

DE GRUYTER
OPEN

GOSPODARKA SUROWCAMI MINERALNYMI – MINERAL RESOURCES MANAGEMENT

2016

Volume 32

Issue 2

Pages 45–62

DOI 10.1515/gospo-2016-0013



WIESŁAW HEFLIK*, LUCYNA NATKANIEC-NOWAK**,
PAWEŁ P. ZAGOŹDŻON***, KATARZYNA D. ZAGOŹDŻON****,
MAGDALENA DUMAŃSKA-SŁOWIK*****, JANINA JAROCKA*****

Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna hornfelsów z Kowar (Dolny Śląsk)

Wprowadzenie

Złoże rud żelaza w Kowarach na Dolnym Śląsku wchodzi w skład tzw. formacji rudonośnej z Podgórze. Obszar ten leży w peryferycznej części dużej jednostki geologicznej tj.: bloku karkonosko-izerskiego, na styku granitoidowego masywu Karkonoszy oraz jego wschodniej osłony metamorficznej (Mierzejewski 2005, 2007; Mazur i in. 2006; Kryza i in. 2014). Struktura ta była przez ostatnie dekady lat przedmiotem badań wielu naukowców, których zainteresowania koncentrowały się głównie na charakterystyce złożowej tego obszaru (m.in. Mochnacka 1966, 1967, 2000; Zimnoch 1961), ale także zagadnieniach *stricto* geologicznych (Mochnacka 1967; Oberc 1965; Teisseyre 1973; Zagożdżon i Zagożdżon 1997, 1998, 2002; Zimnoch 1961). Działalność górnicza w tym rejonie miała miejsce od średniowiecza – być może już w XII wieku – jednak intensywną eksploatację rud Fe (kopalnia „Wolność”) rozpoczęto dopiero w połowie XIX wieku. W latach dwudziestych ubiegłego stulecia stwierdzono tam także obecność mineralizacji uranowej i radowej. W latach powojennych prowadzono z przerwami wydobywanie rud żelaza oraz uranu (1948–1951), aż do zamknięcia kopalni w roku 1962 (Adamski 2002; Dziekoński 1972; Sztuk i in. 1992). Szacuje się, że ze złoża kowarskiego, od początku jego eksploatacji, pozyskano około 2,5 mln ton rud żelaza i około 120 tys. kg czystego uranu.

* Prof. dr hab., ** Dr hab. inż., prof. AGH, ***** Dr inż., ***** Mgr inż., Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, Kraków; e-mail: natkan@agh.edu.pl

*** Dr, **** Mgr, Wydział Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii. Politechnika Wroclawska, Wrocław.

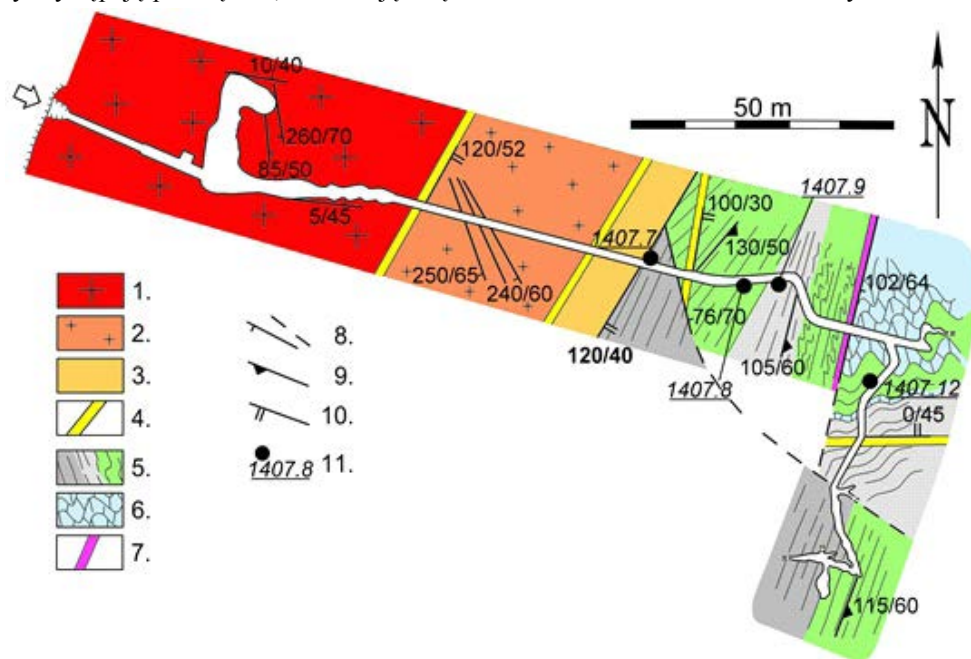
Wspomnianą formację rudonośną z Podgórze budują różne utwory skalne, w tym hornfelsy. Są to skały metamorficzne, które powstają w wyniku oddziaływania termicznego intruzji magmowej na skały otaczające (osadowe, magmowe, metamorficzne). W zależności od odległości od kontaktu z intruzją w skałach osłony dokonują się przemiany strukturalno-teksturalne, ale przede wszystkim substancjonalne ich składników. W najbliższej strefie dochodzi do największych przemian. Skały są silnie przekrystalizowane i na ogół drobno-krystaliczne. W niniejszej pracy autorzy przedstawili charakterystykę mineralogiczno-petrograficzną różnych odmian hornfelsów pobranych w dwóch historycznych sztolniach znajdujących się na wschodnim polu („Freiheit”) dawnej kopalni „Wolność” („Eisenerzbergwerk Bergfreiheit”) w Kowarach. Celem badań było określenie charakterystycznych paragenez mineralnych w badanych skałach, które pozwoliłyby wnioskować o charakterze pierwotnego protolitu i zachodzących w nim przemianach. Wytypowany do szczegółowego rozpoznania materiał analityczny poddano badaniom mikroskopowym przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego do światła przechodzącego i elektronowego mikroskopu skaningowego (SEM), pracującego z przystawką do analiz chemicznych w mikroobszarze (EDS), a także analizie rentgenograficznej (XRD). Badania te zostały wykonane w pracowniach Katedry Mineralogii, Petrografii i Geochemii (obserwacje makro- i mikroskopowe) oraz w Laboratorium Badań Fazowych, Strukturalnych i Teksturalnych WGGiOŚ AGH (SEM-EDS, XRD).

1. Zarys budowy geologicznej i stan dotychczasowych badań

Jak wspomniano, złożo kowarskie usytuowane jest w obrębie formacji rudonośnej z Podgórze, która ma kształt soczewy o długości około 2,5 km i szerokości 35–190 m (Mazur 1995; Mochnacka 1966, 1967, 2000; Teisseyre 1973; Zimnoch 1961). Tworzą ją hornfelsy, a także różnorodne łupki, marmury, skarny oraz zmiennej wielkości ciała magnetytowe (Mochnacka 1967). W bezpośrednim jej otoczeniu występują tzw. gnejsy z Kowar, stanowiące południowo-wschodnią osłonę masywu granitoidowego Karkonoszy (Mazur 1995). Obszar ten odznacza się urozmaiconą morfologią, co wiąże się z rozcięciem górotworu szeregiem dawnych wyrobisk odkrywkowych i podziemnych.

Złożo kowarskie ma charakter polimetaliczny. Wyróżniono w nim dwa typy mineralizacji. Mineralizacja magnetytowa (+ maghemit, martyt, siarczki Fe i Cu) występuje w postaci soczew zgodnych (formy stratoidalne), zlokalizowanych na kontakcie marmurów i łupków amfibolowych (Mochnacka 1967, 1982, 2000; Zimnoch 1961). Jej powstanie związane jest z pierwszym etapem okruszczenia skał osłony masywu Karkonoszy (premetamorficzna koncentracja złożowa; Mochnacka 2000). Mineralizację drugiego typu (sztokwerkowa i żyłowa) tworzy kilkadziesiąt minerałów – najistotniejszy pod względem złożowym jest nasturan (smółka uranowa), obok związków Cu, Fe, Zn, Hg, Pb (Mochnacka 1966, 1982, 2000). Mineralizacja ta związana jest z intruzją karkonoską (Mochnacka 2000), a jej odmłodzenie nastąpiło w późnej kredzie, w trakcie wczesnych faz orogenezy alpejskiej (70 mln lat; Lis i in. 1971).

Badane próbki hornfelsów pochodzą z dwóch sztolni kopalni „Wolność”: Sztolni Górnej i Sztolni Głównej. Sztolnia Górna została wydrążona w latach 1882–1883 (Sztuk i in. 1992). Łączna długość dostępnych obecnie wyrobisk to 270 m. Za wyjątkiem początkowego, 25-metrowego odcinka, ociosy są dostępne do badań i w większości dobrze zachowane. Głębienie Sztolni Głównej rozpoczęto również w latach 1882–1883 (Sztuk i in. 1992) i kontynuowano po roku 1897 (Adamski 2002). W latach powojennych wydrążono niemal 700-metrowej długości chodnik biegnący ku wschodowi, z którego pochodzą badane próbki. Obie sztolnie, tj. Górna i Główna, były objęte szczegółowymi pracami kartograficznymi (np. Zagożdżon i Zagożdżon 1997, 1998, 2002, 2005). W wyrobiskach tych wśród skał magmowych odmianą dominującą jest grubokrystaliczny granit porfirowaty (Borkowska 1966), przechodzący w odmianę drobnokrystaliczną, która wraz z łupkami krystalicznymi tworzy wąską, przykontaktową strefę intruzji (Zagożdżon i Zagożdżon 1997, 1998; rys. 1). W Sztolni Górnej osłonę metamorficzną granitu stanowią różne odmiany hornfelsów, marmury oraz skarny, natomiast w Sztolni Głównej (w opróbowanym chodniku) skały osłony występują podrzędnie, odsłaniając się zaledwie na niewielkim 30-metrowym odcinku.

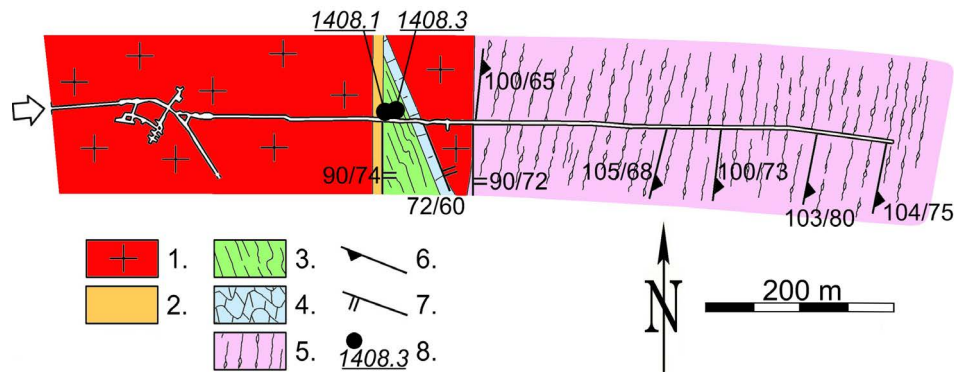


Rys. 1. Plan geologiczny Sztolni Górnej (wg Zagożdżon i Zagożdżon 1997 – uproszczony i uzupełniony) 1 – granit porfirowaty, gruboziarnisty, 2 – granit porfirowaty, drobnziarnisty, 3 – przykontaktowa facja granitu, 4 – skały żyłowe, 5 – hornfels czarny, szary i zielony, 6 – marmur, 7 – skarn, 8 – uskoki pewne i przypuszczalne, 9 – foliacja, 10 – powierzchnie kontaktu skał, 11 – miejsca opróbowania

Fig. 1. Geological sketch of Górna (Upper) Adit (after Zagożdżon and Zagożdżon 1997 – simplified and supplemented)

1 – coarse-grained porphyrocrystic granite, 2 – fine-grained porphyrocrystic granite, 3 – contact facies of granite, 4 – vein rocks, 5 – hornfels black, gray and green, 6 – marble, 7 – skarn, 8 – certain and uncertain faults, 9 – foliation, 10 – contact surfaces, 11 – sampling points

Obok łupków, marmurów oraz gnejsów laminowanych, wyraźnie dominuje typowo smużysto-oczkowy gnejs (rys. 2), należący do grupy gnejsów z Kowar (por. Mazur 1995).



Rys. 2. Plan geologiczny dostępnych wyrobisk Sztolni Głównej (wg Zagożdżon i Zagożdżon 1997 – uproszczony i uzupełniony)

- 1 – granit porfirowy, gruboziarnisty, 2 – przykontaktowa facja granitu, 3 – skały formacji rudonośnej (głównie hornfels zielony), 4 – marmur, 5 – gnejs smużysto-oczkowy, 6 – foliacja, 7 – powierzchnie kontaktu skał, 8 – miejsca opróbowania

Fig. 2. Geological sketch of accessible drifts of Main (Główna) Adit (after Zagożdżon and Zagożdżon 1997 – simplified and supplemented)

- 1 – coarse-grained porphyraceous granite, 2 – contact facies of granite, 3 – ore formation (mostly green hornfels), 4 – marble, 5 – banded augen gneiss, 6 – foliation, 7 – contact surfaces, 8 – sampling points

Najważniejszą występującą tu strukturą tektoniczną jest kontakt intruzji granitoidowej ze skałami jej wschodniej osłony metamorficznej. Powierzchnia ta ma orientację 120/40 w Sztolni Górnej (Zagożdżon i Zagożdżon 1997) oraz 90/74, 72/60 i 90/72 w Sztolni Głównej. W drugim z wyrobisk opisano szeroką apofizę granitową (rys. 2; por. Zagożdżon i Zagożdżon 1998, 2002). Na podstawie zróżnicowania litologicznego oraz orientacji foliacji i lineacji, w obrębie zespołu metamorficznego Sztolni Górnej wyróżniono trzy, zrotowane względem siebie, bloki tektoniczne (por. Zagożdżon i Zagożdżon 1997; rys. 1). W Sztolni Głównej masa zasadnicza skał metamorficznych (przede wszystkim gnejsy smużysto-oczkowe w końcowej części wyrobiska) wykazuje stałą orientację foliacji około 100/75, zaś foliacja w obserwowanym tu zespole skał formacji rudonośnej z Podgórze, oddzielnym wspomnianą apofizą, przyjmuje wartości zbliżone do 80/70.

2. Przedmiot i metody badań

W sztolniach Górnej i Głównej kopalni „Wolność” w Kowarach pobrano 17 próbek hornfelsów, które poddano badaniom mineralogiczno-petrograficznym.

Badania przy zastosowaniu mikroskopów polaryzacyjnych do światła przechodzącego OLYMPUS BX 51 i JENALAB firmy Carl Zeiss Jena wykonano na standardowych odkry-

tych płytkach cienkich (11 preparatów). Do charakterystyki mineralogiczno-petrograficznej skał dołączono pełną dokumentację fotograficzną wykonaną kamerą cyfrową DP12 sprzężoną z mikroskopem OLYMPUS BX 51.

Badania metodą mikroskopii elektronowej skaningowej przeprowadzono przy użyciu mikroskopu Quanta 200 FEG z detektorem EDS firmy FEI. System pracował w warunkach wysokiej próżni, przy napięciu 15 kV. Dokumentowano obrazy uzyskane w świetle elektronów wstecznie rozproszonych (BSE) i wtórnych (SE) na świeżych powierzchniach (bez napyłania) analizowanych próbek (2 preparaty).

Badania dyfrakcji rentgenowskiej (XRD) wykonano dla 3 próbek hornfelsów, przy użyciu dyfraktometru PHILIPS X'PERT PW 1729 z refleksyjnym monochromatorem grafitowym (promieniowanie CuK_α). Zakres pomiarowy wynosił $5\text{--}75^\circ 2\Theta$, napięcie lampy 35 kV, prąd lampy 30 mA, prędkość obrotu licznika scyntylicyjnego $2^\circ/\text{min}$. Do interpretacji dyfraktogramów zastosowano program XRAYAN.

3. Wyniki badań

Wśród analizowanych próbek hornfelsów, występujących w opróbowanych sztolniach kopalni „Wolność” w Kowarach, wyróżniono kilka odmian (rys. 3). Różniły się między sobą cechami strukturalno-teksturalnymi, składem mineralnych oraz barwą. Są to:

Hornfels czarny, biotytowo-albitowo-hornblendowy (pr. 1407.7; rys. 3.A i B) – to skała makroskopowo bardzo ciemna, wyraźnie laminowana. W obrazie mikroskopowym wykazuje strukturę drobnoblastyczną, lepidonematoblastyczną, teksturę łupkowo-blaszkową. Tworzą ją przemiennie laminy ciemniejsze, biotytowo-kwarcowe oraz jaśniejsze, kwarcowo-albitowo-epidotowe. Dominujący ilościowo kwarc wykształcony jest ksenomorficznie; zawiera liczne wrostki innych minerałów. Wykształcone automorficznie blaszki biotytu (w ilości ok. 30% obj.) układają się wydłużeniem zgodnie z laminacją skały. Są zwykle zmienione na brzegach, a niektóre też silnie zdeformowane i postrzępione. Wyraźnie obserwuje się w nich łupliwość jednokierunkową oraz silny pleochroizm zmieniający się w zakresie barw od jasnej do ciemnobrunatnej. W ich sąsiedztwie widoczne są pojedyncze osobniki amfiboli (hornblenda zwyczajna). Obecne są również nieregularnie rozmieszczone tabliczki albitu. Minerale z grupy epidotu (ok. 12% obj.) występują w formie drobnych, ksenomorficznych ziaren, przyjmujących niekiedy postać bardzo drobnych słupków. W opisywanej skale stwierdzono ponadto cienkie żyłki zbudowane z kalcytu.

Hornfels szary, andaluzytowo-biotytowo-hornblendowy (pr. 1407.9; rys. 3.C i D) – to skała wykazująca makroskopowo strukturę drobnoblastyczną i teksturę łupkową. Widoczne są układające się przemiennie jaśniejsze oraz ciemniejsze laminy, przy czym te jaśniejsze dominują i mają większą miąższość (nawet do 3 cm). W obrazie mikroskopu polaryzacyjnego do światła przechodzącego skała wykazuje strukturę lepidonematoblastyczną i teksturę kierunkową. Widoczne są wyraźnie zorientowane, słupkowo wykształcone osobniki andalazytu (ok. 30% obj.) oraz blaszki biotytu (ok. 15% obj.), bardzo często objęte procesem

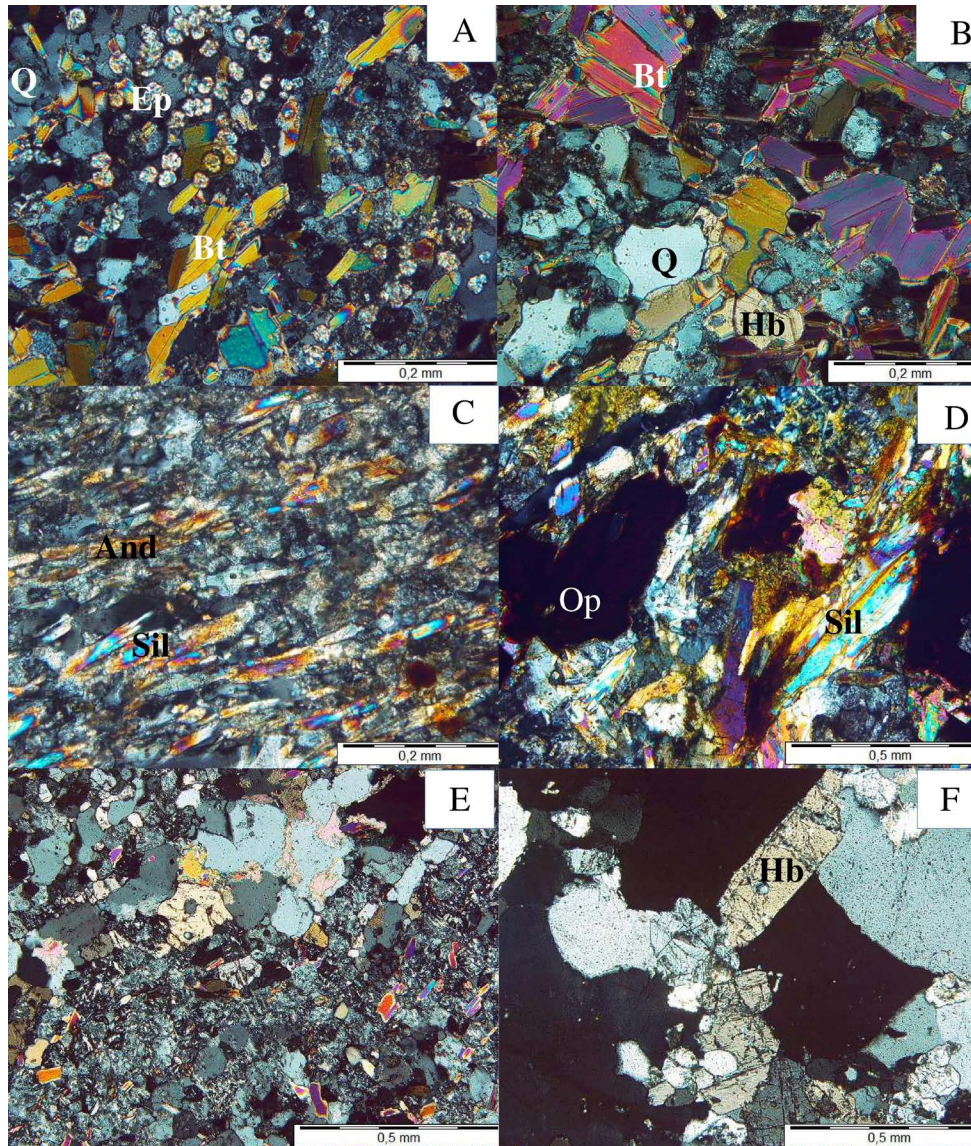


Fig. 3. Obrazy mikroskopowe: hornfelsu czarnego biotytowo-albitowo-hornblendowego, próbka 1407.7 (A, B); hornfelsu szarego andaluzytowo-biotytowo-hornblendowego, próbka 1407.9 (C, D); hornfelsu zielonego hornblendowo-epidotowo-biotytowego, próbka 1408.1 (E, F).

Wszystkie mikrofotografie wykonane przy skrzyżowanych polaryzatorach w świetle przechodzącym.

And – andaluzyt, Bt – biotyt, Ep – epidot, Hbl – hornblenda, Q – kwarc,
Op – minerał nieprzezroczysty, Sil – sillimanit

Fig. 3. Microphotographs of black biotite-albite-hornblende hornfels, sample no 1407.7 (A, B); grey andalusite-biotite-hornblende hornfels, sample no 1407.9 (C, D); green hornblende-epidote-biotite hornfels, sample no 1408.1 (E, F), crossed polarizers.
And – andalusite, Bt – biotite, Ep – epidote, Hbl – hornblende, Q – quartz,
Op – opaque mineral, Sil – sillimanite

chlorytyzacji. Z andaluzytem współwystępują pojedyncze osobniki hornblendy zwyczajnej. Granoblastycznie wykształcony kwarc (w ilości ok. 50% obj.) zawiera również wrostki andaluzytu, jak i albitu. Spotyka się również pojedyncze, duże ziarna bliżej nieznanego minerału, który całkowicie uległ chlorytyzacji oraz dość licznie występujące bardzo drobne osobniki minerału z grupy epidotu (klinozoisyt). Obecne są ponadto liczne ziarna minerałów rudnych, niekiedy tworzące cienkie żyłki.

Hornfels szary reprezentowany jest także przez odmianę biotytowo-andaluzytowo-sillimanitową (pr. 1407.12); wykazuje strukturę drobnoblastyczną, lepidogranoblastyczną, teksturę kierunkową. Oprócz blaszek mik oraz krótkich słupków andaluzytu i sillimanitu ułożonych kierunkowo, w skale obecny jest ponadto ksenomorficznie wykształcony drobnoblastyczny kwarc, z dużą ilością wrostków (struktura poikiloblastyczna). Niektóre osobniki tego minerału poprzeraśnięte są sillimanitem. Blaszki biotyty są silnie przeobrażone, w większości zdeformowane, na brzegach rozwarstwione. Można spotkać też osobniki andaluzytu o zarysach romboedrów. Niekiedy tworzą również wyraźne żyłki. Lokalnie występują nagromadzenia drobnych ziaren minerałów z grupy epidotu (klinozoisyt). W matriksie skały obecne są także liczne skupienia minerałów rudnych.

Hornfels zielony, hornblendowo-epidotowo-biotytowy (pr. 1408.1; rys. 3.E i F) – skała o strukturze drobnoblastycznej i teksturze smużystej. Jej laminacja jest bardzo zróżnicowana; laminy jasne mają miąższości około 0,5 mm, natomiast ciemniejsze do 2 cm. Mikroskopowo skała wykazuje strukturę granolepidoblastyczną, teksturę równoległą. Zbudowana jest w około 80% obj. z kwarcu. W obrębie jaśniejszych lamin ilość kwarcu wyraźnie wzrasta. Istotnym składnikiem tej skały (12% obj.) jest hornblenda zwyczajna (rys. 3.F), która wykształcona jest idiomorficznie. Wykazuje dostrzegalny pleochroizm w zakresie barwy jasnozielonkawej. Biotyt występuje w ilościach podrzędnych. Lokalnie obecne są skupienia ksenomorficznych ziaren minerałów z grupy epidotu (klinozoisyt). Niektóre z nich posiadają formy tabliczkowe, a w nich widoczne zbliżnienia charakterystyczne dla plagioklazów. Najprawdopodobniej minerały te powstały właśnie wskutek epidotyzyacji pierwotnych skaleni. Skałę przecinają liczne żyłki węglanowe (kalcytowe).

Hornfels czarno-zielony, biotytowo-hornblendowo-epidotowy (pr. 1407.8) – to skała o strukturze drobnoblastycznej, lepidogranoblastycznej i teksturze równoległej. Występuje w niej głównie kwarc (80% obj.) i biotyt (15% obj.). Skała ta wykazuje podobieństwo do opisanego wyżej hornfelsu zielonego (pr. 1408.1). Niektóre blaszki biotyty mają wydłużenie w kierunku prostopadłym do płaszczyzn łupliwości. Niektóre osobniki uległy chlorytyzacji. W skale widoczne są ponadto śladowe ilości węglanów. Występują za to licznie tabliczkowo wykształcone formy mineralne, niekiedy z objawami zbliżnień, które uległy przeobrażeniu w minerały z grupy epidotu. Obecna jest również hornblenda zwyczajna. Liczne są też duże ziarna hematytu.

Hornfels szaro-czarno-zielony, andaluzytowo-biotytowo-muskowitowy (pr. 1408.3) – to skała w przewodzie jasnoszara, z drobnymi laminami (kilka mm) ciemnoszarymi i zielonymi, o strukturze drobnoblastycznej. W obrazie mikroskopu polaryzacyjnego odznacza się strukturą lepidonematoblastyczną, teksturą w przewodzie równoległą. Zasadnicza jej masa,

makroskopowo jasnoszara, zbudowana jest z nieforemnych ziaren oraz krótkich słupków andaluzytu. W licznych miejscach skupienia tych minerałów poprzerastane są blaszkowato wykształconym biotytem. W analizowanej próbce widoczny jest także sillimanit, wykształcony w postaci wydłużonych, cienkich igieł. Gdziekolwiek występują także pojedyncze ziarna kwarcu i albitu oraz nieliczne, duże osobniki ortoklazu o pokroju tabliczkowym. Warstewki ciemniejsze zbudowane są prawie wyłącznie z dużych blaszek mik o barwie jasnozielonej, w których dostrzegalny jest słaby pleochroizm w odcieniach jasnozielonej i żółtawej. Jest to zapewne mika z nieznaczną domieszką żelaza, czyli odmiana, która stanowi produkt transformacji muskowitu w biotyt.

Dwie ostatnie próbki hornfelsów (1407.8 i 1408.3) poddano badaniom przy użyciu skaningowego mikroskopu elektronowego (SEM-EDS). Obie skały wykazują wyraźnie zróżnicowaną budowę, przejawiającą się zmienną wielkością i wykształceniem składników mineralnych. W przypadku hornfelsu biotytowo-hornblendowo-epidotowego (pr. 1407.8) stwierdzono w nim udział kwaśnego plagioklazu (albitu), który razem z kwarcem i mikami (biotytem oraz muskowitem) stanowi podstawową masę tej skały. Zidentyfikowano ponadto pirokseny zawierające tytan (EDS) oraz amfibole, a także apatyt, cyrkon, monacyt, chalkopiryt i piryt.

W próbce hornfelsu nr 1408.3 widoczna jest budowa ziarnista oraz blaszkowata. W jej składzie obecne są, w różnych proporcjach ilościowych, osobniki: skaleni potasowego, albitu, mik, amfiboli (minerały główne) oraz cyrkonu, tytanitu, apatytu, monacytu (składniki akcesoryczne). Skalenie potasowe występują bardzo licznie, zwłaszcza w strefach, gdzie skała ma charakter blaszkowaty. W ich otoczeniu koncentrują się minerały akcesoryczne, takie jak apatyt i tytanit. Plagioklasy są rzadziej spotykane i bardziej zmienione. Miki (głównie biotyt) odznaczają się wysoką zawartością magnezu i występują szczególnie licznie w obrębie skały o budowie ziarnistej. Amfibole odznaczają się natomiast niską zawartością Fe. Cyrkony obserwowane są w znacznych ilościach w strefie o budowie ziarnistej; mają formę zbliżoną do kulistej, niekiedy tylko obserwuje się pierwotną morfologię ich kryształów. Tytanity występują licznie w formie dużych osobników, zarówno w strefie ziarnistej, jak i blaszkowatej. Posiadają bardzo zróżnicowane postacie, niekiedy wykazują budowę zonalną. Również licznie występują duże osobniki apatytu, zwykle w sąsiedztwie skaleni potasowych.

Do badań XRD wytypowano trzy próbki (tab. 1), tj.: hornfels szary, biotytowo-andaluzytowo-sillimanitowy (pr. 1407.12), hornfels szaro-czarno-zielony, andaluzytowo-biotytowo-muskowitowy (pr. 1408.3) i hornfels czarno-zielony, biotytowo-hornblendowo-epidotowy (pr. 1407.8). Oznaczony dyfraktometrycznie skład mineralny tych skał skorelowano z wynikami uzyskanymi metodą mikroskopii optycznej oraz mikroskopii elektronowej (SEM-EDS), uzyskując dobrą zbieżność tych danych. W przypadku próbki nr 1407.12 potwierdzono w jej składzie mineralnym udział: K-skaleni (ortoklaz – Or), amfiboli (hornblenda – Hbl) oraz podrzędnie plagioklazów (albit/oligoklaz – Pl). Nie można wykluczyć również obecności piroksenów z grupy diopsydu (Di). Dobrze udokumentowana jest obecność andaluzytu (And – 4,52; 2,16, 1,45 Å), natomiast refleks 3,48 Å, pochodzący od sillimanitu

Tabela 1. Dane rentgenograficzne próbek hornfelsów z Kowar

Table 1. XRD data of hornfels from Kowary

Lp.	Próbka nr 1407.12			Próbka nr 1408.3			Próbka nr 1407.8			Faza mineralna
	2 θ	d _{hkl}	I	2 θ	d _{hkl}	I	2 θ	d _{hkl}	I	
1.	6.21	14.2	<1							Chl
2.	8.77	10.1	<1	8.75	10.1	10	8.76	10.0	5	Bt
3.	10.49	8.43	4	10.44	8.47	<1	10.46	8.45	1	Hbl
4.	12.46	7.10	<1							Chl
5.	13.74	6.44	1				13.77	6.43	<1	Or, Pl
6.	15.02	5.90	<1							Or, Pl
7.				17.63	5.03	<1				Bt
8.				19.78	4.49	<1				Bt
9.	19.65	4.52	<1							And
10.				20.40	4.35	<1				Bt
11.							20.86	4.26	2	Q
12.	21.00	4.23	2							Or
13.	22.00	4.04	1				21.98	4.04	1	Pl
14.	22.51	3.95	<1							Or
15.							22.92	3.88	<1	Pl
16.	23.56	3.78	2	23.63	3.76	<1	23.64	3.76	1	Or, Pl
17.	24.24	3.67	2	24.33	3.66	1	24.37	3.65	<1	Pl, Bt
18.	25.60	3.48	2				25.62	3.48	<1	Or, Sil?
19.	26.32	3.38	<1							Bt
20.				26.54	3.36	6	26.61	3.35	10	Q, Bt
21.	26.94	3.31	<1							Or, Hbl
22.	27.53	3.24	10	27.54	3.24	2				Or, Ttn
23.	28.00	3.19	3				27.88	3.20	3	Pl
24.	28.54	3.13	2				28.46	3.14	<1	Hbl
25.				29.76	3.00	<1	29.77	3.00	<1	Px, Ttn
26.	29.85	2.99	1							Or
27.	30.38	2.94	1	30.25	2.96	1	30.40	2.94	<1	Pl, Bt
28.	30.84	2.90	2	30.85	2.90	<1				Or, Ep?
29.							31.54	2.84	<1	Hbl
30.	31.84	2.81	<1							Ap
31.	32.34	2.77	1				32.37	2.77	<1	Or, Pl
32.	33.04	2.71	1				32.96	2.71	<1	Ap
33.							33.95	2.64	<1	Bt, Pl
34.	34.47	2.60	1							Or, Pl
35.	35.11	2.56	2	34.90	2.57	<1	35.61	2.52	<1	Bt, Chl, Ttn
36.				35.58	2.52	2	36.59	2.46	1	Bt, Pl
37.										Bt, Q
38.	36.61	2.45	<1	36.80	2.44	<1				Pl, Bt
39.	37.67	2.39	<1							Chl
40.	38.67	2.33	<1							Hbl
41.	39.55	2.29	<1	39.02	2.31	<1	39.46	2.28	<1	Pl, Bt
42.							40.31	2.23	<1	Q
43.	41.75	2.16	2	41.81	2.16	1	41.57	2.17	<1	Or, Bt, Hbl, And
44.				42.32	2.14	<1				Bt
45.							42.42	2.13	<1	Q
46.				42.86	2.11	<1				Bt
47.	42.54	2.08	<1							Pl
48.				44.29	2.03	<1				Ttn
49.	44.95	2.02	1	45.01	2.01	1	45.01	2.01	<1	Bt, Pl
50.							45.82	1.980	<1	Q
51.	45.97	1.974	<1							Or
52.	47.11	1.929	<1							Or
53.	48.07	1.893	1							Or
54.	49.11	1.855	<1							Or, Pl
55.				49.58	1.839	<1				Ccp
56.							50.13	1.820	1	Q
57.	50.67	1.801	1				50.76	1.799	<1	Or, Pl
58.	51.26	1.782	<1	52.07	1.777	<1	51.44	1.776	<1	Or, Pl
59.							54.79	1.675	<1	Q
60.	55.62	1.652	<1							Pl, Hbl
61.				56.58	1.627	1				Py
62.				58.92	1.567	<1				Bt
63.	58.72	1.572	<1							Chl, Pl
64.							59.99	1.542	1	Q
65.				59.52	1.553	<1				Bt
66.				60.59	1.528	<1				Bt
67.	61.89	1.499	<1							Pl
68.	63.83	1.458	<1							Pl, Or, And
69.							64.26	1.450	<1	Q
70.	64.71	1.441	<1							Or
71.							67.74	1.383	<1	Q
72.							68.20	1.373	<1	Q

Objaśnienia: And – andaluzyt; Ap – apatyt; Bt – biotyt; Ccp – chalkopiryt; Chl – chloryt; Ep – epidot; Hbl – hornblenda zwyczajna; Or – ortoklaz; Pl – plagioklasy (albit/oligoklaz); Px – pirokseny (diopsyd, augit); Py – piryt; Q – kwarc; Sil – sillimanit; Ttn – tytanit.

Symbols: And – andalusite; Ap – apatite; Bt – biotite; Ccp – chalkopyrite; Chl – chlorite; Ep – epidote; Hbl – hornblende; Or – plagioclase (albite/oligoclase); Px – pyroxene (diopside, augite); Py – pyrite; Q – quartz; Sil – sillimanite; Ttn – titanite.

(Sil), koincyduje z refleksem od K-skaleni. Udział biotyту (Bt) jest niewielki, podobnie jak chlorytu (Chl), który jest najprawdopodobniej produktem przeobrażenia pierwotnych mik. Problematycznymi fazami są apatyt (Ap) oraz epidot (Ep), ze względu na ich śladowy udział w badanej skale. Z kolei w składzie mineralnym hornfelsu nr 1408.3 (tab. 1) ilościowo przeważają miki, natomiast wyraźnie mniejszy jest w nich udział K-skaleni, plagioklazów oraz kwarcu. Jako składniki poboczne pojawiają się amfibole (hornblenda – Hbl), obok piroksenów (augity – Px). Wśród składników akcesorycznych obecny jest epidot (Ep), którego diagnostycznym refleksem jest $d_{hkl} = 2,90 \text{ \AA}$. Jego obecność jest bardzo prawdopodobna, mimo koincydencji tej linii z refleksem od K-skalenia. Pewny wydaje się być za to udział pirytu (Py), o obecności którego świadczy jego najmocniejszy refleks $d_{hkl} = 1,627 \text{ \AA}$. Podobnie obecność tytanitu (Ttn) wydaje się być dobrze udokumentowana ($d_{hkl} = 3,23, 2,99, 2,60 \text{ \AA}$). Ostatni z analizowanych hornfels czarno-zielony (pr. 1407.8) zbudowany jest głównie z kwarcu (Q), biotyту (Bt) oraz plagioklazów (albit/oligoklaz – Pl), natomiast w podrzędnej ilości występują w nim amfibole (hornblenda – Hbl) oraz pirokseny (augit – Px). O obecności andaluzytu (And) świadczy refleks $d_{hkl} = 2,17 \text{ \AA}$, natomiast sillimanitu (Sil) refleks $d_{hkl} = 3,48 \text{ \AA}$.

4. Dyskusja i wnioski końcowe

Jak wynika z danych literaturowych (np. Mazur 1995; Mochnačka 1967, 2000; Teisseyre 1973; Zimnoch 1961), wśród skał formacji rudonośnej z Podgórze wyróżnia się skały metamorficzne, takie jak: hornfelsy, łupki krystaliczne, marmury i skarny. W profilach zarówno Sztolni Górnej jak i Sztolni Głównej kopalni „Wolność” w Kowarach spośród wymienionych skał wyraźnie dominują hornfelsy. Są silnie spękane, zuskokowane, niekiedy nawet sfałdowane (Zagożdżon i Zagożdżon 1997). Wszystkie one charakteryzują się strukturami od afanitowej, skrytoblastycznej do bardzo drobnoblastycznej. Blasty maksymalnie osiągają wielkość 1 mm. Tekstury tych skał są zbite, z lekko zaznaczoną smużystością lub wyraźną laminacją, a nawet sfałdowaniem. Zmienność ich składu mineralnego, a także cechy strukturalno-teksturalne pozwoliły na wydzielenie kilku odmian barwnych hornfelsów. Każda z nich występuje niezależnie, bądź też wzajemnie się przeławicają, dając odmiany mieszane o teksturach laminowanych lub smużystych.

W niniejszej pracy wydzielono trzy podstawowe odmiany barwne hornfelsów, tj.: czarne, szare i zielone. W hornfelsach czarnych (pr. 1407.7), o strukturze lepidonematoblastycznej i teksturze łupkowo-blaszkowej, obok dominującego kwarcu bardzo licznie występują (ok. 30% obj.), rozmieszczone kierunkowo (zgodnie z laminacją skały), blaszki biotyту i to właśnie ta duża ich ilość wpływa na ciemne zabarwienie tła skalnego tej odmiany hornfelsu. Hornfelsy szare (pr. 1407.9, 1407.12) posiadają strukturę drobnoblastyczną, lepidogranoblastyczną, teksturę kierunkową, łupkową. W ich składzie mineralnym zauważa się porównywalny udział biotyту i hornblendy. Zawierają też znaczną ilość minerałów charakterystycznych dla skał termicznie zmienionych, takich jak andaluzyt i/lub sillimanit, które

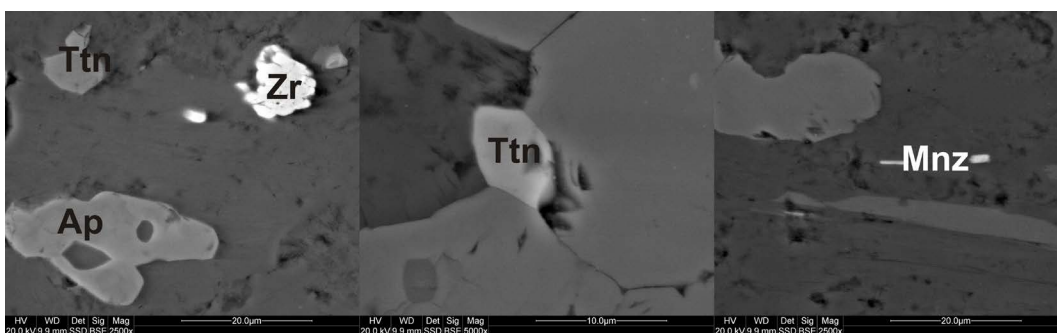
jednakże wydają się nie mieć wpływu na barwę tych skał. Hornfelsy zielone (pr. 1408.1) mają struktury zazwyczaj granolepidoblastyczne, tekstury równoległe; swój odcień barwy zawdzięczają dużej zawartości hornblendy zwyczajnej (ok. 12% obj.), jak i chlorytów, i to zarówno w laminach ciemniejszych jak i jaśniejszych, mimo dominującego tam kwarcu (ok. 80% obj.).

Oprócz ww. odmian stwierdzono również obecność hornfelsów mieszanych (pr. 1407.8, 1408.3). Charakteryzują się one obecnością warstewek o zróżnicowanym składzie mineralnym, co może świadczyć o odmiennych skałach macierzystych (protolitych), które zostały poddane działaniu intruzji. Wydaje się, że w większości przypadków były to skały piaskowcowe. Wskazuje na to znaczna zawartość kwarcu, a także zaokrąglone formy ziaren niektórych minerałów, np. cyrkonu. Warstewki muskowitowe obecne w próbce 1408.3 (hornfels szaro-czarno-zielony, andaluzytowo-biotytowo-muskowitowy) utworzyły się prawdopodobnie z materiału o dużej zawartości minerałów ilastych, tj. protolitu klastycznego o frakcji pelitowej lub pelitowo-aleurytowej.

Jak wiadomo, metamorfizm kontaktowy zachodzi na kontakcie intruzji i chłodnych skał otoczenia, zazwyczaj przy stosunkowo niewielkich ciśnieniach (rzędu 1–3 kbar), za to w szerokim interwale temperatur, tj. 300–800°C. Dla tych warunków p-T wydzielono dwie facje metamorfizmu kontaktowego (np. [Kozłowski i in. 1983](#)), piroksenowo-hornfelsową i sanidynitową, przy czym do opisywanych skał odnosi się pierwsza z nich. Dla facji tej charakterystyczny jest zespół mineralny z obecnością piroksenów, plagioklazów i kwarcu; w przypadku metapelitów muskowit zanika kosztem ortoklazu, natomiast biotyt jest stabilny (por. [Manecki i Muszyński 2008](#)). Typowym minerałem tej facji jest andaluzyt, choć niekiedy może występować również sillimanit. W badanych hornfelsach, a zwłaszcza w niektórych ich fragmentach, zdecydowanie w większej ilości występuje andaluzyt, stąd można wyciągnąć wniosek, że skały pierwotne tych hornfelsów były zasobniejsze w minerały ilaste. Stosunkowo rzadziej w badanych hornfelsach obecny jest sillimanit, który jest charakterystyczny dla wyższego stopnia metamorfizmu skał ilastych w warunkach kontaktowych. W badanych hornfelsach szarych występuje on obok biotyту, przy braku muskowitu. Z fizyczno-chemicznego punktu widzenia andaluzyt charakterystyczny jest dla warunków, gdzie panują nieco niższe temperatury, zatem nie powinien występować obok sillimanitu. Okazuje się jednak, że w szczególnych warunkach p-T obydwa te minerały mogą być ze sobą w trwałej równowadze (por. [Borkowska i Smulikowski 1973](#)).

Na podstawie przeprowadzonych obserwacji mikroskopowych oraz stwierdzonych w tych skałach charakterystycznych paragenez mineralnych autorzy są zdania, że protolit, który uległ w omawianym rejonie przeobrażeniu w hornfelsy, miał charakter osadowy. Skały pierwotne należały do utworów psamitowo-aleurytowo-pelitowych, z przewagą frakcji aleurytowo-pelitowej, z nieznaczną domieszką minerałów ciężkich (m.in. cyrkonu). Po zdiagnozowaniu osad ten uległ najpierw słabemu metamorfizmowi regionalnemu w metapelito-aleuryty, a później w strefie kontaktu z intruzją granitoidu karkonoskiego był przedmiotem metamorfizmu termicznego.

Badania SEM-EDS potwierdziły powyższe wnioski, a jednocześnie umożliwiły wydzielenie w tych skałach trzech różnych generacji faz mineralnych: I – allogenicznej, II – metamorficznej i III – hydrotermalnej (rys. 4–6). Do pierwszej grupy zaliczono te fazy, które reprezentują z reguły dobrze zachowane minerały ciężkie zmetamorfizowanego osadu, takie jak: cyrkon, apatyt, monacyt (rys. 4). Morfologia niektórych osobników cyrkonu wskazuje na wyraźne ich obtoczenie. Są drobne, niekiedy też własnokształtne. Wyraźne ślady obtoczenia wykazują również apatyty, z kolei monacyt tworzy formy wydłużone. Minerale te dostały się do wspomnianych protolitów za pomocą transportu, prawdopodobnie wodnego.



Rys. 4. Obrazy BSE minerałów akcesorycznych w hornfelsach (pr. 1408.3 i 1407.8)

Ap – apatyt, Ttn – tytanit, Zr – cyrkon, Mnz – monacyt

Fig. 4. BSE images of accessory minerals in hornfelses (samples no. 1408.3 and 1407.8)

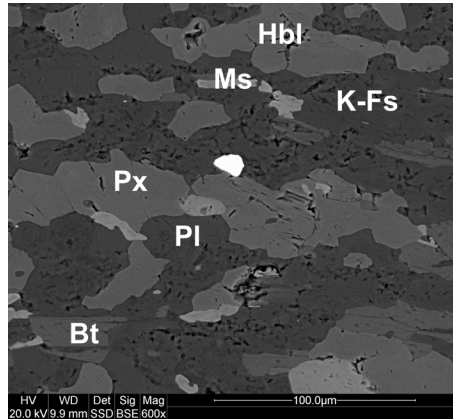
Ap – apatite Ttn – titanite, Zr – zircon, Mnz – monazite

Drugą grupę stanowią minerały, które powstały w wyniku oddziaływania podwyższonej temperatury związanej ze zmianami kontaktowymi (metamorfizm kontaktowy). Są to: albit, biotyt, muskowit, piroksen, amfibol, andaluzyt, sillimanit oraz minerały z grupy epidotów (rys. 5). Niektóre z nich (pirokseny, biotyt) posiadają domieszkę tytanu (EDS). Co ciekawe, powszechnie występujące w tych skałach biotyt i kwaśne plagioklasy (albit) nie wykazują zmienności chemicznej.

Fazę hydrotermalną reprezentują minerały stanowiące przeważnie produkty polimetalicznego okruszczenia złoża kowarskiego. Należą tu siarczki, takie jak: chalkopiryt i piryt (rys. 6). Minerale te utworzyły się na etapie oddziaływania na skały roztworów pomagmowych.

Na podstawie powyższych danych pomiarowych (SEM-EDS) można stwierdzić, że metamorfizm badanych utworów był zarówno termiczny jak i metasomatyczny. Ten drugi doprowadził nie tylko do zmiany chemizmu skał, ale także ich okruszczenia. Brak zmian chemizmu osobników biotyту czy też albitu świadczy o nie zmieniającym się składzie magmy.

Uzupełnieniem danych mikroskopowych są wyniki analiz rentgenograficznych (XRD) trzech próbek hornfelsów: szarego (pr. 1407.8), zielono-czarno-szarego (pr. 1408.3) oraz

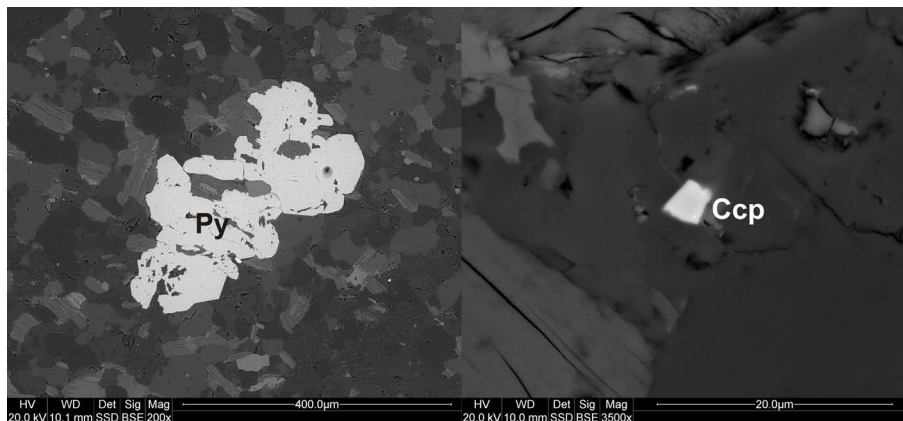


Rys. 5. Obraz BSE minerałów głównych w hornfelsie (pr. 1408.3)

Hbl – hornblenda, K-Fs – K-skaleń, Pl – plagioklaz, Px – piroksen, Ms – muskowitz, Bt – biotyt

Fig. 5. BSE image of main mineral components in hornfels (sample no 1408.3)

Hbl – hornblende, K-Fs – K-feldspar, Pl – plagioclase, Px – pyroxene, Ms – muscovite, Bt – biotite



Rys. 6. Obrazy BSE minerałów akcesorycznych w hornfelsach (pr. 1408.3 i 1407.8)

Ccp – chalkopiryt, Py – piryt

Fig. 6. BSE images of accessory minerals in hornfels (samples no 1408.3 and 1407.8)

Ccp – chalcopyrite, Py – pyrite

szarego (pr. 1407.12). We wszystkich przypadkach treść mineralną skał tworzy generalnie mieszanina skaleni, z dominującymi K-skaleniami (Sk) typu mikroklinu nad plagioklazami szeregu albit-oligoklaz. Miki reprezentowane są zarówno przez muskowitz jak i biotyt, przy dominującym udziale tego pierwszego. Ich udział może być znaczący, jak to ma miejsce w przypadku próbki nr 1408.3. Zazwyczaj podrzędnie występują amfibole (hornblenda) oraz pirokseny z grupy augitu. Obydwie grupy wykazują wybitnie magnezowo-żelazawy charakter mineralny. Co ciekawe, koncentracja kwarcu w tych próbkach bardzo się zmie-

nia; w próbce 1407.8 stwierdzono znaczący udział tej fazy, natomiast w próbce 1407.12 nie wykazano dyfraktometrycznie jego zawartości. Jeśli chodzi o andaluzyt i sillimanit, udział tych krzemianów jest zmienny. Wśród składników akcesorycznych stwierdzono epidot, piryty i tytanit. Taki skład mineralny tych skał sugerowałby wyższe temperatury przemian kontaktowych, nawet powyżej 660°C, co wskazywałoby na subfację łupków albitowo-epidotowo-amfibolowych (Oberc-Dziedzic 1985; Heflik 1993).

Zarówno w hornfelsie szarym (pr. 1407.12) jak i w hornfelsie mieszanym (pr. 1408.3) metodami dyfrakcyjnymi wykazano obecność minerałów wtórnych, tj. chlorytu, klinochloru oraz zeolitów. Chloryt jest efektem rozwijających się procesów wietrzennych i stanowi produkt przeobrażenia mik. Obecność klinozoisytu wskazuje natomiast na wyższy stopień przemian metamorficznych. Z kolei zeolity są typowymi utworami hydrotermalnymi i w tym przypadku są wskaźnikami procesów pomagmowych, zwłaszcza powulkanicznych. Można by to tłumaczyć, że po etapie młodopaleozoicznego magmatyzmu głównego na badanym obszarze zaznaczył się wulkanizm młodopaleozoiczny końcowy oraz wulkanizm dolnośląskiej formacji bazaltowej, związany z mezo-kenozoiczną epoką magmową (np. Mierzejewski 2005).

Reasumując, analizowane hornfelsy, będące elementem serii suprakrustalnej osłony metamorficznej masywu granitoidowego Karkonoszy, można zaliczyć do facji piroksenowo-hornfelsowej, a bardziej szczegółowo, do dolnej strefy facji łupków albitowo-epidotowo-amfibolowych, tuż przy kontakcie z facją piroksenową (ze względu na udział sanidynu, a także klinozoisytu). Skały tej facji występują stosunkowo niedaleko od strefy kontaktowej. Z pewnością przedstawiony pogląd na temat genezy hornfelsów z Kowar jest nie w pełni wyczerpany. Autorzy zdają sobie sprawę, że badania nad tymi utworami powinny być kontynuowane przy uwzględnieniu większej ilości próbek pobranych z różnych miejsc ich występowania.

Autorzy składają podziękowania Adamowi Gawłowi za wykonanie analiz SEM-EDS i XRD, a także pragną bardzo podziękować Recenzentom oraz Redaktorowi Naczelnemu Czasopisma za wszystkie uwagi i sugestie, które znacząco wpłynęły na poprawę treści zawartych w tej pracy. Badania finansowane były z umowy statutowej AGH, nr 11.11.140.319.

LITERATURA

- Adamski, W. 2002. Kowarskie kopalnie rud żelaza i uranu. [W:] Grodzicki, A. i Lorenc, M. *Uczniowie Agricoli*. Materiały Konferencji Górniczej. Kowary, 1999. Jelenia Góra: Wydawnictwo Muzeum Karkonoskie, s. 136–153.
- Borkowska, M. 1966. Petrografia granitu Karkonoszy. *Geologia Sudetica* 2, s. 7–120.
- Borkowska, M. i Smulikowski, K. 1973. *Minerały skalotwórcze*. Wyd. Geologiczne, 477 s.
- Dziekoński, T. 1972. *Wydobywanie i metalurgia kruszców na Dolnym Śląsku od XIII do połowy XX wieku*. Wrocław: Wydawnictwo Zakład Narodowy im. Ossolińskich, 420 s.
- Heflik, W. 1993. *Metamorfizm w świetle niektórych zagadnień fizykochemicznych*. Wyd. AGH, 187 s.
- Kozłowski i in. 1983 – Kozłowski, K., Żaba, J. i Fediuk, F. 1983. *Petrografia skał metamorficznych*. Katowice: Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, 390 s.

- Kryza i in. 2014 – Kryza, R., Schaltegger, U., Oberc-Dziedzic, T., Pin, Ch. i Ovtcharova, M. 2014. Geochronology of a composite granitoid pluton: a high-precision ID-TIMS U-Pb zircon study of the Variscan Karkonosze Granite (SW Poland). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)* 103, s. 683–696.
- Lis i in. 1971 – Lis, J., Kosztołanyi, Ch. i Coppens, R. 1971. Étude géochronologique du gisement polymétallique de Kowary (Pologne). *Mineralium Deposita* 6, s. 95–102 (in French).
- Maneck, A. i Muszyński, M. red. 2008. *Przewodnik do petrografii*. Wyd. AGH, 552 s.
- Mazur, S. 1995. Strukturalna i metamorficzna ewolucja wschodniej okrywy granitu Karkonoszy w południowej części Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockim. *Geologia Sudetica* 29 (1), s. 31–103.
- Mazur i in. 2006 – Mazur, S., Aleksandrowski, P., Kryza, R. i Oberc-Dziedzic, T. 2006. The variscan orogen in Poland. *Geological Quarterly* 50, s. 89–118.
- Mierzejewski, M.P. 2005. Karkonosze – ewolucja masywu granitowego. [W:] Mierzejewski, M.P. red. *Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek*. Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego, s. 83–132.
- Mierzejewski, M.P. 2007. A general view on the Karkonosze granite. [W:] Kozłowski, A. and Wiszniewska, J. red. *Granitoids in Poland. Archiwum Mineralogiczne* 1, s. 111–122.
- Mochnacka, K. 1966. Minerale kruszcowe złoża polimetalicznego w Kowarach (Dolny Śląsk). *Prace Mineralogiczne Polskiej Akademii Nauk* 4, s. 7–54.
- Mochnacka, K. 1967. Geologia polimetalicznego złoża w Kowarach. *Prace Geologiczne Polskiej Akademii Nauk* 40, s. 7–58.
- Mochnacka, K. 1982. Mineralizacja polimetaliczna wschodniej osłony metamorficznej granitu Karkonoszy i jej związek z geologicznym rozwojem regionu. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 341, s. 273–285.
- Mochnacka, K. 2000. Prawidłowości wykształcenia mineralizacji kruszczowej w metamorficznej osłonie granitu Karkonoszy – próba powiązania ze środowiskiem geotektonicznym. *Prace Specjalne Polskiego Towarzystwa Mineralogicznego* 16, s. 223–258.
- Oberc, J. 1965. Stanowisko tektoniczne granitu Karkonoszy. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 191, s. 69–109.
- Oberc-Dziedzic, T. 1985. Wpływ granitu karkonoskiego na gnejsy izerskie. *Geological Quarterly* 29 (3/4), s. 571–588.
- Sztuk, H., Adamski, W. i Gawor, F. 1992. Inwentaryzacja uszkodzeń środowiska na skutek prowadzenia poszukiwań i eksploatacji rud uranowych. *Archiwum Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej*.
- Teisseyre, J.H. 1973. Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockiego. *Geologia Sudetica* 8, s. 7–111.
- Zagożdżon, K. i Zagożdżon, P. 1997. Kontakt masywu karkonoskiego z jego wschodnią osłoną metamorficzną w sztolni, w Kowarach Górnych. *Przegląd Geologiczny* 45(1), s. 414–418.
- Zagożdżon, K. i Zagożdżon, P. 1998. Kontakt granitu karkonoskiego z jego wschodnią okrywą metamorficzną w nieczynnych sztolniach okolic Kowar. *Prace Specjalne Polskiego Towarzystwa Mineralogicznego* 11, s. 181–183.
- Zagożdżon, K. i Zagożdżon, P. 2002. The 3-D visualisation of Karkonosz granite contact surface in the environs of Kowary Górne. *Prace Specjalne Polskiego Towarzystwa Mineralogicznego* 20, s. 237–239.
- Zagożdżon, K. i Zagożdżon, P. 2005. Wykorzystanie dostępnych wyrobisk byłej kopalni „Wolność” w Kowarach jako geologicznego poligonu badawczego. *Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej* 111(43), s. 229–236.
- Zimnoch, E. 1961. Seria magnetytowa Kowar. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 171, s. 7–75.

**CHARAKTERYSTYKA MINERALOGICZNO-PETROGRAFICZNA
HORNfelsÓW Z KOWAR (DOLNY ŚLĄSK)**

Słowa kluczowe

hornfels, facja piroksenowo-hornfelsowa, Kowary, Dolny Śląsk

Streszczenie

Hornfelsy pochodzące z wyrobisk dawnej kopalni „Wolność” w Kowarach na Dolnym Śląsku są to skały wchodzące w skład formacji rudonośnej z Podgórze. Struktura ta znajduje się na styku granitoidowego masywu Karkonoszy oraz jego wschodniej osłony metamorficznej. Zmienność składu mineralnego badanych hornfelsów, a także ich cech strukturalno-teksturalnych były podstawą wydzielenia odmian barwnych tych skał, tj. czarnej, szarej i zielonej. Każda z nich występuje niezależnie, bądź też wzajemnie się przeławicają, dając odmiany mieszane o teksturach laminowanych lub smużystych. Na podstawie składu mineralnego stwierdzono, że hornfelsy z Kowar należą do facji piroksenowo-hornfelsowej metamorfizmu kontaktowego, dla której charakterystyczny jest następujący zespół mineralny: pirokseny, plagioklasy i kwarc; muskowitz jest zastępowany ortoklazem, a biotyt pozostaje stabilny. Typowym minerałem tej facji jest andaluzyt, choć niekiedy może występować również sillimanit. W skałach tych wyróżniono przynajmniej trzy generacje faz mineralnych: I – allogeniczną, II – metamorficzną i III – hydrotermalną. Do pierwszej grupy zaliczono zwykle dobrze zachowane minerały ciężkie zmetamorfizowanego osadu, takie jak: cyrkon, apatyt, monacyt. Drugą grupę stanowią minerały powstające w wyniku zmian termicznych na kontakcie intruzja-skała otaczająca; są to: albit, biotyt, muskowitz, piroksen, amfibol, andaluzyt, sillimanit oraz minerały z grupy epidotu. Fazę hydrotermalną reprezentują minerały stanowiące przeważnie produkty polimetalicznego okruszczenia złoża kowarskiego, takie jak: chalkopiryt i piryt, będące produktem oddziaływania na skały roztworów pomagmowych. Na podstawie przeprowadzonych badań oraz stwierdzonych w tych skałach charakterystycznych paragenez mineralnych można wnosić, że protolitem badanych hornfelsów były skały okrucowe frakcji psamitowo-aleurytowo-pelitowej, z nieznaczną domieszką minerałów ciężkich (m.in. cyrkonu). Po zdiagnozowaniu osad ten uległ najpierw słabemu metamorfizmowi regionalnemu w meta-pelito-aleuryty, a później – w strefie kontaktu z intruzją granitoidu karkonoskiego – uległ przemianom termicznym (metamorfizm kontaktowy).

**MINERALOGICAL AND PETROGRAPHICAL CHARACTERISTICS
OF HORNFELS FROM KOWARY (THE LOWER SILESIA)**

Key words

hornfels, pyroxene-hornfels facies, Kowary, Lower Silesia

Abstract

Hornfels from the closed “Wolność” mine (Kowary, the Lower Silesia) are recognized as thermally metamorphosed rocks belonging to hornblende-hornfels facies or locally a facies of pyroxene hornfels. Their texture reveal the traces of some deformations such as folding or fractures. Their protholit is described as a pelitic deposit enriched with clay minerals. The sediment was altered into meta-pelities-aleurites after the diagenesis, and later the rock was intensely thermally metamorphosed at the contact with the intrusion of the Karkonosze granitoid. Three varieties are distinguished based on their colour: green, grey and black. Green and black colours result from the predominance of hornblende and biotite over other rock components, respectively. Whereas grey hornfels are composed of similar amounts of both mafic minerals: biotite and hornblende. Quartz, mica minerals (biotite and muscovite), amphibole, (hornblende), acid plagioclase and andalusite, epidote group (clinozoisite), orthoclase and pyroxene make up hornfels components. Locally, andalusite is accompanied by sillimanite, which indicates a higher degree of contact metamorphism alterations. Three generations of minerals are distinguished in the rocks: allogenic (I), metamorphic (II) and hydrothermal (III). The allogenic phases are represented by heavy minerals such as zircon, apatite and monazite, which are characteristic of the protholit. The main components of the rocks (e.g. quartz, hornblende, feldspars, andalusite, sillimanite, mica minerals) belong to metamorphic minerals. Chalcopyrite, pyrite and fluorite are surely hydrothermally originated phases. Granitoides found at the contact zone with hornfels indicate traces of metasomatic alteration as a result of endomorphism in this region.

