

NOWE SPOJRZENIE NA WŁAŚCIWOŚCI ZBIORNIKOWE I FILTRACYJNE PIASKOWCÓW KARPACKICH

**New interpretation of reservoir and filtration properties
of the Carpathian sandstones**

Piotr SUCH & Grzegorz LEŚNIAK

*Instytut Nafty i Gazu;
31-503 Kraków, ul. Lubicz 25;
e-mail: such@inig.pl, lesniak@inig.pl*

Treść: Na podstawie 388 próbek reprezentujących piaskowce karpackie wykonano analizy przepuszczalności intergranularnej, porowatości i przepuszczalności szczelinowej, analizy granulometryczne. Próbkę te zostały poddane analizom pod względem procesów diagenetycznych i ich wpływu na właściwości zbiornikowe. Przestrzeń porowa piaskowców karpackich jest wykształcona w procesie przemian diagenetycznych porowatości pierwotnej. Dominującą rolę w jej ewolucji odegrała kompaktacja mechaniczna i cementacja. Zaznacza się również wpływ rozpuszczania na rozwój porowatości wtórnej. Przeprowadzone badania rzuciły nowe światło na charakter przestrzeni porowej oraz możliwości filtracyjne karpackich piaskowców o umiarkowanych porowatościach. O ile wartości przepuszczalności intergranularnych są w ogromnej większości niskie lub bardzo niskie, wykluczające w wielu przypadkach potencjalną produkcję z tego typu kolektorów o tyle zasięg i skala zeszcelinowania otwierają nowe możliwości interpretacji parametrów zbiornikowych i filtracyjnych tego typu utworów.

Słowa kluczowe: parametry zbiornikowe i filtracyjne, przemiany diagenetyczne, szczelinowatość, piaskowce karpackie

Abstract: On the base of 388 samples of the Carpathian sandstones analyses of intergranular and fracture permeability and porosity were performed, as well as granulometric analyses and investigations of diagenesis processes. Pore space of these sandstones was created by diagenetic processes. Mechanical compaction and cementation dominates but dissolution played role in creating of secondary porosity. Conducted investigations thrown a new light on filtration properties of moderate porosity sandstones. Intergranular permeability are very low but fracture porosity can reach relatively high values (up to 50 mD) in great part of investigated sandstones. This fact opens new opportunities in exploration of such type of sandstones in the Carpathian flysch.

Key words: reservoir and filtration properties, diagenetic processes, fracturing, Carpathian sandstones

WSTĘP

Zebrany materiał rdzeniowy pochodził otworów: Kuźmina-1, -2, Paszowa-1, Dynów-1, Drohobyczka-3, Węgierka-6, Hłomcza-4, Lutowiska-2 oraz z wychodni znajdujących się na terenie Polski i Ukrainy: Dobra, Tyrawa Solna, Tarnawka, Turnica, Grąziowa, Międzybrodzie, Sanok, Wańkowa, Biała Góra, Potok Olchowski, Załuż, Arłamów, Słonne, Trójca, Turka, Bystrica, Sprynia, Stary Sambor, Dubnik, Tersziw. Ze wszystkich próbek zostały wykonane płytki cienkie polerowane, które posłużyły do przeprowadzenia analiz mikroszczelinowatości, granulometrycznych, petrograficznych oraz analizy procesów diagenetycznych. Oprócz tego wykonano 25 kompletów oznaczeń przepuszczalności szczelinowej na płytkach cienkich i zgładach z odwiertów Dwernik-3 i Lutowiska-2. Wszystkie próbki poddano pomiarom przepuszczalności absolutnej, zarówno równoległej jak i prostopadłej do uwarstwienia. Wyniki przeanalizowano zgodnie z wydzieleniami stratygraficznymi badanych skał.

BADANIA PRZEPUSZCZALNOŚCI INTERGRANULARNEJ I SZCZELINOWEJ

Wykonano badania przepuszczalności intergranularnej oraz szczelinowej próbek skał karpackich. Wykonano 344 oznaczenia przepuszczalności absolutnej w próbkach wyciętych równoległe do uwarstwienia oraz 235 oznaczeń tego parametru w próbkach wyciętych prostopadle do uwarstwienia. Jako gazu roboczego użyto azotu.

Współczynnik przepuszczalności liczono ze wzoru

$$q = \frac{c \cdot k \cdot A \cdot (P_1^2 - P_2^2)}{T \cdot L \cdot \mu},$$

gdzie:

- k – współczynnik przepuszczalności (mD),
- μ – lepkość gazu (cPu),
- c – stała zależna od rodzaju użytych jednostek,
- T – czas potrzebny do przepłynięcia objętości q gazu przez próbkę,
- L – długość walca (cm),
- A – przekrój poprzeczny walca (cm),
- P – ciśnienie (at).

Pomiar każdej próbki powtarzano co najmniej trzykrotnie, za każdym razem zmieniając wartość ciśnienia. Proporcjonalność otrzymanych wyników świadczy o laminarności przepływu. Jeśli otrzymana w trakcie pomiaru prosta $k = f(1/p)$ wykazywała niezanedbywalne nachylenie, wyliczano poprawkę na efekt Klinkenberga ze wzoru (Tiabb & Donaldson 1996)

$$K_K = K - m \cdot \frac{1}{P},$$

gdzie:

- K_K – ekstrapolowana wartość współczynnika przepuszczalności dla nieskończonego ciśnienia równa przepuszczalności pomierzonej dla nieściśliwej, niereagującej ze skałą cieczy,
- K – współczynnik przepuszczalności zmierzony dla średniego ciśnienia przepływu P ,
- m – nachylenie krzywej.

Przepuszczalność intergranularna

Wyniki przepuszczalności w próbkach wyciętych równoległe do uwarstwienia zestawiono w sposób syntetyczny w tabeli 1. Podano w niej zakresy uzyskanych wartości dla poszczególnych wydzieleni litostratygraficznych wraz ze statystyką pomiarów.

Tabela 2 zawiera wartości pomierzonych współczynników przepuszczalności dla próbek wyciętych prostopadłe do uwarstwienia. Analiza tabel 1 i 2 pokazuje, że przepuszczalność intergranularna jest bardzo niska. Jedynie w wypadku 34 próbek wyciętych równoległe do uwarstwienia przekracza 1 mD. Również taki sam wynik otrzymano w próbkach wyciętych prostopadłe do uwarstwienia. W odniesieniu do 112 próbek równoległych i 109 prostopadłych otrzymano wyniki zerowe (oznaczone w tabeli jako <0.01 mD). Natomiast znaczące przepuszczalności (>10 mD) wykazało 9 próbek w każdej kategorii. Reasumując, można stwierdzić, że właściwości filtracyjne przestrzeni porowych badanych wydzieleni fliszu karpacciego są bardzo słabe

Przepuszczalność szczelinowa

W warunkach laboratoryjnych badania mikroszczelin przeprowadza się na płytkach cienkich i tzw. replikach wykonywanych z przycinanych specjalnie sześcianów skalnych o długości krawędzi 4 cm, przy czym na płytkach cienkich wykonuje się oznaczenia szczelin o rozwarościach poniżej 0.1 mm, zaś na replikach bada się porowatość i przepuszczalność szczelin o rozwarościach większych od 0.1 mm (Paduszyński 1965, Leśniak & Darłak 1995, Bona *et al.* 2003). Numeryczne określenie porowatości i przepuszczalności szczelinowej jest oznaczeniem statystycznym (Nelson 1980, Leśniak *et al.* 2006). Do obliczeń statystycznych konieczna jest wstępna charakterystyka systemu spękań (ukierunkowane, pionowe, poziome, bezładne), pozwalająca na przyjęcie w obliczeniach statystycznych odpowiednich stałych (Paduszyński 1965, Romm 1970, Aguilera 1980, Leśniak & Darłak 1995).

Wielkość porowatości i przepuszczalności szczelinowej replik oblicza się, traktując zaobserwowane szczeliny jako gładkie o pomierzonej rozwarości i długości znacznie większej od rozwarości. Wielkość przepływu laminarnego przez taką szczelinę opisuje równanie Boussinesqa

$$q = \frac{l \cdot b^3}{12 \cdot \mu} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta L},$$

gdzie:

- q – natężenie przepływu objętości cieczy,
- μ – lepkość dynamiczna,
- b – rozwarość szczelin,
- L – długość przepływu,
- P – ciśnienie,
- l – długość szczeliny.

Tabela (Table) 1
Przepuszczalności intergranularne (równoległe do uwarstwienia)
Intergranular permeabilities (parallel)

Wyzdzielenie <i>Stratigraphy</i>	Liczba pomiarów <i>Number of samples</i>	Przepuszczalność maksymalna [mD] <i>Permeability maximum</i>	Zakresy przepuszczalności [mD] <i>Ranges of permeability</i>						
			<0.01	0.01	0.1	0,1-1	1-10	10-100	>100
piaskowce sarmatu* / <i>Sarmatian sandstones*</i>	9	15.51		1	1		4	3	
piaskowce badenu górnego* / <i>Upper Badenian sandstones*</i>	14	7.24	5	4		1	4		
zlepienie z Dubnika / <i>Dubnik conglomerates</i>	7	11.67	1	1	1	1	2	1	
piaskowce miocenu autochtonicznego* / <i>Miocene sandstones*</i>	5	0.01	4	1					
piaskowce krośnieńskie / <i>Krosno sandstones</i>	66	905.04	20	14	9	10	9	2	2
piaskowce kłiwskie/krośnieńskie / <i>Kłiwa/Krosno sandstones</i>	13	4.94	4	2	2	3	2		
piaskowce polanickie / <i>Polanica sandstones</i>	7	0.81	1	3	1	2			
piaskowce kłiwskie (Pol) / <i>Kłiwa sandstones (Pol)</i>	27	40.76	5	11	2	2	5	2	
piaskowce kłiwskie (Ukr) / <i>Kłiwa sandstones (Ukr)</i>	3	1.34	1	1	1		1		
piaskowce śródmiejskie / <i>Menilite sandstones</i>	20	1.27	14	3	1	1	1		
piaskowce borysławskie / <i>Boryslav sandstones</i>	4	107.49	1	1	1	1	1	1	1
piaskowce eocenu* / <i>Eocene sandstones*</i>	1	2.13					1		
piaskowce hieroglifyowe / <i>Hieroglyphic sandstones</i>	3	0.01		3					
piaskowce istebniańskie / <i>Istebna sandstones</i>	5	0.75	0			5			
piaskowce inoceramowe / <i>Inoceramian sandstones</i>	84	1.84	47	27	7	2	1		
piaskowce stryjskie / <i>Stryj sandstones</i>	10	1.18		8	1	1	1		
piaskowce jamnieńskie / <i>Jamno sandstones</i>	14	10.51	2	3	1	1	5	2	
piaskowce łgockie / <i>Lgota sandstones</i>	25	110.13	8	8	3	3		1	2
piaskowce grodziskie / <i>Grodziskie sandstones</i>	2	12.47	1					1	
piaskowce spaskie (Ukr) / <i>Spaskie sandstones (Ukr)</i>	3	0.1	1	1	1				
piaskowce spaskie (Pol) / <i>Spaskie sandstones (Pol)</i>	22	3.86	14	3	2	3			

* nierozdzielone / *undivided*.

Tabela (Table) 2
Przepuszczalności intergranularne (prostopadle do uwarstwienia)
Intergranular permeabilities (vertical)

Wydzielenie <i>Stratigraphy</i>	Liczba pomiarów <i>Number of samples</i>	Przepuszczalność maksymalna [mD] <i>Permeability maximum</i>	Zakresy przepuszczalności [mD] <i>Ranges of permeability</i>						
			<0.01	0.01	0.1	0.1–1	1–10	10–100	>100
piaskowce sarmatu* / <i>Sarmatian sandstones*</i>	4	17.51		1			2	1	
piaskowce badenu górnego* / <i>Upper Badenian sandstones*</i>	14	6.34	9	2	1	1	1		
złepienie z Dubnika / <i>Dubnik conglomerates</i>	0	0							
piaskowce miocenu autochtonicznego* / <i>Miocene sandstones*</i>	4	0.01	2	2					
piaskowce kroszeńskie / <i>Krosno sandstones</i>	46	38.01	16	18	2	1	8	1	
tlpiaskowce kłiwskie/kroszeńskie / <i>Kłiva/Krosno sandstones</i>	11	18.75	6			4		1	
piaskowce polanickie / <i>Polanica sandstones</i>	6	0.51	2	1	1	2			
piaskowce kłiwskie (Pol) / <i>Kłiva sandstones (Pol)</i>	22	185.14	6	6	2	1	4	2	1
piaskowce kłiwskie (Ukr) / <i>Kłiva sandstones (Ukr)</i>	2	60.28				1		1	
piaskowce śródmenilitowe / <i>Menilite sandstones</i>	15	0.93	10	3	1	1			
piaskowce boryslawskie / <i>Boryslav sandstones</i>	3	24.39			1	1		1	
piaskowce eocenu* / <i>Eocene sandstones*</i>	2	0.92	1				1		
piaskowce hieroglifyowe / <i>Hieroglyphic sandstones</i>	1	Niep	1						
piaskowce istebniańskie / <i>Istebna sandstones</i>	2	1.02					1	1	
piaskowce inoceramowe / <i>Inoceramian sandstones</i>	45	1.84	33	10		1	1		
piaskowce stryjskie / <i>Stryj sandstones</i>	8	0.1	1	6	1				
piaskowce jamnieńskie / <i>Jamno sandstones</i>	11	6.23	3	2			5	1	
piaskowce lgockie / <i>Lgota sandstones</i>	17	5.44	9	2	2	3	1		
piaskowce grodziskie / <i>Grodziskie sandstones</i>	2	0.1		1	1				
piaskowce spaskie (Ukr) / <i>Spaskie sandstones (Ukr)</i>	3	0.01	1	2					
piaskowce spaskie (Pol) / <i>Spaskie sandstones (Pol)</i>	18	1.34	12	3		2	1		

* nierozdzielone / *undivided*.

Przyrównując równanie Boussinesqa do równania Darcy'ego i wprowadzając średnią liniową gęstość spękań Γ równającą się n/L , otrzymujemy wzór na przepuszczalność dla quasi-izotropowego, jednorodnego systemu spękań

$$k = (a \cdot b^3 \cdot \Gamma) / 12,$$

gdzie:

- a – wskaźnik wynikający z przyjęcia odpowiednich jednostek,
- n – liczba szczelin zaobserwowana na długości odcinka L .

Porowatość szczelinową i kawernistą liczy się ze wzoru

$$Por = \frac{c \cdot b \cdot l}{s},$$

gdzie:

- s – badana powierzchnia repliki,
- c – stała wynikająca z doboru jednostek.

Badania mniejszych szczelin wykonuje się na płytkach cienkich metodą tzw. trawersów losowych. Metoda ta polega na losowym nakładaniu na badaną płytkę cienką odcinka o długości L i badaniu liczby przecięć tego odcinka z mikroszczelinami. Przy tak przyjętych założeniach współczynnik gęstości objętościowej szczelin będzie się wyrażał wzorem

$$\Gamma_{v,l} = \frac{\Pi^2}{4 \cdot L} \cdot \frac{1}{m_l} \sum_{i=1}^{m_l} n_i,$$

gdzie:

- m_l – liczba pól widzenia nakładanych na płytkę cienką o numerze l ,
- n – liczba przecięć śladów szczelin z odcinkami m_l , każdy o długości L .

Wstawiając wartość $\Gamma_{v,l}$ do wzoru na porowatość, otrzymujemy dla płytki cienkiej o numerze l

$$Por = \frac{\Pi}{2 \cdot A} \cdot \frac{b_l}{k_l} \sum_{i=1}^{m_l} n_i,$$

a przepuszczalność obliczamy według wzoru

$$k = \frac{c \cdot \Pi}{2 \cdot L} \cdot \frac{b_l^3}{k_l} \sum_{i=1}^{m_l} n_i,$$

gdzie c – stała zależna od doboru jednostek.

W badanej kolekcji próbek wyróżniono skały z profili Dwernik-3 i Lutowiska-2. W wypadku tych utworów, będących skałą zbiornikową dla złoża ropy naftowej, udało się pobrać stosunkowo gęste. Dzięki temu stało się możliwe pełne oszacowanie przepuszczalności szczelinowej tych skał (można było rzetelnie oszacować gęstość i ilość mezoszczelin). W wypadku pozostałych próbek nie było to możliwe ze względu na ich małą populację. O ile nie ma problemu w oszacowaniu parametrów filtracyjnych systemu mikroszczelin w poszczególnych próbkach (wystarczająca statystyka), o tyle zaobserwowane incydentalnie szczeliny o większych rozwartościach nie poddają ocenie ilościowej. W próbkach tych skał wykonano oznaczenia mikroszczelinowatości i obliczono jej porowatość oraz przepuszczalność. Tego typu badania mają sens z dwóch powodów. Po pierwsze, pozwalają stwierdzić, czy w przestrzeni porowej istnieje jakiś element pozwalający na transport płynów złożowych, po drugie, dają możliwość zakwalifikowania skał jako potencjalnie zbiornikowych dla złóż typu *tight gas*. Wykonano płytki cienkie, na których oznaczono przepuszczalność szczelinową metodą trawersów losowych. Wykonano 388 oznaczeń. Otrzymane wyniki zaprezentowano syntetycznie w tabeli 3. W 105 próbkach nie stwierdzono występowania mikroszczelin, w tym we wszystkich przebadanych skałach z piaskowców borysławskich (4 próbki), kliwskich (2 próbki), spaskich (3 próbki) oraz grodziskich (2 próbki). Ta statystyka jest istotna, bowiem zbiór próbek jest mały i obejmuje wyłącznie próbki z odsłoneń. Brak mikroszczelin w tego typu utworach karpackich nie jest więc przesądzony.

W piaskowcach jamneńskich, sarmatu, lgoeckich i kliwskich próbki o niezerowych wartościach przepuszczalności szczelinowych są w mniejszości (por. tab. 3).

W pozostałych wydzieleniach dominują próbki szczelinowe, przy czym typowe wartości przepuszczalności szczelinowej zawierają się w przedziale 1–5 mD.

Wyliczone porowatości szczelinowe są nieznaczne. Dominują wartości mniejsze od 2%. Diagram częstości porowatości szczelinowych przedstawiono na figurze 1.

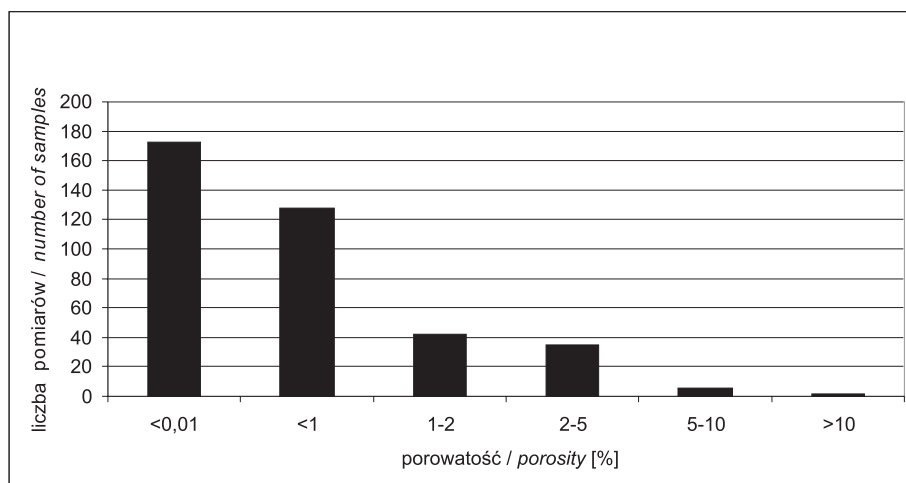


Fig. 1. Diagram rozkładu porowatości szczelinowej

Fig. 1. Frequency diagram of fracture porosity

Tabela (Table) 3
Przepuszczalności szczelinowe
Fracture permeabilities

Wydzielenie <i>Stratigraphy</i>	Liczba pomiarów <i>Number of samples</i>	Przepuszczalność maksymalna [mD] <i>Permeability maximum</i>	Zakresy przepuszczalności [mD] <i>Ranges of permeability</i>			
			0	<1	1–5	5–10
piaskowce sarmatu* / <i>Sarmatian sandstones*</i>	10	15.85	6	3		1
piaskowce badenu górnego* / <i>Upper Badenian sandstones*</i>	15	7.52	1	6	7	1
złepieńce z Dubnika / <i>Dubnik conglomerates</i>	6	3.04	1	2	3	
piaskowce miocenu autochtonicznego* / <i>Miocene sandstones*</i>	6	22.07	1	2	2	1
piaskowce krośnieńskie / <i>Krosno sandstones</i>	75	7.17	38	15	16	6
piaskowce kliwskie/krośnieńskie / <i>Kliwa/Krosno sandstones</i>	16	3.05	6	4	6	
piaskowce polaniczkie / <i>Polanica sandstones</i>	10	20.28	3	1	4	1
piaskowce kliwskie (Pol) / <i>Kliwa sandstones (Pol)</i>	28	3.48	18	4	6	
piaskowce kliwskie (Ukr) / <i>Kliwa sandstones (Ukr)</i>	2	0.8		2		
piaskowce śródmenilitowe / <i>Menilite sandstones</i>	22	5.9	11	5	5	1
piaskowce boryslawskie / <i>Boryslav sandstones</i>	4	0	4			
piaskowce eocenu* / <i>Eocene sandstones*</i>	2	0.52		2		
piaskowce hieroglifyowe / <i>Hieroglyphic sandstones</i>	4	7.14		1	2	1
piaskowce istebniańskie / <i>Istebna sandstones</i>	5	2.35	2	1	2	
piaskowce inoceramowe / <i>Inoceramian sandstones</i>	96	13.24	33	22	32	5
piaskowce stryjskie / <i>Stryj sandstones</i>	10	9.52	2	3	3	2
piaskowce jammieńskie / <i>Jamno sandstones</i>	18	1.32	16	1	1	
piaskowce lgockie / <i>Lgota sandstones</i>	29	4.51	15	7	7	
piaskowce grodziskie / <i>Grodziskie sandstones</i>	2	0	2			
piaskowce spaskie (Ukr) / <i>Spaskie sandstones (Ukr)</i>	3	0	3			
piaskowce spaskie (Pol) / <i>Spaskie sandstones (Pol)</i>	25	3.75	9	12	4	

* nierozdzielone / *undivided*.

Przeprowadzone badania rzuciły nowe światło na charakter przestrzeni porowej oraz możliwości filtracyjne karpackich piaskowców o umiarkowanych porowatościach. O ile wartości przepuszczalności intergranularnych są w ogromnej większości niskie lub bardzo niskie, wykluczające w wielu przypadkach potencjalną produkcję z tego typu kolektorów, o tyle zasięg i skala zeszcelinowania otwierają nowe możliwości interpretacji parametrów zbiornikowych i filtracyjnych tego typu utworów. W skrajnych przypadkach porowatość szczelinowa może osiągnąć 20%, zaś przepuszczalności szczelinowe – 50 mD. Należy też zwrócić uwagę, że również utwory mułowcowe i łupkowe są pocięte siecią mikroszczelin, więc ich parametry izolujące mogą być znacznie gorsze.

Potwierdzona została użyteczność próbek z odsłonięć do oceny parametrów filtracyjnych, które w danych wydzieleniach dobrze korelują się z próbkami wgłębnyymi.

Analizując otrzymane wyniki badań przepuszczalności mikroszczelinowej i porównując je z wynikami przepuszczalności intergranularnej, można stwierdzić, że:

- znaczna część przepuszczalności zmierzonej na próbkach walcowych i oznaczonej jako intergranularna jest wynikiem istnienia systemu mikroszczelin;
- znacznie niższe wartości przepuszczalności mierzonej na próbkach walcowych od wartości przepuszczalności mikroszczelinowej liczonej na płytkach cienkich świadczą o przestrzennym ukierunkowaniu szczelin, jak również o stosunkowo niewielkim zasięgu systemu mikrospekań; typową sytuacją będzie wiele krótkozasięgowych systemów mikrospekań;
- efekt mikroszczelinowatości likwiduje anizotropię przepuszczalności związaną z uławiczeniem;
- skały z systemem mikroszczelin będą miały dobre właściwości zbiornikowe dla złóż typu *tight gas*; istnienie szczelin o większych rozwartościach jest zaniedbywane, bowiem złoża tego typu przed eksploatacją są szczelinowane sztucznie; innymi słowy: systemy mikroszczelin mają transportować płyny złożowe do najbliższej sztucznej szczeliny.

BADANIA MIKROSKOPOWE

Do badań zostały wykorzystane płytki cienkie odkryte o polerowanych powierzchniach. Badano cechy piaskowców, które bezpośrednio lub pośrednio łączą się z ich właściwościami zbiornikowymi. Określano procentową zawartość poszczególnych składników mineralnych oraz spoiwa, w tym skład cementów, parametry uziarnienia, wysortowanie, efekty działania procesów diagenetycznych w badanych skałach. Typy piaskowców zostały wyróżnione na podstawie klasyfikacji Pettijohna *et al.* (1972). W przeprowadzonych badaniach dysponowano płytkami cienkimi reprezentującymi: piaskowce sarmatu (9), piaskowce badenu (15 płytek cienkich), zlepieńce z Dubnika (6), piaskowce miocene autochtonicznego (5), krośnieńskie (60), polanickie (10), kliwskie + przejściowe kliwskie/krosno (40), śródmenilitowe (22), borysławskie (4), hieroglifowe (4), istebniańskie (5), inoceramowe (100), stryjskie (10), jamneńskie (17), lgockie (25), spaskie – polska (24).

Analiza granulometryczna

Analizę granulometryczną z powodu trudności z nieniszczącym rozdziałem materiału ziarnowego przeprowadzono, wykorzystując płytki cienkie polerowane.

Wartość średniej średnicy badanych próbek zawiera się w przedziale 0.1–4.58 Φ . Na figurze 2 zilustrowano częstość występowania poszczególnych wartości GSS. W większości badanych próbek wartość tego parametru lokuje się pomiędzy 3.5 a 4 Φ .

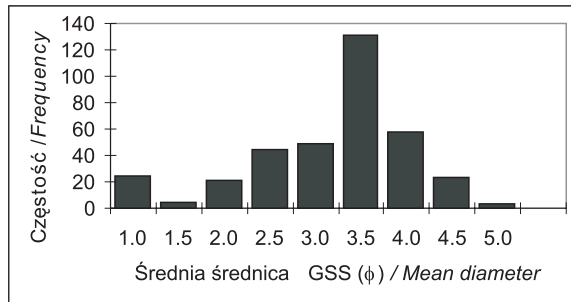


Fig. 2. Histogram rozkładu wartości GSS

Fig. 2. Distribution of mean diameter

Wartości GSO zawierają się w przedziale (Fig. 3) 0.014–1.54. Dominują wartości z przedziału 0.3–0.5 i 0.5–0.7 pozwalające określić badane skały jako dobrze i umiarkowanie dobrze wysortowane. Stosunkowo nieliczne są próbki, które można zaklasyfikować jako źle wysortowane (wartość GSO >1).

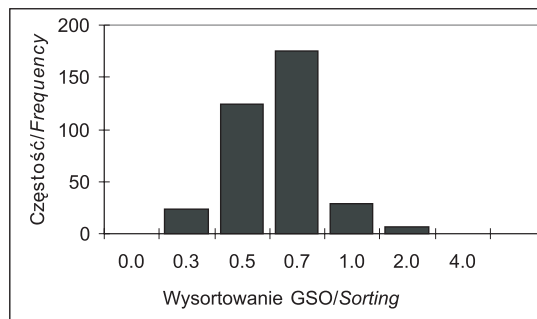


Fig. 3. Histogram rozkładu wartości GSO

Fig. 3. Sorting distribution

Badania petrograficzne

Na podstawie analiz planimetrycznych, w oparciu o klasyfikacje Pettijohna, badane piaskowce zostały zaliczone do arenitów i wak – kwarcowych subarkozowych, arkozowych, sublitycznych i litycznych (Fig. 4). Materiał jest zróżnicowany, występują tutaj piaskowce

od bardzo drobno- do gruboziarnistych, a także piaskowce zlepieńcowate. Wyszortowanie i obtoczenie materiału ziarnowego jest bardzo zmienne: od bardzo dobrego do złego. Szkielet ziarnowy wszystkich badanych piaskowców jest zbudowany bardzo podobnie, różnice zaznaczają się jedynie w zawartościach poszczególnych składników mineralnych.

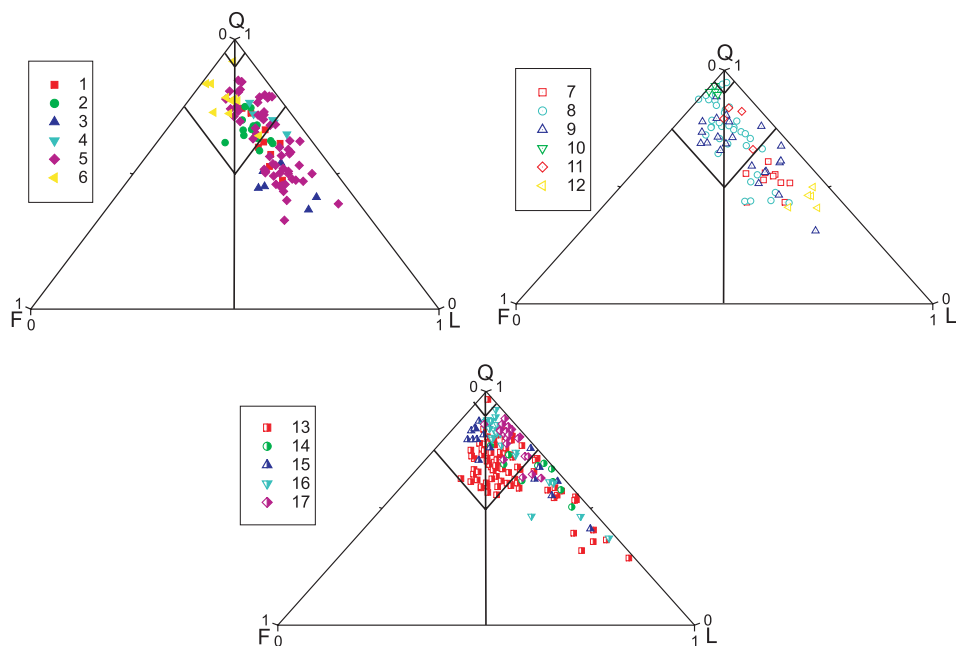


Fig. 4. Położenie badanych piaskowców w trójkącie klasyfikacyjnym Q-F-L: 1 – piaskowce sarmatu (nierozdzielone), 2 – piaskowce badenu górnego (nierozdzielone), 3 – zlepienie z Dubnika, 4 – piaskowce miocenu autochtonicznego (nierozdzielone), 5 – piaskowce krośnieńskie, 6 – piaskowce krośnieńskie/menility, 7 – piaskowce polanickie, 8 – piaskowce kliwskie, 9 – piaskowce sródmenilitowe, 10 – piaskowce borysławskie, 11 – piaskowce hieroglifowe, 12 – piaskowce istebniańskie, 13 – piaskowce inoceramowe, 14 – piaskowce stryjskie, 15 – piaskowce jamneńskie, 16 – piaskowce lgockie, 17 – piaskowce spaskie

Fig. 4. Sandstone classification in Pettijohn diagram: 1 – Sarmatian sandstones (undivided), 2 – Upper Badenian sandstones (undivided), 3 – Dubnik conglomerates, 4 – Miocene sandstones (undivided), 5 – Krosno sandstones, 6 – Krosno/Menilites sandstones, 7 – Polanica sandstones, 8 – Kliva sandstones, 9 – Menilite sandstones, 10 – Boryslaw sandstones, 11 – Hieroglyphic sandstones, 12 – Istebna sandstones, 13 – Inoceramian sandstones, 14 – Stryj sandstones, 15 – Jamno sandstones, 16 – Lgota sandstones, 17 – Spaskie sandstones

Kwarc. Jest minerałem dominującym. Obok kwarcu monokrystalicznego występuje również polikrystaliczny. Na podstawie badań w katodoluminescencji określono pochodzenie genetyczne ziarn kwarcu (Getze & Zimmerle 1994). Dominują ziarna pochodzenia metamorficznego, ale obserwuje się również ziarna o pochodzeniu magmowym i wulkanicznym. Wielkość ziarn i ich obtoczenie są bardzo zróżnicowane. Lepszym obtoczeniem charakteryzują się ziarna grubszych frakcji psamitowych, ale i w drobnych frakcjach można zaobserwować ziarna o dobrym stopniu obtoczenia.

Skalenie. Dominują skalenie potasowe. Ziarna skaleni są na ogół większe, często należą (razem z kwarcem polikrystalicznym i okruchami skał) do największych ziarn w osadzie. Obserwowano ortoklaz, mikroklin, pertyty oraz myrmekit (przerosty kwarcu i skaleni). Występują tu również przerosty skaleni o odmiennym wygaszaniu światła. Skalenie wykazują różny stopień zachowania, od bardzo świeżych do prawie całkowicie zargilizowanych.

Łyszczki. Reprezentowane są głównie przez muskowitz i rzadziej przez biotyt. Obserwowane jest specyficzne ułożenie zgniecionych blaszek miki dokoła innych większych ziarn podkreślające kompakcję mechaniczną. Łyszczki ulegają również przeobrażeniom w minerały ilaste, którym towarzyszą wodorotlenki żelaza, czasem również mamy do czynienia z chlorytazją biotyту.

Okruchy skał. Reprezentowane są przez fragmenty skał węglanowych, magmowych, kwarcytów, gnejsów, łupków krystalicznych, piaskowców i mułowców. Ziarna te mają z reguły duże rozmiary, są mało zmienione, często dość dobrze obtoczone. Spotykane są również silnie zmienione okruchy skał wylewnych.

Minerały ciężkie. Należą do minerałów akcesorycznych i reprezentowane są przez ziarna piryту, granatów, turmalinu, cyrkonu, apatyту i monacytu.

Glaukonit. Występuje w formie nieregularnych skupień wypełniających przestrzeń iędzyziarnową. Niektóre z nich uległy pirytyzacji. Bardzo często obok siebie możemy obserwować ziarna znajdujące się na różnych etapach przeobrażeń. Miejskami ułożenie ziaren glaukonitu w skale (ziarna detrytyczne tkwiące w „masie” glaukonitowej) sprawia wrażenie, że mamy do czynienia ze spoiwem glaukonitowym.

Bioklasty. Reprezentowane są przez fragmenty skorupki otwornic, igły gąbek, muszli małżów i małżoraczków.

Spoiwo. Sposób wykształcenia i rozmieszczenia spoiwa jest bardzo zróżnicowany. Spoiwo badanych piaskowców złożone jest z minerałów ilastych, cementu kwarcowego i węglanowego oraz matriks węglanowo-ilastej i kwarcowo-ilastej. Minerały ilaste tworzące miejscami spoiwo o charakterze kontaktowym lub porowym reprezentowane są przez: kaolinit, chloryt, illit. Kaolinit w badanych skałach jest zarówno allo-, jak i autigeniczny. Najczęściej tworzy on charakterystyczne książeczkowe (robakowate) agregaty wykrystalizowane w przestrzeni porowej pomiędzy ziarnami detrytycznymi. Illit obserwowano w postaci drobnołuseczkowych wypełnień w przeobrażonych skaleniach. Chloryty występują w postaci drobnych blaszek pochodzenia detrytycznego, jak również skupień agregatowych powstałych w wyniku przeobrażeń. Miejskami widoczny jest autigeniczny piryт impregnujący spoiwo ilaste. Cement kwarcowy pojawia się w postaci obwódek regeneracyjnych na ziarnach kwarcu oraz jako wypełnienie przestrzeni międzyziarnowej. W piaskowcach Igockie i kliwskich pojawia się również cement chalcedonowy. Tworzy on obwódki wokół ziarn detrytycznych (przypominające obwódki regeneracyjne) oraz zabudowuje przestrzeń porową. Miejskami chalcedon obserwowano na wcześniejszych obwódkach regeneracyjnych z kwarcu autigenicznego. Występuje w odmianie skrytokrystalicznej (w przestrzeni porowej) i grubokrystalicznej (obwódki). Cement kalcytowy ma charakter podstawowy lub wypełnia przestrzeń porową, bywa zarówno drobno-, jak i grubokrystaliczny. Bardzo często obserwowana jest rekrystalizacja cementu kalcytowego. Jej efektem jest powstanie różnej wielkości fenokryształów kalcytu (od średnioziarnistego do bardzo grubokrystalicznego). Często rekrystalizacja obejmuje również fragmenty skał węglanowych i bioklasty. Obserwo-

wano również kryształy dolomitu, ankerytu i syderytu. Tworzą one drobne skupienia, wypełniając pory. Często obserwuje się wypełnienia przez cement węglanowy wtórnych pustek w skaleniach lub litoklastach oraz efekty korozji ziarn detrytycznych. Kolejnym typem spoiwa jest matiks węglanowo- i kwarcowo-ilasta. Jest to mieszanina minerałów ilastych i bardzo drobnych kryształów (frakcja pylasta) węglanów lub kwarcu. Czasem można w niej również zaobserwować fragmenty skaleni. Bardzo często matiks jest zabarwiona tlenkami i wodorotlenkami żelaza na kolor brązowy. W próbkach o zawartości spoiwa >40% mamy do czynienia z reguły z mieszaniną matiks ilasto-węglanowej oraz bardzo drobnokrystalicznego cementu kalcytowego.

Procesy diagenetyczne

Procesy diagenetyczne zachodzące w badanych piaskowcach karpaccich przebiegały w sposób podobny i zostały opisane wspólnie.

Akrecjonowanie. Procesy akrecyjne należą do najwcześniejszych w diagenecie opisywanych osadów. Ich efektem jest utworzenie się obwódek ilasto-żelazistych oraz chlorytowych na ziarnach detrytycznych obserwowanych w piaskowcach krośnieńskich, zlepieńcach z Dubnika i piaskowcach sarmatu.

Kompakcja mechaniczna. Najbardziej długotrwałym procesem w badanych skałach była kompakcja mechaniczna. Następowala ona pod wpływem ciśnienia wywieranego na osad przez wyżej leżące warstwy. Według Duttona & Diggsa (1992) kompakcja mechaniczna w obrębie czystych piaskowców oddziałuje głównie do głębokości 900 m, poniżej może być ona hamowana przez cementację kwarcową. W wyniku działania kompaktacji mechanicznej, powodującej ściślejsze upakowanie materiału ziarnowego, następuje redukcja miąższości warstw oraz ich porowatości. Ta ostatnia zaznacza się najsilniej w skałach zawierających znaczne ilości składników niestabilnych, łatwo poddających się odkształceniom plastycznym. W badanych piaskowcach efekty kompaktacji mechanicznej zostały wyrażone ściślejszym upakowaniem ziarn, ich spękaniami oraz często obserwowanym powyginaniem blaszek biotyty i muskowitu wokół twardszych składników skały (kwarcu, skaleni). Najczęstszymi typami kontaktów międzyziarnowych są proste i punktowe. Do efektów kompaktacji należy także dehydratacja niektórych składników skalnych, szczególnie minerałów ilastych.

Kompakcja chemiczna. Kompakcja chemiczna polega na rozpuszczaniu ziarn pod wpływem ciśnienia nadkładu. Przebiega ona z reguły na styku pojedynczych ziarn. Niewielka ilość minerałów ilastych lub łuszczyków ma działanie katalizujące ten proces (Oelkers *et al.* 1996). Kompakcja chemiczna prowadzi również do redukcji porowatości pierwotnej, gdy krzemionka nie zostaje odprowadzona z osadu i krystalizuje w pobliżu. Przyjmuje się, że najlepsze warunki do rozpuszczania i ponownej krystalizacji krzemionki istnieją wtedy, gdy w skale znajduje się około 5% pelitu ilastego. Istotnym czynnikiem jest też temperatura powodująca wzrost rozpuszczalności krzemionki oraz prędkości dyfuzji roztworów porowych w osadzie. Według Angevine'a & Turcotte'a (1983) działanie kompaktacji chemicznej w arenitach do głębokości 1 km jest stosunkowo słabe. W badanych skałach obserwowano kontakty międzyziarnowe wkłęsło-wypukłe oraz mniej liczne ząbwiąjące na styku ziarn kwarcu, stanowiące dowód działania kompaktacji chemicznej.

Cementacja. Wśród cementów badanych piaskowców występuje kwarc autigeniczny stanowiący spoiwo porowe, kontaktowe lub tworzący obwódki wokół ziarn kwarcu, ska-

leni. Można sądzić, iż cement kwarcowy zaczął się tworzyć na etapie wczesnej diagenety (Bjørlykke & Egeberg 1993). Na skutek rozkładu substancji organicznej pojawiła się zwiększona ilość kwasu węglowego, co sprzyjało wytrącaniu się krzemionki. Krzemionka była również zapewne dostarczana przez wody formacyjne wyciskane przez kompaktację ze skał ilasto-mułowcowych. Krzemionka mogła również pochodzić z rozpuszczania krzemionkowych bioklastów czy matriks ilastej. Nawet minimalna ilość krzemionki na tym etapie diagenety, zwłaszcza w postaci obwódek na ziarnach, mogła prowadzić do usztywnienia skały i podtrzymania porowatości pierwotnej, czyli działać hamująco na proces kompaktacji mechanicznej. Miejscami drobnokrystaliczna krzemionka impregnowała matriks ilastą. W próbie z piaskowców lgockich i kliwskich zaobserwowano cement chalcedonowy powstały najprawdopodobniej na początkowym etapie diagenety z roztworów pochodzących z leżących powyżej łupków lub rozpuszczania igieł gąbek i fragmentów rogowców. Jest on wykształcony skrytokrystalicznie i w formie grubokrystalicznych obwódek na ziarnach detrytycznych, zabudowuje również przestrzeń porową. W części próbek obserwowano obwódki chalcedonowe na wcześniejszych obwódkach kwarcowych. Zaobserwowano dwie generacje cementu kwarcowego. W badanych skałach cementy węglanowe reprezentowane są przez kalcyt, rzadziej ankeryt i dolomit. Są to z reguły cementy podstawowe lub wypełniające drobne przestrzenie porowe. Najczęstszy jest cement kalcytowy, wytrącony z przesyconych roztworów porowych w wolnych przestrzeniach śródziarnowych. Cementy węglanowe mogły również pochodzić z rekrytalizacji cząsteczek redeponowanych osadów węglanowych rozprowadzanych prądami zawiesinowymi różnej gęstości w głębsze części basenu sedymentacyjnego. Cement kalcytowy jest zawsze późniejszy od cementu kwarcowego. Cement dolomitowy i ankerytowy należałoby powiązać z niszczeniem wczesnodiagenetycznych dolomitów uznawanych za synsedymantacyjne z badanymi piaskowcami. Dolomity te były zapewne redeponowane ze stref płycizn litoralnych, jak sądzi Peszat (1984, 1997). Część samodzielnych kryształów dolomitu powstała prawdopodobnie w wyniku dolomityzacji kalcytu. Obserwuje się również pojedyncze kryształy syderytu. Bardzo często obserwuje się korozję cementów dolomitowych i ankerytowych przez kalcyt. W próbkach o znacznej zawartości cementów węglanowych ich krystalizacja wywarła największy wpływ na redukcję porowatości pierwotnej. W badanych skałach występuje również cement kaolinowy złożony z robaczkowych agregatów kaolinitu zabudowujący przestrzeń porową.

Do ilościowego oznaczenia utraty porowatości pierwotnej wskutek kompaktacji i cementacji wykorzystano wzory zaproponowane przez Lundegarda (1992) (analizy przeprowadzono dla wszystkich piaskowców). Autor ten opracował wzór pozwalający obliczyć, o ile procent kompaktacja mechaniczna obniżyła pierwotną porowatość

$$COPL = P_i - \{[(100 - P_i) \cdot P_{mc}]/(100 - P_{mc})\},$$

gdzie:

$COPL$ – spadek porowatości wywołany kompaktacją,

P_i – porowatość pierwotna,

P_{mc} – minus-cement porowatość (suma cementów i porowatości intergranularnej).

Ponieważ kompaktacja nie zawsze odpowiada w pełni za redukcję porowatości pierwotnej, wykorzystano następny wzór Lundegarda (1992) i wyliczono redukcję porowatości spowodowaną cementacją

$$CEPL = (P_i - COPL) \cdot (C/P_{mc}),$$

gdzie:

$COPL$ – spadek porowatości wywołany cementacją,

C – ilość cementu wypełniającego pory.

W swojej pracy Lundegard (1992) przedyskutował założenia poprawności stosowania zaproponowanych wzorów w odniesieniu do piaskowców o porowatości pierwotnej 40 i 45%. Piaskowce te spełniały też następujące kryteria: zawartość matriks ilastej poniżej 10%, suma porowatości i zawartości cementów nie wyższa od 45%, cement dostarczony do skały z zewnątrz. Stosując te wzory do piaskowców fliszowych, postanowiono przyjąć maksymalną wartość porowatości pierwotnej na poziomie 45%, z uwagi na obtoczenie i wysortowanie materiału detrytycznego. Otrzymane wyniki przedstawiono graficznie na figurze 5.

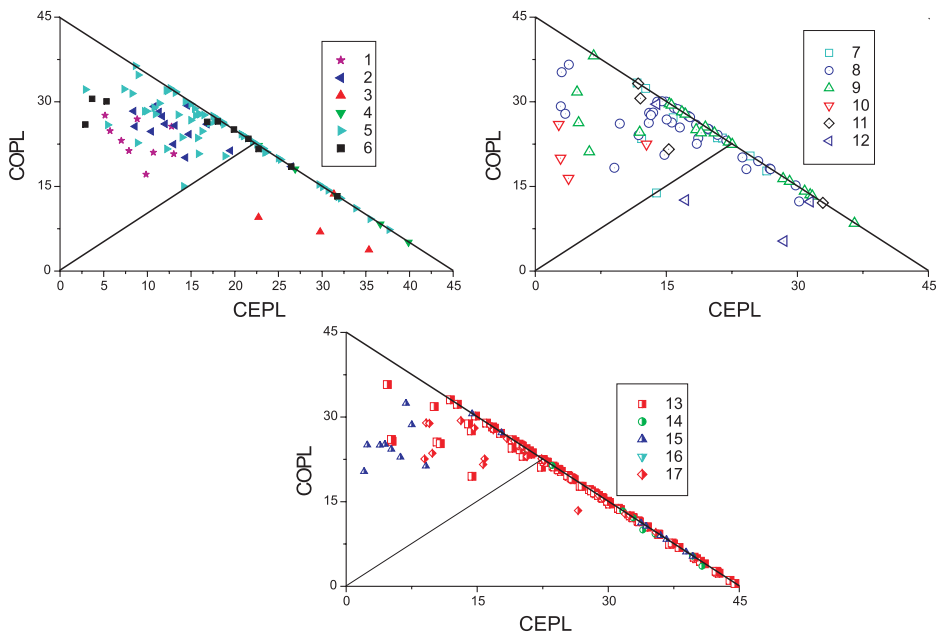


Fig. 5. Utrata porowatości pierwotnej wskutek kompaktacji i cementacji: 1 – piaskowce sarmatu (nierozdzielone), 2 – piaskowce badenu górnego (nierozdzielone), 3 – zlepiénce z Dubnika, 4 – piaskowce miocenu autochtonicznego (nierozdzielone), 5 – piaskowce krośnieńskie, 6 – piaskowce krośnieńskie/menility, 7 – piaskowce polanickie, 8 – piaskowce kliwskie, 9 – piaskowce sródmencilitowe, 10 – piaskowce borysławskie, 11 – piaskowce hieroglifowe, 12 – piaskowce istebniańskie, 13 – piaskowce inoceramowe, 14 – piaskowce stryjskie, 15 – piaskowce jamneńskie, 16 – piaskowce Lgota, 17 – piaskowce spaskie

Fig. 5. Compaction and cementation porosity loss: 1 – Sarmatian sandstones (undivided), 2 – Upper Badenian sandstones (undivided), 3 – Dubnik conglomerates, 4 – Miocene sandstones (undivided), 5 – Krosno sandstones, 6 – Krosno/Menilites sandstones, 7 – Polanica sandstones, 8 – Kliva sandstones, 9 – Menilite sandstones, 10 – Boryslaw sandstones, 11 – Hieroglyphic sandstones, 12 – Istebna sandstones, 13 – Inoceramian sandstones, 14 – Stryj sandstones, 15 – Jamno sandstones, 16 – Lgota sandstones, 17 – Spaskie sandstones

Należy zwrócić uwagę, że formuła była przewidziana do zastosowania w odniesieniu do czystych piaskowców. Zastosowano ją tutaj do piaskowców niespełniających w pełni założenia (nie wszystkie próbki spełniały założenia brzegowe). Celem badań nie było jednak obliczenie dla kilku lub kilkunastu próbek dokładnej utraty porowatości pierwotnej wskutek kompaktacji czy cementacji, a ukazanie trendu i zmian tych wartości w badanych profilach.

Rozpuszczanie. Rozpuszczanie jest procesem prowadzącym do rozwoju porowatości wtórnej. Efekty rozpuszczania najczęściej obserwowano w postaci śladów korozji ziarn kwarcu, skaleni (Fig. 10 na wklejce po s. 442), łyszczyków lub – rzadziej – autigenicznego spoiwa kwarcowego i cementu kalcytowego czy też fragmentów litoklastów. Uwolniona krzemionka krystalizowała jako autigeniczne spoiwo kwarcowe oraz w postaci wtrąceń w rozpuszczanych skaleniach. W skałach o spoiwie węglanowym pory w rozpuszczonych ziarnach kwarcu były wypełniane kalcytem. Rozpuszczanie obejmowało również detrytyczne ziarna skaleni, okruchy skał wylewnych, bardzo rzadko fragmenty skał magmowych i metamorficznych. Proces rozpuszczania skaleni był powszechny, a jego intensywność zależała od głębokości pogrzebania osadu i temperatury. Najczęściej produkty rozpuszczania skaleni były wytrącane w postaci nowych faz mineralnych – minerałów ilastych i kwarcu, co prowadziło miejscami do zmniejszenia porowatości (Ehrenberg 1990). Procesy rozpuszczania skaleni w niewielkim stopniu wpływały na poprawę właściwości filtracyjnych skał. Natomiast rozpuszczanie cementów węglanowych powodowało powstanie sieci porów dobrze ze sobą połączonych i poprawiających w sposób wyraźny właściwości filtracyjne i zbiornikowe badanych skał.

Zastępowanie. Był to proces rozpowszechniony we wszystkich poziomach piaskowców. Zaobserwowano efekty metasomatycznego zastępowania ziarn skaleni przez węglany oraz tworzenie się pseudomorfoz kalcytowych po ziarnach detrytycznych o nieznannej genezie. Do procesów zastępowania należy również zaliczyć kalifikację skaleni, której efektem jest następnie serycytyzacja, przy czym w plagioklazach obok serycytu pojawia się kalcyt. W spēkaniach wielu ziarn skaleni potasowych i plagioklazów występują wtrącenia kwarcu, co świadczy o krążeniu w skale roztworów o odczynie kwaśnym, związanych z rozkładem substancji organicznej. Spotykane są również ziarna, w których występują równocześnie przerosty kwarcu i albitu. Reakcja albityzacji skaleni potasowego wymagała dostawy sodu i odprowadzania potasu. Źródłem sodu mogły być rozpuszczane plagioklasy, a potas był wykorzystywany podczas serycytyzacji skaleni i w reakcji illityzacji kaolinitu, również zaobserwowanej w badanych piaskowcach. Innym procesem, w trakcie którego dostarczany jest sól, a odprowadzany potas, jest reakcja illityzacji smektytu (Boles & Franks 1979). Stosunkowa niewielka ilość przerostów albitowych w ziarnach skaleni potasowych i brak ziaren całkowicie zastąpionych przez Na-skałen świadczy o tym, że proces albityzacji był słabo zaawansowany.

Przeobrażanie i neomorfizm. Do najpospolitszych procesów, których ślady działania dostrzeżono w zbadanych piaskowcach, należy zaliczyć transformację skaleni w illit, minerały mieszanopakietowe illit/smektyt lub chloryty, przy czym mógł tworzyć się kwarc autigeniczny. Często obserwowane są efekty rekryystalizacji wodorotlenków żelaza, chlorytyzacji i pirytyzacji biotyty oraz kaolinizacji muskowitu. Do procesów przeobrażania i neomorfizmu należy również zaliczyć polimorficzne przemiany obwódek regeneracyjnych pierwotnie opalowych lub chalcedonowych w kwarc autigeniczny. W piaskowcach krosieńskich oraz w piaskowcach z innych warstw o wyraźnej dominacji cementów węglan-

nowych bardzo częsta była rekrytalizacja węglanów tworzących cementy. Następowala ona w wyniku dostarczania roztworów zawierających jony wapnia i magnezu. W skałach o zerowej porowatości następowalo to prawdopodobnie systemami spękań lub mikroszczelin. Niektóre minerały węglanowe w grubokrytalicznych cementach i w szczelinach, obserwowane w katodoluminescencji, wyglądają tak samo – nie dostrzega się różnic w odcieniach kolorów. Można sądzić, że wytrąciły się one lub zrekrystalizowały wskutek działania tych samych roztworów. Rekrytalizacja węglanów została zaobserwowana w większości próbek pochodzących z odkrywek. Zaobserwowano w nich również impregnację mikroporów w ziarnach detrytycznych i spoiwie przez wodorotlenki żelaza. Miejscami pojawia się hematyt. Powstał on prawdopodobnie w wyniku przemian wodorotlenków żelaza w kontakcie z wodami meteorycznymi.

Diageneza a właściwości zbiornikowe

Efekte działania procesów diagenetycznych przedstawiono powyżej, natomiast tutaj rozpatrzono ich wpływ na właściwości zbiornikowe piaskowców.

Procesy akrecjonowania polegały głównie na tworzeniu się obwódek ilasto-żelazistych i chlorytowych na ziarnach detrytycznych. Ich wpływ na właściwości zbiornikowe osadów oceniono jako bardzo słaby.

Procesy kompaktacji (mechanicznej i chemicznej) prowadziły do ściślejszego upakowania ziarn detrytycznych, co było związane ze znaczną redukcją porowatości pierwotnej. Maksymalna redukcja tej porowatości zaznaczyła się głównie w piaskowcach ubogich w cementy.

W procesie cementacji należy wyróżnić dwa etapy wpływające na tworzenie się właściwości zbiornikowych w sposób zróżnicowany.

Etap I to krystalizacja autigenicznego spoiwa kwarcowego w formie obwódek na ziarnach kwarcu. Powstawanie tego typu obwódek na wczesnym etapie diagenetyki prowadziło do usztywnienia skały (działało hamująco na proces kompaktacji) i podtrzymania porowatości pierwotnej.

Na figurze 6 przedstawiono zależność pomiędzy zawartością cementu kwarcowego a porowatością intergranularną. Do zawartości kwarcu dochodzącej do 10% widoczne jest wyraźne podwyższenie wartości porowatości intergranularnej. Już niewielka ilość cementu kwarcowego powoduje stosunkowo wysokie wartości porowatości intergranularnej.

Etap II to cementacja węglanami – prowadziła ona do drastycznej redukcji porowatości pierwotnej. Efekt ten jest obserwowany najczęściej w próbkach o dużej zawartości cementów.

Na figurze 7 przedstawiono zależność pomiędzy zawartością cementów a porowatością. Wyraźnie jest widoczny trend redukcji porowatości dzięki cementacji. Dla wykreślonej linii trendu można określić redukcję porowatości poniżej 5% zawartości cementów w skale rzędu 20%. Przy zawartości 45% cementów wartość porowatości wynosi zero.

Procesy rozpuszczania wpływały na polepszenie właściwości zbiornikowych. W przypadku rozpuszczania ziarn detrytycznych produkty rozpuszczania były wytrącane w postaci nowych faz mineralnych. Pory powstałe w rozpuszczanych ziarnach z reguły nie łączyły się ze sobą. Prowadziło to do pogorszenia się właściwości filtracyjnych danej skały. Z kolei rozpuszczanie cementów węglanowych prowadziło do powstania sieci nowych porów, co na właściwości zbiornikowe działało pozytywnie. Procesy rozpuszczania były związane głównie z rozpuszczaniem skałeni oraz cementów.

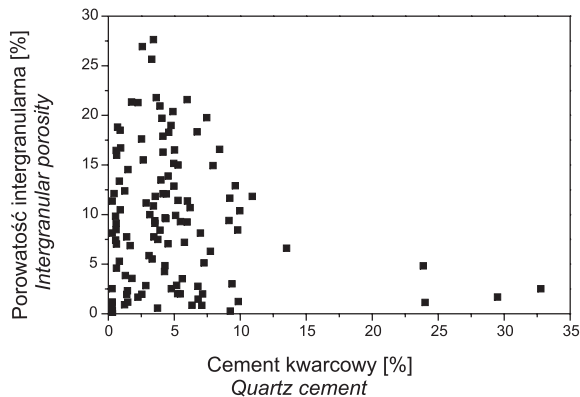


Fig. 6. Zależność cement kwarcowy – porowatość intergranularna

Fig. 6. Crossplot quartz cement *versus* intergranular porosity

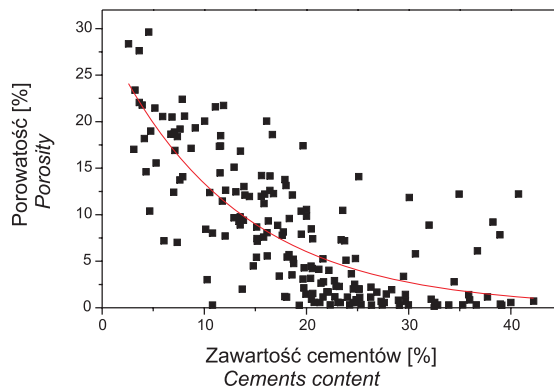


Fig. 7. Zależność porowatość – zawartość cementów

Fig. 7. Crossplot porosity *versus* cement content

Na figurze 8 zaprezentowano zależność pomiędzy zawartością skaleni a porowatością wtórną. Porowatość wtórna – powstała w wyniku procesów rozpuszczania – w badanych skałach osiąga do 5.5%. Na figurze 8 trudno zauważyć korelację pomiędzy zawartością skaleni a porowatością wtórną. Jest to spowodowane tym, że rozpuszczanie związane jest nie tylko z ziarnami skaleni, ale również z innymi ziarnami detrytycznymi (okruszy węglanów, skał wylewnych, ziarna kwarcu, i cementy).

Na figurze 9 zaprezentowano zależność porowatości wtórnej od sumy cementów. Trudno tutaj wykreślić linie trendu. Zależność ta pozwala jednak na stwierdzenie, że przy dowolnej zawartości cementów w badanych skałach można się spodziewać porowatości wtórnej.

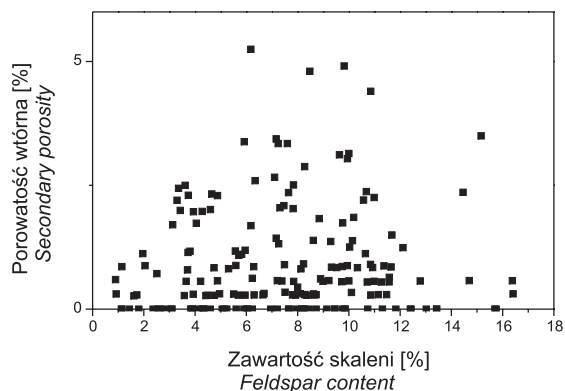


Fig. 8. Zależność zawartość skaleni – porowatość wtórna

Fig. 8. Crossplot feldspar content versus secondary porosity

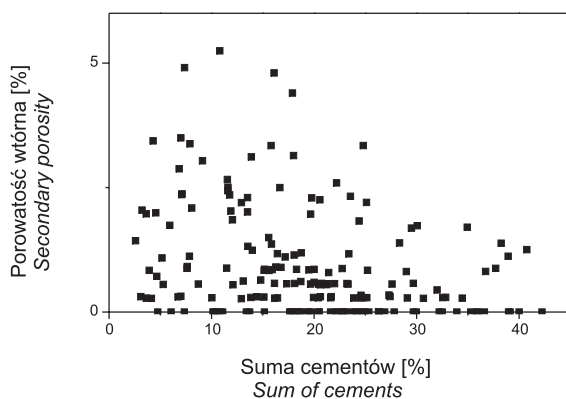


Fig. 9. Zależność suma cementów – porowatość wtórna

Fig. 9. Crossplot sum of cements *versus* secondary porosity

Proces zastępowania składników mineralnych miał nieznaczny wpływ na zmianę właściwości zbiornikowych. Produkty przemian powstające w czasie tego procesu (jeśli nie zostały odprowadzone) przyczyniały się do powstawania nowych faz mineralnych. Efekty zastępowania minerałów dostrzegano rzadko.

Przeobrażenie i neomorfizm z reguły prowadziły do pogorszenia właściwości zbiornikowych. Zwiększony wpływ neomorfizmu agradacyjnego na redukcję porowatości zaznacza się w próbkach o wyraźnej dominacji cementów węglanowych. Ich rekrytalizacja prowadziła do całkowitego zabudowywania wolnych porów oraz systemów spękań i mikro-szczelin.

Wszystkie opisane powyżej procesy wpływały na ewolucję właściwości zbiornikowych badanych skał, jednak największy wpływ na nią wywarły kompaktacja i cementacja; w wypadku części próbek należy zwrócić uwagę na rozwój porowatości wtórnej związanej

z rozpuszczaniem. W większości badanych próbek zaznacza się przewagą kompaktacji nad cementacją w odniesieniu do redukcji porowatości pierwotnej. Tylko w próbkach o dominacji cementów węglanowych mamy do czynienia z dominacją cementacji nad kompaktacją.

PODSUMOWANIE

Przestrzeń porowa piaskowców karpackich jest wykształcona w efekcie procesów diagenetycznych powodujących redukcję porowatości pierwotnej oraz powstanie porowatości wtórnej (Fig. 10 na wklejce). Dominującą rolę w jej ewolucji odegrała kompaktacja mechaniczna i cementacja. W próbkach o zawartości cementów < 20% dominuje wpływ kompaktacji mechanicznej, natomiast w próbkach o zawartości cementów poniżej 20% w utracie porowatości pierwotnej dominuje proces cementacji. Zaznacza się również wpływ rozpuszczania na rozwój porowatości wtórnej. Badania właściwości petrofizycznych poszerzono o analizę porowatości i przepuszczalności szczelinowej. System szczelin i mikroszczelin jest obserwowany we wszystkich typach piaskowców oraz w mułowcach i łupkach. Mikroszczeliny wnoszą duży udział we własności filtracyjne badanych skał.

Publikacja przygotowana została w ramach realizacji polsko-ukraińskiego projektu badawczego nr DWM/1818-1/2N 2005 pt. „Badania transgraniczne wglębnych struktur geologicznych brzeżnej strefy Karpat w aspekcie odkryć i udostępniania nowych złóż ropy naftowej i gazu ziemnego”.

LITERATURA

- Aguilera R., 1980. *Naturally Fractured Reservoirs*. PennWell Publ. Comp., Tulsa, 1–703.
- Angevine C.L. & Turcotte D.L., 1983. Porosity reduction by pressure solution: A theoretical model for quartz arenites. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 10, 1129–1134.
- Bjrrlykke K. & Egeberg P.K., 1993. Quartz cementation in sedimentary basin. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 77, 9, 1538–1548.
- Boles J.R. & Franks S.G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: Implications of smectite diagenesis on cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 478, 55–70.
- Bona N., Radaelli F., Ortenzi A., De Poli A., Peduzzi C. & Giorgioni M., 2003. Integrated Core Analysis for Fractured Reservoirs. *SPE Reservoir Evaluation & Engineering*, August 2003, 6, 4, 226–234.
- Dickinson W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 2, 695–707.
- Dutton S.P. & Diggs T.N., 1992. Evolutions of quartz cementation in the Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 76, 252–269.
- Ehrenberg S.N., 1990. Relationship between diagenesis and reservoir quality in sandstones of the Garn Formation, Haltenbanken, Mid-Norwegian continental shelf. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 74, 10, 1538–1558.

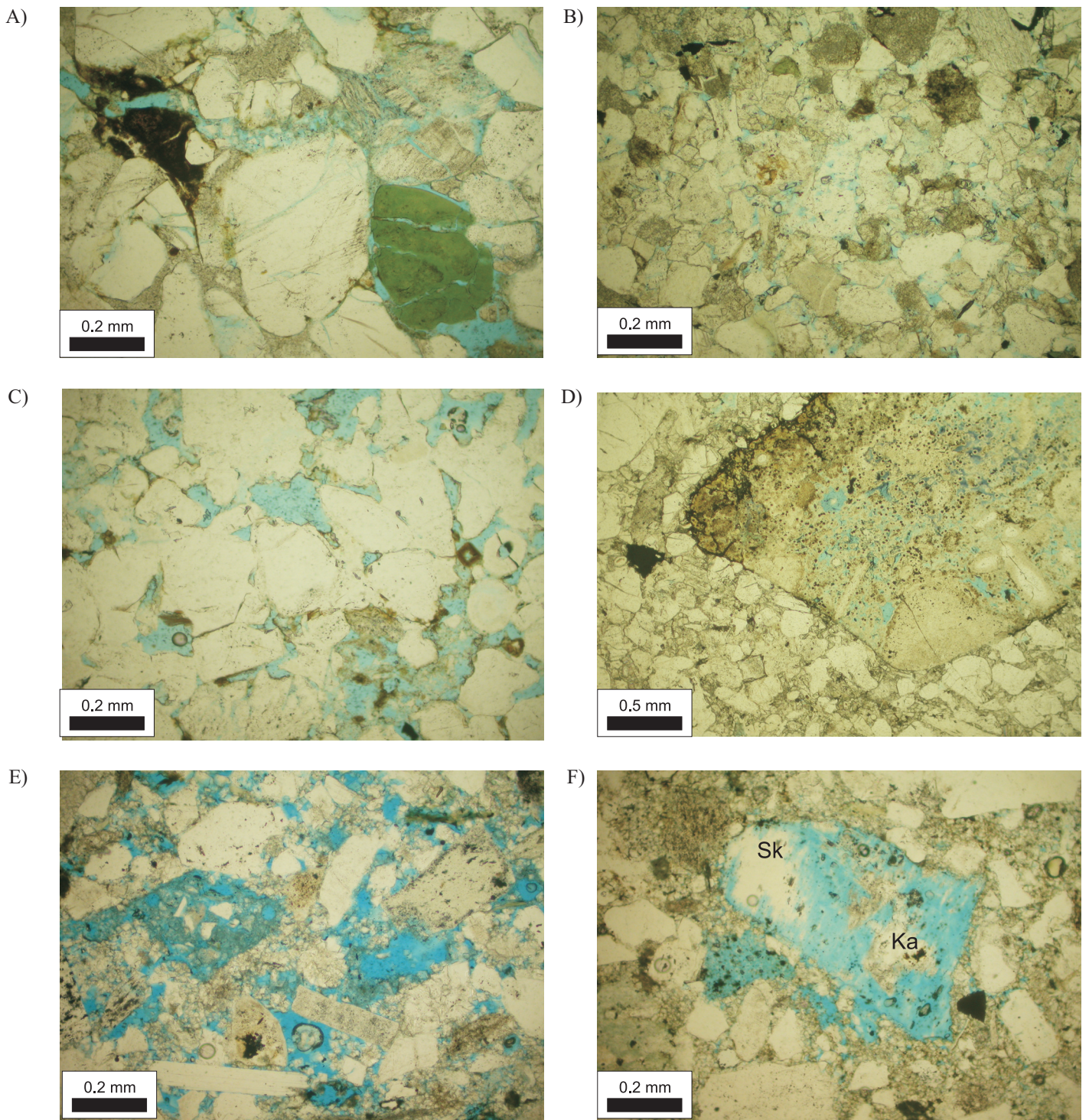


Fig. 10. Zdjęcia mikroskopowe badanych piaskowców: A) Tarnawka-10, N II – piaskowce krośnieńskie: piaskowiec o dominującym cemencie węglanowym. Widoczne rozpuszczone ziarna skaleni, kwarcu i glaukonitu. Kolor niebieski – otwarta porowatość. B) Sanok-2, N II – piaskowce krośnieńskie: piaskowiec o dominującym cemencie kwarcowym. Rozpuszczone ziarna kwarcu, skaleni oraz cement kwarcowy. Kolor niebieski – otwarta porowatość. C) Biała – Góra-6, N II – piaskowce lgockie; piaskowiec o dominującym cemencie kwarcowym. Rozpuszczone ziarna skaleni, kwarcu oraz cementy kwarcowe. Kolor niebieski – otwarta porowatość. D) Załuż-18, N II – piaskowce lgockie; piaskowiec o dominującym cemencie węglanowym. Rozpuszczone ziarna skaleni. Wokół nierozpuszczany cement węglanowy. Kolor niebieski – otwarta porowatość. E) Bezmiechowa Góra-3, NX – piaskowce istebniańskie; piaskowiec o dominującym cemencie węglanowym. Rozpuszczone ziarna skaleni i okruszków węglanów, zabudowywany cementem węglanowym. Kolor niebieski – otwarta porowatość. F) Bezmiechowa Góra-2, NII – piaskowce istebniańskie; piaskowiec o dominującym cemencie węglanowym. W centrum rozpuszczone ziarno skaleni, częściowo zastąpione przez kalcyt. Wokół cement węglanowy

Fig. 10. Microscopic images of investigated sandstones: A) Tarnawka-10, N II – Krosno sandstones: arenite with predominated calcite cement. Dissolved grains of feldspar, quartz and glauconite. Blue colour – open porosity. B) Sanok-2, N II – Krosno sandstones; arenite with predominated quartz cement. Dissolved grains of quartz, feldspar and quartz cement. Blue colour – open porosity. C) Biała – Góra-6, N II – Lgota sandstones; arenite with predominated quartz cement. Dissolved of grains feldspar, quartz and quartz cements. Blue colour – open porosity. D) Załuż-18, N II – Lgota sandstones; arenite with predominated calcite cement. Dissolved feldspar grains, rounded by carbonate cement. Blue colour – open porosity. E) Bezmiechowa Góra-3, NX – Istebna sandstones; arenite with predominated calcite cement. Dissolved grains of feldspar and lithic fragments are filled in calcite cement. Blue colour – open porosity. F) Bezmiechowa Góra-2, NII – Istebna sandstones; arenite with predominated calcite cement. In the centre dissolved feldspar grains partially replaced by calcite, rounded by calcite cement. Blue colour – open porosity

- Götze J. & Zimmerle W., 1994. Provenance of quartz in siliclastic sediments. *The geology of siliclastic shelf*, SEAC Gent.
- Leśniak G. & Darłak B., 1995. Laboratory investigation of petrophysical properties of fracture and vugged rocks. *Proceedings of Modern Exploration and Improved Oil and Gas Recovery Methods*, Cracow 12–15 September, 234.
- Leśniak G., Matyasik I. & Such P., 2006. Factors Affecting Reservoir and Filtration Properties of Carbonate Rock of the Main Dolomite (The Polish Lowland). *SCA*, 42.
- Lervorsen A.I., 1972. *Geologia ropy naftowej i gazu ziemnego*. Wyd. Geol., Warszawa, 1–569.
- Lundegard P.D., 1992. Sandstone porosity loss – a “Big picture” view of the importance of compaction. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 250–260.
- Nelson R.A., 1985. *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*. Gulf Publ. Comp., Houston, 1–320.
- Oelkers E.H., Bjorkum P.A. & Murphy W.M., 1996. A petrographic and computational investigation of quartz cementation and porosity reduction in North Sea sandstones. *American Journal of Science*, 296, 4, 420–452.
- Paduszyński J., 1965. Szacowanie gęstości mikroszczelin metodą trawersów losowych. *Nafta*, 1, 2–3.
- Peszat C., 1984. Zmienność składu petrograficzno-mineralnego piaskowców cergowskich na tle warunków ich depozycji i przemian diagenetycznych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 346, 208–239.
- Peszat C., 1997. Petrografia i właściwości surowcowe fluksoturbiditytowo-turbiditydowych piaskowców glaukonitowych warstw krośnieńskich rejonu Bóbrki-Polany. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 376, 93–120.
- Pettijohn F.J., Potter P.D. & Siever R., 1972. Sand and sandstone. *Springer Verlag*, 1–618.
- Romm E.S., 1970. Usovieršenstvovanie metoda šlifow dla opriedieleniã parametrow triešinowãtosti. *Trudy WNIGRI*, 290.
- Tiab D. & Donaldson E.C., 1996. *Petrophysics*. Gulf Publishing Comp., Houston (Teras), 1–706.

Summary

Permeability investigations have been performed for rock samples of the Carpathian flysch. At last, 344 measurements of permeability to gas were performed for samples cut parallel and 235 the same investigations for samples cut vertical to laminations (Tabs 1, 2).

Additionally fracture permeability were measured with the use of thin and polished sections (388 samples). The results are presented in table 3 and figure 1. Only for 105 samples measured fracture permeability was equal to zero. All the Boryslaw sandstones (4 samples), the kliva sandstones (2 samples), the spaskie sandstones (3 samples) and the grodziskie sandstones (2 samples) occur zero fractures. Presented statistics shows that collection of these kind of samples are small that there are only samples from outcrops.

Granulometric analyses shows that values of mean grain diameter cover the range 0.1–4.58 Φ (Fig. 2). GSO (sorting) values cover the range (Fig. 3) 0.014–1.54.

Planimetric analyses show that investigated sandstones belongs to arenites and wackes: quartz subarkose, arkose, sublithic and lithic (Fig. 4) In the next step of investigations diagenetic processes were characterized. Quantitative estimation of compaction and cementation porosity loss was done with the use of Lunegard (1992) theory. Analyses were conducted for all samples. Affecting cementation and dissolution processes on reservoir properties was discussed (Figs 6–8).

The pore space of the Carpathian sandstones was created by diagenetic transformation of primary porosity. The main role plays mechanical compaction and cementation. In sandstones in which content of cements were greater than 20% dominate cementation, where content of cements is lower than 20% dominate mechanical compaction. The third observed process is creating of secondary porosity by dissolution (Fig. 10).