

Epigenetyczna mineralizacja hematytowa „typu Zagnańska” w Górach Świętokrzyskich – występowanie i geneza

Piotr Lenik¹, Sylwester Salwa²



P. Lenik



S. Salwa

The “Zagnańsk-type” epigenetic hematite mineralization in the Holy Cross Mountain – occurrence and origins. *Prz. Geol.*, 72: 325–331; doi: 10.7306/2024.16

A b s t r a c t. The article presents the mineralogical characteristics of epigenetic iron mineralization in the Paleozoic core of the Holy Cross Mountains. The occurrence of epigenetic Fe mineralization, known in the literature as “Zagnańsk-type”, has so far been associated with the Łysogóry region of the Holy Cross Mountains, and the classic location is the Zachełmie quarry near Zagnańsk. Moreover, other occurrences of this mineralization in the Łysogóry region were also recorded in Wzdół–Kamieniec and Rudki. In recent years, manifestations of this type of mineralization have also been found in the Kielce region of the Holy Cross Mountains, including: the Laskowa quarry near Kostomłoty and the Józefka quarry near Górno.

The hematite ores and the accompanying mineralization from outcrops known from the literature and from new locations were investigated. Detailed microscopic examinations allowed determining the order of crystallization of individual minerals and distinguishing two stages of Fe mineralization, differing in both mineralogical composition and precipitation conditions. The relationship of this mineralization with diagenetic processes taking place in the Devonian–Carboniferous basin and with the tectonic processes of the Variscan orogeny was also demonstrated. Such mineralization shows close connections with tectonic zones, which emphasizes its epigenetic nature at all locations studied. A general model of the formation of Zagnańsk-type Fe mineralization was also created, which is applicable to the entire Paleozoic core of the Holy Cross Mountains. In the metallogenesis of the Holy Cross Mountains, this mineralization occurs after (or almost simultaneously) the oldest dolomites and manifestations of silicification of carbonate rocks, and precedes the fundamental stage of development of polymetallic sulphide mineralization with carbonates, and of barite mineralization, which is commonly recorded in this region.

Keywords: hematite, hydrothermal mineralization, Holy Cross Mountains

Na obszarze Gór Świętokrzyskich znanych jest wiele punktów występowania hydrotermalnej mineralizacji kruszcowej. Część z nich w przeszłości miała wartość złożową, niezwykle istotną z punktu widzenia gospodarczego. Występowały tutaj jedyne w granicach Królestwa Polskiego złoża miedziowo-polimetaliczne w Miedziance i w Miedzianej Górze. Przez wieki eksploatowano także rudy ołowiu i cynku, powszechnie występujące przede wszystkim na obszarze kielecko-chęcińskim (m.in. na Karczówce, w Szczukowskich Górkach czy w Jaworzni), z którymi było także związane występowanie niewielkich ilości srebra. Przedmiotem wydobywania już od starożytności były także rudy żelaza zarówno te pochodzenia osadowego (w tym rudy darniowe), jak i hydrotermalnego. W ubiegłych wiekach duże zainteresowanie budził zwłaszcza hematyt występujący w Rudkach oraz w okolicach Starachowic. W latach 20. XX w. złoża w Rudkach zostało „odkryte” ponownie, a przedmiotem eksploatacji stały się wtedy przede wszystkim rudy pirytowo-markasytowe będące cennym źródłem siarki (Samsonowicz, 1923, 1934), a po II wojnie światowej także rudy uranu (Domaszewska, 1959; Uberna, 1962a, b; Szecówka, 1987; Miecznik i in., 2011).

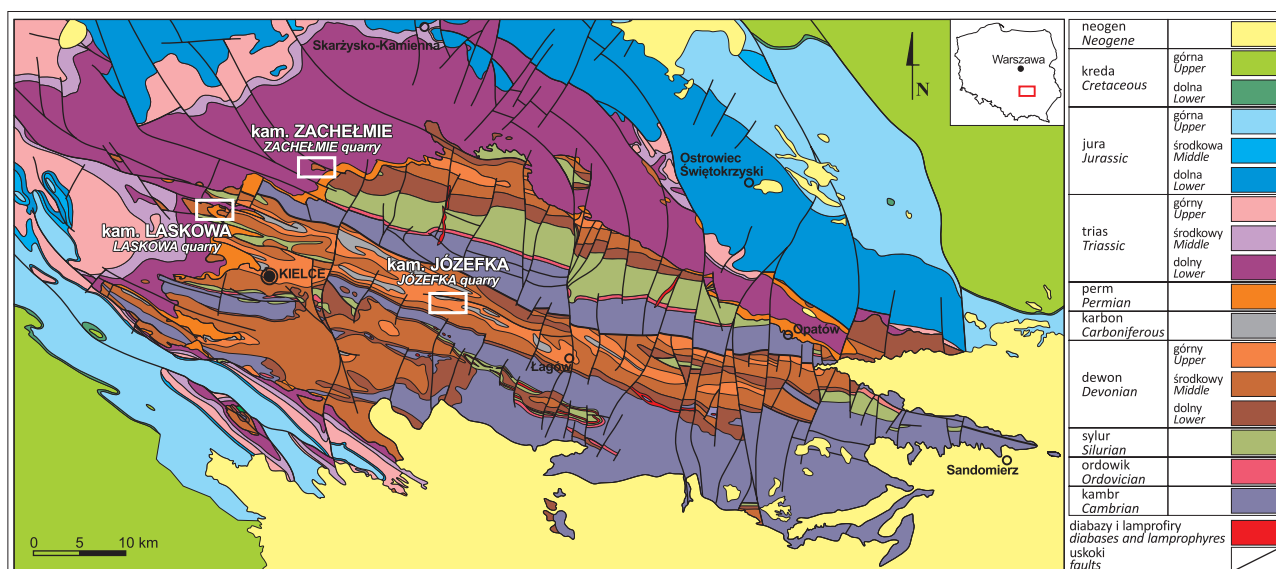
Syntetyczny i wyczerpujący opis historii wydobywania rud metali w rejonie świętokrzyskim wraz z bogatą cytowaną literaturą znajduje się w pracy Rubinowskiego (1971) na temat rud metali nieżelaznych w Górach Święto-

krzyskich i ich pozycji metalogenicznej. Bogata literatura źródłowa z okresu sprzed II wojny światowej jest zawarta także w syntetycznym opracowaniu na temat metalogenezy cokołu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (Rubinowski, 1963). Intensyfikacja poszukiwań złóż w rejonie Gór Świętokrzyskich nastąpiła w okresie powojennym, zwłaszcza w latach 50. i 60. XX w. W celu powiększenia bazy zasobowej surowców na potrzeby gospodarcze kraju prowadzono liczne prace poszukiwawcze za złożami rud żelaza (głównie pochodzenia osadowego w paleozoiku trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich oraz w ich permsko-mezozoicznym obrzeżeniu), miedzi, cynku, ołowiu, baru, manganu oraz uranu (Szecówka, 1987). Najwięcej uwagi poświęcono jednak okruszcowaniu o charakterze polimetalicznym (Cu-Zn-Pb). Badaniem objęto prawie cały kompleks utworów paleozoicznych w Górach Świętokrzyskich oraz wychodnie utworów permskich i triasowych w ich bliskim obrzeżeniu. Wprawdzie przeprowadzone w ub.w. prace poszukiwawcze za rudami metali nieżelaznych nie przyniosły efektu w postaci odkrycia i udokumentowania nowych złóż rud metali, jednak dostarczyły wielu cennych informacji na temat budowy geologicznej, rozmieszczenia mineralizacji kruszcowej w Górach Świętokrzyskich oraz wskazały dalsze kierunki badań.

Na marginesie tych wszystkich prowadzonych prac, mineralizacja hydrotermalna minerałami Fe niejako „umykała” badaczom. Powodem tego była jej mała perspek-

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; piotr.lenik@pgi.gov.pl; ORCID ID: 0000-0003-0479-4218

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce; sylwester.salwa@pgi.gov.pl; ORCID ID: 0000-0001-6364-2842



Ryc. 1. Mapa geologiczna Gór Świętokrzyskich z lokalizacją opisywanych wystąpień mineralizacji Fe (Kowalczewski i in., 1990; Romanek, 2008, 2011; zmieniona)

Fig. 1. The geological map of the Holy Cross Mountains with the location of Fe mineralization occurrences described in the paper (Kowalczewski i in., 1990; Romanek, 2008, 2011; modified)

tywiczość na na udokumentowanie obiektu mogącego mieć znaczenie ekonomiczne oraz trudność w rozpoznaniu przejawów epigenetycznej mineralizacji żelazowej pośród produktów procesów diagenetycznych i wietrzeniowych, które doprowadziły do uwolnienia znacznych ilości żelaza i manganu ze skał węglanowych (głównie dolomitów) cokołu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Pomimo tego występowanie tego typu rud żelaza pochodzenia hydrotermalnego odnotowano w okolicach Zagnańska, Wzdółu Kamieńca i Łącznej (Krajewski, 1952; Osika, 1958). W niniejszej pracy przedstawiamy krótką charakterystykę mineralizacji hematytowej z jej najbardziej znanego stanowiska, czyli kamieniołomu *Zachelmie* k. Zagnańska oraz z nie opisanych dotychczas wystąpień w Górach Świętokrzyskich. Przejawy mineralizacji żelazowej, a także żelazowo-manganowej zaobserwowano także w innych rejonach Gór Świętokrzyskich, m.in. w kamieniołomie *Józefka* k. Górna oraz w kamieniołomie *Laskowa* niedaleko Kostomłotów (ryc. 1).

KAMIENIOŁOM ZACHELMIE

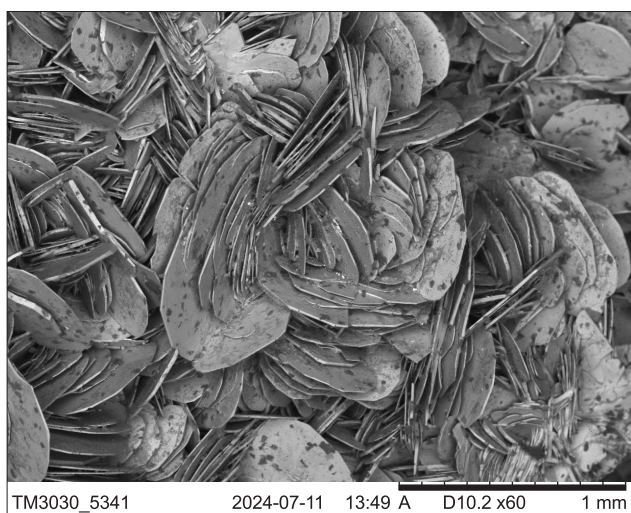
Kamieniołom *Zachelmie* jest zlokalizowany w zachodniej części góry Chełmowa w Zagnańsku. Przedmiotem eksploatacji były tutaj dolomity dewonu środkowego, tworzące „wyspę” utworów paleozoicznych wyłaniającą się spod przykrycia skał permsko-mezozoicznych. Obszar ten pod względem strukturalnym należy do regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich (Czarnocki, 1950; Stupnicka, 1989). Podczas pozyskiwania dolomitów stwierdzono występowanie żyłowej mineralizacji hematytowej, która, jak do tej pory, nie była obiektem obszerniejszych badań mineralogiczno-petrologicznych, chociaż jej obecność jest znana od początku działalności kamieniołomu, a w okresie przed II wojną światową hematyt był nawet wydobywany jako kopalina towarzysząca dolomitom (Czarnocki, 1950; Krajewski, 1952; Nieć, 1961, 1962).

Występujące w kamieniołomie dolomity zapadają monoklinalnie pod kątem ok. 40° w kierunku NNE. Skały te lokalnie są silnie spękane i przecięte przez nieliczne pionowe uskoki przesuwcze o przebiegu NNE–SSW. Z uskokiemi tymi związane są wąskie, rzadko przekraczające 0,5 m grubości strefy brekcji tektonicznych. Na skałach dewońskich niezgodnie erozyjnie i kątowno leżą poziomo iłowce, mułowce oraz piaskowce permu i triasu, nie wykazujące niemal żadnego zaangażowania tektonicznego, z wyjątkiem pojedynczych uskoczków normalno-zrzutowych o biegu WNW–ESE i niewielkiej amplitudzie przesłuszczenia.

Mineralizacja żyłowa stwierdzona w kamieniołomie *Zachelmie* jest wyraźnie dwuetapowa. Jej starszy etap reprezentuje mineralizacja żelazowa (hematytowa) z kwarcem i dolomitom, określona przez Rubinowskiego (1971) jako „typ Zagnańska”. Makroskopowo hematyt tworzy żyły międzylawicowe lub wypełnia spękania prostopadłe do uławicenia, o rozciągłości WNW–ESE oraz NNE–SSW. Okruszcowanie hematytowe ma charakter żyłowo-gniazdowy. Najbogatsze nagromadzenia hematytu, w formie masywnych buł o rozmiarach do 20–30 cm średnicy, występują w miejscach krzyżowania się systemów spęknięć, gdzie tworzą struktury gniazdowe (Czarnocki, 1950). Młodszy etap mineralizacji ma charakter bezkruszcowy i jest reprezentowany przez żyły dolomitowo-barytowo-kalcytowe z ankerytem, aragonitem i kwarcem.

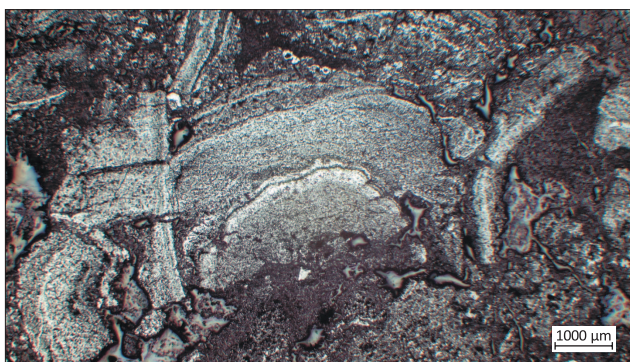
Główny minerał kruszcowy – hematyt, występuje w dwóch odmianach. Pierwszą z nich jest odmiana jawno-kryształiczna – spekularyt. W tej formie hematyt tworzy agregaty polikrystaliczne, w których wielkość pojedynczych tabliczek hematytu na ogół nie przekracza 200 μm (ryc. 2), sporadycznie dochodzi do 2 mm. Ta odmiana hematytu tworzy duże nagromadzenia gniazdowe.

W obrazie mikroskopowym masywne skupienia hematytu mają najczęściej strukturę komórkową, gdzie ściany są zbudowane z masywnych agregatów hematytu, a wewnątrz jest wypełnione luźniej powiązаныmi kryształami. Najczęściej zarysy takich komórek są nieregularne, typu boxwer-



Ryc. 2. Idiomorficzne kryształy hematytu, kamieniołom Zachelmie. Obraz SEM-BSE

Fig. 2. Idiomorphic crystals of hematite, Zachelmie quarry. SEM-BSE image



Ryc. 3. Odziedziczone kolomorfiniczne struktury hematytu krystalicznego, kamieniołom Zachelmie. Światło odbite, nikole równoległe

Fig. 3. Inherited colomorphous structures of crystalline hematite, Zachelmie quarry. Reflected light, PPL

ków. Skupienia drobnych (do 1 mm) kryształów hematytu wykazują struktury, które mogły powstać poprzez wyparcie i zastąpienia fragmentów brekcji dolomitowej lub wcześniejszych minerałów. Niektóre z form wskazują, że mogły to być kryształy dolomitu (lub ankerytu). Zastępowanie pierwotnych kryształów dolomitu przez hematyt odbywało się w sposób selektywny. Zachowane pseudomorfozy skupień hematytowych wykazują pasową budowę, taką jaką mogły mieć pierwotne dolomity lub ankeryty, wynikającą ze zróżnicowanej zawartości manganu i żelaza. Skupienia hematytu mogły powstać także poprzez zastąpienie minerałów tworzących wcześniej struktury kolomorfiniczne (rekrytalizacja kolomorfinicznego hematytu lub pseudomorfozy po getycie) (ryc. 3). Jawnokrystaliczna odmiana hematytu zastępuje również węglany (głównie dolomit) skały goszczącej mineralizację kruszcową. Zastępowanie sparytu i mikrosparytu dolomitowego następuje wzdłuż krawędzi kryształów, aż do całkowitego ich wyparcia włącznie i powstania rud metasomatycznych.

Druga odmiana hematytu – skrytokrystaliczna, występuje w formie śmietany hematytowej o barwie wiśniowej. Tworzy ona najczęściej impregnacyjne skupienia w skałe goszczącej mineralizację, gdzie wnika pomiędzy mikrosparyt dolomitowy, impregnując w ten sposób skałę i na-

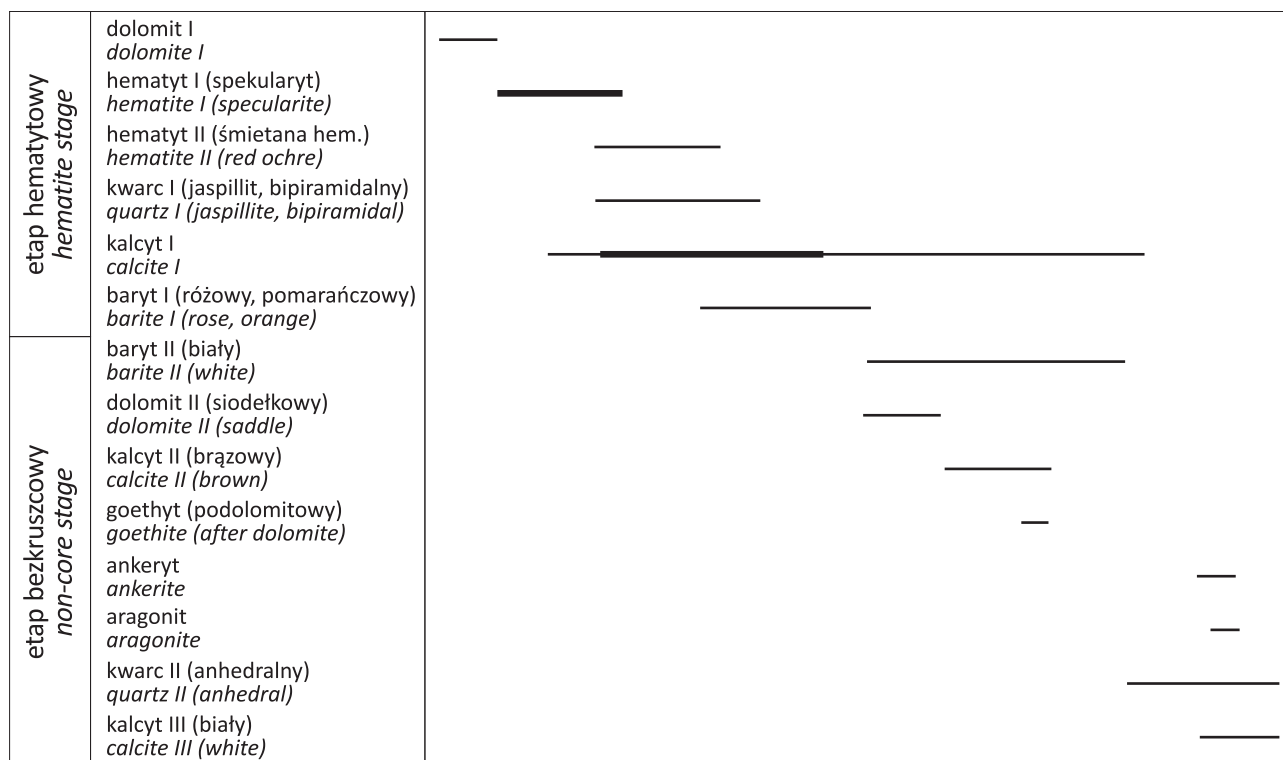
dając jej charakterystyczne, wiśniowo-czerwone zabarwienie. Pozycja, w jakiej występuje śmietana hematytowa, wskazuje, że jest ona generalnie młodsza od spekularytu.

Z okruszczeniem hematytem w kamieniołomie Zachelmie jest także związane występowanie minerałów płonnych, stwierdzono obecność dolomitu, kalcytu, kwarcu oraz barytu. W przypadku dolomitu wyróżniono jego dwie generacje. Pierwsza generacja jest starsza od mineralizacji hematytowej i tworzy euhedralne kryształy o rozmiarach do kilkuset mikrometrów, często o budowie pasowej, a poszczególne strefy mogą wykazywać zmienną zawartość manganu i żelaza. Dolomit ten, jak już wspomniano, ulega zastępowaniu przez hematyt. Druga generacja dolomitu również tworzy euhedralne kryształy o pokroju siodełkowym i budowie pasowej. Dolomity te mogą ulegać procesom dedolomityzacji (kalcytyzacji) z wydzieleniem getytu oraz anhedralnych skupień minerałów manganowych na płaszczyszczach łupliwości lub granicach kryształów. Są one młodsze od fazy mineralizacji żelazowej.

Najpospolitszym minerałem płonnym są różne odmiany kalcytu, niekiedy zabarwionego hematytem na kolor czerwony. Bardzo często stanowią one spoiwo dla brekcji zbudowanej ze starszej odmiany hematytu – spekularytu. Obecne są również kalcyty brunatne, podolomitowe, powstałe w wyniku kalcyfikacji dolomitów siodełkowych. Kalcyt barwy białej kończy proces działalności hydrotermalnej. Kalcyty rzadko tworzą kryształy euhedralne, najczęściej są anhedralne lub tworzą pseudomorfozy po dolomitach. Euhedralne kryształy ma częściej drugi z węglanów wapnia – aragonit. Tworzy on sześcioboczne, przezroczyste kryształy o średnicy do 4 mm i długości do 2 cm.

Kwarc w kamieniołomie Zachelmie występuje w dwóch odmianach morfologicznych. Pierwsza to głównie anhedralne skupienia kwarcu zastępujące mikrosparyt dolomitowy. Tworzą się wtedy w dolomitach wokół gniazd hematytowych nieregularne strefy okwarcowania (jasperoidy) barwy wiśniowej (barwa pochodzi od rozproszonej śmietany hematytowej). W tego typu skupieniach obecne są w kwarcu wrostki spekularytu w formie drobnych, igielkowatych kryształów o rozmiarach do kilkudziesięciu mikrometrów. Końcową fazą silifikacji jest powstanie w pustkach i druzach euhedralnych kryształów kwarcu z wrostkami hematytu. Przyjmują one formę przezroczystych kryształów kwarcu (bipiramidalnego), o rozmiarach do 6 cm (Czarnecki, 1950). Druga generacja kwarcu ma postać ksnomorfinicznych wypełnień wewnątrz druz i szczotek kalcytowo-dolomitowych.

Kolejnym minerałem płonnym w sukcesji mineralizacji hydrotermalnej obecnej w kamieniołomie Zachelmie jest baryt występujący w dwóch odmianach. Starsza jest związana z końcowymi procesami powstawania mineralizacji hematytowej. Tworzy nieregularne, gniazdowe nagromadzenia, cementujące niekiedy skupienia hematytu mikrokrytalicznego. Baryt ten jest wykształcony w formie drobnych (do kilku mm) tabliczkowych kryształków barwy pomarańczowej lub z odcieniem czerwonym, pochodzącej od rozproszonego pigmentu hematytowego. Młodsza generacja barytu tworzy duże, białe kryształy, także o pokroju tabliczkowym, których wielkość dochodzi do kilku centymetrów. Na powierzchni mogą one być zabarwione na wiśniowo, co prawdopodobnie jest wynikiem procesów wietrzenia mineralizacji hematytowej. Pełny rozwój sukcesji mineralnej, jaką możemy obserwować w kamieniołomie Zachelmie, jest przedstawiony na rycinie 4.

Ryc. 4. Sukcesja mineralna w kamieniołomie *Zachelmie*Fig. 4. The mineral succession in the *Zachelmie* quarry

KAMIENIOŁOM *JÓZEFKA*

Kamieniołom *Józefka* znajduje się w centralnej części regionu kieleckiego, na pograniczu synklinorium kielecko-łagowskiego i antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego (Czarnocki, 1950; Stupnicka, 1989), w odległości ok. 1 km na S od miejscowości Górno. W kamieniołomie eksploatowane są dolomity i wapienie dewonu środkowego i górnego. Mineralizacja hematytowa, której towarzyszą minerały manganu, jest najlepiej rozwinięta w południowym wyrobisku kamieniołomu *Józefka*. Mineralizacja Fe-Mn wraz z kalcytem i barytem przejawia się głównie w postaci hematytyzacji wapieni, rozwiniętej wzdłuż spękań tektonicznych i przestrzeni międzyławicowych, a widocznej jako aureole zmian (zaczerwienienia) o szerokości do 30 cm (ryc. 5). Hematytyzacja w sprzyjających warunkach litologicznych i tektonicznych może się także rozwijać w formie gniazdowej (w brekcjach tektonicznych) lub wzdłuż laminacji i warstwowania skały goszczącej. Z początkowym procesem hematytyzacji jest związane powstawanie struktur komórkowych w dolomitach, tzw. boxwerków, gdzie skała goszcząca ulega wylugowaniu pod wpływem roztworów mineralizujących. Struktury te są analogiczne do tych, których relikty możemy obserwować w kamieniołomie *Zachelmie*. Kończącym efektem rozwoju procesów okruszczenia żelazowo-manganowego obserwowanego w kamieniołomie *Józefka* jest powstawanie żył i gniazd zbudowanych z kalcytu, minerałów manganu oraz goethytu. Tworzą one kolomorficzne naskorupienia (struktury botroidalne) na płaszczyznach spękań dolomitów. Wraz z czerwonym dolomitom ankerytowym budują także struktury dendrytowe, złożone ze sferolitycznych skupień getytowo-psylomelanowych w żyłach białego kalcytu. Mineralizacji Mn-Fe niekiedy towarzyszy w nieznacznych ilościach baryt oraz idiomorficzny kwarc, które są naj młod-

szymi minerałami w całej sukcesji mineralizacji Fe-Mn obserwowanej w kamieniołomie *Józefka*.

Strefy występowania mineralizacji hematytowej w tym kamieniołomie są ściśle związane z południkowo zorientowanymi, prawie pionowymi strefami uskoków przesuwczych. Podczas procesów tektonicznych wzdłuż stref uskokowych w tensyjnych skrzydłach otwierały się drogi migracji dla roztworów mineralizujących. Proces ten umożliwił rozwój metasomatozy hematytowej skał węglanowych.

KAMIENIOŁOM *LASKOWA*

Kamieniołom *Laskowa* znajduje się na zachodnim krańcu synklinorium kielecko-łagowskiego, w odległości ok. 1,5 km na SW od Miedzianej Góry. Eksploatowane są w nim dolomity dewonu środkowego (żywetu). W trakcie prowadzonych badań, oprócz pospolitej tutaj mineralizacji siarczkowej o charakterze polimetalicznym (Lenik, Salwa, 2019), stwierdzono także występowanie starszego okruszczenia hematytowego, analogicznego jak w kamieniołomie *Zachelmie*.

Mineralizacja hematytowa, wraz z towarzyszącymi jej kalcytem i rzadko kwarcem, została stwierdzona w zachodniej części kamieniołomu i tworzy dwa typy wystąpień. Pierwszy typ jest reprezentowany przez zbrekcjonowane dolomity, w których tkwią gniazda kalcytowe z rozproszonym hematytem, jednakże znacznie mniejszych (do kilku centymetrów średnicy) rozmiarów od tych, które możemy obserwować w kamieniołomie *Zachelmie*. Można w nich wyróżnić dwie generacje kalcytu: starszą białą i młodszą, o zabarwieniu wiśniowym i czerwonym, związanym z obecnością rozproszonego pigmentu hematytowego. W obrazie mikroskopowym w strefach z białym kalcytem są widoczne zarysy idiomorficznych kryształów kalcytu i dolomitu o budowie zonalnej. W strefach kalcytu wiśniowego pospolicie występuje śmietana hematytowa, wykształcona



Ryc. 5. Aureole hematytyzacji (H) dolomitów wzdłuż uskoków pionowych (F), kamieniołom *Józefka* k. Górna (młotek geologiczny dla skali – 30 cm)

Fig. 5. Hematitization haloes (H) of dolomites along vertical faults (F), *Józefka* quarry near Górno (geological hammer for scale – 30 cm)

jako igielkowe lub idiomorficzne kryształy hematytu o zarzysie sześciokątnych blaszek. Równie pospolite są wystąpienia idiomorficznych kwarców z wrostkami hematytu. Występowanie hematytu w obrębie kryształów kalcytu i kwarcu wskazuje, iż jest on starszy lub równoczesny od obu wymienionych minerałów.

W skale dolomitowej, w której tkwią gniazda kalcyto-hematytowo-kwarcowe, nie stwierdzono mineralizacji siarczkowej, pospolitej w innych częściach kamieniołomu. Nie zaobserwowano również występowania stref silifikacji dolomitów oraz obecności barytu.

Drugą formą występowania mineralizacji hematytowej w kamieniołomie *Laskowa* są żyły zgodne z warstwowaniem sedimentacyjnym, wykazujące bieg w kierunku WNW–ESE, a ich obecność stwierdzono jedynie w NW części kamieniołomu. Formy te osiągają grubość do ok. 20–25 cm i można je obserwować na długości do 50 m. W ich przypadku również nie stwierdzono obecności stref silifikacji. W odróżnieniu od wcześniej opisanych żył kalcytowych z hematytem, w tym typie mineralizacji dominuje hematyt, a minerały węglanowe występują akcesorycznie.

BADANIA MIKROTERMOMETRYCZNE

Badania inkluzji ciekło-gazowych przeprowadzono na dwóch próbkach pochodzących z kamieniołomu *Zachemie*. Pierwsza próbka została pobrana z kawerny w dolomicie,

wypełnionej euhedralnymi kryształami przezroczystego kwarcu (kwarc I) o wielkości do 8 mm i kryształami jasnobrązowych węglanów (kalcyt I) o podobnych rozmiarach. Druga próbka to skupienia kryształów barytu o barwie różowobiałej (baryt II), w których wielkość pojedynczych kryształów barytu przekracza niekiedy 1 cm (Nejbert, Kozłowski, 2019). W badanych inkluzjach pierwotnych przeważa faza ciekła nad gazową, niezależnie od generacji minerału, który został poddany badaniom. Nie zaobserwowano w nich substancji organicznej. Wyniki oznaczeń mikrotermometrycznych wykonanych dla badanych inkluzji wskazują, że dla procesów hydrotermalnych początkowy zakres temperatur był relatywnie niski. Uzyskane temperatury homogenizacji dla kalcytu i kwarcu pierwszej generacji wynoszą od 58 do 64°C, przy zasoleniu roztworów w zakresie 4,8–5,6% wag. NaCl_{eqv} (jako równoważnika stężenia sumy soli). Wraz z rozwojem procesów hydrotermalnych, jakie zachodziły w badanym rejonie, jest obserwowany nieznaczny wzrost temperatury roztworów. Temperatura homogenizacji inkluzji pierwotnych znajdujących się w dużych kryształach barytu drugiej generacji wynosi 65–72°C, przy jednoczesnym spadku zasolenia (3,3–4,1% wag. NaCl_{eqv}).

DYSKUSJA

Struktury żyłowe opisanych przejawów okruszczenia oraz zmian metasomatycznych w skalach goszczących

wskazują na ich wyraźny epigenetyczny charakter. Najpełniejsze wykształcenie procesów hydrotermalnych odpowiedzialnych za powstanie mineralizacji hematytowej możemy obserwować w kamieniołomie *Zachemie*, gdzie doszło do utworzenia gniazd masywnej rudy hematytowej. W pozostałych lokalizacjach, to jest w kamieniołomie *Józefka* lub *Laskowa*, zaobserwowano początki rozwoju mineralizacji hematytowej lub części peryferyczne do większych centrów okruszczenia hematytowego.

Rozwój okruszczenia hematytowego rozpoczął się procesami hematytyzacji skał węglanowych, ich selektywnego rozpuszczania i zastępowania przez drobnokrystaliczny hematyt. Utworzyły się wtedy załączki późniejszych struktur gniazdowych z krystalicznym hematytem (spekularytem) oraz struktury boxwerkowe. Dalszy rozwój procesów mineralizacyjnych doprowadził już do pełnego wykształcenia rud hematytowych wraz z towarzyszącą im mineralizacją kalcytowo-kwarcowo-barytową. Procesy hematytyzacji oraz dedolomityzacji wczesnych dolomitów siodełkowych skutkowały uwolnieniem manganu ze struktur minerałów węglanowych. Zaobserwowane w kamieniołomie *Józefka* żyły kalcytowe wraz z minerałami manganu i żelaza (zawierającymi domieszkę baru) można wiązać z powyższymi procesami. Wyniki badań mikrotermometrycznych wskazują, że zarówno skład chemiczny solanki, jak i jej temperatury w rejonie Zagnańska mogły ewoluować w trakcie całego procesu powstawania mineralizacji żyłowej.

Obserwowana obecnie mineralizacja Fe(-Mn) typu żyłowego może być rozwinięciem i kontynuacją procesów epigenetycznej dolomityzacji skał dewonu środkowego i górnego, który najprawdopodobniej rozpoczął się w karbonie, jeszcze przed ruchami tektonicznymi związanymi z orogenezą waryscyjską. W końcowych etapach procesu dolomityzacji obserwuje się wzrost zawartości żelaza i manganu (Narkiewicz, 1991). Dolomityzacja była wynikiem krążenia roztworów zasobnych w jony magnezu i mogła zostać wywołana pośrednio na skutek istnienia gradientu termicznego związanego z dyslokacją świętokrzyską. Cyrkulacja tych roztworów została przerwana w momencie redukcji porowatości skał podłoża dolomitów (w tym wypadku skał węglanowych eiflu) w wyniku wytrącania się cementu dolomitowego (Narkiewicz, 1991). Istnienie gradientu termicznego i zwiększonego strumienia cieplnego związanego z dyslokacją świętokrzyską zostało wskazane także w późniejszych pracach dotyczących reżimu paleotemperatur w masywie Gór Świętokrzyskich (Belka, 1990; Marynowski, 1998, 1999; Marynowski i in., 2002; Grabowski i in., 2006; Narkiewicz i in., 2010). Ruchy górotwórcze związane z orogenezą waryscyjską doprowadziły do ponownego uruchomienia cyrkulacji roztworów, które w tym przypadku w większym stopniu wykorzystywały powstałą sieć spękań tektonicznych niż porowatość skał. Zatrzymanie cyrkulacji roztworów na etapie poprzedzającym deformacje tektoniczne mogło w międzyczasie doprowadzić do zmiany ich składu (wzrost zasolenia) w stosunku do pierwotnych roztworów dolomityzujących. Obecność tektoniki nieciągłej mogła także umożliwić w krążeniu roztworów udział solanek o innym składzie, które pochodziły z głębszych poziomów stratygraficznych niż środkowy dewon. Ta zmiana chemizmu, a zwłaszcza zasolenia roztworów, oraz inna mechanika ich krążenia spowodowała, że procesy dolomityzacji nie były kontynuowane w skali regionalnej, a zamiast tego doszło do pow-

stawiania mineralizacji kruszcowej i niekiedy także wtórnej dolomityzacji w sąsiedztwie stref uskokowych (Nieć, Pawlikowski, 2015).

Osobnym zagadnieniem pozostaje stosunek mineralizacji hematytowej znanej z kamieniołomu w Zagnańsku do złoży hematytu i piryty w Rudkach. Złoże to nie jest już dostępne do obserwacji i opierać się musimy na danych literaturowych. W złożu tym także stwierdzono dwie odmiany hematytu, krystaliczną i pylastą (śmietana hematytowa). Odmiana krystaliczna jest związana z występowaniem niekiedy masywnych skupień hematytu, zastępowanego syderyt. Odmiana pylasta została natomiast stwierdzona na peryferiach złoży (Nieć, 1968). Powstanie śmietany hematytowej jest związane z mieszaniem się roztworów hydrotermalnych z bogatymi w tlen wodami formacyjnymi i jest prawie równoczesne do powstawania mineralizacji siarczkowej (Nieć, 1968, 1976). Występowanie mineralizacji hematytowej na obrzeżeniach skupień siarczków zostało także odnotowane w Piskrzyniu i Budach (Nieć, Pawlikowski, 2015). W kamieniołomie *Zachemie* nie zaobserwowano występowania mineralizacji siarczkowej. Jednak kierując się powyższymi zależnościami o strefowości występowania hydrotermalnej mineralizacji żelazowej, można założyć, iż takie „centrum” siarczkowe powinno występować. Biorąc pod uwagę rozmieszczenie znanej mineralizacji w kamieniołomie, predysponowany byłby kierunek północny, gdzie utwory dewońskie są przykryte osadami triasowymi.

PODSUMOWANIE

Przedstawiony model mineralizacji hematytowej „typu Zagnańska” pozwala powiązać procesy diagenetyczne, jakie zachodziły w basenie dewońsko-karbońskim przed ruchami tektonicznymi związanymi z orogenezą waryscyjską, z późniejszymi syn- i postektonicznymi procesami hydrotermalnymi, które odpowiadają za powstanie okruszczenia nie tylko żelazowego, ale także polimetalicznego, obserwowanego w trzonie paleozoicznym Gór Świętokrzyskich. Cechą wspólną obu typów mineralizacji kruszcowej jest krążenie roztworów w obrębie górotworu wywołane głównie przez strumień cieplny, związany prawdopodobnie przestrzenią z dyslokacją świętokrzyską (Narkiewicz, 1991; Marynowski, 1999; Narkiewicz i in., 2010).

W klasycznej metalogenezie Gór Świętokrzyskich przedstawionej przez Rubinowskiego (1962, 1969, 1971) mineralizacja hematytowa „typu Zagnańska” oraz pirytowo (markasytowo) hematytowa „typu Rudek” jest związana głównie z jednostką łysogórską. Poczynione w ostatnich latach obserwacje zdają się przeczyć temu założeniu, gdyż podobnego typu okruszczenie stwierdzono także w obrębie jednostki kieleckiej. Ostatnie prace Niecia i Pawlikowskiego (2015, 2019) opisują występowanie mineralizacji pirytowo-ankerytowo-hematytowej także w okolicach Wszachowa, Piskrzynia lub Jurkowic-Bud. Obserwacje własne autorów z ostatnich lat potwierdziły występowanie mineralizacji hematytem także w rejonie Radkowic, natomiast mineralizację pirytową i stowarzyszoną z nią illityzacją skał węglanowych (Nieć, Pawlikowski, 2019) stwierdzono również w południowej części Gór Świętokrzyskich w kamieniołomie *Ostrówka* k. Gałęzic i w Radkowicach. Biorąc pod uwagę powyższe obserwacje, uzasadnionym wydaje się być wniosek, że mineralizacja hematytowa w Górach Świętokrzyskich jest bardziej powszechna niż

wynika to z dotychczasowych obserwacji. Jest jednak ona maskowana przez inne procesy, z którymi jest związane występowanie minerałów żelaza, zwłaszcza hematytu. Geneza powyższych procesów może być bardzo zróżnicowana. Mamy tutaj do czynienia z uwalnianiem żelaza już na etapach diagenety i związanej z tym dolomityzacji epigenetycznej (Narkiewicz, 1991) oraz z późniejszą działalnością hydrotermalną, której najpospolitszym przykładem są żyły kalcytowe zabarwione rozproszonym hematytem, tzw. różanka zelejowska (Migaszewski i in., 1996). Nie bez znaczenia są również procesy hipergeniczne, związane z wietrzeniem dolomitów oraz innych skał zawierających żelazo. Ta powszechna obecność hematytu różnej genezy, a zwłaszcza pochodzenia wietrzeniowego, maskuje niejako przejawy działalności hydrotermalnej, odpowiedzialnej za powstanie mineralizacji hematytowej „typu Zagnańska”.

Mineralizacja hydrotermalna, jaka występuje w kamieniołomie *Zachemie*, oprócz wartości poznawczej dla metalogenezy Gór Świętokrzyskich stanowi również nie lada atrakcję dla kolekcjonerów. Do dziś, pomimo upływu kilkudziesięciu lat od czasu zakończenia eksploatacji dolomitów, można tutaj pozyskać piękne okazy hematytu, barytu oraz kwarcu.

Autorzy składają podziękowania recenzentom – prof. dr. hab. inż. Adamowi Piestrzyńskiemu oraz dr. Rafałowi Siudzie – za cenne uwagi.

LITERATURA

- BELKA Z. 1990 – Thermal maturation and burial history from conodont colour alteration data. Holy Cross Mountains, Poland. *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, 11: 241–251.
- CZARNOCKI J. 1950 – Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złóż rud żelaza w Rudkach. *Pr. Inst. Geol.*, 1: 1–404.
- DOMASZEWSKA T. 1959 – Mineralizacja uranowa w Górach Świętokrzyskich. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa. Nr arch. OW/99.
- GRABOWSKI J., NARKIEWICZ M., SOBIENŃ K. 2006 – Termiczne uwarunkowania zjawiska przemagnesowań dewońskich skał węglanowych w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 54: 895–904.
- KRAJEWSKI R. 1952 – Mineralizacja dolomitów dewońskich w Zagnańsku. *Geol. Biul. Inf. Fasc.*, 1: 7.
- KOWALCZEWSKI Z., ROMANEK A., STUDENCKI M. 1990 – Mapa geologiczna odkryta paleozoiku Gór Świętokrzyskich 1 : 200 000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa. Nr inw. 369/91.
- LENIK P., SALWA S. 2019 – Mineralizacja polimetaliczna w kamieniołomie Józefka koło Górna, Góry Świętokrzyskie. [W:] Peryt T. (red.), *Materiały Zjazdowe 87. Zjazdu Naukowego PTG*, 26–29.07.2019 r., Czarna. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa: 46.
- MARYNOWSKI L. 1998 – Stopień przeobrażenia termicznego materii organicznej ze skał dewonu Gór Świętokrzyskich. Analiza biomarkerów metodą GC-MS. Praca doktorska niepubl., UŚ, nr inw. BNZdr 40.
- MARYNOWSKI L. 1999 – Thermal maturity of organic matter in Devonian rocks of the Holy Cross Mountains. *Prz. Geol.*, 47: 1125–1129.
- MARYNOWSKI L., SALAMON M., NARKIEWICZ M. 2002 – Thermal maturity and depositional environments of organic matter in the post-Variscan succession of the Holy Cross Mountains. *Geol. Quarter.*, 46: 25–36.
- MIECZNIK J.B., STRZELECKI R., WOŁKOWICZ S., 2011 - Uran w Polsce – historia poszukiwań i perspektywy odkrycia złóż. *Prz. Geol.*, 59: 688–697.
- MIGASZEWSKI Z., HAŁAS S., DURAKIEWICZ T. 1996 – Wiek i geneza mineralizacji kalcytovej w Górach Świętokrzyskich w świetle badań litologiczno-petrograficznych i izotopowych. *Prz. Geol.*, 44 (3): 275–281.
- NARKIEWICZ M. 1991 – Procesy dolomityzacji mezogenetycznej na przykładzie żyweju i franu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 82: 1–54.
- NARKIEWICZ M., RESAK M., LITTKE R., MARYNOWSKI L. 2010 – New constraints on the Middle Palaeozoic to Cenozoic burial and thermal history of the Holy Cross Mts. (Central Poland): results from numerical modelling. *Geol. Acta*, 8: 189–205.
- NEJBERT K., KOZŁOWSKI A. 2019 – Badania inkluzji ciekło-gazowych oraz badań mineralogiczno-petrograficznych w utworach epigenetycznych z obszaru Gór Świętokrzyskich. [W:] Lenik P. (red.), *Weryfikacja i ocena perspektyw występień rud metali (Cu, Zn, Pb i in.) na obszarze Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia*. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- NIEĆ M. 1961 – Wiek mineralizacji hematytowej Gór Świętokrzyskich. *Spraw. z Pos. Kom. PAN o/Kraków*, 1–6: 293–295.
- NIEĆ M. 1962 – Wycieczka IIID. *Przewodnik XXXV Zjazdu PTG*. Kielce, 16–19 września 1962. Warszawa: 204–213.
- NIEĆ M. 1968 – Mineralizacja złóż siarczków żelaza i syderytu w Rudkach w górach Świętokrzyskich. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN o/Kraków*, 46: 7–62.
- NIEĆ M. 1976 – Zoning and depth of formation of iron sulphide and siderite deposit at Rudki, Poland. *Problems of ore deposition*. Fourth IAGOD Symp. Varna 1974., Springer Ver.: 62–65.
- NIEĆ M., PAWLIKOWSKI M. 2015 – Mineralizacja markasytowo-hematytowo-ankerytowa w południowo-wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 63: 219–227.
- NIEĆ M., PAWLIKOWSKI M. 2019 – Dolomite-illitic rocks (dolomite) – the product of hydrothermal replacement of carbonate rocks in the Holy Cross Mts., Poland – a possible guide ores. *Geol. Quart.* 63 (2): 275–295.
- OSIKAR. 1958 – Występowanie i perspektywy poszukiwawcze złóż rud żelaza w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 126: 9–44.
- ROMANEK A. 2008 – Mapa Geologiczna Polski, 1 : 200 000, ark. Sandomierz, B – bez utworów czwartorzędowych. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- ROMANEK A. 2011 – Mapa Geologiczna Polski w skali 1 : 200 000, ark. Kielce, B – bez utworów czwartorzędowych. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- RUBINOWSKI Z. 1962 – Zarys metalogenezy paleozoiku świętokrzyskiego. [W:] Żakowa H. (red.), *Przewodnik XXXV Zjazdu PTG*, Kielce 16–19.09.1962, 67–76.
- RUBINOWSKI Z. 1963 – Metalogeneza cokołu paleozoicznego i perspektywy poszukiwań złóż rud metali w Górach Świętokrzyskich. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa. Nr arch. 4531/626.
- RUBINOWSKI Z. 1969 – Pozycja mineralizacji syderytowo-pirytovej w metalogenezie trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 39: 721–722.
- RUBINOWSKI Z. 1971 – Rudy metali nieżelaznych w Górach Świętokrzyskich i ich pozycja metalogeniczna. *Biul. Inst. Geol.*, 247: 1–139.
- SAMSONOWICZ J. 1923 – Złoże syderytu i hematytu w Rudkach pod Nową Słupią. *Prz. Górn.-Hutn.*, 10: 874–877.
- SAMSONOWICZ J. 1934 – Sprawozdanie z badań geologicznych w okolicy kopalni „Staszic” pod Nową Słupią. *Posiedz. Nauk. PIG*, 38: 21–23.
- STUPNICKA E. 1989 – Geologia regionalna Polski. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- SZECÓWKA M. 1987 – Mineralizacja uranowa w Rudkach k. Słupiej Nowej (Góry Świętokrzyskie). *Prace Geol. PAN*, 133: 63.
- UBERNA J. 1962a – Perspektywy występowania uranu w Górach Świętokrzyskich. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa. Nr arch. 4531/611.
- UBERNA J. 1962b – Poszukiwania złóż i przejawów mineralizacji uranowej w Górach Świętokrzyskich. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa. Nr arch. 4531/602.

Praca wpłynęła do redakcji 21.06.2024 r.
Akceptowano do druku 9.07.2024 r.