

PERSPEKTYWY ODKRYCIA CIAŁA RUDNEGO W REJONIE ŻARKI–KOTOWICE W ŚWIETLE BADAŃ PETROGRAFICZNO-GEOCHEMICZNYCH

THE PROSPECTS FOR DISCOVERY OF AN ORE BODY IN THE ŻARKI–KOTOWICE REGION BASED ON PETROGRAPHICAL AND GEOCHEMICAL STUDIES

KRZYSZTOF LASOŃ¹, MAREK MARKOWIAK¹

Abstrakt. Rejon Żarki–Kotowice jest położony w zachodniej części bloku małopolskiego, w pobliżu strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec. Badania petrograficzne i geochemiczne skał ediakaru z tego rejonu wykazały obecność przejawów mineralizacji Mo, W, Cu z Ag, As, Pb, Zn i Bi oraz anomalnych zawartości K, Ba i Mn. Mineralizacja ta wykazuje podobieństwo do mineralizacji stwierdzonej w peryferycznych partiach niskofluorowego, porfirowego złoża Mo–W–Cu Myszków. Centralna część omawianego ciała rudnego znajduje się prawdopodobnie pomiędzy otworami wiertniczymi 133-Ż a 45-BN i na południowy wschód od tego otworu, na głębokości ok. 950–1350 m.

Słowa kluczowe: złożo porfirowe Mo–W–Cu, geochemia, petrografia, strefa tektoniczna Kraków–Lubliniec.

Abstract. The Żarki–Kotowice region is located in western part of the Małopolska Block, close to the Kraków–Lubliniec tectonic zone. Petrographical and geochemical studies of Ediacaran rocks from this region revealed Mo, W, Cu mineralization with trace amounts of Ag, As, Pb, Zn and Bi. Ore elements are accompanied by K, Ba, and Mn anomalies. This mineralization shows many features similar to those identified in peripheral parts of the low-fluorine Myszków Mo–W–Cu porphyry deposit. The central part of undiscovered ore body can be expected between the boreholes 133-Ż and 45-BN, and to the southwest at the depth of about 950–1350 m.

Key words: Mo–W–Cu porphyry deposit, geochemistry, petrography, Kraków–Lubliniec tectonic zone.

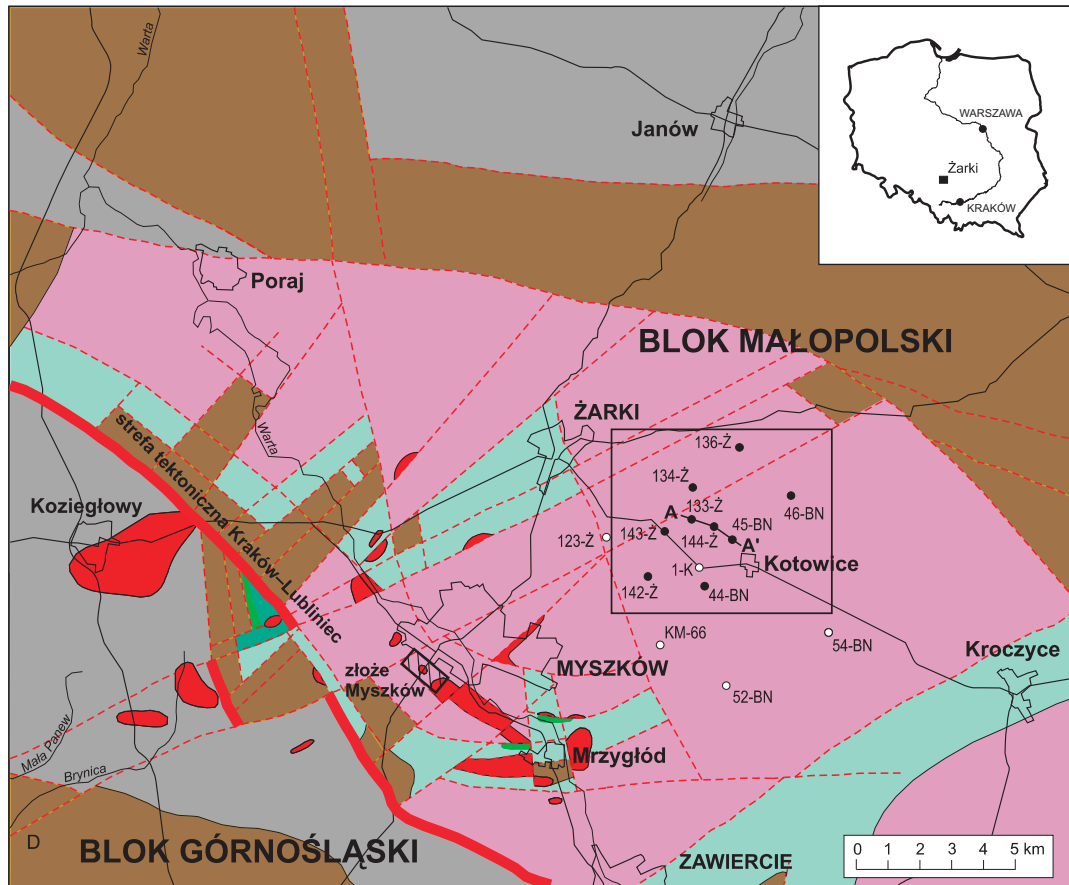
WSTĘP

Rejon Żarki–Kotowice leży w zachodniej, krawędziowej części bloku małopolskiego, w odległości około 12 km od strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec (fig. 1), wzdłuż której blok ten kontaktuje z blokiem górnośląskim (Buła i in., 1997; Żaba, 1999; Buła, 2000). W budowie geologicznej obszaru można wyróżnić następujące piętra strukturalne: (1) piętro najstarsze, określone jako ediakarskie, (2) występujące lokalnie piętra ordowicko-sylurskie i dewońsko-karbońskie oraz (3) piętro pokrywowe, zbudowane miejscami z osadów permu, mezozoiku i czwartorzędu.

Wyniki badań palinologicznych uzyskanych z próbek pobranych z kilku otworów wiertniczych bloku małopolskiego (Moryc, Jachowicz, 2000; Jachowicz i in., 2002) oraz wiek cyrkonów z tufitowego przeławienia w anchimeta-morficznych skałach z otworu wiertniczego Książ Wielki IG 1, zlokalizowanego w odległości około 50 km na wschód od badanego obszaru, wskazują na najwyższy ediakar (Jachowicz i in., 2002).

Utwory ediakaru to skały klastyczne (od ilowców do drobnoookruchowych zlepieńców polimiktycznych) o szaro-

¹ Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec; e-mail: krzysztof.lason@pgi.gov.pl; marek.markowiak@pgi.gov.pl














- | | | |
|---|--|---|
|  | utwory klastyczne – karbon (wizen, namur A)
<i>clastic formations – Carboniferous (Visean, Namurian A)</i> | |
|  | utwory klastyczne dewonu dolnego i utwory węglanowe dewonu środkowego i górnego
<i>clastic formations of Lower Devonian and carbonate formations of Middle and Upper Devonian</i> | |
|  | ordowik–sylur (formacja z Zawiercia i formacja z Mrzygłodu)
<i>Ordovician–Silurian (the Zawiercie and the Mrzygłód formations)</i> | blok małopolski
<i>Małopolska Block</i> |
|  | ordowik (formacja z Bibieli)
<i>Ordovician (the Bibiela Formation)</i> | blok górnośląski
<i>Upper Silesian Block</i> |
|  | ediakar
<i>Ediacaran</i> | |
|  | porfiry, granitoidy
<i>porphyries, granitoids</i> | |
|  | gabrodiabazy, diabazy, melafiry
<i>gabbro-diabases, diabases, melaphyres</i> | |
|  | uskoki
<i>faults</i> | |
|  | 134-Ż
badane otwory wiertnicze
<i>investigated boreholes</i> | |
|  | 52-BN
inne otwory nawiercające skały magmowe
<i>other boreholes with magmatic rocks</i> | |
|  | A—A'
linia przekroju geochemicznego
<i>geochemical cross-section line</i> | |

Fig. 1. Rejon Żarki–Kotowice na tle mapy geologicznej paleozoiku (bez utworów permu) (wg Buła i in., 2000, nieco zmieniony)

Żarki–Kotowice region on the background of the geological map of Paleozoic (without Permian) (after Buła *et al.*, 2000, slightly modified)

zielonym lub czerwono-brunatnym zabarwieniu, zbudowane głównie z kwarcu, illitu-muskowitu, chlorytu, rzadziej skałeni (głównie plagioklazów). Zwykle są one intensywnie zlitfikowane, masywne, miejscami stromo złupkowane. Zdaniem Jurkiewicza (1975), w skałach tych zaznacza się słaby metamorfizm regionalny (anchimetamorfizm) przejawiający się fyllityzacją iłowców i kwarcytyzacją piaskowców. Nowsze badania skał ediakaru na całym bloku małopolskim potwierdziły, że skały te zostały przeobrażone w wyniku słabego metamorfizmu regionalnego. Przeobrażenia termiczne przebiegały w temperaturach około 100–300°C, od późnej diagenety (epidiagenety), przez najczęściej obserwowane przeobrażenia na granicy epidiagenety i anchimetamorfizmu (ok. 200°C), maksymalnie osiągając stopień anchimetamorfizmu (200–300°C) (Kowalska, 2000; Jachowicz i in., 2002). Najsilniejsze przeobrażenia skał klastycznych ediakaru występują lokalnie w zachodniej, krawędziowej części bloku małopolskiego i przestrzennie związane są z obecnością intruzji granitoidowych. Dotychczas opisywane były w literaturze jako przejawy metamorfizmu regionalnego facji zieleńcowej zony chlorytowej i biotytovej (Ryka, 1973, 1978; Truszel, 1994). W świetle najnowszych badań uważa je należy za metamorfizm kontaktowo-metasomatyczny (Markowiak, 2004). W przypadku widocznych przeobrażeń kontaktowo-metasomatycznych skał wyrażających się wzrostem twardości i zwężości oraz zmianą barwy skały (skały szarozielone do czarnych), do jej nazwy dodaje się przedrostek „meta”.

Skały ediakaru uległy intensywnym deformacjom fałdowym i dysjunktywnym. Obserwowane upady warstw przeważnie mieszczą się w granicach 40–90°, przy czym dominują kąty 60–80°. Ich miąższość jest nieznaną.

Przedmiotem badań jest obszar położony na południowo-wschód od Żarek (fig. 1), na którym stwierdzono obecność intensywnych przejawów pomagmowej działalności hydrotermalnej. Na obszarze tym usytuowanych jest dziewięć otworów wiertniczych: 133-Ż, 134-Ż, 136-Ż, 142-Ż, 143-Ż, 144-Ż, 44-BN, 45-BN, 46-BN. Pokrywa mezozoicko-kenozoiczna zbudowana jest z osadów triasu (o miąższości 225–264 m), jury (o miąższości 117–319 m) i czwartorzędu (0–28 m). Sumaryczna miąższość piętra mezozoicko-kenozoicznego waha się w granicach 352–535 m i wyraźnie rośnie w kierunku północno-wschodnim.

Przedmiotem badań były skały ediakaru, nawiercone bezpośrednio pod piętrzem pokrywowym. Utwory ediakaru nawiercono na niewielkich odcinkach o miąższości od 18 m (142-Ż) do 60 m (143-Ż).

Skały ediakaru w pięciu otworach wiertniczych (144-Ż, 133-Ż, 134-Ż, 136-Ż i 46-BN) w północnej części badanego obszaru mają charakter ilasto-mułłowcowy. W pozostałych otworach wiertniczych (142-Ż, 143-Ż, 44-BN i 45-BN), w części południowej obserwuje się głównie piaskowce (metapiaskowce), niekiedy z przewarstwieniami mułłowców i iłowców (metamułłowców i metaiłowców) o niewielkiej miąższości. Obserwowane w nich kąty upadu warstw są zwykle strome, największe wahania wykazują w południowo-zachodniej części obszaru 45–90° (142-Ż, 143-Ż, 44-BN), w części centralnej 45–75° (133-Ż, 144-Ż, 45-BN), a w części północno-wschodniej 60–85° (136-Ż, 46-BN). We wszystkich otworach wiertniczych stwierdzono silne, nieciągłe zaburzenia tektoniczne. Strefy brekcji tektonicznej o największej miąższości pozornej (do 2,2 m) występują w otworach wiertniczych: 144-Ż, 44-BN i 45-BN.

METODYKA BADAŃ

W rejonie Żarki–Kotowice opisano pole geochemiczne zakryte i pogrzebane. Brak wtórnych aureoli geochemicznych wokół stwierdzonej w skałach ediakaru mineralizacji powoduje, że badaniami geochemicznymi określane mogą być jedynie pierwotne aureole geochemiczne, a materiał do badań pochodzić może tylko z rdzeni wiertniczych.

Wybrane do opracowania otwory wiertnicze były profilowane, a wytypowane do opróbowania fragmenty rdzeni zostały opisane makroskopowo i niekiedy mikroskopowo. Pobrano 36 próbek do badań geochemicznych i 28 próbek do badań petrograficznych w świetle odbitym.

Próbki do mikroskopowych badań kruszców nie zawsze pokrywają się z próbkami pobranymi do badań geochemicznych.

Próbki do mikroskopowych badań kruszców pobrano z rdzeni z otworów wiertniczych, w których megaskopowo stwierdzono przejawy mineralizacji kruszczowej, w kilku przypadkach również ze skał metasomatycznie zmienionych

bez widocznego okruszcowania. Badania wykonano na mikroskopie Jenapol.

Do badań geochemicznych pobrano próbki kawałkowe, średnio co 20 m w odcinkach pięciometrowych. Z każdego wytypowanego do badań jednorodnego, pięciometrowego kompleksu skał pobierano co 1 m próbkę o wadze ok. 0,5 kg. Ze stref brekcji i grubych żył kwarcowych pobierane były próbki punktowe o ciężarze ok. 1 kg.

Próbki te analizowano na zawartość 21 składników w Centralnym Laboratorium Chemicznym Państwowego Instytutu Geologicznego. Zawartość: SiO₂, CaO, Na₂O, K₂O, MnO, S i F oznaczono metodą rentgenowskiej spektrometrii fluorescencyjnej (XRF) w próbkach stapianych. Zawartość: Ag, As, Ba, Bi, Cu, Mo, Pb, Sr, Zn i W oznaczano metodą XRF w próbkach proszkowych prasowanych. Zawartość Be i Sb oznaczono metodą płomieniowej absorpcji atomowej (FAAS), Au metodą płomieniowej i bezpłomieniowej absorpcji atomowej (GFAAS), a Hg przy pomocy analizatora

rtęci AMA 254. Powyższe pierwiastki uznane zostały za wskaźnikowe dla mineralizacji porfirowej w trakcie opracowywania geochemicznego modelu złoża Myszków (Lasoń, 2003).

Podstawowe parametry statystyczne (zakres zawartości, średnią arytmetyczną i geometryczną, odchylenie standardowe, modę i medianę) stwierdzonych zawartości pierwiastków we wszystkich próbkach skał ediakaru zestawiono w tabeli 1.

W tabeli 2 przedstawiono współczynniki korelacji (r) zawartości badanych składników. Zawartości Na_2O , K_2O i Be charakteryzowały się rozkładem normalnym, pozostałe, poprzedzone w tabeli 2 literą L (np. $L \text{SiO}_2$), znormalizowano przy pomocy funkcji logarytmicznej.

Podstawą interpretacji otrzymanych wyników analiz chemicznych były monopierwiastkowe, izoliniowe przekroje geochemiczne przedstawiające rozmieszczenie każdego z badanych pierwiastków w trzech przekrojach (Lasoń, Markowiak, 2001). W artykule przedstawiono jedynie zbiorczy, schematyczny przekrój i mapy, które najlepiej ilustrują geochemiczne prawidłowości stwierdzonej mineralizacji.

Umowne granice anomalii badanych pierwiastków (tab. 3) określono empirycznie w trakcie opracowywania modelu geochemicznego złoża Myszków (Lasoń, 2000). W artykule terminem „anomalne” określa się zawartości wyższe od wartości dolnych granic anomalii podanych w tabeli 3. Według przyjętych kryteriów Hg, Sb, F i Be nie wykazują anomalnych zawartości w badanych próbkach.

Tabela 1

Parametry statystyczne zawartości pierwiastków w 36 próbkach skał ediakaru z rejonu Żarki–Kotowice
Parameters of chemical elements in 36 samples of Ediacaran rocks from the Żarki–Kotowice region

Pierwiastek	Minimum	Maksimum	Średnia arytmetyczna	Odchylenie standardowe	Średnia geometryczna	Moda	Mediana
$\text{SiO}_2\%$	8,37	93,10	59,10	14,00	56,00	61,90	61,70
$\text{CaO}\%$	0,28	18,70	2,66	3,86	1,53	2,69	1,42
$\text{MnO}\%$	0,03	0,74	0,14	0,13	0,12	0,08	0,11
$\text{Na}_2\text{O}\%$	0,13	4,67	1,83	1,18	1,26	0,23	2,04
$\text{K}_2\text{O}\%$	0,70	7,59	4,26	1,47	3,95	4,63	4,27
$\text{S}\%$	0,01	12,30	0,64	2,17	0,14	0,10	0,10
Cu ppm	26,00	1530,00	299,00	397,00	148,00	173,00	137,00
Mo ppm	<2,00	204,00	11,60	36,90	2,17	<2,00	<2,00
W ppm	<5,00	534,00	55,60	136,00	8,35	<5,00	<5,00
Pb ppm	9,00	29028,00	1385,00	5431,00	61,60	11,00	47,00
Zn ppm	65,00	30949,00	1730,00	6155,00	239,00	143,00	151,00
Ag ppm	<2,00	56,00	5,76	10,00	3,28	<2,00	4,00
Bi ppm	<5,00	8,00	<5,00	1,04	<5,00	<5,00	<5,00
As ppm	<3,00	795,00	66,20	148,00	21,60	13,00	19,00
Sb ppm	<5,00	5,00	<5,00	0,44	<5,00	<5,00	<5,00
Be ppm	1,00	6,00	3,00	1,09	2,80	3,00	3,00
Ba ppm	201,00	370317,00	13351,00	64478,00	1009,00	693,00	697,00
Sr ppm	17,00	132110,00	4778,00	22931,00	315,00	64,00	182,00
F ppm	<100,00	2700,00	617,00	703,00	289,00	<100,00	400,00
Au ppb	<1,00	105,00	6,82	18,10	2,76	4,00	3,00
Hg ppb	1,00	77,00	11,00	16,00	5,22	2,00	5,00

Tabela 2

Współczynniki korelacji
Correlation coefficients

	L SiO ₂	L CaO	L MnO	Na ₂ O	K ₂ O	L S	L Cu	L Mo	L W	L Pb	L Zn	L Ag	L Bi	L As	L Sb	Be	L Ba	L Sr	L F	L Au	L Hg
L SiO ₂		-0,59	-0,58	0,28	0,22	-0,36	-0,26	-0,01	-0,10	-0,28	-0,22	-0,11	-0,60	-0,37	0,15	0,31	-0,42	-0,35	-0,24	-0,21	-0,24
L CaO	-0,59		0,51	-0,01	-0,37	0,39	0,39	0,10	0,18	0,09	0,11	0,10	0,22	0,43	0,02	-0,36	0,29	0,36	0,52	0,41	0,37
L MnO	-0,58	0,51		-0,01	0,07	0,17	0,24	0,08	0,08	0,17	0,36	0,46	0,01	0,35	-0,52	-0,27	0,12	0,11	-0,04	0,38	0,06
Na ₂ O	0,28	-0,01	-0,01		-0,21	-0,07	0,08	-0,06	-0,09	-0,08	-0,10	0,01	-0,13	0,01	-0,13	-0,17	-0,11	0,03	0,04	0,07	-0,12
K ₂ O	0,22	-0,37	0,07	-0,21		0,06	0,01	0,04	0,04	0,10	0,24	0,16	-0,22	-0,07	-0,19	0,39	-0,02	-0,03	-0,28	0,09	0,06
L S	-0,36	0,39	0,17	-0,07	0,06		0,63	0,20	0,35	0,45	0,47	0,17	0,46	0,52	-0,02	-0,15	0,70	0,66	0,28	0,41	0,74
L Cu	-0,26	0,39	0,24	0,08	0,01	0,63		0,51	0,51	0,52	0,44	0,29	0,18	0,37	-0,11	0,02	0,38	0,33	0,32	0,49	0,78
L Mo	-0,01	0,10	0,08	-0,06	0,04	0,20	0,51		0,81	0,58	0,61	0,20	0,18	0,21	0,21	0,25	-0,08	-0,25	0,17	0,49	0,47
L W	-0,10	0,18	0,08	-0,09	0,04	0,35	0,51	0,81		0,55	0,73	0,21	0,06	0,11	-0,01	0,35	0,13	-0,04	0,29	0,49	0,58
L Pb	-0,28	0,09	0,17	-0,08	0,10	0,45	0,52	0,58	0,55		0,69	0,30	0,33	0,43	0,10	0,02	0,26	0,08	0,25	0,42	0,50
L Zn	-0,22	0,11	0,36	-0,10	0,24	0,47	0,44	0,61	0,73	0,69		0,51	0,10	0,39	-0,11	0,07	0,26	0,09	0,05	0,50	0,54
L Ag	-0,11	0,10	0,46	0,01	0,16	0,17	0,29	0,20	0,21	0,30	0,51		-0,18	0,49	-0,24	-0,09	0,07	0,10	-0,13	0,30	0,24
L Bi	-0,60	0,22	0,01	-0,13	-0,22	0,46	0,18	0,18	0,06	0,33	0,10	-0,18		0,24	-0,02	-0,23	0,66	0,55	0,22	-0,08	0,21
L As	-0,37	0,43	0,35	0,01	-0,07	0,52	0,37	0,21	0,11	0,43	0,39	0,49	0,24		0,09	-0,53	0,24	0,32	0,09	0,35	0,45
L Sb	0,15	0,02	-0,52	-0,13	-0,19	-0,02	-0,11	0,21	-0,01	0,10	-0,11	-0,24	-0,02	0,09		0,03	-0,06	-0,04	0,19	-0,06	0,16
Be	0,31	-0,36	-0,27	-0,17	0,39	-0,15	0,02	0,25	0,35	0,02	0,07	-0,09	-0,23	-0,53	0,03		-0,12	-0,22	-0,09	-0,02	0,03
L Ba	-0,42	0,29	0,12	-0,11	-0,02	0,70	0,38	-0,08	0,13	0,26	0,26	0,07	0,66	0,24	-0,06	-0,12		0,90	0,26	0,07	0,41
L Sr	-0,35	0,36	0,11	0,03	-0,03	0,66	0,33	-0,25	-0,04	0,08	0,09	0,10	0,55	0,32	-0,04	-0,22	0,90		0,22	-0,01	0,37
L F	-0,24	0,52	-0,04	0,04	-0,28	0,28	0,32	0,17	0,29	0,25	0,05	-0,13	0,22	0,09	0,19	-0,09	0,26	0,22		0,29	0,30
L Au	-0,21	0,41	0,38	0,07	0,09	0,41	0,49	0,49	0,49	0,42	0,50	0,30	-0,08	0,35	-0,06	-0,02	0,07	-0,01	0,29		0,47
L Hg	-0,24	0,37	0,06	-0,12	0,06	0,74	0,78	0,47	0,58	0,50	0,54	0,24	0,21	0,45	0,16	0,03	0,41	0,37	0,30	0,47	

Tabela 3

Koncentracje badanych pierwiastków w stosunku do klarków (wg Taylora, McLennana, 1985; Polańskiego, 1988) oraz umowne granice anomalii

Concentrations of chemical elements in relation to clark values (after Taylor, McLennan, 1985; Polański, 1988) and assumed limits of anomalies

Składnik	Granica oznaczalności	Klark, aleuryt łupki	Stosunek do klarku			Umowna granica anomalii
			minimum	maksimum	średnia geometryczna	
SiO ₂ %	0,1%	58,80	-7	+2	klark	76,40
CaO%	0,01%	2,80	-10	+7	-2	3,64
MnO%	0,001%	0,11	-4	+7	klark	0,33
Na ₂ O%	0,01%	1,25	-10	+4	klark	1,63
K ₂ O%	0,01%	2,65	-4	+3	+2	3,45
S%	0,001%	0,22	-22	+56	-2	0,66
Mo ppm	2 ppm	1,00	klark	+204	+2	10,00
W ppm	5 ppm	2,00	klark	+267	+4	20,00
Cu ppm	1 ppm	35,00	klark	+44	+4	175,00
Pb ppm	3 ppm	20,00	-2	+1451	+3	100,00
Zn ppm	1 ppm	85,00	klark	+364	+3	425,00
Ag ppm	2 ppm	0,07	klark	+800	+47	0,70
Bi ppm	5 ppm	0,25	klark	+32	klark	2,00
As ppm	3 ppm	13,00	-9	+61	+2	130,00
Sb ppm	5 ppm	1,50	klark	+3	klark	15,00
Be ppm	1 ppm	3,00	-3	+2	klark	30,00
Ba ppm	1 ppm	50,00	-3	+570	+2	3250,00
Sr ppm	1 ppm	200,00	-12	+660	+2	1000,00
F ppm	100 ppm	870,00	-17	+3	-3	4350,00
Au ppb	1 ppb	2,50	-5	+42	klark	25,00
Hg ppb	1 ppb	400,00	-400	-5	-77	4000,00

klark – zawartość zbliżona do klarku; +3 – zawartość trzykrotnie wyższa od klarku; -3 – zawartość trzykrotnie niższa od klarku

klark – concentration close to clarke value; +3 – concentration three times greater then clarke value; -3 – concentration three times lower then clarke value

PERSPEKTYWY WYSTĘPOWANIA ŻŁÓŻ PORFIROWYCH W REJONIE ŻARKI-KOTOWICE

W trakcie kilkudziesięcioletnich prac poszukiwawczych (głównie mineralizacji Zn–Pb), prowadzonych w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego zauważono, że przejawy mineralizacji polimetalicznej (Mo–W–Cu) koncentrują się na niewielkich obszarach, usytuowanych głównie w krawędziowej części bloku małopolskiego. Określono je jako rejony: Doliny Będkowskiej, Pilicy, Zawiercia, Mrzygłodu, Myszkowa, Mysłowa, Nowej Wsi Żareckiej i Żarki–Kotowice (Markowiak, Habryn, 2003).

W strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego odkryto Mo–W–Cu złożo porfirowe w okolicach Myszkowa (Piekarski i in., 1993). Żłóżka tego typu z reguły występują w grupach uszeregowanych wzdłuż linii tektonicznych (np. złoża andyjskie) lub też w nieregularnych skupieniach (np. złoża południowo-wschodniej części Stanów Zjednoczonych). Żłóżka porfirowe występujące pojedynczo, w oddale-

niu od innych tego typu żłóż są rzadkością (np. złożo Ajo w Arizonie).

Liczne przejawy mineralizacji Cu, Mo i W, z towarzyszeniem innych pierwiastków są powszechnie obserwowane w skałach ediakaru i paleozoiku w całej strefie kontaktu bloku małopolskiego z blokiem górnośląskim, i wyraźnie związane są z intruzjami granitoidu. W sąsiedztwie tej strefy stwierdzono liczne przejawy magmatyzmu, świadczące o długotrwałej aktywności strefy tektonicznej, przy czym główna jej aktywność przypada na cykl waryscyjski.

Możliwość wystąpienia nienawierconych dotychczas, dużych ciał magmowych w tej strefie (szczególnie w rejonie Żarki–Kotowice), sugerują wyniki badań geofizycznych (Cieśla i in., 1984; Podemski, red., 2001) oraz przejawy metamorfizmu kontaktowego i działalności hydrotermalnej.

LITOLOGICZNE I PETROGRAFICZNE PRZESŁANKI WYSTĘPOWANIA MINERALIZACJI PORFIROWEJ

W badanych otworach wiertniczych nie nawiercono skał magmowych. W występujących w profilu skałach osadowych zaobserwowano przejawy metamorfizmu termicznego i działalności hydrotermalnej (użylenie, mineralizacja kruszcowa, zmiany metasomatyczne), które świadczą o bliskim sąsiedztwie intruzji magmowej. Skały magmowe (porfiry, diabazy i lamprofiry) zarejestrowano w pięciu otworach wiertniczych: 1-K, 123-Ż, KM-66, 52-BN i 54-BN, położonych w promieniu 5 km od centralnie położonego otworu wiertniczego 144-Ż (fig. 1). Rdzeń z otworu wiertniczego 1-K, leżącego w obrębie badanego obszaru nie zachował się. Miąższość pozorna najgrubszej przewierconej dajki skał magmowych wynosi 5,8 m.

Jedną z przesłanek wskazujących na występowanie na badanym obszarze intruzji granitoidowej jest strefowa zmienność zabarwienia skał ediakaru, analogiczna do obserwowanej w miejscach występowania dotychczas rozpoznanych intruzji granodiorytowych (Markowiak, Habryn, 2003). Skały w skrajnie położonych otworach wiertniczych (136-Ż, 46-BN, 142-Ż) cechują się jasnoszaro-zieloną barwą, przy czym, w otworze wiertniczym 46-BN można dostrzec relikty pierwotnego czerwono-brązowego zabarwienia (Markowiak i in., 1999). Trzy otwory wiertnicze: 134-Ż, 143-Ż i 44-BN, reprezentują strefę pośrednią, o ciemniejszym, szarozielonym zabarwieniu skał. Pozostałe otwory wiertnicze (133-Ż, 144-Ż i 45-BN), leżące w centrum badanego obszaru, charakteryzują się ciemnoszarym i czarnym zabarwieniem skał. Czarna barwa tych skał jest głównie wynikiem ich biotytyzacji (Markowiak, Habryn, 2003). Charakter zmian zabarwienia na tym obszarze uwarunkowany jest intensywnością przeobrażeń termiczno-metasomatycznych, zachodzących pod wpływem intruzji magmowej, zalegającej prawdopodobnie na głębokości kilkuset metrów pod erozyjną powierzchnią skał ediakaru. Intensywność przeobrażeń kontaktowo-metasomatycznych w głównej mierze zależy od odległości od intruzji, w pewnym stopniu również od litologii skał (większy zasięg mają przeobrażenia zachodzące w skałach piaszczystych, mniejszy w skałach ilastych).

Szczegółowe badania petrograficzne przeobrażonych skał rejonu Myszkowa przeprowadziła Truszel (1994). Wyróżnia ona fyllity i łupki (powstałe z przeobrażenia skał ilasto-mułwcowych) oraz metapsamity (powstałe z przeobrażenia skał piaszczystych). Ponieważ ziarna kwarcu ulegają metamorfozie w niewielkim stopniu, a przebudowie poddawane jest głównie spoiwo skał macierzystych, w poniższych rozważaniach pominięto zmieniającą się w zależności od składu skały pierwotnej domieszkę kwarcu detrytycznego.

Do słabo przeobrażonych skał należą fyllity serycytowe i serycytowo-chlorytowe, zawierające niewielką domieszkę albitu. Tego typu skały z dwóch otworów wiertniczych, usytuowanych na północny zachód od otworu wiertniczego

142-Ż, wykazały stopień przeobrażeń z pogranicza późnej diagenety i anchimetamorfizmu (ok. 200°C) (Kowalska, 2000).

W miarę wzrostu stopnia przeobrażeń następuje rekrytalizacja serycytu przechodzącego w muskowitz, pojawia się większa ilość albitu oraz domieszka biotyty (fig. 2). Pojawienie się biotyty neogenicznego, a następnie wzrost jego zawartości kosztem serycytu i chlorytu jest wskaźnikiem rosnącej intensywności przeobrażeń w kierunku kontaktu z intruzją granitoidową. Jeszcze silniejsze przeobrażenia prowadzą do znacznego wzrostu zawartości biotyty i do powstania łupków albitowo-muskowitowo-biotytowo-chlorytowych i albitowo-muskowitowo-biotytowych (Truszel, 1994).

Najsilniej przeobrażonymi skałami są hornfelsy, które cechują się strukturami hornfelsowymi lub sitowymi i bezładną teksturą (Truszel, 1994; Podemski, red., 2001). Takie skały, zbudowane głównie z biotyty i albitu, obserwuje się do kilkudziesięciu centymetrów od kontaktu z intruzjami granitoidów, sporadycznie w odległości kilku metrów od kontaktu. Hornfelsów w takim rozumieniu w rejonie Żarki–Kotowice nie stwierdzono.

Proces prowadzący do powstania łupków metamorficznych i hornfelsów wokół intruzji granitoidowych można nazwać procesem biotytyzacji (Pokałow, 1972). Poprzedzał on tworzenie się mineralizacji hydrotermalnej.

Podobieństwo przeobrażonych skał ediakaru rejonu Żarki–Kotowice do skał rejonu Myszkowa potwierdzają badania petrograficzne próbek zmetamorfizowanych czarnych skał, pobranych z trzech centralnie położonych otworów wiertniczych (133-Ż, głęb. 512,3 m; 144-Ż, głęb. 523,5 m; 45-BN, głęb. 519,0 m). Skały te reprezentują fyllity (metaiłowce; otwór wiertniczy 144-Ż) i metamułowce (otwory wiertnicze 133-Ż i 45-BN). W fyllicie zaznaczają się struktury drobnoblastyczne i wyraźne tekstury równoległe. Skała zbudowana jest głównie z serycytu i biotyty. Błaski biotyty osiągają rozmiary ok. 0,01 mm. Metamułowce zbudowane są z kwarcu, albitu, biotyty, chlorytu i serycytu (muskowitu).

Fyllity	serycyt				
	serycyt	chloryt		albit	
	serycyt	chloryt	muskowit	albit	biotyt
Łupki metamorficzne		chloryt	muskowit	albit	biotyt
			muskowit	albit	biotyt
Hornfelsy				albit	biotyt

Fig. 2. Schemat zmian składu mineralnego w zależności od intensywności przeobrażeń

A scheme of changes in mineral composition depending on alteration intensity

Próbka metamułowca z otworu wiertniczego 133-Ż cechuje się strukturą średnioziarnistą. Błazki biotyty osiągają rozmiary rzędu 0,0X mm, a lokalnie obserwuje się agradacyjną rekrytalizację muskowitu w łuski o rozmiarach do 0,2 mm. Próbka z otworu wiertniczego 45-BN reprezentuje zmetasomatyzowany metamułowiec o strukturze różnoziarnistej. Zaznacza się tu wyraźna albityzacja skały oraz rekrytalizacja zarówno muskowitu (do 0,35 mm), jak i biotyty (0,01–0,10 mm).

Na badanym obszarze, przede wszystkim w otworach wiertniczych: 133-Ż, 144-Ż i 45-BN, obserwuje się znaczną intensywność użylenia. Gęstość użylenia wynosi od kilku do kilkudziesięciu żyłek na metr biejący rdzenia, przy czym zdecydowaną większość stanowią mikrożyłki (o grubości poniżej 1 mm). Sporadycznie spotykane są żyły o dużej grubości (np. żyła kwarcu w otworze wiertniczym 45-BN osiąga 4,4 m miąższości pozornej).

W rejonie badań stwierdzono zmienną intensywność mineralizacji kruszcowej, której towarzyszą różnicowane zmiany wtórne: metasomatoza skaleniowa, serycytyzacja, chlorytyzacja, karbonatyzacja, lokalnie również epidotyzyacja i argilityzacja. Wśród minerałów płonnych największy udział mają: kwarc, skałen, kalcyt, chloryt, serycyt, biotyt i baryt.

Obserwacje wykonane na rdzeniach wiertniczych pozwalają na wyróżnienie trzech etapów powstawania mineralizacji, które odpowiadają etapom mineralizacji opisanym dla złoża Mo–W–Cu Myszków przez Ślósarz (*W*: Podemski, red., 2001).

Etap I – wczesny – jest reprezentowany przez minerały kruszczowe występujące w skałach metamorficznych, zmienionych w wyniku metasomatozy skaleniowej. Wśród przebadanych próbek okruszczowanie o takim charakterze napotkano przede wszystkim w otworach wiertniczych 144-Ż i 45-BN. Prawdopodobnie najwcześniejszą (i najwyżej temperaturową) fazę reprezentuje rozproszony sub- i anhedralny magnetyt, sporadycznie w zrostach z ilmenitem. Rzadziej w zmetasomatyzowanych łupkach w formie rozproszonej występuje również piryty, chalkopiryty i sfaleryt. Te trzy minerały pojawiają się także w licznych mikrożyłkach i żyłkach kwarcowo-skaleniowych. W sfalerycie spotyka się wrostki bornitu z widocznymi emulsyjnymi wydzieleniami chalkopiryty. Lokalnie minerałom tym towarzyszy wolframit (zastępowany niekiedy przez scheelit), pirotyt, markasyt, arsenopiryty, bornit (zastępowany przez kowelin) i śladowo molibdenit.

Etap II – główny – zaliczono do niego kilka zespołów żyłowych powstałych w wysokich i średnich temperaturach. Są to głównie żyłki kwarcowe i kwarcowo-skaleniowe okruszczowane molibdenitem lub scheelitem, przy czym scheelitowi towarzyszy chalkopiryty. Najbogatszą mineralizację molibdenowo-wolframową stwierdzono w otworze wiertniczym 45-BN. Zarówno badania mikroskopowe, jak i obserwacje dokonane w trakcie naświetlania lampą UV wykazują, że scheelit występuje w trzech centralnych otworach wiertniczych (133-Ż, 144-Ż i 45-BN), natomiast obec-

ność molibdenitu stwierdzono w otworach wiertniczych 45-BN i 144-Ż. Z opisów megaskopowych wynika, że molibdenit ujawniono również w rdzeniu z otworu wiertniczego 133-Ż (Wołkowicz, 1992). Przejawy mineralizacji molibdenowo-wolframowej pokrywają się więc przestrzennie ze strefą biotytyzacji skał (strefa egzokontaktu przypuszczalnej intruzji granitoidowej).

Kolejny zespół reprezentują żyłki kwarcowo-serycytowe z pirytem (z wrostkami pirotytu i hematytu), rzadziej z chalkopirytem i minerałami bizmutu (bismutyty, bizmut rodzimy, siarkosole bizmutu), a także bornitem, sfalerytem i galeną.

Do głównego etapu mineralizacji zaliczyć należy również bogate okruszczowanie występujące w dwóch strefach brekcji tektonicznej o niewielkiej miąższości pozornej (do 40 cm), stwierdzonych w otworze wiertniczym 144-Ż. Występuje w nich piryty (z wrostkami hematytu, magnetytu, galeny i chalkopiryty z pirotytem), sfaleryt (z emulsyjnymi wydzieleniami chalkopiryty, rzadziej pirotytu) i galena oraz śladowo chalkopiryty w postaci samodzielnych ziaren. W tym samym otworze wiertniczym natrafiono na żyłkę kwarcową grubości 1,5–2,0 mm, z niewielką domieszką biotyty i chlorytu. Przy pomocy mikroskopy zidentyfikowano w niej niezwykle bogaty zespół minerałów kruszczowych: chalkopiryty (ze strukturami rozpadu roztworów stałych w formie gwiazdkowych wydzieleni sfalerytu lub z wrostkami sfalerytu, w którym z kolei obserwuje się emulsyjne wydzielenia chalkopiryty), piryty, markasyt, piryty kobaltowy (FeS_2 z domieszką do 12,8% wag. CoS_2), pirotyt (z wrostkami chalkopiryty), galena, sfaleryt (reprezentowany przez odmiany żelaziste – marmatyt), magnetyt, hematyt i śladowo bornit, tennantyt, tetradryt, carrollit, nikielin, kasyteryty, argentyt oraz tellurek srebra (przypuszczalnie empressyt).

Etap III – późny – kończący procesy okruszczowania i reprezentujący procesy niskotemperaturowe, do którego zaliczono trzy zespoły paragenetyczne.

Do pierwszego zespołu paragenetycznego należą lokalnie bardzo liczne żyłki barytowe, niekiedy z anglezytem i kalcytem (również z celestynem, na co wskazują wyniki badań geochemicznych) oraz z galeną, jasnym sfalerytem, chalkopirytem i pirytem.

Do drugiego zespołu paragenetycznego zaliczono żyłki węglanowe zawierające mielnikowit-piryty, często w postaci kulistych agregatów wtopionych w duże, również sferyczne agregaty zbudowane z markasytu. Markasyt jest często zastępowany przez chalkopiryty, w mniejszym stopniu przez galenę. Rzadziej występuje tu piryty i sfaleryt. Tylko w jednej próbce z otworu wiertniczego 44-BN zaobserwowano żyłkę kalcytową z drobno rozproszonym pirytem i arsenopirytem.

Na badanym obszarze nie zanotowano mineralizacji syngenetycznej pochodzenia osadowego, spotykanej niekiedy na obszarach sąsiednich (Piekarski, Migaszewski, 1993; Lasoń, Markowiak, 2001). Typ hydrotermalnych przeobrażeń oraz skład mineralny okruszczowania w rejonie Żarki–Kotowice, wskazuje na genetyczne pokrewieństwo z przejawami mineralizacji poznanymi w rejonie Myszkowa i Mrzygłodu

(Banaś i in., 1972; Piekarski, Migaszewski, 1993; Ślósarz, 1994) oraz w rejonie Pilicy, Doliny Będkowskiej i Zawiercia (Harańczyk, 1978, 1985; Górecka, 1978).

Badania izochronowego wieku biotyty metodą K–Ar przeprowadzone przez Jarmołowicz-Szulc (1984) wskazują na wiek intruzywnych skał magmowych w rejonie Myszkowa i Mrzygłodu, wynoszący $312 \pm 10,7$ mln lat dla granitoidów oraz 301 ± 29 mln lat dla porfirów. Podobny wiek skał magmowych w Myszkowie (300 mln lat) uzyskano w wy-

ku badań przeprowadzonych w laboratorium USGS w Denver (Kolorado) przy zastosowaniu metody $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Podemski, Chaffee, 1996). Wiek izochronowy biotyty wtórnego z granodiorytu z Doliny Będkowskiej, określono również metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ na 297 mln lat (Harańczyk, Lankosz, 1990). Mineralizację kruszcową obserwowaną w strefie północno-zachodniej kontaktu bloku małopolskiego z blokiem górnośląskim należy zatem wiązać z cyklem warszawskim.

GEOCHEMICZNE PRZESŁANKI WYSTĘPOWANIA MINERALIZACJI PORFIROWEJ

Głównym celem badań geochemicznych była ocena możliwości występowania złoża porfirowego w rejonie Żarki–Kotowice. Porównano rozkład stwierdzonych w tym rejonie anomalii geochemicznych do strefowości geochemicznej niskofluorowego, porfirowego złoża Mo–W–Cu Myszków (Nieć, 1988; Lasoń, 2003), położonego około 9 km na południowy zachód od badanego obszaru.

W wyniku analizy rozprzestrzenienia pierwiastków w złożu Myszków i jego otoczeniu (Lasoń, 2003), pierwiastki związane z mineralizacją porfirową zostały podzielone na dwie podstawowe podgrupy: pierwiastki głównego, wysokotemperaturowego stadium mineralizacji (Mo, W, Cu, S i częściowo Be i F), występujące w anomalnych zawartościach w centralnych partiach złoża oraz pierwiastki związane ze stadium niskotemperaturowym (Pb, Zn, Ag, Bi, As, Sb, Ca, Te, Tl, Au, Hg i częściowo Mn i S), charakterystyczne dla peryferycznych partii złoża. Ponadto wydzielona została oddzielna grupa pierwiastków związanych z przeobrażeniami hydrotermalnymi skał (do której zaliczono: K, Na, Ca, Ba, Sr i częściowo Si).

Analiza współczynników korelacji pierwiastków badanych w skałach rejonu Żarki–Kotowice (tab. 2) nie wykazała przynależności tych pierwiastków do tak ściśle sprecyzowanych grup jak w złożu Myszków. Stwierdzone korelacje pomiędzy badanymi pierwiastkami pozwoliły jedynie na wydzielenie tych, które na podstawie analogii ze złożem Myszków, określono jako pierwiastki związane z mineralizacją porfirową. Do tej grupy zaliczono: Mo, W, Cu, Zn, Pb, Ag, As, Bi, Hg, Au i S. Z pierwiastkami tymi korelują się również: Ba, Sr, Ca, Mn i F. Nie można było wydzielić podgrup pierwiastków wysokotemperaturowych i niskotemperaturowych, ponieważ zawartości większości pierwiastków określonych w złożu Myszków jako wysokotemperaturowe (W, Mo, Cu) korelują się na badanym obszarze z zawartościami pierwiastków niskotemperaturowych, np. W–Zn ($r = 0,73$); Mo–Zn ($r = 0,61$); Pb–Cu ($r = 0,52$); Pb–Mo ($r = 0,58$) (tab. 2). Sugeruje to wtórne, wspólne przemieszczenie tych pierwiastków (łącznie z Ba, Sr i Ca) w trakcie późniejszych procesów hydrotermalnych. Tezę tę potwierdza występowanie wysokich zawartości wszystkich pierwiastków rudnych w brekcjach tektonicznych i późnych żyłach z węglanami i barytem.

Anomalne zawartości molibdenu i wolframu grupują się pomiędzy otworami wiertniczymi 133-Ż i 45-BN, przy czym w otworze wiertniczym 144-Ż anomalne zawartości molibdenu stwierdzono tylko w dwóch punktowych próbkach brekcji tektonicznych (fig. 3, 4). Zgodnie ze schematem rozmieszczenia pierwiastków w złożu Myszków (Lasoń, 2003), w podłożu tej strefy spodziewać się można centrum ciała intruzywnego i ewentualnej mineralizacji porfirowej. W przeciwieństwie do złoża Myszków, anomalia wolframowa w rejonie Żarki–Kotowice zajmuje szerszy obszar niż molibdenowa, co sugeruje możliwość większych zawartości wolframu poszukiwanej mineralizacji, niż w rejonie Myszkowa. Stosunek zawartości W do Mo w skałach ediakaru rejonu Żarki–Kotowice wynosi 4,65, natomiast stosunek tych pierwiastków obserwowany we wszystkich strefach złoża Myszków jest niższy i waha się w granicach 0,35–0,37. Nie można jednak wykluczyć sytuacji podobnej do rejonu Pilicy (na południowy wschód od rejonu Żarki–Kotowice), gdzie w skałach z kilku peryferycznych otworów wiertniczych stwierdzono przejawy mineralizacji wolframowej w postaci wolframitu i wtórnego scheelitu, a w centralnie położonej intruzji granitoidowej mineralizacja wolframowa jest śladowa.

Rozprzestrzenienie ciągłych anomalii miedzi w rejonie Żarki–Kotowice jest zgodne ze strefowością mineralizacji obserwowaną w złożu Myszków, gdzie mineralizacja Cu pokrywa się częściowo z mineralizacją Mo–W, ale najwyższe jej zawartości obserwuje się wokół strefy molibdenowo-wolframowej. W rejonie Żarki–Kotowice anomalia Cu pokrywa się z anomalią Mo i częściowo z anomalią W (fig. 4). Położenie przestrzenne anomalii Pb i Zn jest również zgodne ze strefowością mineralizacji obserwowaną w złożu Myszków. Anomalne zawartości Pb stwierdzono w skałach z otworów wiertniczych: 142-Ż, 44-BN, 46-BN i 144-Ż (fig. 5), a więc głównie na zewnątrz strefy maksymalnych zawartości molibdenu, wolframu i miedzi (fig. 4). Takie rozmieszczenie anomalii ołowiu jest typowe dla złóż porfirowych i potwierdza tezę o możliwości wystąpienia centrum mineralizacji w strefie pomiędzy otworami wiertniczymi 133-Ż i 45-BN. Także rozprzestrzenienie cynku na opisywanym obszarze jest zgodne z modelem geochemicznym złoża Myszków, w którym izolowane anomalne zawartości tego pierwiastka obserwowane są

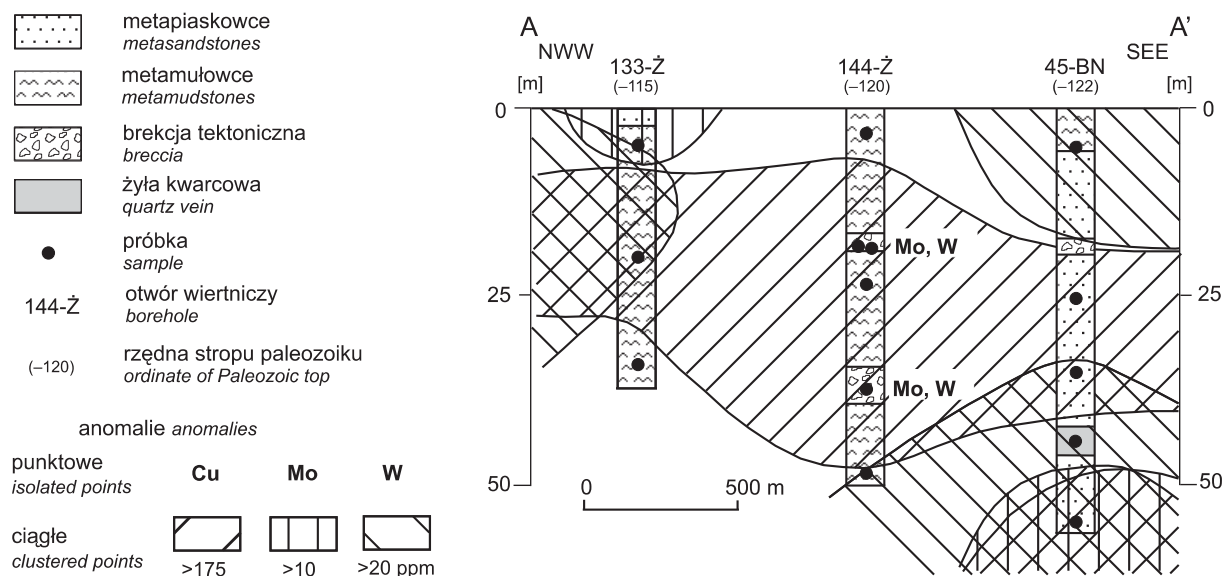


Fig. 3. Anomalie zawartości Cu, Mo i W w rejonie Żarki-Kotowice

Anomalies of Cu, Mo and W contents in the Żarki-Kotowice region

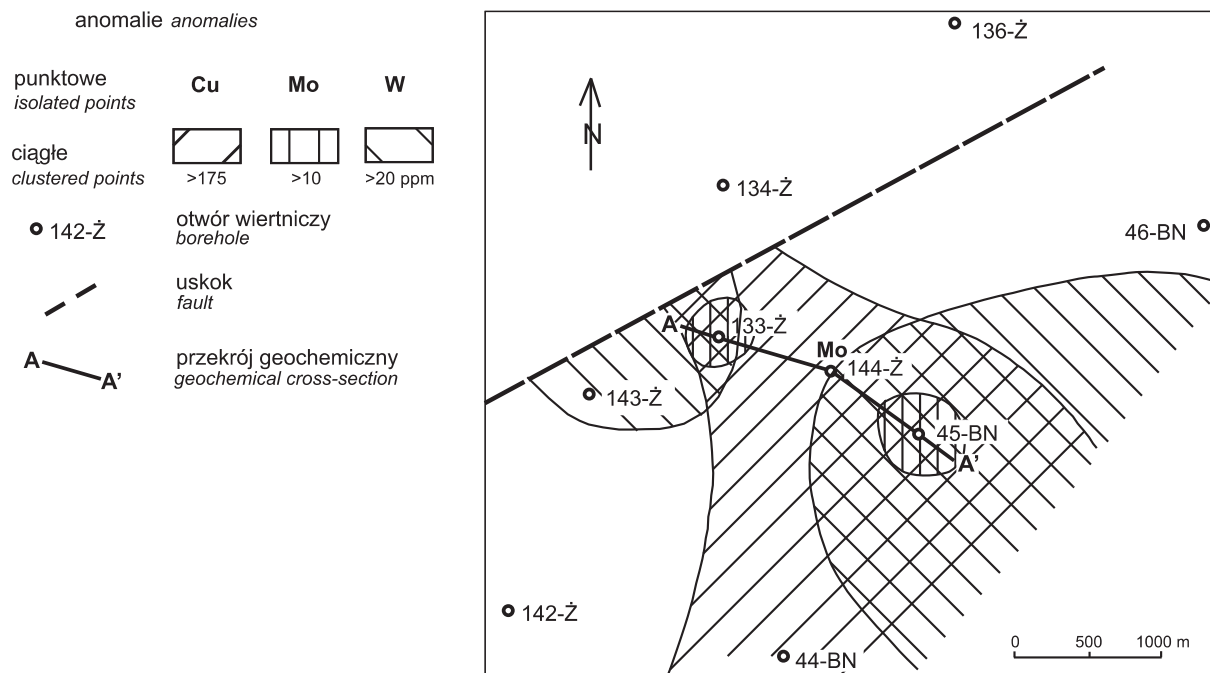


Fig. 4. Mapa maksymalnych zasięgów anomalii zawartości Cu, Mo i W w rejonie Żarki-Kotowice

Maximum extents of anomalies of Cu, Mo and W contents in the Żarki-Kotowice region

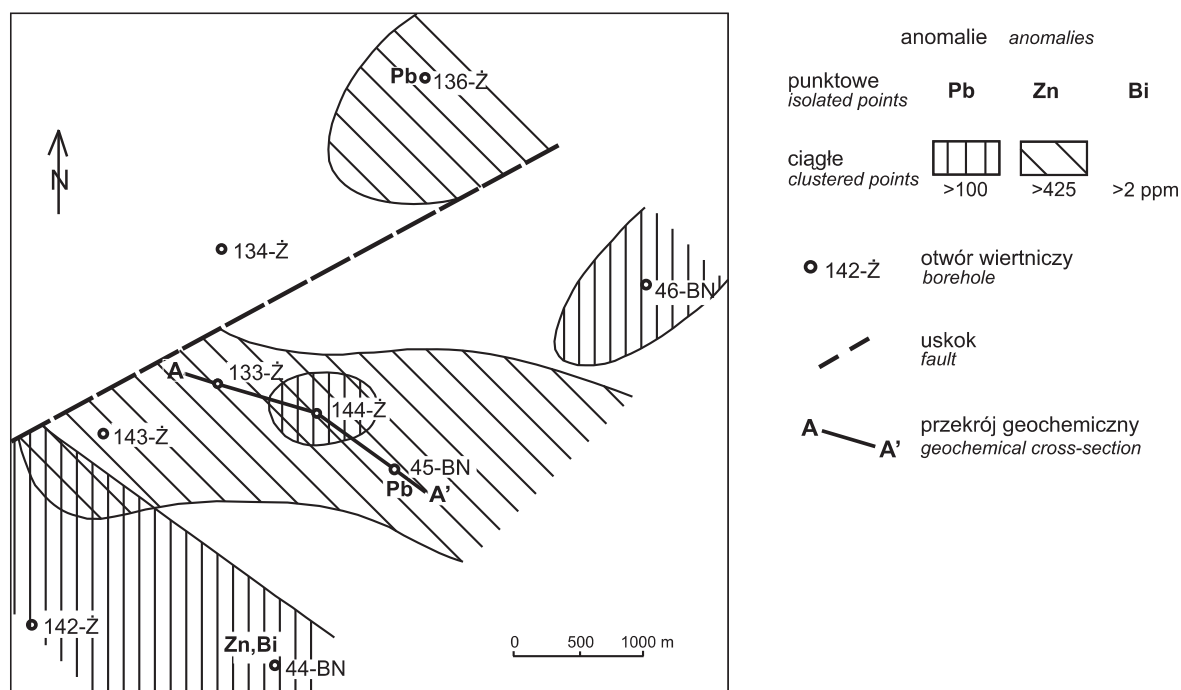


Fig. 5. Mapa maksymalnych zasięgów anomalii zawartości Pb, Zn i Bi w rejonie Żarki–Kotowice

Maximum extents of anomalies of Pb, Zn and Bi contents in the Żarki–Kotowice region

wewnątrz szerokiej strefy, od ok. 300 do 1100 m od centrum mineralizacji molibdenowo-wolframowej.

Średnie zawartości srebra i arsenu (tab. 1), stwierdzone w badanych skałach (Ag 0,87–0,99 ppm; As 1,26–3,02 ppm) są znacznie wyższe, niż w którejkolwiek ze stref złoża Myszków. Najwyższe zawartości Ag występują wokół strefy najwyższych zawartości Mo, W, i Cu, a więc ich rozmieszczenie jest zgodne ze strefowością pierwiastków w złożu Myszków. Zawartości Ag nie wykazują związków korelacyjnych z Cu, lecz korelują się głównie z zawartościami: Zn, As, Mn, Pb i Au (tab. 2), co sugeruje występowanie tego pierwiastka w sfalerycie oraz siarkosolach, minerałach charakterystycznych dla stref peryferycznych złoża Myszków (Lasoń, 2000).

Średnie zawartości arsenu stwierdzone w skałach okolic Żarki–Kotowice (tab. 1) są kilkudziesięciokrotnie wyższe od zawartości tego pierwiastka w złożu Myszków. Obecność tak wysokich zawartości As świadczy o intensywnych procesach hydrotermalnych, związanych z występującą w podłożu intruzją, a korelacja zawartości As z zawartościami Pb, Ag, Hg, Cu i Zn (tab. 2), sugeruje podobieństwo stwierdzonej mineralizacji do mineralizacji charakterystycznej dla peryferycznych stref złoża Myszków.

Zarówno badane skały rejonu Żarki–Kotowice, jak i wszystkie strefy złoża i otoczenia złoża Myszków zawierają niskie zawartości Au. Również rozprzestrzenienie wyższych zawartości Ba i Mn w stosunku do rozmieszczenia głównych pierwiastków rudnych złóż porfirowych Cu, Mo i W nie odbiega w zasadniczy sposób od strefowości tych pierwiastków w złożu Myszków, gdzie najwyższe zawarto-

ści tych pierwiastków obserwuje się w strefie peryferycznej (Ba) i okołozłożowej (Mn).

Bizmut oznaczony był z granicą oznaczalności 5 ppm. Za dolną granicę anomalii tego pierwiastka w trakcie badań geochemicznych złoża Myszków przyjęto wartość 2 ppm (Lasoń, 2003). Zawartość Bi wyższą od 5 ppm stwierdzono jedynie w jednej próbce brekcji z otworu wiertniczego 44-BN. Badania mineralogiczne, którym poddano próbki ze stref skał zmineralizowanych z otworu wiertniczego 133-Ż, wykazały obecność minerałów bizmutu (bizmut rodzimy, bismutytnit i siarkosole bizmutu). W złożu Myszków podwyższone zawartości bizmutu obserwowane są w strefach kontaktu dajek skał magmowych i otaczających je skał metamorficznych, położonych w odległościach dość znacznych, bo ok. 750–950 m od centrum mineralizacji molibdenowo-wolframowej (Mo–W).

W skałach rejonu Żarki–Kotowice stwierdzono obecność anomalii geochemicznych, sugerujących możliwość wystąpienia w podłożu tego obszaru ciała intruzyjnego i związanej z nim mineralizacji. Zestaw pierwiastków rudnych tworzących ciągle anomalie na tym obszarze jest typowy dla złóż porfirowych: Mo, W, Cu, Pb, Zn, Ag i As (Williams, Forster, 1995). W porównaniu do strefowości pierwiastków wskaźnikowych w złożu Myszków, obserwowane w skałach rejonu Żarki–Kotowice rozmieszczenie zawartości badanych pierwiastków sugeruje strefę peryferyczną (Mo, Cu, Ag, As, Zn, Ba i Bi) lub okołozłożową (Pb, S, Mn) poszukiwanego ciała rudnego. Średnia arytmetyczna zawartość wolframu w skałach okolic Żarki–Kotowice (56 ppm)

jest znacznie wyższa od średniej arytmetycznej zawartości wolframu w peryferycznej strefie złoża Myszków (19 ppm) odległej od centrum złoża o 700–1200 m, ale niższa od średniej arytmetycznej zawartości tego pierwiastka w strefie okołozłożowej (93 ppm), położonej w odległości 300–700 m od centrum złoża. Przy założeniu, że intruzja i poszukiwane ciało rudne mają wymiary porównywalne do obecnych w okolicach Myszkowa, centrum mineralizacji w rejonie Żarki–Kotowice może występować 450–850 m od powierzchni paleozoiku, a więc średnio 950–1350 m od powierzchni terenu. Najbardziej perspektywiczny dla ewentualnych wierceń poszukiwawczych jest obszar położony pomiędzy otworami wiertniczymi 133-Ż i 45-BN oraz na południowy wschód od tego otworu (fig. 1).

W klasycznym modelu strefowości przeobrażeń hydrotermalnych skał krzemianowych w złożach typu porfirowego, według Lowella i Guilberta (1970), wyróżniono cztery główne strefy: przeobrażeń potasowych, propylityzacji, argilityzacji i fyllityzacji.

W złożu Myszków dominującym przeobrażeniem jest metasomatoza potasowa, która obejmuje centralną część systemu porfirowego – górną część sztoka, jego apofizy i lokalnie kontynuuje się w skały osłony. Przejawem tych przeobrażeń są żyłki ortoklazowo-biotytowe oraz aureole wokół tych żył. Niekiedy metasomatoza potasowa obejmuje całą masę skał pomiędzy żyłami. Rezultatem tych przeobrażeń jest wzrost średnich zawartości K_2O w skałach osłony intruzji od 3,70% w strefie peryferycznej do 4,35% w strefie okołozłożowej i 4,50% w najbliższym otoczeniu intruzji (Lasoń, 2000). Pozostałe strefy przeobrażeń obserwowane są sporadycznie.

W skałach klastycznych ediakaru okolic Żarki–Kotowice, które składem mineralnym nie odbiegają od swoich odpo-

wiedników z rejonu Myszkowa (Markowiak i in., 1999), przejawy metasomatozy potasowej również związane są z utworami żyłowymi. Według kryteriów wypracowanych dla złoża Myszków, większość przebadanych próbek z rejonu Żarki–Kotowice charakteryzuje się wysokimi zawartościami potasu, ale okonturowanie pozytywnych anomalii tego pierwiastka na podstawie zebranych danych nie jest możliwe, ponieważ wykacza ona poza badany obszar. Stwierdzone tu średnie zawartości K_2O (tab. 1) mają wartości pośrednie pomiędzy zawartościami charakterystycznymi dla strefy okołozłożowej i peryferycznej złoża Myszków. Potwierdza to wnioski wysunięte na podstawie analizy rozmieszczenia pierwiastków rudnych. Brak pozytywnej korelacji pomiędzy Mo, W, Cu a K (tab. 2) świadczy, że związek mineralizacji Mo–W–Cu ze strefą metasomatozy jest jedynie przestrzenny. Wszystkie obserwowane w skałach rejonu procesy hydrotermalne, zarówno mineralizacja kruszcowa, jak i przeobrażenia skał (między innymi metasomatoza potasowa), zachodziły w wielu nakładających się na siebie etapach. W związku z tym brak jest korelacji pomiędzy zawartościami potasu i zawartościami metali wchodzących w skład kruszców.

Analiza rozprzestrzenienia zawartości sodu i wapnia, pierwiastków – podobnie jak potas – związanych z przeobrażeniami hydrotermalnymi skał, nie dostarcza jednoznacznych danych dla oceny perspektywiczności badanego rejonu. Jest prawdopodobne, że Na i Ca mogły zostać odprowadzone w trakcie metasomatozy potasowej na dalszą odległość, dlatego aureola geochemiczna wokół hipotetycznego ciała rudnego w rejonie Żarki–Kotowice może być szersza, niż w Myszkowie.

WNIOSKI

1. W badanym rejonie zaobserwowano przejawy metamorfizmu kontaktowo-metasomatycznego, o strefowości charakterystycznej dla innych obszarów występowania intruzji granitoidów, oraz działalności hydrotermalnej, co sugeruje występowanie w podłożu obszaru Żarki–Kotowice intruzji kwaśnych skał magmowych.

2. Przeprowadzone badania geochemiczne i petrograficzne skał ediakaru z rejonu Żarki–Kotowice wykazały obecność mineralizacji Mo–W–Cu z Ag, As, Pb, Zn i Bi. Okruszcowaniu towarzyszy anomalia zawartości potasu i ograniczona anomalia zawartości baru i manganu. Mineralizacja ta wykazuje duże podobieństwo do okruszcowania stwierdzonego w strefie peryferycznej porfirowego złoża Mo–W–Cu Myszków, co z kolei sugeruje możliwość występowania interesującej mineralizacji porfirowej związanej

z tą intruzją. Charakter stwierdzonej mineralizacji kruszcowej oraz przeobrażeń hydrotermalnych skał wskazuje również na genetyczne pokrewieństwo z przejawami waryscyjskiej mineralizacji poznanej w rejonie Myszkowa.

3. Przy założeniu, że hipotetyczna intruzja ma wymiary porównywalne do intruzji z okolic Myszkowa, centralnej części porfirowego ciała rudnego można się spodziewać w podłożu badanego obszaru pomiędzy otworami 133-Ż, a 45-BN i na południowy-wschód od tego otworu, na głębokości 950–1350 m.

4. Zawartości metali stwierdzone w rejonie Żarki–Kotowice są w porównaniu do ich zawartości w strefie peryferycznej porfirowego złoża Myszków wyraźnie wyższe, co sugeruje możliwość odkrycia w tym rejonie mineralizacji kruszcowej o charakterze złożowym.

LITERATURA

- BANAŚ M., PAULO A., PIEKARSKI K., 1972 — O mineralizacji miedziowej i molibdenowej w rejonie Mrzygłodu. *Rudy i Met. Niez.*, **17**, 1: 3–7.
- BUŁA Z., 2000 — Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **171**: 1–89.
- BUŁA Z., JACHOWICZ M., ŻABA J., 1997 — Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (Southern Poland). *Geol. Mag.*, **134**, 5: 669–677.
- BUŁA Z., HABRYN R., KUREK S., KRIEGER R., MARKOWIAK M., WOŹNIAK P., 2002 — Atlas geologiczny paleozoiku bez permu w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CIEŚLA E., KOSOBUDZKA I., OKULUS H., 1984 — Monoklina śląsko-krakowska w naturalnych polach fizycznych Ziemi: gravitacyjnym i magnetycznym. W: Symposium „Badania geofizyczne przy poszukiwaniu i rozpoznawaniu złóż surowców stałych”. PBG i SITG, Jabłonna k/Warszawy, 7–8 czerwca: 1–33.
- GÓRECKA E., 1978 — Mineralizacja polimetaliczna w utworach paleozoicznych rejonu Zawiercia. *Pr. Inst. Geol.*, **83**: 163–169.
- HARAŃCZYK C., 1978 — Mineralizacja polimetaliczna w utworach paleozoicznych wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*, **83**: 171–182.
- HARAŃCZYK C., 1985 — *Paragenезы mineralne w złożach Krakowidów i ich pokrywy*. Roczn. PTG, *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **53**: 91–126.
- HARAŃCZYK C., LANKOSZ M., 1990 — Sprawozdanie z badań geologicznych w Dolinie Będkowskiej. Arch. Przed. Geol. S.A., Kraków.
- JACHOWICZ M., ŻELAŻNIEWICZ 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? Arch. Oddz. Górnośląski Państw. Inst. Geol., Sosnowiec.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1984 — Datowanie metodą K–Ar skał północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. Geol.*, **28**, 3/4: 749–750.
- JURKIEWICZ H., 1975 — Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **283**: 5–100.
- KOWALSKA S., 2000 — The degree of diagenesis of the Lower Cambrian–Vendian? rocks from boreholes from the Małopolska Block – preliminary data. *Pr. Specjalne PTM*, **17**: 32–34.
- LASOŃ K., 2000 — Geochemia molibdenowo-wolframowego porfirowego złoża Myszków. [Pr. doktor.]. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- LASOŃ K., 2003 — Geochemia Mo–W złoża porfirowego Myszków. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **405**: 87–108.
- LASOŃ K., MARKOWIAK M., 2001 — Ocena możliwości występowania złóż porfirowych w paleozoiku rejonu Żarek na podstawie badań geochemiczno-mineralogicznych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- LOWELL J.D., GUILBERT J.M., 1970 — Lateral and vertical alteration – mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geol.*, **65**: 373–408.
- MARKOWIAK M., HABRYN R., 2003 — Kompleksowa ocena polimetalicznej mineralizacji kruszcowej w utworach paleozoiku i prekambriu w obszarze krakowsko-lublinieckim. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MARKOWIAK M., TRUSZEL M., HABRYN R., 1999 — Litologia skał dolnego kambriu–wendu w brzeżnej części bloku małopolskiego. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MORYC W., JACHOWICZ M., 2000 — Utwory prekambryjskie w rejonie Bochnia–Tarnów Dębica. *Prz. Geol.*, **48**: 601–606.
- NIEĆ M., 1988 — Szanse odkrycia złóż rud metali w starszym podłożu paleozoicznym północno-wschodniego obrzeżenia GZW. *Prz. Geol.*, **36**, 7: 390–394.
- PIEKARSKI K., GAJOWIEC B., HABRYN R., KARWASIECKA 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 C₂. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PIEKARSKI K., MIGASZEWSKI Z., 1993 — Old Palaeozoic ore mineralization of the Myszków–Mrzygłód area (NE margin of the Upper Silesian Coal Basin). *Kwart. Geol.*, **37**, 3: 385–396.
- PODEMSKI M. (red.), 2001 — Palaeozoic porphyry molybdenum-tungsten deposit in the Myszków area, southern Poland. *Pol. Geol. Inst. Sp. Papers*, **6**.
- PODEMSKI M., CHAFFEE M.A., 1996 — Poszukiwania geochemiczne złóż mineralnych w Polsce na obszarach zakrytych. Raport końcowy. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- POKAŁOW W.T., 1972 — Geneticheskie typy i poiskowyje kriterii endogiennych miestorożdienij molibdena: 3–270. Nedra, Moskwa.
- POLAŃSKI A., 1988 — Podstawy geochemii. Wyd. Geol., Warszawa.
- 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.
- ŚLÓSZARZ J., 1994 — Charakterystyka mineralogiczna okruszczenia miedziowo-molibdenowo-wolframowego. Przewodnik 65 Zjazdu PTG, Sosnowiec 22–24 września: 196–202.
- TAYLOR S.R., McLENNAN S.M., 1985 — The continental crust: its composition and evolution: 46–47. Blackwell Sc. Publ., Oxford.
- TRUSZEL M., 1994 — Petrografia metamorficznego kompleksu kaledońskiego z południowo-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

WILLIAMS S.A., FORRESTER J.D., 1995 — Characteristics of porphyry copper deposits. *W: Porphyry copper deposits of the American Cordillera* (red. F.W. Pierce, J.G. Bolm). *Arizona Geol. Soc. Digest*, **20**: 21–34.

WOŁKOWICZ S., 1992 — Sprawozdanie z tematu: Badania geologiczno-poszukiwawcze złóż rud Zn–Pb w północnej części re-

gionu śląsko-krakowskiego. Obszar Boronów–Niegowa. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.

ŻABA J., 1999 — Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **166**: 1–162.

SUMMARY

The Żarki–Kotowice region is located in the western part of the Małopolska Block, in the vicinity of the Kraków–Lubliniec tectonic zone (Fig. 1). Fine-grained Ediacaran rocks occur in the Żarki area directly under flat-lying Mesozoic deposits.

No magmatic rocks have been encountered in the boreholes, however, contact metamorphism and hydrothermal activity (quartz veins, ore mineralization) are observed in sedimentary rocks.

The ore mineralization was generated during three periods:

I – early period – associated with hornfels and metasomatites and represented by: magnetite (local intergrowths of ilmenite), rare pyrite, chalcopyrite, sphalerite, wolframite (replaced by scheelite), pyrrhotite, marcasite, arsenopyrite, bornite (replaced by covellite) and locally molybdenite.

II – main period – associated with high- and medium-temperature veins. Molybdenite, scheelite, and chalcopyrite are encountered in quartz and quartz-feldspar veins; in quartz-sericite veins: pyrite, chalcopyrite, bismuth minerals, rare bornite, sphalerite and galena.

III – late period – associated with low-temperature veins. Galena, light sphalerite, chalcopyrite and pyrite occur in barite-calcite-celestite veins; pyrite, marcasite, chalcopyrite and locally sphalerite in carbonate veins.

The goal of geochemical investigations was to evaluate possibility of revealing a porphyry deposit in the Żarki–Kotowice vicinity by comparing geochemical anomalies with zoning of elements in the Myszków deposit. The Mo–W–Cu porphyry-type deposit at Myszków is located about 9 km southwest of the study area.

In the Ediacaran rocks from Żarki–Kotowice region anomalous contents of Cu, Mo, W (Fig. 4), Pb, Zn, Bi (Fig. 5), As, Ag, K, Ba and Mn are recorded. Mineralization and hydrothermal alterations of rocks are similar to those observed in the external parts of the Myszków deposit, that suggesting the possibility of occurrence of an acid magmatic body and associated porphyry-type mineralization. If the intrusion has dimensions similar to the Myszków intrusion, the central part of possible ore body can be expected between the boreholes 133-Ż and 45-BN, and to the south of it, at the depth of about 950–1350 m.