

Marek MARKOWIAK  
Państwowy Instytut Geologiczny –  
Państwowy Instytut Badawczy  
Oddział Górnośląski  
ul. Królowej Jadwigi 1  
41-200 Sosnowiec  
e-mail: [marek.markowiak@pgi.gov.pl](mailto:marek.markowiak@pgi.gov.pl)

**Abstrakt.** Celem opracowania jest podsumowanie i usystematyzowanie danych uzyskanych w trakcie wieloletnich badań zjawisk pomagmowych, których ślady rozpoznano w profilach 20 otworów wiertniczych w rejonie Żarek–Kotowic, zwłaszcza z uwzględnieniem nowego i stosunkowo głębokiego otworu ZW-1 (800,3 m). Scharakteryzowano przejawy mineralizacji kruszcowej i odniesiono je do strefowości przeobrażeń termiczno-metasomatycznych, stwierdzonych w tym rejonie na podstawie wyników badań mikroskopowych w świetle odbitym, jak również szczegółowych badań w mikroobszarze. Z wykorzystaniem tych wyników i danych z innych otworów wiertniczych po raz pierwszy opracowano sukcesję mineralną w rejonie Żarek–Kotowic oraz porównano asocjacje mineralną tego rejonu z asocjacjami innych obszarów.

W rejonie Żarek–Kotowic dotychczas nie nawiercono intruzji granitoidowej, jednak jej obecność na większej głębokości – zarówno ze względu na występowanie typowej strefowości przeobrażeń metasomatycznych, jak i ze względu na wysokotemperaturowe okruszcowanie skał – nie ulega wątpliwości.

Pod względem geochemicznym nawiercone skały są najbardziej zbliżone do skał występujących w strefie peryferycznej hipotetycznego złoża porfirowego rud Mo–Cu(–W). Na podstawie modelu złoża Myszków takiego złoża należałoby poszukiwać w odległości co najmniej 750 m od otworu wiertniczego ZW-1, przypuszczalnie w kierunku południowo-wschodnim. W jego lokalizacji powinny pomóc wyniki szczegółowych badań geofizycznych.

**Słowa kluczowe:** magmatyzm, prognoza złożowa, strefowość przeobrażeń termiczno-metasomatycznych, polimetaliczna mineralizacja kruszczowa, blok małopolski, rejon Żarek–Kotowic.

## WSTĘP

Prace badawcze Państwowego Instytutu Geologicznego w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i bloku małopolskiego (dawniej obszar ten był nazywany północno-wschodnim obrzeżeniem Górnośląskiego Zagłębia Węglowego) były prowadzone przez kilkadziesiąt lat i doprowadziły do odkrycia w okolicach Myszkowa zakrytego i pogrzebanego złoża porfirowego Mo–Cu–W. Wyznaczono także kilka obszarów występowania przejawów mineralizacji polimetalicznej, głównie Cu–Mo, określonych jako rejony. Są to rejony: Doliny Będkowskiej, Pilicy, Zawiercia, Mrzygłodu–Myszkowa–Nowej Wsi Żareckiej, Mysłowa i Żarek–Kotowic. Nie mają one wyraźnie zdefiniowanych granic. Powszechna obecność

skał magmowych i związanych z nimi przejawów mineralizacji kruszczowej może świadczyć o prawdopodobieństwie wystąpienia również innych koncentracji kruszców o znaczeniu złożowym.

Niniejsze opracowanie jest przede wszystkim rezultatem badań geochemicznych i petrograficznych próbek skał z otworu wiertniczego ZW-1. Został on odwiercony w 2008 r., po długiej przerwie w pracach poszukiwawczych w rejonie Żarek–Kotowic, przez zagraniczną spółkę Śląsko-Krakowska Kompania Górnictwa Metali (SKKGM). Dzięki uprzejmości ówczesnego kierownictwa tej spółki autor uzyskał możliwość opróbowania rdzenia z tego otworu. Autor otrzymał



**Fig. 1. A. Mapa intensywności przeobrażeń metasomatycznych wraz z lokalizacją obszaru badań na podkładzie mapy geologicznej utworów ediakaru i paleozoiku bez utworów permu i młodszych (wg Buła i in., 2008a). B. Lokalizacja otworów wiertniczych w rejonie Żarek–Kotowic (wg Buła i in., 2008a)**

- A. Map of intensity of metasomatic alteration with location of the study area, on the background of a geological map of Ediacaran and Paleozoic formations without Permian and younger formations (after Buła *et al.*, 2008a).  
 B. Location of boreholes in the Żarki–Kotowice area (after Buła *et al.*, 2008a)

też wyniki analiz chemicznych próbki ciągłej (analizy 48 pierwiastków w 140 próbkach 2-metrowej długości). Obecnie otwór wiertniczy ZW-1 jest najgłębszym otworem w tym rejonie i jednocześnie przewiercono nim największą miąższość skał ediakaru – 332,3 m.

Celem pracy było podsumowanie i usystematyzowanie informacji na temat mineralizacji kruszcowej związanej z procesami pomagmowymi w rejonie Żarek–Kotowic oraz okreś-

lenie perspektyw występowania ciała rudnego na tym obszarze. Przedmiotem badań autora były rdzenie z niemal wszystkich otworów wiertniczych w tym rejonie, ze szczególnym uwzględnieniem otworu ZW-1 (fig. 1A, B).

Niniejsza praca jest podsumowaniem wyników kilkudziesięciu badań, wykorzystanych w rozprawie doktorskiej autora (Markowiak, 2013).

## METODY BADAŃ

Zbadano próbki skał ediakaru pobrane z otworu wiertniczego ZW-1, z głębokości 468,0–800,3 m. Charakterystykę przejawów mineralizacji kruszcowej przedstawiono na podstawie wyników badań mikroskopowych w świetle odbitym (mikroskop polaryzacyjny NIKON E600 POL). Szczegółowe badania w mikroobszarze przeprowadzono z wykorzystaniem mikroskopy elektronowej CAMECA SX 100 w Laboratorium Analiz w Mikroobszarze Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Warszawie. Zamieszczone w pracy fotografie przedstawiają obraz z detektora elektronów wstecznie rozproszonych (BSE). Zdjęcia i analizy składu chemicznego minerałów w mikroobszarze wykonano z użyciem spektrometrów WDS, przy czym przyjęto następujące parametry: napięcie przyspieszające HV – 20 kV, prąd emisji I<sub>emi</sub> – 60 μA, prąd wiązki I(nA) – 10 nA. Na spektrometrze SP2 (kryształ dyfrakcyjny o podwyższonej czułości LPET; 2d = 8,75, K = 0,000144) analizowano pierwiastki z wykorzystaniem następujących linii pomiarowych: Ag L $\alpha$ , Ca K $\alpha$ , Cd L $\alpha$ , Mo L $\beta$ , Nb L $\alpha$ , P K $\alpha$ , Pb M $\alpha$ , S K $\alpha$ , Sb L $\alpha$ , Sn L $\alpha$  i Te L $\alpha$ . Z kolei na spektrometrze SP3 (kryształ dyfrakcyjny o podwyższonej czułości LLIF; 2d = 4,0267, K = 0,000058) analizowano linie energetyczne: Bi L $\alpha$ , Cu K $\alpha$ , Fe K $\alpha$ , Mn K $\alpha$ , Ni K $\alpha$ , Se K $\alpha$ , Ti K $\alpha$ , W L $\beta$  i Zn K $\alpha$ . Spektrometr SP4 (kryształ dyfrakcyjny TAP; 2d = 25,745,

K = 0,00218) zastosowano do analizy linii: Al K $\alpha$ , As L $\alpha$ , Mg K $\alpha$ , Si K $\alpha$ , Ta M $\alpha$ , Y L $\alpha$  i W M $\alpha$ , a spektrometr SP5 (kryształ dyfrakcyjny PC0; 2d = 45,62, K = 0,0011) do analizy fluoru (linia F K $\alpha$ ). Podane w dalszej części pracy wyniki analiz chemicznych w mikroobszarze przedstawiono w procentach wagowych. Wykonano również mappingi (mapy rozkładu intensywności sygnału na wybranym obszarze) przy takich samych parametrach wiązki elektronowej jak podczas analiz ilościowych. Mapy rozkładu poszczególnych pierwiastków i obrazy BSE przetworzono w programie SX 100, żeby zobrazować wzajemne relacje składników w badanych minerałach. W celu podkreślenia różnic w składzie chemicznym zastosowano sztuczną skalę barw Quanti.

Przybliżony poziom wykrywalności (detekcji) analizowanych pierwiastków to: Ag 0,11%, Al 0,03%, As 0,08%, Bi 0,60%, Ca 0,03%, Cd 0,13%, Cu 0,08%, F 0,08%, Fe 0,07%, Mg 0,03%, Mn 0,07%, Mo 0,22%, Nb 0,10%, Ni 0,07%, Pb 0,23%, Sb 0,07%, Se 0,30%, Si 0,04%, Sn 0,09%, Ta 0,10%, Te 0,09%, Ti 0,08%, W 0,10%, Zn 0,11%.

Analizy chemiczne próbki ciągłej z otworu wiertniczego ZW-1 wykonano w laboratorium ALS Chemex w Kanadzie.

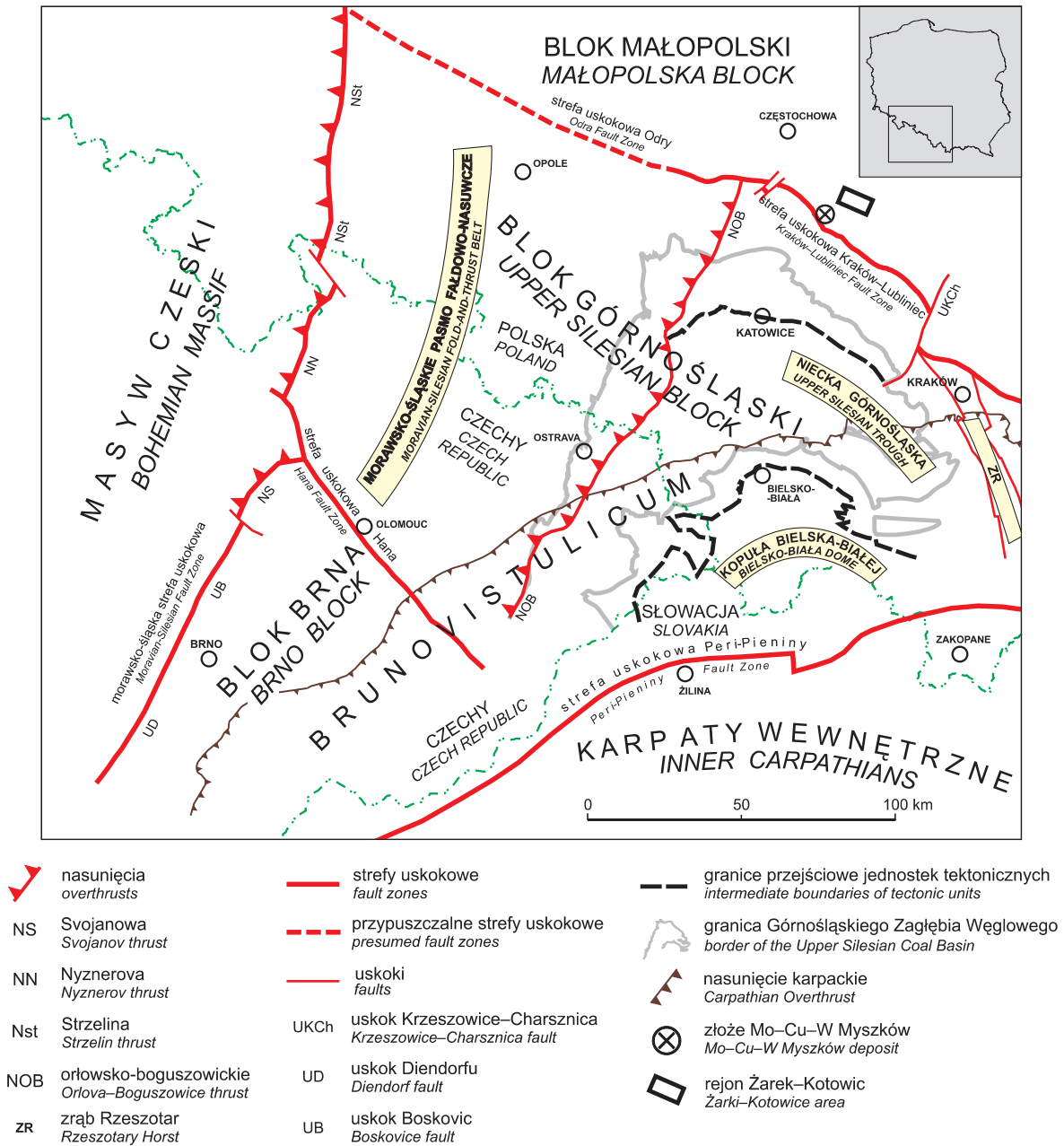
Obliczenia statystyczne przeprowadzono w programie STATISTICA.

## STREFA KONTAKTU BLOKÓW GÓRNOŚLĄSKIEGO I MAŁOPOLSKIEGO

### BUDOWA GEOLOGICZNA

Głównym elementem strukturalnym na badanym obszarze jest strefa uskokowa Kraków–Lubliniec (fig. 1A) oddzielająca blok górnośląski od bloku małopolskiego (Buła, 2000; Buła i in., 2008b). Wieloetapowość rozwoju tektonicznego tej strefy miała wpływ na sedymentację osadów zarówno pre-

kambryjskich, jak i paleozoicznych na obu blokach, a także na ich ewolucję strukturalną. Główne różnice w rozwoju bloków zaznaczają się w utworach starszego paleozoiku. Prekambryjski fundament bloku górnośląskiego rozpoznano fragmentarycznie w jego południowej (kopuła Bielska-Białej) i wschodniej części (zrąb Rzeszotar; fig. 2). Tworzą go trzy zróżnicowane wiekowo i genetycznie kompleksy



**Fig. 2. Regionalizacja tektoniczna bloku górnośląskiego (Brunovistulicum) w planie podpermsko-mezozoicznym (wg Buła i in., 2008b)**

Tectonic regional subdivision of the Upper Silesian Block (Brunovistulicum) at the sub-Permian–Mesozoic palaeosurface (after Buła *et al.*, 2008b)

skalne: archaiczno-dolnoproterozoicznych skał metamorficznych, neoproterozoicznych skał metamorficznych i magmowych oraz ediakarskich anchimetamorficznych skał fliszowych (Buła, Żaba, 2005). Profile leżących na metamorficznym podłożu bloku górnośląskiego klastycznych utworów dolnego i środkowego kambru oraz klastyczno-węglanowych utworów ordowiku rozpoznano jedynie cząstkowo (Buła, Jachowicz, 1996; Buła, 2000). Rozmieszczenie utworów dolnopaleozoicznych w obrębie tej jednostki geologicznej jest strefowe, ponieważ we wczesnym paleozoiku zachodziła stopniowa migracja osi zbiornika sedimentacyjnego z południo-

wego wschodu w kierunku północno-zachodnim (Buła, Jachowicz, 1996).

W zachodniej krawędziowej części bloku małopolskiego przylegającej do strefy uskokowej Kraków–Lubliniec skały dolnopaleozoiczne są reprezentowane przez węglanowe utwory ordowiku i syluru (arenig–dolny wenlok – formacja z Zawiercia) i klastyczne utwory syluru (górny wenlok–ludlow, być może przydol – formacja z Mrzygłodu i formacja z Łapczyca), które według Buła (2000; Buła i in., 2005) stanowią ordowicko-sylurskie pokrywowe piętro strukturalne (fig. 3). Skały te nie tworzą ciągłej pokrywy, występują w obrębie

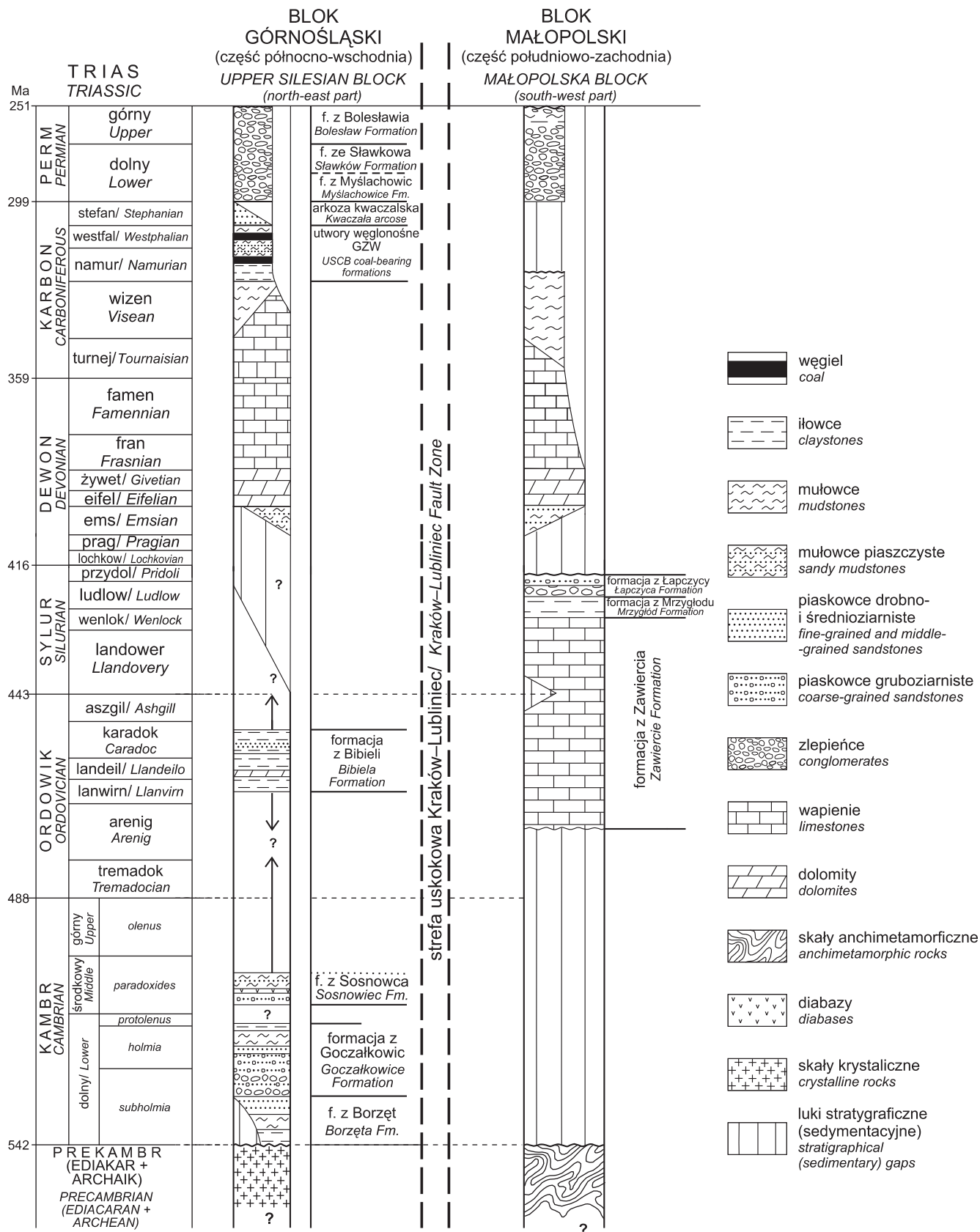


Fig. 3. Korelacja profili litostratygraficznych prekambriu i paleozoiku na blokach górnośląskim i małopolskim (Oszczepalski i in., 2010; zmienione)

Correlation of Precambrian and Paleozoic stratigraphic sections in the Upper Silesian and Małopolska blocks (Oszczepalski et al., 2010; modified)



struktur depresyjnych o niewielkiej powierzchni. Maksymalna miąższość utworów ordowiku i syluru na tym obszarze sięga 1000 m. Zalegają one niezgodnie na słabo metamorficznie przeobrażonych i silnie tektonicznie zdeformowanych ediakarskich skałach klastycznych o nieokreślonej (prawdopodobnie kilkukilometrowej) miąższości. W omawianej części bloku małopolskiego nie udokumentowano obecności utworów kambryjskich.

W krawędziowych częściach obu bloków: górnośląskiego i małopolskiego skały młodszego paleozoiku – dewonu i karbonu (po dolny namur A włącznie) – są podobne pod względem litologicznym. Są to utwory klastyczne dewonu dolnego, utwory węglanowe dewonu środkowego i górnego oraz karbonu dolnego, a także utwory terygeniczne kulmu: wizeniu środkowego i dolnego namuru A (Kotas, 1982, 1985; Pajchłowa i in., 1983; Bukowy, 1984; Narkiewicz, Racki, 1984; Paszkowski, 1988; Siewniak-Madej, 1994). Występują one w rozległych strukturach typu rowów lub półrowów tektonicznych ograniczonych uskokami o różnych amplitudach zrztu (Jurkiewicz, 1975; Buła, 2000; Buła i in., 2002).

Po przeciwnych stronach strefy uskokowej Kraków–Lubliniec zaznaczają się również istotne różnice w budowie strukturalnej. W utworach górnego paleozoiku w brzeźnej (wschodniej i północnej) części bloku górnośląskiego przeważają wąskie struktury fałdowo-blokowe, natomiast w zachodniej części bloku małopolskiego rozpoznano rozległe struktury blokowe.

Skały ediakaru nawiercone w krawędziowej części bloku małopolskiego to skały klastyczne – od iłowców do zlepieńców, z wyraźną przewagą frakcji ilasto-mułkowej. Cechy litologiczne i sedymentacyjne wskazują na ich fliszowy charakter (Jachowicz i in., 2002). Wiek tych utworów udokumentowano na podstawie wyników badań paleontologicznych przeprowadzonych z wykorzystaniem próbek z kilku otworów wiertniczych z obszaru Małopolski (Moryc, Jachowicz, 2000; Jachowicz i in., 2002). Potwierdzeniem tych wyników są oznaczenia izotopowe, m.in. wiek cyrkonów z tufitowego przeławienia w skałach anchimetamorficznych z otworu Książ Wielki IG 1, określony metodą U-Pb na  $549 \pm 3$  Ma (najwyższy ediakar), a także datowanie U-Pb pojedynczych ziaren detrytycznego cyrkonu z piaskowców z czterech otworów wiertniczych w Małopolsce (w tym jednego w rejonie Żarek), wskazujące na wiek między 611 a 548 Ma (Jachowicz i in., 2002).

W ostatnich latach na podstawie wyników badań paleontologicznych wiek czerwono-brązowych skał klastycznych z otworu wiertniczego Cianowice-2 (znajdującego się w miejscowości Grębyńce, 13 km na północny zachód od Krakowa i 8 km na wschód od rejonu Doliny Będkowskiej) określono na ediakar (Jachowicz, 2007).

#### MAGMATYZM

Z aktywnością tektoniczną strefy Kraków–Lubliniec wiąże się intensywny rozwój magmatyzmu w krawędziowych częściach sąsiadujących ze sobą bloków (fig. 1A).

Skały magmowe, występujące dość licznie na całym obszarze od Krakowa po Lubliniec, nawiercono dotychczas w ok. 260 otworach wiertniczych zlokalizowanych w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego. Z tego obszaru opisano dość zróżnicowany zespół skał kwaśnych, obojętnych i zasadowych – przede wszystkim granitoidy (głównie granodioryty) i dacytoidy (dacyty i ryolity), odnotowano też diabazy, gabra, lamprofiry, trachyandezyty, trachity alkaliczne i inne (Bukowy, Cebulak, 1964; Ekiert, 1971; Markiewicz, 1998; Markiewicz, Markowiak, 1998; Żaba, 1999).

Skały te znajdują się na różnej głębokości, a poszczególne ciała magmowe mają zróżnicowaną miąższość i formę występowania. Przede wszystkim są to intruzje niezgodne, często wielofazowe. Intrudowały one w utwory od prekambriu do karbonu górnego włącznie. Odslonięcia skał magmowych, kwaśnych i zasadowych, występujące zarówno w formie intruzji niezgodnych, jak i w formie pokryw lawowych, wraz z towarzyszącymi im utworami piroklastycznymi, znajdują się wyłącznie na bloku górnośląskim, przede wszystkim w okolicach Krzeszowic. Przejawy wulkanizmu efuzyjnego, w formie wkładek zawierających materiał pirogeniczny (tufy, tufity, bentonity), odnotowano jednak w utworach paleozoicznych całego regionu górnośląskiego (Bukowy, Cebulak, 1964, 1971).

W wyniku prac wiertniczych stwierdzono występowanie jedynie niewielkich ciał granitoidów (głównie granodiorytów) hipabisalnych w rejonach: Doliny Będkowskiej, Pilicy, Zawiercia i Mrzygłodu–Myszkowa–Nowej Wsi Żareckiej. Największą intruzję wielofazową (złożoną) rozpoznano w rejonie Mrzygłodu–Myszkowa–Nowej Wsi Żareckiej. Jest to wąska (linijna) intruzja o długości ok. 7–8 km i o maksymalnej szerokości ok. 1 km, rozciągająca się między otworami wiertniczymi Pz-10 na SE i 60-Ż na NW (fig. 1A).

Jak dotąd na bloku małopolskim intruzje granitoidowe rozpoznano wyłącznie w jego zachodniej krawędziowej części. Wiele przesłanek wskazuje na to, że występują one również w rejonie Żarek–Kotowic i Mysłowa (Markowiak, Habryn, 2003), przy czym rejon Mysłowa leży już na bloku górnośląskim. Interesująca jest też informacja dotycząca ksenolitu skały krystalicznej, znalezionej przez Siedleckiego w porfirze z Siedlca, a zbadanego przez Gawła (1955), według którego skałę tę można zaliczyć do granitów lub granodiorytów. Zgodnie z opisem skała jest zbliżona do granodiorytu z Doliny Będkowskiej. Kilka podobnych ksenolitów granitoidowych opisano także z ryodacytów z Zalasą oraz z Dubia (Siedlecki, 1954; Muszyński, Czerny, 1999; Czerny i in., 2000; Lewandowska, Bochenek, 2001). Granitoidy w Dolinie Będkowskiej nawiercono jednak w odległości ok. 7 km na NE od Siedlca, i to na bloku małopolskim (na głęb. ok. 1200 m – otwór wiertniczy DB-5), a nie na górnośląskim, na którym znajdują się: intruzja Zalasą oraz wyniesienie Dębniaka wraz z porfirami z Siedlca i Dubia. Muszyński i Czerny (1999) sugerowali, że wszystkie porwaki granitoidów z porfirów z okolic Krzeszowic mogą pochodzić z ukrytej intruzji granitoidowej, podobnej do intruzji stwierdzonych w wyniku badań otworów wiertniczych w krawędziowej części bloku małopolskiego.

Kwaśnym skałom głębinowym z reguły towarzyszą liczne dajki subwulkanicznych skał porfirowych (dacytoidów). Wszystkie te intruzje są związane przypuszczalnie z jednym ogniskiem magmowym i są pochodnymi jednego batolitu. Zapewne to właśnie batolit granitoidowy jest przyczyną występowania ujemnej anomalii grawimetrycznej Kotowic, rozciągającej się na długości ok. 30 km od Pilicy po Żarki (Cieśla i in., 1984; Cieśla, Wybraniec, 2001). Z dotychczasowych obserwacji wynika, że bezpośrednio nad wspomnianym batolitem granitoidowym skały subwulkaniczne są słabo reprezentowane, zarówno w rejonie Pilicy, jak i w rejonie Żarek-Kotowic.

Określenie modelu procesów magmowych ma fundamentalne znaczenie dla wyjaśnienia genezy mineralizacji na omawianym obszarze. Poglądy poszczególnych autorów są znacznie rozbieżne, szczególnie jeśli chodzi o wiek kwaśnego magmatyzmu. Powstały dwie główne teorie, jedna uznająca plutonizm granodiorytowy za kaledoński (Harańczyk i in., 1980a; Piekarski, 1983; Znosko, 1983), a druga – za waryscyjski (Bukowy, Cebulak, 1964, 1971; Bukowy, 1984; Karwowski, 1988), co było w znacznej mierze uwarunkowane koncepcją kaledońskiego lub waryscyjskiego modelu hipotetycznego górotworu. Wyniki oznaczeń wieku bezwzględnego metodą K-Ar (Lis, Sylwestrzak, 1978; Jarmołowicz-Szulc, Zajączkowski, 1983; Jarmołowicz-Szulc, 1984) nie pozwoliły na jednoznaczne rozwiązanie problemu wieku tych skał, głównie ze względu na duży rozrzut (380–310 Ma) i niewielką dokładność. Mogą one świadczyć o dwuetapowości kwaśnego magmatyzmu – starszy etap reprezentowałyby granodioryty z rejonu Pilicy, a także porfiry oraz granodioryty i monzogranity z Zawiercia (maksimum aktywności 380–352 Ma), a młodszy – granitoidy i porfiry z rejonu Myszkowa–Mrzygłodu (maksimum aktywności 350–330 Ma; Nieć, Lemberger, 1986). Wiek izochronowy biotyty wyliczony przez Jarmołowicz-Szulc (1985) wskazuje z kolei jednoznacznie na orogenezę waryscyjską w przypadku skał z rejonu Mrzygłodu – granitoidy  $312 \pm 17$  Ma, porfiry  $301 \pm 29$  Ma. Taki wiek potwierdzają wyniki datowań metodą  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  skał z rejonu Myszkowa – wyniki badań biotyty i muskowitu wskazują na wiek 300–296 Ma (Chaffee i in., 1997). Wyniki te były interpretowane jako wiek konsolidacji intruzji granodiorytu w Myszkowie lub wiek wczesnych etapów mineralizacji. Na podstawie badań skaleni potasowych określono wiek na 292–290 Ma i jest to najprawdopodobniej wiek procesów metasomatozy potasowej. Podobny wiek, określony metodą  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  na 297 Ma (Harańczyk, Lankosz, 1990) lub na  $292,9 \pm 10,7$  Ma (Harańczyk, 1989), otrzymano w wyniku badań biotyty wtórnego z granodiorytu z otworu wiertniczego WB-102A w Dolinie Będkowskiej. Analogiczny wiek granodiorytów z otworu WB-102A ( $300 \pm 3$  Ma) wyznaczono w rezultacie badań cyrkonów metodą U-Pb (Żelaźniewicz i in., 2008). Datowanie trachyandezytu z otworu DB-5 metodą  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dało wynik  $283,9 \pm 5,1$  Ma (Nawrocki i in., 2010).

Harańczyk i Kurek (1992) zasugerowali występowanie w rejonie Zawiercia starszej (kaledońskiej) kompleksowej intruzji granodiorytu-monzogranitu i młodszej (waryscyj-

skiej) intruzji monzogranitowej, które Markiewicz (2005) określił jako intruzje granodiorytowe. W ostatnich latach przeprowadzono badania próbek skał magmowych z otworu wiertniczego RK-2 w rejonie Zawiercia. W przypadku części próbek z intruzji głównej (głęb. 292,0–673,0 m) wiek oznaczony metodą Rb-Sr wynosi  $281 \pm 17$  Ma (osiem próbek), a w przypadku trzech próbek z dolnej części otworu (cienkie apofizy występujące poniżej intruzji głównej) –  $340 \pm 8$  Ma (Truszel i in., 2006). Taki wynik rzeczywiście wskazywałby na wielofazowy rozwój magmatyzmu w tym rejonie, przy czym główna intruzja byłaby permska, znacznie młodsza od niewielkich ciał magmowych krystalizujących we wczesnym karbonie (wizen środkowy). Dane te są jednak na tyle odmienne od innych, że wymagają weryfikacji.

Z kolei wiek ryodacytu z rejonu Mysłowa (otwór wiertniczy 16-WB) oznaczony metodą  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  wynosi  $294,4 \pm 1,6$  Ma (Nawrocki i in., 2010).

Na ogół jednoznacznie przez autorów są traktowane przejawy magmatyzmu kwaśnego i zasadowego występującego w okolicach Krzeszowic, datowane na najwyższy karbon i perm. Do tej grupy zalicza się diabazy hiperstenowe (Niedźwiedzia Góra), melafiry, lamprofiry, porfiry kwarcowe (Zalas, Miękinia, Dębnik) oraz trachity i ryolity potasowe. Z pozycji geologicznej tych skał wynika, że są one mniej więcej równowiekowe z dolnopermskimi zlepieńcami myślachowickimi. W wyniku badań cyrkonów metodą U-Pb wiek ryodacytów z Zalasu (na S od Krzeszowic) określono na  $294,2 \pm 2,1$  Ma, a wiek zachodzących w nich przeobrażeń metasomatycznych – na  $268,7 \pm 3,4$  Ma (Nawrocki i in., 2007, 2008). Zbliżony wiek (ok. 295 Ma) znacznie wcześniej wyznaczono metodą traków (Skowroński, 1974).

Jak wynika z powyższych oznaczeń, dotychczas brak dowodów na istnienie wczesnego, kaledońskiego etapu magmatyzmu kwaśnego.

Autorzy piszący o wieku skał typu gabro-diabazów występujących wzdłuż strefy Kraków–Lubliniec byli raczej zgodni i skały te uznali za kaledońskie. Wiek diabazu z otworu wiertniczego 9-M w rejonie Mrzygłodu został oznaczony na ok. 418 Ma przez Depciucha (Górecka, 1972), wiek diabazu z Sułoszowej na 390 Ma (Jarmołowicz-Szulc, Zajączkowski, 1983), a wiek skał z obszaru Kwaśniów–Krzywopłoty na 400 Ma (Lis, Sylwestrzak, 1978). Oznaczenie wieku biotyty z diabazu z rejonu Mysłowa (otwór 16-WB) wykonane metodą  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Podemski i in., 2001) wskazuje jednak na 305 Ma. Wiele nowych wyników oznaczeń wieku diabazów, również metodą  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , podano w opracowaniu Nawrockiego i in. (2010). Dotyczą one diabazów z otworów wiertniczych WB-86 ( $291,2 \pm 5,4$  Ma oraz  $295,1 \pm 6,2$  Ma), WB-137 ( $331,3 \pm 3,6$  Ma) oraz Pz-10 ( $292,6 \pm 1,3$  Ma;  $295,1 \pm 1,0$  Ma;  $298,7 \pm 0,9$  Ma). Jeśli wziąć pod uwagę trzy pierwsze wyniki, intruzje skał zasadowych należałoby uznać za górno-sylurskie (poza diabazem z Niedźwiedziej Góry), natomiast wszystkie nowe oznaczenia świadczyłyby o waryscyjskim wieku diabazów ze strefy Kraków–Lubliniec. Wyniki te wskazują na permski wiek skał zasadowych (oprócz otworu WB-137) i w zasadzie jest to wiek procesów hydrotermalnych złoża Myszków. Istnieje prawdopodobieństwo, że takie

Tabela 1

## Wyniki najważniejszych datowań skał magmowych występujących w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego

Results of the most important datings of igneous rocks from the contact zone of the Upper Silesian Block and Małopolska blocks

Rejon	Litologia	Wiek	Metoda	Autor
Dolina Będkowska	granodioryt	297 Ma 292,9 ±10,7 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Harańczyk, Lankosz (1990) Harańczyk (1989)
	granodioryt	300 ±3 Ma	U-Pb w cyrkonach	Żelaźniewicz i in. (2008)
	trachyandezyt	283,9 ±5,1 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Nawrocki i in. (2010)
Zawiercie	granodioryt II	281 ±17 Ma	Rb-Sr	Truszel i in. (2006)
	granodioryt I	340 ±8 Ma	Rb-Sr	
Mrzygłód	granitoid	312 ±17 Ma	wiek izochronowy biotyту	Jarmołowicz-Szulc (1985)
	porfir	301 ±29 Ma	wiek izochronowy biotyту	
Myszków	granitoid	300–296 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Chaffee i in. (1997)
	diabaz	202,6 ±1,3 Ma 295,1 ±1,0 Ma 298,7 ±0,9 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Nawrocki i in. (2010)
Mysłów	ryodacyt	294,4 ±1,6 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Nawrocki i in. (2010)
	diabaz	305 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Podemski i in. (2001)
Krzyszowice	ryodacyt	294,2 ±2,1 Ma	U-Pb w cyrkonach	Nawrocki i in. (2007)
	diabaz	296,6 ±1,5 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Nawrocki i in. (2010)
	ryodacyt	ok. 295 Ma	traki w biotycie	Skowronski (1974)
Golczowice	diabaz (WB-86)	291,2 ±5,4 Ma 295,1 ±6,2 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Nawrocki i in. (2010)
Domaniewice	diabaz (WB-137)	331,3 ±3,6 Ma		

wyniki datowań są efektem wtórnego przeobrażenia skał (diabazy często są rozcięte młodszymi porfirami, miejscami zmetasomatyzowane i okruszcowane). Obserwacje geologiczne świadczą raczej na korzyść hipotezy o wieku kaledońskim. W przypadku ponad 30 otworów wiertniczych, którymi nawiercono diabazy, nigdzie nie stwierdzono ich w skałach młodszych od syluru. Wątpliwości może budzić diabaz nawiercony otworem TN-276 w rejonie Zawiercia (na bloku górnośląskim), rozcinający skały uznane za karbońskie, lecz wiek tych skał nie jest pewny, nie można wykluczyć, że są to utwory kambru. Z kolei badania wieku diabazów z Niedźwiedziej Góry nie przyniosły jednoznacznych rezultatów. Wyniki badań izotopowych (U-Pb) cyrkonu z tych skał wahają się od ok. 500 do ok. 260 Ma. Datowanie diabazów metodą  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  wskazuje na wiek 296,6 ±1,5 Ma (Nawrocki i in., 2010).

Według Żaby (1999) strefa Kraków–Lubliniec była aktywowana dwuetapowo: w późnym sylurze i w późnym karbonie–wczesnym permie, co pokrywałoby się z okresami aktywności magmowej na tym obszarze. Autor ten uważa, że granitoidy wdzierały się w przestrzeń o genezie tektonicznej, powstałe w aktywnych, ekstensyjnych strefach ścinania. Doszło do tego po westfalu B, chociaż wyniki najnowszych oznaczeń wskazują na przełom karbonu i permu.

Jeśli uznać za rozstrzygające wyniki ostatnich datowań, to należałoby przyjąć tezę o równowiekowości magmatyzmu kwaśnego i zasadowego. W związku z tym ostatnio pojawiają się głosy o bimodalnym magmatyzmie w strefie Kraków–Lubliniec (Czerny, Muszyński, 1997; Lewandowska i in., 2008; Słaby, 2008), przy czym magma obu członów prawie nie wykazuje cech wspólnej ewolucji i pochodzi z dwóch różnych źródeł: płaszczowego wzbogaconego i skorupowego. Zespół ten wykazuje podobieństwo genetyczne do środowisk kolizyjnych.

Bardzo ważne dla poznania genezy mineralizacji kruszcowej są wyniki oznaczeń wieku molibdenitu (metodą Re-Os) występującego w różnych generacjach żył kwarcowych w złożu Myszków. Wiek ten określono na wąski przedział czasu – od 300 ±1 do 296 ±1 Ma (Stein i in., 2005). W zbliżonym zakresie czasu (300 ±3 Ma) mieści się wiek molibdenitu z innych wystąpień mineralizacji polimetalicznej, m.in. z Doliny Będkowskiej, Nowej Wsi Żareckiej i Mysłowa (Mikulski, Markowiak, 2008). Taki wiek pokrywa się z rezultatami datowania biotyту i muskowitu ze złoża Myszków metodą  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Chaffee i in., 1997). Wyniki najważniejszych datowań skał magmowych zestawiono w tabeli 1.



## CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA REJONU ŻAREK–KOTOWIC

### BUDOWA GEOLOGICZNA

Przedmiotem badań był obszar położony na wschód od Żarek, w zachodniej krawędziowej części bloku małopolskiego, w odległości ok. 12 km od strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec (fig. 1). W rejonie Żarek–Kotowic stwierdzono obecność intensywnych przejawów pomagmowej działalności hydrotermalnej. Na obszarze tym znajdują się 24 otwory wiertnicze odwiercone w okresie od lat 50. XX w. do 1992 r. (fig. 1B). Otwory płytkie nawiercające do 10 m zwykle zwietrzałych skał ediakaru nie zostały uwzględnione. Odległości między otworami są znaczne, przeważnie większe niż 700 m. Siatka otworów wiertniczych jest najbardziej zagęszczona w zachodniej części rejonu.

Na rozpatrywanym fragmencie bloku małopolskiego można wyróżnić następujące piętra strukturalne:

- piętro najstarsze – ediakarskie;
- występujące lokalnie piętra ordowicko-sylurskie i dewońsko-karbońskie;
- piętro pokrywowe, zbudowane z platformowych utworów mezozoiku i czwartorzędu.

W rejonie Żarek–Kotowic podłoże podmezozoiczne jest zbudowane wyłącznie ze skał ediakarskich (fig. 1).

Skały ediakaru to słabo zmetamorfizowane skały klasyczne – od ilowców do drobnookruchowych zlepieńców polimiktycznych. W zachodniej krawędziowej części bloku małopolskiego są wykształcone głównie w postaci utworów ilasto-mułowcowych, z mniejszym udziałem piaskowców, przeważnie drobnoziarnistych, rzadziej spotyka się tu wkładki zlepieńców o zmiennym uziarnieniu. Istotną rolę zlepieńce odgrywają tylko w rejonie Doliny Będkowskiej.

W mułowcach i ilowcach dość często zaznacza się laminacja, niekiedy regularna, podkreślona zarówno zmianami uziarnienia utworów, jak i ich zróżnicowanym zabarwieniem. Lokalnie zaobserwowano przejawy sedimentacji cyklicznej typu turbidytowego z frakcjonalnym uziarnieniem.

Skały ediakaru są zbudowane głównie z kwarcu, illitu–muskowitu, chlorytu oraz ze skaleni. Na pograniczu ediakaru i kambru uległy one intensywnym deformacjom fałdowym i dysjunktywnym. Zwykle są intensywnie zlitfikowane, masywne, miejscami stromo złupkowane. Zdaniem Jurkiewicza (1975) w skałach tych zaznacza się słaby metamorfizm regionalny przejawiający się fyllityzacją ilowców i kwarcytyzacją piaskowców. Zabarczenie utworów jest przeważnie szarzielone lub czerwono-brązowe. W brzeżnej części bloku małopolskiego, w strefach występowania intruzji granitoidowych, uległy one przeobrażeniom wskutek metamorfizmu termiczno-metasomatycznego. Miąższość utworów ediakarskich nie jest znana.

Pokrywę mezozoiczno-kenozoiczną na obszarze badań tworzą utwory triasu (o miąższości 225–259 m), jury (117–319 m) i czwartorzędu (0–28 m). Sumaryczna miąższość pokrywy postediakarskiej wynosi 352–580 m i wyraźnie wzrasta w kierunku północno-wschodnim. Bezpośrednio pod piętrzem pokrywowym w profilach otworów wiertniczych

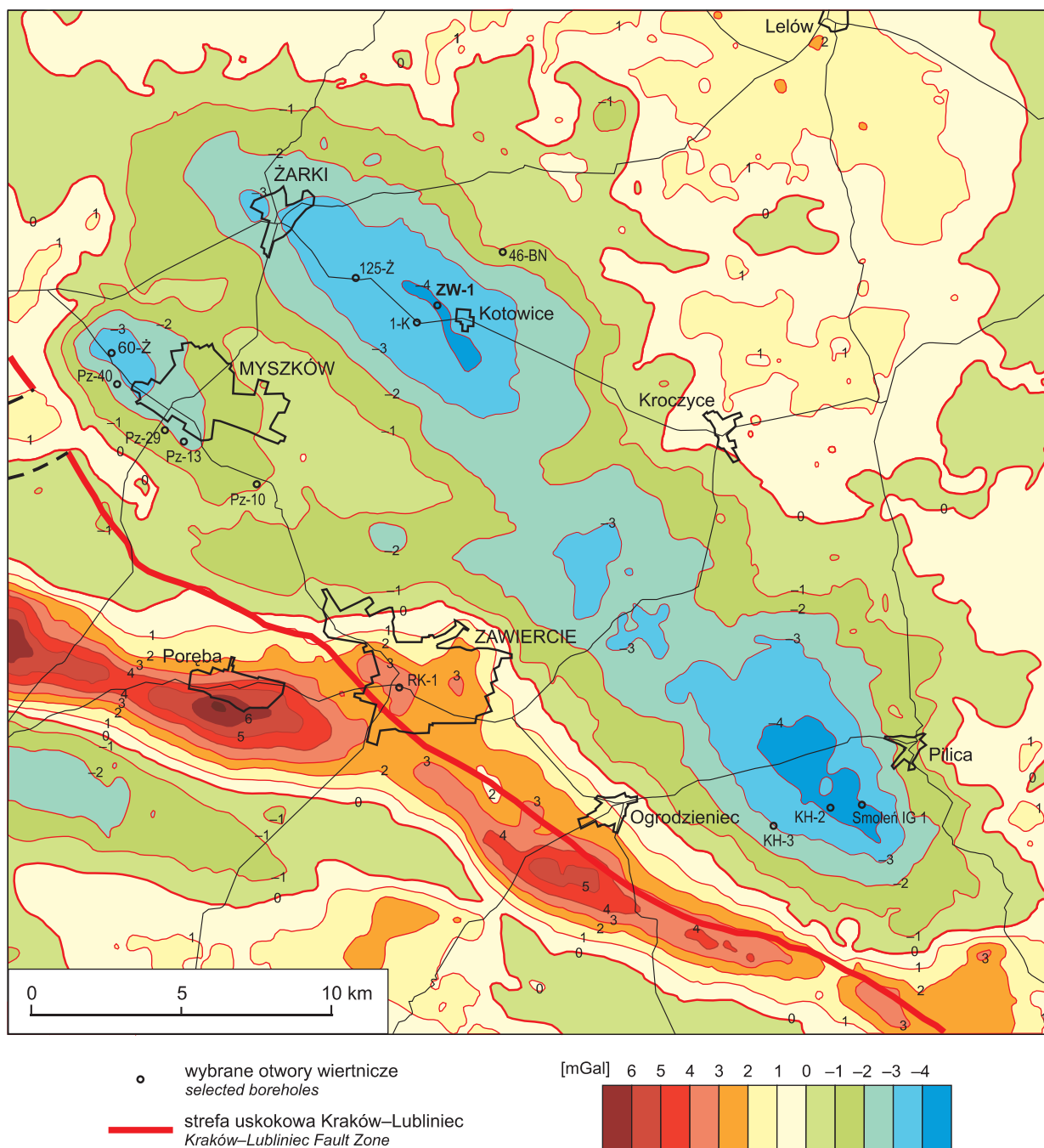
z rejonu Żarek–Kotowic stwierdzono wyłącznie utwory ediakaru. Nawiercono je na odcinkach o długości od 18 m (otwór 142-Ż) do 296 m (otwór 131-Ż) w zachodniej części rejonu, jednak w najciekawszej, centralnej części obszaru badań miąższość przewierconych skał ediakaru osiąga co najwyżej 56 m (otwór 45-BN). Jak już nadmieniono, w 2008 r. w rejonie Żarek–Kotowic, po długiej przerwie w pracach poszukiwawczych, odwiercono otwór ZW-1. Obecnie jest on najgłębszym otworem w tym rejonie i co za tym idzie przewierca największą miąższość skał ediakaru – 332,3 m.

Skały magmowe (porfiry, diabazy i lamprofiry) na badanym obszarze nawiercono jedynie kilkoma otworami wiertniczymi (123-Ż, 1-K i 54-BN; fig. 1B), jednak w utworach ediakaru obserwuje się przejawy metamorfizmu termicznego i metasomatozy, intensywne użyczenie i mineralizację kruszcową, które świadczą o bliskim sąsiedztwie intruzji magmowej. Na możliwość istnienia w podłożu dużego ciała magmowego (kwaśnego) wskazują też wyniki badań geofizycznych, zgodnie z którymi między Pilicą a Żarkami występuje rozległa ujemna anomalia grawimetryczna (fig. 4).

### DEFORMACJE TEKTONICZNE

Kompleks skał ediakarskich w zachodniej krawędziowej części bloku małopolskiego został intensywnie zdeformowany tektonicznie. Odznacza się on dużą różnorodnością deformacji. W utworach tych wyróżniono wiele ciągłych i nieciągłych drobnych form deformacyjnych, zarówno planarnych i fałdowych, jak i liniowych, o charakterze tektonicznym (Żaba, 1999). Obecność makrostruktur fałdowych opisanych przez Żabę (1999) oraz Harańczyka (1994) jako struktury asymetryczne reprezentowane przez kilkakrotnie modyfikowane podczas późniejszych deformacji fałdy pochylone i obalone o amplitudach przekraczających kilkaset metrów nie została bezpośrednio udokumentowana. Duża zmienność kąta upadu warstw (20–90°), hiatus i dyskordancja kątowa z utworami dolnopaleozoicznymi wskazują jednak, że utwory te zostały regionalnie sfałdowane, a następnie ścięte erozyjnie. Brak próbek rdzeni zorientowanych nie pozwala na wyznaczenie osi tych form. Żaba (1999) sugerował prawdopodobny kierunek osi fałdów jako NW–SE, w miarę oddalania się od strefy uskokowej Kraków–Lubliniec odchylający się do położenia równoleżnikowego.

O silnej przebudowie tektonicznej skał ediakarskich mogą świadczyć również takie drobne i rzadziej spotykane formy jak budinaż najstarszych żył (kwarcowo-chlorytowych) oraz przejawy tektoniki dysharmonijnej – wewnętrzne odklucia, jakie powstają na granicy warstw o różnej sztywności (np. na granicy piaskowca i ilowca). Podstawową rolę odgrywają tu jednak uskoki. W omawianych utworach występuje gęsta, utworzona wielofazowo sieć różnej rangi uskoków. Kulminacja deformacji prowadzących do ich powstania przypada na późny karbon i kształtowała się w warunkach wielofazowo rozwijającej się prawoskrętnej strefy ścinania (Żaba,



**Fig. 4. Mapa grawimetryczna krawędziowej części bloku małopolskiego. Mapa anomalii rezydualnych  $\Delta g$  według Griffina, oczko siatki  $S = 250$  m, promień  $R = 5$  km (wg Bachnackiego i Margula, 1988)**

Map of gravity anomalies in the marginal part of the Małopolska Block. Map of residual anomalies  $\Delta g$  after Griffin, size of network  $S = 250$  m, radius  $R = 5$  km (after Bachnacki, Margul, 1988)

1995). Dyslokacjom towarzyszą różnego rodzaju struktury ślizgowe (tektoglify). Są one sporadyczne i świadczą o zrzutowo-przesuwowych ruchach tektonicznych.

Pionowe uskokuwanie doprowadziło również do utworzenia się licznych makrostruktur blokowych, które podczas późniejszych ruchów tektonicznych często były odnawiane i przenoszone ku górze, do nowo powstałych warstw nadkładu.

W przypadku kilku otworów wiertniczych z rejonu Żarek–Kotowic (115-Ż, 116-Ż, 123-Ż, 124-Ż, 125-Ż, 131-Ż, 132-Ż, 54-BN) przeprowadzono obserwacje tektoniczne ograniczone do analizy mezostruktur (Markowiak i in., 1999). Szczególną uwagę zwrócono na zmienność upadu warstw i obecność kaskad, kataklazytów i brekcji tektonicznych. Wyróżniono też druzgoty tektoniczne, złożone z luźnych fragmentów skalnych, młodsze od zmineralizowanych brekcji tektonicznych.

Kąty upadu warstw w rejonie Żarek–Kotowic, tak jak w całej krawędziowej części bloku małopolskiego, są zwykle strome i wykazują duże wahania – od 15 do 90°. W utworach z otworu wiertniczego ZW-1 kąty upadu warstw są słabo czytelne, w stropie wynoszą 55–90°, w części spągowej otworu warstwowanie odnotowano tylko w jednym przypadku i jest ono nachylone pod kątem 80°. Oszacowane średnie kąty upadu warstw w poszczególnych otworach wiertniczych mieszczą się w granicach 55–85°.

Ważną cechą świadczącą o przebudowie tektonicznej skał jest także złupkowanie. Struktury tego rodzaju zaobserwował m.in. Żaba (1999). Określił je jako najstarsze formy tektoniczne, reprezentowane przez gęsty kliważ ciągły typu złupkowania dachowego, wykazujący w obrazie mikroskopowym cechy kliważu zwartego, a rzadziej, głównie w metamułowcach – rozstępnego. Powierzchnie złupkowania odznaczają się zmiennym stosunkiem do powierzchni uławicenia  $S_0$ . Struktury te są równoległe lub przecinają się pod niewielkimi kątami (od kilku do ok. 35°). Charakterystyczne wykształcenie złupkowania wskazuje na jego genetyczny związek z fałdami ze zginania.

Z obserwacji autora wynika, że kąt między płaszczyzną złupkowania a powierzchnią uławicenia waha się w szerszych granicach (0–90°, z przewagą kątów do 20°). Dodatkowo stwierdził on różną orientację przestrzenną tych płaszczyzn w stosunku do siebie. Najczęściej obserwuje się skrę-

cenie obu płaszczyzn względem osi poziomej, ale spotyka się również rotację względem osi pionowej. Złupkowanie jest makroskopowo wyraźnie widoczne w metaiłowcach i metamułowcach o szarej, szarozielonej i seledynowej barwie, głównie z otworów wiertniczych 116-Ż, 125-Ż, 131-Ż i 132-Ż, w zasadzie występuje więc wyłącznie w strefie skał o szarozielonym zabarwieniu. W utworach z pozostałych badanych otworów złupkowanie zaznacza się słabo lub struktury tej makroskopowo nie zaobserwowano.

Kakiryty, kataklazyty i brekcje tektoniczne występują niekiedy samodzielnie, częściej jednak współwystępują ze sobą i tworzą zespoły o miąższości do kilku metrów. Niekiedy przejścia między wyróżnionymi typami tych struktur są płynne. Największą miąższość (pozorną) kataklazytów stwierdzono w otworze wiertniczym 115-Ż (7,5 m). Brekcje tektoniczne rzadziej osiągają znaczną miąższość, największą odnotowano w otworze 125-Ż (3,4 m). W centralnej części rejonu, w skałach zbiotyzowanych, strefy brekcji tektonicznej o miąższości pozornej do 2,2 m występują w otworach 144-Ż i 45-BN. Wszystkie wymienione struktury zwykle są zmineralizowane. Najczęściej spotykane minerały wtórne to: kwarc, albit, epidot, rzadziej chloryt, kalcyt, minerały kruszcowe i skałen potasowy. W całym rejonie badań obserwuje się również formy tektoniczne niezmineralizowane, uznawane za młodsze (alpejskie?), typu druzgotów, rzadziej glinki tektoniczne.

## ZMIANY TERMICZNO-METASOMATYCZNE WOKÓŁ INTRUZJI GRANITOIDOWYCH W ZACHODNIEJ CZĘŚCI BLOKU MAŁOPOLSKIEGO

Przejawy mineralizacji kruszcowej w zachodniej krawędziowej części bloku małopolskiego są związane głównie z kompleksem skał ediakaru. Dotyczy to rejonów Doliny Będkowskiej, Pilicy, Mrzygłodu–Myszkowa–Nowej Wsi Żareckiej, a także Żarek–Kotowic. Tylko w dwóch rejonach – Zawiercia i Mysłowa – podstawową rolę odgrywają skały młodsze (ordowiku, syluru i dewonu). Zagadnienie przeobrażeń skał ediakarskich, a także związek tych przeobrażeń z procesami mineralizacji kruszcowej mają niezwykle istotne znaczenie dla dalszych poszukiwań złóż kruszców na obszarze bloku małopolskiego.

### BARWA SKAŁ EDIAKARU

Barwa skał ediakarskich jest różna: czerwonobrazowa, seledynowa, szarozielona, szara i czarna, ze wszystkimi barwami pośrednimi. Wyniki prac badawczych wykonanych wcześniej w rejonie Żarek–Kotowic doprowadziły do interesujących wniosków – zaobserwowano strefowość zabarwienia skał względem trzech znajdujących się w centrum obszaru badań otworów wiertniczych nawiercających skały barwy czarnej (133-Ż, 144-Ż i 45-BN – fig. 1; Lasoń, Markowiak, 2001). Z tego powodu dokonano przeglądu skał ediakaru ze wszystkich otworów odwierconych w strefie kontaktu blo-

ków górnośląskiego i małopolskiego pod kątem ich barwy. Stworzona na tej podstawie mapa wskazuje na istnienie wyraźnej strefowości zabarwienia skał ediakarskich zaznaczającej się w kilku rejonach (Markowiak, Habryn, 2003). Zaktualizowaną mapę przedstawiono na figurze 1A. Widać na niej kilka zwartych obszarów występowania czarnych i ciemnoszarych skał ediakarskich (strefa biotytowa) otoczonych obszarami występowania skał szarozielonych i szarych (strefa chlorytowa). Granice strefy biotytowej przestrzennie pokrywają się z intruzjami granitoidów (rejon: Doliny Będkowskiej, Pilicy, Zawiercia i Mrzygłodu–Myszkowa–Nowej Wsi Żareckiej). Jedynie w rejonie Żarek–Kotowic obecność intruzji nie została dotychczas potwierdzona wynikami badań otworów wiertniczych. Przyczyną jest zapewne niewielka liczba wykonanych tu otworów i zbyt mała ich głębokość. Zagadnienie to omówiono dokładniej w dalszej części opracowania.

Na mapie (fig. 1A) wyznaczono jeszcze dwa rejony perspektywiczne, w których zaobserwowano przejawy metasomatozy i mineralizacji kruszcowej. Są to obszary w okolicy otworów wiertniczych Hutki Wo-1 (na NW od Koziegłów) i Cianowice-2 (Markowiak, 2012). W obu przypadkach, na podstawie wyników badań pojedynczego otworu wiertniczego i danych geofizycznych, zaznaczono jedynie hipotetyczną granicę strefy chlorytowej. Na figurze 1A nie uwzględniono



rejonu Mysłowa, ponieważ mimo dużego prawdopodobieństwa występowania intruzji granitoidowej nie nawiercono tam utworów ediakaru – obszar ten znajduje się na bloku górnośląskim.

Uzyskane wyniki badań pozwalają na stwierdzenie, że opisywana strefowość przeobrażeń jest efektem oddziaływania fluidów pomagmowych na skały osłony intruzji granitoidowych. Dodatkowym argumentem wskazującym na genetyczny związek przeobrażeń z intruzjami magmowymi jest to, że w przypadku wszystkich otworów wiertniczych nawiercających skały przeobrażone zaobserwowano przejawy działalności roztworów hydrotermalnych i mineralizacji kruszcowej, która także wykazuje strefowość. Można więc uznać, że jednowiekowe i zapewne związane z tym samym ogniskiem magmowym (jedna formacja intruzywna) intruzje granitoidowe rozpoznane w zachodniej części bloku małopolskiego były przyczyną identycznych przeobrażeń, jeśli chodzi o ich chemizm i zasięg. Na pochodzenie granitoidów ze wspólnego źródła wskazują również wyniki badań innych autorów (Karwowski, 1988; Kośnik, Muszyński, 1990; Markiewicz, 1998).

#### Pierwotna barwa skał ediakaru

Podstawowe znaczenie dla zrozumienia procesów zachodzących w osłonie intruzji granitoidów ma poznanie litologii skał zalegających w znacznej odległości od tych intruzji. Jak wynika z przeglądu rdzeni, zwykle są to skały o czerwono-brązowym zabarwieniu (fig. 5A, B).

W próbkach czerwono-brązowych iłowców ediakarskich z otworu wiertniczego Cianowice-2 (fig. 1A) zidentyfikowano rentgenowsko następujące fazy mineralne: kwarc, chloryt (klinochlor Fe, polityp 1MIIB), illit 2M1, albit i skałen Na–Ca oraz hematyt (Markowiak, 2012). Rzadsze są muskowitz 2M1 i skałen Ca–Na (plagioklasy z przewagą cząsteczki anortytowej). Wszystkie skałen mają strukturę uporządkowaną. Czerwono-brązowy iłowiec z otworu 101-Ż (fig. 1A) ma zbliżony skład i zawiera kwarc (ok. 30%), skałen typu albitu (ok. 30%) oraz chloryt z szeregu klinochlor–samozyt, muskowitz 2M1 i hematyt, występujące w ilościach kilkunastoprocentowych, a także kilkuprocentową domieszkę syderytu (Markowiak i in., 1999). Różnica między próbkami z tych dwóch otworów wiertniczych polega na braku domieszki detrytycznych plagioklazów (poza albitem), obecności syderytu i prawdopodobnie silniejszym przekształcaniu minerałów ilastych w muskowitz w próbce z okolic Żarek. Przyczyną czerwono-brązowego zabarwienia skał jest kilku- lub co najwyżej kilkunastoprocentowa domieszka rozproszonego pyłu hematytowego.

Zgodnie z wynikami badań Kowalskiej (2000), zawartymi również w opracowaniu Jachowicz i in. (2002), skały ediakarskie na całym bloku małopolskim uległy przeobrażeniu wskutek słabego metamorfizmu regionalnego. Przeobrażenia termiczne przebiegały w temperaturze ok. 100–300°C, od późnej diagenety (epidiagenety), przez najczęściej obserwowane przeobrażenia na granicy epidiagenety i anchimetamorfizmu (ok. 200°C), maksymalnie osiągnęły stopień

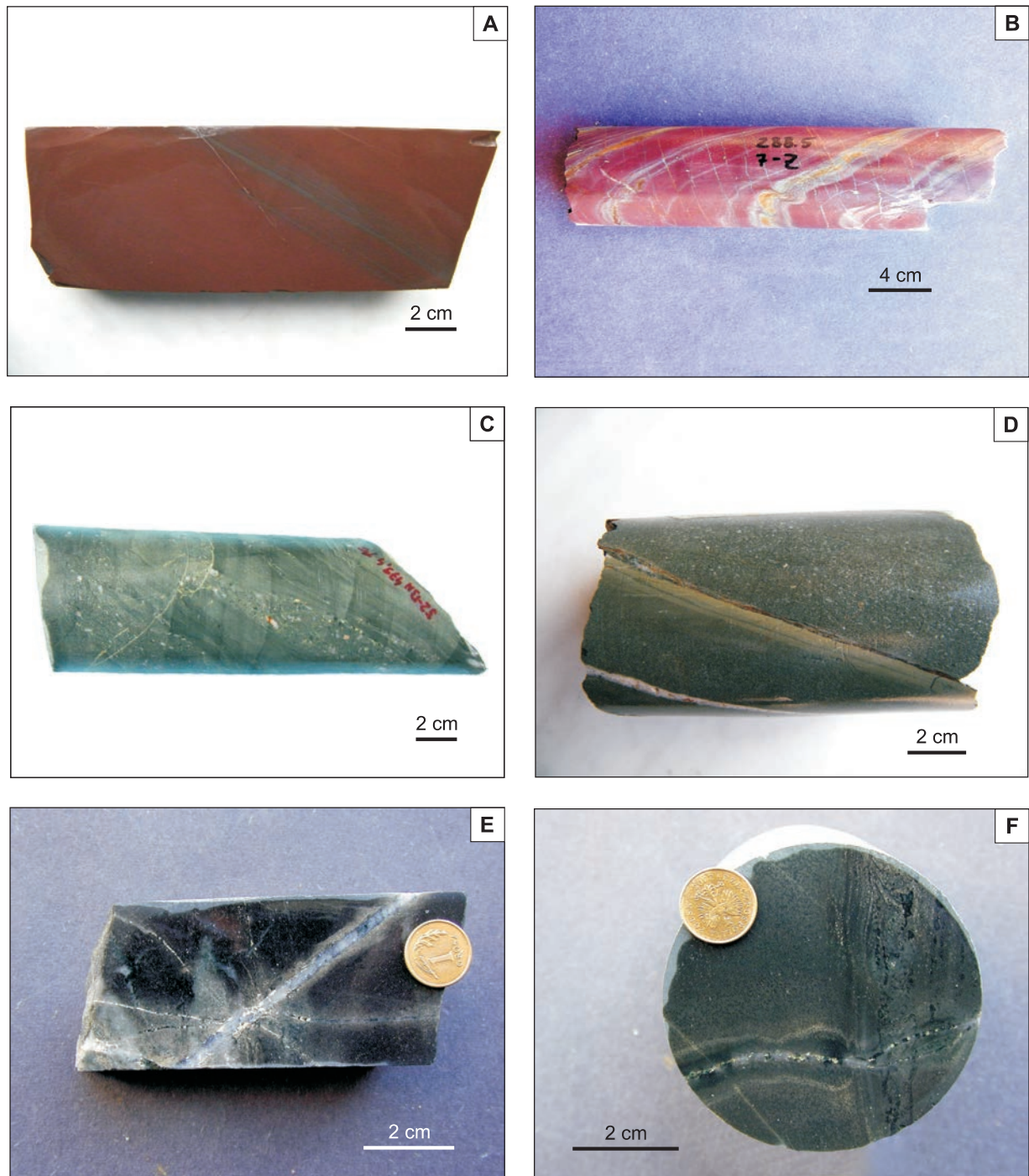
anchimetamorfizmu (200–300°C). Taki zakres temperatury potwierdzają wyniki badań mikroskamieniałości – kolor substancji organicznej akritarch ediakarskich wskazuje na zmiany w temperaturze 80–180°C (Jachowicz i in., 2002; Jachowicz, 2007). W przypadku kompleksów skalnych z zachodniej części bloku małopolskiego metamorfizm regionalny osiągnął maksymalnie stopień granicy anchiepizony, a barwę czerwono-brązową (charakterystyczną dla skał o najniższym stopniu przeobrażeń) można uznać za pierwotną barwę tych utworów. Takie właśnie skały, zmienione w procesach bardzo słabego metamorfizmu regionalnego, zostały poddane metamorfizmowi kontaktowo-metasomatycznemu. Ze względu na zawartość rozproszonego hematytu okazały się one bardzo czułym „papierkiem lakmusowym” zmian zachodzących w środowisku pod wpływem przenikających je roztworów redukcyjnych. Szarozielone i ciemnoszare zabarwienie skał ediakarskich jest spotykane miejscami również w pozostałej części bloku małopolskiego (w kierunku wschodnim), jednak dotychczas nie zaobserwowano wyraźnej strefowości zmian, może z wyjątkiem okolic Opatkowic (na NE od Krakowa) i ewentualnie Batowic (obszar w granicach Krakowa, na NE od centrum), gdzie interpretacja jest utrudniona ze względu na słabe rozpoznanie wiertnicze.

#### PRZEOBRAŻENIA SKAŁ EDIAKARU NA ETAPIE MAGMOWYM I WCZESNYM POMAGMOWYM

Przeobrażenia skał klastycznych w zachodniej krawędziowej części bloku małopolskiego w literaturze były opisywane zwykle jako przejawy metamorfizmu regionalnego facji zieleńcowej zony chlorytowej i biotytowej (Ryka, 1973, 1978; Heflik i in., 1975; Harańczyk, 1982; Truszel, 1994). Odmienne poglądy przedstawił Łydka (1971, 1973), który stwierdził, że są to przeobrażenia na pograniczu trwałości skał osadowych i inicjalnych procesów metamorfizmu, a niektóre skały zostały selektywnie zmienione przez intruzje magmowe o różnym składzie. Heflik i Piekarski (1992a), na podstawie badań próbek z obszaru Myszkowa i Mrzygłodu, wykazali występowanie hornfelsów aktyolitowo-piroksenowych i podkreślili przewagę roli metamorfizmu kontaktowego nad słabym metamorfizmem regionalnym. Z kolei Karwowski (1988) doszedł do wniosku, że na omawianym obszarze mamy do czynienia z metamorfizmem hydrotermalnym (lokalnym) wywołanym magmatyzmem. Składają się na niego – w wąskim i szerokim sensie – metamorfizm kontaktowy oraz zmiany mieszczące się w zakresie facji zieleńcowej. Autor ten stwierdził również, że strefy oddziaływania pomagmowego sięgają daleko od samych intruzji. W świetle wyników najnowszych badań poglądy te należy uznać za słuszne.

Obecnie nie ulega wątpliwości, że najsilniejsze przeobrażenia ediakarskich skał klastycznych w zachodniej części bloku małopolskiego genetycznie są związane z obecnością intruzji granitoidowych. Zaobserwowane zmiany metamorficzne można określić terminem „przeobrażenia kontaktowo-metasomatyczne”. Na rozpatrywanym obszarze przejawiają





**Fig. 5. Przykłady zróżnicowania zabarwienia skał ediakarskich w poszczególnych strefach przeobrażeń metasomatycznych**

A – ilowiec brązowoczerwony ze słabo widocznymi laminami o szarzielonej barwie (otw. 58-BN, głęb. 530,5 m). B – ilowiec jasnoczerwono-brązowy z szarzielonymi i beżowymi laminami miejscami skarbonatyzowanego mułowca (otw. 7-Ż, głęb. 288,5 m). C – metamułowiec szarzielony z przelawieniami metazlepieńca drobnoziarnistego (otw. 52-BN, głęb. 479,4 m). D – utwory o szarzielonej barwie z frakcyjnym warstwowaniem – metamułowiec przechodzący w metaiłowiec, na którym zalega metapiaskowiec młodszego cyklu (otw. 132-Ż, głęb. 537,0 m). E – metamułowiec czarny, zbiotytowany, z licznymi żyłkami i przejawami zmian hydrotermalnych (jasne plamy; otw. 45-BN, głęb. 507,3 m). F – metamułowiec czarny i ciemnoszary, miejscami widoczna tekstura plamista. Skała rozcięta żyłką z aureolą przeobrażeń metasomatycznych (otw. 144-Ż, głęb. 498,6 m)

Examples of colouration of the Ediacaran rocks in the individual zones of metasomatic alteration

A – brown-red claystone with poorly visible grey-green laminae (58-BN borehole, depth 530.5 m). B – light brown-red claystone with grey-green and beige laminae of locally carbonitized siltstone (7-Ż borehole, depth 288.5 m). C – grey-green metasiltstone with interlayers of fine-grained metaconglomerate (52-BN borehole, depth 479.4 m). D – grey-green rocks with graded bedding – metasiltstone passing into metaclaystone overlain by metasandstone of a younger cycle (132-Ż borehole, depth 537.0 m). E – black biotitized metasiltstone with numerous veinlets and signs of hydrothermal alteration (bright spots; 45-BN borehole, depth 507.3 m). F – black and dark grey metasiltstone, locally visible spotted texture. The rock is dissected by a fine veinlet with an aureole of metasomatic alteration (144-Ż borehole, depth 498.6 m)

się one istnieniem wyraźnie megaskopowo zaznaczonych dwóch stref przeobrażeń wokół intruzji granitoidowych (Markowiak, Habryn, 2003; Markowiak, 2004). W pobliżu kontaktu z granitoidami (do 800–1000 m od kontaktu) występują skały ciemnoszare i czarne, a dalej (w odległości do 1700–1900 m) – skały szarzielone i szare. Intensywność przeobrażeń kontaktowo-metasomatycznych zależy w głównej mierze od odległości od intruzji, a w pewnym stopniu również od litologii skał. Większy zasięg mają przeobrażenia zachodzące w skałach piaszczystych, mniejszy w skałach ilastych.

Według Zharikova i in. (1998) podstawową rolę w przeobrażeniach skał osłony kwaśnych intruzji magmowych odgrywają procesy metasomatyczne etapu magmowego i wczesnego pomagmowego (przedrudne). Przebiegają one w czasie rozwoju intruzji magmowej oraz jej stygnięcia i są przyczyną przeobrażeń ogromnych objętości skał kontaktowych.

Obszar występowania skał ciemnoszarych i czarnych, ze względu na rolę biotytu jako minerału neogenicznego, przyjęto nazywać strefą biotytową, a obszar występowania skał szarzielonych i zielonych, ze względu na dominującą rolę chlorytu w zabarwieniu skał – strefą chlorytową. Na tej samej zasadzie skały czerwono-brązowe, właściwie nie wykazujące przeobrażeń kontaktowo-metasomatycznych, określono skałami strefy hematytowej, ponieważ ich barwa jest wynikiem obecności rozproszonego hematytu.

#### Skały czarne (strefa biotytowa)

Strefa biotytowa jest zbudowana ze skał ciemnoszarych i czarnych i odznacza się największą intensywnością przeobrażeń termiczno-metasomatycznych. Występuje w bezpośrednim kontakcie z intruzją skał magmowych (do 800–1000 m od kontaktu).

Szczegółowe badania petrograficzne zmetamorfizowanych skał w rejonie Myszkowa przeprowadziła Truszel (1994). Wyróżniła ona fyllity i łupki (powstałe z przeobrażenia skał ilasto-mułowcowych) oraz metapsamity (powstałe z przeobra-

żenia skał piaszczystych). Ponieważ przebudowie uległo głównie spoiwo skał macierzystych, w dalszych rozważaniach pominięto zmieniający się w zależności od typu skały pierwotnej udział kwarcu detrytycznego.

Najsilniej przeobrażonymi skałami są hornfelsy, o strukturze hornfelsowej lub sitowej i bezładnej teksturze (Truszel, 1994, 2006, 2001). Takie skały, zbudowane głównie z biotytu i albitu, zaobserwowano do kilkudziesięciu centymetrów od kontaktu z intruzjami granitoidów, sporadycznie w odległości kilku metrów od kontaktu. Hornfelsów w takim rozumieniu w rejonie Żarek–Kotowic dotychczas nie odnotowano. W całej strefie Kraków–Lubliniec powszechnie występują łupki plamiste. W rejonie Doliny Będkowskiej stwierdzono obecność hornfelsów kordierytowych i andaluzytowych (skał plamistych) nawet w odległości 250–300 m od intruzji (Koszowska, Wolska, 2000). Według Markiewicz (2002) w rejonie Myszkowa w występujących w skałach formach plamistych często jest obecny w różnym stopniu przeobrażony kordieryt, a lokalnie zaznacza się plamistość, w postaci plamek o zarysie tabliczek wypełnionych drobnoułeczkowym serycytem i prawdopodobnie stanowiących pseudomorfozy po kordierycie lub andaluzycie. Andaluzyt w łupkach plamistych z rejonu Myszkowa–Mrzygłodu zaobserwowali również Heflik i in. (1975). Można zatem przypuszczać, że minerały te występują dość powszechnie, jednak lokalnie uległy silniejszym przeobrażeniom i są trudniejsze do identyfikacji. Łupki plamiste w skałach strefy biotytowej rejonu Żarek–Kotowic spotyka się równie często, jak w innych rejonach, lecz nie były przedmiotem szczegółowych badań.

Zmiany składu mineralnego wraz ze wzrostem stopnia przeobrażenia skał pozbawionych już hematytu zobrazowano na figurze 6 (nie uwzględniono na niej kwarcu, przedstawiono wyłącznie albit neogeniczny).

Fyllity odpowiadają skałom strefy chlorytowej, a łupki metamorficzne i hornfelsy skałom strefy biotytowej i jak wynika z dotychczasowych badań, ten sam schemat dotyczy wszystkich rejonów występowania intruzji granitoidowych na bloku małopolskim.

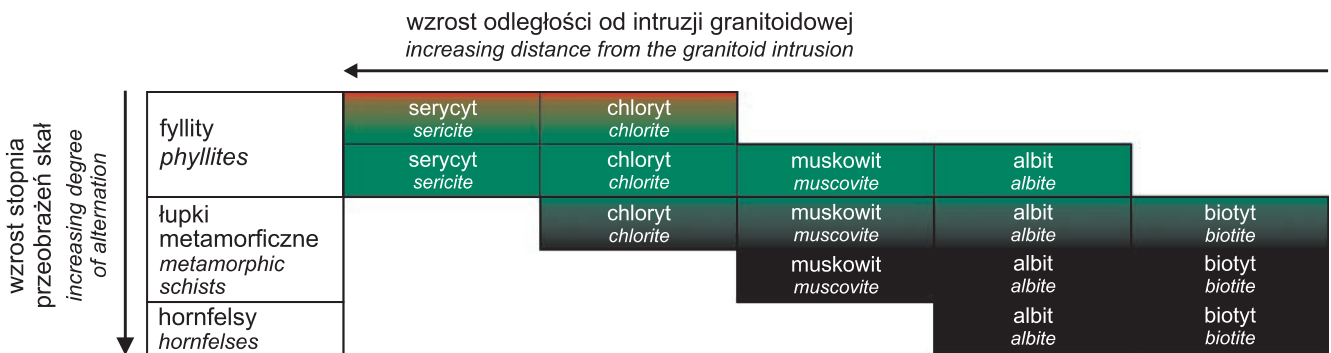


Fig. 6. Zmiany składu mineralnego skał klastycznych ediakaru wraz ze wzrostem stopnia przeobrażeń i z malejącą odległością od intruzji granitoidowej

Changes in mineral composition of the Ediacaran clastic rocks: increasing degree of alteration versus decreasing distance from the granitoid intrusion

Przeobrażenia w strefach kontaktowych granitoidów odpowiadają metamorfizmowi w warunkach facji zielencowej, zony biotytowej, dlatego łatwo je pomylić z metamorfizmem regionalnym. W przypadku zachodniej krawędzowej części bloku małopolskiego ich korelacja z występowaniem intruzji skał magmowych oraz ich wyraźna strefowość jednoznacznie wskazują, że mamy do czynienia z przeobrażeniami kontaktowo-metasomatycznymi. Skład chemiczny całej skały, a także chemizm biotytów i skaleni świadczy o metasomatycznym oddziaływaniu alkalicznych roztworów hydrotermalnych (Truszel, 2006). Skały strefy biotytowej są zbudowane głównie z detrytycznego kwarcu, nieuwzględnionego na figurze 6, i z minerałów neogenicznych: biotytu, albitu oraz muskowitu. Lokalnie i akcesorycznie mogą występować takie minerały jak: serycyt, skalenie potasowe, epidot, aktynolit, kordieryt, andaluzyt, hornblenda, piroksen i chloryt (zwykle wtórny po biotycie). Pojawienie się biotytu neogenicznego, a następnie wzrost jego zawartości kosztem muskowitu i chlorytu jest wskaźnikiem rosnącej intensywności przeobrażeń w kierunku kontaktu z intruzją granitoidową. Przerwana czarna linia na figurze 1A wyznacza izogradę biotytową – linię łączącą punkty jednakowego stopnia metamorfizmu (zony biotytowej). Strefa biotytowa nie jest jednorodna. W odległości do kilkuset metrów od kontaktu z intruzją miejscami pojawiają się wspomniane już łupki plamiste. Plamistość jest zróżnicowana zarówno pod względem wielkości i kształtów form, jak i pod względem ich składu mineralnego. Formy plamiste w rejonie Myszkowa szczegółowo opisała Truszel (1994). W rejonie Doliny Będkowskiej charakteryzują się one obecnością kordierytu i andaluzytu (Koszowska, Wolska, 2000). W bezpośredniej aureoli kontaktowej intruzji struktura i skład mineralny skał (kwarc, biotyt, skalenie, muskowit, amfibole i pirokseny) wskazują na przeobrażenia w warunkach facji albitowo-hornblendowo-hornfelsowej i epidotowo-hornfelsowej, co odpowiada temperaturze przemian z zakresu 700–550°C (Heflik, Piekarski, 1992b; Markiewicz, 2002).

Zmetamorfizowane skały nawiercone w centralnej części rejonu Żarek–Kotowic (fig. 5E, F) są analogiczne do skał występujących w osłonie intruzji granodiorytów w obszarze złoża Mo–Cu–W w Myszkowie. Potwierdzają to wyniki badań petrograficznych płytek cienkich w świetle przechodzącym (Lasoń, Markowiak, 2001).

Czarne zabarwienie skał interpretowano dawniej różnie, zwłaszcza jako efekt obecności minerałów kruszcowych i węgla organicznego (Harańczyk i in., 1985; Piekarski i in., 1993). W większości przypadków zawartość rozproszonych minerałów kruszcowych (przede wszystkim pirytu i magnezytu) jest jednak niewielka i nie może odgrywać dominującej roli. Również zawartość składników organicznych (całkowitego węgla organicznego – TOC) nie ma praktycznie żadnego znaczenia, gdyż wynosi zaledwie 0,015–0,150%, a w skałach czarnych i szarozielonych jest niższa (zwykle poniżej 0,1%) niż w skałach niezmiennionych – czerwono-brązowych (Markowiak, Oszczepalski, 2007). Jak wynika ze składu mineralnego opisywanych skał, to głównie zawartość biotytu jest przyczyną ich czarnej barwy.

### Skały szarozielone (strefa chlorytowa)

Strefą przeobrażeń o mniejszej intensywności jest strefa chlorytowa, w której występują skały szarozielone i szare (przeciętnie 900–1800 m od intruzji). Na figurze 1A jej zewnętrzną granicę przedstawiono jako zieloną przerywaną linię, która wyznacza zarazem granicę występowania skał niezmiennionych, zabarwionych rozproszonym hematytem.

Skład mineralny skał w strefie chlorytowej na przykładzie szarozielonego metałowca z otworu wiertniczego 101-Ż jest następujący: kwarc (ok. 40%), albit (ok. 20%), chloryt, muskowit, a także niezidentyfikowana substancja amorficzna oraz śladowe ilości hematytu (Markowiak i in., 1999). Od skał czerwono-brązowych utwory tej strefy różnią się przede wszystkim zanikiem rozproszonego hematytu (fig. 5C, D). Strefowość przeobrażeń metasomatycznych jest widoczna na przekroju poprzecznym przez rejon Żarek–Kotowic (fig. 7). Barwy przedstawione na figurze 7 (poza objaśnionymi w legendzie) odpowiadają w przybliżeniu rzeczywistemu zabarwieniu utworów. Czerwone zabarwienie skał w stropie kilku otworów wiertniczych wynika jedynie z ich zwietrzenia.

## INNE PRZEOBRAŻENIA

Na wczesnym etapie pomagmowym następują procesy autometasomatozy intruzji granitoidowej (wczesne pomagmowe stadium alkaliczne; Zharikov i in., 1998). Polegają one głównie na feldspatytacji pierwotnych granodiorytów, szczególnie w ich strefach apikalnych.

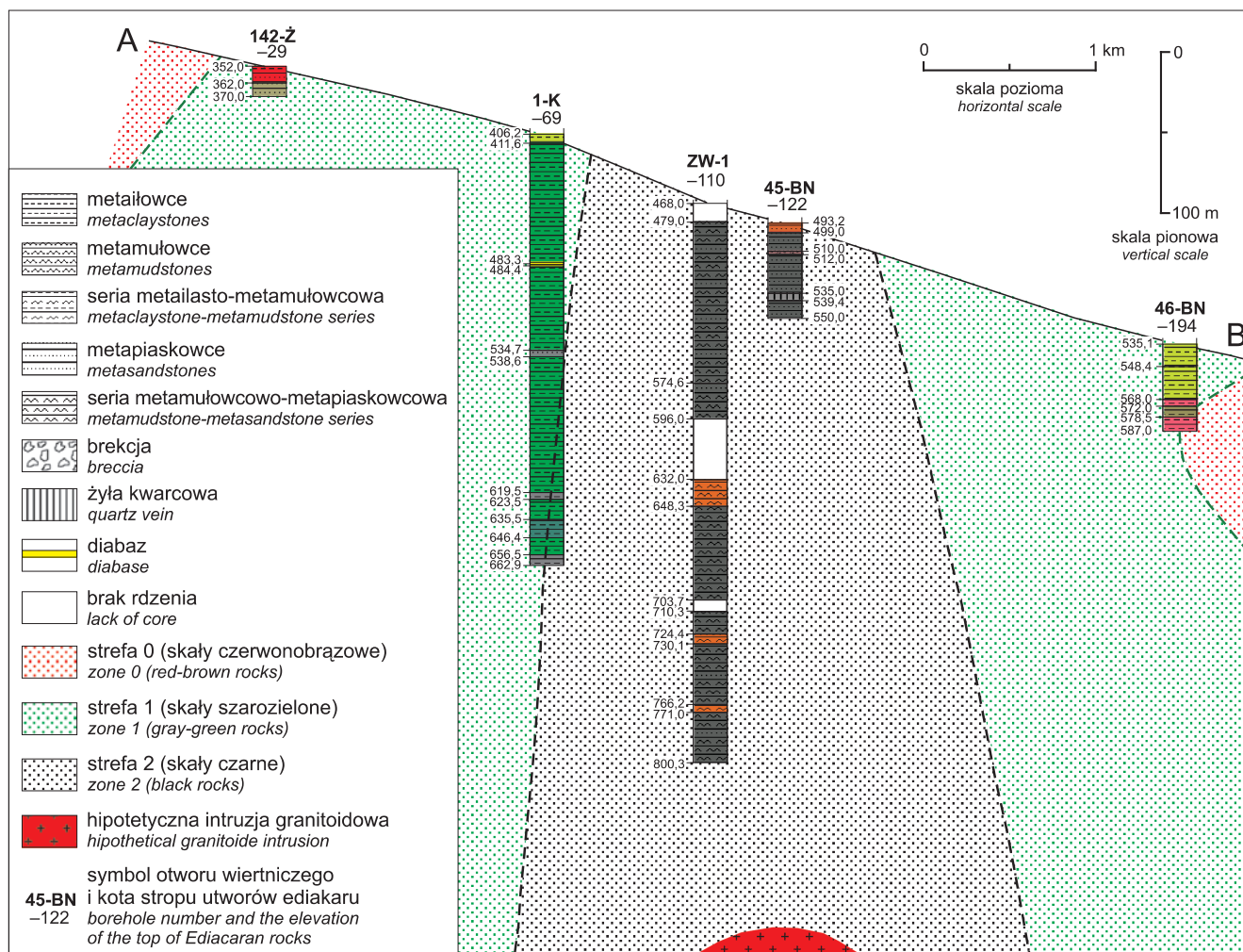
Na tym samym etapie powstają skarny występujące w skałach osłony.

### Skarny

Skarny zaobserwowano przede wszystkim w węglanowo-klastycznych skałach ordowiku w rejonie Mysłowa (otwory wiertnicze: 16-WB, 24-WB, 31-WB, 37-WB; Truszel, Markowiak, 1999), a także w skałach węglanowych ordowiku, syluru i dewonu w rejonie Zawiercia (otwory: ZMZ-9, RK-1, RK-2, RK-3, RK-5 i inne; Harańczyk i in., 1980b; Rogoż, 1980; Truszel, Markowiak, 2000). Omawiane utwory należą do egzoskarnów i występują w formie ciał o zróżnicowanej miąższości (od kilku centymetrów do kilkudziesięciu metrów), znajdujących się niekiedy w bezpośrednim kontakcie ze skałami magmowymi, przeważnie jednak w strefach od nich oddalonych. Powstawanie skarnów zachodziło wskutek infiltracji roztworów hydrotermalnych o temperaturze 570–450°C, pochodzących z intruzji magmowych (Harańczyk i in., 1980b; Truszel, Ślósarz, 1997; Koszowska, Wolska, 2000; Truszel i in., 2006). Do podstawowych minerałów budujących te skały należą: granaty (andradyt), pirokseny (augit, diopsyd), amfibole (szereg tremolit–aktynolit), epidot oraz kalcyt, kwarc, skalenie i chloryty.

Miejscami rozpoznano także skarny w utworach klastycznych ediakaru. Utwory tego typu z rejonu Mrzygłodu i Myszkowa opisały Truszel i Ślósarz (1997), a z rejonu Zawiercia





**Fig. 7. Intensywność przeobrażeń metasomatycznych skał ediakaru na przekroju poprzecznym przez rejon Żarek–Kotowice**  
Barwy skał przedstawione na rysunku – poza objaśnionymi w legendzie – odpowiadają w przybliżeniu rzeczywistej barwie utworów

Intensity of metasomatic alteration of Ediacaran rocks along the cross-section through the Żarki–Kotowice area

The colours of the rocks shown in Figure – except for those explained in the legend – approximately correspond to their actual colour

odnotowali Truszel i Markowiak (2000). Z kolei skarny andrytowo-sillimanitowe z rejonu Pilicy opisał Harańczyk (1983).

W skarnach często występują gniazdowo-soczewkowe strefy okruszczenia, składającego się z magnetytu, hematytu, podrzędnie piryty, chalkopiryty, sfaleryty i innych. Jest to najstarszy etap okruszczenia zaliczany do wczesnego etapu mineralizacji (etap I; Ślósarz, 2001).

#### Metasomatyty (żyły metasomatyczne)

Żyły metasomatyczne mają znaczne rozprzestrzenienie, szczególnie w rejonie Myszkowa (Ślósarz, 2001). Zaobserwowano je w zasadzie w przypadku każdego otworu wiertniczego znajdującego się w polu oddziaływania intruzji granitoidowych. Są to strefy przeobrażeń o nieostrych granicach, wyróżniające się zieloną lub różowozieloną barwą. Ich budowa wewnętrzna jest zróżnicowana, strefowa, podobnie jak ich okruszczenie. Najbardziej rozpowszechnione są meta-

somatyty epidotowo-kwarcowo-skaleniove, spotyka się też metasomatyty amfibolowo-kwarcowo-skaleniove i piroksenowo-chlorytowe. Zwykle mają one miąższość od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Minerale kruszcowe występujące w metasomatytych to przede wszystkim magnetyt, chalkopiryty i piryty, a więc pod względem okruszczenia jest to asocjacja zbliżona do tej ze skarnów i zapewne również powstała na wczesnym etapie procesów pomagmowych. Asocjacje tę zaliczono do etapu I mineralizacji. Mamy tu zapewne do czynienia z odmianą metasomatozy wokół żył (*near-vein metasomatism*) rozumianej jako rodzaj metasomatozy dyfuzyjnej, która prowadzi do powstania form symetrycznych, strefowych, po obu stronach infiltracyjnej żyły metasomatycznej (Zharikov i in., 2007).

Jednym z etapów oddziaływania gorących, chemicznie czynnych pomagmowych roztworów wodnych na masę wykrystalizowanej kwaśnej skały magmowej oraz jej osłony jest grejzenizacja, zachodząca w temperaturze 450–300°C przy wysokiej aktywności fluoru, boru, chloru oraz innych



składników lotnych. W granitoidach zachodniej części bloku małopolskiego zapis tego procesu jest słabo czytelny. Najwyraźniej zaznaczone są ślady grejzenizacji w rejonie Pilicy, gdzie miejscami występuje intensywna turmalinizacja skał będąca wynikiem metasomatozy borowej (Harańczyk, 1975, 1983; Wolska, 2001). Z geochemicznego punktu widzenia proces zapisał się czytelnie również w rejonie Żarek–Kotowic (patrz rozdz. „Analiza czynnikowa” – czynnik 6).

#### GENEZA PRZEOBRAŻEŃ

Z badań Karwowskiego (1988) wynika, że krystalizacja magmy granitoidowej w rejonie Myszkowa–Mrzygłodu przebiegała w temperaturze w przybliżeniu od 1360°C (początki krystalizacji prakryształów w stopie magmowym, np. cyrkonu) do 870°C. Końcowa krystalizacja następowała stosunkowo szybko w temperaturze 900–870°C. Podstawową rolę w przeobrażeniach skał osłony odegrały, jak już wspomniano, procesy metasomatyczne końca etapu magmowego i wczesnego pomagmowego (Zharikov i in., 1998). Były one przyczyną przeobrażenia ogromnej objętości skał kontaktowych. Okruszcowanie nie ma bezpośredniego związku z procesami przeobrażeń na tym etapie.

Typowym przykładem metasomatytów przedrudnych jest formacja propylitowa (Zharikov i in., 1998). Do tej formacji można zaliczyć także skały przeobrażone wokół intruzji granitoidowych w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego. W tym przypadku mamy do czynienia ze skałami spropylizowanymi, tzn. zmienionymi w facji zieleńcowej w wyniku oddziaływania hydrotermalnego. Termin „skały spropylizowane” stosuje się w celu odróżnienia od pojęcia „propylit”, ponieważ tym ostatnim określa się hydrotermalnie zmienione andezyty. Skały spropylizowane różnych genetycznie typów są zbudowane z albitu, chlorytu, kalcytu i kwarcu, zwykle jest obecny także pirit lub magnetyt (Zharikov i in., 1998), a w średniotemperaturowych facjach również z biotyty, epidotu i aktynotytu. W warunkach przypowierzchniowych mogą krystalizować prehnit, zeolity, a skalenie i chloryty są zastępowane przez sercyt lub hydrołyszczyk. W epitermalnych złożach mogą występować strefy adularyzacji.

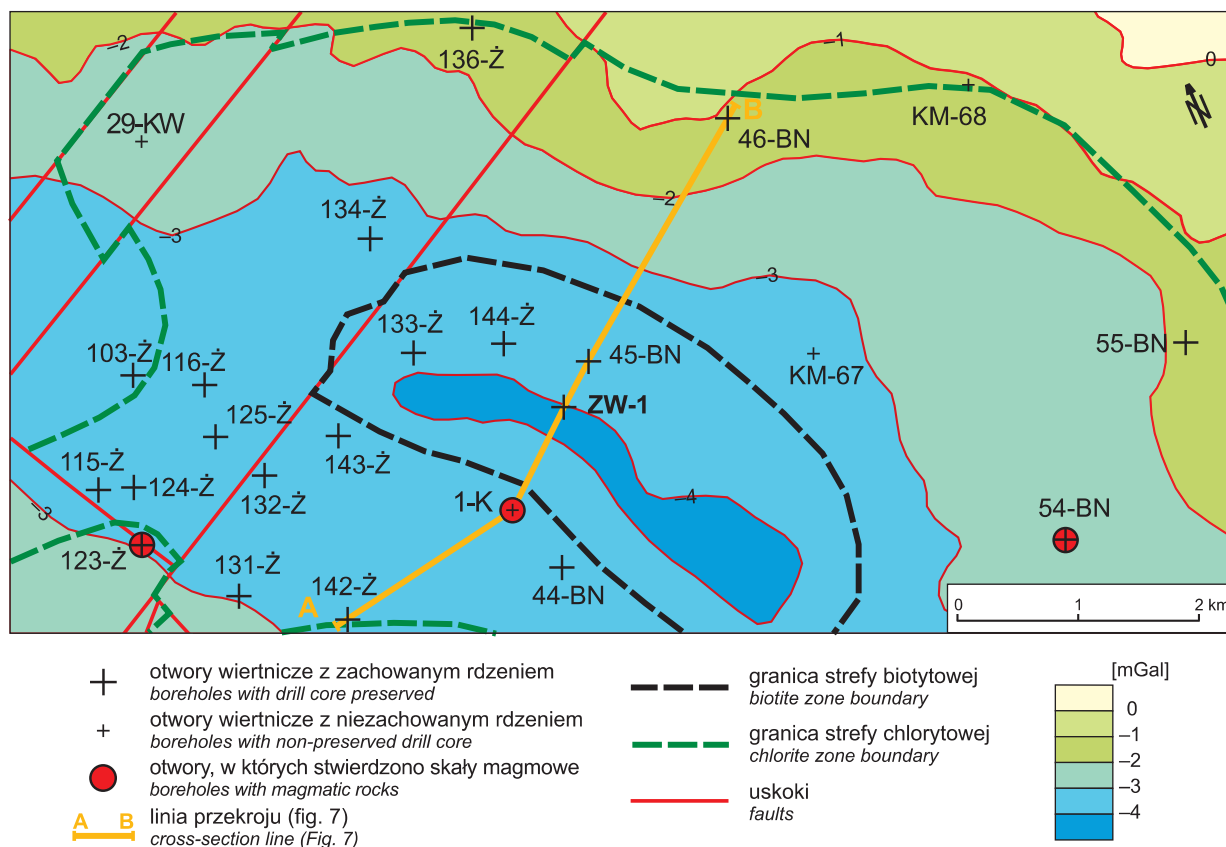
Według Pokalova (1972) proces prowadzący do powstania łupków metamorficznych i hornfelsów w egzokontakcie intruzji granitoidowych można nazwać procesem biotytyzacji. Poprzedza on tworzenie się mineralizacji hydrotermalnej. Pokalov (1972) wyjaśnił też związek mineralizacji Mo z występowaniem stref biotytyzacji o dużym zasięgu wokół intruzji magmowych. Według niego endogeniczne złoża molibdenu dzielą się na złoża formacji Cu–Mo, Mo i W–Mo. Plutonom wszystkich typów formacji molibdenonośnych towarzyszą zmiany egzokontaktowe, do których należą shornfelsowanie, biotytyzacja i feldspatyżacja. Proces shornfelsowania ma zwykle zasięg do 100 m od kontaktu. Skład mineralny skał zmetamorfizowanych termicznie zależy od składu skał wyjściowych oraz od odległości od intruzji. Powstające w takich warunkach paragenezy odpowiadają wysokotem-

peraturowej facji amfibolitowej. W skład asocjacji mogą wchodzić takie minerały jak: plagioklasy, skałen potasowy, biotyt, andaluzyt, hornblenda, pirokseny, kwarc, muskowit i turmalin. W większej odległości od intruzji rekrystalizacja skał przejawia się w postaci tekstur plamistych. Największy zasięg (nawet ponad 1000 m od intruzji) ma biotytyzacja, najpełniej rozwijająca się w skałach klastycznych (iłowcach i mułowcach).

W rejonie Myszkowa szczegółowo opisano procesy shornfelsowania i biotytyzacji skał osłony intruzji (Heflik, Piekarski, 1992a; Markiewicz, 2002; Truszel, 2006). Z badań petrograficznych wynika, że zasięg shornfelsowania jest zwykle niewielki: od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów od kontaktu z intruzją. Zdecydowanie większe rozprzestrzenienie mają skały, w których rekrystalizacja przejawia się w postaci plamistości. Ani w rejonie Myszkowa, ani w rejonie Żarek–Kotowic nie zaobserwowano feldspatyżacji w wykształceniu opisanym przez Pokalova (1972). Proces biotytyzacji objął natomiast skały w promieniu kilkuset metrów od intruzji (do 800–900 m).

Na bloku małopolskim zasięg strefy biotytyzacji jest zapewne największy w rejonie Pilicy i wynosi ok. 1000 m od intruzji, a więc tyle co w złożach molibdenu badanych przez Pokalova (1972). Wskazuje na to miąższość zbiotytowanych skał nawierconych otworem wiertniczym KH-3 (910 m), przy czym skały prekambryjskie uległy tu niewątpliwie znacznemu ścięciu erozyjnemu na powierzchni podmezozoicznej. Rozległość strefy skał zbiotytowanych widoczna na [figurze 1A](#) może wskazywać, że intruzja granitoidowa zalega dość płytko (do 1 km) pod powierzchnią wychodni skał ediakaru, w pasie o szerokości do 4–5 km. Biorąc pod uwagę wielkość strefy biotytywowej i występowanie na tym obszarze dużej ujemnej anomalii grawimetrycznej Kotowic, ciągnącej się od Pilicy (SE) po Żarki (NW) na długości ok. 30 km ([fig. 4](#)), można przypuszczać, że mamy do czynienia z płytko zalegającym batolitem granitoidowym. Rejon Żarek–Kotowic, podobnie jak rejon Pilicy, znajduje się w obrębie lokalnego maksimum ujemnej anomalii grawimetrycznej (–4 mGal; [fig. 4, 8](#)).

Najprawdopodobniej w strefie kontaktu bloku małopolskiego i bloku górnośląskiego oprócz batolitu mamy do czynienia z tzw. formacją małych intruzji w pojęciu Bilibina (1955). W ten sposób są określane małe intruzywne formy ciał magmowych, powstających na różnych etapach rozwoju obszarów zarówno fałdowych (orogenicznych), jak i platformowych, z którymi to ciałami często współwystępują hydrotermalne złoża rud i minerałów. Mają one związek z systemami młodych, postorogenicznych dyslokacji dysjunktywnych i ze strefami wglębnych rozłamów tektonicznych o starych założeniach. źródłem hipabisalnego, intruzywnego magmatyzmu, jak również hydrotermalnych roztworów mineralizujących są w tym przypadku te same, często odległe i głęboko położone ogniska. Małe intruzje nie stanowią więc bezpośredniego źródła towarzyszącego im okruszcowania oraz roztworów hydrotermalnych, lecz w procesach mineralizacji mają znaczenie jako elementy strukturalne, sprzyjające koncentracji rud (Rubinowski, 1965).



**Fig. 8.** Mapa intensywności przeobrażeń metasomatycznych w rejonie Żarek–Kotowic na tle mapy grawimetrycznej – anomalie rezidualne  $\Delta g$  według Griffina, oczko siatki  $S = 250$  m, promień  $R = 5$  km (wg Bachnackiego i Margula, 1988)

Map of intensity of metasomatic alteration in the Żarki–Kotowice area on the background of a gravimetric map – residual anomalies  $\Delta g$  after Griffin, size of network  $S = 250$  m, radius  $R = 5$  km (after Bachnacki, Margul, 1988)

Intruzje granitoidów, znane z rejonów: Mrzygłodu–Myszkowa–Nowej Wsi Żareckiej, Zawiercia i Doliny Będkowskiej, można interpretować właśnie jako małe ciała intruzywne wykształcone w postaci pni magmowych (formacja małych intruzji), towarzyszące wspomnianemu plutonowi. W przypadku rejonu Pilicy nie da się obecnie rozstrzygnąć, czy nawiercone granitoidy stanowią strefę apikalną batolitu, czy raczej batolit ten przebijają małe ciała intruzywne (formacja małych intruzji) wznoszące się kilkaset metrów ponad jego strop. W otoczeniu tych intruzji występują charakterystyczne zmiany egzokontaktowe. Karwowski (1988) przypuszcza, że magma granitoidowa zastygała na głębokości 1–2 km. Potwierdzeniem hipobazalnego poziomu intruzji jest obecność bardzo drobnoziarnistego tła skalnego, a także plagioklazów o pasowej, rekurencyjnej budowie i perytów (Markiewicz, 1998).

#### ZWIĄZEK MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ ZE STREFOWOŚCIĄ PRZEOBRAŹEN ETAPU MAGMOWEGO I WCZESNEGO POMAGMOWEGO

Najbogatsza odkryta dotychczas złożowa mineralizacja Mo–Cu–W znajduje się w zachodniej części bloku małopolskiego, w rejonie Myszkowa, w odległości ok. 3 km od strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec (fig. 1A).

Istnieje ścisły przestrzenny i genetyczny związek między przeobrażeniami hydrotermalnymi i mineralizacją kruszczową a intruzjami granitoidów. Mineralizacja kruszczowa powstaje podczas etapu pomagmowego i z reguły obejmuje skały zmienione metasomatycznie na etapie magmowym i wczesnym pomagmowym występujące w strefie najsilniejszych przeobrażeń (Zharikov i in., 1998). Z tego powodu najintensywniejsze przejawy działalności pomagmowych roztworów hydrotermalnych i wysokotemperaturowej polimetalicznej mineralizacji kruszczowej, z gęstą siecią żyłek i mikrożyłek, w większości kwarcowych i kwarcowo-skaleniovych, obserwuje się przede wszystkim w granitoidach (w endokontakcie) oraz częściowo w egzokontakcie intruzji, w strefie objętej procesami biotytyzacji, najczęściej blisko kontaktu – do 400 m od niego. W miarę oddalania się od intruzji granitoidowej stopniowo zanika mineralizacja kruszczowa, zmniejsza się też intensywność użyczenia kwarcem, często w towarzystwie skalenii, rzadziej chlorytu, natomiast wzrasta ilość chlorytu i epidotu, a przede wszystkim rośnie udział żyłek węglanowych.

Roztwory hydrotermalne niższych temperatur penetrowały również strefę chlorytową, co miejscami przejawia się znaczną gęstością użyczenia (głównie żyłki węglanowe i barytowe). Te ostatnie wydają się mieć odmienną genezę (patrz rozdz. „Etap III – późny”).

Ślósarz (1982, 1983, 1988, 1993) zaadaptowała model Lowella i Guilberta (1970) do złoża w Myszkowie i wskazała na przestrzenny i genetyczny związek między występowaniem mineralizacji kruszcowej i strefami zmian wtórnych. Według niej, zgodnie z tym schematem, można wyróżnić kolejne strefy przeobrażeń (od centralnego pnia intruzji): strefę potasowej metasomatozy (biotytyzacja i K-feldspatyżacja), strefę serycytyzacji (obejmujące zarówno skały magmowe, jak i metaskaly otaczające intruzję) i zewnętrzną strefę propylityzacji z chlorytem, epidotem, albitem, adularzem, węglanami i niekiedy zeolitami. Istnieją jednak istotne różnice między modelem a budową złoża Myszków (patrz rozdz. „Model genetyczny okruszcowania w rejonie Żarek–Kotowic”).

### **Strefa biotytytowa (strefa 2)**

Strefa biotytytowa wyróżnia się znaczną gęstością użyczenia oraz przewagą żyłek kwarcowych ( $\pm$  skałen  $\pm$  muskowitz  $\pm$  chloryt). Występuje w niej najbogatsza mineralizacja polimetaliczna Mo–Cu(–W), w formie impregnacyjno-żyłkowej, impregnacyjnej, lokalnie także sztokwerkowej. Szerokość tej strefy w złożu Myszków wynosi ok. 800–900 m, przy czym intensywne użyczenie z bogatym okruszcowaniem jest charakterystyczne dla egzokontaktu w odległości do 400 m od intruzji. Oprócz użyczenia występują zróżnicowane zmiany wtórne skał otaczających: metasomatoza skałeniowa, serycytyzacja, chlorytyzacja, miejscami również karbonatyzacja, sylikifikacja i argilityzacja. Gdzieś tam zaznaczyły się ślady intensywnej epidotyzyacji. Proces ten objął przede wszystkim skały pogranicza strefy biotytytowej i strefy chlorytowej, a jego oznaki pojawiają się w obu strefach w pasie o szerokości kilkuset metrów.

Wśród minerałów płonnych żył hydrotermalnych największy udział mają: kwarc, skałen, węglany, chloryt, serycyt (muskowitz) i biotytyt.

### **Strefa chlorytowa (strefa 1)**

Wokół strefy biotytytowej rozciąga się pas skał szarozielonych i szarych reprezentujących strefę chlorytową. Ona także ma szerokość ok. 800–900 m, chociaż lokalnie, np. w Dolinie Będkowskiej, wydaje się być zredukowana. Przejawy działalności roztworów hydrotermalnych i polimetalicznej mineralizacji kruszcowej są tu mniej intensywne, głównie niskotemperaturowe, z siecią żyłek i mikrożyłek, przeważnie węglanowych i barytowych, rzadziej kwarcowych.

W strefie tej zaobserwowano przejawy karbonatyzacji, chlorytyzacji, epidotyzyacji, albityzacji i K-feldspatyżacji, rzadziej serycytyzacji i argilityzacji. Dość typowe dla tej strefy są żyłki barytowo-węglanowe, zwykle z siarczkami Zn, Pb i Cu.

### **Strefa hematytowa (strefa 0)**

Strefa hematytowa obejmuje skały utworzone w wyniku regionalnego anchimetamorfizmu, w zasadzie niezmienione w wyniku procesów na etapie magmowym i pomagmowym. Gęstość użyczenia jest wyraźnie mniejsza niż w pozostałych strefach, przeważają drobne żyłki (mikrożyłki) węglanowe, a śladowa mineralizacja kruszcowa jest reprezentowana głównie przez piryty (nie licząc syngenetycznego pyłu hematytowego). Dotychczas bardziej urozmaicone przejawy mineralizacji kruszcowej w skałach tej strefy stwierdzono jedynie w otworze wiertniczym Cianowice-2, jednak w tym przypadku występują one na pograniczu strefy 0 i 1 (Markowiak, 2012).

## **CHARAKTERYSTYKA MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ W REJONIE ŻAREK–KOTOWIC**

### **ZARYS HISTORII BADAŃ MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ**

Pierwsze informacje o mineralizacji kruszcowej w skałach podmezozoicznego podłoża obszaru krakowsko-lublinieckiego uzyskano w wyniku badań otworów wiertniczych wykonanych w latach 1954–1957 w okolicach Mrzygłodu (otwory serii M), Doliny Będkowskiej (otwór Bębło-1) i Kotowic (otwór I-K). Celem prac wiertniczych było wyjaśnienie budowy geologicznej tego obszaru, a przede wszystkim przyczyn anomalii magnetycznych wykazanych w rezultacie regionalnych badań geofizycznych (Skorupa, 1953). Po raz pierwszy zaobserwowano wtedy przejawy polimetalicznej mineralizacji w utworach prekambryjskich i paleozoicznych w rejonie Mrzygłodu (Ekiert, 1957; Gałkiewicz i in., 1960). Znosko (1964) wysunął hipotezę, że subwulkanity i związana z nimi mineralizacja hydrotermalna są końcowymi pochodnymi magmy ukrytego batolitu granitoidowego znajdującego się w rejonie Mrzygłodu, i postulował odwiercenie głębokich otworów badawczych w części apikalnej tego batolitu. W celu sprawdzenia tej hipotezy w 1965 r. wykonano otwór I-P o głębokości 1003,4 m. Nawiercono nim kompleks łupków meta-

morficznych rozciętych licznymi dawkami porfirów oraz intruzję granitoidową z przejawami mineralizacji pirytowo-miedziowej podobnymi do tych, jakie wcześniej zaobserwowano w materiale z otworów z rejonu Mrzygłodu (Ekiert, 1971; Piekarski, 1971; Banaś i in., 1972).

W związku z obiecującymi wynikami badań otworów wiertniczych wykonanych w latach 50. XX w. w projektach poszukiwań rud Zn–Pb coraz częściej przewidywano dowiercanie do skał podłoża triasu, a później rozpoczęto poszukiwanie złóż rud polimetalicznych w skałach podłoża bloku małopolskiego. Prace przyniosły pozytywne rezultaty. W kilku rejonach rozpoznano bogatą mineralizację Mo–Cu(–W) w prekambryjskich i paleozoicznych utworach podłoża mezozoiku. Największego odkrycia dokonano w rejonie Myszkowa, gdzie pod kierownictwem Piekarskiego w Oddziale Górnośląskim Państwowego Instytutu Geologicznego udokumentowano złoża rud Mo–W–Cu Myszków w kategorii C2 (Piekarski i in., 1993; Siata, 2007) oraz szczegółowo zbadano jego okruszcowanie (Markiewicz i in., 1993; Ślósarz, 1993; Habryn, Markowiak, 1994; Podemski i in., 2001; Lasoń, 2003; Markowiak, 2005).

Pierwszą próbę klasyfikacji przejawów mineralizacji kruszcowej stwierdzonych w podłożu mezozoiku podjęła Górecka (1972). Zwróciła ona uwagę na podobieństwo zaobserwowanych asocjacji mineralnych do asocjacji występujących w złożach porfirowych. Wyniki późniejszych badań potwierdziły przynależność głównych przejawów mineralizacji do formacji *porphyry copper*, co znalazło wyraz m.in. w pracach Harańczyka (1978a, 1983), Karwowskiego (1988), Ślósarza (1983, 1993, 1994), Markiewicza i in. (1993) i Piekarskiego (1994a), który w złożu Myszków wyróżnił trzy formacje kruszcowe: pirytowo-miedziową typu osadowego lub osadowo-ekshalacyjnego, molibdenowo-wolframowo-miedziową typu sztokwerkowego, a także miedziową typu *porphyry copper*.

Syntezę wszystkich informacji dotyczących metalogenii paleozoiku NE obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (jak dawniej określano strefę kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego pomiędzy Krakowem i Lublińcem) przedstawiła Ślósarz (1996), a wyróżnione przez nią w odniesieniu do złoża Myszków etapy i stadia mineralizacji (Ślósarz, 2001) stały się punktem wyjścia do badań porównawczych poszczególnych rejonów.

W okolicach Pilicy, czyli w najbliższym sąsiedztwie rejonu Żarek–Kotowic, badania rozpoczęto w 1968 r. od odwiercenia otworu wiertniczego Smoleń IG 1. Stwierdzono tam rozproszoną mineralizację pirytowo-chalkopirytową z magnezytem w czarnych łupkach kwarcowo-biotytowo-skaleniowych, sfalerytowo-galenową w żyłkach barytowo-celestynowo-węglanowych i wolframitowo-scheelitową z minerałami bizmutu i innymi siarczkami w żyłkach kwarcowo-skaleniowych (Bukowy, Ślósarz, 1975). W latach 1971–1982 w rejonie Pilicy przeprowadzono prace wiertnicze na większą skalę (Harańczyk i in., 1985). Ze względu na obiecujące wyniki, w tym również stwierdzenie skał magmowych, prace kontynuowano w latach 1988–1989. Wyniki badań odwierconych wówczas głębokich otworów KH-1, KH-2 i KH-3 wskazały na obecność mineralizacji kruszcowej w granitoidach i łupkach metamorficznych (Preidl, 1992; Piekarski, 1994b).

W okolicy Żarek (z pominięciem otworu wiertniczego 1-K) prace wiertnicze rozpoczęto później i prowadzono je głównie w celu poszukiwań złóż Zn–Pb (Wielgomas i in., 1975, 1980; Wołkowicz i in., 1992). W skałach podłoża podmezozoicznego stwierdzono głównie przejawy mineralizacji Zn–Pb–Cu związane z żyłkami barytowo-węglanowymi. Najciekawsze dane uzyskano w wyniku badań otworów odwierconych na przełomie lat 80. i 90. XX w. (133-Ż, 144-Ż i 45-BN). W czasie dokumentowania otworów wiertniczych obszar ten nie został jednak wystarczająco opracowany pod względem okruszczowania. Przeprowadzono jedynie wyrwkowe badania mikroskopowe i chemiczne (Wołkowicz i in.,

1992). Próbkę do badań chemicznych pobrano tylko z niewielkich otworów wiertniczych wykonanych w obrębie strefy 1 (np. otwory 115-Ż i 132-Ż), z niewielkich interwałów głębokościowych z bogatym okruszczowaniem Zn–Pb–Cu. Dokładniejsze badania przeprowadzono dopiero w 2001 r., a ich wyniki pozwoliły na wyróżnienie obszaru Żarek jako kolejnego rejonu perspektywnego (Lasoń, Markowiak, 2001, 2008; Markowiak, Habryn, 2003).

#### OTWÓR WIERTNICZY ZW-1

Otwór wiertniczy ZW-1 znajduje się w odległości ok. 1 km na zachód od miejscowości Kotowice i ok. 430 m na południowy zachód od najbliższego otworu, jakim jest 45-BN. Profil otworu (fig. 9) wykonano na podstawie materiałów dokumentacyjnych SKKGM.

#### Profil otworu wiertniczego ZW-1 (do głęb. 479,0 m wykonanego metodą bezrdzeniową)

Głębokość [m]	Litostratygrafia
0,0–7,0	CZWARTORZĘD Piasek drobnoziarnisty, jasnobrazowy, zailony.
7,0–60,0	JURA GÓRNA Wapień marglisty jasnoszary i wapień kremowy.
60,0–110,0	JURA DOLNA I ŚRODKOWA Mułowiec wiśniowobrazowy, marglisty, miejscami zapiaszczony.
110,0–135,0	Wapień szary z wkładkami piaskowca.
135,0–230,0	Łowiec i mułowiec ciemnoszary.
230,0–315,0	TRIAS GÓRNY Mułowiec wiśniowobrazowy, marglisty, miejscami zapiaszczony.
315,0–370,0	TRIAS DOLNY I ŚRODKOWY Dolomit sparytowy, jasnoszary, miejscami porowaty.
370,0–415,0	Dolomit szary, ziarnisty, z wkładkami ciemnoszarych wapieni mikrytowych. Miejscami okruszczowanie pirytowe.
415,0–455,0	Dolomit jasnokremowy, mikrytowy, wkładki szarobieżowych dolomitów marglistych i margli.
455,0–468,0	Dolomit sparytowy, szary, plamisty, zwietrzały.
468,0–479,0	EDIAKAR Metamułowiec (próbka okruczowa).
479,0–574,6	Metamułowiec z przewarstwieniami metapiaskowca, ciemnoszary i czarny, miejscami szarozielony. Warstwowanie jest słabo widoczne, a jego kąt nachylenia do poziomu zmienny (55–75°). Użylenie wynosi przeciętnie 5–15 żyłek/mb. rdzenia.

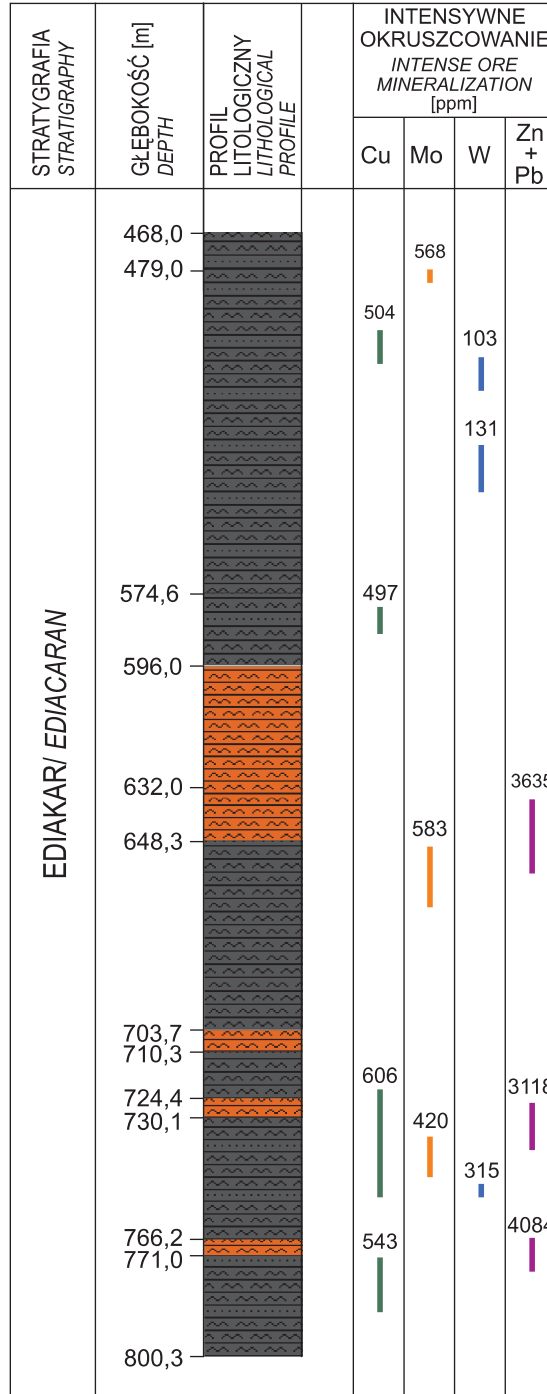
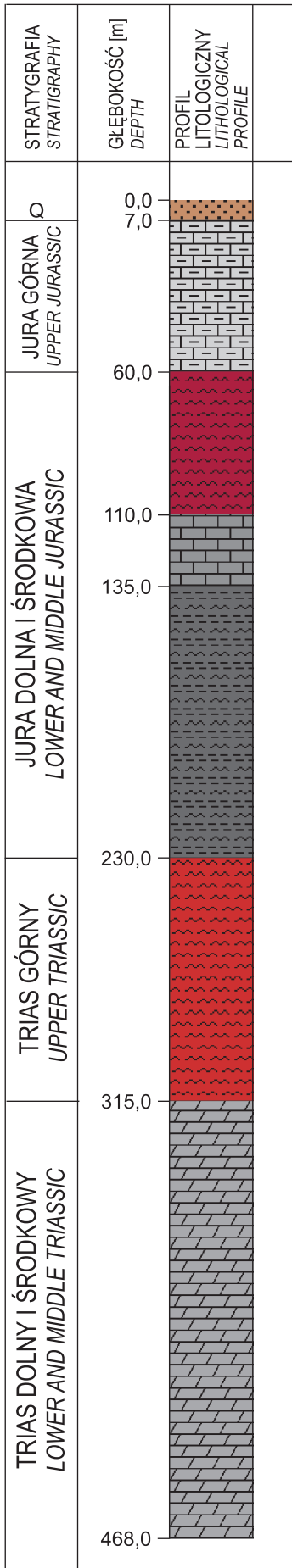
Fig. 9. Profil litologiczny otworu wiertniczego ZW-1

Barwa skał na profilu litologicznym odpowiada w przybliżeniu rzeczywistemu zabarwieniu skał

Lithological log of the ZW-1 borehole

The colour of the rocks on the lithological profile is roughly equivalent to their actual colour





- |  |   |  |  |
|--|---|--|--|
|  | piaski<br>sands                                     |  | wapnienie margliste<br>marly limestones                                  |
|  | seria ilasto-mułowcowa<br>claystone-mudstone series |  | dolomity<br>dolomites  |
|  | mułowce<br>mudstones                                |  | seria metamułowcowo-metapiaskowcowa<br>metamudstone-metasandstone series |
|  | wapnienie<br>limestones                             |  | metamułowce<br>metamudstones   |

- Najczęściej obserwuje się tu żyłki i mikrożyłki kwarcowe i kwarcowo-skalenioowe o grubości maksymalnie do 4,5 cm, nachylone pod zmiennym kątem (przeważnie 55–90°). Występuje w nich przede wszystkim molibdenit, niekiedy piryt i chalkopiryt. Rzadziej spotyka się żyłki kwarcowe z chlorytem oraz z wolframitem, scheelitem i śladowo chalkopirytem, a także żyłki kwarcowo-pirytowe. Wokół żyłek są widoczne aureole feldspatyżacji i chlorytyzacji, czasem z impregnacjami pirytem i chalkopirytem. Dość liczne są żyłki metasomatyczne o nieostrych granicach i szarozielonym lub różowym zabarwieniu, grubości do kilku centymetrów, nieraz z dość intensywnym okruszcowaniem magnetytem, rzadziej chalkopirytem. Najmłodsze są żyłki węglanowe, przeważnie kalcytowe, rzadziej ankerytowe lub dolomitowe. Miejscami, w pobliżu dolnej części tego fragmentu rdzenia, obecne są żyłki kalcytowo-barytowo-chlorytowe. W tym fragmencie rdzenia występują także brekcje tektoniczne, zwykle o kilkucentymetrowej miąższości. Brekcje o największej miąższości znajdują się na głębokości 486,8–487,0 m i 496,8–497,0 m. Pierwsza z nich jest spojona kalcytem, ankerytem, chlorytem i kwarcem, a druga kwarcem z rozproszonym mikroziarnistym molibdenitem oraz pirytem. Miejscami skała jest rozkruszona (druzgot tektoniczny), głównie na głębokości 561,5–564,7 m.
- 574,6–596,0 Metamułowiec z przewarstwieniami metapiaskowca, ciemnoszary i czarny. Struktury sedymentacyjne są niewidoczne. Skała na tym odcinku rdzenia jest silnie spękana (druzgot tektoniczny). Szczeliny spękań wypełniają minerały ilaste, węglany, hematyt i limonit. Starsze użyczenie jak wyżej.
- 596,0–632,0 Brak rdzenia. Prawdopodobnie jest to strefa uskokowa wypełniona okruchami metamulowca i minerałami ilastymi.
- 632,0–648,3 Metamułowiec zmieniony metasomatycznie, barwa skały zmienna, rdzawa, kremowa i pomarańczowa. Na głębokości 641,95–642,20 m znajduje się brekcja tektoniczna spojona głównie kwarcem. Wokół brekcji występuje siatka spękań typu kakirytu. Skała uległa tutaj wtórnie procesom utlenienia i argilityzacji. W otwartych spękaniach i jako spoiwo druzgotu występują minerały ilaste z limonitem i hematytem oraz prawdopodobnie z chlorytem i węglanami. Miejscami bardzo liczne są żyłki węglanowo-barytowe z galeną i ze sfalerytem, minerały te stanowią niekiedy spoiwo brekcji tektonicznych o niewielkiej miąższości. Rdzeń przeważnie jest silnie spękany, gdzieś tam występuje druzgot tektoniczny.
- 648,3–703,7 Metamułowiec czarny, rzadziej szarozielony. Struktury sedymentacyjne są niewidoczne. Skałę rozcinają dość liczne mikrożyłki i żyłki (10–20 żyłek/mb. rdzenia) o grubości przeważnie poniżej 5 cm, kąt ich nachylenia jest zmienny. Występują tu nieliczne żyłki metasomatyczne z magnetytem i chalkopirytem. Dość rzadkie są również żyłki kwarcowo-chlorytowe z wolframitem, scheelitem i z niewielkim udziałem pirytu. Młodsze i liczniejsze od nich są żyłki kwarcowe i kwarcowo-skalenioowe z chlorytem i kalcytem, często okruszcowane molibdenitem i pirytem. Niekiedy zawierają one bogate okruszcowanie molibdenitem, a koncentracja kruszców w żyłkach przekracza nawet 30% ich objętości. Wokół nich są widoczne aureole chlorytyzacji i feldspatyżacji. Jeszcze młodsze są żyłki z kwarcem idiomorficznym i ankerytem, zwykle płonne. Dość liczne są drobne żyłki barytowe, niekiedy z kalcytem oraz z galeną i ze sfalerytem. Wokół nich zaznaczają się wyraźne aureole feldspatyżacji. Na głębokości 667,5–670,5 m znajduje się strefa słabej feldspatyżacji metamulowca. Rzadko spotykane brekcje tektoniczne spaja baryt, sporadycznie z gipsem.
- 703,7–710,3 Brak rdzenia. Prawdopodobnie jest to strefa uskokowa wypełniona mieszaniną ilasto-hematytowo-kalcytową z okruchami zmienionych skał.
- 710,3–800,3 Metamułowiec z przewarstwieniami metapiaskowca, ciemnoszary i czarny. Struktury sedymentacyjne są w zasadzie niewidoczne, na głębokości ok. 781,5 m zaobserwowano warstwowanie pod kątem 80°. Skała miejscami jest silnie spękana (kakiryt, druzgot tektoniczny), zmieniona metasomatycznie i utleniona – na głębokości 724,4–730,1 m oraz 766,2–771,0 m. Na tych odcinkach rdzenia skała ma barwę szaro-pomarańczową i rdzawą. Ważną rolę odgrywa tu hematytyzacja. Drobne spękania wypełnia baryt z węglanami oraz z galeną i ze sfalerytem, sporadycznie występuje gips. W całości użyczenie starszych generacji jest podobne do tego z innych odcinków rdzenia. Dominują żyłki kwarcowe ze skaleniami, chlorytami, węglanami i siarczkami. Miejscami występują żyły kwarcu mlecznego o grubości do 5 cm, z niewielką ilością molibdenitu. Lustra tektoniczne i rysy ślizgowe świadczą o ruchach zrzutowo-przesuwczych.

Na figurze 9 zamieszczono pełny profil otworu wiertniczego ZW-1, natomiast na pozostałych figurach przedstawiających ten profil uwzględniono luki (brak rdzenia).

#### OKRUSZCOWANIE SKAŁ PREKAMBRYJSKICH Z OTWORU WIERTNICZEGO ZW-1 NA TLE MINERALIZACJI W REJONIE ŻAREK–KOTOWIC

Charakterystykę jakościową przejawów mineralizacji kruszcowej w rejonie Żarek–Kotowic oraz związek mineralizacji ze strefowością przeobrażeń etapu magmowego i wczesnego pomagmowego przedstawiono na figurze 10. Uwzględniono na niej kruszce wchodzące w skład asocjacji mineralnych rozpoznanych w profilach rozpatrywanych otworów wiertniczych. Większość informacji pochodzi z badań i obserwacji własnych (makroskopowych i mikroskopowych) autora i została uzupełniona danymi z dokumentacji geologicznych i profili litologicznych. W jednym z pól na figurze 10 różnymi kolorami przedstawiono rozmieszczenie minerałów zawierających metale kruche z grupy azotowców – Bi, As, Sb i Te. Wybrano je ze względu na to, że są metalami

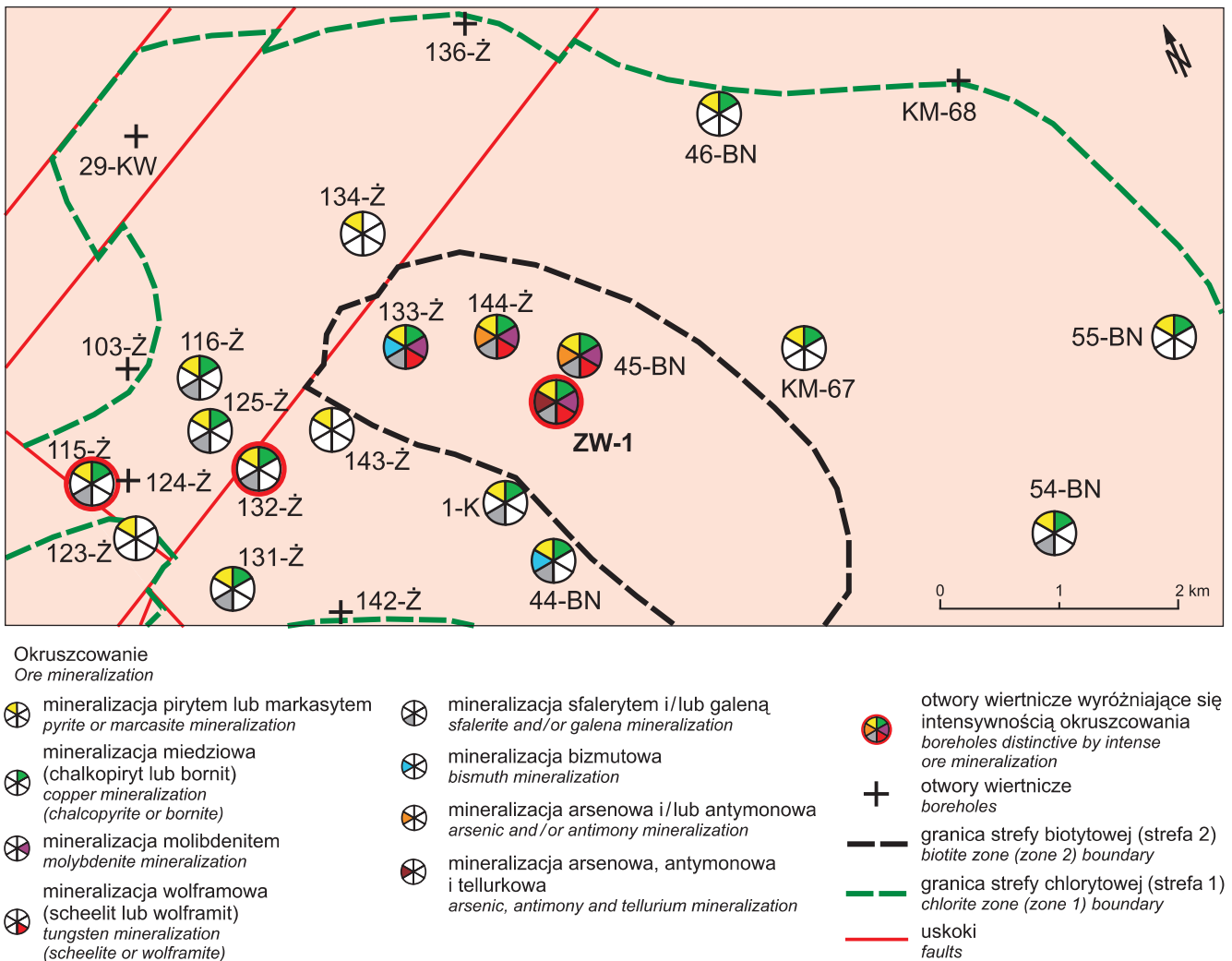


Fig. 10. Przejawy mineralizacji kruszczowej w rejonie Żarek–Kotowic

Signs of ore mineralization in the Żarki–Kotowice area

wskaźnikowymi strefy okołozłożowej złoża Myszków (Lasoń, 2001). W przypadku, gdy w utworach z jednego otworu wiertniczego występowało kilka z tych pierwiastków, konieczne było dokonanie wyboru najbardziej charakterystycznego z nich. Ponieważ nie przeprowadzono ciągłych analiz chemicznych skał z tych otworów, nie ma podstaw do ilościowego oszacowania intensywności opisywanej mineralizacji. Na mapie intensywność mineralizacji kruszczowej przedstawiono w sposób półilościowy, za pomocą czerwonych obwódok wokół symboli otworów przewiercających skały wyróżniające się bogatszym okruszcowaniem w stosunku do otworów otaczających.

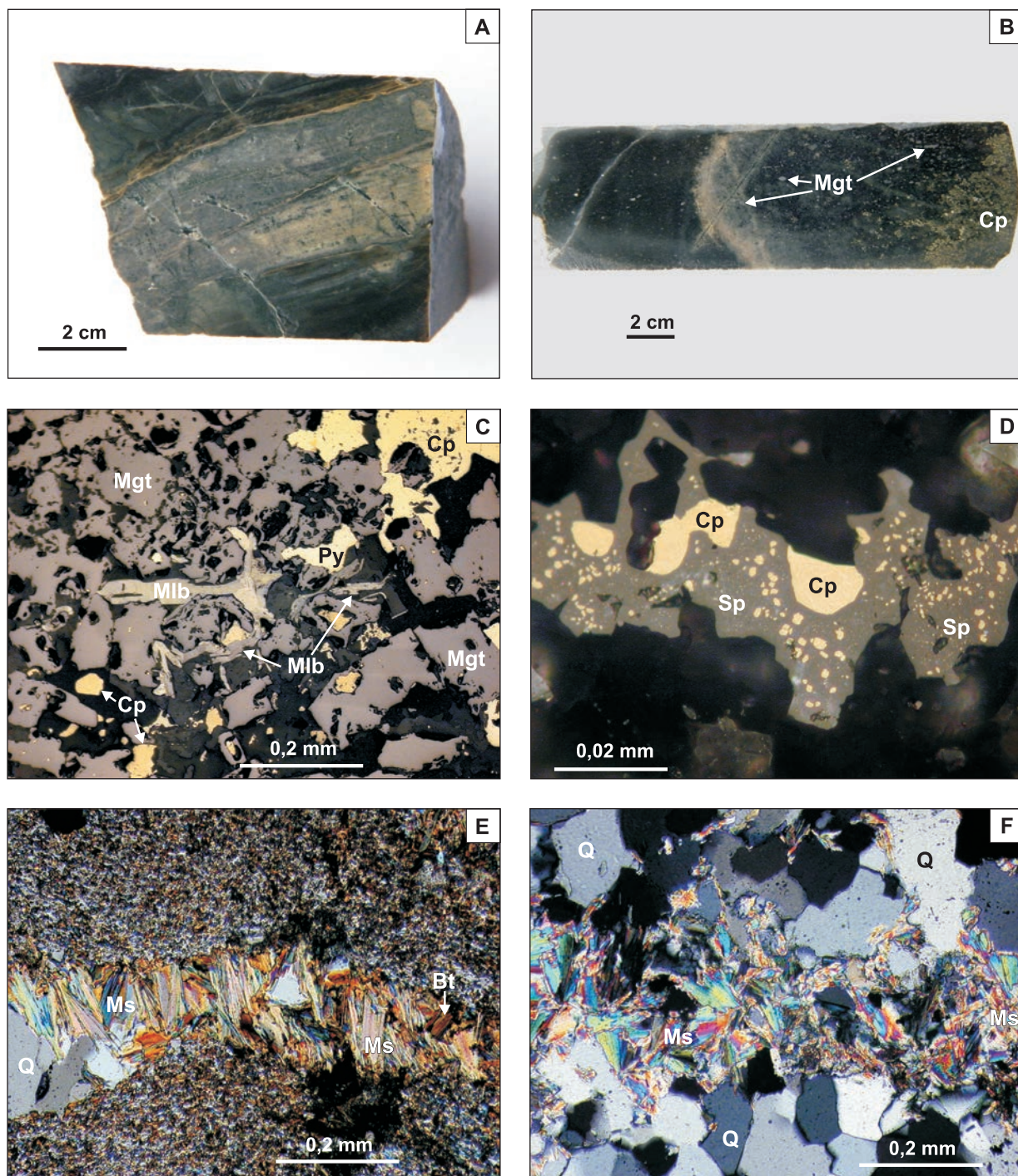
Wyraźnie widoczna jest różnica w okruszcowaniu skał z otworów wiertniczych znajdujących się w strefie 2 w porównaniu ze skałami z otworów w strefie 1, z kolei w przypadku strefy 0 okruszcowanie nie występuje. Okruszcowanie minerałami wolframu i molibdenitem spotyka się wyłącznie w strefie biotytyzacji (strefa 2). Dotyczy to wszystkich dotychczas rozpoznanych rejonów z przejawami mineralizacji kruszczowej.

W całym profilu otworu wiertniczego ZW-1 zaobserwowano dość intensywne użylenie, przeciętnie powyżej 10 żyłek/mb. rdzenia. Skały przewiercone tym otworem charakteryzują się najbogatszym okruszcowaniem Mo–Cu–W w omawianym rejonie (fig. 10).

### Etap I – wczesny

Do najstarszych przejawów mineralizacji kruszczowej należy zaliczyć żyły metasomatyczne. Są to strefy przeobrażeń o nieostrych granicach i miąższości wynoszącej zwykle do kilku centymetrów, wyróżniające się zieloną lub różowozieloną barwą (fig. 11A, B). Budowa wewnętrzna tych żył jest zróżnicowana, strefowa, a w ich skład wchodzi: kwarc, skałen (albit), muskowit, biotyt i chloryt, w mniejszej ilości epidot, czasem także aktynolit i fluoryt. Okruszcowanie również wykazuje strefowość. Głównym minerałem jest magnetyt, powszechnie występuje także chalkopiryt (fig. 11C). Nieco młodszy jest piryt, który dość często wypiera magnetyt, miejscami istotną rolę odgrywa rutyl, niekiedy również





**Fig. 11. Fotografie makroskopowe (A, B) i mikroskopowe (C–F) próbek skał i kruszców z otworu wiertniczego ZW-1**

**A** – fragment rdzenia z żyłką metasomatyczną pochodzącą z wczesnego etapu mineralizacji (etap I, głęb. 521,5 m). **B** – fragment żyły metasomatycznej z wykształconą strefowością okruszcowania, z przeważającym chalkopirytem (Cp) części w środkowej i z magnetytem (Mgt – szare plamki) w części zewnętrznej. Granicę żyły wyznacza różowa obwódka (głęb. 751,9 m). **C** – magnetyt (Mgt) z chalkopirytem (Cp) i pirytem (Py). W centrum listewkowe kryształy molibdenitu (Mlb); głęb. 544,0 m, światło odbite). **D** – sfaleryt (Sp) z chalkopirytem (Cp). W sfalerycie widoczne struktury rozpadu roztworów stałych w systemie ZnS–CuFeS<sub>2</sub> (głęb. 544,0 m, światło odbite). **E** – metałowiec rozcięty żyłką kwarcowo-muskowitową (Q, Ms). W przewężeniu muskowit z niewielką domieszką biotytu (Bt) wypełnia całą przestrzeń żyłki (głęb. 511,1 m, światło przechodzące, nikole skrzyżowane). **F** – pasmo zbudowane z muskowitu (Ms) wewnątrz żyłki kwarcowej (Q; głęb. 671,25 m, światło przechodzące, nikole skrzyżowane)

Macroscopic (A, B) and microscopic (C–F) images of rock and ore samples from the ZW-1 borehole

**A** – fragment of drill core with a metasomatic veinlet from the early stage of mineralization (stage I; 521.5 m depth). **B** – fragment of a zoned metasomatic vein with dominant chalcopyrite (Cp) in the central part, and magnetite (Mgt – grey spots) in the outer part. Boundary of the vein is marked with a pink rim (751.9 m depth). **C** – magnetite (Mgt) with chalcopyrite (Cp) and pyrite (Py). Lath-like molybdenite crystals (Mlb) in the centre (544.0 m depth, reflected light). **D** – sphalerite (Sp) with chalcopyrite (Cp). In sphalerite, structures of decomposition of ZnS–CuFeS<sub>2</sub> solid solutions are visible (544.0 m depth, reflected light). **E** – metaclaystone dissected by a quartz-muscovite veinlet (Q, Ms). In the narrowing, muscovite with a small amount of biotite (Bt) fills the entire space of the veinlet (511.1 m depth, transmitted light, crossed nicols). **F** – band of muscovite (Ms) inside a quartz veinlet (Q; 671.25 m depth, transmitted light, crossed nicols)



ilmenit, w ilościach śladowych spotyka się sfaleryt ze strukturami rozpadu roztworów stałych (fig. 11D), galenę i molibdenit (fig. 11C), a rzadko wolframit zastępowany przez scheelit. Minerale kruszcowe stanowią do kilku procent objętości skały. Zwykle tworzą tekstury plamiste, impregnacyjne, rzadziej cementacyjne. W wyniku badań innych otworów wiertniczych z tego rejonu stwierdzono też obecność pirotynu przechodzącego miejscami w markasyt, arsenopiryty i bornitu (Lasoń, Markowiak, 2008). Zaobserwowano mikrożyłki kwarcowe rozcinające tego typu żyły metasomatyczne, z podobnym okruszcowaniem jak w metasomatyce (z magnetytem, pirytem i chalkopirytem, rzadziej scheelitem).

Taką asocjacje mineralną opisano również z innych rejonów, szczególnie z rejonu Myszkowa, i jest ona zaliczana do etapu I – wczesnego, skarnowego (zespół magnetytowo-chalkopirytowy; Ślósarz, 1993, 1994, 2001). W złożu Myszków okruszcowanie magnetytowo-chalkopirytowe jest związane przestrzennie ze strefami metasomatytów skalenio-epidotowych, w których występują także chloryt, amfibole z grupy tremolit–aktynolit, biotyt, kwarc oraz rzadko pirokseny. Miąższość metasomatytów wynosi najczęściej 5–10 cm. Powstały one w wyniku przeobrażenia skał glino-krzemianowych. Wśród minerałów kruszczowych – poza minerałami głównymi (chalkopirytem i magnetytem) – spotyka się piryty, scheelit, molibdenit, hematyt (wtórny po magnetycie), wolframit, pirotyt, bornit i sfaleryt. Zatem opisywane przejawy mineralizacji z otworu ZW-1 i z rejonu Myszkowa stanowią ten sam zespół mineralny. Ze względu na obecność zarówno scheelitu, jak i wolframu można przypuszczać, że scheelit to minerał wtórny po wolframie, co jest regułą w przypadku młodszego zespołu mineralnego (zespół żył z wolframitem).

Najbardziej miąższą (5,8 m miąższości pozornej) strefę tego typu metasomatyty opisał Badera (2005). Nawiercono ją otworem wiertniczym Pz-12 (rejon Myszkowa), jest zbudowana z kwarcu, plagioklazów, epidotu, chlorytu, biotyty (w znacznej części zchlorytowanego) i aktynolitu. Okruszcowanie jest bardzo obfite i wykazuje wyraźną strefowość, w środkowej części przeważa chalkopiryty (15–20% obj. skały), a na zewnątrz – magnetyt (20–50% obj. skały).

W przypadku otworu wiertniczego ZW-1 żyły metasomatyczne pod względem składu mineralnego i budowy są bardzo podobne do tych zaobserwowanych w złożu Myszków. Mają jednak mniejszą miąższość i tylko sporadycznie wykształciła się w nich typowa strefowość okruszcowania od chalkopiryty wewnątrz, do magnetytu w części zewnętrznej (fig. 11B). W sukcesji mineralnej rejonu Żarek–Kotowic (fig. 12) okruszcowanie tego typu autor zaliczył również do etapu I, wczesnego.

## **Etap II – główny, hydrotermalny**

Do przejawów mineralizacji etapu II można zaliczyć niemal wszystkie żyły kwarcowe zaobserwowane w skałach z otworu wiertniczego ZW-1. Powstały one w wysokiej i średniej temperaturze. Mogą o tym świadczyć struktury rozpadu roztworów stałych w systemie  $ZnS-CuFeS_2$ , takie

jak „gwiazdkowe” wydzielenia sfalerytu w chalkopiryty (zespół żył z wolframitem), a także ekszolucyjne wydzielenia chalkopiryty w sfalerycie (zespół żył z wolframitem i brekcje tektoniczne II). W wyniku badań inkluzji Karwowski (1988) stwierdził, że w rejonie Myszkowa–Mrzygłodu główne zespoły paragenetyczne zawierające molibdenit powstawały w temperaturze 800–160°C.

Niemal wszystkie żyłki powstałe podczas tego etapu są żyłkami kwarcowymi z większym lub mniejszym udziałem muskowitu. Niekiedy muskowit wykrył się na obrzeżu żyłek, gdzieś tam w miejscach przewężeń zajmuje niemal całą ich przestrzeń (fig. 11E), a czasem tworzy pasma wewnątrz żyłek (fig. 11F). Budowę pasmową tego typu żyłek zaobserwowała również Ślósarz (1988) w rejonie Pilicy. Poza muskowitem spotyka się skalenie (plagioklasy), przeważnie silnie zsercytyzowane, częsty jest także adular wykształcony w postaci romboedrow (fig. 13A). Chloryty występują zwykle w kilku odmianach, utworzonych w różnych stadiach krystalizacji (fig. 13B), przy czym jedna z odmian pochodzi z zastępowania biotyty. Biotyt jest rzadszy od muskowitu, czasami obserwuje się aureole biotytyzacji wokół żyłek (fig. 13C). Kolejnym minerałem jest kalcyt, który najczęściej powstaje w młodszych asocjacjach i przenika szczelinami w głąb starszych żyłek (fig. 13D). Niekiedy pojawia się również ankeryt (z domieszką Mn). Dość często okruszcowaniu towarzyszy fluoryt. Sporadycznie w żyłkach spotyka się pojedyncze kryształy apatytu i monacytu (Karwowski, Markowiak, 2012).

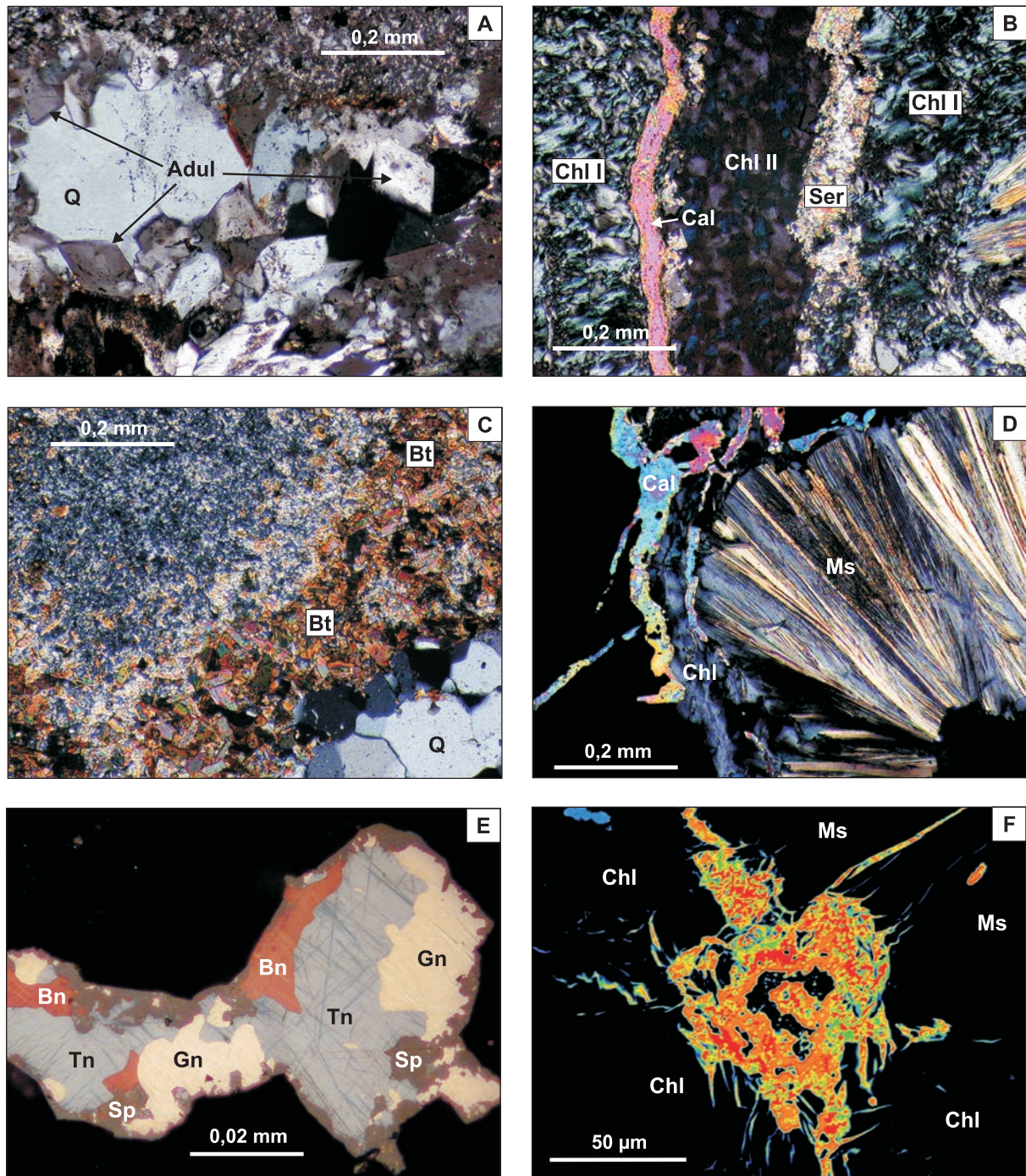
Ze względu na zawartość kruszczów w żyłkach etapu II można wydzielić kilka asocjacji mineralnych. Prawdopodobnie w skład najstarszej wchodzi wolframit w znacznym stopniu przeobrażony w scheelit (fig. 14A–F) oraz podrzędne ilości molibdenitu i piryty (fig. 12).

W profilu otworu wiertniczego ZW-1 wolframit analizowano w 25 punktach. Zawartość Mn kształtuje się w granicach 1,24–3,81%. Skład chemiczny kryształów widocznych na figurze 14A i F podano w tabelach 2 i 3. Nieregularny rozkład Mn jest wyraźnie widoczny na figurze 14D. Ferberyty i hübneryty tworzą ciągły szereg izomorficzny, przy czym najbardziej rozpowszechniony w przyrodzie jest wolframit zawierający 4,7–18,7% MnO (Bolewski, 1982). W badanych punktach zawartość 4,7% MnO (3,64% Mn) jest przekroczone cztery razy (Markowiak, 2013). Ze względu na przejściowy charakter kryształów ferberytu–wolframu oraz na używane dotychczas w literaturze termin „wolframit” będzie on nadal stosowany w opracowaniu.

Charakterystyczna dla wolframu jest niewielka zawartość Mg (do 0,3% – tab. 2, 3). Tantal pojawia się sporadycznie zarówno w wolframie, jak i w scheelicie, ale w małej ilości, poniżej 0,16%, natomiast Nb, podobnie jak Sn, występuje w ilości poniżej poziomu detekcji. Scheelit jest minerałem wtórnym po wolframie (fig. 14C) i w większości przypadków nie zawiera istotnej domieszki molibdenu. Maksymalna zawartość Mo w scheelicie to 0,34%, a w wolframie – 0,24% (tab. 2, 3). W świetle ultrafioletowym scheelit charakteryzuje się niebieską luminescencją, co potwierdza niewielką domieszkę molibdenu.







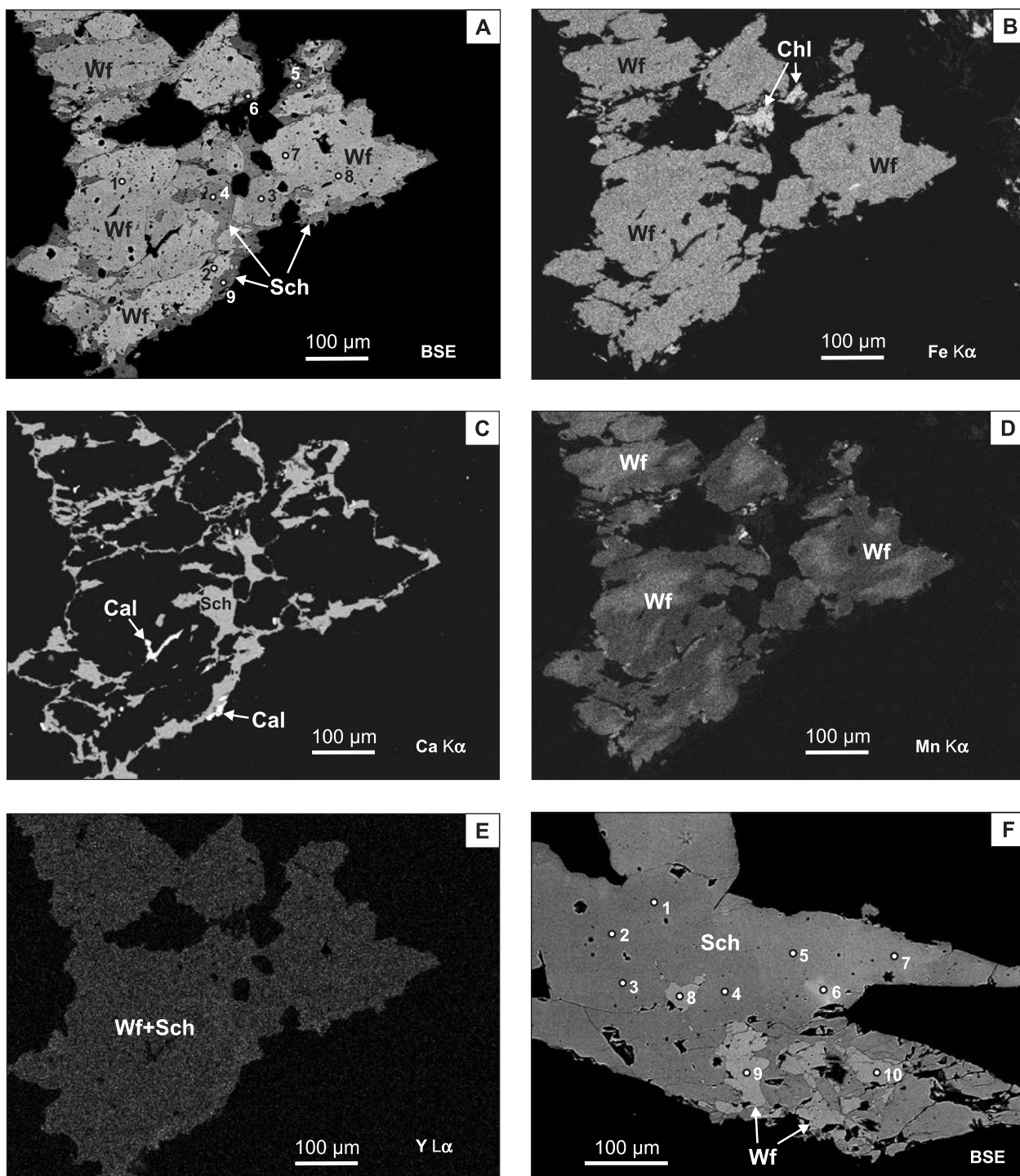
**Fig. 13. Fotografie mikroskopowe próbek skał i kruszców z otworu wiertniczego ZW-1**

A – kryształy adularu (Adul) z kwarcem (Q) i mineralami kruszczowymi (czarne; głęb. 645,0 m, światło przechodzące, nikole skrzyżowane). B – dwie generacje chlorytu, starsza w częściach zewnętrznych (Chl I), młodsza wewnątrz (Chl II), oddzielona pasmem serycytu (Ser) i kalcylem (Cal; głęb. 573,2 m, światło przechodzące, nikole skrzyżowane). C – biotytizacja aureole (Bt) wokół żyłki kwarcowej (Q; głęb. 671,2 m, światło przechodzące, nikole skrzyżowane). D – kalcylt (Cal) z chlorytem (Chl) wypełniający szczeliny w starszej żyłce z muskowitem (Ms) i kruszczami (czarne; głęb. 573,2 m, światło przechodzące, nikole skrzyżowane). E – polimieralny zrost galeny (Gn), bornitu (Bn), tennantytu–tetraedrytu (Tn) i sfalerytu (Sp; głęb. 671,2 m, światło odbite). F – polimieralny zrost kruszców z zespołu żył z wolframitem w otoczeniu chlorytu (Chl) i muskowitu (Ms). Obraz w barwach sztucznych: kolor ciemnoczerwony – Bi rodzimy, pomarańczowy – wittichenit, niebieski – bornit, zielony – prawdopodobnie gersdorffit (głęb. 573,2 m)

#### Microscopic images of rock and ore samples from the ZW-1 borehole

A – adularia crystals (Adul) with quartz (Q) and ore minerals (black; 645.0 m depth, transmitted light, crossed nicols). B – two generations of chlorite, older one in the outer parts (Chl I) and younger one inside (Chl II), separated by a band of sericite (Ser) and by calcite (Cal; 573.2 m depth, transmitted light, crossed nicols). C – biotitization aureole (Bt) around a quartz veinlet (Q; 671.2 m depth, transmitted light, crossed nicols). D – calcite (Cal) with chlorite (Chl) filling fractures in the older veinlet with muscovite (Ms) and ore minerals (black; 573.2 m depth, transmitted light, crossed nicols). E – polymetallic intergrowth of galena (Gn), bornite (Bn), tennantite–tetrahedrite (Tn) and sphalerite (Sp; 671.2 m depth, reflected light). F – polymetallic intergrowth in wolframite-bearing veins, surrounded by chlorite (Chl) and muscovite (Ms). Image in artificial colours: dark red colour – native Bi, orange – wittichenite, blue – bornite, green – probably gersdorffite (573.2 m depth)





**Fig. 14. Kryształy wolframitu (ferberytu) miejscami zastępowane przez scheelit (otwór wiertniczy ZW-1, głęb. 531,6 m)**

A – obraz BSE, kryształ wolframitu (Wf) zastępowanego przez scheelit (Sch). Punkty i numery analiz – patrz tabela 2. B – mapa WDS rozkładu Fe (linia  $K\alpha$ ). Widoczny jest wyłącznie wolframit (Wf), ze względu na brak Fe w scheelicie. Jaśniejsze skupienia to chloryt (Chl). C – mapa WDS rozkładu Ca (linia  $K\alpha$ ). Obraz przedstawia rozmieszczenie scheelitu (Sch). Białe skupienia to kalcyt (Cal). D – mapa WDS rozkładu Mn (linia  $K\alpha$ ). Widoczne jest niejednorodne rozmieszczenie manganu w wolframicie (Wf). E – mapa WDS rozkładu Y (linia  $L\alpha$ ). Rozkład itru w wolframicie (Wf) i we wtórnym scheelicie (Sch) jest równomierny. F – obraz BSE, kryształ wolframitu (Wf) zastępowanego przez scheelit (Sch). Punkty i numery analiz – patrz tabela 3

Wolframite (ferberite) crystals locally replaced by scheelite (ZW-1 borehole, 531.6 m depth)

A – BSE image, wolframite crystal (Wf) replaced by scheelite (Sch). For points and numbering of analyses see Table 2. B – WDS map of Fe distribution ( $K\alpha$  line). The only visible mineral is wolframite (Wf) due to the absence of Fe in scheelite. Lighter spots represent chlorite (Chl). C – WDS map of Ca distribution ( $K\alpha$  line). The image shows location of scheelite (Sch). White specks represent calcite (Cal). D – WDS map of Mn distribution ( $K\alpha$  line). Inhomogeneous distribution of manganese in wolframite (Wf) is visible. E – WDS map of Y distribution ( $L\alpha$  line). Distribution of yttrium is uniform, both in wolframite (Wf) and secondary scheelite (Sch). F – BSE image, wolframite crystal (Wf) replaced by scheelite (Sch). For points and numbering of analyses see Table 3



Tabela 2

**Skład chemiczny [% wag.] wolframitu i wtórnego scheelitu w próbce z otworu wiertniczego ZW-1 (głęb. 531,6 m; fig. 14A)**  
 Chemical composition [wt%] of wolframite and secondary scheelite in a sample from the ZW-1 borehole (531.6 m depth; Fig. 14A)

Punkt	Mg	Ca	Ti	Mn	Fe	Mo	Ta	Si	F	W	O	Suma	Minerał
1	0,30	–	×	2,08	15,39	–	–	–	0,11	60,00	20,92	98,80	Wf
2	0,25	–	×	1,47	16,06	–	0,11	–	–	60,96	21,21	100,06	
3	0,28	–	×	2,08	15,35	0,23	–	–	0,12	60,93	21,25	100,24	
7	0,19	0,03	0,10	2,52	14,94	–	×	×	×	58,95	20,61	97,34	
8	0,29	0,04	–	1,30	15,98	–	×	×	×	59,06	20,60	97,27	
4	–	13,12	×	–	0,16	–	0,11	0,04	0,16	63,89	22,11	99,59	Sch
5	–	13,27	×	–	0,12	–	–	–	0,16	63,97	22,10	99,62	
6	–	13,32	×	–	0,16	–	–	0,05	0,15	63,59	22,10	99,37	
9	0,05	13,68	–	–	0,13	–	×	×	×	61,34	21,53	96,73	

„–” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności, × – nie analizowano, Wf – wolframit, Sch – scheelit

“–” – concentration below detection limit, × – not analysed, Wf – wolframite, Sch – scheelite

Tabela 3

**Skład chemiczny [% wag.] wolframitu i wtórnego scheelitu w próbce z otworu wiertniczego ZW-1 (głęb. 531,6 m; fig. 14F)**  
 Chemical composition [wt%] of wolframite and secondary scheelite in a sample from the ZW-1 borehole (531.6 m depth; Fig. 14F)

Punkt	Mg	Ca	Mn	Fe	Nb	Mo	Ta	W	O	Suma	Minerał
1	–	13,15	–	–	–	–	0,09	63,98	22,10	99,32	Sch
2	–	13,25	–	–	–	–	0,13	63,79	22,09	99,26	
3	–	13,28	–	–	–	–	–	64,45	22,20	99,93	
4	–	13,29	–	–	–	0,34	0,10	63,87	22,20	99,80	
5	–	13,16	–	–	–	–	–	63,53	21,97	98,66	
6	–	13,20	–	–	–	–	–	64,26	22,24	99,70	
7	–	13,24	–	–	–	0,26	–	63,51	22,03	99,04	
8	0,18	–	3,13	14,60	–	–	0,10	61,49	21,39	100,89	Wf
9	0,12	–	2,79	14,87	0,23	0,24	–	60,55	21,21	99,89	
10	0,15	–	2,79	14,85	–	–	0,14	60,27	21,06	99,26	

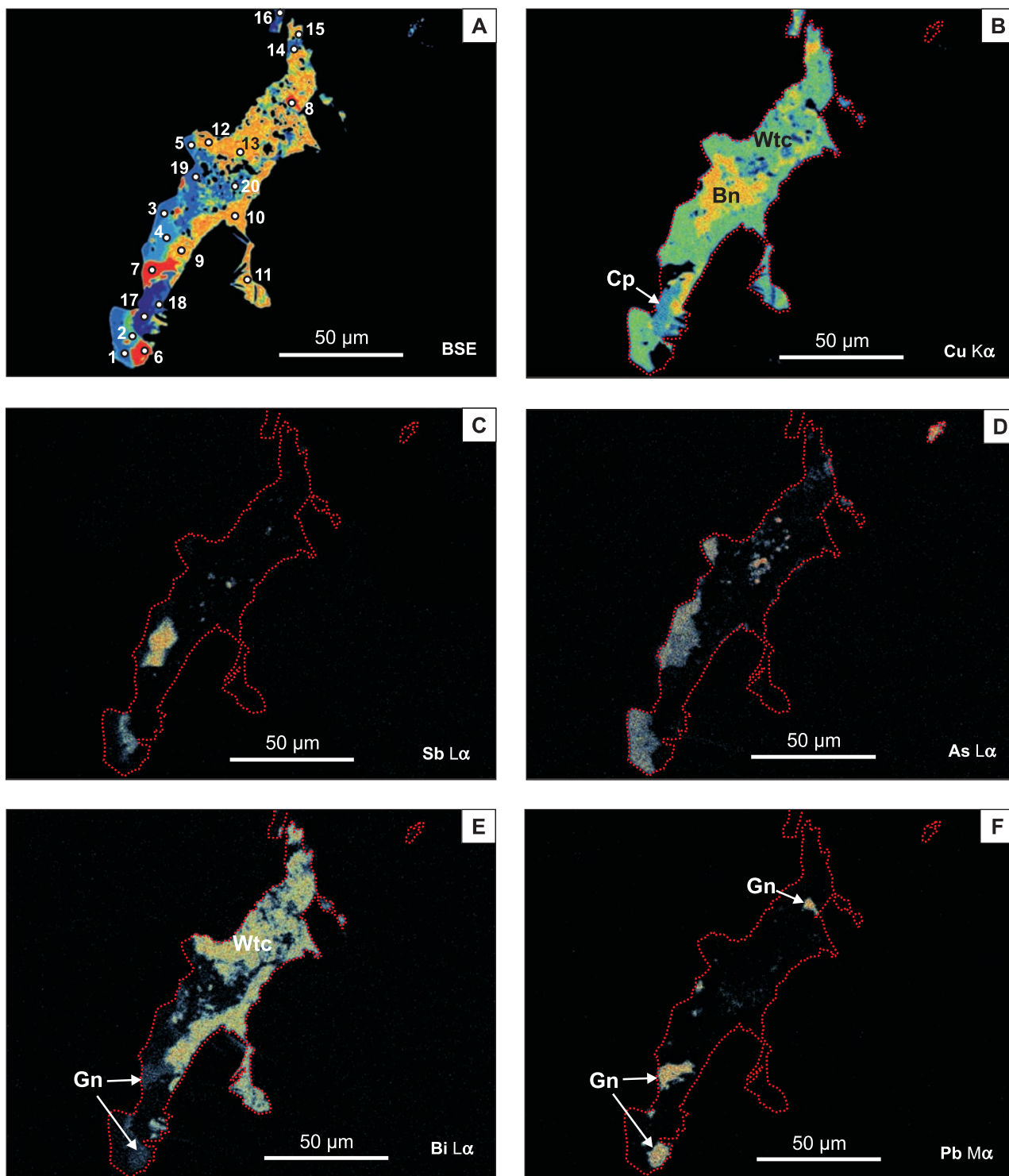
„–” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności, Sch – scheelit, Wf – wolframit

“–” – concentration below detection limit, Sch – scheelite, Wf – wolframite

W scheelicie nie ma domieszki Mn, a zawartość Fe jest zróżnicowana, przeważnie mniejsza od poziomu wykrywalności (0,07%) i maksymalnie dochodzi do 0,61% (fig. 14B). Niewielką domieszkę stanowi Y. Jest on równomiernie rozmieszczony zarówno w wolframicie, jak i we wtórnym scheelicie (fig. 14E), co może świadczyć o tym, że przebudowa minerału wolframit/ scheelit nie ma wpływu na rozmieszczenie tego pierwiastka.

Analogiczne okruszcowanie opisano na podstawie badań próbek z otworu wiertniczego 144-Ż, również z rejonu Żarek–Kotowic (Markowiak, Habryn, 2003). W żyłce kwarcowo-

-biotytowej występuje wolframit w zrostach z drobnymi kryształami molibdenitu. Także tam jest on zastępowany przez scheelit. W wyniku analiz stwierdzono zróżnicowanie zawartości Mn w zakresie od 1,90 do 5,03%, a więc jest to w większości ferberyty, z wyjątkiem punktu, w którym zawartość MnO wynosi 6,49% (5,03% Mn), co odpowiada grupie wolframitu. W próbkach z otworu ZW-1, podobnie jak w przypadku otworu 144-Ż, zarówno wolframity, jak i wtórne scheelity zawierają niewielką domieszkę molibdenu, zwykle poniżej poziomu wykrywalności wynoszącego 0,22% (maksymalnie 0,34%).



W żyłkach występujących w materiale z otworu wiertniczego ZW-1 na opisaną asocjacje nakłada się, tylko nieznacznie młodsze, okruszcowanie składające się z: chalkopiryty, piryty, bornitu, sfalerytu, galeny, minerałów z szeregu tennantyt–tetraedryt, rzadziej markasytu, chalcokozynu, bizmutu rodzimego i wittichenitu. Siarczki i siarkosole tworzą często złożone, poliminerálne zrosty (fig. 13E, F i 15A–F), w których współwystępują minerały szeregu tennantyt–tetraedryt i galena, z domieszką Cu, Bi i sporadycznie Se,

bornit, niekiedy z domieszką Bi i Pb, oraz wittichenit z niewielką domieszką As, Mo i Pb (tab. 4). W minerałach tych nie stwierdzono domieszki Ag. W jednym przypadku, w nieregularnym zroście poliminerálnym z minerałami bizmutu, odnotowano również obecność siarkosoli niklu, prawdopodobnie gersdorffitu (NiAsS; fig. 13F).

Można się spodziewać, że w tego typu żyłkach występuje również kasyteryt (lub stannin), którego w czasie obserwacji mikroskopowych próbek z otworu wiertniczego ZW-1

**Fig. 15. Polimineralny zrost w zespole żył z wolframitem (otwór wiertniczy ZW-1, głęb. 573,2 m)**

A – obraz BSE, polimineralny zrost siarczków i siarkosoli, obraz w barwach sztucznych. Punkty i numery analiz – patrz tabela 4. B – mapa WDS rozkładu Cu (linia K $\alpha$ ). Zawartość miedzi jest najwyższa w bornicie (Bn), niższa w wittichenicie (Wtc), a najniższa w chalkopirycie (Cp). C – mapa WDS rozkładu Sb (linia L $\alpha$ ). Antymon występuje wyłącznie w minerałach szeregu tennantyt–tetraedryt. D – mapa WDS rozkładu As (linia L $\alpha$ ). Arsen występuje w minerałach szeregu tennantyt–tetraedryt, głównie w skrajnym członie – tennantycie. Jedynie drobne wydzielenie w prawym górnym rogu jest nierozpoznanym arsenkiem, być może Ni. E – mapa WDS rozkładu Bi (linia L $\alpha$ ). Koncentracje bizmutu wskazują na obecność wittichenitu (Wtc), niewielka domieszka bizmutu występuje również w galenie (Gn). F – mapa WDS rozkładu Pb (linia M $\alpha$ ). Widoczne jest rozmieszczenie galeny (Gn)

Polymineral intergrowth in wolframite-bearing veins (ZW-1 borehole, 573.2 m depth)

A – BSE image in artificial colours of a polymineral intergrowth of sulphides and sulphosalts. For points and numbering of analyses see Table 4. B – WDS map of Cu distribution (K $\alpha$  line). The highest copper concentration is observed in bornite (Bn), lower in wittichenite (Wtc) and the lowest in chalcopyrite (Cp). C – WDS map of Sb distribution (L $\alpha$  line). Antimony is found exclusively in minerals of the tennantite–tetraedrite series. D – WDS map of As distribution (L $\alpha$  line). Arsenic is found in minerals of the tennantite–tetraedrite series, mostly in its extreme member – tennantite. Only a small spot in the upper right corner is an unidentified arsenide, possibly of Ni. E – WDS map of Bi distribution (L $\alpha$  line). Bismuth concentrations indicate the presence of wittichenite (Wtc), a small admixture of bismuth occurs also in galena (Gn). F – WDS map of Pb distribution (M $\alpha$  line). Distribution of galena is visible (Gn)

←

**Tabela 4**

**Skład chemiczny [% wag.] siarczków i siarkosoli w próbce z otworu wiertniczego ZW-1 (głęb. 573,2 m; fig. 15A)**

Chemical composition [wt%] of sulphides and sulphosalts in a sample from the ZW-1 borehole (573.2 m depth; Fig. 15A)

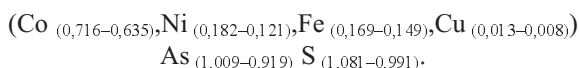
Punkt	S	Pb	Mo	Sb	As	Al	Si	Se	Bi	Zn	Cu	Ni	Fe	W	Te	Suma	Minerał
1	27,70	0,45	–	1,54	19,60	–	0,32	–	–	6,67	41,04	–	1,61	0,10	–	99,03	Tn–Td
2	25,81	0,77	–	5,51	14,04	–	0,29	–	5,03	7,31	39,14	–	1,12	–	–	99,02	
3	27,60	0,31	–	0,42	19,87	–	0,29	–	0,68	5,90	41,30	–	2,22	–	–	98,59	
4	26,13	0,25	–	7,25	14,42	–	0,19	–	2,68	7,62	39,90	0,17	0,68	–	–	99,29	
5	27,64	0,47	–	0,59	18,43	–	0,32	–	1,23	5,74	41,32	–	2,22	–	–	97,96	
6	13,03	85,42	–	–	0,09	–	0,21	–	0,66	0,23	1,44	–	0,65	–	–	101,73	Gn
7	13,26	85,72	–	–	–	–	0,27	–	1,43	0,24	2,03	–	0,42	0,18	0,13	103,68	
8	12,72	78,44	–	–	–	–	0,13	1,32	2,91	–	4,03	–	0,50	0,11	–	100,16	
9	18,61	–	–	–	–	–	0,23	–	39,03	0,17	37,37	–	0,68	–	–	96,09	Wtc
10	18,72	–	0,34	–	0,11	–	0,21	–	39,30	0,13	37,45	–	0,59	–	–	96,85	
11	18,69	–	0,34	–	–	–	0,18	–	37,76	–	36,32	–	1,03	–	–	94,32	
12	19,00	–	0,24	–	0,10	–	0,17	–	38,94	–	37,74	–	0,22	–	–	96,41	
13	18,90	–	0,32	–	0,28	–	0,21	–	38,55	0,26	37,46	0,10	0,18	–	–	96,26	
15	18,44	0,53	0,29	0,08	0,16	–	0,19	–	38,67	0,25	36,13	–	1,30	–	–	96,04	Bn
14	24,97	0,41	–	–	–	0,03	0,12	–	0,96	–	60,58	–	10,45	0,10	–	97,62	
16	25,48	–	–	–	–	0,13	0,32	–	–	–	60,25	–	11,87	–	–	98,05	
18	24,11	0,23	–	–	–	0,26	0,53	–	–	–	58,79	–	11,47	0,10	–	95,49	
19	25,01	–	–	–	–	–	0,21	–	–	–	61,73	–	10,53	–	–	97,48	
20	24,40	3,61	–	–	–	–	0,21	–	1,16	0,17	58,69	–	9,82	–	–	98,06	Cp
17	32,98	0,46	–	0,07	0,10	–	0,30	–	–	–	34,19	–	27,91	–	–	96,01	

„–” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności, Tn–Td – szereg tennantyt–tetraedryt, Gn – galena, Wtc – wittichenit, Bn – bornit, Cp – chalkopiryt  
 “–” – concentration below detection limit, Tn–Td – tennantite–tetraedrite series, Gn – galena, Wtc – wittichenite, Bn – bornite, Cp – chalcopyrite

nie stwierdzono, jednak na jego obecność może wskazywać niezbyt silna, ale istotna korelacja wolframu z cyną ( $r = 0,54$ ). Potwierdzeniem domysłu może być obecność kasyterytu w żyłce kwarcowo-biotytowej z otworu wiertniczego 144-Ż

zawierającej zbliżoną asocjację mineralną (Karwowski, Markowiak, 2012). Kryształy tego minerału zaobserwowano na granicy chalkopiryty i występujących w nim inkluzji hematytowych.

W żyłce kwarcowo-biotytowej z otworu wiertniczego 144-Ż rozpoznano kilkanaście minerałów kruszcowych. Poza stwierdzonymi w materiale z otworu ZW-1 minerałami tlenkowymi i podstawowymi siarczkami odnotowano minerały szeregu tennantyt–tetraedryt oraz minerały bizmutu: bizmut rodzimy, bismutytnit i prawdopodobnie cuprobismuty i hammaryt (Markowiak, Habryn, 2003; Karwowski, Markowiak, 2012). Zaobserwowano również minerały Co–Ni, m.in. minerał z szeregu kobaltyn–gersdorffit, jednak zdecydowanie bliższy kobaltynowi niż opisany wcześniej. Ogólny wzór tego minerału (próbka z otworu 144-Ż) można przedstawić następująco (Karwowski, Markowiak, 2012):



Kolejny minerał występujący w rozpatrywanej żyłce to piryt z domieszką kobaltu. Pojawia się on w postaci nielicznych ksenomorficznych kryształów o charakterystycznej budowie świadczącej o kilku centrach wzrostu. Zmienność składu tego typu pirytów przedstawiono na trójkącie  $\text{FeS}_2$ – $\text{CoS}_2$ – $\text{NiS}_2$  (fig. 16). Są to człony szeregu piryt–cattieryt, reprezentujące piryt kobaltowy. Buduje on zewnętrzne strefy minerału.

Poza pirytem kobaltowym stwierdzono także piryty, których centrum kryształu jest zbudowane z piryty nikielowego, a zewnętrzna otoczka jest już czysto pirytowa. Innymi minerałami Co–Ni zaobserwowanymi w próbkach z otworu wiertniczego 144-Ż, których nie udało się zaobserwować w materiale z otworu ZW-1, są carrollit i nikielin.

W próbkach z otworu wiertniczego ZW-1 znacznie rzadziej można natrafić na jeszcze bardziej złożony zespół mineralny obserwowany zwykle w żyłkach o budowie pasmowej. Na zespół ten składają się wszystkie wymienione wcześniej minerały, od wolframitu z wtórnym scheelitem, przez siarczki i siarkosole Cu, Zn, Pb, po minerały Bi (bizmut rodzimy, wittichenit), a do tego dochodzą niezidentyfikowane mine-

rały Te (tellurki Pb i Bi – tab. 5; fig. 17A–F). Są to drobno-kryształiczne (do 70 mm), występujące w złożonych zrostach minerały, trudne do identyfikacji nawet przy zastosowaniu mikrosondy (punkty 1–3 na fig. 17A). Niekiedy zawierają one domieszkę Ag (do 2,65%) i Se (1,32–1,73%).

Zawartość Ag i Te na tle profilu otworu wiertniczego ZW-1 przedstawiono na figurze 18. Współczynnik korelacji między tymi pierwiastkami wynosi 0,58, jednak srebro jest znacznie silniej związane z okruszczowaniem Zn i Pb (odpowiednio  $r = 0,65$  i  $r = 0,73$ ). W materiale z otworu 144-Ż odnotowano niewielką ilość hessytu ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ; Karwowski, Markowiak, 2012), a także empresyty ( $\text{AgTe}$ ) i argentytu ( $\text{Ag}_2\text{S}$ ; Mikulski i in., 2009). Wcześniej argentyt w asocjacji z minerałami Bi rozpoznano w materiale z otworu 133-Ż (Markowiak, Habryn, 2003).

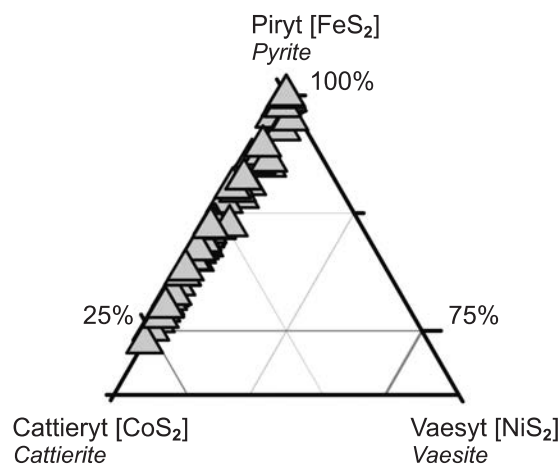


Fig. 16. Zmienność składu pirytów z otworu wiertniczego 144-Ż na trójkącie  $\text{FeS}_2$ – $\text{CoS}_2$ – $\text{NiS}_2$

Variability of composition of pyrite from the 144-Ż borehole.  $\text{FeS}_2$ – $\text{CoS}_2$ – $\text{NiS}_2$  triangle

Tabela 5

**Skład chemiczny [% wag.] minerałów kruszcowych w próbce z otworu wiertniczego ZW-1 (głęb. 671,3 m; fig. 17A)**

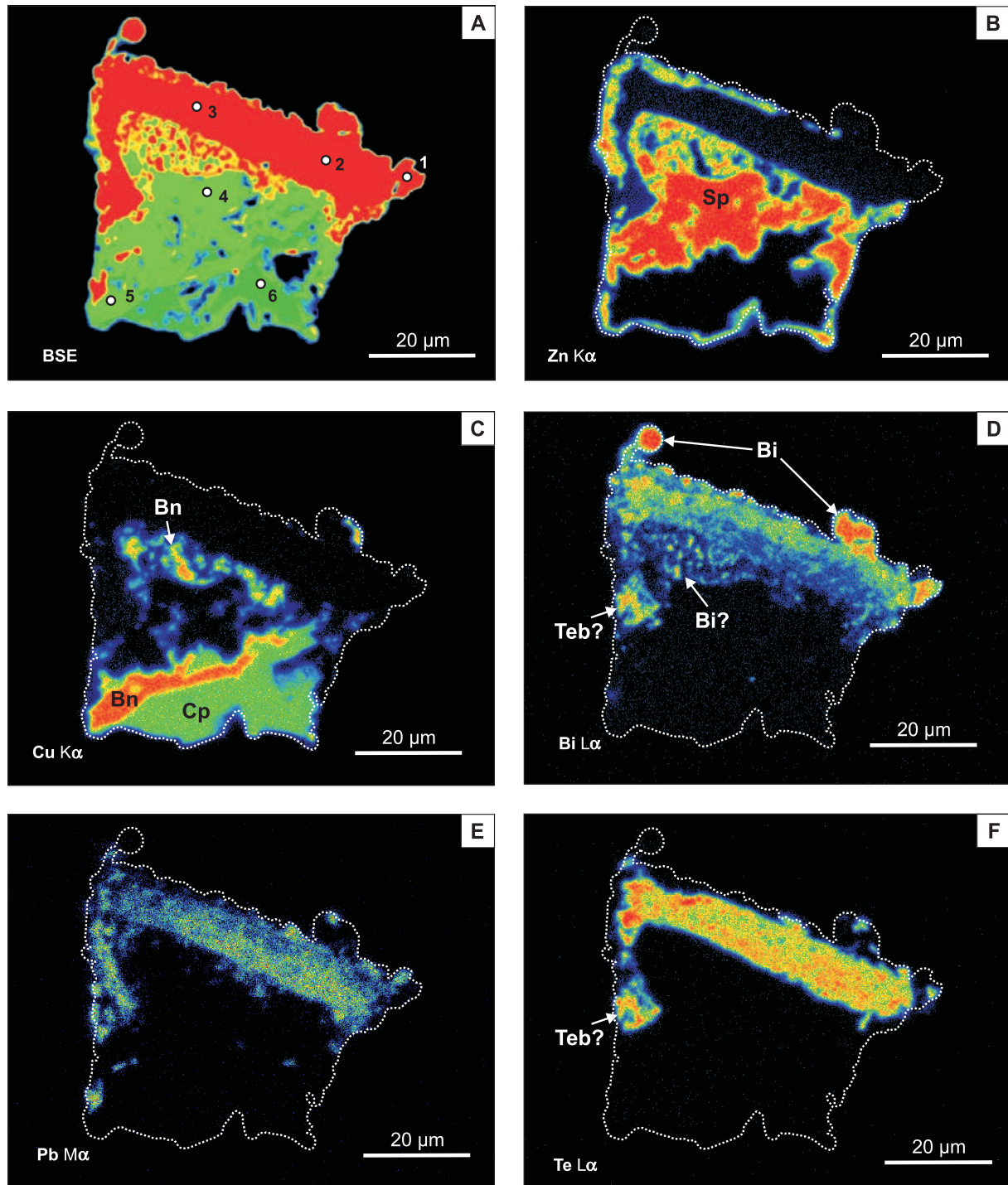
Chemical composition [wt%] of ore minerals in a sample from the ZW-1 borehole (671.3 m depth; Fig. 17A)

Punkt	S	Pb	Mo	Ag	Cd	Sb	Si	Se	Bi	Zn	Cu	Fe	W	Te	Suma	Minerał
2	2,75	54,51	–	0,22	–	0,15	0,42	1,32	16,31	0,44	0,24	–	–	23,07	99,43	n. o.
3	3,65	54,25	–	2,65	–	0,13	0,31	1,73	16,27	0,69	0,31	0,11	0,10	20,59	100,79	
1	0,21	3,06	0,62	–	–	0,11	1,49	–	64,88	0,14	0,18	0,12	–	17,84	88,65	
4	32,27	–	–	–	0,89	–	0,50	–	–	61,60	1,20	0,93	–	–	97,39	Sp
5	26,51	–	–	–	–	–	0,40	–	–	0,40	60,59	11,27	–	–	99,17	Bn
6	35,27	–	–	–	–	–	0,47	–	–	0,34	33,07	28,66	–	–	97,81	Cp

„–” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności, n. o. – minerały nieoznaczone (tellurki Pb i Bi) i minerał zbliżony do hedleyitu, Sp – sfaleryt, Bn – bornit, Cp – chalkopiryty

“–” – concentration below detection limit, n. o. – unidentified minerals (Pb, Bi tellurides) and mineral similar to hedleyite, Sp – sphalerite, Bn – bornite, Cp – chalcopyrite





**Fig. 17. Polimineralny zrost w zespole żył z wolframitem (otwór wiertniczy ZW-1, głęb. 671,3 m)**

A – obraz BSE, polimineralny zrost siarczków z tellurkami, obraz w barwach sztucznych. Punkty i numery analiz – patrz tabela 5. B – mapa WDS rozkładu Zn (linia  $K\alpha$ ). Koncentracje cynku wskazują rozmieszczenie sfalerytu (Sp). C – mapa WDS rozkładu Cu (linia  $K\alpha$ ). Zawartość miedzi jest najwyższa w bornicie (Bn), niższa w chalkopirycie (Cp). D – mapa WDS rozkładu Bi (linia  $L\alpha$ ). Bismut występuje wspólnie z Te i Pb i tworzy własne minerały, w górnej części fotografii jest to bismut rodzimy (Bi), niżej strefy tellurków Pb i Bi, prawdopodobnie również drobne kryształy bismutu rodzimego (Bi?) oraz być może tellurobismutyty (Teb?). E – mapa WDS rozkładu Pb (linia  $M\alpha$ ). Rozkład ołowiu w zasadzie pokrywa się z rozkładem telluru. F – mapa WDS rozkładu Te (linia  $L\alpha$ ). W górnej części fotografii są widoczne nieoznaczone tellurki ołowiu i bismutu, po lewej stronie tellurek bismutu, być może tellurobismutyty (Teb?)

**Polymineralny intergrowth in wolframite-bearing veins (ZW-1 borehole, 671.3 m depth)**

A – BSE image in artificial colours of a polyminerale intergrowth of sulphides and tellurides. For points and numbering of analyses see Table 5. B – WDS map of Zn distribution ( $K\alpha$  line). Concentration of Zn reflecting sphalerite distribution (Sp). C – WDS map of Cu distribution ( $K\alpha$  line). The highest copper concentration is observed in bornite (Bn), lower in chalcopyrite (Cp). D – WDS map of Bi distribution ( $L\alpha$  line). Bismuth co-occurs with Te and Pb, forming own minerals: native bismuth (Bi) in the upper part of photo, and beneath Pb-Bi tellurides, probably also small native bismuth (Bi?) and maybe tellurobismutite crystals (Teb?). E – WDS map of Pb distribution ( $M\alpha$  line), which generally coincides with Te distribution. F – WDS map of Te distribution ( $L\alpha$  line). Indeterminate lead and bismuth tellurides occur in the upper part of photo, on the left – bismuth telluride, maybe tellurobismutite (Teb?)

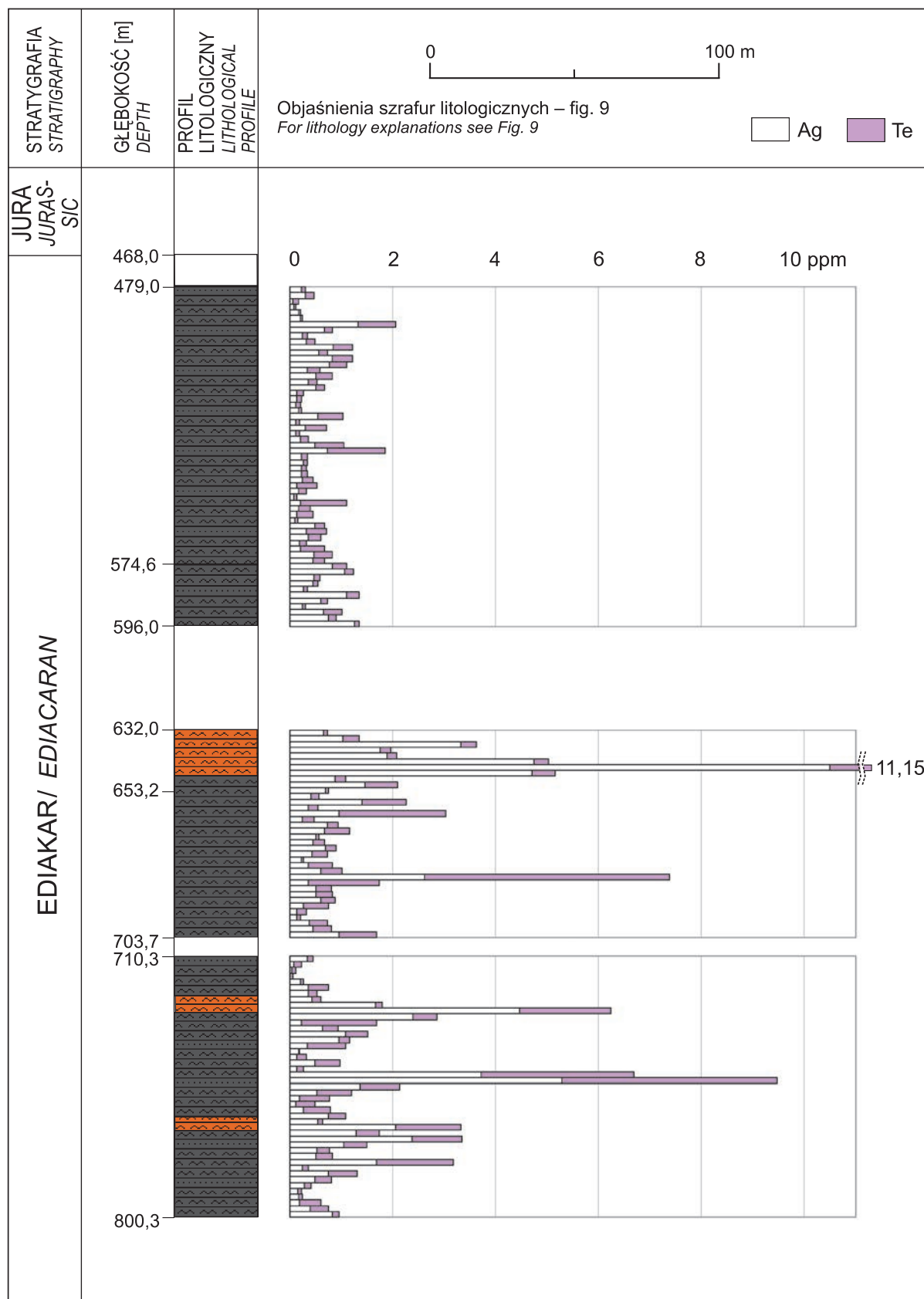


Fig. 18. Rozmieszczenie Ag i Te w profilu otworu wiertniczego ZW-1

Barwa skał na profilu litologicznym odpowiada w przybliżeniu rzeczywistemu zabarwieniu skał

Log of Ag and Te distribution in the ZW-1 borehole

The colour of the rocks on the lithological profile is roughly equivalent to their actual colour

Bardzo podobną asocjację zawierającą minerały Te rozpoznano w materiale z otworu wiertniczego Smoleń IG 1 w rejonie Pilicy (Ślósarz, 1988). W żyłkach kwarcowych (podobnie jak w przypadku otworu ZW-1 również o budowie pasmowej) z domieszką skaleni, chlorytu i kalcytu występuje tam wolframit z scheelitem, przy czym według Ślósarza prawdopodobnie tylko część scheelitu powstała kosztem wolframitu. Młodsze są siarczki: pirotyt, piryty, markasyt i mielnikowit-piryty, którym towarzyszą minerały bizmutu: bismutynit, bizmut rodzimy i siarkotellurki Bi (tetradymit i joseit A). Sporadycznie występują również sfaleryt, kubanit i rutyl. Zbliżoną asocjację z materiału z otworu WB-111 opisał Harańczyk (1978a, 1983) w żyłkach kwarcowych z chlorytem i epidotem. Żyłki te zawierają wolframit z scheelitem, piryty, chalkopiryty, siarkotellurki Bi, Ag, Pb i Cu oraz siarkosole i tellurki Bi. W przypadku tego otworu szczególnie bogate okruszcowanie tellurkowe występuje w kilku asocjacjach (Harańczyk, 1978b), przy czym, z pominięciem skarnów, są to dwie generacje żyłek. Jedna z nich obejmuje żyłki kwarcu wyłącznie z tellurkami, a wokół tych żyłek obserwuje się impregnacje chalkopirytem i pirytem. Druga asocjacja jest odpowiednikiem omawianych żył z wolframitem, chalkopirytem i innymi kruszcami. Tellurki zastępują niekiedy chalkopiryty z jak gdyby bizmutowymi fazami przejściowymi (wittichenit, emplektyt, bismutynit). Pozostające w ścisłym związku paragenetycznym minerały telluru i bizmutu występują w asocjacji z wcześniej powstałymi minerałami w tych samych żyłkach: wolframitem, scheelitem, pirytem, markasytem, pirotytem, chalkopirytem, galeną i sfalerytem. Jak wynika z obserwacji Harańczyka (1978b), mineralizacja Te–Bi często powstawała przez wypełnienie pustych przestrzeni szwu żyły, co potwierdza przypuszczenie, że okruszcowanie tellurkowe jest związane, przynajmniej w znacznej części, z żyłkami o budowie pasmowej.

Według Harańczyka (1983) kwarc żyłowy zawierający opisane wcześniej okruszcowanie jest złotonośny. Metodą kupelacyjną oznaczono w nim 16 ppm Au. O złotonośności tych żył zdają się świadczyć wyniki analiz próbek z otworu wiertniczego WB-111, z rdzenia w bardzo złym stanie. Zawartość Au określono w nim na 780 ppb (Markowiak, 1999).

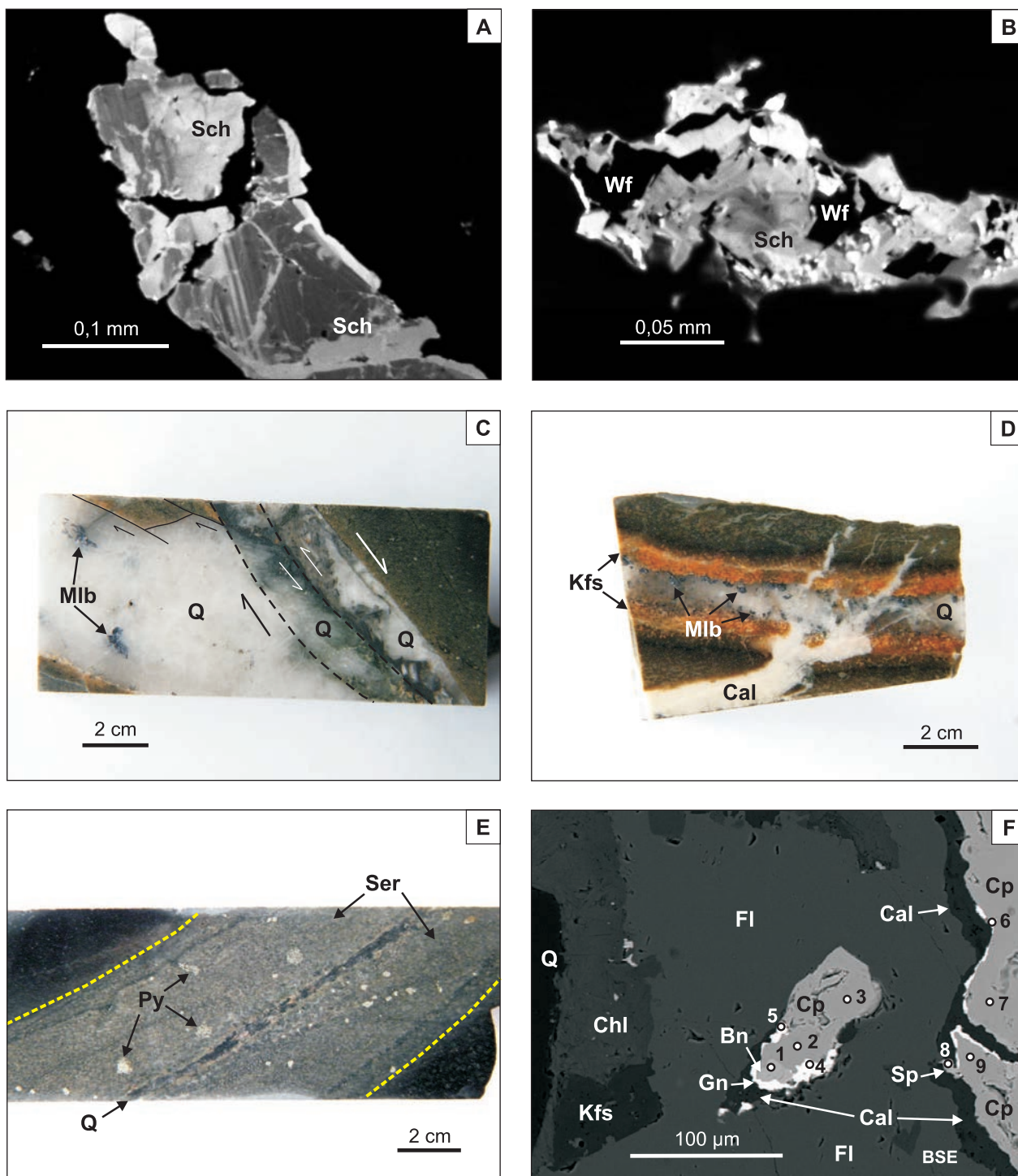
Badania na zawartość złota w rejonie Żarek–Kotowic przeprowadzono m.in. z wykorzystaniem 36 próbek z rdzenia z 8 otworów wiertniczych, jeszcze przed odwierceniem otworu ZW-1 (Lasoń, Markowiak, 2008). Maksymalną zawartość złota (105 ppb) odnotowano w brekcji tektonicznej nawierczonej otworem 144-Ż (głęb. 502,2 m), spojonej kwarcem, z bogatym okruszcowaniem pirytem, sfalerytem, galeną i śladowo chalkopirytem. Miejscami grubokrystaliczny piryty (z wrostkami hematytu, magnetytu, galeny i chalkopirytu z pirotytem) jest zastępowany przez sfaleryt z widocznymi ekszolucyjnymi wydzieleniami chalkopirytu, a także wrostkami galeny, rzadziej pirotytu, i galenę (Lasoń, Markowiak, 2001). Tego typu asocjację wyróżniono wśród sukcesji mineralnych jako zespół brekcji tektonicznych II (fig. 12).

Średnia geometryczna zawartość złota w próbkach skał z badanych otworów wiertniczych jest zbliżona do klarku dla aleurytów i łupków i wynosi 2,76 ppb. Według Lasonia

(2007) wartość tła geochemicznego dla Au w skałach ediakaru wynosi 1,1 ppb, a dolna granica anomalii pewnej to 4,1 ppb. Na podstawie badań geochemicznych przeprowadzonych na dużą skalę z wykorzystaniem rdzeni wiertniczych ze strefy kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego (Oszczepalski i in., 2008) w rejonie Żarek–Kotowic w 10 próbkach z 8 otworów (44-BN, 45-BN, 54-BN, 125-Ż, 131-Ż, 132-Ż, 133-Ż i 144-Ż) tylko w trzech przypadkach stwierdzono anomalną zawartość złota – w skale magmowej z otworu 54-BN (27 ppb) i w dwóch brekcjach tektonicznych, z otworów 45-BN i 125-Ż (odpowiednio 6 i 42 ppb). Anomalna zawartość złota pojawia się więc zarówno w strefie biotytovej (strefa 2), jak i w strefie chlorytovej (strefa 1), często w brekcjach tektonicznych. Wynika to zapewne ze zróżnicowania asocjacji mineralnych, w jakich pojawia się złoto. Przykładowo w Dolinie Będkowskiej, w skałach z otworu DB-4, a więc na granicy strefy biotytovej i chlorytovej (fig. 1A), złotonośna mineralizacja jest związana z żyłkowo-impregnacyjnymi wystąpieniami pirytu i sfalerytu, którym towarzyszą galena, arsenopiryty i chalkopiryty (Mikulski i in., 2008). Zawartość złota w tych żyłkach dochodzi do 15 ppm (Oszczepalski i in., 2010). Charakterystyczną cechą pirytu jest obecność w nim licznych wrostków chalkopirytu, pirotytu i elektrum, sfaleryt zawiera inkluzje chalkopirytu i nieduże wydzielenia galeny, a arsenopiryty tworzy drobne automorficzne kryształy i niewielkie wydzielenia w pirycie. Jest to ta sama asocjacja, którą opisano z brekcji z otworu wiertniczego 144-Ż, z podwyższoną (105 ppb) zawartością złota (Lasoń, Markowiak, 2008). W brekcji tej zawartość As wynosi 795 ppm, co może świadczyć o występowaniu niedużej ilości arsenopirytu. Niestety w przypadku otworu ZW-1 badań na zawartość złota nie prowadzono, rozpoznano jednak dwie asocjacje złotonośne odpowiadające opisywanej z rejonu Pilicy przez Harańczyka (1978a, 1983) asocjacji z wolframitem, scheelitem, pirytem, chalkopirytem oraz minerałami bizmutu i telluru, a także opisywanej przez Mikulskiego i in. (2008) z Doliny Będkowskiej asocjacji złożonej z pirytu i sfalerytu, którym towarzyszy galena, arsenopiryty i chalkopiryty. Te złotonośne asocjacje występują zazwyczaj w strefie skał zbiotyzowanych, lecz tworzyły się w szerokim zakresie temperatury (od asocjacji hipo- przez mezo- do epitermalnych; Mikulski, Markowiak, 2011). W rejonie Żarek–Kotowic najprawdopodobniej są obecne również i inne paragenozy mineralne złota, które powstały głównie w niskich temperaturach (przestrzennie związane ze strefą chlorytovej), jednak dotychczas ich nie rozpoznano.

W rejonie Żarek–Kotowic występują też żyłki kwarcowe z scheelitem pierwotnym; zaobserwowano je przede wszystkim w próbkach z otworów wiertniczych 133-Ż i 45-BN. Scheelitowi zwykle towarzyszy chalkopiryty (Lasoń, Markowiak, 2008), podobnie jak w skałach osłony granitoidów w złożu Myszków (zespół żył z scheelitem, etap II – fig. 12). Takie scheelity z próbki z otworu 133-Ż zawierają domieszkę molibdenu (0–1,57%) i mają złożoną, miejscami zonalną budowę, stwierdzoną przy pomocy katodoluminescencji (fig. 19A; Markowiak, Habryn, 2003), podczas gdy scheelity wtórne takiej złożonej budowy nie wykazują (fig. 19B).





Kolejna asocjacja to żyłki kwarcowe z molibdenitem o zróżnicowanej wielkości kryształów (od kilku dziesiątych milimetra do kilku milimetrów), będącym niekiedy jedynym minerałem kruszczowym. Molibdenit dość często występuje w żyłkach mlecznego kwarcu o grubości do 5 cm, ale w żyłkach grubszych jego udział jest mniejszy (fig. 19C). W niewielkiej ilości towarzyszy mu piryt, czasem z wrostkami chalkopiryty. Ilmenit lub rutyl dość często występują w aureolach żyłek. Ilmenit jest czasem zastępowany przez tytanit lub tlenki Ti (Markowiak, Habryn, 2003).

Molibdenit zawiera niewielką domieszkę Cu, W i Fe (tab. 6). W niektórych żyłkach z molibdenitem spotyka się taki sam zespół minerałów jak w żyłkach z wolframitem: bornit, chalkopiryty, galena, sfaleryt i tennantyt-tetraedryt. Minerale te występują również samodzielnie, tzn. bez molibdenitu i wolframu, nie można więc wykluczyć, że stanowią one odrębną, młodszą paragenezę, która niekiedy nakłada się na starsze. Pełny jej skład w materiale z otworu wiertniczego ZW-1 to: chalkopiryty (często ze strukturami rozpadu roztworów stałych w formie gwiazdkowych wydzieleń



**Fig. 19. Fotografie makroskopowe oraz mikroskopowe w świetle odbitym, w katodoluminescencji oraz w mikroobszarze, próbek skał i kruszców z otworów wiertniczych 133-Ż, 144-Ż i ZW-1**

A – kryształ scheelitu pierwotnego (Sch) o złożonej budowie (otw. 133-Ż, głęb. 505,0 m, katodoluminescencja). B – scheelit (Sch) powstały w wyniku przeobrażenia wolframu (Wf – czarne reliktove ziarna; otw. 144-Ż, głęb. 514,8 m, katodoluminescencja). C – fragment rdzenia – interpretacja mezotektoniczna. Gruba żyłka kwarcowa (Q) z molibdenitem (Mlb) rozcięta młodszymi żyłkami kwarcu (otw. ZW-1, głęb. 744,3 m). D – fragment rdzenia – aureola feldspatyzacji (Kfs) wokół żyłki kwarcowej (Q) z molibdenitem (Mlb). Żyłkę rozcina młodszą żyłką kalcytową (Cal; otw. ZW-1, głęb. 667,0 m). E – fragment rdzenia – aureola serycytyzacji (Ser) wokół żyłki kwarcowej (Q). W aureoli widoczne są skupienia pirytu (Py; otw. ZW-1, głęb. 739,0 m). F – wielofazowe zrosty siarczków: bornitu (Bn), chalkopirytu (Cp), galeny (Gn) i sfalerytu (Sp) w żyłce fluorytu (Fl), z kalcym (Cal), chlorytem (Chl), skaleniem potasowym (Kfs) i kwarcem (Q; otw. ZW-1, głęb. 573,2 m, obraz BSE). Punkty i numery analiz – patrz tabela 8

Macroscopic and microscopic images in reflected light and cathodoluminescence, and microprobe image of rock and ore samples from the 133-Ż, 144-Ż and ZW-1 boreholes

A – complex structure of primary scheelite crystal (Sch; 133-Ż borehole, 505.0 m depth, CL image). B – scheelite (Sch) replacing wolframite (Wf – black relic grains; 144-Ż borehole, 514.8 m depth, CL image). C – fragment of drill core – mesotectonic interpretation. Thick quartz vein (Q) with molybdenite (Mlb) dissected by younger quartz veinlets (ZW-1 borehole, 744.3 m depth). D – fragment of drill core – feldspatization aureole (Kfs) around a quartz veinlet (Q) with molybdenite (Mlb). The veinlet is cut by a younger calcite veinlet (Cal; ZW-1 borehole, 667.0 m depth). E – fragment of drill core – sericitization aureole (Ser) around a quartz veinlet (Q). Pyrite concentrations (Py) are visible in the aureole (ZW-1 borehole, 739.0 m depth). F – multi-phase intergrowths of sulphides: bornite (Bn), chalcopirite (Cp), galena (Gn) and sphalerite (Sp) in a fluorite veinlet (Fl), with calcite (Cal), chlorite (Chl), potassium feldspar (Kfs) and quartz (Q; ZW-1 borehole, 573.2 m depth, BSE image). For points and numbering of analyses see Table 8

←

**Tabela 6****Skład chemiczny [% wag.] molibdenitu w próbce z otworu wiertniczego ZW-1 (głęb. 531,6 m)**

Chemical composition [wt%] of molybdenite in a sample from the ZW-1 borehole (531.6 m depth)

Punkt	S	Mo	Si	Cu	Fe	W	Suma
1	39,59	59,30	–	0,20	–	×	99,09
2	40,04	59,90	–	0,13	0,08	0,09	100,24
3	39,84	60,50	0,05	–	–	0,15	100,54
4	39,49	59,63	0,09	–	0,07	0,09	99,37

„–” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności, × – nie analizowano

“–” – concentration below detection limit, × – not analysed

sfalerytu lub z większymi wrostkami sfalerytu, w którym z kolei zaobserwowano eksolucyjne wydzielenia chalkopiryty, sfaleryt, bornit, galena, pirit i tennantyt–tetradryt. Najprawdopodobniej nie jest to jednak parageniza rozpoznana w żyłkach z wolframitem, ponieważ (przynajmniej lokalnie) można by się w niej spodziewać obecności minerałów bizmutu, a nawet tellurków. Minerale te pod względem składu chemicznego, określonego w wyniku badań w mikroobszarze, różnią się nieco od występujących w asocjacji żył z wolframitem (tab. 7, 8), jednak do stwierdzenia rzeczywistego zróżnicowania konieczne byłyby znacznie dokładniejsze badania. Podstawowa różnica dotyczy galeny, która w próbce z głębokości 573,2 m (parageniza siarczowa) zawiera znaczną ilość Cu (1,67–3,26%), Fe (0,92–2,42%) i nieco mniejszą ilość Bi (do 0,83%; tab. 7, 8). Różni się również sfaleryt, głównie pod względem ilości Fe, którego zawartość w próbce z głębokości 573,2 m wynosi do 7,45%, a w próbce z głębokości 531,6 m (asocjacja z wolframitem) – zaledwie 1,16% (tab. 7, 8). Z kolei chalkopiryt z głębokości 531,6 m zawiera domieszkę Pb (0,32–0,44%),

a w chalkopiryty paragenyzy siarczowej (głęb. 573,2 m) takiej domieszki brak. Podobnie bornit w tej samej próbce ma domieszkę Zn (do 0,76%).

Opisywane minerały tworzą koncentracje wewnątrz żyłek i często są rozproszone również w ich otoczeniu. Wokół żyłek z molibdenitem występują czasem wyraźne i stosunkowo szerokie (do 1 cm) aureole przeobrażeń. Przeobrażenia wokół żyłek tego samego typu są jednak zróżnicowane. Często obserwuje się feldspatyzację (fig. 19D), serycytyzację (fig. 19E), chlorytyzację i sylikację. Niekiedy aureole mają złożoną budowę i na kontakcie z żyłką główną rolę odgrywa feldspatyzacja z niewielkim udziałem serycytyzacji i sylikacji, a w części zewnętrznej przeważa sylikacja.

W przypadku otworu wiertniczego ZW-1 znacznie mniej niż w złożu Myszków jest żyłek kwarcowo-serycytowych (muskowitowych) z pirytem, czasami chalkopirytem, z szerokimi aureolami serycytyzacji (zespół żył kwarcowo-serycytowych – fig. 12), zwykle z rozproszonym pirytem, rzadziej chalkopirytem (fig. 19E). Są one charakterystyczne dla złoża Myszków, chociaż występują w zasadzie we wszystkich rejonach w skałach zbiotyzowanych. Żyłki te zawierają pirit (z wrostkami pirotytu i hematytu), rzadziej chalkopiryt, śladowo bizmutynit, bizmut rodzimy i siarkosole bizmutowe, a także bornit, galenę i sfaleryt (Lasoń, Markowiak, 2008).

Żyłki z kwarcem idiomorficznym i węglanami w skałach z otworu wiertniczego ZW-1, jak i z całego rejonu Żarek–Kotowic, są znacznie mniej liczne niż w rejonie Myszkowa–Mrzygłodu, jednak ich budowa jest identyczna. Od brzegu żył krystalizował kwarc tworzący druzo (kryształy zwykle o rozmiarze do 1 cm), a następnie żyły dopełniał ankeryt lub dolomit. Jednak podczas gdy w rejonie Myszkowa zawierają one znaczne ilości sfalerytu, galeny, chalkopiryty itd. (zespół żył kwarcowo-polimetalicznych; Ślósarsz, 2001), to w przypadku otworu ZW-1 są one płonne, dlatego nazwę zmieniono na zespół żył kwarcu idiomorficznego (fig. 12).

W zachodniej części omawianego rejonu, w strefie chlorytowej, głównie materiały z otworów wiertniczych 115-Ż, 116-Ż i 131-Ż, mineralizacji barytowej (etap III) przestrzennie

Tabela 7

## Skład chemiczny [% wag.] siarczków w próbce z otworu wiertniczego ZW-1 (głęb. 531,6 m)

Chemical composition [wt%] of sulphides in a sample from the ZW-1 borehole (531.6 m depth)

Punkt	S	Pb	Cd	Si	Zn	Cu	Fe	W	Suma	Minerał
1	25,89	0,36	–	–	–	62,40	10,96	–	99,61	Bn
2	25,75	0,42	–	–	0,11	63,00	11,09	–	100,37	
5	25,83	0,32	–	–	–	61,31	11,06	–	98,52	
6	26,60	0,37	–	0,04	0,76	60,26	11,81	–	99,84	
3	13,48	83,28	–	–	0,13	0,85	–	0,12	97,86	Gn
4	34,75	0,32	–	–	–	34,25	29,36	–	98,68	Cp
8	34,10	0,44	–	–	0,21	33,67	29,35	–	97,77	
7	32,14	0,41	0,16	–	64,47	–	1,16	–	98,34	Sp

„–” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności, Bn – bornit, Gn – galena, Cp – chalkopiryt, Sp – sfaleryt

“–” – concentration below detection limit, Bn – bornite, Gn – galena, Cp – chalcopyrite, Sp – sphalerite

Tabela 8

## Skład chemiczny [% wag.] siarczków w próbce z otworu wiertniczego ZW-1 (głęb. 573,2 m; fig. 19F)

Chemical composition [wt%] of sulphides in a sample from the ZW-1 borehole (573.2 m depth; Fig. 19F)

Punkt	S	Pb	Cd	Si	Bi	Zn	Cu	Fe	Mn	Suma	Minerał
1	26,41	–	–	0,11	–	–	60,20	11,68	–	98,40	Bn
2	34,57	–	–	0,04	–	–	34,09	29,89	–	98,59	Cp
3	34,76	–	–	–	–	–	33,90	29,80	–	98,46	
7	34,62	–	–	–	–	–	33,88	29,83	–	98,33	
9	34,45	–	–	0,15	–	0,14	33,64	29,28	–	97,66	
4	13,70	85,78	–	0,07	–	–	2,25	1,41	–	103,21	Gn
5	13,44	86,29	–	0,18	0,83	–	1,67	0,92	–	103,33	
6	13,66	81,28	–	0,14	0,76	0,12	3,26	2,42	–	101,64	
8	33,00	–	0,74	0,22	–	51,80	4,09	7,45	0,10	97,40	Sp

„–” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności, Bn – bornit, Cp – chalkopiryt, Gn – galena, Sp – sfaleryt

“–” – concentration below detection limit, Bn – bornite, Cp – chalcopyrite, Gn – galena, Sp – sphalerite

towarzyszy dość intensywne epidotyżacja. Nie mają one jednak związku genetycznego. Epidot tworzy zwykle żyłki monomineralne, dość często wypełnia spękania typu kakirytu, a wokół żyłek obserwuje się aureole epidotyżacji. Niekiedy epidotyżacji towarzyszy okruszcowanie pirytem (Markowiak i in., 1999). Tego typu mineralizacja jest niewątpliwie starsza od barytu i należy do etapu II. Dość intensywne procesy epidotyżacji są widoczne także w SE części rejonu (otwór 54-BN) i na S od niego (otwór 52-BN – fig. 1A).

W próbkach z otworów wiertniczych 115-Ż, 116-Ż, 131-Ż i 143-Ż zaobserwowano mineralizację, która nie ma odpowiednika w rejonie Myszkowa. Są to praktycznie monomineralne smugi drobnokrystalicznego hematytu rozproszonego w kwarcu żyłowym i w strefach kataklazy (Lasoń, Marko-

wiak, 2001). Hematyt występuje w postaci idio- i hipidionormicznych pręcikowych kryształów o długości przeważnie kilku setnych milimetra, tworzących niekiedy skupienia promieniste i „miotłkowe”. Hematytyzację o znacznie większym nasileniu opisał Harańczyk (1983) z rejonu Pilicy (otwór WB-111). Mineralizacja hematytowo-magnetytowo-kwarcowa nakłada się tam na starsze skarny andradytowe. Określenie pozycji żył z hematytem oraz żył epidotowych w sukcesji mineralnej rejonu Żarek–Kotowic obecnie nie jest możliwe.

Istotną rolę w strefie chlorytowej odgrywa albityzacja. Ma ona niewątpliwie szerokie rozprzestrzenienie, jednak makroskopowo przeważnie jest słabo czytelna, dlatego na tym etapie badań nie można jej ująć w sposób ilościowy.

Największe nasilenie albityzacji stwierdzono przede wszystkim w strefach kataklazy, szczególnie w otworach wiertniczych 115-Ż i 116-Ż (Markowiak i in., 1999). Albityzacja wykazuje przestrzenny związek zarówno z opisanymi wcześniej żyłkami hematytowymi, jak i ze strefami epidotyżacji, jednak następstwa procesów nie udało się ustalić. Albityzacji nie towarzyszy okruszcowanie.

Dotychczas w rejonie Żarek–Kotowic nie stwierdzono typowych żył czarnego kwarcu z molibdenitem mikroziarnistym, które dość powszechnie występują w złożu Myszków (Ślósarz, 2001).

Z etapem II, głównym, jest związana również część brekcji tektonicznych. Są to brekcje o treści mineralnej podobnej do tej w żyłkach, a więc spojone kwarcem, adularzem, kalcytem i muskowitem, a niekiedy chlorytem z pojedynczymi kryształami epidotu. Okruszcowanie w starszych brekcjach składa się z drobnokrystalicznego molibdenitu, pirytu i chalkopirytu, czasem również ze sfalerytu (brekcje tektoniczne I – fig. 12). W przypadku otworu wiertniczego ZW-1 osiągają one miąższość do 20 cm (fig. 20A).

Inny rodzaj brekcji stwierdzono w profilu otworu wiertniczego 144-Ż. Rozpoznano tam asocjację, którą opisano wcześniej jako złotonośną, obok żył z wolframitem oraz minerałami bizmutu i telluru (brekcje tektoniczne II – fig. 12). Miąższość pozorna tego typu brekcji tektonicznych osiąga do 40 cm, charakteryzując się bogatym okruszcowaniem pirytem, sfalerytem i galeną oraz śladowo chalkopirytem (Lasoń, Markowiak, 2001, 2008). Mineralem płonnym jest w tym przypadku kwarc.

### Etap III – późny

Do przeobrażeń powstałych podczas etapu III, w wyniku procesów niskotemperaturowych, można zaliczyć trzy asocjacje: chlorytowo-węglanową, barytowo-fluorytową i ankerytową. Największe znaczenie, mają miejscami bardzo liczne, żyłki barytowe, zwykle z celestynem (makroskopowo niewidocznym) i kalcytem, rzadziej z anglezycytem oraz z galeną, ze sfalerytem, z chalkopirytem i pirytem. W skałach nawierconych otworem wiertniczym ZW-1 ten etap mineralizacji kruszcowej przebiegał po okresie silnych deformacji tektonicznych. Powstały liczne brekcje tektoniczne i towarzyszące im strefy intensywnych spękań (kakiryty). W formie spoiwa i wypełnień szczelin występuje przede wszystkim pomarańczowy lub różowy baryt (fig. 20B). O obecności niedostrzegalnego makroskopowo celestynu świadczą m.in. wyniki analiz – w niektórych próbkach Sr wyraźnie przeważa nad Ba (np. na głęb. 644,0–646,0 m: 5800 ppm Sr i 2120 ppm Ba oraz na głęb. 726,0–728,0 m: 5260 ppm Sr i 3450 ppm Ba; fig. 21).

Wyniki badań żył barytowych z okolic Mrzygłodu i Myszkowa wskazują na to, że występujące w nich siarczany reprezentują wszystkie ogniwa szeregu od barytu przez baryt strontowy i celestyn barowy aż do celestynu (Muszyński, 1991). Wyniki wcześniejszych badań żył barytowych z rejonu Żarek–Kotowic (otwór wiertniczy 125-Ż) również wskazują na występowanie szeregu izomorficznego baryt–celestyn

(Markowiak, Habryn, 2003). Na podstawie analizy fazowej próbki z otworu ZW-1 przeprowadzonej przy użyciu dyfraktometru rentgenowskiego, a także badań w mikroobszarze stwierdzono, że są to kryształy barytu i kryształy mieszane szeregu baryt–celestyn – głównie baryt strontowy, podrzędnie celestyn. Najwyraźniej koncentracje celestynu występują jedynie lokalnie.

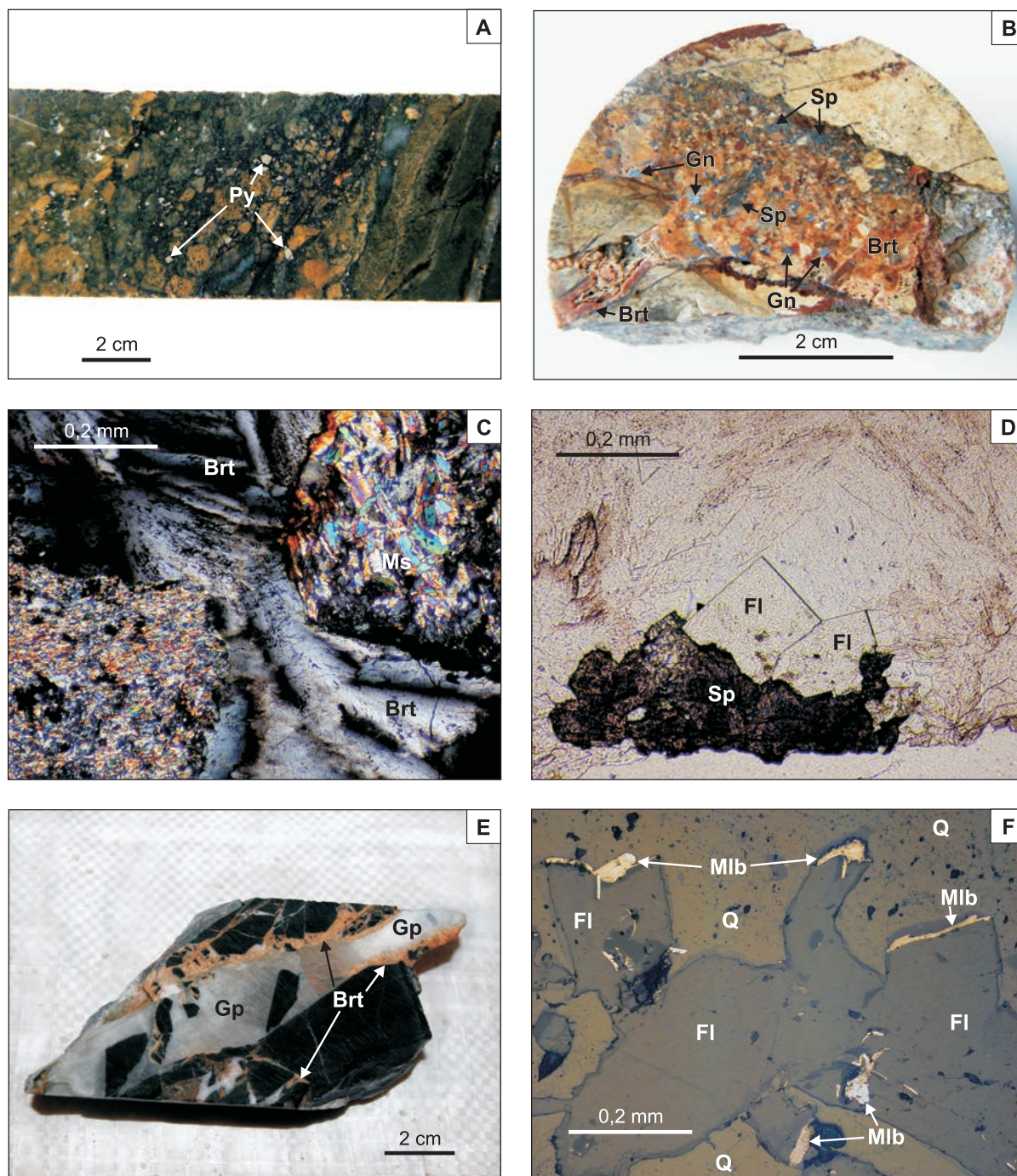
Krystalizację minerałów szeregu baryt–celestyn poprzedziła metasomatoza potasowa, której towarzyszyło intensywne ługowanie sodu (fig. 22). Głównym efektem tych procesów była serycytyzacja i muskowityzacja skał (fig. 20C), a także krystalizacja niewielkich ilości skalenia potasowego (adularu) i kwarcu.

Brekcje, które powstały w czasie wspomnianych ruchów tektonicznych, wkrótce po metasomatozie potasowej zostały spojone barytem–celestynem, w mniejszym stopniu kalcytem. W treści żył tej generacji występują niekiedy idiomorficzne kryształy fluorytu (fig. 20D). Tekstury krustyfikacyjne i druzowe tej mineralizacji świadczą o tym, że ruchy tektoniczne zachodziły w skałach zalegających blisko powierzchni terenu. W asocjacji z barytem–celestynem występują takie minerały jak sfaleryt (często o budowie zonalnej), galena, chalkopiryt, piryt i markasyt. Piryt występuje czasem w odmianie mielnikowit-piryt z relikdami budowy kolomorficznej. Średnia arytmetyczna zawartość sumy Zn + Pb w materiale z głębokości 642,0–648,0 m wynosi 0,78%, w tym 0,41% stanowi Zn, a 0,37% Pb. Mimo przewagi Zn nad Pb (fig. 23) silnie rozproszony sfaleryt o barwie ciemnego bursztynu (z niewielką domieszką Fe) jest makroskopowo słabo widoczny.

Jak już wspomniano, zespół mineralny składający się z pirytu, chalkopirytu, galeny i sfalerytu występuje dość powszechnie w kilku asocjacjach, m.in. z wolframitem czy z molibdenitem (etap II), jak również z barytem i węglanami (etap III). Podstawową cechą pozwalającą na rozróżnienie tych zespołów jest brak struktur rozpadu roztworów stałych w minerałach niskotemperaturowych asocjacji etapu III. Tak więc w zespołach etapu III nie spotyka się eksolucyjnych wydzieleni chalkopirytu w sfalerycie, a także gwiazdkowych wydzieleni sfalerytu w chalkopirycie. Żyły zespołu barytowego z fluorytem utworzyły się w temperaturze 150–90°C i niższej (Karwowski, 1988). W zbliżonej temperaturze (<100°C) powstały żyły węglanowe z galeną i ze sfalerytem.

Na podanej wcześniej głębokości, na której występuje bogate okruszcowanie Zn–Pb (642,0–648,0 m), średnia arytmetyczna zawartość Ag wynosi 6,65 ppm, As 13,87 ppm, Bi 15,90 ppm, a Sb 21,82 ppm. Dość wysoki współczynnik korelacji Pb i Zn z takimi metalami jak Sb ( $r = 0,69$  i  $r = 0,58$ ) i Ag ( $r = 0,73$  i  $r = 0,65$ ) może świadczyć o tym, że zarówno antymon, jak i srebro są rozproszone w siarczках, głównie w galenie, być może tworzą również własną fazę mineralną – tetraedryt srebronośny (współczynnik korelacji Ag i Sb wynosi 0,70 i dla srebra jest najwyższy po współczynniku korelacji z Pb). W badanych próbkach poza wymienionymi wcześniej kruszcami zaobserwowano właśnie śladowe ilości minerału z szeregu tennantyt–tetraedryt.





**Fig. 20. Fotografie makroskopowe oraz mikroskopowe w świetle przechodzącym i odbitym próbek skał i kruszców z otworu wiertniczego ZW-1**

A – fragment rdzenia; drobnoziarnista brekcja tektoniczna z widoczną feldspatyzacją okruchów skalnych (różowe). W spoiwie rozproszony drobnokrystaliczny molibdenit barwiący skałę na czarno oraz piryt (Py) i śladowo chalkopiryt (głęb. 496,8 m). B – fragment rdzenia; żyła barytu–celestynu (Brt) okruszczowana głównie galeną (Gn) i sfalerytem (Sp). W otoczeniu skała intensywnie sfeldspatyzowana i zserycytizowana, miejscami widoczna limonityzacja (głęb. 667,0 m). C – baryt (Brt) jako spoiwo brekcji tektonicznej. Okruchy skalne uległy intensywnej serycytizacji (muskowityzacji – Ms; głęb. 645,0 m, światło przechodzące, nikole skrzyżowane). D – idiomorficzne kryształy fluorytu (Fl) narastające na sfalerycie (Sp; głęb. 650,5 m, światło przechodzące, pojedynczy nikol). E – fragment rdzenia; brekcja tektoniczna spojona w pierwszym etapie barytem (Brt), a w kolejnym etapie gipsem (Gp; głęb. 690,2 m). F – molibdenit (Mlb) wewnątrz kryształów fluorytu (Fl) lub na ich granicy, w żyłce kwarcowej (Q; głęb. 516,3 m, światło odbite)

Macroscopic and microscopic images of rock and ore samples from the ZW-1 borehole in reflected and transmitted light

A – fragment of drill core; fine-grained tectonic breccia with feldspatized rock fragments (pink). The matrix contains dispersed fine molybdenite specks, colouring the rock black, pyrite (Py) and traces of chalcopyrite (496.8 m depth). B – fragment of drill core; barite–celestine vein (Brt) with ore mineralization of mainly galena (Gn) and sphalerite (Sp). The surrounding rock is intensely feldspatized and sericitized, locally limonitized (667.0 m depth). C – barite (Brt) as the cement in tectonic breccia. Rock fragments have undergone intense sericitization (muskowitization – Ms; 645.0 m depth, transmitted light, crossed nicols). D – idiomorphic fluorite crystals (Fl) growing on sphalerite (Sp; 650.5 m depth, transmitted light, one nicol). E – fragment of drill core; tectonic breccia cemented in the first stage by barite (Brt) and subsequently by gypsum (Gp; 690.2 m depth). F – molybdenite (Mlb) inside fluorite crystals (Fl) or at their edges, in a quartz veinlet (Q; 516.3 m depth, reflected light)



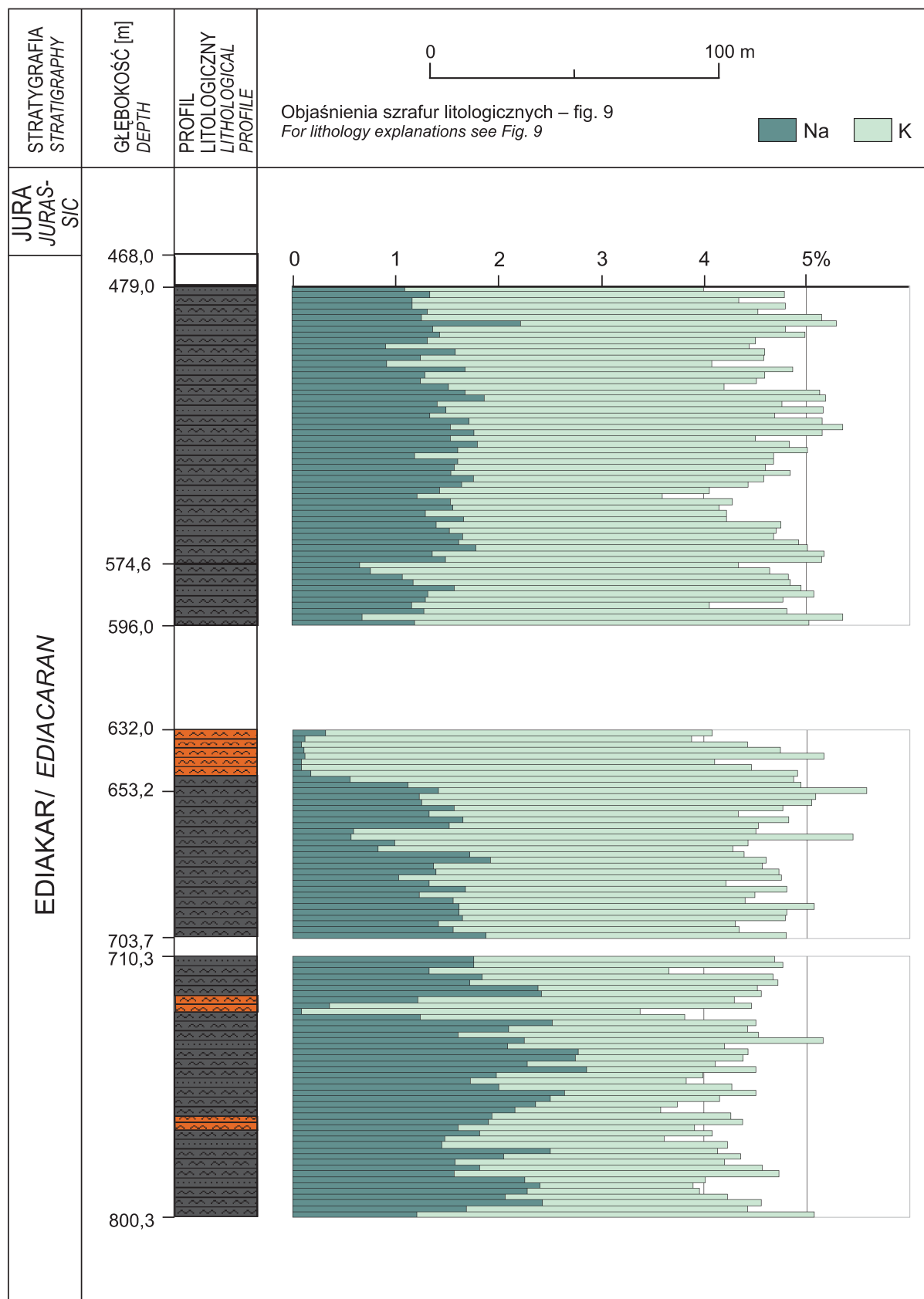


Fig. 22. Rozmieszczenie Na i K w profilu otworu wiertniczego ZW-1

Barwa skał na profilu litologicznym odpowiada w przybliżeniu rzeczywistemu zabarwieniu skał

Log of Na and K distribution in the ZW-1 borehole

The colour of the rocks on the lithological profile is roughly equivalent to their actual colour



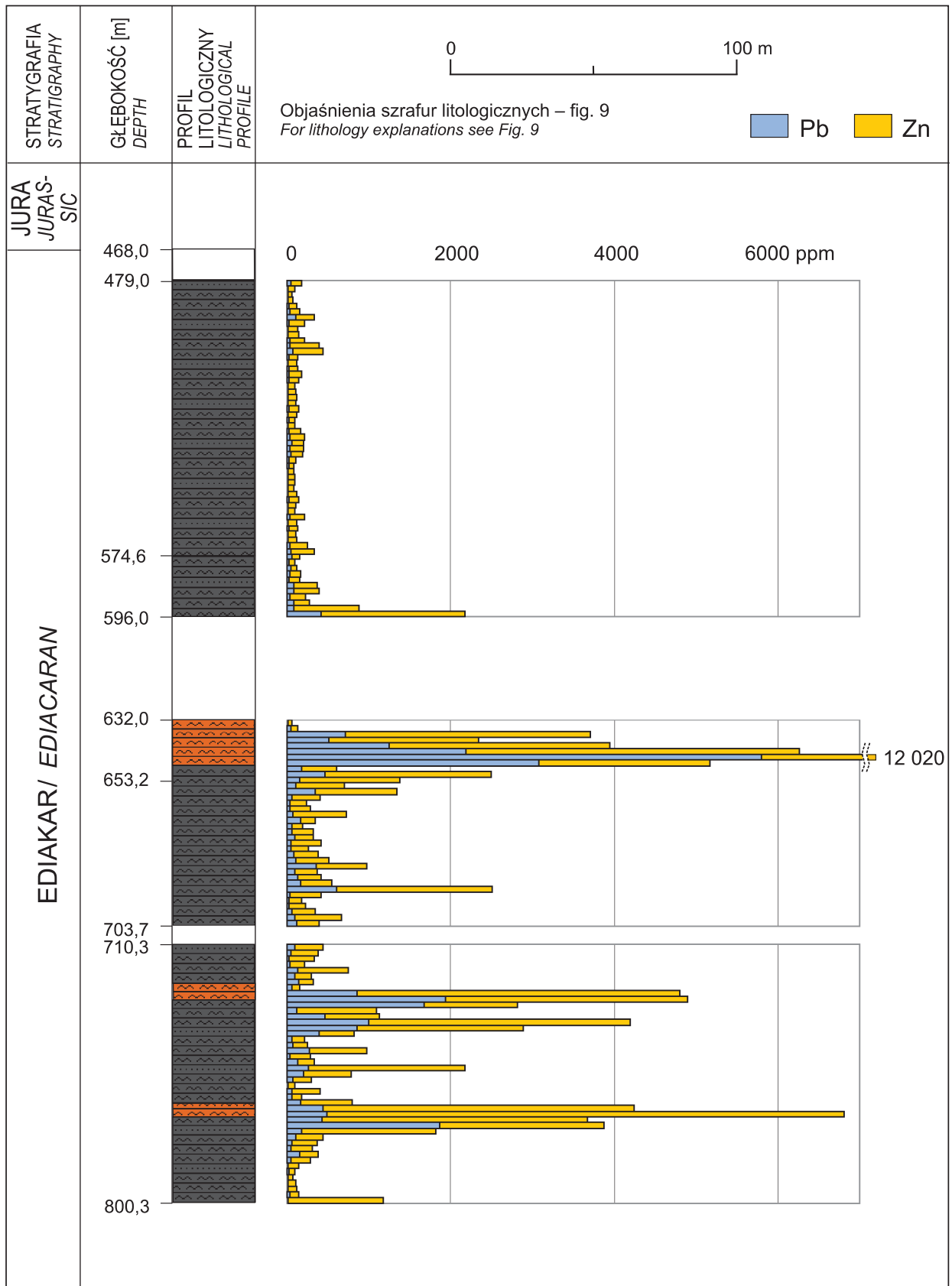


Fig. 23. Rozmieszczenie Pb i Zn w profilu otworu wiertniczego ZW-1

Barwa skał na profilu litologicznym odpowiada w przybliżeniu rzeczywistemu zabarwieniu skał

Log of Pb and Zn distribution in the ZW-1 borehole

The colour of the rocks on the lithological profile is roughly equivalent to their actual colour

Wysoka zawartość As i Bi towarzysząca żyłom barytowym pojawia się wyłącznie na głębokości 632,0–650,0 m i nie odnotowano korelacji tych metali z Zn i Pb, można więc przypuszczać, że nastąpiło tu nałożenie młodszej mineralizacji barytovej na starsze okruszcowanie siarkosolami.

Średnia geometryczna zawartość Ba w materiale z otworu wiertniczego ZW-1 wynosi 724 ppm, a Sr – 194 ppm (tab. 9) i są to zawartości anomalne.

W rejonie Żarek–Kotowic żyły barytowe są liczne zarówno w skałach z otworu wiertniczego ZW-1 (w strefie biotytowej), jak i w skałach z otworów znajdujących głównie na zachód od ZW-1 (w strefie chlorytovej). Najwyższa kon-

centracja cynku i ołowiu (Zn + Pb) związana z okruszcowaniem tej generacji występuje w materiale z otworów 115-Ż i 132-Ż – na 1,5-metrowych odcinkach rdzenia wynosi odpowiednio 1,3 i 1,0% (Wołkiewicz i in., 1992). Obszar obejmujący otwory wiertnicze 115-Ż, 132-Ż, 116-Ż, 125-Ż i 124-Ż jest dotychczas największym rozpoznany w strefie Kraków–Lubliniec obszarem z intensywnymi przejawami mineralizacji barytowo-celestynowej z galeną, sfalerytem, pirytem i chalkopirytem. W przypadku otworu ZW-1 udział chalkopirytu w asocjacji z barytem jest wyraźnie mniejszy niż w wymienionych otworach.

Tabela 9

## Parametry statystyczne zawartości pierwiastków w 140 próbkach skał ediakaru z otworu wiertniczego ZW-1

Statistical parameters of the content of elements in 140 samples of Ediacaran rocks from the ZW-1 borehole

Pierwiastek	Minimum	Maksimum	Średnia arytmetyczna	Odchylenie standardowe	Średnia geometryczna	Mediana
1	2	3	4	5	6	7
[%]						
Al	4,88	9,25	7,66	0,80	7,61	7,78
Fe	1,76	5,6	4,18	0,76	4,10	4,32
Ti	0,255	0,642	0,46	0,06	0,46	0,46
K	1,38	5,05	3,06	0,75	2,96	3,15
Na	0,09	2,86	1,49	0,58	1,28	1,54
Ca	0,23	2,16	0,85	0,31	0,79	0,81
Mg	0,27	1,59	1,23	0,25	1,19	1,30
S	0,03	0,89	0,24	0,19	0,18	0,18
[ppm]						
Ag	0,005	10,5	0,79	1,24	0,43	0,44
As	0,3	59,2	8,36	8,29	5,98	6,15
Ba	320	9050	1076,71	1405,72	<b>724,02</b>	520,00
Be	2,72	13,4	5,28	1,81	<b>5,02</b>	4,94
Bi	0,32	38,9	4,14	5,22	<b>2,55</b>	2,30
Cd	0,01	39,5	3,05	6,27	0,73	0,71
Ce	33,2	118	67,23	12,11	66,24	65,90
Co	5,7	29,8	17,92	4,10	17,35	18,55
Cr	15	70	51,47	8,87	50,48	52,00
Cs	8,96	59,6	29,79	8,90	28,38	29,05
Cu	19,3	4410	258,20	436,66	<b>163,12</b>	164,50
Ga	12,95	30,7	22,07	3,66	21,74	23,20
Ge	0,13	0,54	0,21	0,06	0,21	0,20
Hf	2,2	12,3	4,16	1,06	4,07	4,10
In	0,062	0,595	0,13	0,07	0,12	0,12
La	16,2	53,6	31,57	5,52	31,12	31,00
Li	56,5	880	139,60	100,75	123,85	119,50
Mn	142	1290	814,60	219,80	772,12	829,50

Tabela 9 cd.

1	2	3	4	5	6	7
[ppm]						
Mo	0,37	3830	92,41	361,60	<b>12,92</b>	10,43
Nb	7,3	27,8	13,86	2,40	13,66	13,70
Ni	10,1	40,5	29,28	6,41	28,43	30,05
P	400	1370	678,86	173,37	660,17	635,00
Pb	8,7	5800	235,25	644,58	<b>63,77</b>	49,80
Rb	107,5	420	226,10	54,66	<b>219,56</b>	221,50
Re	0,001	0,249	0,005	0,022	0,0018	0,0010
Sb	0,15	23,4	1,97	3,86	0,96	0,82
Sc	9,6	25,5	19,04	3,13	18,77	19,70
Se	0,5	6	2,31	0,63	2,23	2,00
Sn	5,1	62,7	16,62	8,88	<b>14,79</b>	14,80
Sr	53,5	5800	403,29	832,34	<b>193,71</b>	136,00
Ta	0,54	2,05	0,97	0,17	0,95	0,96
Te	0,03	4,75	0,41	0,64	<b>0,23</b>	0,22
Th	5,8	19,9	9,76	1,79	9,62	9,50
Tl	1,27	5,31	2,52	0,68	2,44	2,43
U	1,4	6,4	2,21	0,53	2,16	2,10
V	46	145	104,90	14,87	103,65	107,00
W	5	550	39,76	68,68	<b>24,26</b>	22,85
Y	14,3	39,7	22,26	4,16	<i>21,90</i>	22,35
Zn	44	6330	624,41	1086,78	<b>268,82</b>	199,00
Zr	69,1	375	136,03	31,81	<i>133,29</i>	133,50

Kolor czerwony – średnie geometryczne przekraczające dolne granice anomalii pewnej, pogrubienie – średnie geometryczne przekraczające dolne granice anomalii przypuszczalnych, kursywa – średnie geometryczne niższe od tła geochemicznego

Red colour – geometric mean in excess of the lower bounds of a certain anomalies, bold – geometric mean in excess of the lower limits of possible anomalies, italic – geometric mean lower from the geochemical backgrounds

Omawiana asocjacja etapu III wraz z asocjacją żył węglanowych opisaną dalej mają najszerszy zasięg spośród wszystkich zespołów mineralnych. Żyły barytowe i węglanowe we wszystkich rejonach występują zarówno w strefie biotytowej (strefa 2), jak i w strefie chlorytowej (strefa 1), a nawet w centralnej części złoża Myszków. Ich koncentracja jest kontrolowana tektonicznie. Dotychczas nie zaobserwowano jednak żył barytowych w skałach niezmiennych metasomatyycznie (strefa 0). Przyczyną niezależności rozmieszczenia żył barytowych od odległości od intruzji granitoidowej jest prawdopodobnie to, że tworzyły się one po dłuższej przerwie, która może dochodzić nawet do 90 mln lat (od końca etapu II). Jak wynika z badań Jacher-Śliwczyńskiej i in. (2005) oraz Jacher-Śliwczyńskiej (2008), galena starszych generacji mineralizacji polimetalicznej strefy kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego charakteryzuje się mniej radiogenicznym składem izotopowym Pb i jej wiek wynosi ok. 280 mln modelowych lat (według diagramu

Stacey, Kramersa, 1975). Galena z żył barytowo-węglanowych pod względem składu izotopowego ołowiu wykazuje natomiast znaczne podobieństwo do galeny ze śląsko-krakowskich złóż Zn–Pb, a jej wiek określono na ok. 190 mln modelowych lat.

Obie grupy paragenetyczne galeny różnią się również istotnie pod względem składu izotopowego siarki (Jacher-Śliwczyńska, 2008). Wartość  $d^{34}\text{S}$  w przypadku galeny z żył barytowych (trzy próbki) mieści się w granicach od  $-22$  do  $-26\%$ , natomiast w przypadku galeny starszej  $d^{34}\text{S}$  jest dodatnia (jedyny uzyskany wynik to  $2,4\%$ , ale potwierdzają go wyniki analiz składu izotopowego innych siarczków z tej samej asocjacji mineralnej). Świadczy to o dominującej roli roztworów juwenilnych w formowaniu się okruszcowania starszych generacji (Jacher-Śliwczyńska, 2008). Taka wartość  $d^{34}\text{S}$  jest typowa dla mineralizacji porfirowej (Ślósarz, 2001). Może to sugerować odmienną genezę galeny żył barytowych od galeny starszego okruszcowania.



Badane próbki galeny z żył barytowych (Jacher-Śliwczynska, 2008) pochodziły m.in. z okolic Myszkowa (otwór wiertniczy Pz-9), jedna ze złóż Myszków (otwór Pz-34) oraz z rejonu Żarek–Kotowic (otwór 125-Ż). Wyniki badań sugerują jednakową genezę żył barytowych w skałach przedmezozoicznych co najmniej obu tych rejonów. Z rejonu Żarek–Kotowic do badań izotopowych pobrano również galenę z brekcji tektonicznej nawierconej otworem 144-Ż (głęb. 502,2 m), opisaną w rozdziale „Etap II – główny, hydrotermalny” jako zawierająca podwyższoną zawartość złota (brekcja tektoniczna II w sukcesji mineralnej – fig. 12). Jak wykazały badania, należy ona do starszych generacji mineralizacji polimetalicznej.

Stosunkowo rzadko w skałach z otworu ZW-1 spotyka się żyłki chlorytowo-węglanowe ze sfalerytem i z galeną, powstałe niewątpliwie podczas etapu III, późnego, które – jak wynika ze struktur przecinania – są starsze od żył węglanowych.

Do kolejnego zespołu mineralnego z etapu III zaliczono żyłki węglanowe, tylko sporadycznie zawierające okruszcowanie. Najczęściej wypełnia je kalcyt, dość powszechne są jednak również żyłki dolomitowe i ankerytowe. Spotyka się w nich niewielką ilość markasytu z pirytem i z tennantytem, ze sfalerytem i z galeną, czasami występują żyłki węglanowe (ankerytowe) z chalkopirytem. W przypadku innych otworów wiertniczych z rejonu Żarek–Kotowic w żyłkach tej asocjacji zaobserwowano mielnikowit-piryt, często w postaci kulistych agregatów, markasyt, chalkopiryt, rzadziej galenę, piryt i sfaleryt. W jednym przypadku rozpoznano żyłkę kalcytową z drobno rozproszonym pirytem i arsenopirytem (Lasoń, Markowiak, 2008). Tego rodzaju żyłki węglanowe najprawdopodobniej powstawały w długim przedziale czasu i obejmują wiele asocjacji mineralnych o zróżnicowanym składzie. Jak już wspomniano, mają one największe rozpręśnienie na omawianym obszarze i występują w całym kompleksie skał ediakarskich, jednak poza strefą przeobrażeń hydrotermalno-metasomatycznych w zasadzie nie są okruszcowane. Wyjątkiem jest wspomniany już otwór Cianowice-2 odwiercony na N od Krakowa (Markowiak, 2012).

Kilkoma generacjami kalcytu i ankerytu są niekiedy spojone dość liczne młode brekcje tektoniczne. W zespole żył węglanowych sporadycznie pojawia się również gips, rzadziej anhydryt (Karwowski, 1988; Muszyński, 1991). W otworze wiertniczym ZW-1 gips stanowi spoiwo kilku brekcji tektonicznych o miąższości do 10 cm (fig. 20E).

Część stref tektonicznych w przypadku otworu ZW-1 to strefy wielokrotnie odnawiane. Prawdopodobnie najmłodsze są występujące dość powszechnie strefy silnego rozkruszenia skał – druzgotu tektonicznego i brekcji tektonicznych z przejawami silnego utlenienia, spojonych limonitem i hematytem z domieszką substancji ilastej i niekiedy węglanów. Często nakładają się one na strefy spękań wypełnione barytem, węglanami i kruszcami i nadają skałom rdzawe zabarwienie. Brak rdzenia z głębokości 596,0–632,0 m i 703,7–710,3 m zapewne jest spowodowany nawierceniem właśnie takich silnie rozkruszonych i intensywnie zargilityzowanych skał.

Interesująca jest rola, jaką w mineralizacji badanych skał odegrał fluoryt. Dotychczas minerał ten odnotowywano jako związany głównie z etapem III, w żyłkach z siarczanami Ba-Sr, kalcytem i podrzędnie minerałami rudnymi: sfalerytem, galeną, chalkopirytem, pirytem i markasytem. Z taką asocjacją powiązali fluoryt Ślósarz (1983, 1994), Karwowski (1988) i Muszyński (1991). Fluoryt ten zwykle jest idiomorficzny, bezbarwny, rzadziej bladofioletowy lub bladzielonkawy i nie wykazuje fluorescencji w świetle ultrafioletowym. Harańczyk (1974) opisał natomiast występujący w rejonie Pilicy starszy od powyższego zespół mineralny, złożony z kwarcu, kalcytu, fluorytu i pirytu. Ksenomorficzne kryształy fluorytu charakteryzują się tam zmiennym zabarwieniem (od fluorytu niemal bezbarwnego po intensywnie fioletowy) i wykazują luminescencję o barwie mlecznofioletowej. Fluoryt znaleziono również w skarnach magnezowych z rejonu Zawiercia (Harańczyk i in., 1980b; Harańczyk, 1981).

W próbkach z otworu wiertniczego ZW-1 stwierdzono obecność fluorytu w wielu asocjacjach mineralnych, od żyłek etapu I („żyły metasomatyczne”) przez (przede wszystkim) żyłki etapu II, głównie w żyłkach z molibdenitem (fig. 20F) i wielofazowych żyłkach z chalkopirytem, bornitem, galeną i ze sfalerytem (fig. 19F), do żyłek barytowych etapu III (fig. 20D). Fluoryty starsze od etapu III są przeważnie fioletowe i wykazują fluorescencję, podobnie jak fluoryty opisywane przez Harańczyka (1974).

W rejonie Żarek–Kotowic wykonano wcześniej analizy fluoru z 36 próbek z 9 wybranych otworów wiertniczych (Lasoń, Markowiak, 2008). Średnia arytmetyczna zawartość F wyniosła 617 ppm, a średnia geometryczna – 289 ppm. Najwyższą zawartość F stwierdzono w próbkach z otworów 45-BN (2700 ppm), 144-Ż (2200 ppm) i 44-BN (2200 ppm), przy czym ta ostatnia pochodzi z brekcji tektonicznej spojonej barytem i węglanami z pirytem, galeną, sfalerytem i chalkopirytem (zespół barytowo-fluorytowy etapu III). Średnia arytmetyczna zawartość fluoru w 14 próbkach z trzech otworów, którymi nawiercono skały zbityzowane (133-Ż, 144-Ż i 45-BN), wynosi 879 ppm, a więc jest wyższa od średniej zawartości F w strefie peryferycznej złoża Myszków (643 ppm) i bliższa średniej w strefie okołozłożowej (863 ppm; Lasoń, 2003). Może to świadczyć o podwyższonej zawartości F, a tym samym o dość wysokiej jego aktywności w rejonie Żarek–Kotowic. Niestety w przypadku otworu ZW-1 fluoru nie analizowano.

#### OPRACOWANIE STATYSTYCZNE DANYCH GEOCHEMICZNYCH Z OTWORU WIERTNICZEGO ZW-1

##### Interpretacja danych analitycznych

Otwór ZW-1 to pierwszy otwór wiertniczy w omawianym rejonie, w którego przypadku wykonano analizę ciągłą całego profilu przewierconych skał ediakaru. Podstawowe parametry statystyczne zawartości pierwiastków w próbkach skał ediakarskich z tego otworu podano w tabeli 9.

W stosunku do tła geochemicznego obliczonego dla skał ediakaru bloku małopolskiego (Lasoń, 2007) dolne granice anomalii pewnej  $tg + 3S$  ( $tg \epsilon^3$ ) przekraczają pierwiastki: Mo (20-krotnie), Bi (3-krotnie), Sn (3-krotnie), W (2-krotnie) oraz Te, Zn, Be i Rb (w tab. 9 średnia geometryczna wyróżniona kolorem czerwonym), a dolne granice anomalii przypuszczalnych  $tg + 2S$  ( $tg \epsilon^2$ ) również: Cu, Ba, Sr i Pb (w tab. 9 średnia geometryczna pogrubiona). Symbol  $tg$  oznacza wartość tła geochemicznego,  $S$  – odchylenie standardowe,  $\epsilon$  – antylogarytm  $S$ ;  $tg + S$  oblicza się w przypadku rozkładu normalnego pierwiastka, natomiast  $tg \epsilon$  w przypadku rozkładu logarymiczno-normalnego.

Obniżoną zawartość w stosunku do tła geochemicznego (w granicach 20–40%) wykazują: Zr, Y, Hf, Mg, Na i Al (w tab. 9 średnia geometryczna zapisana kursywą).

W celu zobrazowania rozmieszczenia wybranych pierwiastków na tle profilu litologicznego otworu wiertniczego ZW-1 na figurach 24–26 zestawiono wykresy słupkowe przedstawiające średnią arytmetyczną zawartość tych pierwiastków na opróbowanych odcinkach. Na figurach tych uwzględniono odcinki, z których nie pobrano próbek do analizy ze względu na brak rdzenia (596,0–632,0 m i 703,7–710,3 m). W ten sposób rdzeń z otworu wiertniczego ZW-1 został „naturalnie” podzielony na trzy części. Jak się okazuje, rozkład wielu pierwiastków jest odmienny w poszczegól-

nych częściach rdzenia. Podział ten okazał się więc przydatny do wyznaczenia pewnych prawidłowości geochemicznych w odniesieniu do przewierconych skał. W przypadku oceny sposobu rozmieszczenia głównych metali użytecznych – Cu, Mo i W – w trzech wyróżnionych fragmentach rdzenia obliczono średnie geometryczne oraz średnie arytmetyczne zawartości tych pierwiastków – wartości te podano w tabeli 10.

Uzyskane wyniki pozwalają na stwierdzenie, że w części spągowej profilu otworu wiertniczego ZW-1 następuje dość wyraźny wzrost zawartości miedzi (o 18,5% w stosunku do części stropowej – fig. 24). Zawartość molibdenu jest bardzo silnie zróżnicowana (odchylenie standardowe jest czterokrotnie większe od średniej arytmetycznej – tab. 9). W wyróżnionych interwałach głębokości średnia geometryczna zawartość Mo jest dość wyrównana i mimo maksymalnej zawartości molibdenu w próbce z głębokości 650,0–652,0 m (3790 ppm) ze środkowej części profilu (fig. 25) średnia ta wskazuje na co najwyżej nieznaczny wzrost ilości Mo w części spągowej (tab. 10).

Z kolei w przypadku wolframu wyraźnie wyróżnia się część stropowa profilu. W części środkowej i spągowej próg 100 ppm jest przekroczony tylko raz, a w stropowej aż osiem razy (fig. 26). Średnia geometryczna zawartość W jest w części stropowej profilu wyższa o 29% od średniej w jego części spągowej, a więc różnica jest znaczna.

Na figurze 9, przedstawiającej profil litologiczny otworu ZW-1, zaznaczono odcinki z najbogatszym okruszczeniem Cu, Mo, W i z największą zawartością sumy Zn + Pb. Każdy z tych odcinków opisano średnią zawartością danego metalu (średnia arytmetyczna). Wartości te wraz z głębokością występowania zestawiono w tabeli 11.

W przypadku Cu wzięto pod uwagę odcinki profilu, gdzie średnia zawartość tego pierwiastka jest większa niż 500 ppm (uwzględniono również odcinek o średniej wynoszącej 497 ppm; wartość brzeżna 300 ppm), w przypadku Mo – powyżej 400 ppm (wartość brzeżna 300 ppm), w przypadku W – powyżej 100 ppm (wartość brzeżna 100 ppm), a w przypadku Zn + Pb – powyżej 3000 ppm (wartość brzeżna 1000 ppm). Z figury 9 i z tabeli 10 wynika, że bogatsze okruszczenie (poza wolframem) występuje w dolnej części profilu otworu wiertniczego ZW-1.

Tabela 10

**Średnia (średnia geometryczna, w nawiasach średnia arytmetyczna) zawartość głównych pierwiastków użytecznych w wyróżnionych fragmentach profilu otworu wiertniczego ZW-1**

Average (geometric mean, arithmetic mean in the brackets) concentration of major useful elements in the distinguished depth intervals of profile of borehole ZW-1

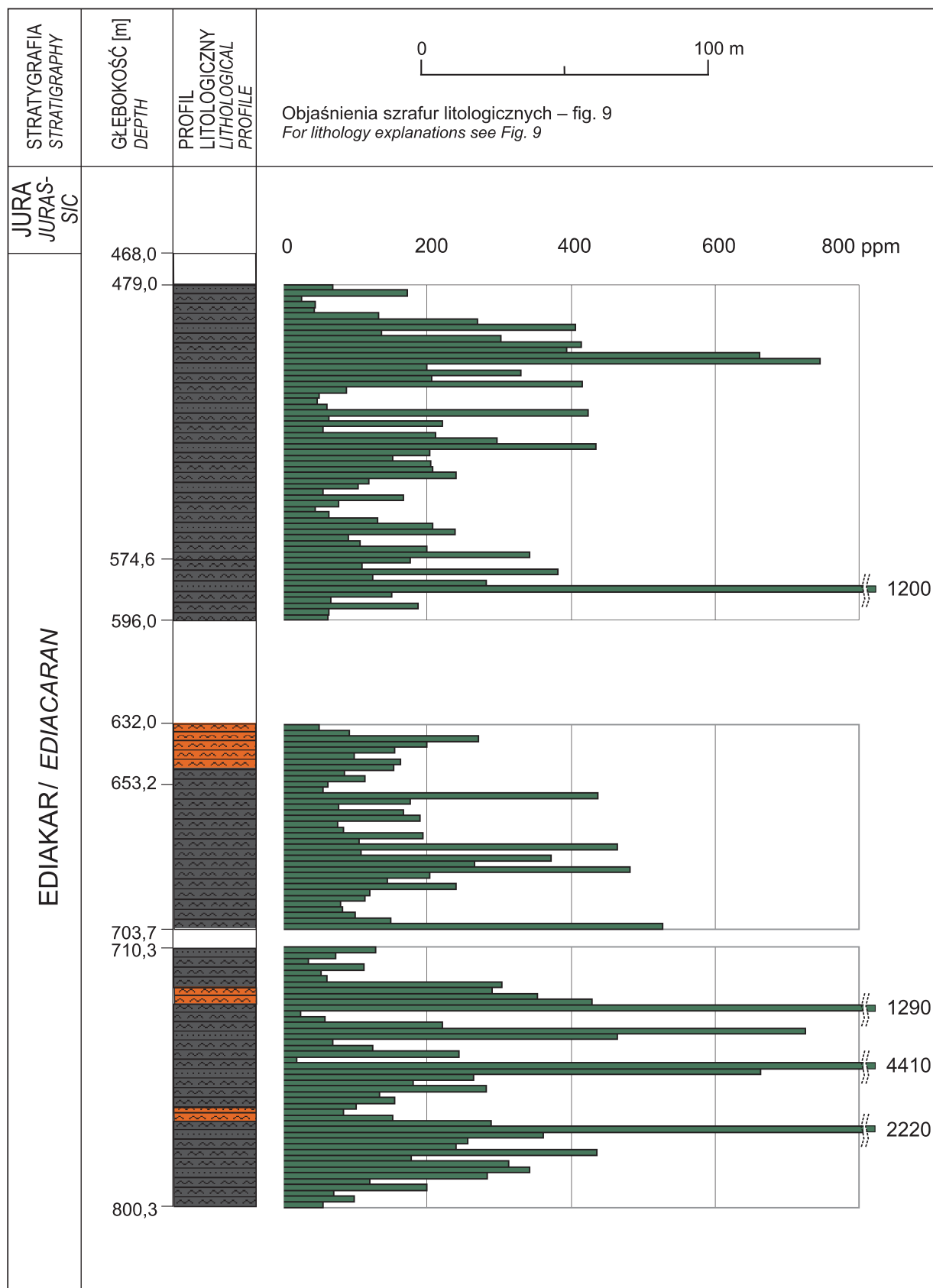
Głębokość [m]	Cu [ppm]	Mo [ppm]	W [ppm]
479,0–596,0	154,9 (215,2)	12,3 (57,1)	27,9 (49,7)
632,0–703,7	146,9 (179,7)	12,9 (159,1)	22,3 (28,2)
710,3–800,3	183,6 (301,6)	13,8 (85,4)	21,6 (36,0)

Tabela 11

**Fragmety profilu otworu wiertniczego ZW-1 o intensywnym okruszczeniu (średnia arytmetyczna; por. fig. 9)**

Intervals of profile of borehole ZW-1 with intensive ore mineralization (arithmetic mean; see also Fig. 9)

Głębokość [m]	Cu [ppm]	Głębokość [m]	Mo [ppm]	Głębokość [m]	W [ppm]	Głębokość [m]	Zn + Pb [ppm]
497–507	504	479–483	568	505–515	103	636–658	3635
579–587	497	650–668	583	531–545	131	726–740	3118
722–754	606	736–748	420	750–754	315	766–776	4084
772–788	543						



**Fig. 24. Rozmieszczenie Cu w profilu otworu wiertniczego ZW-1**

Barwa skał na profilu litologicznym odpowiada w przybliżeniu rzeczywistemu zabarwieniu skał

Log of Cu distribution in the ZW-1 borehole

The colour of the rocks on the lithological profile is roughly equivalent to their actual colour



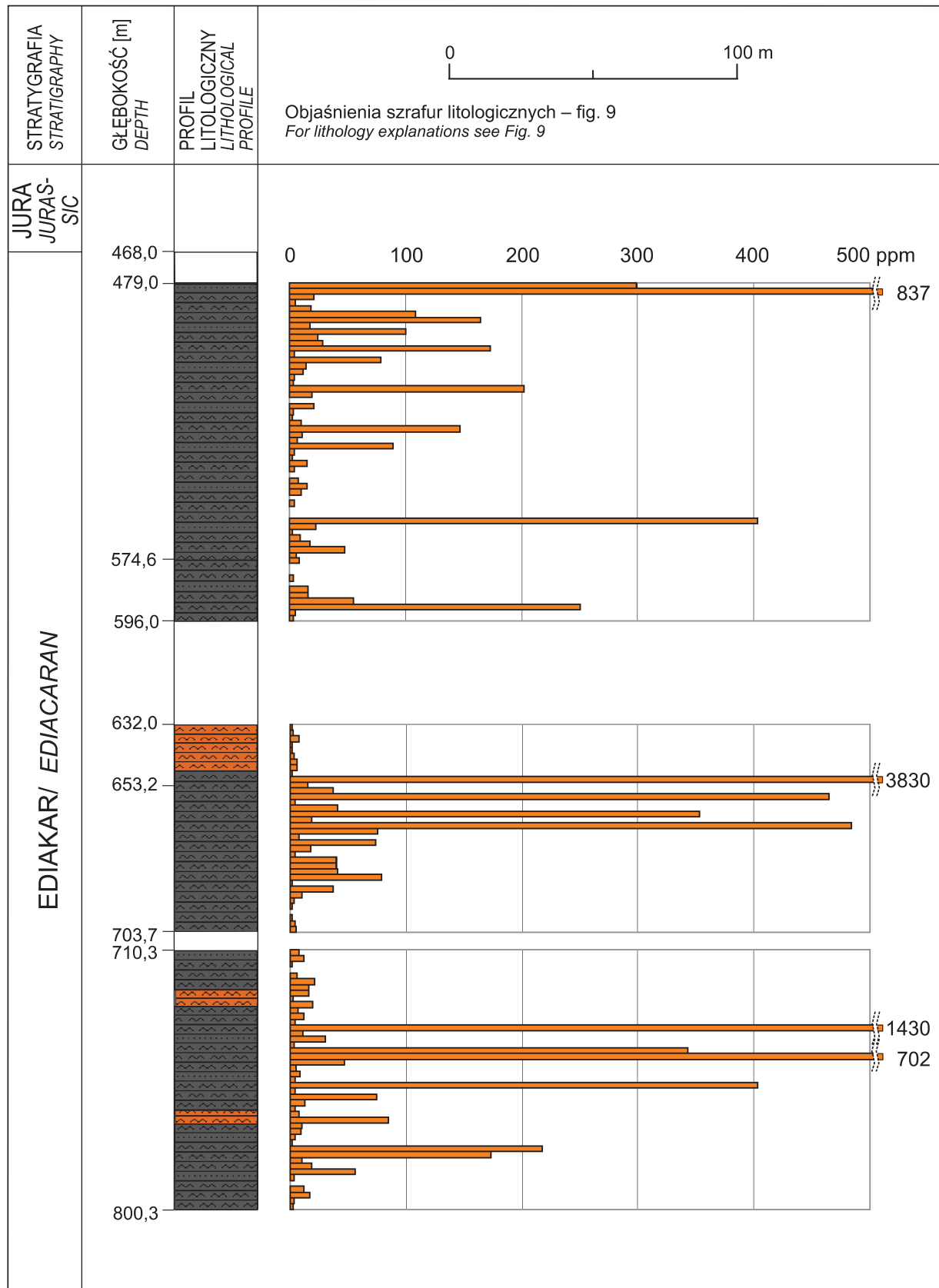


Fig. 25. Rozmieszczenie Mo w profilu otworu wiertniczego ZW-1

Barwa skał na profilu litologicznym odpowiada w przybliżeniu rzeczywistemu zabarwieniu skał

Log of Mo distribution in the ZW-1 borehole

The colour of the rocks on the lithological profile is roughly equivalent to their actual colour

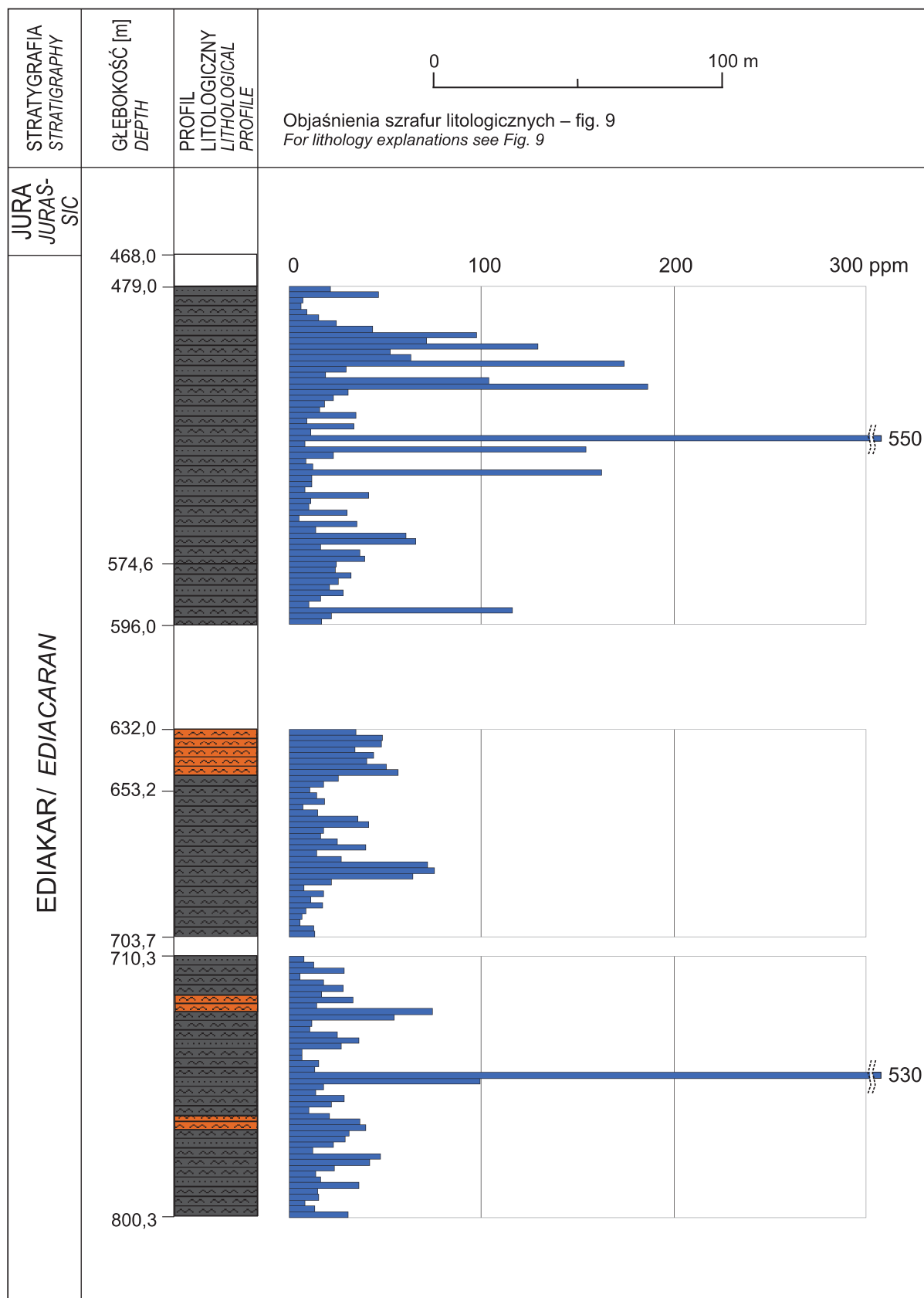


Fig. 26. Rozmieszczenie W w profilu otworu wiertniczego ZW-1

Barwa skał na profilu litologicznym odpowiada w przybliżeniu rzeczywistemu zabarwieniu skał

Log of W distribution in the ZW-1 borehole

The colour of the rocks on the lithological profile is roughly equivalent to their actual colour

Jeśli uwzględnić najwyższą zawartość molibdenu ekwiwalentnego obliczoną ze wzoru  $Mo_e = (\%Mo) + 1,5(\%W) + 0,2(\%Cu)$ , to stosunkowo wysoka jego zawartość występuje na głębokości 736,0–752,0 m (16 m miąższości) i wynosi 0,06% (średnia zawartość Cu to 785 ppm, Mo – 321 ppm, W – 83 ppm). Zawartość bilansowa  $Mo_e$  obliczona z tego samego wzoru wynosi 0,10% (Rozporządzenie Ministra Środowiska..., 2005), za bilansowy należy więc uznać 2-metrowej długości odcinek profilu z bogatą mineralizacją molibdenitową na głębokości 650,0–652,0 m, w którym zawartość  $Mo_e$  wynosi 0,38% (zawartość Mo to 3790 ppm, W – 18 ppm, Cu – 114 ppm). Spełniony jest tu również warunek minimalnej zasobności wynoszącej 0,30 m‰.

Jest to do tej pory najwyższa koncentracja molibdenu stwierdzona w rejonie Żarek–Kotowic, a także większa niż w sąsiednim rejonie Pilicy, gdzie maksymalną koncentrację Mo wynoszącą średnio 1333 ppm (0,13%) odnotowano w utworach z otworu wiertniczego KH-2 występujących na głębokości 351,0–354,0 m (przy czym maksymalna zawartość – w pojedynczej próbce o długości 1 m – wynosi tam 2400 ppm). W utworach z tego samego otworu, najbogatszych w metale użyteczne w rejonie Pilicy, średnia zawartość wolframu w całym profilu jest zbliżona do średniej zawartości wolframu w utworach z otworu ZW-1 i wynosi ok. 40 ppm. Pod względem średniej zawartości Cu utwory z otworu KH-2 są uboższe od tych z otworu ZW-1 (odpowiednio 176 i 258 ppm), lecz w rejonie Pilicy znajdują się trzy otwory, w których przypadku średnia zawartość Cu jest wyższa w porównaniu zarówno z otworem KH-2, jak i z otworem ZW-1.

Jednym z ciekawszych zjawisk udokumentowanych na podstawie wyników analiz chemicznych jest metasomatoza potasowa o innej genezie niż metasomatoza poprzedzająca mineralizację zespołu barytowo-fluorytowego. Jej przejawy w profilu otworu ZW-1 zaobserwowano jedynie miejscami, na niewielkich odcinkach. W dużej części są one zatarte przez młodsze procesy hydrotermalne. Samodzielnie występują na odcinku z głębokości 667,5–670,5 m. W opisie profilu litologicznego utwory te określono jako strefę słabej feldspatyżacji metamułowca. Skała staje się tu jaśniejsza i przybiera odcień różowy. Przeobrażenia metasomatyczne są rozwinięte w całej masie skały. W przypadku tego typu procesów charakterystyczna jest wysoka zawartość potasu z jednoczesnym wyraźnym spadkiem zawartości sodu (fig. 22). Szczególnie ważną rolę w zmienionej skale odgrywa Zr, występujący zapewne w postaci minerału cyrkonu. Pojawienie się tego minerału w stosunkowo dużej ilości (do 375 ppm Zr) w próbce o długości 2 m łączy się z wyraźnym wzbogaceniem w takie pierwiastki jak: ziemie rzadkie (w przypadku otworu wiertniczego ZW-1 analizowano wyłącznie Ce, La i Y), pierwiastki promieniotwórcze – U, Th, a także Nb, Ta i Hf. Są to pierwiastki ujęte wraz z Zr, Al i Ga w czynniku 1 (patrz rozdz. „Analiza czynnikowa”). Swoje lokalne maksimum w opisywanym interwale głębokości osiągają także glin i gal oraz rubid i tal.

Jedną z zaznaczających się w przypadku skał z otworu wiertniczego ZW-1 prawidłowości geochemicznych (makro-

skopowo niewidoczną) jest zmiana zawartości pierwiastków wraz z głębokością wynikająca ze zmiany litologii. Pierwiastki te ujęto w czynnikach 3 i 7. Od głębokości mniej więcej 700 m wzrasta zawartość Na, Ca, Ti i Cr, a spada zawartość Al, K, Fe, Mg, Mn, Co, Ni i Sc. Wraz ze spadkiem ilości potasu maleje również zawartość takich pierwiastków jak: Be, Cs, Rb, Li, Sn i Tl, czyli pierwiastków z czynników 6 i 8. Zmiany te są najwyraźniej wywołane zmianą składu mineralnego skał. Skład zespołu wymienionych wyżej pierwiastków wskazuje na to, że wzrasta ilość plagioklazów (o składzie albit–oligoklaz). Ponieważ zawartość glinu w plagioklazie (ok. 20%  $Al_2O_3$ ) jest nieco wyższa niż w biotycie (13–18%  $Al_2O_3$ ), spadek zawartości glinu o ok. 10–15% musi być wywołany jednoczesnym zanikiem muskowitu (ok. 38%  $Al_2O_3$ ). Może więc następować wzrost zawartości zarówno skalenia, jak i biotyту kosztem muskowitu, co powoduje również spadek zawartości potasu, gdyż muskowit zawiera ok. 12%  $K_2O$ , a biotyt – 4,5–8,9%  $K_2O$ . Jest to zgodne ze schematem zmian składu mineralnego skał przy przejściu od łupków metamorficznych do hornfelsów (fig. 6). Zmiany te wskazują na bliskość intruzji granitoidowej.

### Analiza czynnikowa

W odniesieniu do wszystkich 140 próbek i wszystkich możliwych par analizowanych pierwiastków obliczono współczynnik korelacji liniowej. Przy poziomie istotności  $\alpha = 0,01$  (poziom ufności 0,99) wartość krytyczna wynosi 0,22. W opracowaniu, w celu uniknięcia błędów interpretacji w przypadku słabej korelacji, uwzględniano jedynie współczynniki korelacji równe 0,50 lub większe. Większość metod statystycznych (w tym również obliczenia współczynnika korelacji) oparto na założeniu, że rozkład częstości danych pasuje do rozkładu normalnego. W zbiorze danych, jakimi są wyniki analiz chemicznych próbek z otworu wiertniczego ZW-1, jedynie kilka pierwiastków charakteryzowało się rozkładem zbliżonym do normalnego (Na, Nb, Rb i Ti), a zdecydowana większość pierwiastków charakteryzowała się rozkładem skośnym. W przypadku rozkładu o skośności dodatniej ich zawartość sprowadzono do rozkładu normalnego poprzez logarytmowanie, natomiast w przypadku rozkładu o skośności ujemnej – poprzez potęgowanie.

Wartości współczynnika korelacji wykorzystano przede wszystkim przy interpretacji wyników analizy czynnikowej (tab. 12). Analizę czynnikową zastosowano jako metodę klasyfikacji w celu określenia struktury związków między zmiennymi, którymi w tym przypadku są zawartości wybranych pierwiastków. Zastosowano model ośmioczynnikowy z rotacją varimax, uwzględniono ładunki czynnikowe o wartości bezwzględnej równej 0,50 lub większej. Taki model wyjaśnia 78% całkowitej wariancji zmiennych.

**Czynnik 1.** Obejmuje pierwiastki związane z minerałem cyrkonem. Są to analizowane metale ziem rzadkich: Ce, La i powiązany z nimi Y, pierwiastki promieniotwórcze: U, Th, a także metale przejściowe: Nb, Ta, Hf i Zr. Silna korelacja Zr z wymienionymi pierwiastkami wskazuje na to, że to właśnie cyrkon jest głównym nośnikiem tych metali. Pojawiają

Tabela 12

## Wyniki analizy czynnikowej 48 pierwiastków ze 140 próbek z otworu wiertniczego ZW-1

Factor loading values for 48 variables in 140 samples from the ZW-1 borehole

Czynnik 1	Czynnik 2	Czynnik 3	Czynnik 4	Czynnik 5	Czynnik 6	Czynnik 7	Czynnik 8
Ce 0,94	Zn 0,92	Fe 0,92	Cu 0,82	Re 0,88	Tl 0,82	Cr 0,86	Li 0,54
La 0,90	Ba 0,91	Ni 0,87	Bi 0,79	Mo 0,87	Rb 0,79	Ti 0,84	-----
Th 0,89	Sr 0,87	Mg 0,84	Te 0,70		Be 0,75	V 0,63	Ca -0,79
U 0,86	Cd 0,87	Co 0,83	In 0,63		Cs 0,69		
Hf 0,80	Pb 0,87	Sc 0,80	Ag 0,57		Sn 0,64		
Zr 0,79	Ag 0,63	Mn 0,73	W 0,56		K 0,60		
Y 0,68	Sb 0,58	Al 0,73	S 0,54		-----		
Nb 0,68	S 0,57	V 0,65			Na -0,53		
Ta 0,67		Ga 0,64					
Ga 0,57		Ta 0,56					
Al 0,52		Nb 0,54					
Procent wyjaśnionej wariancji							
23%	19%	12%	9%	6%	4%	3%	2%

się tu jeszcze silnie ze sobą skorelowane pierwiastki: Al i Ga ( $r = 0,85$ ), są one jednak słabiej związane z czynnikiem 1 niż z czynnikiem 3. Korelacja Zr z Al ( $r = 0,59$ ) może wynikać ze związku zawartości Zr z udziałem skalenia potasowego i muskowitu w skale, gdyż jak wynika z interpretacji danych analitycznych, pierwiastki czynnika 1 są związane z metasomatozą potasową.

Najsilniej skorelowany z Zr jest Hf ( $r = 0,96$ ), następnie U ( $r = 0,82$ ), Ga ( $r = 0,81$ ), Nb ( $r = 0,72$ ) i Th ( $r = 0,68$ ). Stosunek Th/U w skałach z badanego otworu wiertniczego wynosi 4,4, a więc tyle co przeciętnie w skałach strefy biotytovej (4,3) przeobrażonych w procesach metasomatycznych etapu magmowego i wczesnego pomagmowego we wszystkich rejonach występowania intruzji granitoidowych na bloku małopolskim (Markowiak, Oszczepalski, 2007).

Metale przejściowe Nb i Ta z dość wysokim ładunkiem czynnikowym (0,68 i 0,67) – poza związkiem z czynnikiem 1 – są związane również z czynnikiem 3 (litologicznym), koncentrują się więc nie tylko w cyrkonie, ale występują również w formie rozproszonej, prawdopodobnie w biotycie.

**Czynnik 2.** Jest on czynnikiem niskotemperaturowej mineralizacji siarczkowej etapu III, późnego (patrz rozdz. „Etap III – późny”), której przejawami są żyły barytowo-celestynowe z fluorytem okruszczowane głównie galeną i sfalerytem, a także markasytem, pirytem, chalkopirytem i mielnikowitem-pirytem oraz żyłki węglanowe z podobną asocjacją kruszców. W siarczkach tych występuje zapewne domieszka Ag (najwyższa korelacja z Pb –  $r = 0,73$ ) i Sb (najwyższa korelacja z Ag –  $r = 0,70$  i z Pb –  $r = 0,69$ ). Być może są to mikrowrostki tetradrytu srebronośnego w galenie. Pojawia się tu również Cd ściśle związany ze sfalery-

tem, o czym świadczy bardzo wysoki współczynnik korelacji Cd z Zn ( $r = 0,95$ ).

Tło geochemiczne dla Ba i Sr w skałach ediakaru bloku małopolskiego wynosi odpowiednio 389 ppm i niemal 65 ppm (Lasoń, 2007), natomiast klark Ba dla łupków ilastych to 630 ppm, a Sr dla skał ilastych – 350 ppm, tym samym stosunek Ba/Sr wynosi mniej więcej 1,8 (Polański, 1988), a stosunek Ba/Sr w przeobrażonych skałach ilastych bloku małopolskiego – aż 6,0. Hłowce bloku małopolskiego charakteryzują się zatem niską zawartością obu pierwiastków, szczególnie Sr. Z kolei w utworach ediakaru z otworu wiertniczego ZW-1 średnia geometryczna zawartość Ba to 724 ppm, a Sr – 194 ppm i obie wartości przekraczają dolne granice anomalii przypuszczalnych. Jest to spowodowane obfitością żył barytowo-celestynowych występujących w młodych strefach tektonicznych. Stosunek Ba/Sr w całym profilu utworów ediakaru nawierconych otworem ZW-1 wynosi 2,7. Na głównym odcinku występowania młodej mineralizacji barytowo-celestynowej (głęb. 636,0–658,0 m) stosunek ten jest jeszcze niższy i wynosi 2,2.

**Czynnik 3.** Jest czynnikiem litologicznym i obejmuje pierwiastki grupy żelaza: Fe, Ni, Co, a także Mn, V, Mg oraz Sc diadochowo związany z żelazem i magnezem. Metale te koncentrują się w minerałach skałotwórczych skał zmetamorfizowanych (biotyt, chloryty). Podobnie jest w przypadku Nb i Ta – oba metale wykazują silną korelację z Al (odpowiednio  $r = 0,78$  i  $r = 0,82$ ), co mogłoby wskazywać na ich związek przede wszystkim z łuszczkami (biotytem), jednak pierwiastki te silniej są związane z czynnikiem 1. Może to sugerować rozdział Nb i Ta między cyrkon i minerały skałotwórcze.



Obecność w czynniku 3 silnie ze sobą skorelowanych Al i Ga potwierdza związek galu z glinokrzemianami, a nośnikami Ga powiązanego diadochowo z  $Al^{3+}$  i  $Fe^{3+}$  są przede wszystkim łyszczyki i raczej w niewielkim stopniu w skałenie (plagioklasy), o czym świadczy brak jego korelacji z Na. Z tego zapewne wynika silna korelacja Ga z Al ( $r = 0,85$ ) i słabsza z K ( $r = 0,63$ ).

Glin i gal pojawiają się także w czynniku 1, ale silniej są związane z czynnikiem 3.

**Czynnik 4.** Reprezentuje wysoko- i średniotemperaturową (hipo- i mezotermalną) mineralizację siarczkową. Obejmuje pierwiastki asocjacji mineralnych etapu II, głównego, z wolframitem, siarczkami i siarkosolami (przede wszystkim miedzi) oraz ze śladowymi tellurkami i bizmutkami (Cu, Bi, Te, In, Ag, W i S). Taki skład zespołu znajduje pełne odzwierciedlenie w wynikach badań mikroskopowych (patrz rozdz. „Etap II – główny, hydrotermalny”). Arsen i selen, których obecność w tym zespole mineralnym stwierdzono w wyniku badań mikroskopowych i badań w mikroobszarze, są najwyraźniej rozproszone również w innych złożonych asocjacjach i nie wykazują korelacji z żadnym z analizowanych pierwiastków na poziomie  $r > 0,50$ . Arsen jest najsilniej skorelowany z Sb ( $r = 0,47$ ) i Ag ( $r = 0,46$ ), a więc z pierwiastkami czynnika 2. Jest to odzwierciedleniem dość powszechnego występowania minerałów szeregu tennantyt–tetraedryt w różnych zespołach mineralnych. Ind na etapie pomagmowym w zakresie wyższych temperatur wykazuje skłonności sulfofilne i koncentruje się zapewne w chalkopirycie.

**Czynnik 5.** Jest on czynnikiem mineralizacji żył kwarcowych z molibdenitem. Obejmuje jedynie dwa pierwiastki, dość silnie ze sobą skorelowane: Mo i Re ( $r = 0,71$ ). Ren jest rozproszony przede wszystkim w molibdenicie, ze względu na zbliżony promień jonowy z molibdenem. Molibden, podobnie jak pierwiastki czynnika 4, jest związany z głównym stadium hydrotermalnym etapu II, a jego wydzielenie w osobnym czynniku wynika z tego, że molibdenit występuje w żyłkach kwarcowych, kwarcowo-skaleniowych i kwarcowo-muskowitowych, zwykle samodzielnie, niekiedy z niewielkimi wtrąceniami pirytu.

Na podstawie analiz chemicznych nie jest możliwe określenie zawartości Re w molibdenicie, ponieważ w przypadku 61% próbek zawartość Re jest niższa od poziomu wykrywalności, wynoszącego 0,002 ppm. Maksymalna zawartość Re w molibdenicie teoretycznie powinna wynosić ok. 1300 ppm (na głęb. 750,0–752,0 m) przy zawartości Re w próbce wynoszącej 0,008 ppm i bardzo niskiej zawartości Mo (4,9 ppm). Taka mała ilość molibdenitu pozwala jednak przypuszczać, że nie jest on jedynym nośnikiem Re, tym bardziej że korelacja Re z Mo ( $r = 0,71$ ) nie jest aż tak wysoka, jak np. korelacja Cd z Zn ( $r = 0,95$ ), wyraźnie wskazująca na to, że nośnikami kadmu są wyłącznie minerały cynku. W tym interwale głębokości (750,0–752,0 m) występuje najwyższa w całym profilu zawartość Cu – 0,47%, więc prawdopodobnie chalkopiryt jest również wzbogacony w Re. Najbardziej miarodajnymi danymi dotyczącymi średniej zawartości Re w molibdenicie są wyniki badań opublikowane przez Steina i in.

(2005), Oszczepalskiego i in. (2010) oraz Mikulskiego i Steina (2012), które dokumentują zawartość Re w molibdenicie w zakresie 0,5–87,0 ppm (średnio ok. 37 ppm).

**Czynnik 6.** Reprezentuje wysokotemperaturowe stadium mineralizacji o charakterze grejzenizacji. Zgrupowane w nim pierwiastki: Tl, Rb, Be, Cs, Sn i K, wraz z nieanalizowanymi B, F i Cl, są charakterystyczne dla pegmatytów i grejzenów (Polański, 1988). W skałach metamorficznych z otworu wiertniczego ZW-1 występuje wyraźna koncentracja pierwiastków tego czynnika. Zawartość rubidu, berylu i cyny jest anomalna – wyższa od dolnej granicy anomalii pewnej (Lasoń, 2007). Cez i tal nie mają określonej wartości tła geochemicznego dla skał klastycznych ediakaru bloku małopolskiego, jednak klark dla skał ilastych w przypadku talu wynosi 1 ppm, a w przypadku cezu 8 ppm (Polański, 1988). W badanych skałach zawartość tych metali wynosi odpowiednio 2,44 ppm i 28,38 ppm (średnie geometryczne), a więc co najmniej w przypadku cezu jest znacznie wyższa. Można więc stwierdzić, że wszystkie pierwiastki czynnika 6 (poza potasem) są wyraźnie wzbogacone w stosunku do tła geochemicznego.

Tal jest ściśle związany z K i Rb ze względu na zbliżony promień jonowy i jest pierwiastkiem rozproszonym, którego nośnikami są głównie biotyt i skałenie alkaliczne. Może on mieć również właściwości sulfofilne i koncentrować się w niskotemperaturowych odmianach siarczków, szczególnie w galenie, jednak w badanych utworach brak jest korelacji Tl i Pb. Beryl również koncentruje się w wysokotemperaturowych asocjacjach pomagmowych, od pegmatytów przez grejzeny po wysokotermalne żyły kwarcowe i skarny (Polański, 1988). Stosunek K/Rb mieści się zwykle w wąskich granicach, w skałach magmowych wynosi przeciętnie 230, natomiast w przypadku rozpatrywanych skał jest niższy i wynosi ok. 140, co potwierdza ich wyraźne wzbogacenie w rubid. Z berylem i rubidem często są stowarzyszone Cs i Li, jednak w tym przypadku Li wykazuje jedynie korelację z Be ( $r = 0,67$ ) oraz z K ( $r = 0,50$ ) i nie znalazł się w tym czynniku.

Cyna jest najsilniej skorelowana z In ( $r = 0,59$ ), Be ( $r = 0,56$ ), Tl ( $r = 0,55$ ), Rb ( $r = 0,54$ ) i W ( $r = 0,54$ ). Zapewne stąd wynika jej miejsce w czynniku 6, co sugeruje rozproszenie większości Sn w minerałach skałotwórczych, a nie w czynniku 4, który obejmuje pierwiastki asocjacji siarczkowej z wolframitem i w którym Sn występuje w śladowych ilościach w postaci kasyterytu. W rejonie Żarek–Kotowic kasyteryt rozpoznano w materiale z otworów wiertniczych 144-Ż (w żyłce o złożonym składzie mineralnym; Karwowski, Markowiak, 2012) i 45-BN (w zespole magnetytowo-chalkopirytowym; Markowiak, Habryn, 2003).

W wyniku analizy czynnikowej skał ze złoża Myszków (Podemski i in., 2001) nie wyróżniono grupy pierwiastków analogicznej do czynnika 6, natomiast czynnik o podobnym składzie (Sn, W, Rb, F, Be, Li, Cl) oznaczono na podstawie analizy 33 próbek z różnych otworów wiertniczych znajdujących się na obszarze od Doliny Będkowskiej na południowym wschodzie po okolice Poraja na północnym zachodzie, w tym również w rejonie Myszkowa (jednak poza złożem; Markowiak, Oszczepalski, 2007). Słabo rozwiniętą

mineralizację typu grejzenowego ze skaleniem, turmalinem, kasyterytem, chlorytem, fluorytem i kalcytem opisał jedynie Harańczyk (1975, 1983) z rejonu Pilicy. Wyniki badań wskazują na to, że we wszystkich rejonach w strefie 2 (biotytowej) nastąpiła mineralizacja wysokotemperaturowa o charakterze grejzenizacji, jednak w większości z nich jest ona słabo zaznaczona. Najsilniejsze przejawy tego procesu występują w rejonie Pilicy i są dość dobrze czytelne w rejonie Żarek–Kotowic, a więc w sąsiedztwie domniemanego batolitu granitoidowego. W przyszłości warto poszerzyć analizy o bor, pierwiastek charakterystyczny dla grejzenów, który dotychczas nie był rozpatrywany. Grejzenizacja jest związana z metasomatozą potasową oraz z ługowaniem Na, co jest wyrażone przez ujemny ładunek czynnikowy sodu.

**Czynnik 7.** Obejmuje trzy silnie skorelowane ze sobą pierwiastki związane z minerałami tytanu: Ti, Cr i V (Ti-Cr –  $r = 0,90$ , Ti-V –  $r = 0,76$ , V-Cr –  $r = 0,68$ ). Są to pierwiastki oksyfilne, z których Cr i V odznaczają się tym, że w skałach osadowych gromadzą się przede wszystkim w minerałach ilastych (Polański, 1988). W utworach z otworu wiertniczego ZW-1 średnia geometryczna zawartość Cr to 50,48 ppm, V – 103,65 ppm (tab. 9), a wartość ich tła geochemicznego dla utworów ediakaru bloku małopolskiego wynosi odpowiednio 41,5 i 94 ppm, a więc zawartość tych pierwiastków jest bliska tła geochemicznego. Tytan występuje głównie w postaci własnych minerałów (polimorfy rutylu, ilmenit, tytanit). W tym przypadku średnia geometryczna zawartość  $TiO_2$  wynosi 0,77% (0,46% Ti) i jest niewiele niższa od tła (0,88%). Wydzielenie tych pierwiastków w osobnym czynniku zamiast włączenia ich do czynnika 3 (litologicznego) jest zapewne spowodowane brakiem korelacji Ti i Cr z takimi pierwiastkami jak Fe, Ni i Co. Bardzo słaba korelacja Ti i Fe ( $r = 0,36$ ) wskazuje na stosunkowo niewielki udział ilmenitu w omawianych skałach, jednak większy wpływ na niską wartość współczynnika ma obecność żelaza w zróżnicowanych minerałach, m.in. w siarczkuach, a przede wszystkim w minerałach skałotwórczych. Jedynie V zajmuje miejsce pośrednie i znalazł się w obu czynnikach (3 i 7).

Zgodnie z wynikami dotychczasowych badań biotyty skał metamorficznych strefy 2 (biotytowej) zawierają 1,7–3,1%  $TiO_2$  w rejonie Myszkowa (Podemski i in., 2001) i nieco więcej w osłonie granitoidów Doliny Będkowskiej – 2,43–3,45%  $TiO_2$  (Truszel, 2006). Niewydzielenie Ti w czynniku litologicznym jest zatem spowodowane tym, że podstawową rolę w geochemii tego pierwiastka odgrywają minerały własne. Można się domyślać, że przy tak silnej korelacji Cr z Ti ( $r = 0,90$ ) chrom występuje w postaci stałej domieszki w minerałach tytanu (prawdopodobnie głównie w rutylu), a jednocześnie nie stanowi znacznej domieszki w magnetycie. Z kolei wanad jest bardziej rozproszony i może stanowić domieszkę w ilmenicie, biotycie i magnetycie.

W wyniku badań mikroskopowych stwierdzono występowanie minerałów Ti, głównie rutylu i ilmenitu, w aureolach żyłek wielu generacji, przede wszystkim etapu II, w mniejszym stopniu etapu I, a więc utworzyły się one raczej w procesach wysokotemperaturowych.

Korelacja Cr, V i Ti z Na może świadczyć o ich związku z procesami metasomatozy sodowej.

**Czynnik 8.** Jest on związany z procesami metasomatozy na etapie II, głównym (hydrotermalnym), i obejmuje Li i Ca. Wyróżniono tu lit z dość niskim ładunkiem czynnikowym i przeciwstawiony mu wapń, mimo że Li jest najsilniej skorelowany z Be ( $r = 0,67$ ), nieco słabiej z Sb ( $r = 0,52$ ) i z K ( $r = 0,50$ ) i teoretycznie powinien się znaleźć w czynniku 6. Na etapie pegmatytowym zaznacza się więc geochemiczna Li z Na, w materiale z otworu wiertniczego ZW-1 zaobserwowano jednak korelację Li z K i słabą ujemną korelację z Na ( $r = -0,47$ ), a więc koncentracje litu nie są związane z tym etapem. Na ogół Li łatwo koncentruje się w biotytach skał osłony intruzji kwaśnych skał magmowych (Polański, 1988). W przypadku badanych skał można jedynie przypuszczać, że lit pojawił się również na etapie hydrotermalnym (serycytyzacja, chlorytyzacja) i wszedł w skład takich minerałów jak muskowitz i chloryt, a wapń w strefach przeobrażeń tego typu był usuwany (np. przy serycytyzacji plagioklazów występujących jako składniki okruchowe pierwotnych skał klastycznych). Średnia geometryczna zawartość litu w utworach z badanego rejonu (123,85 ppm) jest znacznie wyższa od klarku dla skał ilastych i bliska dolnej granicy anomalii przypuszczalnej dla skał klastycznych ediakaru (129 ppm – Lasoń, 2007).

### Strefowość geochemiczna

Przestrzenne rozmieszczenie pierwiastków związanych z przeobrażeniami i mineralizacją kruszcową w złożu Myszków odznacza się strefowością. Lasoń (2003) wydzielił tam trzy strefy: złożową, okołozłożową i peryferyczną oraz obliczył średnią zawartość pierwiastków uznanych za wskaźnikowe dla poszczególnych stref tego złoża. W celu porównania zestawiono je ze średnią zawartością rozpatrywanych pierwiastków w skałach ediakaru z otworu wiertniczego ZW-1 (tab. 13).

Skały przewiercone otworem ZW-1 są znacznie wzbogacone w niektóre pierwiastki, występujące w ilości przekraczającej średnią ich zawartość w każdej z wyróżnionych stref w złożu Myszków. Są to: Zn, Pb, Cd, As, Tl i Be. Po części wynika to z wyjątkowej obfitości żył barytowo-celestynowych zawierających galenę i sfaleryt z domieszką kadmu. Zawartość Tl i Be w rozpatrywanych skałach jest anomalna i jest to związane z wyraźnie zaznaczonymi wysokotemperaturowymi procesami o charakterze grejzenizacji (patrz rozdz. „Analiza czynnikowa” – czynnik 6). Arsen nie tworzy anomalii geochemicznej (dolna granica anomalii pewnej wynosi 14,91 ppm – Lasoń, 2007), a jednak jego ilość w materiale z otworu ZW-1 także wielokrotnie przewyższa średnią zawartość tego pierwiastka w każdej strefie złoża Myszków, niższej od tła geochemicznego wynoszącego 2,88 ppm (Lasoń, 2007). W tym przypadku konieczna jest weryfikacja poprawności wyników analiz utworów ze złoża Myszków uwzględnionych w tym zestawieniu (Lasoń, 2003).

Tabela 13

**Porównanie zawartości pierwiastków wskaźnikowych (średnia geometryczna, w nawiasach średnia arytmetyczna) w próbkach z otworu wiertniczego ZW-1 z rozkładem tych pierwiastków w poszczególnych strefach złoża Myszków (wg Lasonia, 2003)**

Comparison of the content of elements-pathfinders (geometric mean, arithmetic mean in the brackets) in samples from the ZW-1 borehole with the distribution of these elements in respective zones of the Myszków deposit (after Lason, 2003)

Pierwiastek lub tlenek	Myszków			ZW-1
	strefa złożowa	strefa okołozłożowa	strefa peryferyczna	
[%]				
CaO	1,30 (1,36)	1,51 (1,62)	1,61 (1,73)	1,10 (1,18)
Na <sub>2</sub> O	2,39 (2,46)	2,73 (2,84)	2,91 (3,08)	1,73 (2,01)
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4,49 (4,57)	4,26 (4,35)	3,63 (3,70)	3,57 (3,69)
<b>MnO</b>	0,04 (0,05)	0,05 (0,07)	0,06 (0,07)	0,10 (0,11)
S	0,27 (0,32)	0,36 (0,46)	0,30 (0,35)	0,18 (0,24)
[ppm]				
<b>Ag</b>	0,54 (0,87)	0,67 (0,97)	0,34 (0,99)	0,43 (0,79)
As	<1 (1,26)	<1 (1,38)	1,03 (3,02)	5,98 (8,36)
<b>Ba</b>	576 (587)	604 (660)	631 (700)	724 (1077)
Be	2,94 (3,00)	2,88 (3,13)	2,07 (2,13)	5,02 (5,28)
<b>Bi</b>	1,12 (3,09)	1,29 (5,48)	2,07 (6,68)	2,55 (4,14)
Cd	0,20 (0,48)	0,25 (0,46)	0,22 (0,61)	0,73 (3,05)
<b>Cu</b>	636 (989)	742 (1098)	202 (500)	163 (258)
<b>Mo</b>	333 (493)	108 (190)	25,2 (96,3)	12,9 (92,4)
Pb	25,1 (51,6)	29 (92,3)	9,70 (31,4)	63,8 (235)
Sb	<1 (1,94)	<1 (3,48)	<1 (1,03)	0,96 (1,97)
Sr	219 (240)	232 (310)	219 (264)	194 (403)
<b>Te</b>	<0,1 (0,15)	0,11 (0,45)	0,24 (1,20)	0,23 (0,41)
Tl	0,74 (0,79)	0,85 (1,19)	0,77 (0,87)	2,44 (2,52)
<b>W</b>	115 (270)	40,3 (93,0)	8,91 (18,5)	24,3 (39,8)
Zn	54,7 (77,5)	68,7 (91,6)	84,0 (115)	269 (624)
<b>K<sub>2</sub>O/CaO</b>	4,01	3,28	2,62	<b>2,64</b>
<b>K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O</b>	2,10	1,75	1,40	<b>1,40</b>

Kolor czerwony – zawartość odpowiadająca strefie peryferycznej złoża Myszków. Pogrubienie – w obliczeniu stosunku uwzględniono wyłącznie próbki z głębokości 479,0–575,0 m (część stropowa) i 730,0–800,3 m (część spągowa). Są to odcinki rdzenia nieobjęte intensywną metasomatozą potasową  
Red colour – content corresponding to peripheral zone of the Myszków deposit. Bold – calculations of these relationships are based only on samples from depth of 479.0–575.0 m (top part) and 730.0–800.3 m (basal part). These cored intervals are not affected by intense potassium metasomatism

Do drugiej grupy należą pierwiastki i tlenki, których zawartość jest przeważnie niższa niż w złożu Myszków i które trudno przyporządkować do określonej strefy: CaO (najbliższa strefie złożowej), Na<sub>2</sub>O, S, Sr i Sb. Dość niska zawartość S wynika niewątpliwie ze stosunkowo niewielkiej ilości pirytu w utworach z otworu wiertniczego ZW-1.

Zawartość pozostałych pierwiastków i tlenków – w tabeli 13 wyróżnionych kolorem czerwonym – w materiale z otworu ZW-1, czyli K<sub>2</sub>O, MnO, Cu, Ba, Mo, Bi i Te odpowiada strefie peryferycznej złoża Myszków, a zawartość W i Ag jest pośrednia między jego strefą peryferyczną i okołozłożową. Miedź i molibden występują przy tym w nieco mniej-

szej ilości niż w złożu Myszków, a MnO, Ba, W, Ag i Bi – w wyższej.

Stosunek K<sub>2</sub>O/CaO w utworach z części płytkiej otworu wiertniczego ZW-1 wynosi 3,54, a z części głębokiej 1,74 (średnio 2,64), co także „lokuje” skały nawiercone otworem ZW-1 w strefie peryferycznej mineralizacji porfirowej (tab. 13). Podobnie jest w przypadku stosunku K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O. W utworach z części płytkiej wynosi on 1,91, a z części głębokiej 0,94 (średnio 1,43). Spadek wartości obu wskaźników w kierunku spągu może świadczyć o tym, że wzrost głębokości nie jest równoznaczny ze zbliżaniem się centrum mineralizacji o znaczeniu złożowym.

Podsumowując, można uznać, że pod względem geochemicznym skały nawiercone otworem wiertniczym ZW-1 najbardziej przypominają utwory strefy peryferycznej hipotetycznego złoża porfirowego Cu–Mo(–W). Taki wniosek jest zbieżny z rezultatem badań geochemicznych materiału z pozostałych (starych) otworów wiertniczych omawianego rejonu (Lasoń, Markowiak, 2008).

Wcześniejsze badania geochemiczne w zachodniej części bloku małopolskiego prowadzono m.in. w celu rozpoznania strefowości geochemicznej przeobrażeń termiczno-metasomatycznych i niezależnie od nich przeobrażeń hydrotermalnych (Markowiak, Oszczepalski, 2007). Model anomalii geochemicznych przedstawiony na figurze 27 sporządzono na podstawie wyników analiz chemicznych, którym poddano próbki skał ediakaru występujących w osłonie intruzji granitoidowych w zachodniej części bloku małopolskiego (Lasoń i in., 2008). Geochemiczną charakterystykę procesów zachodzących na etapie magmowym i wczesnym pomagmowym (poprzedzającym mineralizację hydrotermalną) opracowano na podstawie analiz 33 próbek z 23 otworów wiertniczych. Pod uwagę wzięto wyniki analizy zawartości 46 składników: SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MnO, TiO<sub>2</sub>, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, SO<sub>3</sub>, CO<sub>2</sub>, TOC, Cl, F, Ag, As, Ba, Be, Bi, Br, Ce, Co, Cr, Cu, Ga, Hf, La, Li, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Sn, Sr, Te, Th, U, V, W, Y, Zn i Zr. Na podstawie tych oznaczeń stwierdzono, że zawartość wielu pierwiastków zmienia się w poszczególnych strefach, ale ilości anomalne występują jedynie w strefie 2. Dotyczy to chloru (wzrost zawartości) oraz prawdopo-

dobnie Sb i CO<sub>2</sub> (w obu przypadkach znaczny spadek zawartości). Dolną granicę anomalii przypuszczalnej przekracza także zawartość FeO. Są to jednak wyniki uśrednione dla całej strefy, wewnątrz której również występuje zróżnicowanie.

O wiele ciekawiej przedstawia się rozmieszczenie pierwiastków związanych z działalnością hydrotermalną w poszczególnych strefach przeobrażeń termiczno-metasomatycznych. Podstawą do określenia tej zmienności były wyniki analiz 1086 próbek skał z osłony intruzji granitoidowych. Obejmowały one 25 pierwiastków: As, Ba, Bi, Br, Ce, Co, Cr, Cu, Ga, Hf, La, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Th, U, V, W, Y, Zn, Zr i Au. Analizy Au wykonano w odniesieniu do 76 próbek. Mimo niewielkiej grupy badanych pierwiastków śladowych jest wśród nich wiele takich, które występują w ilości anomalnej. W strefie 2 (biotytowej) najwyraźniej zaznaczają się anomalie Bi, Cu, Mo, W, Au i w mniejszym stopniu As. Anomalie przypuszczalne tworzą w niej Pb i Sr. Z kolei w strefie 1 (chlorytowej) najbardziej wyraźne są anomalie As, Pb, Sr i Zn, w mniejszym stopniu Bi, Mo i Au, a anomalie przypuszczalne tworzą Ba i W.

W wyniku badań 96 próbek ze strefy 0 – skał czerwono-brązowych – wykazano, że w utworach tych Sr jest obecny w ilości słabo anomalnej (anomalna przypuszczalna). Stront występuje zapewne w licznych mikrożyłkach węglanowych rozcinających skały tej strefy, w formie minerałów własnych lub domieszek, np. w węglanach. Anomalna zawartość Sr jest związana niewątpliwie z obszarami znajdującymi się blisko stref skał przeobrażonych.

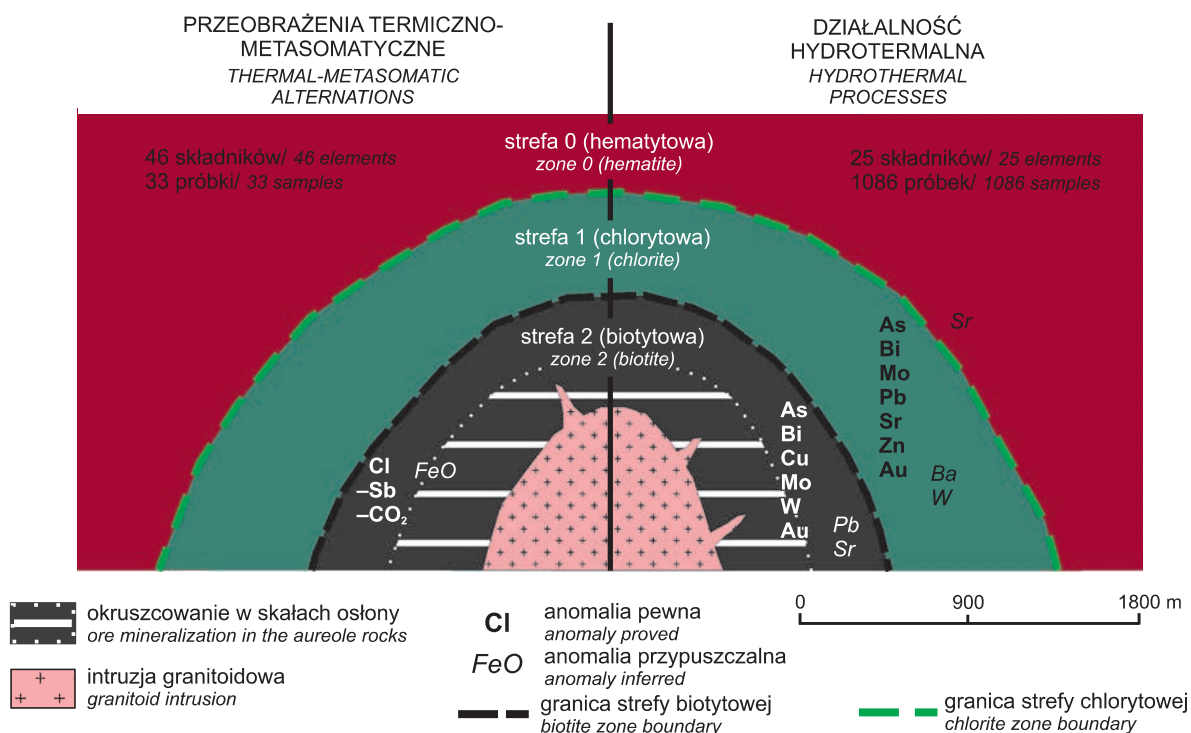


Fig. 27. Model anomalii geochemicznych w strefach przeobrażeń wokół intruzji granitoidowych w krawędzowej części bloku małopolskiego

A model of geochemical anomalies in alteration zones around granitoid intrusions in the marginal part of the Małopolska Block



Jako ciekawy przykład oddziaływania roztworów hydrotermalnych nawet na skały czerwono-brązowe („niezmienione”) w pobliżu kontaktu ze strefą chlorytową może posłużyć śladowe okruszczenie drobnoklastycznych skał ediakaru z otworu wiertniczego Cianowice-2 (Markowiak, 2012). W utworach stwierdzono obecność kilkunastu minerałów kruszczowych (siarczków i siarkosoli) i dwóch minerałów ziem rzadkich. Duży udział w okruszczeniu ma piryt framboidalny, prawdopodobnie w znacznej części o genezie hydro-

termalnej. Tak urozmaiconych przejawów mineralizacji kruszczowej nie odnotowano wcześniej na pograniczu skał stref 0 i 1. Przez analogię do modelu złoża Myszków wysunięto hipotezę, że w bliskim otoczeniu otworu Cianowice-2 (w odległości ok. 1,5 km, maksymalnie 2 km) znajduje się źródło roztworów hydrotermalnych i metali użytecznych w postaci kwaśnej intruzji magmowej (Markowiak, 2012). Nie można również wykluczyć istnienia koncentracji metali o znaczeniu złożowym.

## PRZEOBRAŻENIA SKAŁ EDIAKARU Z OTWORU WIERTNICZEGO ZW-1

### PRZEOBRAŻENIA NA ETAPIE MAGMOWYM I WCZESNYM POMAGMOWYM

Otworem wiertniczym ZW-1 nawiercono czarne, zbiotyzowane skały. Podobne skały nawiercono w centralnej części rejonu Żarek–Kotowic otworami 133-Ż, 144-Ż i 45-BN. Pod względem składu mineralnego są one analogiczne do utworów występujących w osłonie intruzji granodiorytów w złożu Mo–Cu–W w Myszkowie i uległy procesom przeobrażeń termiczno-metasomatycznych o tym samym charakterze – patrz rozdz. „Skały czarne (strefa biotyowa)”. Według Zharikova i in. (1998) procesy tego typu obejmujące ogromne masy skał w otoczeniu intruzji magmowej zachodzą na etapie magmowym i wczesnym pomagmowym. Poprzedzają one procesy hydrotermalne prowadzące do okruszczenia skał. Wymienione otwory odwiercono w strefie o największej intensywności przeobrażeń – w strefie biotytovej (strefa 2).

Na podstawie analiz materiału z otworu ZW-1 dodatkowo odnotowano wzrost intensywności przeobrażeń w kierunku spągu profilu. Makroskopowo przeobrażenia te nie są widoczne, jednak zmiany składu chemicznego skał w spągu profilu wskazują na przebudowę ich składu mineralnego – przejście od łupków metamorficznych do hornfelsów (fig. 6) – co może świadczyć o bliskim sąsiedztwie intruzji granitoidowej (patrz rozdz. „Interpretacja danych analitycznych”).

### PRZEOBRAŻENIA NA ETAPIE POMAGMOWYM

W złożach porfirowych mineralizacji kruszczowej towarzyszą intensywne przeobrażenia hydrotermalne wykazujące strefowość. W złożu Myszków, które można traktować jako modelowe dla strefy Kraków–Lubliniec, najbardziej intensywne przejawy działalności pomagmowych roztworów hydrotermalnych i polimetalicznej mineralizacji kruszczowej, z gęstą siecią żyłek i mikrożyłek, głównie kwarcowych i kwarcowo-skalieniowych, zaobserwowano przede wszystkim w granitoidach (w endokontaktach) oraz częściowo w egzokontaktach intruzji, w odległości do ok. 400 m od granic ciała magmowego. W miarę oddalania się od intruzji spada intensywność użylenia i okruszczenia.

W utworach przewierconych otworem wiertniczym ZW-1, jak również sąsiednimi otworami znajdującymi się w grani-

cach strefy biotytovej, intensywność użylenia jest dość wysoka, rzędu kilkunastu żyłek na metr bieżący rdzenia, jednak znacznie mniejsza niż w złożu Myszków, w którym osiąga kilkadziesiąt żyłek na metr bieżący rdzenia. Podobnie jest z przeobrażeniami hydrotermalnymi. W przypadku otworu ZW-1 i sąsiednich otworów przeobrażenia są ograniczone niemal wyłącznie do aureoli wokół żyłek, a ich zasięg wynosi przeciętnie do 1 cm (fig. 19D), wyjątkowo jest większy (fig. 19E). Są to najczęściej efekty procesów feldspatytacji, serycytyzacji (muskowityzacji), sylifikacji i chlorytyzacji, rzadziej biotytyzacji. Przejawy metasomatozy potasowej towarzyszące żyłom kwarcowym i kwarcowo-skalieniowym z muskowitem, obejmujące przeobrażenia w aureolach tych żył, na wykresie stosunku K/Na (fig. 28) zaznaczają się słabo, jedynie niewielkimi zmianami tego stosunku – od 0,57 (głęb. 748,0–750,0 m) do 3,88 (głęb. 499,0–501,0 m).

Silne procesy metasomatozy potasowej powodujące lokalne przeobrażenia skał nastąpiły najprawdopodobniej w III etapie, po intensywnych ruchach tektonicznych, i poprzedziły użylenie barytem–celestynem. Utwory objęte tą metasomatozą odznaczają się wysokim stosunkiem K/Na (fig. 28). Przejawy najbardziej intensywnej metasomatozy potasowej występują na głębokości 632,0–650,0 m, gdzie średnia arytmetyczna zawartość potasu wynosi 4,33%, Na – 0,19%, a średni stosunek K/Na to 33,6 (maksymalnie 48,6).

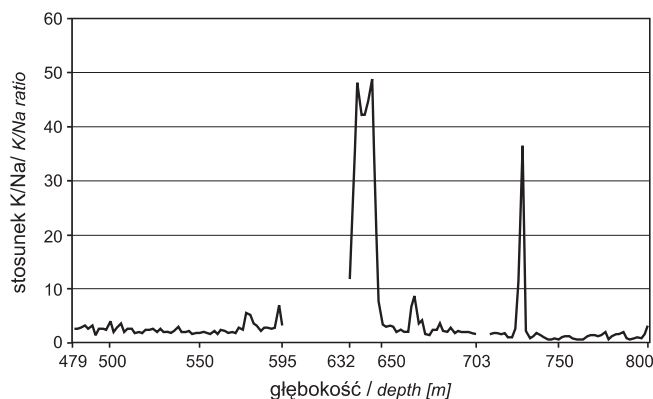


Fig. 28. Stosunek zawartości K/Na w profilu otworu wiertniczego ZW-1

The K/Na ratio in the log of the ZW-1 borehole

Widoczna jest tu wyraźna zmiana zabarwienia skały z czarnej na rdzawą, kremową i pomarańczową. W skałach z dwóch interwałów głębokości, z najintensywniejszymi przejawami metasomatozy potasowej (632,0–650,0 m i 726–730 m), stwierdzono maksima mineralizacji barytem–celestynem (fig. 21). Istnieją jednak również lokalne maksima mineralizacji Ba–Sr, np. na głębokości 766,0–772,0 m, którym nie towarzyszy wzrost zawartości K, a średni stosunek K/Na wynosi w ich przypadku ok. 1,3. Także intensywna mineralizacja barytowo-celestynowa w utworach z obu wspomnianych wcześniej interwałów głębokości nie w pełni pokrywa się z przejawami metasomatozy potasowej. Na podstawie obserwacji mikroskopowych skał ze strefy użylenia barytem stwierdzono ich intensywną feldspatyzację i serycytyzację czy wręcz muskowityzację (fig. 20C). Można przypuszczać, że proces metasomatozy potasowej, związany z silnymi deformacjami tektonicznymi, poprzedził mineralizację barytową. Lokalnie przejawia się on obecnością niewielkiej ilości adularu i kwarcu. O braku bezpośredniego związku metasomatozy potasowej z mineralizacją barytową może też świadczyć bardzo słaba korelacja między Ba i Sr a K (odpowiednio 0,39 i 0,33). Oznacza to, że metasomatoza potasowa nie była procesem towarzyszącym formowaniu się żyłek barytowych i że zachodziła ona zapewne między etapem II i III.

Jeszcze później nastąpiły procesy utlenienia skał metamorficznych i siarczków żelaza, przejawiające się miejscami w strefach silnego rozkruszenia rdzenia – druzgotu tektonicznego i brekcji tektonicznych. Ich ślady są niekiedy intensywne również w strefach spękań wypełnionych okruszcowa-

nym barytem i węglanami (głównie kalcytem i ankerytem) i nadają skałom rdzawą i szaropomarańczową zabarwienie. Dotyczy to głównie utworów z głębokości 632,0–648,3 m, 724,4–730,15 m i 766,2–771,0 m. Efekty podobnych procesów można zaobserwować w złożu Myszków.

Jeśli uwzględnić tylko odcinki rdzenia bez zaznaczającego się wpływu późnej metasomatozy, średnia arytmetyczna zawartość potasu w części stropowej utworów ediakarskich (479,0–575,0 m) wynosi 3,2%, w części spągowej (730,0–800,3 m) 2,2%, a zawartość sodu odpowiednio 1,5 i 2,1%. W związku z tym średni stosunek K/Na maleje od stropu do spągu profilu od 2,2 do 1,2. Przyczyną wzrostu zawartości sodu ku górze profilu może być wzrost ilości plagioklazów (szeregu albit–oligoklaz), co obserwuje się w bezpośrednim sąsiedztwie intruzji granitoidowych (przejście od łupków metamorficznych do hornfelsów).

Duży zasięg procesów biotytyzacji, wysokotemperaturowa mineralizacja i duża intensywność użylenia są wskaźnikami bliskości intruzji granitoidowej. Z kolei słaba intensywność okruszcowania i przeobrażeń hydrotermalnych może świadczyć o znacznej odległości od ewentualnej koncentracji złożowej. Potwierdzają to również wyniki badań geochemicznych „lokujące” otwór wiertniczy ZW-1 (jak dotąd przewiercający najbogatsze utwory w rejonie Żarek–Kotowic) w strefie peryferycznej, a więc – w odniesieniu do modelu złoża Myszków (Lasoń, 2003) – w odległości co najmniej 750 m od hipotetycznej koncentracji złożowej, której należałoby poszukiwać na SE od otworu ZW-1.

## MODEL GENETYCZNY OKRUSZCOWANIA W REJONIE ŻAREK–KOTOWIC

### PRZEGLĄD MODELI GENETYCZNYCH ZŁÓŻ PORFIROWYCH

Złoża porfirowe są produktami systemów hydrotermalnych związanych z procesami zachodzącymi w intruzjach kwaśnych i obojętnych skał magmowych o strukturze porfirowej lub porfirowatej. Często towarzyszą im komagmowe sukcesje wulkaniczne występujące ponad intruzywem (Sillitoe, 1972; Titley, Beane, 1981; Sinclair, 1995). Złoża tego typu tworzą się na niewielkiej głębokości, zwykle 1–3 km od powierzchni. Skałami okruszczowanymi są najczęściej: brekcje, monzonity kwarcowe, dioryty, granodioryty, dacyty, andezyty, dioryty kwarcowe, skarny, hornfelsy, monzonity i granity (John i in., 2010). W obrębie intruzji można wyróżnić skały powstałe w wyniku działalności wielokrotnych procesów magmowych, przy czym okruszcowanie najczęściej wiąże się z najmłodszym etapem tych procesów.

Terminem „złoża porfirowe” określa się szeroką grupę złóż kruszców zawierających głównie Cu, Mo, W i Au (Guilbert, Park, 1986; Sillitoe, 2000). Niekiedy występują w nich również takie metale jak Ag, Pb, Zn, As, Bi, Sn, Re, Rh i Pd. Szczegółową charakterystykę porfirowych złóż miedzi przedstawili John i in. (2010). Złoża porfirowe wyka-

zują związek ze strefami aktywnymi tektonicznie, a więc głównie z pewnymi typami granic płyt litosferycznych, a ich skład w dużej mierze zależy od pozycji geotektonicznej. Złoża porfirowe Cu–Mo są znane głównie ze stref subdukcji (np. zachodnie wybrzeże obu Ameryk) i z łuków wyspowych (np. Papua–Nowa Gwinea), złoża porfirowe Mo–Cu–W, tzw. niskofluorowe, są związane z kolizjami terranów, natomiast złoża porfirowe Mo–W–Sn, tzw. wysokofluorowe, typu Climax, występują w strefach wewnątrzkontynentalnych ryftów w rejonach o znacznej miąższości litosfery. Z kolei złoża porfirowe Mo–W–Sn–Ag genetycznie wiążą się ze strefami wewnątrzkontynentalnych ryftów, które tworzą się w okresie postkolizyjnym (Mitchell, Garson, 1981; Cox, Singer, 1986; Sawkins, 1990).

Powstawanie złóż porfirowych w strefach subdukcji tłumaczy się rozwojem intensywnego magmatyzmu w tych strefach. Efektem tego zjawiska jest wulkanizm wapniowo-alkaliczny, którego powierzchniowy przejaw stanowią liczne stratowulkany w odległości do 300 km od granicy płyt (rowu oceanicznego). Złoża tworzą się w pobliżu granicy batolitu lub pnia intruzywnego i komina wulkanicznego, często w utworach silnie zbrekcjonowanych. Inne złoża, np. w południowej Arizonie, wykazują związek z aktywnymi

tektonicznie głębokimi rozłamami. Z reguły złoża porfirowe występują w grupach i są ułożone liniowo (np. złoża andyjskie) lub też tworzą nieregularne skupienia (np. złoża SW Stanów Zjednoczonych). Złoża porfirowe występujące pojedynczo, w oddaleniu od innych złóż tego typu są rzadkością.

Zdecydowana większość złóż porfirowych jest związana z młodymi intruzjami o wieku poniżej 80 Ma (John i in., 2010). Najmłodsze z nich – złożo Ok Tedi w Papui-Nowej Gwinei – jest datowane na mniej niż 1,4–1,1 Ma (Dongen i in., 2009). Świadczy to o tym, że tego rodzaju złoża tworzą się na Ziemi do dzisiaj, a ich geneza wiąże się z aktywnymi centrami wulkanicznymi. Co prawda na świecie są znane złoża porfirowe już od archaicznych, powstawały więc w długim przedziale czasowym, jednak największą wartość ekonomiczną mają właśnie złoża kenozoiczne (Sinclair, 2007).

W 1970 r. Lowell i Guilbert opracowali model klasycznego porfirowego złoża Cu (typ *porphyry copper*), który z niewielkimi modyfikacjami wciąż jest aktualny. W modelu strefowości hydrotermalnych przeobrażeń skał krzemianowych wyróżniono cztery główne strefy (fig. 29). W centrum intruzji znajduje się strefa metasomatozy potasowej z charakterystycznymi dla niej skaleniami potasowymi i biotytem. Na zewnątrz występuje szeroka strefa propylityzacji z chlorytem, epidotem, albitem, adularą, węglanami i niekiedy zeolitami. Ostatnim etapem przeobrażeń hydrotermal-

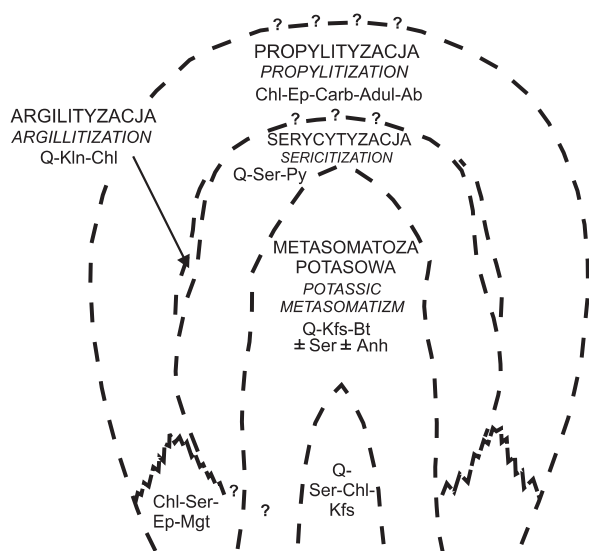


Fig. 29. Strefowość hydrotermalnych przeobrażeń skał krzemianowych w złożach porfirowych (wg Lowell i Guilberta, 1970)

Ab – albit, Adul – adulara, Anh – anhydryt, Bt – biotyt, Carb – węglany, Chl – chloryt, Ep – epidot, Kfs – skałen potasowy, Kln – kaolinit, Mgt – magnetyt, Py – piryt, Q – kwarc, Ser – serycyt

Zonation of hydrothermal alteration of silicate rocks in porphyry deposits (after Lowell, Guilbert, 1970)

Ab – albite, Adul – adularia, Anh – anhydrite, Bt – biotite, Carb – carbonate, Chl – chlorite, Ep – epidote, Kfs – potassium feldspar, Kln – kaolinite, Mgt – magnetite, Py – pyrite, Q – quartz, Ser – sericite

nych skał jest serycytyzacja, prowadząca do zatarcia pierwotnej struktury skały. Serycytowi towarzyszą kwarc i piryt. Strefa serycytyzacji jest z reguły węższa od strefy propylityzacji. Na wyższych poziomach złóż, w strefie oksydacji, między strefami propylityzacji i serycytyzacji rozwija się argilityzacja z kaolinitem, montmorillonitem, alunitem, chlorytem, kwarcem i niekiedy pirofyllitem.

Według Lowella i Guilberta (1970) model ten można stosować do wszystkich typów złóż porfirowych, mimo że nie w każdym złożu wykształciły się wszystkie wymienione strefy. W przypadku części złóż niektóre opisane przeobrażenia mogą tworzyć jedynie wąskie strefy, a przejawy karbonatyzacji, pirytyzacji, sylifikacji czy gipsyfikacji mogą być rozwinięte na większą skalę. Na wykształcenie strefowości przeobrażeń duży wpływ ma wiek złoża i głębokość jego powstawania (fig. 30). Jak można zauważyć, w starych złożach dominującą rolę odgrywa propylityzacja, przy czym znaczny jest udział krzemianów potasu. Istotną przyczyną różnic w wykształceniu strefowości przeobrażeń w starym, waryscyjskim złożu w Myszkowie w stosunku do klasycznego modelu (dotyczącego przede wszystkim złóż laramijskich i młodszych) – polegającą m.in. na braku wyraźnie wykształconych stref serycytyzacji i argilityzacji – może być zatem właśnie jego wiek. Warto podkreślić, że strefy przeobrażeń na ogół obejmują kilkakrotnie większe objętości skał niż same złoża.

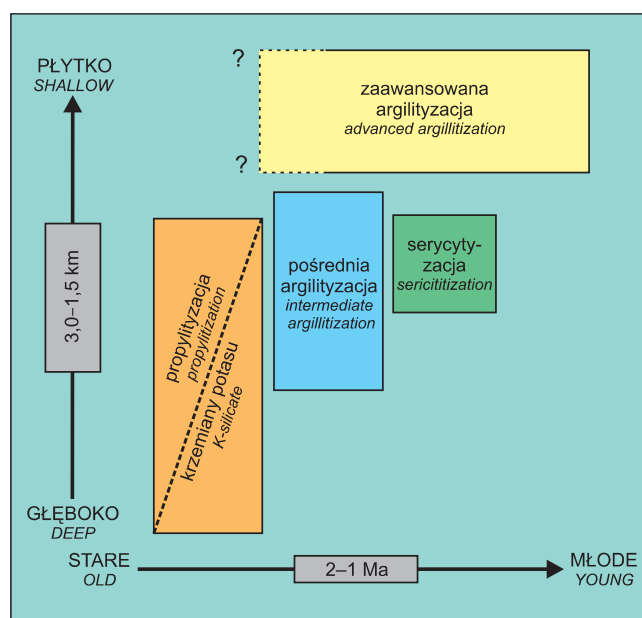


Fig. 30. Schemat zależności charakteru głównych przeobrażeń w złożach porfirowych od ich wieku i głębokości powstawania (wg Sillitoe'a, 1993)

Schematic time-depth relations of principal alteration types in porphyry deposits (after Sillitoe, 1993)

Zgodnie z omawianym modelem jądro intruzji charakteryzuje się niskimi koncentracjami Cu i Mo. Z minerałów kruszcowych występują w nim chalkopiryt, piryty, molibdenit i bornit, a mineralizacja jest rozproszona. W otoczeniu centralnej części intruzji, na granicy strefy serycytowej i potasowej, tworzy się sztokwerk i w nim znajduje się największa koncentracja kruszców: molibdenitu, chalkopiryty oraz niewielka ilość piryty. Molibden gromadzi się w częściach bardziej wewnętrznych, a miedź w zewnętrznych. Strefa okruszczona minerałami miedzi i molibdenu jest otoczona aureolą rozproszonego piryty, którego zawartość waha się od 10 do 15%, z niewielką domieszką chalkopiryty i śladową molibdenitu (Lowell, Guilbert, 1970). Jeszcze dalej od intruzji znajduje się strefa peryferyczna z niską zawartością piryty. Odnacza się ona okruszczaniem Au i Ag. W sprzyjających okolicznościach, w warunkach suchego i gorącego klimatu, w górnej części złóż porfirowych rozwija się strefa cementacji.

Strefowość występowania metali jest zależna od składu rud złoża porfirowego. Według Theodore'a i Menzie'go (1984) skład większości znanych złóż porfirowych jest pośredni między skrajnymi typami złóż: miedzi, molibdenu, wolframu i złota, przy czym porfirowe złoża Au i W są spotykane bardzo rzadko. Zgodnie z klasyfikacją Theodore'a i Menzie'go (1984) oraz z modelami złóż Coxa i Singera (1986) można wyróżnić wspomniane już dwa rodzaje porfirowych złóż Mo: niskofluorowe (o zawartości ok. 0,1% F) i wysokofluorowe, typu Climax (0,5–2,0% F). Występują też złoża przejściowe między niskofluorowymi złożami Mo i złożami Mo–Cu oraz między złożami Mo–Cu a zawierającymi Mo typowymi złożami porfirowymi Cu. W każdym złożu porfirowym są obecne: chalkopiryt, molibdenit i piryty, przy czym występują w różnych proporcjach, od zawartości śladowej do kilkuprocentowej Cu i Mo i kilkunastoprocentowej FeS<sub>2</sub>.

Istnieją również inne klasyfikacje złóż porfirowych Mo(–Cu), oparte na cechach morfologicznych lub chemizmie skał intruzywnych, np. podział złóż zaproponowany przez Westrę i Keitha (1981). Autorzy ci wyróżnili serie magmowe: wapniowo-alkaliczne (odpowiednik złóż niskofluorowych), alkaliczno-wapniowe i alkaliczne (odpowiednik złóż wysokofluorowych). Bogate złoża Mo są związane z intruzjami alkaliczno-wapniowymi i alkalicznymi, przede wszystkim z granitami i ryolitami charakteryzującymi się zawartością K<sub>2</sub>O >4,5%, SiO<sub>2</sub> >75,0% i F 0,5–2,0%.

W literaturze rosyjskiej klasyfikacji złóż Mo są odmienne od klasyfikacji anglosaskich. Na obszarze dawnego Związku Radzieckiego złoża typu porfirowego występują dość licznie, jednak opisywano je raczej jako złoża hydrotermalne, sztokwerkowe. Jedną z ważniejszych genetycznych klasyfikacji opracował Pokalov (1972). Według niego endogeniczne złoża molibdenu dzielą się na złoża formacji: Cu–Mo, Mo i Mo–W. Charakterystykę tych formacji przedstawiono w opracowaniu Markowiaka i in. (2001). Z trzech wyróżnionych wyżej formacji rudnych złoża Myszków wykazuje największe podobieństwo do formacji Mo–W.

Typowym przejawem magmatyzmu, charakterystycznym m.in. dla złóż molibdenu wszystkich wymienionych formacji rudnych, są małe ciała intruzywne (formacja małych in-

truzji), które w przypadku formacji Mo–W mogą występować zarówno wewnątrz plutonów leukokratycznych, jak i w znacznej odległości od nich.

#### MODEL GENETYCZNY MINERALIZACJI W REJONIE ŻAREK–KOTOWIC

Jak podano wcześniej, głównym elementem strukturalnym w omawianym regionie jest strefa tektoniczna Kraków–Lubliniec, stanowiąca granicę między blokami litosferycznymi (terranami): górnośląskim i małopolskim (m.in. Żaba, 1996, 1999; Buła, 2000; Buła, Żaba 2005). Zgodnie z dotychczasowym stanem rozpoznania wykluczone jest istnienie na granicy tych bloków strefy subdukcji, ryftu czy też łuku wyspowego, chociaż pojawiały się takie poglądy (Chaffee i in., 1997). Aktywizacja krawędzi bloków kontynentalnych górnośląskiego i małopolskiego nastąpiła zapewne podczas kolizji, do której doszło w czasie orogenezy waryscyjskiej, między masywem czeskim od zachodu i mikrokontynentem Brunovistulicum na wschodzie (fig. 2). W wyniku tego zderzenia masyw czeski nasunął się ku wschodowi, na zachodnią krawędź Brunovistulicum, która uległa silnej deformacji. W ten sposób powstał szeroki pas o przebiegu NNE–SSW, złożony z silnie zdeformowanych i ponasuowanych na siebie w formie płaszczowin skał krystalicznego trzonu Brunovistulicum i jego pokrywy osadowej (np. Grygar, Trzepierczyński, 1995; Mazur i in., 2010). Pas ten jest nazywany strefą morawsko-śląską. Polimetaliczna mineralizacja kruszczowa w regionie krakowsko-lublinieckim jest związana z tektoniczno-magmową aktywizacją krawędzi bloków kontynentalnych oddzielonych uskokiem transformacyjnym (Markowiak i in., 2001). Porównanie cech przejawów mineralizacji obserwowanych w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego z cechami złóż porfirowych pozwala na stwierdzenie, że wystąpienia te, w tym w złożu Myszków, wykazują wiele cech charakterystycznych dla złóż typu porfirowego (Oszczepalski i in., 2010).

Pavlova i Aleksandrov (1986) stwierdzili, że złoża molibdenowe powstawały przede wszystkim w blokach podniesionych, w których są obecne intruzje granitoidowe. Większość rejonów z przejawami polimetalicznej mineralizacji kruszczowej w strefie Kraków–Lubliniec znajduje się na wyniesionych w paleozoiku blokach tektonicznych, przeważnie zbudowanych z utworów ediakaru, tworzących wychodnie na powierzchni podtriasowej lub podjurajskiej (Dolina Będkowska, Pilica, Żarki–Kotowice, Mrzygłód–Myszków–Nowa Wieś Żarecka). Wyjątek stanowi rejon Zawiercia, ponieważ okruszczowanie występuje tam głównie w utworach ordowiku, syluru i dewonu wypełniających rów tektoniczny. Główna intruzja granitoidowa nawiercona otworem wiertniczym ZMZ-100 znajduje się jednak na bloku względnie wyniesionym, zbudowanym ze skał ediakaru z pokrywą utworów syluru. Rejon Mysłowa jako jedyny rozpoznany na bloku górnośląskim występuje na obszarze wyniesionym, ale zbudowanym z utworów ordowiku (rozpoznanie sięga tu jedynie do głęb. ok. 500 m od powierzchni terenu).



W odniesieniu do klasyfikacji anglosaskich cechy skał magmowych oraz charakter mineralizacji wskazują na to, że w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego można spodziewać się porfirowych złóż molibdenu typu niskofluorowego (Nieć, Lemberger, 1986; Nieć, 1988; Ślósarsz, 1988; Markowiak i in., 2001). Dotyczy to również rejonu Żarek–Kotowic. Jak wynika z badań geochemicznych złoża Myszków (Lasoń, 2003), średnia arytmetyczna zawartość fluoru w strefie złożowej i okołozłożowej wynosi ok. 1000 ppm. Na podstawie szczegółowych badań geochemicznych (Lasoń, 2003; Karwowski i in., 2005) złoża Myszków należy zaliczyć do niskofluorowych złóż molibdenu według klasyfikacji Theodore'a i Menzie'go (1984), wapniowo-alkalicznych, sztokwerkowych złóż molibdenu według klasyfikacji Westra i Keitha (1981) lub molibdenowych złóż porfirowych związanych z granodiorytami w ujęciu Mutschlera i in. (1981).

## PERSPEKTYWICZNOŚĆ WYSTĘPOWANIA ZŁÓŻ MO–CU(–W) W REJONIE ŻAREK–KOTOWIC ORAZ NA INNYCH OBSZARACH BLOKÓW GÓRNOŚLĄSKIEGO I MAŁOPOLSKIEGO

Strefa kontaktowa bloków górnośląskiego i małopolskiego jest obszarem perspektywicznym pod względem występowania złóż Mo–Cu(–W), m.in. dlatego, że w strefie tej odkryto już jedno złożo porfirowe w Myszkowie, a jak wspomniano w poprzedniej części opracowania, bardzo rzadkie są przypadki występowania pojedynczego złoża tego typu. Powierzchnia niezbadanych obszarów objętych intensywnymi procesami metasomatozy na etapie magmowym i wczesnym pomagmowym (skał strefy biotytovej) jest znaczna. Z uwagi na rozmiar złoża Myszków (ok. 0,5 km<sup>2</sup>) i obecną gęstość siatki otworów wiertniczych można przypuszczać, że istnieje jeszcze wiele obszarów, w których przynajmniej teoretycznie mogą znajdować się ciała rudne porównywalne wielkościami z tym złożem. Powinny to być porfirowe złoża molibdenu typu niskofluorowego, podobnie jak złożo Myszków, co wynika z pozycji geotektonicznej i charakteru magmatyzmu.

Wydaje się, że również w rejonie Żarek–Kotowic prawdopodobne jest występowanie koncentracji kruszców o znaczeniu złożowym. Rejon ten jest jednym z obszarów perspektywicznych występowania molibdenu i wolframu wyznaczonych na podstawie wyników badań geochemicznych, które obejmowały wszystkie zachowane rdzenie wiertnicze ze strefy kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego (Oszczepalski i in., 2008; Mikulski i in., 2012). Mimo tego, że w centralnej części rejonu nie nawiercono dotychczas skał magmowych, ich obecność do głębokości maksymalnie 1 km od podtriasowej powierzchni erozyjnej – zarówno ze względu na obecność charakterystycznej strefowości przeobrażeń metasomatycznych, jak i ze względu na wysokotemperaturowe okruszcowanie skał – jest niemal pewna. Prawdopodobnie, jakie stwierdzono w wyniku badań spągu otworu wiertniczego ZW-1 (zmiany składu mineralnego skał kontaktowych), sugerują, że strop intruzji magmowej w tym

Powierzchnia złoża Myszków wynosi ok. 0,5 km<sup>2</sup>. W wyniku przeprowadzonej weryfikacji zasoby bilansowe złoża Myszków w kategorii C<sub>2</sub> określono na 550,827 mln t rud molibdenowo-wolframowych z miedzią (Siata, 2007). Zasoby bilansowe molibdenu oszacowano na ok. 295 tys. t, wolframu na 238 tys. t, a miedzi na 804 tys. t. W odniesieniu do całego złoża Myszków średnie parametry jakościowe określono na: 0,049% Mo, 0,041% W i 0,152% Cu, stąd średnia zawartość molibdenu ekwiwalentnego Mo<sub>e</sub> wynosi 0,156%. Zasoby złoża Myszków są więc dość duże, ale mają niskie parametry jakościowe. Wskazane jest ponowne obliczenie zasobów z wartością brzezną wynoszącą nie 0,10% Mo<sub>e</sub>, lecz np. 0,15% Mo<sub>e</sub>, co pozwoli na okonturowanie mniejszych zasobów, ale mających korzystniejsze parametry jakościowe.

miejsu może się znajdować już na głębokości ok. 0,9 km od powierzchni terenu (fig. 7).

Pod względem geochemicznym skały nawiercone otworem ZW-1 najbardziej przypominają utwory strefy peryferycznej hipotetycznego złoża porfirowego Mo–Cu(–W), a więc jeżeli w ogóle istnieją tu koncentracje złożowe, to znajdują się one w odległości co najmniej 750 m od tego otworu. W świetle wyników badań geochemicznych utworów z pozostałych (starych) otworów wiertniczych w tym rejonie (Lasoń, Markowiak, 2008), usytuowanych ogólnie na północny zachód od otworu ZW-1, hipotetycznej koncentracji kruszców należałoby poszukiwać w kierunku południowo-wschodnim od tego otworu.

Rozwojowi mineralizacji porfirowej o charakterze złożowym sprzyja wieloetapowy magmatyzm, zwłaszcza z działalnością wulkaniczną, ponieważ jak już wspomniano, geneza złóż typu *porphyry copper* często jest związana z aktywnymi centrami wulkanicznymi, których pozostałości w sąsiedztwie otworów wiertniczych odwierconych w rejonie Żarek–Kotowic na razie nie stwierdzono. W wyznaczeniu miejsc występowania ewentualnych kominów wulkanicznych (wychodni skał magmowych na powierzchni podmezozoicznej) czy koncentracji kruszców powinny pomóc badania geofizyczne – szczegółowe badania grawimetryczne i magneto-metryczne, a także badania sejsmiczne – przeprowadzone na obszarze pokrywającym się ze strefą biotytovej (strefa 2). Dopiero po wykonaniu tego typu prac można będzie podać bardziej precyzyjne prognozy złożowe.

Korzystnym dla procesów mineralizacyjnych w rejonie Żarek–Kotowic czynnikiem może być podwyższona zawartość fluoru, którą zaobserwowano w wielu typach żyłek powstałych podczas wszystkich etapów mineralizacji kruszcowej, czego nie odnotowano dotąd w innych rejonach, nawet w złożu Myszków.

Wyniki dotychczasowych prac sugerują, że szanse na odkrycie kolejnego po Myszkowie złoża należy wiązać z całą strefą tektoniczną Kraków–Lubliniec, przede wszystkim z brzeżną częścią bloku małopolskiego, ale i z fragmentem krawędziowej części bloku górnośląskiego w rejonie Mysłowa, a być może także z okolicami Krzeszowic, miejscem szczególnie intensywnego rozwoju wulkanizmu waryscyjskiego. Na korzyść tej hipotezy przemawiają zbliżony wiek procesów magmowych zachodzących na obu blokach oraz prawdopodobne występowanie intruzji granitoidowej również w podłożu bloku małopolskiego, o czym może świadczyć obecność granodiorytowych ksenolitów w porfirach Zalusu, Dubia i Siedlca (Siedlecki, 1954; Gaweł, 1955; Muszyński, Czerny, 1999; Czerny i in., 2000; Lewandowska, Bochenek, 2001). W okolicach Krzeszowic nie odnotowano jak dotąd poważniejszych przejawów polimetalicznej mineralizacji kruszcowej, należy jednak wziąć pod uwagę to, że poziom ścięcia erozyjnego jest tu mniejszy niż na bloku małopolskim.

Za niejaką przesłankę można uznać śladowe okruszcowanie martwicy karniowickiej (Lipiarski, Zakrzewski, 1970; Zakrzewski, 1984; Czerny, 1992). Występuje tam mineralizacja o charakterze stadialnym złożona z pirytu, markasytu, galeny, chalkopirytu, ze sfalerytu, z minerałów szeregu

tennantyt–tetraedryt, bornitu, bravoitu, siegenitu, gersdorffitu (?) i antymonitu (?) oraz wielu minerałów wtórnych, którym towarzyszą kalcyt, kwarc i baryt. Mineralizacja ta jest wieku permjskiego i Czerny (1992) zasugerował, że jest związana z roztworami hydrotermalnymi pochodzącymi z wylewów pobliskich law melafirowych.

Jeszcze jednym interesującym obszarem znajdującym się na bloku górnośląskim, jest okolica Koziegłówek. W podłożu podmezozoicznym występuje tam rozległa (ok.  $5,0 \times 2,5$  km) intruzja porfirowa, intensywnie zmieniona metasomatycznie (albityzacja, karbonatyzacja, serycytyzacja i feldspatyżacja potasowa). Na podstawie pierwszych bardziej szczegółowych badań (Pańczyk i in., 2012) stwierdzono, że na obszarze tym lokalnie występuje śladowa mineralizacja o składzie: piryt Ni–Co, chalkopiryt, galena, minerały szeregu tennantyt–tetraedryt (wraz z odmianą bizmutową – annivitem), sfaleryt, bornit, pirotyn i hessyt. Okruszcowanie to jest bardzo zbliżone do występującego w martwicy karniowickiej. Interesujące jest również to, że w materiale z jednego z otworów wiertniczych (6-WB) nawiercających brzeżną część intruzji stwierdzono anomalną zawartość Mo. W śródporfirowej enklawie kwarcytów karbońskich wynosi ona 887 ppm (Oszczepalski i in., 2008).

## PODSUMOWANIE I WNIOSKI

W artykule opisano mineralizację polimetaliczną występującą w rejonie Żarek–Kotowic, na którą składa się liczny zespół minerałów kruszcowych, w tym: magnetyt, hematyt, wolframit (ferberyt), scheelit, ilmenit, rutil, tytanit, kasyteryt, piryt, pirotyn, markasyt, mielnikowit–piryt, piryt kobaltowy z szeregu piryt–cattieryt, piryt niklowy, chalkopiryt, bornit, chalkozyn, molibdenit, sfaleryt, galena, argentyt, carrollit, minerały szeregu tennantyt–tetraedryt, arsenopiryt, minerały szeregu kobaltyn–gersdorffit, wittichenit, bismutytnit, prawdopodobnie cuprobismutytnit i hammaryt, bizmut rodzimy, nikielin, hessyt, empressyt, jak również bliżej niezidentyfikowane tellurki Bi i Pb. Do minerałów płonnych towarzyszących temu zespołowi należą: kwarc, muskowit, biotyt, chloryty, kalcyt, ankeryt, dolomit, plagioklasy, adular, epidot, aktynolit, fluoryt, apatyt, monacyt, cyrkon, minerały szeregu baryt–celestyn i anglezyt. Omawiana mineralizacja ma charakter epigenetyczny. Występuje w przeobrażonych skałach klastycznych ediakaru. Zmiany tych skał wraz z okruszcowaniem prawdopodobnie powstały w wyniku metamorfizmu kontaktowego i procesów hydrotermalnych zachodzących pod wpływem domniemanej intruzji granitoidowej.

Magmatyzm i mineralizacja polimetaliczna w strefie Kraków–Lubliniec są związane z aktywizacją tektoniczną krawędzi bloków tektonicznych: górnośląskiego i małopolskiego, która nastąpiła podczas orogenezy waryscyjskiej, w czasie kolizji masywu czeskiego i mikrokontynentu Brunovistulicum. W strefie tej zachodziły wówczas ruchy zrzutowo-przesuwowe.

Problem wieku magmatyzmu w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego nie został w pełni rozstrzygnięty. Najnowsze wyniki badań wieku skał magmowych ze strefy Kraków–Lubliniec wskazują na to, że mniej więcej w okresie  $300 \pm 10$  Ma (na przełomie karbonu i permu; *tab. 1*) doszło tu do rozwoju magmatyzmu bimodalnego, którego następstwem były procesy hydrotermalne prowadzące do utworzenia się koncentracji Mo, Cu, W oraz innych metali. Powstały wówczas liczne intruzje skał magmowych, w tym kilka małych intruzji granodiorytowych. Wszystkie te intruzje kwaśnych skał magmowych są związane przypuszczalnie z jednym ogniskiem magmowym i stanowią pochodne jednego batolitu. Właśnie batolit granitoidowy jest domniemaną przyczyną ujemnej anomalii grawimetrycznej Kotowic, rozciągającej się na długości ok. 30 km od Pilicy po Żarki (*fig. 4*). W rejonie Pilicy na dużym obszarze (w przybliżeniu  $5 \times 8$  km) zalega on dość płytko, do 1 km od podmezozoicznej powierzchni erozyjnej. Obecnie nie da się rozstrzygnąć, czy nawiercone w rejonie Pilicy granitoidy należą do formacji małych intruzji przebijających batolit, czy też stanowią strefę apikalną tego batolitu. W przypadku diabazów dotychczas nie udało się definitywnie rozstrzygnąć kwestii ich wieku i niezbędne są dalsze badania.

Granitoidy strefy kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego w większości przypadków intrudowały w sfałdowany kompleks klastycznych skał ediakarskich (w rejonie Doliny Będkowskiej, Pilicy, Mrzygłodu–Myszkowa–Nowej Wsi Żareckiej, zapewne również w rejonie Żarek–Kotowic). Były to skały objęte wcześniej słabym metamorfizmem

regionalnym, który osiągnął maksymalnie stopień granicy anchiepizony. Pierwotnie miały one czerwono-brązową barwę będącą efektem od domieszki hematytu. W egzokontakcie intruzji granitoidowych na etapie magmowym i wczesnym pomagmowym zachodziły intensywne procesy metasomatozy. Poprzedzały one procesy hydrotermalne prowadzące do koncentracji kruszców. Efektem metasomatozy są przeobrażenia o koncentrycznej strefowości i o zasięgu poziomym wynoszącym prawie 2 km od granic intruzji, przejawiające się zmianą składu mineralnego skał, a megaskopowo zaznaczające się zmianą ich zabarwienia. W pobliżu kontaktu z granitoidem powstała strefa biotyto-wa, zbudowana ze skał ciemnoszarych i czarnych (w odległości do 800–1000 m od kontaktu), a dalej strefa chloryto-wa (w odległości do 1700–1900 m od kontaktu), zbudowana ze skał szarych i szarozielonych. Metasomatoza prowadząca do biotytyzacji skał klastycznych jest typowa dla hydrotermalnych złóż molibdenu (Pokalov, 1972), dlatego każda strefa skał zbiotytowanych w strefie Kraków–Lubliniec jest perspektywiczna pod względem poszukiwań złóż kruszców. Przejawy mineralizacji kruszczowej są związane ze wszystkimi rozpoznany- mi dotąd intruzjami granodiorytów i strefami przeobrażeń metasomatycznych wokół nich. Należy jednak pamiętać, że przeobrażenia, jakie tu zaobserwowano, odpowiadają metamorfizmowi w warunkach facji zieleńcowej, zony biotyto- wej, dlatego łatwo je pomylić z metamorfizmem regionalnym.

W całym rejonie Żarek–Kotowic w obrębie strefy biotyto- wej odwiercono dotychczas tylko cztery otwory wiertnicze: 133-Ż, 144-Ż, 45-BN i ZW-1. W profilach wszystkich tych otworów zaobserwowano znaczną gęstość użyczenia, miejscami osiągającą kilkadziesiąt żyłek na metr bieżący rdzenia, i okruszcowanie Mo–W, spotykane wyłącznie w tej strefie. W rejonie tym nie nawiercono jak dotąd intruzji granito- idowej, jednak jej obecność – ze względu na występowanie typowej strefowości przeobrażeń metasomatycznych, jak i ze względu na wysokotemperaturowe okruszcowanie skał – jest niemal pewna. Wierzchołek tej intruzji może znajdować się do 1 km od powierzchni terenu.

Utwory przewiercone otworem wiertniczym ZW-1 są naj- bogatsze pod względem okruszcowania Mo–Cu–W w rejo- nie Żarek–Kotowic, a zarazem są jednymi z bogatszych na całym obszarze od Pilicy po Żarki. Dobrym prognostykiem w odniesieniu do perspektyw złożowych tego rejonu mogą być liczne żyłki kwarcowe z molibdenitem, których kon- centracja jest największa na głębokości 650,0–652,0 m, gdzie średnia geometryczna zawartość Mo wynosi 3790 ppm, dzięki czemu zgodnie z obowiązującymi kryteriami (Roz- porządzenie Ministra Środowiska..., 2005) utwory z tego interwału głębokości można uznać za bilansowe.

W wyniku badań rdzenia z otworu wiertniczego ZW-1 opisano nowe asocjacje mineralne, których dotychczas nie rozpoznano w omawianym rejonie. Wyniki te, wraz z dany- mi z innych otworów wiertniczych, wykorzystano w celu zestawienia sukcesji mineralnej całego rejonu Żarek–Koto- wic. Wydzielono trzy etapy mineralizacji: etap I – wczesny, etap II – główny, hydrotermalny i etap III – późny. Najbar- dziej złożona jest mineralizacja etapu II – wyróżniono dzie-

więc zespołów mineralnych. Następnym etapem asocjacji mineral- nych stwierdzonych w profilu otworu ZW-1 i w całym rejo- nie Żarek–Kotowic jest w dużej części zgodne ze stadiami rozwoju mineralizacji hydrotermalnej w złożu Myszków (Podemski i in., 2001), wykazuje również duże podobień- stwo do mineralizacji w rejonie Pilicy. Najstarszy zespół – zespół magnetyto-wo-chalkopirytowy (etap I) – reprezentują żyły metasomatyczne o nieostrych granicach. Zwykle tworzy on w skałach tekstury plamiste, impregnacyjne, rzadziej cementacyjne, niekiedy o dużym udziale kruszców. W pozostających zespołach mineralnych (etapów II i III) kruszce są rozproszone w treści mineralnej żył, jednak często pojawiają się również w formie impregnacji w zmetasomaty-zowanych aureolach tych żył, przeważnie w odległości do kilku mili- metrów, sporadycznie do kilku centymetrów (najszersze au- reole występują wokół żył kwarcowo-serycytowych). W brek- cjach tektonicznych kruszce występują przede wszystkim w formie impregnacji spoiwa.

Okruszcowanie etapu II, głównego, zachodziło niemal jednocześnie w całej strefie Kraków–Lubliniec, na co wska- zują wyniki oznaczeń wieku molibdenitu (jednego z podsta- wowych składników rud polimetalicznych) metodą Re-Os – 303–295Ma (Mikulski, Markowiak, 2008; Mikulski, Stein, 2012). Wiek ten jest zgodny z wiekiem magmatyzmu kwaś- nego i przynajmniej części zasadowego.

Na badanym obszarze zidentyfikowano dwie poten- cjalnie złoto-nośne asocjacje mineralne, powstałe w trakcie etapu II. Jedna z nich jest reprezentowana przez kruszce wy- stępujące w formie spoiwa brekcji tektonicznych (brekcje tektoniczne II – fig. 12). Do drugiej asocjacji należą żyłki z wolframitem ze złożonym zespołem mineralnym obej- mującym m.in. siarczki, minerały bizmutu i tellurki (zespół żył z wolframitem – fig. 12). Asocjacje o podobnym składzie opisane z rejonu Pilicy i Doliny Będkowskiej (Harańczyk, 1983; Mikulski i in., 2008) odznaczają się wysoką zawar- tością złota (do 16 ppm), jednak porównanie nie jest moż- liwe, ponieważ materiału z otworu wiertniczego ZW-1 pod tym kątem nie analizowano.

Mineralizacja etapu III powstała dużo później niż mine- ralizacja hydrotermalna etapu II, może nawet kilkadziesiąt milionów lat po niej (Jacher-Śliwczyńska i in., 2005; Jacher- Śliwczyńska, 2008). Galena z żył barytowo-węglanowych (zespół barytowo-fluorytowy – fig. 12) pod względem skła- du izotopowego Pb istotnie różni się od galeny starszych etapów i wykazuje znaczne podobieństwo do galeny ze śląsko- -krakowskich złóż Zn–Pb. Skład izotopowy S w starszych generacjach kruszców jest typowy dla mineralizacji porfiro- wej i świadczy o dominującej roli roztworów juwenilnych w ich formowaniu, natomiast skład izotopowy siarki w gale- nie żył barytowych może sugerować ich odmienną genezę.

Pod względem geochemicznym skały nawiercone za- równo otworem wiertniczym ZW-1, jak i starszymi otwora- mi 133-Ż, 144-Ż i 45-BN (Lasoń, Markowiak, 2008) najbar- dziej odpowiadają strefie peryferycznej hipotetycznego złoża porfirowego. W odniesieniu do modelu złoża Myszków przy- puszczałna koncentracja kruszców o charakterze złożowym może się znajdować (w rzucie poziomym) w odległości co



najmniej 750 m od otworu ZW-1, najprawdopodobniej w kierunku południowo-wschodnim.

Wydaje się, że szanse na odkrycie kolejnego po Myszkowie złoża należy wiązać z całą strefą uskoku Kraków–Lubliniec, nie tylko z brzezną częścią bloku małopolskiego, lecz także z krawędziową częścią bloku górnośląskiego, głównie w rejonie Mysłowa i Koziegłów. Dotyczy to również okolic Krzeszowic, a więc obszaru szczególnie intensywnego rozwoju wulkanizmu waryscyjskiego. Na korzyść tej hipotezy przemawia to, że wiek procesów magmowych zachodzących w okolicach Krzeszowic jest zbliżony do tych z bloku małopolskiego, oraz prawdopodobieństwo istnienia intruzji granitoidowej w podłożu, o czym może świadczyć

obecność granodiorytowych ksenolitów w porfirach miejscowych intruzji subwulkanicznych z Siedlca, Dubia i Zaluska.

**Podziękowania.** Wyrażam głęboką wdzięczność dr. hab. S.Z. Mikulskiemu, prof. nadzw. PIG-PIB, za rady i życzliwą opiekę nad całością pracy. W publikacji wykorzystano wiele cennych uwag i wskazówek zawartych w recenzjach dr. hab. M. Sikorskiej-Jaworowskiej, prof. nadzw. PIG-PIB; prof. dr. hab. A. Piestrzyńskiego, a także prof. dr. hab. A. Paulo.

Pragnę również podziękować kierownictwu Śląsko-Krakowskiej Kompanii Górnictwa Metali za udostępnienie do badań materiału z otworu wiertniczego ZW-1.

## LITERATURA

- BACHNACKI S., MARGUL H. (red.), 1988 — Region górnośląski 1985–90, zadanie 1: geofizyczne mapy podstawowe regionu górnośląskiego. CPBR nr 1.8, cel nr 43, pkt kontrolny nr 4. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, filia w Sosnowcu.
- BADERA J., 2005 — Uwagi o metasomatycznych ciałach rudnych towarzyszących mineralizacji typu porfirowego z rejonu Myszkowa. *W: Przewodnik 76. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Rudy k. Rybnika, 14–16 września 2005 r.* (red. J. Jureczka i in.): 128–131. Państw. Inst. Geol., Pol. Tow. Geol., Warszawa.
- BANAŚ M., PAULO A., PIEKARSKI K., 1972 — O mineralizacji miedziowej i molibdenowej w rejonie Mrzygłodu. *Rudy Met. Niezł.*, **17**, 1: 3–7.
- BILIBIN I.A., 1955 — Metallogenicheskie provincijj i metallogenicheskie ehpokhi. Moskwa.
- BOLEWSKI A., 1982 — Mineralogia szczegółowa. Wyd. Geol., Warszawa.
- BUKOWY S., 1984 — Struktury waryscyjskie rejonu śląsko-krakowskiego. *Pr. Nauk. U.Śl.*, **691**: 1–75.
- BUKOWY S., CEBULAK S., 1964 — Nowe dane o magmatyzmie antyklinorium śląsko-krakowskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **184**: 41–94.
- BUKOWY S., CEBULAK S., 1971 — Przejawy magmatyzmu w rejonie śląsko-krakowskim. *W: Sprawozdanie z 68. Sesji Naukowej Instytutu Geologicznego nt. „Magmatyzm i epige-neza utworów paleozoicznych północno-wschodniego obrzeżenia Śląsko-Krakowskiego Zagłębia Węglowego”.* *Kwart. Geol.*, **15**, 3: 703–704.
- BUKOWY S., ŚLÓSZARZ J., 1975 — Profil paleozoiku i mezozoiku w Smoleniu koło Pilicy. *Biul. Inst. Geol.*, **282**: 419–448.
- BUŁA Z., 2000 — Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **171**: 5–71.
- BUŁA Z., JACHOWICZ M., 1996 — The Lower Paleozoic sediments in the Upper Silesian Block. *Geol. Quart.*, **40**, 3: 299–336.
- BUŁA Z., ŻABA J., 2005 — Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. *W: Przewodnik 76. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Rudy k. Rybnika, 14–16 września 2005 r.* (red. J. Jureczka i in.): 14–42. Państw. Inst. Geol., Pol. Tow. Geol., Warszawa.
- BUŁA Z. (red.), HABRYN R., KRIEGER W., KUREK S., MARKOWIAK M., WO NIAK P., 2002 — Atlas geologiczny paleozoiku bez permu w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BUŁA Z., HABRYN R., JACHOWICZ M., MARKOWIAK M., PACZEŚNA J., 2005 — Charakterystyka utworów prekambryjskich i dolnopaleozoicznych oraz przejawów mineralizacji kruszcowej w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego. *W: Przewodnik 76. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Rudy k. Rybnika, 14–16 września 2005 r.* (red. J. Jureczka i in.): 171–182. Państw. Inst. Geol., Pol. Tow. Geol., Warszawa.
- BUŁA Z., HABRYN R. (red.), BYŚ I., FLOREK R., JACHOWICZ M., KWARCINŚKI J., LASKOWICZ R., LISZKA B., MADEJ K., MAKSYM A., MARKOWIAK M., PIETRUSIAK M., PROBULSKI J., RYŁKO W., SALWA S., SIKORA R., STARYSZAK G., TABOL-WÓJCIK P., TOMAŚ A., ZACHARSKI J., 2008a — Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BUŁA Z., ŻABA J., HABRYN R., 2008b — Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i małopolski). *Prz. Geol.*, **56**, 10: 912–920.
- CHAFFEE M.A., EPPINGER R.G., LASOŃ K., ŚLÓSZARZ J., PODEMSKI M., 1997 — A geological alteration and geochemical model of the Myszków porphyry Cu–Mo deposit, southern Poland. *W: Mineral deposits: research and exploration – where do they meet* (red. H. Papunen): 851–854. Balkema, Rotterdam.
- CIEŚLA E., WYBRANIEC S., 2001 — Results of the gravity and magnetic surveys. *W: Palaeozoic porphyry molybdenium-tungsten deposit in the Myszków area, Southern Poland.* (red. M. Podemski). *Pol. Geol. Inst. Spec. Pap.*, **6**: 10–13.
- CIEŚLA E., KOSOBUDZKA I., OKULUS H., 1984 — Monoklina śląsko-krakowska w naturalnych polach fizycznych Ziemi: gravitacyjnym i magnetycznym. *W: Symposium nt. „Badania geofizyczne przy poszukiwaniu i rozpoznawaniu złóż surowców stałych”*, Jabłonna k. Warszawy, 7–8 czerwca 1984 r.: 1–33. PBG i SITG.
- COX D.P., SINGER D.A., 1986 — Mineral deposit models. *USGS Bull.*, **1693**: 73–122.
- CZERNY J., 1992 — Hydrothermal mineralization phenomena in Karniowice travertine near Cracow. *Miner. Pol.*, **23**, 2: 3–13.
- CZERNY J., MUSZYŃSKI M., 1997 — Co-magmatism of the Permian volcanites of the Krzeszowice area in the light of petrochemical data. *Miner. Pol.*, **28**, 2: 3–25.
- CZERNY J., HEFLIK W., MUSZYŃSKI M., 2000 — Granitoid and dioritic enclaves in the porphyries of the Cracow area. *Pol. Tow. Miner. Pr. Spec.*, **17**: 18–19.



- DONGEN M., WEINBERG R.F., TOMKINS A.G., ARMSTRONG R.A., WOODHEAD J.D., 2009 — Recycling of Proterozoic crust in Pleistocene juvenile magma and rapid formation of the Ok Tedi porphyry Cu–Au deposit, Papua New Guinea. *Lithos*, **114** (2010): 282–292.
- EKIERT W., 1957 — Warunki geologiczne występowania skał magmowych w Mrzygłodzie, w okolicy Zawiercia. *Kwart. Geol.*, **1**, 1: 106–112.
- EKIERT F., 1971 — Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia GZW. *Pr. Inst. Geol.*, **66**: 5–77.
- GAŁKIEWICZ T., HARAŃCZYK C., SZOSTEK L. 1960 — Pojurajskie okruszcowanie utworów w zasięgu dewon–jura rejonu Olkusz–Klucze. *Rudy Met. Nieżel.*, **5**, 4: 124–131.
- GAWĘŁ A., 1955 — Ksenolit głębinowej skały magmowej w porfirze z Siedlca koło Krzeszowic. *Biul. Inst. Geol.*, **97**: 103–113.
- GÓRECKA E., 1972 — Mineralizacja kruszcowa w utworach paleozoicznych północno-wschodniej części obszaru śląsko-krakowskiego. *Acta Geol. Pol.*, **22**, 2: 275–326.
- GRYGAR R., TRZEPIERCZYŃSKI J., 1995 — Pozycja tektoniczna i rozwój formacji fliszowej strefy morawsko-śląskiej. *W: Międzynarodowa konferencja naukowa „Sedymentologia i tektonika kulmu w zachodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego”*, Głubczyce–Krnov–Złate Hory–Opava–Ostrava–Katowice, 5–8 października 1995 r.: 7–18. UŚI, Sosnowiec.
- GUILBERT J.M., PARK CH. F., 1986 — The geology of ore deposits: 406–411. Freeman and Company, New York.
- HABRYN R., MARKOWIAK M., 1994 — Jakość i typy rud złoża Myszków. *W: Przewodnik 65. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Pr. Nauk. UŚI.*, **1431**: 202–212.
- HARAŃCZYK C., 1974 — Fluoryt ze strefy korzeniowej w skałach paleozoicznych z Pilicy. *Prz. Geol.*, **22**, 2/3: 109–110.
- HARAŃCZYK C., 1975 — Turmalinizacja skał paleozoicznych w okolicy źródeł Pilicy. *Prz. Geol.*, **23**, 3: 125–127.
- HARAŃCZYK C., 1978a — Mineralizacja polimetaliczna w utworach paleozoicznych wschodniego obrzeżenia GZW. *Pr. Inst. Geol.*, **83**: 171–182.
- HARAŃCZYK C., 1978b — Krakowska paleozoiczna prowincja tellurkowa. *Prz. Geol.*, **26**, 6: 337–343.
- HARAŃCZYK C., 1981 — Fluoryt ze strefy korzeniowej złoża rud Zn–Pb kopalni „Bolesław”. *Prz. Geol.*, **29**, 3: 107–112.
- HARAŃCZYK C., 1982 — Krakowidy jako górotwór kaledoński. *Prz. Geol.*, **30**, 11: 575–581.
- HARAŃCZYK C., 1983 — Paragenety mineralne w złożach krakowidów i ich pokrywy. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **53**, 1–4 (wyd. 1985): 91–126.
- HARAŃCZYK C., 1989 — Wulkanizm rejonu Krzeszowic. *W: Przewodnik 60. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kraków, 14–16 września 1989 r. (red. J. Rutkowski):* 51–71. Wydaw. AGH, Kraków.
- HARAŃCZYK C., 1994 — Kaledońskie krakowidy jako górotwór transpresyjny. *Prz. Geol.*, **42**, 11: 893–901.
- HARAŃCZYK C., KUREK S., 1992 — Sprawozdanie z prac poszukiwawczych mineralizacji miedziowo-molibdenowej w obrębie skał dewonu i syluru na obszarze miasta Zawiercia. Arch. PG S.A., Kraków.
- HARAŃCZYK C., LANKOSZ M., 1990 — Sprawozdanie z badań geologicznych w Dolinie Będkowskiej. Arch. PG S.A., Kraków.
- HARAŃCZYK C., GAŁKIEWICZ T., SZOSTEK L., KUREK S., ROGOŹ S., 1980a — Porfirowa i skarnowa mineralizacja Cu–Mo z Zawiercia. Cz.1. Budowa geologiczna. *Rudy Met. Nieżel.*, **25**, 11: 484–490.
- HARAŃCZYK C., GAŁKIEWICZ T., SZOSTEK L., KUREK S., ROGOŹ S., 1980b — Porfirowa i skarnowa mineralizacja Cu–Mo z Zawiercia. Cz. 2. Mineralizacja. *Rudy Met. Nieżel.*, **25**, 12: 558–565.
- HARAŃCZYK C., KURBIEL H., KULIG M., ZUBER K., 1985 — Projekt wstępnego rozpoznania mineralizacji polimetalicznej w obszarze Pilicy–Kwaśniowa–Krzywopłotów wraz z sprawozdaniem z dotychczasowych badań. Arch. PG S.A., Kraków.
- HEFLIK W., PIEKARSKI K., 1992a — Contact metamorphic rocks from the vicinity of Myszków (Upper Silesia). *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **40**, 1: 31–42.
- HEFLIK W., PIEKARSKI K., 1992b — Granitized rocks in the Old-Paleozoic basement of the Myszków and Zawiercie area (Upper Silesia). *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **40**, 4: 301–314.
- HEFLIK W., PARACHONIAK W., PIEKARSKI K., RATAJCZAK T., RYSZKA J., 1975 — Petrografia utworów staropaleozoicznych z okolic Myszkowa (Górny Śląsk). *Zesz. Nauk. AGH*, **1** (4): 35–48.
- JACHER-ŚLIWCZYŃSKA K., 2008 — ródła ołowiu i geneza złóż Zn–Pb obszaru śląsko-krakowskiego w świetle badań izotopowych [rozprawa doktorska]. Arch. ING UJ, Kraków.
- JACHER-ŚLIWCZYŃSKA K., SLOBODNIK M., MARKOWIAK M., SCHNEIDER J.C., SASS-GUSTKIEWICZ M., 2005 — A common source of the galena mineralization hosted in rocks above the Brunovistulicum and the Małopolska Massif: evidence from Pb isotope study. *Pr. Spec. Pol. Tow. Min.*, **25**: 98–101.
- JACHOWICZ M., 2007 — Wyniki badań stratygraficznych i sedymentologicznych. Wend (ediakar) *W: Dokumentacja geologiczna otworu badawczego Cianowice-2 – zintegrowany program płytkich wierceń badawczych dla rozwiązania istotnych problemów budowy geologicznej Polski. Problem 10. Geologiczno-strukturalne rozpoznanie strefy rozłamu Kraków–Lubliniec na odcinku krakowskim: 52–57. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- JACHOWICZ M., ŻELA NIEWICZ A., BUŁA Z., BOBIŃSKI W., HABRYN R., MARKOWIAK M., ŻABA J., 2002 — Geneza i pozycja stratygraficzna podkambryjskich i podordowickich anchimetamorficznych skał w południowej Polsce – przedpole orogenu neoproterozoicznego? *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, filia w Sosnowcu.*
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1984 — Datowania metodą K-Ar skał NE obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. Geol.*, **28**, 3/4: 749–750.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1985 — Badania geochronologiczne K-Ar skał magmowych północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. Geol.*, **29**, 2: 343–354.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., ZAJĄCZKOWSKI J., 1983 — Datowania skał NE obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego metodą K-Ar. *W: Złoża rud metali na tle budowy geologicznej północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Podtemat 5. Petrografia, mineralogia, geochemia. Cz. 4: 1–12. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, filia w Sosnowcu.*
- JOHN D.A. (red.), AYUSO R.A., BARTON M.D., BLAKELY R.J., BODNAR R.J., DILLES J.H., GRAY F., GRAYBEAL F.T., MARS J.C., MCPHEE D.K., SEAL R.R., TAYLOR R.D., VIKRE P.G., 2010 — Porphyry copper deposit model. Chapter B of mineral deposit models for resource assessment. USGS Sci. Inv. Rep. 2010-5070-B: 1–169.
- JURKIEWICZ H., 1975 — Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **283**: 5–100.

- KARWOWSKI Ł., 1988 — Ewolucja fluidów mineralotwórczych waryscyjskiej formacji miedziowo-porfirowej krakowidów na przykładzie rejonu Myszkowa–Mrzygłodu. *Pr. Nauk. UŚI*, **929**: 1–89.
- KARWOWSKI Ł., MARKOWIAK M., 2012 — Przejawy mineralizacji polimetalicznej w utworach ediakarskich rejonu Żarki–Kotowice. *Mineralogia*, **43**, 3/4: 199–212.
- KARWOWSKI Ł., LASOŃ K., MARKIEWICZ J., TRUSZEL M., 2005 — Geochemiczno-petrologiczne przesłanki Mo–W–Cu mineralizacji typu złóż porfirowych rejonu krakowsko-lublinieckiego. *W: Przewodnik 76. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Rudy k. Rybnika, 14–16 września 2005 r.* (red. J. Jureczka i in.): 75–79. Państw. Inst. Geol., Pol. Tow. Geol., Warszawa.
- KOSZOWSKA E., WOLSKA A., 2000 — Mineralogical and geochemical study of thermally altered country rocks of granodioritic intrusion in the Będkowska Valley near Kraków (S Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **70**: 261–281.
- KOŚNIK I., MUSZYŃSKI M., 1990 — Granitoidy z podłoża monokliny śląsko-krakowskiej – aktualny stan poznania. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, **16**, 4: 89–120.
- KOTAS A., 1982 — Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W: Przewodnik 54. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Sosnowiec, 23–25 września 1982 r.* (red. A. Rózkowski, J. Ślósarz): 45–72. Wyd. Geol., Warszawa.
- KOTAS A., 1985 — Structural evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). *W: 10<sup>th</sup> Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology, Madrid, 1983*, 3: 459–469. Madrid.
- KOWALSKA S., 2000 — The degree of diagenesis of the Lower Cambrian–Vendian? rocks from boreholes from the Małopolska Block – preliminary data. *Pol. Tow. Min. Pr. Spec.*, **17**: 32–34.
- LASOŃ K., 2001 — Geochemical patterns and path-finders of the Myszków mineralisation. *W: Palaeozoic porphyry molybdenium-tungsten deposit in the Myszków area, Southern Poland.* (red. M. Podemski). *Pol. Geol. Inst. Spec. Pap.*, **6**: 69–71.
- LASOŃ K., 2003 — Geochemia molibdenowo-wolframowego złoża porfirowego Myszków. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **405**: 87–108.
- LASOŃ K., 2007 — Geochemia skał wendyjskich i dolnopaleozoicznych w obszarze krakowsko-lublinieckim. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa*.
- LASOŃ K., MARKOWIAK M., 2001 — Ocena możliwości występowania złóż porfirowych w paleozoiku rejonu Żarek na podstawie badań geochemiczno-mineralogicznych. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa*.
- LASOŃ K., MARKOWIAK M., 2008 — Perspektywy odkrycia ciała rudnego w rejonie Żarki–Kotowice w świetle badań petrograficzno-geochemicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **430**: 65–78.
- LASOŃ K., MARKOWIAK M., PAŃCZYK M., 2008 — Geochemiczne środowisko mineralizacji typu porfirowego w południowo-zachodniej części bloku małopolskiego [poster]. *W: Pierwszy Polski Kongres Geologiczny, Kraków, 26–28 czerwca 2008 r.* Abstrakty: 64–65. Pol. Tow. Geol., Kraków.
- LEWANDOWSKA A., BOCHENEK K., 2001 — Mineralogia nowych ksenolitów granitoidowych z ryodacytów z Zalasu. *Prz. Geol.*, **49**, 4: 346.
- LEWANDOWSKA A., ROSPONDEK M., FINGER F., SCHULZ B., NAWROCKI J., 2008 — Modelowanie frakcjonalnej krystalizacji bazaltowych trachyandezytów rejonu krakowskiego. *W: Pierwszy Polski Kongres Geologiczny, Kraków, 26–28 czerwca 2008 r.* Abstrakty: 66. Pol. Tow. Geol., Kraków.
- LIPIARSKI I., ZAKRZEWSKI M., 1970 — Okruszcowanie dolno-permskich utworów między Trzebinią a Krzeszowicami. *Spraw. Pos. Kom. Nauk. PAN Oddz. w Krakowie*, **13/1**: 222–223.
- LIS J., SYLWESTRZAK H., 1978 — Opracowanie geochronologiczne K–Ar skał z obszaru Polski. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa*.
- LOWELL J.D., GUILBERT J.M., 1970 — Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geol.*, **65**: 373–406.
- ŁYDKA K., 1971 — Litostratygrafia dolnego paleozoiku rejonu Mrzygłodu i Kotowic. *Kwart. Geol.*, **15**, 3: 708–709.
- ŁYDKA K., 1973 — Młodszy prekambry i sylur rejonu Myszkowa. *Kwart. Geol.*, **17**, 4: 700–712.
- MARKIEWICZ J., 1998 — Petrografia strefy apikalnej granitoidów mrzygłodzkich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **382**: 5–29.
- MARKIEWICZ J., 2002 — Przejawy kontaktowo-metasomatycznego oddziaływania granitoidowej intruzji mrzygłodzkiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **402**: 101–132.
- MARKIEWICZ J., 2005 — Granitoidowy magmatyzm bloku małopolskiego, związki z okruszcowaniem. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, filia w Sosnowcu*.
- MARKIEWICZ J., MARKOWIAK M., 1998 — Inwentaryzacja (kolekcja i baza danych) paleozoicznych skał krystalicznych i piroklastycznych regionu krakowsko-częstochowskiego. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa*.
- MARKIEWICZ J., ŚLÓSZARZ J., TRUSZEL M., 1993 — Pozycja geologiczna mineralizacji Cu–Mo–W w paleozoiku północno-wschodniego obrzeżenia GZW. *Pol. Tow. Miner. Pr. Spec.*, **3**: 47–54.
- MARKOWIAK M., 1999 — Wstępna ocena możliwości występowania Au w strefie kontaktu bloku górnośląskiego i bloku małopolskiego. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa*.
- MARKOWIAK M., 2004 — Barwa skał wendyjskich i jej związek z metamorfizmem. *Cz. 1 i 2. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **61**: 31–35.
- MARKOWIAK M., 2005 — Charakterystyka przejawów polimetalicznej mineralizacji kruszcowej w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego. *W: Przewodnik 76. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Rudy k. Rybnika, 14–16 września 2005 r.* (red. J. Jureczka i in.): 177–182. Państw. Inst. Geol., Pol. Tow. Geol., Warszawa.
- MARKOWIAK M., 2012 — Przejawy mineralizacji kruszcowej w utworach ediakaru nawierconych otworem Cianowice-2. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **448/2**: 345–358.
- MARKOWIAK M., 2013 — Charakterystyka mineralizacji kruszcowych na tle przeobrażeń termiczno-metasomatycznych skał w rejonie Żarki–Kotowice w brzeżnej strefie bloku małopolskiego [rozprawa doktorska]. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa*.
- MARKOWIAK M., HABRYN R., 2003 — Kompleksowa ocena polimetalicznej mineralizacji kruszcowej w utworach paleozoiku i prekambry w obszarze krakowsko-lublinieckim. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, filia w Sosnowcu*.
- MARKOWIAK M., OSZCZEPALSKI S., 2007 — Charakterystyka geochemiczna skał wendyjskich przeobrażonych termiczno-metasomatycznie wokół intruzji granodiorytowych na obszarze krakowsko-lublinieckim. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa*.
- MARKOWIAK M., HABRYN R., TRUSZEL M., 1999 — Litologia skał dolnego kambry–wendu w brzeżnej części bloku małopolskiego. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, filia w Sosnowcu*.
- MARKOWIAK M., CHAFFEE M. A., KARWOWSKI Ł., MARKIEWICZ J., 2001 — Model and genesis of the mineralisation. *W: Palaeozoic porphyry molybdenium-tungsten deposit in the Myszków area, Southern Poland.* (red. M. Podemski). *Pol. Geol. Inst. Spec. Pap.*, **6**: 77–78.

- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., SZCZEPAŃSKI J., 2010 — Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów. *Prz. Geol.*, **58**, 2: 133–145.
- MIKULSKI S.Z., MARKOWIAK M., 2008 — Oznaczenia wieku metodą Re-Os mineralizacji molibdenitowej. *W: Progniza złożowa podłoża paleozoicznego (i pokrywy mezozoicznej triasu) północno-wschodniego obrzeżenia GZW. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- MIKULSKI S.Z., MARKOWIAK M., 2011 — Gold occurrence in the contact zone of the Małopolska and Upper Silesia blocks, southern Poland. *W: Gold in Poland (red. A. Kozłowski, S.Z. Mikulski), Arch. Min. Monogr.*, **2**: 307–317.
- MIKULSKI S.Z., STEIN H.J., 2012 — Wiek molibdenitów w Polsce w świetle badań izotopowych Re-Os. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **452**: 199–216.
- MIKULSKI S.Z., MARKOWIAK M., OSZCZEPALSKI S., 2008 — Złoto w żyłach kwarcowo-siarczkowych z wiercenia DB-4 (rejon Doliny Będkowskiej, południowa Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **429**: 99–112.
- MIKULSKI S.Z., MARKOWIAK M., OSZCZEPALSKI S., STARNAWSKA E., GIRO L., 2009 — Nowe dane o mineralizacji tellurkowej z obszaru kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prz. Geol.*, **57**, 4: 310.
- MIKULSKI S.Z., OSZCZEPALSKI S., MARKOWIAK M., 2012 — Występowanie i zasoby perspektywiczne rud molibdenu i wolframu w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **448/2**: 297–314.
- MITCHELL A.H.G., GARSON M.S., 1981 — Mineral deposits and global tectonic settings. Acad. Press, Geol. Ser., London.
- MORYC W., JACHOWICZ M., 2000 — Utwory prekambryjskie w rejonie Bochnia–Tarnów–Dębica. *Prz. Geol.*, **48**, 7: 601–606.
- MUSZYŃSKI M., 1991 — Żyły mineralne w skałach poddewońskiego podłoża monokliny śląsko-krakowskiej. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, **52**: 1–129.
- MUSZYŃSKI M., CZERNY J., 1999 — Granitoid autoliths from the porphyry of Żalas near Krzeszowice. *Min. Pol.*, **30**, 1: 85–94.
- MUTSCHLER F.E., WRIGHT E.G., LUDINGTON S., ABBOT J.T. 1981 — Granite-molibdenite systems. *Econ. Geol.*, **76**: 874–896.
- NARKIEWICZ M., RACKI G., 1984 — Stratygrafia dewonu Antykliny Dębniaka. *Kwart. Geol.*, **28**, 3/4: 513–546.
- NAWROCKI J., LEWANDOWSKA A., FANNING M., 2007 — Wiek izotopowy a wiek paleomagnetyczny ryodacytów z Żalasu koło Krakowa (S Polska). *Prz. Geol.*, **55**, 6: 475–478.
- NAWROCKI J., FANNING M., LEWANDOWSKA A., POLECHOŃSKA O., WERNER T., 2008 — Paleomagnetism and the age of the Cracow volcanic rocks (S Poland). *Geophys. J. Int.*, **174**: 475–488.
- NAWROCKI J., KRZEMIŃSKI L., PAŃCZYK M., 2010 — <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar ages of selected rocks and minerals from the Kraków–Lubliniec Fault Zone, and their relation to the Paleozoic structural evolution of the Małopolska and Brunovistulian terranes (S Poland). *Geol. Quart.*, **54**, 3: 289–300.
- NIEĆ M., 1988 — Szanse odkrycia złóż rud metali w starszym podłożu paleozoicznym NE obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prz. Geol.*, **36**, 7: 390–395.
- NIEĆ M., LEMBERGER M., 1986 — Geologiczno-górnicza ocena rezultatów poszukiwań i perspektyw występowania rud polimetalicznych w NE obrzeżeniu GZW. Arch. Zakł. Geol. Górn. AGH, Kraków.
- OSZCZEPALSKI S., MARKOWIAK M., BUŁA Z., LASOŃ K., MIKULSKI S., HABRYN R., TRUSZEL M., PAŃCZYK M., SIKORA R., WOŃCIAK P., MUCHA J., WASILEWSKA M., KARWOWSKI Ł., 2008 — Progniza złożowa podłoża paleozoicznego (i pokrywy mezozoicznej triasu) północno-wschodniego obrzeżenia GZW. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- OSZCZEPALSKI S., MARKOWIAK M., MIKULSKI S. Z., LASOŃ K., BUŁA Z., HABRYN R., 2010 — Porfirowa mineralizacja Mo–Cu–W w utworach prekambryjsko-paleozoicznych — analiza prognostyczna strefy kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **439**: 339–354.
- PAJCHŁOWA M., SIEWNIAK-MADEJ A., CHOROWSKA M., TRUSZEL M., SOBOŃ-PODGÓRSKA J., 1983 — Devon. *W: Złoża rud metali na tle budowy geologicznej NE obrzeżenia GZW. Stratygrafia. Cz. 1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, filia w Sosnowcu.*
- PAŃCZYK M., MARKOWIAK M., ZIELIŃSKI G., GIRO L., 2012 — Mineralizacja kruszcowa w obrębie zmetasomatyzowanej intruzji magmowej w rejonie Koziegłówek (blok górnośląski). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **448/2**: 359–370.
- PASZKOWSKI M., 1988 — Basen dinantu w okolicach Krakowa, próba syntezy. *Prz. Geol.*, **36**, 4: 200–206.
- PAVLOVA I.G., ALEKSANDROV G.V., 1986 — Molybdenium. *W: Kriteii prognoznoj ocenki teritorij (red. D.B. Rundkwist): 295–316. Leningrad.*
- PIEKARSKI K., 1971 — Perspektywy występowania złóż miedziowo-molibdenowych w utworach staropaleozoicznych północno-wschodniego obrzeżenia GZW. *Kwart. Geol.*, **15**, 3: 710–711.
- PIEKARSKI K., 1983 — Analiza metalogeniczno-prognostyczna utworów paleozoicznych północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **53**, 1–4 (wyd. 1985): 207–234.
- PIEKARSKI K., 1994a — Pozycja strukturalna i budowa złoża rud molibdenowo-wolframowo-miedziowych Myszków. *W: Przewodnik 65. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Pr. Nauk. UŚL.*, **1431**: 58–68.
- PIEKARSKI K., 1994b — Ocena wyników poszukiwań złóż polimetalicznych obszaru Pilicy. *Prz. Geol.*, **42**, 8: 621–624.
- PIEKARSKI K., GAJOWIEC B., HABRYN R., KARWASIEC-KA M., KURBIEL H., ŁUSZCZKIEWICZ A., MARKIEWICZ J., MARKOWIAK M., SIEMIŃSKI A., STĘPNIEWSKI M., TRUSZEL M., 1993 — Dokumentacja geologiczna złoża rud molibdenowo-wolframowo-miedziowych Myszków w kategorii C<sub>2</sub>. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, filia w Sosnowcu.
- PODEMSKI M. (red.), 2001 — Palaeozoic porphyry molybdenium-tungsten deposit in the Myszków area, Southern Poland. *Pol. Geol. Inst. Spec. Pap.*, **6**: 1–87.
- POKALOV V.T., 1972 — Geneticheskie typy i poiskovye kriterii endogennykh mestorozhdenij molibdena: 3–270. Moskwa.
- POLAŃSKI A., 1988 — Podstawy geochemii. Wyd. Geol., Warszawa.
- PREIDL M., 1992 — Sprawozdanie z realizacji wstępnego rozpoznania mineralizacji polimetalicznej w obszarze Pilica–Kwaśniów–Krzywopłaty. Arch. PG S.A., Kraków.
- ROGOŹ S., 1980 — Sprawozdanie z robót i badań geologicznych wykonanych na złożu rud Zn–Pb „Zawiercie” w obszarze „Zawiercie-Miasto”. Arch. PG S.A., Kraków.
- ROZPORZĄDZENIE Ministra Środowiska z dnia 20 czerwca 2005 r. zmieniające rozporządzenie w sprawie kryteriów bilansowości złóż kopalin (DzU nr 116, poz. 978).
- RUBINOWSKI Z., 1965 — Związek hydrotermalnego okruszczenia z formacją tzw. małych intruzji i dajek. *Kwart. Geol.*, **9**, 2: 459–460.
- RYKA W., 1973 — Metamorficzne skały kaledońskiego podłoża w okolicy Zawiercia. *Kwart. Geol.*, **17**, 4: 667–682.
- RYKA W., 1978 — Skały metamorficzne. *Pr. Inst. Geol.*, **83**: 69–71.



- SAWKINS F.J., 1990 — Metal deposits in relation to plate tectonics. *Min. Rocks*, **17**: 1–461.
- SIATA E. (red.), 2007 — Dokumentacja geologiczna złoża rud molibdenowo-wolframowo-miedziowych w Myszkowie w kategorii C<sub>2</sub>. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SIEDLECKI S., 1954 — Twory paleozoiczne okolic Krakowa. *Biul. Inst. Geol.*, **73**: 1–224.
- SIEWNIAK-MADEJ A., 1994 — Przegląd badań konodontowych paleozoiku NE obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prz. Geol.*, **42**, 8: 649–652.
- SILLITOE R.H., 1972 — A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, **67**: 184–197.
- SILLITOE R.H., 1993 — Gold-rich porphyry copper deposits: geological model and exploration implications. *W: Mineral deposit modeling* (red. R.V. Kirkham). *Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.*, **40**: 465–478.
- SILLITOE R.H., 2000 — Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *SEG Rev.*, **13**: 315–345.
- SINCLAIR W.D., 1995 — Porphyry *W: Selected British Columbia Mineral deposit profiles*. Vol. 1. Metallics and coal (red. D.V. Lefebure, G.E. Ray). British Columbia Min. Energy Empl. Inv. Open File 1995-20: 93–104.
- SINCLAIR W.D., 2007 — Porphyry deposits. *W: Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods* (red. W.D. Goodfellow). *Geol. Assoc. Canada, Min. Dep. Divis. Spec. Pub.*, **5**: 223–243.
- SKORUPA J., 1953 — Badania magnetyczne w obszarze na NE od Krzeszowic. *Biul. Inst. Geol.*, **13**: 1–33.
- SKOWROŃSKI A., 1974 — Oznaczenia wieku bezwzględnego tzw. porfirów z Zalusu metodą śladów rozszczepienia jąder atomów uranu. *Spraw. Pos. Kom. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie*, **17**: 236–237.
- SŁABY E., 2008 — Generowanie i ewolucja stopów w reżimie transgresyjno-transtensyjnym na przykładzie permskiego magmatyzmu strefy Kraków–Lubliniec. *W: Pierwszy Polski Kongres Geologiczny, Kraków, 26–28 czerwca 2008 r. Abstrakty*: 107. *Pol. Tow. Geol., Kraków*.
- STACEY J.S., KRAMERS J.D., 1975 — Approximation of evolution of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**: 207–221.
- STEIN H.J., MARKOWIAK M., MIKULSKI S.Z., 2005 — Metamorphic to magmatic transition captured at the Myszków Mo–W deposit, southern Poland. *W: Mineral deposit research: meeting the global challenge. Proceedings of the Eighth Biennial SGA Meeting Beijing, China, 18–21 August 2005* (red. J. Mao, F.P. Bierlein). Session 7: 833–835. Springer, Berlin–Heidelberg.
- ŚLÓSZARZ J., 1982 — Uwagi o warunkach geologicznych mineralizacji miedziowo-molibdenowej w paleozoiku okolic Myszkowa. *Prz. Geol.*, **30**, 7: 329–335.
- ŚLÓSZARZ J., 1983 — Stadia i strefowość mineralizacji kruszcowej w paleozoiku okolic Myszkowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **53**, 1–4 (wyd. 1985): 267–288.
- ŚLÓSZARZ J., 1988 — Przejawy mineralizacji wolframowej w paleozoiku NE obrzeżenia GZW. *Prz. Geol.*, **36**, 7: 387–390.
- ŚLÓSZARZ J., 1993 — Główne zespoły paragenetyczne mineralizacji molibdenowej w paleozoiku okolic Myszkowa, ich kontrola i znaczenie rudonośne. *Pol. Tow. Min. Pr. Spec.*, **3**: 123–128.
- ŚLÓSZARZ J., 1994 — Charakterystyka mineralogiczna okruszczenia miedziowo-molibdenowo-wolframowego. *W: Przewodnik 65. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Pr. Nauk. UŚl.*, **1431**: 196–202.
- ŚLÓSZARZ J., 1996 — Waryscyjska mineralizacja kruszcowa w rejonie krakowsko-częstochowskim – rys metalogiczny. *W: Tektonika i rozwój budowy geologicznej północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego oraz strefy fałdowej Kraków–Lubliniec. Materiały konferencji naukowej Sekcji Tektonicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Katowice–Sosnowiec–Podleśna–Nowa Wioska–Siewierz–Gliwice–Bytom, 8–9 listopada 1996 r.*: 34–42. UŚl.
- ŚLÓSZARZ J., 2001 — Mineralogical characteristics of the mineralisation. *W: Palaeozoic porphyry molybdenum-tungsten deposit in the Myszków area, Southern Poland*. (red. M. Podemski). *Pol. Geol. Inst. Spec. Pap.*, **6**: 43–53.
- THEODORE T.G., MENZIE W.D., 1984 — Fluorine-deficient porphyry molybdenum deposits in the western North America Cordillera. *W: Proceedings of the Sixth Quadrennial IAGOD Symposium, Tbilisi, USSR, 1982*: 463–470. Schweizerbart'sche Verlagsbuch-handlung, Stuttgart.
- TITLEY S., BEANE R., 1981 — Porphyry copper deposits. Part I. Geologic settings, petrology, and tectogenesis. *Econ. Geol.*, **75<sup>th</sup> Anniv. Vol.**: 214–268.
- TRUSZEL M., 1994 — Petrografia metamorficznego kompleksu kaledońskiego z południowo-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- TRUSZEL M., 2001 — Metamorphic rocks. *W: Palaeozoic porphyry molybdenum-tungsten deposit in the Myszków area, Southern Poland*. (red. M. Podemski). *Pol. Geol. Inst. Spec. Pap.*, **6**: 26–31.
- TRUSZEL M., 2006 — Przeobrażenia termiczne i termiczno-metasomatyczne skał wedyjskich i dolnopaleozoicznych strefy krańdziejowej bloku małopolskiego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- TRUSZEL M., MARKOWIAK M., 1999 — Skarny i metasomatyty towarzyszące mineralizacji kruszcowej w rejonie Kozięglów. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- TRUSZEL M., MARKOWIAK M., 2000 — Skarny i metasomatyty towarzyszące mineralizacji kruszcowej z rejonu Zawiercia. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- TRUSZEL M., ŚLÓSZARZ J., 1997 — Skarny i metasomatyty towarzyszące mineralizacji kruszcowej formacji porfirowej w paleozoiku w rejonie Myszkowa. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, filia w Sosnowcu.
- TRUSZEL M., KARWOWSKI Ł., LASON K., MARKIEWICZ J., ŻABA J., 2006 — Magmatyzm i metamorfizm strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec jako przesłanki występowania złóż polimetalicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **418**: 55–103.
- WESTRA G., KEITH S.B., 1981 — Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits. *Econ. Geol.*, **76**: 844–873.
- WIELGOMAS L., CIEMNIEWSKA M., KACPRZAK R., KERBER B., WYCZÓLKOWSKI J., ZIĘTEK-KRUSZEWSKA A., 1975 — Poszukiwanie rud cynku i ołowiu w rejonie Lubliniec–Niegowa. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, filia w Sosnowcu.
- WIELGOMAS L., CIEMNIEWSKA M., KACPRZAK R., KERBER B., KURBIEL H., STĘPNIEWSKA M., WYCZÓLKOWSKI J., ZIĘTEK-KRUSZEWSKA A., 1980 — Badania geologiczno-poszukiwawcze złóż rud cynku i ołowiu w północnej części regionu śląsko-krakowskiego na obszarze Koszęcin–Włodowice. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- WOLSKA A., 2001 — Żyły skaleniowe w strefach zbrekcowanych osłony granodiorytu z Pilicy. *Prz. Geol.*, **49**, 4: 353–354.
- WOLKOWICZ S., CIEMNIEWSKA M., DYMOWSKI W., KACPRZAK R., SZATKOWSKI K., 1992 — Sprawozdanie z tematu „Badania geologiczno-poszukiwawcze złóż rud Zn-Pb



- w północnej części regionu śląsko-krakowskiego. Obszar Boronów–Niegowa”. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- ZAKRZEWSKI M., 1984 — Minerals of the bravoite–villamaninite series and cuprian siegenite from Karniowice, Poland. *Can. Mineral.*, **22**: 499–502.
- ZHARIKOV V.A., RUSINOV V.L., MARAKUSHEV A.A., ZARAJSKIJ G.P., OMELJANENKO B.I., PERCEV N.N., RASS I.T., ANDREEVA O.V., ABRAMOV S.S., PODLESSKIJ K.W., 1998 — Metasomatizm i metasomaticzeskie porody. Naucznyj Mir. Moskva.
- ZHARIKOV V.A., PERTSEV N.N., RUSINOV V.L., CALLEGARI E., FETTES D.J., 2007 — Metasomatism and metasomatic rocks. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks (SCMR). Web version of 01.02.2007.
- ZNOSKO J., 1964 — O konieczności wykonania głębszych wierceń w części apikalnej mrzygódzkiego batolitu. *Kwart. Geol.*, **8**, 3: 465–475.
- ZNOSKO J., 1983 — Tektonika środkowo-południowej Polski pozakarpackiej. *Kwart. Geol.*, **27**, 3: 457–470.
- ŻABA J., 1995 — Uskoki przesuwcze strefy krawędziowej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prz. Geol.*, **43**, 10: 838–842.
- ŻABA J., 1996 — Późnokarbońska aktywność przesuwcza strefy granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prz. Geol.*, **44**, 2: 173–180.
- ŻABA J., 1999 — Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **166**: 1–162.
- ŻELA NIEWICZ A., PAŃCZYK M., NAWROCKI J., FANNING M., 2008 — A Carboniferous/Permian, calc-alkaline, I-type granodiorite from the Małopolska Block, Southern Poland: implications from geochemical and U-Pb zircon age data. *Geol. Quart.*, **52**, 4: 301–308.

## DESCRIPTION OF ORE MINERALIZATION AGAINST THE BACKGROUND OF THERMAL-METASOMATIC ALTERATIONS OF ROCKS IN THE ŻARKI-KOTOWICE AREA

**Abstract.** The purpose of this study was to summarize and systematize the data collected during the long-term studies of postmagmatic phenomena in 20 boreholes drilled in the Żarki-Kotowice area, particularly taking into account the new and relatively deep borehole ZW-1 (800.3 m). The description of the manifestations of ore mineralization was presented against the background of the zonation of thermal-metasomatic alterations observed in this area, based on microscopic investigations and detailed studies in the electron microprobe. The results of these studies along with data from other boreholes enabled the first recognition of the mineral succession in the Żarki-Kotowice area, and comparison of the mineral association of this area with the others.

**Key words:** magmatism, deposit prospects, zonation of thermal-metasomatic alterations, polymetallic ore mineralization, Małopolska Block, Żarki-Kotowice area.

### SUMMARY

In the Żarki-Kotowice region, polymetallic mineralization was described, which consists of many ore minerals: magnetite, hematite, wolframite (ferberite), scheelite, ilmenite, rutile, titanite, cassiterite, pyrite, pyrrhotite, marcasite, melnikovite-pyrite, cobaltoan pyrite from the pyrite-cattierite group, nickeloan pyrite, chalcopyrite, bornite, chalcocite, molybdenite, sphalerite, galena, argentite, carrollite, minerals from the tennantite-tetrahedrite group, arsenopyrite, minerals from the cobaltite-gersdorffite group, wittichenite, bismuthinite, probably cuprobismutite and hammarite, bismuth, nickeline, hessite, empressite and unidentified Bi and Pb tellurides. Barren minerals associated with this assemblage include: quartz, muscovite, biotite, chlorite, calcite, ankerite, dolomite, plagioclase, adularia, epidote, actinolite, fluorite, apatite, monazite, zircon, minerals from the barite-celestine group, and anglesite.

The mineralization is of epigenetic character. It occurs in altered clastic rocks of Ediacaran age. The alterations of these rocks together with ore mineralization are most probably the results of contact metamorphism and hydrothermal processes that occurred due to a hypothetical granitoid intrusion. No granitic intrusion has been documented in the Żarki-Kotowice area yet, but its presence is likely, as evidenced by the occurrence of typical zonation of metasomatic alteration and high-temperature ore mineralization of rocks.

Mineral associations found in the ZW-1 borehole and throughout the whole Żarki-Kotowice region are largely consistent with the stages of development of hydrothermal mineralization in the Myszków deposit, but in terms of mineralization processes this area shows the greatest similarity to the Pilica region. Magmatism and polymetallic mineralization of the Kraków-Lubliniec Zone are associated with

In the Żarki-Kotowice area, the granitic intrusion has not been documented yet, but its presence at a large depth is likely, due to the occurrence of typical zonation of metasomatic alteration and high-temperature ore mineralization of rocks.

In terms of geochemistry, the documented rocks best correspond to the marginal zone of the hypothetical Mo-Cu(-W) porphyry deposit. Based on the model of the Myszków deposit, in order to find a high concentration of ore, the area located probably south east of the ZW-1 borehole should be explored, at a minimum distance of 750 m. Detailed geophysical investigations should be helpful for the detection and delineation of this prospective area.

tectonic activation of the edge of continental blocks: Upper Silesian and Małopolska blocks, which occurred during the Variscan orogeny. The development of magmatism took place here at around  $300 \pm 10$  Ma – at the Carboniferous/Permian transition. Within the exocontact of all granitoid intrusions identified in the contact zone of the Upper Silesia and Małopolska blocks, intense metasomatic processes occurred at the magmatic and early postmagmatic stages. Those processes led to a characteristic concentric zonation in a range of nearly 2 km from the boundaries of the intrusions, and resulted in a change of mineral composition of the Ediacaran clastic rocks, which was manifested by a change in their colour. They preceded the hydrothermal alterations leading to the concentration of ore minerals.

The ZW-1 borehole is the richest in terms of Cu-Mo-W mineralization in the whole region. It drilled through an interval of the highest concentration of molybdenum not only of the Żarki region but also of the neighbouring Pilica region, with the value of 0.379% in the interval of 650.0–652.0 m.

In terms of geochemistry, the documented rocks best correspond to the marginal zone of the hypothetical porphyry deposit. As shown by the model of the Myszków deposit, in order to find a high ore concentration, it is recommended to explore the area located probably south east of the ZW-1 borehole, at a minimum distance of 750 m.

Results of previous studies suggest that the chance of finding another deposit like the Myszków one, should be addressed towards the entire Kraków-Lubliniec fault zone, mainly the marginal part of the Małopolska Block, but also the edge part of the Upper Silesian Block near Mysłów, Koziegłowy and the Krzeszowice environs.