

Hydrothermale Mineralisation und Vererzung im Siegerland

Von Thomas KIRNBAUER & Stefan HUCKO

Zusammenfassung

Aus dem Siegerland-Wied-Distrikt, einem ehemals bedeutenden Bergbaudistrikt (Fe, Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Co, Ni, Hg, Baryt) im Siegerland (Rheinisches Schiefergebirge) werden elf verschiedene Mineralparagenesen beschrieben. Bezogen auf die variscische Deformation, die im Siegerland vor ca. 310–315 Ma stattfand, werden präorogene, syn- bis spätorogene und postorogene Mineralisationen unterschieden. Die Paragenesen werden sieben Mineralisationsperioden zwischen Unterdevon (ca. 400 Ma) und Oligozän–Miozän/Tertiär (ca. 30–6 Ma) zugeordnet.

Abstract

Eleven mineral assemblages from the formerly important Siegerland-Wied mining district (Fe, Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Co, Ni, Hg, barite) (Rhenish Massif, Germany) are described. With respect to the Variscan deformation, which occurred in the Siegerland area at ≈ 310 –315 Ma, preorogenic, syn- to late orogenic and postorogenic mineralisations are classified. The paragenetic sequences can be assigned to seven mineralisation periods between Lower Devonian (≈ 400 Ma) and Oligocene–Miocene/Tertiary (≈ 30 –6 Ma).

Schlüsselwörter

Siegerland, Siegerland-Wied-Distrikt, Rheinisches Schiefergebirge, hydrothermale Mineralisation.

1. Einleitung

Mit der Stilllegung der Grube „Georg“ im Jahre 1965 endete im Siegerland der Bergbau auf Eisenerze, der sich bereits in der Latènezeit im großen Umfang nachweisen lässt. Durch den Abbau und die Verhüttung von Erzen sowie die Weiterverarbeitung der Metalle war im Laufe der Jahrhunderte ein wirtschaftsgeographischer Raum entstanden, der recht genau die geologische Verbreitung des wichtigsten Eisenerzes (Siderit, FeCO_3) wiedergibt und seit Mitte des 19. Jahrhunderts als „Siegerland“ bezeichnet wird. Politisch geht das Siegerland auf die früheren Grafschaften Nassau-Siegen und Sayn-Altenkirchen zurück, aus denen 1816 die preußischen Kreise Siegen und Altenkirchen entstanden. Heute zählt das Siegerland mit den Kreisen Siegen-Wittgenstein und Altenkirchen zum größeren Teil zu Nordrhein-Westfalen und zum kleineren Teil zu Rheinland-Pfalz. In naturräumlicher Hinsicht umfasst das Siegerland neben dem eigentlichen Siegerland Teile des Rothaargebirges, des Mittelsiegberglandes, des Hohen Westerwaldes, des Oberwesterwaldes und des Niederwesterwaldes (BÜRGENER 1969; FISCHER 1972).

Neben den Siderit-Quarz-Gängen mit ihren Oxidationszonen, die 2.000 Jahre lang die Haupteisenträger waren, tritt im Siegerland eine Reihe von weiteren, oft gangförmigen Mineralisationen auf, die sich durch andere Paragenesen, abweichende Metallinhalte oder Gefügemerkmale auszeichnen und Kobalt, Nickel, Blei, Zink, Kupfer, aber auch Gold, Silber und Quecksilber lieferten. Bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts erzielte dieser Bergbau höhere Einnahmen als der Bergbau auf Eisenerze (JACOBI 1857; SPRUTH 1990) und selbst die erste bekannte Urkunde zum Siegerländer Bergbau (von 1298) betrifft den Silbererzbergbau (ENGELS 1803; BINGENER 2000). Zeitweilig wurden Sulfide auch zur Schwefelgewinnung abgebaut; seit der Mitte des 19. Jahrhunderts wurde im Siegerland zudem das Industriemineral Baryt (Schwerspat) gefördert.

Es gibt eine reichhaltige, lagerstättenkundliche Literatur (Übersichten in BORNHARDT 1910, 1912; WETTIG 1974; FENCHEL et al. 1985; BRAUNS & SCHNEIDER 1998), überwiegend aus der Betriebszeit des Bergbaus, deren Schwerpunkte deshalb auf klassischen geologischen und mineralogischen

Untersuchungsmethoden liegen (Tektonik, Geochemie, Erz- und Dünnschliffmikroskopie). Untersuchungen mit modernen, analytischen Methoden liegen nur wenige vor, so an stabilen und radiogenen Isotopen (O, C, S, Pb, Sr) sowie an Flüssigkeitseinschlüssen (HEIN 1993; BRAUNS 1995; DURALI-MÜLLER 2005). Leider kann ein guter Teil der modernen Daten nicht oder nur eingeschränkt interpretiert werden, da einige Bearbeiter ihre Untersuchungen ohne Kenntnis der Geländebeobachtungen, der relevanten historischen Literatur und der komplexen zeitlichen Abfolge der Mineralisationen vorgenommen haben. In mehreren Untersuchungen der letzten Jahre wurden zudem nur gut auskristallisierte Mineralstufen aus Mineraliensammlungen untersucht, die nicht repräsentativ für die Gänge sind und darüber hinaus häufig eine unsichere Herkunft aufweisen.

Ziel des vorliegenden Artikels ist eine Einführung in die verschiedenen Mineralisationstypen bzw. Paragenesen, die im Siegerland auftreten. Im Gegensatz zur bisherigen Literatur, die Mineralisationen in zeitliche „Phasen“ geordnet und beschrieben hat (FENCHEL et al. 1985), werden in der vorliegenden Arbeit zunächst die Paragenesen beschrieben, wobei dann anschließend deren mögliches Alter diskutiert wird. Diese Vorgehensweise vereinfacht die Diskussion, denn die im Siegerland beobachteten Mineralisationen sind Ausdruck mehrfacher (multipler), hydrothormaler Ereignisse, wobei die Altersbeziehungen, und erst recht die tatsächlichen Bildungsalter, nicht immer geklärt sind. Ein besonderes Augenmerk wird zudem auf die Genese und die jeweilige wirtschaftliche Bedeutung der einzelnen Typen gelegt.

2. Geologische Übersicht

Das Siegerland liegt im zentralen Teil des Rheinischen Schiefergebirges, das zur Rhenohercynischen Zone des Variscischen Gebirges gehört. Es herrschen klastische, sedimentäre Gesteine mit Siegen-Alter (Unterdevon, ca. 410–405 Ma) vor, lediglich im nördlichen Teil, vor allem im sog. Müsener Horst, treten ältere Gesteine mit Gedinne-Alter auf (ca. 417–410 Ma). Die Gesteine des Siegens wurden in einem großen Delta abgelagert (WALLISER & MICHELS 1983), in dem sich die Abtragungsprodukte des sich nördlich anschließenden Old-Red-Kontinents ansammelten. Im Sinne der Plattentektonik handelt es sich um einen passiven Kontinentalrand, der während der kaledonischen Orogenese konsolidiert worden war (ZIEGLER 1989). Während des Devons nahm der distale Teil dieses Schelfs die Molassesedimente des Kaledonischen Gebirges auf (FRANKE et al. 1978). Mit Beginn des Unterdevons setzte Rifting auf dem Rhenohercynischen Schelf ein, so dass sich im Verlauf der anhaltenden Krustendehnung und -ausdünnung mehrere Sedimentbecken entwickelten, die teilweise beträchtliche Sedimentmengen aufnahmen (HEINEN 1996; KREBS 1968). Als Resultat des extensionalen Regimes entwickelte sich im Unterdevon ein ausgedehnter felsischer Vulkanismus (Höhepunkt vor ca. 388 Ma, REISCHMANN & KIRNBAUER 2003), der im Mittel- bis Oberdevon und während des Unterkarbons durch einen intensiven, überwiegend basischen Vulkanismus abgelöst wurde (NESBOR 2004). Da keine ozeanische Kruste produziert wurde, kann die Situation als fehlgeschlagenes Rift bezeichnet werden (HEINEN 1996). Flysch-Sedimentation begann im Oberdevon; sie ging der Kollisionsphase voran, die im obersten Unterkarbon einsetzte. K-Ar- und Rb/Sr-Altersdaten von während der Deformation gewachsenen Phyllosilikaten zeigen, dass die Deformation im Süden des Rheinischen Schiefergebirges, im Taunus, vor 330 Ma einsetzt und dann vor 300 Ma den nördlichen Rand des Gebirges erreicht (AHRENDT et al. 1978, 1983; PLESCH & ONCKEN 1999). Verschiedene sog. Geothermometer (metamorphe Mineralvergesellschaftungen, Quarz-Mikrogefüge,



Thomas KIRNBAUER



Stefan HUCKO

Autoren zum Artikel

Hydrothermale Mineralisation und Vererzung im Siegerland

Thomas KIRNBAUER (Jahrgang 1957, Dr. rer. nat.), Mitglied der VFMG seit 1974, ist Professor für Geologie der Steine und Erden – Mineralische Baustoffe. Sein Interesse gilt u.a. der Geologie des Rheinischen Schiefergebirges und dessen hydrothermalen Mineralisationen, der Geschichte der Geowissenschaften, aber auch angewandten Themen aus dem Bereich der Mineralischen Rohstoffe und Baustoffe. Zahlreiche Publikationen.

Stefan HUCKO (Jahrgang 1963), Chemiker im Bereich Baustoffentwicklung, Mineralogie der Bindemittel und technische Mineralien. Interessenschwerpunkte sind bergbaugeschichtliche Themen, historische Sammlungen und klassische Fundstellen des Siegerlandes.

Adresse der Autoren: Prof. Dr. Thomas KIRNBAUER, TFH Georg Agricola, Herner Straße 45, 44787 Bochum, kirnbauer@tfh-bochum.de - Stefan HUCKO, Kühlenweg 25, 42799 Leichlingen

Inkohlungsgrad, Illit-Kristallinitäten) zeigen, dass die Metamorphosebedingungen innerhalb des zentralen Bereichs des Rheinischen Schiefergebirges die very-low-grad-Metamorphose nicht überschritten haben (ONCKEN 1991; ONCKEN et al. 1995). Der strukturelle Baustil im Rheinischen Schiefergebirge ist durch NW-vergente Falten und Überschiebungen in unterschiedlichen Größenordnungen charakterisiert, die auf eine Abscherung in der mittleren Kruste zurückgehen (FRANKE et al. 1990).

Das Siegerland liegt innerhalb eines der bedeutendsten tektonischen Großstrukturen des Rheinischen Schiefergebirges, dem Siegener Antiklinorium, das von der Eifel im SW über den Rhein bis in das Rothaargebirge im NE verfolgt werden kann, wo es unter die Wittgensteiner Mulde abtaucht (THÜNKER 1998). Im NW und im SE, an den Flanken des Siegener Antiklinoriums, schließen sich dann jüngere und meist gröberklastische Gesteine sowie Metavulkanite („Hauptvulkanitkomplex“) der Ems-Stufe an. Die Grenze zur Dillmulde weiter im SE wird durch die Sackpfeifenüberschiebung definiert (THÜNKER 1990). Das Antiklinorium wird von der SW–NE-streichenden Siegener Hauptaufschiebung geteilt, die mit einer Länge von 120–140 km und einer Mindesttransportweite von 4 km (ONCKEN 1989) zu den bedeutendsten streichenden Störungen im Rheinischen Schiefergebirge gehört. Ein K-Ar-Alter von $270,1 \pm 14,6$ Ma an Illit (NIERHOFF 1994) wird als Reaktivierung dieser Störung während des Perms interpretiert. Möglicherweise geht die Reaktivierung auf die spätorogene, schräge Konvergenz zurück, die an verschiedenen Stellen im Rheinischen Schiefergebirge zu dextralen Seitenverschiebungen während des Oberkarbons und im Unteren Perm führte (ARTHAUD & MATTE 1977; DITTMAR et al. 1994). Das Antiklinorium ist in mehrere große Sattel- und Muldenstrukturen sowie tektonische Einheiten gegliedert, von denen der Siegener Schuppensattel im SE und der durch Bruchtektonik charakterisierte Müsener Horst im NE von besonderer Bedeutung sind (FENCHEL et al. 1985; THÜNKER 1998).

Die postvariscische Entwicklung wird mit transtensionaler und transpressionaler bruchhafter Deformation eingeleitet (ZIEGLER & DÉZES 2005). Spät- bis postvariscisch wurde das Rheinische Schiefergebirge in ein bislang nur unvollständig bekanntes Bruchmuster zerlegt, das recht gut im südöstlichen Teil erforscht ist (PANZER 1921; KLÜGEL 1997). An diese spät- bis postvariscische Bruchtektonik sind zahlreiche hydrothermale Gangmineralisationen gebunden (KIRNBAUER 1998 e; KIRNBAUER et al. 2010). Seit dem Höhepunkt der variscischen Gebirgsbildung an der Wende Unter-/Oberkarbon war das Arbeitsgebiet ein Hochgebiet und unterlag seither der Abtragung und Einrumpfung. Mineralfazielle und mikrothermometrische Daten, thermische Verformungsgefüge sowie Inkohlungsdaten belegen für das südliche Rheinische Schiefergebirge eine synkinematische Überlagerung von 12–22 km (ONCKEN 1989), doch bereits im Unteren Rotliegenden war der Taunus bis auf das lithologische Stockwerk abgetragen, das auch heute aufgeschlossen ist (KOWALCZYK 1983). Modellierungen mit Beckensimulationsprogrammen, die an Vitrinitreflexionsdaten kalibriert wurden, ergaben, dass über der heutigen Oberfläche am Nordrand des Gebirges ca. 3.100 m Gesteine erodiert worden sind (NÖTH et al. 2001). Nach S erhöhen sich die Mächtigkeiten auf ca. 6.000–6.500 m im nördlichen Siegerland und im südlichen Sauerland (BÜKER 1996; KARG 1998). Apatit-Fission-Track-Untersuchungen an Apatiten und Zirkonen aus Sedimentgesteinen zeigen, dass das nordöstliche Rheinische Schiefergebirge nach der spätvariscischen Exhumierung und Abkühlung erneut und großräumig aufgeheizt worden ist (BÜKER 1996; KARG 1998). Die Aufheizung wird als Subsidenz interpretiert, die sich allerdings zeitlich und regional unterschiedlich entwickelte. Die Daten legen eine Absenkung zwischen Oberem Perm und der Wende Trias/Jura nahe, in Teilbereichen bis zur Unterkreide. Bezogen auf die heutige Oberfläche ergeben sich Temperaturen von 80–85 °C im nordöstlichen Sauerland, die nach SW bis zum Rhein auf 120 °C zunehmen (KARG 1998). Diese Daten legen eine Sedimentation triassischer Sedimente auf dem Paläozoikum, zumindest in einigen Bereichen, nahe (KARG 1998). Linksrheinisch sind die diskordant das Paläozoikum überlagernden Gesteine der Trias noch heute zwischen dem Mechernicher Triasdreieck und der Trierer Bucht verbreitet. Der maximalen mesozoischen Versenkung folgte die Exhumierung, verstärkt im Jungtertiär (BÜKER 1996).

Während des jüngeren Mesozoikums und des Tertiärs entwickelte sich auf dem eingerumpften Gebirge eine bis zu 150 m mächtige Verwitterungsdecke (FELIX-HENNINGSSEN 1990), die heute in Tiefschollen z.T. noch erhalten ist. Im Tertiär wurde ein Teil der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke umgelagert; die daraus hervorgehenden Sedimente sind vor allem im Westerwald verbreitet und stellen wertvolle Tonlagerstätten dar.

Als Folge eines Manteldiapirs unterhalb des Rheinischen Schiefergebirges (RITTER et al. 2001) kam es ab der obersten Kreide zu einem alkalibasaltischen Vulkanismus (LIPPOLT et al. 1974). Die Schwerpunkte des Intraplattenvulkanismus entwickelten sich im Vogelsberg und im Westerwald, die Teil der Europäischen Känozoischen Vulkanprovinz sind. Radiometrische Altersdaten belegen magmatische Tätigkeit im Westerwald für den Zeitraum zwischen dem Oligozän und dem jüngsten Miozän (ca. 30–5 Ma) mit unbedeutenden Eruptionen im Quartär (LIPPOLT 1976, 1980, 1983).

Die Subsidenz des Oberrheingrabens seit dem späten Eozän wirkte sich durch Reaktivierung älterer Störungen auch im Rheinischen Schiefergebirge aus (ZIEGLER 1992). Ein beschleunigter Uplift des Rheinischen Schiefergebirges mit Hebungsbeträgen von bis 250 m begann vor ca. 0,8 Ma im Unteren Pleistozän (MEYER & STETS 1998; SCHÄFER et al. 2005). Er dauert bis heute an und ist vermutlich verursacht durch den Manteldiapir (ZIEGLER & DÉZES 2005). Die Hebungen erfolgen in zahlreichen Teilschollen mit unterschiedlichem Ausmaß; die maximalen Hebungsbeträge im Siegerland liegen zwischen ca. 100 und 190 m (ZAPP 2003).

3. Vorkommen und Verbreitung der Gänge

Die Gangmineralisation tritt auf einer Fläche von über 2.000 km² sowohl im Liegenden als auch im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung auf. Detaillierte Karten mit der Verbreitung der Gänge sind den alten Bergreviersbeschreibungen (DIESTERWEG 1888; HUNDT et al. 1887; KÖNIGL. OBERBERGAMT BONN, 1890; RIBBENTROP 1882; WOLF 1885; HOFFMANN 1964), BOSUM et al. (1971: Taf. 2, 3) sowie FENCHEL et al. (1985: Taf. 21) beigegeben. Für die wirtschaftlich besonders wichtigen Gebiete ist die „Gangkarte des Siegerlandes im Maßstabe 1:10.000“ in fünf Lieferungen von der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin 1909–1923 herausgegeben worden.

Drei Schwerpunkte der Vererzung lassen sich unterscheiden. Es sind von NE nach SW:

1. der Müsener Horst und seine Umrahmung in der Umgebung der Städte Wenden, Olpe und Müsen (Olpe-Müsen-Bezirk),
2. der Bereich des Siegener Schuppensattels südlich der Städte Siegen und Betzdorf sowie die überfahrenen Siegen-Serien um Betzdorf und Wissen (Sieg-Bezirk) und
3. die Gesteinsserien auf beiden Seiten der Siegener Hauptaufschiebung zwischen Altenkirchen und Waldbreitbach sowie bei Dierdorf, Neuwied und Bendorf (Wied-Bezirk).

Das Revier wird deshalb auch als „Siegerland-Wied-Distrikt“ bezeichnet (FENCHEL et al. 1985).

4. Gangtypen und Paragenesen im Siegerland

4.1 Quarzgänge mit Arsenopyrit und Glaukodot

Als älteste hydrothermale Mineralisation treten Quarzgänge auf, denen spärlich Pyrit, Bravoit, Markasit, Pyrrhotin (Magnetkies), Chalkopyrit (Kupferkies) und Co-Fe-Arsenide beigemischt sind (GIES 1967; FENCHEL et al. 1985). Von den Bergleuten wurden die Gänge im 18. und 19. Jahrhundert „Kobalterzgänge“ genannt. Die von BORNHARDT (1910, 1912) als „Kobalterzformation“ bezeichnete Mineralisation wird seit HÜTTENHAIN (1963) als „Vorphase“ bezeichnet. Die weite Verbreitung der Gänge geht aus der Karte in QUIRING (1931 b) hervor.

Nach Analysen (GIES 1967; SCHNORRER & LATSCH 1997) treten Co-Fe-Arsenide auf, meist Co-haltiger Arsenopyrit (Arsenkies, FeAsS) bzw. Glaukodot ((Co,Fe)AsS) und Alloklas ((Co,Fe)AsS). Reiner Cobaltit („Kobaltglanz“, CoAsS) tritt nur untergeordnet auf, während reiner Arsenopyrit nicht nachgewiesen wurde. Auf den Gruben „Ende“ bei Struthütten und „Brüderbund“ bei Eisfeld trat als Seltenheit das As-Mineral Löllingit (FeAs₂) auf.

Die Quarzgänge erreichen nur in Ausnahmefällen Mächtigkeiten über 2 m und ganz selten größer 10 m; die streichende Länge beträgt meist wenige Zehnermeter. Um die Ortschaft Niederschelden, im südlichen Siegerland, treten die Quarzgänge in Mächtigkeiten bis zu 6 m, z.T. in auffallenden, von der Verwitterung herauspräparierten Felsklippen zutage.

Die Kobalterze sind mineralogisch unscheinbar und treten in äußerst geringer Mächtigkeit in „Nestern“ und „Schnüren“, oft sogar nur als Imprägnation von Quarz oder dem Nebengestein (Tonschiefer), auf (BECHER 1789; CRAMER 1805; BORNHARDT 1912). Nur äußerst selten wird „die Breite von einigen Zollen“ überschritten (BECHER 1789).

Das Alter der Gänge wird von HEIN (1993) als prä- bis synkinematisch angesehen, da die Gänge gefaltet sind oder aber von schieferungsparalleler Scherung betroffen sind.

Co-haltige Sulfide wurden ab der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts bis in das 19. Jahrhundert in zwei Blütezeiten (1767–1802, 1816–1858) als Kobalterze abgebaut (BECHER 1789; QUIRING 1930; FENCHEL et al. 1985). Nach einer Phase, in der Goldgräberstimmung geherrscht haben muss – so beschreibt CRAMER (1805), dass allein in der Grafschaft Altenkirchen in einem Monat fünfzig neue Schurf- und Mutscheine erteilt worden seien – ließen die Erträge der Gruben rasch nach. Zu Beginn des 19. Jahrhunderts wurde der überwiegende Teil im Blaufarbenwerk Hasserde, im Südharz, verarbeitet. Im Zeitraum 1767–1802 wurden 840 t und 1840–1858 wurden weitere 786 t Kobalterze gewonnen (QUIRING 1930), so dass das Siegerland nach dem Erzgebirge der zweitgrößte Kobaltproduzent war (FENCHEL et al. 1985). Die bedeutendsten Kobalterz-Bergwerke in den Jahren 1835–1856 bzw. 1858 waren die Gruben „Philippshoffnung“ bei Siegen und „Alte Buntekuh“ bei Niederschelden mit zusammen über 10.000 t Roherz (QUIRING 1930; WETTIG 1974).

Nach HÜTTENHAIN (1930, 1932, 1938) ist an den Pyrit der Quarzgänge Gold gebunden. In den 1930er Jahren wurden deshalb Versuche unternommen, das Gold in der Flotationsanlage Große Burg bei Altenseelbach anzureichern. Die Erze stammten aus den Gruben „Eisernhardter Tiefbau“ bei Eisern und „Philippshoffnung“ bei Siegen (GLEICHMANN 1936; KRUSCH 1936; QUIRING 1931 c). Das Konzentrat soll durchschnittlich 2–7 g Au/t enthalten haben (HÜTTENHAIN 1939 b). Auch in der Flotationsanlage der Grube „Victoria“ bei Littfeld wurde bis 1952 Haldenmaterial aufbereitet und dabei unter anderem Gold gewonnen. Beide Flotationsanlagen produzierten 1951 immerhin 2,3 kg Gold (KNÖFEL 1973).

Fundmöglichkeiten für Derberze bieten noch heute die Halden der Gruben „Student“ und „Ende“ bei Struthütten sowie der Grube „Alter Alexander“ in Kirchen. Als sekundäre Bildungen treten Erythrin in Kristallen und Heteromorphit in schwarzen Krusten auf.

4.2 Siderit-Quarz-Gänge

Jünger als die Arsenopyrit und Glaukodot führenden Quarzgänge sind im Wesentlichen aus Siderit und Quarz aufgebaute Gänge. Sie lieferten das wichtigste Eisenerz, den „Stahlstein“ (BECHER 1789), und wurden von den Bergleuten deshalb „Eisensteingänge“ genannt. BORNHARDT (1910) bezeichnete die Mineralisationsphase als „Spateisensteinformation“; HÜTTENHAIN (1963) führte den Begriff „Hauptphase“ ein.

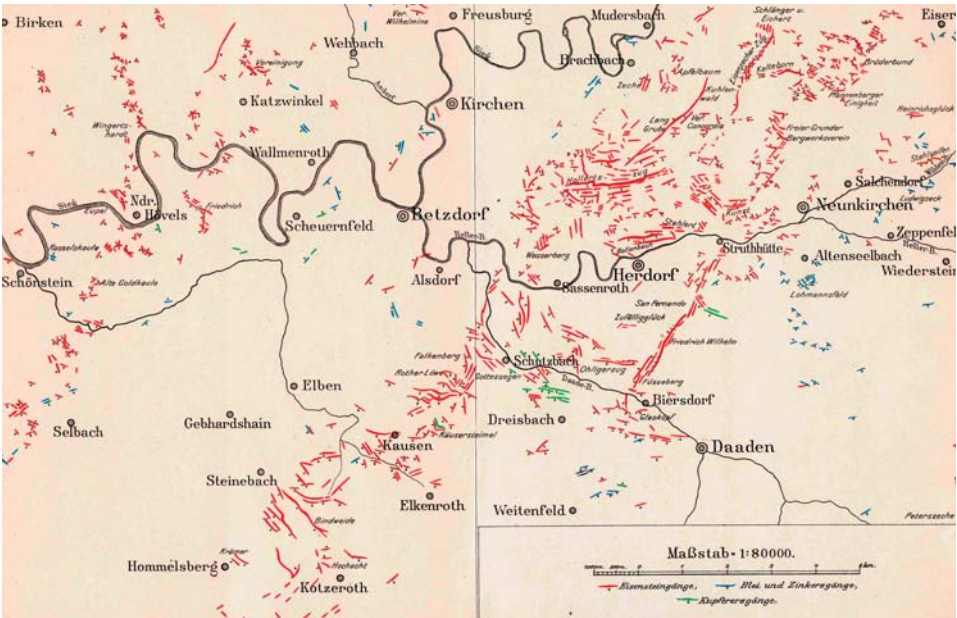


Abb. 1: Vereinfachte Karte mit Siderit-Quarz-Gängen (rot), Blei- und Kupfererz-Gängen verschiedener Paragenesen (blau) und Kupfererz-Gängen verschiedener Paragenesen (grün), große Teile des Siegerland-Wied-Bezirks zeigend (BORNHARDT 1910: Taf. I).

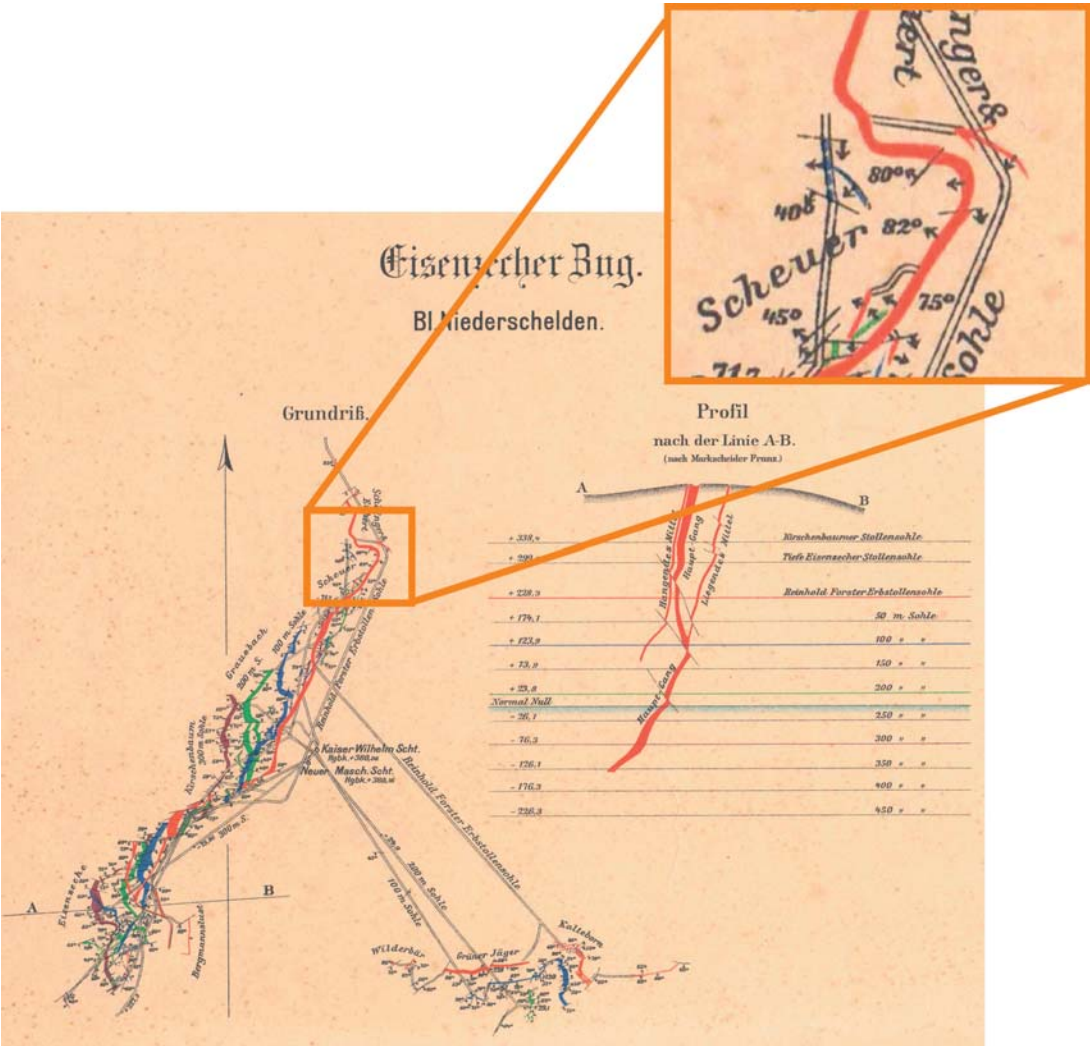


Abb. 2: Siderit-Quarz-Gang der Grube „Eisenzecher Zug“ bei Eiserfeld (Gangkarte des Siegerlandes 1:10.000, Lfg. I, Bl. Niederschelden, Berlin 1909). Der Grundriss (links) zeigt den Gang in verschiedenen Teufen bzw. Sohlen (Rot = Reinhold-Forster-Erbstollensohle, Blau = 100-m-Sohle, Grün = 200-m-Sohle, Violett = 300-m-Sohle). Der Gang streicht bevorzugt N-S bis NNE-SSW und fällt in westliche Richtungen ein. An manchen Stellen weist er allerdings ein faltungsbedingtes, umlaufendes Streichen auf, wodurch der Gangverlauf bogen- bzw. hakenförmig erscheint (einen besonders markanten „Ganghaken“ zeigt die Ausschnitts-Vergrößerung). Das N-S- bis NNE-SSW-Streichen des Ganges wird zudem durch zahlreiche, W-E verlaufende Seitenverschiebungen und Aufschiebungen überprägt, so dass die Gangzone ein NNE-SSW bis NE-SW gerichtetes Streichen aufweist. Ein W-E-Profil entlang der Linie A-B (rechts) zeigt das steile W-Einfallen des Ganges und die aufschiebende Tendenz der W-E-Störungen.

Es sind insgesamt mehrere Tausend Gänge bekannt, von denen sich viele zu SW-NE-streichenden Zonen konzentrieren, die von BORNHARDT (1910) „Gangschwärme“ oder „Ganggruppen“ genannt wurden, weniger präzise später aber meist als „Gangzüge“ bezeichnet werden (Abb. 1). Genau genommen sind deshalb viele Gänge eigentlich nur genetisch zusammengehörende Teilstücke eines größeren Ganges. Die maximale Länge der Gänge bzw. Gangschwärme beträgt 12 km. Wie Abb. 1 zeigt, treten alle Streichrichtungen auf, doch zeigen die detaillierten statistischen Auswertungen von WETTIG (1974), dass bei den Streichrichtungen der Siderit-Quarz-Gänge zwei Maxima ausgebildet sind, nämlich die N-S- und die W-E-Richtung. Gänge dieser Richtungen wurden um Siegen herum früher als „Mittagsgänge“ (N-S) und „Morgengänge“ (W-E) bezeichnet (HUNDT et al. 1887). Die Streichrichtung innerhalb der Siderit-Quarz-Gänge ist allerdings nicht konstant, denn sie weisen an

vielen Stellen faltungsbedingtes, umlaufendes Streichen auf (von früheren Autoren, BORNHARDT 1910, „Ganghaken“ genannt) und sind zudem in einem erheblichen Ausmaß senkrecht oder schräg zum Gangstreichen durch unzählige Seitenverschiebungen und Aufschiebungen tektonisch zerschert bzw. versetzt worden sind, was zur bajonettartigen Ausbildung einiger Gänge (BORNHARDT 1910) führt. Die ursprüngliche Streichrichtung der Siderit-Quarz-Gänge im Siegerland ist also zunächst durch bruchlose (Faltung) und anschließend durch bruchhafte Deformation (Seitenverschiebungen, Aufschiebungen, Schrägaufschiebungen) verändert worden. Diese erhebliche, tektonische Überprägung der Siderit-Quarz-Gänge wird in Abb. 2 verdeutlicht.

Der Ganginhalt besteht im Wesentlichen aus Siderit mit milchig ausgebildetem, derbem Quarz, der den Siderit teilweise verdrängt (BORNHARDT 1910; FENCHEL et al. 1985). Lokal treten Sulfide auf. Der fein- bis grobkristalline Siderit ist die Hauptausfüllungsmasse der meist weniger als 2 m mächtigen Gänge, doch treten auch 5–10 m mächtige Gänge und in seltenen Fällen Gangmittel über 20 m Mächtigkeit auf (BORNHARDT 1910). Berühmt war das als „Stahlberger Stock“ benannte Gangmittel der Grube „Stahlberg“ bei Müsen, dessen Mächtigkeit auf 30 m answoll (LUSZNAT 1970). Die Mächtigkeit der Gänge war von der Kompetenz (Festigkeit) des Nebengesteins abhängig: Besonders mächtige Gänge konnten sich in Gesteinen mittlerer Festigkeit entwickeln, während grobgebankte Quarzite und Tonschiefer die Mächtigkeit herabsetzten oder den Gang gar zum Auskeilen brachten (BORNHARDT 1910).

Vorherrschend sind richtungslos körnige Sideritvarietäten, deren Korngrößen vom mm-Bereich bis > 10 cm reichen (BORNHARDT 1910). Die grobkörnigen Siderite wurden von den Bergleuten „spangelig“ genannt (Abb. 3). Nur in diesen Varietäten treten Nebengesteinsklasten auf (BORNHARDT 1910) (Abb. 4). Bevorzugt an den Salbändern tritt deutlich gebänderter Siderit („Bänderspat“) auf (Abb. 5, 6 u. 9). Selten auftretende, konzentrische Siderit-Quarz-Verwachsungen, früher als „Ringelerze“ bzw. „Kokardenerze“ bezeichnet (BORNHARDT 1910; KRUSCH in BORNHARDT 1912), belegen die gleichzeitige Bildung von Siderit und Quarz. Wir interpretieren diese Strukturen (Abb. 7 u. 10) als metamorph überprägte, hydrothermale Breccien und die grobkörnigen Siderite als metamorph rekristallisiert. Aufgrund der metamorphen Überprägung sind Drusenräume mit frei auskristallisierten Sideritkristallen äußerst selten und gelangten in gewisser Häufigkeit eigentlich nur von der Grube „Bollnbach“ bei Herdorf in mineralogische Sammlungen (Abb. 11) – es dürfte sich hier um jüngere Umlagerungen handeln.

Chemische Analysen des Siderits aus der Abbauphase der Gruben sind in BORNHARDT (1910) und FENCHEL et al. (1985) zusammengestellt. Danach ist der Siderit chemisch relativ konstant zusam-



Abb. 3: Grobspätiger („spangeliger“) Sideritgang mit Quarztrümmchen (weiß) eines Siderit-Quarz-Ganges in gebänderten Tonschiefern des Siegens (Unterdevon) in der Stollenfirste. Es handelt sich hier nicht um den Hauptgang der Grube, sondern um ein Nebentrum. Deutlich zu erkennen die intensive tektonische Beanspruchung des Siderits mit Einschnürungen. Grube „Füsseberg“ bei Biersdorf, 18. Sohle, Einigkeiter Mittel, Abbau zwischen Querschlag 6 und 8 (Foto: Hans-Joachim LIPPERT, 23.2.1965).



Abb. 4: Siderit (beige) mit Quarz (weiß) und Nebengesteinsklasten eines Siderit-Quarz-Ganges in der Stollenfirste (wegen Quarzreichtums Verwitterungsbereich). Grube „Füsseberg“ bei Biersdorf, 19. Sohle, Einigkeiter Mittel, Ende des Vortriebs im Gang (Foto: Hans-Joachim LIPPERT, 23.2.1965)



Abb. 5: Siderit, undeutlich gebändert, mit Quarztrümchen (weiß) eines Siderit-Quarz-Ganges. Am rechten Bildrand sind dunkle Tonschiefer, die das Liegende des Ganges bilden, aufgeschlossen. Sie sind tektonisch stark beansprucht („gequält“), enthalten ein salbandparalleles Sideritgächchen und werden von zahlreichen Quarzgächchen durchsetzt, die teilweise bis in den Siderit hineinsetzen. Grube „Georg“ bei Willroth, 800-m-Sohle (Foto: Hans-Joachim LIPPERT, 23.2.1965).



Abb. 6: Siderit, gebändert, eines Siderit-Quarz-Ganges, mit jüngerem Chalkopyrit. Höhe der weißen Kreidemarkierung in der Bildmitte: 10 cm. Grube „Füsseberg“ bei Biersdorf, 18. Sohle, Einigkeiter Mittel, Abbau über Querschlag 8 (Foto: Hans-Joachim LIPPERT, 23.2.1965).



Abb. 7: Hydrothermale Breccien („Kokardenerz“) aus Siderit (dunkel) und Quarz (weiß) in einem Siderit-Quarz-Gang, schwach deformiert. Höhe der gelben Kreidemarkierung: 10 cm. Grube „Füsseberg“ bei Biersdorf, 19. Sohle, Auffahren im Füsseberger Mittel (Foto: Hans-Joachim LIPPERT, 23.2.1965).

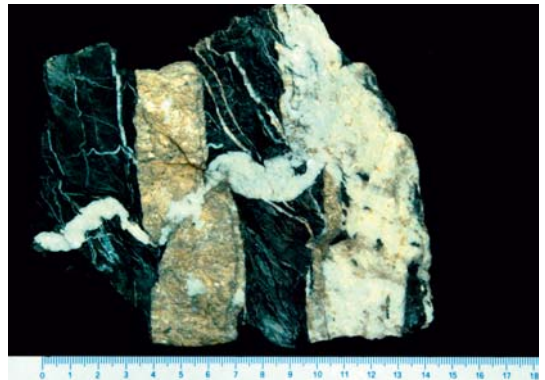


Abb. 8: Zerschertes Sideritgächchen eines Siderit-Quarz-Ganges in Tonschiefer, durchsetzt von jüngerem, gefaltetem Milchquarz, Siegerland (Foto: Frank HÖHLE).

mengesetzt und zeichnet sich durch einen deutlichen Mangangehalt in Höhe von mehreren Prozent aus. Der Durchschnitt von 300 Analysen ergibt folgende Zusammensetzung: 77,2 Mol-% FeCO_3 , 15,7 Mol-% MnCO_3 , 5,9 Mol-% MgCO_3 und 1,2 Mol-% CaCO_3 (FENCHEL et al. 1985). Homogen ist der Siderit auch bezüglich seiner Kohlenstoff ($\delta^{13}\text{C}$)- und Sauerstoff ($\delta^{18}\text{O}$)-Isotopenzusammensetzungen (STAHL 1971; HEIN 1993) sowie seiner Selten-Erd-Element-Verteilungsmuster (HEIN 1993). Untersuchungen der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse belegen für die Siderit-Quarz-Gänge ein isotopisch nahezu homogenes Strontium krustaler Herkunft (BRAUNS 1995). Die Siderit-Quarz-Gänge werden von Dispersionshöfen von überwiegend an Karbonat gebundenem Fe und Mn begleitet (BIERTHER & DEGENS 1954, 1956).

Sulfide sind am Gangaufbau nur sehr untergeordnet beteiligt, so dass sie als Erze nur ausnahmsweise und kurzfristig Bedeutung besaßen. Nachgewiesen wurden Pyrit, Arsenopyrit/Glaukodot (FeAsS bzw. $(\text{Co,Fe})\text{AsS}$), Ullmannit (NiSbS), Gersdorffit (NiAsS) – Gemenge von Ullmannit und Gersdorffit wurden früher „Korynit“ genannt, Breithauptit (NiSb), Nickelin bzw. Rotnickelkies (NiAs), Skutterudit (CoAs_3), Bismuthinit bzw. Wismutglanz (Bi_2S_3), ged. Au, ged. Bi und Chalkopyrit (HAEGE 1887; LASPEYRES 1893; NOSTIZ 1912; HENNING 1927;

GIES 1967; FENCHEL et al. 1985) Auf Spaltrissen der Sulfide konnte HÜTTENHAIN (1932) ged. Gold und Wismut nachweisen. Die Typuslokalität für das Mineral Ullmannit übrigens ist die Grube „Jungfrau“ bei Gosenbach, wo es erstmals 1803 von Johann Christoph ULLMANN (1771–1821) entdeckt worden war. Es wurde dann später von ihm als „Nickelspiesglaserz“ beschrieben (ULLMANN 1814), doch erhielt es den Namen Ullmannit erst von FRÖBEL (1843) für die von Eisern (Grube „Aufgeklärtes Glück“) und von Freusburg beschriebene Varietät.

Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen, Chloritthermometrie, experimentelle Daten und die Fraktionierung der Selten-Erd-Elemente legen für die Siderit-Quarz-Gänge Bildungstemperaturen von 220–320 °C und Bildungsdrücke von 0,7–1,4 kbar nahe (HEIN 1993; ERLINGHAGEN 1989), was in etwa der Maximaltemperatur während der Metamorphose entspricht. Haptionen der Fluide waren Na und Cl, daneben wurden $K > Fe >> Mg$ nachgewiesen. Da die Fluide zudem eine geringe Salinität ($< 5\%$ NaCl-Äquivalent) aufwiesen, wurden sie von HEIN (1993) als „metamorphogen“ bezeichnet. In Übereinstimmung mit früheren Bearbeitern (FENCHEL et al. 1985) sah HEIN (1993) die Gänge als synmetamorph an und führte sie auf metamorphe Fluide zurück, die während der variscischen Orogenese aus grünschieferfaziellen Gesteinen ausgepresst worden seien. Tatsächlich kann man die Gänge in formaler Hinsicht – bezogen auf die variscische Hauptdeformationsrichtung – als mineralisierte Diagonalscherflächensysteme ansehen (FENCHEL et al. 1985).

Dieser Ansicht widersprechen jedoch mehrere Beobachtungen. Die Siderit-Quarz-Gänge weisen an vielen Stellen faltungsbedingtes, umlaufendes Streichen auf und sind später („postsideritisch“) in einem erheblichen Ausmaß senkrecht oder schräg zum Gangstreichen an unzähligen Stellen bruchhaft deformiert worden (Abb. 2). Abb. 8 beispielsweise zeigt ein Sideritgüngchen, das von einem jüngeren, während der variscischen Deformation gefalteten Quarz durchschlagen wird. Die meisten Bearbeiter sind sich deshalb weitgehend einig, dass die Siderit-Quarz-Gänge von der variscischen Hauptdeformation betroffen worden sind (z.B. BREDDIN 1934), die im Siegerland auf ca. 310–315 Ma datiert werden konnte (AHRENDT et al. 1983). Weiterhin werden Siderit-Quarz-Gänge an verschiedenen Stellen von Metabasalt-Gängen („Diabas“-Gängen) durchschlagen. In der Grube „Füsseberg-Friedrich Wilhelm“ ist der Siderit durch den Metabasalt sogar kontaktmetamorph zu Magnetit umgewandelt worden (STADLER in FENCHEL et al. 1985). Dieser („postsiderische“) Metabasalt wurde von HENTSCHEL in FENCHEL et al. (1985) petrographisch und chemisch untersucht und als „kleinkörniger Intrusivdiabas“ angesprochen, der dem unterkarbonischen „Deckdiabas“ des Lahn-Dill-Gebiets entspricht. Die beiden einzigen, bislang vorliegenden radiometrischen Datierungen von Vulkaniten dieser Phase betreffen einen Pikrit aus der Dillmulde, der K/Ar-Alter von 354 ± 14 und 349 ± 14 Ma lieferte (MERTZ 1986). Entsprechend der Einstufung des „Deckdiabases“ in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002 (STD 2002) muss der Siderit also älter als 335–350 Ma sein. Dies ist konsistent mit dem deutlich gerin-



Abb. 9: Gebänderter, grobkristalliner Siderit mit Quarz eines Siderit-Quarz-Ganges. Grube „Pfannenberger Einigkeit“ bei Salchendorf, 700-m-Sohle (Foto: Frank HÖHLE).



Abb. 10: Konzentrische Verwachsung von Siderit (dunkelbraun, da als Haldenfund oxidiert) und Quarz („Ringelerz“) eines Siderit-Quarz-Ganges, gedeutet als hydrothermale Breccie. Grube „Anxbach“ bei Lorscheid (Foto: Frank HÖHLE).



Abb. 11: Sideritkristalle („Blätterspat“) aus Siderit-Quarz-Gang als jüngere Umlagerung. Grube „Bollnbach“ bei Herdorf (Foto: Frank HÖHLE).



Abb. 12: Siderit eines Siderit-Quarz-Ganges mit jüngerem Kupferkies der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge. Deutlich sichtbar die Fältelung des Siderits im Nebengestein (gesägtes Gangstück). Grube „Victoria“ bei Littfeld (Foto: Frank HÖHLE).



Abb. 13: Gefalteter Siderit eines Siderit-Quarz-Ganges in Wechsellagerung mit jüngerem Sphalerit der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge (poliertes Gangstück). Grube „Füsseberg“ bei Daaden (Foto: Frank HÖHLE).

geren Alter des Höhepunkts der variscischen Orogenese im Siegerland bei ca. 310–315 Ma (AHRENDT et al. 1983). Rb/Sr-Isotopenuntersuchungen an den unterdevonischen Nebengesteinen der Siderit-Quarz-Gänge zeigen, dass die Nebengesteine vor etwa 400 Ma, also im Unterems/Unterdevon, eine mögliche Quelle für das im Siderit eingebaute, sehr homogen zusammengesetzte Strontium waren (BRAUNS 1995; BRAUNS & SCHNEIDER 1998). Basierend u.a. auf einem identischen Fe/Mn-Verhältnis in diagenetischen Sideriten des Nebengesteins und in den Siderit-Quarz-Gängen sowie aufgrund der Bindung der Siderit-Quarz-Gänge an Nebengesteine mit diagenetischem Siderit deutete bereits BREDDIN (1926) die Siderit-Quarz-Gänge als intraformationale Umlagerungen.

Die wirtschaftliche Bedeutung der Siderit-Quarz-Gänge war enorm. So wurden seit der Eisenzeit (BÖTTGER 1951: Kt. I; STÖLLNER et al. 2009) bis 1965 im Siegerland-Wied-

Distrikt ca. 175 mio t Siderit abgebaut (NEUMANN-REDLIN et al. 1976); die Reserven liegen bei ca. 40 mio t (GLEICHMANN in FENCHEL et al. 1985). Zu den bedeutendsten Gruben mit einer Gesamtförderung von jeweils > 10 mio t (REICHENBACH 1971) zählten die Gruben „Füsseberg“ bei Biersdorf, „Eisenzecher Zug“ bei Eiserfeld und „Storch und Schöneberg“ bei Gosenbach, die Abbauteufen bis 1.250 m erreichten (FENCHEL et al. 1985).

4.3 Zinkblende-Bleiglanz-Gänge

Verdrängungserscheinungen sowie kataklastisches Zerbrechen der Siderit-Quarz-Gänge belegen das jüngere Alter der wirtschaftlich bedeutenden Zinkblende-Bleiglanz-Gänge („Blei- und Zinkerzformation“ bei BORNHARDT 1910) gegenüber der vorhergehenden Phase. Die Zinkblende-Bleiglanz-Gänge sind jünger als jene (BORNHARDT 1912), die die Siderit-Quarz-Gänge zerschneiden und damit jünger als jene (BORNHARDT 1912). Seit HÜTTENHAIN (1963) wird die Mineralisation der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge als „Sulfidphase“ zusammengefasst.

Typisches Kennzeichen der Gänge ist eine starke, auf die variscische Gebirgsbildung zurückzuführende Deformation (Abb. 12 u. 13). Die Zinkblende-Bleiglanz-Gänge treten entweder, den Siderit verdrängend, in prä-existenten Siderit-Quarz-Gängen auf (Abb. 14), oder aber in Gängen, die durch das Fehlen oder Zurücktreten von Gangartmineralen und das Vorherrschen von Nebengestein ausgezeichnet sind (Abb. 15). Den ersten Typ nannte BORNHARDT (1912) den „Siegerland-Emser Gangtypus“, den zweiten „Bensberger Gangtypus“.

Vergleichbare und vergleichbare alte, strukturell aber etwas unterschiedliche Pb-Zn-Erzgänge treten auch außerhalb des Siegerlandes in verschiedenen Regionen des Rheinischen Schiefergebirges, in der Osteifel, im Bergischen Land (Raum Bensberg), im Sauerland (bei Ramsbeck), im Hunsrück, am Rhein und an der Lahn (z.B. bei Wellmich, Werlau und Holzappel) auf (BORNHARDT 1912; WAGNER et al. 1998).

Die Mehrzahl der variscischen Zinkblende-Bleiglanz-Gänge ist an Siderit-Quarz-Gänge gebunden. Die auflichtmikroskopischen Untersuchungen von KRUSCH in BORNHARDT (1912) zeigen deutlich die Verdrängung des Siderits durch Zinkblende, Kupferkies sowie Bleiglanz und belegen damit das jüngere Alter dieser „Sulfidinvasion“ gegenüber den älteren Phasen Siderit und Quarz.

Die wirtschaftlich wichtigsten Zinkblende-Bleiglanz-Gänge lagen im Olpe-Müsen-Bezirk; die wichtigsten Gruben waren „Glanzenberg“ bei Silberg, „Silberart“, „Victoria“ und „Heinrichs-segen“ bei Littfeld sowie „Altenberg“, „Stahlberg“ und „Wildermann“ bei Müsen (KNÖFEL 1973). Weitere wichtige Gänge lagen bei Wilnsdorf (Gruben „Neue Hoffnung“ bei Wilgersdorf, „Landeskronen“ bei Wilnsdorf und „Concordia“ bei Anzhausen), im „Freien Grund“ und bei Burbach (mit den Gruben, „Peterszeche“ bei Burbach, „Lohmannsfeld“ bei Altenseelbach sowie „Ludwigseck“ und „Heinrichsglück“ bei Salchendorf) sowie im Gebiet zwischen Wissen und Altenkirchen (BOSUM et al. 1971; WETTIG 1974; FENCHEL et al. 1985). Wie die Siderit-Quarz-Gänge beschränken sich die Zinkblende-Bleiglanz-Gänge im Siegerland auf unterdevonische Nebengesteine, während sie außerhalb des Siegerlands auch in jüngeren Gesteinen auftreten können.

Üblicherweise treten Galenit und Sphalerit gemeinsam auf. Da Sphalerit von Galenit verdrängt wird, ist er älter als jener (BORNHARDT 1912). Während Galenit auch allein vorkommt, sind reine Sphaleritgänge nicht bekannt. Die Mächtigkeiten der Gänge sind geringer als diejenigen der Siderit-Quarz-Gänge; die in der alten Literatur angegebenen Mächtigkeiten von mehreren Metern (in Ausnahmefällen 20–30 m) bezeichnen keine reinen Gänge, sondern „durchtrümmerte“ Nebengesteinszonen (BORNHARDT 1910). Der Volumenanteil der Sulfide an der gesamten Gangmasse ist gering, da das größte Volumen von Siderit und Quarz („Siegerland-Emser Gangtypus“) oder Nebengestein („Bensberger Gangtypus“) eingenommen wird (BORNHARDT 1910).

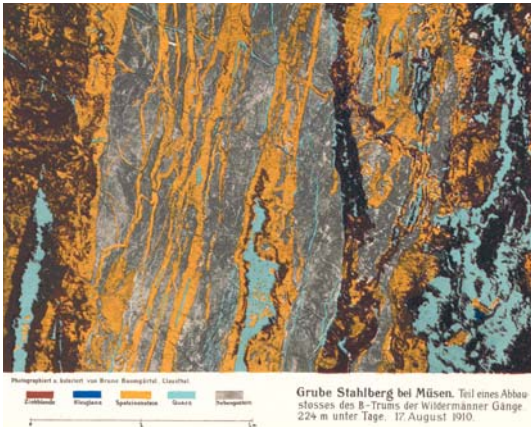


Abb. 14: Grube „Stahlberg“ bei Müsen. Teil des Abbaustoßes des B-Trums der Wildermänner Gänge, 224 m unter Tage. Aufschlussbreite = 1,2 m. Siderit der Siderit-Quarz-Gänge (ockerfarben) durchsetzt in zahlreichen Trümmern das Nebengestein und wird teilweise von Quarz der Siderit-Quarz-Gänge (hellblau) verdrängt. Jüngere Zinkblende der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge (dunkelbraun) verdrängt Siderit und Quarz und zeichnet an verschiedenen Stellen die Grenze zwischen Siderit und Quarz nach. Typisches Beispiel für den an Gangart reichen „Siegerland-Emser Gangtypus“ der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge innerhalb eines Siderit-Quarz-Ganges. Koloriertes Foto vom 17.8.1910 von Bruno BAUMGÄRTEL (BORNHARDT 1912: Taf. I).

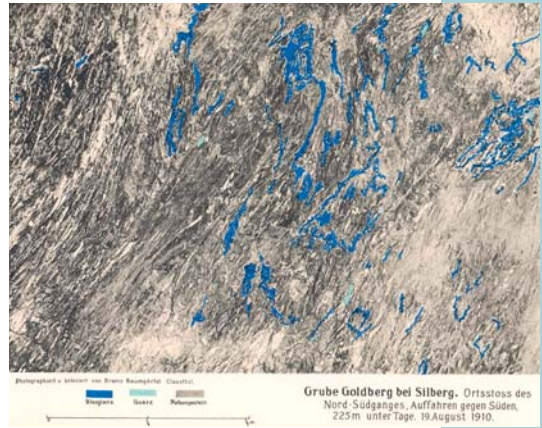


Abb. 15: Grube „Goldberg“ bei Silberg. Ortsstoß des Nord-Süd-Ganges, Auffahren gegen Süden, 225 m unter Tage. Aufschlussbreite = 1,35 m. Galenit der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge (dunkelblau) zeichnet deutlich die Faltung des Nebengesteins nach. Typisches Beispiel für den an Gangart armen und durch Vorherrschen des Nebengesteins charakterisierten „Bensberger Gangtypus“ der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge. Koloriertes Foto vom 19.8.1910 von Bruno BAUMGÄRTEL (BORNHARDT 1912: Taf. XII).



Abb. 16: Siegenitkristalle mit Kupferkies auf Siderit, Grube „Schwabengrube“ bei Müsen, Bb. 3 cm (Foto: Stefan HUCKO).

Im Gegensatz zu Siderit und Quarz der Siderit-Quarz-Gänge treten die Sulfide der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge in der Regel nicht massiv, sondern in Schnüren, Trümmern, Nestern und Adern in den Gangarten oder im Nebengestein auf (Abb. 13). Sie sind prinzipiell nicht drusig, sondern feinkristallin ausgebildet. Freie Kristalle dieser Phasen treten nicht auf, da die Gänge metamorph überprägt sind; Kristalle in Hohlräumen sind prinzipiell jünger als die Gangmasse (BORNHARDT 1912). Galenit ist feinkristallin und oft „striemig“ ausgebildet; bei starker tektonischer Beanspruchung wird von „Bleischweif“ gesprochen. Vor allem der Galenit verdrängt häufig ältere Minerale (BORNHARDT 1912). Sein Ag-Gehalt ist höher als der Ag-Gehalt von grobkristallinem, postvariscischen Galenit (BORNHARDT 1912). Sphalerit ist hellbraun bis schwarz und unterscheidet sich dadurch deutlich von jüngeren, honiggelben bis rötlichen Kristallen („Honigblende“, „Rubinblende“), die ausschließlich in Hohlräumen auftreten (BORNHARDT 1912).

In paragenetischer Verbindung treten die seltenen Sulfide Siegenit (CoNi_2S_4), Polydymit (NiNi_2S_4), Hauchecornit ($\text{Sb}(\text{NiBi})\text{Ni}_8\text{S}_8$) und Millerit (NiS) auf, wobei Verdrängungsprozesse älterer Phasen, u.a. von Ullmannit, offenbar eine Rolle spielen (LASPEYRES 1893; GIES 1967; FENCHEL et al. 1985; DOERING & SCHNORRER 1993). Sie kommen im gesamten Revier vor. Die Typlokalität von drei der vier Minerale liegt im Siegerland. Siegenit (Abb. 16) wurde von DANA (1850) nach zwei Analysen von SCHNABEL und EBBINGHAUS in RAMMELSBERG (1849) benannt, die „Kobaltnickelkies“ von den Gruben „Jungfer“ und „Schwabengrube“ bei Müsen untersucht hatten. Polydymit wurde 1875 an Stufen der Grube „Grüneau“ bei Schutzbach in den Mineraliensammlungen der TH Aachen und des Mineralogischen Instituts der Universität Gießen entdeckt (LASPEYRES 1876, 1877, 1893), auch wenn es vorher schon von anderen Autoren unter anderen Namen beschrieben worden war, so als „Weisser Speisskobalt“ durch ULLMANN (1814). Hauchecornit wurde einmalig in einem „Erznest“ in der Grube „Friedrich“ bei Wissen angetroffen, das ca. 5 t des Minerals lieferte, so dass alle Hauchecornit-Stufen in Sammlungen aus diesem Fund stammen. Die Erstbeschreibung erfolgte durch SCHEIBE (1888, 1892); er ehrte mit dem Namen Wilhelm HAUCHECORNE (1828–1900), den seinerzeitigen Direktor der Kgl. Geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin.

Kupferkies und Fahlerz (meist Tetraedrit mit geringem As-Gehalt) treten derb, ältere Phasen verdrängend, auf; bei den von NOSTIZ (1912), BORNHARDT (1912), RAO (1967) und vielen anderen Autoren erwähnten Fahlerzkristallen handelt es sich um jüngere Umlagerungen. Mineralogische Seltenheiten sind die Sulfide Bournonit ($\text{PbCu}[\text{SbS}_3]$), Enargit ($\text{Cu}_2\text{CuAsS}_4$), Boulangerit ($\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$), Kobellit ($(\text{Cu},\text{Fe})_2\text{Pb}_{12}(\text{BiSb})_{14}\text{S}_{35}$) und Stromeyerit (CuAgS) (RAO 1967; FENCHEL et al. 1985).

ERLINGHAGEN (1989) hat Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz und Sphalerit untersucht, die er den Zinkblende-Bleiglanz-Gängen zuweist. Die Homogenisierungstemperaturen liegen bei 100–205 °C (Quarz) bzw. 155–165 °C (Sphalerit); die Fluide besitzen mit 7,1–14,0 (Quarz) bzw. 5,5–7,1 % NaCl-Äquiv. (Sphalerit) geringe bis mittlere Salinitäten. HEIN (1993) führt auch die von ERLINGHAGEN genannten, dreiphasigen Einschlüsse vom Quarz der „Sideritphase“ auf die „Sulfidphase“ zurück. Da ein Teil der von ERLINGHAGEN (1989) untersuchten Quarze eine deutliche Zonierung aufweist, sind allerdings Zweifel an seiner Einstufung erlaubt, da Zonierungen typisch für postvariscische Bildungen sind.

Zeitlich werden die Zinkblende-Bleiglanz-Gänge von den meisten Bearbeitern (HEIN 1993; WAGNER et al. 1998) als synorogen eingestuft. Nicht in Übereinstimmung damit stehen jedoch Beobachtungen in den Revieren am Mittelrhein und an der Lahn, südlich des Siegerlands, wo Metabasalt-Gänge (dort „Weiße Gebirgsgänge“ genannt) die Zinkblende-Bleiglanz-Gänge durchschlagen, also jünger sind (SCHÖPPE 1911; BORNHARDT 1912: Fig. 38). Auch die Pb-Isotopen-Analysen (Abb. 17) zeigen, dass zahlreiche Galenite der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge im Siegerland Isotopensignaturen aufweisen, die denjenigen der synsedimentären Lagerstätten Meggen (Sauerland) und Rammelsberg (Harz) entsprechen, die beide ein prävariscisches Alter von ca. 380–390 Ma aufweisen.

Die Zinkblende-Bleiglanz-Gänge besaßen mindestens acht Jahrhunderte lang eine zeitweilig sogar äußerst hohe, wirtschaftliche Bedeutung. Zu Beginn wurden Fehlerle sowie die silberreichen Galenite als Silbererz abgebaut. So ist das älteste, urkundlich erwähnte Bergwerk im Siegerland die Buntmetallerzgrube „Landeskron“ am Ratzenscheid bei Wilnsdorf: König Adolph von Nassau erteilte am 26.2.1298 den nassauischen Grafen Henrich und Emich das Recht, Bergwerke zu errichten, und belehnte sie „mit dem Bergwerk am Ratzenscheid, und mit andern Bergen in Ihren Landen, wo man Silber suchen und finden könne“ (BECHER 1789). In späteren Jahrhunderten dehnte sich der Bergbau auf Blei-, Kupfer- und Zinkerze aus. Abschätzungen ergeben eine Mindestförderung von mehreren 100.000 t Bleierzen (mit > 10 % Pb), mehreren 100.000 t Zinkerzen (mit > 7 % Zn) sowie ca. 150.000 t Kupfererzen (mit > 5 % Cu) seit ca. 1840 (KNÖFEL 1973). Die Buntmetallerzförderung im Siegerland endete mit Stilllegung der Grube „Stahlberg“ bei Müsen im Jahr 1931 – die Grube „Victoria“ bei Littfeld war vier Jahre zuvor eingestellt worden. Als Besonderheit sei erwähnt, dass Pyrit/Markasit mancher Gruben in den Revieren Siegen I und II eine Zeit lang als Schwefelerz zur Schwefelsäureproduktion gewonnen wurde (ANONYMUS 1862).

Fundmöglichkeiten für Derberze sind an zahlreichen Stellen im Siegerland gegeben, besonders auf den Halden der Gruben „Neue Hoffnung“ in Wilgersdorf, „Mückenwiese“ bei Burbach und „Wildermann“ in Müsen.

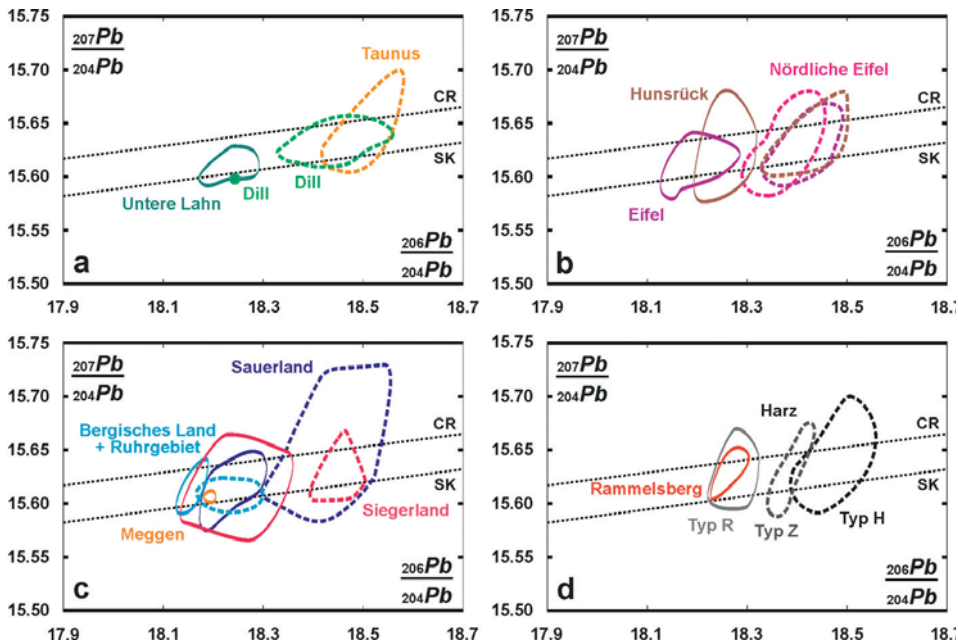


Abb. 17: Pb-Isotopen-Daten variscischer und postvariscischer Gangmineralisationen aus dem Rhenohercynikum. CR, SK: Entwicklungskurven für durchschnittliches Krustenblei nach CUMMING & RICHARDS (1975) und STACEY & KRAMERS (1975). Durchgezogene Linien repräsentieren variscische, gestrichelte Linien postvariscische Mineralisationen. Die Diagramme basieren auf eigenen Daten (KIRNBAUER et al. in Vorb.) und einer kritischen Auswertung der Literatur, die Anzahl an Datenpunkten für jede Population wird in Klammern angegeben (WEDEPOHL et al. 1978; DIEDEL & BAUMANN 1988; KRAHN 1988; LÉVÊQUE & HAACK 1993; TISCHENDORF et al. 1993; LÉVÊQUE & JAKOBUS 1994; SCHNEIDER 1994, 1998; BRAUNS 1995; KRAHN & BAUMANN 1996; LANGHOFF 1997; WAGNER & SCHNEIDER 2002; DURALI-MÜLLER 2005; BODE 2008; FROTZSCHER 2009). (a) Taunus (postvariscisch: 47), Untere Lahn (variscisch: 22) und Dill-Mulde (variscisch: 1; postvariscisch: 16). (b) Westliches Rheinisches Schiefergebirge mit Hunsrück (variscisch: 23; postvariscisch: 16), Eifel (variscisch: 21; postvariscisch: 22), nördlicher Eifel einschließlich der sandsteingebundenen Pb-Zn-Erzlagerstätten von Maubach und Mechnich (postvariscisch: 69), Sauerland (variscisch: 39; postvariscisch: 76), der synsedimentären Pb-Zn-Erzlagerstätte von Meggen (variscisch: 1) sowie Bergischem Land/Ruhrgebiet (variscisch: 3, postvariscisch: 4). (d) Harz, synsedimentäre Pb-Zn-Erzlagerstätte des Rammelsbergs (variscisch: 14), Typ R (variscisch: 12), Typ Z (postvariscisch: 12) und Typ H (postvariscisch: 93).

4.4 Hämatit-Bornit-Paragenese

Die Hämatit-Bornit-Paragenese ist an Siderit-Quarz-Gänge gebunden und geht auf jüngere, hochtemperierte, hydrothermale Fluide zurück, die einerseits älteren Siderit zu feinkristallinem Hämatit („Eisenglanz“ bzw. Spekularit) oxidiert haben (BORNHARDT 1910; SCHNEIDERHÖHN 1923) und andererseits die Verdrängung von Chalkopyrit durch Cu-(Fe)-Sulfide bewirkt haben (BORNHARDT 1910; Rao 1967). HÜTTENHAIN (1963) stellte sie in die „Rotspat-Eisenglanzphase“; bei FENCHEL et al. (1985) wird sie als „Eisenglanz-Phase“ bezeichnet. Um auch die Neubildungen der Cu-(Fe)-Sulfide mit einzubeziehen, nennen sie SCHNORRER & LATSCH (1997) „Rejuvenationsphase“.



Abb. 18: Grobkristalliner „Rotspat“ der Hämatit-Bornit-Paragenese. Grube „Altes Rad“ bei Eisern (Foto: Frank HÖHLE).

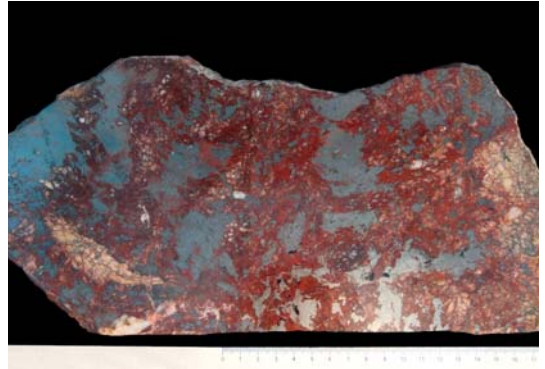


Abb. 19: Verdrängung von hellbraunem Siderit der Siderit-Quarz-Gänge durch Hämatit (schwarz glänzend) der Hämatit-Bornit-Paragenese mit dem Zwischenstadium der Bildung von „Rotspat“. Poliertes Gangstück der Grube „Neue Haardt“ bei Weidenau, Bb. 30 cm (Foto: Frank HÖHLE).

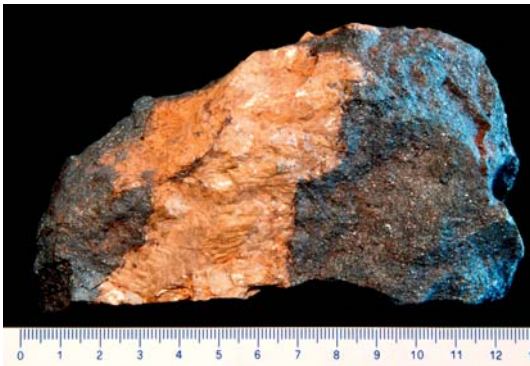


Abb. 20: Spekularit (Eisenglanz) der Hämatit-Bornit-Paragenese in feinkristallinen, richtungslosen Massen, der Siderit der Siderit-Quarz-Gänge metasomatisch verdrängt hat. Fundort vermutlich Grube „Bollnbach“ bei Herdorf (Foto: Frank HÖHLE).

Die Hämatit-Bornit-Paragenese ist in einer schmalen Zone vom Müsener Horst im N bis nach S bis in den Herdorfer Raum und von da nach SW bis nach Bendorf am Rhein verbreitet (QUIRING 1931 b; WAGNER 1998 b). Besonders ausgeprägt war die Paragenese in der Grube „Neue Haardt“ bei Weidenau, wo die Eisenglanz-Mineralisation noch in einer Teufe von 1.000 m auftrat (STADLER 1959); die Cu-(Fe)-Paragenese von dort hatte bereits HAEGE (1887) im Eisenglanz entdeckt. Die Cu-(Fe)-Sulfide dieser Paragenese waren vor allem im Raum Gosenbach, Eisefeld und Niederschelden verbreitet. HAEGE (1887) berichtet, dass „Kupferglanz“ und „Kupferglaserz“ 1770 auf der Grube „Honigsmund“ bei Gosenbach 4 m mächtig aufgeschlossen waren; ein weiteres wichtiges Vorkommen wurde in dieser Zeit in der Grube „Kohlenbach“ bei Eisefeld abgebaut.

Da die Eisenglanz-Mineralisation auf die in-situ-Umwandlung von Siderit in Hämatit zurückgeht, gibt es einen graduellen Übergang vom Siderit über Siderit mit fein verteiltem Hämatit (im Siegerland „Rotspat“ genannt, Abb. 18) bis hin zum reinen Hämatit (Abb. 19). Spekularit tritt in feinkristallinen, richtungslosen Massen auf (Abb. 20), meist aber massig-porös bis zellig-blättrig (BORNHARDT 1910; FENCHEL et al. 1985). Lockere Pulver von winzigen Hämatitkriställchen hat BORNHARDT (1910) als „Eisenrahm“ bezeichnet. Selten sind Pseudomorphosen nach Siderit, bei denen der Spekularit die Spaltflächen des grobkristallinen Siderits nachzeichnet; NOSTIZ (1903, 1912) beschreibt solche Pseudomorphosen von der Grube „Alte Kupferkaute“ bei Gosenbach. Als junge Phase treten Drusenfüllungen von Mn-reichem Ankerit auf, den SCHÖNE-WARNEFELD (1955) untersucht hat. Der Eisenglanz bildet keine massiven Gänge, sondern tritt in „Nestern“ im Siderit auf

(BORNHARDT 1910). Die Umwandlung betraf auch Siderit-Konkretionen im unterdevonischen Nebengestein der Gänge (DENCKMANN in BORNHARDT 1910). Die Umwandlung in Hämatit bewirkte eine Erhöhung des Eisengehalts, so dass der Eisenglanz das hochprozentigste Eisenerz im Siegerland darstellte (Tab. 1).

| | Siderit-Roherz ¹ | Siderit-Roherz ² | „Rotspat“ ³ | Eisenglanz ⁴ | Brauneisenstein ² |
|----|-----------------------------|-----------------------------|------------------------|-------------------------|------------------------------|
| Fe | 37,8 | 29–31 | 43,9–44,1 | 60,2–67,2 | 43–49 |
| Mn | 7,1 | 5,0–5,6 | 5,9–6,4 | 0,3–2,5 | k. A. |

Tabelle 1: Durchschnittliche Fe- und Mn-Gehalte (Gew.-%) von Eisenerzen des Siegerlands. k. A. = keine Angabe.

¹ BORNHARDT (1910), ² NEUMANN-REDLIN et al. (1976), ³ BORNHARDT (1910), ⁴ HOFFMANN (1964).

Die Cu-(Fe)-Sulfide der Hämatit-Bornit-Paragenese treten vor allem in bis faustgroßen Nestern (Abb. 21), seltener in Adern und Trümmern im Siderit auf (RAO 1967), immer in enger Verbindung mit „Rotspat“ und Hämatit. Zur Paragenese gehört neben Cu-(Fe)-Sulfiden eine Reihe von seltenen Sulfiden, von denen manche erst in den letzten Jahren erkannt oder entdeckt worden sind. Beschrieben wurden bislang die Cu-(Fe)-Sulfide Chalkosin (Cu_2S), Bornit (Cu_5FeS_4), Chalkopyrit (CuFeS_2), Idait ($\approx \text{Cu}_5\text{FeS}_6$), Djurleit ($\text{Cu}_{1,96}\text{S}$) und Digenit ($\text{Cu}_{1,8}\text{S}$), die Cu-Co-Ni-Bi-Sulfide Carroltit ($\text{Cu}(\text{Co},\text{Ni})_2\text{S}_4$), Parkerit ($\text{Ni}_3\text{Bi}_2\text{S}_3$), Bismuthinit (Bi_2S_3) und Matildit (AgBiS_2), die Sulfosalze Wittichenit ($\text{Cu}_3[\text{BiS}_3]$), Lapielit ($\text{CuNi}[\text{SbS}_3]$), Mückeit ($\text{CuNi}[\text{BiS}_3]$), Emplektit (CuBiS_2) und Aikinit ($\text{Cu}(\text{PbBi})\text{S}_3$) sowie ged. Wismut und ged. Gold (BUSCHENDORF & HÜTTENHAIN 1931; HÜTTENHAIN 1932; SCHNORRER & LATSCH 1997; WAGNER 1998 b; WAGNER & COOK 1999). Carroltit ist häufiger als früher vermutet (WAGNER 1998 b; WAGNER & COOK 1999). Er war als „Synchodymit“ ursprünglich von der Grube „Kohlenbach“ (später: „Brüderbund“) bei Eiserfeld von LASPEYRES (1891 a, 1891 b) beschrieben worden. In Haldenmaterial der Grube „Grüne Au“ bei Schutzbach wurde vom Siegerländer Sammler Hermann LATSCH das seltene Sulfosalz Mückeit entdeckt, das mit Millerit und Polydymit sowie weiteren, seltenen Sulfosalzen (Aikinit und Lapielit) auftritt. Die Erstbeschreibung erfolgte durch SCHNORRER et al. (1989); der mit der Namensgebung Geehrte, Prof. Dr. Arno MÜCKE, war seinerzeit Schriftleiter dieser Zeitschrift und ist heute Präsident der VFMG.

Während BORNHARDT (1910) die Bildung des Eisenglanzes noch durch oxidierende, deszendente Wässer erklärte, war SCHNEIDERHÖHN (1923) der erste, der erkannte, dass für die Umwandlung von Siderit in Hämatit hohe Temperaturen von 350–400 °C notwendig sind. Er erkannte auch die enge genetische Verknüpfung zwischen der Eisenglanz-Mineralisation und den Cu-(Fe)-Sulfiden. Aufgrund der hohen Temperatur nannte SCHNEIDERHÖHN (1923) die Umwandlung „pyrometamorph“ und spekulierte über „heiße Durchgasungen“ als Ursache der Umwandlung. QUIRING (1923) erwiderte, dass die Erhitzung von Siderit unter Luftabschluss und hohem Druck Magnetit erzeuge, nicht aber Hämatit, weshalb er den Hämatit als hydrothermal deutete (diese Argumentation hatte bereits BORNHARDT 1910 benutzt). Die hoch temperierten, hydrothermalen Lösungen müssen vor allem Cu und Bi mitgebracht haben (RÜCKERT 1926; HENNING 1927, HÜTTENHAIN 1932). Sie müssen zunächst oxidierend und sauer gewesen sein (Oxidation des Siderits, Sericitisierung



Abb. 21: Aufschluss in einem Hämatit-Quarzgang mit einem Nest aus Carroltit/Bornit (HämatitBornit-Paragenese). Grube „Eisenzecher Zug“ bei Eiserfeld (2001), Bb. 80 cm (Foto: Archiv Stefan HUCKO).

des Nebengesteins), sich bei der Bildung der Cu(Fe)-Sulfide jedoch zu eher reduzierenden Bedingungen entwickelt haben (WAGNER 1998 b). Die Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen in angeblich dieser Phase zugehörigen Quarzen ergaben Homogenisierungstemperaturen von 250–335 °C, meist aber von 300–320 °C und den Nachweis von sehr schwach salinaren Fluiden mit nur 2,5–7,1 % NaCl-Äquiv. (ERLINGHAGEN 1989).

Beobachtungen in der Grube „Neue Haardt“ in Weidenau zeigen, dass die Hämatitisierung an dextrale Blattverschiebungen geknüpft ist, die jünger sind als der Siderit, also „postsideritisches“ Alter aufweisen, und bei einem Streichen von 80° mit 35–50° nach S einfallen (PHILIPP 1955; STADLER 1959). Die Intensität und Art der Verdrängung des Siderits ist dabei stark von der Struktur und Textur des Siderits abhängig (QUIRING 1923; STADLER 1959).

Das Alter der Hämatit-Bornit-Paragenese ist nur grob eingegrenzt. Da alle Phasen undeformiert sind, ist ein spät- bis postvariscisches Alter belegt. BORNHARDT (1910) weist darauf hin, dass die Minerale dieser Paragenese jünger sind als die variscischen Blattverschiebungen („Geschiebe“) und Überschiebungen („Deckelklüfte“); weiterhin sind sie älter als tertiäre Basalte. Eine von HEIN (1993) angegebene K/Ar-Datierung, die die Phase zeitlich fixieren soll, bezieht sich tatsächlich auf den „Emser Hauptbesteg“, eine Störung im Emser Bergbaubezirk an der LAHN (HEIN & BEHR 1994), und hat keine Relevanz für die Datierung der Hämatit-Bornit-Paragenese. In etwa zeitgleich entstanden die Minerale der Antimonit-Paragenese (4.5) und der Zerrkluft-Paragenese (4.6) durch Fluide vergleichbarer Temperaturen und Salzgehalte.

Hämatit dieser Phase wurde vor allem in den Gruben „Bindweide“ bei Steinebach, „Alte Lurzenbach“ bei Gosenbach und „Neue Haardt“ bei Weidenau abgebaut, in der letztgenannten Grube auch noch nach dem 2. Weltkrieg (BORNHARDT 1910; STADLER 1959). Die Kupfererze dieser Paragenese besaßen bis zum 18. Jahrhundert vor allem im Raum Eisfeld und Gosenbach eine wirtschaftliche Bedeutung (BECHER 1789; HUNDT et al. 1887; BORNHARDT 1910), auch wenn die von HUNDT et al. (1887) für verschiedene Gruben angegebenen, jährlichen Fördermengen aus heutiger Perspektive gering erscheinen: Sie liegen zwischen 5 und 10 t; am förderstärksten war die bereits erwähnte Grube „Honigsmund“ mit einer Produktion von 10,5 t im Jahre 1743.

Belege der Eisenglanz-Phase können auf vielen Eisensteingruben zwischen Littfeld und Neunkirchen sowie auf dem Westerwald gesammelt werden („Hollerter Zug“ bei Herdorf, „Eisenzacher Zug“ bei Eisfeld). Etwas seltener sind die Kupfererze zu finden. Fundmöglichkeiten für Kupferglanz und Bornit bestehen auf der Halde des oberen Stollens der Grube „Heinrichsegen-Victoria“ bei Littfeld, für Carrolit und Kupferglanz auf der Halde der Grube „Schlänger und Eichert“ in Eisfeld und für Bornit auf der Halde der Grube „Arbach“ in Salchendorf.

4.5 Antimonit-Paragenese

Antimonit und Sulfosalze wie Bournonit waren im Siegerland schon von zahlreichen Stellen als mineralogische Vorkommen und in kleinen Gangtrümmchen bekannt (RAMMELSBURG 1839; DIESTERWEG 1888; WOLF 1885; HUNDT et al. 1887; HAEGE 1887; KÖNIGL. OBERBERGAMT BONN 1890; LASPEYRES & KAYSER 1897; GUILLEMAIN 1898; BORNHARDT 1912; NOSTIZ 1912), ohne aber wirtschaftliche Bedeutung zu erlangen, bis HÜTTENHAIN (1939 a) die Antimonerzföhrung zahlreicher Siderit-Quarz-Gänge und deren Eigenständigkeit gegenüber den älteren Siderit-Quarz- sowie Zinkblende-Bleiglanz-Gängen erkannte. Vor allem auf der Grube „Apollo“ bei Raubach (Ww.) waren die Antimonerze hervorragend aufgeschlossen und lieferten ihm Material für erzmikroskopische und mineralchemische Untersuchungen. HÜTTENHAIN (1963) hat die Paragenese dann als „Antimonerzphase“ zusammengefasst („Antimonit-Phase“ bei FENCHEL et al. 1985). Neubearbeitungen erfolgten später durch SCHNORRER (1993), WAGNER & COOK (1996, 1997) und WAGNER (1998 a).

Eigenständige Antimonmineralisationen sowie Cu-Pb-Sb-Sulfosalzparagenesen innerhalb von Siderit-Quarz-Gängen sind weit verbreitet und von folgenden Gruben bekannt: „Apollo“ und „Reichensteinerberg“ bei Puderbach, „Anxbach“ bei Lorscheid, „Georg“ und „Girmscheid“ bei Willroth, „Louise“ bei Horhausen, „Silberwiese“ bei Oberlahr, „Petersbach“ bei Eichelhardt, „Hermann Wilhelm“ bei Schönstein, „Wilhelmssegen“ und „Wilhelmine“ bei Freusburg, „Fischbacherwerk“ und „Concordia“ bei Niederfischbach, „Alte Lurzenbach“ bei Gosenbach, „Schöne Freundschaft“ und „Pickhardt/Prinz Friedrich“ bei Obersdorf, „Landeskrone“ bei Wilnsdorf, „Goldener Hut“ und „Bautenberg“ bei Wilden, „Lohmannsfeld“ und „Weiherchen“ bei Altenseelbach, „Victoria“ und „Heinrichssegen“ bei Littfeld sowie „Schwabengrube“ und „Wildermann“ bei Müsen. In der Grube „Handbeil/Prinz Friedrich“ bei Obersdorf trat nach eigenen Beobachtungen ein in Bindheimit umgewandeltes Sulfosalz in einem eigenständigen Trum in einer Mächtigkeit von 3 cm auf.

Die Antimonit-Paragenese tritt als Hohlraumverfüllung auffallend stark zerscherter und zerklüfteter Nebengesteinszonen auf, die nur wenige Dezimeter mächtige und nur wenige Meter lange Erzmittel, aber keine eigentlichen Gänge, bilden; sie ist in manchen Gruben auf mehreren 100 m Teufe nachgewiesen (HÜTTENHAIN 1939 a). WAGNER & COOK (1997) unterscheiden zwischen eigenständigen Quarz-Antimonit-Mineralisationen einerseits und überprägten Siderit-Quarz- und Zinkblende-Bleiglanz-Gängen andererseits, bei denen durch Reaktion Sb-reicher Fluide mit primärem Galenit und Chalkopyrit Cu-Pb-Sb-(Bi)-Sulfosalze gebildet wurden. Die Mineralisationsabfolge der Quarz-Antimonit-Mineralisation beginnt mit einer intensiven Pyritisierung des Nebengesteins, für die extrem hohe Goldgehalte charakteristisch sind; HÜTTENHAIN (1939 a) gibt Au-Gehalte von 20–100 g/t für das pyritreiche Nebengestein an. Auf die Bildung von Chlorit folgt stengelig-faseriger Quarz und dann Antimonit (Sb_2S_3), der in der Folge durch die immer Pb-reicheren Sulfosalze Zinckenit ($\text{Pb}_6\text{Sb}_{14}\text{S}_{27}$), Semseyit ($\text{Pb}_9\text{Sb}_8\text{S}_{21}$), Plagionit ($\text{Pb}_5\text{Sb}_8\text{S}_{17}$) und Boulangerit ($\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$) verdrängt wird (WAGNER & COOK 1997; WAGNER 1998 a).

In den hydrothermal überprägten Siderit-Quarz- und Zinkblende-Bleiglanz-Gängen reagierten die Sb-reichen Fluide mit dem bereits vorhandenen Galenit und Chalkopyrit, wobei an Reaktionssäumen und in Verdrängungszonen Cu-Pb-Sb-(Bi)-Sulfosalze entstanden. Um primären Chalkopyrit bildeten sich Fahlerz, Famatinit (Cu_3SbS_4) und Bournonit, um Bleiglanz Semseyit, Meneghininit ($\text{Cu}(\text{Pb}_{13}\text{Sb}_7)\text{S}_{24}$), Jaskólskiit ($\text{Cu}_x\text{Pb}_y(\text{Sb,Bi})_7\text{S}_{20}$), Boulangerit und Bournonit. Auch ältere Zinkblende und Siderit wurden remobilisiert und in jüngeren Phasen mit veränderter chemischer Zusammensetzung, so ist die jüngere Zinkblende durch einen geringeren Eisengehalt charakterisiert, abgeschieden (WAGNER & COOK 1997, 1998; WAGNER 1998 a). Für den Mineraliensammler von Interesse waren vor allem die jüngsten, idiomorphen Bildungen, von denen vor allem die Bournonitkristalle der Grube „Georg“ bei Willroth (Abb. 22) auch im Weltmaßstab eine hervorragende Bedeutung besitzen.

Durch die Anwendung sog. Geothermometer an Chloriten der Antimonit-Paragenese der Gruben „Apollo“ bei Raubach und „Schöne Freundschaft“ bei Obersdorf ergeben sich maximale Temperaturen von ca. 390–440 °C zu Beginn der Mineralisation (WAGNER 1998 a). Fluid-einschlüsse in Quarz belegen eine Abscheidung aus niedrigrsalinaren Fluiden mit 5–7 Gew.-% NaCl-Äquiv. und eine Abnahme der Temperatur von 310–330 °C zu Beginn auf 160–180 °C gegen Ende des Wachstums (WAGNER 1998 a). Die Kombination dieser Daten liefert maximale p-T-Bedingungen von 390–410 °C bei etwa 0,8–1,1 kbar und minimale Bildungstemperaturen gegen Ende des Quarzwachstums von 240–260 °C, die aufgrund der Altersverhältnisse auch gleichzeitig die maximalen Bildungstemperaturen der Sb-Mineralie bestimmt (WAGNER & COOK 1998 a).

Die relativen Altersverhältnisse belegen das jüngere Alter der Antimonit-Paragenese gegenüber den Siderit-Quarz-Gängen (4.2) und den Zinkblende-Bleiglanz-Gängen (4.3) (HÜTTENHAIN 1939 a). Das Gefüge und die strukturelle Ausbildung der Antimonit-Paragenese sprechen für eine Bildung während der extensionalen, postkollisionalen Phase des variscischen Gebirges (REPPKE 1993; WAGNER 1998 a), so dass sie in etwa zeitgleich mit den Mineralen der Hämatit-Bornit-Paragenese (4.4) und der Zerrkluft-Paragenese (4.6) gebildet worden sind, mit denen sie die hohen, maximalen p-T-Bedingungen teilen.

Gute Fundmöglichkeiten für Mineralien der Antimonit-Paragenese bestehen auf den Halden der Gruben bei Obersdorf, der Grube „Heinrichsegen“ bei Littfeld und auf den Halden der Gruben bei Puderbach.



Abb. 22: Bournonitkristalle als jüngere Umlagerung von Mineralen der Antimonit-Paragenese auf Siderit, Kupferkies und Quarz. Grube „Georg“ bei Willroth, Bb. 20 cm (Foto: Matthias REINHARDT).

4.6 Zerrkluft-Paragenese

Alpinotype Bergkristalle mit Chlorit, Apatit etc. aus Hunsrück, Taunus, Sauerland und Siegerland wurden erstmals von KIRNBAUER (1998 d) als „Zerrkluft-Paragenese“ zusammengefasst und auf die spät- bis postvariscische Relaxation und Extension des Orogens bezogen. Sie sind ein charakteristischer Bestandteil der retrograden Entwicklung, vor allem am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges.

Die Paragenese besteht fast ausschließlich aus Quarz und ist – bei ungehindertem Wachstum – durch langprismatisch ausgebildete und senkrecht zum Salband stehende Bergkristalle teils ausgezeichneter Qualität charakterisiert, die sich in ihrer Ausbildung mit Funden alpiner Kluffquarze durchaus vergleichen lassen. Mit schätzungsweise > 95 Vol.-% ist Quarz das häufigste Mineral der Zerrkluftparagenese. Er wird von Chlorit, Albit, Apatit, verschiedenen Fe-Mg-Ca-Karbonaten sowie Sulfiden (Pyrit, Chalkopyrit) begleitet; in Abhängigkeit von der Lithologie des Nebengesteins können weitere Minerale hinzutreten, so Rutil, Anatas, Brookit, Galenit, Sphalerit und Baryt (KIRNBAUER 1998 d).

Die Paragenese ist an steil stehende bis seigere und NW–SE-streichende Quer- bzw. Zerrklüfte gebunden (BAUER 1841 und BORNHARDT 1912 haben sie deshalb als „Querquarze“ genannt), an denen – im Gegensatz zu Störungen – keine oder zumindest keine nennenswerten Verschiebungen stattgefunden haben, und die en échelon (gestaffelt) angeordnet und sigmoidal (S-förmig) verformt sein können. Die Mächtigkeit der flachlinig geformten Kluffüllungen liegt in der Regel in einer Größenordnung von wenigen Zentimetern bis zu 3 m und nur selten darüber, wobei bei Mächtigkeiten im m-Bereich Längen und Höhen bis zu 25 m und mehr erreicht werden können. Die Spalten wurden bilateral-symmetrisch, d.h. von beiden Salbändern aus, gefüllt. Am Salband ist Quarz meist als derber Milchquarz oder als z.T. gekrümmter „Faserquarz“, der eine geringfügige Scherbewegung anzeigt, ausgebildet. Idiomorphe Quarzkristalle treten nur in klaffenden, nicht vollständig gefüllten Klüften auf.

Aus dem Siegerland sind uns alpinotype Bergkristalle auf Siderit von zahlreichen Gruben bekannt, so den Gruben „Victoria“ bei Littfeld, „Eisenzecher Zug“ und „Gilberg“ bei Eiserfeld, „Brüderbund“ und „Pfannenberger Einigkeit“ bei Salchendorf sowie „Bollnbach“, „Friedrich Wilhelm“, „Füsseberg“ und „San Fernando“ bei Herdorf. Die wohl schönsten Kristalle stammen von der Grube „Neue Haardt“ bei Weidenau, wo fingerdicke und bis 10 cm lange Bergkristalle gefunden wurden. Häufig werden sie im Siegerland von idiomorphen Sideritkristallen begleitet. Charakteristisch sind auch flachtafelig ausgebildete Kristalle, die von den Sammlern „Messerquarze“ genannt werden und die bereits HAEGE (1887) erwähnt hat. Faserig ausgebildete, z.T. leicht durch Scherung gebogene Quarze („Faserquarze“), aus denen sich Zerrkluftquarze gerne bilden, sind nach unseren Beobachtungen im Siegerland vor allem dort zu finden, wo das Nebengestein sehr fest ist, so im Raum Müsen und Littfeld sowie im Süden bei Burbach und im Westerwald.

Apatit dieser Paragenese ist im Siegerland-Wied-Distrikt von den Gruben „Brüderbund“ bei Eiserfeld (HENRICH 1996), „Eisenzecher Zug“ bei Eiserfeld (HENRICH 1998), „Grüneau“ bei Schutzbach (HELSPER & LATSCH 1991, dort von Chlorit überzogen), „Pius“ bei Schutzbach (SCHNORRER & LATSCH 2000), „Alte Buntekuh“ bei Niederschelden (hier sitzt der Karbonat-Hydroxylapatit auf Tonschiefer, SCHNORRER 1995), „Friedrich“ bei Wissen (HENRICH 1998) und „Apollo“ bei Raubach (SCHNORRER 1993) beschrieben. Von SCHNORRER & LATSCH (1997) werden von der Grube „Grüneau“ bei Schutzbach die Ti-Minerale Brookit, Rutil, Anatas und Titanit neben Apatit, Dolomit und Chlorit beschrieben. Anatas erwähnen BLAß & GRAF (1998) von der nahe gelegenen Grube „Pius“.

Die Bildungsbedingungen dieser Paragenese sind erst kürzlich durch WAGNER et al. (2010) an Proben von Altlay im Hunsrück, Kaub am Rhein und von Ramsbeck im Sauerland neu untersucht worden. Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen und stabilen Isotopen sowie SEE-Verteilungsmuster zeigen, dass bereits synorogen bevorzugt aus dem unmittelbaren Nebengestein Material durch hochtemperierte Fluide gelöst worden ist und in Spalten wieder ausgefällt worden ist, doch spielten auch zuströmende Fluide eine Rolle. Für Altlay und Kaub ermittelten sie Homogenisierungstemperaturen von 130–370 °C, was maximalen p-T-Bedingungen von 380–420 °C bei 0,3–0,7 kbar entspricht. Die Salzgehalte der Fluide sind recht niedrig und liegen bei 1,2–8,5 Gew.-% NaCl-Äquiv. Geringer temperierte und noch salzärmere Wässer (Homogenisierungstemperaturen bei 150–170 °C, 1,2–2,7 Gew.-% NaCl-Äquiv.) haben in der Spätphase, in der diffusive Prozesse bedeutender wurden, die idiomorphen Hohlraumfüllungen der eigentlichen Zerrklüfte gebildet. Vergleichbare Werte hatten bereits GÖRKE (1992), HEIN & KIRNBAUER (1996), KIRNBAUER (1998 d) sowie LANGHOFF (1997) für verschiedene Regionen im Rheinischen Schiefergebirge publiziert. Für das Siegerland fehlen bislang entsprechende Daten, doch haben ähnlich temperierte, niedrigsalinare Lösungen (ca. 0 Gew.-% NaCl-Äquiv.) zur Abscheidung von Calcit (100–115 °C) und Baryt (170–195 °C) in den Gruben „Neue Haardt“ und „Stahlberg“ geführt (ERLINGHAGEN 1989).

Der Sulfidreichtum mineralisierter Zerrklüfte in der unmittelbaren Nachbarschaft von Buntmetallerzgängen, so im Ramsbecker und im Wellmich-Werlauer Revier, legt nahe, dass dort ältere Mineralisationen mobilisiert und umgelagert worden sind (KIRNBAUER 1998 d). Pb-Isotopendaten an Sulfosalzen aus Zerrklüften im Ramsbecker Revier bestätigen das und werden als Mischungslinie der Isotopenzusammensetzung bereits existierender Primärerze (vergleichbar den Zinkblende-Bleiglanz-Gängen des Siegerlands) mit dem radiogeneren Pb des spätorogenen Mineralisationsereignisses interpretiert (WAGNER & SCHNEIDER 1999). Auch im Siegerland ist davon auszugehen, dass der allergrößte Teil der gut auskristallisierten Sulfide (Fahlerze, Bournonit, Kupferkies, Millerit etc.), die nicht zu den postvariscischen Bildungen der Ankerit-Quarz-Paragenese (4.8) und der Blei(Zink)-Kupfererzgänge und Barytgänge (4.9) gehören, auf solche Mobilisierungs- und Umlagerungsprozesse zurück geht.

Aufgrund der Altersbeziehungen zu verschiedenen Störungssystemen, der Altersverhältnisse zu anderen Mineralisationstypen sowie der Analyse der Gefügeelemente in den Quarzen, darunter deren crack-seal-Gefügen, bestimmte KIRNBAUER (1998 d) das Alter der Paragenese als syn- bis spätorogen. Eine Sm-Nd-Alter an Apatiten dieser Paragenese aus dem südlichen Rheinischen Schiefergebirge durch SCHNEIDER et al. (2004) bestätigte diese Einstufung: Sie ergab $313 \pm 2,5$ Ma, was zeigt, dass am Südrand des Gebirges ca. 17 Ma nach dem Einsetzen der Orogenese vor 330 Ma (AHRENDT et al. 1978, 1983; PLESCH & ONCKEN 1999) die retrograde Entwicklung einsetzte.

Die ermittelten Temperaturen von ca. 400 °C liegen weit oberhalb der Maximaltemperaturen, die während der variscischen Gebirgsbildung erreicht wurden (ca. 280–330 °C bei Drücken von 4,0–5,8 kbar, MASSONE 1995; KLÜGEL 1997), so dass die Fluide vermutlich aus tieferen Krustenstockwerken zugeflossen sind (WAGNER et al. 2010). Da die Fluide der Zerrkluft-Paragenese wie diejenigen der Hämatit-Bornit-Paragenese (4.4) und der Antimonit-Paragenese (4.5) niedrigsalinar und hochtemperiert sind und alle drei Paragenesen, bezogen auf die variscische Deformation, zeitlich als syn- bis spätorogen eingestuft werden können, werden sie zu einer gemeinsamen Mineralisationsperiode zusammengefasst. SCHNORRER & LATSCH (1997) haben die Minerale der Zerrkluft-Paragenese, zusammen mit den Mineralen der Hämatit-Bornit-Paragenese, deshalb zu Recht gemeinsam in die „Rejuvenationsphase“ gestellt.

4.7 Zinnober-Paragenese

Quecksilbererze fanden sich vor allem im Olpe-Müsen-Bezirk, erlangten aber nie eine größere wirtschaftliche Bedeutung.

Zinnober und gediegenes Quecksilber wurden bereits im 18. Jahrhundert im Raum Littfeld gewonnen (ULLMANN 1814; BORNHARDT 1912). Hervorzuheben ist dabei die Grube „Neue Gesellschaft“ bei Müsen, in der wenige cm mächtige Gängchen mit ged. Quecksilber, Zinnober, Quarz, Chlorit, Ankerit, Baryt, Pyrit und Chalkopyrit auftreten, wobei eigenen Beobachtungen zufolge Zinnober (und Metacinnabarit) in Baryt eingewachsen ist (SCHULZE 1820; BORNHARDT 1912). Stellenweise tritt Quecksilber als Zersetzungsprodukt des Zinnobers auf. Ähnliche Vorkommen finden sich im Hohen Wald bei Silberg (u.a. Grube „Mercur“) und in den Gruben „Anna“, „Heinrichsegen“, „Victoria“ und „Altenberg“ bei Littfeld. In der Grube „Mercur“ wurde 1862 ein Versuchsbau auf Hg-Erze eingestellt, da der bis 1 m mächtige Quarz-Baryt-Gang mit Hg-reichem Tetraedrit („Schwazit“), Zinnober und Kupferkies nicht ergiebig war (KÖNIGL. OBERBERGAMT BONN 1890). Prachtvolle Zinnoberkristalle bis über fünf Zentimeter Größe sind – in geringer Entfernung zu dem Gang – nach BORNHARDT (1912) in einer „Lettenkluft“ im quarzitischen Nebengestein in einem Steinbruch gefunden worden, während HAEGE (1887) angibt, sie seien in „Quarzadern“ gefunden worden. Neufunde aus den letzten Jahren zeigen, dass die Zinnoberkristalle in den Hohlräumen von faserförmig gewachsenen Quarzen, die z.T. leichte Scherbewegungen nachzeichnen, auftreten. Begleiter sind u.a. Chlorit und Baryt (HENRICH 2008). In der Grube „Anna“ bei Littfeld wurden mehrfach, aber erfolglos, Versuchsarbeiten auf einen bis 1 m mächtigen Gang mit Baryt, Quarz und Siderit durchgeführt, der Zinnober und ged. Quecksilber in Baryt enthielt (HEUSLER 1882; HUNDT et al. 1887; HAEGE 1887; BORNHARDT 1912; NOSTIZ 1912). In den uns vorliegenden Stücken ist Zinnober langprismatischen Bergkristallen aufgewachsen. In der Grube „Heinrichsegen“ bei Littfeld schließlich tritt Zinnober auf Quarz- und Barytkristallen auf (HUNDT et al. 1887; HAEGE 1887) und auch hier fand er sich wieder auf Bergkristallen aus Gangtrümmern im quarzitischen Nebengestein (NOSTIZ 1912).

1863 wurde in der Grube „Neue Rhonard“ bei Olpe die wahrscheinlich massivste, in Deutschland bekannt gewordene Zinnerbermineralisation angetroffen. Die alten Beschreibungen geben an, dass die Hg-Mineralisation im Hangenden eines partiell oxidierten (Bauneisenstein), 1–2 m mächtigen Sideritgangs mit Baryt und „Eisenglanz“ aufgetreten sei, wobei zersetzte Nebengesteinsklasten und „Letten“ (Tonmineralansammlungen) die „Hauptausfüllungsmasse“ des Ganges bildeten. Erdige und kristalline Massen bis Kopfgröße und unregelmäßige „Schnüre“ von Zinnerber durchsetzten eine zähe, bis ca. 1 m mächtige tonige Masse („Letten“) im Hangenden des Ganges, doch fand sich Zinnerber auch in Hohlräumen der Gangmasse (HAEGE 1887; KÖNIGL. OBERBERGAMT BONN 1890; BORNHARDT 1912). In den Jahren 1871–1878 wurden insges. 632,5 t Zinnerbererz gefördert (KÖNIGL. OBERBERGAMT BONN 1890).

Die genaue Altersstellung der Zinnerber-Paragenese ist unsicher. FENCHEL et al. (1985) weisen sie dem Ende ihrer „Sulfidphase“ zu, also in die variscischen Zinkblende-Bleiglanz-Gänge der vorliegenden Arbeit, geben aber zu bedenken, dass sie „einer eigenständigen und wesentlich jüngeren (postvariscischen) Bildungsphase angehören“, was „in jedem Einzelfall überprüft werden“ müsse. Unseren eigenen Beobachtungen zufolge tritt Zinnerber im Siegerland ausschließlich nicht variscisch deformiert auf, was eine Einstufung in die Zinkblende-Bleiglanz-Gänge ausschließt. Sehr häufig hingegen findet sich Zinnerber in Paragenese mit langprismatischen Bergkristallen und faserig gewachsenen, z.T. gescherten Quarzen, die typisch für die syn- bis spätvariscische Phase sind, was somit das früheste Bildungsalter angibt. Ebenfalls häufig ist das gemeinsame Auftreten mit einem nicht variscisch deformierten Baryt ebenfalls unklarer Altersstellung. Bemerkenswert ist die häufige räumliche Nähe zu Hg-haltigen Fahlerzen („Schwazit“) der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge (RAO 1967, ältere Analysen in BORNHARDT 1912), die als Hg-Lieferanten gedient haben könnten, jedoch nicht, wie von BORNHARDT (1912) angenommen, durch Verwitterungsprozesse, sondern durch hydrothermale Umlagerung. Vorläufig bleibt nichts anderes übrig, als sich mit einer Alterseinstufung von spät- bis postvariscisch zu begnügen; immerhin kann damit die falsche Einstufung von FENCHEL et al. (1985) revidiert werden.

4.8 Ankerit-Quarz-Paragenese

Am Aufbau dieser Paragenese, die von SCHÖNE-WARNEFELD (1955) untersucht und von ihm auch als solche benannt worden ist, sind fast ausschließlich Quarz und Ankerit (z.T. Dolomit) beteiligt. Eine Volumenabschätzung der Mineralisation auf Grube „Eupe!“ bei Niederhövels, dem bedeutendsten Fundort dieser Paragenese, ergab für diese beiden Phasen 95 Vol.-%, gefolgt von Chalkopyrit (2 Vol.-%) sowie Pyrit und Calcit (jeweils 1 Vol.-%). Weitere Minerale treten nur in Spuren auf und erlangen nur in einzelnen Fällen etwas größere Bedeutung. Das Verhältnis von Quarz zu Ankerit ist wechselnd, liegt aber oft bei ca. 1:1.

Die Ankerit-Quarz-Paragenese ist hauptsächlich im Raum Wissen, im westlichen Sieg-Bezirk, verbreitet, wo sie vor allem voluminöse Verdrängungen von älterem Siderit (in Siderit-Quarz-Gängen) durch Quarz und Ankerit (lokal auch Calcit) bewirkt hat, die die Gänge bis hin zur Unbauwürdigkeit vertauben ließ und zur Einstellung einiger Betriebe führte. Die Siegerländer Bergleute sprachen hier von einer „Verrauhung“ des Siderits (SCHÖNE-WARNEFELD 1955). Die Quarz-Ankerit-Mineralisation tritt andererseits auf Klüften und Störungen unterschiedlicher Orientierungen im Siderit und im Nebengestein mit geringen Mächtigkeiten (im cm-Bereich, selten über 10 cm) auf. Unabhängig vom Typ des Auftretens sind die Minerale dieser Paragenese immer sehr gut auskristallisiert. Mineraliensammlern sind die prachtvollen Stufen der Gruben „Eupe!“ bei Niederhövels (Abb. 23), „Friedrich“ bei Steckenstein, „Sankt Andreas“ bei Bitzen (Abb. 24), „Vereinigung“ bei Katzwinkel, „Neue Haardt“ bei Weidenau, „Stahlberg“ bei Müsen (Abb. 25), „Lurzenbach“ bei Gosenbach, „Kohlenbach“ bei Eisern (Abb. 26) und „Wingertshardt“ bei Niederhövels bekannt. Auch außerhalb des Wissener Raumes ist die Paragenese verbreitet, jedoch kommt sie dort sehr viel seltener und fast nur auf Klüften vor; die Verdrängung von Siderit spielt dort keine wesentliche Rolle mehr (BORNHARDT 1912; SCHÖNE-WARNEFELD 1955).

Der Verdrängungsvorgang ist durch eine primäre „Hohlraumbildung“ gekennzeichnet, was heißt, dass älterer Siderit und Quarz (der Siderit-Quarz-Gänge) gelöst worden ist, worauf auch reliktsche, „skelettartige Formen“ von Quarz hindeuten, welche z.B. das primäre Lagengefüge des Siderit-Quarzanges nachzeichnen. Erst später sind diese Hohlräume dann durch jüngeren Quarz und Ankerit (selten Fe-armen Dolomit) der Quarz-Ankerit-Paragenese ausgefüllt worden. Eigene, bislang nicht publizierte, röntgendiffraktometrische Untersuchungen an idiomorph kristallisierten, als „Ankerit“ angesprochenen Karbonaten dieser Paragenese aus dem Raum Wilsdorf sowie der Gruben „Neue Haardt“ bei Weidenau und „Lurzenbach“ bei Gosenbach ergaben meist fast reinen Dolomit als bestimmende Phase, während ältere, grobkristalline Karbonate dieser Paragenese meist Ankerit sind. Eine kontinuierliche (pervasive) Verdrängung hingegen „tritt im allgemeinen zurück“ (SCHÖNE-WARNEFELD 1955).



Abb. 23: Ankeritrhomboeder auf Quarzkristallen mit Chloritnestern aus der Ankerit-Quarz-Paragenese. Grube „Eupe!“ bei Niederhövels, Bb. 20 cm (Foto: Stefan Hucko).

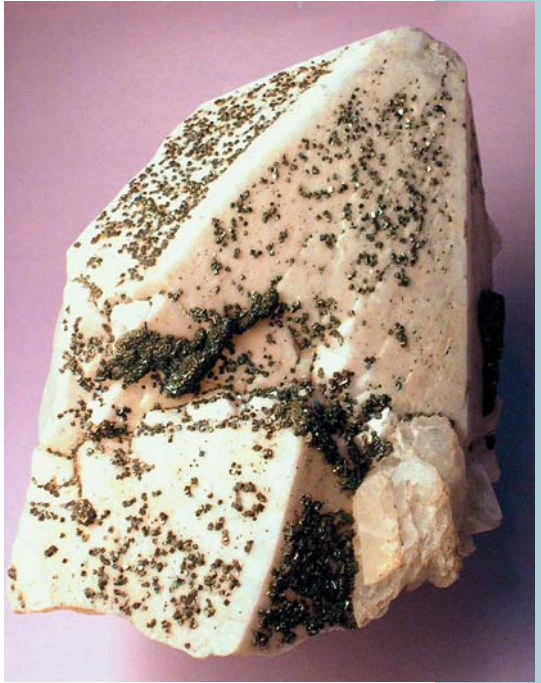


Abb. 24: Zonierter Quarzkristall mit Pyrit aus der Ankerit-Quarz-Paragenese. Grube „St. Andreas“ bei Bitzen, Bb. 15 cm (Foto: Stefan Hucko).



Abb. 25: Pyritkristalle auf Quarzkristallen der Ankerit-Quarz-Paragenese auf quarzitischem Nebengestein. Grube „Stahlberg“ bei Müsen, Bb. 4 cm (Foto: Stefan Hucko).



Abb. 26: Dolomitrhomboeder auf Quarz mit Chloriteinschlüssen der Ankerit-Quarz-Paragenese. Grube „Kohlenbach“ bei Eisern, Bb. 6 cm (Foto: Stefan Hucko).

Quarz ist meist idiomorph und klar, stets gedungen und kurzprismatisch ausgebildet. Gelegentlich ist er durch Chlorit grün gefärbt. In geringen Mengen tritt Kupferkies (mit Spuren von Bornit und Covellin), auf, der den Ankerit verdrängt und in Hohlräumen bis 1 cm große Kristalle bildet, sowie ebenfalls gut auskristallisierte Zinkblende- und Bleiglanzkrystalle. Weitere Minerale der Paragenese sind Baryt (nur mehr in Negativformen vorhanden), Calcit, Siderit, Pyrit und Markasit (SCHÖNE-WARNEFELD 1955).

Nach den Untersuchungen von SCHÖNE-WARNEFELD (1955) in der Grube „Eupel“ ist die Mineralisation tektonisch an das jüngste Störungssystem in der Grube gebunden, an WNW–ESE-streichende, 65° SW einfallende, vielfach offene Spalten mit geringen Abschiebungsbeträgen, daneben auch an reaktivierte, ältere Störungen und Klüfte. Da alle Minerale dieser Paragenese nicht variscisch deformiert sind, müssen sie ein spät- bis postvariscisches Alter haben. Auch wenn die Altersbeziehungen zu den unter 4.9 (Blei-(Zink)-Kupfererzgänge und Barytgänge) besprochenen Mineralisationen nicht bekannt sind, so gehören beide Paragenesen doch einer Mineralisationsperiode, der postvariscischen, an.

ERLINGHAGEN (1989) hat Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz und Ankerit dieser Paragenese untersucht. Die Ankerite stammen von den Gruben „Eupel“ und „Neue Haardt“, die Quarze von den Gruben „Eupel“, „Vereinigung“, „Friedrich“, „Füsseberg“, „Neue Haardt“ und „Pfannenberger Einigkeit“ (ein Teil der Quarze gehört zur postvariscischen Quarz-Kupferkies-Phase, leider hat er die beiden Quarztypen nicht voneinander getrennt). Die Homogenisierungstemperaturen der Quarze lagen bei 85–180 °C (Maximum bei 115–155 °C), die der Ankerite bei 115–165 °C (Maximum bei 130–150 °C). Es handelt sich um hochsalinare Fluide mit Salinitäten von 19–26 Gew.-% NaCl-Äquiv. Für eine Gesamtsalinität von 22,6 Gew.-% NaCl-Äquiv. gibt ERLINGHAGEN (1989) eine Konzentration von 13,2 Gew.-% NaCl+KCl und 9,4 Gew.-% CaCl₂+MgCl₂ an. Sowohl die Temperaturen als auch die hohen Salinitäten sind typisch für postvariscische Fluidsysteme im Rheinischen Schiefergebirge (z.B. BEHR & GERLER 1987; BEHR et al. 1993). Für die Bildung des Ankerits nimmt ERLINGHAGEN (1989) die Vermischung von hydrothermalen Wässern mit hohen Ca-Gehalten und solchen mit hohen CO₂-Gehalten an. Die Wässer müssen gleichzeitig arm an Fe und Mn gewesen sein und etwas Cu mitgebracht haben. Einen Hinweis auf höhere Temperaturen, zumindest zu Beginn der Mineralisation, gibt die Bildung von Chlorit in und auf Quarz, an den Salbändern von Gängen und in chloritisierten Nebengesteinsklüften (SCHÖNE-WARNEFELD 1955).

Fundmöglichkeiten für Ankerit bestehen noch auf der Halde der Grube „Alter Alexander“ in Kirchen, für Dolomit auf fast allen Halden der Siderit-Quarz-Gänge.

4.9 Blei-(Zink)-Kupfererzgänge und Barytgänge

Bis in das 19. Jahrhundert hinein wurden im Siegerland Blei- und Kupfererze, untergeordnet auch Zinkerze, aus Gängen gewonnen, die nicht in Verbindung mit den Siderit-Quarz-Gängen standen. Kennzeichen dieser Gänge sind u.a. das Fehlen von Siderit als Gangart, die grobkristalline, häufig frei auskristallisierte Ausbildung aller Minerale (Abb. 27 u. 28), der „drusige“ Quarz, die Silberarmut des Galenits, das Zurücktreten oder gar völlige Fehlen der Zinkblende, die Eisenarmut der Zinkblende und die fehlende variscische Deformation des Ganginhalts (BORNHARDT 1910, 1912). Neben reinen Kupfererz- und Bleiglangzängen treten auch Gänge auf, die sowohl Kupfer- als auch Bleierze führen. Die vorherrschende Gangart ist Quarz; seltener ist Baryt und noch seltener sind Karbonate (Dolomit, Ankerit, Calcit). Äußerst selten finden sich reine Barytgänge, die vom 19. Jahrhundert bis etwa in die Zeit des 1. Weltkriegs in der nordöstlichen Umrandung des Siegerlandes in Abbau standen. In den Gängen dominieren die Sulfide, während die Gangarten zurücktreten oder fehlen (DIESTERWEG 1888; WOLF 1885). SCHMIDT (1848) und BORNHARDT (1912) haben diese Gänge „Lettengänge“ und „Kluftgänge“ genannt. Da der Galenit historisch schon sehr früh ein begehrter Rohstoff für Bleiglasuren darstellte und aufgrund seiner Silberarmut als reines Bleierz gewonnen worden ist, bürgerten sich für den Galenit dieses Gangtyps die Namen „Glasurerz“ bzw. „Bleiglasurerz“ ein (KNAUF 2006); als „Glasurerzformation“ hatte bereits SCHMIDT (1848) die Eigenständigkeit dieser Gänge erkannt.

Zahlreiche Arbeiten der letzten Jahrzehnte haben gezeigt, dass dieser Mineralisationstyp im gesamten Rheinischen Schiefergebirge (und darüber hinaus in Mitteleuropa) verbreitet ist und im gesamten Rheinischen Schiefergebirge eine recht ähnliche paragenetische Abfolge aufweist (z.B. WETTIG 1974; SCHAEFFER 1984; KRAHN 1988; REDECKE 1992; REPPKE 1993; KIRNBAUER 1998). Lediglich hinsichtlich der Bleisotopie bestehen Unterschiede innerhalb der postvariscischen Mineralisation (Abb. 17). Von den Blei-(Zink)-Kupfererzgängen und Barytgängen des Siegerlands lassen sich unschwer Verbindungen zu benachbarten Revieren ziehen, z.B. im Osten zu den gleichartig ausgebildeten Gängen in der Dillmulde (STOPPEL 1988). SCHAEFFER (1984) ordnet die Mineralisation dieser Paragenese im Siegerland den Mineralisationsphasen III (Ankerit), IV (Baryt) und V (Zonarquarz, Sulfide, Calcit Typ Freiberg) des Sauerlandes zu. Die Minerale und

Mineralvergesellschaftungen der postvariscischen Blei-(Zink)-Kupfererzgänge sind deshalb nicht charakteristisch für das Siegerland. Im Siegerland streichen die Blei-(Zink)-Kupfererzgänge und Barytgänge bevorzugt W-E und sind damit unabhängig von den variscisch bestimmten Richtungen (WETTIG 1974).

Galenit-Gangmineralisationen dieser Paragenese sind im gesamten Siegerland verbreitet (BORNHARDT 1910, 1912; WETTIG 1974; SCHAEFFER 1984). In direkter Fortsetzung der Gänge der Dillmulde treten sie im Raum Niederdielfen, Netphen-Salchendorf, Burbach (Grube „Bleiberg“ bei Lippe) und Haiger auf. Zwischen Grissenbach, Anzhausen und Niederdielfen treten N-S- und E-W-streichende, postvariscische Galenitgänge auf, an die Baryt gebunden ist. Weiter im Osten, aus der Gegend zwischen Fischelbach und Hesselbach, hat die Grube „Gonderbach“ bei Fischelbach mit ihren idiomorphen Galenitkristallen Berühmtheit erlangt (KOLBE 1925). Charakteristisch für diese Grube, in der Baryt als bevorzugte Gangart auftritt, sind plattig ausgebildete Bleiglanzkristalle, die von SADEBECK (1874) als „Gonderbacher Platten“ beschrieben worden sind. Bei Neunkirchen bauten die Gruben „Ludwigseck“ und „Stahlseifen“, südlich der Heller die Grube „Regenbogen“ bei Wiederstein (WETTIG 1974). Das Hauptverbreitungsgebiet der postvariscischen Mineralisation liegt zwischen dem Siegen- und dem Wied-Bezirk, so im Raum Altenkirchen (z.B. Grube „Goldene Morgenröte“ bei Selbach, Grube „Mathilde“ bei Bruchertsseifen). Im Olpe-Müsen-Bezirk sind postvariscische Gänge bei Müsen und Littfeld verbreitet. Das Müsener Revier stellt auch einen Schwerpunkt für die Barytmineralisation dar: Allein über 12 Gänge treten bei Silberg und Müsen auf (z.B. Gruben „Heinrichsseggen“, „Victoria“, „Schwabengrube“, „Silberart“ und „Altenberg“). Bei Olpe und Wenden ist Baryt in der Grube „Neue Rhonard“ mit Hämatit und Zinnober vergesellschaftet. Die Gänge zeigen bevorzugt N-S-Streichen (WETTIG 1974).

Kupferkies-Gänge dieser Paragenese, mit Quarz als Gangart, sind im Siegerland selten von ökonomischer Bedeutung (BORNHARDT 1910). HÜTTENHAIN (1963) hatte für die Gänge eine eigenständige „Quarz-Kupferkiesphase“ postuliert („Kupferkies-Phase“ bei RAO 1967), doch gehören die



Abb. 27: Postvariscische Galenitkristalle auf Zinkblende der Blei-(Zink)-Kupfererzgänge und Barytgänge. Grube „Landeskronen“ bei Wilnsdorf, Bb. 14 cm (Foto: Stefan Hucko).



Abb. 28: Idiomorphe Galenitkristalle mit Quarz der Blei-(Zink)-Kupfererzgänge und Barytgänge. Grube „Grimberg“ bei Niederdielfen, Mittel Ferdinand Flacher, Bb. 4 cm (Foto: Stefan Hucko).

Gänge nach strukturgeologischen Kriterien zu den postvariscischen Blei-(Zink)-Kupfererzergängen. Die Paragenese entspricht Teilen der „jüngeren Kupferkies-Generation“ bzw. „Formation“ von BORNHARDT (1910). Quarz-Kupferkies-Gänge treten nur am unteren Daadebach bei Biersdorf und Schutzbach auf (JORDAN 1803; BORNHARDT 1910; FENCHEL et al. 1985). Bekannt ist z.B. die Grube „Ramberg“ bei Daaden, in der Chalkopyrit neben Cuprit und Chrysokoll vorkommt. Auch die Vererzungen der Gruben „Kupferkaute“ bei Daaden und „Alte Mahlscheid“ bei Herdorf gehören zu diesem Typ. Bei Mineraliensammlern berühmt war die sog. Kupferkluft, ein im Wesentlichen aus Kupferkies und Quarz, untergeordnet Fe-arme Zinkblende und Bleiglanz bestehender, bis zu 0,5 m mächtiger Gang in der Verbundgrube „Füsseberg-Friedrich Wilhelm“, der mit einem NNW-SSE-Streichen und 65° Einfallen nach E den in Abbau stehenden Siderit-Quarz-Gang spitzwinklig durchschneidet (RAO 1967; FENCHEL et al. 1985) und Tausende von Mineralstufen gut auskristallisierten Chalkopyrits lieferte. Der Gang war bereits im 18. Jahrhundert oberflächennah abgebaut worden, so dass JORDAN (1803) lediglich den „auf beträchtliche Tiefe ausgeleerten Gang“ mit einer Mächtigkeit von drei bis vier Fuß beobachten konnte; die damaligen Arbeiten beschränkten sich auf Nachlesebergbau und eine Aufarbeitung der alten Halden. In streichender Verlängerung wurde der Gang, auch hier Kupferkieskristalle liefernd, 1904 in der Grube „Lohmannsfeld“ bei Altenseelbach angetroffen (BORNHARDT 1910). Die Mineralisation besteht aus den beiden Hauptphasen Quarz und Chalkopyrit (Kupferkies), wobei grobkristalliner Kupferkies den Gangraum vollständig ausfüllen kann, in Hohlräumen aber auch schöne Kristallstufen geliefert hat, die „die Sammlungen so reichlich versorgt haben“ (BORNHARDT 1910). Ältere Phasen sind Pyrit, Bravoit und Markasit (HÜTTENHAIN 1932) sowie Quarz und Zinkblende, die von Kupferkies verdrängt oder korrodiert werden (RAO 1967). Erzmikroskopisch konnte RAO (1967) auch Cubanit nachweisen. Die jüngsten Minerale der Paragenese sind Fahlerz, Bleiglanz und Calcit (BORNHARDT 1910; RAO 1967).

Zur postvariscischen Buntmetall-erz-Mineralisation gehören auch die gelegentlich gemachten Silbererz-Reicherzfälle. So wurde erstmalig 1784 in der Grube „Plätze“ bei Littfeld (identisch mit der späteren Grube „Heinrichsegen“) Pyrrargyrit mit einem Silbergehalt im Erz von 50 % entdeckt (BECHER 1789). 1839 wurde erneut ein 1,25 x 1,25 m großer und 10 cm mächtiger Klufthohlraum angefahren, dessen Wände mit bis zu mehreren Zentimeter langen Pyrrargyritkristallen, Silberglanz und Stephanit überzogen waren, die von Quarz, Pyrit und Zinnober begleitet wurden; als sekundäre Bildung trat gediegen Silber in Blechen und Blättchen auf (HAEGE 1887; NOSTIZ 1912). Aus diesem Reicherzfall wurden 5 kg Rotgültigerz gewonnen. 1989 wurde durch Mineraliensammler auf der Halde der Grube erneut eine Silbererzparagenese mit Polybasit, Akanthit, Pyrrargyrit, Pyrostilpnit, Stephanit, Proustit und ged. Silber gefunden, die von Chalkopyrit, Pyrit und Tetraedrit begleitet wurde (SCHNEIDER & GRAEF 1997). Ein hervorragender Fundort für Pyrrargyrit war die Grube „Gonderbach“ bei Fischelbach. Beim Abbau des dortigen Bleiglanzerganges wurde 1863 ein bis 4,4 cm mächtiges Trum angetroffen, das aus grobkristallinen Massen von Pyrrargyrit mit eingesprengtem Proustit bestand. Die Pyrrargyritkristalle waren über 2,6 cm lang und bis zu 2,6 cm dick, äußerst flächenreich und „gehören zu den schönsten bekannten Krystallen dieses Minerals“ überhaupt (NÖGGERATH 1863; v. RATH 1863). Leider gelangte nur ein kleiner Teil des Fundes in Sammlungen; der größte Teil wurde eingeschmolzen (NOSTIZ 1912). Zur Paragenese gehörten weiterhin Polybasit, ged. Silber in bis zu „mehreren Pfund schweren Massen“ und in Blechen bis zu 2,5 cm Dicke sowie Fahlerz (KOLBE 1925). Die erzmikroskopischen Untersuchungen von KOLBE (1925) konnten zeigen, dass Pyrrargyrit jünger als Bleiglanz ist. „Stufen von Rotgiltigerz“ sollen weiterhin auf der Grube „Lohmannsfeld“ bei Altenseelbach (NOSTIZ 1912), „Rothgülden“ und ged. Silber, auch in „in moos-, draht- und haarförmigen Gebilden, zuweilen in größerer Menge“, auf den Gruben „Landeskrone“ bei Wilnsdorf und „Bautenberg“ bei Wilden (ERBREICH 1841; HAEGE 1887) gefunden worden sein.

Die Bildungsbedingungen der postvariscischen Mineralisation in Europa ist in den letzten Jahren von zahlreichen Bearbeitern untersucht worden. Fluid-Mixing-Prozessen von Fluiden unterschiedlicher Herkunft, unterschiedlicher Skalen und unterschiedlicher Zeiträume kommt dabei eine herausragende Rolle zu. Im Gegensatz zu älteren Mineralisationstypen treten hier häufig hochsalinare und niedrig temperierte Fluide auf (BEHR & GERLER 1987). Untersuchungen von Flüssigkeitseinschlüssen in Quarz-Kupferkies-Gängen des Siegerlands passen in das bekannte Muster (ERLINGHAGEN 1989): Die Homogenisierungstemperaturen von Quarz (vermutlich von der Grube „Füsseberg“) liegen bei 85–180 °C (Maximum bei 115–155 °C); die Salinitäten liegen bei 19–26 Gew.-% NaCl-Äquiv. Radiometrische Altersdaten für postvariscische Mineralisationen im Siegerland existieren nicht; für die restlichen Teile des Rheinischen Schiefergebirges sind sie nach wie vor spärlich: Im SW des Rheinischen Schiefergebirges (Hunsrück) liegen für die Hämatit-Quarz-Gänge von Greimerath Datierungen von Hämatit (Spekularit) mit der U+Th/⁴He-Methode vor (BÄHR 1987); sie ergaben ein Alter von 193±9 Ma. Das Alter an der Grenze Trias/Jura wird durch eine Ar/Ar-Datierung an Seladonit dieser Mineralisation bestätigt, die 205±1 Ma ergab (MERTZ et al. 1986). Aus dem NW des Rheinischen Schiefergebirges (Eifel) lieferten direkte Rb-Sr-Datierungen von Sphaleriten aus den Pb-Zn-Erzlagerstätten von

Maubach und Mechernich ein Alter von 170 ± 4 Ma (SCHNEIDER et al. 1999). Weitere Rb-Sr-Alter liegen für die Aachener Region (Diepenlinchen, Stolberg, Valkenburg/NL, Altenberg) mit 130 ± 10 Ma, 134 ± 1 Ma, 135 ± 4 Ma und 137 ± 2 Ma vor (CHATZILIADOU 2009). Diese Daten stehen in grober Übereinstimmung mit Apatit-fission-track-Altern aus dem unmittelbaren Nebengestein von Mineralisationen aus der Eifel (GLASMACHER et al. 1998). Aus dem NE des Rheinischen Schiefergebirges (Sauerland) liegen ältere K-Ar-Datierungen vor; BONHOMME et al. (1983) deuten Werte um 170 Ma als Mineralisationsalter von Calcitgängen im Raum Brilon. Darüber hinaus liefern im Sauerland die Verbandsverhältnisse zwischen Mineralisation und paläontologisch datierbaren Nebengesteinen vielfach Argumente für jurassisch-kretazische Alter der mengenmäßig bedeutenden hydrothermalen Mineralisation (SCHAEFFER 1984; KIRNBAUER 1998; KIRNBAUER et al. 1998). Im SE des Rheinischen Schiefergebirges (Taunus) belegen hydrothermal gebildete, gut auskristallisierte 2M-Illite in Nebengesteinsfragmenten aus einem großen, postvariscischen Quarzgang bei Usingen eine hydrothermale Überprägung der Fragmente vor 272 ± 7 Ma (SCHNEIDER & HAACK 1997). An Illiten $< 2 \mu\text{m}$ aus einem silifizierten Metarhyolith bei Eppenhain konnte KLÜGEL (1997) drei K/Ar-Alter von 166 ± 4 bis 163 ± 4 Ma gewinnen. Die Proben stammen aus der unmittelbaren Nähe des dortigen großen Quarzganges, so dass wir dieses Mitteljura-Alter als eine von mehreren hydrothermalen Episoden dieses Ganges interpretieren. Fast reine 1M-Muskovite vom Salband zweier Pb-Zn-Cu-Erzgänge aus dem Altweilnauer Revier im Taunus wurden mit der K/Ar-Methode auf 141 ± 3 Ma datiert (JAKOBUS 1992). Die Geländebefunde zeigen, dass die Muskovitbildung zu einer dextralen Seitenverschiebung gehört, die die Gangmineralisation postdatiert. Alle Einstufungen und Altersverhältnisse im Rheinischen Schiefergebirge zeigen also, dass der Zeitraum 270–130 Ma (Rotliegendes/Mittleres Perm–Unterste Kreide) eine brauchbare Altersklammer für postvariscische Mineralisationen darstellt. Die Hauptphase der Mineralisation dürfte sich während des Mesozoikums (Jura–Kreide) abgespielt haben.

Fundmöglichkeiten bestehen für postvariscische Blei- und Zinkerze im Siegerland auf den Halden der Gruben „Bleiberg“ bei Burbach, „Goldene Morgenröte“ bei Selbach und „Krüger Transvaal“ in Flammersbach, für postvariscische Kupfererze auf den Halden der Gruben „Ramberg“ bei Niederdreisbach, „Alte Mahlscheid“ bei Herdorf und „Josefsegen“ bei Anzhausen. Baryt kann auf den Halden der Gruben bei Netphen-Salchendorf und der Gruben „Josefsegen“ bei Anzhausen sowie „Weißer Mann“ in Littfeld gesammelt werden.

4.10 Oxidations- und Zementationsbildungen

Unter dem Einfluss der mesozoisch-tertiären Verwitterung (FELIX-HENNINGSSEN 1990) bildeten sich über den hydrothermalen Gängen im Siegerland teils tief reichende Verwitterungszonen aus, die im geochemischen Sinn zu einer Konzentration der verschiedenen Metalle führte. Aus dem Eisenkarbonat Siderit bildete sich unter dem Einfluss der Atmosphärrillen Brauneisenstein, ein Gemenge verschiedener Eisenoxide und -hydrate (Abb. 29). Tab. 1 zeigt, dass der Eisengehalt im „Eisernen Hut“ – im Vergleich zum primären Siderit – aufkonzentriert worden ist. Brauneisensteine aus den Verwitterungszonen der Siderit-Quarz-Gänge bildeten vermutlich auch die Basis des keltischen Eisenbergbaus, und waren bis in das 20. Jahrhundert hinein gesuchte, da hochprozentige Eisenerze. Um 1900 war der Bergbau im Siegerland dann allerdings bis weit unter die Oxidationszonen vorgestoßen (BORNHARDT 1910). In den Oxidations- und Zementationszonen war der Reichtum an Mineralien am größten. Sie lieferten eine große, inzwischen dreistellige Anzahl von Mineralarten, neben Oxiden meist Sulfate und Carbonate, aber auch Phosphate und Arsenate, unter denen sich einige der für das Siegerländer Revier typischen Minerale befinden, von denen – auch im internationalen Maßstab – hervorragende Stufen gefunden worden sind.

In zahlreichen Gruben des Siegerlands reichen die Oxidationszonen mehrere hundert Meter tief unter die heutigen Talniveaus hinab, wobei die Höhenlage äußerst unregelmäßig ist. Besonders tief reichte sie in der Grube „Bollnbach“ bei Herdorf, wo Brauneisenstein mit vielen und schönen, stalaktitischen Bildungen in der Nähe einer Störung noch auf der 357-m-Sohle angeschlossen wurde; selbst auf der 397-m-Sohle wurden in der sideritischen Gangmasse noch „viele Auslaugungshohlräume“ angetroffen (BORNHARDT 1910). Für die Ausbildung solch tiefer Oxidationszonen sind primär die Wasserwegsamkeiten entscheidend, doch führt BORNHARDT (1910) auch die postvariscische Bruchtektonik an, die zur Absenkung entsprechender Gangteile geführt haben kann.



Abb. 29: Siderit der Siderit-Quarz-Gänge, randlich in Brauneisenstein der Oxidations- und Zementationsbildungen übergehend. Grube „Eisenzecher Zug“ bei Weidenau (Foto: Frank HÖHLE).



Abb. 31: Lepidokrokit in kugelförmigen Aggregaten und Brauneisenstein der Oxidations und Zementationsbildungen auf Quarz. Grube „Kronewald“ bei Achenbach, Bb. 10 cm (Foto: Matthias REINHARDT).

Brauner Glaskopf und als „Samtblende“ auf. Ursprünglich jedoch hatte LENZ (1806) tafelig auskristallisierten Lepidokrokit ($\gamma\text{-FeOOH}$) von der Grube „Eisenzeche“ bei Eiserfeld als „Göthit“ bezeichnet. Das Material hatte er von H. A. ACHENBACH und J. D. ENGELS erhalten, die den Namen „Göthenit“ vorgeschlagen hatten, doch hat sich LENZ dann, nach Rücksprache mit GOETHES Sekretär, F. W. RIEMER, für den Namen „Göthit“ entschieden (FRANKE & WAHL 1978). Lepidokrokit („Rubinglimmer“) wurde erstmals von JORDAN (1803) von der Grube „Hollerter Zug“ bei Dermbach beschrieben, aber erst von ULLMANN (1814) benannt, der das Mineral dort bereits 1801, im Einzelfeld „Euel“, gefunden hatte. Lepidokrokit (Abb. 31) tritt in Hohlräumen des Brauneisensteins mit Quarz in rotbraunen, durchscheinenden Kristallen und kugeligen Aggregaten auf. Selten sind die tafeligen Individuen als „Rubinglimmer“ ausgebildet (Abb. 32). Bekannte Fundorte waren die Gruben „Eisenzeche“ und „Jungsberg“ bei Eiserfeld, „Hollerter Zug“, „Christine“, „Bollnbach“ und „Minerva“ bei Herdorf und „Louise“ bei Horhausen. Als große Seltenheit tritt im Siegerland Sphärosiderit, ein radialstrahlig-traubig kristallisierter Siderit, im Brauneisenstein der Gruben „Knappschaftsglück“ bei Altenseelbach (Abb. 35) und „Huth“ bei Hamm auf.

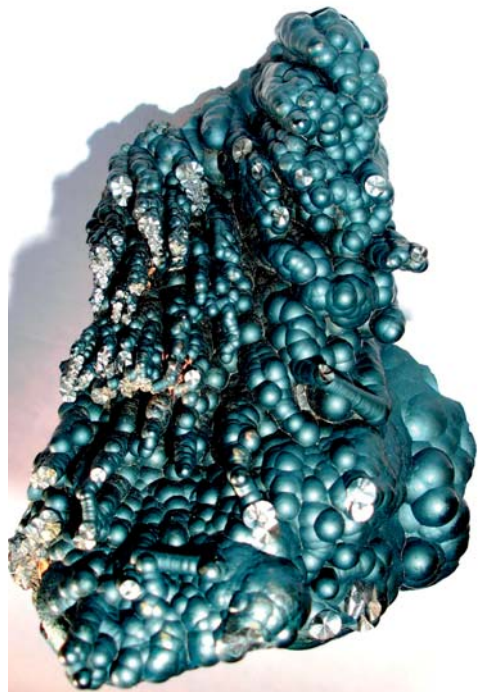


Abb. 30: Goethit der Oxidations- und Zementationsbildungen, als Brauner Glaskopf ausgebildet. Grube „Hollerter Zug“ bei Dermbach, Bb. 7 cm (Foto: Stefan HUCKO).

Die wichtigste Bildung des „Eisernen Huts“ der Siderit-Quarz-Gänge war Brauneisenstein von fester bis erdig-ockeriger Ausbildung. Innerhalb des Brauneisensteins wurden immer wieder teilweise mehrere Kubikmeter große Hohlräume angetroffen (BORNHARDT 1910), die mit Braunem Glaskopf (Goethit) ausgekleidet waren, von denen vor allem die von der Decke herabhängenden Stalaktiten und solche mit stark glänzender Oberfläche bei den Sammlern beliebt waren (Abb. 30). Auch der Name „Goethit“ ist eng mit dem Siegerländer Eisenerzbergbau verknüpft: Goethit ($\alpha\text{-FeOOH}$) tritt in undurchsichtigen, schwarzen bis durchscheinend gelben Kristallen und radialstrahligen Aggregaten, als

An gleichfalls seltenen Eisenarsenaten und -phosphaten sind Skorodit, Dufrénit (Abb. 33) und Rockbridgeit zu nennen. Skorodit findet sich in Offhausen und Niederschelden in kleinen, himmelblauen Kristallen in Höhlungen des Brauneisensteins der Gruben „Offhäuser“ (HAEGE 1887) und „Sophie“. Die beiden Phosphate traten als „Grüneisenstein“ in grünbraunen, radialstrahligen Aggregaten, ebenfalls nur an wenigen Fundstellen, auf. Die größten Vorkommen dieses den Verhüttungsprozess störenden Erzes lagen am Gebirge Windhahn bei Offhausen und in Eiserfeld.

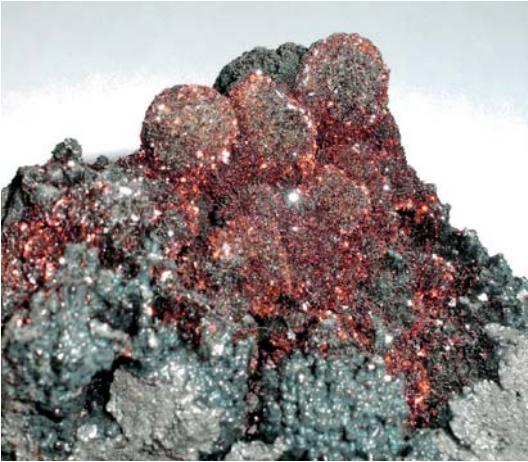


Abb. 32: Kristallisierter Lepidokrokit („Rubinglimmer“) auf Goethit; beide gehören zu den Oxidations- und Zementationsbildungen. Grube „Ameise“ bei Siegen, Bb. 7 cm (Foto: Stefan HUCKO).



Abb. 33: Dufrénit und Goethit der Oxidations- und Zementationsbildungen in Milchquarz. Grube „Hollerter Zug“ bei Dermbach, Bb. 6 cm (Foto: Stefan HUCKO).



Abb. 34: Pyrolusitkristalle auf Manganomelan und Brauneisenstein der Oxidations- und Zementationsbildungen. Grube „Dachs“ bei Dermbach, Bb. 10 cm (Foto: Stefan HUCKO).



Abb. 35: Rhodochrositkristalle zweier Generationen auf Brauneisenstein und Sphärosiderit der Oxidations- und Zementationsbildungen. Grube „Knappschaftsglück“ bei Altenseelbach, Bb. 12 cm (Foto: Matthias REINHARDT).



Abb. 36: Pyromorphit in grünen Kristallen der Oxidations- und Zementationsbildungen auf ausgelaugtem Gangquarz. Grube „Löwenstern“ bei Wilnsdorf, Bb. 9 cm (Foto: Matthias REINHARDT).



Abb. 37: Büschelförmiges Aggregat aus Malachitkristallen in Brauneisenstein der Oxidations- und Zementationsbildungen. Grube „Friedrich“ bei Wissen, Bb. 3,5 cm (Foto: Stefan HUCKO).

Schöne Stufen lieferte die Grube „Hollerter Zug“ bei Dermbach (JORDAN 1803; CRAMER 1805). Die Grube „Kalterborn“ bei Eiserfeld lieferte das Material für die Erstbeschreibung des Eisenphosphats Phosphosiderit ($\text{Fe}^{3+}[\text{PO}_4]\cdot 2\text{H}_2\text{O}$) durch BRUHNS & BUSZ (1890). Es handelte sich nach der Beschreibung um 5–10 mm große, rötliche Kristalle und Aggregate dieses Minerals auf Goethit und jaspisartigem Brauneisenstein; leider ist dort später nie wieder Phosphosiderit gefunden worden.

Das bei der Verwitterung von Siderit freigesetzte Mangan führte zur Bildung einer Reihe von Manganoxiden und -hydroxiden im „Eisernen Hut“, die ohne röntgenspektrometrischen Nachweis unter dem Sammelbegriff Manganomelan zusammengefasst werden. In der alten Literatur werden solche Bildungen meist als „Braunstein“, „Psilomelan“ etc. angeführt (HAEGE 1887; NOSTIZ 1912). Schöne Pyrolusitkristalle auf Brauneisenstein lieferten zahlreiche Gruben, beispielsweise die Grube „Dachs“ bei Dermbach (Abb. 34) und die Grube „Eisenzeche“ in Eiserfeld (RESOW 1908). Das wohl schönste und spektakulärste, sekundäre Manganmineral ist der Rhodochrosit, von dem die Gruben „Louise“ bei Horhausen, „Ohliger Zug“ bei Daaden und „Wolf“ bei Herdorf die besten Stufen geliefert haben. Weitere Fundorte für Rhodochrosit („Manganspat“) sind die Gruben „Knappschaftsglück“ bei Altenseelbach (Abb. 35), „Frauenberg“ und „Leyerhund“ nahe Neunkirchen und „Kohlenbach“ bei Eisern (NOSTIZ 1912).

Durch die Verwitterung der Blei- und Kupfererze entstanden in den Oxidationszonen zahlreiche Minerale, von denen hier nur diejenigen aufgezählt werden, welche große und spektakuläre Stufen auf Brauneisenstein bilden. Dazu zählen Anglesit und Cerussit mit den Fundorten Müsen (Grube „Brüche“), Niederdielfen (ULLMANN 1814), Siegen und Wissen, Pyromorphit von Burbach, Wilden, Wilgersdorf (NOSTIZ 1912) und Wilnsdorf (Grube „Löwenstern“, Abb. 36) und Mimetesit von Müsen und Wissen (NOSTIZ 1912). Auch für optisch attraktive und große Bildungen von Kupfersekundärmineralen ist das Siegerland berühmt. Wir nennen nur die großen, nadelig ausgebildeten Malachite von Eiserfeld, Herdorf, Wissen (Grube „Friedrich“, Abb. 37) und Kausen, sowie ged. Kupfer und Cuprit von den Gruben „Käusersteimel“ bei Kausen/Ww. (Abb. 38 u. 39) sowie „Wolf“ und „Ohliger Zug“ bei Herdorf bzw. Daaden (NOSTIZ 1912). Chalkosiderit, ein Cu-Fe-Phosphat der Türkis-Gruppe, wurde erstmals im Siegerland gefunden. Die Typlokalität ist die Grube „Hollerter Zug“ bei Herdorf, aus der es ULLMANN (1814) erstmals beschrieben hat. Das Mineral überkrustet Dufrenit in Drusen des Brauneisensteins.

Der ausgedehnte Grubenbetrieb schloss mehrfach den Kontakt von Brauneisenstein aus der Verwitterungszone der Siderit-Quarz-Gänge mit Basalten tertiären Alters auf (BORNHARDT 1910). Die Alterationserscheinungen dieser Kontakte (Wasserverlust des Brauneisensteins, Frittung, teilweise Umwandlung in Magnetit) belegen, dass die Bildung des Brauneisensteins älter ist als die Platznahme des Vulkanits. BORNHARDT (1910) schloss deshalb auf ein mindestens tertiäres Alter der Verwitterung, was mit der Alterseinstufung der Verwitterungsrelikte (Böden) auf der Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges in das Mesozoikum und in das Tertiär seine Entsprechung findet (FELIX-HENNINGSSEN 1990).

4.11 Thermometamorphose-Paragenese

Basaltgänge tertiären Alters haben an verschiedenen Stellen des Siegerlandes eine lokale, thermische Überprägung der variscischen Siderit-Quarz-Gänge im cm- bis dm-Bereich bewirkt, wobei neue, den Temperaturen der basaltischen Schmelzen angepasste Minerale entstanden sind, die wirtschaftlich völlig ohne Bedeutung sind und ausschließlich wissenschaftliches Interesse genießen.

Schon in der Frühzeit der wissenschaftlichen Erforschung haben Basaltgänge, welche die Siderit-Quarz-Gänge durchschlagen, und deren Alterationen Interesse gefunden und sind von zahlreichen Autoren beschrieben und in Abbildungen dokumentiert worden (BECHER 1789; JORDAN 1803; ULLMANN 1814; NÖGGERATH 1822; SCHMIDT 1823; LEONHARD 1832 a, 1832 b; SCHMIDT 1848). Die Erscheinungen werden hier – SCHNORRER & LATSCH (1997) folgend – als „Thermometamorphose-Paragenese“ zusammengefasst.

Schon vor 200 Jahren war die thermisch bedingte Umwandlung von Hämatit in Magnetit erkannt worden, so auf den Gruben „Alte Birke“ bei Eisern und „Eisernhardter Tiefbau“ bei Eisern. Moderne Untersuchungen an Haldenmaterial der Gruben „Grüneau“ und „Pius“ bei Schutzbach zeigen, dass neben Magnetit auch eine Reihe weiterer, z.T. äußerst seltener Minerale neu gebildet worden sind, so verschiedene Oxide und Silikate wie Cristobalit, Tridymit, Maghemit, Fayalit, Tephroit, Leucit, Sekaninit, Hedenbergit, Liebenbergit (Ni-Silikat!), die Sb-Oxide Senarmontit und Valentinit sowie das Fe-Sulfid Pyrrhotin (SCHNORRER & LATSCH 1997, 2000). Im Bereich der Grube „Steinkopf“ bei Niederdreisbach bewirkte die Kontaktmetamorphose eine hornstein- bzw. jaspisartige Silifizierung des Brauneisensteins im „Eisernen Hut“ sowie die Bildung von Chalcedon (SCHMIDT 1828) und Nontronit.

Die Basaltgänge können den Vulkangebieten des Westerwalds und des Siebengebirges zugeordnet werden. Nach K-Ar-Datierungen spielte sich die vulkanische Hauptaktivität im Siebengebirge zwischen Oberem Oligozän und Mittlerem Miozän (ca. 28–15 Ma) und im Westerwald zwischen Unterem Oligozän und Mittlerem Miozän (ca. 30–15 Ma) ab (LIPPOLT 1983). Vulkanite der auf halbem Weg zwischen Westerwald und Siebengebirge liegenden Bertener Vulkangruppe (südlich von Neustadt/Wied) lieferten ein Alter von ca. 6 Ma und gehören damit in das Obermiozän (LIPPOLT 1976). Die thermometamorphen Bildungen besitzen somit ein tertiäres Alter.

Fundmöglichkeiten für schlackig ausgebildete Belegstücke der Thermometamorphose-Paragenese mit Fayalit bestehen auf den Halden der Gruben „Grüne Au“ in Schutzbach und „Kronprinz“ bei Burbach, für Nontronit und Jaspis auf „Steinkopf/Neue Hoffnung“.

Abschließende Betrachtung

Als kurzes Resümee dieser unter extremen Zeitdruck für die VFMG-Sommertagung 2011 in Bad Marienberg entstandenen Arbeit sei ein Rückblick auf die zeitlichen Einstufungen der besprochenen elf Paragenesen des Siegerlandes und deren Bildungsbedingungen erlaubt.

Relative Altersbeziehungen belegen jeweils jüngere Mineralisationsalter der hydrothermalen Mineralisationen der **Quarzgänge mit Arsenopyrit und Glaukodot** (4.1), der **Siderit-Quarz-Gänge** (4.2) und der **Zinkblende-Bleiglanz-Gänge** (4.3). Die durch die variscische Orogenese (im Siegerland vor ca. 310–315 Ma, AHRENDT et al. 1983) verursachte Deformation der drei Gangparagenesen sowie das höhere Alter der Siderit-Quarz- und der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge gegenüber ca. 335–350 Ma alten Metabasalt-Gängen belegen ein prävariscisches bzw. **präorogenes Alter** der Quarzgänge mit Arsenopyrit und Glaukodot, der Siderit-Quarz-Gänge sowie der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge. Ab dem Mitteldevon (Eifel-Stufe, ca. 390 Ma) lässt sich im Sauerland



Abb. 39: Cuprit in Brauneisenstein der Oxidations- und Zementationsbildungen. Grube „Käusersteimel“ bei Kausen, Bb. 15 cm (Foto: Matthias REINHARDT).

Abb. 38: Skelettartiger Kupferkristall der Oxidations- und Zementationsbildungen. Grube „Käusersteimel“ bei Kausen, Bb. 3 cm (Foto: Stefan HUCKO).

und der Lahn-Dill-Mulde entlang synsedimentär aktiver Störungszonen, in denen große Volumina metallhaltiger, aszendenter Fluide fokussiert wurden, eine intensive Hydrothermaltätigkeit nachweisen, die zur Bildung mehrerer, submarin-hydrothormaler Mineralisationen führte, deren prominentestes Beispiel das ehemals wirtschaftlich sehr bedeutende, stratiforme Sulfid-Baryt-Lager von Meggen im Sauerland ist (WERNER 1988, 1989; Überblick bei KIRNBAUER & SCHNEIDER 1998). Rb/Sr-Isotopenuntersuchungen (BRAUNS 1995; BRAUNS & SCHNEIDER 1998) legen nahe, dass die Siderit-Quarz-Gänge in den Schelfsedimenten des späteren Siegerner Antiklinoriums vor ca. 400 Ma gebildet worden sind. Die Bleiisotopenzusammensetzungen von Galeniten der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge, eines Galenits der Grube „Horchberg“ bei Ehr im Taunus sowie aus den stratiformen, ca. 380–390 Ma alten Massivsulfiderze von Meggen und vom Rammelsberg liegen in einem analytisch abgrenzbaren Feld (Abb. 17, KIRNBAUER et al. 1998), was für eine einheitliche, präorogene Mineralisationsperiode spricht. Präorogene Gangmineralisation (Baryt-Quarz-Gänge mit Galenit, Chalkopyrit und Sphalerit) ist auch südlich des Siegerlands, im Taunus, nach gefügekundlichen Kriterien nachgewiesen worden (ANDERLE & KIRNBAUER 1993; KIRNBAUER 1998 b).

Wie KIRNBAUER et al. (1998) ausführen, steht die präorogene Gangmineralisation im Rheinischen Schiefergebirge in engem Zusammenhang mit der durch Krustendehnungsprozesse (Extension) gekennzeichneten Entwicklung des rhenohercynischen Beckens vom Unterdevon bis in das Unterkarbon. Während sich auf dem infolge fortgesetzter Extension und thermischer Subsidenz im Verlauf des Devons nordwestwärts wandernden Schelf am nördlichen, passiven Plattenrand des Old-Red-Kontinents ein mehrere tausend Meter mächtiger Stapel von Sedimenten bildete, wurden in den tieferen Meeresbereichen im Süden geringer mächtige, hemipelagische Sedimente abgelagert. Die Ausdünnung der Kruste ermöglichte hier ab dem Unter-, vor allem ab dem Mitteldevon einen intensiven, bimodalen Vulkanismus. Bei der kompaktiven Entwässerung von Sedimenten wurden große Fluidmengen (Hydrothermen) freigesetzt, die für einen erhöhten Wärmefluss in der Kruste sorgten und somit die für eine Lagerstättenbildung nötige thermische Energie lieferten (Abb. 40 oben). Der große Reichtum an Metallen im Siegerland-Wied-Distrikt geht auf die präorogenen Mineralisationen zurück.

Hydrothermale, eindeutig **synorogene Mineralisationen**, die sich anhand struktureologischer Merkmale zeitlich zwischen erster Deformation (D 1) und zweiter Deformation (D 2) einordnen lassen, sind im Siegerland bislang nicht nachgewiesen worden, treten aber am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges auf und zeichnen sich durch einen silikatbetonten und sulfidarmen Mineralbestand (u.a. mit Fluorit und Axinit) aus, dessen Elementinhalt wahrscheinlich metamorphogen aus dem Nebengestein freigesetzt wurde (KIRNBAUER 1998 c) (Abb. 40 Mitte).

Nach dem Höhepunkt der Orogenese wurden unter extensionalen Bedingungen beim Aufstieg des Gebirges **syn- bis spätorogen** die **Hämatit-Bornit-Paragenese** (4.4), die **Antimonit-Paragenese** (4.5) und die **Zerkrüft-Paragenese** (4.6) gebildet. Alle drei Paragenesen zeichnen sich durch niedrigrisalinare Fluide und hohe Temperaturen von anfangs ca. 400 °C aus, die weit oberhalb der Maximaltemperaturen während der variscischen Gebirgsbildung von ca. 280–330 °C (MASSONE 1995; KLÜGEL 1997) liegen und gegen Ende des Wachstums auf 150–200 °C absinken. Für diese hoch temperierten Fluide nehmen WAGNER et al. (2010) einen Zufluss aus tieferen Krustenstockwerken an. Vermutlich gehört auch die **Zinnober-Paragenese** (4.7) in die syn- bis spätorogene Mineralisationsphase.

Seit der Gebirgsbildung im Oberkarbon war das Rheinische Schiefergebirge als Hochgebiet der Abtragung unterworfen, wobei es unter dem Einfluss intensiver Extension – gemeinsam mit weiten Mitteleuropas – in ein bislang nur ungenügend bekanntes Muster einzelner Bruchschollen zerlegt worden ist, an deren Grenzen hydrothermale Fluide zirkulieren und vulkanische Schmelzen aufsteigen konnten (Abb. 40 unten). Die postorogenen Mineralisationen unterschieden sich deutlich in Form, Inhalt und Struktur von den Mineralisationen der vorhergehenden Zyklen. Typische, gleichsam diagnostische Merkmale postvariscischer Mineralisationen im Rheinischen Schiefergebirge sind fehlende variscische Deformationsgefüge, eine meist grobkristalline Ausbildung von Erz- und Gangartmineralen sowie häufig idiomorph und in bedeutender Größe ausgebildete Kristalle in Drusen. So zeichnen sich postvariscische Pb-Zn-Erzgänge beispielsweise durch grobkristallinen Galenit, eisenarmen Sphalerit (als orange, gelb, rot und hellbraun gefärbte Honigblende, selten als kolloidmorph gebildete Schalenblende) und zonar gebaute Quarzkristalle aus, während für die präorogenen Mineralisationen feinkristallin bis dicht ausgebildeter Galenit, Fe-reicher und dunkelbrauner Sphalerit und

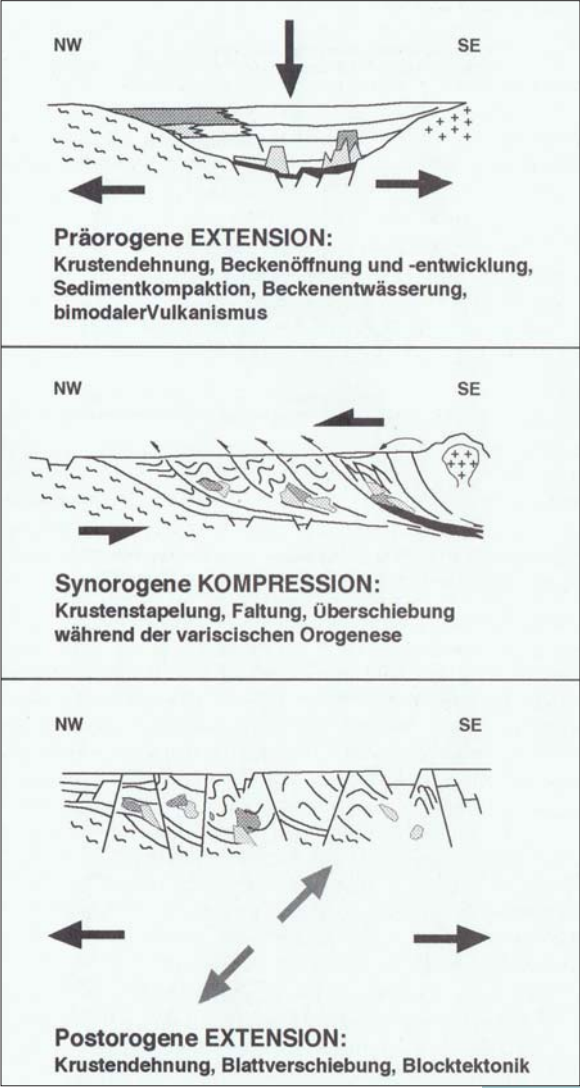


Abb. 40: Schematische Darstellung übergreifender, geotektonischer Prozesse während der geologischen Entwicklung des Rhenohercynikums (KIRNBAUER et al. 1998: Abb. 23).

Milchquarz charakteristisch sind. Typisch für postvariscische Mineralisationen sind weiterhin die Dominanz der Gangarten (mit meist idiomorph entwickelten Quarz-, Karbonat- und Barytkristallen) vor Sulfiden und von Galenit vor Sphalerit sowie die häufige hydrothermale Brecciation des Nebengesteins. Neben gangförmigen Bildungen sind metasomatische Körper und Imprägnationslagerstätten verbreitet. Weitere Charakteristika werden u.a. von WERNER (1966), der den in den vergangenen Jahrzehnten synonym gebrauchten Begriff „saxonische Mineralisation“ prägte, SCHAEFFER (1984), v. GEHLEN (1987) und KRAHN (1988) aufgelistet. Der postorogenen, hydrothermalen Mineralisationsphase gehören im Siegerland die **Ankerit-Quarz-Paragenese** (4.8) sowie die **Blei-(Zink)-Kupfererzgänge und Barytgänge** (4.9) an. Noch nicht publizierte Untersuchungsergebnisse aus dem Taunus legen nahe, dass hier metallreiche und hochsalinare, hydrothermale Ca-Na-Fluide von der Grenze zwischen dem prädevonischen Basement und den darüber liegenden, devonisch-karbonischen Schuppenstapeln an Störungen aufgestiegen sind und sich dann mit kühleren Fluiden aus oberflächennäheren Krustenstockwerken vermischt haben (KIRNBAUER et al. 2010, in Vorb.). Radiometrische Datierungen und Geländebeobachtungen sprechen für eine Einstufung der postorogenen, hydrothermalen Mineralisation zwischen Rotliegendem und Kreide. Bezogen auf die für den Bergbau wichtige Metallzufuhr ist der postvariscische hydrothermale Zyklus weit weniger wichtig als der prävariscische, sieht man von Imprägnationen in Sedimenten des Buntsandsteins in der Eifel bei Maubach und Mechnernich ab.

Beginnend mit dem Mesozoikum und sich fortsetzend im Tertiär kam es zur Verwitterung des eingerumpften Rheinischen Schiefergebirges unter tropischen bis subtropischen Klimaten, wobei eine mächtige Verwitterungsdecke der überwiegend siliziklastischen Gesteine entstand (FELIX-HENNINGSSEN 1990). In Abhängigkeit vom Mineralbestand entwickelten sich dabei auf den gangförmigen Mineralisationen im Siegerland z.T. tiefreichende Oxidationszonen, von denen vor allem der „Eiserne Hut“ der Siderit-Quarz-Gänge eine Konzentration der Eisengehalte bewirkte. **Oxidations- und Zementationsbildungen** (4.10) zeichnen sich durch Mineralreichtum aus, darunter zahlreiche seltene Bildungen, auf die in dieser Arbeit nicht eingegangen worden ist. Zu den Oxidations- und Zementationsbildungen gehören mehrere, erstmals im Siegerland beschriebene Mineralarten. Im Zusammenhang mit dem Aufstieg von vulkanischen Schmelzen im Westerwald und im Siebengebirge während des Tertiärs kam es lokal zur thermischen Einwirkung von basaltischen Schmelzen auf Mineralgänge, wobei Minerale der **Thermometamorphose-Paragenese** (4.11) entstanden (SCHNORRER & LATSCH 1997).

Die große Vielfalt der im Siegerland beobachteten entstandenen Mineralarten, die in der vorliegenden Arbeit elf Mineralisationstypen zugeordnet werden, sind also Ausdruck mehrfacher (multipler), hydrothermaler Ereignisse, die einen Zeitraum von fast 400 Mio. Jahren umfassen, und die – bezogen auf die variscische Gebirgsbildung – präorogene, syn- bis spätorogene und postorogene Mineralisationszyklen umfassen. Dieses schon komplexe Bild wird durch hydrothermale Umlagerungen („Rejuvenationen“, „Mobilisierungen“), Verwitterungsprozesse während des Mesozoikums und Tertiärs sowie lokal durch die Einwirkung basaltischer Schmelzen auf existierende Minerale im Unterkarbon und im Tertiär weiter modifiziert.

Literatur

- AHRENDT, H., CLAUSER, N., HUNZIKER, J. C. & WEBER, K. (1983): Migration of Folding and Metamorphism in the Rheinische Schiefergebirge Deduced from K-Ar and Rb-Sr Age Determinations. – In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (1983), S. 323-338, 5 Abb., 2 Tab.; Berlin - Heidelberg - New York - Tokyo.
- AHRENDT, H., HUNZIKER, J. C. & WEBER, K. (1978): K/Ar-Altersbestimmungen an schwach-metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 229-247, 3 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- ANDERLE, H.-W. & KIRNBAUER, T. (1993): Das Schwespat-Vorkommen von Naurod im Taunus (Bl. 5815 Wehen) – eine prävariscische Gangmineralisation. – Geol. Jb. Hessen, **121**: 91-123, 10 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- ANONYMUS (1862): Der Bergwerksbetrieb in dem Preussischen Staate im Jahre 1861. – Ztschrft. f. Berg- Hütten- u. Salinenwesen i. d. Preuss. Staate, **10**: 54-149; Berlin.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Results of a right lateral-shear zone between the Appalachians and the Urals. – Bull. Geol. Soc. America, **88**: 1.305-1.320, 10 Abb.; Boulder, Colorado.
- BÄHR, R. (1987): Das U+Th/He-System in Hämatit als Chronometer für Mineralisationen. – Diss. Labor. f. Geochronol., Univ. Heidelberg, 1 Bl. + 6 S + 245 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Heidelberg.
- BAUER, W. (1841): Die Silber-, Blei- und Kupfergänge von Holzappel an der Lahn, Welmich und Werlau am Rhein. – Archiv Min. Geogn. Bergb. Hüttenkd., **15**, 1: 137-209, 3 Taf.; Berlin.
- BECHER, J. P. (1789): Mineralogische Beschreibung der Oranien-Nassauischen Lande nebst einer Geschichte des Siegenschen Hütten- und Hammerwesens. – 8 Bl. + 624 S. + 2 Bl. (Korrekturen), 4 Taf.; Marburg (neue akad. Buchhandlung). [Reprint Kreuztal 1976, Verlag die wiellandschmiede].

- BEHR, H.-J. & GERLER, J. (1987): Inclusions of sedimentary brines in post-variscan mineralizations in the Federal Republic of Germany – a study by neutron activation analysis. – *Chem. Geol.*, **61**: 65-77, 5 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- BEHR, H. J., GERLER, J., HEIN, U. F. & REUTEL, C. J. (1993): Tectonic Brines und Basement Brines in den mitteleuropäischen Varisziden: Herkunft, metallogenetische Bedeutung und geologische Aktivität. – *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **58**: 3-28, Göttingen.
- BIERTHER, W. & DEGENS, E. (1954): Geochemische Untersuchungen im Nebengestein hydrothermaler Erzgänge des Rheinischen Schiefergebirges. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* **1954** (9): 398-411, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- BIERTHER, W. & DEGENS, E. (1956): Zur Geochemie hydrothermaler Erzgänge. II. Mangan, Eisen und Kohlendioxyd im Infiltrationshof von Sideritgängen der Gruben Vereinigung und Wingertshardt (Siegerland). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* **104**: 71-103, 2 Abb., 16 Diagr., 17 Tab.; Stuttgart.
- BINGENER, A. (2000): Zur Entwicklung der Stadt Siegen im Hoch- und Spätmittelalter. Unter besonderer Berücksichtigung der Urkunde von 1224. – *Nass. Ann.*, **111**: 29-50, 6 Abb.; Wiesbaden.
- BLAß, G. & GRAF, H.-W. (1998): Neufunde von bekannten Fundorten (20). – *Min.-Welt*, **9** (1): 45-50, 9 Abb.; Haltern.
- BODE, M. (2008): Archäometallurgische Untersuchungen zur Blei-/Silbergewinnung im Germanien der frühen Römischen Kaiserzeit. – *Diss. FB Geowiss. Univ. Münster*, II + 287 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Münster.
- BONHOMME, M. G., BÜHMANN, D. & BESNUS, Y. (1983): Reliability of K-Ar dating of clays and silifications associated with vein mineralizations in western Europe. – *Geol. Rdsch.*, **72**: 105-117, 2 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- BORNHARDT, W. (1910): Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung (Tl. I). – *Archiv Lagerstättenforsch.*, **2**, XII + 415 S., 81 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- BORNHARDT, W. (1912): Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung (Tl. II). – *Archiv Lagerstättenforsch.*, **8**, VIII + 444, 57 Abb., 6 Tab., 14 Gangbilder; Berlin.
- BOSUM, W., DÜRRBAUM, H. J., FENCHEL, W., FRITSCH, J., LUSZNAT, M., NICKEL, H., PLAUMANN, S., SCHERP, A., STADLER, G. & VOGLER, H. (1971): Geologisch-lagerstättenkundliche und geophysikalische Untersuchungen im Siegerländer-Wieder Spateisensteinbezirk. – *Beih. geol. Jb.*, **90**: 139 S., 41 Abb., 4 Tab., 9 Taf.; Hannover.
- BÖTTGER, H. (1951): Siedlungsgeschichte des Siegerlandes. – *Siegerländer Beitr. z. Gesch. u. Landeskd.*, **4**, XVI + 153 S., 10 Kt.; Siegen.
- BRAUNS, C. M. (1995): Isotopenuntersuchungen an Erzen des Siegerlandes. – *Diss. Univ. Gießen*, 144 S., 59 Abb., 23 Tab.; Gießen.
- BRAUNS, C. M. & SCHNEIDER, J. (1998): Sideritgänge. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): *Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge*, S. 111-121, 4 Abb.; Wiesbaden.
- BREDDIN, H. (1926): Eisenspatandsteine und Spateisensteingänge im Siegerland. – *Geol. Rdsch.*, **17a**, STEINMANN-Festschrift: 268-309, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BREDDIN, H. (1934): Die Entstehung der Siegerländer Spateisensteingänge und ihrer Störungen im Zusammenhang mit dem Vorgang der Druckschieferung. – *Z. Dt. Geol. Ges.*, **86**: 333-344; Essen.
- BRUHNS, S. & BUSZ, K. (1890): Phosphosiderit, ein neues Mineral von der Grube Kalterborn bei Eiserfeld im Siegenschen. – *Ztschrft. Kryst. Min.*, **17**: 555-560; Leipzig.
- BÜKER, C. (1996): Absenkungs-, Erosions- und Wärmeflußgeschichte des Ruhr-Beckens und des nordöstlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirges. – *Berichte des Forschungszentrums Jülich*, **3319**, VI + 212 S., 86 Abb., 18 Tab., Anh.; Jülich.
- BÜRGENER, M. (1969): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 110 Arnsberg. – *80 S.*, 2 Abb., 1 Kt.; Bad Godesberg (Bundesforschungsanst. f. Landeskd. u. Raumordnung).
- BUSCHENDORF, F. & HÜTTENHAIN, H. (1931): Über das Vorkommen von Gold und Wismuterzen in den Siegerländer Spateisensteingängen. – *N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd.* **62**, Abt. A: 51-56, 1 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- CHATZILIADOU, M. (2009): Rb-Sr Alter und Sr-Pb Isotopencharakteristik von Gangmineralisationen in paläozoischen Gesteinen am Nordrand des linksrheinischen Schiefergebirges (Raum Stolberg-Aachen-Kelmis) und Vergleich mit den rezenten Thermalwässern von Aachen-Burtscheid. – *Diss. TH Aachen*, 15 Bl. + VIII + 144 S. + Anhang, zahlr. Abb. u. Tab.; Aachen.
- CRAMER, L. W. (1805): Vollständige Beschreibung des Berg- Hütten- und Hammerwesens in den sämtlichen Hochfürstlich Nassau-Usingischen Landen nebst einigen statistischen und geographischen Nachrichten. Ersten Bandes / erste Abtheilung [...]. – 8 Bl. + 182 S., + 15 Bl.; Frankfurt a.M. (Joh. Chr. Hermannsche Buchhandlung). [Reprint Kreuztal 1993 verlag die wielandschmiede].
- CUMMING, G. L. & RICHARDS, J. R. (1975): Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**: 155-171, 6 Abb., 4 Tab.; Amsterdam.
- DANA, J. D. (1850): *A System of Mineralogy, comprising the most recent discoveries [...]* (3. Aufl.). – 711 S., zahlr. Abb., 4 Taf.; New York – London (George P. Putnam).
- DIEDEL R. & BAUMANN, A. (1988): Sr- und Pb-Isotopenmuster als Indikatoren für intraformationale Stoffumlagerungen. – *Fortschr. Min.*, **66** (Beih. 1): 24; Stuttgart.

- DIESTERWEG, K. (1888): Beschreibung des Bergreviers Wied. – 2 Bl. + 106 S., zahlr. Tab., 1 Kt.; Bonn (Adolph Marcus).
- DITTMAR, D., MEYER, W., ONCKEN, O., SCHIEVENBUSCH, T., WALTER, R. & v. WINTERFELD, C. (1994): Strain partitioning across a fold and thrust belt: the Rhenish Massif, Mid-European Variscides. – Journ. Struct. Geol., **116**: 1.335-1.352; Oxford.
- DOERING, T. & SCHNORRER, G. (1993): Mückeit, CuNiBiS_3 , und Lapielit, CuNiSbS_3 , zwei isotype Sulfosalze. – Aufschluss, **44**: 277-280, 3 Abb.; Heidelberg.
- DURALI-MÜLLER, S. (2005): Roman lead and copper mining in Germany their origin and development through time, deduced from lead and copper isotope provenance studies. – Diss. Univ. Frankfurt a.M., 4 Bl. + XII + 128 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Frankfurt a.M.
- ENGELS, J. D. (1803): Die Landeskronen am Ratzenscheid ein Beytrag zur nassauischen Bergwerksgeschichte. – VIII + 72 S., 1 Abb.; Herborn (Krieger).
- ERBREICH, L. (1841): Die Landeskronen bei Wilnsdorf in geognostischer, historischer und technischer Beziehung. – Masch.schrftl. Abschrift eines Mskrpt. aus dem Oberbergamt Bonn, 56 S.; o.O.
- ERLINGHAGEN, K.-P. (1989): Fluid inclusion studies of siderite lodes of the Siegerland-Wied District (Rheinisches Schiefergebirge), FRG. – N. Jb. Min. Mh., **1989**: 557-567, 2 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- FELIX-HENNINGSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. – IX + 192 S., 50 Abb., 14 Tab., 27 Fotos, 39 Tab.; Berlin - Stuttgart (Gebr. Borntraeger).
- FENCHEL, W., GIES, H., GLEICHMANN, H.-D., HELLMUND, W., HENTSCHEL, H., HEYL, K. E., HÜTTENHAIN, H., LANGENBACH, U., LIPPERT, H.-J., LUSZNAT, M., MEYER, W., PAHL, A., RAO, M. S., REICHENBACH, R., STADLER, G., VÖGLER, H. & WALTHER, H. W. (1985): Sammelwerk Deutsche Eisenerzlagstätten. I. Eisenerze im Grundgebirge (Varistikum). 1. Die Sideriterzgänge im Siegerland-Wied-Distrikt. – Geol. Jb., **D 77**: 3-517, 128 Abb., 38 Tab., 31 Taf.; Hannover.
- FISCHER, H. (1972): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 124 Siegen. – 36 S., 2 Abb., 1 Kt.; Bonn – Bad Godesberg (Bundesforschungsanst. f. Landesk. u. Raumordnung).
- FRANKE, H. & WAHL, V. (1978): Zur Entstehung des Mineralnamens „Göthit“. – Goethe-Jahrb., **95**: 241-247; Weimar.
- FRANKE, W., BORTFELD, R. K., BRIX, M., DROZDZEWSKI, G., DÜRBAUM, H. J., GIESE, P., JANOTH, W., JÖDICKE, H., REICHERT, C., SCHERP, A., SCHMOLL, J., THOMAS, R., THÜNKER, M., WEBER, K., WIESNER, M. G. & WONG, H. K. (1990): Crustal structure of the Rhenish Massif: results of deep seismic reflection lines DEKORP 2-North and 2-North-Q. – Geol. Rdsch., **79** (3): 523-566, 21 Abb.; Stuttgart.
- FRANKE, W., EDER, F. W., ENGEL, W. & LANGENSTRASSEN, F. (1978): Main aspects of geosynclinal sedimentation in the Rhenohercynian Zone. – Z. dt. geol. Ges., **129** (1): 210-216, 7 Abb.; Hannover.
- FRÖBEL, J. (1843): Grundzüge eines Systemes der Krystallogie oder der Naturgeschichte der unorganischen Individuen. – 2 Bl. + 89 S.; Zürich - Winterthur (Literarisches Comptoir).
- FROTZSCHER, M. (2009): Geochemische Charakterisierung von mitteleuropäischen Kupfervorkommen zur Herkunftsbestimmung des Kupfers der Himmelsscheibe von Nebra. – Diss. Univ. Halle, IV + 142 + 20 Anl., zahlr. Abb. u. Tab.; Halle (Saale).
- GEHLEN, K. V. (1987): Formation of Pb-Zn-F-Ba – mineralizations in SW Germany: a status report. – Fortschr. Min., **65** (1): 87-113, 8 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- GIES, H. (1967): Das Auftreten und die Verbreitung der Elemente Kobalt und Nickel auf den Erzgängen des Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirks. – Diss. Min.-Petrogr. Inst. TH Clausthal, 93 S., 40 Abb., 16 Taf.; Clausthal.
- GLASMACHER, U., ZENTILLI, M. & GRIST, A. M. (1998): Apatite fission track thermochronology of paleozoic sandstones and the Hill-intrusion, northern Linksrheinisches Schiefergebirge, Germany. – In: VAN DEN HAUTE, P. & DE CORTE, F. (Hrsg.): Advances in Fission-Track Geochronology, S. 151-172, 7 Abb., 4 Tab.; Dordrecht.
- GLEICHMANN, H. (1936): Die Aufbereitung der Siegerländer Kupfererze. – Metall u. Erz, **33**: 193-201, 8 Abb., 7 Tab.; Halle (Saale).
- GÖRKE, T. (1992): Untersuchungen an fluiden Einschlüssen syn- bis postkinematischer Gangvererzungen im Bereich Hunsrück-Lahn (Rheinisches Schiefergebirge). – Dipl.-Arb. Univ. Göttingen, 5 + 48 S. + 4 S. Anh., 20 Abb., 4 Taf.; Göttingen.
- GUILLEMMAIN, C. (1898): Beiträge zur Kenntnis der natürlichen Sulfosalze. – Diss. Univ. Breslau, 2 Bl. + 47 S. + 2 Bl.; 2 Tab.; Wüstegiersdorf (M. Jacob).
- HAEGE, T. (1887): Die Mineralien des Siegerlandes und der angrenzenden Bezirke. – VI + 50 S.; Siegen (H. Montanus).
- HEIN, U. F. (1993): Synmetamorphic Variscan siderite mineralization of the Rhenish Massif, Central Europe. – Mineral. Mag., **57**: 451-467, 10 Abb., 3 Tab.; London.
- HEIN, U. F. & BEHR, H. (1994): Zur Entwicklung von Fluidsystemen im Verlauf der Deformationsgeschichte des Rhenohercynikums. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., Sb 1, 5. Sympos. TSK: 191-193; Göttingen.
- HEIN, U. F. & KIRNBAUER, T. (1996): Hydrothermal Apatit in spätvariskischen Mineralgängen des südlichen Rheinischen Schiefergebirges: Verbreitung, Mineralogie und Geochemie. – Ber. Dt. Min. Ges., Beih. Europ. Journ. Min., **8** (1): 141; Stuttgart.
- HEINEN, V. (1996): Simulation der präorogenen devonisch-unterkarbonischen Beckenentwicklung und Krustenstruktur im Linksrheinischen Schiefergebirge. – Aachener Geowiss. Beitr., **15**: V + 161 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Aachen.
- HELSPER, G. & LATSCH, H. (1991): Die neueren Mineralfunde im Siegerland. – Lapis **16** (7/8): 68-73, 22 Abb.; München.
- HENNING, P. (1927): Chalkographische Untersuchungen an Siegerländer Erzen. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd. **55**, Abt. A: 250-290, 1 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.

- HENRICH, M. (1996): Die Mineralien der Grube Brüderbund im Kohlenbachtal bei Eiserfeld, Siegerland. – *Min.-Welt*, **7** (3): 43-60, 22 Abb.; Haltern.
- HENRICH, M. (1998): Die Königin der Eisensteingruben. Die Grube Eisenzecher Zug bei Eiserfeld im Siegerland – ein Fundort begehrter Mineralien. – *Min.-Welt*, **9** (5): 16-35, 29 Abb.; Haltern.
- HENRICH, M. (2008): Cinnabarit-Kristalle von der Grube Mercur, Silberg. – *Min.-Welt*, **19** (1): 28-35, 14 Abb., 1 Tab.; Haltern.
- HEUSLER, [C.] (1882): Ueber ein Vorkommen von gediegen Quecksilber, von gediegenem Kupfer mit Rothkupfererz und über ein neu aufgeschlossenes oolithisches Eisenerzvorkommen in der Jura-Formation des Teutoburger Waldes. – *Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westf.*, **39**, Correspondenzbl.: 113-114; Bonn.
- HOFFMANN, A. (1964): Beschreibungen rheinland-pfälzischer Bergamtsbezirke. Band 1. Bergamtsbezirk Betzdorf. – 260 S., 20 Abb., 1 Kt.; Essen (Glückauf).
- HUNDT, T., GERLACH, G., ROTH, F. & SCHMIDT, W. (1887): Beschreibung der Bergreviere Siegen I, Siegen II, Burbach und Müsen. – IV + 280 S., 8 Taf., 1 Kt.; Bonn (Adolph Marcus).
- HÜTTENHAIN, H. (1930): Gold in der Erzparagenese der Siegerländer Eisensteingänge und seine Anreicherung in den Konzentraten. – *Chemiker-Ztg.*, **54**: 821; Köthen.
- HÜTTENHAIN, H. (1932): Die Elemente Gold und Wismut als Gangkomponenten der Siegerländer Spateisensteingänge. – *Min. Petrogr. Mitt.*, **42**: 285-317, 1 Abb., 3 Taf.; Leipzig. [zugleich Diss. Bergakademie Clausthal].
- HÜTTENHAIN, H. (1938): Das Gold im Siegerland. – *Siegerland*, **20**: 52-54; Siegen.
- HÜTTENHAIN, H. (1939 a): Die Antimonerzföhrung im westlichen Teile des Westerwaldes und deren bergwirtschaftliche Bedeutung. – *Ztschrft. angew. Min.*, **1**: 353-396, 17 Abb.; Berlin.
- HÜTTENHAIN, H. (1939 b): Ergebnisse, Zweck und Ziel neuerer lagerstättenkundlicher Forschungen im Siegerland-Wieder Gangbezirk. – *Techn. Mitt. (Sonderdruck)*, o. O.
- HÜTTENHAIN, H. (1963): Die Mineralisationsphasen der Siegerländer Spateisensteingänge. – *Fortschr. Min.*, **40**: 62-63; Stuttgart.
- JACOBI, L. H. W. (1857): Das Berg-, Hütten- und Gewerbe-Wesen des Regierungs-Bezirks Arnsberg in statistischer Darstellung. – X + 590 S., 1 Kt.; Iserlohn (Julius Bädeker). [Reprint Kreuztal 1988, Verlag die wielandschmiede].
- JAKOBUS, R. (1992): Die Erzgänge des östlichen Taunus. – *Geol. Jb. Hessen*, **120**: 145-160, 2 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- JORDAN, J. L. (1803): Mineralogische, berg- und hüttenmännische Reisebemerkungen, vorzüglich in Hessen, Thüringen, am Rheine und im Seyn-Altenkirchner Gebiete gesammelt. – XVIII + 289 S., 1 Tab., 4 Taf.; Göttingen (H. Dieterich).
- KARG, H. (1998): Numerische Simulation der thermischen Geschichte, Subsidenz und Erosion des westlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirges, des Ruhrbeckens und des Paläozoikums der Niederrheinischen Bucht. – *Berichte des Forschungszentrums Jülich*, **3618**, 3 Bl, IV + 455 S., zahlr. Abb. u. Tab., Anh.; Jülich.
- KIRNBAUER, T. (Hrsg.) (1998 a): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – 328 S., 77 Abb., 12 Tab., 8 Farbtaf.; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, T. (1998 b): Barytgänge. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge, S. 105-111, 2 Abb., 1 Farbb.; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, T. (1998 c): Synorogene Mineralisationen. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge, S. 146-150, 2 Farbb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, T. (1998 d): Alpinotype Zerrklüfte. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge, S. 150-156, 2 Farbb.; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, T. (1998 e): Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge, S. 176-184, 1 Abb., 4 Farbb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, T. & SCHNEIDER, J. (1998): Submarin-hydrothermale Mineralisationen in Sedimenten. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge, S. 97-105, 3 Abb.; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, T., SCHNEIDER, J. & SCHWENZER, S. P. (1998): Hydrothermale Mineralisationen. Überblick. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge, S. 84-97, 3 Abb.; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, T., WAGNER, T., TAUBALD, H. & BODE, M. (2010): Stable and radiogenic isotope constraints on formation of post-Variscan hydrothermal mineralization in the Taunus ore district, Germany. – *Schriftenreihe Dt. Ges. Geowiss.*, **68**: 310; Hannover.
- KIRNBAUER, T., WAGNER, T., TAUBALD, H. & BODE, M. (in Vorb.): Post-Variscan hydrothermal vein mineralization in the Taunus ore district, Germany: evidence for variable fluid mixing processes. –

- KLÜGEL, T. (1997): Geometrie und Kinematik einer variszischen Plattengrenze. Der Südrand des Rhenoharzynikums im Taunus. – Geol. Abh. Hessen, **101**: 215 S., 85 Abb., 9 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- KNAUF, N. (2006): „In der Landschaft des niederen Deutschlands, welche Eifel genannt wird, ...“. Ein Beitrag der Geowissenschaften zur Eifeler Montangeschichte an der Wende vom Mittelalter zur Neuzeit. – Aufschluss, **57** (2): 71-90, 11 Abb., 3 Tab.; Heidelberg.
- KNÖFEL, D. (1973): Der frühere Siegerländer Bergbau auf NE-Metallerze. – Erzmetall, **26** (3): 147-151, 2 Abb.; Stuttgart.
- KOLBE, E. (1925): Die Bleierzlagerstätte Gonderbach bei Laasphe und ihre Entstehung. – N. Jb. Min., Geol. Paläont., Beil.-Bd. **52**, Abt. A: 265-333, 4 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- KÖNIGL. OBERBERGAMT BONN (Hrsg.) (1890): Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe sowie der Fürstenthümer Waldeck und Pyrmont. – IV + 252 S., 6 Taf., 2 Kt.; Bonn (Adolph Marcus).
- KOWALCZYK, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – Geol. Abh. Hessen, **84**: 99 S., 48 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- KRAHN, L. (1988): Buntmetall-Vererzung und Blei-Isotopie im Linksrheinischen Schiefergebirge und in angrenzenden Gebieten. – Diss. TH Aachen: 175 S., 72 Abb., 23 Tab.; Aachen.
- KRAHN, L. & BAUMANN, A. (1996): Lead isotope systematics of epigenetic lead-zinc mineralization in the western part of the Rheinisches Schiefergebirge, Germany. – Mineral. Deposita, **31**: 225–237, 7 Abb., 7 Tab.; Berlin – Heidelberg.
- KREBS, W. (1968): Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoharzynikum. – Geotekt. Forsch., **28**: 1-71, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KRUSCH, P. (1936): Deutschlands Vorräte an Stahlveredlungsmitteln. – Ztschrft. prakt. Geol., **44**: 183-193; Halle (Saale).
- LANGHOFF, C. (1997): Mineralchemische und mikrothermometrische Untersuchungen an den Gangmineralisationen der Pb-Zn-Lagerstätte Ramsbeck im Sauerland. – Diss. Univ. Hamburg, 126 + 25 S., 31 Abb., 26 Tab.; Hamburg.
- LASPEYRES, H. (1876): Über Nickelerze aus dem Saynschen. – N. Jb. Min. Geol. Palaeont., **1876**: 737; Stuttgart.
- LASPEYRES, H. (1877): Beitrag zur Kenntniss der Nickelerze. – Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westf., **34**: 29-58, 6 Abb.; Bonn.
- LASPEYRES, H. (1891 a): Einige Nickel- und Kobalterze aus dem Siegen'schen (Korynit; Kallilith; Sychnodymit). – Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westf. u. d. Reg.-Bezirks Osnabrück, Sitzungsber., **48**: 4-18; Bonn.
- LASPEYRES, H. (1891 b): Sychnodymit, ein neues Kobalterz von der Grube Kohlenbach bei Eiserfeld unweit Siegen. – Z. Krist., **19**: 17-21; Leipzig.
- LASPEYRES, H. (1893): Das Vorkommen und die Verbreitung des Nickels im Rheinischen Schiefergebirge. Ein Beitrag zur statistischen und geographischen Mineralogie. – Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westf., **50**: 142-272 + 375–518, 7 Tab., 2 Taf.; Bonn.
- LASPEYRES, H. & KAYSER, E. (1897): Haarförmiger Antimonglanz aus Rheinland und Westfalen. – Z. Krist., **27**: 49-51; Leipzig.
- LENZ, J. G. (1806): Tabellen über das gesamte Mineralreich mit Rücksicht auf die neuesten Entdeckungen und mit einigen erläuternden Anmerkungen. – VI + 78 S.; Jena (Göpfert).
- LEONHARD, K. C. v. (1832 a): Die Basalt-Gebilde in ihren Beziehungen zu normalen und abnormen Felsmassen. Erste Abtheilung. – XXII + 498 S.; Stuttgart (E. Schweizerbart's Verlags-Handlung).
- LEONHARD, K. C. v. (1832 b): Die Basalt-Gebilde in ihren Beziehungen zu normalen und abnormen Felsmassen. Zweite Abtheilung. – XXII + 536 S.; Stuttgart (E. Schweizerbart's Verlags-Handlung).
- LÉVÊQUE, J. & HAACK, U. (1993): Pb Isotopes of Hydrothermal Ores in the Harz. – Monogr. Ser. Mineral Deposits, **30**: 197-210, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin - Stuttgart.
- LÉVÊQUE, J. & JAKOBUS, R. (1994): Bleiisotope in Galeniten der postvaristischen Quarz- und Mineralgänge des Osttaunus. – Geol. Jb. Hessen, **122**: 75-80, 3 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- LIPPOLT, H. J. (1976): Das pliozäne Alter der Bertenauer Basalte/Westerwald. – Aufschluss, **27**: 205-208, 1 Abb.; Heidelberg.
- LIPPOLT, H. J. (1980): Regionale Geochronologie. – In: KIRSTEN, T. (Hrsg.), Geophysik in Heidelberg, Sitzungsberichte Heidelberger Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., **1979/80**, 4. Abh.: 252-262, 3 Abb.; Berlin - Heidelberg - New York.
- LIPPOLT, H. J. (1983): Distribution of Volcanic Activity in Space and Time. – In: FUCHS, K., v. GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.) (1983): Plateau uplift. The Rhenish Shield – A Case History, S. 112-120 S., 3 Abb.; Berlin - Heidelberg - New York - Tokyo (Springer).
- LIPPOLT, H. J., TODT, W. & HORN, P. (1974): Volcanism of the Rhinegraben: potassium-argon ages, local setting, petrology, and gravity anomalies. – In: ILLIES, J. H. & FUCHS, K. (Hrsg.), Approaches to Taphrogenesis, S. 213-221, 2 Abb., 3 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- LUSZNAT, M. (1970) mit Beitr. von REHAGEN, H.-W., REINHARDT, M., WEYER, K. M. & WIRTH, W.: Erl. geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25.000, Bl. 5014 Hilchenbach (2. Aufl.). – 265 S., 19 Abb., 10 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- MASSONE, H.-J. (1995): Metamorphic evolution. – In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Hrsg.), Pre-Permian Geology of Central and Western Europe, S. 132-137, 2 Abb., 2 Tab.; Berlin - Heidelberg - New York (Springer).
- MERTZ, D. F. (1986): Isotopische Datierung des Pikrits von Sechshelden nach der K/Ar-Methode – ein Beitrag zur Altersstellung des variszischen Magmatismus im Rheinischen Schiefergebirge. – Geol. Jb. Hessen, **114**: 201-207, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

- MERTZ, D. F., LIPPOLT, H. J. & MÜLLER, G. (1986): Isotopengeochemische (K-Ar, Ar⁴⁰/Ar³⁹, Rb-Sr, Sr⁸⁷/Sr⁸⁶) und mineralogische Untersuchungen zur zeitlichen und genetischen Stellung postvariscischer Mineralisationen im Raum Saar-Nahe-Pfalz. – Fortschr. Min., **64**, Beih. 1: 116; Stuttgart.
- MEYER, W. & STETS, J. (1998): Junge Tektonik im Rheinischen Schiefergebirge und ihre Quantifizierung. – Z. dt. geol. Ges., **149**: 359-379, 12 Abb.; Stuttgart.
- NESBOR, H.-D. (2004): Paläozoischer Intraplattenvulkanismus im östlichen Rheinischen Schiefergebirge – Magmenentwicklung und zeitlicher Ablauf. – Geol. Jb. Hessen, **131**: 145-182, 21 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- NEUMANN-REDLIN, C., WALTHER, H. W. & ZITZMANN, A. (1976): The Iron Ore Deposits of the Federal Republic of Germany. – In: WALTHER, H. W. & ZITZMANN, A. (Hrsg.), The Iron Ore Deposits of Europe and adjacent Areas, Bd. I: 165-186, 4 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- NIERHOFF, R. (1994): Metamorphose-Entwicklung im Linksrheinischen Schiefergebirge: Metamorphosegrad und -verteilung sowie Metamorphosealter nach K-Ar-Datierungen. – Aachener Geowiss. Beitr., **3**: VI + 159 S., 28 Abb., 3 Tab.; Aachen.
- NÖGGERATH, J. (1822): Ueber einige gangförmige Gebilde des Basalts und ihm geognostisch verwandter Gesteine im Rheinisch-Westphälischen Gebirge. – In: NÖGGERATH, J. (Hrsg.): Das Gebirge in Rheinland-Westphalen nach mineralogischem und chemischem Bezuge, Erster Band, S. 106-140; Bonn (Eduard Weber).
- NÖGGERATH, [J. J.] (1863): Rothgültigerz von Gondelbach. – Verh. naturhist. Ver. Preuss. Rheinl. Westph., **20**, Sitzungsber. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkd.: 51; Bonn.
- NOSTIZ, R. (1903): Eisenglanz nach Eisenspat. Eine interessante Pseudomorphose. – Jahres-Ber. Naturwiss. Ver. Elberfeld, **10**: 107-111, 2 Abb.; Elberfeld.
- NOSTIZ, R. (1912): Die Mineralien der Siegener Erzlagerstätten. – Jahres-Ber. Naturwiss. Ver. Elberfeld, **13**: 57-172, 1 Kt.; Elberfeld.
- NÖTH, S., KARG, H. & LITKE, R. (2001): Reconstruction of Late Paleozoic heat flows and burial histories at the Rhenohercynian-Subvariscan boundary, Germany. – Geol. Rdsch., **90**: 234-256, 11 Abb., 4 Tab.; Berlin - Heidelberg.
- ONCKEN, O. (1989): Geometrie, Deformationsmechanismen und Paläospannungsgeschichte großer Bewegungszonen in der höheren Kruste (Rheinisches Schiefergebirge). – Geotekt. Forsch., **73**: 1-215, 89 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- ONCKEN, O. (1991): Aspects of the structural and paleogeothermal evolution of the Rhenish Massif. – Ann. Soc. Géol. Belg., **113**: 139-159, 15 Abb.; Liège.
- ONCKEN, O., MASSONE, H. J. & SCHWAB, M. (1995): Metamorphic evolution. – In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Hrsg.), Pre-Permian Geology of Central and Western Europe, S. 82-86, 2 Abb.; Berlin - Heidelberg - New York (Springer).
- PANZER, W. (1921): Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Taunus. – Diss. nat.-math. Fak. Univ. Freiburg i. Br. (maschinenschriftl. Mskript.), VI + 279 S., zahlr. Abb.; Freiburg i. Brsg.
- PHILIPP, W. (1955): Gangbildung und Tektonik im Gebiet der Spateisensteingrube „Neue Haardt“ bei Weidenau/Sieg. – Geol. Rdsch., **44**: 345-375, 15 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- PLESCH, A. & ONCKEN, O. (1999): Orogenic wedge growth during collision – constraints on mechanics of a fossil wedge from its kinematic record (Rhenohercynian FTB, Central Europe). – Tectonophysics, **309** (1-4): 117-139, 4 Abb., 1 Tab.; Amsterdam - Lausanne - New York - Oxford - Shannon - Tokyo.
- QUIRING, H. (1923): Über die hydrothermale Entstehung der Eisenglanz-Gänge des Siegerlandes. – Glückauf, **59**: 997-998; Essen.
- QUIRING, H. (1930): Die Möglichkeit einer Wiederaufnahme des Kobalterzbergbaus im Siegerlande. – Glückauf, **66**: 149-155, 1 Abb., 1 Tab.; Essen.
- QUIRING, H. (1931 a): Stratigraphische und tektonische Stellung der Eisenstein- und Erzgänge zwischen Betzdorf, Altenkirchen und Hachenburg im Westerwald. – Glückauf, **67**: 953-958, 1 Abb., 1 Tab.; Essen.
- QUIRING, H. (1931 b): Verbreitung und Entstehungszeit der Eisenglanzgänge im Rheinischen Schiefergebirge. – Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im preuss. Staate, **79**: B176-B184, 2 Abb.; Berlin.
- QUIRING (1931 c): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Ländern 1:25.000, Bl. 5114 Siegen. – 81 S., 9 Abb.; Berlin.
- RAMMELSBERG, C. F. (1839): Über den Boulangerit. – Ann. Physik u. Chemie, **47**: 493-496; Leipzig.
- RAMMELSBERG, C. F. (1849): Viertes Supplement zu dem Handwörterbuch des chemischen Theils der Mineralogie. – 3 Bl. + LVIII + 272 S.; Berlin (C. G. Lüderitz).
- RATH, [G.] v. (1863): Rothgiltigerz von der Grube Gonderbach. – Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. Westph., **20**, Correspondenzbl.: 71-72; Bonn.
- REDECKE, P. (1992): Zur Geochemie und Genese variszischer und postvariszischer Buntmetallmineralisationen in der Nordeifel und der Niederrheinischen Bucht. – Mitt. Min. u. Lagerstättenkd., **41**: 152 S., 60 Abb., 30 Tab.; Aachen.

- REICHENBACH, R. (1971): Die im Gangbergbau des Siegerlandes vor Einführung des Dezimalsystems üblich gewesenen Maße und Gewichte sowie seine gesamte Eisenerzförderung. – Mitt. Markscheidewesen, **78**: 69-101, 6 Tab.; Herne i.W.
- REISCHMANN, T. & KIRNBAUER, T. (2003): Single zircon Pb/Pb ages of the Lower Devonian Hauptvulkanit-Komplex in the Rhenohercynian Zone (Sauerland, Germany). – Ber. Dt. Min. Ges., Beih. z. Europ. Journ. Min., **15** (1): 158; Stuttgart.
- REPPKE, V. (1993): Varistische und postvaristische Buntmetallmineralisationen in der östlichen Eifel (Linksrheinisches Schiefergebirge). Ein mineralogischer und bergbauhistorischer Überblick. – Diss. Univ. Göttingen, 347 S., 73 Abb., 20 Tab., 1 Anl.; Göttingen.
- RESOW (1908): Das Ganggebiet des „Eisenzecher Zuges“. – Ztschrft. prakt. Geol., **16**: 305-328, 17 Abb.; Berlin.
- RIBBENTROP, A. (1882): Beschreibung des Bergreviers Daaden-Kirchen. – 126 S., 1 Kt.; Bonn (Adolph Marcus).
- RITTER, J. R. R., JORDAN, M., CHRISTENSEN, U. R. & ACHAUER, U. (2001): A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany. – Earth Planet. Sci. Lett., **186**: 7-14, 3 Abb.; Amsterdam u.a.
- RÜCKERT, R. (1926): Mikroskopisch-mineralogische Untersuchungen an sulfidischen Kupfererzen der Siegerländer Spateisensteingänge. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd. **53**, Abt. A: 185-196, 4 Abb.; Stuttgart.
- SADEBECK, A. (1874): Ueber die Krystallisation des Bleiglanzes. – Z. Dt. geol. Ges., **26**: 617-670, 3 Taf.; Berlin.
- SCHAEFFER, R. (1984): Die postvaristische Mineralisation im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Braunschweiger geol.-paläont. Diss., **3**, 206 S., 43 Abb., 9 Tab., 4 Anl.; Braunschweig.
- SCHÄFER, A., UTESCHER, T., KLETT, M. & VALDIVIA-MANCHEGO, M. (2005): The Cenozoic Lower Rhine basin – rifting, sedimentation, and cyclic stratigraphy. – Int. Journ. Earth Sci. (Geol. Rdsch.), **94**: 621-639; 12 Abb.; Berlin - Heidelberg.
- SCHEIBE, R. (1888): Ueber ein Wismuthnickelsulfid. – Z. Dt. geol. Ges., **40**: 611; Berlin.
- SCHEIBE, R. (1892): Ueber Hauchecornit, ein Wismuthsulfid von der Grube Friedrich (Bergrevier Hamm a. d. Sieg). – Jahrb. Kgl. Preuss. geol. Landesanst. u. Bergakad. Berlin f. d. Jahr 1891, **12**: 91-125, 1 Tab., 1 Taf.; Berlin. [der gesamte Band erschien erst 1893].
- SCHMIDT, F. W. E. (1848): Die Basaltgänge in dem rheinisch-westphälischen Schiefergebirge, oder nordwärts der Basaltregion des Westerwaldes, und in der Umgebung des Siebengebirges. – Archiv f. Min., Geogn., Bergb. u. Hüttenkd., **22**: 103-205, 4 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT, J. C. L. (1823): Ueber das Vorkommen des Basalts am Druidenstein bei Heckersdorf und in der Zeche Neue Mahlscheid ohnweit Daaden, im Berg-Amts-Bezirk Siegen. – In: NÖGGERATH, J. (Hrsg.): Das Gebirge in Rheinland-Westphalen nach mineralogischem und chemischem Bezüge, Zweiter Band, S. 216-249, 6 Taf.; Bonn (Eduard Weber).
- SCHMIDT, J. C. L. (1828): Über die Wirkungen des Basaltes. – Ztschrft. Min., **22** (I): 430; Stuttgart.
- SCHNEIDER, J. (1994): Geochemische Untersuchungen zur Genese von Buntmetallvererzungen in der Nordeifel. – Dipl.-Arb. Univ. Gießen, 157 S.; Gießen.
- SCHNEIDER, J. (1998): Die Herkunft des Siegerländer Münzsilbers. – In: DAHM, C., LOBBEDEY, U. & WEISGERBER, G. (Hrsg.): Der Altenberg. Bergwerk und Siedlung aus dem 13. Jahrhundert im Siegerland. Bd. 2: Die Funde (Denkmalpflege u. Forschung in Westfalen, **34**): 202-215, 5 Abb., 2 Tab.; Bonn.
- SCHNEIDER, J., DOPIERALSKA, J. & HAACK, U. (2004): Hydrothermal apatite as a Sm-Nd geochronometer. – Goldschmidt Conf. **2004**, Abstract; 1 S.; o. O.
- SCHNEIDER, J. & GRAEF, K.-M. (1997): Neuauffindung einer Silbererzparagenese im nordöstlichen Siegerland. – Jahrb. Nass. Ver. Naturkd., **118**: 105-107; Wiesbaden.
- SCHNEIDER, J. & HAACK, U. (1997): Rb/Sr dating of silicified wall rocks of a giant hydrothermal quartz vein in the SE Rhenish Massif, Germany. – In: PAPUNEN, H. (Hrsg.): Mineral deposits: Research and exploration. Where do they meet?, S. 971-972, 1 Abb.; Rotterdam.
- SCHNEIDER, J., HAACK, U., HEIN, U. F. & GERMANN, A. (1999): Direct Rb-Sr dating of sandstone-hosted sphalerites from strata-bound Pb-Zn deposits in the northern Eifel, NW Rhenish Massif, Germany. – In: STANLEY, C. J. et al. (Hrsg.), Mineral Deposits: Processes to Processing, S.1.287-1.290, 3 Abb.; Rotterdam (A. A. Balkema).
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1923): Vorläufige Mitteilung über pyrometamorphe Paragenesen in den Siegerländer Spateisensteingängen. – Z. Krist., **58**: 309-329, 1 Abb., 6 Taf.; Leipzig.
- SCHNORRER, G. (1993): Die Grube Apollo bei Raubach im Westerwald und ihre Minerale. – Lapis, **18** (3): 13-22, 58, 22 Abb.; München.
- SCHNORRER, G. (1995): Mineralogische Neuheiten von bekannten deutschen Fundorten. – Lapis, **20** (12): 43-48, 13 Abb.; München.
- SCHNORRER, G. & LATSCH, H. (1997): Die Minerale der Grube Grüneau bei Schutzbach im Siegerland (Teil I). – Lapis, **22** (12): 18-36, zahlr. Abb., 1 Tab.; München.
- SCHNORRER, G. & LATSCH, H. (2000): Klein und fein: Die Mineralien der Grube Pius bei Schutzbach im Siegerland. – Min.-Welt, **11** (4): 16-31, 40 Abb., 1 Tab.; Haltern.
- SCHNORRER-KÖHLER, G., NEUMANN, U. & DOERING, T. (1989): Mückeite, a new ore mineral from the Grüne Au mine, Schutzbach/Siegerland. – N. Jb. Min., Mh. **1989** (5): 193-200, 2 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- SCHÖNE-WARNEFELD, G. (1955): Die Ankerit-Quarz-Paragenese auf den Erzgängen des Rheinischen Schiefergebirges. – Diss. Bergakademie Clausthal, 56 S. + Anh. mit 13 Taf. u. 3 Anl.; Clausthal.
- SCHÖPPE, W. (1911): Der Holzappler Gangzug. – Archiv Lagerstättenforsch., **3**: 96 S., 7 Taf., 10 Fig., 1 Kt.; Berlin.
- SCHULZE (1820): Vermischte geognostische Reisebemerkungen. – Min. Taschenb. f. d. Jahr **1820**: 580-588; Frankfurt a. M.

- SPRUTH, F. (1990): Die Siegerländer Silber- und Kupferhütten. Ein Beitrag zur Bergbauarchäologie. – Veröfftl. Dt. Bergbaumuseum Bochum, **47**, 80 S., 35 Abb., 2 Tab.; Bochum.
- STACEY, J. S. & KRAMERS, J. D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**: 207-221, 6 Abb., 9 Tab.; Amsterdam.
- STADLER, G. (1959): Die Rotspat-Eisenglanzvererzung auf der Grube „Neue Haardt“ in Weidenau/Siegerland. – *Erzmetall*, **12**: 603-608, 8 Abb.; Stuttgart.
- STAHL, W. (1971): Isotopen-Analysen an Carbonaten und Kohlendioxid. Proben aus dem Einflussbereich und der weiteren Umgebung des Bramscher Intrusivs und an hydrothermalen Carbonaten aus dem Siegerland. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **18**: 429-438, 1 Abb., 6 Tab.; Krefeld.
- STÖLLNER, T., GARNER, J., GASSMANN, G., KALIS, A. J., RÖTTGER, K., STOBBE, A., TEGTMEIER, U. & YALÇIN, Ü. (2009): Latènezeitliche Eisenwirtschaft im Siegerland: Interdisziplinäre Forschungen zur Wirtschaftsarchäologie. – *Metalla*, **16** (2): 101-203, 83 Abb.; Bochum.
- STOPPEL, D. (1988): Auf Erzsuche. Zur Geschichte des Silber-, Kupfer- und Schwespatbergbaus im Raum Biedenkopf-Dillenburg. – 168 S., zahlr. Abb.; Haltern (Bode).
- THÜNKER, M. (1990), mit Beitr. von REINHARDT, M., SUCHAN, K. H., VEITH-REDEMANN, A. & WILDER, H.: Erl. geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25.000, Bl. 5115 Ewersbach. – 104 S., 15 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- THÜNKER, M. (1998): Siegerner Antiklinorium. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge, S. 78-83, 1 Abb.; Wiesbaden.
- TISCHENDORF, G., BIELICKI, K. H. & FRANZKE, H. J. (1993): On the Genesis of Permian and Post-Permian Hydrothermal Mineralizations in the Harz Mountains according to new Pb-isotope Measurements. – *Monogr. Ser. Mineral Deposits*, **30**: 65-76, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin – Stuttgart.
- ULLMANN, J. C. (1814): Systematisch-tabellarische Uebersicht der mineralogisch-einfachen Fossilien, mit erläuternden Anmerkungen und ausführlichen Beschreibungen verschiedener neu entdeckter Fossilien. – VIII + 490 S. + 1 Bl.; Cassel – Marburg (Kriegersche Buchhandlung).
- WAGNER, T. (1998 a): Antimonparagenesen. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge, S. 165-170, 2 Abb.; Wiesbaden.
- WAGNER, T. (1998 b): Eisenglanzphase (Rejuvenationsphase). – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge, S. 171-176, 1 Abb.; Wiesbaden.
- WAGNER, T., BOYCE, A. J. & ERZINGER, J. (2010): Fluid-rock interaction during formation of metamorphic quartz veins: A REE and stable isotope study from the Rhenish Massif, Germany. – *American Journ. Sci.*, **310**: 1-38, 15 Abb., 9 Tab.; New Haven, Conn.
- WAGNER, T. & COOK, N. J. (1996): Bismuth-antimony sulfosalts from siderite-hosted vein mineralization, Apollo mine, Siegerland, FRG. – *N. Jb. Min. Abh.*, **171**: 135-153, 6 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.
- WAGNER, T. & COOK, N. J. (1997): Mineral reactions in sulphide systems as indicators of evolving fluid geochemistry – a case study from the Apollo mine, Siegerland, FRG. – *Mineral. Mag.*, **61**: 573-590, 7 Abb., 9 Tab.; London.
- WAGNER, T. & COOK, N. J. (1998): Sphalerite remobilization during multistage hydrothermal mineralization events – examples from siderite-Pb-Zn-Cu-Sb veins, Rheinisches Schiefergebirge, Germany. – *Mineral. Petrol.*, **63**: 223-241, 7 Abb.; Wien - New York.
- WAGNER, T. & COOK, N. J. (1999): Carrollite and related minerals of the linnaeite group: Solid solutions and nomenclature in the light of new data from the Siegerland district, Germany. – *Canad. Mineral.*, **37**: 545-558, 6 Abb., 1 Tab.; Ottawa.
- WAGNER, T., JOCHUM, J. & SCHNEIDER, J. (1998): Buntmetallerzgänge. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge, S. 136-145, 1 Abb.; Wiesbaden.
- WAGNER, T. & SCHNEIDER, J. (1999): Ore remobilisation related to sulphide-sulphosalt reactions in hydrothermal vein systems of the Ramsbeck Deposit, NW Germany: Evidence from small-scale Pb-isotopic studies. – In: STANLEY, C. J. et al. (Hrsg.): *Mineral Deposits: Processes to processing*, S. 995-998, 3 Abb., 1 Tab.; Rotterdam (A. A. Balkema).
- WAGNER, T. & SCHNEIDER, J. (2002): Lead isotope systematics of vein-type antimony mineralization, Rheinisches Schiefergebirge, Germany: a case history of complex reaction and remobilization processes. – *Mineral. Deposita*, **37**: 185-197, 7 Abb., 3 Tab.; Berlin - Heidelberg.
- WALLISER, O. H. & MICHELS, D. (1983): Der Ursprung des Rheinischen Schelfes im Devon. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **166**: 3-18, 4 Abb.; Stuttgart.
- WEDEPOHL, K. H., DELEVAUX, M. H. & DÖE, B. R. (1978): The Potential Source of Lead in the Permian Kupferschiefer Bed of Europe and Some Selected Paleozoic Mineral Deposits in the Federal Republic of Germany. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **65**: 273-281, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin - Heidelberg.
- WERNER, C.-D. (1966): Die Spatlagerstätten des Thüringer Waldes und ihre Stellung im Rahmen der saxonischen Metallprovinz Mitteleuropas – Versuch einer regionalen Synthese. – *Ber. dt. Ges. geol. Wiss., B, Miner. Lagerstättenforsch.*, **11**: 5-45, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin.

- WERNER, W. (1988): Synsedimentary Faulting and Sediment-Hosted Submarine Hydrothermal Mineralization – A Case Study in the Rhenish Massif, Germany. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **36**: 1-206, 81 Abb., 6 Tab.; Göttingen.
- WERNER, W. (1989): Contribution to the genesis of the SEDEX-type mineralizations of the Rhenish Massif, Germany – implications for future Pb-Zn exploration. – Geol. Rdsch, **78** (2): 571-598, 14 Abb.; Stuttgart.
- WETTIG, E. (1974): Die Erzgänge des nördlichen rechtsrheinischen Schiefergebirges, ihr Inhalt und ihre tektonischen Zusammenhänge. – Clausth. geol. Abh., **19**: 363 S., 158 Abb., 129 + 16 Tab., 6 Kt.; Clausthal-Zellerfeld.
- WOLF, G. (1885): Beschreibung des Bergreviers Hamm an der Sieg. – 138 S., 4 Taf., 2 Kt.; Bonn (Adolph Marcus).
- ZAPP, R. (2003): Analyse und Bilanzierung der quartären Tektonik des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges unter Bezug auf die Raumlage der jüngeren Hauptterrasse. – Bonner Geowiss. Schriften, **30**, VI + 207 S., 73 Abb., 6 Tab., 4 Anl.; Nümbrecht.
- ZIEGLER, P. A. (1989): Evolution of Laurussia. A Study in Late Palaeozoic Plate Tectonics. – X + 102 S., 2 Abb., 14 Taf.; Dordrecht - Boston - London (Kluwer Academic Press).
- ZIEGLER, P. A. (1992): European Cenozoic rift system. – Tectonophysics, **208**: 91-111, 8 Abb.; Amsterdam.
- ZIEGLER, P. A. & DÈZES, P. (2005): Evolution of the lithosphere in the area of the Rhine Rift System. – Int. Journ. Earth Sci. (Geol. Rdsch.), **94**: 594-614, 10 Abb., 1 Tab.; Berlin - Heidelberg.