

## Pułapki gazowe w dolomitach pierwszego cyklotemu cechsztyńskiego w kopalni rud miedzi *Rudna* (KGHM Polska Miedź S.A.)

Anna Poszytek<sup>1</sup>, Barbara Rybak-Ostrowska<sup>1</sup>, Paweł Łukaszewski<sup>1</sup>, Michał Sidelko<sup>2</sup>

Gas traps in the dolomites of the first Zechstein cyclothem in the *Rudna* copper mine (KGHM Polska Miedź S.A.). *Prz. Geol.*, 72: 636–645; doi: 10.7306/2024.41

*Abstract.* Gas traps occurring at the top of the *Rudna* copper mine workings are composed of dolomites with different reservoir properties (doloparites with high reservoir properties Dsh, doloparites with low reservoir properties Dsl and dolomicrites with the properties of a sealing rock Dm). All the dolomites can accumulate gas; however, Dsh has the greatest reservoir potential due to its high porosity and permeability. The irregular distribution of individual dolomite facies in the rock mass causes small tight traps. Gas can be released from traps by failure of the rock structure as a result of even small changes in the stress field caused by mining operations. The latter trigger the stress wave that can propagate across the rocks mass. The stresses can accumulate at the borders of Dsl and Dm facies of high strength constituting a barrier, and Dsh of low strength that is prone to failure. The random distribution of dolomite facies may explain the irregular gas flows into the boreholes monitoring the presence of gas at the top of the excavations.

**Keywords:** *Werra* cyclothem, dolomite, porosity, geomechanics, gas traps

We wrześniu 2009 r. w kopalni rud miedzi *Rudna* KGHM Polska Miedź S.A. doszło do wyrzutu gazu i skał ze stropu wyrobiska (ryc. 1). Był to efekt rozszczelnienia niewielkiej pułapki gazowej znajdującej się kilka metrów ponad stropem wyrobiska w obrębie dolomitów pierwszego cyklotemu cechsztyńskiego (Werra). W wyniku wyrzutu skał powstała obszerna kawerna w stropie wyrobiska górniczego, które zostało zasypane rozdrobnionym materiałem skalnym. Było to pierwsze tego typu zjawisko zanotowane w kopalniach rud miedzi KGHM Polska Miedź S.A. Do kolejnego wyrzutu dotychczas nie doszło, jednak z powodu obecności gazu w stropie wyrobisk rejon kopalni *Rudna* objęto monitoringiem oraz szeroko zakrojonymi pracami badawczymi, mającymi na celu ustalenie przyczyn wyrzutu gazu i skał oraz warunków obecnego bezpiecznego prowadzenia robót górniczych. W artykule przedstawiono formy występowania pułapek gazowych w północnej części kopalni *Rudna* oraz opisano ich zachowanie w trakcie wykonywania robót górniczych w wyrobiskach.

### BUDOWA GEOLOGICZNA I GAZONOŚNOŚĆ UTWORÓW WAPIENIA CECHSZTYŃSKIEGO

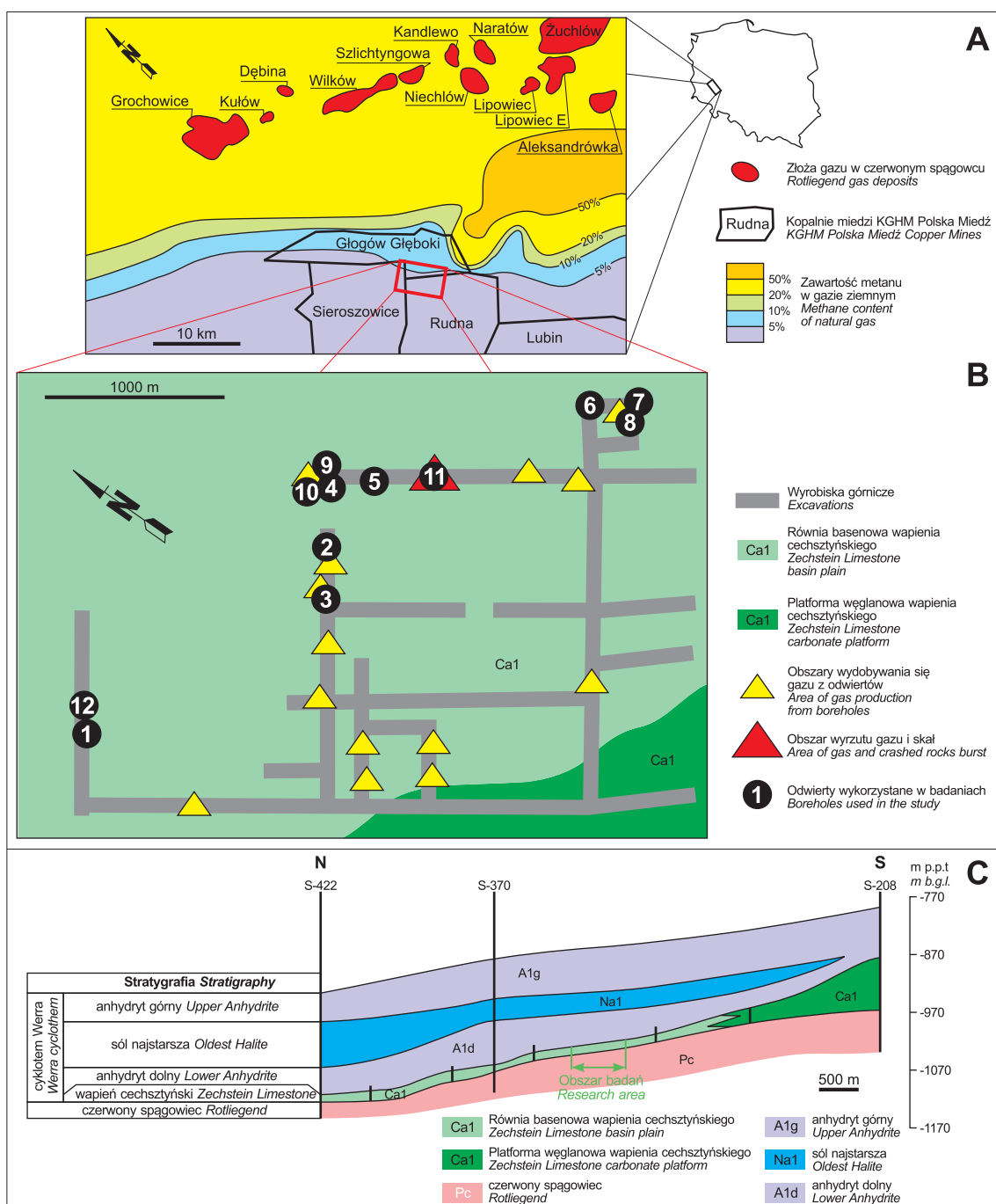
Cechsztyń to morska facja późnego permu (Lopingian) powstała w europejskim basenie permskim (Peryt i in., 2010). Polski basen permski jest częścią południowego basenu permskiego, który rozciąga się od Anglii do Łotwy, Litwy i zachodniej Białorusi na wschodzie. Obszar polskiego basenu permskiego był zdominowany przez rozległe, cykliczne osady węglanowe i ewaporatowe, które reprezentują cztery cyklotemy: Werra (PZ1), Strassfurt (PZ2), Leine (PZ3) i Aller (PZ4) (Wagner, 1994). Cyklotem Werra (ryc. 1C) jest reprezentowany przez wapień podstawowy (Ca0), łupek miedzionośny (T1), wapień cechsztyński (Ca1), dolny anhydryt (A1d), starszą sól ka-

mienną (Na1) i górny anhydryt (A1g) (Peryt, Oszczepalski, 2007). Utwory te na obszarze monokliny przedsudeckiej występują obecnie na głębokości od kilkuset metrów do kilku kilometrów. W skali basenu utwory wapienia cechsztyńskiego są rozwinięte w dwóch facjach: platformowej i basenowej (Peryt, 1984). Facje platformowe mają do 120 m grubości i występują w przybrzeżnych częściach basenu. Facje basenowe nie przekraczają 10 m grubości. Wapień cechsztyński jest nieformalną jednostką litostratygiczną i obejmuje zróżnicowane formy litologiczne – od margli przez wapień po dolomity (Peryt i in., 2010), co jest uzależnione od warunków ich sedymentacji w basenie permskim. Na obszarze kopalni *Rudna* występują głównie dolomity (ryc. 2). Ponad utworami cechsztyńnymi występują osady mezozoiczne i kenozoiczne (Wagner, 1994).

Utwory wapienia cechsztyńskiego są dobrze rozpoznane w południowo-zachodniej części polskiego basenu cechsztyńskiego ze względu na kopalnie podziemne i liczne otwory wiertnicze dokumentujące mineralizację miedzi w rejonie Lubina–Głogowa (Podemski, 1973; Oszczepalski, 1980; Kijewski, 1981; Speczik i in., 2007; Zieliński, Wierchowicz, 2018). Złoża rud miedzi występują w najwyższych partiach czerwonego spągowca, łupka miedzionośnego i dolnej części wapienia cechsztyńskiego (Piestrzyński, 2007). Kopalnie rud miedzi są zlokalizowane zarówno w obrębie facji platformowych, jak i basenowych wapienia cechsztyńskiego. Dotychczas eksploatacja złóż rud miedzi była prowadzona w obrębie facji platformowych, obecnie przesuwają się w kierunku równi basenowych (ryc. 1B, C). Facje basenowe w północnym rejonie kopalni *Rudna* są podobne do opisanych w północnej części monokliny przedsudeckiej (Peryt, 1978; Peryt, Ważny, 1980), na które składają się margle dolomityczne (ryc. 2A), madstony (ryc. 2B) oraz wackstony i packstony (ryc. 2C), których ułożenie w profilu dokumentują trzy cykle sedymentacyjne (ryc. 2).

<sup>1</sup> Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; [anna.poszytek@uw.edu.pl](mailto:anna.poszytek@uw.edu.pl); [barbara.rybak@uw.edu.pl](mailto:barbara.rybak@uw.edu.pl); [pawel.lukaszewski@uw.edu.pl](mailto:pawel.lukaszewski@uw.edu.pl); ORCID ID: A. Poszytek – 0000-0001-6692-2073; B. Rybak-Ostrowska – 0000-0002-0319-5451; P. Łukaszewski – 0000-0001-7248-6730

<sup>2</sup> KGHM Polska Miedź S.A., O/ZG Rudna, ul. Henryka Dąbrowskiego 50, 59-100 Polkowice, [Michal.Sidelko@kgmh.com](mailto:Michal.Sidelko@kgmh.com)



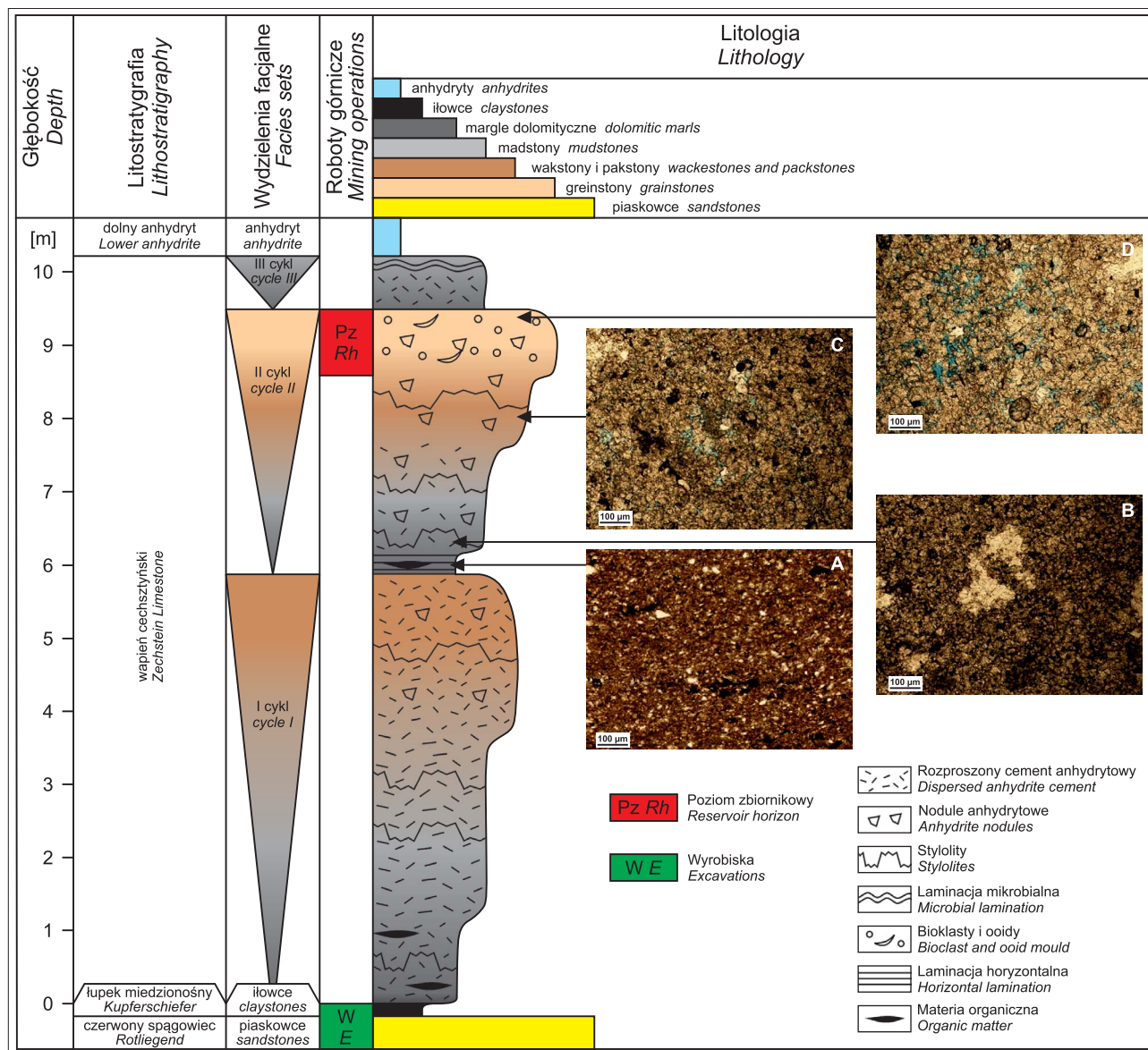
**Ryc. 1. A** – mapa lokalizacyjna kopalni miedzi (KGHM Polska Miedź S.A.) i złóż gazu na tle zawartości metanu w piaskowcach czerwonego spągowca i wapienia cechsztyńskiego; **B** – mapa północno-zachodniej części kopalni Rudna; **C** – przekrój geologiczny przez złoża rud miedzi KGHM Polska Miedź S.A. Lokalizacja obszaru badań (na podstawie Poszytek, Suchan, 2016; Poszytek i in., 2018 – zmienione)

**Fig. 1. A** – location map of copper mines (KGHM Polska Miedź S.A.) and Rotliegend gas deposits on the background of methane content in Rotliegend sandstones and Zechstein Limestones; **B** – map of the north-west part of the Rudna Copper Mine; **C** – cross-section of copper deposits KGHM Polska Miedź S.A. Location of the study area (based on Poszytek, Suchan, 2016; Poszytek et al., 2018 – modified)

Ich powstanie jest związane z wahaniami niższego rzędu poziomu morza cechsztyńskiego, które nie wywoływały zmiany sedimentacji na ewaporatową, jednak wpływały na zróżnicowanie warunków sedimentacji i powstanie cykli. Profil z północnego rejonu kopalni Rudna wyróżnia się spośród innych facji basenowych wapienia cechsztyńskiego występowaniem w środkowej części profilu wapienia cechsztyńskiego ok. metrowej grubości warstwy głównie dolosparytów o znacznie wyższej porowatości niż dolomity powyżej i poniżej w profilu (ryc. 2D). Pierwotna struktu-

ra protoplastów dolomitów została silnie zatarta i tylko miejscami są obserwowane ślady skamieniałości, w tym przede wszystkim ooidów i fragmentów szkieletów skamieniałości. Dolosparyty i dolomikryty z licznymi stylolitami i spękaniem wypełnionymi węglanami i siarczanami stanowią poziom zbiornikowy dla gazu.

Prawdopodobnie rozszczelnienie takiej pułapki doprowadziło do wyrzutu gazu i skał w północnej części kopalni Rudna w 2009 r. Wyrzut nastąpił na skrzyżowaniu dwóch nowo powstałych chodników, w których stropy nie były



**Ryc. 2.** Profil litologiczno-sedymentologiczny utworów wapienia cechsztyńskiego w odwiertach wywierconych w strop wyrobisk w kopalni miedzi Rudna: A, B, C, D – obrazy z mikroskopu polaryzacyjnego, pojedynczy nikol (na podstawie Poszytek, Suchan, 2016 – zmienione)

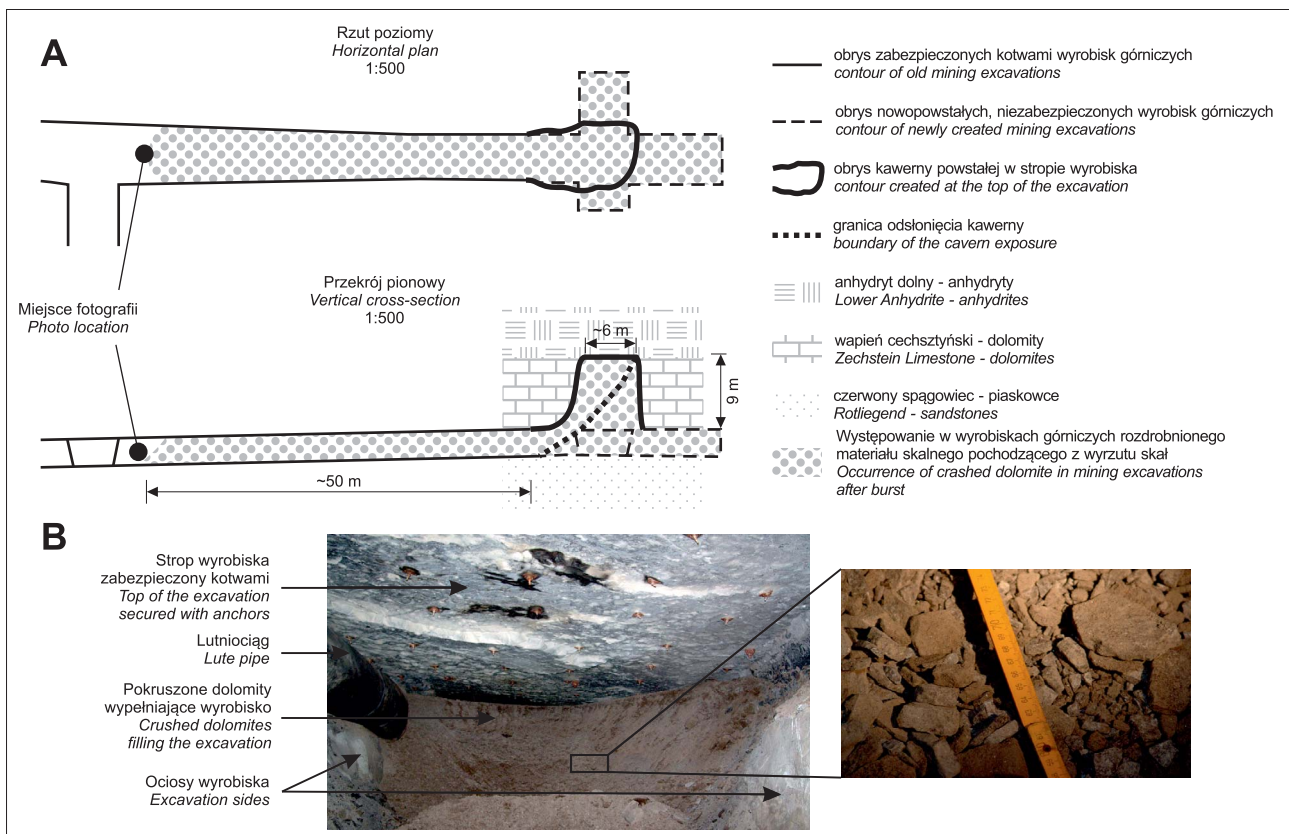
**Fig. 2.** Lithological-sedimentological log of the Zechstein Limestone in the borehole drilled at the top of the excavation in the Rudna Copper Mine: A, B, C, D – polarizing microscope image, single nicol (based on Poszytek, Suchan, 2016 – modified)

jeszcze zabezpieczone kotwami (ryc. 3A). W wyniku wyrzutu w stropie wyrobiska powstała kawerna o głębokości 9 m i szerokości ok. 6 m. Wyrobisko zostało zasypane drobno pokruszonym materiałem skalnym na długości ok. 50 m. Rozdrobnione skały to jasnobrązowe dolosparty z widoczną makroskopowo porowatością, ich okruchy były płaskie i miały wymiary od 1 cm do kilkunastu cm (ryc. 3B). Kawerna powstała wyłącznie w obrębie utworów wapienia cechsztyńskiego, natomiast wyżej leżące anhydryty nie zostały zniszczone. Do czasu wyrzutu w 2009 r. w kopalniach rud miedzi KGHM Polska Miedź S.A. nie notowano występowania pułapek gazowych, pomimo że kilkadziesiąt kilometrów na północny wschód od kopalni występują złoża gazu ziemnego w utworach czerwonego spągowca i wapienia cechsztyńskiego (ryc. 1A). Od czasu wyrzutu stwierdzono wiele pułapek gazowych w stropie wyrobisk (Suchan i in., 2013).

## MATERIAŁ I METODY BADAŃ

Do badań wybrano 39 próbek z rdzeni z 12 odwiertów znajdujących się w strefie zagrożenia gazowego. Otwory wiercono w stropie wyrobisk górniczych, który w kopalni Rudna jest zlokalizowany w dolnej części wapienia cechsztyńskiego. Prace te wykonywano w celu rozpoznania występowania gazu i ewentualnego odgazowania górotworu. Średnica rdzeni wynosiła ok. 3,6 cm. Wszystkie próbki opisano makroskopowo i wykonano z nich 39 płytek cienkich, 14 próbek analizowano przy użyciu mikrotomografii rentgenowskiej, 8 próbek poddano badaniom porozymetrii rtęciowej i adsorpcji argonem oraz 14 próbek zbadano z wykorzystaniem ultradźwięków i niszczących testów wytrzymałościowych metodą brazylijską.

Obserwacje mikroskopowe wykonano na Wydziale Geologii Uniwersytetu Warszawskiego (WG UW) za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego oraz skaningowego mikro-



**Ryc. 3. A** – schematy obszaru wyrzutu gazu i skał; **B** – obszar wyrzutu gazu i skał  
**Fig. 3. A** – sketches of the area of gas and crashed rocks burst; **B** – the area of gas and crashed rocks burst

skopu elektronowego (JSM380 LA). Celem obserwacji był opis struktury i tekstury badanych skał oraz występującej w nich porowatości. Analizę porowatości wykonano przy wykorzystaniu programu ImageJ, który służy do analizy obrazu.

Mikrotomografię rentgenowską, porozymetrię rțeciową oraz adsorpcję argonem przeprowadzono w Instytucie Nafty i Gazu – Państwowym Instytucie Badawczym, w Krakowie w celu określenia wielkości porowatości oraz charakteru rozkładu porów w badanych skałach. Mikrotomografię rentgenowską wykonano przy użyciu aparatu Benchtop CT160Xi (Nikon), którego rozdzielczość dla badanych próbek wynosiła 6  $\mu\text{m}$  (1 voxel = 6  $\times$  6  $\times$  6  $\mu\text{m}^3$ ). Z mikrotomografii rentgenowskiej uzyskano wielkości porowatości, wizualizacje 3D porowatości oraz wykresy rozkładu porów z podziałem na klasy ich wielkości. Porozymetrię rțeciową wykonano na porozymetrze AutoPore IV 9500 i otrzymano wielkości porowatości efektywnej, przepuszczalności oraz wykresy rozkładu porów. Na wykresach rozkładu porów pierwsze piki (od 400 do 40 mikronów) są związane z efektami krawędziowymi, prawdopodobnie odpowiadającymi pęknięciom i nieregularnościom powierzchni próbek, i z rozlewaniem się rțęci na zewnętrzną powierzchnię próbki w początkowych fazach wzrostu ciśnienia (Jarzyna i in., 2007). Podane wartości porowatości efektywnej zostały skorygowane o ten efekt. Porozymetria rțeciowa znajduje zastosowanie w skałach, w których przepływ następuje zgodnie z prawem Darc’ya. W porach o wielkości <100 nm ruch mediów odbywa się na zasadzie adsorpcji. Dlatego do opisu rozkładu tych najmniejszych porów wykorzystano metodę adsorpcji argonu (Barret i in., 1951; Dudek, Kowalska-Włodarczyk, 2014),

uzyskując wielkości porowatości oraz wykresy rozkładu porów.

Badania z wykorzystaniem ultradźwięków wykonano na WG UW. Do pomiarów zastosowano defektoskop ultradźwiękowy DEF8USB wyposażony w głowicę nadawczą i odbiorczą o częstotliwości sygnału 0,5 MHz przy użyciu oprogramowania M. Lew LAB. Celem badań było określenie anizotropii akustycznej badanych próbek na podstawie pomiaru prędkości fali podługnej, wykonywanej w kierunku prostopadłym ( $V_{pd}$ ) i równoległym ( $V_{ph}$ ) do osi próbki. Anizotropia została obliczona przez podzielenie prędkości fali w kierunku prostopadłym do osi próbki przez prędkość fali w kierunku równoległym do osi próbki ( $A_p = V_{pd} / V_{ph}$ ). Efektem badań były wyniki anizotropii akustycznej oraz wykresy przedstawiające prędkość rozchodzenia się fal ultradźwiękowych w dwóch prostopadłych kierunkach. Po porównaniu wyników badań z wykorzystaniem ultradźwięków z wynikami pozostałych badań, określono wpływ struktury i tekstury skał oraz wykształcenia porowatości na anizotropię akustyczną w badanych skałach.

Testy wytrzymałości na rozciąganie skał przeprowadzono na WG UW, metodą brazylijską, zgodnie z Polską Normą PN-G-04302-97 (1997). Efektem badań były wartości siły niszczącej ( $R_t$ ) dla próbek oraz wykresy zależności naprężenia osiowego od odkształcenia z jednoosiowych pośrednich testów wytrzymałości na rozciąganie, które pozwoliły śledzić ścieżki deformacji dla poszczególnych próbek.

Próbki po testach zniszczeniowych zostały opisane pod względem charakterystyki stref zniszczenia, w tym stopnia oraz zasięgu zniszczenia próbek w zależności od litologii skał. Pozwoliło to na wnioskowanie na temat propagacji spękań w poszczególnych wydzieleniach facjalnych prowadzonych podczas prac górniczych.

## WYNIKI BADAŃ

Na podstawie analiz mikroskopowych i badań właściwości petrofizycznych opisano trzy typy dolomitów budujących poziom zbiornikowy: dolosparyty o wysokich właściwościach zbiornikowych (Dsh), dolosparyty o niskich właściwościach zbiornikowych (Dsl) i dolomikryty (Dm). Porowatość w obrębie Dsh była obserwowana makroskopowo na powierzchni rdzeni, a mikroskopowo wykazywała dobrze rozbudowaną sieć (ryc. 4C). W Dsh stwierdzono najwyższe klasy objętości porów z analiz mikroskopowych (ryc. 4C, E, G) i mikrotomografii rentgenowskiej (ryc. 4A, B, 5B), w obrębie których występują duże nieregularne pory o wielkości  $>300 \mu\text{m}$ . Pory te są częściowo wypełnione euhedralnymi kryształami dolomitu, których wielkość przekracza  $100 \mu\text{m}$  (ryc. 4E, G). Tak duże pory nie były rejestrowane podczas porozymetrii rтєciowej, stąd prawdopodobnie są to pory o charakterze izolowanym (zamkniętym), które nie uczestniczą w przepływie mediów, jednak mogą akumulować gaz. Facje Dsh mają także wysoki współczynnik porowatości efektywnej (ok. 5%), a rozkład średnic porów otwartych wskazuje na obecność największych średnic porów ze wszystkich typów dolomitów (ryc. 4C). I choć Dsl charakteryzują się zbliżoną porowatością efektywną do Dsh, to średnice porów Dsl są znacznie niższe (ryc. 5C). Także przepuszczalność Dsl wynosi  $<0,1 \text{ mD}$ , podczas gdy przepuszczalność Dsh wynosi ok.  $4 \text{ mD}$  (ryc. 4C). Obserwacje mikroskopowe oraz badania mikrotomograficzne Dm wskazują na obecność niewielkiej porowatości, odpowiednio 3% i 0,7% (ryc. 5A, B). Jednak badania porozymetryczne Dm wskazują, że porowatość efektywna wynosi poniżej 0,1%. Na tej podstawie można wnioskować, że pory opisane podczas obserwacji mikroskopowych i badań mikrotomografii rentgenowskiej mają charakter zamknięty, przez co nie zostały zidentyfikowane w badaniach porozymetrycznych. Dodatkowo Dm wykazują znikomą przepuszczalność rzędu  $0,001 \text{ mD}$ , dlatego można je zaklasyfikować do skał uszczelniających.

Najmniejsze pory, o wielkości  $<100 \text{ nm}$ , zidentyfikowane na podstawie adsorpcji argonu, mają bardzo zbliżone wykształcenie we wszystkich typach dolomitów (ryc. 5D). Tylko w Dm występuje najwyższa objętość nanoporów (ryc. 5D). Pomimo to, udział nanoporów we wszystkich próbkach jest znikomy w stosunku do porowatości określonej na podstawie obserwacji mikroskopowych (ryc. 5A) i porozymetrii rтєciowej (ryc. 5C).

Badania z wykorzystaniem ultradźwięków wykazały, że Dm cechują się wysoką izotropowością, a Dsh wysoką anizotropowością. Natomiast Dsl mają pośrednią anizotropowość w porównaniu do Dsh i Dm (ryc. 5E).

Badania geomechaniczne wykazały bardzo zbliżone ścieżki deformacji wszystkich typów dolomitów (ryc. 5F). Wytrzymałość Dsh jest najniższa ze wszystkich typów dolomitów, natomiast Dsl mają najwyższą wytrzymałość, a Dm cechują się wartościami pośrednimi (ryc. 5F). Analiza efektów zniszczenia dolomitów po testach geomechanicznych (ryc. 5G) pozwoliła stwierdzić, że w Dsh powstaje szeroka (do  $16 \text{ mm}$ ) strefa spekań o nieregularnym przebiegu. Spekania te tworzą złożoną, miejscami anastomozującą sieć. W Dm powstała wąska strefą zniszczenia, która występuje jako główne pojedyncze spekanie oraz drobne spekania w zewnętrznych częściach próbki. W przypadku Dsl strefa zniszczenia ma mniejszą gęstość spekań

w porównaniu do Dsh, jednak jest bardziej rozbudowana niż w Dm.

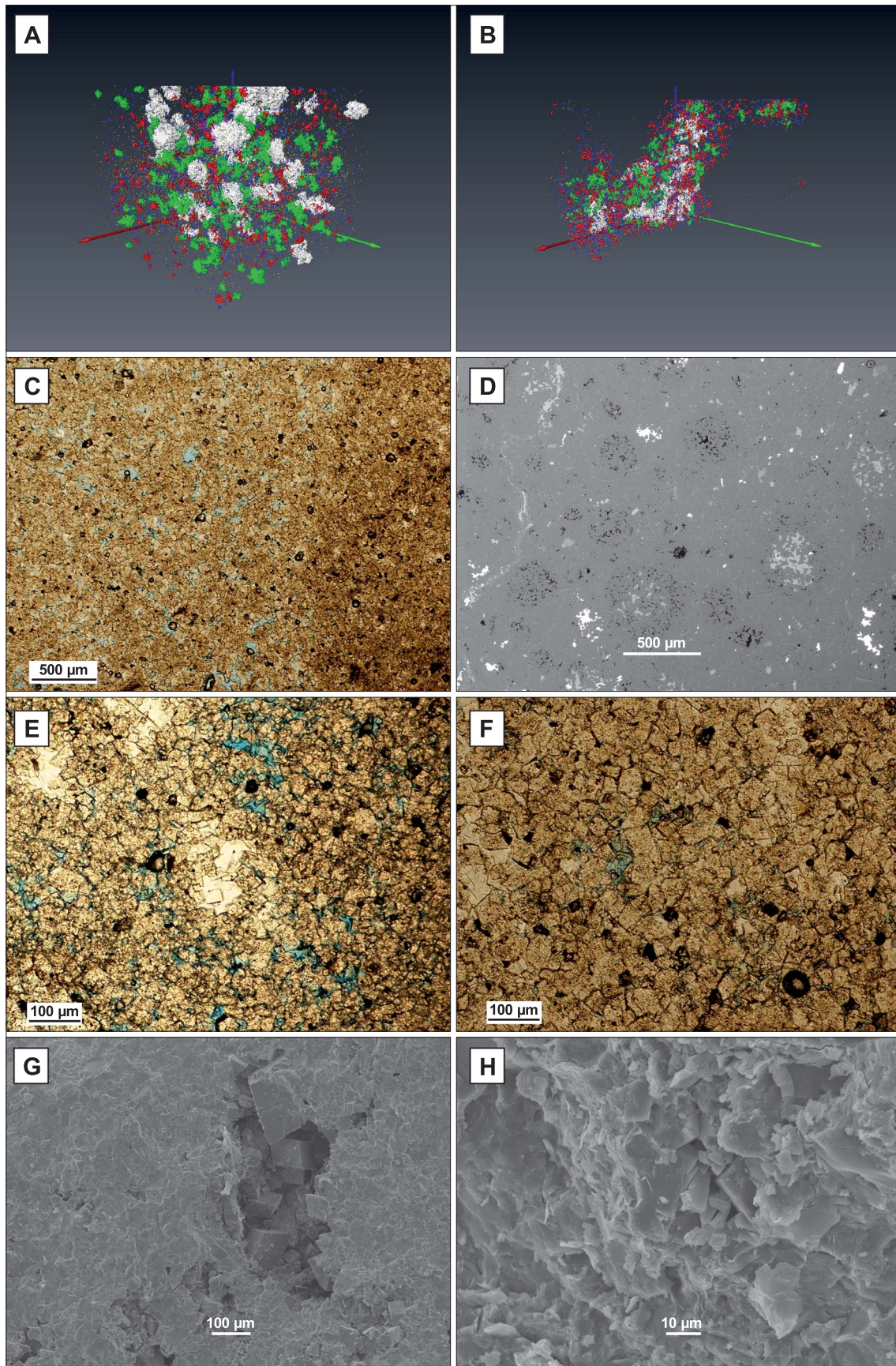
Na podstawie obserwacji makroskopowych i wizualizacji 3D badań mikrotomograficznych (ryc. 4A, B, C) można stwierdzić, że występowanie przestrzenne Dsh jest ograniczone przez Dsl i Dm, tworząc izolowaną enklawę dolomitów z wysoką porowatością i przepuszczalnością. Z podobną sytuacją można się spotkać przy opisie badanych rdzeni wiertniczych, gdzie strefa z widoczną makroskopowo porowatością występuje nieregularnie w dolomitach pozbawionych porowatości widocznej makroskopowo. Na tej podstawie można wnioskować, że w stropie w północnej części kopalni rud *Rudna* występuje poziom zbiornikowy nasycony gazem, zbudowany z facji Dsh, Dsl i Dm ułożonych mozaikowo w górotworze (ryc. 6A).

Obecnie w kopalni *Rudna* jest prowadzony monitoring wystąpień gazu w stropie wyrobisk oraz odgazowanie górotworu otworami w stropie na kilkadziesiąt metrów przed przodkiem. Prace te wskazują, że dopływ gazu do otworu jest zróżnicowany w czasie. Zazwyczaj wraz z wykonaniem otworu przyływ gazu jest największy i stopniowo maleje w czasie. Jednak są też otwory, w których nie notuje się dopływu wraz z wykonaniem otworu, natomiast pojawia się on po pewnym czasie. Są też otwory, w których dopływ gazu jest nierównomierny, skokowy, odnawiający się co pewien czas.

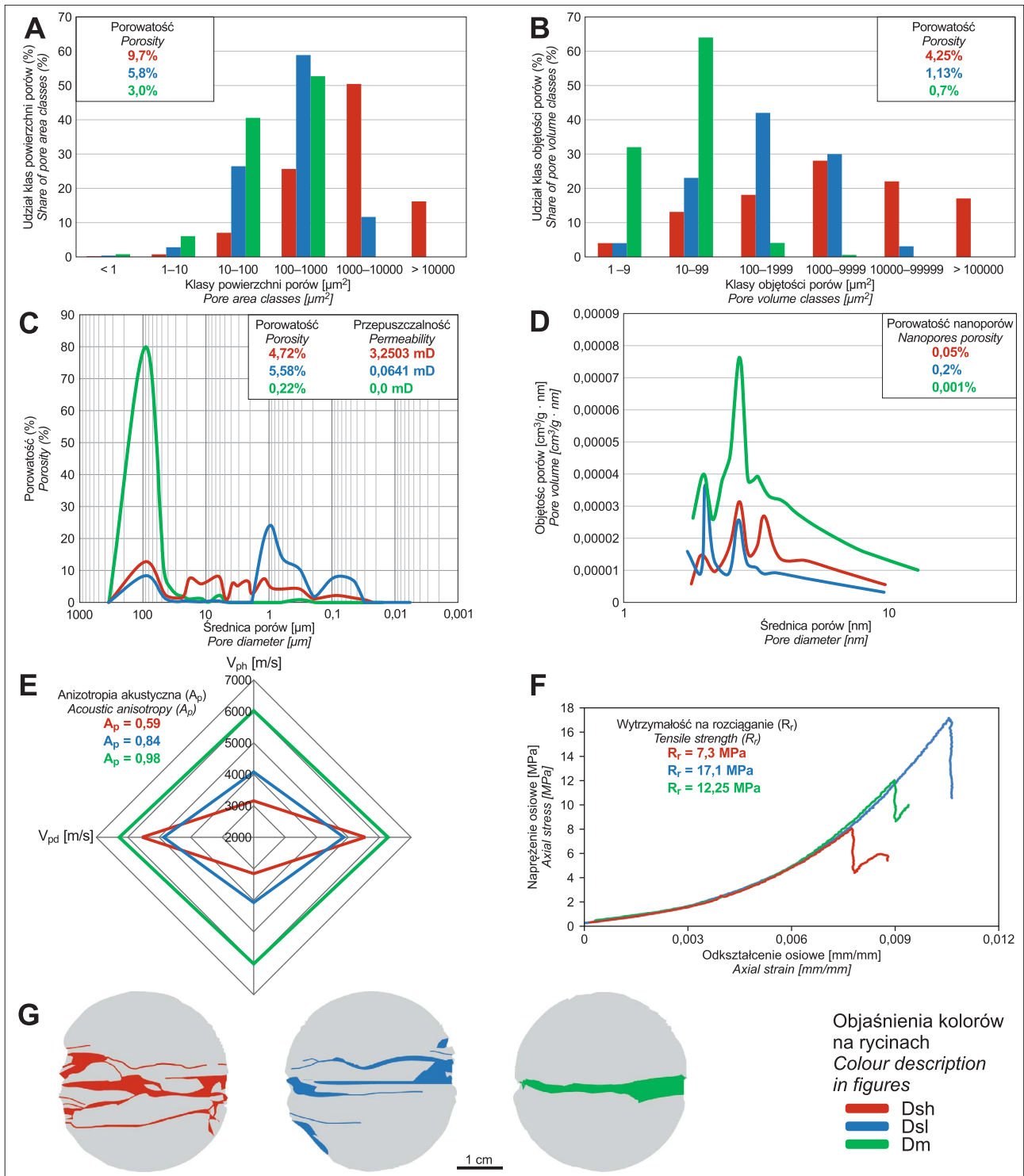
## DYSKUSJA

Obserwacje mikroskopowe oraz badania mikrotomograficzne wskazują, że rozkład porowatości jest niejednorodny w obrębie poziomu zbiornikowego. Odpowiadają za to procesy wczesno- i późnodiagenetyczne, które doprowadziły do zróżnicowania litofacjalnego badanych skał oraz odmiennego rozwoju porowatości (Poszytek, Suchan, 2016). Autorzy są zdania, że już w węglanowych protoplastach dolosparytów występowała dobrze rozwinięta porowatość, powstała podczas wczesnodiagenetycznej dolomityzacji oraz rozpuszczania np. aragonitowych fragmentów skorupki czy ooidów (ryc. 4D). W trakcie późnej diagenetyzacji doszło do kolejnego rozpuszczania w obrębie dolosparytów, powodującego wzrost dotychczasowej porowatości przez powstanie kawern i wug (*vug*) o średnicach nawet powyżej  $300 \mu\text{m}$  (ryc. 4E, G).

Drugim procesem, który zróżnicował właściwości zbiornikowe dolosparytów, była późnodiagenetyczna cementacja. Miała ona miejsce w tym samym czasie co rozpuszczanie późnodiagenetyczne (Poszytek, Suchan, 2016). Rozpuszczone składniki mineralne były transportowane na niewielką odległość, gdzie wytrącały się w postaci cementów rozproszonych w matrycy skalnej (ryc. 4C, F, H) lub jako duże euhedralne kryształy dolomitu, które częściowo wypełniły większe pory (ryc. 4E, G). Proces ten doprowadził do obniżenia właściwości zbiornikowych części dolosparytów i wykształcenia facji Dsl o znacznie niższej wielkości porów i przepuszczalności w stosunku do facji Dsh. Dolomikryty (Dm) po etapie wczesnej diagenetyzacji charakteryzowały się znacznie niższą porowatością w stosunku do dolosparytów, przez co ich dostępność dla migrujących roztworów podczas późnej diagenetyzacji była mniejsza niż w przypadku dolosparytów. Stąd w dolomikrytach nie obserwuje się dużych porów powstałych z rozpuszczania (ryc. 5A, B), a ich właściwości zbiornikowe są bardzo niskie. W dolomikrytach zachował się także najwyższy udział



**Ryc. 4.** Wykształcenie poziomu zbiornikowego: **A, B** – obraz porowatości 3D z mikrotomografii rentgenowskiej z podziałem na klasy wielkości porów; **C, E, F** – obraz z mikroskopu polaryzacyjnego (pojedynczy nikol); **D** – obraz SEM płytki cienkiej; **E, F** – obraz SEM przełamu próbki  
**Fig. 4.** Development of the reservoir horizon: **A, B** – 3D X-ray microtomography image of porosity with division into pore size classes; **C, E, F** – polarizing microscope image (single nicol); **D** – SEM image of a thin section; **E, F** – SEM image of a sample fracture



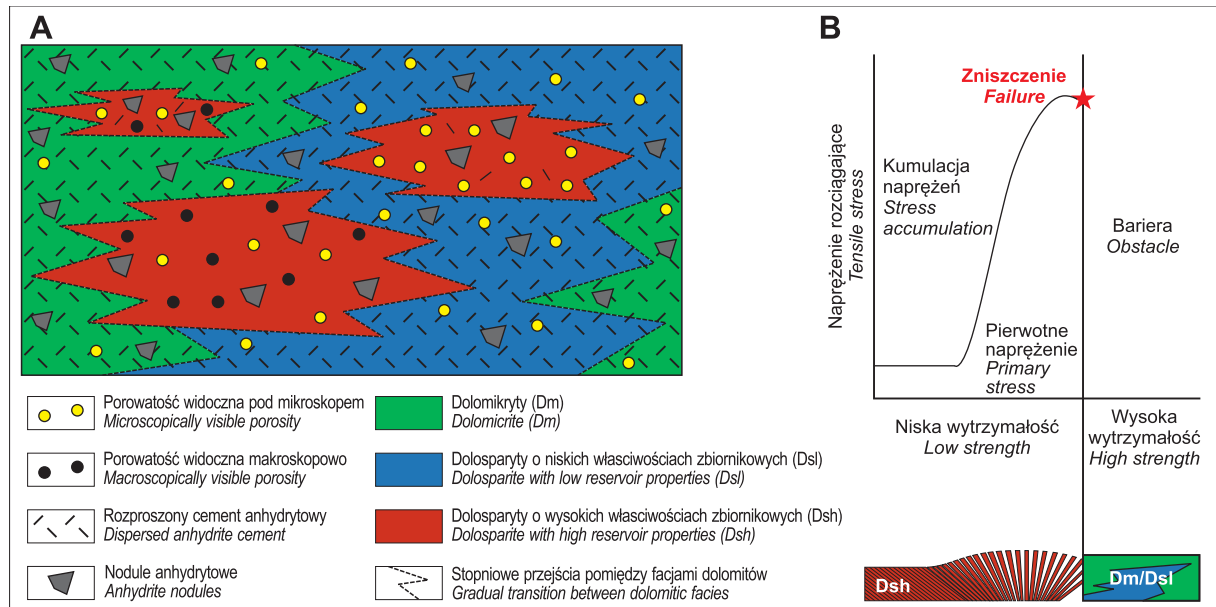
**Ryc. 5.** Wyniki badań próbek z poziomu zbiornikowego. **A** – rozkład klas powierzchni porów z ImageJ; **B** – rozkład klas objętości porów z mikrotomografią rentgenowskiej; **C** – rozkład wielkości porów i kanałów z porozymetrii rtęciowej; **D** – wyniki badań adsorpcji argonu; **E** – wyniki badań z wykorzystaniem ultradźwięków; **F** – napężenie osiowe a odkształcenie z jednoosiowych pośrednich testów wytrzymałości na rozciąganie; **G** – damage zones induced by tensile strength tests of dolomites (na podstawie Poszytek, Suchan, 2016; Poszytek i in., 2018, 2020, 2021 – zmienione)

**Fig. 5.** Results of tested samples from the reservoir horizon. **A** – distribution of pore area classes from ImageJ; **B** – distribution of pore volume classes from X-ray microtomography; **C** – distribution of pore and throat from mercury porosimetry; **D** – argon adsorption results; **E** – ultrasound test results; **F** – axial stress vs. strain from uniaxial indirect tensile strength tests; **G** – strefy zniszczenia dolomitów indukowane w wyniku badania wytrzymałości na rozciąganie (based on Poszytek, Suchan, 2016; Poszytek et al., 2018, 2020, 2021 – modified)

nanoporów (ryc. 5D), podczas gdy większość nanoporów w obrębie Dsh i Dsl została zamknięta lub przekształciła się w większe pory na skutek procesów wczesnodiagenetycznego rozpuszczania i dolomityzacji. Nanopory stwier-

dzone w badaniach adsorpcji argonem są zatem reliktem z wczesnych etapów powstania dolosparytów.

Zróżnicowanie porowatości wynikające z wykształcenia szkieletu skalnego i występowania cementów znajduje od-



Ryc. 6. A – model litofacjalny pułapki dla gazu; B – naprężenia na granicy litofacji (na podstawie Tarasov i in., 2017)  
 Fig. 6. A – lithofacies model of gas trap; B – stress at the lithofacies boundary (based on Tarasov et al., 2017)

zwierciedlenie w badaniach z wykorzystaniem ultradźwięków. Wysoka izotropowość akustyczna Dm może wynikać z równomiernego rozkładu porów i jednorodnej matrycy skalnej. Dolosparyty facji Dsh i Dsl charakteryzują się występowaniem stref o podwyższonej i obniżonej porowatości, co prowadzi do zróżnicowanej propagacji fal ultradźwiękowych i anizotropii akustycznej w tych skałach (ryc. 5E).

Zróżnicowane wykształcenie facjalne i porowatość ma także wpływ na parametry wytrzymałościowe dolosparytów i dolomikrytów. Najniższą wytrzymałością charakteryzują się facje Dsh, co wynika z obecności dużej ilości i wielkości porów (ryc. 5F) obniżających wytrzymałość matrycy skalnej. Najwyższą wytrzymałość mają facje Dsl, co może być związane z późnodiagenetyczną cementacją tych skał, która spowodowała obniżenie pierwotnej porowatości, zwiększając dzięki temu ich wytrzymałość. Porowatość występuje wprawdzie w obrębie dolomikrytów Dm (ryc. 5A, B), jednak skały te nie uległy intensywnemu rozpuszczaniu i w konsekwencji ich wytrzymałość nie została osłabiona tak jak w przypadku facji Dsh. Facja Dm nie była też poddana intensywnej cementacji, dlatego wytrzymałość jej szkieletu skalnego nie została wzmocniona, tak jak w przypadku Dsl.

Współkształtny przebieg ścieżek deformacji dla wszystkich typów dolomitów, zarejestrowany podczas testów zniszczeniowych (ryc. 5F), wskazuje na podobny mechanizm zniszczenia mogący wynikać z podobnego wykształcenia litologicznego próbek (Poszytek, Suchan, 2016).

Wykonane badania wskazują, że Dsh ma najwyższy potencjał zbiornikowy dla akumulacji gazu, jednak Dsl i Dm wykazują także obecność porowatości zarówno otwartej, jak i zamkniętej, w której może być zakumulowany gaz. Facja Dsh pomimo obecności porowatości efektywnej i przepuszczalności jest izolowana przez Dsl i Dm, które mają bardzo niską przepuszczalność (ryc. 6A). Taki układ facjalny wskazuje, że występują tu pułapki typu *tight* (zaciśnięte). Pułapki te powstają m.in. na skutek intensywnych procesów cementacji, które zaszły po napełnieniu skały zbiornikowej gazem (Kiersnowski i in., 2010).

Cechują się one niską przepuszczalnością (<0,01 mD), co uniemożliwia migrację gazu poza tę fację.

W warunkach bardzo niskiej przepuszczalności ośrodek gaz może przemieszczać się tylko na drodze adsorpcji. Wykonane badania adsorpcji argonem wykazały bardzo zbliżone wykształcenie porów o średnicach <100 nm we wszystkich typach dolomitów (ryc. 5D), a udział nanoporów jest znikomy w stosunku do porowatości określonej na podstawie obserwacji mikroskopowych (ryc. 5A) i porozymetrii rтעיowej (ryc. 5C). Wyniki te wskazują, że przemieszczanie się gazu drogą adsorpcji było prawdopodobnie niewielkie, a decydującą rolę w napełnieniu pułapek gazem pełnił przepływ zgodny z prawem Darc'ya. Na tej podstawie można wnioskować, że pułapki gazowe powstały przed lub w tym samym czasie co późnodiagenetyczna cementacja skał zbiornikowych.

W konwencjonalnych pułapkach gaz przemieszcza się swobodnie, a granice jego występowania są ograniczone przez wodę złożową w spągu oraz skały lub struktury uszczelniające (np. uskoki). W odróżnieniu od nich pułapki typu *tight* wykazują stopniowy charakter granic związany z procesami diagenetycznymi ograniczającymi porowatość.

Pułapki gazowe występujące w stropie kopalni Rudna są stabilne przy zachowaniu naprężeń, w jakich się uformowały (Zoback, 2007). Testy zniszczeniowe potwierdziły, że zmiana naprężeń może doprowadzić do zniszczenia struktury skały i rozszczelnienia pułapki gazowej. Za zmianę naprężeń w górotworze mogą odpowiadać prace górnicze. Największe zmiany układu naprężeń w górotworze mogą generować roboty strzałowe prowadzone na przedkach. Jednak wyniki badań geomechanicznych pokazały, że już 7 MPa może doprowadzić do zniszczenia Dsh (ryc. 6B), dlatego powstanie spękań może być wygenerowane przy użyciu niewielkich sił. Już samo wykonanie otworu wiertniczego w obręb badanych skał prowadzi do lokalnej zmiany układu naprężeń. W efekcie skała zbiornikowa ulega spękanu wokół otworu i na jego przedpolu, co powoduje uwolnienie gazu z pułapki. Ze względu na najwyższy potencjał zbiornikowy dolosparyt Dsh może zakumulować najwięcej gazu. Wraz ze wzrostem ilości gazu rośnie jego ciśnienie, co dodatkowo obniża niską wytrzymałość Dsh.

Stąd są one w pierwszej kolejności predysponowane do powstania spękań.

Zakładając falowy charakter propagacji naprężenia w górotworze (np. Tarasov i in., 2017), przy granicy ośrodków o odmiennych właściwościach geomechanicznych może dojść do kumulacji naprężeń po stronie ośrodka o niższej wytrzymałości. Ośrodek o wyższej wytrzymałości pełni wtedy rolę bariery, która powstrzymuje propagację naprężenia i równocześnie powoduje jego kumulację po stronie ośrodka o niższej wytrzymałości (ryc. 6B). Występowanie Dsh w postaci izolowanych enklaw w obrębie Dsl i Dm, które mają większą wytrzymałość geomechaniczną niż Dsh, powoduje, że w Dsh dochodzi do kumulacji niewielkich naprężeń, mających źródło w prowadzonych robotach górniczych, a barierą dla propagacji naprężeń są sąsiadujące facje Dsl i Dm. W takim ułożeniu przestrzennym kumulacja nawet niewielkich naprężeń może prowadzić do zniszczenia Dsh (ryc. 6B). W konsekwencji uruchomione zostają nowe drogi migracji, co może powodować nierównomierny, skokowy dopływ gazu do otworu ze stref, które dotychczas nie były z nim skomunikowane lub uruchomienie dopływu gazu do otworu, w którym początkowo dopływu nie było.

Skala wyrzutu gazu i skał z 2009 r. wskazuje, że kumulacja naprężeń zaszła na granicy dolomitów i powyżej położonego anhydrytu. Anhydryt, który charakteryzuje się wyższą wytrzymałością od dolomitów, prawdopodobnie stanowił barierę dla propagacji naprężeń. Dlatego jego powierzchnia nie została naruszona w trakcie wyrzutu. Kumulacja naprężeń w niezabezpieczonym stropie, przy granicy dolomitów i anhydrytu spowodowała silne spękanie dolomitów i uwolnienie gazu, doprowadzając do wyrzutu gazu i pokruszonych skał do wyrobiska górniczego.

Postępująca eksploatacja rud miedzi powoduje, że front eksploatacji przesuwają się coraz bardziej na północny wschód, w kierunku centrum basenu cechsztyńskiego, stąd miąższość wapienia cechsztyńskiego w stropie wyrobisk będzie coraz mniejsza. W centralnej części basenu wapień cechsztyński nie występuje, a bezpośrednio na utworach czerwonego spągowca zalega anhydryt dolny (Peryt i in., 2010). Taka sytuacja wskazuje, że problem samonapełniających się pułapek gazowych w stropie wyrobisk może zniknąć po przekroczeniu granicy występowania utworów wapienia cechsztyńskiego w basenie permskim. Jednak nie oznacza to zakończenia napływu gazu do wyrobisk górniczych.

Gaz zakumulowany na północny wschód od kopalni *Rudna* w złożach w obrębie utworów czerwonego spągowca i wapienia cechsztyńskiego ma takie samo pochodzenie jak gaz występujący w stropie wyrobisk kopalni *Rudna* (Kotarba i in., 2017). Jest to gaz, który wygenerował z utworów karbońskich występujących w podłożu monokliny przedsudeckiej, a następnie migrował ku górze przez porowate i spękane skały. Utwory anhydrytu dolnego są regionalnym uszczelnieniem licznych pułapek złożowych na monoklinie przedsudeckiej (Karnkowski, 1999). Migrujący gaz mógł zostać zakumulowany w utworach wapienia cechsztyńskiego w stropie kopalni *Rudna*. Właściwości petrofizyczne skały zbiornikowej zdefiniowały powstanie niewielkich lokalnych pułapek litofacjalnych gazu w obrębie dolosparytu Dsh ograniczonego przez dolosparyt Dsl i dolomikryt Dm. Wraz z zanikiem wapienia cechsztyńskiego w basenie anhydryt dolny będzie nadal pełnił funk-

cję skały uszczelniającej dla pionowej migracji gazu, jednak gaz będzie się gromadził w niższych ległych piaskowcach facji czerwonego spągowca, podobnie jak ma to miejsce w złożach gazu ziemnego zlokalizowanych kilkadziesiąt kilometrów na północny wschód od kopalni *Rudna* (Karnkowski, 1999). Należy podkreślić, że pomimo iż na obszarze kopalni *Rudna* właściwości zbiornikowe piaskowców czerwonego spągowca są niskie, to wykazują one stopniowy wzrost porowatości i przepuszczalności w kierunku północno-wschodnim, osiągając w obrębie złóż gazu ziemnego porowatość powyżej 20% i przepuszczalność do kilkuset mD (Poszytek, 2014). Biorąc to pod uwagę, można wnioskować, że piaskowce czerwonego spągowca mogą zakumulować znacznie więcej gazu niż opisane w artykule dolosparyty Dsh. Dlatego niezbędne jest prowadzenie dalszych prac w celu dokładnego opisu wykształcenia facjalnego oraz właściwości zbiornikowych skał w stropowych partiach utworów czerwonego spągowca, które są miejscem wykonywania wyrobisk górniczych w kopalni *Rudna*.

## PODSUMOWANIE

Na podstawie wykonanych badań stwierdzono, że pułapki gazowe w stropie wyrobisk kopalni *Rudna* można zaklasyfikować do typu *tight* i są one związane z występowaniem dolomitów o wysokich właściwościach zbiornikowych, ograniczonych przestrzennie przez dolomity o niskich właściwościach zbiornikowych. Wykształcenie pułapek gazowych jest związane z wczesno- i późnodiagenetycznym rozpuszczaniem, cementacją i dolomityzacją skał zbiornikowych.

Uwolnienie gazu z pułapek typu *tight* może nastąpić przez zniszczenie struktury dolomitów na skutek zmiany układu naprężeń w górotworze. Źródłem generującym zmianę naprężeń w górotworze mogą być prace górnicze prowadzone w wyrobiskach. Mozaikowy układ facji zbiornikowych w górotworze sprzyja kumulacji naprężeń przy granicy skał o zróżnicowanej wytrzymałości geomechanicznej. W efekcie nawet niewielka zmiana naprężeń może doprowadzić do rozszczelnienia pułapki i powstania nowych dróg migracji dla gazu.

Wyrobiska górnicze w rejonie kopalni *Rudna* prowadzone są w obrębie stropowych partii czerwonego spągowca, stanowiącego skałę zbiornikową dla złóż gazu ziemnego znajdujących się w odległości kilkadziesiąt kilometrów na północny wschód od kopalni *Rudna*. Wraz z postępem prac górniczych konieczne jest dokładne rozpoznanie i monitorowanie tych skał. Wydaje się, że potencjalne zagrożenie gazowe może być wyższe podczas prac w obrębie piaskowców czerwonego spągowca niż w przypadku dolomitów ze stropu wyrobisk, ze względu na ich potencjalnie wyższe właściwości zbiornikowe.

Autorzy dziękują Dyrekcji kopalni rud miedzi *Rudna* za wyrażenie zgody na realizację badań na terenie kopalni oraz pracownikom działu geologicznego kopalni za pomoc w zgromadzeniu próbek do badań oraz liczne dyskusje otrzymanych wyników. Dziękujemy również anonimowemu recenzentowi oraz Panu Doktorowi Pawłowi Raczyńskiemu za cenne uwagi i konstruktywną krytykę w recenzjach, które pozwoliły udoskonalić treść artykułu. Składamy też podziękowania Pani Profesor Joannie Rotnickiej-Dłużewskiej za liczne wskazówki dotyczące redakcji artykułu.

## LITERATURA

- BARRET E.P., JOYNER L.G., HALENDA P.P. 1951 – The determination of pore volume and area distribution in porous substances. Computations from Nitrogen Isotherms. *J. Amer. Chem. Soc.*, 73 (1): 373–380.
- DUDEK L., KOWALSKA-WŁODARCZYK M. 2014 – Pragmatyczne podejście do adsorpcji w skałach łupkowych złóż typu shale gas. *Nafta-Gaz*, 7 (1): 416–424.
- JARZYNA J., PUSKARCZYK E., WÓJCIK A., SEMYRKA R. 2007 – Pomiary MRJ oraz badania porozymetryczne na wybranych próbkach skał z Karpat Zachodnich. *Geologia*, 33: 211–236.
- KARNKOWSKI P.H. 1999 – Origin and evolution of the Polish Rotliegend Basin. *Pol. Geol. Inst., Spec. Pap.*, 3: 1–93.
- KIERSNOWSKI H., BUNIAK A., KUBERSKA M., SROKOWSKA-OKOŃSKA A. 2010 – Występowanie gazu ziemnego zamkniętego w piaskowcach czerwonego spagowca Polski. *Prz. Geol.*, 58: 335–346.
- KIJEWSKI P. 1981 – Dolomityzacja skał węglanowych Ca1 w rejonie kopalni rud miedzi. *Prz. Geol.*, 10: 501–507.
- KOTARBA M.J., BILKIEWICZ E., MANECKI M., PAWLIK W., CIESIELCZYK A., SELEROWICZ T. 2017 – Pochodzenie i zagrożenia siarkowodorem i wysokociśnieniowym gazem ziemnym w złożu kopalni rud miedzi Polkowice-Sieroszowice i Rudna – wstępne badania izotopowe i mineralogiczne. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 469: 9–34.
- OSZCZEPALSKI S. 1980 – Paleogeography, sedimentation and mineralization of the Z1 carbonate series (Zechstein) in the western part of the Fore-Sudetic Monocline (western Poland). *Contrib. Sedimen.*, 9: 307–323.
- PERYT T.M. 1978 – Sedimentology and paleoecology of the Zechstein Limestone (Upper Permian) in the Fore-Sudetic area (western Poland). *Sedimen. Geol.*, 20: 217–243.
- PERYT T.M. 1984 – Sedimentation and early diagenesis of the Zechstein Limestone in Western Poland. *Pr. Inst. Geol.*, 109: 1–70.
- PERYT T.M., GELUK M.C., MATHIESEN A., PAUL J., SMITH K. 2010 – Zechstein. [W:] Doornenbal J.C., Stevenson A.G. (red.), *Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area*. EAGE Publications, Houten: 123–147.
- PERYT T.M., OSZCZEPALSKI S. 2007 – Facje i paleogeografia wapienia cechsztyńskiego. [W:] Piestrzyński A. (red.), *Monografia KGHM Polska Miedź S.A., Lubin*: 95–97.
- PERYT T.M., WAŻNY H. 1980 – Microfacies and geochemical development of the basin facies of the Zechstein Limestone (Ca1) in western Poland. *Contrib. Sediment.*, 9: 279–306.
- PIESTRZYŃSKI S. 2007 – Geneza złoża. [W:] Piestrzyński A. (red.) *Monografia KGHM Polska Miedź S.A., Lubin*: 282–284.
- PODEMSKI M. 1973 – Dedolomityzacja utworów cechsztyńskich w rejonie Lubina. *Kwart. Geol.*, 17: 487–496.
- POLSKA NORMA PN-C-89071:1993 – Wytrzymałość na rozciąganie w zakresie siły (25-3000) kN – Metoda Brazylijska.
- POSZYTEK A. 2014 – Reservoir properties of the Upper Rotliegend and the Weissliegend sandstones (Permian) in the Zielona Góra Basin (western Poland). *Geol. Quart.*, 58: 193–206.
- POSZYTEK A., DUDEK L., ROŻEK R. 2018 – Presence of natural gas in basinal facies of the Zechstein Limestone in a copper mine in SW Poland. *J. Petrol. Geol.*, 41: 67–83.
- POSZYTEK A., ŁUKASZEWSKI P., WŁODARCZYK M. 2021 – Anizotropia akustyczna w utworach wapienia cechsztyńskiego (zachodnia Polska). *Prz. Geol.*, 69 (6): 386–388.
- POSZYTEK A., RYBAK-OSTROWSKA B., ŁUKASZEWSKI P., WŁODARCZYK M. 2020 – Gas traps stability in the Zechstein Limestone from the Rudna Copper Mine (SW Poland). *Inter. J. Earth Sci.*, 109: 439–463.
- POSZYTEK A., SUCHAN J. 2016 – A tight gas reservoir in the basinal facies of the Upper Permian Ca1 in the southwestern Zechstein Basin, Poland. *Facies*, 62; doi: 10.1007/s10347-015-0453-5
- SPECZIK S., OSZCZEPALSKI S., KARWASIECKA M. 2007 – Kupferschiefer – A hunt for new reserves. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 423: 173–188.
- SUCHAN J., ROŻEK R., HRYCIUK A. 2013 – Warunki sedymentacji i zróżnicowanie facjalne Wapienia Cechsztyńskiego a zagrożenie gazowe i gazogeodynamiczne w O/ZG „Rudna”, KGHM Polska Miedź S.A. V Konferencja Sedymentologiczna POKOS 5’2013.
- TARASOV B.G., GUZEV M.A., SADOVSKII V.M., CASSIDY M.J. 2017 – Modelling the mechanical structure of extreme shear ruptures with friction approaching zero generated in brittle materials. *Int. J. Fract.*, 207: 87–97.
- WAGNER R. 1994 – Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 146: 1–71.
- ZIELIŃSKI K., WIERCHOWIEC J. 2018 – Miedzioność ekwiwalentna mineralizacji polimetalicznej Cu, Ag, Zn, Pb na monoklinie przed-sudeckiej na przykładzie obszaru perspektywicznego Sulmierzyce-Odolanów. *Zesz. Nauk. IGSMiE PAN*, 106: 257–274.
- ZOBACK M.D. 2007 – *Reservoir Geomechanics*. Cambridge University Press.

Praca wpłynęła do redakcji 16.09.2024 r.

Akceptowano do druku 23.10.2024 r.