

Analiza petrograficzna i właściwości petrofizyczne skał jury środkowej w otworze wiertniczym Pabianice 1

Marta Kuberska¹



Petrographic analysis and petrophysical properties of Middle Jurassic rocks in the Pabianice 1 borehole. Prz. Geol., 73: 920–929; doi: 10.7306/2025.99

A b s t r a c t. The paper presents the results of detailed petrographic and petrophysical studies of Middle Jurassic rock samples from the Pabianice 1 borehole, obtained using a range of analytical methods (microscopic analysis, CL, SEM, EDS ISIS, XRD, porosimetry). Middle Jurassic rocks were subjected to detailed analysis due to the need for geological exploration of potential CO₂ storage sites. The samples represent mainly sandstones classified as quartz arenites, with minor amounts of mudstones, claystones, and rocks referred to as heteroliths. The main component of the rock grain framework is quartz. Feldspars, lithoclasts and mica occur in minor proportions. The dominant type of cement is carbonate and quartz, accompanied by authigenic clay minerals, and matrix. The rocks are

characterized by poor reservoir properties. The porosity of the sandstones does not exceed 15%, while in finer-grained rocks it reaches about 8%. The average permeability of the sandstones is about 13%, and in other rocks it is below 1%. The main processes that reduced the primary porosity of the sediments were compaction and diagenetic cementation. The rocks of the Upper Aalenian have relatively the best petrophysical properties and well-developed pore space.

Keywords: sandstones, heteroliths, diagenetic processes, pore space, Middle Jurassic, Łódź Trough

W latach 2009–2010 na strukturach geologicznych Lutomska i Tuszyńska, znajdujących się w obrębie niecki łódzkiej (synklinorium szczecińsko-miechowskie), przeprowadzono prace geologiczne związane z rozpoznaniem tych struktur pod kątem przydatności do składowania dwutlenku węgla (Wójcicki i in., 2012). Z uwagi na dotychczasowy, niewystarczający stopień rozpoznania obszaru dla rzeczywistego oszacowania potencjału sekwestracyjnego oraz brak otworów wiertniczych w centralnej części synklinorium, podjęto prace wiertnicze zakończone odwierceniem otworu Pabianice 1 (ryc. 1).

Jednocześnie, chociaż na obszarze Niżu Polskiego w utworach jury środkowej nie odkryto złóż węglowodorów, to wg Feldman-Olszewskiej (2007, 2008a, b, 2012a, b, c, d) analizy rozkładu facji mogą wskazywać na potencjalne poziomy skał macierzystych i zbiornikowych w obrębie jury środkowej. Hipoteza ta może być wsparta szczegółowymi badaniami petrograficznymi, które zostały po raz pierwszy wykonane dla tych osadów w rejonie Pabianic. W trakcie prac terenowych związanych z wierceniem stwierdzono, że struktura generalnie nie jest perspektywiczna na potrzeby sekwestracji CO₂ (Posyniak, Rosa, 2010; Modliński i in., 2013). Takie stwierdzenie wiąże się m.in. z prawdopodobieństwem kontaktu solanek z wodami podziemnymi z uwagi na położenie w strefie uskokowej i możliwą migracją CO₂. Wiarygodne modelowanie procesów zatłaczania CO₂ mogą być prowadzone tylko na podstawie wyników monitoringu, a badania wykonywane do tej pory są tylko wstępem do wieloetapowego rozpoznania składowisk (Wójcicki i in., 2012). Uzyskany

materiał rdzeniowy posłużył także do przeprowadzenia pogłębionej analizy petrograficznej opartej na badaniach mikroskopowych i rentgenowskich, a także do wykonania analiz petrofizycznych, które były przydatne do rozpoznania formacji i struktur do składowania CO₂ oraz wykorzystania do późniejszych interpretacji.



Ryc. 1. Lokalizacja otworu wiertniczego Pabianice 1 na tle jednostek piętra mezozoicznego (wg Aleksandrowskiego, 2017)

Fig. 1. Location of the Pabianice 1 borehole against the background of Mesozoic tectonic units (acc. to Aleksandrowski, 2017)

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; marta.kuberska@pgi.gov.pl; ORCID ID – 0000-0002-3077-5718

METODY BADAŃ

Badania petrograficzne objęły 33 próbki skał jury środkowej z głębokości 2193,1–2744,8 m. Podstawową metodą badawczą była standardowa analiza płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) Optiphot 2 Pol firmy Nikon. Większość płytek została zabarwiona płynem Evamy'ego w celu wstępnego rozpoznania węglanów (Migaszwski, Narkiewicz, 1983). Na podstawie tych badań określono skład mineralny skał, ich struktury i tekstury, wskaźnik i rodzaj kontaktów ziarn, pomierzono najczęstszą i maksymalną średnicę ziarn kwarcu, a także wskazano zaawansowanie kompaktacji mechanicznej i chemicznej oraz efekty pozostałych procesów diagenetycznych (cementacji, rozpuszczania, zastępowania i przeobrażania). Fragmenty rdzeni wiertniczych przed wycięciem z nich płytek cienkich zostały nasączone niebiesko zabarwioną żywicą w celu późniejszych obserwacji przestrzeni porowych. W takich płytkach oznaczono współczynnik porowatości metodą planimetryczną. Analizy planimetryczne wykonano metodą punktową (Jaworowski, Juskowiak, 1973), wykorzystując elektroniczne urządzenie integracyjne PRIOR Model G. Dla określenia odmian mikrolitofacjalnych skał zastosowano zmodyfikowaną klasyfikację Pettijohna i in. (1972). W badaniach pomocna okazała się również analiza katodoluminescencyjna (CL), wykorzystująca zjawisko luminescencji wywołanej strumieniem elektronów bombardujących w próżni analizowany minerał (Peryt, 1981; Sikorska, 1994). Wykonano ją na płytkach cienkich, odkrytych i wypolerowanych przy użyciu aparatury CITL MK5 wyposażonej w pompę próżniową i EDX. Wybrane próbki skał poddano badaniom w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) typu 1430 firmy LEO, sprzężonego z mikrosondą energetyczną (EDS ISIS). Celem była identyfikacja składników spoiw oraz przesłedzenie sposobu zabudowania przestrzeni porowych. Zastosowanie programów VSP i SEM QUANT umożliwiło przeprowadzenie ilościowych analiz chemicznych poszczególnych minerałów w mikroobszarach. Badania rentgenowskie zostały wykonane na dyfraktometrze rentgenowskim firmy Philips PW 3020 wyposażonym w komputerowy system identyfikacji APO 1877. Próbkę skał analizowano w preparatach orientowanych w stanie powietrzno-suchym, po glikolowaniu oraz po prażeniu w temperaturze 550°C. Wymienione badania zostały przeprowadzone w Państwowym Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym (PIG-PIB) w Warszawie.

W Instytucie Nafty i Gazu – Państwowym Instytucie Badawczym (INiG-PIB) w Krakowie wykonano badania petrofizyczne: pomiary porowatości całkowitej, przepuszczalności oraz parametrów przestrzeni porowej skały (analiza porozymetryczna).

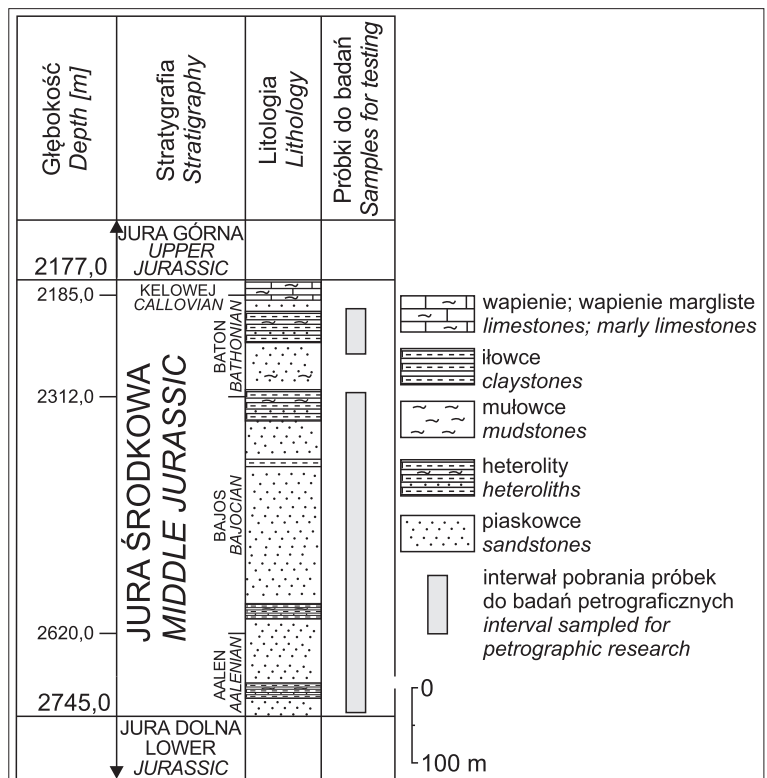
ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Otwór Pabianice 1 jest usytuowany w południowo-wschodniej części niecki łódzkiej (definiowanej jako połączone niecki mogileńskiej i uniejowskiej), położonej w centralnej części synklinorium szczecińsko-miechowskiego (Nar-

kiewicz, Dadlez, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011; Aleksandrowski, 2017; Kozłowska i in., 2025). Powstanie niecki jest związane z inwersją bruzdy śródpolskiej, w wyniku której doszło do utworzenia wału (antyklinorium) śródpolskiego. Po obu jego stronach utworzyły się synklinoria: koszalińsko-zamojskie i szczecińsko-miechowskie (Aleksandrowski, 2017). W podłożu niecki łódzkiej występują prawdopodobnie sfałdowane utwory orogenu waryscyjskiego (Buła, Habryn, 2010; Narkiewicz, Dadlez, 2008), a jest wypełniona przez utwory permo-mezozoiku.

Osady jury środkowej w otworze wiertniczym Pabianice 1 (2177,0–2745,0 m), będące głównym przedmiotem badań petrologicznych, spoczywają na klastycznych osadach jury dolnej, a przykryte są kompleksem skał marglistych i węglanowych reprezentujących jurę górną (ryc. 2). Otwór Pabianice 1 zakończono w utworach jury dolnej.

Osady jury środkowej na obszarze Niżu Polskiego tworzyły się w rozległym morzu epikontynentalnym (Dączak-Calikowska, Moryc, 1988; Kozłowska i in., 2025). Na obszarze niecki łódzkiej utwory starszej jury środkowej (aalen–bajos dolny) są obecne tylko na jej pograniczu z wałem śródpolskim, a bajos górny jest zredukowany (Feldman-Olszewska, 2012d). Najniższą część profilu tworzą piaskowce aalenu (?) dolnego powstałe w środowisku estuarium. Aalen górny i niższa część bajosu dolnego są zdominowane przez utwory iłowcowo-mułowcowe z syderytami, które osadziły się w strefie odrzeża w środowisku anoksyczo-dysoksycznym (Feldman-Olszewska, 1997). Wyższą część bajosu dolnego reprezentują piaskowce powstałe w strefie przybrzeża w środowisku morskim. Na obszarze niecki łódzkiej w bajosie górnym i batonie dominuje sedimentacja silikoklastyczna – głównie iłowcowo-mułowcowa strefy odrzeża, z wkładkami piaskowców



Ryc. 2. Uproszczony profil litologiczny jury środkowej w otworze wiertniczym Pabianice 1

Fig. 2. Simplified lithological log of the Middle Jurassic in the Pabianice 1 borehole

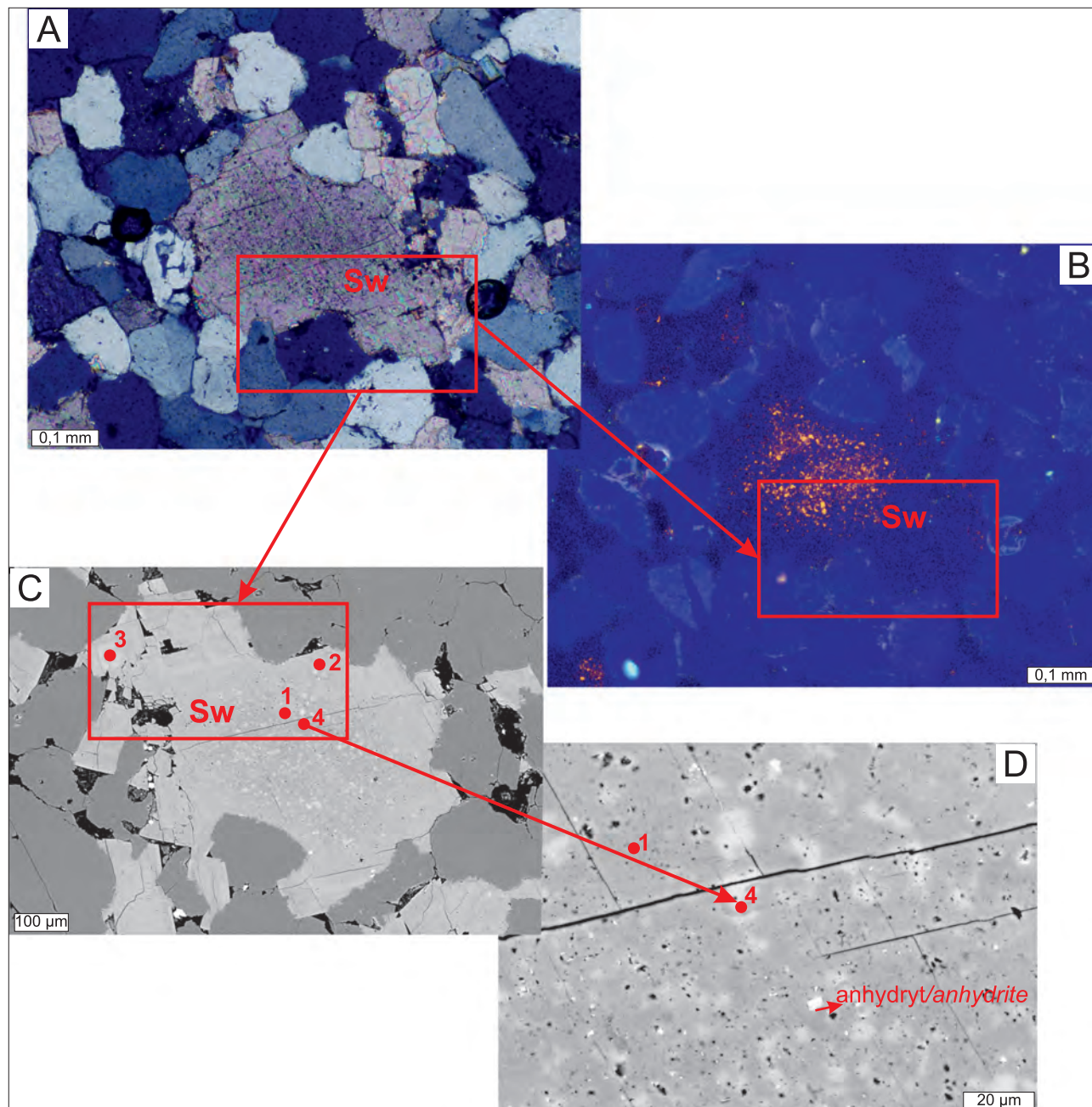
strefy dolnego przybrzeża w najwyższych partiach obu pięter. W kelowej dominowała sedimentacja w obrębie szelfu węglanowo-klastycznego. W otworze Pabianice 1 uzyskano pełny profil jury środkowej, przy czym profil bajosu jest znacznie bardziej piaskowcowy niż na większości obszaru niecki łódzkiej.

Próbki do badań petrograficznych reprezentowały dolny i górny aalen oraz dolny i górny bajos.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

Litofacja piaskowcowa

Piaskowce reprezentują arenity kwarcowe, sporadycznie subarkozowe (ryc. 3, 4) lub sublityczne, w dwóch przypadkach (głęb. 2339,1 m i 2401,0 m) opisano waki – czyli piaskowce o zawartości matriksu powyżej 15% obj. Arenity charakteryzują się teksturą bezładną, waki natomiast

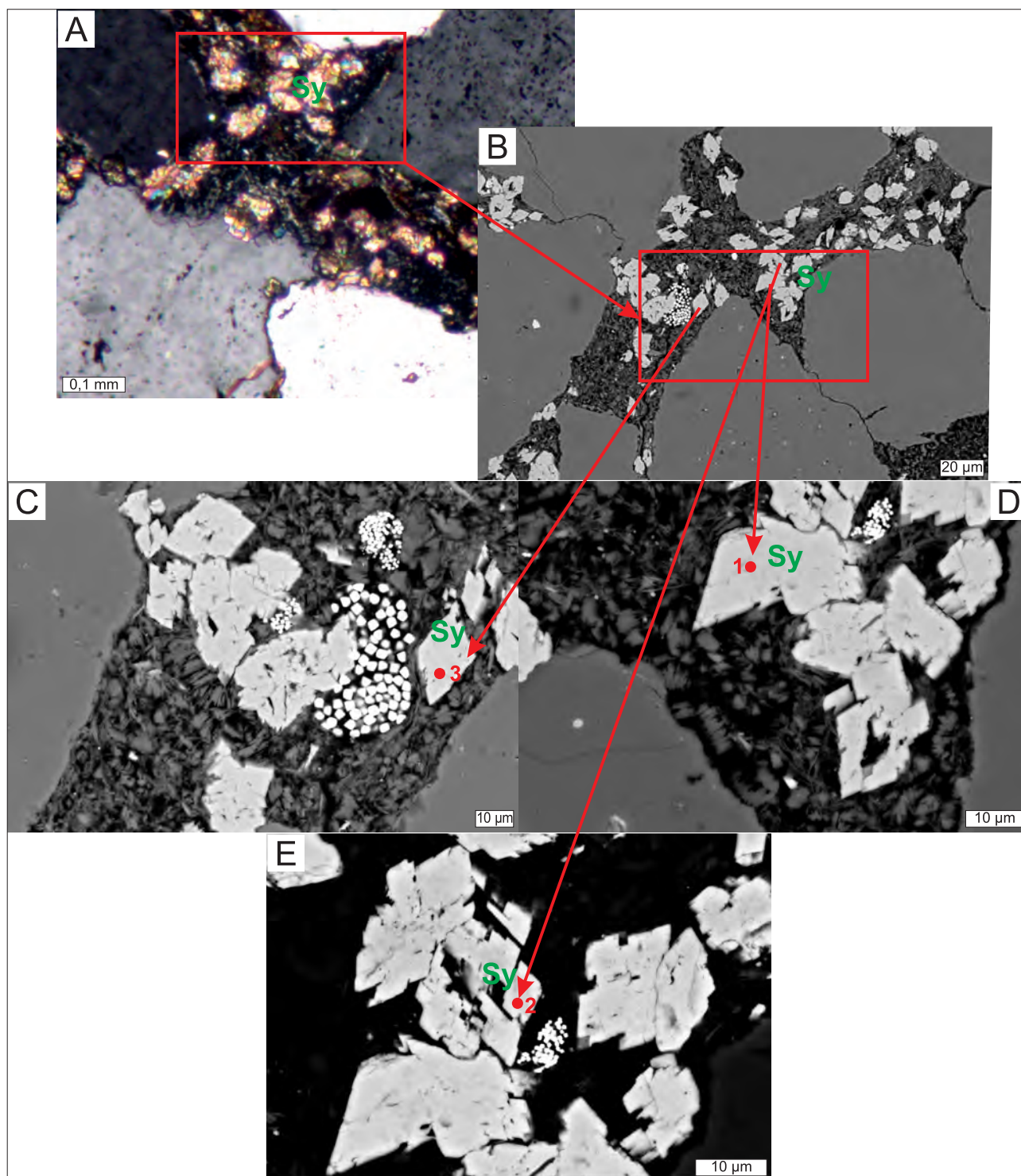


Ryc. 3. Zdjęcia w mikroskopie polaryzacyjnym (PL), katodoluminescencji (CL) i w skaningowym mikroskopie elektronowym (BSE) piaskowca. **A** – spoiwo węglanowe w arenicie subarkozowym; Sw – spoiwo węglanowe; ramką zaznaczono obszar badań; obraz PL, nikole skrzyżowane; głęb. 2193,1 m; **B** – piaskowiec z ryc. 3A; obraz CL; kwarc wykazuje świecenie w barwach ciemnoniebieskich, kalcyt świeci żółtopomarańczowo, ankeryt – nie wykazuje luminescencji; ramką zaznaczono obszar badań; **C** – obraz BSE miejsca z ryc. 3A; punkty 1–3 miejsca analiz chemicznych – tab. 1; **D** – fragment obrazu BSE z ryc. 3C; punkt 1 i 4 miejsca analiz chemicznych – tab. 1

Fig. 3. Photomicrographs in a polarizing microscope (PL), cathodoluminescence (CL), and a scanning electron microscope (BSE) of sandstone. **A** – carbonate cement in subarkosic arenite; Sw – carbonate cement; frame indicates the research area; PL image, crossed nicols; depth 2193.1 m; **B** – sandstone shown in Fig. 3A; CL image; quartz shows dark blue luminescence, calcite glows yellow-orange, ankerite shows no luminescence; frame indicates the research area; **C** – BSE image of the place from Fig. 3A; points 1–3 of chemical analyses – Table 1; **D** – fragment of the BSE image from Fig. 3C; points 1 and 4 of chemical analyses – Table 1

mają teksturę kierunkową podkreśloną równoległym ułożeniem blaszek łuszczyków lub minerałów ilastych. Przeważnie są to piaskowce drobnoziarniste, miejscami średnioziarniste, czyli przeciętna średnica ziarna kwarcu (Qf) przekracza 0,25 mm (zgodnie z podziałem Wentwortha, 1922). Materiał detrytyczny reprezentują ziarna o różnym stopniu obtoczenia. Na ogół są one półobtroczone, nieco

rzadziej obtoczone lub nieobtroczone, izometryczne. Za miarę wysortowania materiału detrytycznego w badanych piaskowcach przyjęto stosunek maksymalnej do najczęstszej średnicy ziarn kwarcu – Q_{fmax}/Q_f i wynosi on od 1,3 do 4,4, zazwyczaj ok. 2. Można zatem stwierdzić, że piaskowce na ogół charakteryzują się dobrym wysortowaniem. Nieco słabsze wysortowanie wykazują piaskowce



Ryc. 4. Zdjęcia w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) i w skaningowym mikroskopie elektronowym (BSE) piaskowca. **A** – romboedry syderytopleksytu (Sy) w przestrzeni porowej arenitu kwarcowego; ramką zaznaczono obszar badań; obraz PL, nikole skrzyżowane; głęb. 2421,1 m; **B–E** – obrazy BSE z zaznaczonymi punktami analiz chemicznych zamieszczonych w tab. 1

Fig. 4. Photomicrographs in a polarizing microscope (PL) and a scanning electron microscope (BSE) of sandstone. **A** – rhombohedrons of sideroplesite (Sy) in the pore space of quartz arenite; frame indicates the research area; PL image, crossed nicols; depth 2421.1 m; **B–E** – BSE images with chemical analysis points shown in Table 1

z głęb.: 2463,0–2515,0 m, 2548,2–2556,8 m i 2732,9 m. Upakowanie materiału ziarnowego określono na podstawie obserwacji kontaktów ziarn. W opisywanych piaskowcach dominują kontakty punktowe i proste, podrzędnie wkłęsło-wypukłe. Najpospolitszym składnikiem szkieletu ziarnowego piaskowców jest kwarc, którego zawartość waha się od ok. 50% do ok. 82% obj. Kwarc monokrystaliczny ilościowo przeważa nad polikrystalicznym. Skalenie występują w ilości do 4% obj. i są to głównie skalenie potasowe. W obrazie katodoluminescencyjnym wykazują one świecenie w barwach niebieskich. Miejscami obserwowano albit. Ziarna skaleni bywają częściowo rozpuszczone lub przeobrażone. W piaskowcach stwierdzono także obecność litoklastów (do ok. 3% obj.), reprezentowanych przez fragmenty mułowców lub bardzo drobnoziarnistych piaskowców. Blaszki łyszczyków zarówno biotyту, jak i muskowitu stanowią w badanych piaskowcach od zera do ok. 10% obj. (głęb. 2339,1 m), najczęściej jednak poniżej 1% obj. Z minerałów ciężkich dostrzeżono cyrkon oraz pirit. Na głębokości 2315,0 m zauważono piaskowiec z domieszką bioklastów (fragmenty szkarłupni, skorup małżów oraz ooidy). Zawartość bioklastów oceniono na ok. 5–10% obj. Spoiwo piaskowców występuje w postaci matriksu i cementu ortochemicznego. Matriks występuje powszechnie zarówno w arenitach, jak i w wakach. Tworzy go mieszanina detrytycznych minerałów ilastych, pyłu kwarcowego oraz wodorotlenków żelaza. Udział cementu w piaskowcach jest znaczny i wynosi ok. 2–37% obj. Tworzą go: kwarc autigeniczny, węglany, minerały ilaste i siarczany. Kwarc autigeniczny występuje w postaci obwódek na detrytycznych ziarnach kwarcu lub w postaci pojedynczych, euhedralnych kryształów w przestrzeniach porowych. Miejscami syntaksjalne obwódki regeneracyjne różnych ziarn kwarcu stykają się ze sobą, ściśle wypełniając przestrzenie porowe skał. Obwódki kwarcowe, niejednokrotnie słabo odróżniane od ziarna detrytycznego w mikroskopie polaryzacyjnym, są dobrze widoczne w katodoluminescencji. Charakteryzują się one brakiem luminescencji lub świeceniem w barwach ciemnobrunatnych w przeciwieństwie do ziarn kwarcu, wykazujących świecenie w barwach niebieskofioletowych lub brązowych.

Wśród węglanów zidentyfikowano dolomit, Fe-dolomit, ankeryt (ryc. 3) oraz minerały szeregu izomorficznego $MgCO_3$ – $FeCO_3$: pistomesyt i syderoplesyt (ryc. 4). Najczęściej występują one w przestrzeniach porowych nieregularnie, gniazdowo, czasami tworzą spoiwo typu podstawowego. Pierwotnie w spoiwie mógł występować również

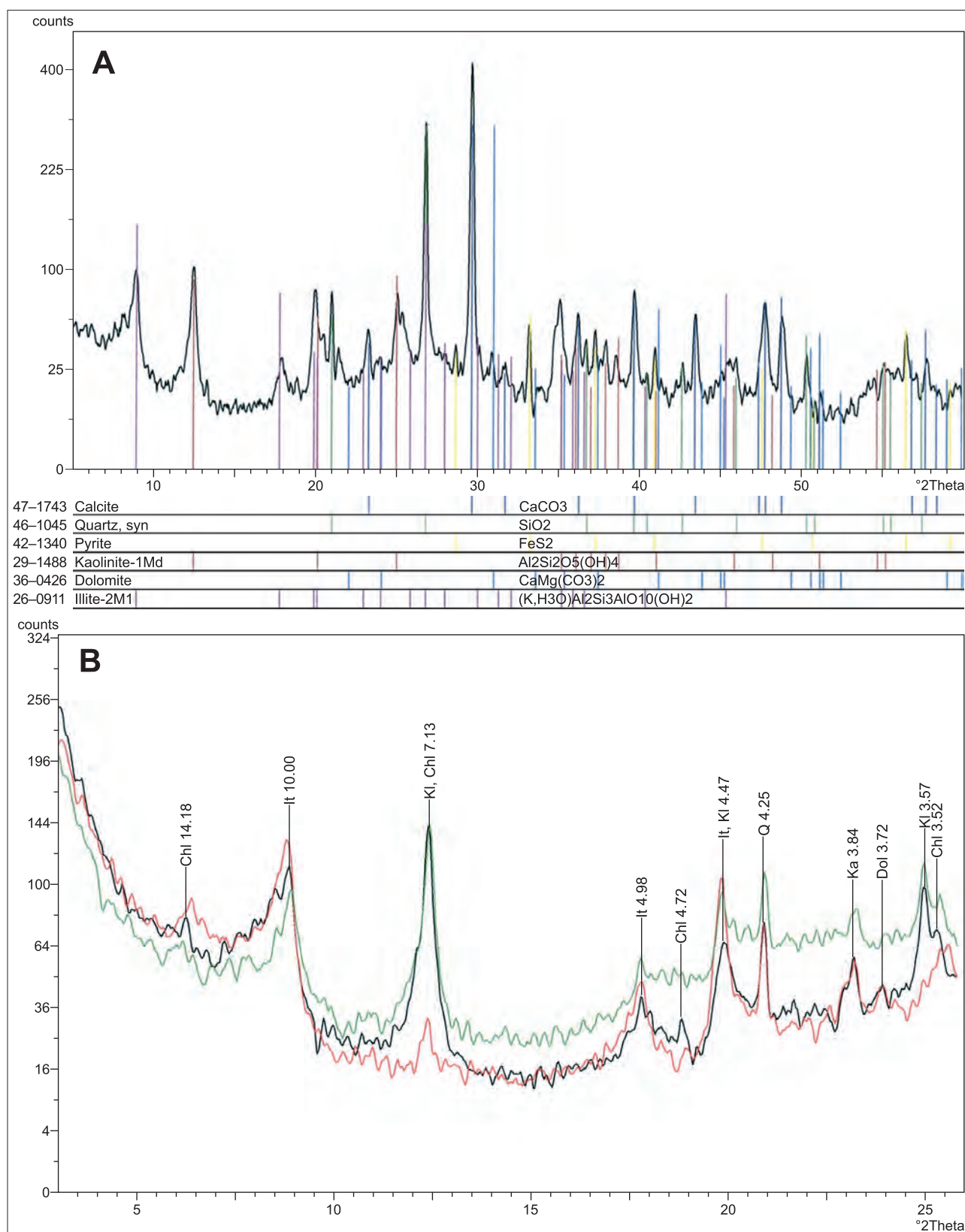
kalcyt. Obecnie odnotowano tylko jego relikty w obrębie cementu ankerytowego (ryc. 3). Skład chemiczny węglanów w mikroobszarach przedstawiono w tabeli 1. Również Fe-dolomit występuje reliktoowo. Ankeryt tworzy cement sparowy. Miejscami występuje w postaci euhedralnych kryształów o pokroju romboedrycznym. Powszechnie obserwuje się procesy częściowego rozpuszczania kryształów ankerytu oraz zastępowania ziarn detrytycznych przez ankeryt. Syderoplesyt i pistomesyt występują w postaci drobnokrystalicznych romboedrów (ryc. 4). Podobne były opisywane w osadach jury środkowej Kujaw przez Maliszewską (1998). Siarczany są reprezentowane przez anhydryt, który stanowi kładnik spoiwa występujący sporadycznie (ryc. 3). Tworzy on spoiwo porowe, rozmieszczone gniazdowo, występuje w postaci osobników anhedralnych, czasami w postaci drobnych, wydłużonych tabliczek. Autigeniczne minerały ilaste to głównie kaolinit w postaci pseudoheksagonalnych płytek, tworzących skupienia agregatowe (formy książeczkowe). Miejscami zaobserwowano kuliste formy kaolinitowe, przypominające pseudomorfozy po ziarnach detrytycznych. W katodoluminescencji kaolinit wykazuje świecenie w barwach ciemnoniebieskich. W mikroskopie elektronowym zauważono efekty przeobrażania kaolinitu w illit. Zauważono także sporadyczne wystąpienia chlorytów w postaci blaszek lub łusek.

Litofacja mułowcowo-iłowcowa

Mułowce i iłowce wykazują strukturę aleurytową, aleurytowo-pelitową lub psamitową, pelitową lub pelitowo-aleurytową. Tekstura ich jest przeważnie kierunkowa, podkreślona równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczyków, którym towarzyszy najprawdopodobniej materia organiczna, a także wodorotlenki żelaza i miejscami pirit. Skały mułowcowe i iłowcowe tworzą wzajemne przewarstwienia, często w ich obrębie występują warstewki piaskowcowe. Utwory takie określa się mianem heterolitu. Ziarna występujące we frakcjach piaskowcowych i mułowcowych są reprezentowane przez kwarc, łyszczyki, rzadziej skalenie. W partiach stropowych występują także bioklasty, m.in.: fragmenty skorup małży, kolców jeżowców, małżoraczki wypełnione miejscami pirytem oraz otwornice. Spoiwo jest zbudowane z mieszaniny minerałów ilastych, jak: chloryty, illit, kaolinit (ryc. 5), czasami z domieszką mikrytu węglanowego i rozproszonych wodorotlenków żelaza.

Tab. 1. Wyniki analiz chemicznych w mikroobszarach
Table 1. Results of chemical microprobe analyses

Głębokość Depth [m]	Numer analizy Analysis No.	$CaCO_3$ [% mol.]	$MgCO_3$ [% mol.]	$FeCO_3$ [% mol.]	$MnCO_3$ [% mol.]	Rodzaj węglanu Type of carbonate
2193,1	1	58,7	32,2	8,6	0,5	ankeryt / <i>ankerite</i>
	2	59,7	29,8	10,4	0,1	ankeryt / <i>ankerite</i>
	3	58,7	27,6	13,2	0,5	ankeryt / <i>ankerite</i>
	4	98,5	0,8	0,7	0,0	kalcyt / <i>calcite</i>
2421,1	1	3,8	15,5	78,9	1,8	syderoplesyt / <i>sideroplesite</i>
	2	3,5	16,9	77,6	2,0	syderoplesyt / <i>sideroplesite</i>
	3	2,5	13,8	81,6	2,1	syderoplesyt / <i>sideroplesite</i>
2632,2	1	56,7	34,1	8,7	0,5	ankeryt / <i>ankerite</i>
	2	58,0	32,6	7,8	1,6	ankeryt / <i>ankerite</i>
	3	53,0	37,4	9,6	0,0	ankeryt / <i>ankerite</i>
	5	5,2	29,5	63,6	1,7	pistomesyt / <i>pistomesite</i>
	6	1,0	14,2	83,3	1,5	syderoplesyt / <i>sideroplesite</i>



Ryc. 5. A – dyfraktogram rentgenowski – skład fazowy całej próbki mułowca; głęb. 2302,8 m; **B** – dyfraktogram rentgenowski preparatów orientowanych frakcji ilastej w stanie powietrzno-suchym (kolor czarny), po glikolowaniu (kolor zielony) i po prażeniu w temperaturze 550°C (kolor czerwony); zidentyfikowano: Chl – chloryt, Dol – dolomit, It – illit, Ka – kalcyt, Kl – kaolinit, Q – kwarc

Fig. 5. A – XRD diagram – phase composition of the whole sample of mudstone; depth 2302.8 m; **B** – XRD diagram of clay fraction samples oriented in dry-air conditions (black), after glycolization (green) and after heating at 550°C (red); minerals identified: Chl – chlorite, Dol – dolomite, It – illite, Ka – calcite, Kl – kaolinite, Q – quartz

WŁAŚCIWOŚCI PETROFIZYCZNE I PRZESTRZEŃ POROWA SKAŁ

Porowatość

Współczynnikiem porowatości określa się stosunek porów w danej próbce do objętości całkowitej tej próbki (Such, 1996) wyrażonym w procentach (tab. 2). Waha się on w piaskowcach od 3,70% do 14,45 %, w mułowcach, iłowcach i heterolitych od 1,40% do 8,82%. Porowatość

obserwowana w płytkach cienkich została określona planimetrycznie i wynosi od zera do około 15% obj. Najwyższe wartości związane są z piaskowcami o niewielkiej zawartości cementów i zaliczonych do arenitów kwarcowych. Dominuje tu porowatość pierwotna. Lokalnie występuje porowatość wtórna związana z procesami rozpuszczania diagenetycznego składników ziarnowych i cementów. Tworzy się wtedy porowatość między- i wewnątrzziarnowa. Ponadto występuje porowatość między krystalitami minerałów ilastych (kaolinitu).

Tab. 2. Wyniki badań petrofizycznych wybranych próbek skał
Table 2. Results of petrophysical research on selected rock samples

Głębokość <i>Depth</i> [m]	Litologia <i>Lithology</i>	Gęstość materiałowa <i>Grain density</i> [g/cm ³]	Porowatość efektywna <i>Effective porosity</i> [%]	Gęstość szkieletowa <i>Bulk density</i> [g/cm ³]	Gęstość porozymetru <i>Porosimeter density</i> [g/cm ³]	Porowatość z porozymetru <i>Porosimeter porosity</i> [%]	Średnia kapilarna <i>Average capillary</i> [μm]	Powierzchnia właściwa <i>Specific surface</i> [m ² /g]	Pory >1 μm <i>Pores > 1 μm</i> [%]	Średnica progowa <i>Threshold diameter</i> [μm]	Histeresa <i>Hysteresis</i> [%]	Przepuszczalność <i>Permeability</i> [mD]
2193,10	pc/ar sa	2,74	8,27	2,71	2,50	8,03	0,19	0,67	54	4	77	0,124
2153,40	mc	2,63	2,75	2,56	2,49	2,57	0,06	0,71	68	0,05	16	n.o.
2302,80	ic/mc	2,75	3,26	2,52	2,45	2,65	0,06	0,69	63	0,05	43	0,039
2315,00	pc	3,14	7,94	3,03	2,81	7,15	0,02	4,27	8	0,07	53	0,010
2331,00	pc/ar k	2,66	11,84	2,57	2,29	10,86	0,13	1,50	38	2	75	0,803
2339,10	pc/wa sa	2,69	3,70	2,61	2,52	3,43	0,05	1,19	37	0,5	47	n.o.
2342,90	pc/ar sa-sl	2,88	10,67	2,79	2,52	9,79	0,25	0,62	64	30	38	20,379
2352,00	pc/ar k	2,66	9,25	2,62	2,39	8,89	0,12	1,22	15	1	64	2,265
2374,50	ht	2,63	1,97	2,62	2,57	1,95	0,07	0,41	71	0,02	13	0,007
2384,10	mc	2,61	1,40	2,58	2,55	1,36	0,05	0,47	64	0,06	7	n.o.
2401,00	pc/wa sa	2,66	8,62	2,45	2,28	7,12	0,06	2,04	14	1	52	0,111
2413,00	pc/ar sl	2,66	11,88	2,56	2,29	10,80	0,52	0,36	75	10	60	5,559
2421,10	pc/ar k	2,67	8,98	2,64	2,41	8,72	0,40	0,36	73	30	51	30,272
2463,00	pc/ar k	2,66	12,05	2,59	2,30	11,26	0,11	1,78	30	2	73	0,269
2488,10	pc/ar k	2,65	11,71	2,59	2,30	11,05	0,17	1,14	40	2	73	1,143
2494,50	pc/ar k	2,66	10,02	2,59	2,35	9,36	0,35	0,46	69	6	76	n.o.
2515,00	pc/ar k	2,66	13,28	2,61	2,28	12,65	0,48	0,46	83	20	67	37,353
2526,10	pc/ar k	2,66	11,76	2,57	2,29	10,79	0,53	0,36	80	10	71	23,177
2533,10	pc/ar k	2,65	12,08	2,66	2,34	12,20	0,92	0,23	88	15	76	30,519
2548,20	pc/ar k	2,65	14,45	2,64	2,26	14,31	0,85	0,30	90	15	76	61,524
2556,80	pc/ar sa	2,65	9,99	2,62	2,36	9,70	0,45	0,37	78	10	74	5,959
2575,40	pc/ar k	2,65	8,33	2,61	2,40	8,01	0,41	0,32	70	4	80	0,711
2582,50	pc/ar k	2,65	3,35	2,63	2,55	3,28	0,41	0,13	70	5	49	n.o.
2598,10	pc/ar k	2,71	10,81	2,56	2,32	9,40	0,54	0,30	81	9	78	8,383
2618,10	pc/ar k	2,66	9,18	2,61	2,38	8,74	0,26	0,57	59	3	74	1,254
2632,20	ht	2,66	1,42	2,70	2,66	1,48	0,06	0,35	40	1	40	0,271
2655,80	mc/ic	2,73	4,49	2,44	2,36	3,48	0,09	0,63	80	0,04	6	n.o.
2666,20	pc/ar k	2,47	4,62	2,58	2,45	5,19	0,23	0,37	68	10	59	7,261
2700,50	pc/ar k	2,65	7,90	2,61	2,41	7,60	0,32	0,39	69	7	70	9,874
2716,70	pc/ar k	2,66	9,04	2,57	2,35	8,29	0,44	0,32	77	10	74	3,671
2726,50	pc/ht	2,66	8,82	2,60	2,39	8,32	0,12	1,21	12	1	68	0,101
2732,90	pc/ar k	2,89	8,75	2,88	2,63	8,66	0,50	0,26	73	6	81	5,729
2744,80	pc/ar k	2,66	5,88	2,63	2,48	5,71	0,50	0,19	54	4	71	49,763

pc – piaskowiec / *sandstone*, mc – mułowiec / *mudstone*, ic – iłowiec / *claystone*, ht – heterolity / *heteroliths*, ar – arenity / *arenites*, wa – waki / *wackes*, k – kwarcowe / *quartz*, sa – subarkozowe / *subarkosic*, sl – sublityczne / *sublithic*, n.o. – nie oznaczono / *not marked*.

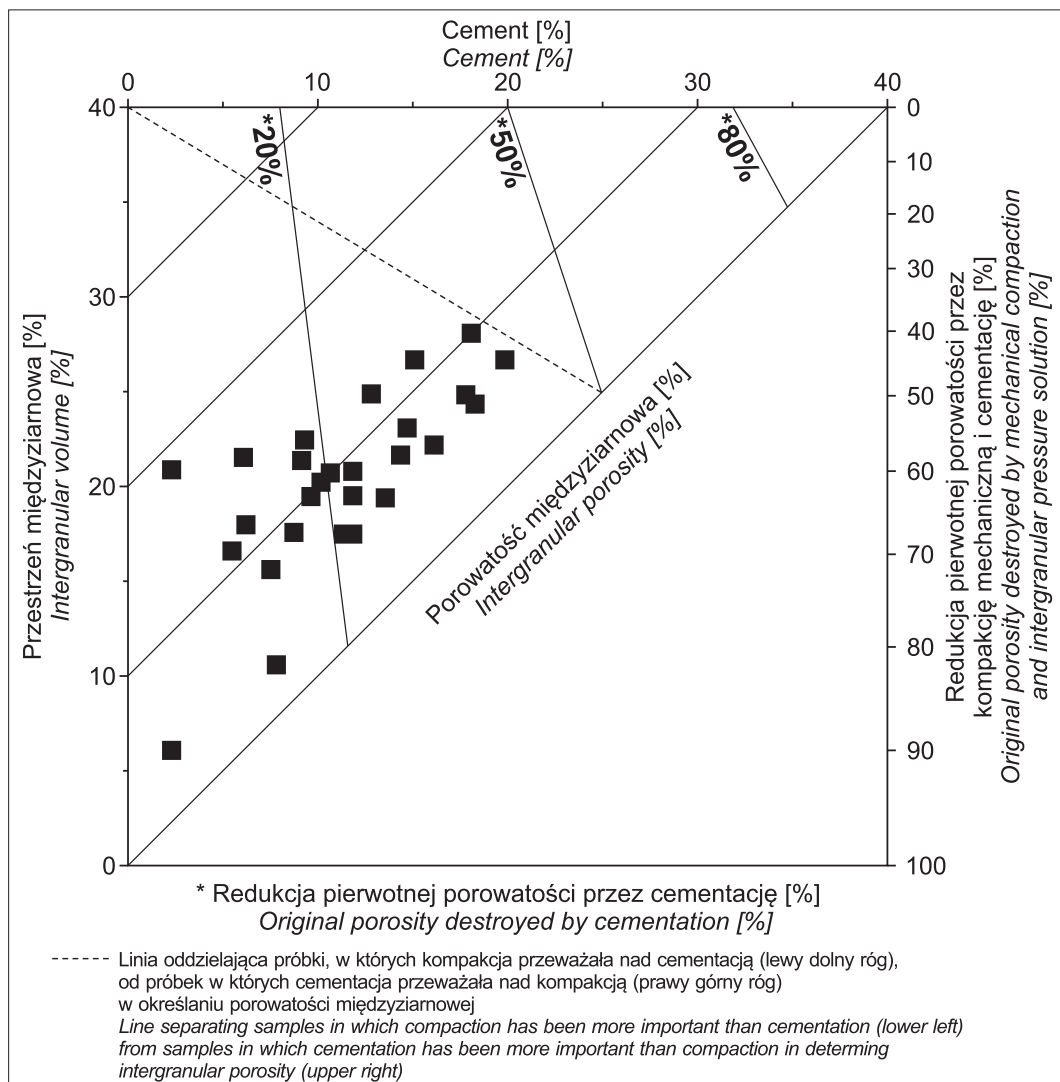
Przepuszczalność

Przepuszczalność jest wielkością charakteryzującą zdolność ośrodka porowatego do transportu płynów. Otrzyma-
ne wielkości przepuszczalności w piaskowcach wahają się
w przedziale od 0,010 do 61,524 mD. Mułowce i iłowce
generalnie charakteryzują się brakiem przepuszczalności
(0,007–0,271 mD). Przyczyną niskiej przepuszczalności
niektórych piaskowców oraz mułowców i iłowców jest
obecność w ich spoiwie minerałów ilastych, detrytu ila-
sto-mułkowego oraz miejscowo – silna cementacja węglana-
mi.

Cechy przestrzeni porowej

Interpretacja wyników badań porozymetrycznych po-
lega na zinterpretowaniu szeregu wielkości liczonych z krzy-
wych ciśnień kapilarnych oraz na analizie kształtu tych
krzywych (Such, 1996). Porowatość z porozymetru (tab. 2)
różni się tym od porowatości całkowitej, iż zliczeniu pod-
lega objętość cieczy niezwiązanej, która weszła do prób-
ki. Objętość ta nie obejmuje submikroporów. Wielkość
porowatości zliczanej z porozymetru jest mniejsza od cał-

kowitej. Dla badanych piaskowców porowatość z poro-
zymetru wynosi 3,28–14,31%. W mułowcach, iłowcach
i heterolitach wartości te wahają się od 1,36% do 8,32%.
Udział porów o wielkości powyżej 1 μm jest zróżnicowany
i wynosi w piaskowcach 8–90%. W większości piaskow-
ców jest ich powyżej 70% i są związane głównie zutwora-
mi aalenu górnego. W mułowcach i iłowcach ilość porów
powyżej 1 μm waha się w granicach 12–80%. Bardzo
ważne znaczenie w sensie fizycznym ma punkt przegięcia
krzywej kumulacyjnej, określany jako średnica progowa
(tab. 2) lub ciśnienie progowe. Jest to wartość ciśnienia, po
przekroczeniu której nasycenie rtecą przy niewielkich zmia-
nach ciśnienia zaczyna gwałtownie rosnąć. Im wyższa jest
wartość średnicy progowej, tym lepsze są właściwości fil-
tracyjne skały. Wartości średnicy progowej dla badanych
piaskowców wynoszą od 0,07 μm do 30,0 μm . Dowodzi to,
że mają zróżnicowane właściwości filtracyjne. W pozosta-
łych skałach (mułowce, iłowce) wartości te wahają się od
0,02 μm do 0,1 μm , co świadczy o bardzo słabych wła-
ściwościach filtracyjnych. Usytuowanie względem siebie
krzywych uzyskanych dla malejących i rosnących ciśnień
świadczy o wielkości odstępstwa realnej przestrzeni poro-
wej od modelu walcowego. Liczbową wartością oddalenia



Ryc. 6. Diagram Houseknechta (1987) i Ehrenberga (1989) obrazujący wpływ kompaktacji i cementacji na porowatość pierwotną piaskowców

Fig. 6. Diagram modified from Houseknecht (1987) and Ehrenberg (1989) showing the effect of compaction and cementation on original porosity in the sandstones

krzywych od siebie jest wartość efektu histerezy. W badanych piaskowcach wartość efektu histerezy wynosi 32–82%. Najmniej zróżnicowane są dane z piaskowców górnego aalenu, co świadczy o jednolitym, regularnym wykształceniu przestrzeni porowej. W mułowcach i iłowcach wielkości te wynoszą 6–68%.

PROCESY DIAGENETYCZNE I ICH WPŁYW NA ROZWÓJ PRZESTRZENI POROWEJ

Kompakcja mechaniczna jest głównym i najdłuższym działającym procesem, jakim są poddawane osady po ich depozycji. Powoduje ona wzrost upakowania materiału detrytycznego w osadzie, wzrost ciężaru właściwego skały oraz ograniczenie jej porowatości. Widocznym efektem kompaktacji mechanicznej w badanych skałach są kontakty międzyziarnowe punktowe i proste oraz powyginane blaszki łuszczyków. Efekty kompaktacji chemicznej w postaci kontaktów międzyziarnowych wkłęsło-wypukłych i zazębiających są obserwowane sporadycznie.

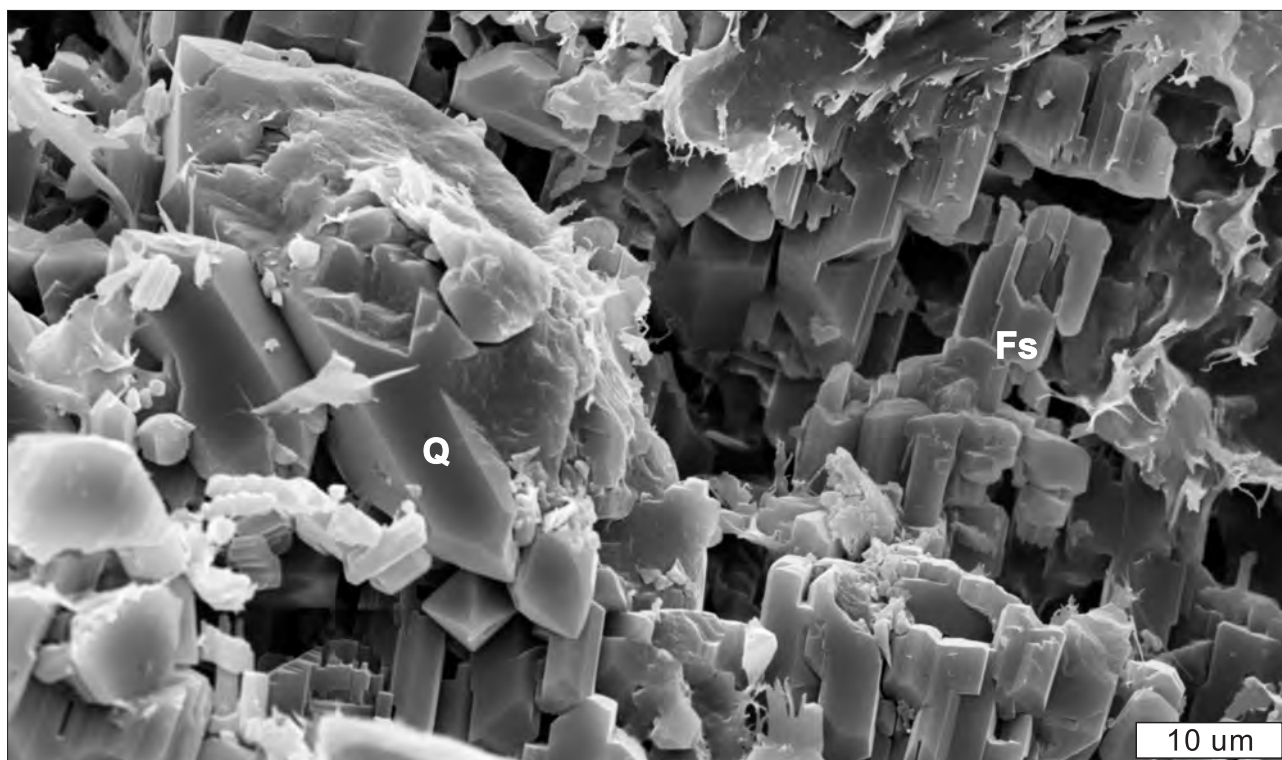
Cementacja to drugi ważny proces, który w znacznym stopniu ograniczył porowatość i przepuszczalność osadów. Jak już wspomniano, do najważniejszych cementów należy kwarc, który mógł zredukować porowatość. Jednak obecność obwódek kwarcu autigenicznego mogła zahamować kompaktację mechaniczną, działając usztywniająco na szkielet ziarnowy. W ten sposób zachowała się część porowatości pierwotnej. Cementy węglanowe generalnie zredukowały porowatość. Zarówno różnorodność minerałów węglanowych (kalcyt, Fe-dolomit, ankeryt, pistomesyt, syderopleysyt), jak i współzależności występowania obserwowane w mikroskopie polaryzacyjnym świadczą o kilkuetapowej

krystalizacji tych minerałów. Siarczany miały ograniczony wpływ na redukcję porowatości z uwagi na ich znikome występowanie. Wpływ kompaktacji i cementacji na ograniczenie porowatości pierwotnej badanych piaskowców obrazuje diagram Houseknechta (1987) i Ehrenberga (1989). Większość punktów projekcyjnych (ryc. 6) grupuje się w polu wskazującym, że w przypadku opisywanych skał kompaktacja miała decydujące znaczenie dla ograniczenia porowatości i zredukowała ją o ok. 5–27%. Cementacja natomiast ograniczyła porowatość o ok. 4–20%.

Z procesem cementacji wiąże się proces zastępowania diagenetycznego, który również wpływa uszczelniająco na osad. Zaobserwowano liczne pseudomorfozy węglanowe, całkowite lub częściowe, po ziarnach detrytycznych oraz zastępowanie fragmentów bioklastów przez piryty.

Efekty rozpuszczania diagenetycznego są ściśle związane ze składem pierwotnym osadu. W opisywanych piaskowcach dostrzeżono ślady rozpuszczania ziarn skaleni (ryc. 7), trawienia detrytycznego i autigenicznego kwarcu, a także składników cementów węglanowych, szczególnie ankerytu. Proces ten powoduje powstanie wtórnej porowatości śródziarnowej lub międzyziarnowej.

Przeobrażanie diagenetyczne odnosi się głównie do przemian skaleni i łuszczyków. W efekcie powstały kaolinit i chloryt. Transformacji ulegają także jedne minerały ilaste w inne, np. kaolinitu w illit. Występujący kaolinit z mikroporowatością międzykrystaliczną zmniejszył nieco porowatość, natomiast ograniczył zdolności filtracyjne piaskowców. Kaolinit, który powstał na skutek przeobrażenia skaleni mógł lokalnie spowodować wzrost porowatości. Zdecydowanie negatywny wpływ na właściwości zbiornikowe osadów ma illit, szczególnie jego formy włókniste.



Ryc. 7. Zdjęcie w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEI). Relikty skalenia potasowego (Fs) po jego rozpuszczeniu w arenicie kwarcowym; widoczny także kwarc autigeniczny (Q); głęb. 2315,0 m

Fig. 7. Photomicrograph in scanning electron microscope (SEI). Potassium feldspar (Fs) relics formed due to its dissolution, visible in quartz arenite; authigenic quartz (Q) also visible; depth 2315.0 m

WNIOSKI

1. W otworze Pabianice 1 w trakcie prowadzonych prac wiertniczych uzyskano pełny profil jury środkowej.
2. Uzyskany materiał rdzeniowy pozwolił stwierdzić, iż jura środkowa, głównie górny aalen, jest reprezentowana przez piaskowce drobno- i średnioziarniste w przeważającej części o składzie arenitów kwarcowych. Skały mułowcowe, iłowcowe i heterolity występują przeważnie w dolnym aalenie i bajosie.
3. Porowatość piaskowców nie przekracza 15%, zaś w skałach drobniej uziarnionych i heterolitach dochodzi do ok. 8%. Przepuszczalność w piaskowcach wynosi średnio ok. 13%, a w pozostałych skałach poniżej 1%.
4. Przestrzeń porowa badanych piaskowców ma charakter makroporowy. Stosunkowo najlepsze właściwości petrofizyczne oraz dobrze wykształconą przestrzeń porową mają skały górnego aalenu.
5. Przyczyną niskiej przepuszczalności jest obecność w spoiwie skał minerałów ilastych, detrytu ilasto-mułkowego oraz miejscowo – silna cementacja węglanami.
6. Głównymi procesami, które ograniczyły porowatość pierwotną osadów były kompakcja i cementacja. Procesy rozpuszczania i przeobrażania diagenetycznego miały wpływ na utworzenie wtórnej porowatości.
7. Badane skały wykazały raczej słabe właściwości kolektorskie, a prace analityczne potwierdziły ograniczoną przydatność struktury na potrzeby sekwestracji CO₂.

Autorka składa podziękowania recenzentom – Pani dr Annie Poszytek i Panu dr. Grzegorzowi Leśniakowi za cenne wskazówki i konstruktywne uwagi.

LITERATURA

- ALEKSANDROWSKI P. 2017 – Struktury mezozoiczne (staroalpejskie). [W:] Nawrocki J., Becker A. (red.), Atlas geologiczny Polski. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 42.
- BUŁA Z., HABRYN R. 2010 – Budowa geologiczna prekambriu i paleozoiku regionu krakowskiego. [W:] Jachowicz-Zdanowska M., Buła Z. (red.), Prekambrium i paleozoik regionu krakowskiego – model budowy geologicznej – jego aspekt użytkowy. Konferencja naukowa, 19 listopada 2010r., Kraków: 7–39. Państwowy Instytut Geologiczny.
- DAYZAK-CALIKOWSKA K., MORYC W. 1988 – Rozwój basenu sedymentacyjnego i paleotektonika jury środkowej na obszarze Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 32 (1): 117–136.
- EHRENBERG S.N. 1989 – Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: discussion; Compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura Basin, California: discussion. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73: 1274–1276.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A. 1997 – Depositional architecture of the Polish epicontinental Middle Jurassic basin. *Geological Quarterly*, 41 (4): 491–508.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A. 2007 – Jura środkowa. Analiza sedymentologiczna. [W:] Feldman-Olszewska A. (red.), Ciechocinek IG 2. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 117: 54–65.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A. 2008a – Wyniki badań sedymentologicznych utworów jury środkowej w otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 2. [W:] Feldman-Olszewska A. (red.), Brześć Kujawski IG 1, IG 2, IG 3. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 125: 151–154.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A. 2008b – Wyniki badań sedymentologicznych utworów jury środkowej w otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 3. [W:] Feldman-Olszewska A. (red.), Brześć Kujawski IG 1, IG 2, IG 3. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 125: 154–157.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A. 2012a – Wyniki badań sedymentologicznych utworów jury środkowej w wierceniu Wojszyce IG 1a. [W:] Feldman-Olszewska A. (red.), Wojszyce IG 1/1a, Wojszyce IG 3, Wojszyce IG 4. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 137: 149–152.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A. 2012b – Wyniki badań sedymentologicznych utworów jury środkowej w wierceniu Wojszyce IG 3. [W:] Feldman-Olszewska A. (red.), Wojszyce IG 1/1a, Wojszyce IG 3, Wojszyce IG 4. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 137: 152–158.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A. 2012c – Wyniki badań sedymentologicznych utworów jury środkowej w wierceniu Wojszyce IG 4. [W:] Feldman-Olszewska A. (red.), Wojszyce IG 1/1a, Wojszyce IG 3, Wojszyce IG 4. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 137: 158–166.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A. 2012d – Stratygrafia i litologia utworów jury środkowej na tle rozwoju paleotektonicznego strefy Ponętów-Wartkowice. [W:] Leszczyński K. (red.), Poddębice PIG 2. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 133: 94–96.
- HOUSEKNECHT D.W. 1987 – Assessing the relative importance of compaction processes and cementation reduction of porosity in sandstones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71 (6): 633–642.
- JAWOROWSKI K., JUSKOWIAK M. 1973 – Metoda punktowa analizy geometrycznej na tle podstawowych zagadnień opisu skał. *Instrukcje i Metody Badań Geologicznych*, 22.
- KOZŁOWSKA A., KUBERSKAM., FELDMAN-OLSZEWSKA A., MALISZEWSKA A., POŁOŃSKA M., WOŁKOWICZ K. 2025 – The impact of diagenesis on the reservoir properties of Mesozoic sedimentary rocks of the Łódź and Miechów troughs, central Poland. *Geological Quarterly*, 69 (3).
- MALISZEWSKA A. 1998 – New petrological data on carbonate mineralogy in the Middle Jurassic siliclastic deposits of the Kujawy region (Polish Lowlands). *Geological Quarterly*, 42 (4): 401–420.
- MIGASZEWSKI Z., NARKIEWICZ M. 1983 – Identyfikacja pospolitych minerałów węglanowych przy użyciu wskaźników barwiących. *Przegląd Geologiczny*, 31 (4): 258–261.
- MODLIŃSKI Z., FELDMAN-OLSZEWSKA A., SZYNKARUK E. 2013 – Projekt robót geologicznych dla całkowitej likwidacji otworu Pabianice 1 w miejsc. Jadwinin, gm. Pabianice, pow. Pabianicki, woj. Łódzkie. Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa, nr arch. 1005679.
- NARKIEWICZ M., DADLEZ R. 2008 – Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Przegląd Geologiczny*, 56: 391–397.
- PERYT T.M. 1981 – Katodoluminescencja w badaniach skał węglanowych. *Przegląd Geologiczny*, 29: 119–125.
- PETTJOHN F.J., POTTER P.D., SIEVER R. 1972 – Sand and sandstone. Springer Verlag, Berlin.
- POSZYŃSKI A., ROSA W. 2010 – Dokumentacja końcowa otworu wiertniczego Pabianice 1. Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa, nr arch. 979659.
- SIKORSKA M. 1994 – Katodoluminescencja – niezbędne narzędzie w badaniach diagenety piaskowców kambryjskich. *Przegląd Geologiczny*, 4: 256–263.
- SUCH P. 1996 – Model fizyczny przestrzeni filtracji basenu czerwonego spagowca. *Prace Instytutu Nafty i Gazu*, 88. Kraków.
- WENTWORTH C.K. 1922 – A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal Geology*, 30: 377–392.
- WÓJCICKI A., LUBAŚ J., MUTKE G., GÓRECKI W., NAGY S., TARKOWSKI R., BAŁ T., zespół. 2012 – Rozpoznanie formacji i struktury do bezpiecznego geologicznego składowania CO₂ wraz z ich programem monitorowania. Raport końcowy. Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa, nr arch. 1463255.
- ŻELAZNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARNKOWSKI P., KONON P., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K. 2011 – Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

Praca wpłynęła do redakcji 22.08.2025 r.
Akceptowano do druku 3.10.2025 r.