

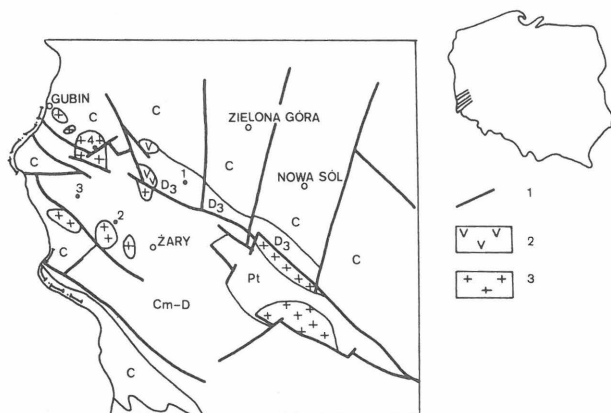
PRZEJAWY MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ W UTWORACH PODPERMSKICH PERYKLINY ŻAR

UKD 553.3/4:551.733/.735(438-14)

W celu wyjaśnienia źródła metali ciężkich oraz drogi, jaką zostały one dostarczone do zbiornika cechsztyńskiego, przeprowadzono badania mineralizacji kruszcowej w starszym podłożu perykliny Żar. Wykorzystano rdzenie z otworów wiertniczych, wykonanych w ramach prac badawczych Instytutu Geologicznego; wiercenie Kaniów 1 wykonane zostało przez ZG NiG w Zielonej Górze (ryc. 1).

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA UTWORÓW PODPERMSKICH PERYKLINY ŻAR

Peryklina Żar stanowi północno-zachodnie obrzeżenie bloku przedsudeckiego (28). J. Oberc zaproponował dla niej nazwę antyklinorium Żar (15), a później (16) – antykliny Lubuska. Według tego autora wspomniana struktura jest zondulowanym fałdem, spoczywającym na obniżonej części bloku przedsudeckiego, a utworzonym z utworów permu, triasu i kredy. J. Oberc dodaje później (16), iż antyklinorium Żar jest tylko fragmentem struktury będącej antyklinalnym zamknięciem wychodni kredy między synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskim a synklinorium północnosudeckim. Struktura ta jest wieku laramijskiego.



Ryc. 1. Sytuacja badanych utworów na mapie geologicznej perykliny Żar bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permiankich (wg W. Pożaryskiego, Z. Dembowskiego, 18)

1 – ważniejsze uskoki, 2 – porfiry karbońskie, 3 – granitoidy waryscyjskie, C – karbon, D₃ – dewon górny, Cm-D – skały metamorficzne bloku przedsudeckiego (kambryj, ordowik, sylur i dewon), Pt – łupki, mułowce i szarogłazy paleozoiku górnego; · – otwory wiertnicze (1 – Klępinka IG 1, 2 – Sieciejów P-5, 3 – Nowa Rola P-9, 4 – Kaniów 1)

Fig. 1. Location of the studied rocks; geological map of the Żary pericline without Cenozoic, Mesozoic and Permian formations (after W. Pożaryski and Z. Dembowski, 18)

1 – major faults, 2 – Carboniferous porphyries, 3 – Variscan granitoids, C – Carboniferous, D₃ – Upper Devonian, Cm-D – metamorphic rocks of Fore-Sudetic block (Cambrian, Ordovician, Silurian and Devonian), Pt – Upper Paleozoic shales, siltstones and graywackes; · – boreholes (1 – Klępinka IG 1, 2 – Sieciejów P-5, 3 – Nowa Rola P-9, 4 – Kaniów 1)

skiego. Podłoże perykliny Żar zbudowane jest ze skał metamorficznych i granitoidów. Skały metamorficzne to łupki łyszczykowe, zieleńce, amfibolity różnego wieku, starsze jednak od karbonu górnego (15, 21). Granitoidy występujące w podłożu perykliny Żar zaliczono na podstawie przesłanek geochemicznych, petrograficznych i geologicznych do granitoidów gubińskich (21).

Na krystalicznym podłożu perykliny Żar niezgodnie zalegają piaskowce szarogłazowe, mułowce i łupki ilasto-szarogłazowe. Po raz pierwszy ustalono ich wiek metodami palinologicznymi w otworze Przewóz 1 na dewon – turnej (9). M. Chorowska (2) określiła wiek zmetamorfizowanych iłowców wapienistych z profilu Klępinka IG-1 na fałen niższy – fran wyższy. Wyniki te potwierdzają opinię J. Oberca (16) o ciągłości sedimentacji syluru, dewonu i karbonu na tym obszarze. Po sfałdowaniu karbonu, reprezentowanego tu przez zlepieńce, arenity, waki lityczne, tufy, tufity, mułowce, iłowce i łupki ilaste turneju, wizenu i starszego namuru, nastąpiła długotrwała erozja, po czym obszar ten przykryty został osadami czerwonego spągowca.

Otwory Klępinka IG-1 i Kaniów 1 zlokalizowane są w strefie tektonicznej Gubin – Klępinka (23), ograniczonej od północnego wschodu strefą dyslokacji środkowej Odry (15, 16), a od południowego wschodu dyslokacją Lubuska. Otwory Nowa Rola P-9 i Sieciejów P-5 usytuowane są w strefie Brzozów – Żary (2), ograniczonej od północnego wschodu dyslokacją Lubuska, a od południowego zachodu dyslokacją Miłowic.

Najobfitsza mineralizacja kruszcowa występuje w skałach osadowych, mniej bogata natomiast – w granitoidach i wulkanitach. Mineralizacja w skałach osadowych związana jest z procesami diagenetycznymi i epimetamorficznymi oraz z późniejszymi procesami pomagmowo-hydrotermalnymi.

MINERALIZACJA KRUSZCOWA W SKAŁACH OSADOWYCH

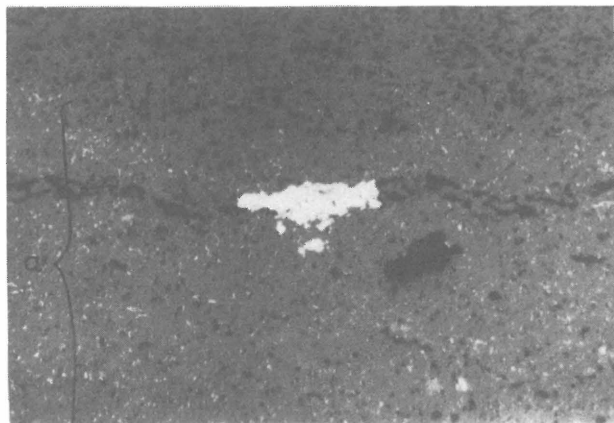
W otworze Klępinka IG-1 występują arenity kwarcowe, arenity arkozowe i waki kwarcowe z domieszką materiału tufogenicznego; w otworze Nowa Ruda P-9 – arenity kwarcowe, a w otworze Sieciejów P-5 – łupki ilaste sphyllitizowane. Łupki te na podstawie podobieństwa litologicznego do utworów z profilu Klępinka IG-1 zaliczono do dewonu górnego – turneju (25). W omawianych utworach stwierdzono występowanie mineralizacji kruszcowej pochodzenia okruczowego, diagenetycznego i pomagmowo-hydrotermalnego.

Minerały kruszcowe pochodzenia okruczowego występują w obrębie okruczów skał magmowych, metamorficznych, wulkanicznych i osadowych. Tworzą w nich wrostki następujące minerały: piryt, pirotyn, chalkopiryt (czasem zrosnięty ze sfalerytem i chalkozynem). Minerały tlenkowe (hematyt razem z uwodnionymi tlenkami żelaza) występują głównie w postaci smug w obrębie okruczów skał. Okruczowe nagromadzenia minerałów kruszcowych są częste, choć ilościowo nie są znaczące.

Występowanie minerałów pochodzenia diagenetycznego związane jest z początkową fazą diagenety (mineralizacja syndiagenetyczna) i ze zmianami zachodzącymi w zlitfikowanym osadzie wskutek krążenia wtórnie uruchomionych roztworów (mineralizacja diagenetyczno-infiltracyjna). Minerale kruszcowe należące do tego zespołu to polimorficzne odmiany FeS_2 – piryt i markasyt. Tego typu mineralizację stwierdzono w obrębie łupków ilastych sphyllitowanych w profilu Sieciejów IG-1. Piryt i markasyt pochodzenia diagenetycznego występują w postaci nieregularnych, gruzełkowatych agregatów (genetycznie związanych z warstewkami żelazistymi, podkreślającymi warstwowanie skały; ryc. 2), mikrolitów, smug w skałe, rozetkowatych skupień tabliczkowych albo wypełniają spękania i szczeliny. Ich obecność w obrębie przeobrażonych skał pelitowo-aleurytowych wskazuje na ujemne wartości potencjału oksydacyjno-redukcyjnego podczas powstawania osadu, a współwystępowanie pirytu i markasytu może wskazywać na częste zmiany pH środowiska, oscylujące jednak blisko wartości średnich.

Mineralizacja pomagmowo-hydrotermalna związana jest przeważnie z żyłkami hydrotermalnymi (szerokości od 0,1 mm do ok. 3 cm), złożonymi głównie z krystalicznego kwarcu, rzadziej z kalcytu, kwarcu mlecznego i chalcedonu. Mineralizację tę stwierdzono w utworach osadowych, dewońsko-karbońskich, z profilów Kłępinka IG-1 i Sieciejów P-5. Trzeba zaznaczyć, że minerały rudne stanowią podrzędny składnik opisywanych utworów. Występują one w żyłkach lub impregnują skałę. Na podstawie sposobu występowania i wzajemnych stosunków między minerałami wyróżniono dwie paragenezy mineralne, różniące się zakresem temperatury powstania.

Parageneza I. Minerale tej paragenezy powstawały w szerokim zakresie temperatur – od ok. 550 do 300°C. W najwyższych temperaturach krystalizował piryt z chalkopirytem i sfalerytem zawierającym odmieszany chalkopiryt. Struktury odmieszania chalkopirytu w sfalerycie wskazują, że sfaleryt krystalizował w temperaturze niższej od 550°C (3). Przy obniżeniu temperatury do ok. 491°C nastąpił rozpad roztworu stałego piryt – arsenopiryt (10), na co wskazuje obecność odmieszanego pirytu w obrębie arsenopiryty. W trakcie krystalizacji minerałów należących do paragenezy I była niska aktywność jonów HS^- , co uwidoczniło się w krystalizacji pirotynu. W obrębie badanych utwo-



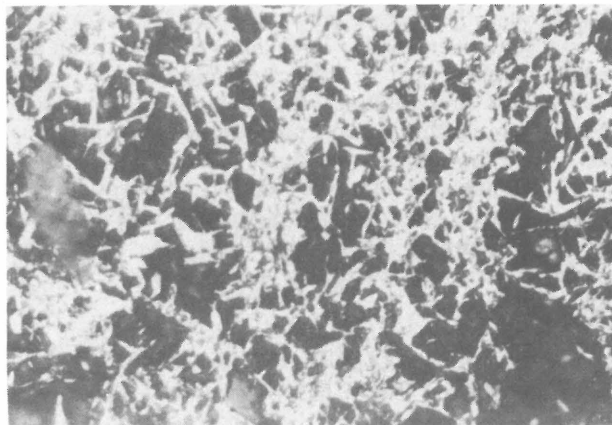
Ryc. 2. Nieregularny agregat piritowy występujący w obrębie warstwy wzbogaconej w rozproszony hematyt (a). Światło odbite, nikole równoległe, pow. 40 ×. Sieciejów P-5, głęb. 1113,5 m

Fig. 2. Irregular pyrite aggregate occurring in a layer enriched in dispersed hematite (a). Reflected light, parallel nicols, × 40. Sieciejów P-5, depth 1113.5 m

rów częste są wystąpienia hematytu: ilościowo minerał ten przeważa nad pozostałymi minerałami rudnymi. Hematyt cechuje struktura „ofitowa” z poikilitowo zamkniętym wewnątrz kwarcem (ryc. 3); tworzy agregaty złożone z dendrytowych i igiełkowatych osobników, a w obrębie pustek skalnych – geody z dobrze wykształconymi kryształami (ryc. 4). Ponadto w profilu Kłępinka IG-1 zaobserwowano pojedyncze, nieregularne wystąpienia bizmutu rodzimego.

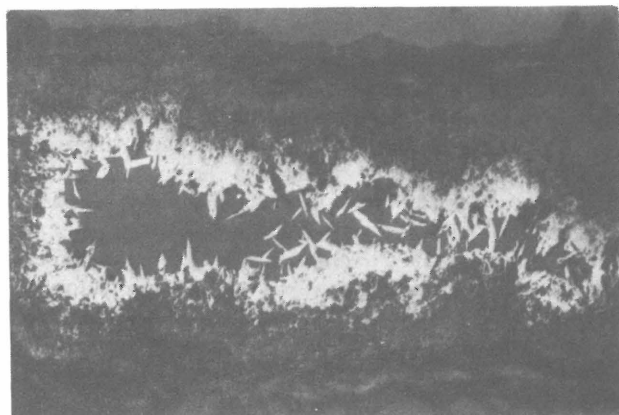
Brak wyraźnych struktur korozji między minerałami paragenezy I wskazuje na stopniowe obniżenie temperatury krystalizacji. Minerale krystalizowały w sposób ciągły, obrastając minerały wcześniej wykrystalizowane.

Parageneza II. Minerale tej paragenezy krystalizowały w zakresie temperatur od 300 do ok. 70°C. Zaliczono tu: hematyt, arsenopiryt, chalkopiryt, bornit, piryt, markasyt, chalkozyn, digenit, kowelin i melnikowit-piryt. W temperaturze od 300 do 250°C, w wyniku odmieszania nadmiaru FeS w chalkopirycie, powstawał waleryt. Jest on łatwo zauważalny dzięki swej silnej anizotropii. Od bardzo podobnego mackinawitu różni go sposób występowania i różowofioletowa barwa, obserwowana przy nielach skrzyżowanych pod kątem 45° (19). Jednocześnie krystalizował bornit występujący w postaci hipautomorficznych kryształów, w zrostach z chalkopirytem lub też wypierający i zastępujący piryt. W profilu Sieciejów IG-1, w obrębie



Ryc. 3. „Ofitowa” struktura hematytu. Światło odbite, nikole równoległe, pow. 80 ×. Sieciejów P-5, głęb. 1112,5 m

Fig. 3. „Ophitic” texture of hematite. Reflected light, parallel nicols, × 80. Sieciejów P-5, depth 1112.5 m



Ryc. 4. Geoda hematytowa. Światło odbite, nikole równoległe, pow. 80 ×. Sieciejów P-5, głęb. 1123,3 m

Fig. 4. Hematite geode. Reflected light, parallel nicols, × 80. Sieciejów P-5, depth 1123.3 m

żyłki kwarcu mlecznego z chalcedonem, stwierdzono niskotermalny arsenopiryty. Występuje on w postaci niewielkich kryształków o pokroju romboidalnym. Są one często zbliżone i ułożone w rozetkowate agregaty. Arsenopiryty ten, w odróżnieniu od arsenopiryty wyżejtemperaturowego, cechuje bardziej żółtawy odcień.

W tym samym profilu dość częste są wystąpienia markasytu, sugerujące zmianę środowiska krystalizacji na bardziej kwaśne. Chalkozyn tworzy głównie zrosty z chalkopirytem. Charakteryzuje go stosunkowo wysoka zdolność refleksyjna, barwa biała z niebieskawym odcieniem, anizotropia oraz obecność polisyntetycznych zbliżeń, co zdaniem P. Ramdohra (19) cechuje chalkozyn o modyfikacji heksagonalnej, tworzący się w temperaturze powyżej 103°C. Digenit z kolei występuje przeważnie w postaci wrostków o pokroju kwadratowym w obrębie chalkopiryty, czasami zawiera równoległe lamelki kowelinu. P. Ramdohr (19) strukturę taką interpretuje jako produkt rozpadu roztworu stałego digenitu, bogatego w CuS (proces ten zachodzi w temperaturze ok. 78°). Kowelin występuje także w postaci samodzielnych kryształków lub zastępuje inne minerały, przeważnie chalkopiryty.

Melnikowit – piryty stwierdzono w postaci niskotermalnych żyłek nerkowatych, tnących lub zastępujących kryształki piryty.

Zespół minerałów hipergenicznych. Zespół ten reprezentowany jest przez minerały powstałe w wyniku procesów wietrzeniowych. Powstawały one kosztem minerałów kruszcowych w niskich temperaturach i przy współdziałaniu wód infiltracyjno-descenzyjnych. Przy rozpadzie pierwotnych siarczków powstawały siarczany i kwas siarkowy, który sprzyjał wietrzeniu minerałów.

Wśród minerałów wtórnych rozpoznano wtórny chalkozyn (powstający kosztem hydrotermalnej odmiany tego minerału), kupryt i limonit. Korodują i zastępują one minerały pierwotne począwszy od brzegów i szczylności.

MINERALIZACJA KRUSZCOWA W GRANITOIDACH I WULKANITACH

W profilu Kaniów 1 nawiercono silnie zwietrzały i skataklazowany jasnoróżowy granitoid. Stwierdzono tam nieliczne wystąpienia minerałów kruszcowych. Ich ubogie występowanie wynika prawdopodobnie z faktu, iż wiercenie przebiło tylko stropową, najbardziej zwietrzałą część granitoidu. Stosunkowo często występuje w nich hematyt mający postać ziarnistych, zbitych agregatów o średnicy ok. 2 mm. W niewielkich ilościach występują: piryty i chalkopiryty, będące akcesorycznymi składnikami granitoidu.

Wulkanyty nawiercone w profilu Nowa Rola P-9 to trachity biotytowe i trachity, zaliczone do karbonu dolnego (5). Cechuje je znaczny stopień zaangażowania tektonicznego, liczne płaszczyzny poślizgu i lustra tektoniczne, zbliżone przez chloryt, kalcyt i kaolinit. Podobne skały występują w północnej części niecki śródsudeckiej i są genetycznie związane z wczesnowaryscyjską działalnością magmową, pozostającą w powiązaniu z ruchami tektonicznymi fazy bretońskiej (14). W badanych trachitach powszechny jest hematyt. Minerale ten występuje przeważnie w postaci okrągławych, jednorodnych ziarn o średnicy ok. 1 mm. Ponadto występują: piryty i chalkopiryty wypełniające szczeliny tektoniczne.

DIAGENEZA SKAŁ OSADOWYCH

W skałach podpermskich perykliny Żar silnie zaznaczone są procesy diagenety. Należą do nich: kompaktacja

osadów, rekrytalizacja spoiwa i regeneracja ziarn kwarcu oraz cementacja skały, następująca przez krystalizację minerałów autogenicznych. W profilach Kłépinka IG-1 i Sieciejów P-5 trudno odróżnić procesy zaawansowanej diagenety od procesów metamorficznych facji zieleńcowej jakim uległy skały z tych wierceń. Prawdopodobnie można tu mówić o ciągłym przejściu od silnej diagenety do płytkiego metamorfizmu. Potwierdza to obecność w skale grafitu (otw. Kłépinka IG-1) powstałego z uwęglenia substancji organicznej. Agregaty grafitowe są niewielkie i mają nieregularny pokrój, co zdaniem B. Kwiecińskiej (12) wskazuje na niski stopień zmetamorfizowania skały macierzystej.

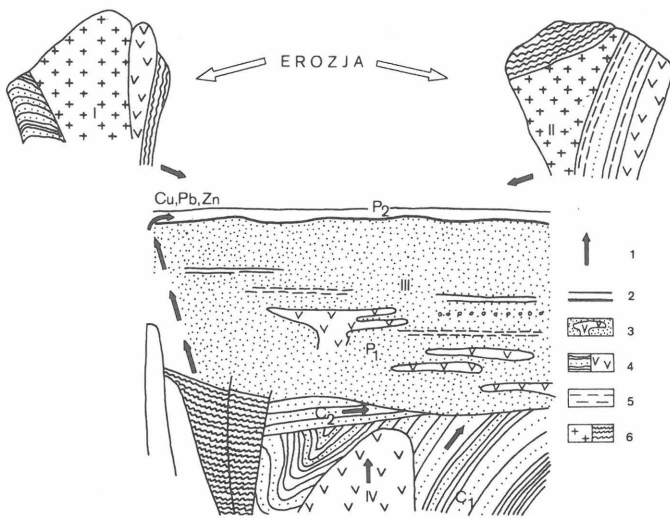
W skałach są widoczne skutki procesów zachodzących na granicy ziarn kwarcu (wciski, korozja), a także ugięcia minerałów blaszkowych (łyteczków i chlorytów) wokół twardszych składników. Spękania w skale zbliżone są przez kwarc, chloryt i węglany. Zwiększenie skały uległa zwiększeniu wskutek rekrytalizacji spoiwa ilasto-krzemionkowego i ilasto-żelazistego. Wyraźnie jest zaznaczona krystalizacja minerałów autogenicznych (chlorytu, syderytu, kalcytu, ankerytu i kaolinitu), cementujących pierwotne składniki mineralne skał. Źródłem pierwiastków potrzebnych do ich powstania był zapewne rozkład okrucowych składników skał, takich jak: skalenie, biotyt, muskowit, okrucy skał wulkanicznych i szkliwo wulkaniczne i ich zastępowanie minerałami wtórnymi (1).

Wśród innych produktów diagenety należy wymienić związki żelaza i nieregularne skupienia żelaziste (żelazo pochodziło prawdopodobnie z rozkładu minerałów ciemnych) oraz piryty i markasyty pochodzenia diagenetycznego. Zaobserwowano, iż łupki sphyllityzowane, arenity kwarcowe i waki kwarcowe pochodzące z profili Sieciejów P-5 i Kłépinka IG-1 są znacznie silniej zdiagenezowane niż arenity kwarcowe z profilu Nowa Rola P-9.

MINERALIZACJA NIEKRUSZCOWA

Mineralizacja ta występuje w obrębie żyłek hydrotermalnych, tnących łupki sphyllityzowane z profilu Sieciejów P-5. Za pomocą analizy rentgenostrukturalnej rozpoznano m.in. baryt, fluoryt, kwarc, kalcyt, chloryt, illit, kaolinit i datolit – minerały występujące głównie wśród końcowych utworów krystalizacji magmy, często współwystępujące w paragenezie z Li, Sn, W i F. Badania temperatury homogenizacji inkluzji ciekło-gazowych w kalcycie pozwoliły określić temperaturę krystalizacji tego minerału na zakres od 300 do 330°C, co wskazuje na początkową fazę etapu hydrotermalnego. Żyłowe wystąpienia barytu i fluorytu w Sudetach związane są głównie z dwoma odrębnymi cyklami mineralizacyjnymi (8): starszym – związanym z waryscyjską działalnością magmową i młodszym – związanym z mezozoicznymi ruchami kimeryjskimi. Waryscyjska mineralizacja barytowo-fluorytowa wiązana jest genetycznie z intruzjami Strzegomia i Karkonoszy. Również niektórzy czescy autorzy wskazują kwaśny magmatyzm waryscyjski jako możliwe źródło roztworów hydrotermalnych, lub też fluorytonośne granity waryscyjskie ługowane w następstwie długotrwałego, głębokiego krążenia wód bogatych w Na – Cl (7). Zdaniem autora, żyłowe wystąpienia barytu i fluorytu z profilu Sieciejów P-5 należy wiązać z waryscyjską epoką magmową, gdyż historia geologiczna badanego terenu wskazuje, że po okresie karbońsko-permskim obszar przedsudecki ulegał pograżeniu, w przeciwieństwie do wynoszonych i wciąż aktywnych tektonicznie Sudetów. To właśnie w Sudetach stwierdzono mezozoiczne i kenozoiczne wystąpienia barytu i fluorytu.

Przeprowadzone badania ujawniły obecność mineralizacji kruszcowej w granitoidach, wulkanitach i skałach osadowych, występujących w podłożu perykliny Żar. Najobfitszą jakością i ilościowo jest mineralizacja pomagmowo-hydrotermalna, związana głównie z żyłkami tnącymi skały osadowe wieku dewońsko-karbońskiego. Mineralizacja ta związana jest prawdopodobnie z intruzją granitoidów gubińskich, występujących w podłożu perykliny Żar. Ich obecność wiąże się z orogenezą warwyscyjską (13, 21) lub uważa się je za przedwarwyscyjskie (15, 16). J. Oberc (15, 16) wiąże przestrzennie granitoidy z tego obszaru ze skałami prekambryjskimi, nie wykluczając jednak ich warwyscyjskiej genezy. Natomiast S. Speczik (25) sugeruje, iż pas intruzji granitoidowych, w skład których wchodzi granitoidy gubińskie, mógł powstać wskutek łuskowego podsuwania się (subfluencji) płyty, położonej na północ od strefy rozłamowej Dolska, pod jednostkę Krotoszyn – Wolsztyn, proces zaś rozpoczęcia wytopiania się tych granitoidów wiąże z fazą sudecką lub kruszcogórską orogenezy



Ryc. 5. Źródła metali i procesy prowadzące do ich stopniowej koncentracji (wg S. Speczika, 25, nieco zmienione)

1 – kierunek migracji metali, 2 – morze cechsztyńskie z osadem łupku miedzianożelaznego, 3 – czerwony spągowiec, 4 – karbon, 5 – skały epimetamorficzne starszego paleozoiku, 6 – skały metamorficzne i granitoidy, C₁ – karbon dolny, C₂ – karbon górny, P₁ – czerwony spągowiec, P₂ – cechsztyń, I – erozja skał magmowych Sudetów i metamorfiku Odry i związanej z nimi mineralizacji polimetalicznej, II – erozja skał krystalicznych i osadowych (głównie karbońskich) w okresie czerwonego spągowca, III – zługowanie metali z serii osadowo-wulkanicznej czerwonego spągowca, IV – uwalnianie metali ciężkich z osadowo-wulkanicznych formacji karbońskich

Fig. 5. Sources and processes leading to gradual concentration of metals (after S. Speczik, 25, somewhat modified)

1 – direction of migration of metals, 2 – Zechstein sea and sediments of Copper-bearing Shale, 3 – Rotliegend, 4 – Carboniferous, 5 – Lower Paleozoic epimetamorphic rocks, 6 – metamorphic rocks and granitoids, C₁ – Lower Carboniferous, C₂ – Upper Carboniferous, P₁ – Rotliegend, P₂ – Zechstein, I – erosion of igneous rocks of Sudety Mts and Odra metamorphic zone and polymetallic mineralization related to these rocks, II – erosion of crystalline and sedimentary (mainly Carboniferous) rocks in Rotliegend times, III – leaching of metals from Rotliegend sedimentary-volcanic series, IV – liberation of heavy metals from Carboniferous sedimentary-volcanic formations

warywyscyjskiej. Również oznaczenia wieku bezwzględne (4) wskazują na ich warwyscyjską genezę.

Stwierdzona mineralizacja barytowo-fluorytowa w dewońsko-karbońskim kompleksie łupków sflyllityzowanych związana jest prawdopodobnie z intruzją ww. granitoidów, a kontynuacja żyłek tej generacji w skałach wulkanicznych wieku permjskiego świadczy o dłuższym okresie mineralizacyjnym tego ogniska magmowego. Fakt ten powinien być brany pod uwagę przy rozważaniach genetycznych, dotyczących powstania ewentualnych nagromadzeń metali w obrębie wulkanitów permjskich z rejonu perykliny Żar.

Obecność mineralizacji kruszcowej pomagmowo-hydrotermalnej w obrębie skał podpermjskich wskazuje na możliwość znalezienia złóż typu żyłowego, zwłaszcza w aureolach kontaktowych wokół warwyscyjskich granitoidów gubińskich. Powszechność rozproszony mineralizacji kruszcowej (pochodzenia zarówno pomagmowo-hydrotermalnego, jak i diagenetycznego) w podłożu cechsztyńskich złóż miedzi (24, 25, 11), zdaje się sugerować pewną rolę tej mineralizacji przy powstawaniu cechsztyńskich złóż miedzi. Oczywiście, przy obecnym stanie wiedzy na temat tych złóż, trudno przypuszczać, aby minerały kruszcowe pochodzące z erozji utworów podpermjskich mogły być głównym źródłem metali dostarczonych do zbiornika cechsztyńskiego. Główną rolę upatruje się dzisiaj w mieszanu się solanek metalonośnych z wodami zbiornika wzdłuż pęknięć tektonicznych (27). Tym niemniej aktualne pozostaje pytanie, czy było to jedyne źródło mineralizacji cechsztyńskiej. A. Rydzewski (20) nie wyklucza pewnej roli, jaką mogły odegrać metale pochodzenia wietrzeniowego, zasilające wody gruntowe i wgłębne (występujące w postaci warstw wodonośnych), wyniesione później i dostarczone do wód transgredującego morza cechsztyńskiego. Z kolei S. Speczik (25) sugeruje, iż metalonośne solanki istniejące w osadach czerwonego spągowca mogły migrować głębiej, sięgając osadów karbońskich i ługować je z metali, o czym świadczy zubożenie tych skał w metale ciężkie. Pewną rolę mogły odegrać fluidy uwolnione w procesach diagenetyzacji skał karbońskich (ryc. 5). Wydaje się, że decydującą rolę w doprowadzeniu metali do zbiornika odegrały roztwory termalne, istniejące w utworach czerwonego spągowca, wyniesione następnie i zmieszane z wodami morskimi lub – jak sądzi S. Oszczepalski (17) – z wodami porowymi spągowych osadów cechsztyńskich.

Jak z powyższych faktów wynika, istnieje konieczność dalszych badań starszego podłoża obszaru przedsudeckiego, w celu znalezienia nowych złóż metali, jak i poznania genezy już odkrytych.

LITERATURA

1. Barczuk A., Speczik S. – Procesy diagenetyczne w osadach karbońskich północnej części monokliny przedsudeckiej. Arch. Miner. 1981 z. 2.
2. Chorowska M. – Badania stratygraficzne formacji metamorficznych Sudetów. Biul. Inst. Geol. 1982 nr 341.
3. Craig J.R., Vaughan D.J. – Ore microscopy and ore petrography. A Wiley Interscience Publication 1981.
4. Cwojdzinski S. – Ewolucja geologiczna Polski południowo-zachodniej w interpretacji tektoniki płyt. Geol. Sudet. 1980 nr 1.
5. Gospodarczyk E., i in. – Wyniki poszukiwań rud miedzi na obszarze perykliny Żar. Arch. IG 1978.
6. Górecka T., i in. – Utwory skalne podłoża permjskiej zachodniej części monokliny przedsudeckiej i pery-

- kliny Żar oraz przyległej części bloku przedsudeckiego. Pr. Nauk. Inst. Gór. P. Wroc. 1977 nr 22.
7. Jerzmański J. — Mineralizacja barytowa i fluorytowa w rozwoju metalogenicznym Sudetów. Biul. Inst. Geol. 1982 nr 341.
 8. Kowalski W. — Geochemia, mineralogia i geneza dolnośląskich złóż i wystąpień barytowych. Arch. Miner. (Cz. I) 1976 z. 2, (cz. II), 1977 z. 1.
 9. Krawczyńska-Grocholska H., Grocholski W. — Uwagi o karbonie północno-zachodniego obrzeżenia bloku przedsudeckiego. Kwart. Geol. 1976 nr 1.
 10. Kretschmar V., Scott S.D. — Phase relation involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. Can. Mineral. 1978 no. 14.
 11. Królikowski J. — Mineralizacja kruszcowa w utworach podpermских perykliny Żar. Pr. magisterska. Arch. Inst. Geol. Podst. UW 1985.
 12. Kwiecińska B. — Mineralogy of natural graphites. Pr. Miner. 1980 no. 67.
 13. Milewicz J., Kornas J. — Uwagi o podłożu podpermским w rejonie Gubina. Kwart. Geol. 1971 nr 4.
 14. Nowakowski A., Teisseyre A.K. — Wulkanity karbońskie i trzeciorzędowe w północnej części niecki śródsudeckiej. Geol. Sudet. 1971 vol. 5.
 15. Oberc J. — Sudety i obszary przyległe. [W:] Budowa geologiczna Polski t. 4. Tektonika Cz. 2. Wyd. Geol. 1972.
 16. Oberc J. — Rozwój formacji i tektonika Ziemi Lubuskiej i LGOM — ze szczególnym uwzględnieniem utworów przedpermских. Przewodnik L Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wyd. Geol. 1978.
 17. Oszczepalski S. — Kupferschiefer in SW Poland — paleoenvironments, metal zoning and ore controls. Proceedings, Symposium of Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits, Ottawa 1986 (w druku).
 18. Pożaryski W., Dembowski Z. — Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych, bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permских. Wyd. Geol. 1984.
 19. Ramdohr P. — The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press 1980.
 20. Rydzewski A. — Geneza dolnocechsztyńskiej mineralizacji polimetalicznej. Prz. Geol. 1976 nr 4.
 21. Sachanbiński M. — Granitoidy obszaru przedsudeckiego w świetle badań geochemicznych. Arch. Miner. 1980 z. 1.
 22. Sokołowski J. — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. Geol. Sudet. 1967 vol. 3.
 23. Sokołowski J. — Budowa geologiczna Polski t. 4. Tektonika cz. 1. Wyd. Geol. 1974.
 24. Speczik S. — Mineralizacja kruszcowa w utworach karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej. Geol. Sudet. 1979 nr 1.
 25. Speczik S. — Metalogeneza podłoża cechsztyńskiego monokliny przedsudeckiej. Ibidem 1985 nr 1.
 26. Tomaszewski J.B. — Budowa geologiczna okolic Lubina i Sieroszowic (Dolny Śląsk) Ibidem 1978 nr 2.
 27. Tomaszewski J.B. — Złoże rud miedziowo-polimetalicznych monokliny przedsudeckiej i jego związki z osadami cechsztynu. Prz. Geol. 1985 nr 7.
 28. Wżykowski J. — Północno-zachodni zasięg kryształinikum bloku przedsudeckiego i możliwość poszukiwać cechsztyńskich rud miedzi. Ibidem. 1961 nr 5.

SUMMARY

The paper presents results of studies on ore mineralization in pre-Permian rocks of the Żary Pericline, south-western Poland. The mineralization appeared to be the richest not in granitoids or volcanic rocks but rather sedimentary ones. Ore minerals occurring in sedimentary rocks were found to be of detrital, diagenetic, post-magmatic-hydrothermal, nad hypergenic origin. The mineralization of the post-magmatic-hydrothermal type was shown to be the richest qualitatively and quantitatively. Two mineral parageneses differing in the range of temperature of origin were identified. Moreover, barite and fluorite occurrences of the vein type were found in sedimentary rocks. According to the Author, the occurrences should be treated as related to the Variscan Gubin granitoid intrusion.

The attention is also drawn to the role which could be played by deep waters in processes of leaching of metals from Rotliegend and Carboniferous rocks and origin of Zechstein mineralization.

РЕЗЮМЕ

Были проведены исследования рудной минерализации в допермском основании периклина Жар (ЮЗ часть Польши). Определено, что самая богатая рудная минерализация находится в пределах осадочных пород, меньшая в гранитоидах и вулканитах. Рудные минералы распространенные в осадочных породах имеют обломочное, диагенетическое, послемагматически-гидротермальное и гипергеническое происхождение. Самым богатым количественно и качественно является оруденение послемагматически-гидротермального происхождения. Выделены два минеральных парагенезиса отличающиеся пределами температуры образования.

Кроме того, в осадочных породах были найдены жилы барита и флюорита связанные, по мнению автора, с варисийской интрузией глубинских гранитоидов.

Обращено внимание на роль глубинных вод в процессе выщелачивания металлов из отложений красного лежня и карбона, а также в процессе образования цехштейнового оруденения.