlagerungsmetasomatose als Faktor einer Zunahme der Vererzung“ handelt es sich wahrscheinlich meist um eine Neuverteilung der primären Vererzung ohne großen Transport. Aber in diesem Stadium können noch andere Metalle hinzukommen (Norwegen). Hier spielt eine erste Pyritkonzentration die Rolle einer Falle für die anderen Sulfide, eine gut bekannte metallogenetische Erscheinung. Die damit verbundenen tektonischen Bewegungen verursachen gleichzeitig eine plastische Mobilisation des Pyritkörpers, ein „re-emplacment“ nach *R. W. Hutchinson* [7], die zu Knollen- und Zigarrenformen führt oder Pseudo-Injektionen bildet. *Schneiderhöhn* [21] glaubt, daß die metasomatischen Vorgänge, die an mächtiger Metamorphose gebunden sind, von einer Zufuhr neuer Sulfide entfernten Ursprungs begleitet sein können. Er erkannte allerdings, daß dieser Punkt unsicher ist. Es scheint uns, daß im allgemeinen katazonale oder anatektische Metamorphosen keine Sulfidlieferanten sind.

Zu *Typ 4*: Man kann als Beispiel die Lagerstätten nennen, die Ducktown entsprechen. Die Autoren stimmen in der Anerkennung einer riesigen Pyritmetasomatose im katametamorphen Bereich überein. Es scheint, daß hier die „Pseudo-hydrothermal“-Hypothese von *Ramdohr* [18] anwendbar ist und daß es sich um eine präexistente Vererzung unbekanntem Ursprungs handelt, die durch katathermale Paragenesen überprägt wurde.

Zu *Typ 5*: In diesem wie in dem folgenden Typ ist der Ausgangszustand der primären Vererzung durch eine vulkanogene Umgebung bestimmt. Die Lagerstätten Norwegens sind dafür gute Beispiele. Nach der Gliederung von *C. W. Carstens* (1922) kann man hier sedimentäre Pyrite in spilitischer Umgebung beobachten sowie Pyrite, die grobkristallin und reicher an zusätzlichen Metallen sind. Beide finden sich manchmal in benachbarten Lagerstätten. Die zweiten scheinen eine Umkristallisation der ersten zu sein, wahrscheinlich unter dem

Einfluß benachbarter Plutone oder hydrothermalen Abkömmlinge dieser Plutone. Die neue Deutung der Lagerstätten von Huelva durch *Klinkel* [11] spricht gleichermaßen für unseren Typ 5.

Zu *Typ 6*: Zum Beispiel die schon genannten Pyrite von Ermioni in Griechenland.

Zusammenfassung

Die starke Konzentrierung der Sulfide in den Pyritlinsen läßt sich durch die Metasomatose erklären. Sie kann an dem ersten Absatz des Pyrits gebunden sein, wie in den sedimentären Sulfidlagerstätten, wo die Diagenese eine bedeutende Rolle spielt. Sie kann auch viel später sein und metamorphen oder hydrothermalen Charakter haben. Die Verschiedenheit der Lagerstätten entspricht den Verschiedenheiten ihrer Bildung. Es wird eine Klassifizierung auf der Grundlage der Metasomatose entworfen.

Sommaire

La concentration massive de sulfures dans les amas pyriteux paraît s'expliquer par des phénomènes de métasomatose. Celle-ci peut être connexe du premier dépôt de la pyrite, comme dans les gisements sulfurés sédimentaires où la diagenèse joue un rôle important. Elle peut aussi être largement postérieure, et de caractère métamorphique ou hydrothermal. La diversité des gisements correspond à ces diversités d'évolution. Une classification est esquissée sur la base de la métasomatose.

Literatur

- [1] *Aranitis, S.*: Die submarin-exhalativen Kieslagerstätten Ostgriechenlands. Neues Jb. Mineral., Monatsh., H. 7—8 (1962), 173—181.
- [2] *Bartholomé, P.*: Sur la zonalité dans les gisements du Copperbelt. Symposium (Post-magmatic Ore Deposition). Praha. Vol. I, (1963), 317.
- [3] *Bernauer, F.*: Rezente Erzbildung auf der Insel Vulcano. Neues Jb. Mineral., Abt. A. Beilage Bd. 69, (1935), 60—91.
- [4] *Bourcart, J., et Ricour, J.*: Essai sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. XIXe Congrès géol. Internat., Alger. Fasc. XIII, (1952), 35—47.
- [5] *Davidson, C. F.*: The Origin of some strata-bound sulfide Ore Deposits. Econ. Geol., 57, (1962), 265.
- [6] *Ehrenberg, H., Pilger, A., u. Schröder, F.*: Das Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlager von Meggen. Monogr. Deutsch. Blei-Zink-Erzlagerstätten, Nr. 7. Hannover 1954.
- [7] *Hutchinson, R. W.*: The Ore Knob Massive Sulfide Copper Deposit. Econ. Geol., 58, (1963), 997.
- [8] *Ivanov, S. N.*: Role de la métasomatose sélective dans la formation des gisements de pyrite. XXe Congrès géol. Internat., Mexiko. Section XI A, (1959), 95—101.
- [9] *Kattanis, Th.*: Etude métallogénique des gisements de pyrite de Kokkinopezoula et Agrokipia, Chypre. Ann. Soc. géol. Belgique, 85, (1962), 210—249.

- [10] *Korzhinsky, D. S.*: Differential Mobility of Components and metasomatic Zoning in Metamorphism. XVIIIe Congrès géol. Internat., London (1948), Part III, 65.
- [11] *Kinkel, A. R. jr.*: Observations on the Pyrite Deposits of the Huelva District, Spain. *Econ. Geol.*, 57, (1962), 1071.
- [12] *Laffitte, P.*: Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Un vol., Paris 1957.
- [13] *Lindgren, W.*: Mineral Deposits. 4th Ed., un vol., New-York 1933.
- [14] *Love, L. G.*: Micro-organisms and the presence of syngenetic Pyrite. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 113, (1957), 429—440.
- [15] *Love, L. G.*, and *Zimmerman, D. O.*: Bedded Pyrite and Micro-Organisms from the Mount-Isa Shale. *Econ. Geol.*, 56, (1961), 875.
- [16] *Love, L. G.*: Biogenic Primary Sulfide of the Permian Kupferschiefer and Marl-Slate. *Econ. Geol.*, 57, (1962), 350.
- [17] *Raguin, E.*: Erscheinungen der Siderit-Metasomatose. *Berg- und Hüttenmännische Monatshefte*, Wien. Heft 12, (1958), 240—243.
- [18] *Ramdohr, P.*: Über Metamorphose und sekundäre Mobilisierung. *Geol. Rundschau*, 42, (1963), 11—19.
- [19] *Schneiderhöhn, H.*: Chalkographische Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefers. *Neues Jb. Mineral.*, 47, (1923), 1—38.
- [20] *Schneiderhöhn, H.*: Die Erzlagerstätten der Erde. Vol. I. Stuttgart 1958.
- [21] *Schneiderhöhn, H.*: Erzlagerstätten. 4. Aufl., Jena 1962.
- [22] *Schouten, C.*: The Role of Sulphur Bacteria in the formation of the so-called Sedimentary Copper Ores and Pyritic Ore Bodies. *Econ. Geol.*, 41, (1946), 517—538.

Die geologischen Verhältnisse der Schwefelkiesgrube „Einheit“ bei Elbingerode/Harz

Von *H. Scheffler*, Wernigerode/Harz

Die Schachtanlage „Einheit“ des VEB Harzer Eisenerzgruben liegt im Zentrum des Elbingeröder Komplexes und baut auf metasomatischen Pyriterzkörpern, die in dem Keratophyr der mitteldevonischen Schalsteinserie gebildet wurden. Eine umfassende genetische und paragenetische Bearbeitung dieser Lagerstätte erfolgte durch *H. Lange* [4]. Die neueren Ergebnisse seit dieser Zeit sollen im weiteren Verlauf geschildert werden.

Die Staffelbruchstruktur der Lagerstätte, bedingt durch die intensive und mehrfache tektonische Überprägung in der sudetischen Phase der variskischen Orogenese und nochmals in jüngerer Zeit, täuschte in der Vergangenheit eine Intrusion des Keratophyrs vor. In der Zwischenzeit konnten zahlreiche Beweise für eine effusive Bildung gefunden werden: Im hangenden und liegenden Teil des Keratophyrs und örtlich sogar im hangenden Kalk treten mit wechselnden Mächtigkeiten Tuffe auf; inmitten des Keratophyrs sind mindestens zwei Schalsteinserien mit normalen Grenzen eingeschaltet; der überlagernde Massenkalk zeigt keine Kontakterscheinungen und schließlich sind bisher keine auf langsame Abkühlungsgeschwindigkeit deutende Kornvergrößerungen innerhalb der mächtigen Keratophyrpartien gefunden worden. Inwieweit es sich nicht nur um submarine, sondern auch um subaerische Lavaergüsse handelt, ist noch nicht geklärt.

Die farbliche Variation der Keratophyrtypen ist sehr groß und reicht von fleischfarbenen über graugrüne bis zu dunkelgrauen Ausbildungen. Unterschiede in der Bauschalyse sind aber bisher noch nicht festgestellt. Der SiO_2 -Gehalt der Keratophyre schwankt um 68,5%; interessant ist der Alkaligehalt mit rd. 3% Na_2O und 6% K_2O . Mineralparagenese und Chemismus lassen die Bezeichnung als Quarz-Kalikeratophyr zu, wie er auch durch *Knauer* [3] von der Schachtanlage „Büchenberg“ des VEB Harzer Eisenerzgruben beschrieben wurde. Große Ähnlichkeit besteht auch mit dem von *Rösler* u. *Reuter* [8] beschriebenen „Rhyodazit“ der Bohrung Fallstein 18, worauf noch einmal zurückzukommen ist. Die von *Götz* [1] mitgeteilten Analysen der Lahnkeratophyre zeigen, daß bei diesen ebenfalls Tendenzen zur Kalivormacht, zu lokalen Anreicherungen von Eisenoxiden und Pyrit und zu einem großen Schwankungsbereich im Chemismus bestehen.

Die Ausbildung des Keratophyrs als Mandelstein ist nur vereinzelt und in ganz unbedeutendem Maße festzustellen, ein gesetzmäßiger Verband konnte bisher nicht gefunden werden.

In den Grenzzonenbereichen zum Schalstein liegen zwischen Keratophyr und Keratophyrbrekzie allmähliche Übergänge vor. Zumindest bei der über dem Schalstein folgenden Keratophyrbrekzie handelt es sich um einen echten endobrekziösen Vulkanit, da Schalsteinfetzen eingeschlossen sind. Für die unter den Schalsteinlagen befindliche Brekzie dagegen kann nicht entschieden werden, ob durch Transvaporisationsvorgänge (im Sinne von *Szadecky-Kardoss*) bedingte Pseudobrekzienstrukturen vorliegen. Die Keratophyrtuffe sind durch die vorhandenen Bruchstücke von Quarz und Feldspat als echte Tuffe zu klassifizieren. Örtlich lagenweise vorhandene Keratophyrlapilli leiten schon zum Schalstein über. Im engeren Grubengebiet erfolgte meist an Stellen, wo die Pyritvererzung unbedeutend ist, eine sekundäre Silifizierung des Tuffes. Im weiteren Grubengebiet sind dagegen häufiger Tuffit und, diesen stratigraphisch vertretend, Schalstein gefunden worden.

Bei den Schalsteinen des Grubenbereiches lassen sich megaskopisch 2 Typen unterscheiden. Das ist einmal die nur stellenweise von geringmächtigem Keratophyr, meist von Kalk bedeckte Rotserie. Sie stellt einen pyroklastischen Agglomerattuff mit hämatitführender Matrix dar, der auf Grund seiner Altersstellung und Ausbildung auch hangender Brockentuff genannt wird. Zum anderen ist das die grüne Serie, die aus hell- bis dunkelgrau gefärbten Bruchstücken verschiedenster petrographischer Ausbildung besteht, wie z. B. die Führung von Keratophyrlapilli einerseits oder das Vorhandensein von Feldspatklasten andererseits. Die Bezeichnung dieser pyroklastischen Gesteine beider Serien als Schalstein ist nicht treffend, da es sich um Produkte eines sauren Magmas handelt. Exakt wäre die neutrale Sammelbezeichnung als Brocken- bis Lapillituff.

Örtlich sind in dem Schalstein der Grünserie, also im älteren Schalstein, Bomben eines orthophyrisch struierten Keratophyrs mit Ausmaßen zwischen wenigen cm^3 bis zu 1 m^3 vorhanden. Dieser noch näher zu bearbeitende porphyrische Keratophyrtyp zeigt in einer typischen Keratophyrmatrix Mikroperthite bis zu 1 cm Kantenlänge in meist sehr guter idiomorpher Ausbildung. Die Herkunft als Schlotmaterial, das während der vulkanischen Ruhezeit differenzieren und kristallisieren konnte, ist wahrscheinlich. Allerdings wird es sich bei den im Grubenbereich bergmännisch aufgeschlossenen Vorkommen nicht um den Schlot handeln. Ähnliche Vorkommen wurden durch tiefere Übertagebohrungen in Grubengebiete snähe in jüngster Zeit aufgefunden.

Der von *Erdmannsdörfer* (1926) beschriebene Diabasporphyrit im Mühlentalbruch ist mit dem hangenden, roten Brockentuff verknüpft. Neuere Aufschlüsse haben gezeigt, daß dieser Gesteinstyp grundsätzlich in die jüngste, selten grün gefärbte Schalsteinserie eingeschaltet ist. Die überall restlos umgewandelten Feldspäte des Diabasporphyrits werden als autometasomatisch verändert gedeutet. Zusammen mit den feldgeologischen Befunden wird, wie auch *Hentschel* [2] aus dem Lahn-Dill-Gebiet berichtet, eine subeffusive bis intrusive postkeratophyrische Platznahme in der Schalsteinschwächezone angenommen. Eine Untersuchung auf Kontakterscheinungen steht noch aus.

Die Gesamtmächtigkeit der mitteldevonischen Vulkanitserie liegt im Zentrum bei über 550 m. Durch eine häufige Einschaltung von Tufflagen in diesem Teufen-

bereich deutet sich die Basisnähe an. Der Wissenbacher Schiefer als Liegendes der geosynklinalen Eruptivserie ist im Grubengebiet der Schachtanlage „Einheit“ und durch Übertagebohrungen bisher nicht aufgeschlossen worden.

Der initiale Vulkanismus tritt im Elbingeröder Komplex im wesentlichen nur in der Givet-Stufe mit einer mächtigen Förderung vulkanischer Produkte auf. Ein Embryonalvulkanismus der Eifel-Stufe hatte vorher in den Wissenbacher Schiefern geringmächtige Keratophyllager und keratophyrische Porphyroide geliefert. Der im Elbingeröder Komplex verbreitete Geosynklinalvulkanismus ist, soweit die bisherigen Ergebnisse diesen Schluß zulassen, von relativ eintönigem chemischen Charakter. Die Förderungen sind nicht basisch, sondern sauer bis intermediär. Diese Tatsache ist in letzter Zeit auch aus anderen Geosynklinalräumen bekannt geworden.

Das vulkanische Geschehen ist sehr wechselhaft gewesen, Lavaergüsse und Aschenförderung wechselten mehrfach in Raum und Zeit. Im Gebiet der Schachtanlage „Einheit“ ist das Zentrum der Eruptionstätigkeit zu suchen, weil hier einmal die Lavaprodukte weit überwiegen und zum anderen *Reichstein* [5] auf Grund von Faziesuntersuchungen die höchsten vulkanischen Rücken in diesem Gebiet festgestellt hat.

Der hohe Spurengehalt des Pyrits an Vanadium mit durchschnittlich 50 g/t deutet für das im Elbingeröder Raum vorhanden gewesene Ursprungsmagma eine Assimilation von Fremdmaterial bis zu einer kalibetonten, quarzkeratophyrischen Zusammensetzung an, die auch von *Rösler* [7] für unterkarbonische Quarz-Keratophyr-Tuffe Ostthüringens und von *Rittmann* [6] ganz allgemein angenommen wird. Auch eine transvaporisatorische Stoffzufuhr im Sinne *Szádeczky-Kardoss'* [11] könnte den hohen V-Gehalt erklären.

Auffällig ist das Fehlen basischer Gesteine. Einzig der jüngere Diabasporphyrit läßt den Schluß auf eine Differentiation des Stammagmas zu.

Die metasomatische, hydrothermale Genese des Pyrits ist von *Lange* [4] eindeutig geltend gemacht worden. Die von ihm gefundenen Altersverhältnisse der Erze und die Paragenese haben sich durch die neueren Untersuchungen bestätigt. Grundlegend sind die Spurenelementuntersuchungen von *Lange*, die eine Gesetzmäßigkeit des Ni/V-Verhältnisses in den Pyriten in Abhängigkeit von den Bildungstemperaturen zeigen und damit die Epigenese dokumentieren. Bei Berücksichtigung der Staffelbruchstruktur sind vermutlich auch Gesetzmäßigkeiten der Ni-V-Verteilung in lateraler Richtung zu verzeichnen.

Die Paragenese des Pyrits mit Kupferkies- und Zinkblendeentmischungen erlaubt die Einstufung in den kata- bis mesothermalen Bereich.

Umstritten ist nach wie vor die Erzherkunft. *Lange* [4] leitet den Erzinhalt der Lagerstätte aus dem im subvulkanischen Niveau vermuteten Magmenkörper ab. Die Bohrung Fallstein 18 (*Rösler* u. *Reuter* [8]) zeigt in einem einwandfrei extrusiven Rhyodazitkörper Pyritkonzentrationen, die das Maß der bisher z. B. von den Keratophyren der Lahn-Mulde bekannten Pyritführung (*Götz* [1]) weit übertreffen. Auch in diesem Körper befinden sich wie im Keratophyr der Schachtanlage „Einheit“ die besten Vererzungszonen in den hangenden Teilen der Vulkanitserie. Im Bereich der Schachtanlage „Einheit“ jedoch kam es auf Grund der

hängenden Kalkbedeckung, die als Stauhorizont gegenüber den basischen bis neutralen Erzlösungen wirkte, zu erheblichen, wirtschaftlich bedeutenden Pyritanreicherungen.

Eine weitere Möglichkeit der Erzherkunft ist die vollständige oder teilweise Auslaugung des Erzinhaltcs tieferer Keratophyrzonen durch mehr oder weniger sterile Thermen des ausklingenden Geosynklinalvulkanismus und die Fixierung im höheren Niveau. Es ist jedenfalls eine Tatsache, daß in der näheren Umgebung der größten Keratophyrmächtigkeiten und damit im Bereich der geringsten Schalsteinzwischenlagerungen die größte Pyritkonzentration vorhanden ist und umgekehrt in Bereichen größerer Schalsteinmächtigkeiten keine bauwürdigen Anreicherungen erfolgten.

Die metasomatische Pyritvererzungsphase ist syn- oder postkalksedimentär und präsudetisch endend anzusetzen. *Lange* [4] nimmt deshalb ein obermitteldevonisches Alter an. Es gibt aber nach freundlicher mündlicher Mitteilung von *Steffen* (1963) im Elbingeröder Komplex Anzeichen dafür, daß die Metasomatose auch erst im Oberdevon erfolgt sein könnte.

Die Schwefelkieslagerstätte „Einheit“ ist also als eine devonische, kata- bis mesothermale, metasomatische Lagerstätte zu klassifizieren.

Eine vielseitig interessierende Besonderheit bilden die räumlich eng an tektonische Linien geknüpften Gasaustritte, die mit wenigen Ausnahmen auf die unteren Sohlen beschränkt sind. Diese meist in geringen Mengen auftretenden Gase weisen zwischen 50 und 16 Vol-% Methan auf (oder es fehlt völlig!), den Restanteil bilden Stickstoff und 1,5 bis 3 Vol-% Edelgase (*Scheffler* [10]). Auf Grund des $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ -Verhältnisses im Methan dieser Gase von 95,6, das damit weit über dem für organischen Kohlenstoff liegt, wird auf eine Isotopenfraktionierung durch bakterielle Tätigkeit geschlossen. Untersuchungen über die Genese dieser Gase laufen weiter, abschließende Ergebnisse liegen noch nicht vor.

Zusammenfassung

Es wurden die seit der letzten umfassenden Bearbeitung durch *H. Lange* [4] erhaltenen neuen Aufschlüsse der Pyritlagerstätte „Einheit“ des VEB Harzer Eisenerzgruben geschildert. Deutungen für die Genese des Keratophyrs im Zusammenhang mit seiner metasomatischen Pyritvererzung wurden gegeben und Vermutungen über die subeffusive Natur des Diabasporphyrits als einzigem basischen Körper im devonischen Geosynklinalraum ausgesprochen. Die auftretenden Erdgasvorkommen wurden schon an anderem Orte ausführlich behandelt.

Literatur

- [1] *Götz, H.*: Die Keratophyre der Lahnmulde. Min. Petr. Mitt. **49** (1937), S. 168—215.
- [2] *Hentschel, H.*: Basischer Magmatit in der Geosynklinalle. Geol. Rundsch. **50** (1960), S. 33—45.
- [3] *Knauer, E.*: Ein Beitrag zur Petrographie des „Keratophyrs“ vom Büchenberg bei Elbingerode im Harz. Geologie **7** (1958), S. 629—638.

- [4] *Lange, H.*: Paragenetische und genetische Untersuchungen an der Schwefelkieslagerstätte Einheit bei Elbingerode (Harz). Freib. Forsch.-H. C 33, Berlin: Akademie-Verlag 1957.
- [5] *Reichstein, M.*: Zur faziellen Sonderentwicklung im Elbingeröder Raum des Harzes. Geologie 8 (1959), S. 13—46.
- [6] *Rittmann, A.*: Zur Herkunft der Magmen. Geol. Rundsch. 48 (1959), S. 1—10.
- [7] *Rösler, H. J.*: Zur Petrographie, Geochemie und Genese des oberdevonisch-unterkarbonischen Magmatismus und der Eisenerzlagerstätten in Ostthüringen. Freib. Forsch.-H. C 92, Berlin: Akademie-Verlag 1960.
- [8] *Rösler, H. J.*, u. *Reuter, F.*: Der hydrothermal veränderte granatführende Rhyodazit der Bohrung Fallstein 18 im nördlichen Harzvorland. Freib. Forsch.-H. C 129, Berlin: Akademie-Verlag 1962, S. 21—34.
- [9] *Scheffler, H.*: Verwachsungsverhältnisse von Pyrit und Keratophyr auf der Schwefelkieslagerstätte Grube „Einheit“, Elbingerode/Harz. Zs. ang. Geol. 6 (1960), S. 213—214.
- [10] *Scheffler, H.*: Gasvorkommen in der mitteldevonischen Schalsteinfole des Elbingeröder Komplexes. Zs. ang. Geol. 8 (1962), S. 512—516.
- [11] *Szádeczky-Kardoss, E.*: Über Migrationserscheinungen magmatischer und metamorpher Gesteinsbildungsprozesse. Freib. Forsch.-H. C 58, Berlin: Akademie-Verlag 1959.

Weitere Literatur siehe bei *H. Lange* [4]

Magmatismus, Metallogenie und regionale Zonalität von Erzlagerstätten in Geosynklinalen

Von *V. I. Smirnov*, Moskau

Die Untersuchung der Bildungsgeschichte der magmatischen Gesteine und der mit ihnen assoziierten endogenen Lagerstätten zeigt hinsichtlich der Entwicklungsstadien des geosynklinalen Zyklus und der tektonischen Zonen der gefalteten Gebiete für die verschiedenen Geosynklinaltypen, daß die Formation der Magmatite und der endogenen Lagerstätten, die gesetzmäßig während der Umbildung von Geosynklinalen in gefaltete Gebiete entstehen, folgerichtig in bestimmten Teilen der letzteren auftreten und eine regionale metallogenetische Zonalität anzeigen.

Es ist allgemein bekannt, daß die Mehrzahl der Geologen die Umbildung der mobilen Geosynklinalen in relativ stabile gefaltete Gebiete in drei Entwicklungsstadien einteilt:

1. Frühstadium, das der Periode der überwiegenden geosynklinalen Einmuldung entspricht;
2. Mittleres Stadium, das der Hauptphase der Faltung entspricht;
3. Spätstadium, das mit dem völligen Abklingen des geosynklinalen Regimes verbunden ist (*A. Archangel'skij* [1], *Ju. Bilibin* [3], *H. Stille* [6] u. a.).

Im Verlauf dieser drei Stadien der Geosynklinalentwicklung bilden sich folgende Hauptformationen der Eruptivgesteine und der mit ihnen verknüpften Lagerstätten (Tabelle 1).

Die angeführte Charakteristik der Bildungsfolge der Magmatite und endogenen Lagerstätten im Verlauf der Entwicklung von mobilen Geosynklinalen in relativ stabile gefaltete Gebiete, beim Übergang vom Früh- zum mittleren und zum Spätstadium ihrer Entwicklung ist verallgemeinert und nirgends in vollem Maße verwirklicht. In der Entwicklungsgeschichte eines konkreten gefalteten Gebietes überwiegen Prozesse, die dem einen oder dem anderen geosynklinalen Entwicklungsstadium eigen sind. Es dominieren bestimmte Gruppen magmatischer und Erzformationen; die Erscheinungen der übrigen Formationen sind abgeschwächt.

Nach der vorherrschenden Entwicklung dieser oder jener Formation der Magmatite und der mit ihnen assoziierten endogenen Lagerstätten wurden vier Typen von Geosynklinalen unterschieden und nach Vereinbarung als Geosynklinalen der Typen A, B, C und D bezeichnet.

Die Geosynklinalen des Typs A gehören zu den Eugeosynklinalen, die durch besonders intensive effusive und intrusive magmatische Tätigkeit und Metallführung des Frühstadiums und durch Abschwächung des Magmatismus und der Erzbildung im Spätstadium gekennzeichnet sind. Als Beispiel ist die varistische Geosynklinale des Urals zu nennen.

Die Geosynklinalen des Typs B sind ebenfalls Eugeosynklinalen. Sie sind charakterisiert durch intensive effusive Tätigkeit und damit verbundene Erzbildung des Frühstadiums, zeigen aber in diesem Stadium nur schwachen Tiefenmagmatismus und damit verknüpfte Vererzung. Hierher gehört beispielsweise die alpidische Geosynklinale des Kleinen Kaukasus.

Die Geosynklinalen des Typs C sind für Miogeosynklinalen charakteristisch und zeichnen sich durch Überwiegen des Magmatismus und der Erzbildung während

Tabelle 1. Zusammenstellung der Hauptformationen der Eruptivgesteine und der mit ihnen verknüpften typomorphen, endogenen Lagerstätten nach den Entwicklungsstadien der gefalteten Gebiete

Lfd. Nr.	Formation der Eruptivgesteine	Typomorphe endogene Lagerstätten
Frühstadium		
1	Submarin-vulkanogene Spilit-Keratophyr- und Porphyrit-Formation	Kieslagerstätten
2	Peridotit-Formation	Magmatische Lagerstätten der Chromite, des Osmiums und Iridiums
3	Gabbro-Pyroxen-Dunit-Formation	Magmatische Lagerstätten der Titanomagnetite, des Platins und Palladiums
4	Plagiogranit-Syenit-Formation	Skarnlagerstätten des Eisens und Kupfers
Mittleres Stadium		
5	Granodiorit-Formation	Skarnlagerstätten der Bunt- und seltenen Metalle
6	Granit-Formation	Pegmatitische, Greisen- und quarzige Lagerstätten mit Sn, W, Li, Be
Spätstadium		
7	Kleinintrusionen verschiedenartiger Zusammensetzung	Hypabyssische hydrothermale Lagerstätten
8	Vulkanogene Andesit-Dazit-Formation	Subvulkanische hydrothermale Lagerstätten

des mittleren und späten Geosynklinalstadiums und durch schwachen Magmatismus und geringe Erzführung des Frühstadiums aus. Zu diesem Typ sind die varistischen Geosynklinalen des Südlichen Tienschans und Ostkasachstans, die kimmerische Geosynklinale Transbaikaliens u. a. zu zählen.

Die Geosynklinalen des Typs D, die ebenfalls zu den Miogeosynklinalen gehören, sind durch das starke Vorherrschen kleiner Intrusionen des mittleren und Spätstadiums mit reichlicher hydrothermaler Vererzung gekennzeichnet. Die kimmerischen Geosynklinalen des Primorje und des Verchojané dienen als Beispiel. Eine vergleichende Charakteristik des Magmatismus und der Erzführung aller vier Geosynklinaltypen ist in Tabelle 2 zusammengestellt.

Die Berücksichtigung der Angaben über die gefalteten Gebiete sowohl innerhalb der Sowjetunion als auch im Ausland gestattet, im Querschnitt der Geosynklinalen eine Reihe tektonischer Zonen zu unterscheiden, in deren Grenzen genau bestimmte Formationen von Magmatiten sowie mit diesen verknüpfte Lagerstätten lokalisiert sind und die demzufolge eine spezifische Metallogenie zeigen. Von diesen treten in Übereinstimmung mit den Untersuchungen von V. Belousov [2], V. Nikolaev [4] u. a. folgende tektonische Zonen hervor:

1. Geosynklinaltröge,
2. Innenzone,
3. Innenmassive (Zentraliden, Zwischengebirge; d. Übers.),
4. Peripherische Zonen,
5. Geosynklinalrahmen,
6. Randbrüche.

Die charakteristischen Besonderheiten des Magmatismus und der Metallogenie dieser tektonischen Geosynklinalzonen sind in einer Reihe von Arbeiten des Verf. dargelegt. Sie sollen hier nur stark zusammengefaßt und mit einigen Änderungen früherer Formulierungen auf Grund neuer Angaben wiederholt werden (V. Smirnov [5]).

Geosynklinaltröge sind enge Senkungen, die durch mächtige Tiefenbrüche begrenzt sind. Entlang dieser Brüche geht im Frühstadium der eugeosynklinalen Entwicklung eine lang andauernde Absenkung des Trogbodens vor sich, die von der Füllung des Troges mit submarinen vulkanogen-sedimentären Gesteinen begleitet wird. Sie sind ausschließlich den Geosynklinalen des Typs A und B eigen. Für die tektonischen Tröge sind zwei Formationen magmatischer Gesteine charakteristisch:

1. submarin-vulkanogene Formation überwiegend spilitisch-keratophyrischer Zusammensetzung, mit der Kieslagerstätten verbunden sind;
2. intrusive Formation Na-reicher, von gabbroidem Magma abgeleiteter Granite und Syenite, für die Skarnlagerstätten des Eisens und des Kupfers typisch sind. Synchron mit diesen intrudieren peridotitische und gabbroide Magmen, die vorwiegend entlang der begrenzenden Tiefenbrüche lokalisiert sind und weiter unten bei der Charakteristik der metallogenetischen Besonderheiten der Randbrüche beschrieben werden.

Tabelle 2. Die charakteristischen Besonderheiten der Metallogenie der verschiedenen Geosynklinaltypen

	A	B	C	D
Entwicklungsstadien				
Frühstadium	sehr deutlich	deutlich	sehr deutlich	wird nicht in typische Stadien ein- geteilt
Mittleres Stadium	deutlich	deutlich	sehr deutlich	
Spätstadium	undeutlich	deutlich	sehr deutlich	
Magmatische Prozesse				
Frühstadium				
Vulkanische Gesteine	stark ent- wickelt	entwickelt	schwach	schwach
Hyperbasite u. Basite	stark entwickelt	schwach	schwach	schwach
Plagiogranite u. Syenite	stark entwickelt	entwickelt	fehlen	fehlen
Mittleres Stadium				
Granodiorite	entwickelt	stark entwickelt	stark entwickelt	entwickelt
Granite	schwach entwickelt	entwickelt	entwickelt	entwickelt
Spätstadium				
Kleine Intrusionen	schwach entwickelt	entwickelt	stark entwickelt	stark entwickelt
Vulkanische Gesteine	schwach entwickelt	entwickelt	entwickelt	entwickelt
Intensität der Erzbildung				
Frühstadium	stark entwickelt	entwickelt	fehlt	fehlt
Mittleres Stadium	entwickelt	entwickelt	entwickelt	entwickelt
Spätstadium	sehr schwach	möglich	entwickelt	stark entwickelt
Genetische Lagerstättentypen				
Frühstadium				
Kieslagerstätten	stark entwickelt	entwickelt	fehlen	fehlen
Magmatische Lager- stätten	stark entwickelt	nicht entwickelt	fehlen	fehlen
Skarnlagerstätten	stark entwickelt	entwickelt	fehlen	fehlen
Mittleres Stadium				
Skarnlagerstätten	stark entwickelt	entwickelt	entwickelt	schwach entwickelt
Pegmatitische und Greisen-Lagerstätten	nicht entwickelt	schwach entwickelt	entwickelt	nicht entwickelt
Spätstadium				
Hydrothermale Lager- stätten	nicht entwickelt	schwach entwickelt	entwickelt	stark entwickelt

Die *Innenzone* von Miogeosynklinalen zeichnet sich durch die größte Durchbiegung im Frühstadium aus. Hier treten die größten Mächtigkeiten von Geosynklinalsedimenten gewöhnlich feinkörniger, terrigener und terrigen-vulkanogener Fazies und silikatischer Zusammensetzung auf. Deutlich ausgebildete Innenzonen sind charakteristisch für Geosynklinalen des Typs C. In all jenen Fällen, in denen die Innenzone als bestimmter Bestandteil der Geosynklinale hervortritt, ist sie durch erstaunlich deutlichen und überall persistenten Magmatismus und ebensolche Metallogenie ausgezeichnet. In ihren Grenzen intrudieren alaskitische, leukokrate Granite des mittleren Stadiums der Geosynklinalentwicklung, und es bilden sich in diesen verknüpfte, ausgedehnte Zonen pegmatitischer, Greisen- und quarziger Lagerstätten des Zinns, Wolframs, Berylliums, Lithiums, stellenweise auch des Molybdäns, Wismuts und Arsens (Arsenopyrit).

Die Innenmassive werden nach dem Charakter der Erzführung, die der Vererzung ihrer gefalteten Umrahmung entspricht, in zwei Typen eingeteilt. Die Innenmassive erster Art liegen in den Innenzonen der Geosynklinalen und gehen in den Bestand ihrer nachfolgenden Achsenaufwölbungen ein. Ihnen sind Eruptivgesteine und endogene Lagerstätten der Inneren Geosynklinalzone eigen. Als Beispiel kann das Aginskoe-Innenmassiv der kimmerischen Geosynklinale im östlichen Transbaikalien dienen.

Die Innenmassive zweiter Art werden durch den Geosynklinalring erfaßt, der den inneren, randlichen Teil der geschlossenen Geosynklinale darstellt. Ihr Magmatismus und ihre Erzführung entsprechen dem Magmatismus und der Metallogenie des Geosynklinalrahmens. Als Beispiel für diese Innenmassive sei das Kolymskij-Massiv des kimmerisch gefalteten Gebietes im Fernen Nordosten genannt.

Die *peripherischen Zonen* der Geosynklinalen zeigen keine solche persistente bedeutende Durchbiegung im Frühstadium, wie sie dem inneren Teil der Geosynklinalen eigen ist. In ihren Grenzen bilden sich weniger mächtige Serien überwiegend grobkörniger terrigener Gesteine, die mit vulkanogenen und karbonatischen Sedimenten wechsellagern. Im Unterschied zur Innenzone zeigen sie keinen überall persistenten, monoton-metallogenetischen Charakter. Nach dem Zeitpunkt des Eindringens der erzbringenden Intrusionen, ihrer Zusammensetzung und den Besonderheiten der mit ihnen verknüpften Vererzung kann man vier Varietäten von peripherischen Zonen unterscheiden:

1. mit Granodioritintrusionen und Vererzung des mittleren Stadiums;
2. mit Granodiorit- und Granitintrusionen des mittleren Stadiums;
3. mit Granitintrusionen und Vererzung des mittleren Stadiums, die durch überlagernde Vererzung des Spätstadiums kompliziert werden;
4. mit überwiegenden Intrusionen und Lagerstätten des Spätstadiums.

Bei aller Verschiedenartigkeit der peripherischen Zonen unterscheiden sie sich nach der Zusammensetzung der Intrusionen und der Lagerstätten in der Regel sehr deutlich von der Innenzone. Während sich in den Innenzonen Streifen einförmiger leukokrater Granite mit pegmatitischen und Greisenlagerstätten von Kassiterit, Wolframit und Mineralen seltener Metalle entwickeln, treten in den

peripherischen Zonen granitoide Intrusionen in breiterem Ausmaße und mit ihnen verknüpfte Skarn- und hydrothermale Erzlagerstätten der Bunt- und seltenen Metalle vorherrschend in sulfidischer Paragenese auf. Die peripherischen Zonen ein und derselben Geosynklinale sind selten unotyp. Die Vererzung der gegenüberliegenden peripherischen Zonen unterscheidet sich nach der Vollständigkeit ihrer Entwicklung, nach ihrer Intensität und nach der Zusammensetzung der Erze.

Der *Geosynklinalrahmen* enthält häufig endogene Lagerstätten, syngenetisch und synchron der Vererzung, die auch innerhalb der Geosynklinale in den verschiedenen Stadien entstehen. Deshalb sind in den Randgebieten einiger Geosynklinalen, neben den Lagerstätten vorangegangener metallogenetischer Epochen Lagerstätten bekannt, die für die von ihnen umrahmte Geosynklinale charakteristisch sind. Die Reichweite und Intensität einer solchen Vererzung hängen von der Intensität der tektonischen und magmatischen Regeneration der geosynklinalen Randbereiche durch die Kräfte ab, die in den verschiedenen Stadien ihrer tektonischen und magmatischen Regeneration in Verbindung mit den Bewegungen an der Geosynklinale entstehen. Nach diesem Kriterium kann man vier Typen der Erzführung von Geosynklinalrahmen unterscheiden:

1. intensiv regenerierte, mit Magmatismus und Vererzung aller Stadien, die in der gegebenen Geosynklinale bekannt sind;
2. begrenzt regenerierte, mit Magmatismus und Vererzung eines der Stadien;
3. schwach regenerierte, in denen Eruptivgesteine in bedeutendem Maße nicht vorkommen und telethermale Vererzungen des Spätstadiums auftreten;
4. mit fehlenden Eruptivgesteinen und endogenen Lagerstätten des betrachteten Entwicklungszyklus.

Der Magmatismus und die endogene Erzbildung dringen 35 bis 65 km in die Umrandung der Geosynklinalen vor. Das entspricht 18 bis 50% der Gesamtbreite der verschiedenen Geosynklinalen.

Die *tiefen Randbrüche* begrenzen die tektonischen Bestandteile der Geosynklinalen, wie die Innenmassive, tektonischen Tröge, Innen- und peripherischen Zonen. Für einige von ihnen, wie z. B. Geosynklinaltröge, stellen sie eine notwendige Begleiterscheinung dar; bei anderen, z. B. an den Rändern der Innenmassive, treten sie häufig auf, für die dritten, zu denen die Grenzen zwischen Innen- und Randzonen gehören, sind die Tiefenbrüche selten. In den Geosynklinalen der Typen A und B werden sie im Moment der Entstehung der Geosynklinalen angelegt und beeinflussen, da sie sich über den gesamten Zeitraum des Geosynklinalzyklus entwickeln, in bedeutendem Umfang die Zusammensetzung und die Mächtigkeit der Sedimente, den Charakter der tektonischen Strukturen, den Magmatismus und die Metallogenie. In Geosynklinalen der anderen Typen können sie auch später gebildet werden.

Da sich die Randbrüche in erhebliche Tiefen erstrecken, ermöglichen sie die Bildung von intrusiven Gesteinen und mit diesen verknüpften Zonen endogener Lagerstätten entlang der Brüche. Der Vergleich des Magmatismus und der Metallogenie solcher Zonen in verschiedensten Provinzen zeigt, daß sie nur im

Früh- oder Spätstadium entstehen. Diese wichtige Tatsache entspricht dem vorherrschenden Regime der Zerrung im Früh- und Spätstadium, die durch Kontraktion im mittleren Stadium getrennt werden.

Im Frühstadium der Geosynklinalentwicklung bilden sich entlang der Randbrüche Intrusiva peridotitischer und gabbroid-pyroxenitisch-dunitischer Zusammensetzung, die die weitgehend bekannten Ophiolithgürtel der gefalteten Gebiete mit magmatischen Lagerstätten der Chromite, Titanomagnetite und Platinmetalle ergeben.

Im Spätstadium kontrollieren die Tiefenbrüche die Entstehung kleiner Intrusionen, mit denen die breiteren und verschwommeneren Zonen hydrothermaler Lagerstätten verbunden sind.

Auf diese Weise ist entlang der tiefen Randbrüche die Bildung von Erzzonen verschiedener Zusammensetzung möglich:

1. Zonen magmatischer Lagerstätten des Frühstadiums;
2. Zonen hydrothermaler Lagerstätten des Spätstadiums;
3. kombinierte Zonen, die sowohl magmatische Lagerstätten des Frühstadiums als auch hydrothermale Lagerstätten des Spätstadiums vereinen.

Am häufigsten sind jedoch in Erzzonen, die durch tiefe Randbrüche kontrolliert werden, Lagerstätten entweder des Früh- oder des Spätstadiums konzentriert. Das ist dadurch bedingt, daß eine intensive Entwicklung von Magmatismus und Erzbildung des Frühstadiums in der Regel Magmatismus und Vererzung des Spätstadiums ausschließt und umgekehrt.

Die Verteilung streng bestimmter Formationen von Magmatiten und mit ihnen assoziierten Lagerstätten nach genau definierten tektonischen Zonen der gefalteten Gebiete führt zur Herausbildung einer regionalen metallogenetischen Zonalität. Diese zeigt sich in einem deutlichen Wechsel nach Zusammensetzung und genetischem Typ unterschiedlicher endogener Lagerstätten im Querschnitt durch viele gefaltete Gebiete. Die Lagerstätten bilden Erzzonen, deren Ausdehnung dem allgemeinen Plan der tektonischen Strukturen folgt. Jeder solchen regionalen Erzzone entspricht eine besondere tektonische Zone, die jeweils eine verschiedene Mächtigkeit der Erdkruste umfaßt.

Die geringste Mächtigkeit mit einem Abstand von 5 bis 7 km von der Mohorovičić-Diskontinuität ist den Geosynklinaltrögen, die größte, die 50 km erreicht, den Innenzonen zuzuordnen. Jede solche Zone wird durch besondere Kombinationen schichtiger (sedimentärer und vulkanogener) und intrusiver Gesteine sowie einen eigenen tektonischen Bau charakterisiert. Das bezeugt die hinreichend selbständige Entwicklung dieser Zonen im allgemeinen Rahmen der Umbildung mobiler Geosynklinalen in relativ stabile gefaltete Gebiete.

Literatur

- [1] *Archangel'skij, A. A.*: O nekotorych spornych voprosach tektoničeskoj terminologii i tektoniki (Über einige umstrittene Fragen der tektonischen Terminologie und der Tektonik) Izv. AN SSSR, serija geologič. (1939), Nr. 1.

- [2] *Belousov, V. V.*: Osnovy voprosy geotektoniki (Grundfragen der Geotektonik) Moskva: Gosgeoltechizdat 1962.
- [3] *Bilibin, Ju. A.*: Metallogeničeskie provincii i metallogeničeskie epochi (Metallogenetische Provinzen und metallogenetische Epochen) Moskva: Gosgeoltechizdat 1955.
- [4] *Nikolaev, V. A.*: O nekotorych čertach stroenija i razvitija podvižnich pojasov zemnoj kory (Über einige Wesenszüge des Baus und der Entwicklung mobiler Zonen der Erdkruste) Izv, AN SSSR, serija geologič., (1953) Nr. 2.
- [5] *Smirnov, V. I.*: Metallogenija geosinklinalnej (Die Metallogenie der Geosynklinalen) In: Zakonomernosti razmeščeniya poleznych iskopaemych (Gesetzmäßigkeiten der Verteilung von Bodenschätzen), vyp. U. Izdat. Moskva: AN SSSR, 1962.
- [6] *Stille, H.*: Einführung in den Bau Amerikas. Berlin 1940.

Über die Herkunft der Schwermetalle der Erzgänge

Von *E. Szádeczky-Kardoss*, Budapest

Ständig nimmt die Zahl der Daten zu, die darauf hinweisen, daß die auf *Elie de Beaumont* und *W. Herder* zurückgehende und in unserem Jahrhundert in einer gut durchgearbeiteten, wahrlich klassischen Form hauptsächlich durch *P. Niggli* [27] und *H. Schneiderhöhn* [35] ausgebaute Auffassung über den magmatischen Ursprung der Schwermetalle pegmatitischer, pneumatolytischer und hydrothermaler Erzlagerstätten nur einen extremen, wenn auch nicht seltenen Fall repräsentiert. Ein Teil des Erzmaterials kann hauptsächlich den tieferliegenden Nebengesteinen durch deren Auslaugung entstammen. Eine Auslaugung der unmittelbaren Nebengesteine wurde schon durch *Ch. T. Delius* in Schemnitz 1770 und dann durch die noneptunistische Schule von *O. Bischof* und *F. Sandberger* in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts angenommen; gewisse Bedenken von *Lindgreen* [20], die Hypothese der einmaligen großen Vererzung von *Backlund* [2], die Regenerationshypothese von *Schneiderhöhn* [37], die Auffassung von *Guimaraes* [12], nach welcher die Erze die Produkte der vor der Granitisationsfront fortschreitenden Emanation darstellen, die Arbeiten über die erzbildende Wirkung der Tiefengewässer von *Germanov* [10], *Foshag* [9], *Zyka* [49] und anderen Autoren (z. B. die Reduktion der sulfatischen Erdölwässer als Schwefelquelle der Sulfidlagerstätten) weisen in diese Richtung hin.

Diese ursprünglich als „Lateralsekretion“ bezeichnete Auffassung rechnete zunächst mit descendentem Wasser, wogegen man heute eher ascendente, oder bei der Diagenese frei werdende Lösungen annimmt. Besonders intensive Migration auch der Metallionen mit pseudomagmatischer Erzanhäufung infolge magmatischer Wärmewirkung wurde im Sinne des Transvaporisationsprinzips [43] und [44] angenommen, wobei als Quelle dieser Substanzen neben dem Magma selbst insbesondere feuchte Sedimentgesteine und Epimetamorphite in Frage kommen. Die lateralsekretionistische Theorie wurde auf alpine metamorphe Gesteine durch *Angel* [1], *Clar* und *Friedrich* [9] ausgedehnt. *W. E. Petrascheck* [32] wies darauf hin, daß bei einer solchen Herkunft der Metalle die erforderliche Wassermenge schwerlich aus hochmetamorphen Gesteinen entstammen kann, daher eine Mitbeteiligung magmatischer Vorgänge anzunehmen ist. Eine vielseitige Zusammenfassung der Entwicklung diesbezüglicher Daten gab *W. Fischer* [8].

Bei vielen großen Erzlagerstätten muß man sogar an eine mehrmalige Konzentrierung der Erzsubstanz denken, wie dies z. B. auch für die großen Zinnlager-

stätten von weiland Professor Dr. *O. Oelsner* (persönliche Mitteilung) angenommen wurde. In dieser Arbeit, die dem Andenken dieses hervorragenden Wissenschaftlers und Menschen, der so viel zur Kenntnis u. a. von bisher als magmatisch gedeuteten sedimentären Erzlagerstätten leistete, gewidmet ist, soll das Problem untersucht werden, wie man Anhaltspunkte für die beiderseitige Herkunft des Erzmaterials sog. magmatischer Erzlagerstätten gewinnen kann.

Einige Unterscheidungsmerkmale regenerierter und echtmagmatischer Erzlagerstätten erkannte *Schneiderhöhn* [37], [39]. Die Abgrenzung magmatischer und nichtmagmatischer Anteile der „magmatischen“ Lagerstätten ist aber noch ziemlich unerforscht.

Zunächst möchten wir feststellen, daß die Schwermetallionen der „magmatischen“ Erzgänge in den meisten Gesteinen und offenbar auch in den meisten Magmen als Spurenelemente vorhanden sind. Magmatische Erzgänge können dadurch vollständig auch im Sinne der klassischen magmatischen Erzbildungstheorie mit ihrer normalen Ausscheidungsfolge entstehen.

Wenn jedoch ausschließlich nur diese Bildungsart existierte, so müssen verschiedene Erztypen den verschiedenen Magmenarten entsprechend vorhanden sein. Da aber solche nicht existieren, müssen wir annehmen, daß der Bildungsprozeß „magmatischer“ Erzgänge in den meisten Fällen verwickelter ist, als es die klassische Theorie darstellt.

Zunächst soll ein klares Bild über den Volatilenhaushalt¹ in dem Magma und um das Magma herum ausgearbeitet werden. Das bisherige Bild ist mit Überresten von Vorstellungen über ein etwaiges „erdsternzeitalterliches“ Urmagma behaftet, andererseits berücksichtigt es die Diffusionserscheinungen durch feste Gesteine nicht. Wir unterscheiden in der hypabyssischen Zone drei Arten der bisher als magmatisch betrachteten leichtflüchtigen Bestandteile, namentlich ektomagmatische, echtmagmatische und stegomagmatische Volatile:

1. Heute kann es nicht mehr zweifelhaft erscheinen, daß ein derzeitiges Magma stets und wiederholt durch anatektische Vorgänge aus festen Gesteinen entsteht. Da es aber zumeist durch einen höheren Volatilengehalt gekennzeichnet ist als die normalen Gesteine, so ist das die Folge einer selektiven Migration der Volatilen aus der weiteren Umgebung zu dem Magmaherd. Eine solche zumeist prämagmatisch und außerhalb des zukünftigen Magmakörpers, d. h. „ektomagmatisch“ stattfindende Volatilenwanderung ist im Sinne des Transvaporisationsprinzips eine nötige Folge der den Geburtsort der hypabyssischen Magmen kennzeichnenden Druckverminderung in den tektonischen Störungszonen. Dem Transvaporisationsprinzip entsprechend, findet die selektive Ionenwanderung in Richtung des partiellen Druckgefälles bzw. der chemischen Potentialgradienten und in der Reihenfolge der Ionenpotentiale bzw. der Molvolumina statt. Magma entsteht aus den festen Gesteinen in der hypabyssischen Zone hauptsächlich durch diese ektomagmatische Volatilenanreicherung und infolge der Druckabnahme.

2. Hauptsächlich je nach der Menge der freien übersättigten Volatilen wird das Magma als Pluton oder Vulkan aufdringen. Die dadurch hervorgerufene Kri-

¹ Volatile = flüchtige Bestandteile.

stallisation bedingt eine Entwicklung freier Volatile, die während der Hauptkristallisation nicht in die auskristallisierenden Mineralien eingebaut werden können. In dieser zweiten Hauptphase der Volatilenmigration sind die ektomagmatischen Bestandteile selbst etwa magmatisch geworden, so daß man hier von echtmagmatischen Volatilen sprechen kann.

Es wird meist angenommen, daß sich die bei der Hauptkristallisation frei gewordenen Volatilen im Restmagma anhäufen. Dabei wird aber nicht genügend mit dem bei diesen hohen Temperaturen meist zur Explosion führenden, die Bildung von hypabyssischen Plutonen ausschließenden enormen Druck gerechnet. Im Falle solcher Plutone werden die während der Hauptkristallisation frei werdenden Volatile — nebst einer geringeren Anhäufung im Restmagma — allmählich auch die Umgebung über dem Magmakörper durchtränken. Mit einem solchen Prozeß wurde bisher kaum gerechnet, da am Rande der Plutone oft keine Spur einer Hydratisierung vorhanden ist. Dies ist aber eine Folge der exponentiell ablaufenden Abkühlung des Magmas (schnell in hohen Temperaturbereichen, langsam in den niedrigen) und der langsamen Erwärmung der Umgebung. Durch letzteren Prozeß und infolge der Saugwirkung der nachträglichen Risse und Hohlräume werden die unmittelbaren Nebengesteine der Plutone oft nachträglich dehydratisiert.

Somit diffundieren die Volatilen endlich in die Druckminimumstelle der bei der weiteren Kristallisation entstehenden Schrumpfrisse bzw. Hohlräume. Perimagmaische Risse werden so allmählich zu Pegmatitkörpern erweitert.

3. Die Kristallisation des Magmas endet etwa bei 700 °C. Unter dieser Temperatur können daher weitere Volatile aus ihm nicht frei werden. Die hydrothermalen Volatilen entstammen entweder aus tieferen Magmenherden, oder aus dem durch das Magma erwärmten Nebengestein.

Die Menge der aus den tieferen, später erstarrenden Magmenteilern nachträglich gelieferten Volatile kann zumeist als gering angenommen werden,

a) da Volatile sich stets am Scheitel des Magmakörpers anhäufen; der in den tieferen Partien zurückbleibende Teil ist infolgedessen nach *Kennedys* Berechnungen [18] sehr gering;

b) die teils schon frühe ektomagmatische Volatilenzufuhr aus der Umgebung wird in den tieferen Horizonten durch den zunehmenden Druck immer mehr gehemmt.

Infolge der allmählichen Erwärmung der Umgebung beginnt während der Hauptkristallisation eine dritte Art von Volatilenproduktion und selektiver Migration durch Devolatilisierung der Umgebung des aufgedrungenen Magmas [34], [43], [44] und [45]. Dies ist eine aus dem magmatischen Dach oder wenigstens aus dem Dach des Herdes entstammende, d. h. stegomagmatische Volatilenproduktion.²

Die Existenz solcher stegomagmatischer Volatile wurde durch Hochdruck-Hochtemperatur-Untersuchungen im Geochemischen Laboratorium der Ungarischen Akademie der Wissenschaften [45] experimentell nachgewiesen. Es zeigt

² stegon = Dach.

sich, daß wasser- bzw. hydroxidhaltige Mineralien von tonig-mergeligen Gesteinen bei Erhitzung z. B. auf 550 °C sich meist in Plagioklas und Pyroxen umwandeln und zugleich Karbonat- und Eisensulfidmineralien verschwinden, indem sie ihren Karbonat- und Sulfidgehalt der Gasphase abgeben. Es entsteht somit aus tonigen bzw. mergeligen Gesteinen bzw. aus verschiedenen Tuffen und Magmatiten mit pyritischer und karbonatischer Imprägnation (z. B. Sulfo- und Karboandesiten) und teils auch aus ähnlichen epikristallinen Schiefen — nebst höhermetamorphen bzw. Kontaktgesteinen — eine fluide Phase, die etwa den natürlichen Hydrothermen und den postvulkanischen Mineralwässern entspricht.

Auf Grund dieser Experimente können postvulkanische Mineralwässer und Hydrothermen vollständig (mit ihrem Sulfid- und Karbonatgehalt) aus der erwärmten Gesteinsumgebung entstammen. Die nach etwa 20 Millionen Jahren noch immer abgegebenen postvulkanischen Mineralwässer um miozäne Vulkane, z. B. im Mátragebirge in Ungarn können zumeist nicht aus dem längst erstarrten Magma entstammen. Überwiegend sind sie als Devolatilisationsprodukte der feuchten Nebengesteine der Umgebung zu klären, in welchen die magmatische Erwärmungsquelle nachträglich langsam aufwärts dringt. Reine Karbonatgesteine sind weniger ergiebige Quellen von Karbonationen als dispers verteilte Karbonatkörner in anderen Gesteinen, da in den letzteren die dissoziierten Karbonationen nicht wieder mit den durch andere Mineralien aufgenommenen Ca- und Mg-Ionen assoziieren. CO₂-führende Mineralwässer kommen somit auch in metamorphen Paragesteinen durch deren Entkarbonatisierung vor.

Dauer und Ergiebigkeit der beschriebenen drei magmatischen Volatilmigrationsarten verändern sich stark nach den Druckdifferenzen zwischen Magmatit und Umgebung. Der Volatilenhaushalt hängt somit stark von den tektonischen Verhältnissen ab. Wenn Druckdifferenzen in der Tiefe auch nach der Intrusion erheblich bleiben, z. B. infolge lebhafter tektonischer Aktivität, wird die perimagmatische Zone auch spätmagmatisch, d. h. bleibend hydratisiert. Dies ist besonders in alten präkambrischen Zeiten, als der Volatilen- (insbesondere Wasserstoff-) Gehalt des Erdinneren noch größer war, wahrscheinlich.

Infolge der vom Magma ausgehenden, hauptsächlich ascendent sich langsam ausbreitenden Wärmewelle und durch die dadurch erzeugte Druckänderung übt jeder magmatische Zyklus eine zunächst engbegrenzte thermo-, später und besonders in größeren Tiefen auch etwa regionale metamorphosierende Wirkung auf seine Umgebung aus. Infolgedessen werden Sedimentgesteine in sedimentär-metamorphe Übergangsgesteine der Zeolithfazies, Übergangsgesteine in Epimetamorphite (beide mit Kontaktaureolen), Epi- in Meso- und Meso- in Katagesteine (die zwei letzteren mit migmatischen Aureolen) verwandelt, wobei stets auch Volatile abgegeben werden. Magmatismus erzeugt somit stets — auch in metamorphen Bereichen — eine perimagmatische Devolatilisierung und Schwermetallmobilisation.³

³ In größeren Tiefen wird eine solche Volatilenwanderung infolge der Druckzunahme allerdings stets mehr gehemmt, und man gelangt in die Zone der migmatischen Anatexis, wo Magmenentwicklung und Vererzung eine andere Richtung nehmen.

Die Devolatisierung bzw. Metamorphose der Umgebung muß nicht ganz gleichzeitig mit der magmatischen Wärmewirkung sein. Eine Metamorphose erfolgt vielmehr nur dann, wenn die durch magmatische Wärmewirkung potentiell entstandenen Volatilen z. B. durch tektonische Bewegung tatsächlich freigemacht werden.

Der Entwicklungsgang des Vulkanismus ist zum Teil durch tiefgelegene wasserreiche Gesteine bedingt — im Gegensatz zu dem meist in trockenen hochmetamorphen Bereichen erfolgten Plutonismus. Jedoch hängt dies auch von vielen anderen, insbesondere tektonischen Umständen ab.

Wenn z. B. frühe Volatile leicht entweichen, wird plutonische Entwicklung statt vulkanischer begünstigt.

Wenn man aber somit annehmen muß, daß die nachträglichen und späten Volatilen teils, sogar größtenteils aus der Umgebung des Magmakörpers entstammen, so müssen auch die Schwermetallionen der dadurch abgelagerten Erze wenigstens teilweise aus den Nebengesteinen entstammen. Eine Kontrolle dieser Annahme wird zunächst durch einen Vergleich der verschiedenen durchschnittlichen Schwermetallgehalte der Magmatite und Sedimentgesteine ermöglicht. Je größer diese Gehalte sind, desto größer ist, unter sonst gleichen Verhältnissen, auch ihre Anreicherungsmöglichkeit, da Spurenelemente offenbar sowohl bei magmatischen als auch bei sedimentären Erzanhäufungen die Ausgangssubstanzen darstellen. Die meisten Spurenelemente sind nämlich sowohl in den Magmen als auch in festen Gesteinen in einem zur Auslaugung besonders geeigneten Zustand: sie sind im Kristall und sogar gewissermaßen schon in der silikatischen Schmelze inkongruent (halb) gebunden und auch fein verteilt.

Wir müssen aus diesem Gesichtspunkt unter den Sedimentgesteinen insbesondere die Tongesteine in Betracht ziehen, da diese die häufigsten Sedimentgesteine darstellen und durch ihre intensive epigenetische Entwässerung große Möglichkeit zur partiellen Herauslösung ihrer Spurenelemente bieten. Tongesteine können wohl auch die durch *W. E. Petrascheck* bemängelte Wassermenge bei der Propylitisierung und Kaolinisierung liefern.

Wenn Schwermetallionen aus Magmen entstammen, so müssen verschiedene den Spurengehalten der einzelnen Magmenarten entsprechende Erzformationen existieren. Es können dann z. B. gabbroide, granitoide und Alkaligesteins-Erztypen unterschieden werden. Wenn aber die Schwermetallionen hauptsächlich aus den Nebengesteinen der Magmakörper entstammen, so werden Erz-

³ Bei etwa 5000 bar und 500 °C, d. h. ca. in 15 bis 20 km Tiefe gelangt man nach Untersuchungen von *Griggs* und *Handin* [11] in die Zone des allgemeinen plastischen Fließens aller Gesteine. Hier hören Brüche und damit alle plötzlichen Druckunterschiede völlig auf. Magmabildung der beschriebenen Art infolge schmelzpunkterniedrigender Wirkung der ektomagmatischen Volatilen und der tektonisch lokalisierten Druckverminderung, sowie Migration von ekto-, echt- und stegomagmatischen Volatilen mit Bildung der „magmatischen“ Erzlagerstätten sind nicht mehr möglich. Die Gesteine niedriger Schmelzpunkte werden bei der entsprechenden Temperatur von etwa 900 bis 1000 °C (für Granit) geschmolzen und magmatisieren ihre Umgebung ohne intensive Auslösung und Konzentrierung der Schwermetallionen.

typen existieren, die der verschiedenen Umgebung entsprechen: die Pegmatite werden Mineralassoziationen enthalten, die dem Spurengehalt der unmittelbaren magmatischen Umgebung entsprechen; die verschiedenen hydrothermalen Erzgänge aber solche, die mehr den sedimentären Gesteinen bzw. Parametamorphiten entsprechen.

Tatsächlich sind gabbroide, granitische, alkalitische und ähnliche Erztypen nicht bekannt. Dagegen zeigt ein Vergleich der Spurenelementgehalte (Tabelle) den Zusammenhang, daß magmatische Gesteine reicher an siderophilen und pegmatophilen Spurenelementen sind als Tongesteine, letztere aber mehr chalkophile Buntmetalle enthalten als Magmatite. Mit anderen Worten: die magmatischen Gesteine sind reicher an Elementen, die die Pegmatite ihrer unmittelbaren Randgebiete kennzeichnen, die tonigen Gesteine sind dagegen an chalkophilen Elementen reich, die für die hydrothermalen Erzgänge charakteristisch sind. Die in den tonigen Ablagerungen besonders häufigen leichtflüchtigeren Elemente Hg, As, Sb, Se sind bezeichnenderweise in den vom Magmakörper am weitesten liegenden telemagmatischen Gängen angereichert.

Es ergibt sich die Folgerung, daß der Mineralgehalt der Pegmatite eher magmatischen oder perimagmatischen, die hydrothermalen Erzgänge zumeist sedimentären Ursprungs sind, und zwar mit abnehmenden Bildungstemperaturen in zunehmendem Grade.

Um die Plutone der perimagmatischen hochmetamorphen Gesteinsbereiche sind jedoch auch hydrothermale Erzbildungen mit ziemlich reinem magmatischem Metallgehalt zu erwarten, da die Magmen selbst die fraglichen Spuren- (zugleich Lagerstätten-) Elemente enthalten, und ihre hangenden Nebengesteine wenig stegomagmatische Lösungen zu produzieren vermögen. Diese müssen aber dann wieder spezielle chemische Merkmale haben. Tatsächlich sind sie reicher an Ni-Co-Erzgängen, aber ärmer an Gold-Silber-Vererzungen (Fehlen der propylitischen Formation, siehe weiter unten z. B. Erzgebirge, Harz).

Der größere Gehalt der Tongesteine an chalkophilen Elementen kann als Folge der größeren Mobilität chalkophiler Elemente gegenüber siderophilen gedeutet werden, wodurch diese aus den primären Magmatiten eher in die Sedimente gelangen können. Tatsächlich haben chalkophile Elemente auch höhere marine Überführungswerte als siderophile Elemente, d. h. die Verhältniszahlen ihrer Durchschnittsgehalte sind im Meerwasser und in den Abtragungsprodukten größer (0,006 ... 7,4) als die der siderophilen Elemente (0,007 ... 0,3).

Wichtig ist dabei, daß die Auslaugung von ziemlich schmalen sedimentären Nebengesteinszonen schon genügend ist zur starken Anreicherung, sogar zur Produktion mächtiger Erzlagerstätten. Die Spurenmetallmenge eines 1 m mächtigen Erzganges mit 20% durchschnittlichem Metallgehalt ist äquivalent etwa dem einer je 500 m mächtigen durchschnittlichen Gesteinszone an beiden Seiten des Erzganges [41]. Bei Herleitung der Erzgänge muß aber außerdem hauptsächlich mit der Auslaugung des unter der *Emmonsschen* „toten Zone“ der Erzbildung befindlichen mächtigen Gesteinsbereiches gerechnet werden.

Auch die zeitliche Verteilung der verschiedenen Erzbildungen ist im Einklang mit dem reinen magmatischen Ursprung der pegmatitisch-pneumatolytischen

und der zumeist gemischt magmatisch-sedimentären Abstammung der hydrothermalen Erze. Bekanntlich verändert sich der Charakter sowohl der Erzbildung wie auch des Spurengehaltes der nacheinander folgenden verschiedenen Intrusionen in demselben Orogen. Nach Untersuchungen von *Bilibin* [5], *Magakjan* [23], *Oelsner* [29], *Koptev-Dvornikow* [17], *Wahl* [47] und anderen sind die ältesten, zumeist weniger sauren Granite an den chalkophilen Elementen Pb, Zn, Cu und Ag reich, die späteren Granite an den siderophilen Fe, Co, Ni (und oft noch Cu), die jüngsten Granite aber an Sn, W, Bi (*Oelsner*) oder an U und Th (*Wahl*). Auch unter den Spurenelementen der Begleitgesteine sind zunächst Pb, Zn, Cu, später neben Pb und Zn auch Mo und Sn häufiger (*Koptev-Dvornikow*). Diese Reihenfolge entspricht der Auslaugungsmöglichkeit der sedimentären Nebengesteine, welche im nassen Zustand zunächst noch bedeutend ist. Dementsprechend geben die Nebengesteine zunächst ihre chalkophilen Elemente reichlicher ab. Später wird die Auslaugung der sedimentären Nebengesteine infolge der Austrocknung immer geringer, wodurch reinere magmatische Erzsubstanzen hauptsächlich mit siderophilen und pegmatophilen Elementen in den Erzgängen vorherrschend werden.

Nach *Magakjan* besteht ein Unterschied im Erzmaterial auch unter den verschiedenen (präkambrischen, kaledonischen, herzynischen, kimmerischen und alpinen) orogenetischen Epochen, indem der Gehalt an Pt, Ni, Co (und Au), d. h. hauptsächlich an siderophilen Elementen während der aufeinanderfolgenden orogenetischen Epochen allmählich ab-, die der zumeist chalkophilen Zn, Pb, Ag, Sb, Hg, Mo, W aber zunimmt. Auch dieser Unterschied weist auf die größere Mobilität der chalkophilen Elemente hin. Die weniger mobilen siderophilen Elemente von höheren Schmelzpunkten sind offenbar schwerer wieder zu mobilisieren. Sie bleiben meist festgebunden, wenn sie einmal auskristallisiert sind. Die leichtflüchtigeren, mobileren chalkophilen Elemente und das ebenfalls sulfophile Molybdän sind dagegen auch aus den alten Lagerstätten leichter wieder herauslösbar und werden somit häufiger in den jüngeren Orogenen.

Die auskristallisierten Ränder der Erzgänge stellen ein Hindernis für die lateralsekretionäre Materialzufuhr dar. Offenbar war dieser Umstand ein wichtiger Grund zur Vernachlässigung der Lateralsekretionshypothese und zum Ausbau der magmatischen Erzbildungstheorie. Jedoch erfolgt die Bildung der Risse und der Erzgänge allmählich: der obere und der tiefere Teil des Ganges sind nicht gleich alt. Die mit Mineralausscheidungen noch unbepanzerten Risse sind die Hauptaufnahmestellen der Schwermetallionen lateralsekretionärer Herkunft. Es muß dabei auch berücksichtigt werden, daß die Kristallisationsfolge der Gangmineralien offenbar nicht zugleich auch ihre Mobilisationsfolge darstellt. Die Kristallisationsfolge ist hauptsächlich durch Temperaturveränderungen und durch die Filtrationsfolge beim Entweichen des Lösungsmittels bedingt. Die Mobilisation ist dagegen eher ein für sämtliche Komponenten etwa gleichzeitiger Prozeß, obgleich auch dieser durch die Löslichkeit der Komponenten stark beeinflußt wird.

Statt der Lateralsekretionstheorie im ursprünglichen Sinne muß ein hemiascendentes Lateralsekretionsmodell ausgearbeitet werden. Die Entwicklung

der Risse zu Erzgängen wird an anderer Stelle besprochen. Hier soll noch einiges über Mobilisationsentfernungen erwähnt werden.

Von dem Gesichtspunkt der Mobilisation kann man zur Zeit eine vorläufige Reihenfolge nach der Mobilisationsweite aufstellen, die gewissermaßen auch eine Reihenfolge etwa der zunehmenden Vermischung der Elemente verschiedener Herkunft in der Erzsubstanz darstellt. Man muß dabei eine größere longitudinale Fließweite und eine zumeist kleine, etwa radiale Diffusionsweite unterscheiden. In letzterer Richtung werden die stegomagmatischen Substanzen, in der ersten außer der unterwegs aufgenommenen stegomagmatischen Substanzen auch die ekto- und echtmagmatischen transportiert. Das Verhältnis dieser Anteile hängt hauptsächlich von der Ergiebigkeit der Spurenelementproduktion verschiedener Geophasen in ihren verschiedenen Entwicklungsstadien und von deren Entfernung ab. Bei jeder Stufe der Mobilisation muß man wenigstens zwei Untertypen nach Bildungstiefe (sedimentärer und metamorpher Bereich) unterscheiden. Die Ergiebigkeit der Spurenelementproduktion des sedimentären Bereiches ist größer als die der metamorphen.

Die folgende Reihenfolge stellt ein vorläufiges vereinfachtes, grobes Schema dar und erhebt nicht Anspruch auf Vollständigkeit und Eindeutigkeit.

1a) Durch geringste Mobilisationsweite sind im metamorphen Bereich die teils als metamorphe Differentiationsprodukte, teils als magmatische Emanation gedeutete „Quarzinjektionen“ der Metamorphite charakteristisch. Da diese noch keine echten zusammenhängenden Gänge, sondern monomineralische Quarz-linsen zumeist ohne klaffende Spalten bilden, betrachten wir sie als metamorphe Differentiationsprodukte. Das Quarzmaterial ist etwa dem ersten kryptokristallinen Quart an den Rändern der Erzgänge ähnlich. Infolge des anfänglichen Zustandes der Auslaugung erscheint hier der Quarz allein als Produkt der im Überschuß vorhandenen Komponenten.

1b) Im sedimentären Bereich entsprechen diese Stufen vollständig ausgefüllten Mineraladern, z. B. von faserigem Gips, Anhydrit usw. in (zumeist mergeligen) Sedimentgesteinen.

Die Mobilisationsweite kann in dieser Stufe nur auf einige Meter geschätzt werden, wobei auch nicht große Unterschiede zwischen longitudinaler Fließ- und radialer Diffusionsweite zu bemerken sind.

2a) Im metamorphen Bereich entstehen ohne Mitwirkung bekannter Magmakörper die „tauben Gänge“ alpinen Typs („Kluftmineralformation“). Auch hier sind noch keine zusammenhängenden Gänge vorhanden; als stärker ausgelaugte Klüfte sind sie aber oft durch klaffende Spalten gekennzeichnet. Die chalkophilen Buntmetallsulfide treten noch in den Hintergrund. Titanminerale werden zumeist vorherrschend, die etwa die schwerlöslichsten unter den mobilisierten Elementen in den Metamorphiten darstellen. Sie können somit etwa als Mobilisationsrest der aus diesen Gesteinen ausgelaugten Produkte betrachtet werden, wie dies schon durch *Königsberger* [28] angenommen wurde. Er wies auch auf „einen Zusammenhang zwischen der Paragenese der Kluftminerale und dem Muttergestein hin, und zwar auf einen viel engeren als zwischen den Erz-

gängen und dem Gestein, in dem diese aufsteigen“, was auch ein Zeichen der meist auf einen einzigen Gesteinskörper beschränkten geringeren Mobilisationsweite ist. Man kann auf dieser Stufe daher eine Mobilisationsentfernung von einigen Dutzend, höchstens einigen hundert Metern annehmen.

2b) In dem oberen sedimentären Bereich entsprechen diesen Bildungen der Mineralklüfte der Karbonatgesteine, z. B. Typ Budaer Gebirge, wo Ba-Sr-Mineralien zumeist vorherrschend sind. Auch hier stellen Ba und Sr die verhältnismäßig schwerlöslichen Komponenten der Kalksteine und Dolomite dar, wodurch eine ähnliche Anhäufung der Restmobilisate wie im Falle der alpinen Klüfte angenommen werden kann. Die Herkunft aus dem unmittelbaren Nebengestein ist in diesem Falle kaum fraglich. Die Mobilisationsweite beträgt also auch hier etwa einige Dutzend bis einige hundert Meter.

3a, b) Eine fragliche Stufe, vielleicht mit einer Mobilisationsweite von mehreren hundert Meter (Fließweite), stellen die meisten Glieder der sog. „erzfreien Formation“ von *Schneiderhöhn* dar. Bezüglich der hierher gehörenden erzfreien Barytgänge nehmen z. B. *Engelhardt* und *Wogler* durch salzhaltiges Thermalwasser bedingte lateralsekretionäre, *Murawski* dagegen primär magmatisch-hydrothermale, *Schneiderhöhn* aber sekundärhydrothermal umgelagerte Abstammungen an [8]. Nach *C. D. Werner* konnte die Frage nach der Herkunft hier nicht geklärt werden.

„Eine Deszendenz des Sauerstoffs ist generell abzulehnen. Es besteht zweifellos ein Zusammenhang zwischen der Mineralisation und dem tertiären Basaltvulkanismus (CO₂, thermische Energie; Fe); Ba, F und Si lassen sich dagegen nicht aus basaltischem Magma ableiten“ [48]. Im Hüttenberger Erzgebirge kommt Gips- und Coelestinmetasomatose in genetischem Zusammenhang mit der (nach *Angel* durch die erwähnte metamorphe Mobilisierung entstandene) Eisenspatvererzung vor (*H. Meixner* [24]). Offenbar sind somit diese Barytgänge nicht von einheitlichem Ursprung.

Witherit- und Fluoritgänge zeigen sogar mehr Zeichen von „magmatischem“ Ursprung durch ihren spärlichen Gehalt an Uranmineralien und Sulfiden.

Eine abwechslungsreiche Genese muß insbesondere für die erzleeren Quarzgänge angenommen werden. Ihre Trennung von den oben erwähnten, durch metamorphe Differentiation (d. h. Lateralsekretion) entstandenen Quarzlinzen der Metamorphite ist nicht immer leicht. Die echten Quarzgänge stellen wahrscheinlich meist erzleere Anfänge und Endigungen „magmatischer“ Gänge dar und dürften somit die embatholithischen bzw. akrobatholithischen Zonen kennzeichnen. Die ersten sind nach *Schneiderhöhn* hochthermal, meist grobkristallin, derb und massig, fast ohne Drusen und meist stark tektonisiert. Die niedrigthermalen „akrobatholithischen“ Quarzgänge haben dagegen gebänderte, lagige, meist feinkristalline bis dichte (bzw. Hornstein-) Strukturen mit Zeichen kolloidaler Entstehung [39]. Allerdings stellen solche akrobatholithischen niedrigthermalen Quarzgänge nicht die einzige Art von tauben hydrothermalen Gängen dar. Eine andere Art ist unter Punkt 5a bis b) beschrieben.

4a) Die reinsten magmatisch hydrothermalen Erzbildungen (Typ Tschechisch-Sächsisches Erzgebirge) kommen in Bereichen mit schon prämagmatisch kri-

stalliner Umgebung und mit seichtem Magmaherd vor. Im Falle des Erzgebirges ist z. B. die Metamorphose etwa assyntisch, der Magmatismus etwa herzyn. Der Magmaherd liegt hier nach *Baumann* [4] etwa 3 bis 4 km tief. Im allgemeinen kann die Mobilisationsweite in dieser Gruppe schon einige km betragen.

In dieser Gruppe scheinen die Ni-Co-U-Erzformationen häufiger zu sein, im Gegensatz zu den gemischten Hydrothermen. Dies steht im Einklang mit dem Umstand, daß die siderophilen und pegmatophilen Elemente Ni, Co, U schon als Spurenelemente in den Magmatiten häufiger sind als in den Sedimentgesteinen. Übrigens erscheint auch in dieser Gruppe eine Vererzung nicht in jedem Zyklus, wahrscheinlich z. T. wegen der erwähnten Unterschiede der Mobilisierbarkeit verschiedener Elemente, teils infolge der durch die Tektonik bedingten Verschiedenheiten, z. B. der Fließgeschwindigkeiten der Hydrothermen. Im Freiburger Revier ist z. B. die „Edle Quarzformation“ mit sulfophilen Elementen an den ersten, die anderen sulfidischen Formationen an den Anfang der dritten (letzten), die Sn-W-Formation an das Ende des dritten Eruptionszyklus gebunden [4]. Auch hier werden also zunächst die leichter mobilisierbaren chalkophilen Elemente konzentriert, wobei sich die höherthermalen Teile — (Edle Quarzformation) — besonders beständig gegen spätere Mobilisation erweisen. Endlich erreichen auch die schwer mobilisierbaren pegmatophilen Elemente Sn—Mo—W genügende Konzentration und kristallisieren im höheren magmatischen Bereich. Die Mineralisation dieser und der entsprechenden Erzformation im sedimentären Bereich ist an Elementen und Mineralarten am reichsten. Die durch die chalkophilen Anionen festgehaltenen chalkophilen Buntmetall-Spurenelemente des Magmas und im Falle 4 b) seiner sedimentären Umgebung — sind hier sämtlich vorhanden. (Man muß dabei die gesamte Folge des hydrothermalen Bereichs berücksichtigen.)

4 b) Alle Übergänge von den (fast) reinmagmatischen hydrothermalen Erzgängen über die verschiedenen gemischt magmatisch-metamorph-sedimentären bis zu den (fast) reinen sedimentären hydrothermalen „magmatischen“ Erzgängen sind auf Grund obiger Ableitung innerhalb dieser Gruppe der „magmatischen“ Erzgänge im sedimentären Bereich anzunehmen. Die Zunahme der nichtmagmatischen Komponenten ergibt wahrscheinlich auch eine gleichzeitige Zunahme der (gesamten) Mobilisationsweite der Schwermetallionen, zugleich mit einer Zunahme der vertikalen Ausdehnung der Gänge bzw. der Vererzungszone.

Einen gemischt magmatisch-sedimentären Erztyp stellt wahrscheinlich die besonders an den sedimentären Bereich gebundene propylitische „junge“ Gold-Silber-Formation des orogenetischen subsequenten Vulkanismus dar. Der besondere Reichtum des Goldes in dieser Formation kann oft mit einer Anreicherung durch Auslaugung von Tongesteinen mit Gehalten an organischen Substanzen in Verbindung gebracht werden. In den Magmatiten und somit vermutlich auch in den gewöhnlichen Magmen — ist nämlich der Gehalt an Gold nur etwa 0,002 g/t; eine beginnende Anreicherung des Goldes von etwa 0,5 bis 2,5 g/t ist aber hauptsächlich in den tonigen Gesteinen mit reichlichem Gehalt an organischen Substanzen bekannt. Eine devolatisierende Auslaugung dieser angerei-

cherten Sedimente oder Magmatite und ihrer metamorphen Derivate und die Einwanderung der Auslaugungsprodukte in den magmatischen Körper ist durch die Propylitisierung der magmatischen Umgebung dieser Erzformation ziemlich klar bewiesen.

Auch hier kann die Mobilisationsweite der Elemente von mehreren hundert Metern bis 2 km ausmachen.

5 a, b) Einen noch größeren Migrationsbetrag von etwa vielleicht 5 bis 15 km kann z. B. bei der hydrothermalen Antimon-Arsen-, Quecksilber- und Selen-Formation angenommen werden. Diese Lagerstätten stellen bekanntlich stets apo-(tele-)magmatische und niedrigthermale Bildungen dar. Bei ihrer weitreichenden Wanderung wird aber die noch gelöst vorhandene Elementenassoziation sehr verarmt, so daß man es hier meist nur mit Sb-, As- und Hg-Mineralien zu tun hat. Hier können plutonische und subvulkanische Typen nicht immer klar unterschieden werden (*Schneiderhöhn* [39]). Regenerierungserscheinungen sind aber wohl möglich. Die häufige Anreicherung des Sb-, As- und Hg-Gehaltes durch Auslaugung toniger Ablagerungen ist wahrscheinlich, da diese 4- bis 6mal reicher an den fraglichen Elementen als die Magmatite sind. Die Hauptabfuhrwege epigenetischer Entwässerung der Sedimentgesteine sind möglicherweise teils solche Gänge.

Ähnliche Lagerstätten in kristalliner Umgebung können teilweise mit nachträglicher Metamorphose von ursprünglichen sedimentären Gesteinen und teilweise mit Auslaugung von Paraepimetamorphiten erklärt werden. Auf die Möglichkeit von intensiver Volatilproduktion durch Metamorphose weisen unsere Experimente hin, nach welcher volatilreiche epimetamorphe Gesteine, z. B. Chloritschiefer, eine positiv-transvaporisatorische Migration der Volatile schon bei etwa 600 °C bei einer Umwandlung von orthomagmatischen Gesteinen in Metamagmatite hervorzurufen vermögen.

Verschiedene Herkunftsmöglichkeiten sind jedoch auch auf dieser Stufe zu berücksichtigen. Im Ferghana-Gebiet kommen z. B. Antimonlagerstätten in Kalksteinen um Granite vor, wobei der magmatische Ursprung sehr wahrscheinlich erscheint. Komplexe Genese ist z. B. im Falle des Selenvorkommens von Tilkerode wahrscheinlich. Dieses enthält nach *Tischendorf* [46] primär ascendente Hämatit sowie Gangkarbonat und aus dem umgebenden Graptolithenschiefer ausgelaugte Selenide, wobei letztere von den Sulfiden durch Redoxverhältnisse abgesondert wurden.

In dieser Weise müssen wenigstens zwei Arten von Gangendigungen unterschieden werden, und zwar die niedrig thermalen erzleeren Quarzgänge und die As—Sb—Hg—Se-Gänge. Erstere erscheinen die Endigungen von kurzen Gängen mit geringer longitudinaler Fließ- und noch geringerer radialer Diffusionsentfernung zu bilden, letztere aber die von sehr langen Gängen mit bedeutendem Fließ- und Diffusionsentfernungen.

Es ist dabei auch zu berücksichtigen, daß die Absonderung von niedrigtemperierten Quarz- und Sulfidgängen durch die pH-Werte beeinflusst wird, sulfidische Lagerstätten benötigen hauptsächlich höhere pH-Werte, da Sulfide in sauren Medien löslich sind. Umgekehrt sind die Verhältnisse bei den reinen Quarzgän-

gen: diese können ohne Sulfidminerale z. B. bei niedrigen pH-Werten entstehen (in Kategorien bei Zimmertemperatur).

Im allgemeinen sind Sulfidmineralanhäufungen im niedrig temperierten Bereich dadurch besonders möglich, daß die Anionen mit großen Radien (S^{2-} und noch stärker Se^{2-} und ähnliche Anionen), d. h. die mit geringen Ionenpotentialen, noch unter etwa 400 °C mobil und sehr transportfähig sind.

Eine nähere Abstufung der Migrationsentfernungen ist für die letztbesprochenen Stufen 4 und 5 durch die Teleskopierung bzw. durch die zonale Anordnung der Erzparagenesen möglich. Genaue absolute Zahlenwerte der Migrationsentfernungen sind jedoch nicht anzugeben, da sie von vielen Nebenfaktoren, z. B. Temperaturgefällen, pH- und Eh-Werten abhängen. Somit beeinflussen die Nebengesteine und ihre Schwermetallionenlieferung nicht nur die Zusammensetzung der Erzgänge, sondern auch ihre vertikale Ausdehnung (Teufenunterschied) und laterale Erstreckung.

Die klassische Theorie der Erzbildung wurde auf Grund unmittelbar beobachtbarer Tatsachen entwickelt. Tiefliegende Nebengesteine der Erzgänge und ihre statistischen Durchschnittswerte konnten dabei noch nicht berücksichtigt werden. Auch konnte der Umstand nicht in Betracht gezogen werden, daß selbst metamorphe Nebengesteine, die vor der magmatischen Tätigkeit einen niedrigeren Metamorphosegrad und höheren Wassergehalt zeigen, dementsprechend auch zur Schwermetallionenlieferung fähig waren.

Wie wenig die Wirkungen der Nebengesteine auf den Magmatismus bisher in Betracht gezogen wurden, zeigt, daß vulkanologische, petrologische und lagerstättenkundliche Bücher keine systematischen Daten über Nebengesteine enthalten. Aus dieser Sicht bedarf noch fast die ganze Erdoberfläche einer systematischen Bearbeitung.

Die Weiterentwicklung der Erzlagerstättenlehre und die Ermöglichung einer wissenschaftlichen Erzvorratsprognose werden durch systematische Berücksichtigung der tieferen Nebengesteine besonders gefördert, was durch Zunahme der Tiefbohrstätigkeit allmählich ermöglicht wird.

Ergebnisse

1. Verschiedene Erztypen nach Magmenarten sind nicht bekannt, was allerdings zu erwarten wäre, wenn sie als rein magmatische Produkte entstanden wären. Die Absonderung von Pegmatiten, Pneumatolyten, kata-, meso-, epi-, telethermalen Erzgängen — hauptsächlich durch Temperatur- und Filtrierbarkeitsunterschiede bedingt —, deutet dagegen auf zunehmend „sedimentäre“ Elementassoziation hin. Sedimente, insbesondere Tongesteine, sind nämlich reicher an den chalkophilen Elementen der hydrothermalen Erzgänge als Magmatite. Magmatite sind dagegen reicher an siderophilen und pegmatophilen Spurenelementen als Tongesteine (Tabelle 1). Entsprechende Unterschiede erscheinen bei der Absonderung der Pegmatite (Anreicherung an „magmatischen“ Spurenelementen), kata-mesothermale Erzgänge (Anreicherung gemischt „magmatisch-sedimentärer“ Spurenelemente) und telethermale Gänge (Anreicherung an hauptsächlich „sedimentären“ Spurenelementen).

Tabelle 1. Durchschnittsgehalte

Element	In Magmatiten [g/t]		In Tongesteinen [g/t]		Tongesteins- gehalt/ Magmatit- gehalt
Chalkophile Elemente					
Cu	70	(55)	192	(45)	3—0,9
Ag	0,1	(0,08)	0,05	(0,07)	0,5 (1)
Zn	132	(40)	200—1000	(95)	4—2
Cd	0,15		0,3		2
Hg	0,08		0,3	(0,4)	4—5
Ga	15	(19)	50	(19)	3—1
In	0,1	(0,1)	0,5	(0,1)	5—1
Tl	0,3—3	(1,3)	2	(1,4)	6—1
Ge	7 (?)	(1,1)	7	(1,6)	1
Sn	40	(2)	40	(4—6)	1—3
Pb	16	(15)	20	(20—140)	1—5
As	5	(2)	5	(7—13)	1—5
Sb	1	(0,1—0,2)	3	(1,5)	3—10
Bi	0,2		1		5
S	520		2600		5
Se	0,09		0,6		6
Pegmatophile und siderophile Elemente					
Sc	5	(20)	0,5	(13)	0,1—0,7
Th	11,5		10	(12)	1
U	4		1,2	(3,7)	0,3—0,9
Ti	4400		4300	(4600)	1
Zr	220		120	(160)	0,5—0,8
V	150	(120)	120	(130)	0,8—1
Nb	27	(24)		(11)	0,5
Ta	2,1	(2)		(0,8—3,5)	1
Cr	200	(100)	410—680	(99)	2—1
Mo	3	(1)	2,6		1 (3)
W	1,5—69	(2,1)	1—2	(1,8)	0,1—1
Mn	1000		620	(850)	0,6—0,8
Co	23	(20)	8	(19)	0,3—1
Ni	80		24	(68)	0,3—0,8
Fe	50,000		47,200		1

2. Durch Erhitzen tonig-mergeliger Gesteine und pyrit-karbonathaltiger Hypo- und Metamagmatite bei Hochdruck werden auch experimentell Karbonat- und Sulfidionen enthaltende Lösungen erzeugt, die eine den Hydrothermen bzw. postvulkanischen Mineralwässern ähnliche Zusammensetzung haben. Auf Grund dieser Daten wurden die theoretischen Möglichkeiten der nicht echt-magmatischen Abstammung der sog. „magmatischen Erze“ untersucht.

3. Theoretisch sind drei Hauptarten der Volatile (zugleich drei Arten der Volatilenmobilisation) während der hypabyssischen anatektischen Magmentätigkeit zu unterscheiden:

a) *ektomagmatische Volatile*, die hauptsächlich prämagmatisch zu den die Magma-bildung hervorrufenden tektonischen Druckminderungsstellen aus der festen Umgebung migrieren und zur Bildung des Magmas beitragen;

b) die teils aus den ektomagmatischen Volatilen entstammenden, teils aber *echtmagmatischen Volatile*, die — nicht in die Hochtemperaturkristalle eingebaut — während der Hauptkristallisation frei werden, sich dann zumeist perimagmatisch anhäufen, später bei der pegmatitisch-pneumatolytischen Kristallisation diese stark beeinflussen, endlich den stegomagmatischen Volatilen beigemischt hydrothermale Lösungen bilden;

c) *stegomagmatische Volatile*, die spät- und postmagmatisch aus den Hangendgesteinen des Magmakörpers — durch die vom Magma ausgehende ascendente Wärmewelle mobilisiert — in die peri- und apomagmatischen Spalten migrieren und unter Bildung der hydrothermalen Erzgänge abgeführt werden.

Alle drei Volatile lösen verhältnismäßig große Mengen der fein verteilten, inkongruent gebundenen, leicht mobilisierbaren Schwermetallionen ihrer silikatischen Muttergesteine, die dann spät- und postmagmatisch in den pegmatitischen, pneumatolytischen und hydrothermalen Lagerstätten abgelagert sein können.

4. Zwei Arten der ekto-, echt- und stegomagmatischen Volatilwanderung werden unterschieden: die etwa radiale Diffusion durch feste Gesteine und die longitudinale Fließbewegung entlang der Spaltengänge. Stegomagmatische Lösungen werden durch die radiale Diffusion zugeführt. Dieselben werden mit den ekto- und echtmagmatischen Lösungen gemischt hauptsächlich durch die longitudinale Fließbewegung abgeführt. Infolge der graduellen Entwicklung der Erzgangsysteme hindern die an den Rändern eines Gangabschnittes auskristallisierten Minerale nicht die Aufnahme weiterer stegomagmatischer Lösungen in anderen Gangabschnitten.

5. Gänge hydrothermalen Temperaturbereichs können nach zunehmenden Migrationsentfernungen (m. E.) etwa folgenderweise eingeteilt werden:

a) Quarz-, „Injektionen“ der Metamorphite und Mineraladern der Sedimentgesteine; Typ faseriger Gips: m. E. einige Meter;

b) Mineralklüfte alpinen Typs in Metamorphiten und vom Budaer Typ in Sedimentgesteinen: m. E. einige Dutzend bis einige hundert Meter;

c) Leere Baryt- etc. Gänge in verschiedenen Gesteinen: m. E. mehrere hundert Meter bis wenige Kilometer;

d₁) Sulfidische Erzgänge in Metamorphiten, zumeist reich an Ni—Co-Erzgängen, mit Übergewicht von Metallionen magmatischen Ursprungs;

d₂) sulfidische Erzgänge im sedimentären Bereich, zumeist reich an propylitischen Gold—Silber-Gängen mit Metallionen gemischt magmatisch-sedimentären Ursprungs: m. E. einige Kilometer;

- e) Telethermale Sb—Hg—As—Se-Gänge in tonigen Bereichen mit Übergewicht von Metallionen sedimentären Ursprungs: m. E. max. 10 bis 15 km.
6. Auch die zeitliche Folge verschiedener Erzformationen innerhalb desselben Orogens und die Veränderungen der Metallverteilung in den nacheinanderfolgenden orogenetischen Epochen sind mit gemischter hemiascendenter lateralsekretionärer Herkunft der Schwermetallionen besser zu klären.
7. In der Zone des plastischen Fließens etwa unter 15 bis 20 km Tiefe hört die beschriebene Art der Magma- und Erzbildung mit den ekto-, echt- und stegomagmatischen Volatilen auf und gibt der migmatischen Magmaentwicklung ohne Erzbildung Raum.
8. All dies führt zu einer Synthese der klassischen magmatisch-ascendenten und der lateralsekretionären Theorien der sog. magmatischen Erzbildungen. Nach dieser Synthese entstammt die Erzsubstanz durch Auslaugung der Spurenelementgehalte hauptsächlich aus den unter den Erzen und um den Magmakörper befindlichen Nebengesteinen; daneben ist der aus dem Magma selbst entstammende Teil oft nur verhältnismäßig gering. Die klassische, rein magmatische Abstammungstheorie stellt eine mögliche, aber extreme Bildungsart dar, die Lateralsekretion in ihrer ursprünglichen nicht hemiascendenten Form ist aber aus dem Gesichtspunkt der neuen Synthese ziemlich unhaltbar.

Literatur

- [1] *Angel, F. und Tröger, F.*: Ablauf der Spatmagnetit-Metasomatose. Radex Rundschau (1953), 3/5.
- [2] *Backlund, H.*: Zum Werdegang der Erze. Geol. Rundschau **32** (1941), S. 60.
- [3] *Barsukov, V. L.*: Die Migrationsform des Zinns in hydrothermalen Lösungen (russisch). Dokl. Akad. Nauk SSSR, **93** (1953), S. 1065.
- [4] *Baumann, L.*: Tektonik und Genesis der Erzlagerstätten in Freiberg. Freib. Forsch.-H. C 46, Berlin: Akademie-Verlag 1958.
- [5] *Bilibin, V. A.*: On geochemical types of orogenic zones. Intern. Geol. London, 1948, Proc. (1950).
- [6] *Butler, B. S.*: Influence of the replaced rock on replacement minerals associated with ore minerals. Econ. Geol. (1932), S. 1.
- [7] *Clar, E., und Friedrich, O.*: Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. Zeitschr. prakt. Geol. **31** (1933), S. 73—79.
- [8] *Fischer, W.*: Gesteins- und Lagerstättenbildung im Wandel der wissenschaftlichen Anschauung. Stuttgart 1961.
- [9] *Foshag, W. G.*: The aqueous emanation of Paricutin volcano. Am. Min. **35** (1950), S. 749.
- [10] *Germanov, A. J.*: The role of hypogene waters in the hydrothermal ore formation (russisch). Izv. Akad. Nauk, SSSE, Ser. Geol. (1953), S. 27.
- [11] *Griggs, D., und Handin, J.*: Observations on fracture and a hypothesis of Earthquakes. Mem. Geol. Soc. Amer. (1960), S. 347.
- [12] *Guimaraes, D.*: Geochemie der Magmen und die Entstehung der Granite. Zentralbl. f. Min. II (1952), S. 128.
- [13] *Ingerson, E.*: Relation of critical and supercritical phenomena of solutions to geologic process. Econ. Geol. **29** (1934), S. 454.
- [14] *Ingerson, E. und Morey, G. W.*: Nature of the ore forming fluid. Econ. Geol. **35** (1940), S. 772.

- [15] *Kaszanitzky, F.*: Genetic relations of ore occurrence in the Western Mátra Mts. Hungary, Ann. Nat. Museum Hungar. **51** (1959), S. 5.
- [16] *Kennedy, G. C.*: Some aspects of the role of water in rock melts. Crust. of the Earth, a Symposium, Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. **62** (1955), S. 489.
- [17] *Koptev-Dvornikow et al.*: Zakonomernosti formirovanija intrusivnych kompleksov. Symposium geochimij redkich elementov v svjazi problemoi petrogenezica. (Gesetzmäßigkeiten der Bildung von Intrusivkomplexen; Symp. der Geochemie der Spurenelemente in Verbindung mit Problemen der Petrogenese). Moskau 1957.
- [18] *Koržinskij, D. S.*: Phase rule and geochemical mobility of elements. Internat. Geol. Congr. 1948. London, Proc. II. S. 50—57, 1950.
- [19] *Koržinskij, D. S.*: Differential mobility of components and metasomatic zoning in metamorphism. Internat. Geol. Congr. 1948, London, Proc. III, S. 65—72, 1950.
- [20] *Lindgren, W.*: Waters, magmatic and meteoric. Econ. Geol. **30** (1935), S. 463.
- [21] *Mackay, R. A.*: The control of impounding structures on ore deposition. Econ. Geol. **41** (1946), S. 13—46.
- [22] *Mackay, R. A.*: Contrast in rock permeability as a major cause in ore deposition. Intern. Geol. Congr. 1948, Rep. XIII, S. 165—191, 1950.
- [23] *Magakjan, I. G.*: Osnovi metallogenii materikow Erevan, 1959.
- [24] *Meixner, H.*: Über das Vorkommen von Coelestin-Kristallen und von Coelestin-Metasomatose in den Silikatmarmoren des Hüttenberger Erzgebirges. Fortsch. d. Min. **36** (1958), S. 53.
- [25] *Newhouse, W. H.*: The time sequence of hypogene ore mineral deposition. Econ. Geol. **23** (1928).
- [26] *Niggli, P.*: Versuch einer natürlichen Klassifikation der in weiterem Sinn magmatischen Erzlagerstätten, Abh. prakt. Geol. 1925.
- [27] *Niggli, P.*: Das Magma und seine Produkte. Leipzig 1937.
- [28] *Niggli, P., Königsberger, J., und Parker, R. J.*: Die Mineralien der Schweizer Alpen, I—II. Basel 1940.
- [29] *Oelsner, O.*: Die pegmatitisch-pneumatolytischen Lagerstätten des Erzgebirges mit Ausnahme der Kontaktlagerstätten. Freib. Forsch.-H. C 4, Berlin: Akademie-Verlag 1952, 80 S.
- [30a] *Ovčinnikov, L. N.*: Study of the filtration of solutions under pressure (russisch). Trudy IGEM AN SSSR (1956) 6.
- [30b] *Ovčinnikov, L. N.*: The geochemical mobility of elements in the light of experimental data (russisch). Doklady AN SSSR (1956) 1.
- [31] *Petrascheck, W. E.*: Magmatismus und Metallogene in Südosteuropa. Geol. Rundschau **42** (1953), S. 128.
- [32] *Pietzsch, K.*: Die Gneise des Sächsischen Erzgebirges. Geologie **3** (1954), S. 391.
- [33] *Ridge, J. D.*: The transportation and deposition of hydrothermal minerals. XX. Congr. Intern. Mexico, 1956, Reseumenes.
- [34] *Rösler, H. J.*: Einige Beobachtungen und Gedanken zur Frage des Wassergehaltes basischer Magmen und Gesteine. Ber. Geol. Ges. DDR (1963), Sonderh. S. 97.
- [35] *Schneiderhöhn, H.*: Bildungsgesetze eruptiver Lagerstätten und Beziehungen zwischen den Metallprovinzen und den Eruptivgesteinsprovinzen. Metall und Erz, **22** (1955), S. 267.
- [36] *Schneiderhöhn, H.*: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena 1941.
- [37] *Schneiderhöhn, H.*: Genetische Lagerstättengliederung auf tektonischer Grundlage. N. Jb. f. Min. **47** (1952).
- [38] *Schneiderhöhn, H.*: Die Erzlagerstätten der Erde. I. Stuttgart 1958.
- [39] *Schneiderhöhn, H.*: Erzlagerstätten. 4. Aufl., Stuttgart 1962.
- [40] *Szádeczky-Kardoss, E.*: Über die Energetik der magmatischen Gesteins- und Erzgebilde. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. III (1935), S. 116.

- [41] *Szádeczky-Kardoss, E.*: Geochemie (ungarisch). Budapest 1955.
- [42] *Szádeczky-Kardoss, E.*: Hydrated ionic radii and hydrothermal ore genesis from the point of view of the geochemical potentials. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* V (1958), S. 351—357.
- [43] *Szádeczky-Kardoss, E.*: On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* (1958), S. 197.
- [44] *Szádeczky-Kardoss, E.*: Über Migrationserscheinungen magmatischer und metamorpher Gesteinsbildungsprozesse. *Freib. Forsch.-H. C* 58, Berlin: Akademie-Verlag 1959, S. 66.
- [45] *Szádeczky-Kardoss, E., Pesty, L., Kliburszky, B., u. a.*: Complex experimental petrologic investigations on the interchange of rocks and magma. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* VIII (1964).
- [46] *Tischendorf, G.*: Über die Genesis von Selenid-Vorkommen. *Fortschr. d. Min.* 37 (1959), S. 59.
- [47] *Wahl, W.*: Altersvergleich der Orogenesen und Versuch einer Korrelation des Grundgebirges in verschiedenen Teilen der Erde. *Geol. Rundsch.* 34 (1934), S. 209.
- [48] *Werner, C. D.*: Geochemie und Paragenese saxonischer Schwespatlagerstätten in Thüringen. *Fortschr. d. Min.* 36 (1958), S. 52.
- [49] *Zyka, V.*: Die Rolle der Ölfeldwässer bei der Akkumulation und Verteilung der chemischen Elemente. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 5 (1958), S. 435.

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

Zur Festlegung des geologischen Schwellengehaltes

Von *F. Stammberger*, Berlin

Wenn eine neue Lagerstätte entdeckt wurde, interessiert vor allem, ob sie industriell genutzt werden kann oder nicht. Zur Entscheidung dieser Frage werden die sich aus der Lagerstätte anbietenden bergmännischen Möglichkeiten an den Forderungen der Industrie gemessen. Es wird geprüft, ob die Mächtigkeit der Erzkörper, ihre Gehalte und Größe, ihre Lagerungsverhältnisse sowie die hydro- und ingenieurgeologischen Verhältnisse den technisch-ökonomisch begründeten Forderungen des Bergbaus und der weiterverarbeitenden Industrie genügen. Daraus folgt, daß die Lagerstättenparameter durch geologisch-ökonomische Faktoren bestimmt werden, die Lagerstätten erkundung eine geologisch-ökonomische Disziplin ist und deshalb mit vollem Recht von Fachleuten der USA als *economic geology* bezeichnet wird.

In Verkennung der Tatsache, daß in der geologischen Erkundung Geologie und Ökonomie untrennbar miteinander verwachsen sind und beide gleichzeitig die Art und Weise, den Umfang und die Detailliertheit der Untersuchung ebenso beeinflussen wie die Beurteilung des Ergebnisses, werden bei uns noch immer geologische Probleme losgelöst von den sie maßgebend beeinflussenden ökonomischen Faktoren bearbeitet: Fehlentscheidungen oder lückenhafte Arbeit sind dadurch geradezu unvermeidlich.

Entscheidend für die Beurteilung vieler Lagerstätten ist die Qualität ihrer Rohstoffe, vor allem der Gehalte an Nutzkomponente. Deshalb hat die Zentrale Vorratskommission für mineralische Rohstoffe der DDR in ihren Instruktionen und Veröffentlichungen den Erkundungsgeologen eine Reihe grundsätzlicher Hinweise für die Beurteilung dieses Parameters gegeben. Besonders wichtig sind zwei von ihr in die Lagerstätten erkundung eingeführte Begriffe: der industrielle Minimalgehalt und der geologische Schwellengehalt.

Der industrielle Minimalgehalt ist ein unterer Grenzwert für den Durchschnittsgehalt des aus der Lagerstätte zur Weiterverarbeitung gelieferten Rohstoffs, z. B. eines Erzes.

Der geologische Schwellengehalt gibt jene Gehaltsgrenze an, bis zu der unter dem industriellen Minimalgehalt liegendes Erz zur Verschneidung anstehender besserer Partien benutzt werden darf. Beide Begriffe sind für die praktische Arbeit von größter Bedeutung; ihre Werte müssen deshalb in den Konditionen zur Berechnung und zum Abbau der Vorräte vorgegeben werden.

In der in den Jahren 1959/61 in der DDR geführten Aussprache zur Festlegung der Konditionen wurde leider — aus damals durchaus verständlichen Gründen — der geologische Schwellengehalt etwas vernachlässigt. Das führte zu falschen Auslegungen und Deutungen sowie Fehlern in der praktischen Arbeit. Obwohl an anderer Stelle [1] bereits einige grundsätzliche Richtigstellungen getroffen wurden, zeigt die Praxis der ZVK, daß dies nicht genügt. Die folgenden Bemerkungen sollen bestehende Unklarheiten klären helfen.

Dabei sei angenommen, daß

- a) für die Lagerstätte der industrielle Minimalgehalt richtig festgelegt sei;
- b) innerhalb der Lagerstätte beträchtliche Erzmengen anstehen, die mit ihrem Gehalt unter dem industriellen Minimalgehalt liegen. Dieses Erz sei als Armerz bezeichnet.

Bei richtig festgelegtem industriellem Minimalgehalt entspricht der Erlös für Erz mit diesem Gehalt den betriebswirtschaftlich vorgesehenen Kosten, d. h. er deckt in der Regel die Selbstkosten und ermöglicht einen Gewinn oder erreicht in Ausnahmefällen nur einen vorgesehenen Teil der Selbstkosten, wobei der Rest staatlich subventioniert wird.

In jeder Lagerstätte sind jedoch nicht nur arme und dem industriellen Minimalgehalt entsprechende Erze vorhanden, sondern in der Regel auch größere oder kleinere Erzpartien mit über dem industriellen Minimalgehalt liegender Metallführung. Deshalb muß der Erkundungsgeologe gewöhnlich die nicht einfache Frage beantworten: Was muß als Vorratsbasis aus der Summe aller bestehenden Erze für einen zukünftigen (oder bereits bestehenden) Betrieb ausgewiesen werden?

Der Betrieb könnte nur Erze mit und über dem industriellen Minimalgehalt liegender Metallführung abbauen, dadurch seinen Erlös (d. h. Gewinn) steigern bzw. seine Subvention senken, zugleich jedoch damit auch seine Vorratsbasis einengen (mit allen sich daraus ergebenden ökonomischen Folgen).

Der Betrieb könnte andererseits soviel Armerz abbauen, daß im Durchschnitt der industrielle Minimalgehalt noch eingehalten wird, der Jahresgewinn zwar nicht erhöht, die Lebensdauer des Betriebes jedoch verlängert wird (mit allen sich hieraus ergebenden Folgen).

Eine richtige Entscheidung kann nur getroffen werden, wenn der geologische Schwellengehalt nicht nur richtig festgelegt, sondern auch richtig verstanden und behandelt wird. Folgende Gesichtspunkte sind dabei zu beachten:

Die Armerze dürfen nicht nur nach ihrem Gehalt betrachtet werden

Jede praktische Entscheidung hängt nicht allein davon ab, welche Erzmengen mit welchen Gehalten (unter dem industriellen Minimalgehalt) vorhanden sind. Von Bedeutung ist außerdem,

- a) wo sie in der Lagerstätte anstehen und
- b) welche Vorschriften für die Einhaltung des industriellen Minimalgehaltes die bestätigte Kondition enthält.

Zunächst muß selbstverständlich geprüft werden, welche Metallinhalte in welchen Gehaltsbereichen (unter dem industriellen Minimalgehalt) und in welchen Erzmengen unter den Armerzen vertreten sind. Herrscht darüber keine Klarheit, kann keine der anschließend zu entscheidenden Fragen mit Sachkenntnis beurteilt werden.

Anschließend müssen die Konditionsvorschriften für den industriellen Minimalgehalt geprüft werden. Wenn dort — aus technologischen oder anderen Gründen — vorgeschrieben wurde, daß der vorgegebene industrielle Minimalgehalt täglich oder in jeder Schicht eingehalten werden muß, ist ein Abbau von Verschneidungserzen nur möglich, wenn sie zwischen Reicherzen in zur Verschneidung passenden Mengen anstehen oder der Abbau an mehreren Stellen der Lagerstätte gleichzeitig durchgeführt werden kann, so daß Reich- und Armerz in Höhe des industriellen Minimums gemischt werden kann.

Schließlich darf der geologische Schwellengehalt, d. h. der Grenzgehalt, bis zu dem Erz zur Verschneidung verwendet wird, nicht als eine Direktive verstanden werden, daß mit dem gesamten, diesem Gehalt noch entsprechenden Erz unbedingt verschnitten werden muß (solange der industrielle Minimalgehalt nicht unterschritten wird).

Die geologischen Verhältnisse, die Naturbedingungen, beeinflussen die Produktivität der Arbeit im Bergbau. Der gleiche Arbeitsaufwand führt in reichen Lagerstätten zu einem größeren Ergebnis als in einer armen. Das Verschneiden reicher Erzpartien mit minderwertigen hat nicht das Ziel, unter allen Umständen das Arbeitsergebnis in der Lagerstätte auf das mindestzulässige, d. h. auf das beim industriellen Minimalgehalt noch vertretbare, herabzudrücken. Für das Ausmaß des Verschneidens sind nicht der vorgegebene geologische Schwellengehalt maßgebend, sondern die konkreten geologisch-ökonomischen Verhältnisse.

Folglich ist es auch unrichtig, die Entscheidung über die Verschneidung mit Armerz nur auf eine Gegenüberstellung der Gehalte und der entsprechenden Erzmengen aufzubauen. Insbesondere ist es falsch, auf dieser Basis verbindlich festzulegen, daß das ganze Armerz (bis zur Höhe des geologischen Schwellengehaltes) als Bilanzvorrat zu betrachten ist, wenn der industrielle Minimalgehalt für die Lagerstätte nicht unterschritten wird. Werden diese Gesichtspunkte bei der Einbeziehung von Armerz in den Vorratsumriß nicht berücksichtigt, sind Fehlentscheidungen fast unvermeidlich.

Die Armerze müssen auch ökonomisch differenziert betrachtet werden

In der Regel wird gegenwärtig noch übersehen, daß sich die Armerze nicht nur durch ihre Metallinhalte unterscheiden, sondern auch durch die bei ihrer Gewinnung anfallenden Kosten (die ihren Metallgehalten gegenüberzustellen sind). Diese unterschiedlichen Kosten ergeben sich vor allem aus ihrer räumlichen Lage in der Lagerstätte.

Für die Beurteilung der Armerze ist es sehr wesentlich, ob sie zwangsläufig anfallen und unbedingt gefördert werden müssen (z. B. bei der Aus- und Vorrich-

tung), ob sie innerhalb der allgemeinen Lagerstättengrenzen liegen und durch die Aus- und Vorrichtungsarbeiten für die Bilanzerte bereits aufgeschlossen wurden oder ob für sie noch besondere Aus- und Vorrichtungsarbeiten u. ä. durchzuführen sind.

Da in jedem der beschriebenen Fälle unterschiedliche Kosten für die Gewinnung entstehen, fordert der Bergbau diesen Kosten gemäße Metallinhalte der jeweiligen anstehenden Erze. Diese unterschiedlichen Mindestforderungen des Bergbaus werden oft durch die Weiterverarbeitung (z. B. Aufbereitung) nochmals variiert. Es dürfte klar sein, daß jede richtige Entscheidung besondere geologisch-ökonomische Berechnungen voraussetzt.

Folglich ist es unrichtig, die Verschneidung mit Armerzen losgelöst von den durch ihren Abbau entstehenden Kosten zu entscheiden.

Ebenso wichtig ist es, sich darüber Klarheit zu verschaffen, welche Kostenfaktoren in diese Rechnung eingehen müssen. Es zeigt sich, daß auch in dieser Hinsicht die Armerze nichts Einheitliches darstellen.

a) In Lagerstätten mit sporadisch und chaotisch wechselnden Gehalten, wenn sich die Armerze von den „normalen“ nicht abgrenzen lassen, muß der Block als Ganzes beurteilt werden, entfällt grundsätzlich das Problem der Verschneidung und einer gesonderten Kostenrechnung.

b) In Lagerstätten mit abgrenzbaren Arm- und Reicherzen (bzw. normalen Erzen) muß zunächst überprüft werden, ob die Reicherze allein ausreichen, um die Amortisationen für den gesamten Betrieb allein zu übernehmen und den eingeplanten Gewinn zu sichern.

Wenn diese Voraussetzungen nicht gegeben sind, ist der von den Armerzen zu tragende Anteil festzustellen. Selbstverständlich muß er ausnahmslos bei allen Entscheidungen berücksichtigt werden.

Wenn die oben erwähnten Voraussetzungen durch die normalen und reichen Erze erfüllt sind, besteht die Möglichkeit, hinsichtlich der Kostenfaktoren für die Armerze sehr breit zu variieren. Gestützt auf sorgfältige betriebsökonomische Berechnungen könnte z. B. entschieden werden:

ba) Armerz, das bereits zwangsläufig mit dem Normalerz vorgerichtet wurde, wird nicht mit den Aus- und Vorrichtungskosten belastet, weil diese in gleicher Höhe anfallen würden, wenn die Armerze nicht abgebaut würden.

bb) Armerze, die einer besonderen Vorrichtung bedürfen, sind mit den Kosten für ihre Vorrichtung, nicht aber für die bereits getätigte Ausrichtung zu belasten.

bc) Nach Erschöpfung der Lagerstätte, d. h. nach Amortisierung der Betriebsanlagen und des Grubengebäudes, könnten Armerze ohne Berechnung dieser Kostenfaktoren abgebaut werden.

bd) In bestimmten Fällen könnte für Armerze außerdem entschieden werden, daß sie nicht (ganz oder teilweise) mit den Allgemeinkosten für Verwaltung usw. belastet werden, daß sie keinen Gewinn bringen müssen usw. (d. h. wir nähern uns hier den Vorschlägen, wie sie 1928 von *G. L. Lawford* [2] unterbreitet wurden).

Die festzulegende Höhe des geologischen Schwellengehaltes

Geologen sind an einer rationellen Nutzung der von ihnen entdeckten und erkundeten Lagerstätten interessiert. Dieses Interesse ist verständlich — es deckt sich mit den gesamtwirtschaftlichen Belangen. Andererseits verleitet es oft den Erkundungsgeologen dazu, den geologischen Schwellengehalt ungerechtfertigt niedrig vorzuschlagen bzw. festzulegen.

Da wir es in der DDR hauptsächlich mit relativ armen Lagerstätten zu tun haben, wirken sich zu niedrige Festsetzungen des geologischen Schwellengehaltes besonders ungünstig aus. Wenn der geologische Schwellengehalt als untere Verschneidungsgrenze festgelegt wird, sind folgende allgemeine Faktoren zu beachten:

- a) Die unvermeidliche Verdünnung des Erzes beim Abbau (besonders wichtig für Ganglagerstätten, geringmächtige Lager u. ä.);
- b) die Summe der Verluste an Nutzkomponente, die während aller Arbeitsprozesse von der Gewinnung des Erzes bis zum Endprodukt (Konzentrat oder Metall) eintreten;
- c) die volkswirtschaftliche Bedeutung der Nutzkomponente (die sich nach der Preisreform maßgeblich im Industriepreis ausdrückt).

Der geologische Schwellengehalt muß folglich so hoch festgelegt werden, daß nach Abzug der Verdünnung und Verluste ein ausbringbarer Metallanteil verbleibt, mit dem ein Minimum an Grundkosten gedeckt werden kann. Als allgemeine Grenze muß dieses Minimum mindestens die Abbau- und Aufbereitungskosten des Armerzes decken. Ist dies nicht der Fall, kann nur durch Ausnahmegenehmigung (z. B. auf Grund einer volkswirtschaftlichen Zwangslage) der Abbau solcher Erze gestattet werden.¹

Stehen in der Lagerstätte nur relativ wenige Reich- bzw. Normalerze an, die allein nicht ausreichen, um die Investitionen zu amortisieren, muß das Minimum der o. e. Grundkosten um diesen Betrag erhöht werden.

Der geologische Schwellengehalt darf jedoch in keinem Falle auf der Höhe des von *E. Lewien* (1960) vorgeschlagenen „technologischen Minimalgehaltes“ [3] festgelegt werden, weil das gleichbedeutend mit geplanter Arbeit ohne jeden Nutzeffekt, Arbeit um der Arbeit willen wäre.

Aus der internationalen Praxis ist bekannt, daß der geologische Schwellengehalt — je nach Lagerstättentyp und Rohstoff — zwischen rund $\frac{1}{10}$ des industriellen Minimalgehaltes (in großen Molybdänlagerstätten) und etwa $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{3}$ (z. B. bei silikatischen Nickelerzen) liegt. Diese bekannten Faustzahlen dürfen nicht dazu verleiten, auf die begründete Festlegung des geologischen Schwellengehaltes zu verzichten und zu großzügig mit Hilfe von Analogieschlüssen zu arbeiten.

¹ Noch in anderen Ausnahmefällen kann von diesem Grundsatz abgewichen werden: wenn durch die Gewinnung solcher Partien (manchmal sogar von Taubem) die bergmännischen Allgemeinkosten wesentlich gesenkt werden können. Solche Entscheidungen bedürfen besonderer technisch-ökonomischer Begründungen. (Diese Ausnahmen werden hier nicht betrachtet).

Der geologische Schwellengehalt ist ebenso wie der industrielle Minimalgehalt (und vermutlich am besten gemeinsam mit diesem) zuverlässig mit Hilfe verschiedener Varianten zu bestimmen. (Über diese Methode wurde an anderer Stelle bereits berichtet [4].)

Die festgelegte Höhe, bis zu der Material zur Verschneidung herangezogen werden kann, ist zwar — wie erwähnt wurde — kein Dogma. Sie ist jedoch von größter Bedeutung für die Lagerstättennutzung und das wirtschaftliche Ergebnis bei der Lagerstättennutzung und verdient deshalb entsprechende Beachtung durch den Erkundungsgeologen.

Literatur

- [1] *Stammberger, F.*: Zur ökonomischen Bewertung von Lagerstätten nutzbarer Rohstoffe, Freib. Forsch.-H. C 147, Berlin: Akademie-Verlag, 1962.
- [2] *Stammberger, F.*: Zur Festlegung der Konditionen für mineralische Rohstoffe. (Der Standpunkt einiger amerikanischer Autoren) Z. a. G., 1960, Heft 4.
- [3] *Lewien, E.*: Zur Frage der Bauwürdigkeit. Z. a. G., 1960, Heft 1.
- [4] *Stammberger, F.*: Zur Festlegung der Kondition für mineralische Rohstoffe. (Beitrag zur Ausarbeitung einer Methodik für die DDR, Teil 2) Z. a. G., 1960, Heft 10.

Über den Selengehalt erzgebirgischer Molybdänite

Von G. Tischendorf, Berlin

Goldschmidt und *Strock* [9] haben als erste festgestellt, daß von allen Sulfiden Molybdänit durchschnittlich die höchsten Selengehalte aufweist. Dieses Ergebnis wurde später von anderen Autoren, z. B. von *Edwards* u. *Carlos* [8], bestätigt. Im allgemeinen herrschte die Ansicht, daß die hohen Selengehalte des Molybdänits auf die stets hohe Bildungstemperatur dieses Minerals zurückzuführen sei. Auch gegenwärtig besitzt die Regel, daß MoS_2 zumeist hohe Selengehalte enthält, noch ihre Gültigkeit, wenngleich auch festgestellt wurde, daß andere Sulfide wie Galenit, Pyrit, Chalkopyrit und Sphalerit in Einzelfällen — und offensichtlich dann unter besonderen Bedingungen gebildet — auch sehr hohe Selengehalte, z. T. bis zu einigen Prozenten, führen können (*Coleman* u. *Delevaux* [7]; *Coleman* [6]; *Čencov* [5]; *Burjanova* [2]; *Burjanova* u. *Kašenova* [3]). Bei diesen über das normale Maß hinaus erhöhten Selengehalten, die teilweise sogar als Mischkristallbildungen zwischen Sulfid und Selenid aufzufassen sind, handelt es sich stets um Ausnahmeerscheinungen. In der Mehrzahl der Fälle liegen die Selengehalte von Galenit, Pyrit, Sphalerit und auch von Chalkopyrit unter dem Selengehalt des Molybdänits.

In den letzten Jahren haben sich besonders sowjetische Autoren mit den Selengehalten im Molybdänit verschiedener Bildungsstadien und mit den Gesetzmäßigkeiten der Verteilung des Selens in einzelnen Molybdänitgenerationen beschäftigt. Sie stellten fest, daß Molybdänit aus hydrothermalen Bildungen in Paragenese mit Chalkopyrit und Serizit höhere Selengehalte führt als pneumatolytisch gebildeter in Paragenese mit Wolframit und Kassiterit. Dies widersprach der ursprünglich vorgenommenen Deutung, nach der die Selengehalte im Molybdänit der Bildungstemperatur etwa proportional sein sollten. Nach *Chrusčov* u. a. [4] enthalten die Molybdänite aus verschiedenen Formationen sowjetischer Lagerstätten folgende Selengehalte (Tabelle 1).

Wie verschiedene Autoren feststellten (*Chrusčov* u. a.) [4]; *Karamjan* [10]; *Mogorovski* [11]), besteht eine Korrelation zwischen den Selen- und Rheniumgehalten im Molybdänit, und zwar derart, daß im pneumatolytischen Molybdänit die Rheniumgehalte noch geringer sind als die Selengehalte, im hydrothermalen Molybdänit aber noch höher. Über die Beziehungen zwischen den Selen- und den Rheniumgehalten in erzgebirgischen Molybdäniten soll an anderer Stelle berichtet werden.

Auch bei den Molybdäniten aus Vorkommen des Erzgebirges zeichnet sich ab, daß in bestimmten Paragenesen hohe Selengehalte, in anderen niedrige auftreten. Bei den untersuchten Molybdäniten handelt es sich ausschließlich um pneumatolytische Bildungen. *Oelsner* [12] stellte fest, daß Molybdänit im westlichen Erzgebirge (Pechtelsgrün) meist als pneumatolytische Frühbildung auf Wolframitgängen auftritt, im östlichen Erzgebirge (Altenberg, Krupka) als pneumatolytische Spätbildung der Kassiterit—Greisen-Paragenese. Hydrothermal, mit anderen Sulfiden und speziell mit Chalkopyrit assoziierter Molybdänit kommt in Lagerstätten des Erzgebirges praktisch nicht vor. Tabelle 2 gibt

Tabelle 1. Selengehalte im Molybdänit verschiedener Formationen aus Lagerstätten der UdSSR (nach *Chrusčov* u. a. 1960)

Lagerstättentyp	Probenanzahl	Minimalgehalt [g Se/t]	Maximalgehalt [g Se/t]	Durchschnittsgehalt [g Se/t]
Quarz-Molybdänit-Wolframit-Greisen-Formation u. Übergangsformationen	4	20	41	32
Molybdänit-Formation	3	50	75	62
Molybdänit-Scheelit-Formation	2	60	86	73
Quarz-Molybdänit-Serizit-Formation	13	41	290	137
Quarz-Molybdänit-Chalkopyrit-Formation	5	37	600	244

Tabelle 2. Selengehalte im Molybdänit aus verschiedenen Lagerstätten bzw. Vorkommen des Erzgebirges und des Thüringer Waldes

Lagerstättentyp und Lagerstätte	Probenanzahl	Minimalgehalt [g Se/t]	Maximalgehalt [g Se/t]	Durchschnittsgehalt [g Se/t]
Kassiterit-Molybdänit-Quarz-(Greisen)-Paragenese				
Geyer	7	176	235	218
Ehrenfriedersdorf	3	128	187	155
Kassiterit-Wolframit-Molybdänit-Quarz-Paragenese				
Altenberg (Gänge)	5	99	238	153
Sadisdorf	3	160	233	198
Krupka (Graupen)	1	—	—	161
Horný Slavkov (Schlaggenwald)	2	143	265	204
Wolframit-Molybdänit-Pyrit-Quarz-(Gang)-Paragenese				
Pechtelsgrün	10	72	116	87
Molybdänit-Quarz-Paragenese				
Niederbobritzsch	2	127	147	137
Quarz-Feldspat-Molybdänit-Paragenese				
Henneberg/Thür.	3	32	83	48

einen Überblick über die Selengehalte in Molybdäniten aus den wichtigsten erzgebirgischen Paragenesen (einschließlich 3 Proben von Henneberg/Thür.). Es zeigt sich, daß Molybdänit in Paragenese mit Kassiterit und Wolframit im Durchschnitt höhere Selengehalte aufweist (Geyer, Ehrenfriedersdorf, Altenberg, Sadisdorf, Krupka, Horný Slavkov) als Molybdänit nur in Paragenese mit Wolframit (Pechtelsgrün). Molybdänitvorkommen in Graniten, die innerhalb der orogenetischen Entwicklung relativ alt sind (Niederbobritzsch) oder an die nur eine schwache Lagerstättenaureole geknüpft ist (Henneberg), enthalten gleichfalls relativ wenig Selen (Tabelle 2 und Bild 1).

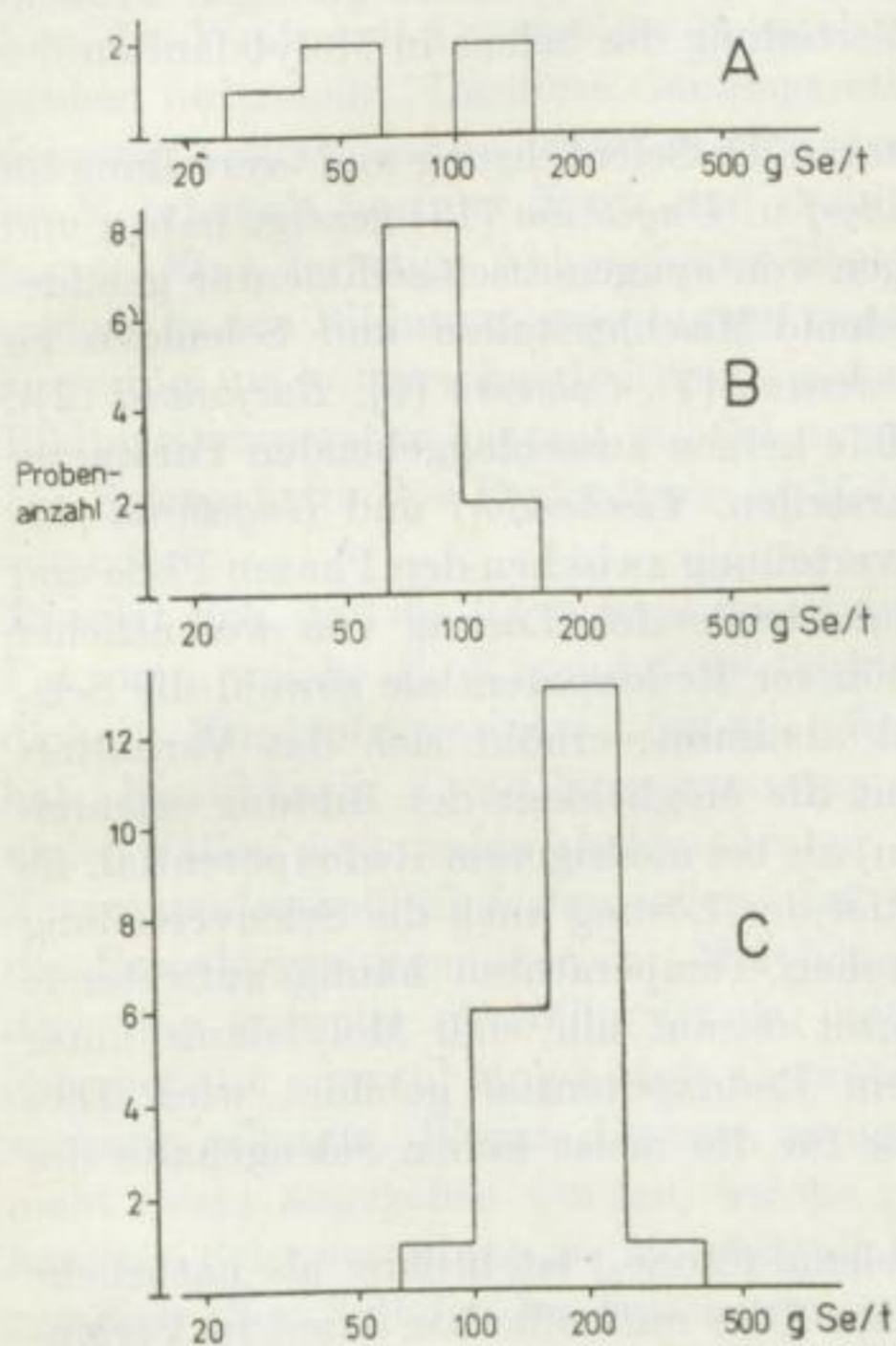


Bild 1
Selengehalte in erzgebirgischen Molybdäniten verschiedener Paragenesen
A — Niederbobritzsch, Henneberg
B — Pechtelsgrün
C — Geyer, Ehrenfriedersdorf, Altenberg, Sadisdorf, Krupka, Horný Slavkov
Histogrammintervall 0.20 lg

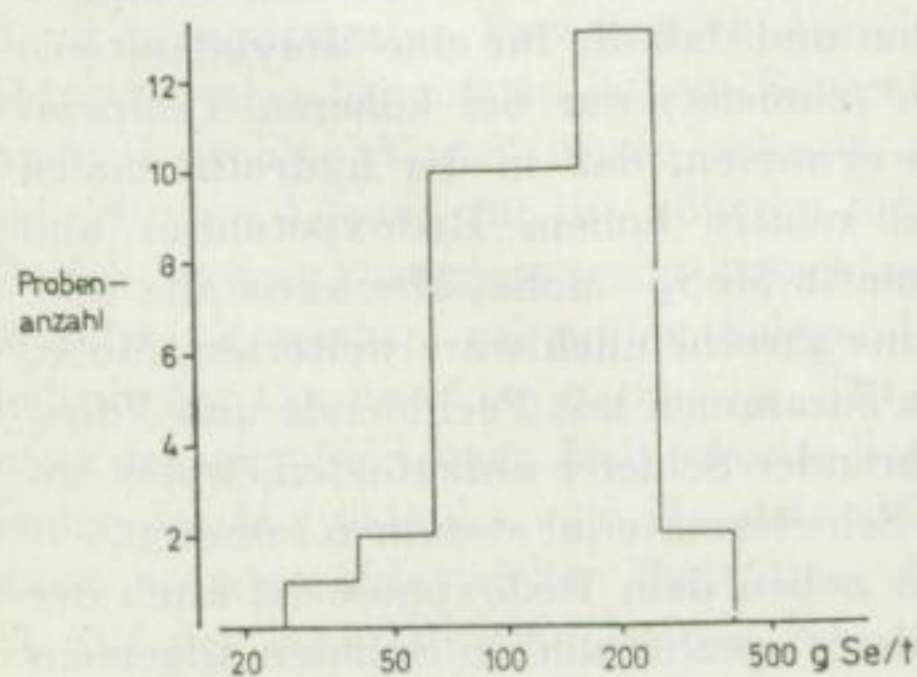


Bild 2
Zusammenfassende Darstellung der Selengehalte in erzgebirgischen Molybdäniten
Histogrammintervall 0.20 lg

Eine Molybdänitprobe, deren Tondorf nicht genau bekannt ist und die im Histogramm (Bild 1) nicht aufgenommen wurde, führt 262 g Se/t, eine dort gleichfalls nicht aufgeführte Molybdänitprobe von der Magnetitparagenese der Crux/Thür. 95 g/t.

Die zusammenfassende Darstellung (Bild 2) zeigt, daß die Selengehalte im Molybdänit des Erzgebirges trotz unterschiedlicher Bildungsbedingungen nur um eine knappe Größenordnung schwanken. Die erzgebirgischen Molybdänite besitzen gegenüber den aus äquivalenten Paragenesen der Sowjetunion stammenden etwas erhöhte Gehalte, ohne allerdings an die Werte des Molybdänits der MoS_2 — CuFeS_2 -Formation heranzureichen. Trotz der relativ geringen Probenanzahl (38) ist eine etwa lg-normale Verteilung des Selens in Molybdäniten des Erzgebirges zu erkennen.

Es ist noch nicht geklärt, welche Faktoren die Selenführung und -verteilung im Molybdänit beeinflussen. Wie *Tischendorf* u. *Ungethüm* [13] gezeigt haben und auf Grund der Entstehungsbedingungen von syngenetisch-sedimentär gebildeten selenreichen Sulfiden, Sulfid—Selenid-Mischkristallen und Seleniden zu erwarten ist (besonders *Coleman* u. *Delevaux* [7], *Coleman* [6], *Burjanova* [2]), kann die Bildungstemperatur der Sulfide keinen ausschlaggebenden Parameter für die Selenverteilung in Sulfiden darstellen. *Tischendorf* und *Ungethüm* [13] haben nachgewiesen, daß bei der Selenverteilung zwischen den Phasen PbSe und PbS das Redoxpotential der mineralabscheidenden Lösung von wesentlicher Bedeutung ist. Obwohl in Richtung höherer Redoxpotentiale sowohl die Selenid- als auch die Sulfidionenaktivität abnimmt, erhöht sich das Verhältnis Selenid-/Sulfidionenaktivität und damit die Möglichkeit der Bildung selenreicherer Sulfidphasen (oder von Seleniden) als bei niedrigerem Redoxpotential. Es ist anzunehmen, daß das Redoxpotential der Lösung auch die Selenverteilung im Molybdänit beeinflußt. Die bei hohen Temperaturen häufig auftretende Paragenese Molybdänit—Hämatit deutet darauf hin, daß Molybdänit unter diesen Bedingungen bei relativ hohem Redoxpotential gebildet wird. Dies stellt offenbar eine wesentliche Ursache für die meist hohen Selengehalte des Molybdänits dar.

Das dem MoS_2 äquivalente Molybdänselenid (MoSe_2) ist bislang als natürliche Mineralbildung nicht aufgefunden worden. Dies muß offenbar damit in Verbindung gebracht werden, daß Selenide nur unterhalb einer bestimmten Temperatur (etwa 300 bis 350 °C) gebildet werden und daß die für eine Molybdänitabscheidung wirksame Mo-Konzentration (zumeist) nur bei höheren Temperaturen realisiert ist. Es wäre jedoch zu erwarten, daß in der hydrothermalen Molybdänit-Chalkopyrit-Paragenese bei relativ hohem Redoxpotential und möglicherweise in Paragenese mit Hämatit MoS_2 — MoSe_2 -Mischkristalle oder gar MoSe_2 -Bildungen auftreten. Nicht unwahrscheinlich wäre weiterhin, MoSe_2 in syngenetisch-sedimentären Bildungen zusammen mit Pechblende und Vanadaten in der Nachbarschaft bitumenführender Schiefer aufzufinden, wobei sowohl Molybdän als auch Selen aus dem Schiefermaterial stammen könnten.

Nach *Tischendorf* u. *Ungethüm* [13] hat neben dem Redoxpotential auch der pH-Wert auf die Selenverteilung im Galenit speziell und in Sulfiden allgemein

Einfluß, und zwar derart, daß hohe pH-Werte die Aktivität der Selenidionen im Verhältnis zu der der Sulfidionen erhöht. Die Paragenese Molybdänit—Kassiterit—Wolframit, z. T. mit ausgeprägten Vergreisenungen, wird offensichtlich in saurem bis schwach saurem Milieu gebildet, die Paragenese Molybdänit—Chalkopyrit—Serizit in mehr basischem. Diese unterschiedlichen Bildungsbedingungen können zur Erklärung herangezogen werden, aus welchem Grund Molybdänit der zuerst genannten Paragenese relativ wenig und Molybdänit der zweiten Paragenese trotz niedrigerer Bildungstemperatur mehr Selen führt. Offenbar beeinflußt in diesem Fall der pH-Effekt die Selenverteilung im Molybdänit weit stärker als der Temperatureffekt.

Von der Wolframit-Lagerstätte Pechtelsgrün wurden die meisten Molybdänitproben untersucht. Da diese Ganglagerstätte eine relativ große vertikale Ausdehnung besitzt, war zu erwarten, eine eventuelle Abhängigkeit der Selenführung im Molybdänit von der Teufe und damit von der Bildungstemperatur zu erfassen. Eine derartige Abhängigkeit liegt nicht vor. Entweder sind die Unterschiede in den Bildungstemperaturen trotz der größeren vertikalen Erstreckung zu gering, um entsprechende Effekte in der Selenverteilung zu erzielen oder die Bildungstemperatur hat auf die Selenverteilung nur untergeordneten Einfluß. Die Selengehalte des Pechtelsgrüner Molybdänites liegen auffallend nahe beieinander.

Es zeigt sich, daß die Körnigkeit der Molybdänitaggregate bzw. das System der Faktoren, welche die Körnigkeit bedingen (Keimbildung, Wachstumsgeschwindigkeit, Konzentration der Lösung), offenbar auf die Selenverteilung Einfluß hat. Unabhängig vom Paragenesentyp führen grobkörnige Molybdänite in vielen Fällen mehr Selen als feinkörnige.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß der Selengehalt in den Molybdäniten des Erzgebirges gegenüber den Molybdäniten anderer Erzreviere keine Besonderheiten aufweist. Auffällig ist der eng begrenzte Schwankungsbereich der Selengehalte, obwohl Molybdänit aus unterschiedlichen Paragenesen zur Untersuchung gelangte. Wegen der nur wenig unterschiedlichen Selengehalte kann nicht exakt angegeben werden, welche physikochemischen Ursachen die vorhandene Selenverteilung im Molybdänit bedingen. Offensichtlich hängt die gegenüber allen Sulfiden im Durchschnitt erhöhte Selenführung im Molybdänit mit der meist hohen Bildungstemperatur und damit zusammen, daß Molybdänit in bestimmten Paragenesen das einzige Sulfid darstellt und oft neben Hämatit, also bei relativ hohem Sauerstoffpartialdruck, gebildet wird. Unter hydrothermalen Verhältnissen scheint der erhöhte pH-Wert der mineralabscheidenden Lösung für die höheren Selengehalte im Molybdänit der MoS_2 — CuFeS_2 -Serizit-Paragenese von ausschlaggebender Bedeutung zu sein.

Molybdänit reichert gegenüber Schwefel Selen fast immer an. Das Se/S-Verhältnis der Clarkezahlen (0,09 bzw. 520 g/t) beträgt 1:5780; die Se/S-Verhältnisse der erzgebirgischen Molybdänite liegen im Bereich 1:1500 bis 1:5500, dasjenige des Molybdänits vom Henneberg/Thür. bei 1:6000 bis 1:12000. Bei der anwachsenden industriellen Bedeutung des Selens sollte daher geprüft werden, ob auf den molybdänitführenden Kassiterit—Wolframitlagerstätten des Erz-

Tabelle 3. Analysentabelle

Arb. Nr.	Fundort und Paragenese	S _{gef.} [%]	Se _{gef.} [g/t]	Se _{theor.} [g/t]	Se : S
	Kassiterit-Molybdänit-Quarz-(Greisen)- Paragenese				
	Geyer				
3	schwacher Belag auf grünlichem Greisen	(25) ¹	110	(176)	(1 : 2270)
195 I	150 m Sohle, mittelkörnig, im Greisen eingesprengt	21.6	126	234	1 : 1715
195 II	150 m Sohle, feinkörnig, Belag auf Trum im Greisen	33.8	181	214	1 : 1865
195 III	150 m Sohle, feinkörnig, Belag auf Trum im Greisen	33.2	195	235	1 : 1700
195 IV	150 m Sohle, feinkörnig, im Greisen eingesprengt	31.0	170	220	1 : 1820
195 V	150 m Sohle, feinkörnig, Belag im Greisen	24.8	138	223	1 : 1800
195 VI	150 m Sohle, mittelkörnig, Belag im Greisen	30.6	171	224	1 : 1790
	Ehrenfriedersdorf				
292	2. Gez. Str., Zypressenbaumer Gangzug, Gangwurzel im Greisen	33.8	108	128	1 : 3130
293	15 m über 2. Gez. Str., Zypressenbaumer Gangzug, feinkörnig, flotiert	18.2	69	152	1 : 2640
317	auf Kluft im hydrothermal beanspruchten Nebengestein, eng mit Quarz verwachsen	17.8	83	187	1 : 2140
	Kassiterit-Wolframit-Molybdänit-Quarz- Paragenese				
	Altenberg				
2	Salbandbelag eines Trumes mit grobkör- nigem Wolframit, Quarz und wenig Hämatit	35.3	129	146	1 : 2740
312	mit Quarz auf einem Trum in Greisen 527/R 577, flotiert	28.1	106	151	1 : 2650
313	im Quarzgreisen, Ort 503-Ringstrecke	35.0	116	133	1 : 3020
318	mittelkörnig, auf einem Trum mit Quarz, Wolframit und Hämatit im Greisen	30.4	75	99	1 : 4050
433	grobkörnig, auf einem Trum mit Quarz und wenig Hämatit	35.9	213	238	1 : 1685
	Sadisdorf				
5	grobkörnig, mit gleichfalls grobkörnigem Wolframit und Quarz	34.8	139	160	1 : 2500
321	grobkörnig, aus einer Kluft, eng mit fein- körnigen Silikaten, vor allem mit Chlorit verwachsen, ungereinigt	11.0	55	200	1 : 2000
321+	dieselbe Paragenese, ausgelesen	33.7	196	233	1 : 1720

¹ In Klammern gesetzte Schwefelgehalte bedeuten überschlägig geschätzte Werte, da wegen zu geringer Substanz keine chemische Bestimmung durchgeführt werden konnte.

Tabelle 3 (Fortsetzung)

Arb. Nr.	Fundort und Paragenese	S _{gef.} [%]	Se _{gef.} [g/t]	Se _{theor.} [g/t]	Se : S
	Krupka (Graupen)				
315+	in dichtem Greisen mit Fluorit als Letzt- ausscheidung	38.9	157	161	1 : 2480
	Horný Slavkov (Schlaggenwald)				
319+	feinverteilt, mittelkörnige Blättchen im Quarzgreisen	(38)	135	(143)	(1 : 2820)
434	mittelkörnige Blättchen im Quarzgreisen	(38)	252	(265)	(1 : 1510)
	Wolframit-Molybdänit-Pyrit-Quarz- (Gang)-Paragenese				
	Pechtelsgrün				
4	grobkörnig, mit Quarz und Phlogopit als Salbandbelag des Wolframitganges	39.1	113	116	1 : 3460
470	Sammelprobe, 3 Einzelproben aus Beleg- material <i>Bolduan</i> [1], aus dem ver- greisten Nebengestein	(35)	65	(74)	(1 : 5390)
466	180-m-Sohle, feinkörnig, mit Phlogopit am Gangsalband	(35)	78	(89)	(1 : 4480)
471	Sammelprobe, 3 Einzelproben aus Beleg- material <i>Bolduan</i> [1], 150-m- und 270-m-Sohle, aus dem wolframit- führenden Gang	(35)	65	(74)	(1 : 5390)
469	Sammelprobe, 4 Einzelproben aus Beleg- material <i>Bolduan</i> [1], 230-m-Sohle, aus dem vergreisten Nebengestein	(35)	73	(83)	(1 : 4800)
465	6 m über 290-m-Sohle, mittelkörnig mit Phlogopit und Quarz	39.0	85	87	1 : 4580
463	350-m-Sohle, mittelkörnig, mit Phlogopit vom Gangsalband	37.0	81	88	1 : 4570
464	350-m-Sohle, mittelkörnig, mit Phlogopit und Quarz	23.6	47	80	1 : 5020
123	Konzentrat des Betriebes, von 1959	35.9	95	106	1 : 3780
467	Konzentrat des Betriebes, vom 13. 2. 1963	37.9	68	72	1 : 5570
	Molybdänit-Quarz-Paragenese				
	Niederbobritzsch				
1	Anflug auf einer Kluft im feinkörnigen Granit	34.0	125	147	1 : 2720
316	mittelkörnig, mit Quarz auf einer Kluft im feinkörnigen Granit	38.8	123	127	1 : 3150

Tabelle 3 (Fortsetzung)

Arb. Nr.	Fundort und Paragenese	S _{gef.} [%]	Se _{gef.} [g/t]	Se _{theor.} [g/t]	Se : S
	Quarz-Feldspat-Molybdänit-Paragenese Henneberg/Thür.				
320	rosettenförmig, in Quarz-Feldspat-Pegmatit, im Granit	38.0	47	49	1 : 8080
468	rosettenförmig, in Quarz-Feldspat-Pegmatit, im Granit	(35)	55	(63)	(1 : 6360)
472	rosettenförmig, in Quarz-Feldspat-Pegmatit, im Granit	26.0	21	32	1 : 12400
	Isoliert auftretender Molybdänit				
322	Crux/Thür., mit Magnetit und Pyrit	(30)	71	(95)	1 : 4220
349	Erzgebirge, genauer Fundort unbekannt, grobkörnig, mit Quarz auf Trümmchen	37.4	245	262	1 : 1530

gebirges eine oft an der Grenze des volkswirtschaftlichen Nutzens liegende Molybdänitgewinnung durch die Bewertung des Seleninhaltes im Molybdänit ökonomisch vertretbar wird.

Das Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der Bergakademie Freiberg, der VEB Geologische Erkundung Süd, Freiberg, VEB Zinnerz, Altenberg, VEB Wolfram-Zinnerz, Pechtelsgrün, und der VEB Zinn- und Spatgruben, Ehrenfriedersdorf, haben Probematerial zur Untersuchung zur Verfügung gestellt. Den Leitern dieser Institute und Betriebe sei dafür herzlich gedankt.

Die Molybdänitproben wurden unter dem Binokular präpariert. In wenigen Fällen erfolgte eine Anreicherung durch Flotation. In fast allen Proben traten noch Verwachsungen Molybdänit—Quarz auf. Diese störten die Zuordnung der Selengehalte nicht. Auf die Entfernung evtl. vorhandener Sulfide wurde streng geachtet.

Die Selenbestimmung im Molybdänit erfolgte mit o-Diaminobenzidin als Reagenz spektralfotometrisch bei 420 nm und wurde in dankenswerter Weise von Dr. H. Ungethüm und Dipl.-Chem. T. Schäffer, Zentrales Geologisches Institut, Berlin, ausgeführt. Über die Analysenmethodik wird an anderer Stelle ausführlich berichtet.

Herrn Dr. H. Ungethüm bin ich für anregende Diskussionen sehr zu Dank verpflichtet.

Literatur

- [1] Bolduan, H.: Genetische Untersuchung der Wolframitlagerstätte Pechtelsgrün (V.) unter besonderer Berücksichtigung der Verteilung des H/F-Koeffizienten und der Spurenelemente Niob und Tantal im Wolframit. Freib. Forsch.-H. C 10, Berlin: Akademie-Verlag 1954, S. 46—61.

- [2] *Burjanova, Je. Z.*: Die Selenführung der Sedimentgesteine von Tuva. (russ.) *Geochimija* (1961), S. 623—629.
- [3] *Burjanova, Je. Z.*, u. *Kašenova, A. G.*: Über die Selenführung der Sedimentgesteine im unteren Karbon des nördlichen und des südlichen Minussinsker Beckens. (russ.) *Akad. d. Wiss. d. UdSSR, Sib. Zweigst., Geol. und Geophys.* (1962) Nr. 5, S. 14—20.
- [4] *Chrušcov, N. A.*, *Kruglova, V. G.*, *Pensionerova, V. M.*, u. a.: Die Verteilung von Rhenium, Selen und Tellur in den Molybdänlagerstätten der Sowjetunion. (russ.) *Mineralische Rohstoffe, H. 1* (1960) S. 86—92.
- [5] *Čencov, J. G.*: Selen in paläogenen Ablagerungen Mittelasiens. (russ.) *Tr. IGEM*, **28**, (1959), S. 83—89.
- [6] *Coleman, R. G.*: The natural occurrence of galena-clausthalite solid solution series. *Amer. Miner.*, **44** (1959) S. 166—175.
- [7] *Coleman, R. G.*, u. *Delevaux, M.*: Occurrence of selenium in sulfides from some sedimentary rocks of the Western United States. *Econ. Geol.*, **52** (1957) S. 499—527.
- [8] *Edwards, A. B.*, u. *Carlos, G. C.*: The selenium content of some Australien sulphide deposits. *Austr. Inst. Min. Metall. Proc.* **172** (1954) S. 31—63.
- [9] *Goldschmidt, V. M.*, u. *Strock, L. W.*: Zur Geochemie des Selens II. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl., IV, N. F. 1*, **11** (1935) S. 132—142.
- [10] *Karamjan, K. A.*: Über die Korrelation von Rhenium, Selen und Tellur in den Molybdäniten der Kupfer-Molybdän-Lagerstätte von Kadžaran. (russ.) *Geochimija*, (1962) S. 171—174.
- [11] *Mogarovski, V. V.*: Über die Bindung zwischen Rhenium und Selen in den Molybdäniten der Lagerstätte Kadžaran (Armenische SSR). (russ.), *Geochimija*, (1963) S. 566—569.
- [12] *Oelsner, O. W.*: Die pegmatitisch-pneumatolytischen Lagerstätten des Erzgebirges mit Ausnahme der Kontaktlagerstätten. *Freib. Forsch.-H. C 4*. Berlin: Akademie-Verlag 1952, S. 1—80.
- [13] *Tischendorf, G.*, u. *Ungethüm, H.*: Über die Bildungsbedingungen von Clausthalit-Galenit und Bemerkungen zur Selenverteilung im Galenit in Abhängigkeit vom Redoxpotential und vom pH-Wert. *Chem. d. Erde*, **23** (1964) S. 279—311.

FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften

Im gleichen Verlag sind erschienen:

C142 Mineralogie — Lagerstättenlehre

KLAUS STEINICKE

Quantitativ-mineralogische Untersuchungen an den Eisenerzen vom Typus Lahn-Dill aus Pörmitz bei Schleiz (Ostthüringen)

123 Seiten mit 35 Bildern, 30 Tabellen und 13 Anlagen

Format 16,7 × 24 cm · Kartoniert 24,80 MDN

Die Arbeit stellt einen weiteren Beitrag zu den Forschungen auf dem Gebiet der Eisenerzlagerstätten vom Lahn-Dill-Typ dar. Der Autor legt die Ergebnisse seiner Untersuchungen vor, die den Nachweis bringen, daß die Pörmitzer Lagerstätte neben dem sekundären und nach Hämatit pseudomorphen Magnetit auch primäre Magnetite aufweist. Deren Verwachsungen mit Ilmenit, Hämatit und Spinell werden beschrieben. 34 Schliffbilder und 19 Röntgendiagramme bereichern die Arbeit und erleichtern die Vergleichsmöglichkeiten.

C145 Mineralogie — Lagerstättenlehre

KARL-HEINZ ELERT

Mineralogische und geochemische Untersuchung der drei Faziesbezirke des Staßfurt-Kalilagers auf der Grube Neusollstedt des Kaliwerkes „Karl Marx“

92 Seiten mit 43 Bildern und 44 Tabellen · Format 16,7 × 24 cm

Kartoniert 16,10 MDN

Das Staßfurt-Kalilager auf der Schachanlage Neusollstedt wurde unter spezieller Berücksichtigung seiner Ausbildungsdifferenzierung in Carnallit, Hartsalz und Vertaubung mineralogisch und geochemisch untersucht. Nach der Beschreibung der wesentlichsten Grubenaufschlüsse werden die mikroskopischen Erscheinungen – Mineralgehalte und -verwachsungen – abgehandelt. Die β -Strahlung und die Gehalte an Br, Fe, K, Na, Mg sowie der Spurenmetalle Pb, Cu, Zn, Cd, Al und Mn werden in ihrem Zusammenhang mit der Flözausbildung erörtert. Aus allen Untersuchungsergebnissen geht hervor, daß die genannte Flözdifferenzierung auf sekundäre Umbildungsprozesse zurückzuführen ist.

FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften

C 159 Mineralogie — Lagerstättenlehre

HEINZ SCHÜTZEL, DIETER KUTSCHKE und
GÜNTER WILDNER

**Zur Problematik der Genese
der „Grauen Gneise“ des sächsischen Erzgebirges
(Zirkonstatistische Untersuchungen)**

65 Seiten mit 15 Bildern und 7 Tabellen · Format 16,7 × 24 cm
Kartoniert 12,80 MDN

Die Diskussion über die Genese des sog. Freiburger Kerngneises, der das Nebengestein von mehr als 1000 Erzgängen bildet, die seit fast 800 Jahren bebaut werden, ist nach der höchst interessanten Kontroverse zwischen dem Seniorgeologen der Deutschen Demokratischen Republik, Prof. Dr. K. Pietzsch, und dem verdienstvollen Forscher und Lehrer der Petrographie, Prof. Dr. K. H. Scheumann, erneut aufgelebt.

Nachdem im letzten Jahrzehnt — vor allem aus dem angloamerikanischen Schrifttum — bekannt geworden ist, daß zirkonstatistische Untersuchungsmethoden mit Erfolg für petrogenetische Aussagen verwendet werden können, ist in vorliegender Arbeit versucht worden, die Frage über die Genese der Grauen Gneise des Erzgebirges mit Hilfe der Zirkonstatistik zu lösen.

Es wird nachgewiesen, daß die sog. Oberen Graugneise (Annaberger Gneis, Marienberger Gneis, Freiburger Hüllgneis) zweifelsfrei Parametamorphite sind, die in ihren zirkonstatistischen Kennwerten trotz des weiträumigen Verbreitungsgebietes überraschend gut übereinstimmen. Die erarbeiteten Kennwerte der Unteren Graugneise (Kerngneis) weichen von denen der Oberen Graugneise einerseits so stark ab und stimmen andererseits mit denen von erzgebirgischen Graniten so gut überein, daß auf einen beträchtlichen magmatogenen Anteil an Edukt der Unteren Graugneise (Kerngneis) geschlossen wird.

Es wird der Nachweis erbracht, daß zirkonstatistische Methoden — bisher meist auf Sedimentgesteine und Magmatiti beschränkt — sich auch für die Untersuchung hochmetamorpher Komplexe als durchaus brauchbar erweisen. Methode und Auswertungsverfahren werden eingehend beschrieben.

FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften

C 166 Mineralogie — Lagerstättenlehre

JOHANNES RENTZSCH

**Zur Entstehung der Blei-Zink-Kupfer-Lagerstätten
in triassischen Karbonatgesteinen des Nordwestbalkans**

102 Seiten mit 48 Bildern und 5 Tabellen · Format 16,7 × 24 cm
Kartoniert 21,75 MDN

In der Volksrepublik Bulgarien sind etwa 60 km nördlich von Sofia im NW-Balkan vor allem in mitteltriassischen Karbonatgesteinen sulfidische Pb-Zn- und Pb-Cu-Lagerstätten vorhanden. In konkordanten Erzlinsen beweisen primäre Sedimentärgefüge eine syngenetisch-sedimentäre Bildung der Erze. Auf Grund geochemisch-fazieller Untersuchungen und der Verteilung der Paragenesen in dem erzführenden Schichtpaket nimmt der Autor eine submarine hydrothermale Zufuhr der Lösungen an. Diagenetische und tektonische Vorgänge verursachten eine verhältnismäßig geringe Umlagerung des Metallinhaltes der Lagerstätten.

*Bestellungen nimmt jede Buchhandlung, das Buchhaus Leipzig,
701 Leipzig 1, Postschließfach 140, oder der Verlag entgegen.*

**VEB DEUTSCHER VERLAG FÜR GRUNDSTOFFINDUSTRIE
LEIPZIG**

v

C