

Złotonośna mineralizacja kruszcowa z Barda Śląskiego (Sudety Środkowe)

Stanisław Z. Mikulski*

W strefie kontaktowej pomiędzy skałami struktury bardzkiej (D-C₁) a apofizą Grańca-Barda, związanej z waryscyjską intruzją kłodzko-złotostocką (IKZ), występuje metasomatyczne okruszczowanie ze złotem. Pierwotne, diagenetyczne kongregacje występujące w spągowych, partiach dolnokarbońskich szarogłazów uległy wskutek migracji roztworów hydrotermalnych związanych z IKZ silnej silifikacji, osiarczkowaniu, karbonatyzacji, serycytyzacji, chlorytyzacji i prehnityzacji. Powstały wtórne, silnie zgranitzowane, epigenetyczne kongregacje typu metasomatycznego. Liczne tego typu kongregacje zostały odślonięte w lipcu 1997 r. przez powódź Nysy Kłodzkiej, która rozmyła materiał starego obrywu skalnego w Bardzie Śląskim.

Kongregacje mają elipsoidalną postać (rozmiary: oś dłuższa: 30–60 cm; oś krótsza 20–40 cm) i niesymetryczną budowę wewnętrzną. Zawierają siarczki, które tworzą strukturę infiltracyjno-szkieletową stanowiącą wraz z kwarcem do 60 % kongregacji. Minerale kruszcowe są reprezentowane przez arsenopiryty, piryt, markasyt, chalkopiryty, sfaleryt, galenę, tytanit, antymonit, złoto rodzime, elektrum, bismut rodzimy, bismutytnit, tellurobismutyty, hedleyit i pilsenit (?).

Złoto rodzime występuje w postaci mono- lub polimineralnych mikroinwazji (5–50 µm średnicy) w arsenopirycie. Zawartość złota w masywnych kongregacjach wynosi do 5 g/t, a w silnie zwietrziałych spada poniżej 1 g/t. Oprócz złota inkluzje w arsenopirycie tworzą elektrum, bismut rodzimy, bismutytnit, tellurobismutyty, hedleyit, pilsenit (?), galena, pirotyn, sfaleryt i chalkopiryty. Obecność asocjacji Fe-As-Bi-Te-Au wskazuje na dolny zakres mezotermalnych warunków krystalizacji kruszców.

Wstępne rezultaty oznaczeń izotopów $\delta^{34}\text{S}$ w gruboziarnistych arsenopirytych mieszczą się od 0,87 do 1,04 $\delta^{34}\text{S}$ (CDT) co może sugerować magmowe pochodzenie siarki.

Znalezienie złotonośnych kongregacji jest pierwszym dowodem na możliwość odkrycia złotonośnej mineralizacji arsenowej o znaczeniu ekonomicznym również po zachodniej stronie IKZ.

Słowa kluczowe: złoto, asocjacja Fe-As-Bi-Te-Au, okruszczowanie polimetaliczne, średnotemperaturowa mineralizacja hydrotermalna, kongregacje metasomatyczne, waryscyjskie strefy kontaktowe, apofiza Grańca-Barda, struktura bardzka, intruzja kłodzko-złotostocka, Sudety Środkowe, Polska

Mikulski Stanisław Z. — Gold-bearing ore mineralization from Bardo Śląskie (Central Sudetes, SW Poland). *Prz. Geol.* 46: 1261–1267.

Summary. In the contact zone of Bardo Structure rocks (D-C₁) and Graniec-Bardo apophyse of the variscan Kłodzko-Złoty Stok Intrusion (IKZ), the metasomatic mineralization with gold-bearing arsenopyrite has been found. Primary concretions of diagenetic origin, which occur in the base part of lower Carboniferous greywackes have undergone strong silicification, sulfidation, carbonatization, sericitization, chloritization, prehnitization and have been changed into epigenetic concretions of metasomatic type as a result of hydrothermal fluid migration connected with IKZ. In July of 1997, numerous solid and strongly weathered concretions were discovered in old loose materials unburied by flood of Nysa Kłodzka river in Bardo Śląskie. Concretions had ellipsoid-like form, sizes ranged from 30-60 x 20-40 cm and had unsymmetrical internal structures. They contained sulfides which formed epigenetic structures of skeletal and infiltration character. Ore minerals were represented by: arsenopyrite, pyrite, marcasite, chalcopyrite, sphalerite, galenite, titanite, antimonite, native gold, electrum, native bismuth, bismuthinite, tellurobismutite, hedleyite and pilsenite (?).

Gold seemed occur as mono- or polymineral microinclusion (5–50 µm) in arsenopyrite. Content of gold in such solid concretions is up to 5 g/t but in weathered ones decreased below 1 g/t. Inclusions in arsenopyrite beside native gold and electrum were formed as well by native bismuth, bismuthinite, tellurobismutite, hedleyite, pilsenite (?), galenite, pyrrhotite, sphalerite and chalcopyrite.

Appearance of Fe-As-Bi-Te-Au association indicated for lower range of mesothermal condition of ore crystallisation. Preliminary results of $\delta^{34}\text{S}$ from coarse-grained arsenopyrite had values from 0,87 to 1,04 $\delta^{34}\text{S}$ (CDT) and is believed to be of most igneous origin.

This findings proved for the first time discovery possibilities of gold-bearing arsenic mineralization of economic value also in the western side of the IKZ.

Key words: gold, Fe-As-Bi-Te-Au association, base metal ores, mesothermal mineralization, metasomatic concretion, variscan contact zones, Graniec-Bardo Apophyse, Bardo Structure, Kłodzko-Złoty Stok Intrusion, Central Sudetes, Poland

Celem artykułu jest przedstawienie charakterystyki mineralogicznej, rozpoznanego po raz pierwszy w Górach Bardzkich, okruszczowania złotonośnego oraz wyników badań geochemicznych zawartości złota w zbadanych skałach.

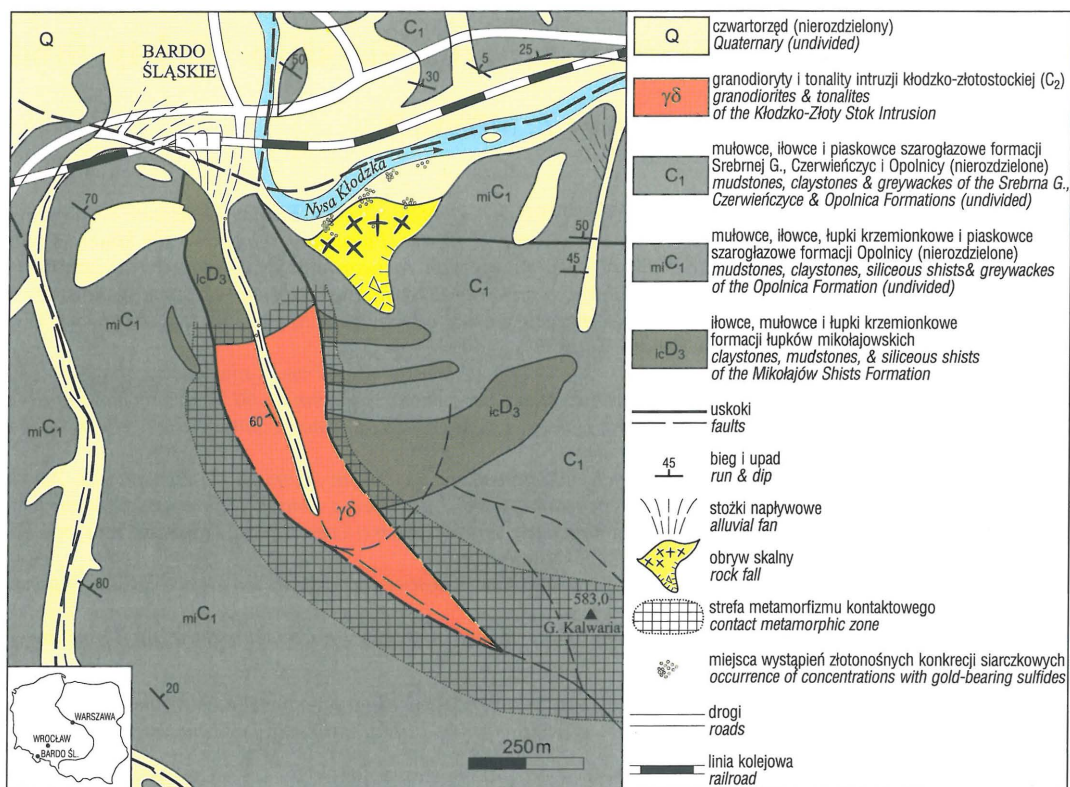
W dotychczasowych pracach prospekcyjnych prowadzonych przez Państwowy Instytut Geologiczny, wzdłuż zachodniego kontaktu skał intruzji kłodzko-złotostockiej (IKZ) ze skałami struktury bardzkiej, zlokalizowano zdjęciem geochemicznym podglebowym kilka anomalii pierwiastków metalicznych oraz punkty z silną impregnacją siarczkami. W strefie tej o zmiennej szerokości od 0,3 do 1,0 km i długości ponad 15 km udokumentowano chemicznie i

mineralogicznie występowanie złota (Mikulski, 1997; 1998). W lipcu 1997 r. katastrofalna powódź Nysy Kłodzkiej spowodowała w rejonie Barda Śl. rozmycie jej prawego brzegu zbudowanego z materiału skalnego stanowiącego jęzor XVI-wiecznego obrywu skalnego (ryc. 1). W rozwleczonym materiale jęzora znaleziono zwietrzałe kongregacje z najbogasz, jak dotychczas mineralizacją siarczkową zawierającą złoto rodzime. Przedstawione w artykule rezultaty, wskazują na możliwość występowania złotonośnej mineralizacji arsenowej o znaczeniu ekonomicznym również w zachodniej strefie kontaktowej IKZ.

Metodyka badań

Szczegółowe badania petrograficzne oraz minerałów kruszcowych w 40 preparatach obustronnie polerowanych,

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa



Ryc. 1. Fragment mapy geologicznej rejonu obrywu w Bardzie Śląskim: arkusz Kłodzko (wg Emerle-Tubielewicz, 1979); arkusz Bardo Śląskie (wg Oberca i in., 1994)

Fig. 1. Part of the geological maps of the old rock fall near Bardzie Śląskie: Kłodzko sheet (according to Emerle-Tubielewicz, 1979); Bardo Śląskie sheet (according to Oberca in., 1994)

zostały przeprowadzone na uniwersalnym mikroskopie typu Orthoplan firmy Leitz produkcji niemieckiej. Barwne zdjęcia minerałów wykonano przy pomocy przystawki Orthomat. Badania wrostków złota oraz innych minerałów kruszcowych występujących w gruboziarnistym arsenopirycie zostały wykonane w Zakładzie Petrologii PIG, za pomocą mikrosondy EDS typu Link Isis firmy Oxford współpracującej z mikroskopem elektronowym typu JEOL JSM-35.

Oznaczenia chemiczne złota w próbkach skał z rejonu obrywu skalnego w Bardzie zostały wykonane w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG przy zastosowaniu roztrawiania próbek wodą królewską oraz techniki absorpcji atomowej ze wzbudzeniem elektrotermicznym (GFAAS) i płomieniowym (FAAS) na spektrometrze Perkin-Elmer 4100 ZL.

Wstępne badania izotopowe siarki w wyseparowanych ziarnach gruboziarnistego arsenopiryty w trzech próbkach koncentracji przeprowadzone zostały w Instytucie Analityki Instrumentalnej we Wrocławiu.

Zarys geologii rejonu badań

Stary obryw swym zasięgiem objął północne zbocza Góry Kalwaria i przemieścił olbrzymie masy skalne w kierunku Nysy Kłodzkiej. Rzeka ta ma w tym miejscu charakter przełomowy i raptownie zmienia kierunek swego biegu z południkowego na równoleżnikowy. Obryw w Bardzie Śląskim należy prawdopodobnie do największych obrywów skalnych w Sudetach. Jego powstanie ułatwił fakt, że północne zbocza Kalwarii są zbudowane z silnie zbrekcjowanych tektonicznie skał zapadających ku północy pod kątem 40° czyli zgodnie z kierunkiem nachylenia ówczesnego zbocza i kierunkiem obrywu skał. Rejon szczegółowych

badan objął teren na E od góry Kozioł poprzez górę Kalwaria i zachodnie zbocza góry Kurzyniec (ryc.1). Obszar ten, występuje w obrębie fałdowej jednostki bardzkiej, zbudowanej z górnodewońskiej formacji łupków miłokajowskich, która na północy graniczy z dolnokarbońskimi utworami fliszowymi tworzącymi synklinę Różańcowej Góry, a na południu graniczy tektonicznie z synkliną Opolnicy (Oberca, 1957; 1972). Łupki miłokajowskie są intensywnie przełażdowane i wraz ze skałami dolnokarbońskimi tworzą łuski dając wąskie, wtórne synklinalne zafałdowania. Fałdy te mają kierunek WNW-ESE i wergencje południową.

W środkowej części omawianego terenu na górze Kalwaria pojawia się na powierzchni odgałęzienie warwyscyjskiej intruzji kłodzko-złotostockiej w postaci apofizy Grańca-Barda. Apofizę budują ciemnoszare średnio- lub drobnoziarniste skały o składzie tonalitów i granodiorytów. W obrębie tonalitów z Barda opisano również liczne enklawy amfibolitowe i hornfelsowe (Wierzchołowski, 1976). Enklawy te mają niewielkie rozmiary i kształty przeważnie elipsoidalne lub płytowe. Drobne enklawy amfibolitowe są silnie zgranityzowane i charakteryzuje je bardzo zbliżony skład mineralny do tonalitowego tła. Z kolei w większych płytowych enklawach spotyka się relikty struktur dawnych amfibolitów. Mają one większą zawartość hornblendy i biotyty oraz mniejszą w stosunku do składu tonalitu obecność kwarcu i mikroklinu. W strefie kontaktowej apofizy pojawiają się łupki krzemionkowe lub ilaste, ilowce i mułowce.

Na podstawie datowań mikropaleontologicznych (konodonty) określono, że przynajmniej część tych skał ma wiek fameński, a liczna obecność radiolarii w ich obrębie wskazuje na głębokowodną sedymentację (Haydukiewicz, 1973). W omawianym rejonie utwory karbonu dolnego są



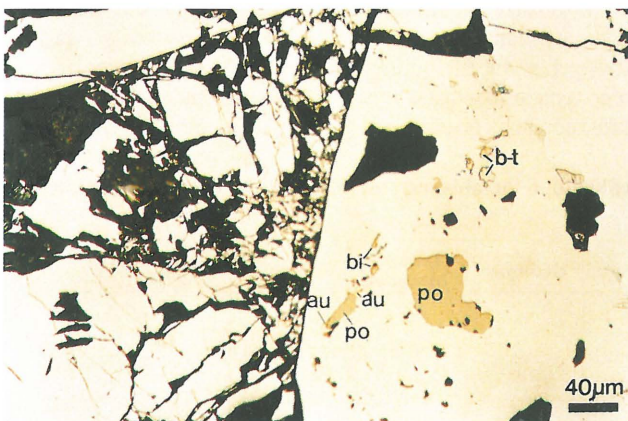
Ryc. 2. Elipsoidalna konkrekcja arsenopirytyowa bogata w złotonośne siarczki znaleziona w rozmytym przez Nysę Kłodzką materiale obrywu skalnego w Bardzie Śląskim

Fig. 2. Ellipsoidal concretion with gold-bearing arsenopyrite which was found in erode materials of the old rock fall by Nysa Kłodzka river in Bardo Śląskie



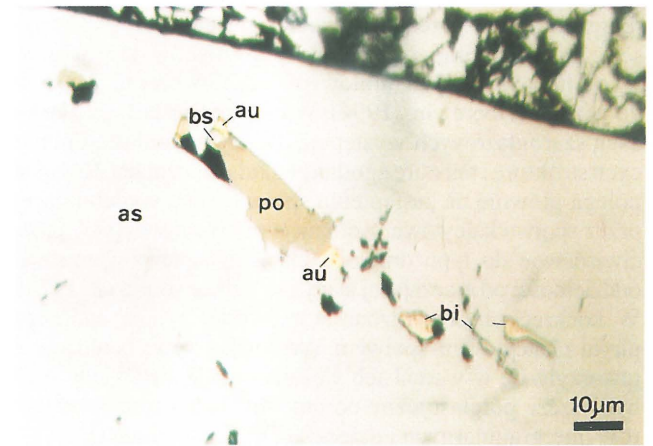
Ryc. 3. Fragment wypolerowanej powierzchni zgranitowanej konkrekcji siarczkowej. Jasnobiałe siarczki; biały — kwarc; czarne — chloryty

Fig. 3. Part of polished surface of the granitized sulfide concretion. Light colour sulfides; white — quartz; black — chlorites



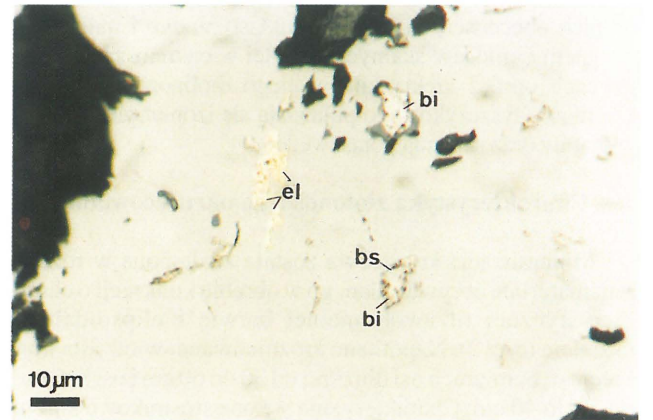
Ryc. 4. Liczne mikroklasty arsenopiryty oraz ziarno arsenopiryty bogate we wrostki pirotyny (po), bizmutu rodzimego (bi), złota (au) i tellurków bizmutu (b-t). Światło odbite, bez analizatora

Fig. 4. Numerous microclasts of arsenopyrite and coarse-grain of arsenopyrite rich in inclusions of pyrrhotite (po), native bismuth (bi), gold (au) and bismuth-tellurides (b-t). Reflected light, 1 nicole



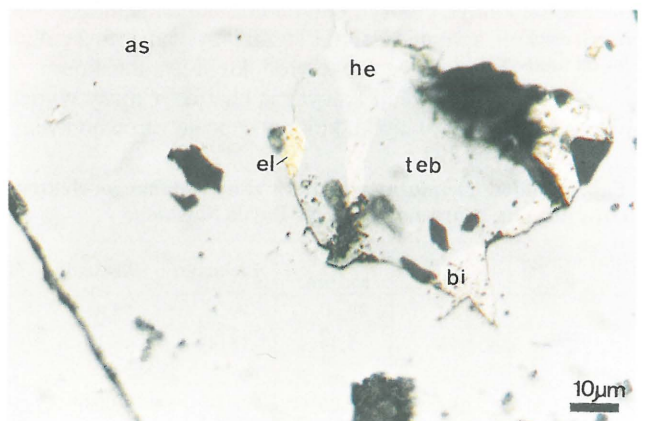
Ryc. 5. Fragment ryc. 4 w powiększeniu. Widoczny jest biegunowy wrostek złota rodzimego (au) wraz z pirotytem (po) w arsenopirytycie (as); bi — bizmut rodzimy; bs — bismutynit. Światło odbite, bez analizatora

Fig. 5. Part of Fig. 4 in enlargement. Pole-like inclusion of native gold (au) with pyrrhotite (po) in arsenopyrite (as); bi — native bismuth; bs — bismutinite. Reflected light, 1 nicole



Ryc. 6. Wrostki elektum (el), bismutynitu (bs) i bizmutu rodzimego (bi) w arsenopirytycie. Światło odbite, bez analizatora

Fig. 6. Inclusions of electrum (el), bismutinite (bs) and native bismuth (bi) in arsenopyrite. Reflected light, 1 nicole



Ryc. 7. Polimineralny wrostek w arsenopirytycie (as); el — elektum; bi — bizmut rodzimy; he — hedleyite; teb — tellurobismutyty. Światło odbite, bez analizatora

Fig. 7. Polyminal inclusion in arsenopyrite (as); el — electrum; bi — native bismuth; he — hedleyite; teb — tellurobismutite. Reflected light, 1 nicole

reprezentowane przez nierozpoziomowane stratygraficznie serie naprzemianległych ławic piaskowców szarogłazowych, łupków ilastych, mułowców czy iłowców należących do wizenu (Oberc i in., 1994). W rejonie Barda w piaskowcach szarogłazowych występują dwa typy kongrecji mających strukturę i teksturę zgodną ze skałą otaczającą. Różnica polega głównie na zastąpieniu spoiwa masy wypełniającej przez spoiwo kalcytowe. Kongrecje pierwszego typu w przeciwieństwie do typu drugiego mają wyraźne powierzchnie oddzielności od otaczającej skały i są kuliste (Barczuk, 1974). W kongrecjach stwierdzono współwystępowanie wtórnego pirytu z kalcytowym spoiwem. Według Barczuka kongrecje te utworzyły się w warunkach wczesnej diagenety, kiedy osad był jeszcze półplastyczny co umożliwiło migrację roztworów intergranularnych i ucieczkę CO₂ z osadów.

Skały dewońskie oraz karbońskie w pobliżu kontaktu z apofizą IKZ uległy strefowej metamorfozie kontaktowej i zmieniły się w zespół skał hornfelsowych. Wśród nich pojawiają się ciemnoszare hornfelsy pinitowo-biotytowe, którym towarzyszą odmiany zawierające granat (Wierchołowski, 1976). W jasno- lub ciemnoszarych piaskowcach szarogłazowych silnej rekrytalizacji uległo tło skalne. Podobne są również do zmienionych piaskowców silnie przeobrażone drobnoziarniste skały o barwie zielonkawo- ciemno- lub brunatnoszarej lecz różniące się od nich obecnością materiału piroklastycznego i mniejszym udziałem okruchów skalnych. Z kolei w ciemnoszarych mułowcach oprócz zrekrytalizowanego drobnoziarnistego tła kwarcowo-łyszczykowego pojawiają się izometryczne blasty granatów oraz skalenia potasowego.

Charakterystyka złotożółtego okruszczenia

Mineralizacja kruszcowa została znaleziona w rozmaitym materiale obrywu sklanego w obrębie kongrecji o charakterystycznej rdzawobrunatnej barwie i elipsoidalnym kształcie (ryc. 2). Napotkano zróżnicowanej wielkości kongrecje o rozmiarach osi dłuższej od 30 do 60 cm i osi krótszej od 20 do 40 cm. Charakteryzują się one stosunkowo silnym skatylazowaniem oraz zwiertzeniem co przejawia się skorupową oddzielnością oraz zwiększoną intensywnością brunatnej barwy. Kongrecje mają niesymetryczną strukturę wewnętrzną. Dominującymi składnikami kongrecji są kwarc i siarczki, które makroskopowo stanowią ponad 60% masy kongrecji (ryc. 3). Oprócz nich w składzie kongrecji obecne są: kalcyt, chloryt, plagioklaz, skałen K, muskowitz, rutyl, cyrkon, apatyt i tytanit. Plagioklasy są niemal całkowicie zsercytyzowane czego produktem jest muskowitz.

Obecny w kongrecji kalcyt ma charakter masy wypełniającej oraz tworzy żyłki, które przecinają zarówno kwarc,

jak i kruszce. Kwarc przerasta się z muskowitzem, który ulega silnej chlorytyzacji. Charakterystyczne są również rozetki chlorytowe współwystępujące z pirytem szkieletowym oraz prehnit. Tekstura badanej skały jest drobnoziarnista, równoziarnista oraz ksenomorfoziarnista. Widoczne są w niej silne przemiany kontaktowe polegające na silifikacji, osiarczkowaniu, chlorytyzacji, kalcytyzacji, prehnityzacji i serycytyzacji. Jej pierwotny skład mineralny wskazuje na silnie zmienioną drobnoziarnistą skałę kwarcytową lub magmową, która uległa granityzacji oraz okruszczeniu (ryc. 3).

Ze względu na skład minerałów kruszczowych obecnych w kongrecjach można je podzielić na dwa typy:

- pirytowe,
- arsenopirytowe.

Ad. a) W typie pierwszym mineralizacja kruszcowa ma charakter szkieletowo-infiltracyjny.

Piryty — jest głównym kruszczem, występuje najczęściej w formie ksenomorficznych agregatów ziarnistych tworzących strukturę szkieletową. W tych agregatach tylko znikoma część ziarn pirytu ma automorficzne krawędzie. Zdecydowanie przeważają piryty przerastające się lub zastępowane przez minerały skałotwórcze (głównie chloryty, prehnit, kwarc) oraz goethyt. Bardzo często agregaty lub większe ziarna pirytu są silnie skatylazowane. Mikrospękania zablizniają minerały skałotwórcze oraz kruszce takie jak chalkopiryt, markasyt lub uwodnione tlenki Fe. Obserwowano narastanie chalkopirytu z inkluzjami sfalerytu na pirycie zawierającym wrostki pirotynu, chalkopirytu lub galeny. Młodsza generacja pirytu występuje w obrębie spękań w skale w postaci żyłek o grubości do 1 mm. W niektórych reliktach pirytu widoczne są oprócz kolomorfinicznych struktur zbudowanych z uwodnionych tlenków Fe również łusczkowo-promieniste struktury chlorytów.

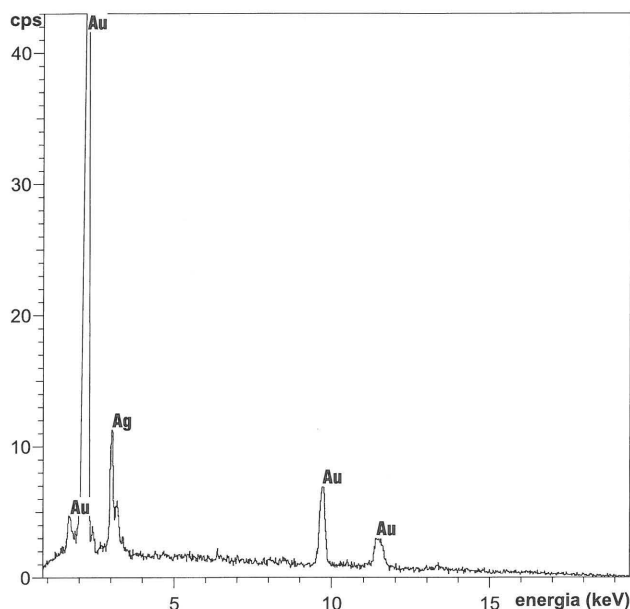
Markasyt — charakteryzuje się typowymi właściwościami optycznymi. Największe są ksenomorficzno-szkieletowe, piryto-markasytowe agregaty ziarniste osiągające do kilku lub kilkunastu centymetrów długości. Markasyt jest minerałem zastępującym piryty. Z reguły jest on wypierany przez uwodnione tlenki żelaza lub minerały skałotwórcze (kalcyt, chloryt).

Pozostałe siarczki występujące w kongrecjach pirytowych tj.: chalkopiryt, pirotyn, sfaleryt, galena, arsenopiryt i tytanit występują podrzędnie.

Ad. b) W drugim typie kongrecji mineralizacja ma charakter bardziej masywny. Dominują gruboziarniste, idiomorficzne kryształy arsenopirytu tworzące zlepki lub masywne agregaty ziarniste. W badaniach mikroskopowych przeprowadzonych w świetle odbitym i w mikroobszarze stwierdzono w tego typu kongrecjach występowanie następujących minerałów kruszczowych: arsenopiryt, piryty, tytanit, pirotyn, chalkopiryt,

Tab. 1. Skład chemiczny wrostków złota rodzimego, elektrum, hedleyitu, tellurobismutytu, pilsenitu (?), bizmutu rodzimego i bismutytnu w arsenopirytach z Barda Śląskiego

Pierwiastek (% wag.)	Złoto rodzime	Złoto rodzime	Elektrum	Elektrum	Elektrum	Hedleyite	Tellurobismutyty	Pilsenit(?)	Bizmut rodzimy	Bismutytnit
Au	85,14	90,40	79,01	75,81	78,80	—	—	—	—	—
Ag	5,11	5,44	18,00	16,10	17,94	—	—	—	—	—
Bi	—	—	—	—	—	78,46	53,21	62,55	99,61	78,79
As	1,94	2,06	—	3,08	2,31	5,09	1,01	0,90	—	2,79
Cu	0,02	0,02	0,63	—	—	—	—	—	0,16	—
Fe	1,96	2,09	—	1,23	1,26	1,27	0,18	—	0,21	0,48
Te	—	—	—	—	—	18,22	45,33	34,20	—	—
Pb	—	—	—	—	—	—	—	3,30	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18,29
W sumie	94,17	100,01	97,64	96,22	100,31	103,04	99,73	100,95	99,98	100,35



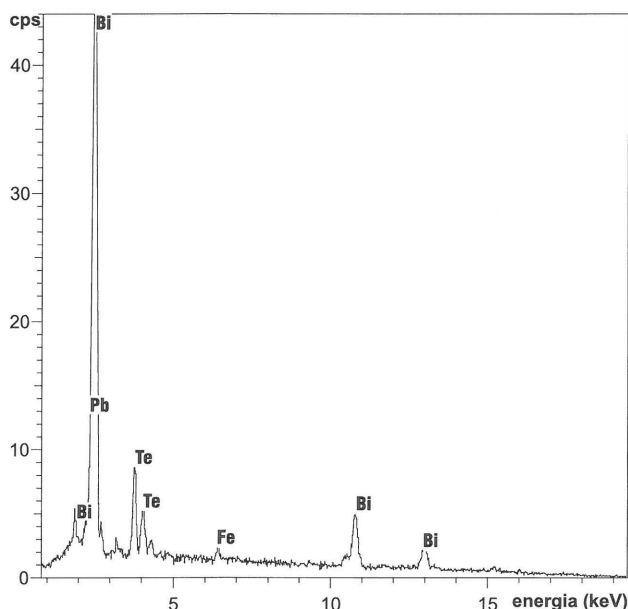
Ryc. 8. Krzywa EDS złota rodzimego
Fig. 8. EDS spectrum of native gold

sfaleryt, galenę, markasyt, antymonit, złoto rodzime, elektrum, bismut rodzimy, bismutytnit, hedleyit, pilsenit (?), tellurobismutytnit oraz minerały wtórne takie jak goethyt, lepidokrokit i kowelin.

Arsenopiryty — obecny jest w postaci auto- i hipautomorficznych ziarn o zróżnicowanych rozmiarach oraz w postaci dużych agregatów ziarnistych. Pojedyncze kryształy osiągają do 5 mm długości, zaś agregaty ziarniste mogą tworzyć kilkunastocentymetrowej długości szkieletowe struktury. Duże kryształy mają pokrój słupowy oraz charakterystyczne zbruzdzenia ścian. Obserwowano zbliżenie krzyżowe kryształów arsenopiryty. W płytkach polerowanych przekroje jego ziarn mają typowe trójkątne, trapezowe, słupkowe lub pręcikowe kształty. Z reguły większe ziarna arsenopiryty zawierają liczne wrostki minerałów skałotwórczych i kruszców. Wśród wrostków w arsenopirytyce występują chalkopiryty, pirotyn, galena, sfaleryt oraz wrostki rodzimego bismutu i złota, elektrum, bismutytnit oraz telurki bismutu (ryc. 4–7). Największe wrostki tworzą chalkopiryty, pirotyn, galena i bismut rodzimy a ich rozmiary osiągają do kilkuset mikrometrów średnicy. Miejscowo automorficzne ziarna arsenopiryty są obrastane przez markasyt. Arsenopiryty są spękane lub silnie skataklazowane, co przejawia się obecnością mikroklastów w zewnętrznej partii agregatów ziarnistych (ryc. 4). Powszechne jest żyłkowe zastępowanie skataklazowanego arsenopiryty przez minerały skałotwórcze (kwarc, kalcyt, chloryty). Lokalnie spękania zbliżają również żyłkowa generacja chalkopiryty, która w silnie zwietrzałych koncentracjach jest zastępowana przez lepidokrokit lub goethyt, kowelin bądź markasyt.

Piryty — jest drugim co do częstości występowania kruszczem w koncentracjach arsenopirytytych. Występuje w postaci mniej lub bardziej automorficznych ziarn narastających na arsenopirytyce. Osiąga rozmiary do 1 mm. Ma szkieletową postać i liczne wrostki minerałów skałotwórczych. Stwierdzono przynajmniej dwie generacje piryty.

Markasyt — został stwierdzony w formie żyłek, ziarnistych agregatów, ksenomorficznych ziarenek oraz charakterystycznych otoczek wokół większych ziarn arsenopiryty. Markasyt jest wypierany przez uwodnione tlenki żelaza lub minerały skałotwórcze (kalcyt, chloryt). Minerale ten najczęściej zastępuje piryty.



Ryc. 9. Krzywa EDS hedleyity
Fig. 9. EDS spectrum of hedleyite

Pirotyn — występuje głównie w postaci ksenomorficznych wrostków w arsenopirytyce i pirytyce oraz rzadziej w formie pojedynczych ziarenek o bardzo zróżnicowanych wymiarach od kilkunasztu do kilkuset mikrometrów średnicy.

Chalkopiryty — był obserwowany w formie kilkumilimetrowej średnicy agregatów ziarnistych oraz w postaci ksenomorficznych wrostków w arsenopirytyce. Tworzy zrosty ze sfalerytem lub pirytem czy rzadziej z galeną. W obrębie takich większych agregatów występują również duże wrostki sfaleryty zawierające inkluzje chalkopiryty. Młodsza generacja tego minerału obecna jest w postaci cienkich żyłek spajających skataklazowane arsenopiryty lub piryty. Niektóre ziarna chalkopiryty zawierają wietrzeniowe obwódki wodorotlenków żelaza lub kowelinu. Najbardziej wypieranie chalkopiryty przez goethyt obserwowano w zwietrzałych koncentracjach pirytytych.

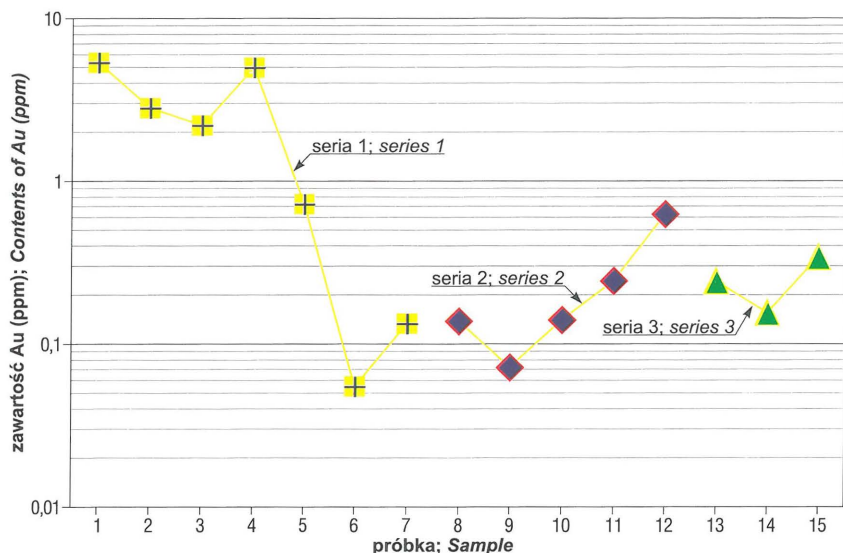
Sfaleryt — występuje w formie samodzielnych ksenomorficznych jak i polimineralnych agregatów ziarnistych o rozmiarach do 1,5 mm oraz w postaci soczewkowatych inkluzji w chalkopirytyce. Inkluzje te osiągają po kilka mikrometrów średnicy. Oprócz zrostów z chalkopirytem tworzy on zrosty z galeną.

Galena — częściej była obserwowana w postaci dużych wrostków w arsenopirytyce (do 0,01 mm średnicy) niż w formie pojedynczych ziarn lub ksenomorficznych agregatów ziarnistych o rozmiarach poniżej 1 mm.

Tytanit — minerał ten pojawia się stosunkowo licznie w formie ksenomorficznych lub rzadziej automorficznych ziarenek. Dominują ziarenka o średnicach kilkudziesięciu mikrometrów. Sporadycznie obserwowano większe około 1 mm długości ziarenka tytanitu silnie zastępowanego przez minerały skałotwórcze.

Antymonit — współwystępuje z tytanitem i pirytem. Ma charakterystyczną szarobiałą barwę o wysokiej refleksyjności, silne dwójodbitcie i silną anizotropię oraz brak refleksów wewnętrznych. Wymiary jego krystalicznych skupień lub igłowych kryształów osiągają od kilkudziesięciu do kilkuset mikrometrów średnicy.

Złoto rodzime — zostało stwierdzone w postaci wrostków w obrębie ziarn arsenopiryty. Bardzo często mają one budowę biegunową i są polimineralne. We wrostkach ze



Ryc. 10. Wykres logarytmiczny zawartości złota w okruszczonych kongrecjach i zwietrzelinie z materiału obrywu skalnego z Barda Śląskiego: seria 1 (kolor żółty) — masywne kongrecje z bogatą mineralizacją arsenopirytową; seria 2 (niebieski) — zwietrzałe kongrecje z pierwotnie dominującym okruszczowaniem pirytowo-markasytowym; seria 3 (zielony) — ility zwietrzelinowe z otoczenia kongrecji

Fig. 10. Logarithmic plot of gold content in concretions and weathered rocks from the old rock fall in Bardo Śląskie: serie 1 (yellow colour) — fresh concretions with rich arsenopyrite mineralization; serie 2 (blue) — weathered concretions with primary dominant pyrite-marcasite mineralization; serie 3 (green) — clays from the surroundings of concretions

złotem współwystępuje bizmut rodzimy, tellurobismuty, pirotyt lub inne minerały z grupy tellurków bizmutu. Wymiary wrostków złota oraz ich kształty są zróżnicowane. Z reguły mają one średnice od 5 μm do 30 μm i wydłużone nieregularne kształty (ryc. 5). Największe wrostki osiągają do 50 μm średnicy. W jednym dużym ziarnie arsenopiryty można obserwować po kilka wrostków złota rodzimego i elektrom oraz po kilkanaście wrostków bizmutu rodzimego i tellurobismutyty lub hedleyitu. Wrostki złota rodzimego w świetle odbitym są intensywnie żółte i mają wyższą od arsenopiryty względną zdolność refleksyjną. Analizy wrostków złota rodzimego wykazały domieszki srebra w zakresie do kilku % wag. oraz ślady Cu (tab. 1).

Elektrom (Au, Ag) występuje w postaci drobnych wrostków o ksenomorficznych kształtach lub wydłużonych blaszkowatych zarysach w arsenopirytycie o średnicach poniżej kilkudziesięciu mikrometrów (ryc. 6, 7). Charakteryzuje się ono w porównaniu do złota rodzimego znacznie bielszym odcieniem żółtej barwy oraz wyższą zdolnością refleksyjną. Zawiera stałą domieszkę srebra w ilości do kilkunastu procent wagowych oraz śladową domieszkę Cu (tab. 1). Elektrom współwystępuje we wrostkach z bizmutem rodzimym, pirotytem czy tellurkami bizmutu.

Bizmut rodzimy jest minerałem tworzącym obok pirotytu najczęściej samodzielne lub wielomineralne wrostki w arsenopirytycie (ryc. 5–7). Mają one średnice od kilku do 200 μm i nieregularne ząbkowane lub szkieletowe kształty o postrzępionych krawędziach. Charakterystyczną cechą bizmutu rodzimego jest jego białokremowa barwa, wysoka zdolność refleksyjna i zielonkawa barwa anizotropii. Lokalnie jest zastępowany przez bismutytyt.

Bismutytyt (Bi_2S_3) został stwierdzony we wrostkach w arsenopirytycie oraz w zrostach z bizmutem rodzimym (ryc. 5, 6). W świetle odbitym jest białawy z odcieniem żółtym, w zrostach z Bi-rodzimym jest szary i wykazuje silne dwójodbiicie i anizotropię. W zrostach z Bi-rodzimym ma ksenomorficzną postać zarówno we wrostkach w arsenopirytycie jak i w

drobnych ziarenkach. Z kolei jego pojedyncze ziarenka o średnicy kilkudziesięciu μm mają idiomorficzne igłowe formy. W składzie bismutytytu zawiera się około 79% wag. Bi; 18% wag. S oraz domieszki As i Fe (tab. 1).

Hedleyit (Bi_4Te_6) jest minerałem współwystępującym z innymi tellurkami bizmutu, bizmutem rodzimym i złotem we wrostkach w arsenopirytycie. Jest jasnoszarobiałe i słaboanizotropowe. Różnice we względnej zdolności refleksyjnej pomiędzy tymi minerałami są dobrze widoczne na ryc. 7. Minerałem o najwyższej zdolności refleksyjnej wśród nich jest hedleyite. W jego składzie mineralnym bizmut stanowi ponad 78% wag., tellur ok. 19% wag., natomiast domieszki As i Fe są wpływem arsenopirytytowego otoczenia. Rozmiary tych polimineralnych wrostków są w zakresie od kilku do kilkuset mikrometrów (tab. 1).

Cechą charakterystyczną minerałów grupy tellurków bizmutu jest ich wzajemne współwystępowanie w różnych proporcjach co spowodowane jest różną mieszalnością ich faz podczas rozpadu roztworu stałego.

Pilsenit (?) (Bi_4Te_3) w porównaniu do hedleyitu jest ciemniejszy z lekko różowym odcieniem. Wykazuje słabą anizotropię (Ramdohr, 1969). Zidentyfikowany został za pomocą mikroskopy wraz z innymi tellurkami bizmutu w postaci wrostków w arsenopirytycie. Średnice wrostków są od kilku do kilkudziesięciu mikrometrów. W badaniach składu chemicznego stwierdzono oprócz bizmutu (62% wag.) i telluru (ok. 35% wag.) domieszkę ołowiu (3% wag.) (tab. 1). Skład chemiczny wskazuje na obecność pilsenitu.

Tellurobismutyty (Bi_2Te_3) jest biały z silnym różowym odcieniem, o wysokiej zdolności refleksyjnej i wyraźnej anizotropii. Współwystępuje wraz z innymi tellurkami bizmutu we wrostkach o nieregularnych zarysach przekrojów oraz śladowo w postaci drobnych pojedynczych ziarenek o rozmiarach do kilkudziesięciu mikrometrów średnicy (ryc. 7). Analizy w mikroobszarze ujawniły zawartość bizmutu około 53% wag. oraz telluru około 45% wag (tab. 1).

Wtórne minerały wietrzeniowe: są reprezentowane przez minerały z grupy wodorotlenków żelaza. Pirytyt głównie zastępowany od zewnętrznych krawędzi przez goethyt oraz rzadziej lepidokrokit, towarzyszy im również kowelin. Ten ostatni minerał zastępuje głównie chalkopirytyt. Pospolite dla goethytu są struktury kolomorficzne, a dla lepidokrokitu bardziej charakterystyczna jest igłowa postać. Minerały te współwystępują również powszechnie z markasytem. W silnie zwietrzałych partiach kongrecji dominują pseudomorfozy goethytu po pirytycie, lub relikty pirytytu w masie goethytowej.

Wyniki oznaczeń chemicznych złota w próbkach skał z rejonu obrywu skalnego w Bardzie Śląskim

Zbadanych zostało 15 próbek kongrecji, które ze względu na stopień zwietrzenia kruszców można podzielić na 3 serie (ryc. 10). Do serii pierwszej zaliczone zostały niezwiertrzałe skały oraz fragmenty kongrecji zawierające bogatą gruboziarnistą mineralizację arsenopirytową i/lub masywną

arsenopirytowo-pirytowo-chalkopirytową. W serii drugiej zawierają się zwietrzałe fragmenty kongrecji z silnie utlenionymi minerałami siarczkowymi, a do serii trzeciej zaklasyfikowano próbki czarnego iłu ze strefy wokół kongrecji znalezionych w skarpie.

Otrzymane rezultaty zawartości złota we wszystkich zbadanych próbkach ($n=15$) mieszczą się od 0,055 do 5,4 ppm, a ich średnia arytmetyczna wynosi 1,23 ppm. Najwyższe koncentracje złota towarzyszą niezwiertzałej gruboziarnistej mineralizacji arsenopirytowej (od 2,25 do 5,4 ppm; $\bar{x}_{n=7}=2,36$ ppm — seria 1), a najniższe silnie zwietrziałym siarczkom ($\bar{x}_{n=5}=0,25$ ppm (ryc. 10)). Złoto w serii 1 zostało stwierdzone w postaci mikrowrostków w arsenopirycie, przy czym jego główna ilość uwięziona jest w formie drobnodispersyjnej w arsenopirycie. Niska zawartość złota w silnie zwietrziałych kongrecjach jest adekwatna do pierwotnego udziału w nich arsenopiryty.

Podsumowanie

W rejonie Barda Śląskiego dewońskie i dolnokarbońskie skały występujące na kontakcie z apofizą Grańca-Barda ulegały silnym przeobrażeniom związanym z rozwojem procesów pomagmowych wokół waryscyjskiej IKZ. Procesy te zachodziły po uformowaniu się IKZ i odnoszą się wiekowo do C_2 lub P_1 . Pierwotne kongrecje diagenetyczne występujące w spągowych partiach dolnokarbońskich szarogłazów oraz mikroenkawy amfibolitowe wraz z otaczającymi skałami uległy silnemu shornfelsovaniu i granityzacji. W ich miejsce utworzyły się kongrecje wtórne — tzw. kongrecje metasomatyczne. Szczególnie dobrą pułapką dla wykorzystujących strefy uskokowe roztworów metasomatycznych były bogate w kalcyt kongrecje diagenetyczne występujące w bezpośrednim kontakcie z apofizą Grańca-Barda.

Znalezione w materiale obrywu skalnego w Bardzie Śląskim kongrecje uległy silnej: silifikacji, karbonatyzacji, prehnityzacji, chlorytyzacji, serycytyzacji i okruszczeniu. Zawierają one okruszczenie siarczkami o charakterystycznej metasomatycznej — szkieletowo-infiltracyjnej strukturze. Minerale kruszcowe są epigenetyczne w stosunku do pierwotnego (reliktowego) składu mineralnego kongrecji oraz do diagenetycznego okruszczenia pirytem. Wśród minerałów kruszczowych, które powszechnie przerastają się z chlorytem, kalcytem lub kwarcem występują: arsenopiryt, pirit, markasyt, chalkopiryt.

Początkowy etap granityzacji kongrecji przebiegał w temperaturach, prawdopodobnie znacznie wyższych od 500°C . Okruszczenie siarczkami ma charakter retrogresywny i zachodziło sądząc po zestawie pierwiastków w znacznie niższej temperaturze. Krystalizacja z roztworów hydrotermalnych asocjacji mineralnej Fe-As-Bi-Te-Au przebiega w dolnym zakresie temperatur średnich. Obecność Cu, Fe, Pb i Zn przy braku Hg wskazuje pośrednio na raczej środowisko mezo- niż epitermalne. Maksymalna temperatura trwałości bizmutu wynosi 272°C a minimalna temperatura dla wystąpień bismutynu i pirotynu 235°C (Guilbert & Park, 1986). Zespół minerałów bizmutu rodzimego i bismutynu jest nietrwały przy 270°C (Barton & Skinner, 1979). Z kolei w temperaturze poniżej 266°C następuje rozpad stopu Bi-Te na bizmut rodzimy i hedleyite (Elliot, 1965 patrz Afifi i in., 1988). Obecność tych minerałów we wrostkach w arsenopirycie z Barda Śląskiego wskazuje pośrednio na powyższy zakres temperatur ich krystalizacji. W tym interwale temperaturowym nastąpiła również krystalizacja

złota rodzimego oraz elektrum, które występują również w postaci mono- lub polimineralnych wrostków z minerałami Bi-Te w arsenopirycie.

Skład mineralny okruszczenia bogatego przede wszystkim w siarczki Fe, As, Cu, Zn i Pb wraz z wyraźną obecnością Bi, Te i Au wskazuje na dolny zakres średnich temperatur krystalizacji, a obecność asocjacji As-Bi-Te-Au sugeruje litosferyczne źródło pierwiastków (Augustithis, 1995).

Wstępne rezultaty oznaczeń izotopowych siarki $\delta^{34}\text{S}$ w gruboziarnistym arsenopirycie z rejonu obrywu skalnego w Bardzie Śląskim mieszczą się w zakresie od 0,87 do 1,04 $\delta^{34}\text{S}$ (CDT) dla $n=3$. Rezultaty te mogą wskazywać na pomagmowe źródło siarki (Ohmoto & Goldhaber, 1997).

Opisane z rejonu obrywu skalnego w Bardzie Śląskim złotożone kongrecje są dowodem na rozwój złotożonych procesów złożotwórczych również po stronie zachodniej IKZ, a nie tylko w rejonie Złotego Stoku. W partiach bogatych w arsenopiryt zawartość złota osiąga zawsze do kilku g/t. Fakt ten, stwarza realne przesłanki na występowanie bogatej złotożonej mineralizacji arsenopirytowej nie tylko w obrębie kongrecji ale również w nieodślioniętych partiach skał struktury Bardzkiej na kontakcie z apofizą Grańca-Barda. Dobrym kolektorem dla okruszczenia mogły być różne strukturalne i litologiczne pułapki przecięte przez głębokie strefy uskokowe (o kierunku WNW-ESE). Stwierdzona zawartość złota w osiarczowanych kongrecjach jest wysoka i ze względu na liczną obecność kongrecji w materiale obrywu sugeruje obecność strefy rudnej.

Literatura

- AFIFI A.M., KELLY W. C. & ESSENE E. J. 1988 — Phase Relations among Tellurides, Sulfides, and Oxides: I. Thermochemical data and Calculated Equilibria. *Econ. Geol.*, 83: 377–394.
- AUGUSTITHIS S.S.A. 1995 — Atlas of the textural patterns of ore minerals and metallogenic processes. WDEG de Gruyter. Berlin, New York.
- BARCZUK A. 1974 — Geneza kongrecji kalcytowych w szarogłazach kulmu Gór Bardzkich. *Acta Geol. Pol.*, 24: 425–435.
- BARTON P. B. & SKINNER B.J. 1979 — Sulfide mineral stabilities. [In:] Barnes H.L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, John Wiley and Sons Inc.: 278–403.
- OHMOTO H., GOLDBERGER B. 1997 — Sulfur and carbon Isotopes. [In:] Barnes H.L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, John Wiley & Sons, Inc.: 517–600.
- EMERLE-TUBIELEWICZ H. 1979 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Kłodzko. Wyd. Państw. Inst. Geol.
- GUILBERT J. & PARK C.F. 1986 — The geology of ore deposits. W.H. Freeman & Company New York.
- HAYDUKIEWICZ J. 1973 — Upper Devonian Conodonts from Mikołajów slates, Bardo Mts. Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. de la Terre*, 21: 233–235.
- MIKULSKI S. Z. 1997 — Prospekcja geochemiczna złotożonej mineralizacji kruszczowej w strefach kontaktowych masywu kłodzko-złotostockiego ze struktura bardzką. [In:] A. Muszer (ed.), *Metale szlachetne w NE części Masywu Czeskiego i w obszarach przyległych — geneza, występowanie, perspektywy*. *Konf. Nauk. Jarnołtówek 19–21.06.1997 r.* Wrocław: 91–95.
- MIKULSKI S.Z. 1998 — Kompleksowe badania wystąpień złota we wschodniej części Gór Bardzkich. *CAG Państw. Inst. Geol.*
- OBERC J. 1957 — Region Gór Bardzkich (Sudety) — przewodnik geologiczny dla geologów. *Wyd. Geol.*: 143–146.
- OBERC J. 1972 — Budowa Geologiczna Polski. T. 4, cz. 2, Sudety i obszary przyległe. *Wyd. Geol.*: 56–57, 73–74.
- OBERC J., BADURA J., PRZYBYLSKI B. & JAMROZIK L. 1994 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Barda Śląskie. *Wyd. Państw. Inst. Geol.*
- RAMDOHR P. 1969 — The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press. Oxford.
- WIERZCHOŁOWSKI B. 1976 — Granitoidy kłodzko-złotostockie i ich kontaktowe oddziaływanie na skały osłony (studium petrograficzne). *Geol. Sud.*, 11: 1–114.