

Der erste als „mittelbare“ Vergesellschaftung der Pechblende älterer Paragenesen (kku- und mgu-Formation) mit den Co-Ni-Arseniden der biconi-Formation bezeichnete Typ umfasst neben „Salbandverwachsungen“ bei der Erzarten das Nebeneinandervorkommen und auch brekziöse (mechanisch umgelagertes) reliktsche Auftreten von Pechblende in den Bi-Co-Ni- und Ag-Erzmineralen (Abb. 52).

Beide Erzarten lassen sich megaskopisch und mikroskopisch den einzelnen Gangformationen zuordnen. Mikroskopisch gehören zu diesem Typ das Auftreten von Co-Ni-Arseniden und von gediegen Wismut in den Schwundrissen sowie um kataklastische Bruchstücke der Pechblende, die in die Bi-Co-Ni-Erzaggregate eingelagert sind und von diesen zementiert werden. Seltener als der beschriebene Typ tritt im Untersuchungsgebiet der als „unmittelbare“ Vergesellschaftung bezeichnete Typ auf, unter dem das gemeinsame Auftreten von jün-

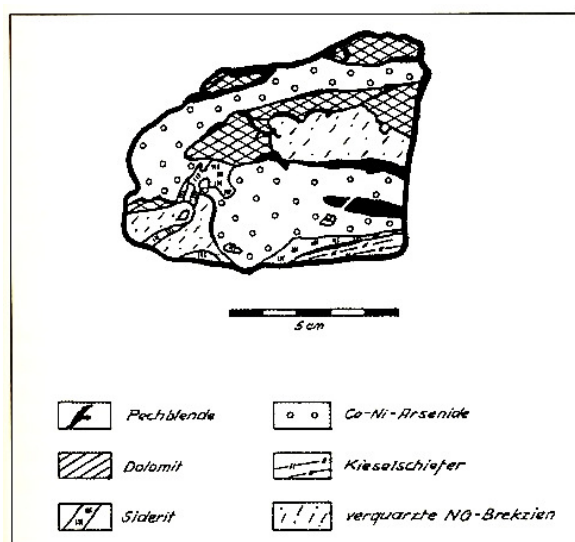


Abb. 52: Brekzien von Pechblende sind in Co-Ni-Arsenide eingelagert (Typ der mittelbaren Verwachsung). Schacht 371, Sohle -855 m, Strecke 5/. Querschlag 1251<sup>a</sup>, Störung „Sinaida Liegend“

gerer mobilisierter (chemisch umgelagerter) Pechblende und lokal auch von Coffinit mit den Co-Ni-Arseniden verstanden wird, in dem beide Erzarten etwa gleichzeitige Entstehung aufweisen und genetisch der biconi-Formation angehören.

Zwischen beiden Erzarten treten intensive Kornverwachsungen auf. Neugebildete kleine Kügelchen von Pechblende sind charakterisiert durch das Fehlen von Schwundrissen und liegen in kleinen Aggregaten vor. Sie treten gelegentlich vor den gediegenen Elementen auf und werden von diesen umhüllt, können aber auch auf diese folgen und von den Co-Ni-Arseniden eingebettet werden. Neubildungen von Pechblende sind auch mul-

mige Überzüge auf Co-Ni-Arseniden oder auf Baryt der eba-Abfolge. In diesen Fällen ist die Pechblende jünger als die genannten Minerale.

Der in der biconi-Formation auftretende Coffinit ist jünger als die beschriebene Neubildung von Pechblende. Seine Bildung erfolgt etwa gleichzeitig mit der des Rammelsbergits und meist nach der Bildung von Nickelin. Die „unmittelbaren“ Vergesellschaftungen werden besonders in Paragenesen mit Siderit, Quarz und Dolomit-Ankerit angetroffen. Sie sind seltener in oder auf Baryt zu beobachten. In Assoziation mit den anderen Gangarten und mit Skutterudit der eba-Abfolge wurden diese Verwachsungen bisher nicht nachgewiesen.

Das Auftreten von Pechblende und Coffinit in der biconi-Formation (im engeren Sinne) und die Umlagerung der primären Uranvererzung in diese ist von ZÜCKERT 1926 (261), KEIL 1931 (95), LEUTWEIN 1957 (111), BAUMANN 1958, 1965, 1967 (6, 9, 10), OELSNER 1958, 1961 (152, 153), RENTZSCH 1961 (178), DYMKOW 1960 (59), BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5) u. a. zum Teil ausführlich beschrieben und illustriert. Die häufige Anführung dieser Minerale und ihrer Verwachsungen mit den Co-Ni-Arseniden in der Literatur hinterlässt den Eindruck, dass die Bedeutung und die Häufigkeit der umgelagerten und mobilisierten Uranerzminerale oftmals überschätzt werden.

Die älteste Bildung innerhalb der biconi-Formation stellen die Paragenesen der barytischen (eba-) Abfolge dar. Am häufigsten anzutreffen und am mannigfaltigsten ausgebildet ist jedoch die sich an die eba-Abfolge anschließende arsenidisch-quarzige Abfolge, in der die Erzminerale aber nicht auf allen Gängen von Quarz begleitet werden. Die sich altersmäßig an diese anschließende und in der Literatur von KEIL 1931 (95), PUFFE 1938 (170), TISCHENDORF 1955 (224) u. a. erwähnte karbonatische Abfolge ist nach den Aufschlüssen im Untersuchungsgebiet in eine karbonatisch-arsenidische und eine jüngere karbonatisch-sulfidische Abfolge zu untergliedern. Im Untersuchungsgebiet fehlt die fluor-barytische (fba-) Formation nahezu vollständig und tritt sehr selten in lokalem Rahmen auf. Ihre Ausbildung entspricht dem von MÜLLER 1901 (139), OELSNER 1952 (150), TISCHENDORF 1955 (224) und BAUMANN 1958, 1965 (6, 9) aus dem Freiburger Lagerstättenbezirk beschriebenen „Weichen Trum“ der fba-Formation. Sie wird hier im Anschluss an die karbonatische Abfolge der biconi-Formation beschrieben.

#### 4.5.1 Die Mineralisation der barytischen Abfolge (eba-Abfolge)

Das Auftreten der von OELSNER 1952 (150) als eba- (Roteisen-Baryt-) Formation bezeichneten Mineralabfolge in den erzgebirgischen Ganglagerstätten wurde in den letzten Jahren von BAUMANN 1958, 1965, 1967 (6, 9, 10),

OELSNER 1958, 1961 (152, 153), DYMKOW 1960 (59), SCHULZ 1961 (198), BOLDUAN, HÖSEL & SIPPEL 1964 (34), BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5), HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (71), BARSUKOW, BELJAJEW, SJERGEWA & SOKOLOWA 1967 (4) u. a. untersucht und beschrieben. In den außererzgebirgischen Lagerstätten ist diese Abfolge stärker verbreitet und wurde von OELSNER 1956 (151), WERNER 1958, 1966 (248, 249), WOLF 1964 (255), LEEDER 1966 (110), BAUMANN & WERNER 1968 (14) u. a. untersucht. Eingehend beschrieben wurde diese Abfolge mit einer Co-Ni-Arsenidführung auch aus dem Bereich der Mansfelder Mulde von KAUTZSCH 1953 (92) und aus dem Richelsdorfer Gebirge von MESSER 1955 (116).

Aus der dem Schneeberger Lagerstättenbezirk (im weiteren Sinne) zugehörigen Lagerstätte Aue-Lauter beschreiben BOLDUAN, HÖSEL & SIPPEL 1964 (34) das Auftreten von Baryt, dessen Ausbildung der des Baryts im Untersuchungsgebiet völlig gleicht und ordnen dieses Vorkommen der eba-Abfolge zu. HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (71) kommen in einer Bearbeitung dieses Gebietes zu der Schlussfolgerung, dass dieser Baryt ein Glied der biconi-Formation darstellt. Sie nähern sich damit der Ansicht von MÜLLER 1860 (135). In einer Beschreibung der Mineralisation in der Lagerstätte Aue-Lauter und ihrer Zonalität führt LIPP 1966 (unveröff.) die Existenz einer Skutterudit-Baryt-Mineralisation an, die jünger als die mgu-Formation und älter als die arsenidisch-quarzige Abfolge der biconi-Formation ist.

Nach den Ausführungen der genannten Autoren, die die eba-Abfolge in den erzgebirgischen und außererzgebirgischen Lagerstätten untersuchten, ist für diese Abfolge in den einzelnen Lagerstätten eine verschiedenartige Ausbildung und Mineralisation, die teilweise auf topomineralische Einflüsse zurückgeführt wird, kennzeichnend. Im

Untersuchungsgebiet liegt die eba-Abfolge wie im gesamten Schneeberger Lagerstättenbezirk, in einer arsenidischen Ausbildung vor, die der von WERNER 1966 (249) angenommenen Möglichkeit, dass „unter bestimmten Umständen eine mindestens embryonale Co-Ni-Arsenidparagenese vor der fba-Formation auftritt“, entspricht.

Die eba-Abfolge ist auf den oberen Sohlen des Untersuchungsgebietes Schlema-Alberoda stärker verbreitet als in den tieferen Teufenbereichen und weist eine relativ einförmige Mineralisation und einförmiges Gefüge auf. Eine stärkere Co-Ni-Arsenid-Führung war auf den oberen Sohlen zu beobachten, jedoch ist insgesamt gesehen die Erzführung geringer als die der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation und weist zu dieser in der Anzahl der erzführenden Betriebspunkte ein Verhältnis von 1 : 5,3 auf.

Die wichtigsten Minerale der eba-Abfolge sind Baryt und Skutterudit, während Rammelsbergit und Safflorit wesentlich seltener zu finden sind. Nickelin, gediegen Silber und Quarz treten nur lokal auf und stehen mit der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation in Beziehung. Ausgesprochen selten tritt umgelagerte Pechblende in der eba-Abfolge auf. Mit zunehmender Teufe wird der Baryt in stärkerem Umfange durch Siderit der karbonatischen Abfolge der biconi-Formation vertreten.

Der Baryt ist das häufigste Mineral dieser Abfolge und weist derbe radialstrahlig oder krummschalig ausgebildete Aggregate von fleisch- bis braunroter Farbe auf, die nach HARLASS & SCHÜTZEL 1965 durch fein dispers eingelagerte Partikelchen von Hämatit und Lepidokrokit bedingt ist. In erzfreier Paragenese kommt Baryt in Form

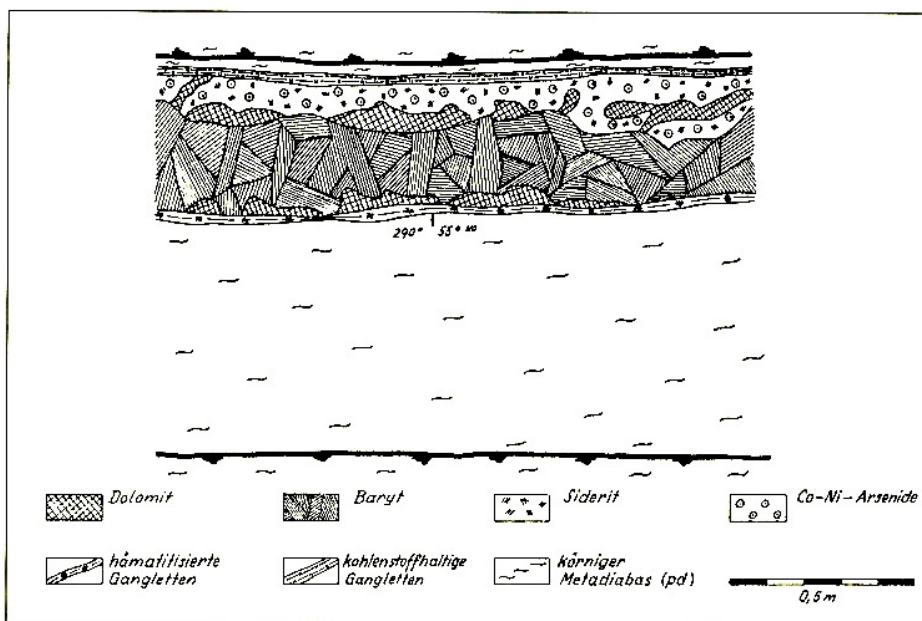


Abb. 53:  
Ein Gang der eba-Abfolge mit Baryt und Co-Ni-Arseniden (vorwiegend Skutterudit) wird von jüngeren Karbonspäten durchzogen. Schacht 38, Sohle -540 m, Strecke 203°, Abbaublock 1, Firste bei 10 m von Überhauen 9, Gang „Hohenstein“ (Weimar)“

selbständiger oder in die Mineralisation älterer Gangformationen eingelagerter Trümer vor, die gelegentlich einzelne idiomorphe Körnchen von Chalkopyrit und seltener von Fahlerz oder Pyrit aufweisen. Baryt wird sowohl in den erzfreien wie auch in den erzführenden Paragenesen häufig von jüngerem Siderit oder Dolomit-Ankerit begleitet, die ihn auf Rissen durchziehen oder in Drusen auf den Kristallen des Baryts aufsitzen (Abb. 53). Auf den oberen Sohlen waren die Barytgänge häufig drusig ausgebildet und enthielten in Drusen bis 10 cm große plattige (Abb. 54) oder tafelige Kristalle (Abb. 55, 56, und 57) des Baryts in verschiedener Ausbildung. LIPP 1966

(unveröff.) beobachtete eine unterschiedliche Färbung des Baryts: dunkelbraun bis fleischrot bei den älteren Ausscheidungen über blassrötlich nach gelblichweiß bei den jüngeren Gliedern.

Dabei zeigen besonders die älteren dunkleren Lagen des Baryts einen deutlichen radial- bis parallelstrahligen Aufbau. Oft sind in oder auf dunklem Baryt in den arsenidfreien Ausbildungen kleine Kügelchen von Pechblende anzutreffen. Die megaskopisch vorhandenen Unterschiede in der Ausbildung des Baryts in den erzfreien und erzführenden Paragenesen sind in der Tabelle 9 aufgeführt.



Abb. 54:  
Baryt mit Hämatit, Lepidokrokit und Kammquarz.  
Schacht 38, Sohle-390 m,  
Störung „Leonid“.  
Foto und Sammlung: FLACH



Abb. 55:  
Baryt (sog. Meiselspat).  
Schacht 366, Sohle -480 m,  
Gang „Seim“.  
Foto und Sammlung: FLACH



Abb. 56:  
Baryt mit eingewachsener  
Pechblende.  
Schacht 366.  
Foto und Sammlung: FLACH



Abb. 57:  
Baryt mit Pechblende.  
Schacht 38, Sohle -390 m,  
Störung „Leonid“.  
Foto und Sammlung: FLACH

Tab. 9: Die Unterschiede in der Ausbildung einiger Gangarten, der Gangletten und der Nebengesteinsveränderungen in den erzführenden und erzfreien Gangbereichen der biconi-Formation

Mineral	mit Co-Ni-Arseniden	ohne Co-Ni-Arsenide
Baryt	fast nur derb auftretend, fleischfarbene bis hellrötliche Färbung, die selten kräftiger ist	häufiger gut kristallisiert ausgebildet, zeigt mitunter divergent strahlige Textur, dunkel- bis bräunlichrot gefärbt, besitzt höheren Anteil an dispers eingelagerten Fe <sup>III</sup> -Mineralen, meist mehr Sulfideinschlüsse als in arsenidischer Paragenese führend
Dolomit-Ankerit	Ausbildung entspricht der karbonatisch-arsenidischen Abfolge	Ausbildung entspricht der karbonatisch-sulfidischen Abfolge
Siderit	meist derb ausgebildet, Kristalle sind selten und dann < 0,5 cm, typisch ist gelbe bis schwach bräunliche Farbe	oft in gut ausgebildeten 0,5-2 cm großen gewölbten Rhomboedern auftretend, zeigt hellere Farben, enthält im Kern der Kristalle manchmal Eisenglanz
Kalzit	nur derb auftretend, sehr selten mit etwas Aragonit vergesellschaftet	meist drusig vorkommend und bis 1,5 cm große Kristalle (einfache Skalenoeder) bildend
Gangfetten	meist helle graue bis bräunliche Färbung zeigend	fast stets durch Hämatitführung braun gefärbt
Nebengesteinsveränderungen	im unmittelbaren Vererzungsbereich oft weniger intensiv als in größerem Abstand von der Vererzung	häufig stärker als im unmittelbaren Vererzungsbereich ausgebildet



Abb. 58: Idiomorph ausgebildeter Skutteruditkristall der eba-Abfolge.  
Schacht 66, Sohle -270 m, Gang „Neiwa“.  
Foto und Sammlung: FLACH

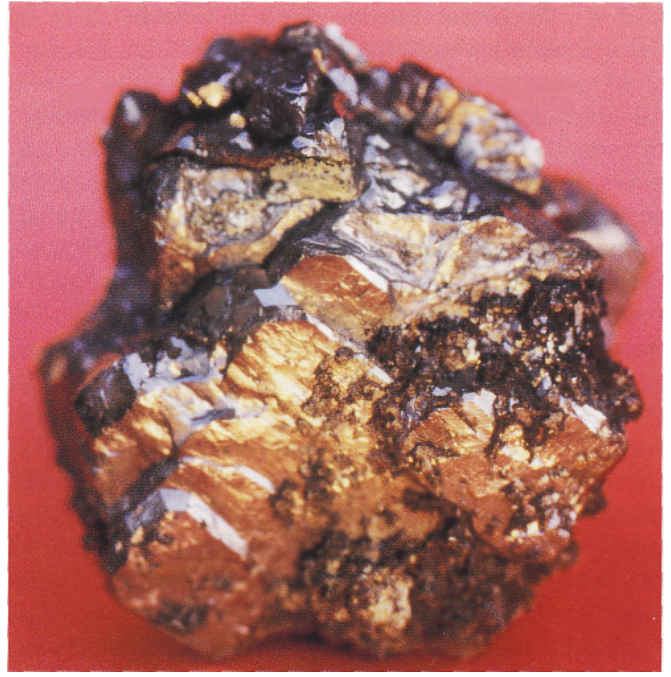


Abb. 59: Skutteruditkristalle der eba-Abfolge.  
Schacht 66, Sohle -360 m, Gang „Wupper“.  
Foto und Sammlung: FLACH

Eine Unterscheidung von zwei Generationen des Baryts nehmen HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (71) sowie HARZER, PILOT & STARKE 1964 (74) und HARZER 1967 (73) vor. Nach HARLASS & SCHÜTZEL 1965 ist der Baryt I der eba-Abfolge vor den Co-Ni-Arseniden und der Baryt II nach letzteren gebildet worden. Baryt I dürfte jedoch seltener als Baryt-II sein, da in den meisten der Ni-Co-Arsenid-führenden Barytgänge Skutterudit das ältere Mineral ist (Abb. 58 und 59). Die Hauptmenge des Skutterudits ist gegenüber Baryt älter und nur selten sind Skutteruditaggregate innerhalb der letzten lagigen Ausscheidungen des Baryts anzutreffen.

Skutterudit tritt in der eba-Abfolge stets idiomorph auf und bildet gewöhnlich bis zwei, seltener bis acht cm und noch größere Kristallaggregate in der Kombination (100) (111) (110), die durch einen meist megaskopisch deutlich ausgebildeten Zonarbau gekennzeichnet sind. Dabei ist der Zonarbau in den randlichen Partien meist ausgeprägter als in den zentralen Teilen der Kristallaggregate. Die Randzonen der Skutteruditkristalle weisen häufig einen schwachen Überzug von Rammelsbergit und seltener von Safflorit auf. Innerhalb des Skutterudits überwiegt Ni wesentlich gegenüber Co. Charakteristisch für die Co-Ni-Vererzung der eba-Abfolge ist das völlige Fehlen von gelförmig ausgebildetem Skutterudit.

Ein Teil der Zonen des Skutterudits zeigt mitunter schwache Anisotropieeffekte. Ein anderer Teil der Zonen besteht aus jüngerem Rammelsbergit und Safflorit oder wird von Baryt, jüngeren Karbonspäten, seltener von Quarz ausgefüllt. Häufig wird Skutterudit von Rissen durchzogen, deren Entstehung wahrscheinlich nicht durch Schrumpfung, wie in der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation bedingt ist, sondern durch Kataklyse erfolgte und in denen Rammelsbergit und Safflorit ausgebildet sind. Außerdem treten auf einigen Gängen in den Rissen des Skutterudits jüngere Karbonspäte auf. Entsprechend dem Vorherrschen von Ni in der barytischen Abfolge ist Rammelsbergit das häufigere „Diarsenid“ Safflorit ist ihm gegenüber von untergeordneter Bedeutung und Löllingit konnte in der eba-Abfolge nicht nachgewiesen werden.

Gediegen Silber in dendritenförmiger Ausbildung und Nickelinit, der in den Skutteruditaggregaten nicht ausgebildet ist, sind sehr selten in der barytischen Abfolge anzutreffen. In einigen Fällen ist das jüngere Alter der beiden durch einen feinen Saum von Rammelsbergit begleitet und in Assoziation mit Quarz auftretenden Mineralen nachweisbar. Gediegen Wismut wurde in den Barytgängen des Untersuchungsgebietes bisher nicht beobachtet.

#### 4.5.2 Die Mineralisation der arsenidisch-quarzigen Abfolge

Die arsenidisch-quarzige Abfolge der biconi-Formation ist gegenüber der barytischen (eba-) Abfolge durch das reichlichere Auftreten von Co-Ni-Arseniden, in denen die „Diarsenide“ gegenüber Skutterudit überwiegen und durch das Auftreten der gediegenen Elemente Silber und Wismut gekennzeichnet.

Die in dieser Abfolge auftretenden Paragenesen wurden megaskopisch von MÜLLER 1860, 1895, 1901 (135, 138, 139), VIEBIG 1905 (238), BECK 1912 (18), KRAUS 1916 (103) u. a. und mikroskopisch von ZÜCKERT 1926 (261), KEIL 1928, 1931, 1933 (94, 95, 96), OELSNER 1952, 1958, 1961 (148, 150, 152, 153), BAUMANN 1958, 1965 (6, 9), MRNA & PALVU 1958, 1960, 1963, 1964 (127, 128, 129, 130), KRAFFT 1959 (102), DYMKOW 1960 (59), SCHULZ 1961 (198), TOLLE 1964 (231), HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (71) u. a. beschrieben.

Nachdem ZÜCKERT 1926 (261) beobachtet hatte, dass sich die Dendriten von gediegen Silber vor denen des gediegen Wismuts bildeten, kam KEIL 1931, 1933 (95, 96) aufgrund seiner Überlegungen zu dem Ergebnis, dass sich gediegen Wismut vor gediegen Silber gebildet habe. Die meisten der nachfolgenden Bearbeiter, wie BAUMANN 1958, 1965 (6, 9), DYMKOW 1960 (59), SCHULZ 1961 (198) u. a. nehmen jedoch eine gleichzeitige, räumlich aber getrennte Bildung der beiden gediegen auftretenden Elemente an. MRNA & PALVU 1958, 1960, 1963, 1964 (127, 128, 129, 130) und MRNA 1960, 1963, 1967 (122, 123, 124, 126) bestätigen die Angaben von ZÜCKERT 1926 (261) und unterteilen die quarzige Abfolge der biconi-Formation sogar in eine ältere gediegen Silber-führende und eine jüngere gediegen Wismut-führende Arsenidabfolge. LIPP 1966 (unveröff.) beobachtete an Proben aus der Lagerstätte Aue-Lauter ebenfalls die Verdrängung von gediegen Silber in den Dendriten durch gediegen Wismut (Abb. 60). Es kann jedoch nicht einwandfrei entschieden werden, ob das verdrängende gediegen Wismut nicht

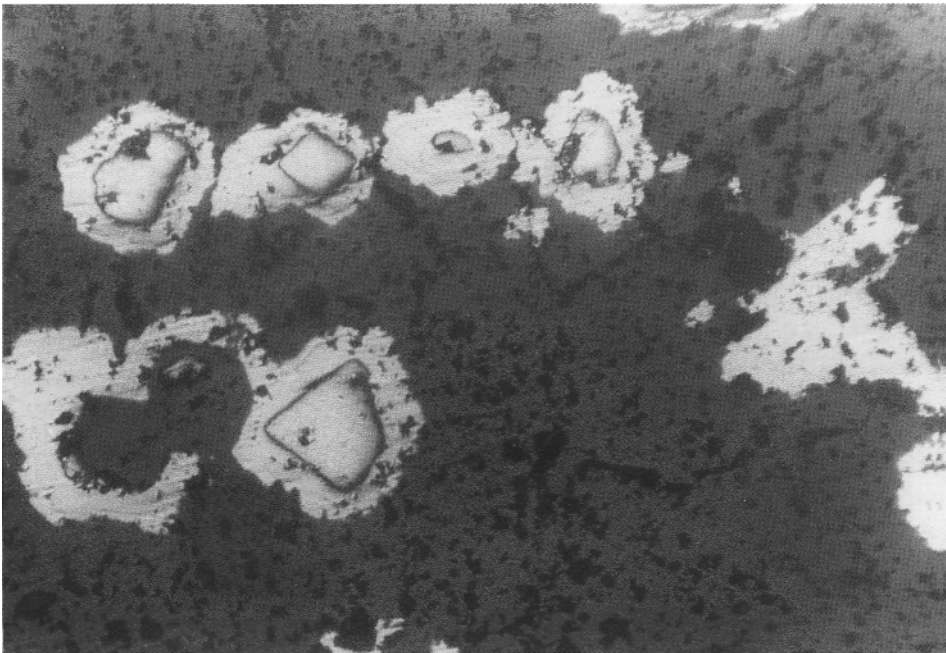


Abb. 60:  
*In den Dendriten von gediegen Silber ist als jüngeres Mineral gediegen Wismut ausgebildet. Die Dendriten werden in quarziger Gangart von Rammelsbergit umgeben. Lagerstätte Aue-Lauter, Auflicht, 84 x*

Die ersten erzmikroskopischen Bearbeiter der Bi-Co-Ni- und Ag-erzführenden Paragenesen nahmen eine Zwei- bzw. eine Dreiteilung der Paragenesen vor, indem sie entsprechend dem Auftreten der Co-Ni-Arsenide jeweils um gediegen Silber und um gediegen Wismut (ZÜCKERT 1926 (261)) oder um „Speiskobalt“ (KEIL 1931 (95)) gruppierten. Diese heute noch allgemein anerkannte Einteilung ist auch für das Untersuchungsgebiet in der Lagerstätte Schlemma-Alberoda zutreffend. Die Paragenesen der arsenidisch-quarzigen Abfolge zeigen in ihrer Ausbildung keine wesentlichen Unterschiede zu den Lagerstätten gleichen Typs im Erzgebirge und in den angrenzenden Gebieten.

schon ein Mobilisat darstellt. Die räumliche Trennung im Auftreten der gediegenen Metalle und die Tatsache, dass gediegen Wismut bei seiner Mobilisation einen nur kurzen Migrationsweg besitzt, sprechen jedoch gegen die Annahme von umgelagertem gediegen Wismut als verdrängendes Mineral in den Dendriten des gediegen Silbers.

In Anlehnung an KEIL 1931 (95) und an MRNA & PALVU 1958, 1960, 1963, 1964 (127, 128, 129, 130) in bezug auf die unterschiedliche räumliche Verbreitung der einzelnen Paragenesen bzw. in Bezug auf ihre geringe zeitlich unterschiedliche Bildung werden im folgenden zuerst die am weitesten vom Granit entfernten Paragenesen von

gediegen Silber mit den Co-Ni-Arseniden und ihre Sonderausbildung, den Paragenesen von gediegen Silber mit gediegen Arsen beschrieben. Anschließend folgen die praktisch ohne gediegene Elemente auftretende Paragenese der Co-Ni-Arsenide („Übergangsparagenese“) und abschließend wird die zum Granit hin ausgebildete Paragenese von gediegen Wismut mit den Co-Ni-Arseniden beschrieben.

#### 4.5.2.1 Die Paragenesen von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden

Diese Paragenese wurde mikroskopisch besonders von ZÜCKERT 1926 (261), KEIL 1931, 1933 (95, 96), MRNA & PALVU 1958, 1964 (127, 130) und von DYMKOW 1960 (59) beschrieben und untersucht.

ZÜCKERT 1926 (261) führt als Besonderheiten der Paragenesen von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden gegenüber der von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden das Zurücktreten von Skutterudit zu Gunsten von Rammelsbergit sowie das stärkere Auftreten von Nickel in der ersteren an. Außerdem soll an die Paragenesen von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden ein stärkeres Auftreten von mobilisierter Pechblende gebunden sein. Das Vorherrschen von Ni gegenüber von Co in diesen Paragenesen wird neben ihrer räumlichen Trennung von den Paragenesen mit gediegen Wismut von KEIL 1931, 1933 (95, 96) betont.

Außerdem tritt nach KEIL 1931 (95) ebenfalls in dieser Paragenese Skutterudit gegenüber Rammelsbergit und Nickel in mengenmäßig zurück. MRNA & PALVU 1958 (127) beschreiben eine seltener auftretende Paragenese von gediegen Silber mit Safflorit, die von DYMKOW 1960 (59) bestätigt wird, und die dendritische Ausbildung des gediegen Silbers in vier verschiedenen Arten, wobei sie zwei unterschiedlich alte Generationen des gediegen Silbers nachweisen. In weiteren Veröffentlichungen führen MRNA & PALVU 1963, 1964 (129, 130) mehrfach das Auftreten dieser beiden Generationen des gediegen Silbers an. Alle Autoren weisen auf die im Untersuchungsgebiet ebenfalls weit verbreitete Auslaugung des gediegen Silbers in den Dendriten durch jüngere Lösungen, besonders durch die der sich an die quarz-arsenidische Abfolge anschließenden karbonatischen Abfolgen hin.

Im Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda zeigen die Ni-betonten Paragenesen mit gediegen Silber die von den angeführten Autoren beschriebene Ausbildung und lassen keine wesentlichen Abweichungen erkennen. Charakteristisch für die Erzminerale ist ihre Vergesellschaftung mit jüngeren karbonatischen Gangarten, wobei für diese eine abnehmende Häufigkeit von Dolomit-Ankerit über Siderit zu Kalzit festzustellen ist. Quarz als typischer Begleiter dieser Paragenese tritt nur unter-

geordnet auf. Er ist innerhalb der Aggregate der Erzminerale meist idiomorph ausgebildet und umkrustet diese. Fluorit wurde in dieser Paragenese bisher nicht beobachtet.

Die Dendriten von gediegen Silber werden meist von Rammelsbergit umkrustet (Abb. 61). Seltener ist gediegen Silber im Untersuchungsgebiet in Nickel in oder Ni-Skutterudit eingebettet, wobei zwischen gediegen Silber und den genannten Arseniden ein dünner Saum von Rammelsbergit ausgebildet ist. In den meisten Fällen ist gediegen Silber in den Dendriten nicht mehr erhalten und durch Karbonspäte, Proustite, Argentite und seltener durch Quarz, Chalkopyrit oder Fahlerz ersetzt. Am häufigsten bleibt gediegen Silber in den in Rammelsbergit eingelagerten Dendriten erhalten, besonders dann, wenn die Dendriten in der gleichen Probe auch in anderen Arseniden ausgebildet sind. Als Seltenheit wurde in den Dendriten von gediegen Silber „kataklatisch“ ausgebildeter Skutterudit beobachtet. Vereinzelt sind Dendriten von gediegen Silber in arsenidfreier Ausbildung in Dolomit-Ankerit anzutreffen (Abb. 62). Auf einem Gang wurden ausgelaugte Dendriten, ebenfalls in arsenidfreier Ausbildung, in Quarz festgestellt. Diese Beispiele zeigen, dass gediegen Silber vor den Co-Ni-Arseniden ausgeschieden wurde und dass letztere zeitlich etwas jüngere Bildungen darstellen.

Das häufigste Arsenid in den Paragenesen mit gediegen Silber ist Rammelsbergit, der in verschiedenen Formen und in mehreren Generationen auftritt. Er folgt unmittelbar auf gediegen Silber und bildet um dieses dünne Säume, wenn die Dendriten von gediegen Silber in Nickel in oder in Skutterudit ausgebildet sind. Rammelsbergit umkrustet und verdrängt auch den gegenüber gediegen Silber jüngeren Nickel in. Außerdem tritt er, oft gemeinsam mit Safflorit, in den Zonen des Skutterudits auf, der in dieser Paragenese jünger als Nickel in und Rammelsbergit ist. In einem Falle war mit Nickel in jüngerer Pararammelsbergit vergesellschaftet. Im Allgemeinen ist jedoch Pararammelsbergit etwas häufiger in den Paragenesen mit gediegen Wismut zu finden.

Das nächsthäufige Arsenid stellt Nickel in dar, der gegenüber gediegen Silber stets eine jüngere Bildung ist und ebenfalls in zwei Generationen vorkommt, die altersmäßig durch Skutterudit getrennt sind. Nickel in ist in den Paragenesen mit gediegen Silber stets gelförmig ausgebildet und assoziiert sich besonders mit Rammelsbergit, der ihn umlagert, durchtrümpert und verdrängt. Selten konnte eine Umlagerung von Maucherit durch Nickel in beobachtet werden. Der jüngere Nickel in, der auf Skutterudit folgt, unterscheidet sich in seiner Ausbildung nicht von dem der älteren Generation.

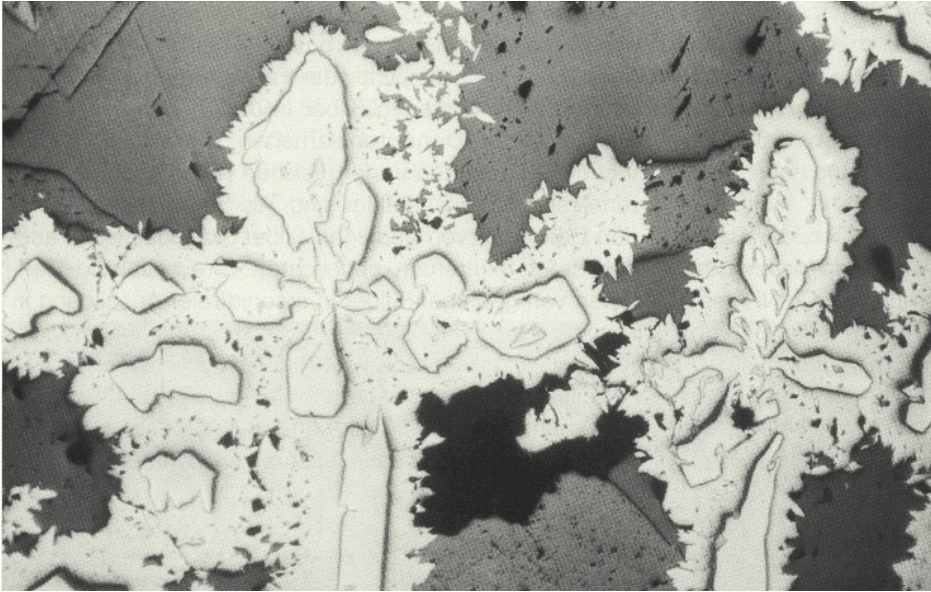
Der Skutterudit ist in den Paragenesen mit gediegen Silber stets eine jüngere Bildung und weist idiomorphe

Formen in der Kombination (100) (110) oder nur in der Form (100) auf, die auf älteren Nickelin und Rammelsbergit folgen und meist einen deutlich ausgebildeten Zonarbau zeigen. Mitunter zeigt Skutterudit in dieser Paragenese kataklastische Erscheinungen. Gegenüber dem jüngeren Nickelin ist Skutterudit meist durch einen Saum von Safflorit getrennt.

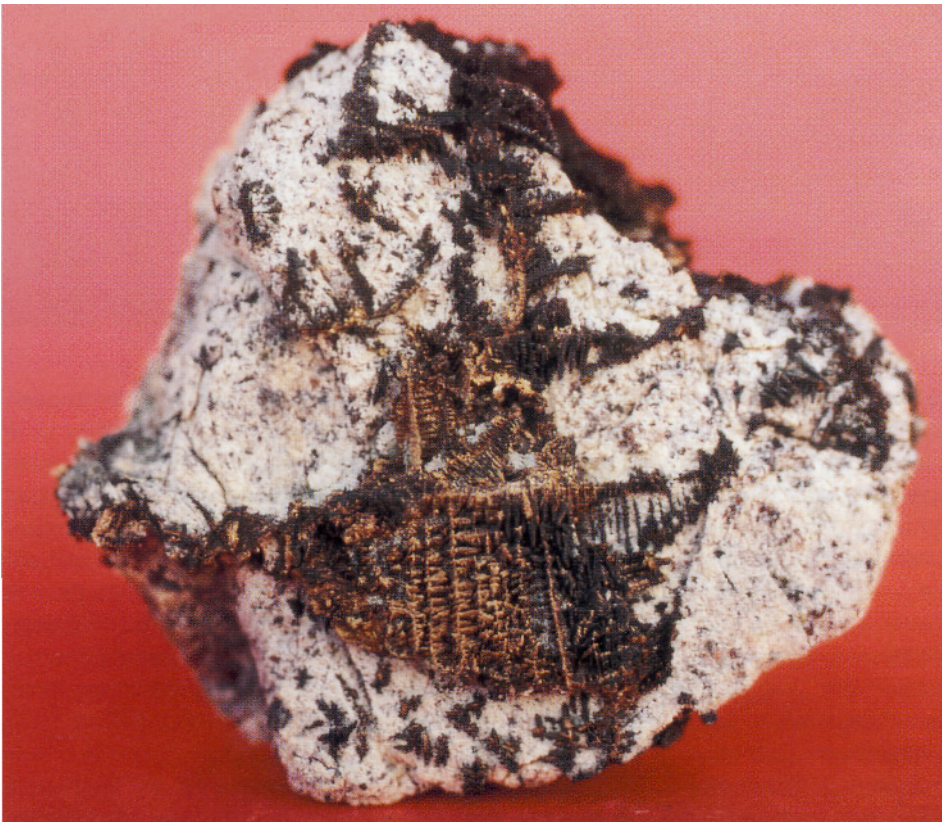
Die in der Paragenese von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden selten auftretende Pechblende führt gelegent-

lich randlich einen Saum von Coffinit und ist mit Rammelsbergit und Nickelin assoziiert.

Charakteristisch für die Paragenese mit gediegen Silber ist eine Überlagerung durch die Minerale der sich anschließenden karbonatischen Abfolge, die besonders mit der Entfernung des gediegen Silbers aus den Dendriten verknüpft ist. Seltener ist mit dieser eine Umlagerung der Co-Ni-Arsenide verbunden und Co- bzw. Ni-Sulfide werden bei diesem Prozess kaum gebildet.



*Abb. 61:  
Gangprobe der arsenidisch-quarzig Abfolge der biconi-  
Formation mit von Rammels-  
bergit umkrusteten Dendriten  
von gediegen Silber in jünge-  
rer dolomitisch-ankeritscher  
Gangart  
Auflicht 83 x*



*Abb. 62:  
Dendritisches gediegen  
Silber in Dolomit-Ankerit  
(gelaugt).  
Schacht 207, Sohle -270 m,  
Gang „Lehm“.  
Foto und Sammlung: FLACH*



## Die Mineralisation der Paragenesen von gediegen Silber mit gediegen Arsen

Diese Paragenese tritt in den Lagerstätten des Erzgebirges relativ selten auf und ist noch nicht näher beschrieben. Eine ähnliche Paragenesenausbildung, die von der ags-Formation überprägt wurde, beschreibt WENGLER 1886 (246) aus dem Marienberger Lagerstättenbezirk vom Amandus-Flachen. MRNA & PALVU 1958, 1964 (127, 130) beobachteten ebenfalls gediegen Silber in gediegen Arsen. Eine ähnliche Paragenese beschrieb HOENE 1936 (81) aus der Lagerstätte Schmiedeberg (Kowary) in Schlesien. Er nimmt an, dass gediegen Arsen die Co-Ni-Arsenide verdrängt und dabei gediegen Silber übernommen hat.

Im Untersuchungsgebiet, in der Lagerstätte Schlema-Alberoda, in dem die Paragenesen von gediegen Silber mit gediegen Arsen einen Sonderfall der Paragenesen von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden darstellen und relativ selten auftreten, dürfte die Bildung dieser Paragenese jedoch topomineralisch bedingt sein.

Auf einem Gang wurde das jüngere Alter der Paragenese von gediegen Silber mit gediegen Arsen gegenüber der eba-Abfolge beobachtet. Diese Paragenesen sind meist in größerem Abstand von der Granit-

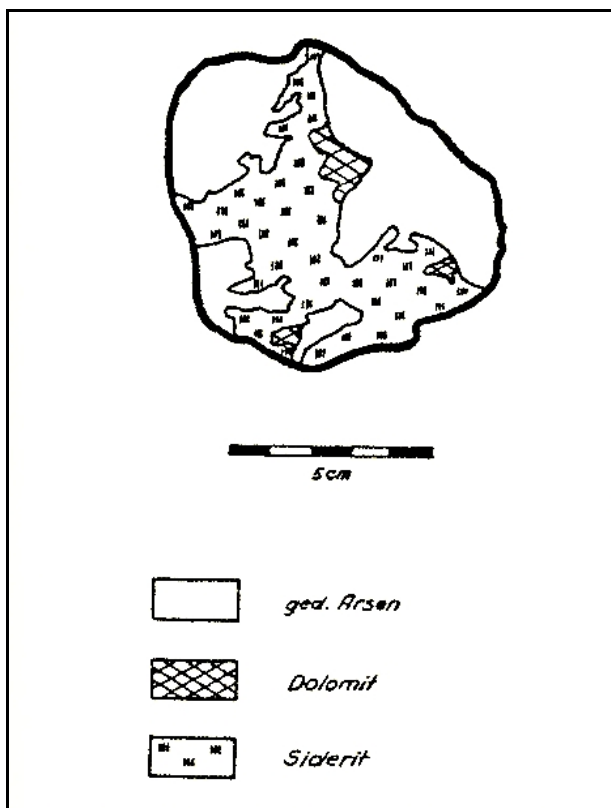


Abb. 63: Gangprobe der Paragenese von gediegen Silber mit gediegen Arsen in karbonspätiger Gangart.  
Schacht 366, Sohle -675 m, Gang „Nelson“

oberfläche vorhanden und liegen in quarzfreier Ausbildung vor.

Häufigste Gangart der Paragenese von gediegen Silber mit gediegen Arsen ist Siderit, der auf gediegen Arsen folgt (Abb. 63) und gegenüber den meist beibrechenden Silbersulfarseniden eine deutlich ältere Abscheidung darstellt. Seltener wird er von geringen Mengen von Dolomit-Ankerit begleitet.

In disperser Ausbildung wurden die Paragenesen von gediegen Silber mit gediegen Arsen in kalzitischer und dolomitisch-ankeritischer Gangart beobachtet. Beide gediegenen Elemente waren hier mit jüngerem Xanthokon, Proustit, Silberkies und Löllingit vergesellschaftet.

Gediegen Silber bildet megaskopisch bis acht cm lange Kristallskelette in gediegen Arsen, die durch letzteres etwas krummschalig verbogen sein können und meist als ausgelaugte Negative vorliegen, in denen häufig kleine nadlige Kristalle von jüngerem Proustit ausgebildet sind (Abb. 64). Als eine gegenüber den Kristallskeletten jüngere Generation sind mikroskopisch kleine rundliche und tropfenförmige Einschlüsse von gediegen Silber in gediegen Arsen ausgebildet, in denen das gediegen Silber nicht ausgelaugt ist. Diese kleinen Körner zeigen in gediegen Arsen „Pflasterstruktur“.

Das in diesen Paragenesen gediegen auftretende Arsen lässt sich megaskopisch vom gleichen Mineral der ags-Formation unterscheiden und liegt in feinkörniger Ausbildung vor. Gediegen Arsen besitzt in den Paragenesen mit gediegen Silber eine feinkavernöse Ausbildung und zeigt wenig Neigung zu konzentrisch-schaligen Formen, wie sie für den „Scherbenkobalt“ der ags-Formation charakteristisch sind. Vereinzelt ist mit gediegen Arsen wenig Löllingit in Stäbchen- bis sternchenförmiger Ausbildung vergesellschaftet, wobei selten eine Verdrängung des gediegen Silbers durch dieses Mineral zu beobachten ist.

### Anmerkung:

Die bei der Fertigstellung der Dissertation von LIPP noch nicht aufgeschlossenen Tiefbaue in der Lagerstätte Schlema-Alberoda, insbesondere in den Sohlen von -1485 m bis -1755 m, (u. a. die Erzknotten 191 und 192 Gangsystem „Dyskrasit“), zeigten größere Spaltensysteme, die u. a. mit dendritisch gediegen Silber in körnigem gediegen Arsen und reichlich Löllingit ausgefüllt waren. Begleitminerale waren u. a. bis 5 cm starke Allargentum-, bzw. Dykrasittrümer. Als große Seltenheit fand sich u. a. Lautit in Kristallen. Als Gangart traf Dolomit-Ankerit, weniger Kalzit und seltener Siderit auf.

#### 4.5.2.2 Die Paragenesen der Co-Ni-Arsenide ohne gediegene Elemente („Übergangsparagenesen“)

Die Bezeichnung „Übergangsparagenese“ bezieht sich auf ihre räumliche Verteilung. Diese Paragenesen stellen den Übergang zwischen den in größerem Abstand von der Granitoberfläche auftretenden Paragenesen von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden und den granitnah

ausgebildeten Paragenesen von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden dar. Die „Übergangsparagenesen“ sind praktisch ohne gediegen auftretende Elemente ausgebildet und entsprechen der von KEIL 1931 (95) als „Speiskobaltgruppe“ ausgehaltenen Ausbildung der arsenisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation. Die Sonderstellung der „Übergangsparagenesen“ wird auch von MRNA & PALVU 1958, 1963, 1964 (127, 129, 130) angeführt, die diese Paragenesen ebenfalls beschreiben.



Abb. 64:  
Gediegen Silber und Kristallnegative nach gediegen Silber mit Proustit in gediegen Arsen.  
Schacht 366, Sohle -720 m, Gang „Nelson“, Bereich Störung „Union Liegend.“



Abb. 65:  
Parallelstrahlig ausgebildeter Safflorit („Übergangsparagenese“) ist mit jüngerem Siderit vergesellschaftet.  
Schacht 371 (366), Sohle -990 m, Strecke 1, Feldstrecke 1400, Gang „Rio-Tinto“

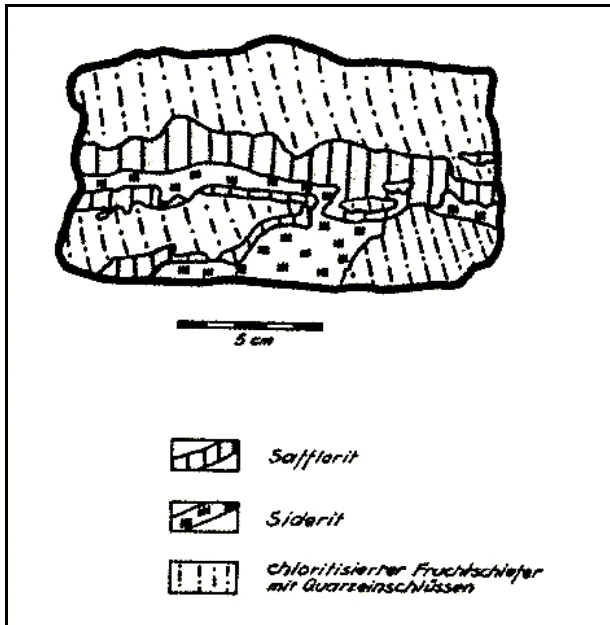


Abb. 65a: Handstückskizze der Abb. 65

In Annäherung an die Paragenesen von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden, also mit Annäherung an den Granit, sind im Untersuchungsgebiet die Co-Ni-Arsenide mit wenig Quarz vergesellschaftet, der in zunehmendem Maße mit weiterer Entfernung von der Granitoberfläche durch jüngere Karbonspäte, besonders durch Dolomit-Ankerit und Siderit vertreten wird. Analog zu Quarz verhalten sich Skutterudit und der meist gelförmige Nickelin, die weiter vom Granit entfernt seltener auftreten, während Rammelsbergit in den granitferneren Bereichen der „Übergangsparagenesen“ häufiger auftritt.

In ihrer Ausbildung lehnen sich die „Übergangsparagenesen“ sowohl an die Paragenesen von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden (in den sich an diese anschließenden Bereichen) als auch an die von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden (in Annäherung ihres Auftretens an letztere) an, so dass eine ausführliche Beschreibung der „Übergangsparagenesen“ sich mit Ausführungen über die genannten Paragenesen deckt.

Als Besonderheiten dieser Paragenesen ist die bisher nur einmal beobachtete Ausbildung von Safflorit in bis 0,5 cm mächtigen parallelstrahligen Aggregaten anzuführen, der mit jüngerem Siderit assoziiert und von anderen Co-Ni-Arseniden nicht begleitet wurde (Abb. 65 und 65a).

#### 4.5.2.3 Die Paragenesen von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden

Das in diesen Paragenesen auftretende gediegen Wismut ist ein charakteristisches Mineral der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation in den Lagerstät-

ten des Erzgebirges und wurde von MÜLLER 1860, 1895 (135, 138), FRENZEL 1874 (63), ZÜCKERT 1926 (261), KEIL 1927, 1931, 1933 (94, 95, 96), BAUMANN 1958 (6), DYMKOW 1960 (59), MRNA & PALVU 1958, 1963, 1964 (127, 129, 130), MRNA 1960, 1963, 1967 (122, 123, 124, 125, 126), TÖLLE 1964 (231) u. a. beschrieben.

KEIL 1931, 1933 (95, 96) erkannte als erster die stärkere Bindung der Co-Arsenide an gediegen Wismut, während die Ni-Arsenide sich mehr um gediegenes Silber gruppieren. Demzufolge sind auch Safflorit und Skutterudit die wichtigsten Arsenide in diesen Paragenesen. Gediegen Wismut ist aber auch mit Nickelin und seltener direkt mit Rammelsbergit vergesellschaftet. Diese weniger häufigen Paragenesen werden von KEIL 1931, 1933 (96, 96), MRNA & PALVU 1958, 1963 (127, 129) und DYMKOW 1960 (59) beschrieben.

Die häufigste Gangart der Paragenesen von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden ist Quarz, der im granitnahen Bereich (innerster Kontakthof) mengenmäßig die mit auftretenden jüngeren karbonatischen Gangarten überwiegt, dessen Anteil aber mit zunehmender Entfernung der Erzgänge von der Granitoberfläche merklich abnimmt und meist durch jüngere Karbonspäte ersetzt wird. Unter letzteren bevorzugt Dolomit-Ankerit gegenüber Siderit die näher zum Granit auftretenden Erzgänge. Kalzit als eine weitere jüngere Gang-

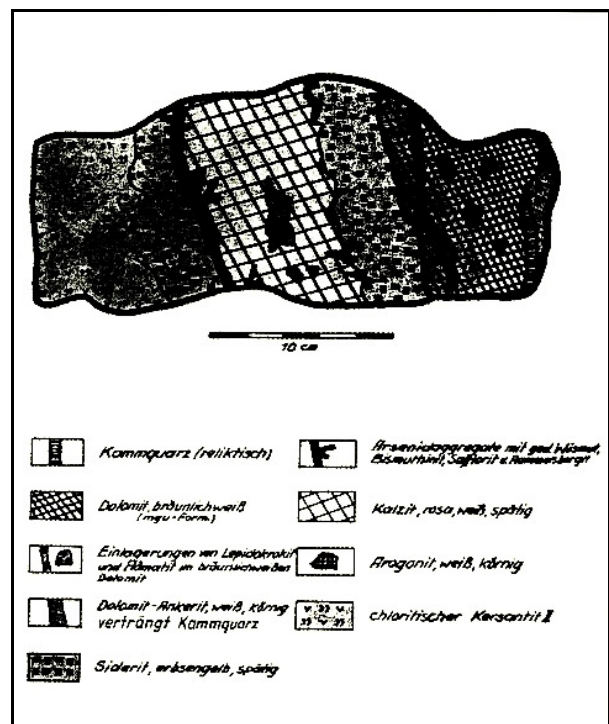


Abb. 66: Kalzit und Aragonit sind als jüngste Gangarten der karbonatisch-arsenidischen Abfolge der biconi-Formation ausgebildet. Schacht 207, Sohle -360 m

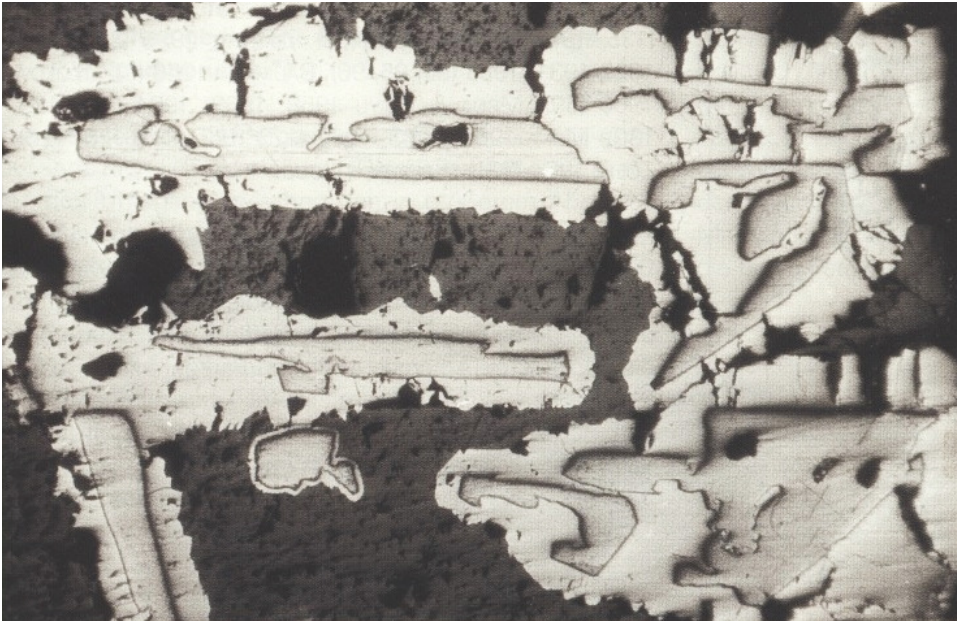


Abb. 67:  
Dendriten von gediegen Wismut werden von Safflorit umgeben, die Gangart ist karbonatisch.  
Auflicht, 53 x.  
Foto: RYSHOW



Abb. 68:  
Gediegen Wismut (Kristalle bis 3 cm Größe) mit Safflorit, Kammquarz, Erythrin und Dolomit-Ankerit.  
Schacht 371, Sohle -855m, Abbaublock 5078, Gang „Opal“.  
Foto und Sammlung: FLACH

art ist an die granitnahen Gänge gebunden. Ebenso verhält sich der seltener vorkommende Fluorit, der vereinzelt in hexaedrischer Ausbildung in gediegen Wismut anzutreffen ist und von den Co-Ni-Arseniden, Quarz und von Dolomit-Ankerit verdrängt wird. Als Seltenheit und als jüngste auf Kalzit folgende Gangart wurde im granitnahen Bereich Aragonit beobachtet (Abb. 66).

Gediegen Wismut tritt in verschiedenen Formen auf, deren megaskopische Ausbildung von MÜLLER 1860 (135) aus dem Schneeberger Lagerstättenbezirk beschrieben wurde, wobei gediegen Wismut bevorzugt Dendriten und Kristallskelette aufweist, die in Safflorit, Nickelin, Skutterudit und Rammelsbergit auftreten. Seltener liegen die Dendriten und Kristallskelette unmittelbar in der Gangart.

Im Untersuchungsgebiet sind größere Dendriten in Safflorit ausgebildet (Abb. 67), während sie in Nickelin nur kleinere Ausmaße aufweisen. Daneben sind, besonders von den granitnahen Erzgängen auch 0,1 bis 3,5 cm große Kristalle von gediegen Wismut in rhomboedrischer Ausbildung bekannt geworden, die teilweise ohne unmittelbare Vergesellschaftung mit Co-Ni-Arseniden auftreten.

**Anmerkung:**

Im Gang „Opal“, auf der Sohle -855 m, u. a. im Abbaublock 5078, wurden im Bereich der Granitkontaktverwerfung Drusenbereiche angefahren, die mit Kristallen von gediegen Wismut in Größen bis 3,5 cm besetzt waren. In Größe und Schönheit, dürfte es sich um die besten Wismutkristalle handeln, die bisher auf

der Welt gefunden wurden. Die Kristalle kamen teilweise völlig rein vor. Teilweise hatten sie einen Überzug von Saffloritkristallrasen. Begleitminerale waren u. a. in Kristallen, Skutterudit, Dolomit-Ankerit, Quarz, teils Kammquarz, Bismuthinit und Pyrit. Erythrin (als Kobaltbeschlag), seltener kleine Kettneritkristalle und hochglänzende bis 0,5 mm große Thucholithkügelchen (Abb. 68 und 69).

In Skutterudit bildet gediegen Wismut seltener Dendriten, sondern tritt in den von TÖLLE 1964 (231) als Entmischungen gedeuteten Formen und auf Rissen auf. Letztere Ausbildung ist auch in Quarz und in Dolomit-Ankerit der jüngeren karbonatischen Abfolge zu finden, in denen gediegen Wismut auf Spaltrissen auftritt. Diese Form wird von MRNA & PALVU 1958 (127) als eine im plastischen Zustand ohne Überführung in wässrige Lösung erfolgte Umlagerung betrachtet. Ähnliche Formen der Ausbildung von gediegen Wismut sind auch in den Co-Ni-Arseniden zu beobachten.



Abb. 69: Gediegen Wismut (Kristalle bis 2 cm Größe) mit Thucholith, Dolomit-Ankerit und Pyrit auf Kammquarz.  
Schacht 371, Sohle -810 m, Strecke 10<sup>a</sup>/  
Feldstrecke 1203, Abbaublock 4076, Gang „Opal“.  
Foto und Sammlung: FLACH

Neben den häufigen Umwandlungen des gediegen Wismut in Bismuthinit, die von ZÜCKERT 1926 (161), KEIL 1931, 1933 (95, 96) u. a. beschrieben sind, und den selteneren in Emplektit, die von RAMDOHR 1955, 1960, 1961 (176, 177) erwähnt werden, wurde im Untersuchungsgebiet einmal eine nur auf einen Teil eines Anschliffes beschränkte, an Zerfallserscheinungen erinnernde Umwandlung von gediegen Wismut in mehreren Komponenten beobachtet. Dabei treten als erste Bildung Wittichenit und Klaprothit auf, die beide gediegen Wismut verdrängen. Als annähernd gleichaltrige Bildung ist

Annivit (Bi-Fahlerz) nicht unmittelbar mit Wittichenit und Klaprothit verwachsen, wird aber ebenso wie diese beiden Bi-Sulfide von Emplektit, der zu idiomorpher Ausbildung neigt von Cuprobismuthinit verdrängt. Letzteres Mineral tritt vorwiegend an den Grenzen zwischen gediegen Wismut und Annivit auf und bildet in Annivit winzige Entmischungen.

Eine gegenüber gediegen Wismut ältere Bildung ist Maucherit, der mit Nickel in assoziiert ist und, im Gegensatz zu letzterem, keine Dendriten von gediegen Wismut enthält. Nickel in den Paragenesen mit gediegen Wismut in zwei Formen ausgebildet. Einmal bildet er kolloidale Aggregate, die Dendriten von gediegen Wismut enthalten. Andererseits tritt Nickel in den Paragenesen mit gediegen Wismut häufiger als in den anderen Paragenesen zu finden ist, in idiomorph ausgebildeten Aggregaten mit hexagonalen Umrissen auf, die unter gekreuzten Nichols verzwillingt sind. Die Kristalle des Nickels, deren Flächen teilweise gesetzmäßig mit den Hexaedern des Skutterudits verwachsen sind, enthalten kein gediegen Wismut und werden von Rammsbergit verdrängt.

Seltener als in den anderen Paragenesen der arsenisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation tritt Rammsbergit in Paragenesen mit gediegen Wismut auf und umgibt oder verdrängt Nickel. Ein weiteres selten zu beobachtendes Ni-Arsenid ist Pararammsbergit, der gelegentlich dünne Krusten zwischen Nickel und Rammsbergit bildet.

Skutterudit folgt meist den angeführten Arseniden und bildet kleinere, selten bis 1 cm große Kristalle in den Kombinationen (100) (110) oder einfache Hexaeder, die gediegen Wismut in vielfältigen Strukturformen enthalten, wie sie im einzelnen von KEIL 1931, 1933 (95, 96), DYMKOW 1960 (59), TÖLLE 1964 (231) u. a. beschrieben sind. Die von KEIL 1931 (95) in der Ausscheidungsfolge des Skutterudits festgestellte Veränderung der Strukturformen von grobkristallin über feinkristallin („Hornkobalt“) zu kolloidal ist im Untersuchungsgebiet ebenfalls nachweisbar. Die gelförmigen Skutterudite sind jedoch meist mit Siderit und Dolomit-Ankerit der nachfolgenden karbonatisch-arsenidischen Abfolge assoziiert und stellen in den Gängen mindestens teilweise ein Umlagerungsprodukt dar. Auf einigen Gängen im granitnahen Bereich sind die Kristalle des Skutterudits durch einen dünnen Saum von Quarz gegenüber dem jüngeren Dolomit-Ankerit „gepanzert“ und zeigen so keine Veränderungserscheinungen durch den Karbonat.

Das häufigste Arsenid in den Paragenesen mit gediegen Wismut ist Safflorit, der in den Gängen eine stetige Zunahme seines Anteiles an der Gangmineralisation in Richtung zur Granitoberfläche aufweist und meist ge-

gediegen Wismut unmittelbar umkrustet. Bezüglich seiner Ausbildung wird auf die Beschreibung von ZÜCKERT 1926 (261), KEIL 1931, 1933 (95, 96), BAUMANN 1958 (6), DYM-KOW 1960 (59), TÖLLE 1964 (231) u. a. verwiesen.

Die in den Paragenesen von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden gelegentlich auftretenden Uranerzminerale sind in der Literatur mehrfach von ZÜCKERT 1926 (261), KEIL 1931 (95), DYM-KOW 1960 (59) und RAMDOHR 1961 (177) beschrieben. Neben der kku-Formation tritt Coffinit erst wieder in der arsenidisch-quarzig Abfolge der biconi-Formation auf. Er ist hier weniger häufig in Pechblende umgewandelt wie in der ersteren Gangformation. Coffinit ist jünger als gediegen Wismut und in oder um die Co-Ni-Arsenide und in Quarz ausgebildet, wobei er die Paragenese mit Rammelsbergit bevorzugt. Gelegentlich wird Pechblende als älteres Mineral abgeschieden, auf das Coffinit unmittelbar folgt. Pechblende bildet auch kleine Kügelchen in Nickel.

#### **4.5.3 Die Mineralisation der karbonatisch-arsenidischen Abfolge**

Die auf die arsenidisch-quarzige Abfolge der biconi-Formation folgende karbonatisch-arsenidische Abfolge unterscheidet sich von der nachfolgenden karbonatisch-sulfidischen Abfolge durch das Fehlen sulfidischer Minerale auch in geringsten Mengen und verursacht auf einigen Gängen des Untersuchungsgebietes nachweisbare Umlagerungen der Erzminerale der arsenidisch-quarzig Abfolge.

Nachdem ZÜCKERT 1926 (261) erstmals das jüngere Alter der Karbonspäte gegenüber den Paragenesen der arsenidisch-quarzig Abfolge der biconi-Formation beobachtete, stellte KEIL 1931 (95) eine sulfidische Phase zwischen die arsenidisch-quarzige Abfolge der biconi- und der ags-Formation, die aufgrund der hier gewonnenen Ergebnisse in zwei Abfolgen mit geringem zeitlichen Hiatus zwischen beiden zu trennen ist.

Außerhalb der erzbergischen Lagerstätten wurde von MESSER 1955 (119) eine sulfidische „Übergangsparagenese“ im Anschluss an die Arsenid-Quarz-Abscheidung und vor der „barytischen Hauptphase“, die WERNER 1966 (249) mit der fba-Formation gleichsetzt, ausgehalten, deren Ähnlichkeit mit den Bildungen der karbonatischen Abfolgen im Anschluss an die arsenidisch-quarzige Abfolge im Untersuchungsgebiet Schlemma-Alberoda ziemliche Übereinstimmung ergibt.

Die Auslaugung der beiden in der arsenidisch-quarzig Abfolge gediegen auftretenden Elemente Silber und Wismut aus den Dendriten wurde erstmals von ZÜCKERT 1926 (261) beobachtet. KEIL 1931 (95), MRNA & PALVU 1958, 1963 (127, 129), DYM-KOW 1960, 1963 (59, 60) und

MRNA 1967 (126) bestätigen diese Beobachtungen. Dabei wird von den Autoren betont, dass Wismut nur einen kurzen Migrationsweg besitzt, während Silber über größere Entfernungen transportiert wird und dabei nach DYM-KOW 1960 (59) in die höher gelegenen Gangbereiche gelangt.

Die Umlagerung der Co-Ni-Arsenide wird in der Literatur erst in jüngster Zeit von KRAFT 1959 (102), DYM-KOW 1960 (59), RENTZSCH 1961 (178) und BARSUKOW, BELJAJEW, SJERGEEWA & SOKOLOWA 1967 (4) nachgewiesen. Nach DYM-KOW 1960 (59) findet unter den Co-Ni-Arseniden eine besonders intensive Zerstörung von Nickel und Skutterudit statt und ist mit einer Neubildung von Bi-, Ni-, Co- und Fe-Sulfiden verbunden. OELSNER 1958 (152) betrachtet die mit den Karbonspäten vergesellschafteten Bi-, Co-, Ni- und Ag-Erzminerale als sekundär aszedent umgelagert. TÖLLE 1964 (231) gibt für die Lagerstätte Schneeberg an, dass außer bei gediegen Wismut keine wesentlichen Veränderungen im Mineralabsatz der arsenidisch-quarzig Abfolge stattfinden und dass diese Abfolge heute noch in ihrer primären Form vorliegt. Im Allgemeinen sind jedoch die betrachteten Vorgänge noch zu wenig untersucht, wie dies auch von DYM-KOW 1960 (59) betont wird.

Im Untersuchungsgebiet liegt die karbonatisch-arsenidische Abfolge in erzfreien Paragenesen, die sich praktisch nicht von den gleichen der karbonatisch-sulfidischen Abfolge unterscheiden lassen, und in Co-Ni-führenden Paragenesen vor.

Die erzfreien Paragenesen der karbonatisch-arsenidischen Abfolge werden durch das Auftreten von monomineralischen Siderit- und von Dolomit-Ankerit-Gängen und Trümmern charakterisiert. In diesen Trümmern bildet Siderit erbsengelbe Massen, die in seltener ausgebildeten Drusen gewölbte bis sattelförmige Rhomboeder dieses Minerals zwischen 0,2 und 2 cm Größe aufweisen. Dolomit-Ankerit tritt in mittel- bis feinkörniger Ausbildung auf und besitzt in den Aggregaten spätige bis krummschalige Struktur. Überwiegend ist er weiß gefärbt, während hellrosa oder schwach gelbliche Tönungen sehr selten anzutreffen sind. Wenn beide Karbonspäte in der erzfreien Paragenese nebeneinander auftreten, ist auf den einzelnen Gängen oftmals eine altersmäßige Überlagerung beider Minerale zu beobachten.

In den erzführenden Paragenesen der karbonatisch-arsenidischen Abfolge treten neben Siderit und Dolomit-Ankerit als Gangarten noch Kalzit und als Seltenheit Aragonit (Abb. 66) auf. Letztere ist gegenüber den beiden erstgenannten Karbonspäten immer eine jüngere Bildung.

Sowohl Siderit als auch Dolomit-Ankerit enthalten neben Brekzien von Arsenidaggregaten der arsenidisch-quarzig Abfolge auch Neubildungen von Co-Ni-Arseniden

und gediegen Wismut und verdrängen mit den älteren Erzmineralen auch Quarz der arsenidisch-quarzigen Abfolge. Kalzit übernimmt bei der Verdrängung des Quarzes häufig unverändert gediegen Wismut und Skutterudit.

Dolomit-Ankerit umlagert teilweise im granitnahen Bereich unmittelbar kleine Kristalle von gediegen Wismut, verdrängt aber andererseits dieses Mineral in den Dendriten, die von Co-Ni-Arseniden umgeben sind. Ebenso verhält sich Siderit. Auf einigen Gängen werden idiomorph ausgebildete Körner von Dolomit-Ankerit oder von Siderit von umgelagerten Co-Ni-Arseniden, besonders von gelförmigem Skutterudit, umgeben oder verdrängt.

Skutterudit als das am häufigsten in der karbonatisch-arsenidischen Abfolge auftretende Erzmineral ist meist noch eine Bildung der arsenidisch-quarzigen Abfolge und wird von Dolomit-Ankerit und Siderit durchtrübert. Auf einigen Gängen erfolgt eine Neubildung dieses Minerals in der bereits erwähnten Gelstruktur sowie in kleinen schnurartigen Säumen auf Spaltrissen in den Karbonspäten oder ist an der Grenze zwischen Siderit und Dolomit-Ankerit ausgebildet. Vereinzelt tritt Rammelsbergit auch im salbandnahen Bereich der karbonatisch-arsenidischen Abfolge in den Karbonspäten auf. Safflorit zeigt in der „dispersen“ Verteilung in Dolomit-Ankerit sternchenförmige Einschlüsse. Löllingit bildet, ebenfalls in „dispenser“ Verteilung, gelegentlich kleine Neubildungen in Kalzit.

Als Seltenheit wurde Coffinit, der in Dolomit-Ankerit umgebildet war, in dieser Abfolge beobachtet.

#### **4.5.4 Die Mineralisation der karbonatisch-sulfidischen Abfolge**

Die karbonatisch sulfidische Abfolge ist eng mit der vorhergehenden verknüpft und folgt unmittelbar auf diese.

Der Absatz von Co-, Ni- und Fe-Sulfiden aus aufgelösten Arseniden wird in der Literatur häufiger erwähnt als die Neubildung von umgelagerten Co-Ni- und Fe-Arseniden in der karbonatisch-arsenidischen Abfolge der biconi-Formation. Einige Autoren ordnen diese Bildungen allerdings der von OELSNER 1958 (152) neu definierten ags-Formation zu. So führt MÜLLER 1860, 1895 (135, 138) nadelig ausgebildeten Millerit und Bismuthinit an, während KEIL 1927, 1931 (94, 95) Gersdorffit bestimmte. RAMDOHR 1955, 1960 (176) beschreibt aus der Lagerstätte Schneeberg zonar ausgebildete Ni-Fe-Sulfide. BAUMANN 1958 (6) führt aus dem Freiburger Lagerstättenbezirk Gersdorffit als Bildung am Schluss der arsenidisch-quarzigen Abfolge und als jüngere Bildungen, die durch geringe Schwefelzufuhr entstanden, Bravoit und Vaesit an.

Im gleichen Lagerstättenbezirk bestimmt KRAFT 1959 (102) Millerit, den er als Zwischenglied in der Übergangsreihe von Skutterudit-Rammelsbergit-Millerit-Bravoit/Vaesit einordnet und der an das Auftreten von Skutterudit gebunden ist. RENTZSCH 1961 (172) beschreibt umgelagerten Safflorit, der Bravoit umkrustet, aus dem Freiburger Lagerstättenbezirk. Nach DYMKOW 1960 (59) erfolgte im Zusammenhang mit der Zerstörung der Co-Ni-Fe-Arsenide die Neubildung von Gersdorffit, Glaukodot, Millerit, Bravoit und anderen Sulfiden.

Aus der Lagerstätte Aue-Lauter wird von RAMDOHR 1961 (177) Emplektit als ein dieser Abfolge zuzuordnendes Bi-Sulfid erwähnt, dem LIPP 1966 (unveröff.) noch das Auftreten von Bismuthinit und als Seltenheit von Vaesit in diesem Gebiet hinzufügt.

Die Umbildung des in den Dendriten auftretenden gediegen Silber der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation in Silbersulfarsenide und in Argentit wird gewöhnlich in die ags-Formation gestellt. Jedoch treten diese Prozesse auch innerhalb der karbonatisch-sulfidischen Abfolge auf. Sie lassen sich aber nur schwierig von den gleichen Umbildungen, die während der ags-Formation erfolgen, unterscheiden.

Die karbonatisch-sulfidische Abfolge ist auf Co-Ni-arsenidführenden Gängen als jüngere Überprägung und zum anderen als selbständige Abfolge in den Gängen des Untersuchungsgebietes Schlemma-Alberoda ausgebildet. An Gangarten treten in dieser Abfolge weißer Dolomit-Ankerit und Siderit, der hier gewöhnlich der jüngere Karbonspat ist, auf. Für die karbonatisch-sulfidische Abfolge ist die Bildung sulfidischer Ni-, Co-, Fe- und Bi-Mineralen, die durch Umlagerung aus den älteren Co-Ni-Arseniden und gediegen Wismut entstehen, charakteristisch. Sie werden mitunter von anderen Sulfiden begleitet, von denen am häufigsten Markasit und Pyrit auftreten.

Als ältestes Mineral in dieser Abfolge sind kleine „Sternchen“ von Safflorit, die von Pyrit, Sphalerit und Galenit eingebettet werden, anzuführen. Unter den selteneren Ni- und Co-Sulfiden ist Millerit noch das häufigste Mineral. Er entsteht durch Umlagerung von Skutterudit, besonders aus der eba-Abfolge, und ist in nadeligen Aggregaten in drusigen oder ausgelaugten Hohlräumen auf diesen aufgewachsen. Seine Entstehung aus anderen Ni-Co-Arseniden wurde im Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen. Gelegentlich bildet Millerit nadelartige Körner in Siderit und wird vereinzelt von jüngerem Markasit und Pyrit begleitet. Vaesit und Bravoit, die mikroskopisch als Seltenheit auftreten, sind ebenfalls an Skutterudit gebunden. Dabei tritt Vaesit im Kern von ausgelaugten zonaren Skutteruditaggregaten und Bravoit zwischen den Skutteruditaggregaten als Zwickelfüller auf. Beide Minerale sind mit Dolomit-Ankerit vergesellschaftet und älter als Siderit.

Bismuthinit ist in seinem Auftreten an das Vorhandensein von gediegen Wismut gebunden. Er ist vor allem als meist unvollständige Pseudomorphosenbildung in den Dendriten von gediegen Wismut und seltener als Neubildung aus diesem auf Rissen in Skutterudit zu beobachten. In einem Falle wurde eine Verdrängung von Markasit durch Bismuthinit beobachtet. Pyrit und Markasit sind im rotbraunen Baryt der eba-Abfolge und mitunter als Verdränger von Skutterudit, Nickelin, Rammelsbergit und Quarz ausgebildet. Beide Minerale sind eine annähernd gleichzeitige Bildung, wobei Markasit mitunter von Pyrit abgeschieden wurde und dessen Abscheidung überdauern kann. Seltener treten beide Minerale räumlich getrennt auf.

Sieht man von dem etwas häufigeren Auftreten des Bismuthinit im mikroskopischen Bild ab, so sind die besprochenen Ni- und Fe-Sulfide innerhalb der karbonatisch-sulfidischen Abfolge doch ausgesprochen selten zu beobachten.

In diese Abfolge ist auch ein Teil der Auslaugung und Umbildung der Dendriten von gediegen Silber zu stellen. Dies trifft auf die in den Dendriten abgesetzten Minerale Proustit, Argentit, Chalkopyrit, Fahlerz und Dolomit-Ankerit zu. Bei der Überprägung der Paragenesen von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden durch die Lösungen der karbonatisch-sulfidischen Abfolge wurden Millerit und Vaesit als neugebildete Minerale nicht beobachtet.

Die Ni-, Co-, Bi-, Fe- und Ag-Sulfide sind die ersten Mineralbildungen der karbonatisch-sulfidischen Abfolge, die in den nachfolgenden und teilweise als selbständige Trümer in den Gängen vorhandenen Bildungen eine gewisse Zn-, Cu- und Pb-Anreicherung aufweisen kann.

In diesen Trümmern ist vereinzelt Safflorit in Sphalerit, Galenit, Chalkopyrit, Pyrit oder Dolomit-Ankerit zu beobachten. In diesen Aggregaten liegt Pyrit entweder in kataklastischer Ausbildung oder in idiomorphen Körnern im Kern der Chalkopyritaggregate vor.

Als nächstes Mineral folgt brauner Sphalerit, der überwiegend idiomorph ausgebildet ist und im Allgemeinen keine Entmischung aufweist. Mitunter enthält er Einschlüsse von Fahlerz und Chalkopyrit als jüngere Bildung. Sphalerit wird aber auch von Galenit und Dolomit-Ankerit verdrängt. Chalkopyrit überlagert sich in seiner Bildung mit Fahlerz, in dem er idiomorphe Einschlüsse aufweist und am Rande von letzteren als jüngerer Saum vorkommt. Mitunter sind auch entmischungsartig angeordnete Körnchen von Chalkopyrit in Fahlerz zu beobachten. Gegenüber Dolomit-Ankerit ist Chalkopyrit meist idiomorph ausgebildet. In einem Gang wurde Bournonit beobachtet, der im Kern von Fahlerz ausgebildet ist und von diesem sowie von Galenit verdrängt wird. Fahlerz ist in der karbonatisch-sulfidischen Abfolge Tennantit-betont

und mit Chalkopyrit und Galenit, seltener mit Sphalerit vergesellschaftet. Vereinzelt ist Fahlerz mit wenig lamellarem Chalkosin verwachsen. Gegenüber Siderit tritt Fahlerz in größeren Aggregaten mit idiomorphen Formen auf.

Galenit ist das jüngste Sulfid dieser Abfolge und nicht so häufig wie Sphalerit und die Cu-Sulfide vorhanden. Er verdrängt alle anderen älteren Sulfide (Abb. 71), wird aber selbst lokal von Dolomit-Ankerit und besonders intensiv von Siderit verdrängt. Dolomit-Ankerit folgt unmittelbar auf die Sulfide, die er vielfach korrodiert. Gegenüber Siderit ist er auf einigen Gängen durch eine schwache tektonische Bewegung getrennt.

Der Siderit dieser Abfolge unterscheidet sich megaskopisch nicht vom gleichen Mineral der karbonatisch-arsenidischen Abfolge. Teilweise tritt er in der karbonatisch-sulfidischen Abfolge gegenüber den Sulfiden und gegenüber Dolomit-Ankerit intensiv als Verdränger auf.

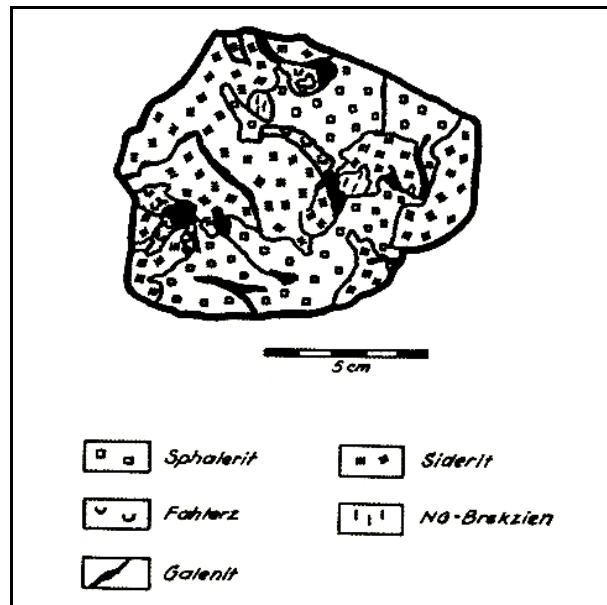


Abb. 71: Gangprobe der karbonatisch-sulfidischen Abfolge der biconi-Formation mit Zn-Cu- und Pb-Sulfiden. Sohle -675 m, Gang „Rio Tinto“

Sehr selten treten in dieser Abfolge Pechblende, die hier mit Bitumen (ATSCHJEV 1966; (unveröff.)) vergesellschaftet ist und Antimonit in Verwachsung mit Dolomit-Ankerit auf. In beiden Fällen waren in den Proben keine anderen Erzminerale ausgebildet, so dass für diese Minerale keine exakte Alterseinstufung vorliegt.

Als letzte Bildung der karbonatisch-sulfidischen Abfolge sind mit den Karbonspäten auf einigen Gängen geringe Mengen von blättrig ausgebildetem Eisenglanz, der lokal einen Überzug von Lepidokrokit besitzt, vergesellschaftet.



#### 4.5.5 Die Mineralisation der (fluoritisch-) barytischen Abfolge (fba-Abfolge)

Die fluorobarytische Gangformation ist besonders charakteristisch im Freiburger Lagerstättenbezirk ausgebildet und wurde von MÜLLER 1901 (139), OELSNER 1952 (150), TISCHENDORF 1955 (225), BAUMANN 1958, 1965 (6, 9), STARKE 1964 (212, 213) u. a. untersucht. Während sie im Freiburger Lagerstättenbezirk gegenüber der biconi-Formation mengenmäßig überwiegt, tritt die fba-Formation im Untersuchungsgebiet selten auf und wurde nur in zwei Gängen festgestellt, in denen sie ein Umlagerungsprodukt der kb-Formation (Cu-reiche Fazies) darstellt, die in unmittelbarer Nähe der nur kurze Erstreckung aufweisenden Trümer der fba-Abfolge dem gleichen Gangsystem angehört und teilweise vollständig ausgelaugt ist. Das nahezu völlige Fehlen der fba-Formation im Untersuchungsgebiet und darüber hinaus in den übrigen an die Nejdek-Crimmitschauer Störungszone gebundenen Ganglagerstätten des sächsischen und böhmischen Erzgebirges scheint für diese ein Charakteristikum zu sein.

Die von OELSNER 1958 (154) und von BAUMANN & KRÜGER 1959 (157) als besondere Ausbildung im Schneeberger Lagerstättenbezirk beschriebene Ag-reiche Fazies der fba-Formation erwies sich im Untersuchungsgebiet Schlemma-Alberoda als eine durch Ag-führende Lösungen der ags-Formation überprägte barytische Abfolge (eba-Abfolge), in der Proustit und Argentit in den Spaltissen des Baryts auftreten.

Im Untersuchungsgebiet ist innerhalb der fba-Abfolge als Gangart nur Baryt ausgebildet, der in zwei Generationen auftritt (Abb. 72), während Fluorit in dieser Abfolge nicht nachgewiesen werden konnte. Auf den älteren schwach rosa gefärbten Baryt I folgt grobspätiger Galenit mit untergeordnet auftretendem hellbraunen Sphalerit, der sich nach Galenit abscheidet. Als Abschluss der Mineralisation der fba-Abfolge tritt weiß gefärbter Baryt II auf. In beiden Barytgenerationen sind kleine Körner von Chalkopyrit eingelagert, die mikroskopisch Verwachsungen mit wenig Fahlerz zeigen. Charakteristisch ist für die fba-Abfolge das völlige Fehlen von Fe<sup>III</sup>-Mineralen, die die für den Baryt der eba-Abfolge typische Färbung bedingen.

Die Ausbildung dieser Abfolge im Untersuchungsgebiet entspricht, bis auf das völlige Fehlen von Fluorit, dem von MÜLLER 1901 (139), OELSNER 1952 (150), TISCHENDORF 1955 (225) und BAUMANN 1958 (6) aus dem Freiburger Lagerstättenbezirk beschriebenen „Weichen Trum“ der fba-Formation und wird dieser aufgrund der analogen Ausbildung mit Vorbehalt zugeordnet.

#### 4.6 Die Paragenesen der Arsen-Silbersulfid-Gänge (ags-Formation)

Das gegenüber den beschriebenen Gangformationen jüngere Alter der Mineralisation der ags-Formation erkannte bereits WERNER 1789 (247). Im Erzgebirge wurde diese Formation von MÜLLER 1860, 1895 (135, 138) und von BECK 1912 (18) beschrieben. Im Freiburger Lagerstättenbezirk fassten MÜLLER 1901 (139), OELSNER 1952 (150), TISCHENDORF 1955 (225), BAUMANN 1958, 1965 (6, 9) u. a. die ags-Formation gemeinsam mit der biconi-Formation (im engeren Sinne) zu der Formation der „Edlen Geschicke“ zusammen und bezeichneten die Bildung der ags-Formation innerhalb dieser als karbonatische Abfolge (BAUMANN 1958, 1965 (6, 9)). ZÜCKERT 1926 (261) und KEIL 1931 (95) sehen die betrachteten Mineralbildungen ebenfalls als ein jüngeres Glied der biconi-Formation an. Von BAUMANN 1958 (152) wurden diese jungen Bildungen erstmals als eine selbständige Gangformation innerhalb der hydrothermalen Mineralisation der erzgebirgischen Lagerstätten ausgehalten und als Silbersulfidformation (abgekürzt als ags-Formation) bezeichnet. MRNA & PALVU 1958, 1964 (127, 130) sowie MRNA 1963, 1967 (123, 124, 126) beschreiben diese Paragenesen ebenfalls und bezeichnen sie als Sulfoarsenidstadium.

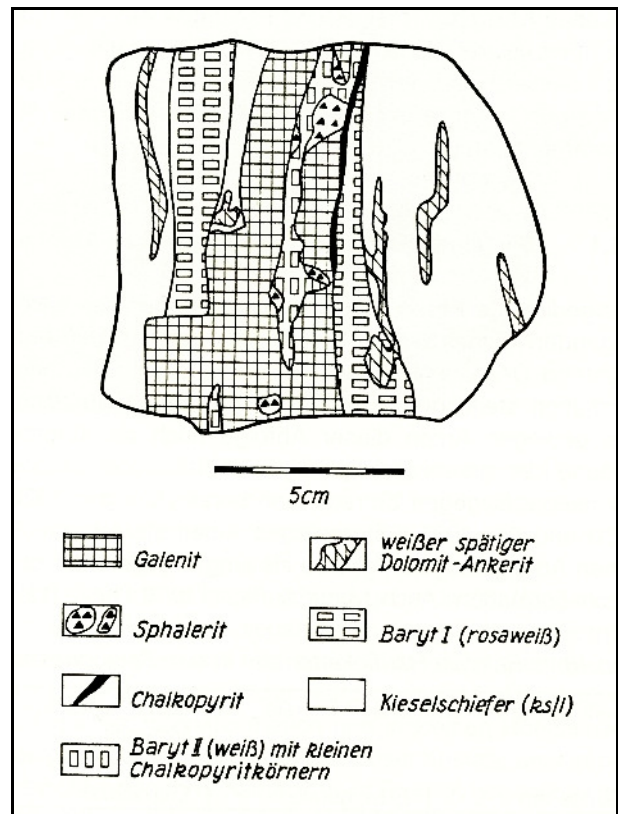


Abb. 72: Gangprobe der fba-Abfolge mit zwei Generationen von Baryt und älterem weißem Dolomit-Ankerit der karbonatischen Abfolge der biconi-Formation

Im Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda tritt die ags-Formation verstreut auf und ist teleskopartig in den Gängen mit den Paragenesen der kku-, mgu- und besonders der biconi-Formation ausgebildet, wobei sie im Allgemeinen auf die Gangbereiche beschränkt ist, die Erzminerale der biconi-Formation führen. Dabei ist eine Bevorzugung der Paragenesen von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden oder mit gediegen Arsen der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation durch die ags-Formation, aus der sie durch Umlagerung hervorgegangen ist, zu erkennen.

Nach der Mineralisation lassen sich in der ags-Formation eine gediegen Arsen-Abfolge und eine Silber-Sulfid-Abfolge untergliedern, von denen die letztere Paragenesen von Silbersulfarseniden und von Silbersulfantimoniden führt. Bezogen auf die Führung der Silbererzminerale treten in beiden Abfolgen sowohl erzfreie als auch erzführende Paragenesen auf. Außerdem werden dieser Gangformation noch junger Kalzit in monomineralisch ausgebildeten Gängen und die im NW-Rand des Untersuchungsgebietes auftretende Quecksilbermineralisation zugeordnet.

Die häufigsten Minerale der ags-Formation sind Kalzit und gediegen Arsen sowie Proustit, „Leberkies“ und Chalkopyrit. Seltener treten Baryt, gediegen Silber, Argentit, Pyrargyrit, Stephanit und Silberkies auf. Selten hingegen Miargyrit, Realgar und Arsenolamprit. Xanthokon, Pyrostilpnit, Polybasit und Auripigment konnten mikroskopisch nachgewiesen werden. Die relative Häufigkeit der Minerale der ags-Formation ist in Tabelle 10 zusammengestellt.

#### 4.6.1 Die Mineralisation der gediegen Arsen-Abfolge

Die gediegene Arsen-Abfolge ist gegenüber der nachfolgenden Silber-Sulfid-Abfolge eine ältere Bildung. Während OELSNER 1958 (152) diese Abfolge in die ags-Formation stellt, betrachtet BAUMANN 1958, 1965 (6, 9) das gediegen Arsen dieser Abfolge noch als jüngste Bildung der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation. Dagegen betrachteten bereits ZÜCKERT 1926 (261) und KEIL 1931 (95) gediegen Arsen als zur sulfidischen Abfolge zugehörig, also als jünger gegenüber der biconi-Formation. Auch MRNA & PALVU 1958, 1964 (127,

130) ordnen die gesamte Mineralisation dieser Abfolge ihrem Sulfoarsenidstadium zu.

Die Ag-erzführenden Paragenesen dieser Abfolge sind im Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda durch die Assoziation von gediegen Arsen mit Proustit und Kalzit gekennzeichnet und weisen ein praktisch vollständiges Fehlen von sulfidischen Mineralen auf. Zu den Hauptmineralen dieser Paragenese gesellen sich noch einige nur mikroskopisch nachgewiesene Erzminerale und selten Baryt als Gangart.

Der Kalzit ist meist grobspätig ausgebildet und führt in Drusen Kristalle in flachrhomboedrischen Formen, wie sie für dieses Mineral im gesamten Ablauf der ags-Formation charakteristisch sind (Abb. 73). Dadurch lässt er sich deutlich vom Kalzit älterer Gangformationen unterscheiden. Ein weiteres Merkmal des Kalzits äußert sich im Fehlen von Fluoreszenzerscheinungen. Gegenüber gediegen Arsen und Proustit ist Kalzit stets eine jüngere Bildung. Selten sind in Kalzit kleine Einschlüsse von Chalkopyrit zu beobachten.

Der gediegene Arsen begleitende Baryt tritt relativ selten auf und bildet tafelige Kristalle von blassgelber bis kräftig gelber Farbe, die auf gediegen Arsen aufsitzen und maximal zwei cm groß werden. Dieser Baryt entspricht dem von TISCHENDORF 1955 (225) beschriebenen „Arsenbaryt“ Für gediegen Arsen ist in dieser Paragenese das Vorherrschende niedriger, kugelig oder schaliger Formen („Scherbenkobalt“) typisch (Abb. 74).

Einzelne Aggregate von gediegen Arsen können ein Gewicht von bis zu 60 kg erreichen. Als stetiger Begleiter des gediegenen Arsens tritt Proustit auf, der dunkelrote, meist langnadelig ausgebildete Kristalle oder hellrote Beschläge auf ersterem bildet bzw. feine Klüfte und Risse in gediegenes Arsen ausfüllt. Proustit wird teilweise von Kalzit überwachsen, tritt aber andererseits, wenn auch seltener, auf Kalzit auf (Abb. 75). Manchmal enthält gediegen Arsen kleine idiomorphe Körner von Löllingit, der auch einzelne Lagen des „Scherbenkobalts“ abbildet. Möglicherweise gehört ein Teil der in der Paragenese von gediegen Silber mit gediegen Arsen beschriebenen rundlichen Körnchen von gediegen Silber, die in gediegen Arsen eingelagert sind, dieser Abfolge an.

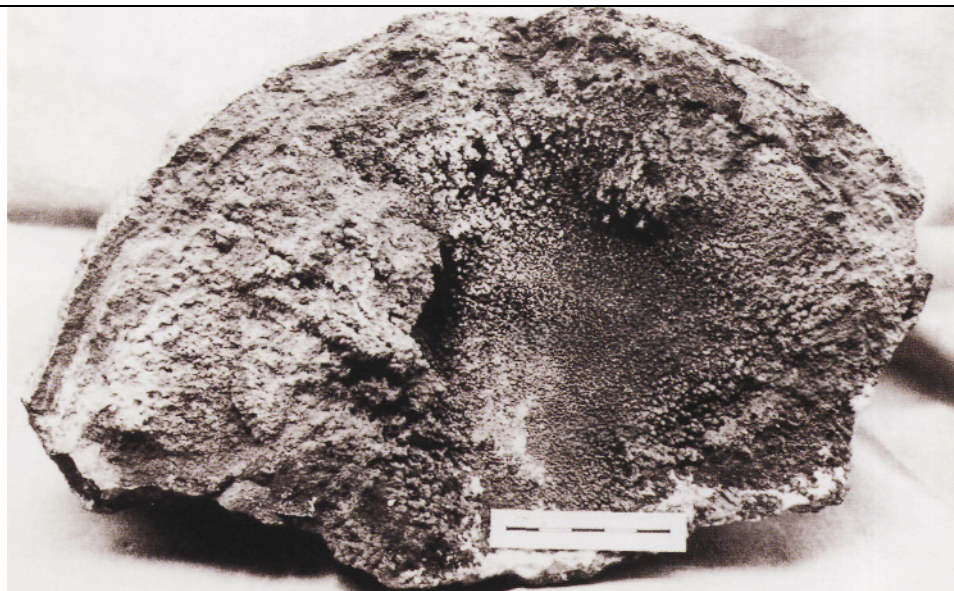
Tab. 10: Relative Häufigkeiten der in den Paragenesen der ags-Formation auftretenden Minerale

sehr häufig vorkommende Minerale		häufig vorkommende Minerale	selten vorkommende Minerale		nur mikroskopisch nachgewiesene Minerale
Gangarten	Erzminerale	Erzminerale	Gangarten	Erzminerale	Erzminerale
Kalzit	ged. Arsen Proustit „Leberkies“ (Pyrit, Markasit)	ged. Silber Argentit Chalkopyrit Realgar	Baryt	Arsenolamprit Pyrargyrit Stephanit	Löllingit Auripigment Xanthokon Polybasit „Silberkies“

Abb. 73:  
*Kalzit der ags-Formation in typischer rhomboedrischer Ausbildung liegt in einer Druse auf Mineralen älterer Gangformationen vor Schacht 186.  
 Foto und Sammlung: FLACH*



Abb. 74:  
*Gediegen Arsen in kugeliger Ausbildung zeigt im Inneren des 31 kg schweren Stückes Auslaugungserscheinungen. Sohle -675 m, Abbaublock 1161, Gang „Rio Tinto“*



Vereinzelt begleitet blättrig angeordneter Arsenolamprit, der auf einigen Gängen paramorph in gediegenes Arsen umgewandelt und dann nur an Reliktstrukturen zu erkennen ist, gediegenes Arsen (Abb. 76).

Arsenolamprit wurde erstmals von BREITHAUPT 1823, 1832 (39) von der Grube Palmbaum bei Marienberg beschrieben und von ihm 1823 als „Arsenikglanz“ bzw. 1832 als „Arsenglanz“ bezeichnet. Später zweifelten JUNG 1926 (91) und MICHEEW 1957 (120) die Existenz dieses Minerals an, da es ihnen nicht gelang, Röntgendiagramme von Arsenolamprit zu erhalten. Erst JOHAN 1960 (88) erbrachte den röntgenographischen Nachweis dieser Modifikation von gediegenes Arsen. Eine durchgeführte Röntgenanalyse (Goniometeraufnahme) von Material vom Untersuchungsgebiet, das neben Arsenolamprit

auch gediegenes Arsen enthielt, ergab eine gute Übereinstimmung mit den von JOHAN 1960 (88) angegebenen Hauptreflexen des Arsenolamprits.

Xanthokon tritt im Untersuchungsgebiet in den Gängen mit den Mineralen der gediegenes Arsen-Abfolge der ags-Formation sehr selten auf und bildet idiomorphe gelbrote bis orange gefärbte Kriställchen auf Siderit der karbonatischen Abfolge der biconi-Formation und in kleinen Hohlräumen von gediegenes Arsen. Die Größe dieser Kristalle überschreitet nicht einen mm. Xanthokon ist Proustit gegenüber das ältere Mineral. RAMDOHR 1955, 1960 (176) führt ein jüngeres Alter des Xanthokons gegenüber Proustit an, das mit den Angaben von BECK 1912 (18) aus dem Marienberger Lagerstättenbezirk übereinstimmt. Das Vorkommen von Xanthokon im Untersuchungsgebiet beschränkt sich auf



Abb. 75:  
Proustit auf Kalzit.  
Schacht 38, Sohle -540 m,  
Strecke 236<sup>e</sup>, Gang „Bautzen“,  
im Bereich Störung „Gera“.  
Foto und Sammlung: FLACH



Abb. 76:  
Arsenolamprit in gediegen  
Arsen, pseudomorph nach  
Kalzitkalenoedern  
mit wenig Fadensilber.  
Schacht 366, Sohle -450 m,  
Abbaublock 235,  
Gang „Tiber“.  
Foto und Sammlung: FLACH

solche Gangbereiche, in denen die Paragenese von gediegen Silber mit gediegen Arsen der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation ausgebildet ist.

Sehr selten ist in der gediegen Arsen-Abfolge Argentit zu beobachten, der auf den Kristallen des Proustits aufsitzt, während fadenförmig ausgebildetes gediegen Silber nur vereinzelt in Begleitung von Argentit auftritt und aus diesem zementativ entstanden ist.

LEUTWEIN 1957 (111) erwähnt die Ausbildung von jüngerer umgelagerter Pechblende auf gediegen Arsen und Proustit, die ebenfalls der gediegen Arsen-Abfolge angehört. Die silberfreien Paragenesen der gediegen Arsen-Abfolge treten entweder in räumlicher Trennung von den silberführenden Paragenesen auf den Gängen auf oder

beschränken sich auf Gänge, in denen die silberführenden Paragenesen nicht ausgebildet sind.

Kalzit unterscheidet sich nicht in seiner Ausbildung von der silberführenden Paragenese. Baryt ist in der silberfreien Paragenese wesentlich seltener anzutreffen.

Das gediegen Arsen zeigt die gleichen Formen wie in den silberführenden Paragenesen und folgt in den silberfreien Paragenesen manchmal unmittelbar auf die Co-Ni-Arsenide der biconi-Formation (Abb. 77). Daneben kann gediegen Arsen in Trümmern mit geringerer Mächtigkeit feinkörnige Ausbildung aufweisen. Am Ende der Ausscheidung des gediegen Arsens sind gelegentlich kleine rhomboedrische Kristalle von gediegen Arsen, deren Größe einen mm nicht überschreitet, ausgebildet.

Löllingit ist in den silberfreien Paragenesen etwas häufiger als in den silberführenden Gängen zu finden. Er bildet „Sternchen“ im Scherbenkobalt. Manchmal besteht die äußerste ein bis 2 mm mächtige Lage des nierig ausgebildeten gediegen Arsens aus diesem Mineral.

Der von OELSNER 1958 (152) erwähnte Glanzkobalt, der kleine idiomorphe Einschlüsse in gediegen Arsen bildet, ist sehr selten zu beobachten. Arsenolamprit tritt in den silberfreien Paragenesen der gediegen Arsen-Abfolge

sehr selten und nur in mikroskopischen Dimensionen auf. Kupferarsenide und Kupfersulfarsenide, wie sie BECK 1912 (18) von der Marienberger Lagerstätte und JOHAN 1960 (89) sowie JOHAN & HAK 1960 (90) von der Lagerstätte Cerny Dul (Schwarzental) im Riesengebirge beschreiben, wurden im Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda nicht festgestellt.

In den Ag-erzfreien Paragenesen der gediegen Arsen-Abfolge vertritt Realgar den Proustit. Er verdankt sein

Abb. 77:  
Gediegen Arsen in nieriger Ausbildung folgt auf Co-Ni-Arsenide der biconi-Formation. Schacht 250.  
Foto und Sammlung: FLACH



Abb. 78 Kristalle von Realgar sitzen auf nierigem gediegen Arsen.  
Schacht 366, Sohle -720 m, Strecke 8012, Abbaublock 1205, unterhalb des Durchschusses zur Sohle - 675 m, Gang „Nelson I“.  
Foto und Sammlung: FLACH

Auftreten dem den hydrothermalen Lösungen fehlenden Silber. Realgar bildet sich während der Abscheidung von gediegen Arsen und überdauert dieses. Entsprechend seiner Beziehungen zu gediegen Arsen tritt Realgar auch in unterschiedlicher Ausbildung auf. So gehören die von OELSNER 1952, 1958 (148, 152) angeführten Verwachsungen von Realgar mit gediegen Arsen zu den ersten Ausscheidungen dieses Minerals.

Im Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda sind in gediegen Arsen einfach gebaute Kristalle von Realgar eingewachsen, die wiederum von kleinen kugelig-nierigen Einschlüssen von gediegen Arsen durchstäubt (Abb. 78) und teils von feinkörnigem gediegen Arsen überwachsen werden. Diese Kristalle von Realgar besitzen bei einer Länge bis drei cm einen annähernd quadratischen Querschnitt von einem  $\text{cm}^2$ . Gegenüber diesen „gedrungen“ wirkenden Kristallen sind die auf gediegen Arsen und auf Kalzit aufgewachsenen und nach MÜLLER 1860 (135) auch auf Dolomit aufsitzenden etwas jüngeren flächenreicheren Kristalle von Realgar langprismatisch bis nadelig ausgebildet und werden bis ein, seltener bis zwei cm groß. Nach MÜLLER 1860 (135) ist dieser Realgar auch in Kalzit eingewachsen. Seltener füllt Realgar Risse und Klüfte in gediegen Arsen aus. Auripigment geht aus Realgar hervor und tritt in Form kleiner Einschlüsse in Kalzit auf.

#### 4.6.2 Die Mineralisation der Silber-Sulfid-Abfolge

Innerhalb der silberführenden sulfidischen Paragenesen lassen sich im Untersuchungsgebiet eine Silbersulfarsenid- und eine Silbersulfantimonid-Paragenese aushalten. Eine silbererzfreie Ausbildung ist gelegentlich innerhalb der ersteren Paragenese ausgebildet.

##### 4.6.2.1 Die Silbersulfarsenid-Paragenese

Für diese Paragenese ist das Auftreten von „Leberkies“ charakteristisch, der traubig-nierige Aggregate bildet. Häufige Minerale der Silbersulfarsenid-Paragenese sind außerdem Proustit und Kalzit, die sich in ihrer Ausbildung nicht von der der gediegen Arsen-Abfolge unterscheidet. Das wichtigste Silbererzmineral dieser Paragenese ist Proustit, der im Gegensatz zu seiner Ausbildung in der gediegen Arsen-Abfolge wesentlich gedrungener Kristalle bildet und meist auch etwas dunkler rot gefärbt ist. Er zeigt ferner auf Dolomit der mgu- oder auf Dolomit-Ankerit der biconi-Formation prismatische Kristalle (Abb. 79). Er durchtrümpert auch Kalzit und „Leberkies“. Proustit und „Leberkies“ überlagern sich in der Ausscheidungsfolge. Auf einigen Gängen ist Proustit die ältere Bildung, auf anderen Gängen jedoch durchtrümpert er „Leberkies“ und bildet auf diesem kleine Kristalle.

Xanthokon ist in den Silbersulfarsenidparagenesen selten und nur in mikroskopischer Form nachweisbar. Er tritt

gemeinsam mit Proustit in Form kleiner dispers in Kalzit verteilter Einschlüsse auf. In diesen Paragenesen ist Xanthokon eine jüngere Bildung und besitzt damit im Gegensatz zur gediegen Arsen-Abfolge ein umgekehrtes Altersverhältnis zu Proustit.

Die traubig-nierigen Aggregate des „Leberkieses“ zeigen teilweise einen lagigen Aufbau, wobei die einzelnen Lagen aus optisch isotropem oder anisotropem Pyrit und seltener aus Markasit bestehen.

Häufig zeigt der kugelig-nierige „Leberkies“ keine glatte Oberfläche, sondern auf dieser kleine Kristalle, die nach ihrer Form und Ausbildung dem Argentopyrit entsprechen. Derartige Kriställchen wurden vereinzelt auch in den Paragenesen mit Proustit beobachtet. Eine röntgenographische Untersuchung mehrerer solcher „Argentopyrite“ ergab jedoch stets nur Reflexe von Pyrit. Nach spektralanalytischen Untersuchungen weisen diese Kristalle konstant Ag-Gehalte, die bis zu 5 % betragen, auf und stellen Pseudomorphosen von Pyrit nach Argentopyrit dar.

Auf einem Gang wurde ein weiteres Mineral der „Silberkiesgruppe“ beobachtet, das nur einige winzige Körnchen in Proustit bildet und von letzterem verdrängt wird. Nach den von RAMDOHR 1955, 1960 (176) beschriebenen optischen Eigenschaften handelt es sich bei diesem Mineral um Sternbergit.



Abb. 79:  
Proustikristallaggregat.  
Schacht 250, Gang „Borna“,  
oberhalb der Sohle -210 m.  
Foto und Sammlung: FLACH

### **Anmerkung:**

Nach der Fertigstellung der Dissertation von LIPP wurden in den späteren Jahren in den Sohlen -1395 bis -1485 m (wahrscheinlich im Gang „Argentopyrit“) freistehende Sternbergitkristalle bis 3 mm Größe gefunden, die mit den in der Literatur beschriebenen Eigenschaften (geringe Härte, Biogsamkeit und Farbe) völlig übereinstimmen. An den zwei vorhandenen Belegen aus der Sammlung FLACH wurden folgende Minerale und Begleitminerale festgestellt: „Schlema-Nr. 1618“, Sternbergit in aufgeblättern Kristallaggregaten neben stahlblauen Argentopyritkristallen bis 5 mm Größe, mit Proustit und Kalzit. Aufgewachsen auf Löllingit mit Dolomit-Ankerit. „Schlema-Nr. 2700“, Sternbergit in aufgeblättern Kristallaggregaten neben stahlblauen Argentopyritkristallen bis 5 mm Größe, mit Proustit, Kalzit, Leberkies, wenig Dolomit-Ankerit und Löllingit (Abb. 80 und 81).

Argentit ist in dieser Paragenese eine junge Bildung und oft auf Proustit aufgewachsen, während der von MÜLLER 1901 (139) aus dem Freiburger und von BECK 1912 (18) aus dem Marienberger Lagerstättenbezirk beschriebene Akanthit im Untersuchungsgebiet nicht festgestellt wurde. Gelegentlich entwickelt sich aus Argentit durch aszendente Zementation gediegen Silber in fadenförmiger Form.



Abb. 80: Sternbergit, Argentopyrit und Proustit auf Löllingit mit Dolomit-Ankerit und Kalzit. Schacht 371, Sohle -1395 m, Ostflanke. Foto und Sammlung: FLACH

### **Anmerkung:**

Eine besondere Ausbildung und Paragenese zeigt Argentit von der Sohle -480m, Überhauen 2 im Gang „Seim“, Schacht 366, wo Argentitkristallstufen im Gewicht bis 3 kg gefunden wurden.

Die Belege zeigen oktaedrisch ausgebildete Argentitkristalle bis 1,5 cm Größe und sind durchsetzt mit Kammerquarzbruchstücken. In den Drusen Hohlräumen ist Millerit angesiedelt und ein gewisser Anteil von Pechblende (optisch nicht erkennbar) ist vorhanden, wie es die Messung mit dem Geiger-Müller-Zählrohr ergibt. Hier dürfte die ags-Formation die ältere biconi- und die kku-Formation überprägt haben. (Abb. 82).

In einem Gang traten kleine nadelige Kriställchen von jüngerem gediegen Arsen auf, die auf „Leberkies“ aufgewachsen sind und eine Umlagerung aus älteren Abfolgen darstellen. Pyrit und Markasit umkrusten lokal rhomboedrische Kristalle des Kalzits und stellen teilweise eine relativ junge Bildung dar. Als eine solche muss man auch die von MÜLLER 1860 (135) angeführten Pseudomorphosen von „Leberkies“ nach Argentit, gediegen Silber („Fadensilber“) und nach Dolomit deuten.



Abb. 81: Argentopyrit, Sternbergit und Proustit mit Leberkies und Kalzit. Schacht 371, Sohle-1395 m, Ostflanke. Foto und Sammlung: FLACH



Abb. 82:  
Argentit mit Kammquarz-  
bruchstücken, Silber-Sulfid-  
Abfolge.  
Schacht 366, Sohle -480m,  
Überhauen 2, Gang „ Seim “.  
Foto und Sammlung: FLACH

Die silberfreie Sulfarsenidparagenese ist auf silberfreie Gangbereiche auf den Gängen dieser Abfolge beschränkt. Sie zeigt bis auf das Fehlen der Silbererzminerale die gleiche Ausbildung wie die silberführenden Paragenesen und führt neben „Leberkies“ und Chalkopyrit, der hier etwas häufiger als in den Ag-führenden Paragenesen ausgebildet ist, vor allem rhomboedrisch ausgebildeten Kalzit, der manchmal auf seinen Kristallen einen dünnen Überzug von Markasit, seltener von Pyrit aufweist. Diese Ausbildung wurde auf den Gängen der nachfolgenden Sulfantimonitparagenese nicht beobachtet.

#### 4.6.2.2 Die Silbersulfantimonid-Paragenese

Diese Paragenese ist im Untersuchungsgebiet Schlemma-Alberoda relativ selten ausgebildet und wurde nur auf zwei nahe beieinanderliegenden Gängen eines Gangsystems beobachtet.

#### **Anmerkung:**

Hier handelt es sich u. a. um das Gangsystem „ Brahmaputra “, wo sich insbesondere auf dem Nebentrum II ein reicher Erzfall von der Sohle -585 m bis -675 m entwickelt hatte. Die edlen Silbererze wurden in diesem Bereich gesondert abgebaut und nach Freiberg zur Hütte geliefert).

In den anderen Ganglagerstätten des Erzgebirges scheint die Silbersulfantimonidparagenese nach Angaben von MÜLLER 1895, 1901 (138, 139), BECK 1912 (18), OELSNER 1952 (150), TISCHENDORF 1955 (225), MRNA & PALVU 1958, 1960, 1963, 1964 (127, 128, 129, 130) u. a. etwas verbreiteter aufzutreten. Nach MÜLLER 1901 (139), OELSNER 1952 (150), BAUMANN 1958, 1965 (6, 9) ist in der eb-Formation des Freiburger Lagerstättenbezirkes eine ähnliche Silber-führende Paragenese ausgebildet, die im



Abb. 83:  
Pyrargyrit der Silbersulf-  
antimonidparagenese in  
kristallisierter Ausbildung.  
Schacht 366, Sohle -630 m,  
Strecke 6018/Feidstrecke  
1002, Gang „ Brahmaputra  
Nebentrum “.  
Foto und Sammlung: FLACH



Abb. 84:  
 Stephanitkristalle mit  
 pyritisiertem Argentopyrit.  
 Schacht 366, Sohle -675 m,  
 Strecke 12/Querschlag 1060,  
 Abbaublock 1102, Gang  
 „Brahmaputra Nebentrum II“.  
 Foto und Sammlung: FLACH



Untersuchungsgebiet und im westlichen Erzgebirge bisher nicht nachgewiesen wurde.

Von der Sulfarsenidparagenese unterscheidet sich die Silbersulfantimonid-Paragenese durch das Hervortreten von Antimon und das Zurücktreten von Arsen in den Silbererzmineralen. Die Silbersulfantimonide sind gegenüber den Silbersulfarseniden die jüngere Paragenese. Die Silbersulfantimonid-Paragenese umfasst die Silbererzminerale Pyrargyrit, Stephanit, Polybasit, Miargyrit und Argentit, die meist kristallisiert auftreten. „Leberkies“, Pyrit als Pseudomorphosen von Argentopyrit und Chalkopyrit sind seltener als in der Silbersulfarsenid-Paragenese vorhanden.

Pyrargyrit bildet bis über zwei cm große kurzprismatisch ausgebildete Kristalle (Abb. 83), die oft im Kern ausgelaugt sind. Auf den Flächen und in dem ausgelaugten

Kern des Pyrargyrits sowie auf Mineralen älterer Gangformationen sind 0,2 bis 1,5 cm große Kristalle und Kristallaggregate von Stephanit (Abb. 84) aufgewachsen, die wiederum von jüngerem Polybasit begleitet werden. *Miargyrit kommt als große Seltenheit vor und wurde bisher einmal beobachtet.* (Abb. 85).

Argentit tritt ebenfalls mit diesen Kristallaggregaten auf und ist häufiger als Polybasit ausgebildet. Häufig entwickelt sich in dieser Paragenese durch zementative Prozesse fadenförmig ausgebildetes gediegenes Silber (Abb. 86 und 87), das aus Stephanit und Argentit entsteht. Mikroskopisch füllt das aszedent zementative gediegenes Silber auch feine Risse in den Pyrargyrit-Stephanit-Aggregaten aus, wie dies in ähnlicher Form von QUELLMALZ & PRESCHER 1961 (173) aus der Lagerstätte Schneeberg beschrieben wurde.

Abb. 85:  
 Miargyritkristalle mit  
 Stephanit und Pyrargyrit.  
 Schacht 366, Sohle -675 m,  
 Strecke 12/Querschlag 1060,  
 Abbaublock 1102, Gang  
 „Brahmaputra Nebentrum II“.  
 Foto und Sammlung: FLACH



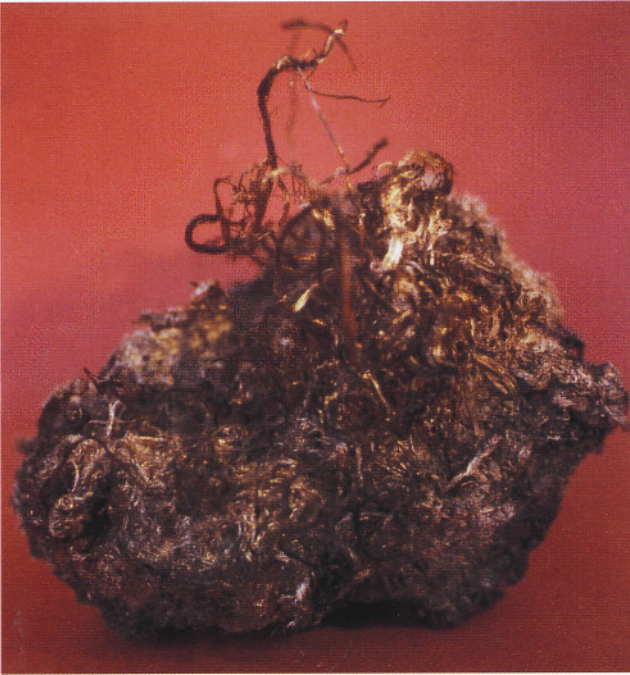


Abb. 86:  
Zementativ gebildetes  
lockenförmiges gedie-  
gen Silber.  
Schacht 186, Sohle -  
180 m  
Gang „Jubiläum“.  
Foto und Sammlung:  
FLACH



Abb. 87:  
Zementativ gebildetes locken-  
förmiges gediegen Silber.  
Schacht 366, Sohle -480 m,  
Gang „Warnow“.  
Foto und Sammlung: FLACH

Kalzit scheidet sich teilweise vor den Silbersulfantimoniden ab, überdauert aber diese in der Ausscheidungsfolge. Er zeigt in diesen Paragenesen die gleiche Ausbildung wie in den Silbersulfarsenidparagenesen. Die letzten Absätze des Kalzits werden gelegentlich von kugelig ausgebildetem Chalkopyrit überwachsen.

Innerhalb der Silbersulfantimonid-Paragenese werden vereinzelt gelb gefärbte Kristalle von Baryt beobachtet, die auf weißem Dolomit-Ankerit der karbonatischen Abfolge der biconi-Formation aufgewachsen sind und sowohl nach ihrer Ausbildung als auch nach ihrer Farbe dem

bereits beschriebenen „Arsenbaryt“ zuzuordnen sind. Dabei vermeidet Baryt die in den Drusen und Hohlräumen ausgebildeten Silbersulfantimonide und tritt nur in erzfreien Bereichen der Drusen auf.

#### 4.6.3 Die Mineralisation der sogenannten „reinen“ Kalzitgänge (k-Formation)

Kalzitgänge, die außer Kalzit gewöhnlich nur Spuren von Sulfiden führen, werden besonders im NE- und E-Teil des Untersuchungsgebietes Schlema-Alberoda angetroffen.

Für diese Gänge ist eine einfache Morphologie, meist geringe Mächtigkeit und soweit Aufschlüsse vorliegen, auch eine geringe Erstreckung charakteristisch.

Der Kalzit dieser Gänge ist meist grobkörnig-spätig ausgebildet und weiß, seltener gelblich oder schwach rosa gefärbt. In den selten auftretenden Drusen beobachtet man bis maximal einen cm große rhomboedrische Kristalle von Kalzit. Manchmal treten im Kalzit geringe Mengen von Chalkopyrit, Pyrit, Markasit, Galenit oder hell gefärbter Sphalerit auf, während Fahlerz nur selten festzustellen ist.

Die Altersstellung dieser „reinen“ Kalzitgänge und -trümer ist nicht in jedem Falle klar. Manchmal sind diese Gänge mit Quarz der biconi-Formation oder der e-Formation, seltener mit Kammquarz der kku-Formation vergesellschaftet, die eine formationsmäßige Zuordnung dieser Gänge erlauben. Etwas häufiger ist zu beobachten, dass sich in Gängen der mgu- und der biconi-Formation eingelagerter junger Kalzit zu derartigen „reinen“ Kalzitgängen entwickelt. Für ein junges Alter dieser Gänge spricht auch das Fehlen von Fluoreszenz- und Thermolumineszenzeffekten (HARLASS 1966, mündl. Mitt.) des Kalzits.

Ein nicht geringer Teil der zu dieser Gangformation gestellten „reinen Kalzitgänge“ des Untersuchungsgebietes dürfte ein tertiäres Alter besitzen, wie dies auch von MÜLLER 1895 (138) aus den Lagerstätten von Annaberg und Oberwiesenthal und von MAIER 1830 (116), BABANEK 1884 (3), MRNA 1967 (126) u. a. von St. Joachimsthal (Jáchymov) belegt wird.

Die zeitliche Entstehung dieser Gänge kann mit den von MÜLLER 1890, 1895 (137, 138) aus den Lagerstätten von Annaberg und Berggießhübel, von MRNA 1967 (126) u. a. aus dem Lagerstättenbezirk von Jáchymov sowie den von DYMKOW 1960, 1963 (59, 60) angeführten Gängen in tertiären Basalten, die außer Kalzit auch umgelagerte Erzminerale der biconi- und der ags-Formation aufweisen, zu parallelisieren sein.

#### 4.6.4 Die Mineralisation der Quecksilbersulfidgänge (hgs-Abfolge)

Anhangsweise sollen noch die im nordwestlichen Teil des Untersuchungsgebietes bei Hartenstein auftretenden Gänge mit Zinnober angeführt werden, die MÜLLER 1860 (135) und DALMER 1883 (46) erwähnen und die von SCHULZ 1964 (199) untersucht wurden.

SCHULZ 1964 unterscheidet zwei Abfolgen in den Zinnoberführenden Gängen, von denen die ältere aus Siderit, Dolomit-Ankerit, Chalkopyrit und Pyrit besteht und etwa mit der karbonatisch-sulfidischen Abfolge der biconi-For-

mation gleichzusetzen ist. Die jüngere Abfolge mit Kalzit führt Zinnober und nicht sicher nachgewiesenen Antimonit.

SCHULZ 1964 (199) weist auf eine mögliche Verbindung der Quecksilber-führenden Gänge mit der ags-Formation hin und betrachtet sie als deren „magmaferneres“ Äquivalent. Im Zusammenhang mit der Quecksilbermineralisation im Geraer Vorsprung kommt SCHULZ 1965 (200) zu der Feststellung, dass die Vorkommen der Hg-Mineralisation im Erzgebirge und in Thüringen an die Nejdek-Crimmitschauer Störungszone gebunden sind. Eine ähnliche Ansicht vertreten auch CHRT, BOLDUAN und Mitarbeiter 1966, 1968 (42, 43).

#### 4.7 Die Paragenesen der Eisen-Mangan-Gänge (e-Formation)

Im westlichen Erzgebirge treten die Gänge der Eisen-Mangan-Formation besonders im Eibenstocker Granitmassiv auf, in dem sie mehrere mächtige und ausgedehnte Gangzüge bilden. Sie sind aber auch in den Hüllgesteinen der Granite zu finden und werden von MÜLLER 1850, 1860, 1895 (133, 135, 138), DALMER 1896 (48), BECK 1912 (18), VIEBIG 1905 (238) u. a. aus den Lagerstättenbezirken von Johanngeorgenstadt, Schneeberg, Annaberg und Marienberg beschrieben. Die e-Formation ist an große herzyn streichende Störungszonen gebunden, für die allgemein ein saxonisches Alter angenommen wird. Dabei gibt es unter den Autoren verschiedene Ansichten über ihre Einstufung innerhalb des saxonischen Mineralisationszyklusses. MÜLLER 1860, 1895 (135, 138) betrachtet sie als annähernd gleichaltrig mit der biconi-Formation und nimmt eine zeitliche Überlagerung in der Bildung beider Gangformationen bzw. eine räumlich getrennte gleichzeitige Genese an. OELSNER 1952, 1958 (148, 150, 152) und MRNA & PALVU 1963 (129) nehmen eine gegenüber der biconi-Formation frühere Bildung der e-Formation an, während sich DYMKOW 1960 (59), BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5), BARSUKOW, BELJAJEW, SJERGEWA & SOKOLOWA 1967 (4) für ein gegenüber der biconi- und der ags-Formation jüngeres Alter der Eisen-Mangan-Formation aussprechen.

SCHTSCHUROW 1957 (unveröff.) bezeichnet die Störungen, die die Mineralisation der Eisen-Mangan-Formation führen, als Strukturen I. und teilweise auch II. Ordnung. Im Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda gehört die bereits von MÜLLER 1860 (135) beschriebene Störung „Roter Kamm“ zu diesem System.

Das nahezu völlige Fehlen der fba-Formation in den an die Nejdek-Crimmitschauer Störungszone gebundenen Lagerstätten einerseits und das bevorzugte Auftreten der e-Formation in diesen Lagerstätten, die auf herzyn streichenden Spalten, wie sie nach OELSNER 1952 (150),

TISCHENDORF 1955 (224), BAUMANN 1958, 1963, 1965 (6, 8, 9) u. a. für die erstere Formation im Freiburger Lagerstättenbezirk typisch sind, lässt die Annahme zu, dass die Eisen-Mangan-Formation im Untersuchungsgebiet und darüber hinaus in den an die Nejedek-Crimmitschauer Störungszone gebundenen Lagerstätten tektonisch das Äquivalent zur fba-Formation darstellt.

Eine moderne Bearbeitung der Gänge der Eisen-Mangan-Formation liegt in der Literatur gegenwärtig nicht vor. Das ist dadurch bedingt, dass sie in der Gegenwart keine wirtschaftliche Bedeutung besitzen und dass die Gänge dieser Formation nur geringe Teufenaufschlüsse (meist unter 200 m) aufweisen.

In den großen Störungszone sind innerhalb der e-Formation vorwiegend Eisen- und Manganoxyside in verschiedenartiger Ausbildung und Form zum Absatz gelangt. MÜLLER 1860 (135) unterscheidet je nach dem Vorherrschen von Rot- oder Brauneisenerz bzw. von Manganmineralen in der Gangfüllung ein rotes, gelbes oder schwarzes Trum, von denen die beiden letzteren seltener als die mit Hämatit („Rotes Trum“) ausgefüllten Gänge auftreten.

Unter den Manganoxysiden, die gegenüber den Fe<sup>III</sup>-Mineralen ein jüngerer Alter aufweisen, herrscht Psilomelan vor. Seltener als dieser sind Polianit-Pyrolusit, Hausmannit, Braunit und Wad vorhanden. Hämatit liegt in vielfältiger Form vor, unter denen nach CHRT, BOLDUAN und Mitarbeiter 1966 (42) Geltexturen („Blutstein“, Roter Glaskopf) kennzeichnend sind. Daneben ist häufig eine erdige Ausbildung der Fe<sup>III</sup>-Minerale zu beobachten.

Die Hauptgangart dieser Formation ist Quarz, der als Hornstein oder in körniger Form vorliegt. Letzterer ähnelt in seiner Ausbildung dem Quarz der biconi-Formation. Seltener sind neben den erwähnten Varietäten noch Amethyst, Rauchquarz, Bergkristall oder Chalcedon ausgebildet. Untergeordnet treten noch Opal sowie Baryt, Dolomit-Ankerit, Siderit und Kalzit auf.

VIEBIG 1905 (238) betont die Bindung der Erzminerale an oberflächennahe Gangbereiche und das völlige Fehlen von Sulfiden in den großen Störungszone. Nach ihm beeinflussen die verschiedenen Nebengesteine die Ausbildung und die Mineralisation der Gänge. Zu ähnlichen Ergebnissen gelangte MÜLLER 1860 (135) im Schneeberger Lagerstättenbezirk, in dem er das Auftreten von Baryt innerhalb dieser Gangformation in den im Phyllit ausgebildeten Gängen anführt. Im Allgemeinen sind die Gänge in den Schiefen weniger mineralisiert als im Granit und liegen meist als mylonitische Störungszone vor.

Größeres mineralogisches Interesse erwecken die Bildungen der e-Formation durch ihr gegenüber den beschriebenen Gangformationen jüngerer Alter, das sich im

Auftreten einer jungen Quarzmetasomatose in den Gängen der kku-, mgu- und biconi-Formation äußert. Letztere ist im Untersuchungsgebiet im Wesentlichen auf die in den ordovizischen Phylliten ausgebildeten Gänge des inneren Kontakthofes beschränkt. Dabei sind jüngere Aufreißungen in den Gängen häufiger anzutreffen als neugebildete jüngere selbständige Trümer (Abb. 88).

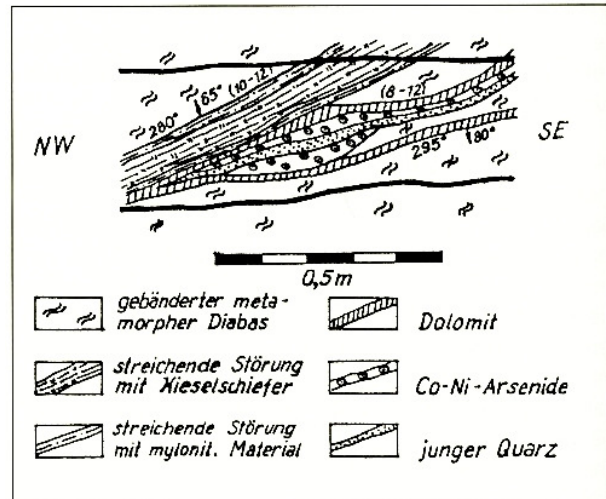


Abb. 88: Ein Trum mit jungem Quarz ist in einem Gang der mgu- und biconi-Formation ausgebildet und wird wie dieser von einer streichenden Störung abgeschnitten.

Schacht 38, Sohle -480 m, 16 m südöstlich von Überhauen 3, Höhe 20 m, Gang „Katja“/ Störung „Merkur“

Abb. 89 ist nicht besetzt

Auf die Bedeutung dieser Mineralbildungen, die mit zahlreichen Umlagerungen aus den älteren Gangformationen verknüpft sind, gehen DYMKOW, 1960 (59) und BARSUKOW, BELJAJEW, SJERGEWA & SOKOLOWA 1967 (4) ein. Die Quarzmetasomatose war bereits MÜLLER 1860 (135) bekannt, der das Auftreten der e-Formation auf „Spalten älterer Zeit“ anführte. Als deren Ergebnis beschrieb er die Ausbildung von Pseudomorphosen von Quarz nach Baryt, skalenoedrischem Kalzit, Fluorit und Anhydrit. Das verbreitete Auftreten der Pseudomorphosen wird auch von VIEBIG 1905 (238) betont.

DYMKOW 1960 (59) beschreibt ausführlich die Umbildungsprozesse in der von ihm als „Quarz-Hämatit-Sulfid-Stadium“ bezeichneten e-Formation. Er führt intensive Auflösungserscheinungen und Wiederausfällungen von Ni-, Co-, Bi-, U- und anderen Erzmineralen an. Von BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5) werden diese Prozesse ebenfalls erwähnt. Nach BARSUKOW, BELJAJEW, SJERGEWA & SOKOLOWA 1967 (4) ist die Verdrängung und Umlagerung der U-, Co- und Ni-Erzminerale relativ gering. Bedeutend intensiver werden die Gangarten durch Quarz verdrängt. Dabei entstehen

durch metasomatische Prozesse jene pseudomorphen Formen, die als „Kastenquarz“ (nach Baryt) und als „gehackter Quarz“ (nach Anhydrit oder nach Baryt) von MÜLLER 1860 (135), VIEBIG 1905 (238) u. a. beschrieben sind.

Im Anschluss an die Quarzmetasomatose werden auf den Pseudomorphosen in geringem Maße Gangarten und Sulfide abgesetzt. Diese Abfolge der „Umlagerungen“ umfasst rhomboedrisch ausgebildeten Kalzit, Dolomit-Ankerit und gelb gefärbten Dolomit („Kristalldolomit“ = D<sup>K</sup>), die mit geringen Mengen von Chalkopyrit und Pyrit assoziieren sind.

#### 4.8 Bildungen der Oxidationszone

Oxidationsbildungen treten im Untersuchungsgebiet weniger häufig als in der benachbarten Lagerstätte Schneeberg auf und umfassen Neubildungen von verschiedenen Co-, Ni-, Bi-, U-, Cu-, Fe-, Mn- und Ca-Mineralen. Eine eingehende Untersuchung und Bestimmung dieser Minerale liegt nicht vor.

##### **Anmerkung**

*Umfangreichere Oxidationsbildungen traten in der Anfangszeit des Uranerzbergbaues (1946 bis etwa 1952) im Bereich des Kurortes Oberschlema auf, wo das sehr umfangreiche Gangnetz teilweise an der Tagesoberfläche ausstrich. Zur damaligen Zeit war es nicht möglich Oxidationsminerale wissenschaftlich zu untersuchen oder sicherzustellen. Nur sehr wenig Oxidationsminerale sind deshalb verstreut in Sammlungen zu finden und eine Zuordnung, aus welchen Gangbereichen sie stammen, nicht möglich.*

#### 4.9 Der zeitliche Ablauf der Mineralisation

Der zeitliche Ablauf der Mineralisation wurde von vielen Bearbeitern der erzgebirgischen Ganglagerstätten untersucht und häufig auch durch Beobachtungen belegt. Frühere Bearbeiter, wie DALMER 1896 (48), SCHUMACHER 1933 (203), OELSNER 1952, 1958 (148, 152) u. a. sahen die gesamte Mineralisation als eine einheitliche Bildung an, die als dem variszischen Zyklus zugehöriger Prozess betrachtet wurde. BAUMANN 1963, 1965, 1967 (8, 9, 10) wies die Unhaltbarkeit dieser Ansicht nach und unterschied für die erzgebirgischen Ganglagerstätten zwei große Mineralisationszyklen, von denen der ältere eine variszische Bildung darstellt, während der jüngere Zyklus im Zusammenhang mit der saxonischen Tektonik steht.

Zu ähnlichen Ergebnissen kamen NIGGLI 1925 (145), BRANDES 1930 (36) u. a. In seiner Monographie über den Schneeberger Lagerstättenbezirk unterschied bereits

MÜLLER 1860 (135) zwei altersmäßig unterschiedliche Gruppen von Erzgängen und fasste in der älteren Gruppe die Quarz-Kassiterit- (z-Formation), die Quarz-Sulfid- (kb-Formation) und die tauben Quarzgänge zusammen.

Die ineinander teleskopierten jüngeren Gangformationen, die mit dem Absatz der Quarz-Kalzit-Pechblende-Gänge (kku-Formation) beginnen und mit dem Absatz der Silber-Sulfid-Gänge (ags-Formation) enden, bezeichnete MÜLLER 1860 (135) als jüngere Gruppe der Erzgänge. Eine ähnliche Ansicht vertrat MÜLLER 1895 auch bei der Beschreibung der Erzgänge des Annaberger Lagerstättenbezirkes, während er 1901 (139) im Freiburger Lagerstättenbezirk die Bildung der „Edlen Braunspatformation“ (eb-Formation) noch zum älteren Zyklus rechnete und als jüngeren Zyklus die fba-Formation einschließlich der „Edlen Geschicke“ bezeichnete.

BAUMANN 1963, 1965, 1967 (8, 9, 10) bezieht die Mineralisation der Quarz-Kalzit-Pechblende- (kku-Formation) und der Dolomitgänge (mgu-Formation als Äquivalent der edlen Braunspat- (eb-) Formation im Freiburger Lagerstättenbezirk) noch in den ersten Mineralisationszyklus ein. Andererseits bestehen zwischen der mgu- und der biconi-Formation, besonders der eba-Abfolge enge Zusammenhänge, wie sie von BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5) und BARSUKOW, BELJAJEW, SJERGEWA & SOKOLOWA 1967 (4) aufgezeigt werden. Diese Autoren bezweifeln aufgrund ihrer Untersuchungen im westlichen Erzgebirge die Selbständigkeit der biconi- und der ags-Formation und fassen alle Mineralabsätze, die jünger als die Quarz-Kalzit-Pechblende-Gänge (kku-Formation) sind, als Bildungen eines einheitlichen Mineralisationsstadiums auf.

Der Vergleich des älteren mit dem neueren Schrifttum einerseits und der neueren sowjetischen Literatur mit der deutschen andererseits zeigt, dass es in der Frage der Grenzziehung zwischen der variszischen und post-variszischen Mineralisation in den erzgebirgischen Lagerstätten noch unterschiedliche Auffassungen gibt. BAUMANN 1963, 1965, 1967 (8, 9, 10), WERNER 1966 (249) u. a. kommen aufgrund ihrer Untersuchungen und Überlegungen zu dem Ergebnis, dass der variszische Mineralisationszyklus alle Bildungen einschließlich der eb-Formation, als deren Äquivalent die mgu-Formation des westlichen Erzgebirges zu betrachten ist, umfasst und der zweite Mineralisationszyklus mit der eba-Abfolge beginnt.

In einer ausführlichen Betrachtung weist DYMKOW 1960 (59) auf die Zwischenstellung der kku-Formation zwischen beiden Mineralisationszyklen hin und diskutiert die zwei Möglichkeiten der Zuordnung dieser Gangformation zum ersten oder zum zweiten Mineralisationszyklus, als

deren ältestes Stadium. Für erstere Möglichkeit sprechen nach DYMKOW 1960 (59) die verbreitete Chloritisation im Nebengestein der Gänge der kku-Formation, die besonders typisch für die Gänge der kb-Formation ist und die von KÜHNE 1967 (105) für die Abfolgen der kb-Formation bestätigt wird, das Auftreten von geringen Sulfidmengen, Fluorit und Adular zu Beginn der kku-Formation, der gesetzmäßige Wechsel von Kalzit und Pechblende während der Ausscheidung sowie die Ausscheidung der Hauptmasse der Pechblendemineralisation vor dem Fluorit-Baryt-Stadium. Als Kriterien für eine genetische Verbindung der kku-Formation mit dem zweiten Mineralisationszyklus führt DYMKOW 1960 (59) die Ausbildung dieser Formation in herzyn streichenden Gängen, die für den jüngeren Mineralisationszyklus charakteristisch sind, die feinkörnige und kammartige Ausbildung des Quarzes der kku-Formation sowie das Auftreten sogen. „kollomorpher“ Strukturen, die dem ersten Mineralisationszyklus fehlen, an.

Die Bestimmungen des absoluten Alters der Mineralisation ergeben kein klares Bild zur Einstufung dieser Gangformationen. LEUTWEIN 1957 (111) erhielt als erstes Maximum des Alters der Pechblende nach der U/Pb-Methode einen Wert von 270 bis 220 Mio. a, der für die Zugehörigkeit der kku-Formation zum variszischen Mineralisationszyklus spricht. Zu ähnlichem Ergebnis kam LEGIERSKI 1967 (nach 126) an Pechblendeproben von Jáchymov mit Alterswerten von 230 bis 160 Mio. a. Demgegenüber stehen die Werte von HECHT & KROUPA 1936 (75) aus dem Wölsendorfer Gangrevier mit dem Alter der Pechblenden von 196 bzw. 185 Mio. a und von WINOGRADOW, TUGARINOW und Mitarbeiter 1959 (252), die für die älteste Pechblende aus erzgebirgischen Lagerstätten nach der U/Pb-Methode mit Korrektur für gewöhnliches Blei ein altkimmerisches Alter (180 Mio. a) ermittelten.

Auch verschiedene andere Methoden zur Unterscheidung von variszischer und postvariszischer Mineralisation an Mineralen, die in beiden Mineralisationszyklen auftreten, geben kein eindeutiges Bild. So fügen sich die von SCHRÖN 1967 (196) im Quarz der kku-Formation ermittelten Germaniumgehalte besser in den saxonischen als in den variszischen Zyklus ein.

Aus dem Dargelegten ergibt sich, dass eine exakte Grenzziehung zwischen dem variszischen und postvariszischen Mineralisationszyklus anhand des relativen und des absoluten Alters der betrachteten Gangformation noch nicht möglich ist und dass andererseits innerhalb der gesamten Mineralisationsfolge kein größerer Hiatus ausgebildet ist, wie sich dies auch aus den Bestimmungen des absoluten Alters an Pechblenden nach der U/Pb-Methode, nach den Ergebnissen der erwähnten Autoren als auch nach der K/Ar-Methode, deren Ergebnisse von BAUMANN & RÖSLER 1967 (12) und von RÖSLER & PILOT 1967 (184) diskutiert werden, ergibt.

Das Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda besitzt keine Aufschlüsse über das geologische Alter der einzelnen Gangformationen, da die Gänge nur in paläozoischen Gesteinen ausgebildet sind. Die von MÜLLER 1860 (135) im Schneeberger Lagerstättenbezirk vorgenommene Zweiteilung der Mineralisation der Gänge, die nach DYMKOW 1960 (59) „geologisch begründeter“ ist und der sich DYMKOW 1960 ebenfalls anschließt, wird im folgenden bei der Untergliederung der Mineralisation beibehalten. Somit werden unter den Begriff „erster Mineralisationszyklus“ alle älteren Gangformationen einschließlich der kb-Formation verstanden, während die mit der kku-Formation beginnende jüngere Mineralisation als „zweiter Mineralisationszyklus“ bezeichnet wird. Letzterer wird noch in einen saxonischen und einen alpidischen Subzyklus unterteilt. Der Gesamtablauf der Mineralausscheidungen in den Gängen des Untersuchungsgebietes ist in Abb. 90 dargestellt (Abb. 90 = Beilage 1).

#### 4.9.1 Der zeitliche Ablauf und die Ausscheidungsfolge des ersten Zyklus

Die zeitliche Folge der pneumatolytisch-hydrothermalen Frühmineralisation und ihre Überlagerung mit den magmatischen Nachschüben wurde bereits im Abschnitt 3.1.1.3. beschrieben.

Die ältesten Gänge des Untersuchungsgebietes sind die Quarz-Wolframit-Gänge, die außer Wolframit teilweise noch Molybdänit als Erzmineral führen. Neben pneumatolytischem „Fettquarz“ ist in diesen Gängen noch Muskovit ausgebildet. Die Ausscheidungsfolge in den Gängen der qw-Formation stimmt mit den Angaben von OELSNER 1952 (149), BOLDUAN 1954 (31), BOLDUAN, HÖSEL & SIPPEL 1964 (34) u. a. aus anderen erzgebirgischen Lagerstätten im wesentlichen überein. Nach einem wahrscheinlich nur geringen zeitlichen Hiatus erfolgt der Absatz der Quarz-Scheelit-Abfolge, die mit Quarz und Feldspäten beginnt, auf die Scheelit und Fluorit mit Quarz und teilweise mit Chlorit folgen. Den Abschluss dieser Abfolge bildet Kalzit, dessen Einstufung allerdings aufgrund fehlender Aufschlüsse nicht vollständig gesichert erscheint. Die qs-Abfolge wird gelegentlich von der kb-Formation abgeschnitten (Abb. 91) oder tritt selten am Salband der Gänge der kb-Formation auf.

Die kb-Formation zeigt die gleiche Ausscheidungsfolge, wie sie von OELSNER 1930 (146) und von BAUMANN 1958, 1965 (6, 9) beschrieben wurde. Sie lässt sich, ebenso wie im Freiburger Lagerstättenbezirk, in die von BAUMANN 1958, 1965 (6, 9) ausgehaltenen Abfolgen untergliedern.

Mit der kb-Formation schließt im Untersuchungsgebiet der erste Mineralisationszyklus ab. Die nachfolgenden Gangformationen treten in nach einem anderen Bewegungsplan angelegtes Spaltensystem mit herzyner Streichrichtung auf.

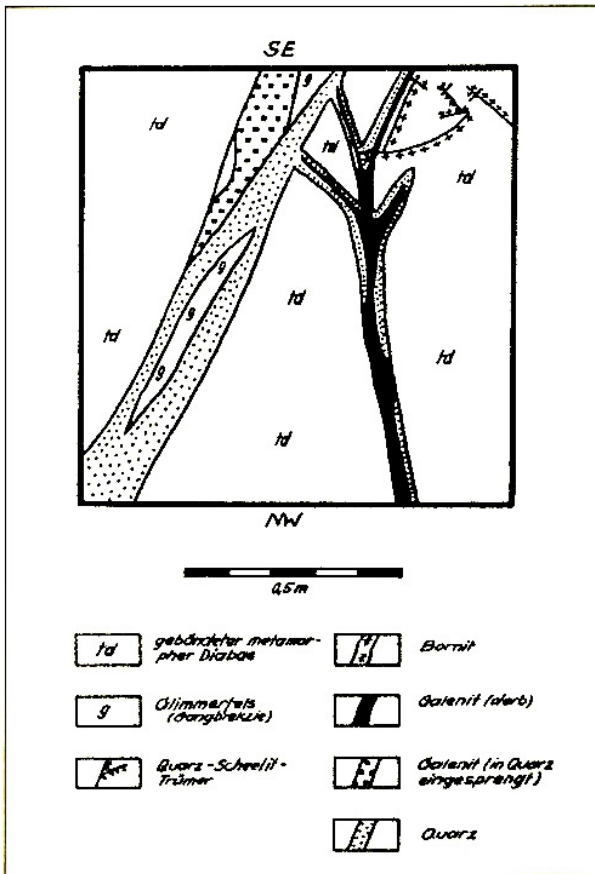


Abb. 91: Trümer der Quarz-Scheelit-Abfolge werden von einem Gang der kb-Formation abgeschnitten (nach RESCH & SALZER 1965). Sohle -810 m, Strecke 10/Querschlag 1203, Durchschuss in Strecke 4, SO-Stoß

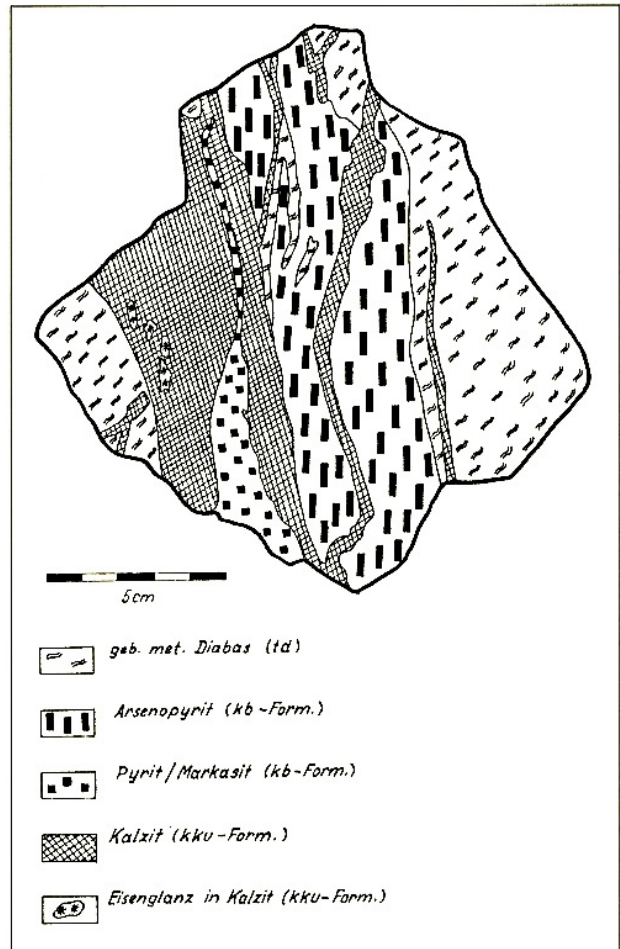


Abb. 92: Kalzit der kku-Formation ist in einem herzyn streichenden Gang der kiesigen Abfolge der kb-Formation ausgebildet

#### 4.9.2 Der zeitliche Ablauf und die Ausscheidungsfolge des zweiten Zyklus

Die postvariszische Mineralisation umfasst eine größere zeitliche Spanne als die variszische. Es erscheint daher zweckmäßig, die Zeitspanne der postvariszischen Mineralisation noch einmal zu unterteilen und die wahrscheinlich erst im Tertiär bzw. an der Grenze Oberkreide-Tertiär gebildete Mineralisation als einen Subzyklus, der als alpidischer Zyklus im Gegensatz zu dem mesozoisch entstandenen saxonischen Zyklus bezeichnet wird, auszuhalten.

##### 4.9.2.1 Der zeitliche Ablauf und die Ausscheidungsfolge des saxonischen Zyklus

Als saxonischer Mineralisationszyklus werden die Mineralabsätze der kku-, der mgu- und der biconi-Formation bezeichnet. Diese Gangformationen sind nur selten als jüngere Glieder in den Gängen des ersten Zyklus zu finden. (Abb. 20 und 92).

Für den saxonischen Mineralisationszyklus ist ein „Telescoping“ der genannten Gangformationen ineinander typisch, wobei besonders die Minerale der kku-Formation mit denen der mgu-Formation sowie der mgu- und die der biconi-Formation (Abb. 93) in einem Gang nebeneinander ausgebildet sind. Seltener tritt die biconi-Formation unmittelbar neben der kku-Formation (Abb. 94) auf.

Die Ausscheidungsfolge in der kku-Formation wurde von DYMKOW 1960 (59), BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5), BAUMANN 1965, 1967 (9, 10), HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) und von BARSUKOW, BELJAJEW, SJERGEWA & SOKOLOWA 1967 (4) untersucht. Nach dem Absatz der quarzigen Abfolge, die keine Erzminerale aufweist, folgt wenig Fluorit auf die Pechblende-Kalzit-Abfolge, die neben Pechblende und Kalzit nur Coffinit und wenig Sulfide führt. Am Ende der kku-Formation tritt die sulfatische Abfolge mit Anhydrit, Gips und lokal mit Apophyllit auf. Mit den Ca-Sulfaten sind wenig Chalkopyrit und Fe<sup>III</sup>-Minerale vergesellschaftet. Einige der oben genannten Autoren unterscheiden bei der Beschreibung der Alters-

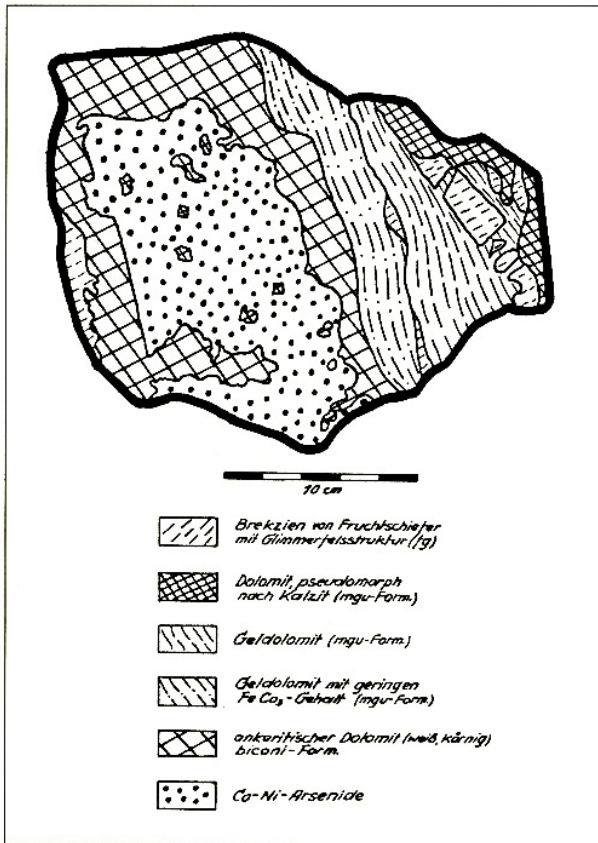


Abb. 93: Ein „zusammengesetzter“ Gang führt nebeneinander Paragenesen der mgu- und der biconi-Formation.  
Sohle -420 m, Gang „Columbia“

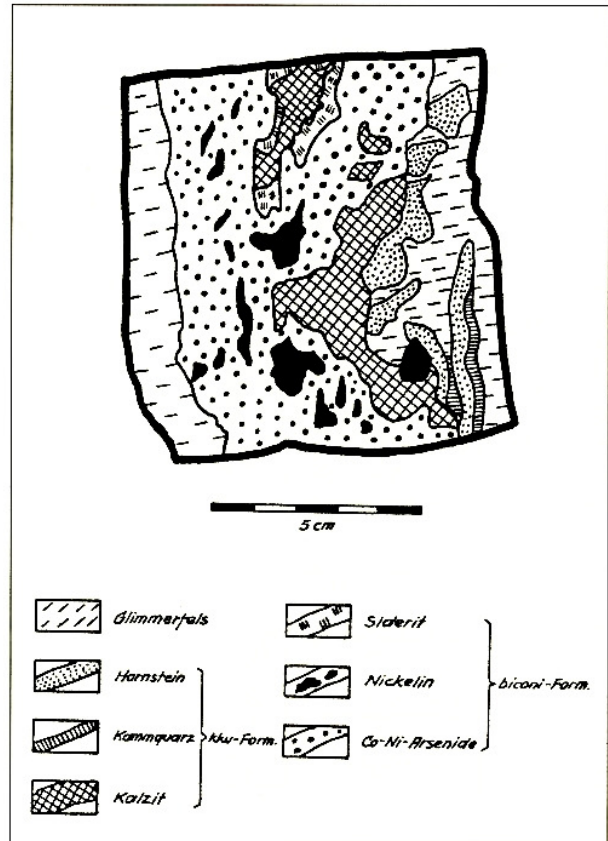


Abb. 94: Neben Paragenesen der kku-Formation treten im gleichen Gangbereich Paragenesen der biconi-Formation auf.  
Schacht 366, Sohle -450 m, Abbaublock 677, Gang „Limpopo“

folge nicht die kku- von der mgu-Formation und betrachten beide Gangformationen als ein einheitliches Stadium.

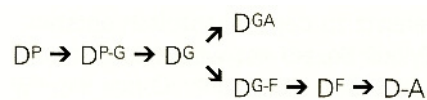
Eine direkte Parallelisierung der Abfolgen der im westlichen Erzgebirge ausgebildeten mgu-Formation mit der im Freiburger Lagerstättenbezirk verbreiteten Abfolge der eb-Formation, deren Ausscheidungsfolge von OELSNER 1952 (150) und von BAUMANN 1958, 1965 (6, 9) beschrieben wird, und die als zeitliches Äquivalent im Mineralisationszyklus zur mgu-Formation angesehen werden kann, erscheint gegenwärtig nicht möglich.

Innerhalb der mgu-Formation lassen sich die ausgehaltenen Abfolgen aufgrund der tektonischen Bewegungen zeitlich gut ordnen (Abb. 42 und 43). Der ältesten, als (Dolomit-) Abfolge der mgu-Formation, schließt sich die Selenid (dse-) Abfolge an, deren Ausscheidungsfolge von SCHULZ 1960 (unveröff.) und RYSHOW 1965 (unveröff.) untersucht wurde (Abb. 95). Auf diese folgt eine weniger häufig auftretende Sulfid-Abfolge und am Ende der mgu-Formation sind wieder Sulfate ausgebildet. Der innerhalb der Sulfat-Abfolge der mgu-Formation auftretende WHEELIT ist mit lagigem ankeritischem Dolomit assoziiert.

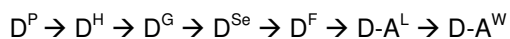
Bei der Betrachtung der Ausscheidungsfolge der Karbonspäte zeigt sich die nachstehende Reihe:

Kalzit → Dolomit → Dolomit-Ankerit → Siderit → Kalzit  
(kku-F. → mgu-Formation → biconi-Formation → ags-F.)

LIPP (unveröff.) formulierte innerhalb der Generationen des Dolomits und Dolomit-Ankerits der mgu- und der biconi-Formationen folgende Ausscheidungsreihe, ohne die Grenze zwischen der mgu- und der biconi-Formation genau zu fixieren:



Nach Auswertung neuerer Aufschlüsse ergibt sich gegenwärtig folgende Reihe der Ausscheidungsfolge dieses Minerals:



(Dabei bedeuten  $D^P$  = „pseudomorpher“ Dolomit,  $D^{P-G}$  = Übergang zwischen  $D^P$  und  $D^G$ ,  $D^G$  = „Geldolomit“,  $D^{Q-A}$  = Geldolomit mit geringem (maximal bis 4%)  $FeCO_3$ -Gehalt,



der durch Überprägung dieses Minerals durch die Lösungen der biconi-Formation bedingt ist,  $D^{G-F}$  = Übergang zwischen  $D^G$  und  $D^F$ ,  $D^F$  = rosafarbener feinkörniger Dolomit,  $D-A$  und  $DA^W$  = weißer körniger bis spätinger Dolomit-Ankerit,  $D^H$  = „Hornsteinartiger“ Dolomit,  $DSe$  = Dolomit der Selenid-Abfolge,  $D-A^L$  = lagiger ankeritischer Dolomit der Sulfat-Abfolge).

Mineral	Abfolge	Selenid - Abf. (dse)
Dolomit		_____
Eisenglanz Chalkopyrit Fahlerz		_____
Umangit Berzelianit Klockmannit Häumannit Eukalrit-Crookesit (Guanajuatit) Clausenit (Tiemannit)		_____

Abb. 95: Paragenesenschema der Selenid-Abfolge der mgu-Formation nach Schulz (1960, unveröff.)

Nach der Struktur des in die karbonatischen Abfolgen der biconi-Formation zu stellenden weißen Dolomit-Ankerits, seiner Paragenese und nach seiner Altersstellung zu Siderit kann man diesen in zwei Generationen unterteilen. Ein nennenswerter  $FeCO_3$ -Anteil im Dolomit-Ankerit tritt erst in der biconi-Formation in Erscheinung. WOLF 1966 (254) erhielt bei der Untersuchung der Karbonspäte erzgebirgischer und äußererzgebirgischer Lagerstätten ein gleiches Ergebnis. Nach WOLF 1966 unterscheidet sich auch der Siderit der biconi-Formation in seinem Chemismus deutlich vom Siderit der Freiburger eb-Formation und von dem äußererzgebirgischer saxonischer Ganglagerstätten.

Bedingt durch den Schwerpunkt der vorliegenden Untersuchungen, den die sich an die mgu-Formation anschließende biconi-Formation darstellt, sollen die Altersverhältnisse in dieser ausführlicher besprochen werden.

### Die Ausscheidungsfolge der Mineralisation der biconi-Formation

Das Alter der innerhalb der biconi-Formation ausgehaltenen Abfolgen zueinander ist durch Aufschlüsse teilweise belegbar (Abb. 96) und wurde in der Literatur von MÜLLER 1860 (135), ZÜCKERT 1926 (261), KEIL 1931 (95), MRNA & PALVU 1958, 1963, 1964 (127, 129, 130) u. a. aus den erzgebirgischen und von MESSER 1955 (119) aus der Lagerstätte Richelsdorf belegt.

Die von OELSNER 1952, 1958 (150, 152), BAUMANN 1958 (6) u. a. als selbständige Gangformation angesehene eba-Abfolge ist die älteste Abfolge der biconi-Formation im Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda. Im Freiburger Lagerstättenbezirk wird von BAUMANN 1965, 1967 (9, 10)

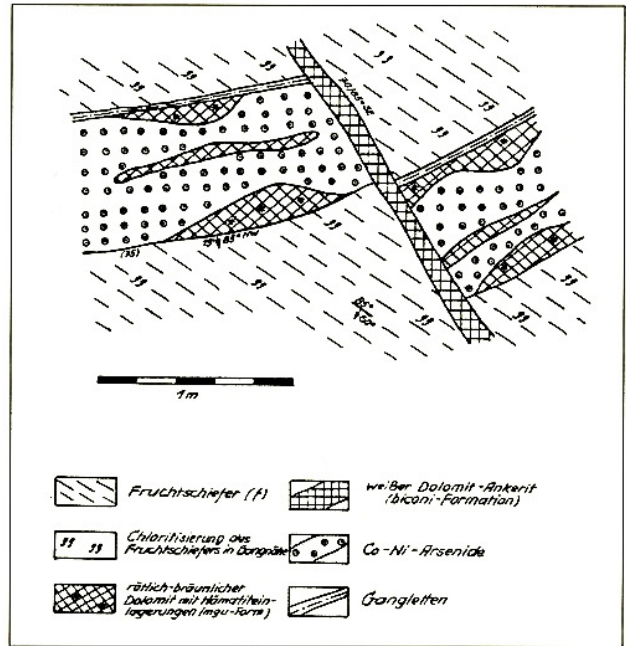


Abb. 96: Ein Trum der karbonatischen Abfolge der biconi-Formation verwirft einen Gang der arsenidisch-quarzigen Abfolge. Schacht 66 (250), Sohle -270 m, Block 0, Höhe 12 m, Gang „Apo Schwerin II“

Formation	biconi - Formation			ags-formation
	Abfolge	Abfolge	Abfolge	Abfolge
Mineral	eba-Abf.	(quarzig-arsenidische Abf.)	karbonat. Abfolge	Silber-Sulfarsenid-Abfolge
Kalkzit Siderit Baryt	_____	_____	_____	_____
ged. Silber ged. Arsen Argentit Xanthokon Prousttit	_____	_____	_____	_____
$Fe^{II}$ -Oxyde	_____	_____	_____	_____

Abb. 97: Paragenesenschema eines Ganges der eba- und der quarzig-arsenidischen Abfolge der biconi-Formation; Gang „Neiwa“/Störung „Merkur“

die eba-Abfolge als eine gegenüber der fba- und biconi-Formation ältere Bildung ausgewiesen. Den gleichen Nachweis erbringt WERNER 1958, 1966 (248, 249) aus den saxonischen Lagerstätten außerhalb des Erzgebirges.

Im Untersuchungsgebiet bildet die eba-Abfolge auf einigen Gängen, vor allem in erzfreien Paragenesen, einen gegenüber der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation älteren Mineralabsatz. Die Altersstellung der Arsenide innerhalb der eba-Abfolge zeigen die Abb. 90, 100 und 101.

Für die sich an die eba-Abfolge anschließende arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation existieren zu

den von ZÜCKERT 1926 (261), KEIL 1931 (95), BAUMANN 1958, 1965 (6, 9), DYMKOW 1960 (59), MRNA & PALVU 1963 (129), TÖLLE 1964 (231) u. a. beobachteten Ausscheidungsfolgen der einzelnen Minerale zahlreiche Angaben. Die von den einzelnen Autoren nachgewiesenen und teilweise unterschiedlichen Reihen sind durch verschiedene Faktoren bedingt, wie sie die räumliche Trennung der um die beiden gediegenen Elemente Silber und Wismut gruppierten Co-Ni-Arsenide, der Charakter der hydrothermalen Lösungen, u. a. darstellen. Einige Beispiele aus dem Untersuchungsgebiet zeigen die Abbildungen 96, 97, 98, 99, 100 und 101.

Das jüngere Alter der karbonatischen Abfolgen der biconi-Formation, das bereits von ZÜCKERT 1926 (261), KEIL 1931 (95), DYMKOW 1960 (59), MRNA & PALVU 1958, 1963 (127, 129), HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (71) u. a. erwähnt bzw. beschrieben wird, ist im Untersuchungsgebiet durch Aufschlüsse (Abb. 96) belegt und lässt sich auch in den Paragenesenschemata der einzelnen Gänge nachweisen, wie

die Beispiele der Abb. 98 bis 103 zeigen. Dabei weist die Abb. 103, die die fast vollständige karbonatisch-sulfidische Abfolge umfasst, die ohne umgelagerte Ni-, Co- und Ag-Sulfide auftritt, zeitlich unterschiedliche Ausfällungen einiger Co- und Ni-Arsenide der karbonatisch-arsenidischen Abfolge aus. Ein weiteres Beispiel für die Ausscheidungsfolge der aus der quarzig-arsenidischen Abfolge der biconi-Formation umgelagerten Elemente Bi, Co, Ni und Fe in sulfidischer Form bringt Abb. 102.

Aufgrund des fast völligen Fehlens der fba-Abfolge im Untersuchungsgebiet lässt sich diese in das Paragenesenschema nur schwierig einordnen. Ihre vorläufige Einstufung in Abb. 90 erfolgte aufgrund des Abschneidens geringmächtiger Trümer von weißem Dolomit-Ankerit der karbonatischen Abfolge der biconi-Formation durch die Minerale der fba-Abfolge (Abb. 72). Im Lagerstättenbezirk von Jáchymov kommen MRNA & PALVU 1958, 1963, 1964 (127, 129, 130) und MRNA 1963, 1967 (123, 126) zu einem gleichen Ergebnis.

Abb. 98:  
Paragenesenschema eines Ganges der eba- und der quarzig-arsenidischen Abfolge der biconi-Formation.  
Schacht 38, Gang „Bautzen“

Formation	biconi - Formation			ags - Formation
Abfolge Mineral	eba-Abf	(quarzig-)arsenidische Abfolge	karbonatisch-sulfidische Abf	Silber-Sulfarsenid-Abfolge
Kalzit Dol-Ankerit Siderit Baryt				
ged. Silber Nickelin Rammelsbg. Skutterudit Safflorit				
Pyrit Markasit Chalkopyrit Fahlerz Sphalerit Argentit Proustit Xanthokon				
Fe <sup>II</sup> -Oxyde				

Abb. 99:  
Paragenesenschema eines Ganges der eba- und der quarzig-arsenidischen Abfolge der biconi-Formation, Gang „Maiskaja“

Formation	biconi - Formation			ags-Form.
Abfolge Mineral	barytische Abfolge(eba)	quarzig-arsenidische Abfolge	karbonatisch-sulfidische Abfolge	Sulfid-Abf.
Quarz Kalzit Siderit Baryt				
ged. Wismut Nickelin Rammelsbg. Skutterudit Safflorit				
Chalkopyrit Voesit Fe <sup>II</sup> -Oxyde				

Abb. 100:

Paragenesenschema eines Ganges der Co-Ni-arsenid-führenden eba- und der karbonatisch-arsenidischen Abfolge der biconi-Formation. Gang „Hellerau“

Abfolge Mineral	barytisch-arsenidische Abfolge (eba)		karbonatisch-arsenidische Abfolge
Siderit Baryt		■	■
Skutterudit Rammelsbg. Safflorit	■		■
Pyrit Chalkopyrit Fe <sup>III</sup> -Oxyde		■	

Abb. 101:

Paragenesenschema eines Ganges der Co-Ni-arsenid-führenden eba- und der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation. Gang „Neiwa“

Abfolge Mineral	biconi - Formation			ags-Formation
	barytisch-arsenidische Abfolge (eba)	quarzig-arsenidische Abfolge	karbonatisch-sulfidische Abfolge	Silber-Sulfid-Abfolge
Quarz Kalzit Dol-Ankerit Siderit Baryt		■	■	■
ged. Silber ged. Wismut Skutterudit Nickelin Rammelsbg. Safflorit	■	■		
Pyrit Markasit Chalkopyrit Millerit Yaesit Bismuthinit Argentit Proustit Fe <sup>III</sup> -Oxyde			■	■

Abb. 102:

Paragenesenschema eines Ganges der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation. Gang „Freital“

Abfolge Mineral	biconi - Formation			ags-Formation
	quarzig-arsenidische Abfolge	karbonatisch-sulfidische Abf.	Silber-Sulfid-Abfolge	
Quarz Kalzit Dol-Ankerit Siderit	■	■	■	■
ged. Silber ged. Wismut Nickelin Rammelsbg. Skutterudit Safflorit	■	■		
Markasit Bismuthinit Argentit Eisenglanz		■	■	

Abb. 103:

Paragenesenschema eines Ganges der arsenidisch-quarzigen, der karbonatisch-arsenidischen und der karbonatisch-sulfidischen Abfolge der biconi-Formation. Gang „Rio Tinto“

Abfolge Mineral	quarzig-arsenidisch	karbonatisch-arsenidisch	karbonatisch-sulfidisch	
Quarz Dol-Ankerit Siderit	■	■	■	■
ged. Silber Nickelin Rammelsbg. Safflorit	■	■		
Pyrit Sphalerit Chalkopyrit Fahlerz Bournonit Galenit			■	■
Fe <sup>III</sup> -Oxyde Coffinit			■	

#### 4.9.2.2 Der zeitliche Ablauf und die Ausscheidungsfolge des alpidischen Zyklus

Im alpidischen Mineralisationszyklus sind die Paragenesen der ags- und e-Formation zusammengefasst, die gegenüber der biconi-Formation eine jüngere Bildung darstellen. Aufgrund des Fehlens einer neueren Untersuchung der Eisen-Mangan- (e-) Formation ist ihr Altersverhältnis zur ags-Formation nicht genügend bekannt, so dass die in Abb. 90 dargestellte Einteilung mit Vorbehalt vorgenommen wurde. Eine ähnliche Meinung vertritt DYMKOW 1960 (59), der aber die e-Formation gegenüber der ags-Formation als ältere Bildung ansieht.

Die gediegenen Arsen-Abfolge der ags-Formation umfasst gegenüber der Silber-Sulfid-Abfolge den älteren Mineralabsatz. Letztere beginnt mit der Bildung der Silbersulfarsenide und endet mit dem Absatz der Silbersulfantimonide. Die Ausscheidungsfolge der Silbersulfarsenid-Paragenese auf einigen Gängen zeigen die Abb. 97 und 98. Für die Ausscheidungsfolge der Silber-Sulfid-Abfolge im Untersuchungsgebiet trifft die von TISCHENDORF 1955 (229) dargelegte Veränderung im Verhältnis von Arsen und Antimon während der Ausscheidungsfolge ebenfalls zu. Dem Arsenreichtum der zuerst gebildeten Silbererzminerale steht am Ende der Abfolge eine größere Beteiligung von Antimon anstelle von Arsen gegenüber.

## 5 Die Untersuchung einiger die Verteilung der Mineralisation und der Vererzung, insbesondere der biconi- und der ags-Formation bedingenden Faktoren

Im Folgenden werden einige Betrachtungen und Untersuchungen angeführt, die sich mit der Verteilung der Mineralisation im Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda befassen und die sich besonders mit der Verteilung der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung beschäftigen. Zuerst erfolgt die Untersuchung der Zonalität der Mineralisation, an die sich Betrachtungen und Überlegungen zu den Beziehungen des Nebengesteins der Erzgänge und dessen Einfluss sowie die Wechselwirkung mit den hydrothermalen Lösungen anknüpfen, die die Lokalisation und Konzentration der Vererzung bewirken. Anschließend werden einige Darlegungen über den Einfluss tektonisch-struktureller Faktoren auf die Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung gemacht. Abschließend wird der Versuch unternommen, der Bedeutung der einzelnen Faktoren entsprechend ein Schema ihres Einflusses auf die Vererzung nach der Größe ihres Einwirkens aufzustellen.

## 5.1 Die Zonalität der Mineralisation

In einer theoretischen Betrachtung kommt KUTINA 1957, 1965 (107, 108) zu einer Untergliederung der Zonalität und unterscheidet zwischen einer polyaszendenten, unter der er das räumlich getrennte Auftreten der einzelnen Gangformationen in einem Lagerstättenbezirk versteht, und einer monoaszendenten Zonalität, die die räumliche Trennung der Abfolgen bzw. der Minerale innerhalb einer Gangformation beinhaltet. Bei der Beschreibung der Zonalität der Mineralisation im Untersuchungsgebiet wird sich im Folgenden an die Gliederung von KUTINA angelehnt.

Die älteren Bearbeiter der erzgebirgischen Lagerstätten, wie MÜLLER 1850, 1860, 1895(133, 135, 138), VIEBIG 1905 (228), JAFFE 1912 (85), BECK 1912 (18) u. a. wiesen keine Zonalität der Mineralisation nach. Umfassende Untersuchungen der zonalen Verteilung der Mineralisation führten BAUMANN 1958, 1965 (6, 9) für den Freiburger Lagerstättenbezirk und MRNA & PALVU 1964 (130), MRNA 1963 (123, 124) für die Lagerstätte Jáchymov durch. Einige Angaben über die regionale Verbreitung der einzelnen Gangformationen in den Lagerstätten des Erzgebirges bringen auch CHRT, BOLDUAN u. Mitarbeiter 1966, 1968 (42, 43).

Erste Angaben über die Zonalität der biconi-Formation machte KEIL 1931 (95), der die Verbreitung der Paragenesen von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden in den granitnäheren Gängen und der von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden in den weiter von der Granitoberfläche entfernten Bereichen postulierte. KEIL 1931 verallgemeinerte diese örtliche Verteilung der Paragenesen, die er bei seinen Untersuchungen im Schneeberger Lagerstättenbezirk 1927 (94) erhielt, auf die gesamte erzgebirgische Lagerstättenprovinz und erklärte so die von W nach E in den erzgebirgischen Lagerstätten zu beobachtende Abnahme von gediegen Wismut und die Zunahme von Silber. Für den Schneeberger Lagerstättenbezirk beschreibt er ferner ein granitnäheres Auftreten der arsenidisch-quarzigigen Abfolge der biconi-Formation, an die sich nach außen die barytische Abfolge (eba-Abfolge im heutigen Sinne) anschließt. MRNA & PALVU 1963 (129) untermauern diese Feststellung, indem sie auf das Vorkommen der Paragenesen mit gediegen Silber auf den oberen und von gediegen Wismut auf den tieferen Gangteilen im Lagerstättenbezirk Jáchymov hinweisen.

MRNA 1963 (123, 124) belegt die von KEIL 1931 (95) nachgewiesene Assoziation von Co mit Bi und von Ni mit Ag durch unterschiedliche Co : Ni und Ni + Co + Fe : As-Verhältnisse der einzelnen Paragenesengruppen und beschreibt darüber hinaus die Zonalität der gediegen Arsen-Abfolge der ags-Formation. In einer weiteren Arbeit weist MRNA 1967 (126) auf das räumlich enge Nebeneinander-vorkommen von Co-Ni-Arseniden und Pechblende hin.

Ferner postuliert er eine Parallelität des Verlaufs der einzelnen Erz-zonen mit der unterlagernden Granitoberfläche und die Möglichkeit der Rekonstruktion des Reliefs der Jáchymover Lagerstätte für die vorbasaltische Etappe, die unabhängig von den einzelnen Erz-zonen verläuft.

OELSNER 1958 (152) und OELSNER & KRÜGER 1959 (157) beschreiben für den Schneeberger Lagerstättenbezirk ein „umgekehrtes Zoning“, nach dem die hochthermalen älteren Gangformationen am Rande des Gebietes und die niedrigthermalen jüngeren Abfolgen im Zentrum des Gebietes ausgebildet sind. Dabei soll die eba-Abfolge (im Sinne von OELSNER 1952 (150)) noch eine Aufwölbung der durch die Intrusion des Granites aufgeheizten Isothermalflächen erkennen lassen, die zum Zeitpunkt des Absatzes der biconi-Formation (arsenidisch-quarzige Abfolge) bereits wieder abgeklungen ist. Nach den neueren Aufschlüssen im Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda ist diese Ansicht in der geäußerten Form nicht mehr vertretbar. TÖLLE 1964 (231) wies bei seinen Untersuchungen anhand der Elemente Ag, Cu und Ni im Skutterudit keine Zonalität der in diesem Mineral eingebauten genannten Elemente für den Schneeberger Lagerstättenbezirk nach. Während KEIL 1931 (95) keine zonale Verteilung der in den einzelnen Abfolgen der biconi-Formation auftretenden Gangarten anführt, weisen CHRT, BOLDUAN u. Mitarbeiter 1966 (42) eine regional unterschiedliche Verteilung der Gangarten der biconi-Formation in den Lagerstätten der erzgebirgischen Metallprovinz nach.

### 5.1.1 Die polyaszendente Zonalität der Mineralisation

Im Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda sind die beschriebenen Gangformationen räumlich getrennt ausgebildet und in unterschiedlichen Mengenverhältnissen vorhanden.

Die Verbreitung der Paragenesen der pneumatolytisch-hydrothermalen Frühmineralisation ist auf den inneren Kontakthof beschränkt (Quarz-Wolframit-Gänge), die sich etwas zum äußeren Kontakthof hin erweitert (Quarz-Scheelit-Gänge). Diese Paragenesen zeigen eine deutliche Abhängigkeit von der Granitoberfläche, wobei die selten auftretenden Quarz-Wolframit-Gänge im Glimmerfels ausgebildet sind, und die häufiger vorkommenden Quarz-Scheelit-Gänge Metabasite und Kersantit I als Nebengestein bevorzugen (Abb. 11).

Die Gänge der kb-Formation lassen zwei Verbreitungsgebiete erkennen, die durch die Verteilung dieser Paragenesen auf Gängen verschiedener Streichrichtungen bedingt sind. Die erste Gruppe, die auf den erzgebirgisch streichenden Störungen ausgebildet ist, tritt nur im granitnahen Bereich auf und ist auf den Grenzbereich Granit-Hüllgestein und auf den innersten Kontakthof beschränkt.

Eine gewisse Häufung von Quarz-Sulfid-Gängen konzentriert sich auf herzyn streichende Gänge im Nordwestfeld des Untersuchungsgebietes im Liegenden der streichenden Störung, die die „produktiven“ Gesteine des Silurs und Devons der Löbnitz-Zwönitzer Mulde gegen den sich nach NW anschließenden Phyllit abgrenzt. Letztere Gruppe von Gängen der kb-Formation wird im Gegensatz zu den granitnahen Gängen von den Paragenesen der nachfolgenden Gangformationen überprägt. In beiden Verbreitungsgebieten ist eine Bevorzugung der Erzführung (Pb-Zn-Cu) von basischen Nebengesteinen zu erkennen.

Die der kb- nachfolgenden Gangformationen sind auf herzyn streichenden Gängen ineinander teleskopiert. Wesentlich seltener treten die Paragenesen der kku- und der mgu-Formation auf Gängen anderer Streichrichtungen auf, deren Häufigkeit bei den einzelnen Gangformationen entsprechend der Besonderheit ihrer lithologischen Bindung in den einzelnen Zonen des Kontakthofes unterschiedlich ist. Für die mgu-Formation ist eine starke Bindung an die kku-Formation charakteristisch, die sich im Untersuchungsgebiet in der metasomatischen Überprägung der letzteren äußert. Die eba-Abfolge lehnt sich in ihrer Verbreitung an die Gänge der mgu- und seltener an die der kku-Formation an. Gleiches gilt für die Gänge der biconi-Formation, die im gesamten Lagerstättengebiet, wenn auch in geringerer Intensität als die beiden älteren Gangformationen, ausgebildet ist. Die selten auftretende fba-Abfolge ist an die Gangbereiche mit auftretender kb-Formation im NW-Feld des Untersuchungsgebietes gebunden. Die Paragenesen der ags-Formation beschränken sich in ihrem Auftreten hauptsächlich auf den äußeren Kontakthof und zeigen in der Verbreitung ihrer erzführenden Gangbereiche einen engen Zusammenhang mit den Co-Ni-Arsenid- und gediegen Silberführenden Abfolgen der biconi-Formation. Die „reinen“ Kalzitgänge (erzfreie ags- bzw. k-Formation) sind besonders im Übergangsbereich des äußeren Kontakthofes zum regionalmetamorphen Raum konzentriert. Die Abfolge mit jungem Quarz tritt dagegen fast nur im inneren Kontakthof auf.

In der vertikalen Verteilung der einzelnen Gangformationen sind teilweise Verschiebungen in der Häufigkeit ihres Auftretens festzustellen. Über die Veränderung der Quarz-Wolframit-Gänge mit der Teufe liegen keine Hinweise vor. Die Quarz-Scheelit-Gänge, die Gänge der kb- und der kku-Formation und die tauben Quarzgänge zeigen mit der Teufe eine Zunahme ihres Anteils an der Gesamtmineralisation, während die Gänge der eba-Abfolge, der biconi- und der ags-Formation mit der Teufe abnehmen. Dabei ist für diese Gänge, ebenso wie für die der kku- und der mgu-Formation, in bestimmten Teufenbereichen ein Maximum ihres Auftretens ausgebildet. Für die „reinen“ Kalzitgänge deutet sich eine Zunahme ihres Auftretens mit der Teufe an, die allerdings durch einen unterschiedlichen Grad der Aufschlussverhältnisse in den einzelnen Teufenbereichen bedingt sein dürfte.

Zusammenfassend kann zur polyaszendenten Zonalität der Mineralisation im Untersuchungsgebiet Schlemma-Alberoda gesagt werden, dass sich grundsätzlich keine wesentlichen Änderungen der Mineralisation in vertikaler Richtung erkennen lassen. In horizontaler Richtung sind für die einzelnen Gangformationen bestimmte Verbreitungsgebiete charakteristisch, die eine Abhängigkeit von der Granitoberfläche aufweisen. Dabei lassen sich für die Verbreitung der in den herzyn streichenden Gängen ineinander teleskopierten Gangformationen bestimmte Bereiche ihres gemeinsamen Auftretens feststellen. Innerhalb der einzelnen Gangformationen treten sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung Veränderungen in der Mineralisation auf, die die monoaszendente Zonalität der einzelnen Gangformationen widerspiegeln und die im Folgenden beschrieben werden.

### **5.1.2 Die monoaszendente Zonalität der einzelnen Gangformationen**

Gegenwärtig sind die zonalen Veränderungen der einzelnen Gangformationen nur teilweise umfassend bearbeitet und bekannt, so dass besonders für die ältesten Gangformationen und Abfolgen die Angaben keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben.

#### **5.1.2.1 Die monoaszendente Zonalität der Paragenesen der pneumatolytisch-hydrothermalen Frühmineralisation**

Innerhalb dieser Paragenesen zeigen die Quarz-Fluorit- und die Quarz-Scheelit-Gänge in ihrem Auftreten eine Abhängigkeit von basischen Nebengesteinen, während die Quarz-Wolframit-, Quarz-Turmalin-, Quarz-Feldspat- und die tauben Quarzgänge an die Glimmerfelse des inneren Kontakthofes gebunden sind. Der in den Gängen der Quarz-Scheelit-Abfolge ausgebildete Kalzit beschränkt sich in seinem Auftreten ebenfalls auf basische Nebengesteine.

Eine stärkere Zunahme mit der Teufe zeigen die Quarz-Scheelit- und die Quarz-Turmalin-Gänge. Innerhalb der ersteren nehmen allerdings die Anteile von Kalzit und Fluorit mit der Teufe ab. Die Quarz-Wolframit-Gänge sind auf den oberen Sohlen des Untersuchungsgebietes nicht bekannt geworden und treten erst in den mittleren und tieferen Sohlen in Erscheinung.

#### **5.1.2.2 Die monoaszendente Zonalität der Paragenesen der kb-Formation**

Für die Quarz-Sulfid-Gänge (kb-Formation) ist eine Zonalität nur undeutlich feststellbar, was durch die nicht große

Anzahl der Gänge sowohl in der horizontalen als auch in der vertikalen Verbreitung und ihrer Ausbildung in weit auseinander liegenden Bereichen des Lagerstättengebietes bedingt ist. Aus diesem Grunde sind auch keine Untersuchungen über die zonale Verteilung von Spurenelementen in den Sulfiden, wie sie von TÖLLE 1955 (230), BAUMANN 1958, 1965 (6, 9), LEUTWEIN & HERRMANN 1954 (112) für den Freiburger Lagerstättenbezirk durchgeführt wurden, möglich.

Innerhalb der Zn-Cu-Abfolge der kb-Formation deutet sich in horizontaler Richtung eine Zonalität im Mengenverhältnis der Cu-Sulfide an, von denen Chalkopyrit in den erzbergigisch streichenden granitnahen Gängen gegenüber den anderen Cu-Sulfiden überwiegt, während Fahlerz und Chalkosin im mittleren Teil und Bornit im äußeren Kontakthof auf den herzyn streichenden Gängen vorherrschen. Als granitfernstes Cu-Sulfid tritt in geringer Menge in den Gängen im Grenzbereich des äußeren Kontakthofes mit dem regionalmetamorphen Raum gelegentlich Cubanit auf.

#### **5.1.2.3 Die monoaszendente Zonalität der Paragenesen der kku-Formation**

Innerhalb der Paragenesen der kku-Formation ist eine horizontale Zonalität im Auftreten einiger Minerale der ältesten und der letzten Abfolge dieser Formation erkennbar. So tritt Kammquarz, ebenso wie Fluorit, im inneren Kontakthof des Untersuchungsgebietes wesentlich häufiger als im äußeren Kontakthof auf. Gips ist an die granitnahen Bereiche des inneren Kontakthofes gebunden, während Anhydrit in ziemlich gleichmäßiger Verteilung in den einzelnen Zonen des Kontakthofes auf einigen Gängen beobachtet wird und in den gipsfreien Bereichen eher eine Zunahme seiner Häufigkeit erkennen lässt. Bei den anderen Mineralen der kku-Formation ist eine zonale Verteilung nicht erkennbar.

Die vertikale Zonalität der Gänge der kku-Formation äußert sich in einer relativen Zunahme des Kammquarzes mit der Teufe, während Fluorit und Gips hauptsächlich nur auf den oberen Sohlen ausgebildet sind und auf den tieferen Sohlen sehr selten in Erscheinung treten. An einen Gang im mittleren Teufenbereich ist das Auftreten von Aikinit und Bismuthinit gebunden. Beide Minerale sind in einem Bereich ausgebildet, in dem ein Gang der Pb-Abfolge der kb-Formation an einem jüngeren Gang der kku-Formation geschleppt wird und stellten Umlagerungsprodukte der älteren Gangformation dar. RYSHOW 1965 (unveröff.) beobachtete eine Zunahme des geringen Sulfidanteils der Kku-Formation mit der Teufe, wobei Galenit und Sphalerit eine Abnahme und Chalkopyrit und Fahlerz eine Zunahme innerhalb des Sulfidanteiles mit der Teufe zeigen.

#### 5.1.2.4 Die monoaszendente Zonalität der Paragenesen der mgu-Formation

Eine horizontale Zonalität innerhalb der mgu-Formation lässt sich nur schwer erkennen. Die „pseudomorphen“ Dolomite sind im gesamten Lagerstättenbereich vorhanden und treten auf mächtigeren Gängen häufiger als auf geringmächtigen Gängen auf. Die Geldolomite sind besonders in den Gängen des äußeren Kontakthofes ausgebildet. Noch weiter von Granit entfernt liegt der Bereich, in dem Anhydrit der sulfatischen Abfolge der mgu-Formation verbreitet ist. Innerhalb dieser Formation tritt Anhydrit im inneren Kontakthof nicht auf.

Unter den Erzmineralen der mgu-Formation zeigt Löllingit eine Anhäufung in der Übergangszone zwischen dem äußeren Kontakthof und dem regionalmetamorphen Raum. SCHULZ 1960 (unveröff.) ermittelte für das Auftreten der Selenid-Abfolge in den Gängen für den inneren und äußeren Kontakthof sowie für die Übergangszone ein Verhältnis von 1:14:2.

Auch in der vertikalen Zonalität der Paragenesen der mgu-Formation sind Veränderungen in der Ausbildung und in der Zusammensetzung der Mineralisation der mgu-Formation zu erkennen. Die „pseudomorphen“ Dolomite nehmen mit der Teufe stärker ab. Das Auftreten des Geldolomits ist auf die oberen und mittleren Teufenbereiche beschränkt und zeigt ebenfalls eine Abnahme mit der Teufe. Beide Minerale werden auf den tiefen Sohlen von einem auf den oberen Sohlen nicht bekannt gewordenen körnig bis hornsteinartig ausgebildeten Dolomit in rötlicher bis braunroter Tönung abgelöst. Die Abnahme der Intensität der metasomatischen Prozesse mit der Teufe lässt auf den tieferen Sohlen ein Nebeneinandervorkommen von Kalzit der kku-Formation und Dolomit der mgu-Formation in einem Gang erwarten, wie dies von BARSUKOW 1965 (mündl. Mitt.) aus den Lagerstätten der CSSR angeführt wird.

Löllingit wurde auf den oberen Sohlen des Untersuchungsgebietes nicht nachgewiesen und beschränkt sich in seinem Auftreten auf die mittleren und tieferen Teufenbereiche. Die Selenide sind besonders in den mittleren Teufenbereichen konzentriert und treten sowohl darüber als auch darunter wesentlich zurück. Dabei ist die Abnahme von Clausthalit deutlicher ausgeprägt als die der Cu-Ag-Selenide.

#### 5.1.2.5 Die monoaszendente Zonalität der Paragenesen der biconi-Formation

Die Untersuchung der Zonalität der Paragenesen der biconi-Formation wurde, ebenso wie die der ags-Formation, so durchgeführt, dass neben qualitativer Kennzeichnung auch eine quantitative Aussage der zonalen

Verteilung der Mineralisation möglich ist. Bei letzterer erfolgte die Auswertung über den horizontalen, vertikalen und senkrechten Abstand der erzführenden Gangteile von der Granitoberfläche.

#### Die Ermittlung des Abstandes der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung von der Granitoberfläche

Die räumliche Verteilung der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung lässt sich am besten untersuchen, wenn man ein Bezugselement wählt, das im Lagerstättengebiet den Vorzug der Einmaligkeit aufweist. Diesen Vorzug besitzt die Granitoberfläche, die deshalb für die im Folgenden gemachten Darlegungen benutzt wurde. Zwischen dem Granit von Aue-Schlema und der dem saxonischen Mineralisationszyklus angehörenden biconi-Formation besteht ein indirekter Zusammenhang insofern, als letztere in ihrer Verbreitung auf den Kontakthof des Granites beschränkt ist und ihre Zonalität, die Zonalität des Kontakthofes und der Gangtektonik, die auf den Granit zurückzuführen sind, erkennen lässt. Die Granitoberfläche stellt außerdem im Wesentlichen eine Grenze der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung dar.

Insgesamt wurde von rund 550 Bi-Co-Ni- und Ag-Erzpunkten der Abstand von der Granitoberfläche ermittelt und für ca. 200 Erzkpunkte der Abstand von der Granitoberfläche aus den gemessenen Werten innerhalb der 100-m-Bereiche, die für die Auswertung zusammengestellt wurden, interpoliert. Diese 750 Erzkpunkte gliedern sich wie folgt auf die einzelnen Gangformationen, Abfolgen und Paragenesengruppen bzw. Erzgruppen auf:

biconi- und ags-Formation (gesamt)	748
biconi-Formation (gesamt)	712
davon eba-Abfolge	137
arsenidisch-quarzige Abfolge	627
davon	
Paragenesengruppe Ni-Ag	94
Paragenesengruppe As-Ag	14
(Paragenesengruppe Ni-Ag+As-Ag)	(108)
„Übergangsparagenese“	448
(Erzgruppe Ni-Co+eba-Abfolge =	
Übergangsparagenese)	(569)
Paragenesengruppe Bi-Co	85
ags-Formation (gesamt)	138
davon ged. Arsen-Abfolge	68
Silbersulfid-Abfolge	76
(Ag-führende Abfolgen gesamt)	(114)

Zur Ermittlung des Abstandes der Erzkpunkte von der Granitoberfläche wurde ein Granitsohypsplan im Maßstab 1 : 5000 benutzt und die Koordinaten des jeweiligen Erzfalles in seinem Mittelpunkt ermittelt und auf den Plan aufgetragen. Danach erfolgten die Bestimmung des kürzesten horizontalen Abstandes von der Granitoberfläche und die Anfertigung eines Profils für den jeweiligen Erz-

punkt (Abb. 104, 105 und 106). Aus diesen Profilen wurde der vertikale (lotrechte) und der „senkrechte“ (bezogen auf die Granitoberfläche) Abstand des Erzpunktes ermittelt. Diese Methode gestattete für alle Erzpunkte die Ermittlung des tatsächlich kürzesten Abstandes von der Granitoberfläche.

Die Genauigkeit der Granitsohypsen ist durch zahlreiche Aufschlüsse in den Grubenbauen und in den Tiefboh-

rungen gewährleistet. Der Fehler bei der Bestimmung der Abstände beträgt bei einem horizontalen Abstand bis 1000 m von der Granitoberfläche weniger als zwei % und bei einem Abstand von mehr als 1500 m weniger als fünf %. Damit liegt die zu erwartende Abweichung von der Bestimmung noch innerhalb der Erstreckung der Erzfälle, da jeweils die Koordinaten des „Mittelpunktes“ eines Erzfalles im Sohlenniveau zur Ermittlung des Abstandes benutzt wurde.

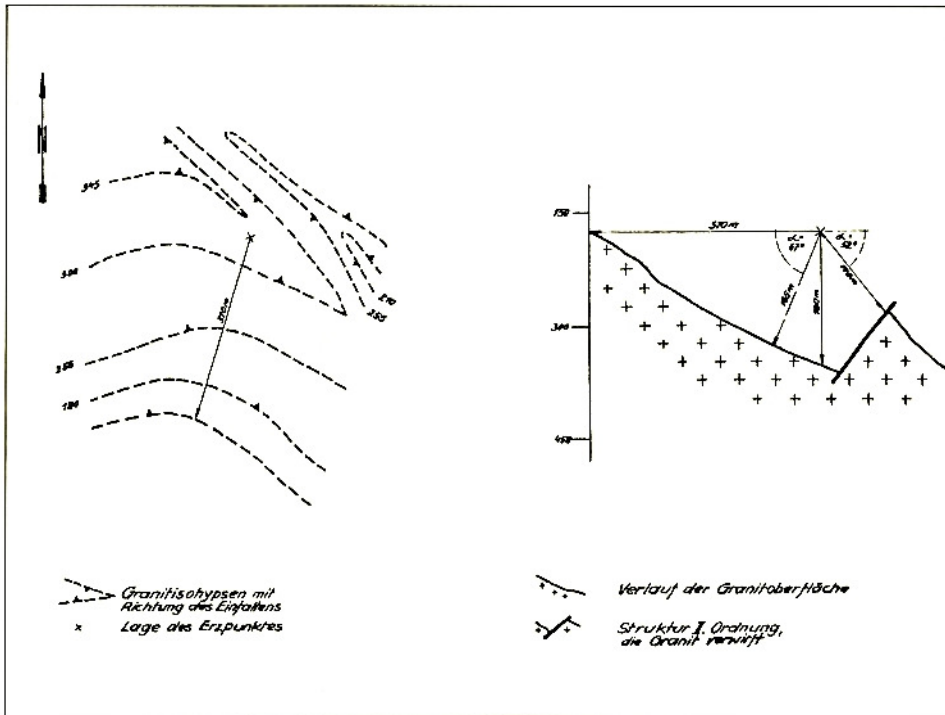


Abb. 104:  
Beispiel für die Ermittlung des horizontalen, vertikalen und senkrechten Abstandes eines Bi-Co-Ni-Erzganges von der Granitoberfläche im Westfeld des Untersuchungsgebietes bei tektonisch gestörtem Relief des Granites

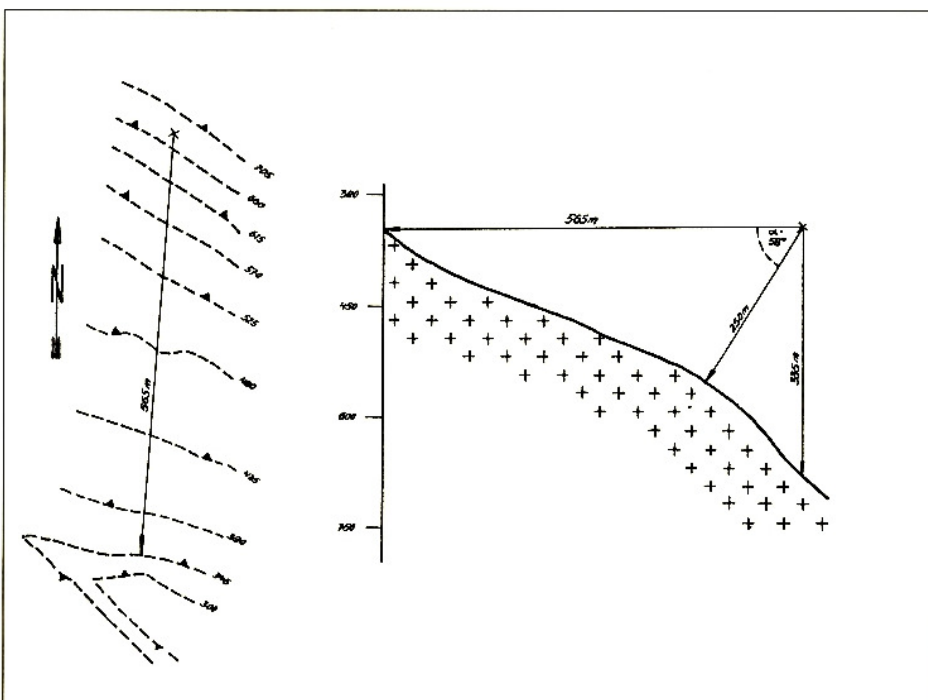


Abb. 105:  
Beispiel für die Ermittlung des horizontalen, vertikalen und senkrechten Abstandes eines Ni-Co-Erzpunktes von der Granitoberfläche im Westfeld des Untersuchungsgebietes bei ungestörtem Relief des Granits



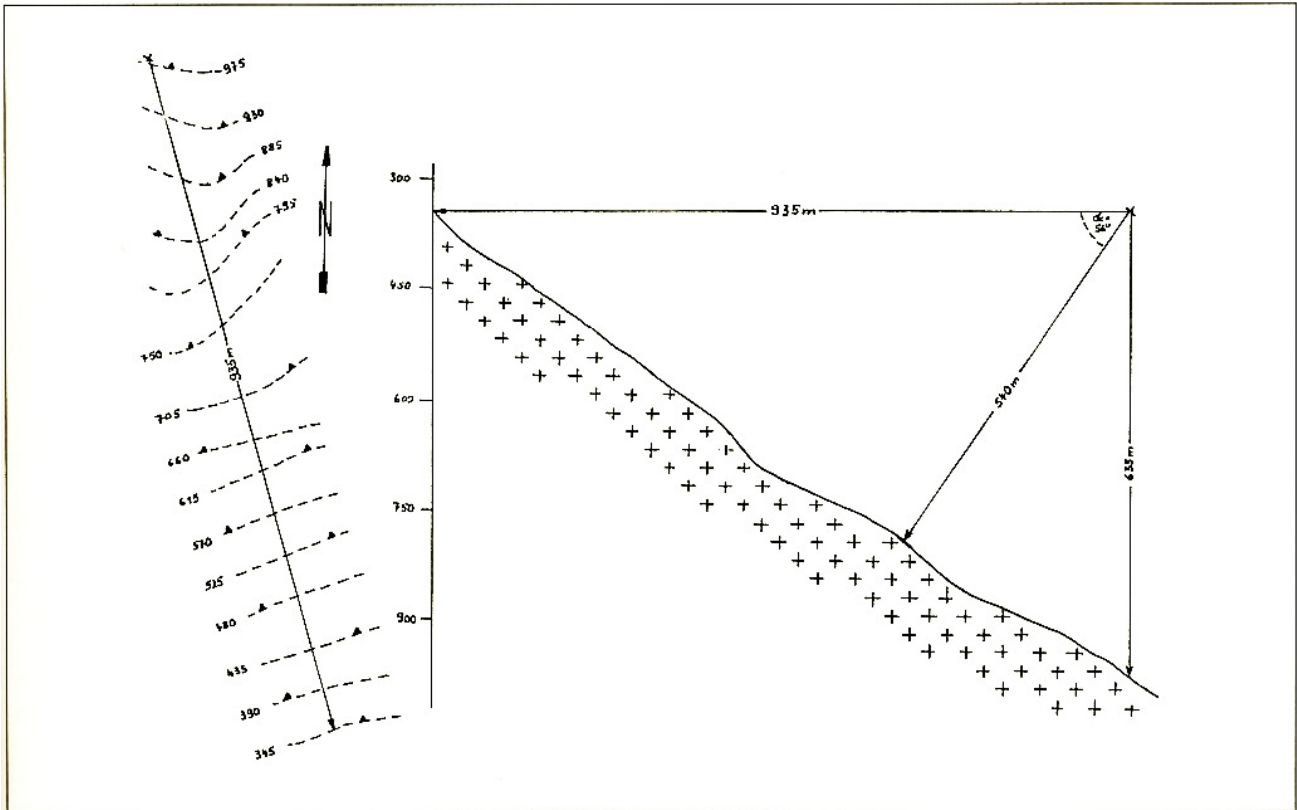


Abb. 106: Beispiel für die Ermittlung des horizontalen, vertikalen und senkrechten Abstandes eines Ni-Co-Erzpunktes von der Granitoberfläche im Ostfeld des Untersuchungsgebietes. Schacht 366, Sohle -675 m, Gang „Nelson“

Während im Ostfeld des Untersuchungsgebietes Schlema-Alberoda die Granitoberfläche ein relativ gleichförmiges Einfallen in nördlicher Richtung besitzt und hier einfache Profile angefertigt wurden (Abb. 106), ist im Westfeld das Relief der Granitoberfläche wesentlich bewegter und komplizierter. In diesem Bereich verursachen größere herzyn streichende Strukturen II. Ordnung (im Sinne von SCHTSCHUROW 1957 (unveröff.) größere Verwerfungen des Granites. Außerdem werden diese Strukturen zuweilen von granitischen Gängen und Apophysen begleitet, die vom Granit ausgehen und durch Zunahme der Mächtigkeit mit der Teufe in kleine Kuppeln übergehen. Dadurch wurde in einigen Fällen der senkrechte Abstand der Erzkpunkte von der Granitoberfläche in NW-licher Richtung ermittelt (Abb. 104), jedoch zeigen mehr als 98 % der angefertigten Profile eine S- bis SW-liche Richtung des senkrechten Granitabstandes.

In der Literatur sind bisher nur wenige Angaben über den Abstand der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung von der Granitoberfläche zu finden. DAHLGRÜN 1950 (44) weist darauf hin, dass im Harz die Gänge der biconi-Formation innerhalb des Kontakthofes des Brockengranits ausgebildet sind und schätzt als äußere Grenze für die Vererzung in diesen Gängen den vertikalen Abstand von der Granitoberfläche auf 1500 bis 2000 m.

### Die horizontale Verteilung der Paragenesen der biconi-Formation

Die horizontale Zonalität der Paragenesen der biconi-Formation ist neben der räumlichen Trennung der Paragenesen von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden von den „Übergangsparagenesen“ sowie den Paragenesen von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden auch in der Verteilung der in den einzelnen Abfolgen dieser Gangformation auftretenden Gangarten ausgeprägt.

Im Granit und im granitnahen Bereich führen die Gänge vor allem Quarz als Gangart, dessen Häufigkeit mit zunehmender Entfernung von der Granitoberfläche abnimmt, so dass in größerem Abstand von dieser die arsenidisch-quarzige Abfolge praktisch ohne Gangart vorliegt. Kalzit ist in den erzführenden Paragenesen ebenfalls auf einige Gänge des granitnahen Bereiches beschränkt und tritt erst wieder in größerer Menge, dann allerdings in erzfreien Paragenesen, im Übergangsbereich vom äußeren Kontakthof zum regionalmetamorphen Raum auf. Auf diese beiden Gangarten folgen mit zunehmender Entfernung von der Granitoberfläche zunächst Dolomit-Ankerit und dann Siderit (Gangarten der jüngeren karbonatischen Abfolgen). Der Baryt der eba-Abfolge stellt eine weit vom Granit entfernt auf-

tretende Gangart dar. Für die Verteilung der genannten Gangarten ist es gleich, ob sie in erzführenden oder in erzfreien Paragenesen vorliegen. Die zonale Verteilung der verschiedenen Gangarten lässt sich in regionaler und auch in vertikaler Beziehung auf den einzelnen Gängen und Gangsystemen deutlich nachweisen. In schematisierter Form zeigt Abb. 107 die zonale Verteilung der in den Abfolgen der biconi-Formation auftretenden Gangarten.

In der Verteilung der biconi-Formation annähernd parallel zum Granit, also in W-E-Richtung sind ebenfalls einige Gesetzmäßigkeiten vorhanden. So reicht im Westfeld die Bi-Co-Ni-Vererzung unmittelbar bis an den Granit und ist an lithologische Faktoren gebunden. Es lassen sich um das Westfeld zwei räumlich getrennte Vererzungsbereiche nachweisen, die durch eine erzfreie Zwischenzone getrennt und die im westlichen an die nördliche und südliche Teilmulde gebunden sind, während im Zwischen-sattel der Löbnitz-Zwönitzer Mulde nur erzfreie Paragenesen der biconi-Formation ausgebildet sind. Ebenso lässt sich im Ostfeld des Untersuchungsgebietes der lithologische Einfluss auf die arsenidische Ni-Co-Vererzung deutlich nachweisen und äußert sich in einem völligen Fehlen der Vererzung in den ordovizischen Gesteinen des inneren Kontakthofes, während die innerhalb der Löbnitz-Zwönitzer Mulde ausgebildeten „produktiven“ Gesteine eine stärkere Erzführung der Gänge in der Mulde bzw. in ihrem unmittelbaren Liegenden bedingen.

Die horizontale Zonalität der biconi-Formation und ihrer Vererzung kommt auch in einer NE-Verlagerung der erzführenden Bereiche innerhalb der „produktiven“ Gesteine zum Ausdruck, indem in einem bestimmten Teufenbereich die Co-Ni-Vererzung in einem Gangsystem aussetzt und in einem NE-lich von diesem gelegenen Gangsystem, in dem sie sich wiederum über mehrere Sohlen erstreckt, neu einsetzt. So erlangen auf den tieferen Sohlen Gangsysteme, die den gleichen Abstand von der Granitoberfläche wie die Ni-Co-Arsenidführenden Gangsysteme oberer Sohlen aufweisen, eine

wesentliche Bedeutung für das Auftreten arsenidischer Ni-Co-Erze.

Das Maximum der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung befindet sich, wie die Abb. 12 und 13 zeigen, im äußeren Kontakthof. Die Vererzung klingt in der sich anschließenden „Übergangszone“ schnell aus. Die einzelnen Abfolgen und Paragenesengruppen der biconi-Formation besitzen unterschiedlich weit von der Granitoberfläche entfernt ausgebildete Maxima und zeigen untereinander bedeutende Unterschiede. Die folgenden Abbildungen (Abb. 108 bis 117) widerspiegeln die Auswertung des horizontalen und des senkrechten Abstandes der Erzkpunkte von der Granitoberfläche. Auf eine Darstellung des vertikalen Abstandes von der Granitoberfläche wurde verzichtet, da sich diese mit denen des senkrechten Abstandes im Wesentlichen decken und die Abstände sich nur um den Faktor 1,1 bis 1,4 verändern. Für die Umrechnung der einzelnen Abstände der Erzkpunkte von der Granitoberfläche ergeben sich (je nach Verlauf der Granitoberfläche) folgende Verhältnisse:

senkrecht : vertikale : horizontal = 1 : 1,03-1,40 (im Extremfall 1,84): 1,35-3,00 (im Extremfall, besonders im Westfeld des Untersuchungsgebietes, bis 4,75).

Den senkrechten und den horizontalen Abstand der Co-Ni-arsenidführenden Gänge der eba-Abfolge widerspiegeln die Abb. 108 und 109, während die Abb. 110 und 111 die gleichen Verhältnisse für die arsenidisch-quarzige Abfolge (gesamt) der biconi-Formation darstellen. Dabei zeigt die eba-Abfolge wesentlich deutlicher ausgeprägte Maxima in der Verteilung ihrer Vererzung gegenüber der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation.

Ein anderes Bild erhält man, wenn die einzelnen Paragenesengruppen der letzteren dargestellt werden (Abb. 112 bis 117) aus denen sich für die Paragenesen von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden (Abb. 112 und 113) die größte Entfernung gegenüber den beiden anderen Paragenesengruppen widerspiegelt, während die „Übergangsparagenese“ in ihrer Verteilung in Abhängigkeit von

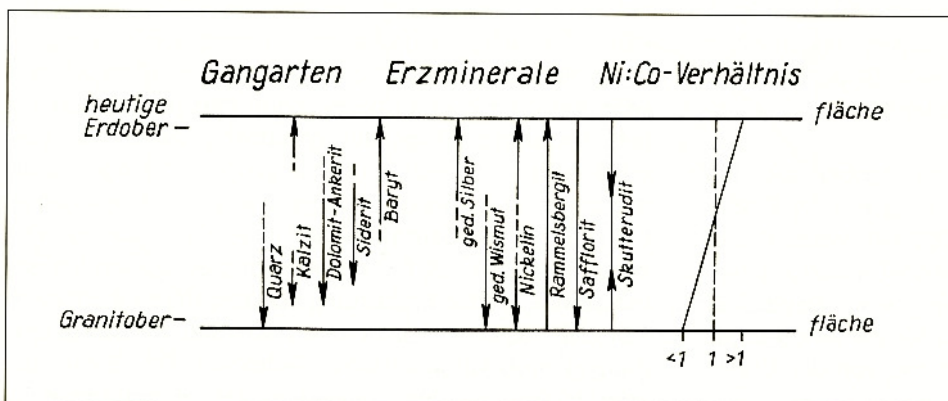


Abb. 107: Schematische Darstellung der Zonalität der Gangarten und der Erzminerale der biconi-Formation sowie des Ni: Co-Verhältnisses für das Untersuchungsgebiet

Abb. 108:  
Die Verteilung der Gänge mit Co-Ni-Vererzung der eba-Abfolge in Abhängigkeit vom senkrechten Abstand zur Granitoberfläche

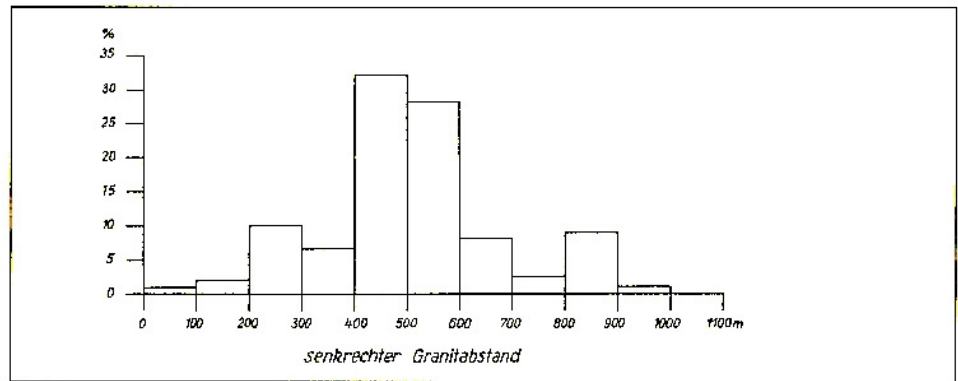


Abb. 109:  
Die Verteilung der Gänge mit Co-Ni-Vererzung der eba-Abfolge in Abhängigkeit vom horizontalen Abstand zur Granitoberfläche

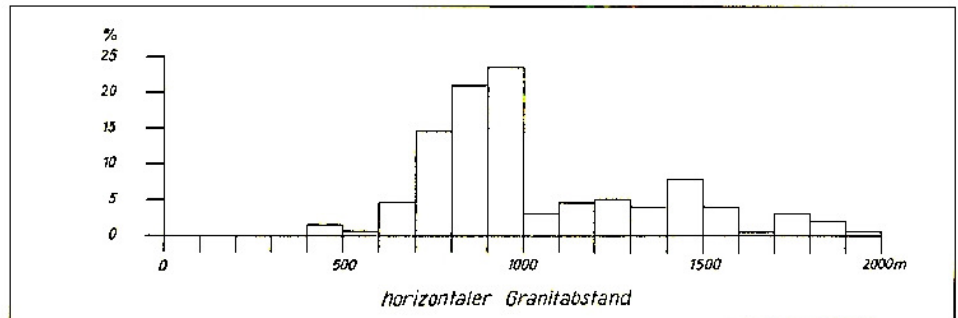


Abb. 110:  
Die Verteilung der Gänge mit Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung der arsenidisch-quarzigen Abfolge in Abhängigkeit vom senkrechten Abstand zur Granitoberfläche

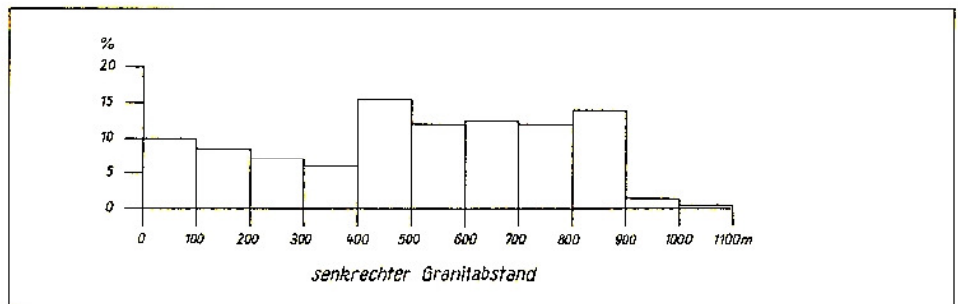


Abb. 111:  
Die Verteilung der Gänge mit Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung der arsenidisch-quarzigen Abfolge in Abhängigkeit vom horizontalen Abstand zur Granitoberfläche

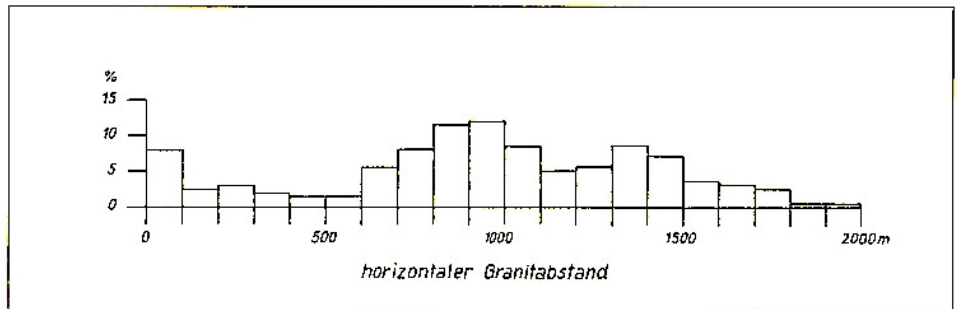
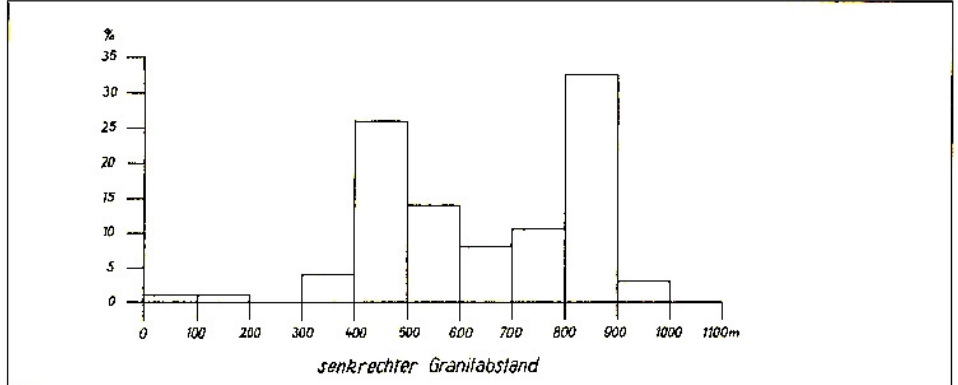


Abb. 112:  
Die Verteilung der Gänge mit der Paragenesengruppe Ni-Ag der arsenidisch-quarzigen Abfolge in Abhängigkeit vom senkrechten Abstand zur Granitoberfläche



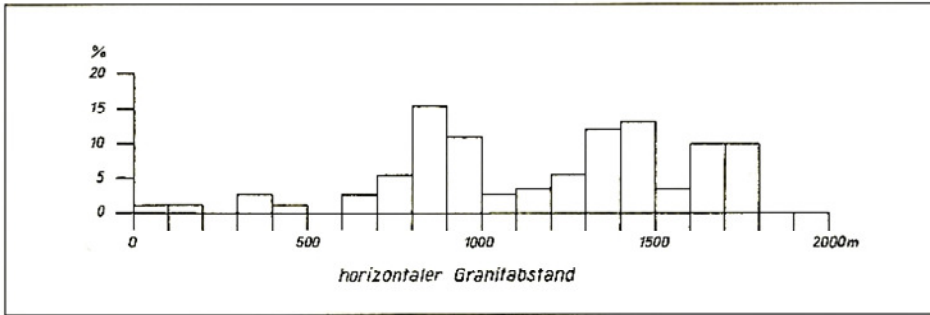


Abb. 113:  
Die Verteilung der Gänge mit der Paragenesengruppe Ni-Ag der arsenidisch-quarzigen Abfolge in Abhängigkeit vom horizontalen Abstand zur Granitoberfläche

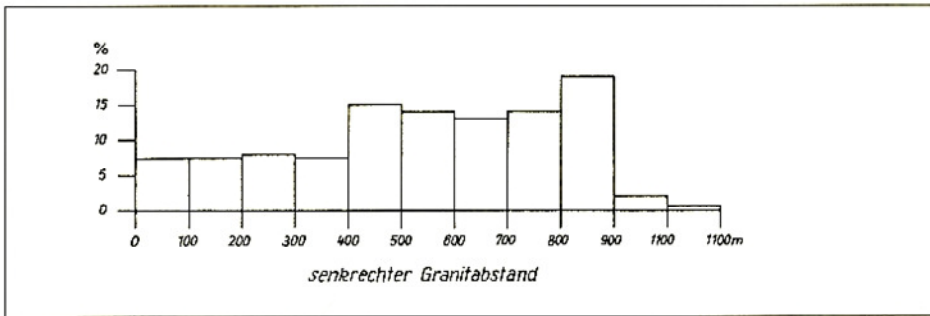


Abb. 114:  
Die Verteilung der Gänge mit „Übergangsparagenesen“ der arsenidisch-quarzigen Abfolge in Abhängigkeit vom senkrechten Abstand zur Granitoberfläche

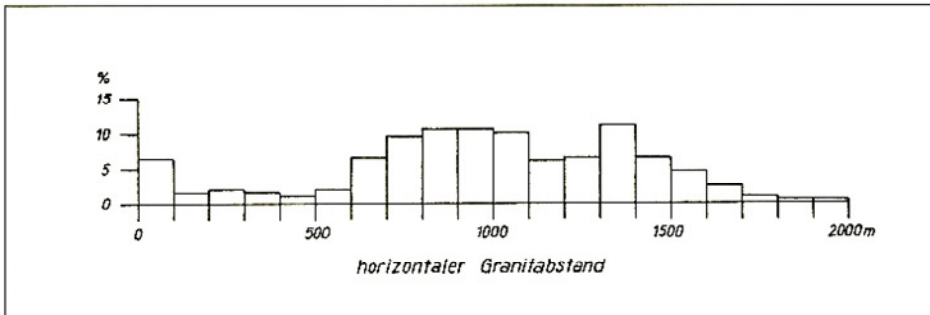


Abb. 115:  
Die Verteilung der Gänge mit „Übergangsparagenesen“ der arsenidisch-quarzigen Abfolge in Abhängigkeit vom horizontalen Abstand zur Granitoberfläche

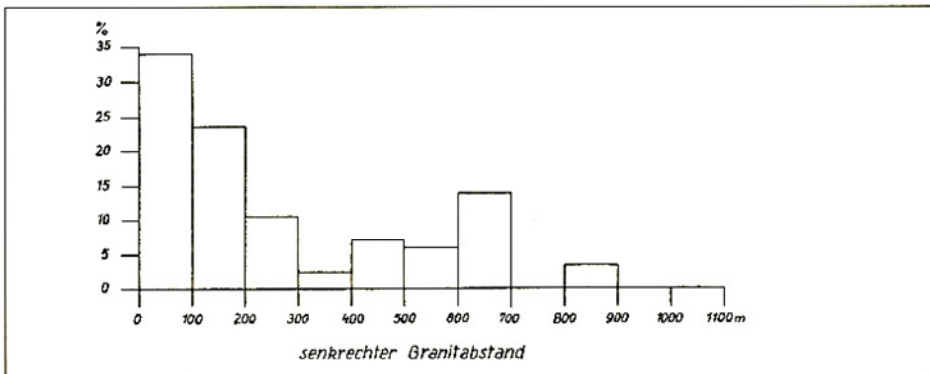


Abb. 116:  
Die Verteilung der Gänge mit der Paragenesengruppe Bi-Co der arsenidisch-quarzigen Abfolge in Abhängigkeit vom senkrechten Abstand zur Granitoberfläche

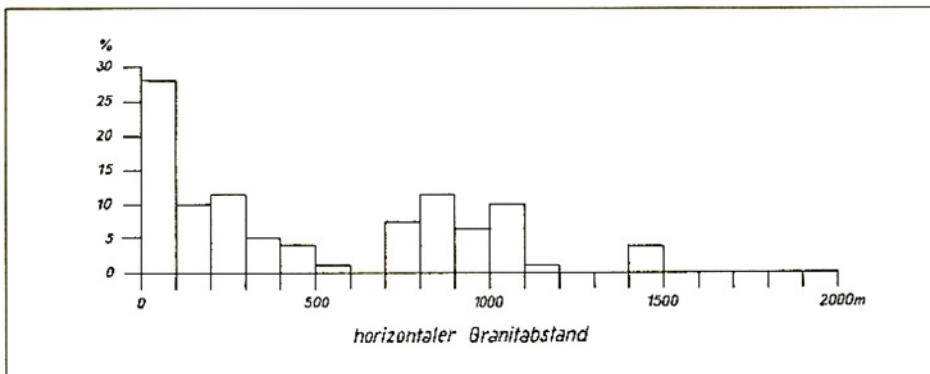


Abb. 117:  
Die Verteilung der Gänge mit der Paragenesengruppe Bi-Co der arsenidisch-quarzigen Abfolge in Abhängigkeit vom horizontalen Abstand zur Granitoberfläche

der Granitoberfläche meist Ähnlichkeit mit der arsenidisch-quarzigen Abfolge (gesamt) aufweist, besonders beim Vergleich des horizontalen Abstandes (Abb. 114 und 115). Die Paragenesen von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden (Abb. 116 und 117) lassen ihre räumliche Beziehung zur Granitoberfläche ebenfalls klar erkennen.

Innerhalb dieser drei Paragenesengruppen sind räumlich voneinander getrennte Teilmaxima ausgebildet, die die Lage der einzelnen Paragenesengruppen innerhalb der beiden Teilmulden mit ihren „produktiven“ Gesteinen widerspiegeln. Die Ni-Co-Arsenid-führenden Gänge der eba-Abfolge sind dagegen im Wesentlichen nur innerhalb der südlichen Teilmulde ausgebildet. Dabei ist innerhalb der Paragenesengruppen Ni-Ag und Bi-Co die Verschiebung der Maxima der Häufigkeit ihres Auftretens bei letzteren gegenüber der Paragenesengruppe Ni-Ag zum Granit hin in beiden Teilmulden zu erkennen.

### Die vertikale Verteilung der Paragenesen der biconi-Formation

Auf die vertikale Verteilung der Paragenesen der biconi-Formation trifft im Wesentlichen das zur horizontalen Verteilung Gesagte zu, insbesondere für die Verteilung der Erzminerale und der Gangarten.

Die Abhängigkeit der zonalen Verteilung der Paragenesen widerspiegelt auch hier ihre Abhängigkeit von der Granitoberfläche, oder mit anderen Worten, ihre Abhängigkeit von der Zonalität des Kontakthofes und von lithologischen Faktoren.

Das Maximum der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung in vertikaler Beziehung beschränkt sich auf den unteren Teil des oberen Teufenbereiches und klingt mit fortschreitender Teufe allmählich ab (Abb. 118). Dabei zeigt sich, dass das Maximum der Paragenesengruppe Ni-Ag oberhalb des Gesamtmaximums ausgebildet ist, das im wesentlichen von der Paragenesengruppe Ni-Co bedingt wird, die die Co-Ni-Arsenid-führende eba-Abfolge und die „Übergangsparagenesen“ der arsenidisch-quarzigen Abfolge umfasst. Das Maximum der Paragenesengruppe Bi-Co ist unterhalb davon ausgebildet und widerspiegelt somit auch in diesem Bereich den beschriebenen unterschiedlichen Abstand der einzelnen Paragenesengruppen von der Granitoberfläche.

Ein gleiches Bild ergibt sich für die Abfolgen und Paragenesengruppen der biconi-Formation, wenn man sie jeweils in Teufenbereiche von 200 m zusammenfasst und darstellt (Abb. 119 bis 124).

Die Gänge der biconi- und der ags-Formation mit Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung besitzen ihr Maximum im zweiten Teufenbereich (Abb. 119), das auch bei den Gängen der Co-Ni-Arsenid-führenden eba-Abfolge, hier allerdings

bedeutend deutlicher (Abb. 120) ausgebildet ist, während die arsenidisch-quarzige Abfolge im zweiten und dritten Teufenbereich etwa in gleicher Häufigkeit vorkommt (Abb. 121) und mit weiterer Teufe, ebenso wie die Vererzung der eba-Abfolge, rasch abnimmt.

Die einzelnen Paragenesengruppen der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation zeigen in ihrer teufenmäßigen Verteilung, wie dies bereits in ihrer horizontalen Verbreitung zum Ausdruck kam, ein unterschiedliches Verhalten. Sie widerspiegeln im Wesentlichen die bei der Beschreibung der horizontalen Verteilung der einzelnen Paragenesengruppen festgestellten Gesetzmäßigkeiten. Dabei haben die Paragenesen von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden im ersten Teufenbereich ihr Maximum (Abb. 122) und nehmen anteilmäßig kontinuierlich mit zunehmender Teufe ab. Unter dem Maximum der Paragenesengruppe Ni-Ag ist das Maximum der „Übergangsparagenesen“ (Abb. 123) im zweiten Teufenbereich ausgebildet, an das sich im dritten Teufenbereich das Maximum der Paragenesengruppe Bi-Co anschließt.

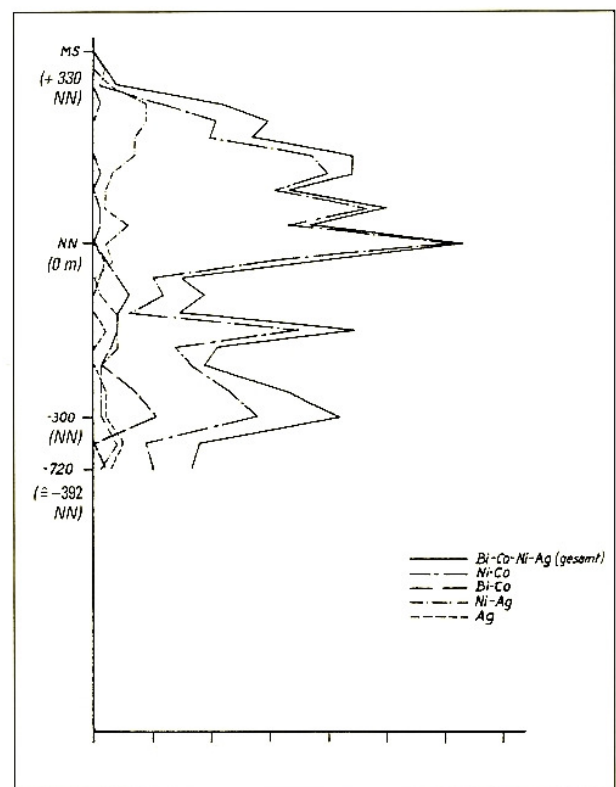


Abb. 118: Die vertikale Veränderung der Erzführung der einzelnen Erzgruppen der biconi-Formation mit der Teufe anhand der Anzahl der Fundpunkte pro Sohle

Zur Detaillierung der vertikalen Zonalität der Mineralisation der biconi-Formation wurden sechs N-S gerichtete und 500 m voneinander entfernte Mineralisationschnitte angefertigt, in denen zunächst der Verlauf der

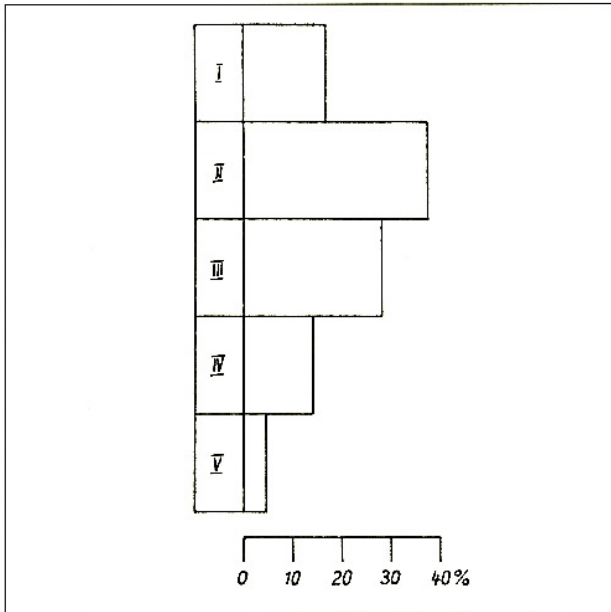


Abb. 119: Die vertikale Verteilung der Gänge der biconi- und der ags-Formation mit Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung in den 200-m-Teufenbereichen

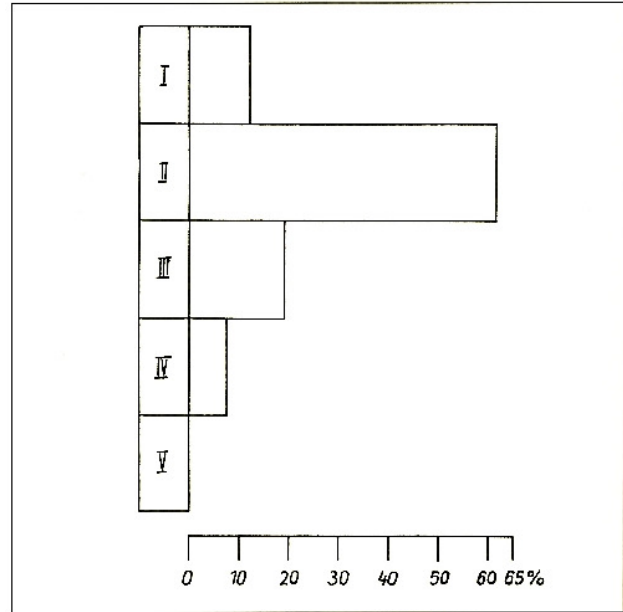


Abb. 120: Die vertikale Verteilung der Gänge der Co-Ni-Arsenid-führenden eba-Abfolge in den 200-m-Teufenbereichen

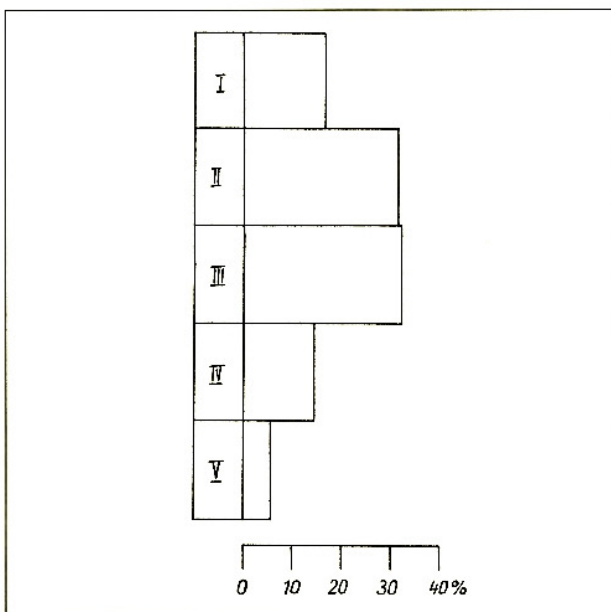


Abb. 121: Die vertikale Verteilung der Gänge der arsenidisch-quarzig Abfolge mit Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung in den 200-m-Teufenbereichen

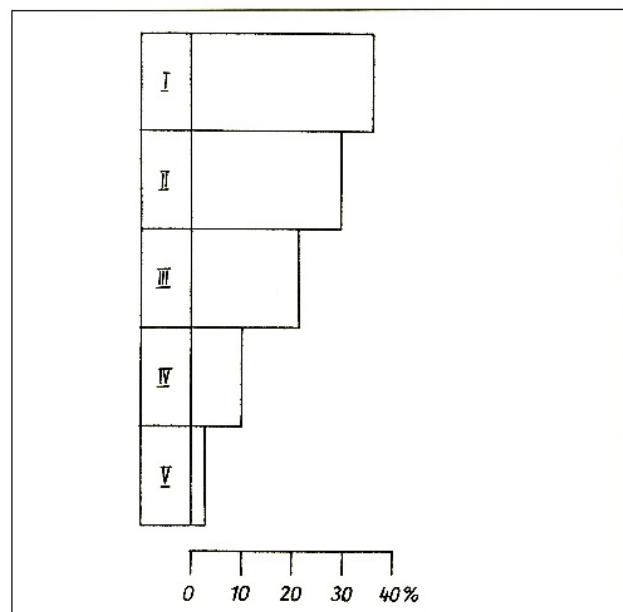


Abb. 122: Die vertikale Verteilung der Gänge mit der Paragenesengruppe Ni-Ag der arsenidisch-quarzig Abfolge in den 200-m-Teufenbereichen

Granitoberfläche, die Grenzen des inneren und des äußeren Kontakthofes und der Verlauf der Löbnitz-Zwönitzer Mulde (insbesondere der „produktiven“ Gesteinsserie) dargestellt wurden. Danach erfolgte die Projektion der erzführenden Betriebspunkte auf die jeweilige Schnittebene, die somit sämtliche Bi-Co-Ni- und Ag-Erzpunkte in einem Bereich von 250 m westlich bis 250 m östlich der jeweiligen Schnittebene erfasst. Anschließend wurden die in Abb. 125 dargelegten Mine-

rale und Paragenesengruppen der einzelnen Abfolgen der biconi- und ags-Formation festgehalten und ihre Verteilung in konturierter Form erfasst und dargestellt. Danach erfolgte die Festlegung der Grenzen der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung, wobei zwischen einer gewinnbaren und nur einer mineralogischen Vererzung, die die „dispers“ verteilte Vererzung und sehr kleine Erzfälle auf einigen Gängen umfasst, unterschieden wurde. Die Abbildung 126 widerspiegelt die Verhältnisse im West-

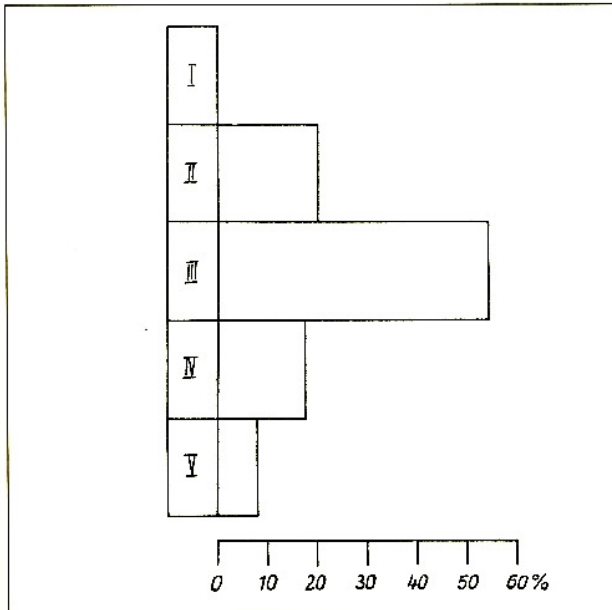


Abb. 123: Die Verteilung der Gänge mit „Übergangsparagenesen“ der arsenidisch-quarzig Abfolge in den 200-m-Teufenbereichen

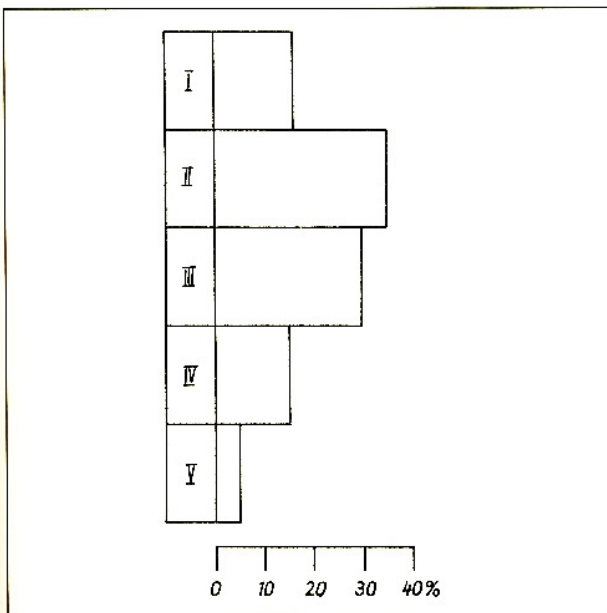


Abb. 124: Die Verteilung der Gänge mit der Paragenesengruppe Bi-Co der arsenidisch-quarzig Abfolge in den 200-m-Teufenbereichen

feld, die Abbildung 127 die im Zentralteil und die Abbildung 128 die im Ostfeld des Untersuchungsgebietes Schlema-Alberoda.

Auf die Darstellung der Gangarten Quarz und Fluorit musste verzichtet werden, da die Archivunterlagen teilweise nicht vollständig sind, bzw. keine Zuordnung dieser beiden Minerale zu einer bestimmten, speziell zur biconi-Formation, gestatten. Für die „Übergangsparagenese“

sen“, die ebenfalls nicht dargestellt sind, trifft im Wesentlichen das gleiche zu, während unter der Bezeichnung „Baryt“ die Co-Ni-Arsenid-führende eba-Abfolge in den Schnitten festgehalten ist. Die Verteilung der Paragenesen von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden bzw. mit gediegen Arsen, die sich in ihrer Verteilung im Wesentlichen mit der der Ag-führenden Abfolgen der ags-Formation decken, wurde gemeinsam mit letzteren dargestellt.

Die Co-Ni-Arsenid-führende eba-Abfolge („Baryt“) ist in allen Schnitten granitfern ausgebildet und dringt schlauchartig in die tieferen Bereiche ein. Sie ist an bestimmte Gangsysteme gebunden und nimmt mengenmäßig mit der Teufe ab, wobei Baryt in den tieferen Bereichen meist mit Siderit assoziiert ist und von diesem abgelöst wird. Am häufigsten ist die Co-Ni-Arsenid-führende eba-Abfolge im Zentralteil des Untersuchungsgebietes ausgebildet, in dem sie auch die größten Konturen aufweist. Im Ostfeld ist ihre Verbreitung auf kleinere Bereiche beschränkt.

Für die Paragenesen von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden der arsenidisch-quarzig Abfolge ist das starke Zurücktreten im Westfeld des Untersuchungsgebietes, in dem sie nur innerhalb der Co-Ni-Arsenid-Vererzung der nördlichen Teilmulde im oberen Teufenbereich kleinere Vorkommen aufweist, und ihre stetige Zunahme in östlicher Richtung charakteristisch. Sie wird in ihrem Auftreten auf den äußeren Kontakthof und den „Übergangsbereich“ zum regionalmetamorphen Raum beschränkt und bestätigt die bereits von KEIL 1931 (95) gemachte und von MRNA & PALVU 1958, 1963 (127, 129) wiederholte Feststellung der schon mehrfach erwähnten räumlich zonalen Verteilung der einzelnen Paragenesengruppen der arsenidisch-quarzig Abfolge.

Die Paragenesen von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden der arsenidisch-quarzig Abfolge sind im Westfeld stärker ausgebildet als im Ostfeld und auf den granitnahen Bereich beschränkt, wobei sie in Richtung Granitoberfläche eine mengenmäßige Zunahme aufweisen. Während die Grenze dieser Paragenesengruppe im Westfeld eine zusammenhängende Ausbildung und eine auf den Granit einfallende Tendenz besitzt, treten die Paragenesen von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden im Ostfeld nur in Form kleiner Konturen auf. Bemerkenswert ist ferner für das Westfeld die Erscheinung, dass die in der nördlichen Teilmulde der Lößnitz-Zwönitzer Mulde ausgebildete Co-Ni-Arsenid-Vererzung in den oberen Teufenbereichen praktisch kein gediegen Wismut führt und dieses Element erst in größerer Teufe mit Annäherung dieses Lagerstättenteils an die Granitoberfläche auftritt.

Die innerhalb der erzführenden Bereiche der biconi-Formation auftretenden Gangarten der einzelnen Abfolgen sind besonders häufig im inneren und äußeren Kontakthof zu finden. Dabei lehnt sich Siderit an den Baryt der

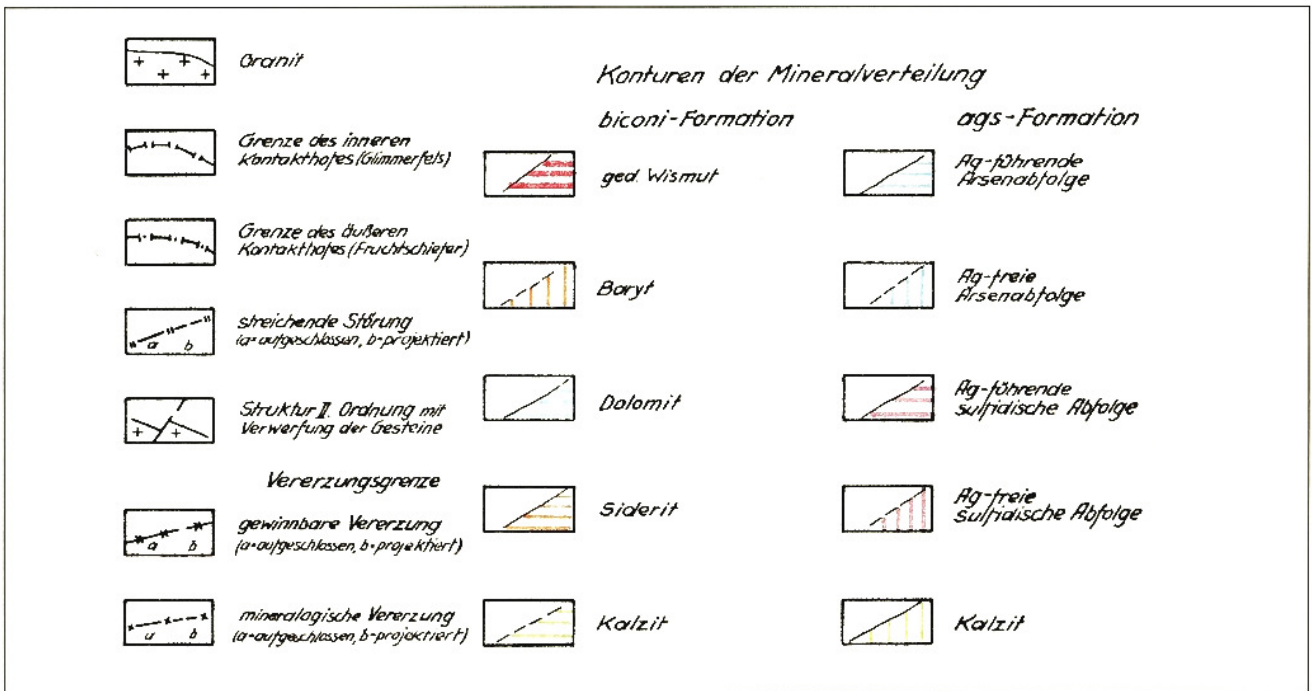


Abb. 125: Legende zu den Abbildungen 126–128

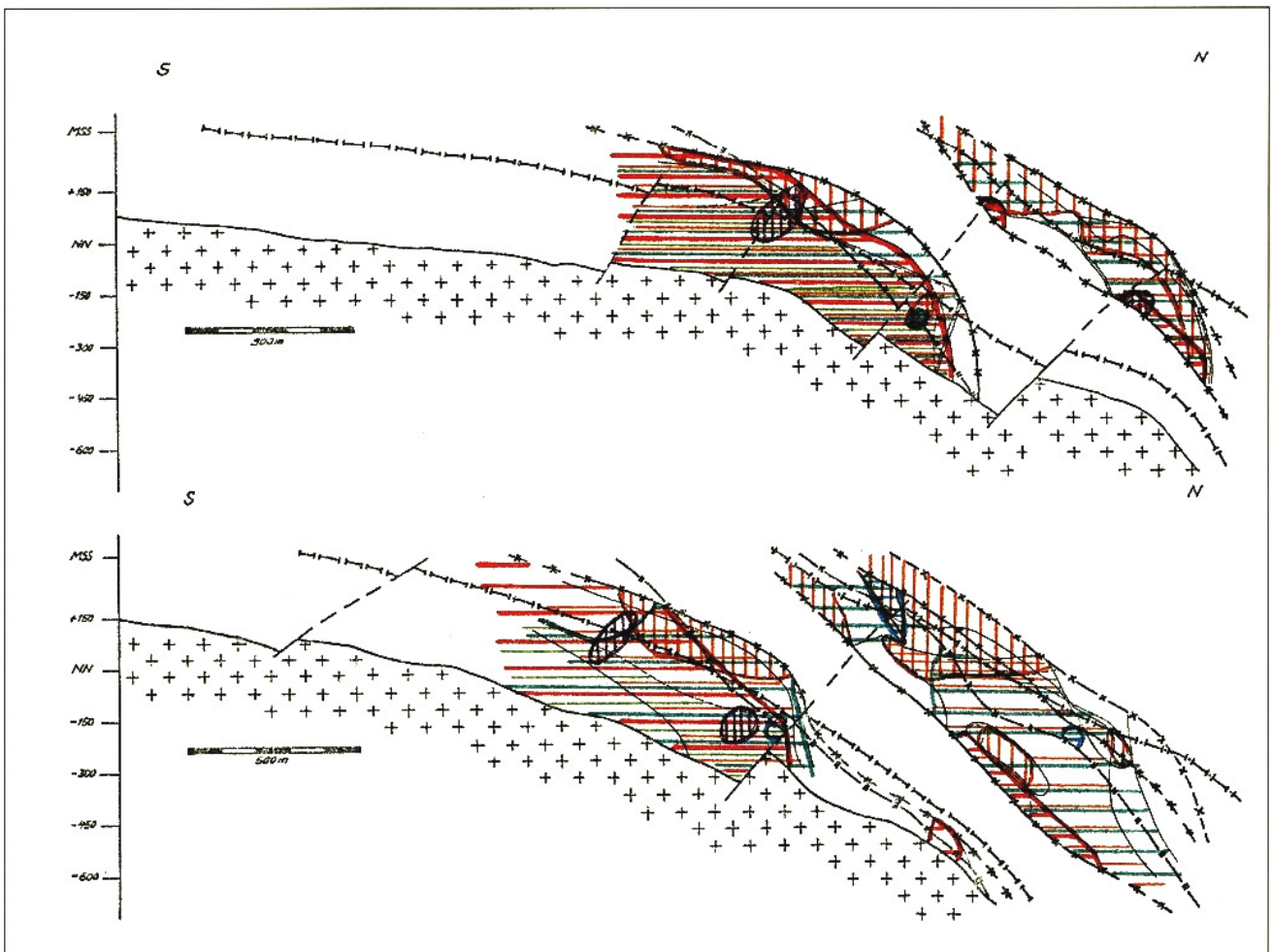


Abb. 126: Die vertikale Verteilung der Minerale und Paragenesengruppen der biconi- und der ags-Formation in zwei Schnitten des Westfeldes des Untersuchungsgebietes



eba-Abfolge an, reicht aber näher zum Granit als Baryt in seiner Verbreitung. Dolomit-Ankerit ist im Westfeld bis an die Granitoberfläche ausgebildet und tritt im äußeren Vererzungsbereich zurück, während er sich im Zentralteil und im Ostfeld bis an die äußere Grenze der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung erstreckt. Für Kalzit ist eine lokale Ausbildung und Verbreitung charakteristisch.

### Die Verteilung der Paragenesen der biconi-Formation in Abhängigkeit von der Granitoberfläche

Die bei der Betrachtung der horizontalen und vertikalen Verteilung der Mineralisation der biconi-Formation erhaltenen Angaben zeigen die räumliche Ausbildung der Zonalität der biconi-Formation im Kontakthof des Granitmassives von Aue-Schlema, die sich auch in den Mineralisationskonturen in den Schnitten widerspiegelt.

Die äußeren Grenzen der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung verlaufen annähernd parallel zu der unterlagernden Granitoberfläche und zu den mit dieser im Zusammenhang stehenden Grenzen der Zonen des Kontakthofes. Dabei

reicht im Westfeld des Untersuchungsgebietes die äußere Grenze der auftretenden Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung wesentlich über den äußeren Kontakthof hinaus und nähert sich dieser in östlicher Richtung, so dass im Ostfeld die Grenze der Vererzung etwa der Grenze des äußeren Kontakthofes entspricht bzw. diese unterschreitet.

Interessant sind die Verschiebungen der Maxima in den einzelnen Teufenbereichen (200-m-Bereiche) innerhalb des Kontakthofes, wie sie bei der Auswertung des senkrechten und des horizontalen Abstandes der Erzkpunkte von der Granitoberfläche zu erkennen sind.

Mit zunehmender Teufe fällt die äußere Grenze des Auftretens der Gänge mit Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung steiler als die Granitoberfläche ein. Das ist bei der Auswertung des horizontalen Abstandes von der Granitoberfläche (Abb. 15) deutlicher erkennbar als bei der Auswertung des senkrechten Abstandes (Abb. 14).

Die Maxima sind in den einzelnen Teufenbereichen unterschiedlich ausgebildet, widerspiegeln aber insgesamt

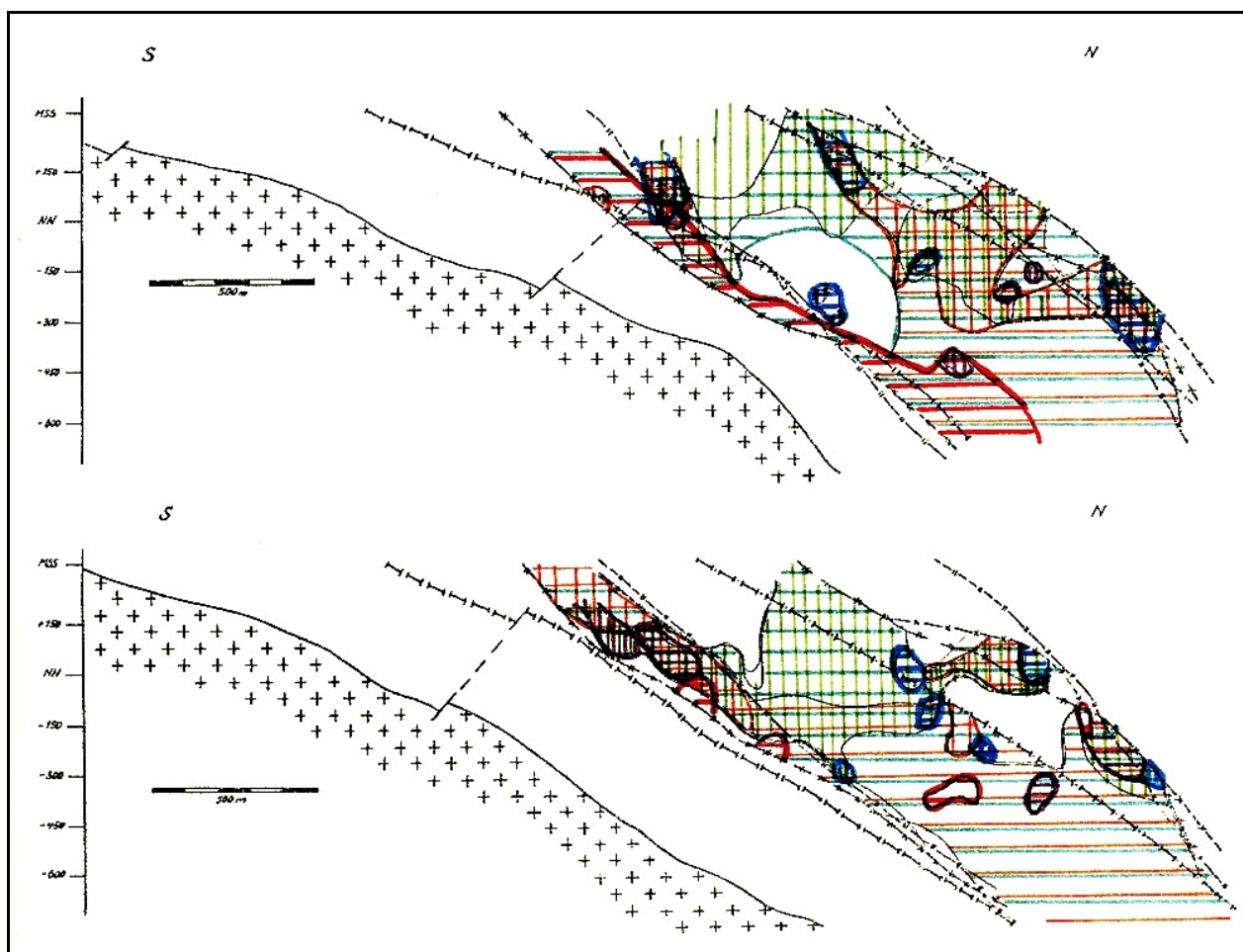


Abb. 127: Die vertikale Verteilung der Minerale und Paragenesengruppen der biconi- und der ags-Formation in zwei Schnitten des Zentralteiles des Untersuchungsgebietes

ihre Bindung an die „produktive“ Gesteinsserie der südlichen und der nördlichen Teilmulde. Die eba-Abfolge mit Co-Ni-Arseniden zeigt eine teufenmäßige Verlagerung ihres Auftretens innerhalb der südlichen Teilmulde (Abb. 129 und 130). Sie führt auf den tieferen Sohlen keine Verzerrung mehr.

Die äußere Grenze der eba-Abfolge mit Co-Ni-Arseniden fällt, ebenso wie die der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation, etwas steiler als die Granitoberfläche ein. Die arsenidisch-quarzige Abfolge zeigt in ihrer teufenmäßigen Verteilung ein zu der Gesamtzahl der Bi-Co-Ni- und Ag-erzführenden Gänge analoges Verhalten (Abb. 131 und 132).

Bei einer getrennten Betrachtung der Paragenesengruppen der arsenidisch-quarzigen Abfolge ergeben sich für diese wesentliche Unterschiede. Die Paragenesen von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden meiden, wie dies bereits früher beschrieben wurde, den inneren Kontakthof und weisen ihr Maxima im äußeren Kontakthof auf (Abb. 133 und 134). Dabei ist besonders bei der Auswertung des senkrechten Abstandes von der Granitober-

fläche ein etwas steiler als die Granitoberfläche einfallender Verlauf der ausgebildeten Maxima festzustellen. Die „Übergangsparagenesen“ der arsenidisch-quarzigen Abfolge (Abb. 135 und 136) ergeben im Wesentlichen das gleiche Bild wie die gesamte arsenidisch-quarzige Abfolge. Die Paragenesen von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden zeigen auch bei dieser Auswertung ihre Maxima im inneren Kontakthof und fehlen im äußeren Kontakthof fast völlig (Abb. 137 und 138). Das steilere Einfallen der Maxima dieser Paragenesengruppe auf die Granitoberfläche tritt bei der Auswertung des horizontalen Abstandes von der Granitoberfläche noch deutlicher hervor als bei der des senkrechten Abstandes der Erzkpunkte von der Granitoberfläche.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die Verbreitungsbereiche einschließlich der ausgebildeten Maxima der Bi-Co-Ni- und Ag-Erzkpunkte zwischen der eba- und der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation unterschiedlich sind. Innerhalb letzterer tritt eine räumliche Trennung der einzelnen Paragenesengruppen in Erscheinung, die sich in einem bevorzugten Auftreten der Paragenesen von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden

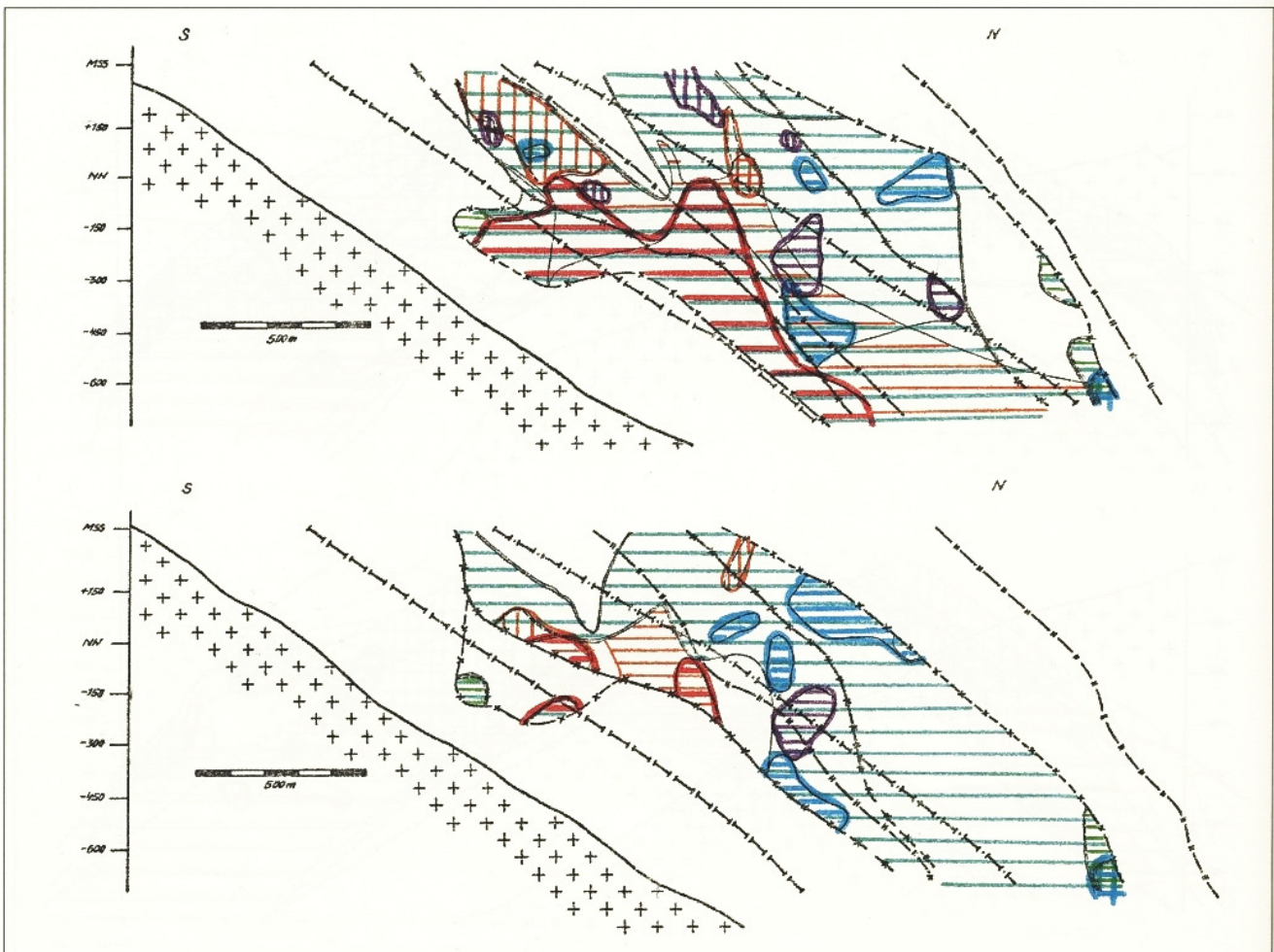


Abb. 128: Die vertikale Verteilung der Minerale und Paragenesengruppen der biconi- und der ags-Formation in zwei Schnitten des Ostfeldes des Untersuchungsgebietes