

Złoto z kamieniołomu Złoty Jar k. Złotego Stoku (Sudety)

Stanisław Zbigniew Mikulski*

Gold mineralization in the Złoty Jar quarry near the Złoty Stok As–Au deposit (Sudetes, SW Poland)

S u m m a r y. In the results of detailed microscopic study primary gold bearing mineralization was found in the diopside-tremolite-calcite-talc rocks from the Złoty Jar quarry localized near As–Au Złoty Stok deposit (Sudetes). Gold mineralization was due to metasomatic processes developed in the contact zone between highly tectonized sedimentary volcanic rock complex of upper Proterozoic–lower Paleozoic age and the Variscan Kłodzko–Złoty Stok granitoid massif. Most gold occurs as invisible and as submicroscopic and microscopic-size particles in ore minerals, quartz veinlets and fissures among rock minerals. Invisible gold was determined using microprobe analyses in arsenopyrite (up to 1.4 wt. %), bismuthynite (up to 2.3 wt. %), loellingite (up to 0.8 wt. %) and Ni, Fe, Co sulphoarsenides (0.4 wt. %).

Three types of native gold depend on chemical content and microscopic studies were recognized: rich in silver (Electrum 31.6 wt. % Ag), rich in bismuth (35 wt. % Bi) and poor of admixtures (15 wt. %). Visible gold was observed mostly as inclusions from 5 to 20 μm in size among (Fe, Co, Ni) sulphoarsenides and sulfides in carbonated and silicified calc-silicates rocks (gold contents in these rocks are up to 10 g/t). Gold-bismuth myrmekites in sulphoarsenides were also observed. Preliminary results of fluid inclusion studies in metasomatic minerals (scheelite, garnet, pyroxene) show temperatures of skarn-like crystallization at 464–480°C and from 250°C up to 350°C for crystallization of quartz veins containing ores with native gold (Mikulski, 1996). Processes of redistribution of primary gold from loellingite-arsenopyrite mineralization were wide developed and carried out by sulfur-bearing solutions at 250–350°C and near neutral to alkaline environments with dominant role of hydrosulphide complex $\text{Au}(\text{HS})_2^-$.

Kamieniołom Złoty Jar jest zlokalizowany między dawnymi polami eksploatacyjnymi złoża As i Au w Złotym Stoku. Prace górnicze w kamieniołomie rozpoczęto w 1961 r. wraz z decyzją o zakończeniu eksploatacji rud arsenowo-złotonośnych na złożu w Złotym Stoku. Celem eksploatacji był odzysk łupka blastomylonitycznego oraz skał towarzyszących do produkcji kruszywa łamanego. Eksploatacja górnicza w Złotym Stoku od swych początków, tj. VII w. (Budzyńska, 1972), do końca XVII w. koncentrowała się głównie na wydobyciu rud pod kątem produkcji złota. Dopiero od XVIII w. zaczęto w miejscowej hucie wykorzystywać bogate rudy arsenowe do produkcji m.in. arseniku. Prawdziwa *febris aurea* miała miejsce w latach 1545–1549 kiedy to czynnych było 190 sztolni i wyrobisk górniczych, a produkcja złota osiągnęła ponad 140 kg na rok (Bałdys, 1954). W 1514 r. eksploatowano rudy o zawartości 11,4 g/t Au, w 1744 — 17 g/t Au (Dziekoński, 1972). W okresie międzywojennym za nadające się do eksploatacji uważano 7% rudy arsenowe, z zawartością złota w zakresie od 3 do 5 g/t (Bałdys, 1954). Po II wojnie światowej bilansowe rudy arsenowe zawierały 2,8 g/t Au (Bałdys, 1954). Łączne wydobycie złota wyniosło ok. 9 t, przy przeciętnej jego zawartości w rudzie ok. 2,3 g/t (Dziekoński, 1972). W pracach mineralogiczno-złożowych geologów niemieckich z przed II wojny światowej złoto ze Złotego Stoku było opisywane jako domieszki izomorficzne w sieci krystalicznej löllingitu (do 30 g/t Au) i arsenopiryty (5,2–34,8 g/t Au)

(Wiencke, 1907). Najnowsze prace mineralogiczno-kruszcowe, wykonane w mikroobszarze na próbkach rud pochodzących z hałd kopalni (Muszer, 1992; Niczyporuk & Speczik, 1993) oraz z naturalnych odsłoneń w kamieniołomie Złoty Jar (Mikulski, 1994), udowodniły liczne sub- i mikroskopowej wielkości wrostki i ziarenka złota rodzimego. Obserwacje te definitywnie obalily stary pogląd geologów niemieckich, podtrzymany wynikami prac Kowalskiego (1969) i Budzyńskiej (1971), o nie występowaniu złota widzialnego w złożu złotostockim. Geneza mineralizacji arsenowo-złotonośnej łączona jest z rozwojem procesów metasomatyczno-hydrotermalnych związanych z granitoidową intruzją kłodzko-złotostocką (Neuhaus, 1933; Schneiderhöhn, 1955; Kowalski, 1961, 1963; Speczik, 1994).

Zarys geologii rejonu kamieniołomu Złoty Jar

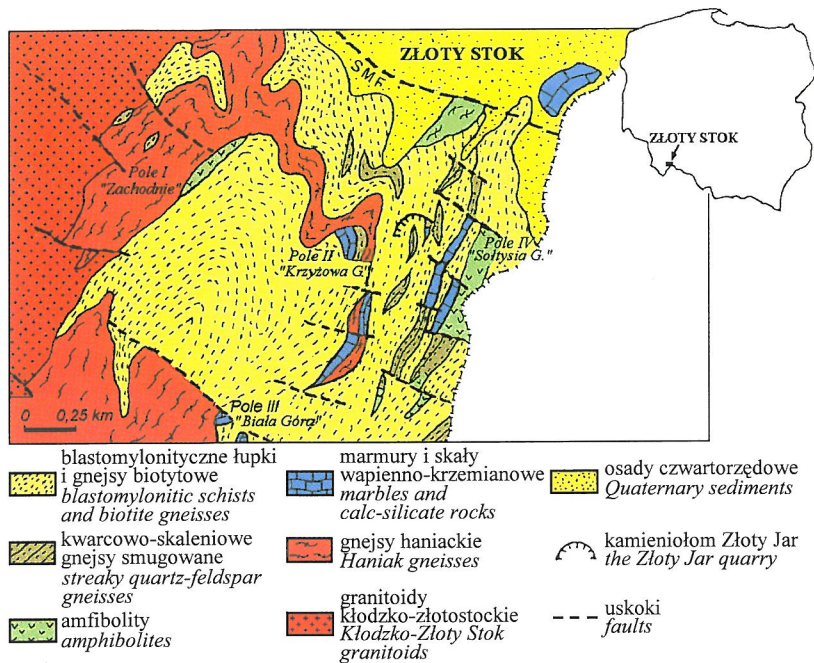
Kamieniołom łupka blastomylonitycznego w Złotym Jarze jest położony w obrębie strefy tektonicznej Złoty Stok–Skrzynka (zwanej również Strefą Ścinania Złoty Stok–Trzebieszowice; Cymerman, 1995), a dokładnie w jej północnej części w synklinorium Orłowca (Don, 1964), w pobliżu sudeckiego uskoku brzeźnego (ryc. 1). Skały budujące strefę tektoniczną Złoty Stok–Skrzynka w rejonie złoża są silnie skatakazowane i zmylonityzowane (Cwojdzński, 1975). Szczegółowe badania tektoniczne w kamieniołomie zostały przeprowadzone przez Wojciechowską (1976) oraz Żabę i Będkowskiego (1995). Wydzielili oni 5 wyraźnych różnych bloków skalnych oddzielonych wzajemnie stromymi (70–80°) uskokami o charakterze zrzutowym zapadającymi ku SW. Bloki w środkowej i północno-wschodniej części kamieniołomu są zbudowane głównie z blastomylonitycznych łupków oligoklazowo-biotytowych i gnejsów biotytowych zawierających liczne wkładki łupków amfibolitowych i amfibolitów (ryc. 2). Natomiast bloki w SSW części składają się głównie z leukognejsów leptytowych z wkładkami łupków biotytowych i amfibolitowo-chlorytowych. Położony najdalej na SSW blok budują łupki kwarcowo-biotytowe i gnejsy leptytowe.

Kamieniołom usytuowano na wschodnim zboczu Góry Kaplicznej (dawniej G. Krzyżowa) między wschodnim polem górniczym Góry Krzyżowej (pole II), a polem górniczym Góry Sołtysiej (pole IV) złoża złotostockiego. Na polu Góry Krzyżowej dominowała głównie ruda arsenopirytywo-löllingitowa w postaci impregnacji w skałach diopsydowo-tremolitowych, czarnych serpentynitach oraz marmurach. Przebieg skupień rudnych miał kierunek N–S a upad 30–40° na SW (Bałdys, 1954). Z kolei IV pole górnicze charakteryzowało się znacznie uboższym okruszczeniem siarczkami skał diopsydowo-tremolitowych o biegu NNE–SSW i stromym upadzie 60–70°E (Bałdys, 1954). Wpływy granodiorytowej intruzji kłodzko-złotostockiej na skały w rejonie kamieniołomu są słabsze, niż w zachodniej części złoża złotostockiego (Kowalski, 1961).

Charakterystyka wystąpień złotonośnej mineralizacji kruszcowej w kamieniołomie Złoty Jar

Kamieniołom Złoty Jar o długości ścian ponad 200 m i wysokości prawie 70 m ma kształt półksiężyca otwartego ku wschodowi. Dostępne do obserwacji są trzy dolne poziomy (380,0–410,0 m npm). Mineralizacja kruszcowa została stwierdzona głównie na najniższym poziomie eksploatacyjnym kamieniołomu w trzech wzajemnie odrębnych strefach związanych z występowaniem cienkich wkładek skał węglanowo-krzemianowych oraz w mniejszym stopniu w skałach je otaczających (ryc. 2). Zdecydowanie najciekawszą jest złotonośna mineralizacja kruszcowa zaobserwowana w

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



Ryc. 1. Szkic geologiczny kamieniołomu Złoty Jar (wg Cwojdziańskiego, 1974, 1975; Finckha & Fischera, 1938; Sawickiego, 1956). SMF — sudecki uskoczek brzeżny
Fig. 1. Geological sketch of the Złoty Jar quarry area (according to Cwojdziański 1974, 1975; Finckh & Fischer, 1938; Sawicki, 1956). SMF — Sudetic Marginal Fault

środkowej części ściany dolnego poziomu kamieniołomu. Bogate okruszcowanie w postaci gniazdowych impregnacji do kilkudziesięciu centymetrów wielkości oraz kilku centymetrowej grubości żyłek kruszczowych występuje w jasnozielonkawej skale diopsydowo-tremolitowo-kalcytowo-talkowej i skarnie piroksenowo-granatowym. Skąły te, występują w formie wąskiej ok. 1 m miąższości soczewki w brunatnym łupku chłorytowo-amfibolitowym i jasnym gnejsie leptytowym ($85^{\circ}/60-65^{\circ}$ SE). W ich obrębie zaobserwowano strefę (ok. 1,5 m) charakteryzującą się zmiennym natężeniem okruszcowania oraz intensywną sylifyzacją i kalcytyzacją. Badania mineralizacji kruszczowej w świetle odbitym zostały przeprowadzone na mikroskopie firmy LEITZ typu ORTHOPLAN-PL. Głównymi minerałami kruszczowymi są tu löllingit, arsenopiryt. Rzadziej pojawiają się scheelit i piryt oraz siarkosole arsenowe (Ni, Fe, Co) reprezentowane przez kobaltyni niklowy i gersdorffit kobaltowy oraz pojedyncze ziarenka pirotytynu, chalkopiryty, sfaleryty i magnetytu (Mikulski, 1996). Liczne w siarkosolach arsenowych (Ni, Fe, Co) są mikrowrostki złota rodzimego, bizmutu rodzimego i bismutytnitu.

Złoto widzialne (visible gold) zostało stwierdzone podczas badań mikroskopowych w świetle odbitym oraz potwierdzone badaniami w mikroobszarze. Ziarenka i wrostki złota rodzimego zaobserwowano w próbkach skał diopsydowo-

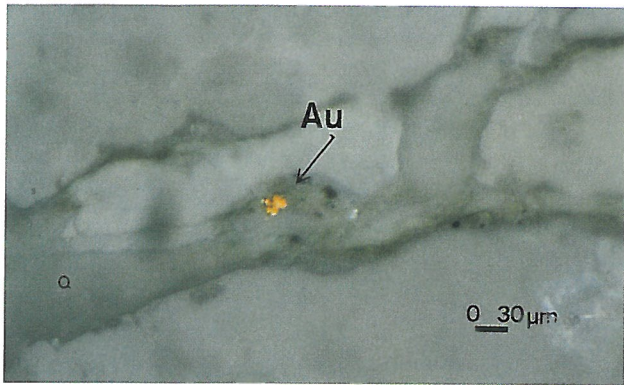
Ryc. 2. Fragment ściany dolnego poziomu w kamieniołomie Złoty Jar k. Złotego Stoku. Soczewka skał węglanowo-krzemianowych (c) zalegających w gnejsie leptytowym (g) oddzielona uskokiem od łupków blastomylonicznych (sch). Strzałka (\uparrow) wskazuje miejsce ze złotonośną mineralizacją kruszczową (strefa II). Stan odsłonięcia V 1995 r.

Fig. 2. Part of the lower level of the Złoty Jar quarry near As-Au Złoty Stok deposit. Narrow lens of calc-silicate (c) rocks in leptynite gneisses (g) separated from blastomylonitic schist (sch) by the fault zone. Arrow indicates place with gold bearing ore mineralization (II-ore zone). Outcrop situation at V 1995

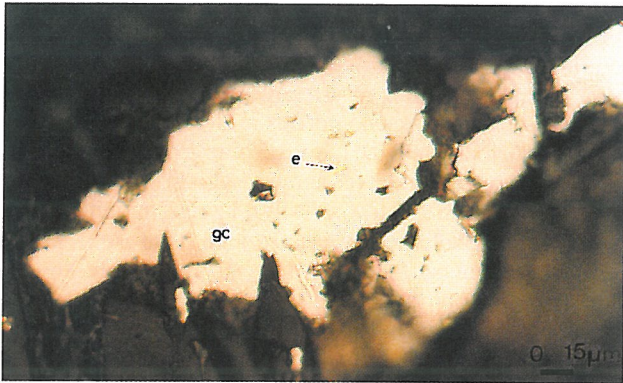
w mikroobszarze pozwoliły zaobserwować oprócz wrostków złota rodzimego z domieszkami Ag, Bi oraz wrostków elektrum także myrmekitowe przerosty złota i bizmutu.



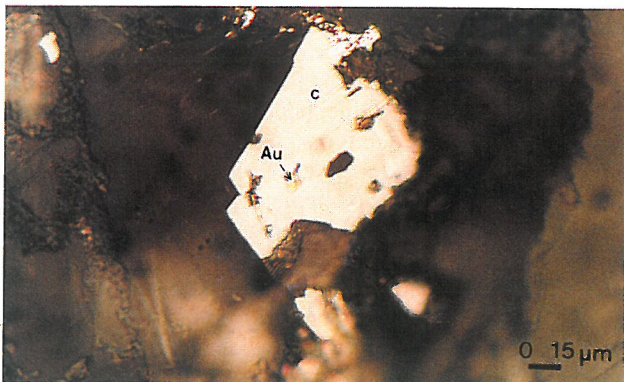
tremolitowo-kalcytowo-talkowych oraz skarnach piroksenowo-granatowych. Samodzielne i nieco większe ziarenka złota rodzimego stwierdzono w epigenetycznej żyłce kwarcowej (ryc. 3) oraz w diopsydzie w obrębie tych samych skał. W świetle odbitym złoto rodzime zawierające wysoką domieszkę srebra (do 30% wag. Ag) jest złocistożółte, z kolei tzw. czyste złoto (90% wag. Au) jest żółte (Ramdohr, 1969). Charakterystycznym zjawiskiem jest występowanie w obrębie siarkosoli arsenowych (Ni, Fe, Co) po kilka wrostków złota wyraźnie różniących się intensywnością i odcieniem żółtej barwy (ryc. 4, 5). Niektóre z tych wrostków układają się współśrodkowo do zonalnych wydzieleni minerału gospodarza. Badania w mikroobszarze pozwoliły oznaczyć do 31,6% wagowych srebra i od 3,8 do 4,5% wag. bizmutu. Zwracają również uwagę stałe domieszki arsenu (do 1,93% wag.), niklu (do 1,57% wag.) oraz wolframu (do 1,34% wag.) (tab. 1). Wysoki udział ilości Ag w Au-rodzimy wskazuje na występowanie **elektrum** (Ramdohr, 1969). Wrostki elektrum o rozmiarach od 0,5 do 20 μm mają wydłużone kształty o krzywoliniowych krawędziach (ryc. 4, 6). Badania siarkosoli arsenowych



Ryc. 3. Wrostek złota rodzimego (Au) w żyłce kwarcowej (Q). Światło odbite, nikole II
Fig. 3. Native gold (Au) in quartz (Q) vein from the Złoty Jar quarry near Złoty Stok. RL



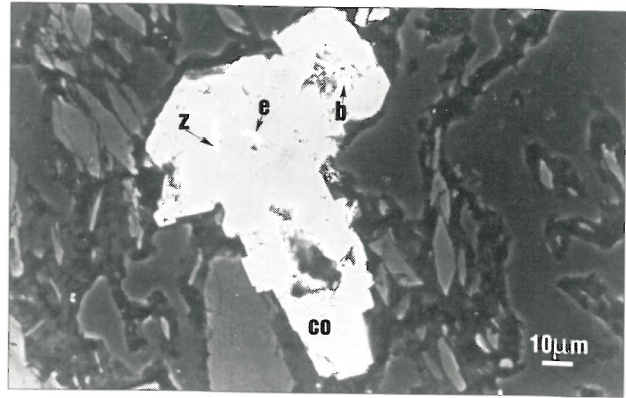
Ryc. 4. Wrostek elektrum (e) w kobaltowym gersdorfcie (gc). Światło odbite, nikole II
Fig. 4. Native gold (e) inclusion in Co-rich gersdorffite (gc) from the Złoty Jar quarry near Złoty Stok. RL



Ryc. 5. Wrostek Au-rodzimego (Au) w niklowym (c) kobaltynie. Światło odbite, nikole II
Fig. 5. Native gold (Au) inclusion in cobaltite (c) from the Złoty Jar quarry near Złoty Stok RL

Przerosty te, osiągają wielkości do 5 μm. Tego typu struktury powstają wskutek rozpadu roztworu stałego maldonitu (Au₂Bi) (Ramdohr, 1969). W częściach biegunowych produktu rozpadu pojawia się złoto rodzime zawierające do kiludziesięciu procent wagowych bizmutu lub na odwrót bizmut zawierający do 33,8% wag. Au.

Nieliczne ziarenka złota rodzimego obserwowane w



Ryc. 6. Wrostki elektrum (e), złotonośnego bismutynitu (z) i bizmutu rodzimego (b) w obrębie ziarenka kobaltynu niklowego (co). Światło odbite, nikole II
Fig. 6. Native gold (e), gold bearing bismuthine (z) and native bismuth (b) inclusions in Ni-rich cobaltite (co) from the Złoty Jar quarry near Złoty Stok. RL



Ryc. 7. Gniazdowa mineralizacja löllingitowo-arsenopirytowa (lö-as) w postaci koncentryczno-promienistej o zawartości złota drobnodispersyjnego powyżej 8 g/t. Próbką k 6/1 klm Złoty Jar. Skala diopsydowo-tremolitowo-kalcytowo-talkowa
Fig. 7. Nest like löllingite-arsenopyrite (lö-as) mineralization in concentric-radial form with content of invisible gold over 8 g/t. Sample k 6/1 — diopside-tremolite-calcite-talc rock. The Złoty Jar quarry near Złoty Stok

żyłce kwarcowej są większe (od 5 do 50 μm). Charakteryzują się intensywną żółtą barwą i niższą domieszką Ag na poziomie do kilkunastu % wag. Ziarenka te, mają owalne kształty o postrzępionych krawędziach (ryc. 4). Ziarenko złota rodzimego znalezione w diopsydzie miało znacznie mniejszy rozmiar (2 μm). Próby zbadania jego składu za pomocą mikrosondy nie powiodły się.

Złoto drobnodispersyjne (invisible gold). Badania złota drobnodispersyjnego w próbkach skał ze Złotego Jaru przeprowadzono za pomocą mikrosond typu An 10/855 Link System stowarzyszonych z mikroskopami elektronowymi typu JEOL JSM-35 w PIG oraz w PAN. Złoto drobnodispersyjne lub tzw. złoto niewidzialne zostało oznaczone w mikroobszarze za pomocą punktowych badań w obrębie löllingitu, arsenopiryty, bismutynitu oraz w kilku minerałach tworzących izomorficzny szereg siarkosoli arsenowych (Ni, Fe, Co). Uzyskane rezultaty oznaczeń złota drobnodispersyjnego są w niektórych przypadkach obarczone stosunkowo wysokim błędem ($\pm 0,84\%$ wag.). Najwyższe zawartości złota drobnodispersyjnego zostały stwierdzone w bismutynie oraz arsenopirycie. Złoto drobnodispersyjne w

Tab.1. Skład chemiczny wrostków złota rodzimego, elektrum i maldonitu w siarkosolach arsenowych (Ni, Fe, Co) z kamieniołomu Złoty Jar

Pierwiasek w % wag	Złoto rodzime	Elektrum	Elektrum	Maldonit
Au	83,24	59,44	59,21	33,81
S	0,0	0,64	0,49	0,0
Fe	0,59	0,64	0,63	2,57
Cu	0,11	0,09	0,36	0,50
As	0,6	1,96	1,38	1,41
Ag	12,89	31,59	31,58	4,17
Bi	0,86	4,54	3,88	50,93
Ni	0,09	1,57	1,57	7,48
W	n.o.	0,54	1,34	n.o.
W sumie	98,74	101,01	100,48	100,87

bismutynie występuje w zakresie od 0,94 do 2,22% wagowych, a obliczona wartość średniej arytmetycznej ($\bar{x}_{n=3}$) wynosi 1,65% wag. Oprócz Au w bismutynie oznaczono wysoką domieszkę srebra (do 2,93% wag.). Zawartości złota w % wagowych w arsenopirytach ze Złotego Jaru mieszczą się w przedziale od 0,82 do 1,4% wag. Średnia zawartość złota w arsenopirycie $\bar{x}_{n=5} = 0,83\%$ wag. Analizy punktowe ($n = 12$) w kilku ziarnach löllingitu wykazały zakres zawartości złota od 0,0 do 0,72% wag. ($\bar{x}_{n=12} = 0,224\%$ wag.). Pewne śladowe ilości złota drobnodispersyjnego w zakresie 0,16 do 0,4% wag. zostały oznaczone również w siarkosolach arsenowych (Ni, Fe, Co).

Löllingit występuje w postaci ziarn o pokroju słupkowym i igielkowym rozrzuconych luźno w formie impregnacji w skale lub w postaci gniazdowych koncentryczno-promienistych skupień o wielkościach do kilkunastu centymetrów (ryc. 7). Słupkowe kryształy löllingitu osiągają rozmiary do 2–3 cm wielkości i grubość do 0,5 cm. Mniejsze są ziarna o pokroju igielkowym, które mają średnicę od 0,1 do 2 mm. Większe ziarna löllingitu są skatakazowane i zabliźnione przez młodsze generacje arsenopirytu, kwarcu czy kalcytu. W świetle odbitym zaobserwowano niejednorodność budowy niektórych dużych kryształów löllingitu przejawiającą się zmianą cech optycznych. Badania w mikroobszarze potwierdziły te obserwacje. Ciemniejsze nieregularne wydzielenia w obrębie ziarn löllingitu są w stosunku do jego składu zasobne w siarkę i ubogie w arsen (żelazo jest na podobnym poziomie). Wydzielenia te, z reguły w partiach zewnętrznych tworzy arsenopiryt (I). Oznaczenia składu chemicznego löllingitu wykazały zawartości arsenu w przedziale od 70,48 do 72,96 % wag., żelaza od 27,68 do 28,21 % wag. i siarki od 1,07 do 1,45 % wag. oraz domieszki Au (do 0,72% wag.). Drugim pod względem częstości wystąpień minerałem jest **arsenopiryt**. Ilościowo dominuje arsenopiryt w postaci auto- i ksenomorficznych pojedynczych ziarn oraz agregatów krystalicznych impregnujących skały. Odmianą postaci mają nieregularne wydzielenia arsenopirytu w obrębie löllingitu oraz w jego częściach zewnętrznych. Ziamiste agregaty löllingitowo-arsenopirytowe występują powszechnie a ich wzajemny udział jest bardzo różny.

Obserwowano arsenopiryty zawierające w środkowych częściach swoich ziarn zupełnie resztkowe wydzielenia löllingitu. Młodsza generacja arsenopirytu tworzą niewielkie od 0,01 do 3 mm wielkości automorficzne ziarenka tego minerału, które pojawiają się w żyłkach kwarcowych i kwarcowo-kalcytowych. Do tej samej generacji należy zaliczyć także monomineralne żyłki arsenopirytu występujące w spękaniach skał.

Na podstawie przeprowadzonych badań w mikroobsza-

rze określono skład chemiczny arsenopiryty pierwszej i drugiej generacji. Arsenopiryt I współwystępuje z löllingitem w skale. Zakres zawartości pierwiastków w arsenopirycie I mieści się w przedziale: — dla arsenu od 46,40 do 51,62% wag. — dla siarki od 15,89 do 18,64% wag. — i dla żelaza od 32,59 do 34,64% wag. Oznaczono w nim również domieszki złota i śladowe (na granicy oznaczalności metody) zawartości Sb (maks. 0,19 wag.), Co i Ni. Skład chemiczny arsenopiryty II generacji występujących w formie automorficznych pojedynczych wprysnięć w skałach węglanowo-krzemianowych różni się w stosunku do arsenopiryty I generacji przede wszystkim niższą zawartością w nich arsenu i znacznie podwyższą zawartością

siarki. Zakres zawartości As wynosi od 42,92 do 44,4% wag, S od 19,37 do 20,18% wag. i Fe od 33,80 do 34,48% wag.

Kolejnym minerałem obserwowanym w okruszczowanej strefie jest **scheelit**. Minerale ten, najczęściej pojawia się w formie samodzielnych wprysnięć, gniazdowych agregatów ziarnistych oraz żyłek. Występuje w dwóch generacjach Pojedyncze auto- i ksenomorficzne kryształy scheelitu I osiągają rozmiary od 0,01 do 3,5 mm. Większe są jego wydzielenia w postaci zbitych agregatów ziarnistych (do 3 cm). Nie obserwowano zrostów scheelitu I z innymi minerałami kruszczowymi. Natomiast częste są jego przerosty z kwarcem, diopsydem bądź kalcytem. Często agregaty te, są spękane i zabliźnione młodszą generacją kalcytu. Scheelit II występuje w asocjacji z kwarcem lub kalcytem w formie wprysnięć w epigenetycznych żyłkach o grubościach do 1–2 mm oraz w formie nieregularnych wypełnień spękań w skale. **Tytanit** występuje w strefach okwarcowanych i skalcytyzowanych w postaci niewielkich pojedynczych ziarenek do 1,0 mm wielkości o charakterystycznych rombów przekrojach. Siarkosole arsenowe (Ni, Fe, Co) pojawiają się wraz z arsenopirytem, pirytem w asocjacji z kalcytem w formie niewielkich gniazdowych impregnacji. Ziarenka siarkosoli arsenowych mają rozmiary od 0,01 do 2,5 mm wielkości i przeważnie tworzą idiomorficzne kryształy o niejednorodnej bądź zonalnej budowie. Poszczególne zony różnią się w świetle odbitym refleksyjnością, barwą oraz anizotropią. Ich charakterystyczną cechą jest biała barwa z zauważalnym różowym odcieniem. Ze względu na małe rozmiary ziarn oraz skomplikowane wewnętrzne przerosty, dokładniejszą identyfikację minerałów tej grupy przeprowadzono za pomocą mikroskopy roentgenowskiej. Otrzymane rezultaty składów chemicznych analizowanych ziarenek wskazują na obecność kilku minerałów z grupy siarkosoli arsenowych ze zmiennym udziałem procentowym kobaltu, żelaza i niklu. Minerale te, stanowią głównie pośrednie człony w systemie **kobaltyn-gersdorffit**. Wśród nich często obserwowano **nikłowy kobaltyn** (As 47–49% wag., Co 17–21% wag., Ni 9–14% wag., Fe 5–6% wag., S 15–16 % wag.) i **kobaltowy gersdorffit** (As 51–63 % wag., Ni 19–28 % wag., Co 3–8% wag., Fe 2–8% wag., S 11–15% wag.). W minerałach tych oznaczono również domieszki Au, Ag, Bi, Cu, W (Mikulski, 1995b).

Piryt występuje w zdecydowanie mniejszej ilości w asocjacji z siarczkami As i siarkosolami arsenowymi. Wydzielono kilka jego generacji. Oprócz samodzielnych automorficznych ziaren o rozmiarach do kilku milimetrów tworzy zbite paracentymetrowej wielkości agregaty ziarniste oraz żyłki. Piryty różnych generacji pojawiają się we

zrostach z arsenopirytem, chalkopirytem, pirotynem. **Bismutyty i bizmut rodzimy** tworzą drobne nieregularne oraz ząbkowane i szkieletowe formy obserwowane w obrębie siarkosoli arsenowych (Ni, Fe, Co).

Oznaczenia chemiczne złota w próbkach skał z kamieniołomu Żłoty Jar

Oznaczenia chemiczne złota zostały wykonane w Centralnym Laboratorium Chemicznym PiG z dokładnością do 1 ppb Au. Próbkę skał po prażeniu w temperaturze 450°C i w 640°C, trawiono stężonym HCl, a następnie roztworzano stosując wodę królewską. Uzyskany kompleks chlorkowy złota ekstrahowano do fazy organicznej. Oznaczenia wykonano techniką bezpłomieniowej absorpcji atomowej (GFAAS) stosując spektrofotometr 4100 ZL firmy Perkin Elmer.

Próbki do oznaczeń geochemicznych złota były pobrane w kamieniołomie Żłoty Jar k. Żłotego Stoku. Opróbowano ściany dawnego pierwszego i drugiego poziomu eksploatacyjnego. Do oznaczeń chemicznych złota wybrano próbki skał węglanowo-krzemianowych oraz próbki skał zawierające mineralizację kruszcową. Średnia arytmetyczna złota dla próbek skał z kamieniołomu w Żłotym Jarze dla $n = 15$ jest równa 1976,59 ppb, prawie 2 g/t. Zakres zawartości Au mieści się w przedziale od 1,3 do 9210 ppb. Najwyższe koncentracje złota oznaczono w próbkach skał węglanowo-krzemianowych zawierających bogatą mineralizację kruszcową reprezentowaną głównie przez löllingit, siarczki As, Fe oraz w mniejszym stopniu przez siarkosole arsenowe (Ni, Fe, Co) i scheelit.

Złoto występuje w nich w formie drobnodispersyjnej oraz w formie mikrowrostków w minerałach kruszczowych i skałotwórczych, a także w formie b. drobnych samodzielnych wydzieli w żyłkach kwarcowych, kwarcowo-kalcytowych.

Pod ogólną nazwą skał węglanowo-krzemianowych kryją się skały o różnej proporcji pomiędzy głównymi minerałami skałotwórczymi. Można wydzielić przejścia skał diopsydowo-tremolitowych w diopsydowo-tremolitowo-kalcytowe, diopsydowo-tremolitowo-kalcytowo-talkowe, skarny piroksenowo-granatowe, marmury dolomityczne, skały kalcytowo-kwarcowe czy węglanowo-serpentytowe. Zmiana jest również barwa tych skał od białej poprzez jasnozieloną do ciemnoszarej. Zostały obliczone podstawowe parametry statystyczne koncentracji złota w skałach węglanowo-krzemianowych. Wartość średniej arytmetycznej jest równa $\bar{x}_{n=6} = 4573,78$ ppb, a zakres zawartości złota zawiera się od 86,7 do 9210 ppb.

Zdecydowanie uboższe w złoto są skały leptynitowe. Średnia arytmetyczna Au w tych skałach jest równa $\bar{x}_{n=5} = 430,42$ ppb. Zakres zawartości Au mieści się od 3,9 do 1111 ppb. Najwyższą koncentrację złota w leptynicie oznaczono w silnie okwarcowanej i okruszczowanej (mineralizacja arsenkowo-siarczkowa) próbce.

Podsumowanie

Złoto w kamieniołomie w Żłotym Jarze k. Żłotego Stoku występuje w dwóch różnych postaciach:

- we własnych fazach jako złoto rodzime, elektrum i złoto bizmutowe,
- drobnodispersyjnych jako domieszki izomorficzne w minerałach kruszczowych.

Pierwsza postać złota została stwierdzona podczas badań mikroskopowych w formie sub- i mikroskopowej wielkości wrostków (*visible gold*) w siarkosolach arsenowych

(Ni, Fe, Co) oraz w formie pojedynczych ziarenek w żyłkach kwarcowych i w spękaniach minerałów skałotwórczych (diopsyd) w skałach diopsydowo-tremolitowo-kalcytowo-talkowych i skarnie piroksenowo-granatowym. Na podstawie wyników badań w mikroobszarze wyróżniono trzy zasadnicze rodzaje Au rodzimego: **elektrum** o zawartości Ag w ilościach do 31,6% wag., **złoto bizmutowe** o zawartościach Bi w ilości do 35% wag. oraz **złoto rodzime czyste** o zawartości domieszek Ag, Cu i in. w ilości nie większej niż 15% wag. Zdecydowanie najczęściej obserwowano elektrum w formie mikrowrostków w obrębie siarkosoli arsenowych (Ni, Fe, Co). W tych samych minerałach co elektrum występują również wrostki złota bizmutowego.

Druga postać złota w kamieniołomie Żłoty Jar została oznaczona za pomocą badań w mikroobszarze jako drobnodispersyjna domieszka (*invisible gold*) w: **bismutynie** (maks. 2,22% wag. Au), **arsenopiryty** (maks. do 1,4% wag.), **löllingicie** (maks. do 0,72% wag. Au), w **siarkosolach arsenowych (Ni, Fe, Co)** (do 0,4% wag.).

Geneza mineralizacji złotonośnej jest rezultatem procesów metasomatyczno-hydrotermalnych rozwijających się w strefie kontaktowej wokół granitoidu kłodzko-żłotostockiego. Procesy mineralizacyjne odbywały się w kilku etapach i w zmiennych warunkach fizykochemicznych w czasie od formowania się intruzji granitoidowej do momentu jej wypiętrzenia oraz w trakcie rozwoju regionalnej strefy ścinania Żłoty Stok-Trzebieszowice (*regional shear zone*) (Mikulski, 1996).

Drobnodispersyjne złoto zawarte w minerałach kruszczowych jest syngenetyczne w stosunku do współwystępującej wysokotemperaturowej mineralizacji w arsenopiryty i löllingicie. Wstępne wyniki badań termobarometrycznych granatów, piroksenów i scheelitów ze skarnów piroksenowo-granatowych oraz ze skał diopsydowo-tremolitowo-kalcytowych zawierających złotonośny arsenopiryt i löllingit, wskazują na rzeczywiste temperatury ich krystalizacji 464–480°C (Kozłowski [W:] Mikulski, 1995). Jako termometr geologiczny może posłużyć również zawartość arsenu w arsenopiryty (Kretschmar & Scott, 1976). Arsenopiryt I generacji ze Żłotego Jaru współwystępujący z löllingitem charakteryzuje się zawartością As w przedziale od 35,12 do 36,72% atom. Po naniesieniu tych wartości As na wykres T–X dla arsenopiryty zamieszczony w pracy Kretschmar & Scott (1976) uzyskano temperaturę krystalizacji arsenopiryty I w przedziale od 420 do 530°C.

Pojawienie się form złota widzialnego należy wiązać z młodszymi etapami migracji roztworów hydrotermalnych poprzedzonych kolejnymi fazami tektonicznymi związanymi z rozwojem regionalnej strefy ścinań. Formy okruszczowania wskazują pośrednio na warunki tektoniczne w obrębie stref ścinań (Mikulski, 1996). Można je scharakteryzować jako podatno-krucho i krucho. W przypadku omawianego rejonu spękania i interstycje w obrębie skał węglanowo-krzemianowych wypełniły młodsze generacje kruszców, złoto oraz liczne żyłki kwarcowe (kwarcowo-scheelitowe), kwarcowo-kalcytowe, kalcytowe, skaleniowe, phrenitowe i in. Wstępne wyniki badań termobarometrycznych wskazują na temperatury homogenizacji inkluzji w różnych generacjach kwarcu żyłowego z kamieniołomu Żłoty Jar, zawierającego mineralizację arsenopirytowo-pirytową, na 210–330°C (Mikulski, 1995).

Występowanie licznych wrostków złota widzialnego jest związane z pojawieniem się średniotemperaturowych zespołów mineralnych reprezentowanych przez siarczki As i Fe oraz siarkosole arsenowe (Ni, Fe, Co) w asocjacji z

kalcytem. Charakterystyczną cechą tej złotonośnej asocjacji minerałów kruszcowych jest niejednorodność ich składów chemicznych, lokalnie zonalna budowa kryształów oraz obecność wrostków złota rodzimego (Bi-rodzimego) zawierających zróżnicowaną domieszkę Ag (elektrum) i Bi (złoto bizmutowe). Dane literaturowe dla złotonośnej asocjacji siarkosoli arsenowych (Ni, Fe, Co) związanej z procesami metasomatyczno-hydrotermaknymi wskazują na ich krystalizację w zakresie temperatur 300–400°C (Craig, 1983, Ramdohr, 1969). Wysoka domieszka Ag w złocie rodzimym oraz krystalizacja elektrum mogą odbywać się również w zakresie temperatur średnich (Ramdohr, 1969). Obecność bizmutu rodzimego i bismutynu jest notowana w końcowych etapach krystalizacji złóż kontaktowo-metasomatycznych (Ramdohr, 1969). Z kolei zaobserwowane produkty rozpadu maldonitu w postaci myrmekitowych przerostów złota i bizmutu wskazują na krystalizację tej asocjacji mineralnej w b. wąskim zakresie temperatury 264–271°C (Craig & Vaughan, 1981). Stwierdzona obecność niklowego kobaltynu i kobaltowego gersdorffitu jest dowodem na proces uruchamiania Fe, Co, Ni z pierwotnych siarkosoli arsenowych (arsenopiryt, kobaltyn, gersdorffit) poprzez ich zastępowanie oraz ponowną rekrytalizację.

Oddzielnym problemem są mikrowrostki złota rodzimego pojawiające się w obrębie spękań minerałów kruszcowych (arsenopiryt, löllingit). Proces uruchamiania złota przebiega etapowo. Po pierwotnym wytrąceniu złota niewidzialnego w roztworze stałym z arsenkami i siarczkami, następuje jego redystrybucja i koncentracja do form koloidalnych i mikroskopijnych drobin w szczelinach i pustkach w obrębie pierwotnego minerału. Proces redystrybucji złota drobnodispersyjnego z arsenopiryty i löllingitu odbywa się prawie natychmiast po ich utworzeniu (Heinhorst & Lehman, 1994). Dalsza migracja Au poza pierwotny minerał powoduje jego koncentrację w obrębie minerałów płonnych w obrębie których Au jest już znacznie stabilniejsze (Heinhorst & Lehman, 1994).

W przypadku redystrybucji złota pierwotnego ze Złotego Jaru, które znajduje się w skałach kilkukrotnie poddanych procesom deformacji tektonicznych i zmiennym warunkom fizykochemicznym, proces ten odbywał się wielokrotnie. Parageneza löllingitowa-arsenopirytowa z niewielką obecnością pirotynu i magnetytu wskazuje na niską zawartość siarki podczas krystalizacji złotonośnych kruszców. Złoto wykazuje wysoką rozpuszczalność i mobilność w roztworach, z których następuje krystalizacja paragenez arsenkowo-siarczkowych. W kwaśnych roztworach powyżej temperatury 300°C dominują chlorkowe kompleksy złota typu $AuCl_2^-$ i $AuHS$. Z kolei związki kompleksowe złota typu $Au(HS)_2^-$ dominują w roztworach w środowisku na pograniczu obojętnego i alkalicznego (Palyanowa & Kolonin, 1991). Wydaje się, że najpowszechniej redystrybucja złota w rejonie Złotego Jaru odbywała się za pomocą związków kompleksowych złota typu $Au(HS)_2^-$ przy udziale bogatych w siarkę roztworów w temperaturach 250–350°C.

Na podstawie wyników oznaczeń geochemicznych złota skały węglanowo-krzemianowe ze Złotego Jaru pozbawione widocznej gołym okiem mineralizacji kruszcowej są płonne (do 0,1 g/t Au). W sytuacji gdy pojawia się w tych samych skałach mineralizacja kruszcowa w formie intensywnej kilkucentymetrowej szerokości impregnacji lub w postaci gniazd, żyłek to obecność złota w tej skale wzrasta kilkadziesiąt razy

nawet do 9 g/t Au i są to koncentracje złożowe (ryc. 7). Prowadzona w kamieniołomie w Złotym Jarze eksploatacja łupka blastomylonitycznego na cele drogowe spowodowała odsłonięcie fragmentu okruszczonych soczewek skał węglanowo-krzemianowych oddzielonych uskokiemi od pól górnictwa dawnej kopalni arsenu i złota w Złotym Stoku.

L i t e r a t u r a

- BAŁDYS L. 1954 — Dokumentacja złoża rudy arsenowej i złota w Złotym Stoku. (Arch. Kopalni).
 Budzyńska H. — Arch. Miner., 29: 29–88.
 CRAIG J.R. & VAUGHAN D.J. 1981 — Ore microscopy and ore petrography. New York.
 CWOJDZIŃSKI S. 1974 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Złoty Stok. Inst. Geol. Warszawa.
 CWOJDZIŃSKI S. 1975 — Kwar. Geol., 19: 789–802.
 CYMERMAN Z. 1995 — [W:] Góry Złote — Geologia, Okruszcowanie, Ekologia. Mat. Konf. Nauk. 9–10.06.1995. Wrocław: 11–19.
 DON J. 1964 — Geol. Sudet., 1: 79–114.
 DZIEKOŃSKI T. 1972 — Wydobywanie i metalurgia kruszców na Dolnym Śląsku od XIII do XX w. Ossolineum, PAN.
 FINCKH L. & FISCHER G. 1938 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Reichenstein.
 HEINHORST J. P. & LEHMANN B. 1994 — Mineral. Deposita, 29: 399–403.
 KOWALSKI W. M. 1961 — Z. Nauk. AGH, Geologia, 4: 17–22.
 KOWALSKI W. M. 1963 — Pr. Geol., 12: 55–76.
 KOWALSKI W. M. 1969 — Pr. Miner., 16: 23–40.
 KOZŁOWSKI A. 1995 — CAG Państ. Inst. Geol., 529/96: 65–66.
 KRETSCHMAR U. & SCOTT S. 1976 — Canad. Mineral., 14: 364–386.
 MIKULSKI S.Z. 1994 — Pos. Nauk. PIG., 50: 36–37.
 MIKULSKI S.Z. 1995 — CAG Państ. Inst. Geol., 529/96: 1–113.
 MIKULSKI S.Z. 1996 — Geol. Quat., 40: 407–444.
 MÖLLER P. & KERSTEN G. 1994 — Mineral. Deposita, 29: 404–413.
 MUMIN A., FLEET M. & CHRYSSOULIS S. 1994 — Ibidem, 29: 445–460.
 MUSZER A. 1992 — Arch. Miner. 48: 81–99.
 NEUHAUS A. 1933 — Die Arsen — Golderzlagertstätte von Reichenstein in Schlesien. Arch. Lagerst. — Forsch. 56.
 NICZYPORUK K. & SPECZIK S. 1993 — Miner. Pol., 24: 21–32.
 PALYANOWA G.A. & KOLONIN G.R. 1991 — [W:] Source, Transport and Deposition of Metals. Balkema, Rotterdam.
 RAMDOHR P. 1969 — The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press. Oxford.
 SAWICKI L. 1956 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Kamienica. Inst. Geol. Warszawa.
 SCHNEIDERHÖHN H. 1955 — Erzlagertstätten. III Aufl. Jena.
 SPECZIK S. 1994 — [W:] Second Workshop on Variscan Metallogeny Cracow–Wrocław–Warsaw, 18–29.07.1994, Warsaw: 85–101.
 WIENCKE O. 1907 — Über die Arsenerzlagertstätten von Reichenstein. Z.F. Prakt. Geol. 15. Berlin.
 WOJCIECHOWSKA I. 1976 — [W:] Mat. Konf. Teren.: Problemy wieku deformacji serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. Międzyzlesie, 11–12.09.1976. Wrocław: 106–114.
 ŻABA J. & BĘDKOWSKI Z. 1995 — [W:] Góry Złote — Geologia, Okruszcowanie, Ekologia. Mat. Konf. Nauk. 9–10.06.1995. Wrocław: 20–27.