

MIKROFACJE I DIAGENEZA UTWORÓW DOLOMITU GŁÓWNEGO (Ca₂) W REJONIE BARIERY MI DZYCHODU (PÓŁWYSEP GROTOWA, POLSKA ZACHODNIA)

MICROFACIES AND DIAGENESIS OF THE MAIN DOLOMITE (Ca₂) STRATA IN THE MI DZYCHÓD BARRIER AREA (GROTÓW PENINSULA, WESTERN POLAND)

ZBIGNIEW MIKOŁAJEWSKI¹, MIROSIAW SIOWAKIEWICZ²

Abstrakt. Utwory dolomitu głównego stwierdzone w rejonie Mi dzychodu stanowi fragment dolomitowej bariery oolitowej obejmującej zachodnią część półwyspu Grotowa. Profile z otworów wiertniczych Mi dzychód-4, Mi dzychód-5 i Mi dzychód-6 składają się z bogatego spektrum odmian mikrofacjalnych, wskazujących na deponowanie w zróżnicowanych subrodowiskach szeroko pojętej strefy bariery w glaukowej. Przeobrażenia diagenetyczne oraz rozwój przestrzeni porowej zachodziły wielostopniowo i związane były zarówno z etapem depozycyjno-diagenetycznym (eodiagenеза), jak również z etapem pogrzebienia (mezodiagenеза). Niektóre z nich przyczyniły się do obniżenia potencjału zbiornikowego (kompakcja, cementacja, neomorfizm), inne w znacznym stopniu go poprawiły (rozpuszczanie, szczelinowatość). Najbardziej niekorzystnie na zabudowę przestrzeni porowej wpłynęła cementacja dolomitowa i anhydrytowa. Takie halit, minerały ilaste oraz impregnacja bitumiczna przyczyniły się do jej ograniczenia. Neomorfizm doprowadził niekiedy do całkowitego zatarcia pierwotnych cech strukturalno-teksturalnych skały. Rozpuszczanie i szczelinowatość w znacznym stopniu polepszyły właściwości zbiornikowe (porowatość, przepuszczalność). W wyniku rozpuszczenia niestabilnych bioklastów oraz jader ziarn glaukowych doszło do powstania porowatości moldycznej.

Słowa kluczowe: dolomit główny, mikrofacje, diagenеза, właściwości zbiornikowe, Polska zachodnia.

Abstract. The Main Dolomite rocks found in the Mi dzychód area are associated with a fragment of a dolostone oolite barrier comprising the western part of the Grotów Peninsula. The sections from the Mi dzychód-4, Mi dzychód-5 and Mi dzychód-6 wells contain diverse microfacies types characteristic of deposition in differentiated subenvironments within the carbonate barrier zone. Diagenetic transformations and development of pore space occurred as multistage processes. They were associated with both the diagenetic-depositional zones (eodiagenesis) and the burial stage (mesodiagenesis). Some of them lowered the reservoir potential (compaction, cementation, neomorphism), whereas others significantly improved it (dissolution, fracturing). Dolomite and anhydrite cementation, halite, clay minerals and bitumen impregnation reduced the pore space filtration properties. In some places neomorphism affected primary structural-textural features of the rocks. Dissolution and fracturing significantly improved reservoir properties (porosity, permeability). Dissolution of unstable bioclasts and cores of carbonate grains resulted in formation of moldic porosity.

Key words: Main Dolomite, microfacies, diagenesis, reservoir properties, Western Poland.

¹ Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo SA w Warszawie, Oddział w Zielonej Górze, Dział Poszukiwania Złóż, Plac Staszica 9, 64-920 Piła; zbigniew.mikolajewski@pgnig.pl

² Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; mslo@pgi.gov.pl

WST P

Dokonane w ostatnich latach odkrycia złó w głównodolomitu spowodowały, że strefa występowania utworów cechzyskiego dolomitu głównego (Górski, Trela, 1997; Mamczur i in., 1997; Czekański i in., 2002; Sikorski, 2002, 2006; Wolnowski, 2002, 2006; Dyjaczowski i in., 2006) stała się najintensywniej eksplorowanym obszarem poszukiwawczym w Polsce. Dotyczy to głównie strefy pogranicza monokliny przedsudeckiej i niecki szczecińskiej, gdzie w utworach dolomitu głównego (Ca₂) odkryto największe złó ropy naftowej i gazu ziemnego (Barnówko–Mostno–Buszewo, Dzeduszyce, Grotów, Lubiatów, Lubiszyn, Mi dzychód, Ró a sko, Stanowice, Zielin).

Celem opracowania była mikrofacjalna i diagenetyczna charakterystyka osadów dolomitu głównego (Ca₂), stanowiącego drugi poziom w gławnowy w gławnowo-ewapora-

towej sekwencji cechsztynu. Analizowane utwory pochodzą z trzech otworów wiertniczych usytuowanych w zachodniej części półwyspu Grotowa (fig. 1): Mi dzychód-4, Mi dzychód-5 i Mi dzychód-6. Pod względem środowiska depozycji wszystkie reprezentują stref dolomitowej bariery oolitowej, oddzielającej strefę równi platformowej od zatoki Noteci.

Utwory dolomitu głównego z obszaru półwyspu Grotowa oraz jego podnóże były przedmiotem wielu opracowań wykonanych dla potrzeb przemysłu naftowego (mat. arch. PGNiG SA; Wagner, Kotarba, 2004) oraz kilku publikacji (m.in. Zdanowski, 2003, 2004; Mikołajewski, Wróbel, 2005; Jaworowski, Mikołajewski, 2007). Szczegółowe zagadnienia mikrofacjalne były częścią kompleksowego opracowania dotyczącego algowych skał macierzystych (Mikołajewski, 2004).

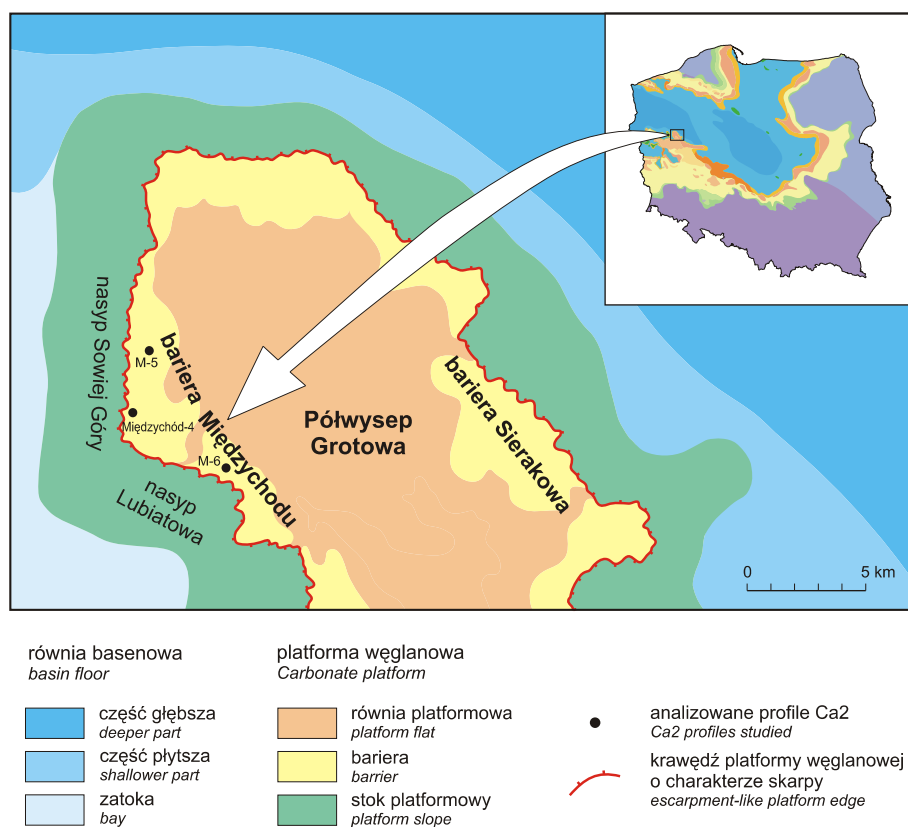


Fig. 1. Lokalizacja półwyspu Grotowa oraz bariery Mi dzychodu (Wagner, 2004, częściowo zmodyfikowane) na tle mapy paleogeograficznej dolomitu głównego (Wagner i in., 2000)

Locality of the Grotów Peninsula and the Mi dzychód Barrier (Wagner, 2004, partly modified) versus paleogeographical map of the Main Dolomite (Wagner *et al.*, 2000)

METODY BADA

Dla scharakteryzowania utworów dolomitu głównego (Ca₂) pod kątem wydzielenia mikrofacjalnych oraz przeobrażeń diagenetycznych skały poddano szczegółowym obserwacjom w mikroskopie polaryzacyjnym. Dla lepszego zo-

brazowania przestrzeni porowej tych utworów odłupki skalne badano także w mikroskopie elektronowym (SEM) z mikroskondami energetycznymi (EDS).

WYNIKI BADA

Profile dolomitu głównego w rejonie Mi dzychodu (fig. 1, 2) związane są z fragmentem przykrawędziowej bariery oolitowej obejmującej zachodnią część półwyspu Grotowa.

Transgresja dolomitu głównego natrafiła tutaj na niezbyt urozmaiconą morfologicznie powierzchnię, która jednak w znacznym stopniu determinowała wykształcenie utworów w górnym cyklu PZ2 (Stassfurt). Zróżnicowanie mikrofacjalne dolomitu głównego jest efektem różnic batymetrycznych (mat. arch. PGNiG SA; Jaworowski, 2004; Mikołajewski, 2004; Jaworowski, Mikołajewski, 2007). Przyczyniły się one do zmiany reżimów sedymentacyjnych oraz do powstania w obrębie bariery stref bardziej i mniej energetycznych. Strefy bardziej energetyczne były związane z lokalnymi kulminacjami, na których rozwijały się płycizny oolitowe, a strefy mniej energetyczne powstawały głównie w obniżeniach wewnętrznych oraz na stokach bariery (Jaworowski, Mikołajewski, 2007).

Obserwacje mikroskopowe pozwoliły na wydzielenie szerokiego spektrum odmian mikrofacjalnych. Wyróżniono m.in. dolomitowe wakstony peloidowe i peloidowo-bioklastyczne, pakstony i greinstony onkoidowo-ooidowe, pizoidowe, intraklastowe i intraklastowo-bioklastyczne, flotstony i rudstony intraklastowe oraz bandstony (głównie maty mikrobialne). Bardzo często występuje biostabilizacja mikrobialna. Otwory wiertnicze zlokalizowane w niewielkiej odległości od siebie cechują się nieco innymi cechami oraz wykształceniem, będącym odzwierciedleniem zróżnicowania środowisk depozycji związanych z czasowym i przestrzennym rozwojem platformy w górnym i przykrawędziowej bariery oolitowej (stok zewnętrzny, stok wewnętrzny, płycizny oolitowe, obniżenia wewnętrzne).

Przeprowadzone analizy petrograficzne pozwoliły stwierdzić, że przemiany diagenetyczne i związane z nimi rozwój przestrzeni porowej zachodziły wieloetapowo. Związane one były zarówno z etapem depozycyjno-diagenetycznym, jak również z etapem pogrzebania. Jednym z najważniejszych procesów diagenetycznych była kompaktacja (mechaniczna – fig. 3a, chemiczna – fig. 3b), zaznaczająca się szczególnie mocno w poziomach o małym natężeniu wczesnodiagenetycznej cementacji. Cementacja (zarówno wczesna, jak i późnodiagenetyczna) doprowadziła miejscami do całkowitego wypełnienia przestrzeni międzyziarnowej. Szczególnie siarczanymi (fig. 3c) oraz węgelnymi wpływ na jej budowę. Oprócz nich na pogorszenie właściwości zbiornikowych

wpłynęła obecność halitu, minerałów ilastych oraz silna impregnacja bitumiczna (fig. 3d). Poza kompaktację i cementację ważną rolę w modelowaniu przestrzeni porowej odegrały neomorfizm, rozpuszczanie oraz powstawanie szczelin. Neomorfizm doprowadził niekiedy do całkowitego zatarcia pierwotnych cech strukturalno-teksturalnych skały i przyczynił się do pogorszenia właściwości zbiornikowych. Rozpuszczanie i szczelinowatość w znacznym stopniu poprawiły te właściwości. Szczególnie podatne na rozpuszczanie były niestabilne bioklasty oraz jedra intraklastów i ziarn obłeczonych, które w pewnych poziomach doprowadziły do powstania porowatości moldyczej (fig. 3e). Już na etapie depozycji, w zależności od facji, doszło do zróżnicowania utworów dolomitu głównego na osady cechujące się dobrymi bądź gorszymi właściwościami zbiornikowymi. Późniejsze procesy diagenetyczne doprowadziły do znacznej ich modyfikacji. Niektóre z tych procesów spowodowały ich pogorszenie (kompaktacja, cementacja, neomorfizm), inne natomiast w znacznym stopniu je poprawiły (rozpuszczanie ziarn i bioklastów oraz szczelinowatość). Rozwój szczelinowatości doprowadził do znacznej poprawy przepuszczalności w utworach cechujących się niewielką porowatością. Szczeliny były także drogami migracji roztworów, które na etapie pogrzebania prowadziły do korodowania i rozpuszczania pewnych poziomów, przyczyniając się do powstawania porowatości wtórnej. Były także potencjalnymi drogami migracji węglodorów.

Najgorszymi właściwościami zbiornikowymi cechują się na ogół bandstony (fig. 3f), wakstony peloidowo-bioklastyczne (wyszczelnienie profilu Mi dzychód-6) oraz impregnowane stałymi bituminami utwory ziarniste (niższe partie profili Mi dzychód-4 i Mi dzychód-5 – fig. 2). Porowatość nie przekracza w nich na ogół 10%, a w większości próbek cechuje się przepuszczalnością poniżej 0,001 mDcy (z wyjątkiem próbek z rozwiniętą mikroszczelinowatością). Ponadto tak słaba przepuszczalność przy zmiennej porowatości ma związek z procentowo najwyższym udziałem mat mikrobialnych obserwowanych w otworze Mi dzychód-6. Najlepszymi właściwościami zbiornikowymi cechują się słabo scementowane, dobrze wysortowane utwory ziarniste, w których doszło do powstania porowatości moldyczej (porowatość przekracza w nich miejscami 25% – fig. 4). Utwory tego typu stwierdzono przede wszystkim w wyższej części profilu dolomitu głównego w otworze wiertniczym Mi dzychód-4.

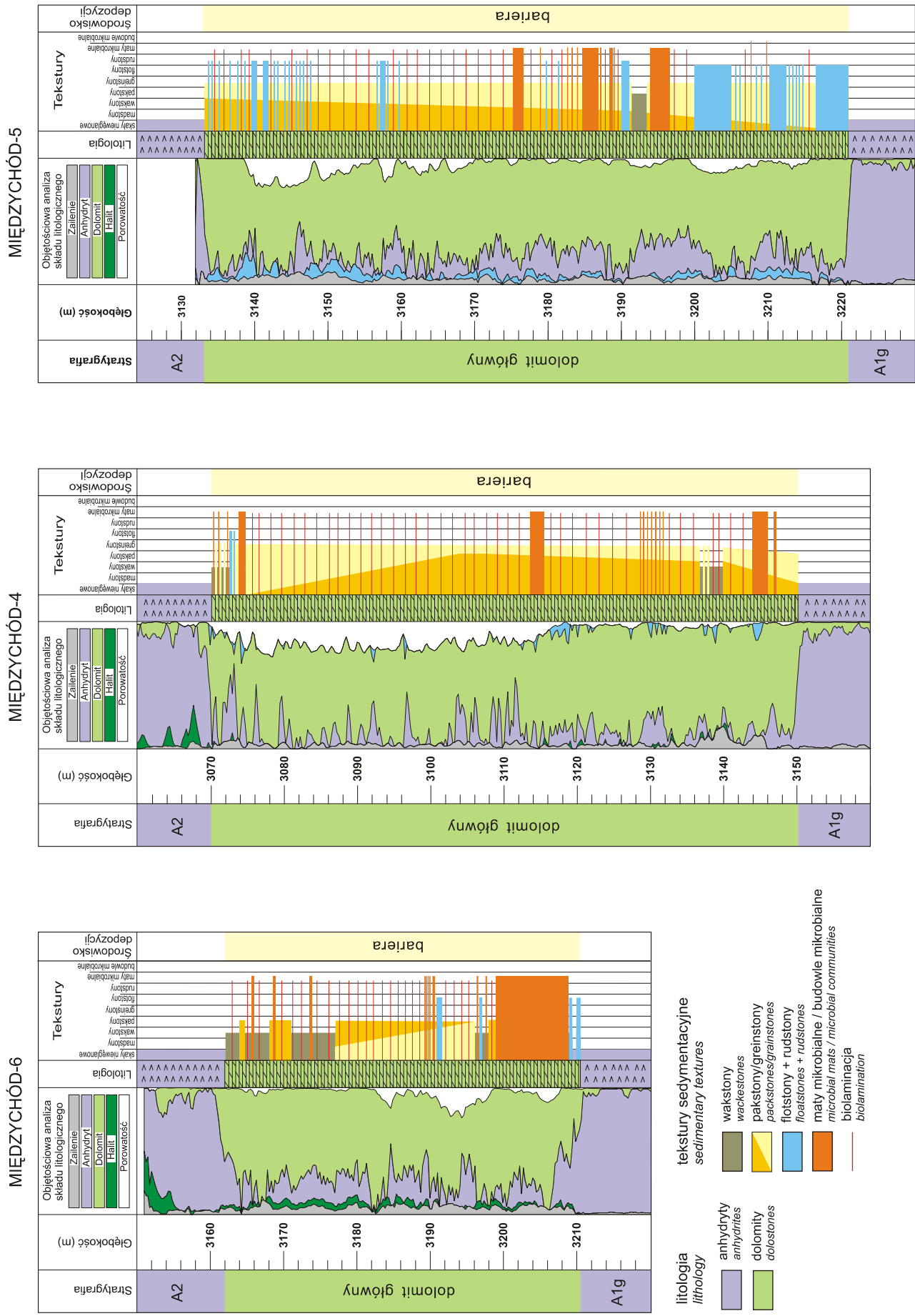


Fig. 2. Profile dolomitu głównego z obszaru bariery Mi dzychodu (Mikołajewski, 2004)
The Main Dolomite profiles from the Mi Barrier area (Mikołajewski, 2004)

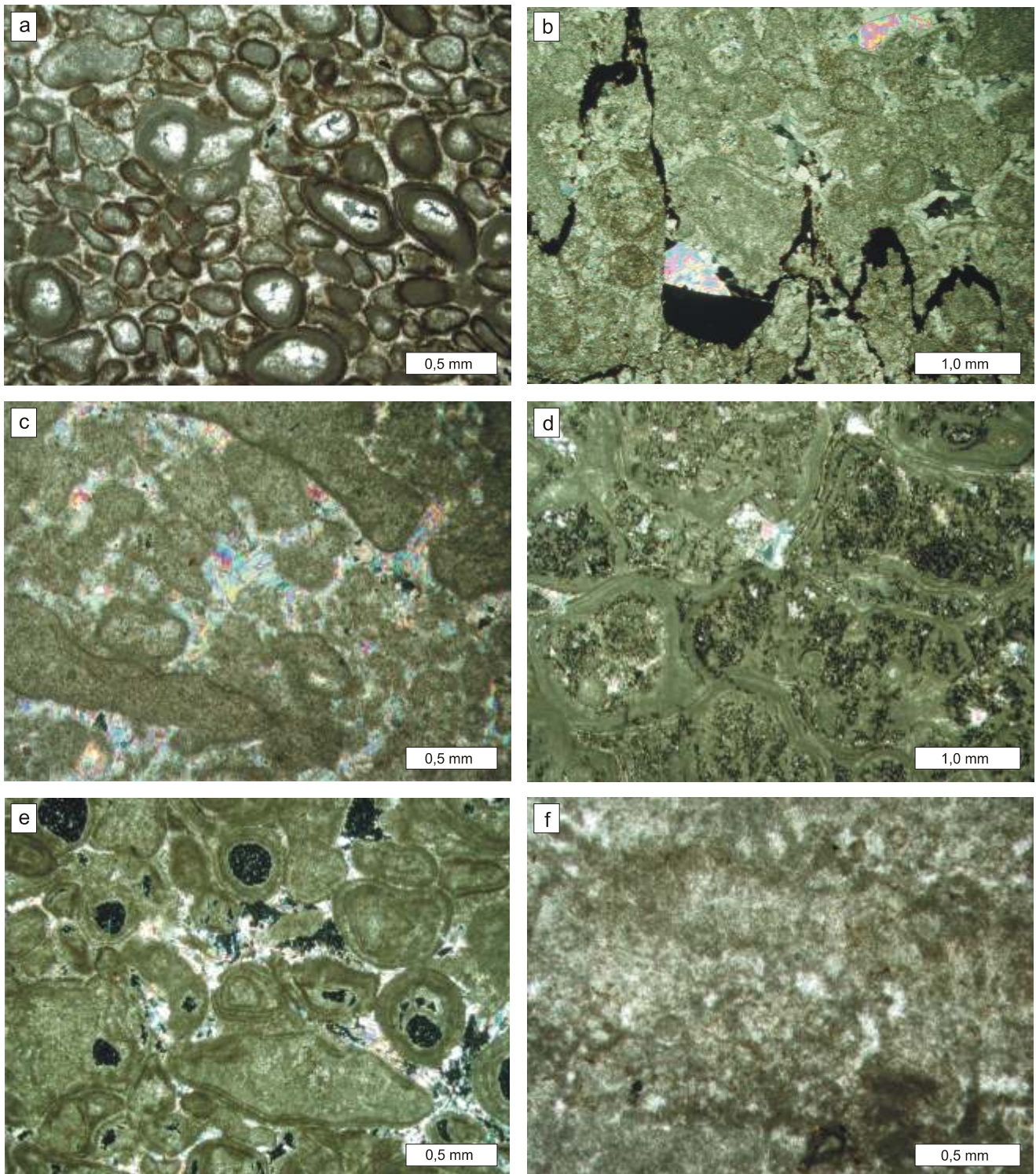


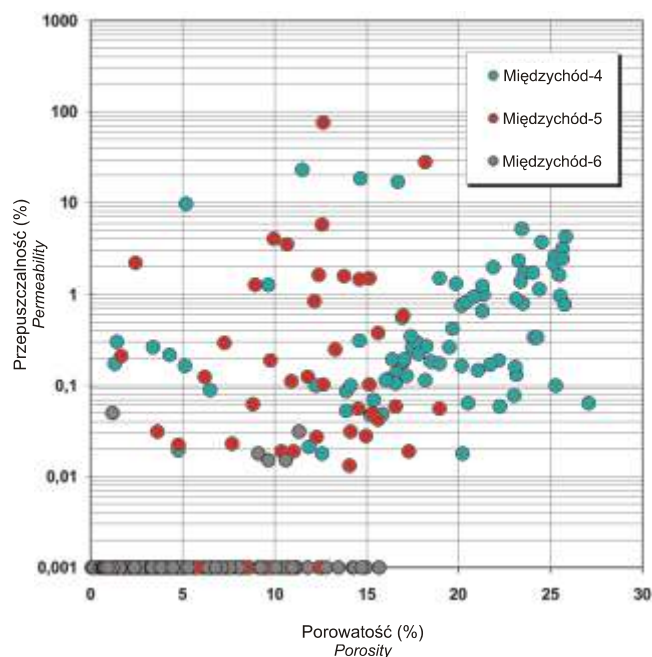
Fig. 3. a. Upakowany szkielet ziarnowy w dolomitowym greinstonie ooidowym (Mi dzychód-6, gł b. 3189,40 m),
b. Stylolit z bituminami (Mi dzychód-5, gł b. 3152,40 m),
c. Szczelna zabudowa przestrzeni mi dzyziarnowej przez cement anhydrytowy (Mi dzychód-5, gł b. 3205,40 m),
d. Impregnacja bitumiczna wewn trz ziarn w glanowych (Mi dzychód-5, gł b. 3187,80 m),
e. Porowato moldyczna (Mi dzychód-4, gł b. 3092,60 m),
f. Dolomitowy bandston pozbawiony wła ciwo ci kolektorskich (Mi dzychód-5, gł b. 3181,40 m).

- a. Packed dolomite ooid grainstone framework (Mi dzychód-6 borehole, depth 3189.40 m),
b. Stylolite with bitumen (Mi dzychód-5 borehole, depth 3152.40 m),
c. Intergranular porosity infilled with anhydrite cement (Mi dzychód-5 borehole, depth 3205.40 m),
d. Bituminous impregnation inside carbonate grains (Mi dzychód-5 borehole, depth 3187.80 m),
e. Moldic porosity (Mi dzychód-4 borehole, depth 3092.60 m),
f. Dolomite boundstone with no reservoir features (Mi dzychód-5 borehole, depth 3181.40 m).

Fig. 4. Zależność przepuszczalności od porowatości w utworach dolomitów głównego zlokalizowanych w obrębie bariery Międzychód

Permeability versus porosity plot from the Main Dolomite rocks in the Międzychód Barrier area

Wysoka porowatość nie zawsze koreluje się z dobrą przepuszczalnością. Próby porowate (rzędu 15–25%) okazują się miejscami słabo przepuszczalne, natomiast próby cechujące się mniejszymi porowatymi (rzędu 0–15%) odpowiadają znacznie większej przepuszczalności (fig. 4). Taki brak korelacji można tłumaczyć mikroporowym wykształceniem przestrzeni porowej, z drugiej natomiast strony – występowaniem mikroszczelinowatości, która podobnie jak szczelinowatość została potwierdzona w pewnych partiach badanych profili dolomitów głównych.



PODSUMOWANIE

Obserwacje mikroskopowe pozwoliły na wydzielenie szerokiego spektrum odmian mikrofacjalnych, wśród których wyróżniono dolomitowe wakstony peloidowe i peloidowo-bioklastyczne, pakstony i greinstony onkoidowo-oidowe, pizoidowe, intraklastowe i intraklastowo-bioklastyczne, bandstony (maty mikrobialne, stromatolity) oraz flotstony i rudstony intraklastowe.

Przeobrażenia diagenetyczne i związane z nimi rozwój przestrzeni porowej zachodziły na etapie eodiagenety (wczesna cementacja dolomitowa i anhydrytowa, rozpuszczanie), jak również mezodiagenety (późne cementy: dolomit, anhydryt, halit, minerały ilaste; impregnacja bitumicz-

na, kompaktacja mechaniczna i chemiczna, zeszcelinowanie, rozpuszczanie). Procesy działające na etapie mezodiagenety doprowadziły niekiedy do zatarcia pierwotnych struktur sedimentacyjnych (greinstony o strukturach zatartych – Wright, 1992), pogarszając właściwości zbiornikowe i filtracyjne utworów dolomitów głównych. Jednocześnie na tym etapie powstały szczeliny, które polepszyły te właściwości, stając się drogami migracji w głowodorów.

Znaczny potencjał zbiornikowy tych utworów oraz korzystne uwarunkowania geologiczne-geologiczne doprowadziły do tego, że utwory te stały się miejscem akumulacji gazu ziemnego (mat. arch. PGNiG SA).

LITERATURA

- CZEKAŃSKI E., DZIADKIEWICZ M., JANKOWSKI K., 2002 – Potencjał wydobywczy złóż ropy naftowej w dolomicie głównym. Konferencja Naukowo-Techniczna: 41–49. Piła.
- DYJACZYŃSKI K., MAMCZUR S., DZIADKIEWICZ M., 2006 – Od Rybaków do LMG – 45 lat wydobywania ropy naftowej na Niżu Polskim. Konferencja Naukowo-Techniczna: 59–76. Piła.
- GÓRSKI M., TRELA M., 1997 – Układ geometryczny i ocena właściwości zbiornikowych złóż a Barnówko–Mostno–Buszewo (BMB) – największego złóża ropy naftowej w Polsce, na podstawie zdjęć sejsmicznego 3D. *Prz. Geol.*, **45**, 7: 685–692.
- JAWOROWSKI K., 2004 – Charakterystyka sedimentologiczna osadów dolomitów głównych z głównych stref paleogeograficznych. W: *Algowe skały macierzyste dolomitów głównych i ich potencjał w głowodorowy jako podstawa dla genetycznej oceny zasobów ropy naftowej i gazu ziemnego w strefie Gorzowa–Międzychód* (red. R. Wagner, M. Kotarba). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- JAWOROWSKI K., MIKOŁAJEWSKI Z., 2007 – Oil- and gas-bearing sediments of the Main Dolomite (Ca₂) in the Międzychód region: depositional model and the problem of the boundary between the second and third depositional sequences in the Polish Zechstein Basin. *Prz. Geol.*, **55**, 12/1: 1017–1024.
- MAMCZUR S., RADECKI S., WOJTKOWIAK Z., 1997 – O największym złóżu ropy naftowej w Polsce Barnówko–Mostno–Buszewo (BMB). *Prz. Geol.*, **45**, 6: 582–588.
- MATERIAŁY ARCHIWALNE PGNiG SA – Niepublikowane.
- MIKOŁAJEWSKI Z., 2004 – Mikrofacje dolomitów głównych z wytypowanych obszarów badań. W: *Algowe skały macierzyste dolomitów głównych i ich potencjał w głowodorowy jako podstawa dla genetycznej oceny zasobów ropy naftowej i gazu*

- ziemnego w strefie Gorzowa–Mi dzychodu. (red. R. Wagner, M. Kotarba). Centr. Arch. Geol. Pa stw. Inst. Geol. Warszawa.
- MIKOŁAJEWSKI Z., WRÓBEL M., 2005 – Petrografia i diageniza utworów cechszty skiiego dolomitu głównego (Ca₂) w rejonie zło a ropy naftowej Lubiatów (zachodnia Polska). *Prz. Geol.*, **53**, 4: 335–336.
- SIKORSKI B., 2002 – Rezultaty poszukiwa w utworach dolomitu głównego. Konferencja Naukowo-Techniczna: 7–14. Piła.
- SIKORSKI B., 2006 – Rezultaty prac poszukiwawczych z perspektywy 50-lecia działalno ci Poszukiwa Nafty i Gazu „NAFTA” sp. z o.o. w Pile. Konferencja Naukowo-Techniczna: 5–13. Piła.
- WAGNER 2004 – Mapa paleogeograficzna dolomitu głównego (Ca₂) – Półwysep Grotowa . W: Algowe skały macierzyste dolomitu głównego i ich potencjał w głowodorowy jako podsta wa dla genetycznej oceny zasobów ropy naftowej i gazu ziemnego w strefie Gorzowa–Mi dzychodu. (red. R. Wagner, M. Kotarba). Centr. Arch. Geol. Pa stw. Inst. Geol. Warszawa.
- WAGNER R., DYJACZY SKI D., PAPIERNIK B., PERYT T.M., PROTAS A., 2000 – Mapa paleogeograficzna dolomitu głównego (Ca₂) 1:500 000. W: Bilans i potencjał w głowodorowy dolomitu głównego basenu permskiego Polski (red. M.J. Kotarba). Arch. WGGiO AGH, Kraków.
- WOLNOWSKI T., 2002 – Prognoza zasobno ci dolomitu głównego w basenie permskim Ni u Polskiego w wietle nowych technik poszukiwawczych. Konferencja Naukowo-Techniczna: 15–28. Piła.
- WOLNOWSKI T., 2006 – Perspektywy poszukiwa złóż ropy naftowej i gazu ziemnego na Ni u Poskim (po 50 latach poszukiwa). Konferencja Naukowo-Techniczna: 15–33. Piła.
- WRIGHT V.P., 1992 – A revised classification of limestones. *Sediment. Geol.*, **76**: 177–185.
- ZDANOWSKI P., 2003 – Lowstand systems tracts deposition of the Main Dolomite in the Gorzów Region (Polish Zechstein Basin). 22nd IAS Meeting of Sedimentology – Opatija 2003. Abstract book: 25.
- ZDANOWSKI P., 2004 – Wide restricted lagoons (salinas) of the main dolomite as a final stage deposition of carbonate lowstand systems tracts in the Gorzów Wielkopolski region. 23rd IAS Meeting of Sedimentology – Coimbra 2004. Abstract book: 291.

ZŁOTO W WYŁACH KWARCOWO-SIARCZKOWYCH Z WIERCENIA DB-4 (REJON DOLINY BDKOWSKIEJ, POŁUDNIOWA POLSKA)

GOLD IN QUARTZ-SULPHIDE VEINLETS FROM DB-4 DRILLHOLE (B DKOWSKA VALLEY, SOUTHERN POLAND)

STANISŁAW Z. MIKULSKI¹, MAREK MARKOWIAK², SŁAWOMIR OSZCZEPALSKI¹

Abstrakt. W wyniku aktualnie przeprowadzonych przez Państwowy Instytut Geologiczny badań materiału rdzeniowego z archiwalnego wiercenia DB-4 z rejonu Doliny Bdkowskiej (południowa część bloku małopolskiego) udokumentowano występowanie złota w szarzielonych i brunatnych metasedymentach ediakaru. Podwyższone zawartości złota (maks. do 15 ppm) stwierdzono w próbkach punktowych kilku interwałów głębokościowych, przede wszystkim z głębokości 253,0 i 584,5 m. W strefach tych występują liczne żyłki kwarcowe (grubość do 10 cm), kwarcowo-kruszcowe oraz w glaukonozytowe. Złotono na mineralizacja kruszcowa związana jest z żyłkowo-impregnacyjnymi występowaniami pirytu i sfalerytu, którym towarzyszy galena, chalkopiryt oraz podziemnie arsenopiryt. Złoto i elektrum występują w postaci wrostków w pirycie, żyłkach sfalerytowo-galenowych (przecinających piryt), jak również w formie drobnoziarnistych wydzieleń (<0,1 mm średnicy) w kwarcu. Elektrum cechuje zmienna zawartość srebra, od 19,7 do 46,9% wag. W profilu otworu wyraźnie zaznacza się pozytywna korelacja złota z arsenem, ołowiem i miedzią, a także z wysokimi koncentracjami cynku. W strefach złotoności oprócz sylikfikacji stwierdzono epidotyzację, chlorytyzację oraz kalcytazację skał klastycznych. Obecność intruzji granodiorytowej w pobliżu otworu oraz licznych górnokarbońsko-dolnopermskich dajek skał magmowych – dacytów, diabazów i andezytów, przecinających strukturalnie zdeformowane metasedymenty ediakaru, wskazuje na związek mineralizacji złotoności z rozwojem późnowaryscyjskich pomagmowych procesów hydrotermalnych w strefach oddziaływania intruzji i aktywności tektonicznej.

Słowa kluczowe: złoto, żyłki kwarcowo-kruszcowe, metasedymenty, skały magmowe, blok małopolski, Dolina Bdkowska, ediakar.

Abstract. Recent Polish Geological Institute investigations of the DB-4 drillhole cores from Bdkowska Valley (southern part of Małopolska block) documented occurrence of gold in grey-greenish and brown Ediacaran metasedimentary rocks. Elevated concentrations of gold (up to 15 ppm) have been revealed in isolated samples from several intervals, mostly at depths of 253.0 and 584.5 m. Numerous quartz veinlets (up to 10 cm thick), quartz-sulphide and carbonate veinlets occur within those intervals. Gold-bearing mineralization coexists with pyrite and sphalerite veinings and impregnations in association with galena, chalcopyrite and minor arsenopyrite. Gold and electrum occur in a form of inclusions in pyrite, sphalerite-galena veinlets (which crosscut pyrite), and as fine-grained exsolutions (<0.1 mm in size) in quartz. Electrum is characterized by variable contents of silver, in a range from 19.7 to 46.9 wt %. In DB-4 profile, gold shows a positive correlation with arsenic, lead, copper, and zinc. Gold-hosted rocks display silicification, epidotization, chloritization and calcitization. Granodiorite intrusion in the vicinity of drillhole and numerous intrusion-related Upper Carboniferous-Lower Permian dacite, diabase and andesite dikes which cut across the Ediacaran structurally-deformed metasediments implies that the formation of gold-bearing mineralization may relate to evolution of late-Variscan postmagmatic hydrothermal processes in zones affected by magmatic and tectonic activity.

Key words: gold, quartz-sulphide veinlets, metasediments, magmatic rocks, Małopolska block, Bdkowska Valley, Ediacaran.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa.

² Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Górnictwa, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec.

WST P

Badania mineralizacji złota w utworach paleozoiczno-prekambryjskiego podłoża a NE obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Włocławskiego (GZW) prowadzone były dotychczas w niewielkim zakresie. Pierwsze informacje o obecności złota w rejonie Doliny Błocowskiej pochodzą z opracowania Szostka i in. (1977), w którym przedstawiono wyniki oznaczenia zawartości tego pierwiastka w utworach paleozoicznych z otworów WB-55, WB-57 i WB-102. Najwyższe koncentracje złota stwierdzono w otworze WB-102, gdzie żyłki kwarcowe i kwarcowo-skaleniolowe, przecinające łupki metamorficzne, zawierają do kilku ppm Au. W publikacji Hara czyka (1978) znajduje się informacja, iż żyłki z Ogrodziska w otworze WB-102 z rejonu Doliny Błocowskiej (fig. 1) zawierają „starszą pneumatolityczną mineralizację kruszców” wieku kaledonidzkiego (powstała przed wartyjską mineralizacją porfirową), reprezentowaną przez magnetyt, pirotyt, pirit, chalkopiryt oraz ładowo wolframit, scheelit, molibdenit, kasyteryt i złoto rodzime. W rejonie tego otworu zawartość złota w piritach nie przekracza 25 ppb (Hara czyk, 1979). Złoto związane z kwarcem żyłkowym zajmuje wczesną pozycję w sukcesji mineralnej, po utworzeniu magnetytu, hematytu i wolframitu, a bezpośrednio przed powstaniem piryty, pirotyt, chalkopiryt, sfalerytu oraz tellurków i siarkosoli Bi i Ag (Hara czyk, 1979, 1983). Występuje w otworze WB-102 najstarsze żyłki kruszcowe (kwarcowo-chlorytowe) zawierające szarozielony mozaikowy kwarc złonony o udziale złota do kilku ppm. Hara czyk wyróżnia dwa główne etapy mineralizacji: wczesną i późnopaleozoiczną. W obrębie pierwszego z nich przeważa asocjacja złożona głównie ze złononych żyłek kwarcowych oraz piryty, chalkopiryty i sfalerytu (podrzędny wolframit), natomiast w drugim etapie dominuje parageneza piryty-molibdenitowo-wolframitowa z chalkopirytem i arsenopirytem (spotykane są przerosty molibdenitu z wolframitem), związane z powstaniem mineralizacji typu impregnacyjno-żyłkowego (opisywanego jako typ mineralizacji porfirowej; ang. *porphyry ores*).

Uwzględniając dane analityczne znajdujące się w opracowaniu Szostka i in. (1977), Nie (1986) w otworze WB-102 wyróżnił 8 interwałów rudnych o miąższości od 0,1 do 0,4 m i średniej zawartości w granicach 2–6 ppm Au, ze sztokwerków (w żyłkach kwarcowych i kwarcowo-skaleniolowych) mineralizacji polimetalicznej typu Bi–Ag–Te. Nie skłonny jest zaliczyć tej mineralizacji do aureoli wokół ośrodków mineralizacji typu porfirowego, a nie jak Hara czyk (1978, 1983) do odrębnej, tzw. tellurkowej formacji złonowej, poprzedzającej powstanie mineralizacji porfirowej.

Pierwsza, mikroskopowo udokumentowana obecność złota rodzimego została zamieszczona w opracowaniu Parachoniaka i in. (1988), w którym wykazano obecność złota rodzimego w żyłkowych formach piryty i chalkopiryty.

W latach 1981–1984 Przedsiębiorstwo Geologiczne z Krakowa wykonało trzy nowe głębokie otwory wiertnicze: DB-4, DB-5 i WB-102A. W profilach otworów pod utworami

jurajskimi występuje seria skał metamorficznych z żyłkami porfirowymi, zaliczonych do kambry (obecnie ediakar), a także granodioryty w dolnych częściach profili WB-102A i DB-5. We wszystkich otworach stwierdzono przejawy okruszczenia Cu–Mo typu porfirowego (Hara czyk, Lan-koś, 1990). Badania mikroskopowe nie ujawniły w skałach z tych wierceniach obecności złota rodzimego. Dla wybranych

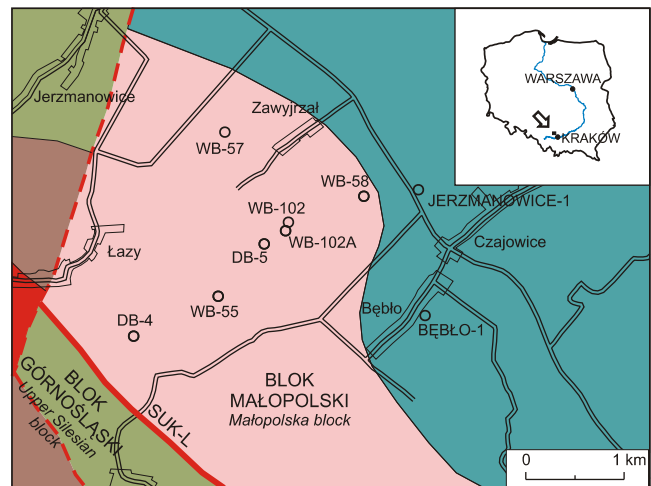


Fig. 1. Lokalizacja otworu DB-4 na podkładzie mapy geologicznej (wg Buły red., 2002)

Location of the DB-4 borehole on the geological map (after Buły ed., 2002)

interwałów z otworu DB-4 wykonano badania zawartości złota, lecz zastosowana metoda analityczna (o dokładności oznaczenia do 0,001%) nie dała wyniku pozytywnego. Podobne badania chemiczne kilku próbek skał metamorficznych z otworu DB-5 i WB-102A (Koszowska, Wolska, 2000) wykazały niewielkie zawartości złota (do 8 ppb Au).

Równocześnie ze wspomnianymi badaniami w rejonie Doliny Bdkowskiej prowadzono badania mineralizacji Au w rejonie Pilicy (Harczyk, 1978), które ujawniły występowanie licznych cienkich żyłek i sztokwerków mlecznobiałego, mozaikowego kwarcu złotonożnego, tlenych metasedymenty osłony granitoidu. W kwarcu tym znaleziono: wolframit, scheelit, telurki, siarkosole, piryt, chalkopiryt i złoto rodzime. W zmetamorfizowanych mułowcach występujących ponad strefami skarnów Harczyk i in. (1985) stwierdzili żyłki kwarcowe z submikroskopową mineralizacją złotonożną (pod mikroskopem oraz przy użyciu mikroskopy rentgenowskiej nie zaobserwowano obecności złota rodzimego ani elektrolitów). W kwarcu żyłowym oznaczono metodą kupelacyjną 16 ppm Au. Występują tu także kwarcowe zawierające liczne telurki Bi i Ag (tetrydymit, tellurobismutyty) oraz siarkosole Bi i Cu (wittichenit, kosalit, matyldyt). W najstarszych żyłkach kwarcowych z wolframitem, scheelitem i telurkami zawartość złota zmienia się w granicach od kilku do 10 ppm, sporadycznie do 40 ppm (Harczyk, 1979). Żyłki te zostały miejscami ponownie stopniane i stopnianie częściowo wypełnione chlorytem i siarczkami miedzi, którym towarzyszą skupienia telurków i siarkotellurków Bi, Ag, Pb i Cu. W strefach sercytyzacji i albityzacji towarzyszą im kruszcom w rejonie Pilicy, piryt zawiera do kilku ppm Au, a kruszconne skały przeobrażone do 2 ppm Au w wyseparowanych kruszczach. Średnia zawartość złota w kilku interwałach o głębokości 0,1–0,7 m zmienia się w granicach 2–6 ppm (Harczyk i in., 1985).

Liczne oznaczenia zawartości złota wykonane w rejonie Myszkowa (NW części bloku małopolskiego) nie ujawniły podwyższonych jego koncentracji. W rejonie tym zbadano 289 próbek skał magmowych na zawartość Au, uzyskując zawartość w zakresie od 2 ppb (granica oznaczalności) do 250 ppb, co dało średnią geometryczną zbliżoną do granicy oznaczalności, oraz 174 próbki metasedymentów, w których zawartość złota wynosi od granicy oznaczalności do 10 ppb (Podemski red., 2001). Przestrzennie złoto najczęściej gromadzi się w nieznacznie podwyższonych koncentracjach w strefie przejściowej (egzokontaktowej), która dla tego metalu ma większą zasięg niż w przypadku rtęci. Z badań wynika także, iż wbrew wcześniejszym sugestiom (Niechajewski, 1986) złoto współwystępuje ze srebrem, arsenem, antymonem i rtęcią, lecz nie wykazuje związku przestrzennego z występowaniem telluru i bizmutu. W pracy Lasonia (2003) wykazano następujące zakresy zawartości złota: metasedymenty (203 próbki) <1–14 ppb (średnia geom. 2 ppb), granodioryty (185 próbek) <1–40 ppb (średnia geom. 2 ppb), dacyty i ryolity (114 próbek) <1–248 (średnia geom. 3 ppb). Za graniczną zawartość złota przyjmuje się 50 ppb dla granodiorytów i dacytów oraz 30 ppb dla zmetamorfizowanych skał osadowych. W rozkładzie przestrzennym złoto koncentruje się głównie

w strefie przyległej do złota porfirowego Mo–Cu–W Myszków (8–248 ppb), natomiast niskie są jego koncentracje w tym złocie (1–40 ppb) i w strefie peryferycznej (<16 ppb). Potwierdzono wcześniejsze obserwacje (por. Podemski red., 2001), że pojedyncze, podwyższone zawartości złota (10–40 ppb, maks. 248 ppb) koncentrują się w najbliższym otoczeniu intruzji granitoidowych i związanych z nimi dajek porfirowych, tj. w odległości ok. 300–600 m od centralnej partii złota Myszków z mineralizacją typu Mo–W. Złoto w strefie otaczającej złota Myszków współwystępuje z rtęcią i antymonem, przy czym obszar o podwyższonych zawartościach antymonu jest największy, a obszar o znacznych koncentracjach rtęci jest większy od obszaru podwyższonych zawartości złota. Z badań wynika także, iż złoto nie współwystępuje z tellurem, który (wraz z Bi, Ba, As, Zn, Cd i Ag) osiąga wysokie koncentracje w strefie peryferycznej złota Myszków.

Podobnie prawidłowości zaobserwował Markowiak (1999) w strefie kontaktu bloku górnośląskiego i bloku małopolskiego, od otworu Batowice na północ od Krakowa po rejon Mysłowa i Żarek na północnym zachodzie. Autor ten stwierdził nieznaczne zawartości złota w skałach magmowych, bliskie wartości klarkowej (średnia geometryczna w wyselekcjonowanych próbkach wynosi ok. 5 ppb). Dotyczy to również metasomatytów oraz żył kwarcowych i kruszczowych tlenych skały magmowe. Natomiast wyraźnie widoczne jest zwiększenie zawartości złota w wyniku działalności hydrotermalnej w pewnej odległości od intruzji granitoidowych (średnia geometryczna zawartość w skałach osłony metamorficznej wynosi ok. 12 ppb). Nawet w tych samych asocjacjach mineralnych bogatsze w złoto są tylko tlenite skały osłony, niż występują w obrębie intruzji.

W rejonie Mysłowa (brzoza części bloku górnośląskiego) zbadano 5 otworów (648 próbek) pod względem zawartości złota (Sokołowska, Wojciechowski, 1995). W pojedynczych próbkach wykazano wysokie zawartości złota; do 1535 ppb w metasomatytach rozwiniętych w wapieniach ordowickich, a w łowcach do 210 ppb w diabazach oraz do 46 ppb w porfirach. W następujących latach zbadano 53 próbki skał metamorficznych w protolicie ordowickim, oddzielnie w grupie skał typu zmetamorfizowanych łowców, mułowców i hornfelsów oraz w skarnach (Truszel i in., 2006), lecz stwierdzono niskie koncentracje złota, od ok. 1 ppb do 36 ppb w skałach metamorficznych i do 22 ppb w skarnach.

W ostatnich latach oznaczeniom na zawartość złota poddano 214 próbek z 27 otworów ze strefy kontaktowej bloku górnośląskiego i małopolskiego (Oszczepalski i in., 2008). Najwięcej próbek z wysokimi koncentracjami złota zarejestrowano w utworach żyłowych tlenych zmetamorfizowane osady ediakaru oraz skały magmowe w otworach DB-4, DB-5 i WB-102A z rejonu Doliny Bdkowskiej, gdzie maksymalne koncentracje ujawniono w żyłach kwarcowej (15 ppm), zmetamorfizowanych łowcach z żyłkami kwarcowymi (1160 ppb), zmetasomatyzowanych granitach (115 ppb) oraz żyłach porfirowych i andezytowych (78 ppb). W rejonie Myszkowa wrostki złota stwierdzono w asocjacji z hessytem w obrębie rednioziarnistego chalkopiryty (27–106

ppb w żyłach kwarcowych). W rejonie Mysłowa lokalnie obserwowano złotono żyłki w żyłkach kwarcowo-molibdenitowych z pirytem i chalkopirytem oraz wrostkami telluro-bizmutków w pirytycie. Nieznacznie podwyższone zawartości złota ujawnione zostały także w rejonie Pilicy (do 79 ppb w zmetasomatyzowanych łowcach ediakaru) i Brekci (253 ppb w zbrekcowanych dolomitach syluru, 42 ppb w brekcji łowców ediakaru, 27 ppb w lamprofirze). W oko-

licy Zawiercia anomalnie zawartości złota stwierdzono w próbce granodiorytu (64 ppb) oraz brekcji łowców ediakaru (27 ppb).

W artykule przedstawiono wyniki badań złotono żyłki w utworach metamorficznych ediakaru i skał magmowych, w tym złotono żyłki kwarcowo-siarczkowych stwierdzonych w rejonie Doliny Bdkowskiej w otworze DB-4.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ REJONU BADA

Prace wiertnicze w Dolinie Bdkowskiej i w jej bezpośrednim sąsiedztwie, które umożliwiły rozpoznanie podłoża prekambryjsko-paleozoicznego, były prowadzone od początku lat 60. i zostały przerwane w 1984 r. (Hara czyk, Lanekosz, 1990). Odwiercono tu szereg głębokich otworów wiertniczych, w wyniku których zlokalizowanych wzdłuż linii o kierunku SW–NE, wyznaczonej przebiegiem Doliny Bdkowskiej.

Rejon Doliny Bdkowskiej usytuowany jest w strefie krańcowej bloku małopolskiego, pomiędzy miejscowościami Błotno, Jerzmanowice i Bdkowice (fig. 1). Omawiany obszar znajduje się w strefie dużych dyslokacji, od południowego zachodu ograniczony jest dyslokacją Kraków–Lubliniec, a od północnego zachodu uskokiem przesuwczym Krzeszowice–Charsznica.

W budowie geologicznej rejonu Doliny Bdkowskiej wyróżnia się trzy kompleksy skalne (fig. 2):

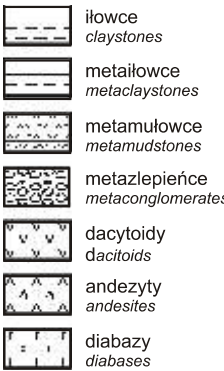

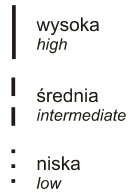
- kenozoiczny, składający się z czwartorzędowych piasków i glin, mieszcząco maksymalnie kilkunastu metrów;
- mezozoiczny, złożony z osadów wapienno-glinianych jury rodzowej i górnej, lokalnie również osadów klastycznych jury dolnej, o mieszcząco od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów;
- prekambryjski, zbudowany z osadów klastycznych o nieznanej mieszcząco.

Osady klastyczne najniższego kompleksu, mimo braku dokumentacji stratygraficznej, zaliczamy do najwyższego prekambry – ediakaru, przez porównanie z litologicznie podobnymi kompleksami skał rozpoznanymi w niecce Nidy i w otworze Cianowice-2, zlokalizowanym około 8 km na wschód od centrum omawianego rejonu, a w którym udokumentowany został wiek prekambryjski (Habryn i in., 2007). Reprezentowane są one głównie przez łowce i mułowce, z niewielkimi przewarstwieniami piaskowca oraz zlepki polimiktyczne. Na wschodzie i północnym wschodzie utwory ediakaru przykryte są klastycznymi osadami syluru (formacja z Łapczycy; Buła, 2000; Buła i in., 2002).

Utwory ediakaru zalegają na tym obszarze bardzo płytko, bo na głębokości od 13 do 100 m i poprzecinane są licznymi intruzjami skał magmowych. Stwierdzono tu występowanie diabazów, andezytów, porfirów i granodiorytów. Wielofazowa intruzja granodiorytowo-dacytoidowa nawiercona została na głębokości około 1100 m (otw. WB-102A i DB-5).

W rejonie Doliny Bdkowskiej oddziaływanie waryscyjskiej intruzji granitoidowej zaznaczyło się w postaci metamorfizmu termicznego i kontaktowo-metasomatycznego skał

Objaśnienia do figury 2 Explanations to Fig. 2

<p>Litologia Lithology</p>  <p>łowce claystones</p> <p>metałowce metaclaystones</p> <p>metamułowce metamudstones</p> <p>metazlepnieńce metaconglomerates</p> <p>dacytoidy dacitoids</p> <p>andezyty andesites</p> <p>diabazy diabases</p> <p>Barwa skał Colour of rocks</p>  <p>czarna black</p> <p>szara grey</p> <p>szarozielona greyish-green</p> <p>czerwono-brązowa reddish-brown</p> <p>różowa pink</p> <p>pstrza mottled</p>	<p>Przeobrażenia Alteration</p> <p>seryc. serycytyzacja sericitization</p> <p>argil. argilityzacja argillitization</p> <p>chl. chlorytyzacja chloritization</p> <p>feld. feldszpatyzacja feldspatization</p> <p>karb. karbonatyzacja carbonatization</p> <p>epid. epidotyzyzacja epidotization</p> <p>Mineralizacja Mineralization</p> <p>Py piryt pyrite</p> <p>Chp chalkopiryt chalcopyrite</p> <p>Mo molibdenit molybdenite</p> <p>Ga galena galena</p> <p>Sf sfaleryt sphalerite</p> <p>Mg magnetyt magnetite</p> <p>Intensywność i pionowy zasięg mineralizacji i przeobrażeń Intensity and vertical range of mineralization and alteration</p>  <p>wysoka high</p> <p>średnia intermediate</p> <p>niska low</p>
--	---

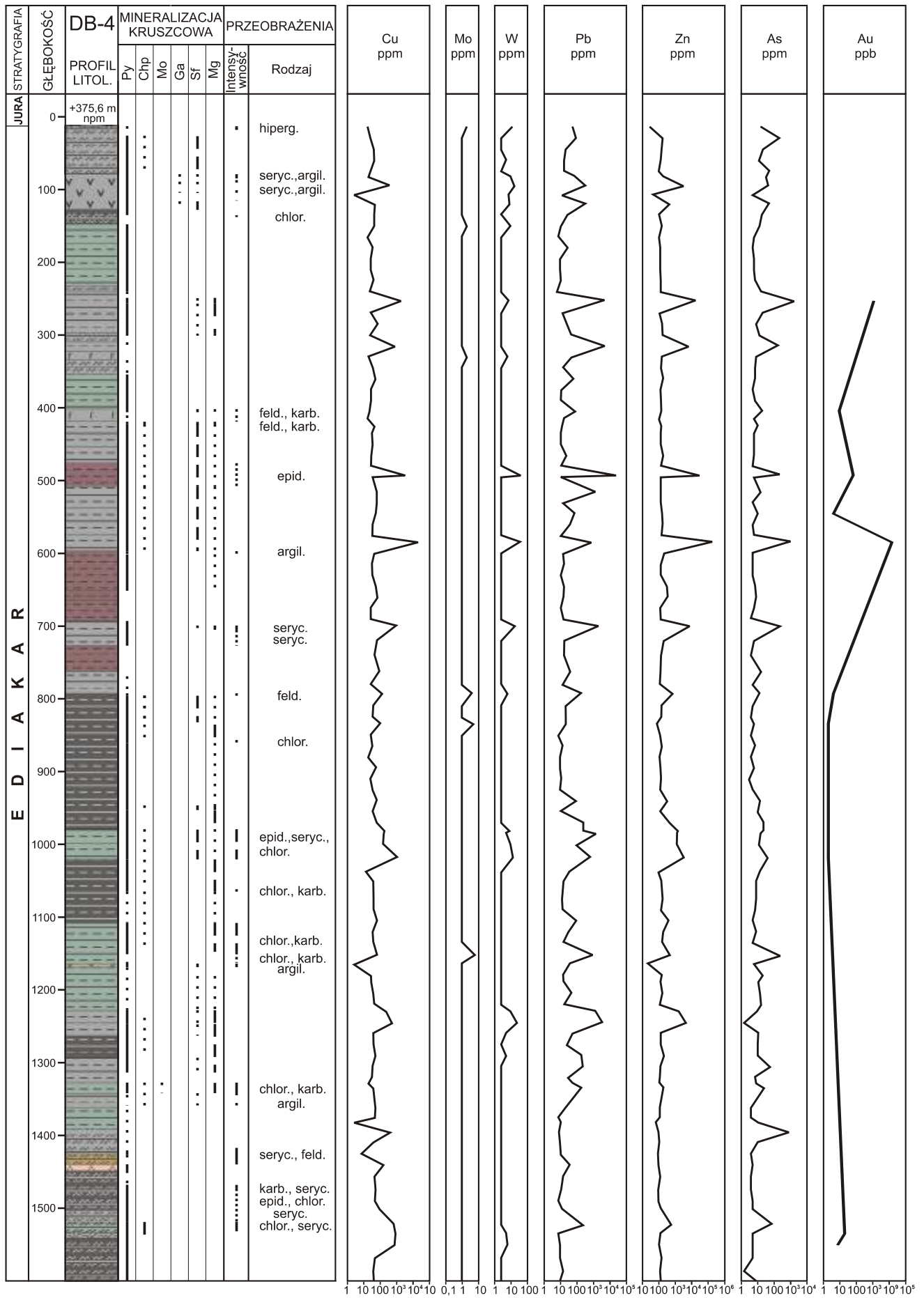


Fig. 2. Profil litologiczny otworu DB-4 wraz ze strefami przeobrażeń, mineralizacji kruszcowej i wykresami zawartości metali (wg Oszczepalskiego i in., 2008)

Lithological profile of the DB-4 borehole with zones of alteration, ore mineralization and contents of metals (after Oszczepalski *et al.*, 2008)

osłony (Hara czyk, 1978, 1979, 1983; Koszowska, Wolska, 2000; Truszel i in., 2006). Przemiany skał ilasto-mułowcowo-piaszczystych doprowadziły do powstania hornfelsów (biotytowych, kordierytowych i andaluzytowych) oraz stref biotytyzacji. Zasięg tych przeobrażeń wynosi około 1500 m od granic intruzji (Markowiak, Habryn, 2003). Najintensywniejsze przeobrażenia obserwuje się w otworach DB-5 i WB-102A, usytuowanych w najbliższym siedzisku intruzji granodiorytowej, natomiast intensywność zmian wtórnych maleje w kierunku otworów DB-4 oraz WB-58 i B blo-1, a w otworze Jerzmanowice-1 brak przeobrażeń.

LITOLOGIA SKAŁ W OTWORZE DB-4

W otworze DB-4 nawiercona została sekwencja zmetamorfizowanych osadów ediakaru, reprezentowana w dolnej części profilu przez czarne, ciemnoszare i szarzielone mułowce z wkładkami piaskowców arkozowych i zlepów (składających się z otczaków skał osadowych, magmowych, metamorficznych i kwarcu żyłowego), w środkowej przez ciemnoszare i brunatne iłowce zmetamorfizowane, a w górnej części profilu przez naprzemianległe iłowce i mułowce szare i szarzielone. Laminacja w utworach ilasto-mułowcowych oraz powierzchni graniczne przewarstwienie cechuje upad 10–30, maksymalnie do 40 (fig. 2).

Barwa skał ediakaru odzwierciedla stopień i rodzaj przeobrażeń. W dolnych częściach profilu dominują czarne barwy metasedymentów, wynikające z intensywnej biotytyzacji związanej z bliskością intruzji granodiorytowej. W górnej części profilu można obserwować białe i szare skały bardzo słabo zmienionych (brunatnych) i słabo zmienionych (szarzielonych) ze skałami ciemnoszarymi, silnie przeobrażonymi (liczny biotyt, muskowitz i skalenie). Procesy serycytyzacji rozwinęły się szczególnie w strefach brekcji tektonicznej na głębokości 253, 301 i 985,4 m, a epidotyzyacji na głębokości 391, 537,4 i 1037,6 m. Przeobrażenia aureole wokół żyłek spowodowane są głównie przez epidotyzyację, chlorytyzację i serycytyzację, rzadziej feldszpacyzację. Metasedymenty lokalnie cechuje intensywna feldszpacyzacja, nie tylko wokół żyłek kwarcowych i kwarcowo-skaleniwych, lecz także w znacznych interwałach kilkumetrowej miąższości (dominuje feldszpacyzacja, czasami serycytyzacja, chlorytyzacja i kaolinityzacja). Hornfelsy biotytowe występują na głębokości 255,5 m zbudowane są z masy kwarcowo-skaleniwowej o granoblastycznym wykształceniu z sitowymi przerostami biotyty i minerałów kruszczowych.

Skały klastyczne rozcięte są licznymi dajkami zróznicowanych skał magmowych – porfirów ryolitowych i ryodacytowych, diabazów i andezytów. Stwierdzono tu 9 dajek porfirowych, 5 diabazowych i 4 andezytowe. Grubość tych dajek dochodzi maksymalnie do 15 m miąższości pozornej. Kontakty żył porfirowych ze skałami otaczającymi są zwy-

Metasedymenty ediakaru są do intensywnie tektonicznie zdeformowane, bardziej strukturami ciętymi niż nieciętymi, choć liczne są uskoki, spęknięcia, kłębki, fałdy, powierzchnie lizgowe, strefy cięte, żyły mineralne. Kompleks ten odznacza się bardzo dużymi zmianami kierunku upadów warstwowania, od 5 do 90 w kierunku SSW, lecz najczęściej cięte są w granicach 10–45. W pobliżu strefy Kraków–Lubliniec bieg warstw wykazuje kierunek WNW–ESE, natomiast w oddaleniu od tej strefy kierunek ten zmienia się stopniowo na równoleżnikowy (Kaba, 1999).

kle pasywne, bez oznak zmian kontaktowych, choć lokalnie widoczne są zmiany metasomatyczne.

Porfiry reprezentowane są przez dacytoidy zbudowane z fenokryształów skaleni i kwarcu oraz drobnokrystalicznego tła skalnego. Porfiry są przeobrażone; dominuje wokółspękaniowa feldszpacyzacja, serycytyzacja i chlorytyzacja. Diabazy i andezyty cechuje tekstura drobnokrystaliczna, miejscami fluidalna. Dominują drobne fenokryształy plagioklazów. Powszechna jest w tych skałach chlorytyzacja i pirytyzacja, rzadziej feldszpacyzacja i karbonatyzacja.

Grubość występienia żyłek w omawianym otworze wynosi od kilku do kilkunastu żyłek na metr rdzenia. Ich grubość dochodzi do 10 cm, zwykle jednak jest mniejsza od 1 cm. Średnica żyłek w górnej części metasedymentów ediakaru głównie w głąb z pirytem (nieliczne wrostki sfalerytu, chalkopiryty i galeny), nieliczne kwarcowe, kwarcowo-epidotowe, kwarcowo-epidotowo-chlorytowe i kwarcowo-kalcytowe z licznym pirytem, sfalerytem i galeną, rzadziej z wrostkami chalkopiryty. W dolnej części profilu przeważają żyłki kwarcowe, kwarcowo-chlorytowe i w głąb z pirytem, lokalnie z licznym sfalerytem, galeną i chalkopirytem, a w spągach żyłki w głąb i kwarcowo-kalcytowe z pirytem. Żyłki kwarcowe przecięte są żyłkami w głąb. W wielu interwałach iłowce przecinają liczne żyłki, z przejściem do kiryty i brekcji. W górnej części profilu przeważają kiryty kalcytowe i kalcytowo-kwarcowe z pirytem, miejscami z licznym sfalerytem, galeną i chalkopirytem, natomiast w niższych partiach profilu przeważają kiryty w głąb (dolomitowe, kalcytowe) z pirytem (rzadziej ze sfalerytem, chalkopirytem i galeną).

Częstość występowania żyłek w skałach magmowych nie jest znaczna (do 10 żyłek/m.b. rdzenia). Dacytoidy zawierają przeważnie żyłki w głąb-pirytowe, andezyty – kalcytowo-pirytowe i kwarcowe, a diabazy – kwarcowe, rzadziej skaleniowe, kalcytowe i kruszczowe (piryt, sfaleryt, chalkopiryty, galena). Wokół żyłek obecne są aureole z impregnacjami kruszczowymi (głównie piryty w towarzystwie chalkopiryty i sfaleryty).

CHARAKTERYSTYKA OKRUSZCOWANIA ZŁOTONO NEGO

W całym profilu wiercenia DB-4 zdecydowanie przeważa mineralizacja pirytowa oraz pirytowo-sfalerytowa. Mineralizacja siarczkowa została stwierdzona głównie w strefach brekcji tektonicznych w żyłkach kwarcowych, kwarcowo-glanowych oraz w formie impregnacji tła skalnego. Żyłki przecinają ilasto-mułowcowe metasedymenty ediakaru o charakterystycznych szarzielonych i brunatnych barwach oraz dajki skał magmowych. Zaobserwowano kilka silnie okruszczonych stref w różnych interwałach głębokościowych (np. 250, ok. 310, 585, 1000 i 1400 m). W tych strefach pojawia się żyłkowo-impregnacyjna mineralizacja pirytowo-sfalerytowa z galen i chalkopirytem (głównie w dolnej części profilu). Piryt tworzy oddzielne automorficznie ziarenka (do 1–2 mm średnicy), liczne żyłki (1–3 mm grubości) oraz ksenomorficzne agregaty ziarniste wypełniające spęknięcia. Piryt ten jest zastępowany powszechnie przez sfaleryt oraz podziemnie również przez galen. Przerosty sfalerytowo-galenowe występują w strefach brekcji tektonicznych niemal w całym profilu wiercenia, tj. od interwału ok. 110 do 1500 m. Charakterystyczna jest obecność bardzo drobnych (1–3 µm średnicy) wydzieleń ekssolucyjnych chalkopirytu w sfalerycie. W zmetamorfizowanych łowcach o teksturze plamistej obecne są liczne drobnoziarniste (do ok. 100 µm średnicy) rozproszone ziarenka magnetytu. W obrębie dajek dacytoidów oraz andezytów obecne są pseudomorfozy drobnoziarnistych tlenków Ti (rutyl i tytanit) po biotycie. W dacytoidach (głębokość 111 oraz 1446,6 m) stwierdzono również występowanie żyłkowo-impregnacyjnej mineralizacji, składającej się z drobnoziarnistego pirytu w asocjacji ze sfaleritem i podziemnym chalkopirytem. Takie w tych skałach sfaleryt zawiera drobnoziarniste inkluzje chalkopirytu. W strefach silnej epidotyzacji zmetamorfizowanych łowców (np. z głębokości 495,5 m) ujawniono przerosty galeny ze sfaleritem i rutytem w epidocie. W podziemnych ilościach obecny jest również piryt, chalkopiryt oraz bardzo rzadko pirotyt. Lokalnie galena występuje w formie żyłek przerażających się z pirytem oraz kwarcem i w glanach (np. na głębokości 404 m). W niektórych interwałach zawierających żyłki kwarcowe i kalcytowe (np. 301, 985, 1229,3 i 1535 m) stwierdzono powszechne zastępowanie pirytu przez markasyt. W paragenezie z galen zaobserwowano występowanie siarkosoli minerałów bizmutu o trudnym do identyfikacji (ze względu na niewielkie rozmiary) składzie chemicznym.

W próbce z głębokości 584,5 m stwierdzono obecność złota w postaci wydzieleń widocznych pod mikroskopem. W strefie tej występują liczne żyłki kwarcowe (o grubości do kilku centymetrów), kwarcowo-kruszczone (od jednego do kilku milimetrów grubości) oraz w mniejszej ilości żyłki w glanowe. Złotono na mineralizacja kruszczowa związana jest z żyłkowo-impregnacyjnymi występowaniami pirytu i sfalerytu, którym towarzyszy galena, arsenopiryt oraz chalkopiryt. Piryt wraz ze sfaleritem występuje najczęściej w różnorodnych kruszcach. Dużo automorficznie ziarna pirytu (do 2–3 mm średnicy) są spękane i scementowane przez sfaleryt, galen lub chalkopiryt oraz elektrum. Ponadto piryt i sfaleryt (razem

z dziej galena) tworzą żyłki oraz agregaty ziarniste do kilku milimetrów grubości (fig. 3a, b). Charakterystycznym cechem gruboziarnistego pirytu jest obecność w nim licznych drobnoziarnistych wrostków sfalerytu, galeny (fig. 3c), chalkopirytu, pirotytu oraz elektrum i prawdopodobnie minerałów bizmutu. Sfaleryt występuje również w postaci ksenomorficznych ziaren o różnicowanych rozmiarach od kilkuset µm do 2 mm. Podobnie jak i w innych interwałach tego profilu, sfaleryt zawiera drobnoziarniste inkluzje chalkopirytu oraz dodatkowo niewielkie wydzielania galeny (fig. 3d). Galena występuje głównie w postaci drobnych ziarenek, żyłek oraz wrostków w pirytycie. Arsenopiryt pojawia się w postaci automorficznych drobnych ziarenek o rozmiarach ok. 0,1 mm oraz w formie niewielkich wydzieleń w pirytycie.

Złoto występuje w postaci wrostków w pirytycie (fig. 3e, f; 4a, c–e), w żyłkach sfalerytowo-galenowych (tęczych piryt), jak również w formie drobnoziarnistych samodzielnych wydzieleń (<0,1 mm średnicy) w kwarcu (fig. 4f) lub w przerostach ze sfaleritem (fig. 4a, b, f). Charakterystyczne jest współwystępowanie wrostków galeny, sfalerytu oraz elektrum. W strefach złotonowych obecna jest sylikifikacja, chlorytacja, epidotyzacja oraz kalcytacja skał klastycznych.

Zaobserwowane w mikroskopie złoto poddano w Państwowym Instytucie Geologicznym badaniom chemicznym na mikroskopie skaningowym JEOL JSM-35 wyposażonym w spektrometr dyspersji energii (EDS) firmy Oxford Instruments. Napięcie przy pracy wynosiło 20 kV, średnica wiązki elektronowej 3 µm, dla prądu 4–10x10 A. Jako wzorców użyto naturalnych minerałów, a wyniki skorygowano za pomocą programu ZAF. Zbadany w mikroobszarze skład złota wskazuje na obecność głównie elektrum oraz sporadycznie stwierdzono występowanie złota rodzimego o bardzo różnicowanej zawartości srebra (fig. 5). Najczęściej pojawia się elektrum o typowej zawartości srebra w zakresie od ok. 27 do 38% wag. Ponadto obecne jest elektrum o dużej (od 45 do 50% wag. Ag), jak również i małej zawartości srebra (18 do 21% wag.). Elektrum w postaci wrostków w pirytycie współwystępuje głównie ze sfaleritem i galen. Z kolei elektrum występuje w postaci żyłek tęczych spękanej gruboziarnisty piryt pojawia się w paragenezie z chalkopirytem i/lub galen. Elektrum stwierdzone w postaci drobnych ziarenek w kwarcu cechuje się najmniejszą zawartością srebra (<20% wag.).

Schemat rozmieszczenia złotono-ego okruszczowania wokół otworu DB-4 można na pewno z pewnymi zastrzeżeniami odnieść do modelu mineralizacji złotono-nej występującej w peryferycznych strefach porfirowego złota San-Manuel-Kalamazoo w Arizonie. Obecność złota w paragenezie z siarczkami miedzi, galeny i cynku w obrębie żyłek kwarcowych i w glanach zarówno w otworze DB-4, jak i w złocie San-Manuel-Kalamazoo związana jest ze strefami brekcji tektonicznych i silnym rozwojem procesów propylityzacji, zaznaczonych głównie przez silną chlorytację, epidotyzację oraz kalcytację (fig. 6; zob. także Guilbert, Park, 1986).

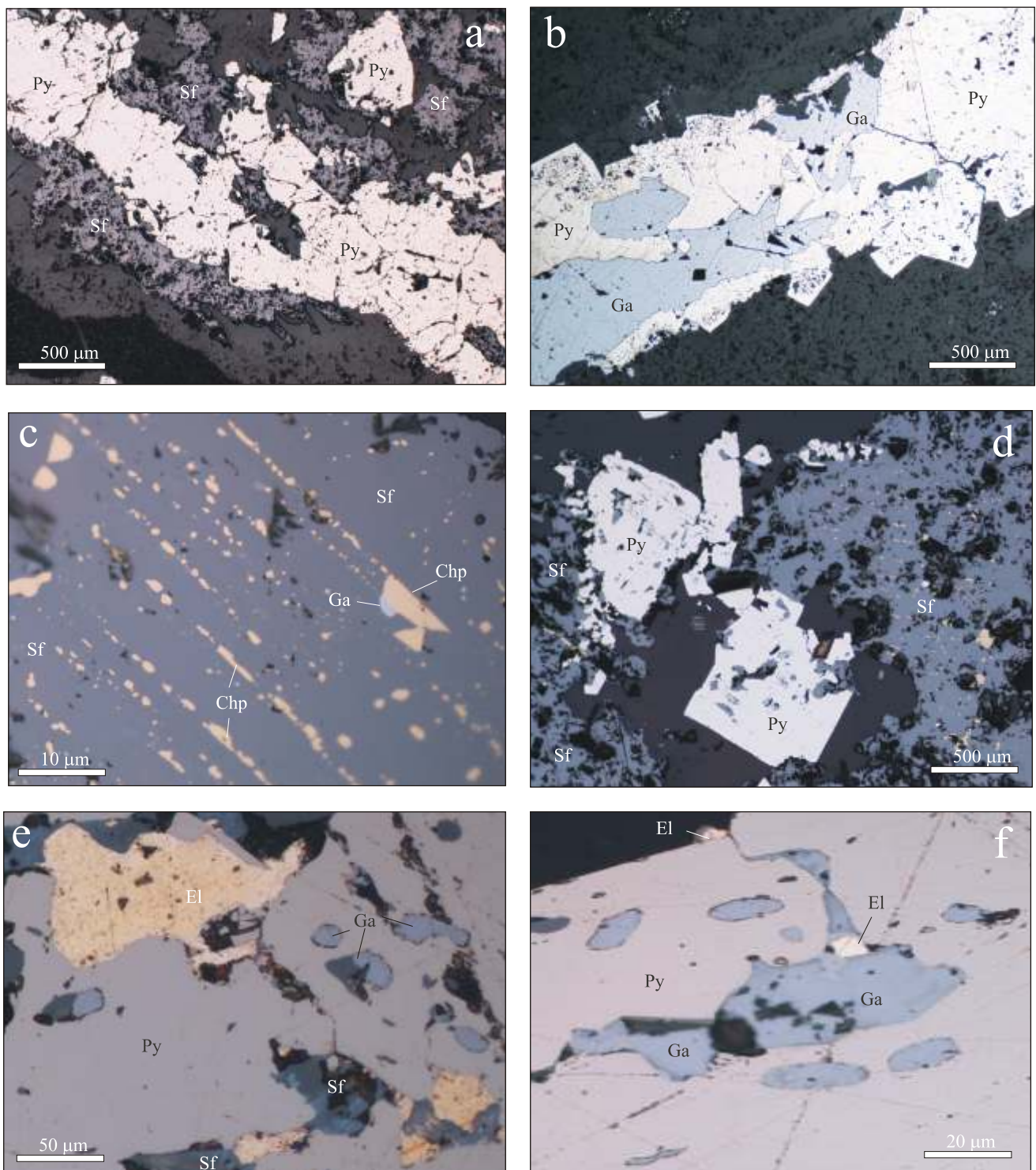


Fig. 3. Mineralizacja kruszcowa w skałach z gł boko ci 584,4 m w otworze DB-4: a – ylka pirytowo-sfalerytowa w kwarcu; b – ylka pirytowo-galenowa; c – wydzielienia chalkopirytu i galeny w sfalerycie; d – automorficzny piryt zast powany przez sfaleryt; e, f – wrostki elektrumu, galeny i sfalerytu w pirycie

El – elektrum, Chp – chalkopiryt, Ga – galena, Sf – sfaleryt, Py – piryt

Ore mineralization in rock samples at the depth of 584.4 m from the DB-4 borehole: **a** – pyrite-sphalerite veinlet in quartz; **b** – galena-pyrite veinlet; **c** – ex-solutions of chalcopyrite and galena in sphalerite; **d** – automorphic pyrite replaced by sphalerite; **e, f** – electrum, galena and sphalerite inserts in pyrite

El – electrum, Chp – chalcopyrite, Ga – galena, Sf – sphalerite, Py – pyrite

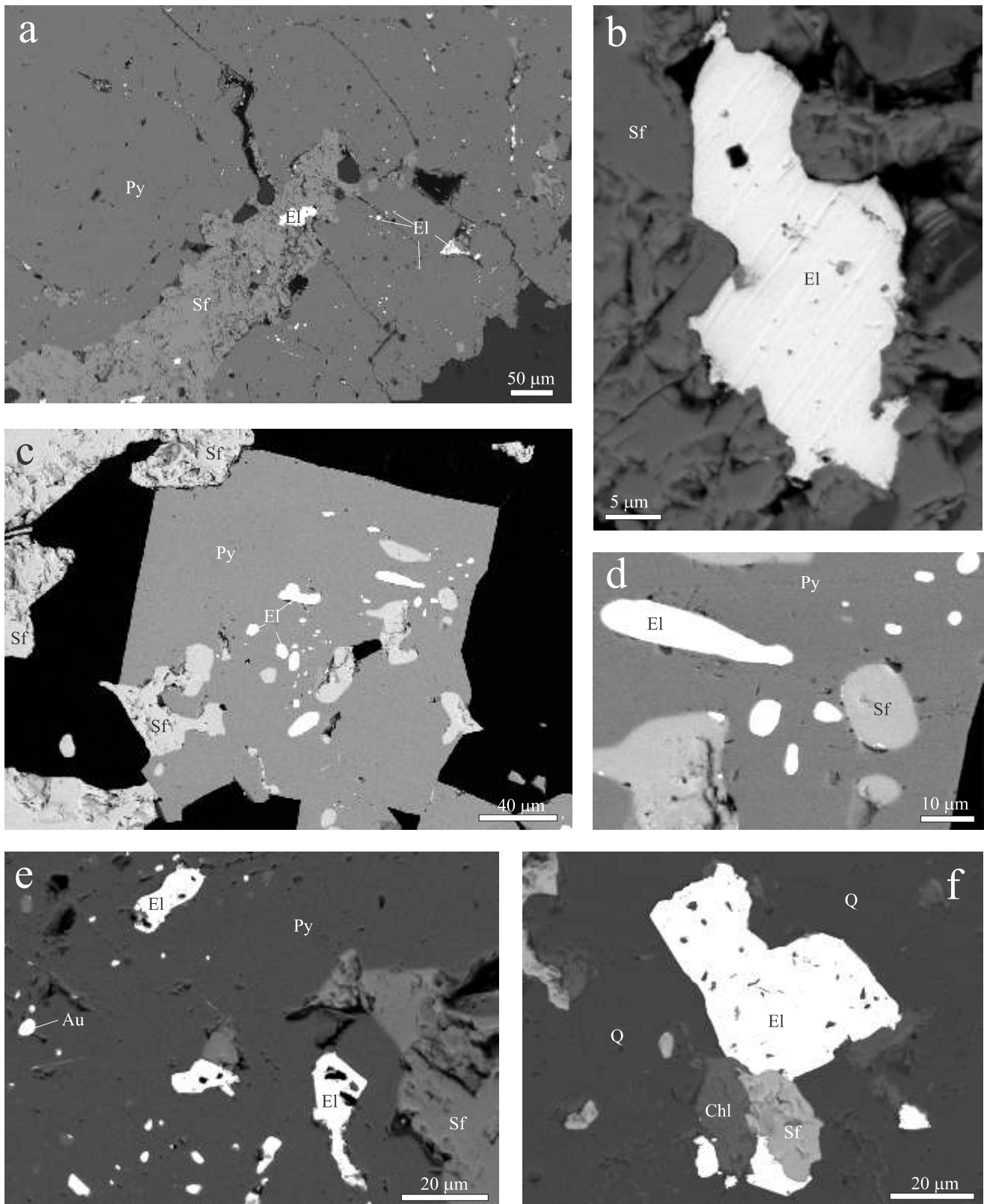


Fig. 4. Elektrum i złoto rodzime w asocjacji z siarczkami Cu, Pb, Zn i Fe w próbkach z wiercenia DB-4 (gł b. 584,5 m); obraz BSE. Foto L. Giro

Au – złoto rodzime, El – elektrum, Chl – chloryt, Sf – sfaleryt, Py – piryt, Q – kwarc

Electrum and native gold in association with Cu, Pb, Zn and Fe sulphides in samples from the DB-4 borehole (584.5 m depth); BSE image. Photo by L. Giro

Au – native gold, El – electrum, Chl – chlorite, Sf – sphalerite, Py – pyrite, Q – quartz