

Skąły silikoklastyczne triasu i jury niecki łódzko-miechowskiej w aspekcie rozwoju ich przestrzeni porowej

Marta Kuberska¹, Aleksandra Kozłowska¹, Krystyna Wołkowicz¹



M. Kuberska



A. Kozłowska



K. Wołkowicz

Triassic and Jurassic siliciclastic rocks of the Łódź-Miechów Syncline in the aspect of the development of their pore space. *Prz. Geol.*, 71: 212–218; doi:10.7306/2023.16

A b s t r a c t. Triassic and Jurassic siliciclastic rocks from boreholes drilled in the Łódź and Miechów troughs to the SW of the Mid Polish Anticlinorium have been subjected to petrologic studies. They are represented by claystones, mudstones, sandstones, and less frequently by conglomerates. The studies show that the filtration and reservoir properties of the Triassic deposits not good due to diagenetic processes (compaction, cementation, replacement, dissolution). Only some Lower Triassic sandstones, occurring among others, as interlayers, display increased values of permeability and porosity (to

about 27 vol. %). The best properties are displayed by sandstones from the Brzegi IG 1 borehole, in which macropore intergranular space is present. The Lower Jurassic rocks are characterized by the best properties within the Jurassic complex. They show increased values of mostly secondary porosity, which results from the dissolution of grains and cements. The pore space is developed homogeneously. It has a micropore character in the Middle and Upper Jurassic deposits.

Keywords: siliciclastic rocks, diagenetic processes, pore space, Triassic, Jurassic, Łódź-Miechów Basin

Celem badań skał silikoklastycznych triasu i jury niecki łódzko-miechowskiej była zbiorcza analiza cech litologicznych tych skał oraz prześledzenie efektów działania wybranych procesów diagenetycznych w aspekcie ich wpływu na rozwój przestrzeni porowej. W otworach, m.in. Ponętów 2, Przybyłów 1, dostrzeżono objawy występowania ropy i gazu, co zdaniem Karnkowskiego (1993) może być dowodem na istnienie procesów generowania węglowodorów. Zatem wyniki badań prezentowane w niniejszej pracy mogą być także przydatne z punktu widzenia poszukiwań węglowodorów, również w najbliższym sąsiedztwie niecki miechowskiej, tzn. zapadliska przedkarpackiego.

Analizie petrograficznej poddano próbki skał silikoklastycznych osadów mezozoicznych występujących na południowy zachód od wału środkowopolskiego, w niecce łódzkiej (uniejowskiej) i miechowskiej (Nidy). Do badań wykorzystano materiały rdzeniowe z otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego (m.in. Włoszczowa IG 1, Węgleszyn IG 1) oraz Polskiego Górnictwa Naftowego, które w latach 80. i 90. prowadziło prace wiertnicze w obszarze niecki miechowskiej (ryc. 1). Niektóre wyniki badań zostały już wcześniej opisane i opublikowane w serii *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych* Państwowego Instytutu Geologicznego (Jurkiewicz, 1973, 1974, 1976, 1990, 1994, 1995).

METODY BADAŃ

Podstawową metodą badawczą była standardowa analiza płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym. Większość płytek została zabarwiona płynem Evamy'ego w celu wstępnego rozpoznania składu chemicznego węglanów (Migaszewski, Narkiewicz, 1983). Niektóre fragmenty

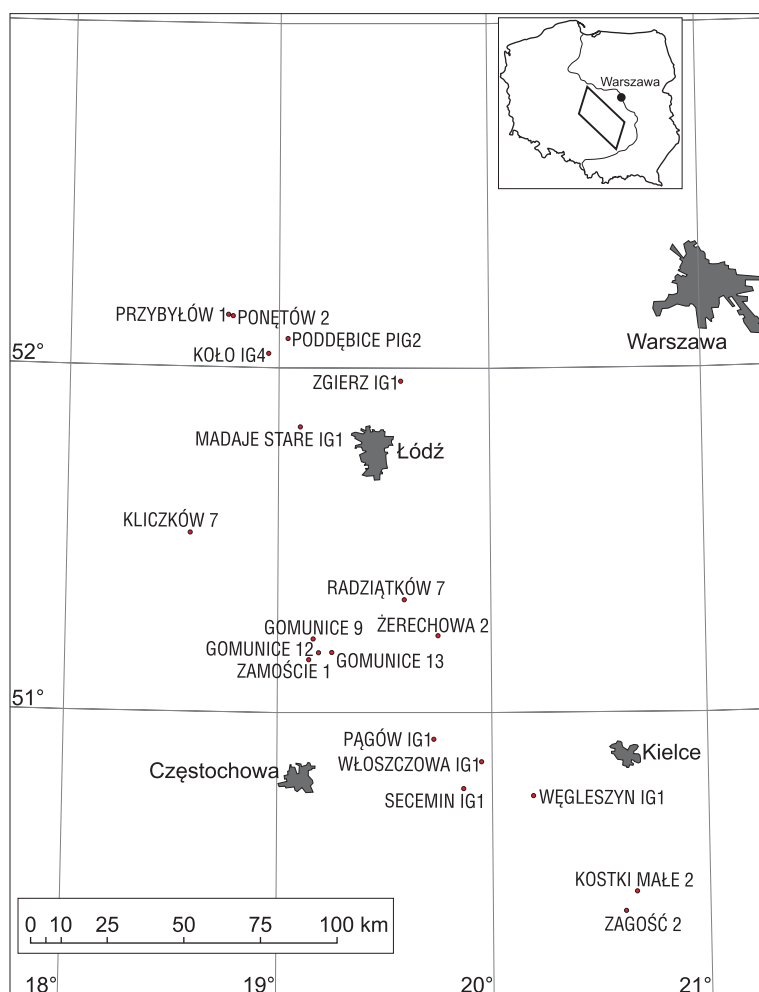
rdzeni wiertniczych (głównie piaskowców) przed wycięciem z nich płytek cienkich zostały nasączone niebiesko zabarwioną żywicą w celu późniejszych obserwacji przestrzeni porowych. W takich płytkach wykonano komputerową analizę obrazu. System wizyjny analizy obrazu składa się z mikroskopu polaryzacyjnego, kamery, komputera z zainstalowanym programem komputerowej analizy obrazu NIS-Elements. Poza tym określono odmiany mikrolitofajalne skał, stosując klasyfikację Dotta, zmodyfikowaną przez Pettijohna i in. (1972). W badaniach pomocna okazała się analiza katodoluminescencyjna (CL), wykonana na płytkach cienkich odkrytych i wypolerowanych, przy użyciu przystawki do katodoluminescencji model CCL 8200 mk 3 firmy Cambridge Image Technology Ltd, zamontowanej na stoliku mikroskopu polaryzacyjnego Optiphot 2 firmy Nikon. Wybrane próbki skał zbadano w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) typu JSM-35 firmy JEOL oraz typu 1430 firmy LEO, sprzężonych z sondami energetycznymi (EDS ISIS).

Analizom rentgenowskim poddano próbki mułowców, wykorzystując dyfraktometr rentgenowski firmy Philips PW 3020 wyposażony w automatyczny, komputerowy system identyfikacji APO 1877. Badano je w preparatach orientowanych w stanie powietrzno-suchym, po glikolowaniu oraz po prażeniu. Obrazy mikroskopowe wybranych próbek skalnych zamieszczono na rycinie 2A–H.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Niecka łódzko-miechowska, a właściwie południowa część niecki mogileńsko-łódzkiej oraz niecka miechowska (zwana też niecką Nidy), wchodzi w skład niecki szczecińsko-łódzko-miechowskiej (Stupnicka, 1989). Obecnie niecka

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; marta.kuberska@pgi.gov.pl; aleksandra.kozłowska@pgi.gov.pl; krystyna.wolkowicz@pgi.gov.pl; ORCID ID: M. Kuberska – 0000-0002-3077-5718, A. Kozłowska – 0000-0002-6360-4974, K. Wołkowicz – 0000-0001-6902-5183



Ryc. 1. Mapa lokalizacji badanych otworów wiertniczych
Fig. 1. Location map of the studied boreholes

mogileńsko-łódzka nazywana jest niecką łódzką (Narkiewicz, Dadlez, 2008) lub segmentem mogileńsko-łódzkim synklinorium szczecińsko-miechowskiego Żelaźniewicz i in., 2011). Nieckę łódzką od niecki miechowskiej dzieli elewacja radomszczańska (Pożaryski, 1974), czyli przedborska (Stupnicka, 1989). Synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskie zostało uformowane na pograniczu kredy i paleogenu, podczas inwersji bruzdy śródpolskiej, pod działaniem laramijskich ruchów górotwórczych (Krzywicz, 2006). Na obszarze synklinorium sedymentacja w basenach epikontynentalnych w mezozoiku wykorzystywała starsze założenia strukturalne w podłożu waryscyjsko-kaledońskim, w tym dyslokacje o zasięgu regionalnym (Dadlez, 1997; Złonkiewicz, 2004, 2006). Utwory piętra kaledońskiego i waryscyjskiego zostały przykryte pokrywą permio-mezozoicznych osadów typowych dla tej części basenu epikontynentalnego (Marek, Pajchłowa, 1997; Dadlez i in., 1998). Są to osady silikoklastyczne, zróżnicowane mikrolitofacjalnie oraz litofacje skał węglanowych.

SKAŁY SILIKOKLASTYCZNE TRIASU

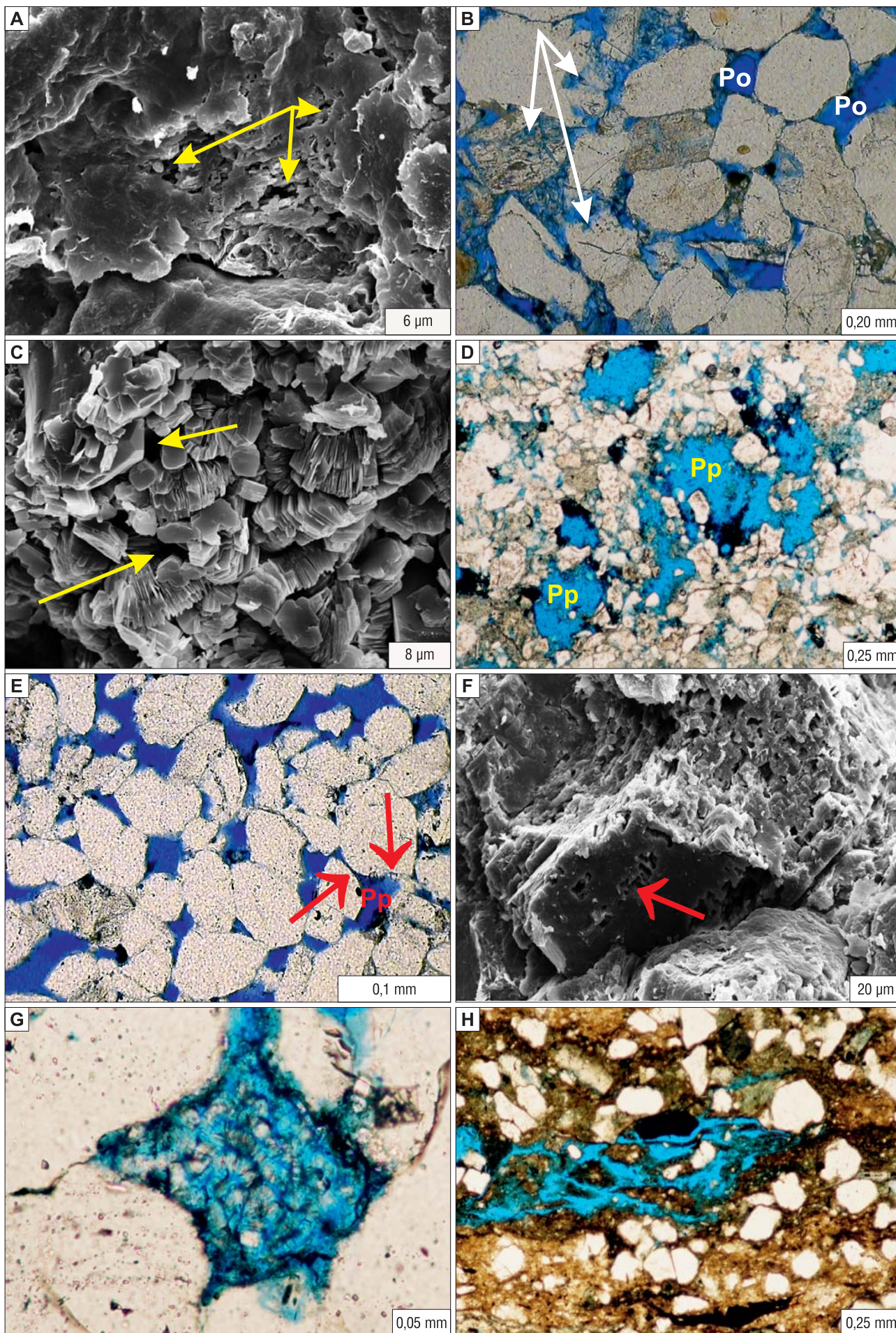
Osady silikoklastyczne pstrego piaskowca, kajpru, noryku i retyku są reprezentowane przez iłowce, mułowce, piaskowce, miejscami zlepieńce. Wapień muszlowy jest wykształcony głównie w litofacji skał węglanowych, a osady silikoklastyczne mają marginalne znaczenie. Najbar-

dziej zróżnicowane litofacjalnie są osady kajpru. Piaskowce są reprezentowane przez arenity i waki arkozowe, subarkozowe i lityczne w przewadze nad kwarcowymi. Wśród zlepieńców stwierdzono dużą różnorodność. Wyróżniono zlepieńce iłowcowe, dolomitowo-iłowcowe oraz polimiktyczne.

Mikrolitofacje i ich charakterystyka petrograficzna

Zlepieńce w osadach triasu występują podrzędnie. Wyróżniono tu zlepieńce śródformalcyjne triasu środkowego. Głównym ich składnikiem są fragmenty skał mikrosparytowych zatopione w masie bioklastyczno-intraklastycznej. Mikrosparytowe tło części ziarnistej zawiera domieszkę minerałów ilastych. Zlepieńce złożone głównie z okruchów dolomitów stwierdzono w triasie górnym, wśród osadów piaskowca trzciniowego w otworze Rdułów 2 (głęb. 2109,0 m, 2115,0 m), wśród warstw gipsowych górnych w otworze Poddębice PIG 2 (głęb. 4365,4 m) oraz w nierozdzielnych stratygraficznie osadach kajpru z otworu Kliczków 7 (głęb. 1146,5 m). Natomiast zlepieńce należące do noryku są drobnookruchowe, iłowcowe (m.in. w otworze Koło IG 4; głęb. 2875,5 m; Strzelno IG 1, głęb. 2177,1 m). Notowano tu również drobnookruchowe zlepieńce polimiktyczne, złożone z fragmentów dolomitów, margli i wapieni określanych zwyczajowo jako „brekcja lisowska” (Maliszewska, 1972).

Piaskowce w niecce łódzko-miechowskiej tworzą kompleksy o zróżnicowanych miąższościach. Są to odmiany przeważnie bardzo drobnoziarniste i drobnoziarniste (przeciętna średnica ziarn kwarcu to 0,07–0,18 mm), rzadziej pojawiają się odmiany średnio- i gruboziarniste lub zlepieńcowate (np. w triasie dolnym, otwory: Milianów IG 1, Węgleszyn IG 1, Pağów IG 1). Piaskowce wykazują strukturę psamitową, psamitowo-aleurytową lub sporadycznie psamitowo-psefitową. Często charakteryzują się kierunkową teksturą, szczególnie odmiany drobnoziarniste. Piaskowce należą do grupy arenitów i wak subarkozowych, kwarcowych, odmiany sublityczne częściej występują wśród osadów triasu górnego. Głównym składnikiem wszystkich piaskowców jest kwarc monokrystaliczny, rzadziej polikrystaliczny. Drugim ważnym składnikiem, szczególnie odmian arkozowych, są skaleni (m.in.: niezblizniaczony skałen potasowy, albit szachownicowy, mikroklin, oligoklaz, kwaśne plagioklasy). Są one częściowo przeobrażone – zargilityzowane lub schlorityzowane. W otworach Zgierz IG 1, Brzegi IG 1, Secemin IG 1 w piaskowcach triasu dolnego zauważono pseudomorfozy kaolinitowe, najprawdopodobniej po skałeniach oraz zwiększony udział autigenicznego kaolinitu w przestrzeniach porowych, który również, przynajmniej w części, pochodzi z przeobrażenia skałeni. Wśród litoklastów dominują fragmenty skał osadowych – głównie wapieni, podrzędnie mułowców lub iłowców. Odnotowano także części kwarcowo-mikowych łupków krystalicznych oraz rogowców (trias górny) oraz okruchy skał wylewnych (nieliczne). Charakterystyczne dla piaskowców triasu dolnego jest występowanie podwyższonej zawartości



←

Ryc. 2. Fotografie z mikroskopu polaryzacyjnego (PL) i skaningowego mikroskopu elektronowego (SEM). **A** – arenit subarkozowy triasu dolnego; widoczne efekty działania rozpuszczania diagenetycznego (strzałki) w skaleni potasowym. Otwór Secemin IG 1, głęb. 1990,8 m, obraz SEM. **B** – arenit subarkozowy triasu dolnego; widoczna pierwotna porowatość międzyziarnowa (Po) i wtórna powstała na skutek rozpuszczania ziarn skaleni i litoklastów (strzałki). Otwór Brzegi IG 1, głęb. 1529,3 m, próbka impregnowana niebiesko zabarwioną żywicą, PL, bez analizatora. **C** – arenit sublityczny triasu górnego; widoczne robakowate agregaty kaolinitu oraz porowatość międzykrystaliczna (strzałki). Otwór Secemin IG 1, głęb. 1503,1 m, obraz SEM. **D** – piaskowiec triasu górnego; widoczne pierwotne makropory (Pp). Otwór Secemin IG 1, głęb. 1414,6 m, próbka impregnowana niebiesko zabarwioną żywicą, PL, bez analizatora. **E** – piaskowiec średnioziarnisty jury dolnej; widoczna porowatość pierwotna (Pp) zachowana pomiędzy obwódkami kwarcu autigenicznego (strzałki). Otwór Ponętów 2, głęb. 2633,2 m, próbka impregnowana niebiesko zabarwioną żywicą, PL, bez analizatora. **F** – arenit subarkozowy jury dolnej; widoczne ślady rozpuszczania cementu ankerytowego (strzałka). Otwór Pağów IG 1, głęb. 1479,3 m, obraz SEM. **G** – arenit kwarcowy jury środkowej; widoczne skupienie kaolinitu autigenicznego z powstałą wtórną porowatością międzykrystaliczną (niebieska barwa). Otwór Ponętów 2, głęb. 2431,5 m, próbka impregnowana niebiesko zabarwioną żywicą, PL, bez analizatora. **H** – piaskowiec ilasty jury środkowej; widoczne mikroszczeliny (niebieska barwa). Otwór Węgleszyn IG 1, głęb. 1726,8 m, próbka impregnowana niebiesko zabarwioną żywicą, PL, bez analizatora

Fig. 2. Photographs in polarizing microscope (PL) and scanning electron microscope (SEM). **A** – Lower Triassic subarkosic arenite; the effects of diagenetic dissolution (arrows) in potassium feldspar are visible. Secemin IG 1 borehole, depth 1990.8 m, SEM image. **B** – Lower Triassic subarkosic arenite; intergranular primary porosity (Po) and secondary porosity resulting from grain dissolution of feldspars and lithoclasts (arrows) are visible. Brzegi IG 1 borehole, depth 1529.3 m, sample impregnated by blue resin, PL – without analyzer. **C** – Middle Triassic subarkosic arenite; vermiform kaolinite and intercrystalline porosity (arrows) are visible. Secemin IG 1 borehole, depth 1503.1 m, SEM image. **D** – Middle Triassic sandstone; primary macropores (Pp) are visible. Secemin IG 1, depth 1414.6 m, sample impregnated by blue resin, PL – without analyzer. **E** – Lower Jurassic medium-grained sandstone; primary porosity (Pp) between overgrowths of authigenic quartz (arrows). Ponętów 2 borehole, depth 2633.2 m, sample impregnated by blue resin, PL – without analyzer. **F** – Lower Jurassic subarkosic arenite; signs of dissolution of ankerite cement (arrow). Pağów IG 1 borehole, depth 1479.3 m, SEM image. **G** – Middle Jurassic quartz arenite; concentration of authigenic kaolinite with secondary intercrystalline porosity (blue colour). Ponętów 2 borehole, depth 2431.5 m, sample impregnated by blue resin, PL – without analyzer. **H** – Middle Jurassic clayey sandstone; micro fissures (blue colour) are visible. Węgleszyn IG 1 borehole, depth 1726.8 m, sample impregnated with blue resin, PL, without analyzer

minerałów łuszczkowych (do 36,3% obj. skały). W piaskowcach (trias dolny) niecki łódzkiej dodatkowym, powszechnym składnikiem są ooidy kalcytowe (Kuberska, 1997, 1999), natomiast w piaskowcach triasu górnego powszechne są zwęglone szczątki roślinne. Minerale akcesoryczne i nieprzezroczyste nie przekraczają 2% obj. skały i są to: ilmenit, rutyl, tytanit, cyrkon, turmalin, apatyt, glaukonit. Materiał detrytyczny cementuje spoiwo typu matriks (mułkowo-ilasto-żelaziste), obecne prawie we wszystkich typach piaskowców, i spoiwo ortochemiczne. Składnikami cementów są węglany: kalcyt, dolomit lub ankeryt, sporadycznie syderyt. Poza tym obecny jest kwarc autigeniczny, autigeniczne minerały ilaste (kaolinit, chloryt, podrzędnie illit), anhydryt, baryt. W małych ilościach (do 1%) odnotowano autigeniczny skałen występujący w formie obwódkowej na ziarnach skaleni.

Mułowce pstrego piaskowca niecki łódzko-miechowskiej tworzą miększe pakiety skał i są skałami pospolitymi, podobnie jak piaskowce. Występują również w postaci przewarstwień w piaskowcach i iłowcach. Wykazują strukturę aleurytową, aleurytowo-pelitową lub rzadziej aleurytowo-psamitową. Tekstura skał bywa kierunkowa, podkreślona ułożeniem minerałów łuszczkowych. Materiał detrytyczny, mułkowy jest reprezentowany głównie przez nieobtoczone ziarna kwarcu, podrzędnie skaleni. Mułowce składem odpowiadają odmianom kwarcowym, rzadziej subarkozowym, ich spoiwo ma skład ilasto-żelazisty lub ilasto-węglanowy. W triasie środkowym wyróżniono mułowce wapniste, miejscami z bioklastami, a w triasie górnym dodatkowym składnikiem jest materia organiczna oraz zwęglone szczątki roślinne. Miejscami w mułowcach triasu górnego występują drobne okruchy skał węglanowych (Zerechowa 2) lub iłowców żelazistych (Koło IG 4).

Iłowce, szczególnie w profilach górnego triasu, są litofacją dominującą. Najczęściej charakteryzują się barwą brunatnoczerwoną, szarozielonkawą, szarą lub filetową. Przeważnie wykazują strukturę pelitowo-aleurytową lub pelitowo-psamitową. Głównym ich składnikiem jest illit, rzadziej montmorillonit lub kaolinit (Kuberska, 1997). Zawierają także domieszkę mikrytu węglanowego, tworząc odmiany wapniste (otwór Zgierz IG 1; trias środkowy). Domieszkę materiału aleurytowego lub psamitowego stanowią słabo obtoczone ziarna kwarcu, sporadycznie skaleni. Podobnie jak w mułowcach, powszechnie występują nagromadzenia minerałów łuszczkowych, nadając skale kierunkową teksturę. Niektóre mają teksturę gruzłową (np. iłowce noryku). W obrębie masy ilastej miejscami występują żelaziste formy kuliste/konkrecyjne (otwory Gomonice 9, 12, Kostki Małe 2, Zagość 2), nieregularne, bądź żyłowe wypełnienia sparem kalcytowym i siarczanami oraz kalcytowe ooidy mocno zażelazone, a lokalnie (Strzelno IG 1, Krośniewice IG 1) – pakiety soli kamiennej (Gajewska, 1978). Iłowce kajpru zawierają miejscami szczątki skorup małżów i małżoraczków (Krośniewice IG 1; Nowicka, 1973).

SKAŁY SILIKOKLASTYCZNE JURY

Osady jury dolnej litofacjalnie są bardziej monotonne w porównaniu do osadów triasu. Wykształcone są jako skały klastyczne, głównie piaskowce (ryc. 2E–H) oraz mułowce i iłowce tworzące często pakiety heterolitowe. Zlepnie obserwowano sporadycznie. Osady jury środkowej to głównie piaskowce, mułowce, iłowce i heterolity piaskowcowo-iłowcowe. Natomiast w jurze górnej skały silikoklastyczne występują sporadycznie.

Mikrolitofacje i ich charakterystyka petrograficzna

Zlepienie jury dolnej są reprezentowane przez parazlepienie polimiktyczne, gdzie w składzie materiału frakcji psefitowej, oprócz jasnych ziarn kwarcu (często tzw. żyłowego) występują okruchy szarych i czarnych iłowców (Maliszewska, 2000). Masa wypełniająca ma skład gruboziarnistego arenitu kwarcowego. Spoiwo jest złożone z autigenicznego kwarcu, robakowatego kaolinitu, łuseczek illitu oraz z substancji węglistej. Wyróżniono także odpowiedniki tzw. zlepieńców iłowych Różyckiego (Maliszewska, 2000), złożonych z okruchów iłowców kajpru. W utworach jury środkowej zlepienie występują nielicznie. Głównym ich składnikiem są otoczaki dolomikrytów i dolosparytów wapienia muszlowego, okruchy piaskowców żelazistych z bioklastami, szarobrunatnych wapieni, piaskowców dolomitycznych z ooidami berthierynowymi, syderytów ilastych i skał szamozytowych oraz elementów szkieletowych fauny. Tło skalne stanowi masa wypełniająca o składzie piaskowca sublitycznego. Spoiwem są minerały z grupy syderytu wraz z berthierynem (Kozłowska, Maliszewska, 2015), miejscami tworzące sferolity oraz dolomit żelazisty (Maliszewska, 1973).

Piaskowce stanowią znaczącą litofację wśród badanych skał, szczególnie w jurze środkowej. Reprezentują je odmiany drobno- i średnioziarniste, lokalnie gruboziarniste, określane jako arenity i waki kwarcowe, miejscami subarkozowe, sporadycznie sublityczne (Pągów IG 1).

Głównym składnikiem mineralnym szkieletu ziarnowego piaskowców jest kwarc monokrystaliczny, który przeciętnie stanowi ok. 70% obj. skały. Skalenie reprezentowane przez skalenie potasowe oraz kwaśne plagioklasy występują w niewielkiej ilości. Poza tym odnotowano blaszki łyszczyków, głównie muskowitu i chlorytu, zwęglone szczątki roślinne oraz rozproszoną substancję węglistą. W piaskowcach stwierdzono również obecność litoklastów, reprezentowanych przez łupki kwarcowo-łyszczykowe, fragmenty granitoidów i szkliwa wulkanicznego oraz mułowców. W piaskowcach jury środkowej występują ponadto bioklasty, miejscami ooidy berthierynowe lub getytowe, w osadach kelowej notowano ziarna glaukonitu. Spoiwo piaskowców stanowi matriks (mieszana detrytycznych minerałów ilastych, pyłu kwarcowego, wodorotlenków żelaza i substancji węglistej) i/lub cement. Największe znaczenie odgrywa cement kwarcowy, tworząc obwódki syntaksjalne na ziarnach kwarcu. Poza tym wyróżniono autigeniczne minerały ilaste (kaolinit, illit, chloryt, minerały mieszanopaketowe illit/smektyt). Cementy węglanowe to głównie syderyt (minerał szeregu izomorficznego syderyt-magnezyt) i ankeryt oraz sporadycznie kalcyt.

Mułowce charakteryzują się strukturą aleurytową, aleurytowo-pelitową lub aleurytowo-psamitową (szczególnie w jurze dolnej) i teksturą przeważnie kierunkową, podkreśloną równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczyków, którym często towarzyszą materia organiczna i drobnokrystaliczny syderyt, wodorotlenki żelaza oraz lokalnie piryty. Najpospolitsze są w utworach aalenu i bajosu. Występują w postaci grubych warstw lub lamin wchodzących w skład heterolitów. Skład mineralny mułowców jest analogiczny do składu piaskowców.

Iłowce są skałami pelitowymi lub pelitowo-aleurytowymi, złożonymi głównie z ilastej masy podstawowej

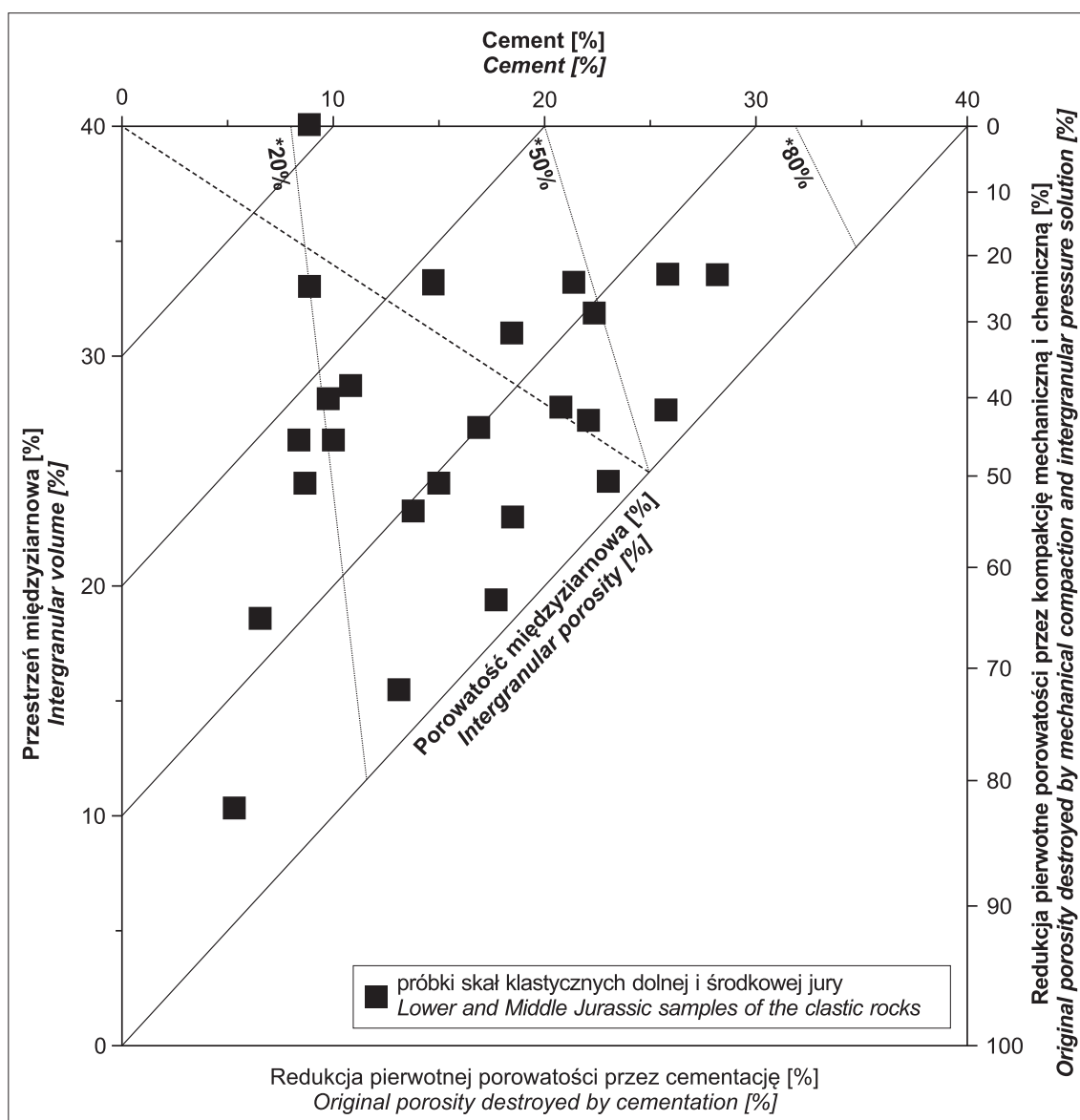
bogatej w illit, miejscami illit-smektyt (75% illitu), kaolinit i chloryt (Krystkiewicz, 1998, 1999b). Zawierają one także pył kwarcowy, drobną sieczkę roślinną, wodorotlenki żelaza, blaszki muskowitu, biotyty i chloryty, substancję węglistą i piryty, a niekiedy syderyt w postaci drobnokrystalicznej lub promienistych sferolitów.

PROCESY DIAGENETYCZNE W OSADACH SILIKOKLASTYCZNYCH TRIASU I JURY

W skałach z obszaru niecki łódzko-miechowskiej zaobserwowano efekty działania szeregu procesów diagenetycznych, jak: kompaktacja mechaniczna i chemiczna, cementacja, zastępowanie, rozpuszczanie, przeobrażanie i neomorfizm. Kompaktacja mechaniczna w osadzie powoduje ściślejsze upakowanie materiału detrytycznego i jest odpowiedzialna za występowanie prostych i punktowych kontaktów międzyziarnowych, wygięcie i spękanie blaszek łyszczyków lub lamin ilastych. Nieco mniej efektywnie kompaktacja mechaniczna zaznacza się w arenitach kwarcowych, gdzie sylifikacja do pewnego stopnia usztywniła osad. Efektem kompaktacji chemicznej są wklęsło-wypukłe kontakty międzyziarnowe w piaskowcach. Cementacja jest procesem powszechnym. Najliczniej występują tu cementy węglanowe (ryc. 2F) i kwarcowe (ryc. 2E). Wśród innych składników obserwowano anhydryt, skupienia grubokrystalicznego kaolinitu (ryc. 2C, G), chloryt, miejscami illit, minerały mieszanopaketowe illi/smektyt, skałen autigeniczny oraz drobne skupienia piryty. Zastępowanie diagenetyczne, ściśle powiązane z rodzajem występującej cementacji, powodowało powstanie całkowitych lub częściowych pseudomorfoz, m.in. po skaleniach. Rozpuszczaniu diagenetycznemu (ryc. 2A, B, F) najłatwiej ulegały mało odporne składniki szkieletu ziarnowego (skalenie, łyszczyki oraz kryształy cementów węglanowych). Zjawisko przeobrażania dotyczyło głównie skaleni i biotyty, a efektem tego procesu są minerały ilaste, takie jak: kaolinit, chloryt, w mniejszym stopniu illit.

ROZWÓJ PRZESTRZENI POROWEJ

Osady triasu niecki łódzko-miechowskiej generalnie nie mają korzystnych właściwości filtracyjnych i zbiornikowych. Główną przyczyną jest litologia tych osadów oraz zachodzące w nich procesy posedymentacyjne. Są to przeważnie kompleksy mułowcowo-iłowcowe, nieprzepuszczalne. Jednak piaskowce stanowiące różnej miąższości wkładki i przewarstwienia wykazują miejscami podwyższone wartości porowatości i przepuszczalności, szczególnie w odmianach subarkozowych, gdzie obserwuje się efekty działania procesów sprzyjających powstawaniu wtórnej porowatości w osadzie – rozpuszczanie, przeobrażanie diagenetyczne. Wartości porowatości piaskowców pstrego piaskowca dochodzą do 27% obj. skały (otwór Gomunice 12), a najlepsze właściwości zbiornikowe wykazały piaskowce z otworu wiertniczego Brzegi IG 1 (pstry piaskowiec). Również inne parametry określane w piaskowcach tego profilu są dosyć dobre. Występuje tu największa ilość porów o wielkości powyżej 1µm (ok. 80%), co wskazuje na makroporową przestrzeń międzyziarnową. Silikoklastyczne skały wapienia muszlowego, podobnie jak triasu górnego, posiadają bardzo słabe właściwości zbiornikowe. Ich



Ryc. 3. Diagram Houseknechta (1987) obrazujący wpływ kompaktacji i cementacji na porowatość pierwotną skał silikoklastycznych jury dolnej i środkowej

Fig. 3. Diagram of Houseknecht (1987) showing the effect of compaction and cementation on primary porosity of the Lower and Middle Jurassic of the silicoclastic rocks

porowatość dochodzi przeciętnie do kilku procent. Przyczyną niskich wartości w niektórych poziomach piaskowcowych jest m.in. powszechna obecność detrytycznych minerałów ilastych oraz rozwinięte procesy cementacyjne. W niektórych warstwach piaskowców i mułowców piaszczystych jest widoczna pierwotna porowatość międzyziarnowa (ryc. 2D), a mikropory przeważają nad makroporami. Piaskowce wykazują najczęściej porowatość do 10% oraz niską przepuszczalność (do 30 mD; Krystkiewicz, 1999a). Miejscami dostrzega się porowatość wtórną, utworzoną wskutek rozpuszczania, przeobrażeń minerałów lub mikrospełkań skały.

Badania skał jurajskich potwierdziły, że skały jury dolnej mają najkorzystniejsze właściwości zbiornikowe wśród osadów silikoklastycznych. Wyróżniono w nich porowatość pierwotną (ryc. 2E), która dominuje, oraz wtórną (ryc. 2F), powstałą w wyniku rozpuszczania ziarn i cementów. Porowatość pomierzona w płytkach cienkich wynosi przeciętnie ok. 15,0% obj. skały. Z komputerowej analizy obra-

zu wynika, że przestrzeń porowa badanych skał jest w miarę równomiernie wykształcona. Ilościowo przeważają w niej makropory. Najwyższe wartości porowatości ok. 20% obj. skały stwierdzono w próbkach piaskowców z otworów: Gomunice 13, Pągów IG 1, Secemin IG 1, Siedlec 1. Również piaskowce jury środkowej (ryc. 2G, H) miejscami odznaczają się większą porowatością, w porównaniu np. do skał silikoklastycznych jury górnej. Porowatość skał dochodzi miejscami do 20%, a wyjątkowo do 27,19%. Iłowce, mułowce i margle są z reguły słabo porowate i nieprzepuszczalne. Przeprowadzone badania wykazały, że główny okres redukowania porowatości osadów jury środkowej wiązał się z diagenезą wczesną, kiedy to najsilniej działała kompaktacja i tworzyły się wczesne cemeny, a obserwacje w mikroskopie elektronowym wykazały, że na ogół mikropory przeważają nad makroporami. Zarówno w osadach silikoklastycznych jury dolnej i środkowej (ryc. 3), jak i w osadach triasu i jury górnej za redukcję porowatości pierwotnej odpowiadały kompaktacja i ce-

mentacja. Wśród osadów jury górnej skały silikoklastyczne mają podrzędne znaczenie, a dominującym procesem diagenetycznym była kompaktacja mechaniczna. Nie wykazują one zatem dobrych właściwości petrofizycznych. Nie można również wydzielić niezależnych poziomów zbiornikowych, brak tu bowiem kompleksów spełniających rolę warstw izolujących.

PODSUMOWANIE

Skały silikoklastyczne pstręgo piaskowca są reprezentowane przez piaskowce, mułowce, głównie kwarcowe i subarkozowe, podrzędnie zlepieńce i iłowce. Za ograniczenie porowatości pierwotnej osadów były odpowiedzialne: cementacja i kompaktacja, natomiast rozpuszczanie i przeobrażanie diagenetyczne przyczyniło się do utworzenia porowatości wtórnej. Skały silikoklastyczne wapienia muszlowego są reprezentowane przez mułowce, często laminowane iłowcami, oraz piaskowce i stanowią podrzędną mikrolitofację tej jednostki.

Profil górnego triasu reprezentują osady ilasto-mułowcowe oraz piaskowce. Większość osadów środkowego i górnego triasu odznacza się brakiem właściwości zbiornikowych wskutek impregnacji pelitem ilastym i cementami. Miejscami pozostała pierwotna porowatość międzyziarna – zwykle mikropory przeważają nad makroporami.

Osady jury dolnej są wykształcone głównie jako piaskowce, mułowce i iłowce. Piaskowce reprezentują przeważnie arenity i waki kwarcowe, a ich porowatość wynosi najczęściej ok. 15% obj. skały. Dominuje porowatość pierwotna, natomiast porowatość wtórna powstała w wyniku rozpuszczania ziarn i cementów oraz mikroporowatość, stanowi niewielki procent. Analiza wyników badań przestrzeni porowej osadów liasu wykazała, że piaskowce o najlepszych właściwościach zbiornikowych występują w rejonie Gomunic, Pągowa i Secemina – niecka miechowska (ryc. 1). Osady silikoklastyczne jury środkowej to piaskowce, licznie występujące mułowce, iłowce i piaskowcowo-iłowcowe heterolity z soczewkami syderytów. Miejscami występują zlepieńce złożone z okruchów skał węglanowych i piaskowców. W istotny sposób porowatość osadów została zredukowana przez procesy cementacyjne, lokalnie jednak występują piaskowce, które charakteryzują się porowatością ok. 20% lub nieco wyższą. Osady silikoklastyczne jury górnej w badanym rejonie występują sporadycznie i nie wykazują dobrych właściwości zbiornikowych.

Autorki dziękują za wnikliwą i kompetentną recenzję dr Annie Feldman-Olszewskiej. Artykuł został opracowany w ramach zadania *Diogeneza osadów mezozoicznych niecki łódzko-miechowskiej a ich właściwości zbiornikowe*, finansowanego ze środków Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego przeznaczonych na działalność statutową.

LITERATURA

- DADLEZ R. 1997 – Epicontinental basins in Poland: Devonian to Cretaceous – relationships between the crystalline basement and sedimentary infill. *Geol. Quart.*, 41: 419–432.
- DADLEZ R., NARKIEWICZ M., POKORSKI J., WAGNER R. 1998 – Historia subsydencji a uwarunkowania tektoniczne rozwoju bruzdy śródpolskiej w późnym permie i mezozoiku. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 47–56.
- GAJEWSKA I. 1978 – Stratygrafia i rozwój kajpru w północno-zachodniej Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 87: 5–60.
- HOUSEKNECHTA D.W. 1987 – Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *AAPG Bull.*, 71: 633–642.
- JURKIEWICZ H. 1973 – Rozwój triasu na obszarze centralnej Niecki Nidziańskiej. *Kwart. Geol.*, 18 (1): 90–109.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1974 – Węgleszyn IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn., 19.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1976 – Pągów IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn., 33.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1990 – Włoszczowa IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn., 70.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1994 – Secemin IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn., 77.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1995 – Brzegi IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn., 20.
- KARNKOWSKI P. 1993 – Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce. *Niż Polski*, 1. Wyd. GEOS, AGH, Kraków.
- KOZŁOWSKA A., MALISZEWSKA A. 2015 – Berthierine in the Middle Jurassic sideritic rocks from southern Poland. *Geol. Quart.*, 59 (3): 551–564.
- KRYSTKIEWICZ E. 1998 – Diogeneza. [W:] Krystkiewicz E., Feldman-Olszewska A., Środowiska sedimentacji i diogeneza jury dolnej w centralnej Polsce na przykładzie wybranych otworów wiertniczych. *Nar. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa, nr arch. 118796.
- KRYSTKIEWICZ E. 1999a – Trias górny – kajper, noryk, retyk. [W:] Maliszewska A. (red.), Diogeneza osadów permu górnego i mezozoiku Kujaw. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 167: 51–63.
- KRYSTKIEWICZ E. 1999b – Jura dolna. [W:] Maliszewska A. (red.), Diogeneza osadów permu górnego i mezozoiku Kujaw. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 167: 64–77.
- KRZYWIEC P., JAROSIŃSKI M. (red.) 2006 – Budowa litosfery centralnej i północnej Polski – obszar projektu sejsmicznego POLONAISE'97. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 188.
- KUBERSKA M. 1997 – Trias dolny. Charakterystyka petrograficzna. [W:] Marek S., Pajchłowa M. (red.), Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153: 117–121.
- KUBERSKA M. 1999 – Trias dolny – pstry piaskowiec. [W:] Maliszewska A. (red.), Diogeneza osadów permu górnego i mezozoiku Kujaw. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 167: 22–35.
- MALISZEWSKA A. 1972 – Geneza brekcji lisowskiej na podstawie badań petrograficznych. *Biul. Inst. Geol.*, 261: 33–54.
- MALISZEWSKA A. 1973 – Jura środkowa. Wyniki badań petrograficznych oraz warunków sedimentacji. *Strzelno IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn.*, 11: 110–116.
- MALISZEWSKA A. 2000 – Jura dolna. [W:] Maliszewska A., Mikrolitofacje osadów mezozoicznych w niecce łódzko-miechowskiej. *Nar. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa, nr arch. 377851.
- MAREK S., PAJCHŁOWA M. (red.) 1997 – Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153.
- MIGASZEWSKI Z., NARKIEWICZ M. 1983 – Identyfikacja pospolitych minerałów węglanowych przy użyciu wskaźników barwiących. *Prz. Geol.*, 31 (4): 258–261.
- NARKIEWICZ M., DADLEZ R. 2008 – Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Prz. Geol.*, 56 (5): 391–397.
- NOWICKA M. 1973 – Kajper. Wyniki badań petrograficznych. *Krośnice IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn.*, 5: 95–109.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R. 1972 – Sand and sandstones. Springer Verlag, New York.
- POŻARYSKI W. 1974 – Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. Jednostki tektoniczne w epoce alpejskiej. [W:] Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika. Cz. 1. *Niż Polski*: 28–34. Wyd. Geol., Warszawa.
- STUPNICKA E. 1989 – Geologia regionalna Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- ZŁONKIEWICZ Z. 2004 – Rozwój paleotektoniczny niecki miechowskiej na tle basenu jurajskiego bruzdy śródpolskiej. *Tomy Jurajskie*, 2: 162–163.
- ZŁONKIEWICZ Z. 2006 – Ewolucja basenu niecki miechowskiej w jurze jako rezultat regionalnych przemian tektonicznych. *Prz. Geol.*, 54 (6): 534–540.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARNKOWSKI P.H., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K. 2011 – Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

Praca wpłynęła do redakcji 3.04.2023 r.
Akceptowano do druku 21.04.2023 r.