

Analizy petrograficzne skał rejonu Rudnej, budujących cechszyńskie formacje miedzionośne monokliny przedsudeckiej

KATARZYNA GODYŃ

Instytut Mechaniki Górotworu PAN, ul. Reymonta 27; 30-059 Kraków

Streszczenie

Artykuł przedstawia wyniki mikroskopowych analiz petrograficznych kilku odmian litologicznych skał miedzionośnych rejonu kopalni Rudna zlokalizowanego w Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym. Badaniom poddano skały okruchowe – piaskowce, ilaste – łupki miedzionośne, węglanowe – dolomity oraz siarczanowe – anhidryty. Analizy petrograficzne osadów wykonywane były na szlifach cienkich w świetle przechodzącym i odbitym, na zglądach w świetle odbitym, a także pomocniczo przy użyciu mikroskopu stereoskopowego. Wyniki prowadzonych badań pozwoliły określić cechy petrograficzne osadów, w tym parametry strukturalno-teksturalne i charakter przestrzeni porowej. Znajomość tych cech może przyczynić się do szeroko pojętej oceny osadów miedzionośnych z punktu widzenia zagrożeń naturalnych, w szczególności pod kątem zagrożeń gazowych. Analizy takie, gdy są prowadzone na bieżąco, podczas eksplorowania coraz to głębszych formacji skalnych, mogą dać informację o niepokojących, gwałtownie zmieniających się cechach strukturalno-teksturalnych głęboko zalegających skał. Te cechy osadu mogą z kolei determinować obecność gazów występujących w przestrzeni porowej. Zawartość tych gazów, szczególnie gdy występują w porach zamkniętych pod dużym ciśnieniem, może podczas prowadzenia eksploatacji, nieść za sobą ryzyko wystąpienia zjawisk gazo-geodynamicznych.

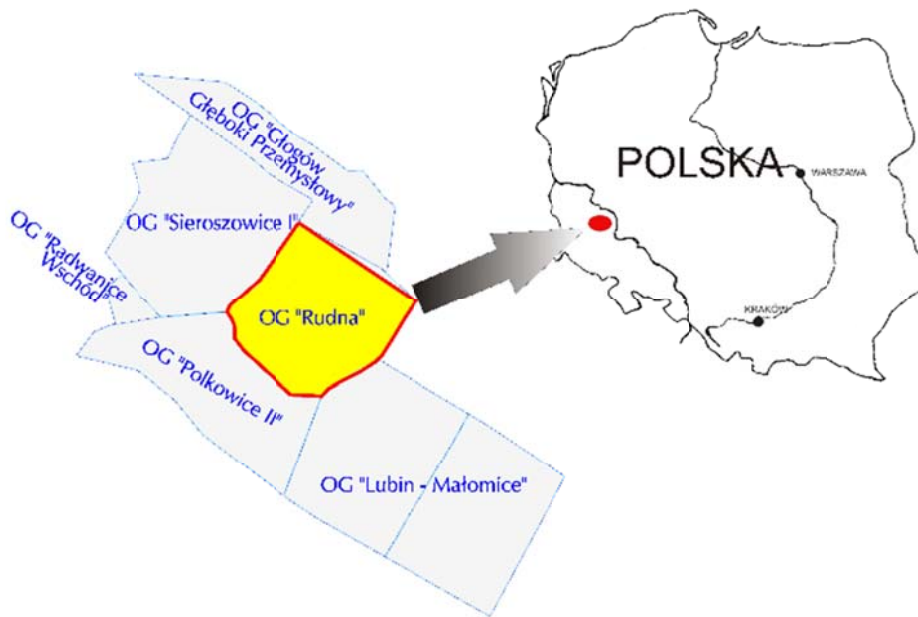
Słowa kluczowe: analizy petrograficzne, porowatość, skały miedzionośne, LGOM

1. Wstęp

W świecie istnieją rejonu szczególnie bogate w złoża miedzi. Złoża tej rudy różnią się genezą jak i geologicznymi warunkami zalegania (Bolewski, 1977). Największe znaczenie z gospodarczego punktu widzenia posiadają złoża typu porfirowego (hydrotermalnego). Stanowią one ponad połowę zasobów światowych (Evans, 1993), następnie złoża osadowe (tzw. stratoidalne), oraz złoża ekshalacyjno-osadowe (pirytowe). Oprócz trzech głównych typów złóż wyróżnia się również złoża magmowe różnych typów, które mimo, że stosunkowo nieliczne, są jednak intensywnie eksploatowane z uwagi na wyjątkowe bogactwo minerałów, głównie Cu i Ni (Paulo i Strzelska-Smakowska, 2000; Krawczykowska, 2007).

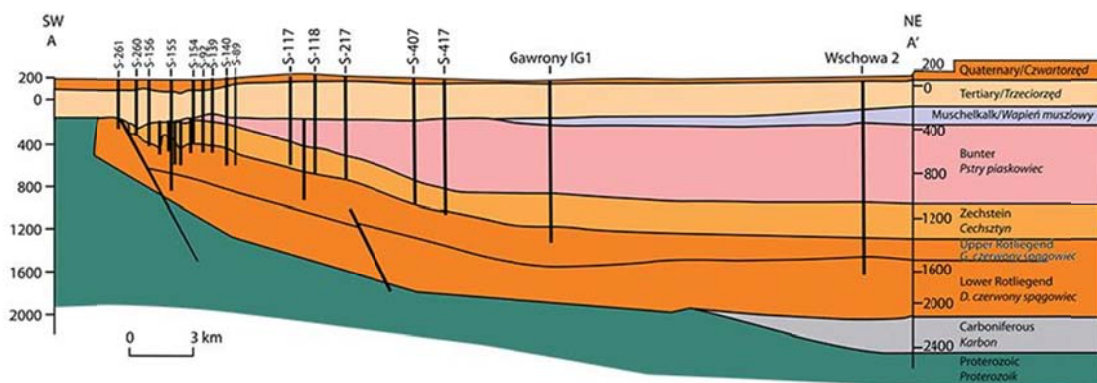
W Polsce złoża miedzi odkryte zostały dopiero po II wojnie światowej, ale jeszcze przed wojną trwały badania geologiczno-poszukiwawcze obszarów monokliny przedsudeckiej. Jednak dopiero pierwszą sugestią dotyczącą możliwości wystąpienia rud miedzi w głębokich partiach monokliny przedsudeckiej przedstawił w pracach z 1947 i 1951 r. prof. Józef Zwierzycki (wg Kaczmarek i Rożek, 2006, 2008). Jego badania stanowiły fundament rozpoczęcia intensywnych poszukiwań złóż miedzi w tym rejonie. Zaowocowało to odkryciem bogatych i unikatowych w skali Europy złóż miedzi i innych metali.

Głównym ośrodkiem przemysłu miedziowego w Polsce jest Legnicko-Głogowski Okręg Miedziowy, zlokalizowany na monoklinie przedsudeckiej (Rys. 1).



Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań (Aktywa górnicze KGHM, 2012)

Złóża te, eksploatowane są już blisko 60 lat, a eksploatacja schodzi coraz głębiej, wraz z przesuwaniem się czoła eksploatacji na NE. Uwarunkowane jest to budową geologiczną obszaru, coraz głębszym zaleganiem skał miedzionośnych zalegających monoklinalnie na N i NE (Stupnicka, 1989). Schemat zalegania osadów miedzionośnych na tym obszarze przedstawiono na rysunku 2.



Rys. 2. Schemat zalegania osadów miedzionośnych na monoklinie przedsudeckiej (wg: <http://kgbm.com/pl/biznes/wydobycie-i-wzbogacanie>)

Złóża miedzi występujące w tym rejonie należą do typu stratoidalnego – osadowego. Cechują się zmienną miąższością i różną intensywnością okruszczenia oraz zróżnicowaną budową wewnętrzną. Pod względem petrograficznym utwory cechsztyńskiej serii miedzionośnej wykazują zróżnicowanie składu mineralnego i zmienność litologiczną spowodowaną przez zmieniające się warunki sedymentacji i intensywność przemian diagenetycznych. Obecność elewacji i depresji stropu utworów piaszczystych skutkuje zróżnicowaniem wykształcenia serii łupków miedzionośnych, jak i dolomitów cechsztyńskich (Kaczmarek i Rożek, 2008). Serię miedzionośną stanowią trzy warstwy litologiczne. Okruszczenie minerałami miedziowymi, z domieszką innych metali, występuje najobficiej w cechsztyńskim łupku miedzionośnym oraz w podścielających go piaskowcach oraz wyżej leżących dolomitach i wapieniach. Ekonomiczne zawartości Cu występują głównie w piaskowcach (około 50% zasobów), łupkach (około 20% zasobów) oraz w dolomitach (około 30% zasobów), a średnia miąższość osadów okruszczonych to około 4m (Kucha i Pawlikowski, 2010).

Warunki eksploatacji osadów miedzionośnych są coraz trudniejsze i wraz z postępującą eksploatacją, eksplorującą coraz głębiej zalegające osady, napotyka się na kolejne niebezpieczeństwa. Poza zagrożeniami klimatycznymi, sejsmicznymi, tąpniętami i zawałami oraz zagrożeniem wodnym i radiacyjnym (Dziedzic et al.,

2007) pojawiają się także zagrożenia gazowe. Do niedawna zagrożenia związane z obecnością gazu w kopalniach wiązane były niemal wyłącznie z kopalniami węgla kamiennego, gdzie, szczególnie w strefach zaburzeń geologicznych, w skutek zwiększającej się pojemności gazowej węgla, wzrastało ryzyko zaistnienia wyrzutu gazów i skał (m.in. Młynarczuk i Wierzbicki, 2009; Godyń, 2012; 2016a), Aktualnie w polskich kopalniach miedzi obecność gazu w zamkniętych porach skalnych niesie za sobą ryzyko wyrzutowe. Do takiego właśnie niekontrolowanego zjawiska doszło we wrześniu 2009 roku na głębokości około 1200 m w ZG „Rudna”, po którym powstała kilkumetrowa kawerna powyrzutowa w cechsztyńskim dolomicie, sięgająca spągu anhydrytu (Mirek et al. 2011). Jedną z zasadniczych przyczyn zaistnienia tego zjawiska było naruszenie równowagi gazogeodynamicznej górotworu w trakcie drażenia chodnika, a w silnie porowatej warstwie skały występował gaz pod dużym ciśnieniem (Wierzbicki i Młynarczuk, 2013; Godyń, 2016b; Pajdak i Kudasik, 2016).

Możliwość występowania gazu w analizowanych skałach ma zasadniczy związek z szeregiem cech petrograficznych osadu. Dlatego też bardzo istotną kwestią, której należy w sposób ciągły poświęcać uwagę, jest szczegółowa analiza zmieniających się cech petrograficznych osadów budujących kompleks skał miedzionośnych. Charakterystyka petrograficzna tych skał uzupełnia wyniki badań związane nie tylko ze składem mineralogicznym, ale przede wszystkim pozwala ocenić cechy strukturalno-teksturalne, które to mają wpływ na możliwość występowania gazu w skałach.

2. Materiał do badań i metodyka

Materiał do badań pobrano z miedzionośnych cechsztyńskich formacji zalegających na obszarze monokliny przedsudeckiej, z obszaru kopalni Rudna (Rys. 3). Na tym etapie badań przeprowadzono analizy piaskowców, ciemnych łupków miedzionośnych, skał węglanowych (dolomitów) oraz skał ewaporatowych (anhydrytów).



↑ **anhydryt** powyżej dolomitu

dolomit – 80 cm

łupiek dolomityczny – 20 cm

łupiek smolący, rozsypliwy

piaskowiec, występujący do samego dołu wyrobiska

Rys. 3. Fragment ociosu chodnika w kopalni Rudna z widocznymi warstwami profilu skał miedzionośnych

Badania prowadzone były przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego oraz pomocniczo także lupy binokularnej. W celu charakterystyki wytypowanych do badań skał, dokonano ich opisu petrograficznego. Do analiz zastosowano mikroskop polaryzacyjny AXIOPLAN firmy ZEISS oraz sterowany komputerowo stolik mechaniczny XYZ. Obraz spod mikroskopu optycznego przekazywany był za pomocą kamery CCD

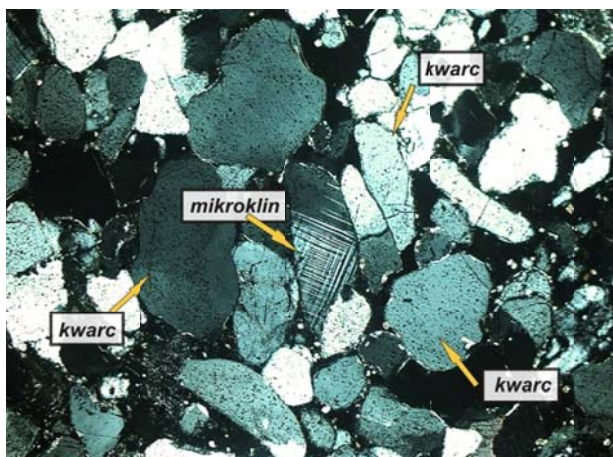
do monitora. Stosowano powiększenia 50, 100 i 200×. Badania prowadzono w świetle przechodzącym (szlify cienkie – bez polaryzacji (1N) oraz stosując polaryzację (NX)) a także w świetle odbitym (polerowane zglądy).

Przeprowadzono również punktowe analizy ilościowe. W przypadku piaskowców analizy te wykonano na szlifach cienkich w celu zaklasyfikowania tych osadów do odpowiedniego typu petrograficznego. Skały węglanowe i anhydryty były analizowane na polerowanych zglądach pod kątem oszacowania porowatości całkowitej tych skał oraz zawartości występujących w nich minerałów kruszczośnych. Analizy te wykonano przy powiększeniu 100×.

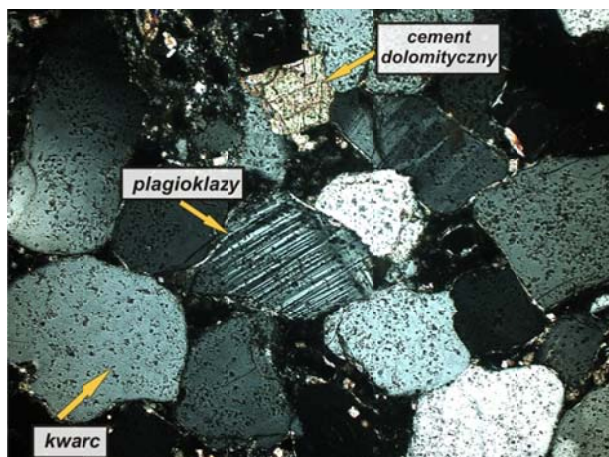
3. Wyniki badań

3.1. Piaskowce

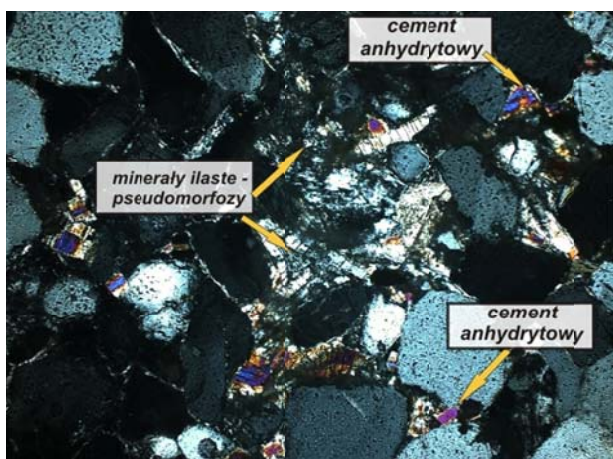
Najniżej w profilu analizowanych skał miedzionośnych zalegają skały o frakcji psamitowej – piaskowce. Makroskopowo osady te posiadają jasnoszarą barwę i stosunkowo słabą zwięzłość. Do szczegółowych badań wytypowano dwie próbki piaskowca (Pc1 i Pc2). Obie skały są bardzo zbliżone pod kątem cech mineralogiczno-petrograficznych. Badania mikroskopowe wykazały, że materiał okruchowy tworzą na ogół dobrze obtoczone i wysortowane ziarna detrytycznego kwarcu (Fot. 1-3), wygaszające światło prosto, niekiedy faliście, co świadczy o tym, że minerał ten został odkształcony tektonicznie lub zmieniony metamorficznie. Składnik ten obecny jest zazwyczaj w postaci niewielkich ziaren o średnicach około 0,1-0,5 mm, rzadziej większych osobników. Nieco mniej licznie występują skalenie, głównie potasowe (Fot. 1), pojawiają się także plagioklasy (Fot. 2). Składniki te objęte są silnymi procesami wtórnymi, co skutkuje utworzeniem licznych pseudomorfoz poskaleniowych. W skutek procesów wietrzeniowych tych glinokrzemianów powstają



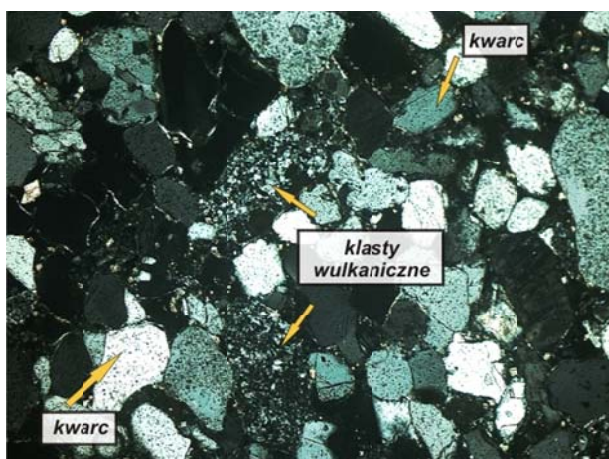
Fot. 1. Próbką piaskowca Pc2. 100×, NX



Fot. 2. Próbką piaskowca Pc2. 200×, NX



Fot. 3. Próbką piaskowca Pc1. 200×, NX

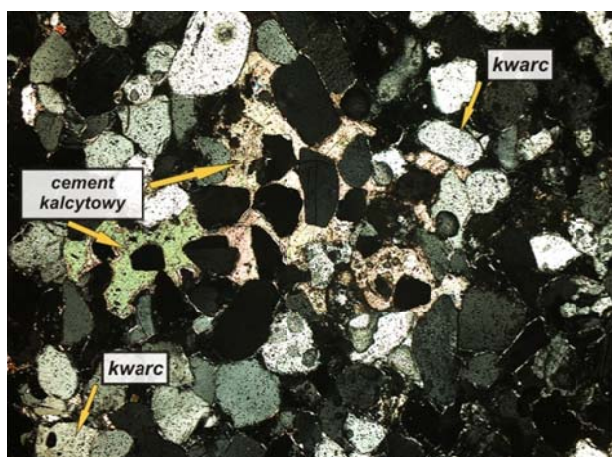


Fot. 4. Próbką piaskowca Pc2. 100×, NX

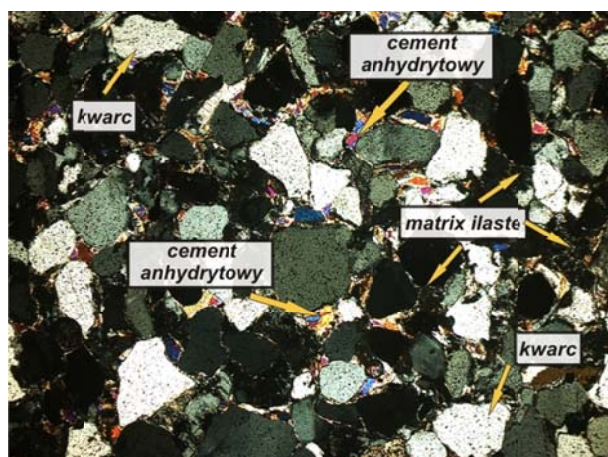
minerały ilaste (Fot. 3). Jest to więc diagenetyczny produkt wietrzenia ziarn frakcji piaszczystej. Procesy te zmieniają pierwotną budowę przestrzeni porowej.

Ponadto w piaskowcach występują dobrze obtoczone, pojedyncze okruchy wulkanitów (Fot. 4) o strukturach pełnokrystalicznych – mikroflezytowych a także półkrystalicznych (Godyń i Ratajczak, 2009; Godyń, 2011).

W skałach obecne jest spoiwo typu porowego (Choquette & Pray, 1970). Dominuje w nim ilaste matrix powstałe w dużej mierze z przeobrażenia składników klastycznych skał (Fot. 3 i 6). Ponadto występuje również cement, głównie węglanowy (drobne romboedry dolomitu (Fot. 2) oraz nieregularne kryształy kalcytu (Fot. 5)), a niekiedy siarczanowy (anhydryt, rzadziej gips) (Fot. 3 i 6).



Fot. 5. Próbką piaskowca Pc1. 100×, NX

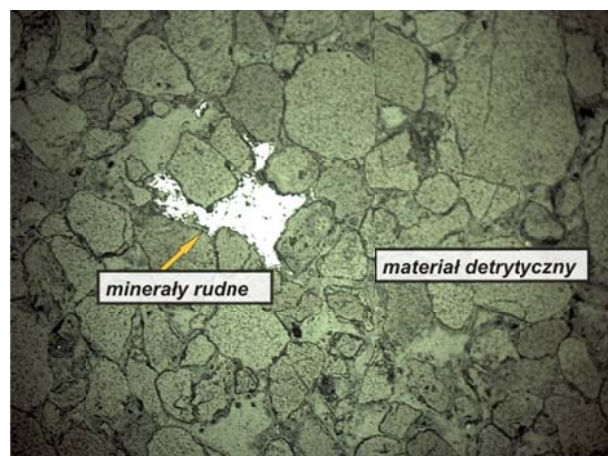


Fot. 6. Próbką piaskowca Pc1. 100×, NX

Z formacji białego piaskowca odzyskiwana jest największa ilość minerałów miedzionośnych (Kucha i Pawlikowski, 2010). Jednakże zawartość minerałów rudnych w tych skałach wynosi zaledwie 1-2% i jest nierównomiernie rozproszona w całej masie skalnej. Minerale rudne występują w formie pojedynczych ziarenek, jak i niekiedy większych skupisk (Fot. 7 i 8).

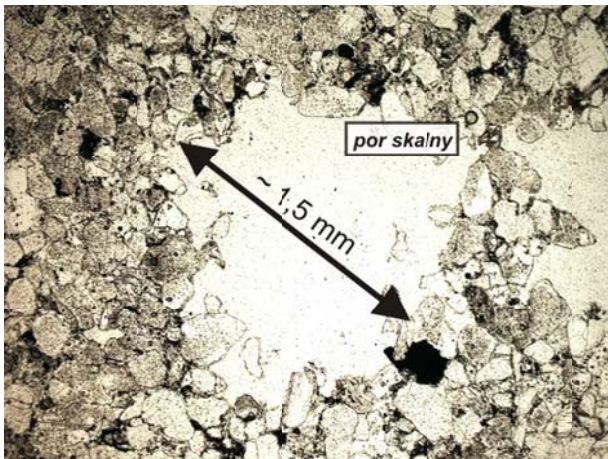


Fot. 7. Próbką piaskowca Pc2. 40×, mikroskop stereoskopowy

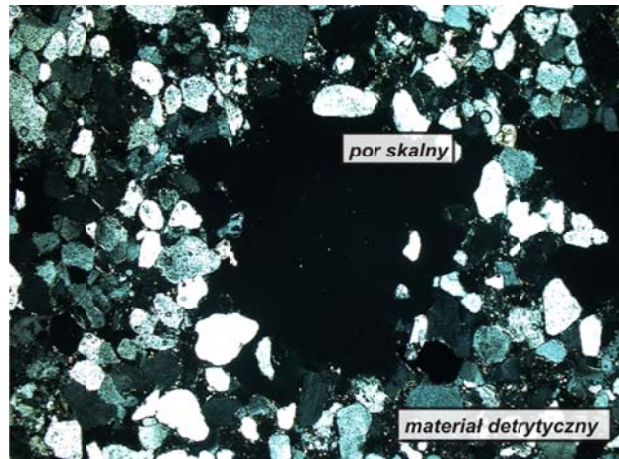


Fot. 8. Próbką piaskowca Pc2. 100×, światło odbite – szlif cienki

Skały te wykazują dużą porowatość (rzędu kilkunastu %), a przestrzeń porowa skał jest urozmaicona. Maksymalna wielkość pojedynczych porów dochodzi nawet do 2 mm średnicy (Fot. 9 i 10). W skutek procesów wietrzeniowych takich składników jak K-skalenie oraz plagioklasy oraz prawdopodobnie także fragmenty skał magmowych, tworzą się minerały ilaste. Procesy te zmieniają pierwotną budowę przestrzeni porowej. Rozpuszczanie skaleni oraz wulkanitów powiększa porowatość, lecz powstające kosztem glino-krzemianów minerały ilaste oraz krystalizujące cementy węglanowe i siarczanowe przebudowują i redukują powierzchnię porów w tych osadach.



Fot. 9. Próbkę piaskowca Pc2. 50×, 1N



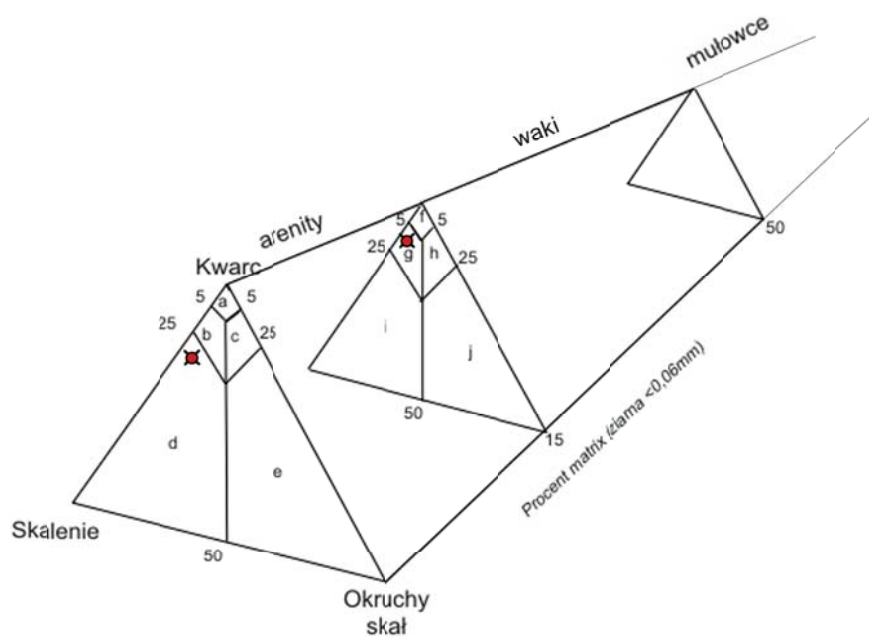
Fot. 10. Próbkę piaskowca Pc2. 50×, NX


Mimo wielu zbliżonych cech i niemal identycznego pod względem jakościowym składu, obie analizowane próbki piaskowca różnią się nieznacznie zawartością spoiwa typu matrix oraz procentową zawartością poszczególnych składników detrytycznych skał (Tab. 1). Z tego powodu klasyfikowane są jedna jako arenit, a druga jako waka (Rys. 4).

Tab. 1. Zawartość procentowa ([%] objętościowy) poszczególnych składników frakcji ziarnowej piaskowców rejonu Rudnej

Skład szkieletu ziarnowego analizowanych piaskowców		
	Próbka Pc1	Próbka Pc2
kwarc	84,68	70,22
skalenie	12,81	23,67
fragmenty skał wulkanicznych	2,51	6,11

W próbce Pc1 zawartość spoiwa typu matrix wynosi 15,5% i 7,7% cementu. W piaskowcu Pc1 większa jest również zawartość ziaren kwarcu w stosunku do próbki Pc2. Z tej przyczyny wg klasyfikacji Pettijohna et.al (1972) skała ta należy do typu wak subarkozowych (Rys. 4). Skała Pc2 składa się w 13,9% ze spoiwa typu matrix oraz 6,7% z cementu. W próbce tej zawartość kwarcu maleje kosztem skalenia i okruchów skał magmowych. Skała ta wg Pettijohna et al. (1972) zalicza się do arenitów arkozowych (Rys. 4).



Rys. 4. Trójkąt klasyfikacyjny skał piaszczystych (wg Pettijohna et al., 1972): a – arenity kwarcowe, b – arenity subarkozowe, c – arenity sublityczne, d – arenity arkozowe, e – arenity lityczne, f – waki kwarcowe, g – waki subarkozowe, h – waki sublityczne, i – waki arkozowe, j – waki lityczne,  – miejsce analizowanych piaskowców w klasyfikacji

3.2. Łupek miedzionośny

W profilu skał miedzionośnych LGOMu występują skały o bardzo drobnej frakcji ziarnowej. Są to łupki miedzionośne o ciemnoszarej, prawie czarnej barwie. Skały te są wybitnie wzbogacone w minerały kruszonośne, co jest widoczne niekiedy „gołym okiem” (Fot. 11). Horyzont tych skał wynosi, w zależności od lokalizacji do 30 do 60 cm. Wśród łupków wyróżniono kilka typów. Należą do nich leżące najniżej w profilu łupki ilaste (smołące), w górnej margliste oraz najmłodsze należące do łupków z dużą zawartością węglanów (łupki dolomityczne) (Konopacka, Zagroźdon 2014).



Fot. 11. Czarny łupek miedzionośny z widocznym okruszczeniem – zgląd makro

Analizom poddano skałę o ciemnoszarej, prawie czarnej barwie, leżącej w profilu nad formacją białego piaskowca (Ł1). Tekstura tego osadu jest zbita i wykazuje wyraźną kierunkowość (Fot. 12-16). Jest ona podkreślona równoległym ułożeniem ciemnej substancji organicznej, występujących laminy węglanowych, minerałów rudnych, widocznych nawet megaskopowo, obecnością materiału detrytycznego oraz niekiedy także kierunkowym ułożeniem blaszek mik.

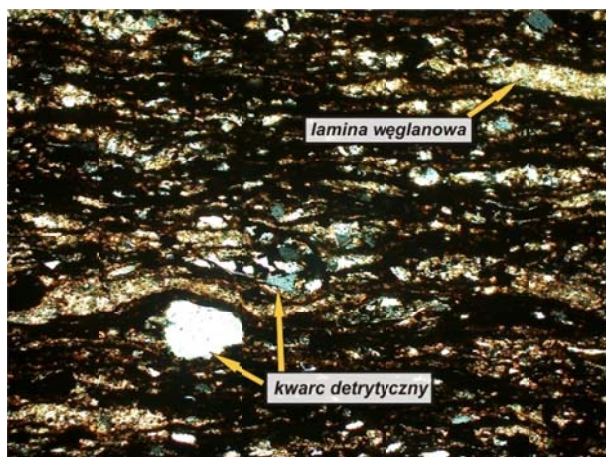
Zasadnicza część skały zbudowana jest z ciemnorudych – niemal czarnych laminy zbudowanych w dużej mierze z substancji organicznej (Fot. 12 i 13) oraz rozproszonych minerałów rudnych, które w świetle przechodzącym są nieprzezroczyste (Fot. 15 i 16), natomiast są łatwo identyfikowalne w świetle odbitym (Fot. 17). Na fotografiach 15-17 przedstawiono dokładnie ten sam fragment osadu sfotografowany przy powiększeniu 200×. Zdjęcia nr 15 i 16 wykonano w świetle przechodzącym, gdzie minerały kruszonośne są czarne-nieprzezroczyste tak przy 1N jak i przy NX. Natomiast w świetle odbitym, związki te odbijają światło i odznaczają się od pozostałych składników skały jako białe lub jasnoszare, kontrastowo obwijające światło, obszary.



Fot. 12. Próbkę łupka ilasto-węglanowego Ł1. 200×, 1N

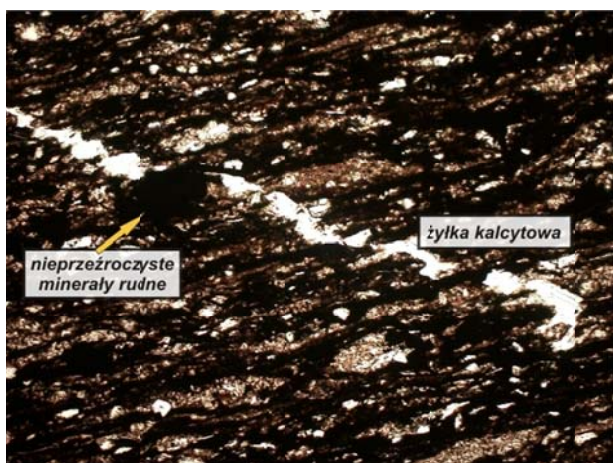


Fot. 13. Próbkę łupka ilasto-węglanowego Ł1. 200×, NX

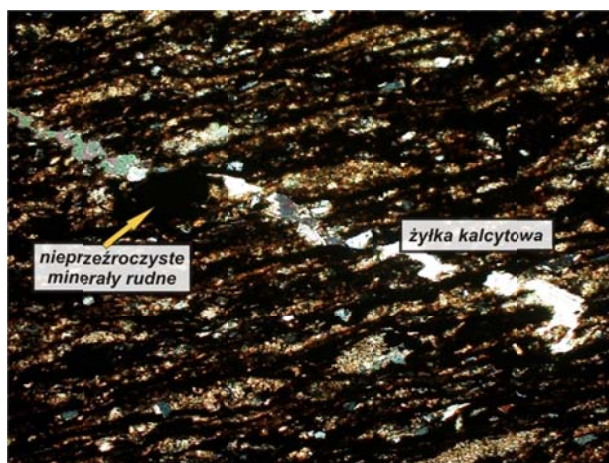


Fot. 14. Próbką łupka ilasto-węglanowego Ł1. 200×, NX

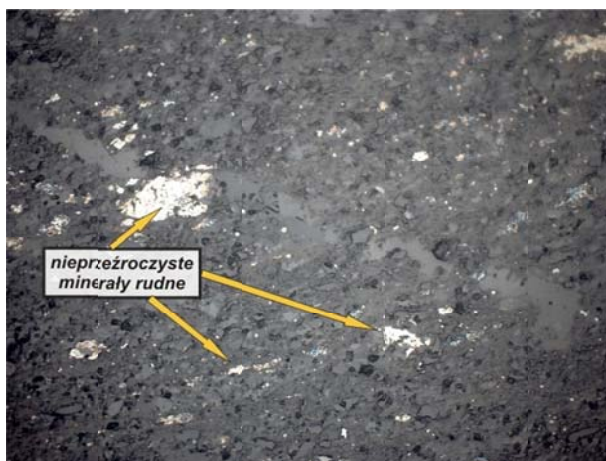
Substancja organiczna może częściowo maskować laminy zbudowane z minerałów ilastych (prawdopodobnie głównie illitu), które mogą być jasnobrunatne lub ciemnobrunatne, a nawet czarne (Konopacka, Zagroźdzon 2014). W skale występują także laminy lub soczewki zbudowane z węglanów (gł. dolomitu) (Fot. 12-16), a niekiedy także i kalcytu. Niekiedy węglany występują w skale niezgodnie z laminacją tworząc nieregularne żyłki (Fot. 15, 16).



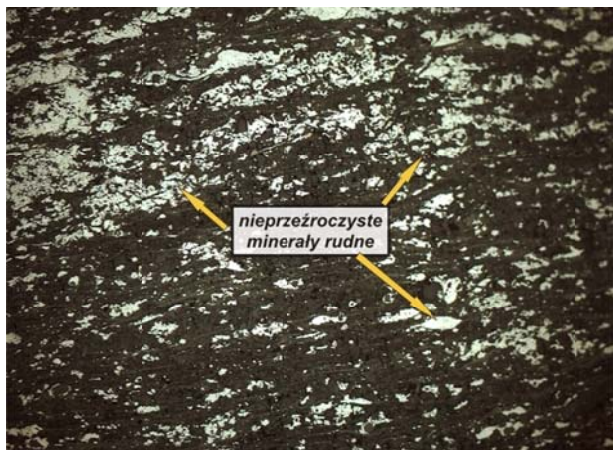
Fot. 15. Próbką łupka ilasto-węglanowego Ł1. 200×, 1N



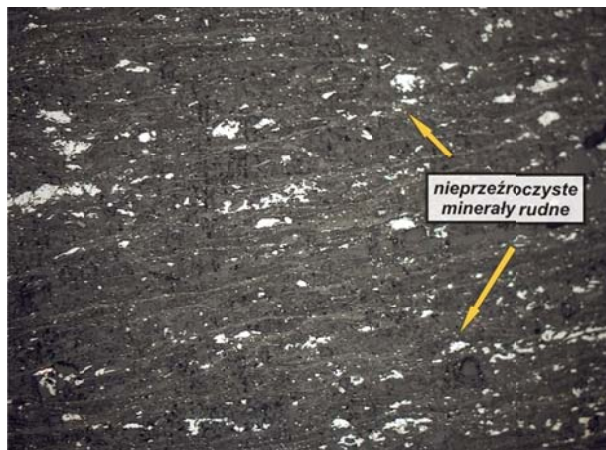
Fot. 16. Próbką łupka ilasto-węglanowego Ł1. 200×, NX



Fot. 17. Próbką łupka ilasto-węglanowego Ł1. 200×, światło odbite, szlif cienki



Fot. 18. Próbką łupka ilasto-węglanowego Ł1. 200×, światło odbite, zgląd



Fot. 19. Próbką łupka ilasto-węglanowego Ł1. 200×, światło odbite, zgląd

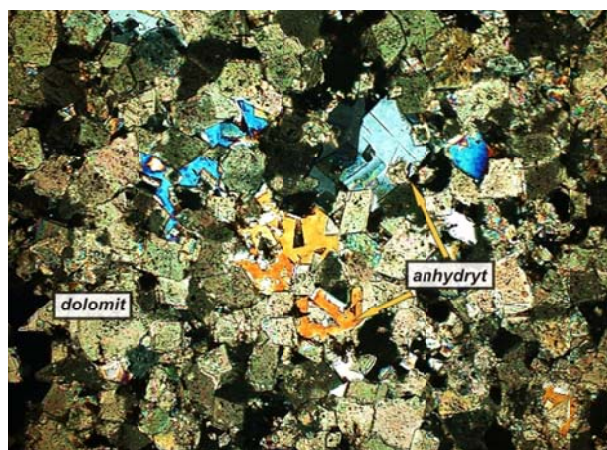
W analizowanej skale, rozproszony jest także materiał o frakcji aleurytowej, układający się zgodnie z laminacją skały. Składnik ten zbudowany jest ze źle wysortowanego i obtoczonego materiału kwarcowego (Fot. 13 i 14). Ponadto w osadzie pojawiają się wydłużone, zwykle leżące także zgodnie z laminacją, blaszki miki – muskowitu (Fot. 13).

Skała jest bogato okruszczowana (Fot. 18 i 19). Wyniki punktowej analizy ilościowej próbki wykazały, że w skale występuje aż 11,56% obj. minerałów rudnych, z których to podczas procesów przeróbki odzyskiwane są cenne pierwiastki.

Z uwagi na znaczną domieszkę substancji węglanowej skałę tą zaliczyć można do łupka/iłowca ilasto-węglanowego.

3.3. Dolomity

Z rejonu ZG Rudna pobrano pięć próbek dolomitów. Po przeprowadzeniu analiz okazało się, że skały te posiadają podobne cechy jak dolomity analizowane w poprzedniej pracy Godyń (2016b), które to pochodzą z pobliskiej kopalni rud miedzi Polkowice-Sierszowice. W zależności od miejsca pobrania prób, posiadają nieznacznie różniące się cechy strukturalno-teksturalne, które to uwidaczniają się szczególnie w zmianach porowatości tych skał. Są to skały o teksturach bezładnych, niekiedy silnie porowatych, a strukturach sparytowych bądź mikrosparowanych. Ich skład mineralny zasadniczo nie jest zróżnicowany. Głównym składnikiem osadów jest dolomit, wykształcony zwykle w formie sub- i euhedralnych kryształów (Fot. 20 i 21). Miejscami w skałach dość licznie pojawiają się kryształy siarczanów (anhydrytu (Fot. 20 i 22) oraz rzadziej także gipsu (Fot. 22)). Kryształy te wypełniają niektóre pory (Fot. 20), a także występują bezładnie rozproszone w tle węglanowym (Fot. 22). Są one zbudowane z grubokrystalicznych tabliczek, litewek, wachlarzowatych skupień, niekiedy drobnych kostek. Budują niektóre żyłki i spękania obecne w analizowanych

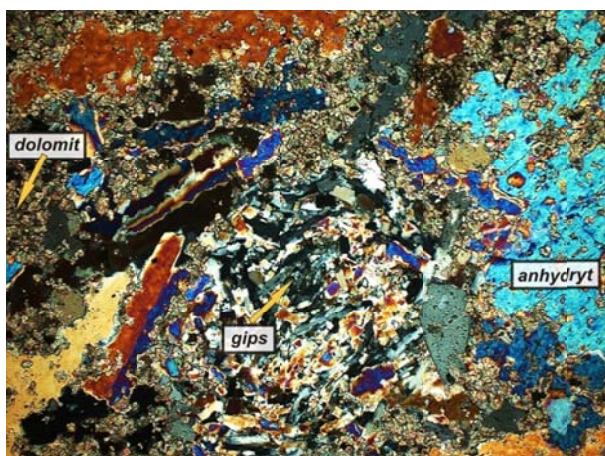


Fot. 20. Próbką dolomitu D2. 200×, NX

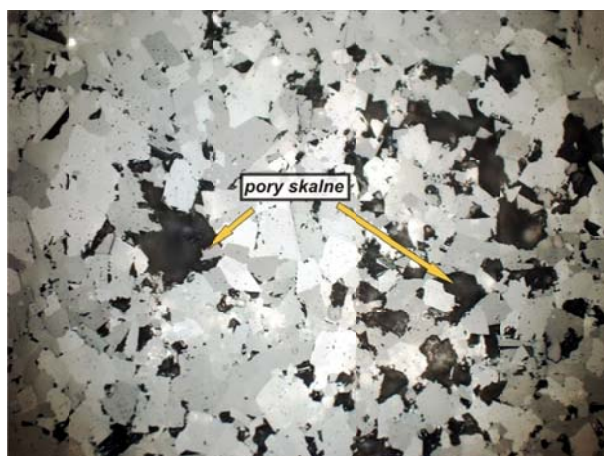


Fot. 21. Próbką dolomitu D1. 200×, NX

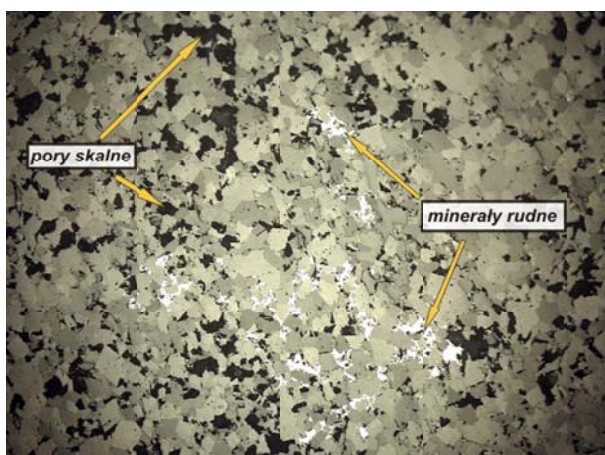
osadach. Pospolitym składnikiem tych osadów są nieprzeźroczyste minerały rudne oraz brunatna substancja organiczna. Skały te z uwagi na swoją genezę (mają pochodzenie epigenetyczne – Godyń, 2016b) cechują się znaczną porowatością. Występujące między kryształami dolomitu bądź siarczanów pory, są otoczone ostro rysującymi się kryształami romboedrycznego dolomitu (Fot. 23).



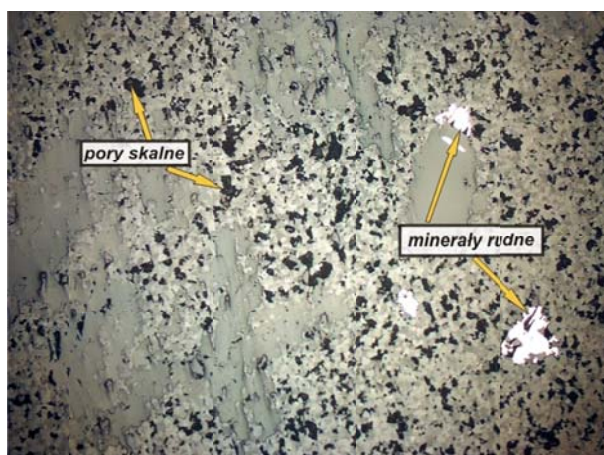
Fot. 22. Próbką dolomitu D2. 200×, NX



Fot. 23. Próbką dolomitu D2. 200×, światło odbite, zgląd



Fot. 24. Próbką dolomitu D2. 100×, światło odbite, zgląd



Fot. 25. Próbką dolomitu D1. 200×, światło odbite, zgląd

We wszystkich analizowanych skałach pojawia się okruszcowanie minerałami miedziowymi. Minerale te i tworzą miejscami koncentracje (Fot. 24), lecz częściej są rozproszone nieregularnie (Fot. 25). Jednakże w całym osadzie występują stosunkowo mało licznie. Dla dwóch próbek dolomitu z ZG Rudna przeprowadzono analizy ilościowe mające na celu oszacowanie zawartości minerałów kruszonośnych oraz porowatości całkowitej tych osadów. Analizy przeprowadzono na polerowanych zglądach wykonanych z dolomitów D1 i D2. Okazało się, że minerały rudne stanowią tam od 0,4 do 1,45 % obj. skał. Porowatość całkowita jest duża i oscyluje w granicach 14-15 % obj. (Tab. 2).

Tab. 2. Punktowe analizy ilościowe dolomitów z kopalni Rudna [%] objętościowo, wykonane na polerowanych zglądach

	Dolomit D1	Dolomit D2
Skała (tło skalne zbudowane z węglanów i siarczanów)	85,34	83,73
Pory skalne	14,26	14,83
Minerały rudne	0,4	1,45

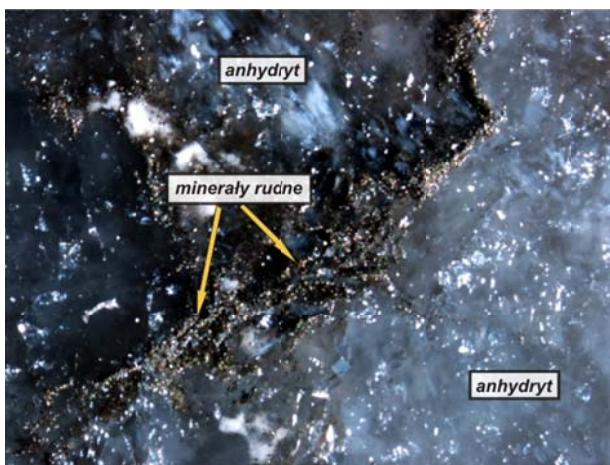
Analizowane osady skalne należą do grupy dolomitów wtórnych (epigenetycznych). Mają one zwykle wykształcenie sparytowe, a jedynie niekiedy pojawia się mikryt. Wg klasyfikacji Dunhama (1962) osady te należą do węglanów sparytowych bądź mikrosparytowych, których pierwotne struktury depozycyjne są całkowicie nierozpoznawalne.

3.4. Anhydryty

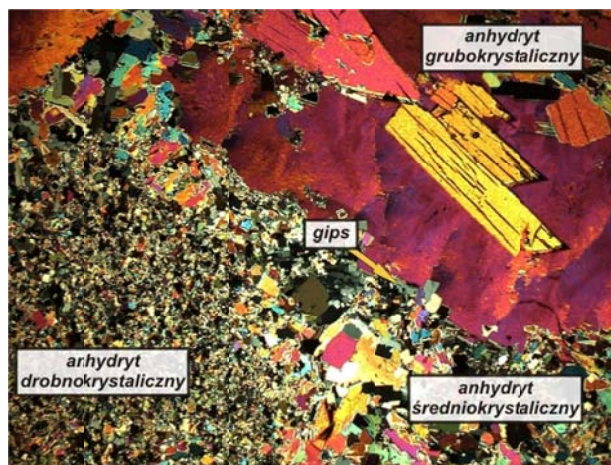
Skały ewaporatowe reprezentowane przez różne odmiany anhydrytu, zalegają w profilu skał cechsztynu bezpośrednio na skałach węglanowych.

Do analiz przeznaczono cztery próbki skał. Po wstępnych oględzinach do dalszych badań wytypowano próbki Ah1 i Ah2. Skały te reprezentują dwie, różniące się między sobą grupy anhydrytów. Pierwszym elementem różnicującym te skały jest widoczna nawet „gołym okiem” barwa. Ponadto różnią się wykształceniem i wielkością poszczególnych kryształów oraz zawartością substancji organicznej oraz nieprzeźroczystych minerałów rudnych.

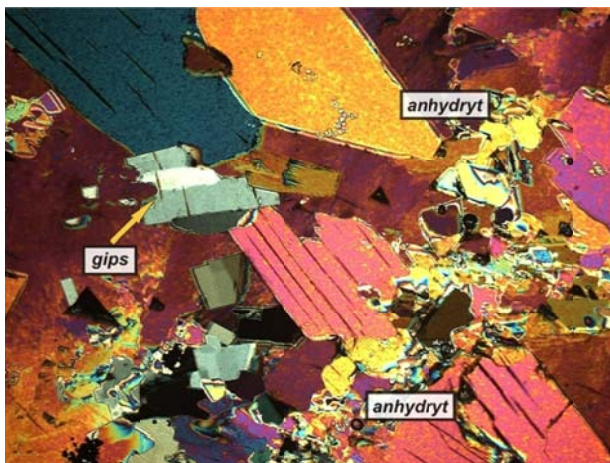
Pierwszym typem anhydrytu Ah1 jest skała o niejednolitej barwie. Niemal białe fragmenty są przetrastane ciemną substancją organiczną oraz widocznymi makroskopowo minerałami kruszonośnymi (Fot. 26). Białe części skały są zbudowane z kryształów czystego anhydrytu o różnej wielkości i pokroju. Kryształy anhydrytu tworzą trzy populacje osobników, zróżnicowane pod względem wielkości. Największe kryształy charakteryzują się wielkościami dochodzącymi nawet do 2,5 mm, średnich rozmiarów osobniki oscylują wokół 0,2 mm, a najdrobniejsze mają wielkości rzędu 0,02 mm (Fot. 27). Najdrobniejsza frakcja jest równocześnie najmniej zróżnicowana pod względem wykształcenia. Są to drobne, sub- i euhedralne kostki. Osobniki duże i średnie są bardzo zróżnicowane pod względem budowy. Występują regularne, tabliczkowe, rombowe lub grubosłupkowe formy, z doskonale widoczną łupliwością (Fot. 27 i 28), ale również owalne (Fot. 29) oraz euhedralne oraz całkowicie anhedralne kryształy (Fot. 30 i 31). W próbce pojawia się miejscami także gips wykształcony w formie subhedralnych tabliczek czy kostek, a niekiedy anhedralnych kryształów (Fot. 27 i 28). W tle skalnym pojawiają się również węglany.



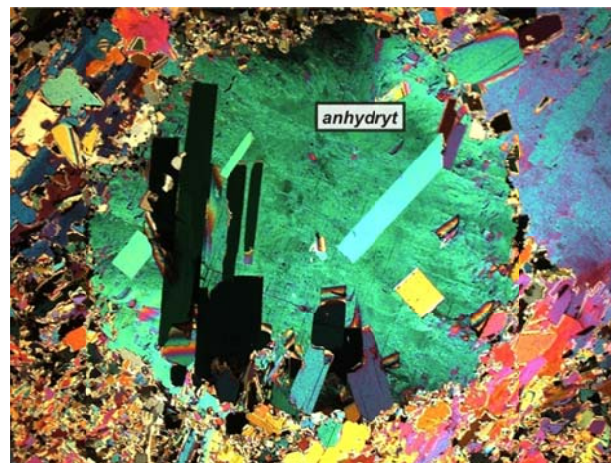
Fot. 26. Próbka anhydrytu Ah1. 30x, mikroskop stereoskopowy



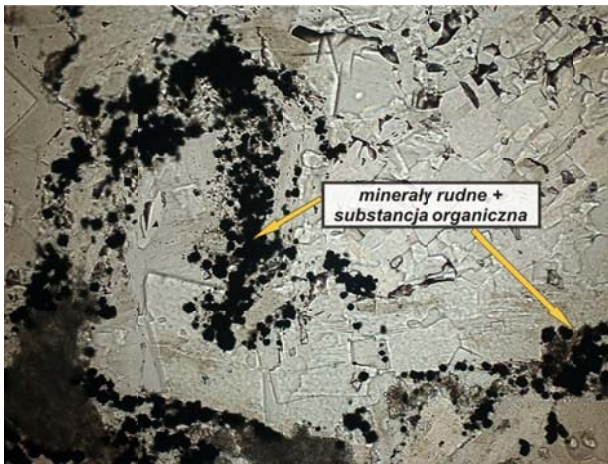
Fot. 27. Próbka anhydrytu Ah1. 100x, NX



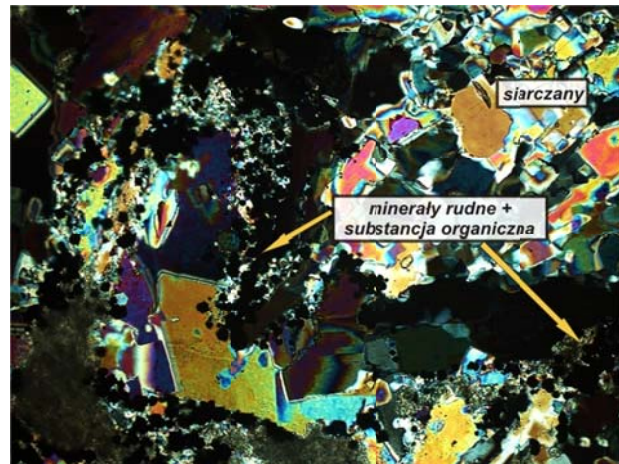
Fot. 28. Próbka anhydrytu Ah1. 100x, NX



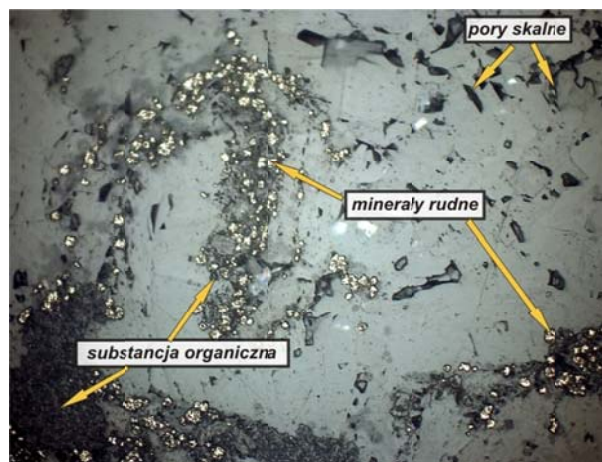
Fot. 29. Próbka anhydrytu Ah1. 100x, NX



Fot. 30. Próbką anhydrytu Ah1. 100×, 1N



Fot. 31. Próbką anhydrytu Ah1. 100×, NX



Fot. 32. Próbką anhydrytu Ah1. 100×, światło odbite, szlif cienki

Skąła Ah1 zawiera znaczną domieszkę minerałów kruszczośnych (Fot. 26, Tab. 3). Występują zwykle w towarzystwie ciemnej substancji organicznej występującej w formie nieregularnych smug (Fot. 30-32). Należy zwrócić uwagę, że na fotografiach 30-32 przedstawiono dokładnie ten sam fragment skały, lecz zdjęcia nr 30 i 31 wykonano w świetle przechodzącym, gdzie minerały kruszczośne są czarne-nieprzeźroczyste tak przy 1N jak i przy NX. Natomiast w świetle odbitym (Fot. 32), związki te odbijają światło i odznaczają się od pozostałych składników skały jako białe lub jasnoszare, kontrastowe obszary.

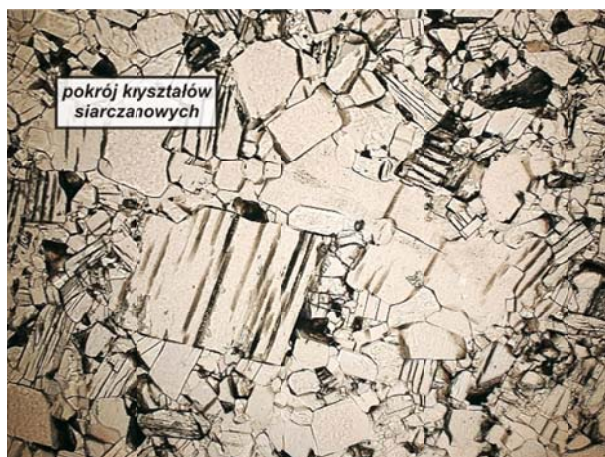
Skąła jest silnie porowata, a porowatość jest typu międzykryształicznego. Punktowe analizy ilościowe wykazały, że porowatość całkowita tego ewaporatu wynosi 12,2% obj. (Tab. 3).

Tab. 3. Punktowe analizy ilościowe anhydrytów z kopalni Rudna [%] objętościowo, wykonane na polerowanych zglądach

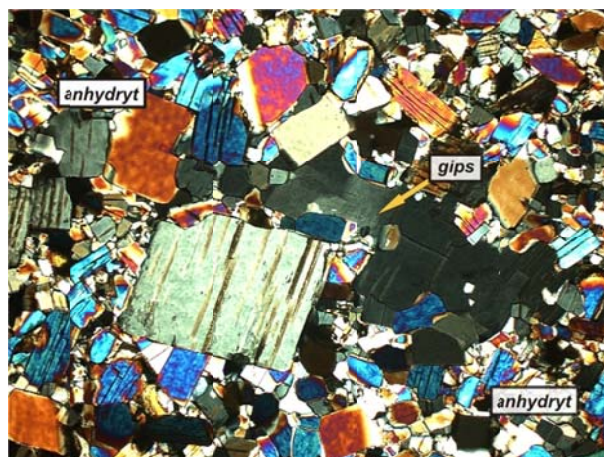
	Anhydryt Ah1	Anhydryt Ah2
Skąła (tło skalne zbudowane z siarczanów, węglanów i substancji organicznej)	84,2	86,5
Pory skalne	12,2	13,2
Minerały rudne	3,7	0,3

Skąła Ah2 ma zdecydowanie mniej skomplikowaną budowę niż Ah1. Cechuje się teksturą porowatą i bezładną. Kryształy anhydrytu budujące ten osad mają regularne kostkowe lub tabliczkowe kształty (Fot. 33 i 34). W skałe zaobserwowano dwie populacje osobników. Wymiar drobniejszych wynosi około 0,05 mm a większych waha się w granicach 0,1 mm. Pomiędzy kostkami anhydrytu widoczne są liczne pory o wielkości dochodzącej nawet do około 0,3 mm.

W anhydrycie Ah1 występuje także domieszka sub- i anhedralnych kryształów gipsu (Fot. 33).



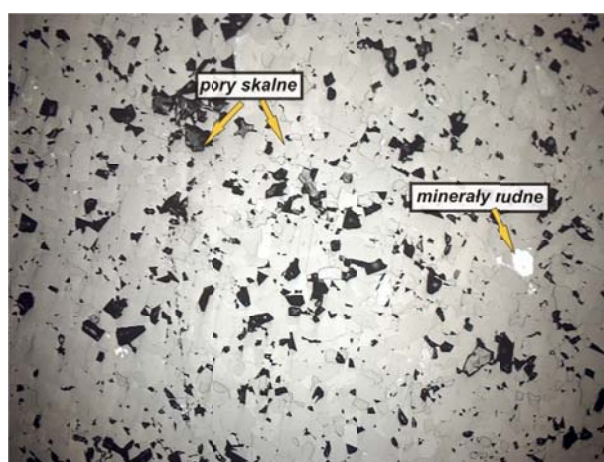
Fot. 33. Próbką anhydrytu Ah2. 200×, 1N



Fot. 34. Próbką anhydrytu Ah2. 200×, NX



Fot. 35. Próbką anhydrytu Ah2. 100×, NX



Fot. 36. Próbką anhydrytu Ah2. 100×, światło odbite, zgład

Skała posiada dużą porowatość międzykrystaliczną. Największe pory obecne w skale mają wymiar około 0,3 mm (Fot. 35). Porowatość całkowita skały wynosi 13,2% obj. Zawartość minerałów rudnych jest w tym typie anhydrytu znikoma, bo nie przekracza 0,3% obj. skały (Tab. 3, Fot. 36).

4. Podsumowanie i wnioski

O zagrożeniach gazowych w skałach rejonu LGOMu informowano już w latach 70 i 80-tych ubiegłego wieku (m.in. Bojarski et.al. 1985). Wyjaśniono wtedy genezę gazów mogących występować w obszarach miedzionośnych. Wskazano, że decydujący wpływ na bezpieczeństwo robót górniczych w tej części obszaru LGOM mają gazy zakumulowane w dolnopermskim zbiorniku gazowym, głównie pośród piaskowców saksonu. Gazy te (głównie azot, węglowodory oraz siarkowodor) mogły migrować do piaskowców czerwonego spągowca, w których to występuje eksploatowana przez KGHM warstwa zbudowana z piaskowców – ruda piaskowcowa. Jednakże, z uwagi, że piaskowiec ten jest skałą porowatą oraz przepuszczalną, gaz mógł migrować wyżej, przenikając barierę leżących w stropie, teoretycznie uszczelniających, łupków miedzionośnych. Łupki te są spękane i na tyle mało miększe, że nie stanowią należytej zapory uszczelniającej. Osady te są równocześnie skałą macierzystą, mogącą generować gazy, a obecność znacznej ilości substancji organicznej, widocznej pod mikroskopem, tylko to potwierdza. Z kolei wyżej ległe dolomity epigenetyczne, budujące eksploatowaną rudę węglanową, bywają silnie porowate i szczelinowate. Dzięki temu tworzą kolejny system skał zbiornikowych. Na kompleksie węglanowym zalegają kolejno osady cyklotemu werra, czyli anhydryty a na nich sól kamienna. Są to skały uszczelniające, więc w ewaporatach cechsztyńskich tworzy się bariera dla migracji gazów powstałych w niżej ległych formacjach skał macierzystych. W anhydrytach, które są słabo przepuszczalne, lecz posiadają znaczną porowatość, stwierdzono obecność siarkowodoru,

który w anhydrytach powstaje przy udziale substancji organicznej na późnych etapach diagenезy i katagenезy (Kijewski et al., 2012).

Zauważyć należy, że gaz mógł powstawać nie tylko w łupkach, ale we wszystkich skałach miedzionośnych, co potwierdzają wyniki badań skał analizowanych w pracy. Wszystkie badane osady (prócz anhydrytu nr Ah2) posiadają mniej lub bardziej znaczącą, nadającą miejscami ciemne zabarwienie, zawartość substancji organicznej. Najwięcej organiki występuje naturalnie w łupkach, lecz również piaskowce, dolomity, a także niektóre anhydryty zawierają ten materiał w swoim składzie w postaci smug i soczewek. Wszystkie analizowane skały (poza łupkiem) mogą także zasadniczo kumulować gaz. Geneza tego gazu może być różna, gdyż częściowo może być to gaz autigeniczny, wytworzony w przemianach substancji organicznej *in situ* w skale, która może być zarówno macierzystą jak i zbiornikową, bądź też gaz pochodzenia allogenicznego, czyli dostarczony do osadu poprzez migrację z niżej ległych poziomów macierzystych czy zbiornikowych. Jednakże, z uwagi na budowę strukturalno-teksturalną analizowanych skał, dobrym kolektorem dla gazu może być piaskowiec, który bez warstwy uszczelniającej nie będzie miał tendencji do kumulowania większej ilości gazu oraz dolomit, który izolowany w stropie anhydrytem może zawierać znaczną zawartość substancji lotnych, tak allo-, jak i autigenicznych. Z kolei izolowane pory w anhydrytowej warstwie skał bogatych w substancję organiczną, mogą podczas prac kopalnianych uwalniać znaczne ilości gazów. Potwierdzają to uzyskane aktualnie z rejonu obszaru Polkowic przez pracowników IMG PAN próbki anhydrytu, które nawet po długim czasie od pobrania, wykazują charakterystyczny, silny zapach siarkowodoru.

W pracy skupiono się na analizach petrograficznych, ze szczególnym uwzględnieniem budowy przestrzeni porowej. Skały takie jak piaskowiec, dolomit oraz anhydryt cechują się znaczną porowatością. Zwrócono także uwagę, że osady piaskowca a także dolomitu poddane były zaawansowanym procesom diagenetycznym. Przemiany diagenetyczne osadów doprowadziły do przebudowy struktur skalnych. W piaskowcach przestrzeń porową powstała po rozpuszczeniu składników pierwotnych, jakimi były skalenie oraz pobocznie także wulkanity, zabudowały minerały ilaste, powstałe w skutek przeobrażenia składników ziarnowych skał. W przestrzeni porowej powstawały także wtórne cementy węglanowe oraz siarczanowe. W skałach węglanowych zaś, procesy dia- i epigenetyczne doprowadziły do powstania wtórnych dolomitów. Nastąpiła znaczna przebudowa przestrzeni porowej tych osadów. Na skutek kompaktacji oraz krystalizacji wtórnych minerałów zmalała ich porowatość pierwotna. Jednakże takie procesy jak rozpuszczanie oraz rekrytalizacja (dolomityzacja) doprowadziły do powstania wtórnych porów o znacznych rozmiarach. Na skutek rekrytalizacji wytworzyła się porowatość międzyziarnowa, a licznie występujące pory otoczone są przez ostrokrawędziste kryształy dolomitu.

Podczas analiz mikroskopowych osadów miedzionośnych, których wyniki przedstawiono w pracy, nie stwierdzono szczególnie dużych odstępstw od normy w zestawieniu z wcześniej analizowanymi osadami oraz w stosunku do informacji zawartych w literaturze dotyczącej obszaru badań. Istotną kwestią jest jednak, aby podczas analiz skał tego rejonu koniecznie zwrócić uwagę na ewentualnie anormalne cechy badanego osadu. Chodzi np. o specyficzną, zwiększającą się porowatość osadu, nietypowe wykształcenie porów i składników mineralnych itp. Osady monokliny przedsudeckiej są dość skomplikowane pod względem szeroko pojętych warunków geologicznych. Występują tu elewacje i obniżenia, różnorodny warunki sedymentacji i krystalizacji, a co za tym idzie również różne typy przemian diagenetycznych osadów. Z uwagi na to informacja o nietypowo zmieniających się cechach petrograficznych, w tym szczególnie strukturalno-teksturalnych, w obrębie tej samej warstwy skalnej, w sytuacji gdy eksploatacja schodzi w głębokie partie złoża, poniżej 1200-1300 m w głąb Ziemi, jest zawsze informacją istotną. Na takich głębokościach ciśnienie złożowe jest wysokie, co przekładać się może również na wysokie ciśnienie gazów porowych. Naruszenie równowagi gazo-geodynamicznej podczas eksploatacji złoża może w takiej sytuacji, skończyć się tragicznie i doprowadzić do wyrzutu mas skalnych, jak to miało miejsce w 2009 roku w kopalni Rudna.

Praca została sfinansowana ze środków Narodowego Centrum Badań i Rozwoju w ramach projektu pt.: „Nowatorski system wspomagania oceny zagrożeń gazowych w kopalniach rud miedzi” (numer projektu: LIDER/003/408/L-4/12/NCBR/2013).

Literatura

- Aktywa górnicze KGHM Polska Miedź S.A. w rejonie Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego, 2012: Raport przygotowany przez zespół wewnętrzny KGHM Polska Miedź S.A.
- Bojarski L., Chandij M., Stasik I., 1985: *Gazoność rejonu Lubin-Głogów*. Przegląd Geologiczny, Vol 33, No 3.
- Bolewski A. (red.), 1977: *Surowce mineralne świata: Miedź – Cu*. Warszawa: Wydawnictwa Geologiczne.
- Choquette P.W. Pray L.C., 1970: *Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 54, no. 2, p. 207-250.
- Dunham R.J., 1962: *Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture*. [In:] W.E. Hamm (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*, A Symposium. American Association of Petroleum Geologists, p. 108-121.
- Dziedzic D. Kalisz M. Olchawa M. Serafiński M. Turkiewicz W., 2007: *Zagrożenia naturalne w polskim górnictwie rud miedzi*. Cuprum: Czasopismo naukowo-techniczne górnictwa rud, Tom 1, s. 9-43.
- Evans A.M., 1993: *Ore geology and industrial minerals*. Oxford, str. 171-189.
- Godyń K., 2011: *Wulkanoklasty dolnokarbońskich formacji skalnych Pomorza Zachodniego*. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 444, s. 55-64.
- Godyń K., 2013: *Charakterystyka węgla kamiennego występującego w strefach przyuskokowych*. Przegląd Górniczy, 69, 45-53.
- Godyń K., 2016a: *Structurally Altered Hard Coal In The Areas of Tectonic Disturbances – an Initial Attempt at Classification*. Arch. Min. Sci., Vol. 61, No 3, p. 677-694.
- Godyń K., 2016b: *Mikroskopowe metody badań charakteryzujące przestrzeń porową dolomitów z cechsztyńskich miedzionośnych formacji skalnych rejonu Polkowic*. Prace Instytutu Mechaniki Górotworu PAN, Tom 18, nr 3, s. 43-53.
- Godyń K., Ratajczak T., 2009: *Minerały ciężkie z dolnokarbońskich wulkanoklastyków Pomorza Zachodniego (strefa Koszalin-Chojnice)*. Wydawn. Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Tom 154.
- Kaczmarek W., Rożek R., 2006: *Historia poszukiwań i rozpoznania złóż rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej w okresie powojennym*. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Nr 117, Studia i Materiały, Nr 32.
- Kaczmarek W., Rożek R., 2008: *Budowa geologiczna i zagospodarowanie złoża Głogów Głęboki – Przemysłowy (KGHM Polska Miedź S.A.)*. Gospodarka Surowcami Mineralnymi, Tom 24, Zeszyt 4/4.
- Kijewski P., Kubiak J., Gola S., 2012: *Siarkowódor – nowe zagrożenie w górnictwie rud miedzi*. Zeszyty Naukowe Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energii Polskiej Akademii Nauk, nr 83.
- Konopacka Ż., Zagożdżon K.D., 2014: *Łupek miedzionośny Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego*. Drzymała J., Kowalczyk P.B. (red.). WGGG PWr, 7-12.
- Krawczykowska A., 2007: *Rozpoznawanie obrazów w identyfikacji typów rud i ich właściwości w produktach przeróbki rud miedzi*. Rozprawa Doktorska, Akademia Górniczo – Hutnicza Im. Stanisława Staszica w Krakowie, Wydział Górnictwa i Geoinżynierii, Katedra Przeróbki Kopalni i Ochrony Środowiska. Promotor Dr hab. inż. Kazimierz Trybański, Prof. AGH. Kraków.
- Kucha H., Pawlikowski M., 2010: *Badania genezy cechsztyńskich złóż miedzi w Polsce*. Geologia, Tom 36, Zeszyt 4, 513-538.
- Mirek A., Laskowski M., Hryciuk A., Półtorak M., 2011: *Zagrożenie wyrzutami gazów i skał w KGHM Polska Miedź S.A. – doświadczenia O/ZG „Rudna” w zakresie jego rozpoznawania i podejmowanych działań profilaktycznych przy prowadzeniu wyrobisk przygotowawczych*. Prace Naukowe GIG. Górnictwo i Środowisko, Nr 4/2, s. 305-313.
- Młynarczyk M., Wierzbicki M., 2009: *Stereological and Profilometry Methods in Detection of Structural Deformations in Coal Samples Collected from the Rock and Outburst Zone in the “Zofiówka” Colliery*. Archives of Mining Sciences, Vol. 54, No 2, p. 189-201.
- Pajdak A., Kudasiak M., 2016: *Wybrane właściwości strukturalne dolomitu z kopalni rud miedzi*. Prace Instytutu Mechaniki Górotworu PAN, Tom 18, nr 3.
- Paulo A., Strzelska-Smakowska B., 2000: *Rudy metali nieżelaznych i szlachetnych*. Uczelniane Wydawnictwa Naukowo-Dydaktyczne AGH, Kraków.
- Pettijohn F.J., Potter P.T., Siever R., 1972: *Sand and sandstone*. Springer Verlag. Berlin.
- Stupnicka E., 1989: *Geologia regionalna Polski*. Wydawnictwa Geologiczne.
- Wierzbicki M., Młynarczyk M., 2013: *Structural aspects of gas and dolomite outburst in the Rudna copper mine, Poland*. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, Vol. 57, 113-118.

Petrographic analyses of rocks in the area of Rudna which form a cupriferous Zechstein formations of the Fore-Sudetic Monocline

Abstract

The article presents the results of microscopic petrographic analyses of several types of lithological cupriferous rocks in the area of Rudna copper mine, located in the Legnica-Głogów Copper District. The study involved different rocks: clastic – sandstones, clay – copper-shales, carbonate – dolomites and sulphate – anhydrites. Petrographic analyses of sediments were performed on thin sections in transmitted and reflected light, on polished sections in reflected light and, as a subsidiary, using a stereoscopic microscope. The results of the research allowed to determine the petrographic features of sediments, including the parameters of structural and textural nature of the pore space. Knowledge of these characteristics may contribute to the broader assessment of copper sediments from the point of view of natural hazards, particularly for gas threats. Such analyses, when they are conducted on a regular basis, when exploring an increasingly deeper rock formations, can give information about distressing and rapidly changing structural and textural features of rocks. These characteristics of sediment may, in turn, determine the presence of gases in the pore space. The content of these gases, particularly when they are inside the closed pores at high pressure, may entail the risk of gaso-geodynamic phenomena during mining operations.

Keywords: petrographic analysis, porosity, cupriferous rocks, LGCD