

DIAGENEZA A ROZWÓJ PRZESTRZENI POROWEJ W PIASKOWCACH PENSYLWANU POMORZA ZACHODNIEGO

DIAGENESIS AND PORE SPACE EVOLUTION IN PENNSYLVANIAN SANDSTONES FROM WESTERN POMERANIA

ALEKSANDRA KOZŁOWSKA¹

Abstrakt. Piaskowce pensylwanu są reprezentowane głównie przez arenity i waki kwarcowe. Głównymi składnikami cementu są: kwarc autigeniczny, autigeniczne minerały ilaste (kaolinit, dickit, illit), węglany (Mn-kalcyt, dolomit, ankeryt, syderyt) oraz hematyt i wodorotlenki żelaza. Powszechnie, lecz w niewielkiej ilości, występują siarczany (anhydryt, baryt). Miejscami obserwowano materię organiczną. W historii diagenety piaskowców pensylwanu na Pomorzu Zachodnim wyróżniono eo- i mezodiagenezę. Szacuje się, że maksymalna temperatura jaka oddziaływała na te osady podczas diagenety mogła przekraczać 140°C. Porowatość piaskowców waha się od 0 do ok. 20%. Dominuje porowatość pierwotna, natomiast porowatość wtórna stanowi niewielki procent. Głównymi procesami diagenetycznymi, które miały wpływ na właściwości petrofizyczne analizowanych skał, są kompaktacja i cementacja. Kompaktacja zredukowała porowatość pierwotną przeciętnie o ok. 37%, a cementacja o ok. 52%. Wśród osadów pensylwanu, najlepsze właściwości zbiornikowe wykazują piaskowce z trzech otworów wiertniczych: Dźwirzyno 3, Gorzysław 10 i Sarbinowo 1.

Słowa kluczowe: porowatość, diagenety, piaskowce, pensylwan, Pomorze Zachodnie.

Abstract. The Pennsylvanian sandstones of Western Pomerania are represented chiefly by quartz arenites and wackes. The main cement components are authigenic quartz, authigenic clay minerals (kaolinite, dickite and illite), carbonates (Mn-calcite, dolomite, ankerite, siderite), hematite and Fe oxides. Sulphates (anhydrite and barite) are common, but occur in small amounts. Locally, organic matter is observed. Diagenetic history of the Pennsylvanian sandstones from Western Pomerania includes eo- and mesodiagenesis. The estimated maximum temperature that affected the rocks during diagenesis could exceed 140°C. Porosity of the sandstones varies from 0 to about 20%. Primary porosity is predominant, whereas secondary porosity accounts for a small percentage. The major diagenetic processes, affecting petrophysical properties of the rocks, were compaction and cementation. Compaction resulted in primary porosity reduction by 37%, cementation by approximately 52% on average. Among the Pennsylvanian deposits, the best reservoir properties are observed in sandstones from the Dźwirzyno 3, Gorzysław 10 and Sarbinowo 1 boreholes.

Key words: porosity, diagenesis, sandstones, Pennsylvanian, Western Pomerania.

WSTĘP

Występowanie kompleksów pensylwanu na obszarze Pomorza Zachodniego jest ograniczone do dwóch obszarów: Sarbinowa i Kamienia Pomorskiego–Trzebiatowa (łącznie z akwenem morskim na północy, w obrębie polskiej części Morza Bałtyckiego). Pensylwan został tu nawiercony lub przewiercony w kilkunastu otworach, jednak tylko w kilku

z nich uzyskano pełny profil. Badane skały leżą niezgodnie na utworach dewonu lub missisipu, a przykryte są utworami permu (czerwonego spągowca lub cechsztynu). Miąższość utworów pensylwanu na badanym obszarze wzrasta od 144,0 m na wschodzie (Sarbinowo 1) do 633,0 m na zachodzie (Strzeżewo 1). Materiał badawczy pochodzi z 14 otwo-

¹ Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: aleksandra.kozlowska@pgi.gov.pl

rów wiertniczych usytuowanych w strefie Kamień Pomorski–Kołobrzeg. Są to następujące otwory wiertnicze: Dźwirzyno 3, Gorzysław 10, Gosław 1, Gostyń 2, Jarkowo 2, Petrykozy 6, Sarbinowo 1, Strzeżewo 1, Trzebusz 1, Trze-

busz 2k, Trzebusz 3, Wrzosowo 1, Wrzosowo 3 i Wrzosowo 8 (fig. 1).

Przedmiotem badań były piaskowce pensylwanu, należące do formacji Wolina i Regi (Żelichowski, 1987a, b;

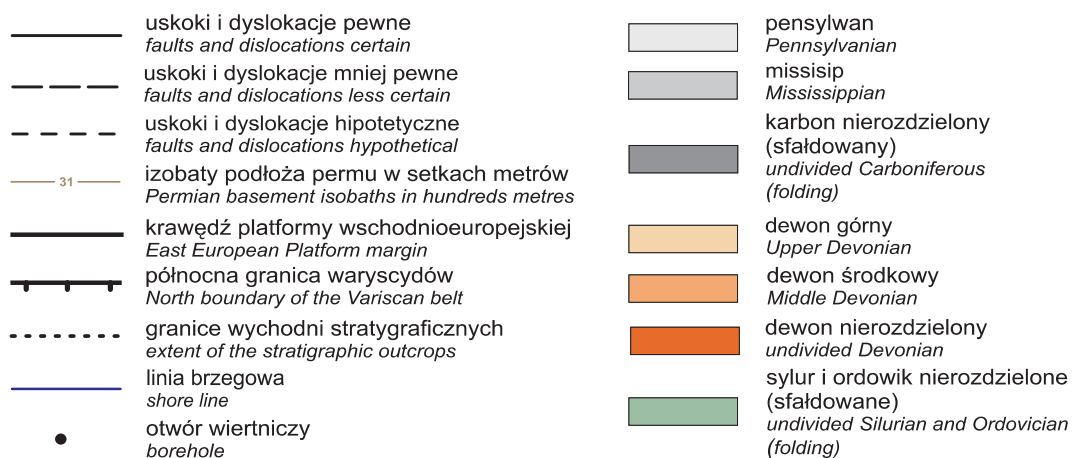
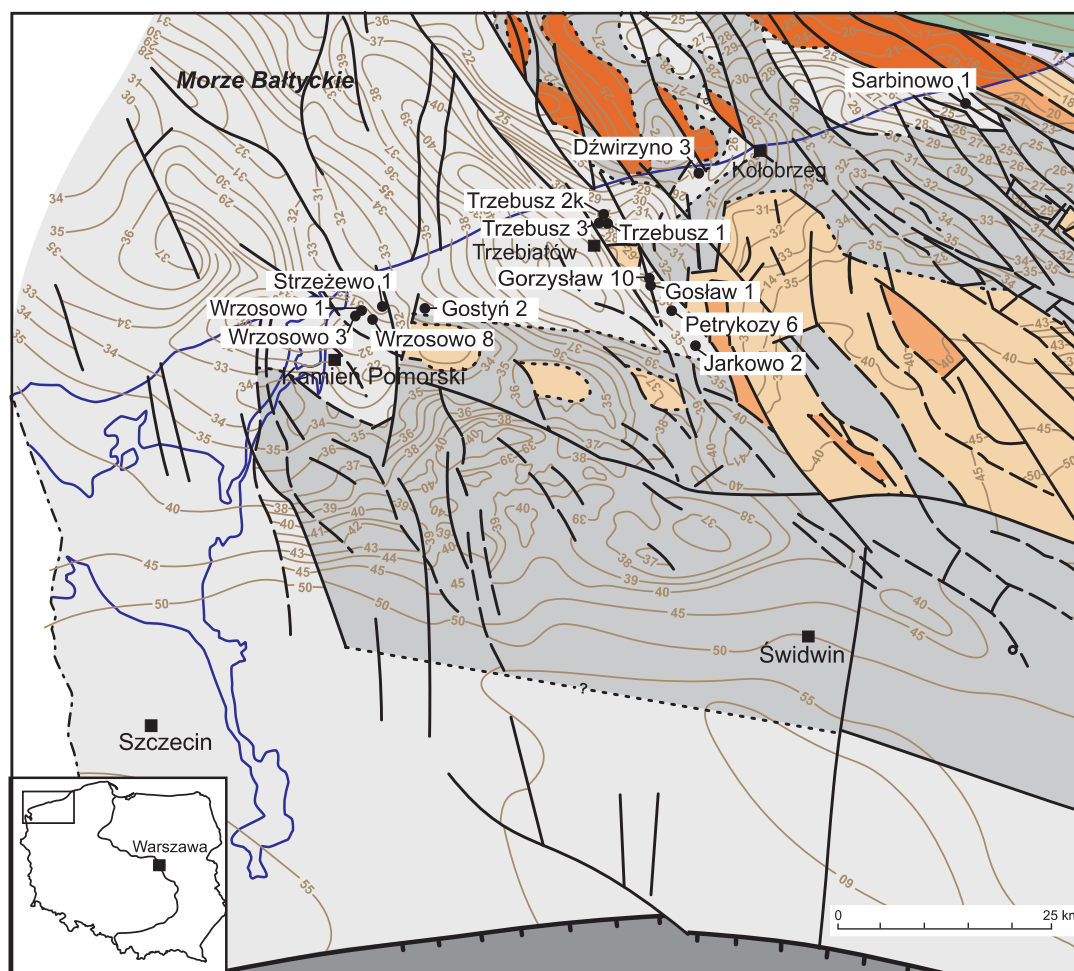


Fig. 1. Lokalizacja otworów wiertniczych na tle mapy geologiczno-strukturalnej podłoża permu Pomorza Zachodniego (Lech, 2005)

Location of boreholes against the background of the geological-structural map of the Permian basement in Pomerania (Lech, 2005)

Matyja, 2006). Stratotypy tych formacji wydzielono w profilu otworu wiertniczego Strzeżewo 1, gdzie najlepiej rozpoznano stratygraficznie i litologicznie pensylwan. Piaskowcom towarzyszą iłowce i mułowce z wkładkami węgla oraz lokalnie skały węglanowe w formacji Wolina, a także mułowce i iłowce w formacji Regi. Osady tych formacji reprezentują przejście od warunków morskich – środowiska równi pływowej, do warunków lądowych – środowiska rzeczno i jeziornego (Łoszevska, 1990; Lipiec, Żelichowski, 1996).

Na obszarze Pomorza Zachodniego od wielu lat prowadzone są badania związane z poszukiwaniem węglowodorów w osadach karbonu (Czerwona, 1992; Lipiec i in.,

1998; Połomska, 2000; Biernacka, 2004; Górniak i in., 2004; Kozłowska, 2004, 2005). W pracy przedstawiono najnowsze wyniki badań petrograficznych i petrofizycznych piaskowców pensylwanu, które posłużyły do rozpoznania procesów diagenetycznych i oceny ich wpływu na właściwości zbiornikowe skał. Badania wykonano w ramach projektu badawczego nr 2 PO4D 020 26, finansowanego przez Ministerstwo Edukacji i Nauki w latach 2003–2006. Dodatkowo wykorzystano niepublikowane przez autorkę analizy zamieszczone w opracowaniach archiwalnych (Kozłowska, 1997, 2006; Maliszewska i in., 2004a, b).

METODY BADAŃ

Z 200 próbek skalnych wykonano płytki cienkie, które zbadano w mikroskopie polaryzacyjnym firmy Nikon.

150 próbek piaskowców poddano analizie planimetrycznej metodą punktową (licząc do 300 punktów), stosując stół integracyjny angielskiej firmy Prior. Zawartość kwarcu, skaleni i litoklastów przedstawiono na diagramach trójkątnych klasyfikacji Dotta, zmodyfikowanej przez Pettijona i in. (1972).

W pracy przyjęto rozszerzony podział węgla (podobnie jak w arenitach) na subarkozowe i sublityczne.

W płytkach cienkich, odkrytych, wykonanych z piaskowców zawierających cementy węglanowe, zastosowano metodę barwnikową, używając roztwór Evamy'ego, w celu określenia rodzaju węglanów (Migaszewski, Narkiewicz, 1983).

Wybrane próbki skał poddano analizie katodoluminescencyjnej, stosując zimną katodę model CCL 8200 mk 3 firmy Cambridge Image Technology Ltd. Metoda ta jest bardzo przydatna w rozróżnianiu cementów: węglanowych, kwarcowego i kaolinitowego, a także składników detrytycznych, głównie skaleni. Minerale te, poddane działaniu strumienia elektronów w warunkach próżni, wykazują charakterystyczne świecenie w obrazie katodoluminescencyjnym (Marshall, 1988; Sikorska, 1994).

Do analizy porowatości wykorzystano 100 płytek cienkich, wykonanych z piaskowców nasączonych niebieską żywicą. Zawartość procentową porów wyliczono stosując metodę planimetryczną. Dodatkowo, w wybranych próbkach piaskowców, wykonano analizę przestrzeni porowej metodą komputerowej analizy obrazu (Kozłowska, Kuberska, 2006).

Część próbek skalnych zbadano w dwóch elektronowych mikroskopach skaningowych (SEM) typu JSM-35 firmy JEOL i typu 1430 firmy LEO, sprzężonych z mikrosondami energetycznymi EDS ISIS. W celu obserwacji zabudowy przestrzeni porowej oraz identyfikacji składników spoiw (punktowe, jakościowe analizy rentgenowskie za pomocą programu VSP), badano próbki okruskowe napyłone węglem, a następnie złotem. Ponadto analizowano preparaty w postaci szlifów odkrytych, polerowanych, napyłonych węglem. Wybrano w nich mikroobszary do ilościowej analizy rentgenowskiej za pomocą programu SEM Quant. Dla nie-

których obiektów sporządzono mapy rozkładu wybranych pierwiastków chemicznych. Wszystkie analizy ilościowe węglanów wykonane z dokładnością do 0,5% zostały przeliczone na skład cząsteczkowy.

W celu identyfikacji autigenicznych minerałów ilastych wykonano badania rentgenostrukturalne na dyfraktometrze rentgenowskim firmy Philips PW 3020 z lampą Cu i detektorem półprzewodnikowym. Aparat wyposażony jest w automatyczny, komputerowy system identyfikacji proszkowej APD 1877. Badaniom poddano minerale ilaste wyseparowane z piaskowców zgodnie z procedurą opisaną przez Jacksona (1979). Z materiału zawierającego minerale podgrupy kaolinitu (frakcje <0,2 i 2–10 μm) wykonano preparaty prasowane, które były analizowane w zakresie kątowym 3–60°2 θ . Próbkę zawierające illit (frakcje <0,2; <0,3 i <2 μm) były badane w preparatach orientowanych w stanie powietrzno-suchym oraz po glikolowaniu i po prażeniu z rejestracją refleksów w zakresie kątowym 0–30°2 θ .

Próbki zawierające minerale podgrupy kaolinitu dodatkowo poddano badaniom w podczerwieni, ponieważ metoda ta uważana jest za najbardziej czułą w odróżnianiu kaolinitu od dickitu (Ehrenberg i in., 1993). Analizy wykonano przy użyciu spektrometru furierowskiego FTS135 firmy BIO RAD ze źródłem promieniowania podczerwonego Perma Glow Mid IR. Preparaty sporządzone metodą pastylkową (Stoch, 1974) badano w zakresie drgań 400–4000 cm^{-1} , ze szczególnym zwróceniem uwagi na zakres 3000–4000 cm^{-1} .

W celu rozpoznania temperatur krystalizacji cementów w piaskowcach wykonano badania inkluzji fluidalnych. Analizy wykonano w 10 preparatach dwustronnie polerowanych, stosując urządzenie Fluid Inc. System, zamontowane na mikroskopie polaryzacyjnym Leitz-Ortholpan. Na wstępie preparaty poddano obserwacjom we fluorescencji, w celu identyfikacji ropy naftowej (Jarmołowicz-Szulc, 1997). Następnie w próbkach zawierających inkluzje dwufazowe pomierzono temperaturę homogenizacji (T_h). Precyzja oznaczeń wynosi $\pm 0,1^\circ\text{C}$ w odniesieniu do standardów międzynarodowych.

W wybranych próbkach wykonano badania izotopowe tlenu i węgla w cementach węglanowych. Pomiar przeprowadzono na gazowym CO_2 (Mc Crea, 1950) za pomocą

zmodyfikowanego spektrometru MI1305 (Hałas, 1979; Durakiewicz, 1996). Dokładność oznaczeń węgla i tlenu wynosi $\pm 0,08\%$. Uzyskane wyniki $\delta^{13}\text{C}$ wyrażono w skali PDB, natomiast wyniki $\delta^{18}\text{O}$ w skali PDB przeliczono na skalę SMOW według wzoru Friedmana i O'Neila (1977).

W 2 próbkach (w każdej z dwóch frakcji: $<0,2$ i $0,3 \mu\text{m}$) oznaczono wiek izotopowy K/Ar we włóknistym illicie za pomocą metod opisanych w pracach Hałasa (1995) oraz Hałasa i Durakiewicza (1997). Uzyskane niepewności względne wyznaczania zawartości argonu wynoszą od 0,2 do 0,5%, a potasu – 0,1%.

Badania właściwości petrofizycznych skał wykonano w 23 próbkach piaskowców. Pomiary współczynnika porowatości i gęstości szkieletowej uzyskano stosując piknometr helowy. Oznaczenia współczynnika przepuszczalności wykonano dla azotu. Badania porozymetryczne przeprowadzono na porozymetrze rtęciowym AutoPore 9220. Wyniki badań porozymetrycznych uzyskano z obliczeń i interpretacji szeregu wielkości liczonych z krzywych ciśień kapilarnych oraz z analizy kształtu tych krzywych (Such, 1996).

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA PIASKOWCÓW

Piaskowce są reprezentowane przez arenity i waki głównie kwarcowe, lokalnie sublityczne i subarkozowe (fig. 2). Arenity są skałami o strukturze od drobno- do gruboziarni-

stej i teksturze bezładnej. Waki są reprezentowane przez piaskowce bardzo drobno- i drobnoziarniste o teksturze bezład-

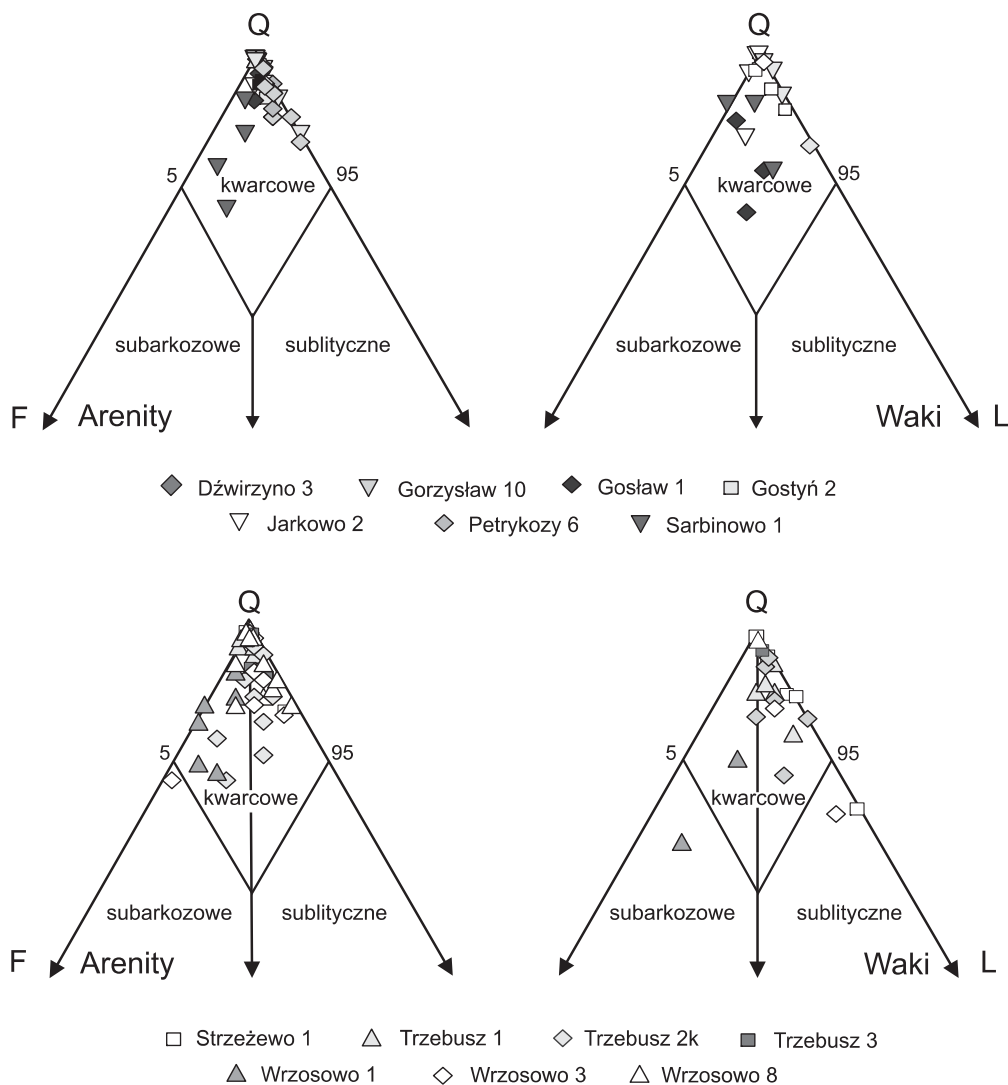


Fig. 2. Piaskowce pensylwanu na tle trójkątów klasyfikacyjnych Pettijohna i in. (1972)

Pennsylvanian sandstones classified according to classification triangles of Pettijohn *et al.* (1972)

nej lub kierunkowej, podkreślonej ułożeniem blaszek łyszczyków i minerałów ilastych.

Kwarc jest głównym składnikiem mineralnym szkieletu ziarnowego piaskowców. Jego zawartość waha się od ok. 30 do 80% obj. skały, przeciętnie wynosi ok. 65% obj. Wśród ziaren kwarcu wyróżniono ziarna kwarcu monokrystalicznego i polikrystalicznego. Ziarna kwarcu monokrystalicznego, przeważają nad ziarnami kwarcu polikrystalicznego najczęściej trzykrotnie, a ich przeciętne zawartości wynoszą odpowiednio ok. 47 i 17% obj. skały. Do grupy ziaren kwarcu polikrystalicznego zaliczono także okruchy kwarcytów, łupków kwarcowych i czertów (Pettijohn i in., 1972).

Skalenie występują w niewielkiej ilości, przeciętnie ok. 0,3% obj. skały. Największą ich zawartość (maks. ok. 4%) stwierdzono w otworach wiertniczych: Gorzysław 10, Sarbinowo 1 oraz Wrzosowo 1 i Wrzosowo 3. Skalenie reprezentowane są przez skalenie potasowe, które w analizie katodoluminescencyjnej (CL) wykazują luminescencję w barwie niebieskiej. Ziarna skaleni często ulegają procesom rozpuszczania, przeobrażania w minerały ilaste i albit oraz zastępowania przez węglany.

Litoklasty stanowią najczęściej ok. 0,7% obj. skały. Wśród nich dominują okruchy skał wylewnych i fragmenty szkliva wulkanicznego. Rzadziej występują okruchy skał metamorficznych (łupki kwarcowo-serycytowe) oraz sporadycznie okruchy skał osadowych: iłowców, mułowców i piaskowców.

Blaszki łyszczyków występują w zmiennych ilościach (przeciętnie ok. 2% obj. skały). Reprezentują one głównie muskowitz, rzadziej biotyt powszechnie przeobrażony w chloryt. Blaszki łyszczyków często są powyginane na skutek działania kompaktacji mechanicznej.

Z minerałów akcesorycznych stwierdzono głównie obecność cyrkonu, rzadziej rutylu i tytanitu.

Ziarna detrytyczne w badanych piaskowcach najczęściej są półobtoczone, rzadziej obtoczone oraz nieobtoczone i na ogół dobrze wysortowane. Materiał detrytyczny przeważnie jest luźno upakowany, co jest bardzo dobrze widoczne w CL. Przeważają międzyziarnowe kontakty punktowe, rzadziej występują kontakty proste oraz wklęsło-wypukłe.

SKŁADNIKI SPOIW

Spoiwo w arenitach ma charakter porowy i/lub kontaktowy, natomiast w wachach występuje spoiwo porowo-kontaktowe. Przestrzenie międzyziarnowe są wypełnione całkowicie lub częściowo matriksem i/lub cementem. Matriks zbudowany jest z detrytycznych minerałów ilastych, które miejscami tworzą mieszaninę z pyłem kwarcowym i substancją żelazistą. Głównymi składnikami cementu są: kwarc autigeniczny, autigeniczne minerały ilaste (kaolinit, dickit i illit), węglany (kalcyt, dolomit, ankeryt i syderyt) oraz hematyt i wodorotlenki żelaza. Powszechnie, lecz w niewielkiej ilo-

ści występują siarczany: anhydryt i baryt. Miejscami obserwowano materię organiczną.

Tlenki i wodorotlenki żelaza

Hematyt i wodorotlenki żelaza lokalnie stanowią główny składnik spoiwa piaskowców pensylwanu. Zawartość hematytu waha się w przedziale od 0 do 38,7% obj. skały. Najwyższą przeciętną jego zawartość – ok. 5% obj. stwierdzono w próbkach z otworów wiertniczych: Sarbinowo 1, Strzeżewo 1, Trzebusz 1 oraz Wrzosowo 1 i Wrzosowo 8, natomiast najniższą – ok. 1% obj. w próbkach z otworów wiertniczych: Gosław 1, Jarkowo 2 i Trzebusz 3. Często obserwowane są otoczki krystalicznego hematytu na ziarnach kwarcu, które oddzielają go od obwódki kwarcu autigenicznego (tabl. I, fig. 1–4; tabl. IV, fig. 1). Ponadto hematyt i wodorotlenki żelaza wypełniają przestrzenie międzyziarnowe oraz impregnują spoiwa ilaste i dolomitowe. Miejscami hematyt tworzy gniazdowe skupienia, w których zatopione są ziarna kwarcu (tabl. I, fig. 5). Inną formą krystalicznego hematytu są bardzo drobne kulki, o przeciętnej wielkości w przedziale 0,002–0,004 mm oraz wydłużone agregaty, bardzo dobrze widoczne w obrazie SEM (tabl. IV, fig. 2).

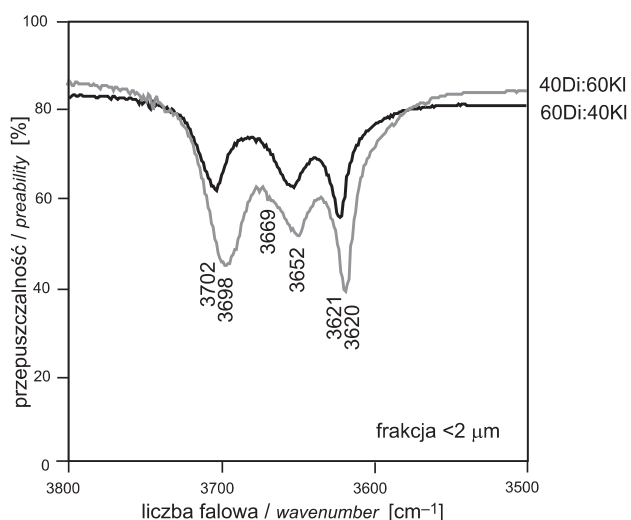
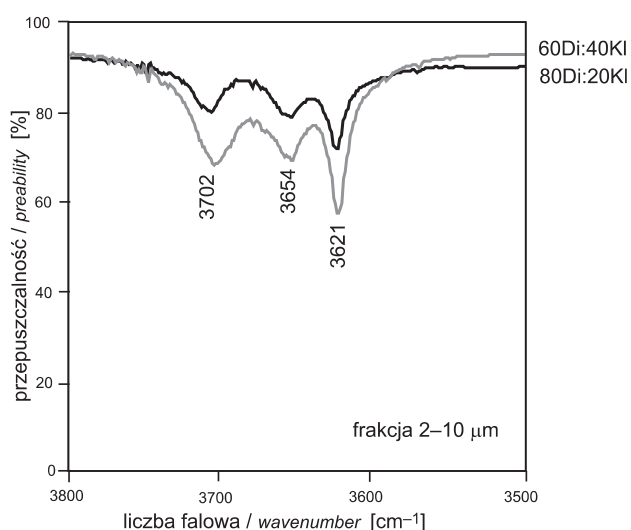
Minerały ilaste

Minerały ilaste należą do głównych składników spoiwa piaskowców pensylwanu. Reprezentowane są głównie przez illit, kaolinit i dickit, lokalnie odnotowano obecność minerałów mieszanopakietowych.

Illit najczęściej tworzy bardzo drobne płytki przypominające listewki, często plastycznie zdeformowane. Blaszki illitu otaczają ziarna oraz wypełniają przestrzenie międzyziarnowe. Większość illitu jest pochodzenia detrytycznego lub stanowi mieszaninę minerałów allogenicznych z autigenicznymi. Autigeniczne krystalizacje illitu, obserwowane w SEM, najczęściej mają postać wydłużonych igiełek i włókien (tabl. IV, fig. 3, 4). Obrazy widm rentgenowskich illitu wykonane w mikrosondzie energetycznej EDS ISIS wykazały obecność krzemu, glinu, tlenu i potasu oraz małe zawartości żelaza. Illit włóknisty narasta na illicie blaszkowym, na kaolincie (tabl. IV, fig. 5), hematycie (tabl. IV, fig. 2), anhydrycie (tabl. IV, fig. 6) oraz na cemencie kwarcowym. Lokalnie minerał ten zarasta w znacznym stopniu przestrzenie porowe w piaskowcu (tabl. IV, fig. 3, 4). Illit włóknisty opisano w otworach wiertniczych, w których utwory karbonu nawiercono na głębokości od ok. 2850 do 3900 m. Są to następujące otwory wiertnicze: Gorzysław 10, Petrykozy 6, Strzeżewo 1, Trzebusz 1 i Trzebusz 2k oraz Wrzosowo 1, Wrzosowo 3 i Wrzosowo 8. Najintensywniejszy rozwój illitu włóknistego zaobserwowano w otworach wiertniczych Wrzosowo 3 i Wrzosowo 8 oraz Trzebusz 1, Trzebusz 2k i Trzebusz 3. W wybranych 4 próbkach piaskowców zawierających illit włóknisty (otwory wiertnicze: Trzebusz 1 – gł. 2884,6 m,

Tabela 1
Wyniki oznaczeń wieku izotopowego K/Ar illitu włóknistego
 Results of K/Ar isotopic data determinations of fibrous illite

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	Frakcja [μm]	K [%]	Radiogeniczny ^{40}Ar [%]	Wiek $\pm\delta$ [Ma]
Trzebusz 1	2884,6	<0,2	4,79	93,4	188,6 \pm 1,9
		<0,3	4,57	88,0	196,6 \pm 2,0
Wrzosowo 3	3129,8	<0,2	4,35	88,7	171,8 \pm 1,7
		<0,3	3,66	87,8	203,3 \pm 2,0



- otwór wiertniczy Trzebusz 1, głęb. 2861,5 m
 Trzebusz 1 borehole, depth 2861.5 m
 — otwór wiertniczy Strzeżewo 1, głęb. 3724,2 m
 Strzeżewo 1 borehole, depth 3724.2 m

Fig. 3. Widma absorpcyjne w podczerwieni kaolinitu i dickitu w rejonie drgań rozciągających grup OH^-

Zawartość kaolinitu (KI) i dickitu (Di) w %

Infrared spectra of kaolinite and dickite in the hydroxyl stretching band region

Kaolinite (KI) and dickite (Di) content in %

Trzebusz 3 – gł. 2939,2 m, Wrzosowo 3 – gł. 3129,8 m i Wrzosowo 8 – gł. 3187,6 m), wydzielono frakcje ilaste <0,2 i <0,3 μm . Analiza rentgenostrukturalna mająca na celu identyfikację politypów illitu w wydzielonych frakcjach ilastych wykazała obecność odmian 1M i 2M1. Wykonano oznaczenia wieku K/Ar w ilicie włóknistym w 2 próbkach z otworów wiertniczych Trzebusz 1 i Wrzosowo 3. Przeprowadzone badania wskazują na krystalizację diagenetycznego illitu w dolnej jurze, od 171,8 do 188,6 mln lat temu (tab. 1).

Zawartość minerałów podgrupy kaolinitu waha się od 0 do 15,3% obj. skały. W otworach wiertniczych Gorzysław 10, Strzeżewo 1, Trzebusz 2k i Trzebusz 3 oraz Wrzosowo 8, stwierdzono najwyższą zawartość kaolinitu, przeciętnie ok. 5% obj., natomiast w otworach Sarbinowo 1 i Gosław 1 najniższą, przeciętnie około 1,5% obj. skały. Kaolinit najczęściej wypełnia przestrzenie międzyziarnowe (tabl. I, fig. 6), sporadycznie śródziarnowe (tabl. I, fig. 7, 8). W katodoluminescencji kaolinit wykazuje charakterystyczne świecenie w barwie ciemnoniebieskiej (tabl. I, fig. 7, 8). Kaolinit występuje najczęściej w formie płytkowych agregatów, które w obrazie SEM widoczne są jako pseudoheksagonalne krystality tworzące charakterystyczne formy książeczkowe (tabl. IV, fig. 7). W badanych piaskowcach kaolinit jest przeobrażany w illit (tabl. IV, fig. 5) oraz zastępowany przez kalcyt, dolomit oraz anhydryt. Obserwacje mikroskopowe wskazują na występowanie robakowatego kaolinitu oraz blokowego kaolinitu i dickitu. Kaolinit robakowaty przeobrażanie jest drobnokrystaliczny (tabl. IV, fig. 7). Zbudowany jest z cienkich płytek, które tworzą agregaty rozciągające się krzywolinijnie na długości do kilkuset μm . Kaolinit i dickit blokowe wykształcone są w postaci grubych płytek tworzących skupienia o niewielkiej rozciągłości (tabl. IV, fig. 8). Do kaolinitu blokowego zaliczono również formy pośrednie między kaolinitem robakowatym a blokowym, złożone z przewarstwiających się płytek cienkich i grubych. Wykształcenie w formie blokowej zarówno kaolinitu jak i dickitu potwierdzają dane literaturowe (Ehrenberg i in., 1993; Van Keer i in., 1998). W celu identyfikacji analizowanego kaolinitu i dickitu, wykonano badania rentgenostrukturalne i w podczerwieni frakcji ilastych wyseparowanych z 7 próbek piaskowców z otworów wiertniczych: Gorzysław 10 (gł. 2896,5 m), Gostyń (gł. 3343,5 m), Petrykozy 6 (gł. 3312,5 m), Strzeżewo 1 (gł. 3724,2 m), Trzebusz 1 (gł. 2861,5 m), Trzebusz 3 (gł. 3083,3 m) oraz Wrzosowo 3 (gł. 3158,4 m). Na podstawie analizy wyników badań rentgenostrukturalnych można stwierdzić, że w próbkach zarówno we frakcji 2–10 μm , jak i <2 μm występują kaolinit i dickit. Na dyfraktogramach obu frakcji zaznaczają się silne refleksy podstawowe ok. 7,10 i 3,56 Å oraz słabsze, wyższych rzędów ok. 4,43; 4,33 i 3,85 Å. Dodatkowo widoczne są diagnostyczne refleksy dla dickitu, których nie wykazuje kaolinit: 4,10; 3,78 i 3,46 oraz pik charakterystyczny dla kaolinitu – 3,74 Å (Wilson, 1987; Van Keer i in., 1998). Analiza w podczerwieni, uważana przez Ehrenberga i in. (1993) za najbardziej skuteczną metodę w odróżnianiu kaolinitu od dickitu, dostarczyła bardziej dokładnych danych. Widma absorpcyjne w podczerwieni w zakresie 3600–3700 cm^{-1} badanych mine-

rałów podgrupy kaolinitu odpowiadają bardziej widmom wzorcowym dickitu niż kaolinitu. Wyraźnie zaznaczają się dwa pasma w zakresie ok. 3702 i 3621 cm^{-1} oraz jedno słabsze – ok. 3653 cm^{-1} , charakterystyczne dla dickitu. Rzadziej są widoczne dwa wyraźne pasma o wartościach ok. 3698 i 3620 cm^{-1} oraz dwa słabsze – ok. 3669 i 3651 cm^{-1} , charakterystyczne dla kaolinitu. Porównanie otrzymanych widm podczerwieni z wzorcami widm mieszanin mechanicznych o różnych zawartościach procentowych uporządkowanego kaolinitu i uporządkowanego dickitu (Ehrenberg i in., 1993; Beaufort i in., 1998) wskazuje, że na głębokości większej od 3000 m, zarówno we frakcji 2–10 μm , jak i <2 μm , występuje dickit, który zawiera od 0 do 40% przerostów kaolinitu. Natomiast na głębokości mniejszej od 3000 m stwierdzono przerosty kaolinitu z dickitem, o zawartości dickitu do 60% (fig. 3). Wyniki badań w podczerwieni minerałów podgrupy kaolinitu mogą wskazywać na transformacje kaolinitu w dickit wraz ze wzrostem głębokości ich występowania.

Minerały mieszanopakietowe typu illit-smektyt stwierdziła Czerwonka (1992) na podstawie badań rentgenostrukturalnych piaskowców pensylwanu w otworach: Gorzysław 10, Gosław 1, Strzeżewo 1 i Trzebusz 1.

Minerały węglanowe

Węglany, reprezentowane głównie przez kalcyt, dolomit i ankeryt, sporadycznie przez syderyt najczęściej tworzą spoiwa typu porowego i podstawowego.

Kalcyt często wypełnia całkowicie przestrzenie porowe w badanych piaskowcach. Występowanie jego stwierdzono tylko w kilku próbkach w pięciu badanych otworach wiertniczych: Gostyń 2, Strzeżewo 1, Trzebusz 1 oraz Wrzosowo 3 i Wrzosowo 8. Zawartość kalcytu maksymalnie osiąga 20% obj. Mineral ten reprezentowany jest głównie przez Mn-kalcyt, który zawiera przeciętnie: 96,9% mol. CaCO_3 , 2,3% mol. MnCO_3 , 0,5% mol. MgCO_3 i 0,3% mol. FeCO_3 (tab. 2). W płytkach cienkich barwionych płynem Evamy'ego analizowane kalcyty barwią się na czerwono oraz różowo-fioletowo, co w tym drugim przypadku wskazuje na domieszki żelaza. W analizie CL Mn-kalcyt charakteryzuje się najczęściej jednolitym świeceniem w barwach żółtych i pomarańczowych (tabl. I, fig. 3, 4; tabl. II, fig. 1, 2). Dominuje Mn-kalcyt charakteryzujący się jednolitą luminescencją, jednak w niektórych kryształach widoczne są obszary o ciemniejszych i jaśniejszych barwach CL, co mogło być wywołane zmiennością stosunku Mn/Fe.

Miejscami obserwuje się całkowite lub częściowe pseudomorfozy kalcytowe po skaleniach (tabl. II, fig. 1, 2). Kalcyt często zastępuje ziarna skaleni, litoklastów i kwarcu oraz cementy, głównie kaolinitowy i kwarcowy (tabl. II, fig. 1). W cemencie kalcytowym widoczne są inkluzje fluidalne głównie jednofazowe, sporadycznie dwufazowe. Ich wielkość najczęściej wynosi 1–10 μm . Wykonane oznaczenia temperatury homogenizacji inkluzji dwufazowych w cemencie kalcytowym w próbce z otworu wiertniczego Wrzosowo 8 wskazują na temperaturę jego krystalizacji w zakresie od 95,7 do 165,7°C (tab. 3).

Tabela 2

Wyniki analiz chemicznych w mikroobszarach węglanów (w % mol. wyliczonych z pomiarów w spektrometrze EDS ISIS)

Results of chemical analyses in microareas of carbonates (in mole percentage calculated from EDS ISIS measurements)

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	CaCO_3	MgCO_3	FeCO_3	MnCO_3	Rodzaj węglanu
Dźwirzyno 3	2818,0	55,9	26,6	0,0	17,5	dolomit
		60,5	31,5	4,9	2,9	dolomit
		56,3	25,4	16,0	2,3	ankeryt
Gorzysław 10	3043,3	49,4	44,9	0,0	5,7	dolomit
Sarbinowo 1	2455,3	59,7	38,3	0,0	2,0	dolomit
Strzeżewo 1	3463,1	96,6	0,0	0,0	3,4	Mn-kalcyt
	3888,5	52,2	25,5	19,1	3,2	ankeryt
Trzebusz 1	2862,6	97,9	0,2	0,5	1,4	Mn/Fe kalcyt
	2873,8	98,0	0,8	0,4	0,8	Mn/Fe kalcyt
		99,0	0,3	0,0	0,7	Mn-kalcyt
	2897,5	97,8	0,0	0,0	2,2	Mn-kalcyt
Trzebusz 2k	3246,0	94,8	0,0	0,8	4,4	Mn/Fe kalcyt
Wrzosowo 1	3098,1	97,4	1,3	0,0	1,3	Mn-kalcyt
Wrzosowo 8	3187,6	98,0	0,2	0,1	1,7	Mn/Fe kalcyt
	3192,4	92,8	1,6	1,6	4,1	Mn/Fe kalcyt
		95,3	1,0	0,4	3,3	Mn/Fe kalcyt
	3193,6	95,0	0,0	0,0	0,5	Mn-kalcyt
97,8		0,0	0,0	3,4	Mn-kalcyt	

Badania izotopowe Mn-kalcytów wykazały, że wartości $\delta^{13}\text{C}$ mieszczą się w przedziale od $-6,92\text{‰}_{\text{PDB}}$ do $-1,65\text{‰}_{\text{PDB}}$ oraz $\delta^{18}\text{O}$ w zakresie od $-12,03\text{‰}_{\text{PDB}}$ do $-1,46\text{‰}_{\text{PDB}}$ (tab. 4). Wartości $\delta^{13}\text{C}$ wskazują, że źródłem węgla była substancja organiczna (Baker, 1991).

Dolomit stwierdzono w kilku próbkach głównie w dolnych częściach profili otworów wiertniczych: Dźwirzyno 3, Gorzysław 10, Sarbinowo 1, Strzeżewo 1, Trzebusz 2k i Wrzosowo 8. Zawartość jego wynosi maksymalnie 19,7% obj. skały. Dolomit przeważnie występuje w postaci automorficznych kryształów lub ich skupień, zarastających przestrzenie międzyziarnowe. W płytkach cienkich barwionych płynem Evamy'ego dolomit nie barwi się, co świadczy o braku lub bardzo małej domieszce żelaza. Przeciętny skład dolomitu wynosi: 56,4% mol. CaCO_3 , 35,4% mol. MgCO_3 , 7,0% mol. MnCO_3 i 1,2% mol. FeCO_3 (tab.2). W CL dolo-

Tabela 3

Wyniki oznaczeń temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych w cementach
Results of homogenisation temperature determinations of fluid inclusions in cements

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	Rodzaj cementu	Wielkość inkluzji [μm]	Temperatura homogenizacji T_h [$^{\circ}\text{C}$]
Dźwirzyno 3	2729,0	kwarc	1,0–10,0	>200?
Gorzysław 10	2896,2	kwarc	0,5–4,0	87,9; 88,6
	2813,5	kwarc	0,5–10,0	134; 161,5; 183
	3007,6	kwarc	0,5–12,0	138; 148; 153,9; 158,5; >200?
	3043,3	dolomit/ankeryt	1,0–4,0	99,8
Sarbinowo 1	2455,3	dolomit/ankeryt	1,0–6,0	150; >200?
Strzeżewo 1	3648,5	kwarc	0,5–8,0	145
Wrzosowo 8	3187,6	kalcyt	1,0–10,0	95,7; 98,7; 109,7; 110,2; 112,3; 112,4; 165,7
	3187,6	kwarc	0,5–8,0	77; 108,3; 149,6

Tabela 4

Wyniki badań izotopowych węgla i tlenu w węglanach

Results of isotopic studies of carbon and oxygen in carbonates

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	$\delta^{13}\text{C}$ [‰ PDB]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰ PDB]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰ SMOW]
Kalcyt				
Strzeżewo 1	3616,4	-1,65	-1,46	29,35
	3648,5	-5,13	-12,03	18,46
Trzebusz 1	2897,5	-5,95	-5,29	25,41
Wrzosowo 8	3187,6	-6,92	-10,49	20,05
	3193,6	-3,27	-8,77	21,82
Dolomit				
Dźwirzyno 3	2818,0	-4,18	-9,83	20,72
Gorzysław 10	3043,3	-7,36	-12,42	18,05
Strzeżewo 1	3616,4	-1,81	-1,02	29,81
	3648,5	-4,67	-7,72	22,90
	3888,5	-6,71	-14,36	16,06
Ankeryt				
Strzeżewo 1	3616,4	-1,78	-4,11	26,63
	3648,5	-4,74	-8,45	22,15
	3888,5	-7,16	-13,92	16,51

mit wykazuje świecenie w barwach czerwonych oraz pomarańczowo-żółtych (tabl. II, fig. 3–6). W piaskowcach cement dolomitowy ma budowę jednorodną oraz lokalnie pasową (Dźwirzyno 3, Gorzysław 10). Barwa luminescencji w poszczególnych strefach zależy od stosunku Fe/Mn. W obrazie CL strefy wzbogacone w mangan wykazują świecenie w barwie żółtej (tabl. II, fig. 3, 4). Dolomit zastępuje ziarna skaleni (tabl. II, fig. 5, 6), litoklastów i kwarcu (tabl. II, fig. 3) oraz obwódki kwarcu autigenicznego i kaolinit. Miejscami kryształy dolomitu impregnowane są substancją żelazistą (tabl. II, fig. 5). W cemencie dolomitowym widoczne są inkluzje fluidalne głównie jednofazowe, sporadycznie dwufazowe, o wielkości w przedziale 0,5–6 μm . Oznaczenia temperatury homogenizacji w cemencie dolomitowym w dwóch próbkach piaskowców z otworów wiertniczych Gorzysław 10 i Sarbinowo 1 wskazują na jego tworzenie się w przedziale temperatur od 99,8 do 150 $^{\circ}\text{C}$ (tab. 3). Badania izotopowe dolomitów wykazały, że wartości $\delta^{13}\text{C}$ mieszczą się w przedziale od -7,36‰ PDB do -1,81‰ PDB, oraz $\delta^{18}\text{O}$ w zakresie od -14,36‰ PDB do -1,02‰ PDB (tab. 4). Wartości $\delta^{13}\text{C}$ wska-

zują, że węgiel pochodzi z utleniania materii organicznej (Morad, 1998).

Ankeryt bardzo często tworzy zewnętrzne strefy kryształów dolomitu, stanowiąc ich najmłodszą fazę wzrostu. Tworzy także cement porowy (tabl. II, fig. 5, 6). Skład chemiczny zbadanych ankerytów wynosi przeciętnie: 54,2% mol. CaCO_3 , 25,4% mol. MgCO_3 , 17,6% mol. FeCO_3 i 2,8% mol. MnCO_3 (tab. 2). W płytkach cienkich barwionym płynem Evamy'ego ankeryt wyróżnia się kolorem ciemnoniebieskim, ze względu na znaczną zawartość żelaza. Ankeryt zastępuje ziarna skaleni, litoklastów i kwarcu oraz cementy kwarcowy i dolomitowy. W obrazie CL miejscami widoczne są relikty dolomitu w ankerycie. Badania izotopowe ankerytów wykazały, że wartości $\delta^{13}\text{C}$ mieszczą się w przedziale od $-7,16\text{‰}_{\text{PDB}}$ do $-1,78\text{‰}_{\text{PDB}}$ oraz $\delta^{18}\text{O}$ w zakresie od $-13,92\text{‰}_{\text{PDB}}$ do $-4,11\text{‰}_{\text{PDB}}$ (tab. 4). Wartości $\delta^{13}\text{C}$ wskazują, że węgiel pochodził z utleniania materii organicznej (Morad, 1998).

Syderyt stwierdzono tylko w osadach formacji Wolina w otworze wiertniczym Strzeżewo 1. Tworzy on agregaty zbudowane z drobnych kryształów o przeciętnej wielkości 0,02 mm, które wypełniają przestrzenie porowe piaskowca. Lokalnie syderyt zastępuje ziarna kwarcu. Badania składu chemicznego tego minerału wykazały, że jest to syderoplesyt (Bolewski, 1982).

Minerały siarczanowe

Anhydryt i baryt należą do podrzędnych odmian cementów w piaskowcach pensylwanu. Ich obecność stwierdzono we wszystkich badanych otworach wiertniczych.

Anhydryt tworzy cement wypełniający przestrzenie międzyziarnowe w postaci tabliczek lub listewek (tabl. II, fig. 7, 8). Ponadto zastępuje on ziarna kwarcu oraz obwódki kwarcu autigenicznego (tabl. II, fig. 7, 8), kaolinit i węglany (tabl. II, fig. 5, 6). Najwyższe zawartości anhydrytu stwierdzono w dolnych odcinkach profili badanych otworów wiertniczych, gdzie miejscami stanowi on ok. 20% obj. skały, przy przeciętnej jego zawartości ok. 1% obj. Analizy składu chemicznego nie wykazały żadnych domieszek w anhydrycie.

Baryt najczęściej tworzy automorficzne słupy, wielkości od 0,06 do 0,30 mm, narastające w pustych przestrzeniach między ziarnami, rzadziej wypełnia pory całkowicie (tabl. III, fig. 1). Przeciętna jego zawartość wynosi ok. 0,3% obj. skały. Analizy ilościowe składu chemicznego barytu wykonane w mikrosondzie energetycznej EDS ISIS wykazały obecność domieszki strontu.

Kwarc autigeniczny

Kwarc jest składnikiem spoiwa badanych piaskowców. Występuje on w postaci pyłu, wymieszanego z minerałami ilastymi oraz powszechnie tworzy cement kwarcowy. Cement kwarcowy występuje w postaci regeneracyjnych obwódek autigenicznych na ziarnach kwarcu. Zawartość cementu kwarcowego mieści się w zakresie od

0 do 31% obj. skały. Najniższą jego zawartość stwierdzono w otworze wiertniczym Sarbinowo 1 – przeciętnie ok. 3,5% obj. skały. W pozostałych otworach ilość cementu kwarcowego wynosi przeciętnie ok. 13% obj. Obwódki kwarcowe narastają na ziarnach kwarcu wypełniając przestrzenie porowe częściowo lub całkowicie (tabl. I, fig. 1–4; tabl. II, fig. 8). Granica między kwarcem detrytycznym a obwódką jest często podkreślona obecnością hematytu i wodorotlenków żelaza, otoczek ilastych i ilasto-żelazistych (tabl. I, fig. 1–4) oraz inkluzji fluidalnych. Cement kwarcowy bardzo wyraźnie odróżnia się od kwarcu detrytycznego w obrazie CL. Obwódki kwarcu autigenicznego wykazują świecenie w barwie ciemnobrązowej lub nie świecą, podczas gdy ziarna kwarcu świecą w barwach brązowych, niebieskofioletowych i czerwonych (tabl. I, fig. 1–4). Najczęściej grubość obwódek regeneracyjnych kwarcu waha się od 0,02 do 0,06 mm. Miejscami obwódki osiągają znaczne rozmiary, maks. 0,2 mm. Na podstawie analizy CL wyróżniono dwie generacje obwódek kwarcu autigenicznego (tabl. I, fig. 3, 4). Obwódki starszej generacji charakteryzują się świeceniem w barwie ciemnobrązowej, natomiast młodszej generacji nie świecą w CL. Obserwacje CL ujawniły miejscami w obwódkach budowę zonalną (tabl. I, fig. 3, 4), co wskazuje na zmiany w składzie chemicznym wody porowej w czasie ich krystalizacji (Worden, Morad, 2000). Cement kwarcowy wypełnia również spękania w ziarnach kwarcu, co sugeruje, że sylikfikacja została poprzedzona kompaktacją mechaniczną. W obrazie SEM obwódki kwarcu autigenicznego są bardzo dobrze widoczne w postaci kryształów o pokroju romboedrycznym oraz w postaci form pryzmatycznych na powierzchni ziaren kwarcu (tabl. IV, fig. 1, 4). Badania mikroskopowe wykazały wypieranie cementu kwarcowego przez kalcyt (tabl. II, fig. 1, 2), dolomit (tabl. II, fig. 3, 4) oraz anhydryt (tabl. II, fig. 7, 8), a także ślady rozpuszczania obwódek kwarcu autigenicznego (tabl. III, fig. 4). Wyniki badań inkluzji fluidalnych wykazały najczęściej obecność inkluzji jednofazowych, lokalnie dwufazowych. Ich przeciętna wielkość waha się od 0,5 do 10 μm . Oznaczenia temperatury homogenizacji inkluzji dwufazowych w cemencie kwarcowym w sześciu próbkach z otworów wiertniczych Dźwirzyno 3, Strzeżewo 1 i Wrzosowo 8 wskazuje na temperaturę krystalizacji kwarcu autigenicznego w zakresie od 77 do 183°C (tab. 3).

Materia organiczna

Materia organiczna badanych utworów reprezentowana jest przez humus, którego podstawowym składnikiem są macerały grupy wityryny (Grotek, 2005). Największa koncentracja macerałów grupy wityryny występuje w utworach piaszczystych formacji Regi w otworze wiertniczym Strzeżewo 1 – 90%, a najniższa w utworach piaszczysto-mułowcowych formacji Regi w otworze wiertniczym Trzebusz 1 – 65%. W znacznie mniejszej ilości, ok. 10–20% występuje macerał grupy inertyny, natomiast macerały liptynitowe oraz typu bitumicznego najczęściej stanowią niewielki procent materii organicznej.

Stopień dojrzałości analizowanej materii organicznej (R_o) wahający się od 0,5 do 1,3%, odpowiada fazie generowania ropy naftowej (Grotek, 2005, 2006). W rejonie badań obserwuje

się wzrost wartości R_0 na południowy-zachód od otworu wiertniczego Sarbinowo 1, w którym to otworze wartości wskaźnika refleksyjności wityryny wskazują na niską paleotemperaturę (ok. 60–70°C) oddziaływującą na utwory pen-

syłwanu. Wartości R_0 są znacznie wyższe w rejonie Gorzysław–Trzebusz (ok. 120°C) i w strefie Strzeżewo–Wrzoso (ok. 140°C).

PROCESY DIAGENETYCZNE

W badanych osadach karbonu wyróżniono efekty działania następujących procesów diagenetycznych: kompaktacji mechanicznej i chemicznej, cementacji, zastępowania, rozpuszczania i przeobrażania.

KOMPAKCJA MECHANICZNA I CHEMICZNA

Efekty kompaktacji mechanicznej są widoczne w postaci ściślejzego upakowania materiału detrytycznego, wygiętych blaszek łyszczyków (tabl. III, fig. 5), zdeformowanych plastycznie fragmentów mułowców i iłowców oraz spękań w ziarnach. Skutki kompaktacji chemicznej w badanych piaskowcach są widoczne w postaci kontaktów wklęsło-wypukłych (tabl. III, fig. 6). Badania w CL wykazały jednak, że większość tych kontaktów jest w obrębie cementu kwarcowego.

CEMENTACJA I ZASTĘPOWANIE

Cementacja jest głównym procesem diagenetycznym w piaskowcach pensylwanu. Do najwcześniej tworzących się minerałów autigenicznych należą wodorotlenki żelaza i hematyt. Powstały one w wyniku krystalizacji z roztworów lub na skutek rozkładu niestabilnych minerałów detrytycznych zawierających żelazo, takich jak: pirokseny, amfibole, epidoty, chloryty i biotyty. Część hematytu tworzyła się w późniejszym etapie diagenety, po obwódkach kwarcowych.

Lokalnie, w warunkach redukcyjnych tworzył się syderyt. Jego geneza jest prawdopodobnie związana ze środowiskiem morskim, na co wskazuje zawartość CaCO_3 wynosząca powyżej 2% mol. i MnCO_3 ok. 2% mol. Przypuszczalnie krystalizował w zakresie temperatur od 15 do 40°C (Baker i in., 1995).

Wczesną genezę ma również kaolinit robakowaty. Jony glinu i krzemu potrzebne do powstania kaolinitu uwolnione zostały w wyniku procesu przeobrażania ziaren łyszczyków i skaleni na skutek oddziaływania wody meteorycznej (Bjørlykke, 1989). Procesy prowadzące do krystalizacji wczesnodiagenetycznego kaolinitu zachodzą w środowisku kwaśnym (Van Keer i in., 1998). Tworzył się on przed lub jednocześnie z pierwszą generacją obwódek kwarcowych. Według Osborna i in. (1994), kaolinit robakowaty wytrąca się w temperaturze 25–50°C. W późniejszym etapie diagenety miejsce kaolinitu robakowatego zajmuje kaolinit blokowy.

Część kaolinitu blokowego tworzyła się w wyniku przeobrażania kaolinitu robakowatego. Ze wzrostem głębokości pogrzebienia następuje stopniowa zmiana morfologii kryształów kaolinitu, w wyniku procesu rozpuszczanie–wytrącanie, w którym najmniejsze cząstki są rozpuszczane, a większe, bardziej stabilne zwiększają swoją grubość (m.in. Ehrenberg i in., 1993). Ponadto, kaolinit blokowy mógł również wytrącać się bezpośrednio z krążących w skale roztworów porowych. Osborne i in. (1994) określili temperaturę krystalizacji kaolinitu blokowego w przedziale 50–80°C. Natomiast występowanie blokowego dickitu wskazuje na temperaturę ok. 120°C (Ehrenberg i in., 1993).

We wczesnej diagenetyce tworzyła się pierwsza generacja obwódek kwarcowych. Rozwój ich spowodował usztywnienie szkieletu ziarnowego piaskowców, co ograniczyło działanie kompaktacji mechanicznej i lokalnie przyczyniło się do zachowania w piaskowcach części porowatości pierwotnej. Druga faza sylikfikacji mająca miejsce w późniejszym etapie diagenetyce prawie całkowicie wypełniła wolne przestrzenie porowe. W większości basenów sedymentacyjnych kwarc autigeniczny tworzył się w zakresie temperatur 60–145°C (Walderhaug, 1994). W badaniach inkluzji fluidalnych w cemencie kwarcowym w analizowanych piaskowcach uzyskano temperatury homogenizacji w przedziale 77–183°C (tab. 3). Na podstawie obserwacji mikroskopowych wydaje się jednak, że cementacja kwarcem mogła rozpocząć się w niższych temperaturach. Również obecność inkluzji jednofazowych w obrębie kwarcu autigenicznego wskazuje, że tworzył się on w temperaturze nie wyższej niż 50°C (Goldstein, Reynolds, 1994). Najważniejszym źródłem krzemionki dla cementu kwarcowego we wczesnej diagenetyce były prawdopodobnie wody meteoryczne zawierające krzemionkę, jak również rozpuszczanie i przeobrażanie skaleni. Na większej głębokości istotne znaczenie mogło mieć rozpuszczanie ciśnieniowe na kontaktach ziaren kwarcu, zastępowanie kwarcu przez węglany oraz illityzacja kaolinitu.

We wczesnej diagenetyce, równocześnie z pierwszą generacją obwódek kwarcowych lub po ich powstaniu, wytrącał się baryt.

W dalszej kolejności wytrącały się cementy węglanowe: dolomit, Mn-kalcyt i ankeryt. Dolomit i Mn-kalcyt krystalizowały później niż kwarc autigeniczny, natomiast przed cementem ankerytowym. Źródłem wapnia dla kalcytu, a żelaza i magnezu dla dolomitu mogły być: wody pochodzenia morskiego, rozpuszczone wczesne cementy kalcytowe, jak również smektyty przeobrażane w illit. Za pomocą pomiaru tempera-

tur homogenizacji inkluzji fluidalnych, określono temperaturę tworzenia się Mn-kalcytu na 95,7–165,7°C, a dolomitu na 99,8–150°C. Z oznaczeń $\delta^{18}\text{O}$ kalcytu oraz dolomitu, przyjmując pomierzone temperatury krystalizacji, uzyskano wartości $\delta^{18}\text{O}$ wody porowej w przedziale od ok. 2‰_{SMOW} do 8‰_{SMOW} dla Mn-kalcytu, natomiast dla dolomitu ok. –3‰_{SMOW}. Dane te sugerują, że dolomit wytrącał się z wody porowej o składzie wody meteorycznej, natomiast Mn-kalcyt ze zmodyfikowanej wody meteorycznej wzbogaconej w izotop ^{18}O . Wzbogacenie w izotop ^{18}O wody porowej, o składzie wody meteorycznej, mogło być spowodowane reakcją woda–skała, w czasie procesu pogrzebania osadu (Longstaffe, Avalon, 1987).

Ankeryt tworzył się najpóźniej, z cementów węglanowych piaskowców pensylwanu. Wskazują na to relikty Mn-kalcytu i dolomitu obserwowane w cementach ankerytowym oraz tworzenie przez ankeryt zewnętrznych warstw na kryształach dolomitów.

W późnym etapie diagenезy wytrącał się również anhydryt. Na późną jego genezę wskazuje to, że zastępuje on wcześniej wykrytą węglany. Obserwujemy fragmenty romboedrów Mn-kalcytu i dolomitu zatopione w anhydrycie.

Jako ostatni z cementów krystalizował illit włóknisty. Powstanie jego związane jest z przeobrażaniem kaolinitu oraz rekrystalizacją minerałów ilastych z matriksu. Źródłem potasu dla illitu mogły być rozpuszczane ziarna skaleni potasowych (Bjørlykke, 1989), potas mógł również zostać uwolniony w procesie kompaktacji skał ilastych (Lanson i in., 1996). Temperatura tworzenia się illitu autigenicznego wynosi powyżej 120°C (m.in. Ehrenberg, Nadeau, 1989).

Zastępowanie ziaren oraz cementów przez węglany, siarczany oraz hematyt należy do powszechnych procesów w badanych skałach. W obrębie ziaren proces karbonatyzacji najsilniej jest rozwinięty w skaleniach, słabiej w kwarcach i okruchach skał. Często są zachowane jedynie relikty skaleni w węglanach, co jest bardzo dobrze widoczne w CL (tabl. II, fig. 1, 2, 5, 6). W obrębie cementów obserwuje się zastępowanie dolomitu i Mn-kalcytu przez anhydryt (tabl. II, fig. 5, 6). W węglanach i siarczanach często występuje hematyt. Ponadto węglany i siarczany zastępują kaolinit i kwarc autigeniczny (tabl. II, fig. 1–8).

ROZPUSZCZANIE

Efekty procesu rozpuszczania, w postaci wtórnej porowatości są obserwowane w ziarnach i cementach badanych skał. Najsilniej proces ten jest rozwinięty w skaleniach (tabl. III, fig. 2), słabiej w łyszczykach i okruchach skał (tabl. III, fig. 3). Wśród cementów obserwujemy miejscami rozpuszczanie obwódek kwarcu autigenicznego (tabl. III, fig. 4) oraz lokalnie Mn-kalcytu i anhydrytu.

PRZEOBRAŻANIE

Przejawy przeobrażania ziaren i spoiwa ilastego są często obserwowane w badanych skałach. Miejscami widoczne są efekty serycytyzacji, albityzacji (tabl. III, fig. 7, 8) oraz kaolinityzacji skaleni (tabl. I, fig. 7, 8). Proces serycytyzacji w okruchach skał obserwowano sporadycznie. Lokalnie zachodziło przeobrażanie muskowitu w kaolinit i kaolinitu w illit (tabl. IV, fig. 5). Do powszechnych procesów zaliczono przejście kaolinitu w dickit.

CHARAKTERYSTYKA PRZESTRZENI POROWEJ

Badane piaskowce karbońskie charakteryzują się porowatością (pomierzoną w płytkach cienkich impregnowanych niebieską żywicą) w zakresie od 0,0 do 18,5% obj. skały, przeciętnie ok. 4% obj. Dominuje porowatość pierwotna, natomiast porowatość wtórna stanowi niewielki procent (Kozłowska, 2005).

Porowatość pierwotna w piaskowcach ulega zmniejszeniu m.in. w wyniku kompaktacji mechanicznej. Zakres jej redukcji zależy od składu mineralnego szkieletu ziarnowego piaskowców, jak również od występowania wczesnego cementu ortochemicznego w skale. W analizowanych piaskowcach występuje wczesny cement kwarcowy tworzący obwódki na ziarnach kwarcu, który miejscami przyczynił się do zachowania w skale części porowatości pierwotnej

(tabl. III, fig. 4). Ponadto, powszechna jest mikroporowatość między krystalitami autigenicznych minerałów ilastych, takich jak: kaolinit (tabl. III, fig. 1) czy illit. Ze względu na mikroskopijne rozmiary tych porów, nie mają one dużego wpływu na wzrost porowatości całkowitej i na przepuszczalność skały. Najwyższe wartości porowatości (pow. 10%) odnotowano w otworach Dźwirzyno 3, Gorzysław 10 i Sarbinowo 1, a nieznacznie niższe (przeciętnie 4% obj.) w otworach wiertniczych Gostyń 2, Strzeżewo 1 oraz Trzebusz 1, Trzebusz 2k i Trzebusz 3, a najniższe (ok. 2% obj.) w profilach otworów: Gosław 1, Jarkowo 2, Petrykozy 6 oraz Wrzosowo 1, Wrzosowo 3 i Wrzosowo 8.

Porowatość wtórna w piaskowcach stwierdzono we wszystkich badanych otworach wiertniczych. Najwyraźniej

zaznacza się ona w następujących profilach: Gosław 1, Gorzysław 10, Sarbinowo 1 oraz Wrzosowo 1 i Wrzosowo 3, w których stanowi przeciętnie od ok. 0,3 do 2,0% obj. skały. Porowatość wtórna najczęściej jest efektem rozpuszczania głównie ziaren skaleni potasowych i litoklastów (tabl. III, fig. 2, 3). Miejscami, porowatość wtórna tworzy się w wyniku rozpuszczania ziaren łuszczyków oraz cementów: kwarcowego (tabl. III, fig. 4) i anhydrytowego. W analizowanych piaskowcach obserwujemy ziarna skaleni potasowych w różnym stanie zachowania, od lekko korodowanych do prawie całkowicie rozpuszczonych. Lokalnie tworzą się pory o bar-

dzo dużych rozmiarach. Najczęściej jednak, ziarna skaleni są częściowo rozpuszczone (tabl. III, fig. 2).

Informacje dotyczące wielkości, kształtu i rozkładu analizowanej przestrzeni porowej uzyskano dzięki badaniom przeprowadzonym za pomocą komputerowej analizy obrazu. Wyniki badań wskazują, że w analizowanych piaskowcach dominują pory o długości i szerokości w przedziale od 0,001 do 0,1 mm. Przestrzeń porowa badanych próbek skał jest w miarę równomiernie wykształcona. Ilościowo przeważają w niej makropory (>0,001 mm), które w porównaniu z mikroporami (<0,001 mm) wnoszą większą wartość do ogólnej porowatości skały. Zaobserwowano, że piaskowce o porowato-

Tabela 5

Wyniki badań właściwości petrofizycznych wybranych próbek piaskowców pensylwanu
Petrophysical properties of selected Pennsylvanian sandstone samples

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	Gęstość materiałowa [g/cm ³]	Porowatość efektywna [%]	Gęstość szkieleto-owa [g/cm ³]	Gęstość z porozymetru [%]	Porowatość z porozymetru [%]	Średnica przeciętnej kapilary [μm]	Powierzchnia właściwa [m ² /g]	Pory >1μm [%]	Średnica progowa [μm]	Histereza [%]	Przepuszczalność [mD]
Dźwirzyno 3	2727,4	2,74	20,57	2,72	2,17	20,19	0,75	0,50	78	60	10	<0,1
Gosław 1	2959,3	2,67	4,93	2,62	2,50	4,68	0,09	0,80	8	0,5	71	<0,1
Gostyń 1	3343,5	2,68	8,81	2,61	2,40	8,25	0,36	0,38	67	10	55	1,9593
Gorzysław 10	2896,2	2,67	12,95	2,60	2,29	12,12	0,88	0,24	82	35	26	40,7107
	2973,6	2,67	11,48	2,59	2,32	10,69	0,51	0,37	70	15	53	<0,1
Petrykozy 6	3273,3	2,69	10,30	2,63	3,37	9,72	0,07	2,43	41	3	51	n.o.
	3285,5	2,70	8,05	2,63	2,43	7,52	0,22	0,55	54	4	60	n.o.
	3290,1	2,68	4,04	2,60	2,50	3,75	0,07	0,80	23	1	51	0,4858
	3298,2	2,67	9,73	2,61	2,37	9,18	1,06	0,15	80	20	56	n.o.
	3327,5	2,69	12,26	2,72	2,37	12,64	0,72	0,30	77	20	40	n.o.
3332,6	2,67	9,46	2,63	2,39	9,07	0,53	0,29	76	30	31	n.o.	
Sarbinowo 1	2390,1	2,68	20,25	2,61	2,12	18,90	0,52	0,69	85	30	35	230,9008
	2424,5	2,67	18,38	2,70	2,19	18,91	0,34	1,00	74	25	32	28,6291
Strzeżewo 1	3648,5	2,68	6,86	2,64	2,47	6,61	0,23	0,47	32	3	50	n.o.
	3724,2	2,66	10,10	2,62	2,36	9,67	0,58	0,28	70	9	57	4,2415
Trzebusz 1	2861,5	2,66	8,65	2,63	2,41	8,35	0,33	0,42	69	5	59	2,366
	2884,6	2,68	12,72	2,57	2,28	11,46	0,55	0,37	76	10	58	n.o.
Trzebusz 2k	3246,0	2,67	7,29	2,57	2,40	6,67	0,19	0,58	62	3	64	<0,1
	3274,6	2,67	5,99	2,64	2,49	5,79	0,15	0,60	46	3	51	n.o.
Wrzosowo 3	3129,8	2,69	7,70	2,54	2,37	6,72	0,20	0,55	65	4	69	2,2864
	3179,6	2,70	9,42	2,65	2,42	9,02	0,10	1,55	15	2	54	0
Wrzosowo 8	3192,4	2,69	9,57	2,64	2,40	9,17	0,20	0,76	56	3	54	1,2975
	3202,8	2,70	12,67	2,57	2,28	11,21	1,17	0,17	81	30	33	n.o.

n.o. – nie oznaczono
n.o. – not determined

ści ok. 2% charakteryzują się większą zawartością procentową porów o mniejszej wielkości obwodu (0,01–0,02 mm) w porównaniu z piaskowcami o porowatości ok. 10%.

W 23 próbkach piaskowców wykonano badania petrofizyczne (tab. 5). Z badań tych wynika, że większość analizowanych skał charakteryzuje się dobrą porowatością – ok. 10%, a tylko nieliczne słabą porowatością <5%. (Jenyon, 1990). Najwyższe wartości porowatości ok. 20% stwierdzono w próbkach z otworów Dźwirzyno 3 i Sarbinowo 1, natomiast wielkości w przedziale 10–13% w piaskowcach z otworów wiertniczych: Gorzysław 10, Petrykozy 6, Strzeżewo 1, Trzebusz 1 i Wrzosowo 8. Próbki z niższą porowatością w zakresie 5–10% występują w otworach wiertniczych: Gostyń 2, Petrykozy 6, Strzeżewo 1, Trzebusz 1 i Trzebusz 2k oraz Wrzosowo 3 i Wrzosowo 8. Najniższą porowatością <5% charakteryzują się próbki z otworów: Gosław 1 i Petrykozy 6. Przepuszczalność w obrębie zbadanych próbek waha się od <0,1 do 230,9 mD (tab. 5). Zgodnie z klasyfikacją Levorsena (1956), w obrębie analizowanych skał możemy wyróżnić piaskowce o przepuszczalności: bardzo dobrej (otwór wiertniczy Sarbinowo 1), dobrej (otwory wiertnicze Gorzysław 10 i Sarbinowo 1), zadowalającej (otwory wiertnicze: Gostyń 2, Strzeżewo 1, Trzebusz 1, Wrzosowo 3 i Wrzosowo 8), oraz słabej (otwory wiertnicze: Gosław 1, Petrykozy 6, Trzebusz 2k i Wrzosowo 3). Na podstawie pomiarów porowatości, przepuszczalności oraz danych porometrycznych m.in. ilości porów >1µm, średnicy progro-

wej oraz histerezy można stwierdzić, że najlepsze właściwości zbiornikowe mają piaskowce z otworów wiertniczych: Dźwirzyno 3, Gorzysław 10, Sarbinowo 1 i Wrzosowo 8.

Dodatkowo przeanalizowano dane petrofizyczne porowatości i przepuszczalności piaskowców zamieszczone w opracowaniach archiwalnych z otworów wiertniczych: Dźwirzyno 3, Gorzysław 10, Sarbinowo 1, Trzebusz 1 oraz Wrzosowo 1 i Wrzosowo 8. Z danych wynika, że najlepsze właściwości zbiornikowe mają piaskowce z otworów wiertniczych Gorzysław 10, Sarbinowo 1 i Dźwirzyno 3. W otworze Gorzysław 10 występują trzy poziomy piaskowców charakteryzujące się porowatością w przedziale 11–13% i przepuszczalnością od ponad 10 do ok. 200 mD (Binder, 1978a). W otworze Sarbinowo 1 występują również trzy poziomy piaskowców o bardzo dobrej porowatości (powyżej 15%) i przepuszczalności (ok. 150 mD) (Sikorski, 1971). W otworze Dźwirzyno 3 występuje poziom piaskowców mających porowatość w granicach 14–16% i przepuszczalność rzędu kilkuset mD (Binder, Lewandowski, 1985). Piaskowce z otworów wiertniczych Wrzosowo 8 i Trzebusz 1 charakteryzują się niższą porowatością, i przepuszczalnością w zakresie od 1 do 17 mD (Binder, 1977, 1978b). W otworze Wrzosowo 1 występują piaskowce o niskiej porowatości i przepuszczalności (Binder, 1976). Dane z sześciu otworów wiertniczych są zgodne z nowymi analizami petrofizycznymi wykonanymi w próbkach piaskowców z tych otworów.

ETAPY I ROLA DIAGENEZY W TWORZENIU WŁAŚCIWOŚCI ZBIORNIKOWYCH

W piaskowcach pensylwanu na Pomorzu Zachodnim wyróżniono eo- i mezodiagenezę według podziału diagenety na etapy przez Choquetta i Praya (1970).

Z procesów diagenetycznych największy wpływ na porowatość i przepuszczalność badanych piaskowców miały kompaktacja i cementacja (Kozłowska, 2004). Kompaktacja

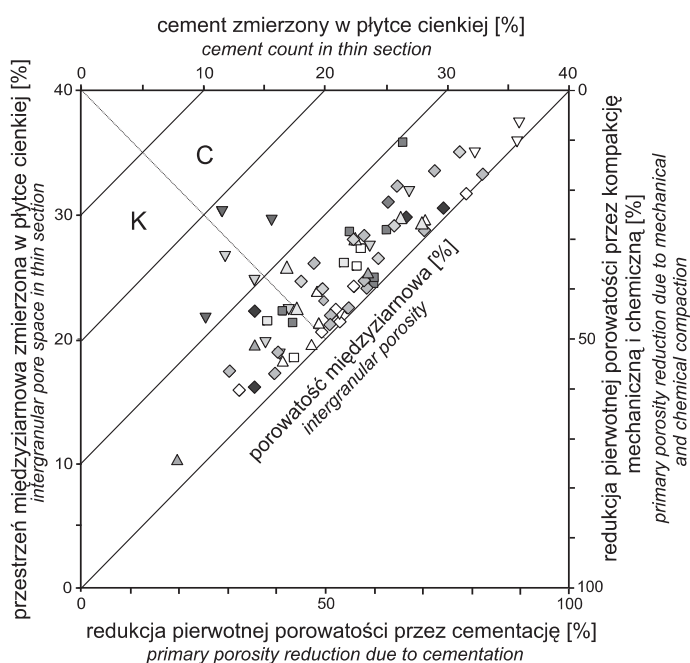


Fig. 4. Diagram Houseknecht (1987) obrazujący wpływ kompaktacji i cementacji na pierwotną porowatość piaskowców pensylwanu

C – przewaga cementacji; K – przewaga kompaktacji

Diagram of Houseknecht (1987) showing the effect of compaction and cementation on primary porosity of the Pennsylvanian sandstones

C – cementation predominance; K – compaction predominance

- ◆ Dźwirzyno 3
- ▽ Gorzysław 10
- ◆ Gosław 1
- Gostyń 1
- ▽ Jarkowo 2
- ◆ Petrykozy 6
- ▼ Sarbinowo 1
- Strzeżewo 1
- △ Trzebusz 1
- ◆ Trzebusz 2k
- Trzebusz 3
- ▲ Wrzosowo 1
- ◇ Wrzosowo 3
- △ Wrzosowo 8

mechaniczna była intensywniejsza w piaskowcach zawierających okruchy skał i ziarna skaleni oraz spoiwo ilaste typu matriks. Natomiast w piaskowcach, w których dominuje wczesny cement kwarcowy, wpływ kompaktacji był mniejszy. W wybranych próbkach piaskowców obliczono, według wzoru Houseknechta (1987), procent pierwotnej porowatości zredukowanej przez kompaktację. Wyliczone wartości mieszczą się w przedziale od 5,5 do 75,0%, przeciętnie 37% (fig. 4). W większości analizowanych piaskowców przeważają wartości: ok. 43% (otwory wiertnicze: Gosław 1, Gostyń 2, Strzeżewo 1, Wrzosowo 3 i Wrzosowo 8), ok. 33% (otwory wiertnicze Sarbinowo 1 i Trzebusz 1) oraz ok. 35% (otwory wiertnicze: Gorzysław 10, Petrykozy 6, Sarbinowo 1, Trzebusz 1, Trzebusz 2k i Trzebusz 3). Natomiast w otworze wiertniczym Wrzosowo 1 wyliczone wielkości są wyższe – ok. 55%, a w otworach wiertniczych Jarkowo 2 i Dźwirzyno 3 niższe, i wynoszą odpowiednio ok. 26 i 15%.

Cementacja jest głównym procesem diagenetycznym, który w sposób ujemny wpływa na zmniejszenie porowatości i przepuszczalności piaskowców. Do najważniejszych cementów należy kwarc, który znacznie zredukował porowatość. Jednakże, tworzenie się wczesnych obwódek kwarcu autigenicznego mogło spowodować zahamowanie kompaktacji

mechanicznej i w efekcie zachowanie części porowatości pierwotnej (tabl. III, fig. 4). Wpływ minerałów ilastych na właściwości zbiornikowe piaskowców jest nierównomierne. Występujący powszechnie kaolinit z widoczną mikro-porowatością między krystalitami zmniejszył porowatość, ale na przepuszczalność miał mniejszy wpływ (tabl. III, fig. 1). Natomiast tworzący się w końcowym etapie diagenetyzacji illit włóknisty znacznie zmniejszył porowatość i przepuszczalność skały (tabl. IV, fig. 3, 4). Cementy węglanowe – dolomit i Mn-kalcyt, tworzące się w późniejszym etapie diagenetyzacji, przyczyniły się do redukcji porowatości (tabl. II, fig. 1–6). Z cementów siarczanowych anhydryt oraz baryt zmniejszyły porowatość piaskowców, ale ich wpływ był ograniczony ze względu na lokalne występowanie (tabl. II, fig. 7, 8; tabl. III, fig. 1). Spośród związków żelaza, wypełniający pory międzyziarnowe hematyt spowodował zmniejszenie porowatości skały (tabl. I, fig. 5). Procent pierwotnej porowatości zniszczonej przez cementację wyliczono na podstawie wzoru Houseknechta (1978). Uzyskane wartości mieszczą się w przedziale 20–90%, przeciętnie 52% (fig. 4). Największą redukcję porowatości w wyniku cementacji zanotowano w otworach wiertniczych: Jarkowo 2 – ok. 70%, Dźwirzyno 3 i Trzebusz 2k – ok. 60%, Pe-

PROCESY	EODIAGENEZA		MEZODIAGENEZA		Po	Pp
	czas →		→			
Tworzenie się hematytu i wodorotlenków żelaza			---		-	-
Kompaktacja mechaniczna			-----		-	-
Cementacja syderitem	-----				-	-
Rozpuszczanie ziaren skaleni i łyszczyków	-----				+	+
Krystalizacja kaolinitu i dickitu			kaolinit robakowaty	kaolinit blokowy dickit	+/-	+/-
Cementacja barytem	---				-	-
Cementacja kwarcem	-----				+/-	+/-
Albityzacja			---	-----		
Cementacja Mn-kalcytem			-----		+/-	+/-
Cementacja dolomitem i ankerytem			dolomit	ankeryt	-	-
Rozpuszczanie kwarcu				-----	-	-
Kompaktacja chemiczna				-----	+	+
Cementacja anhydrytem				-----	-	-
Rozpuszczanie węglanów i siarczanów				-----	-	-
Krystalizacja illitu				---	+	+
Migracja węglowodorów				-----	-	-

Fig. 5. Sekwencja diagenetyczna dla osadów pensylwanu

Po – porowatość, Pp – przepuszczalność, +/- dodatni/ujemny wpływ na porowatość i przepuszczalność osadu

The diagenetic sequence of the Pennsylvanian sediment

Po – porosity, Pp – permeability, +/- positive/negative influence on development of porosity and permeability

trykozy 6, Strzeżewo 1, Trzebusz 1 i Trzebusz 3 oraz Wrzosowo 3 i Wrzosowo 8, w których wynosi ona ok. 55%. Nieznacznie mniejsze wartości – ok. 47% odnotowano w otworach Gorzysław 10, Gosław 1 i Gostyń 2. Najmniejszą wartość ok. 38 i 31% stwierdzono w otworach wiertniczych Wrzosowo 1 i Sarbinowo 1. Oprócz kompaktacji i cementacji obserwowane powszechnie efekty procesów zastępowania mogły mieć również wpływ na redukcję porowatość piaskowców. Z procesów przeobrażeń, największy wpływ na zmniejszenie porowatości, a szczególnie przepuszczalności, miało tworzenie się włóknistego illitu w miejscu kaolinitu.

W pozostałych przypadkach, np. powstanie kaolinitu w miejscu skalenia mogło lokalnie spowodować nieznaczny wzrost porowatości. Wpływ rozpuszczania na porowatość analizowanych piaskowców nie był duży, ale przyczynił się do wzrostu porowatości skały (tabl. III, fig. 2–4). Największe znaczenie mogło mieć rozpuszczanie cementu kwarcowego, ze względu na powszechność jego występowania. Natomiast rozpuszczanie skaleni wpłynęło jedynie lokalnie na wzrost porowatości, ze względu na ich obecność tylko w części osadów karbonu. Na figurze 5 przedstawiono sekwencję diagenetyczną dla osadów pensylwanu.

WNIOSKI

1. Osady pensylwanu charakteryzują przejście od warunków morskich – równi pływowej do warunków lądowych – środowiska rzeczno- i jeziornego. Zbadane piaskowce reprezentują najczęściej arenity i waki kwarcowe. Głównymi składnikami ich spoiwa są: kwarc autigeniczny, minerały ilaste (illit, kaolinit, dickit) oraz hematyt. Lokalnie w znacznych ilościach występują: węglany (Mn-kalcyt, dolomit, ankeryt oraz syderyt) i siarczany (anhydryt, baryt).

2. Piaskowce pensylwanu poddane były działaniu procesów diagenetycznych, które zachodziły w dwóch etapach: eo- i mezodiagenety. Maksymalna temperatura jaka oddziaływała na analizowane osady podczas diagenety szacowana na podstawie badań materii organicznej wynosi ok. 140°C, jednakże z badań inkluzji fluidalnych wynika, że temperatura mogła dochodzić do ok. 180°C.

3. Zamknięcie przestrzeni porowych dla przepływu płynów złożowych w osadach pensylwanu nastąpiło w jurze dolnej, na co wskazują oznaczenia wieku krystalizacji illitu włóknistego (ok. 180 mln lat).

4. Większość analizowanych piaskowców charakteryzuje się porowatością ok. 10% (maks. ok. 20%). Dominuje porowatość pierwotna o charakterze międzyziarnowym i międzykrystalicznym, natomiast porowatość wtórna (efekt rozpuszczania głównie ziaren, rzadziej cementów), stanowi niewielki procent. Przestrzeń porowa piaskowców ma zazwyczaj charakter makroporowy i jest wykształcona równomiernie.

5. Głównymi procesami, jakie miały wpływ na ograniczenie porowatości piaskowców pensylwanu były: kompaktacja i cementacja, z przewagą drugiego z wymienionych procesów. Kompaktacja zredukowała porowatość pierwotną przeciętnie o ok. 33, maks. 75,0%, a cementacja przeciętnie o ok. 52, maks. 90%.

6. Wśród osadów pensylwanu dobre i bardzo dobre parametry petrofizyczne wykazują tylko niektóre poziomy piaskowce z otworów wiertniczych: Dźwirzyno 3, Gorzysław 10 i Sarbinowo 1.

Podziękowania. Autorka dziękuje za współpracę i możliwość dyskusji: doc. dr hab. Katarzynie Jarmołowicz-Szulc (badania inkluzji fluidalnych), doc. dr hab. Magdalenie Sikorskiej (analiza katodoluminescencyjna), mgr Ewie Staronawskiej i Leszkowi Giro (badania w skaningowym mikroskopie elektronowym) oraz mgr Wandzie Narkiewicz (analiza rentgenostrukturalna). Autorka dziękuje także za współpracę i wykonanie analiz instrumentalnych: prof. dr hab. Stanisławowi Hałasowi z zespołem z Uniwersytetu im. Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie (oznaczenia izotopowe), doc. dr hab. Piotrowi Suchowi z zespołem z Instytutu Nafty i Gazu w Krakowie (badania petrofizyczne) oraz dr Annie Lewandowskiej (analiza w podczerwieni) z Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie.

LITERATURA

- BAKER J.C., 1991 — Diagenesis and reservoir quality of the Aldebaran Sandstone, Denison Trough, east-central Queensland, Australia. *Sedimentology*, **38**: 819–838.
- BAKER J.C., J. KASSAN J., HAMILTON P.J., 1995 — Early diagenetic siderite as indicator of depositional environment in the Triassic Rewan Group, Southern Bowen basin, eastern Australia. *Sedimentology*, **43**, 1: 77–88.
- BEAUFORT D., CASSAGRABERE A., PETIT S., LANSON B., BERGER G., LACHARPAGNE J. C., JOHANSEN H., 1998 — Kaolinite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs. *Clay Miner.*, **33**, 2: 237–316.
- BIERNACKA J., 2004 — Diagenetyczne przeobrażenia dolnokarbońskich piaskowców arkozowych Pomorza Zachodniego. *W: Pzycja geologiczna i petrologiczna utworów podłoża permu w trefie Koszalin–Chojnice* (red. A. Protas i in.): 29–41. Bogucki Wydaw. Nauk. Poznań., Poznań.
- BINDER I., 1976 — Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Wrzosowo 1. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BINDER I., 1977 — Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Wrzosowo 8. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- BINDER I., 1978a — Dokumentacja wynikowa otworu poszukiwawczego Gorzysław 10. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BINDER I., 1978b — Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Trzebusz 1. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BINDER I., LEWANDOWSKI M., 1985 — Dokumentacja wynikowa otworu poszukiwawczego Dźwirzyno 3. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BJØRLYKKE K., 1989 — Sedimentology and petroleum geology. Springer Verlag, Berlin.
- BOLEWSKI A., 1982 — Mineralogia szczegółowa. Wyd. Geol., Warszawa.
- CHOQUETTE P.W., PRAY L.C., 1970 — Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bull.*, **54**, 2: 207–220.
- CZERWONKA A., 1992 — Wybrane zagadnienia diagenety osadów karbonu górnego Pomorza Zachodniego. *Nafta i Gaz*, **5/6**: 140–153.
- DURAKIEWICZ T., 1996 — Electron emission controller with pulsed heating of filament. *Int. J. Mass. Spectr. Ion Proc.*, **156**: 31–40.
- EHRENBERG S.N., AAGAARD P., WILSON M.J., FRASER A.R., DUTHIE D.M.L., 1993 — Depth – dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian Continental Shelf. *Clay Miner.*, **28**, 3: 325–352.
- EHRENBERG S.N., NADEAU P.H., 1989 — Formation of diagenetic illite in sandstone of the Garn formation, Haltenbanken area, mid-Norwegian continental shelf. *Clay Miner.*, **24**, 2: 233–253.
- FRIEDMAN I., O'NEIL J., 1977 — Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. *W: Data of geochemistry* (red. M. Fleischer). *U. S. Geol. Sur., Professional Paper*, **440-K**: 1–12.
- GOLDSTEIN R.H., REYNOLDS T.J., 1994 — Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short Course*, **31**.
- GÓRNIAK K., GAWEŁ A., MUSZYŃSKI M., PROTAS A., RAJTAJCHAK T., SZYDLAK T., 2004 — Wpływ głębokości pogrzebania na proces illityzacji smektytu w czarnych łupkach dinantu z Pomorza Zachodniego. *W: Pozycja geologiczna i petrologiczna utworów podłoża permu w strefie Koszalin–Chojnice* (red. A. Protas i in.): 43–66. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
- GROTEK I., 2005 — Zmienność stopnia uwęglania rozproszonej materii organicznej z utworów karbonu w brzeżnej części platformy wschodnioeuropejskiej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **413**: 5–80.
- GROTEK I., 2006 — Dojrzałość termiczna materii organicznej z utworów pokrywy osadowej pomorskiego odcinka TESZ, basenu bałtyckiego oraz obszarów przyległych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**: 253–269.
- HAŁAS S., 1979 — An automatic inlet system with pneumatic changeover valves for isotope ratio mass spectrometer. *J. Phys. E. Sci. Instrum.*, **18**: 417–420.
- HAŁAS S., 1995 — Geochronologia izotopowa oparta na rozpadzie promieniotwórczym potasu-40. *Prz. Geol.*, **43**, 12: 993–998.
- HAŁAS S., DURAKIEWICZ T., 1997 — Lubelska aparatura UHV do wydzielenia, oczyszczania i analizy masowo-spektrometrowej argonu do datowania minerałów. *Elektronika*, **38**: 49–53.
- HOUSEKNECHT D.W., 1987 — Assessing the relative importance of compaction processes and cementation reduction of porosity in sandstones. *AAPG Bull.*, **71**, 6: 633–642.
- JACKSON M.L., 1979 — Soil chemical analysis – advanced course. Madison, Wisconsin.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1997 — Mikroskopowe badania fluorescencji fluidalnych inkluzji węglowodorów w cementach skał osadowych. *Prz. Geol.*, **45**, 9: 865–867.
- JENYON M.K., 1990 — Oil and gas traps. Aspects of their seismostratigraphy, morphology and development. John Wiley & Sons, Chichester.
- KOZŁOWSKA A., 1997 — Opracowanie petrologiczne osadów karbonu górnego. *W: Ocena perspektyw poszukiwawczych złóż ropy naftowej i gazu ziemnego w basenach sedimentacyjnych młodszego paleozoiku na obszarze zachodniej części polskiego sektora Bałtyku – Blok H, K, L* (red. A.M. Żelichowski, L. Miłaczewski). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KOZŁOWSKA A., 2004 — The influence of diagenesis on the porosity of the Upper Carboniferous sandstones of Pomerania area (NW Poland). Abstracts. SEPM-CES Meeting SEDIMENT, Aachen: 83.
- KOZŁOWSKA A., 2005 — Wpływ kompaktacji i cementacji na porowatość piaskowców karbonu górnego w strefie Kołobrzeg–Międzyzdroje. *Prz. Geol.*, **53**, 3: 259.
- KOZŁOWSKA A., 2006 — Wykształcenie facjalne osadów karbonu górnego. *W: Ewolucja przestrzeni porowej w piaskowcach górnego karbonu i dolnego permu Pomorza Zachodniego*, (red. M. Kuberska). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KOZŁOWSKA A., KUBERSKA M., 2006 — Zastosowanie metody komputerowego przetwarzania i analizy obrazu w mikroskopowej analizie skał. *Prz. Geol.*, **54**, 8: 671–673.
- LECH S., 2005 — Mapa geologiczno-strukturalna podłoża permu Pomorza. Arch. PGNiG Ośrodek Północ., Piła.
- LANSON B., BEAUFORT D., BERGER G., BARADAT J., JACHARPAGNE J.C., 1996 — Illitization of diagenetic kaolinite-to-illite conversion series: late-stage diagenesis of the Lower Permian Rotliegend sandstone reservoirs, offshore of the Netherlands. *J. Sediment. Res.*, **66**, 3: 501–518.
- LEVORSEN A.I., 1956 — Geology of petroleum. Freeman & Comp., San Francisco.
- LIPIEC M., ŻELICHOWSKI A.M., 1996 — Karbon. *W: Budowa geologiczna piętra waryscyjskiego i pokrywy permskiej rejonu Wierzchowo–Koszalin*. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- LIPIEC M., POŁOŃSKA M., SUCH P., 1998 — Wpływ diagenety na właściwości zbiornikowe utworów karbonu pomorskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 155–166.
- LONGSTAFFE F.J., AYALON A., 1987 — Oxygen – isotope studies of clastic diagenesis in the Lower Cretaceous Viking Formation, Alberta: implications for the role of meteoric water. *W: Diagenesis of sedimentary sequences* (red. J.D. Marshall). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **36**: 277–296.
- ŁOSZEWSKA Z., 1990 — Opracowanie syntetyczne petrografii osadów karbonu Pomorza Zachodniego. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MARSHALL D.J., 1988 — Cathodoluminescence of geological materials. Unwin Hyman, Boston.

- MALISZEWSKA A., KOZŁOWSKA A., KUBERSKA M., POŁOŃSKA M., GROTEK I., 2004a — Cementy w piaskowcach karbonu i czerwonego spągowca. (Wykształcenie litofacjalne osadów karbonu górnego) *W*: Charakterystyka wypełnień mineralnych szczelin i przestrzeni porowych na podstawie kompleksowych badań petrologicznych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MALISZEWSKA A., KOZŁOWSKA A., KUBERSKA M., GROTEK I., 2004b — Petrologia kompleksów osadowych górnego karbonu i dolnego permu w aspekcie poszukiwań złóż węglowodorów ze strefy Kołobrzeg–Międzyzdroje. (Litofacje osadów karbonu górnego). *W*: Rozwój kompleksów osadowych w zachodniej i centralnej Polsce – pochodzenie i przemiany postdepozycyjne. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MATYJA H., 2006 — Stratygrafia i rozwój facjalny osadów dewonu i karbonu w basenie pomorskim i w zachodniej części basenu bałtyckiego a paleogeografia północnej części TESH w późnym paleozoiku. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**: 79–116.
- Mc CREA J.M., 1950 — On the isotopic geochemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.*, **18**: 849–857.
- MIGASZEWSKI Z., NARKIEWICZ M., 1983 — Identyfikacja pospolitych minerałów węglanowych przy użyciu wskaźników barwiących. *Prz. Geol.*, **31**, 4: 258–261.
- MORAD S., 1998 — Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **26**: 1–26.
- OSBORNE M., HASZELDINE R. S., FALLICK A. E., 1994 — Variation in kaolinite morphology with growth temperature in isotopically mixed pore-fluids, Brent Group, UK North Sea. *Clay Miner.*, **29**, 4: 591–608.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R., 1972 — Sand and sandstone. New York, Springer-Verlag.
- POŁOŃSKA M., 2000 — Cementy węglanowe w formacjach piaskowych dolnego karbonu na Pomorzu Zachodnim. *Prz. Geol.*, **48**, 10: 924–928.
- SIKORSKA M., 1994 — Katodoluminescencja – niezbędne narzędzie w badaniach diagenезy piaskowców kambryjskich. *Prz. Geol.*, **42**, 4: 256–263.
- SIKORSKI B., 1971 — Dokumentacja wyników otworu geologiczno-strukturalnego Sarbinowo 1. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- STOCH L., 1974 — Minerale ilaste. Wyd. Geol. Warszawa.
- SUCH P., 1996 — Model fizyczny przestrzeni filtracji basenu czerwonego spągowca. *Pr. Inst. Gór. Naft. i Gazow.*, **88**: 1–82.
- VAN KEER I., MUCHLES P.H., VIAENE W., 1998 — Clay mineralogical variations and evolutions in sandstones sequences near a coal seam and shales in the Westphalian of the Campine Basin (NE Belgium). *Clay Miner.*, **33**, 1: 159–169.
- WALDERHAUG O., 1994 — Temperatures of quartz cementation in Jurassic sandstones from the Norwegian Continental Shelf – evidence from fluid inclusions. *J. Sediment. Res.*, **A 64**, 2: 324–333.
- WILSON M.J., 1987 — X-ray powder diffraction methods. *W*: A handbook of determinative methods in clay mineralogy, (red. M. J. Wilson): 26–98. Blackie. New York.
- WORDEN R.H., MORAD S., 2000 — Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **29**: 1–20.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1987a — Karbon. Paleozoik podpermski. *W*: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podoża, (red. A. Raczyński). *Pr. Inst. Geol.*, **119**: 26–51.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1987b — Development of the Carboniferous of the SW margin of the East European Platform in Poland. *Prz. Geol.*, **35**, 5: 230–237.

SUMMARY

The paper presents the newest results of petrographical and petrophysical investigations of Pennsylvanian sandstones from Western Pomerania, Poland. They provided a basis for identification of diagenetic processes and for the assessment of their effect on reservoir properties of the rocks. The investigations focused on sandstones from the following 14 boreholes drilled in the Kamień Pomorski – Kołobrzeg Zone: Dźwirzyno 3, Gorzysław 10, Gosław 1, Gostyń 2, Jarkowo 2, Petrykozy 6, Sabinowo 1, Strzeżewo 1, Trzebusz 1, Trzebusz 2k, Trzebusz 3, Wrzosowo 1, Wrzosowo 3 and Wrzosowo 8 (Fig. 1).

The following research methods were used: observations in polarizing microscope, staining of carbonates, cathodoluminescence analysis, computer image analysis, investigations in scanning electron microscope with EDS ISIS energy dispersive spectrometer, X-ray and infrared analyses, fluid inclusion studies, isotopic investigations (carbon and oxygen isotopic determinations in carbonates, K/Ar dating of authigenic illite) and analyses of petrophysical properties.

The Pennsylvanian deposits reflect transitional conditions from marine environments of a tidal flat to continental fluvial and lacustrine settings. The sandstones examined are represented predominantly by quartz arenites and wackes, (Fig. 2). The sandstone cement is composed mainly of quartz, clay minerals and hematite. The quartz cement occurs as 1 or 2 generations of syntaxial overgrowths of authigenic quartz on quartz grains. The crystallization temperature of quartz varied from some 70 to 180°C (Tab. 3). Clay minerals are represented chiefly by kaolinite, dickite and illite, locally by mixed-layered illite-smectite minerals. Vermiform kaolinite and blocky kaolinite and dickite are observed. There is evidence of transformation of kaolinite into dickite with depth (Fig. 3). Fibrous illite was observed in rocks at the depths of about 2850 to 3900 m. Locally, carbonates and sulphates (anhydrite and barite) are abundant. Organic matter is also observed in places. Carbonates are represented mainly by Mn-calcite, dolomite, ankerite and sporadic siderite (Tab. 2). The crystallization temperatures of Mn-calcite and

dolomite fall within the same interval of approximately 90 to 160°C (Tab. 3). Oxygen isotope determinations in carbonates indicate crystallization from pore water with $\delta^{18}\text{O}$ values ranging from 2 to 8‰_{SMOW} for Mn-calcite and about 3‰_{SMOW} for dolomite. The values of $\delta^{13}\text{C}$ measured in carbonate cements indicate that carbon originated from oxygenation of organic matter (Tab. 4).

Most of the sandstones show porosity of about 10%, at maximum of 20.57% (Tab. 5). Intergranular and intercrystalline primary porosity is predominant. Secondary porosity (the effect of dissolution mainly of grains, sometimes of cements) accounts for a small percentage.

The pore space is commonly of a macropore structure and is uniformly developed. Permeability of the investigated sandstone samples ranges from <0.1 to approximately 230mD (Tab. 5). The Pennsylvanian sandstones underwent diagenetic processes that occurred in 2 phases: eodiagenesis and mesodiagenesis (Fig. 5). The major processes resulting in reduction of porosity in the Pennsylvanian sandstones were compaction and cementation, with the latter being predominant. Compaction reduced primary porosity by the ave-

rage of ~33% (max. 60.8%), cementation by the average of ~52% (max. 90%) (Fig. 4). Apart from compaction and cementation, porosity reduction might have also occurred due to the effects of replacement processes. The influence of dissolution on porosity was low in the sandstones, but it contributed to an increase in porosity. The effects of alteration processes might have resulted in both reduction and increase in the sandstone porosity.

The maximum temperature that affected the rocks during diagenesis is estimated at about 140°C, based on organic matter studies. However, fluid inclusion analyses show that the temperature could reach ~180°C. In the Pennsylvanian rocks, closure of pore space preventing flow of formation fluids occurred during Early Jurassic times, as evidenced by age determinations of fibrous illite crystallization (*ca.* 180 Ma) in selected sandstone samples (Tab. 1). Among the Pennsylvanian rocks, good and very good petrophysical parameters were found only in some of sandstone layers. The best reservoir properties are observed in sandstones from the Dźwirzyno 3, Gorzysław 10 and Sarbinowo 1 boreholes.

TABLICE

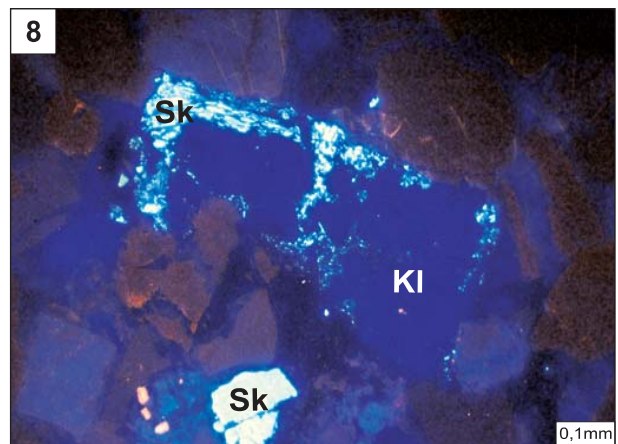
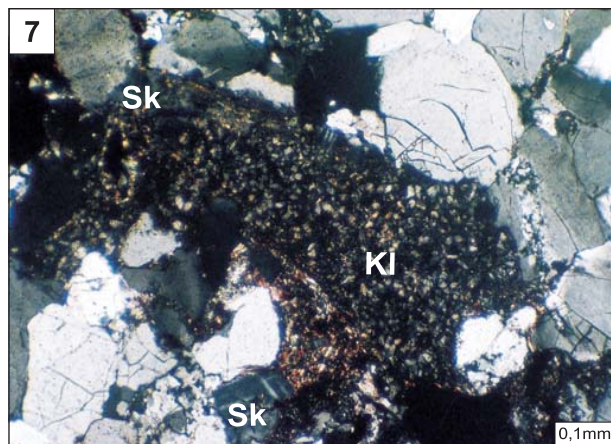
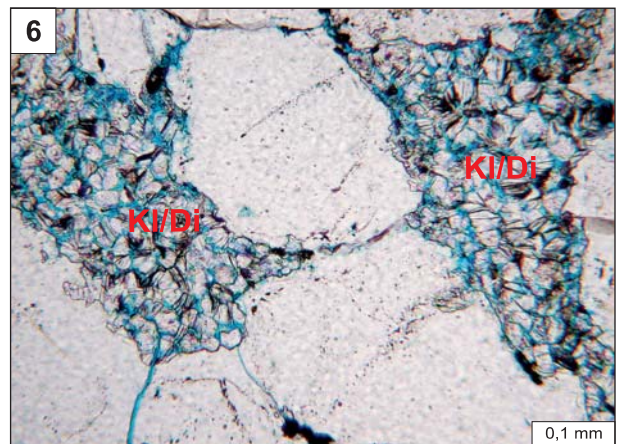
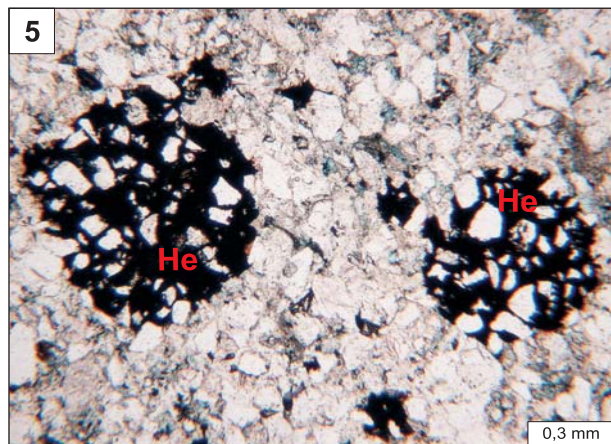
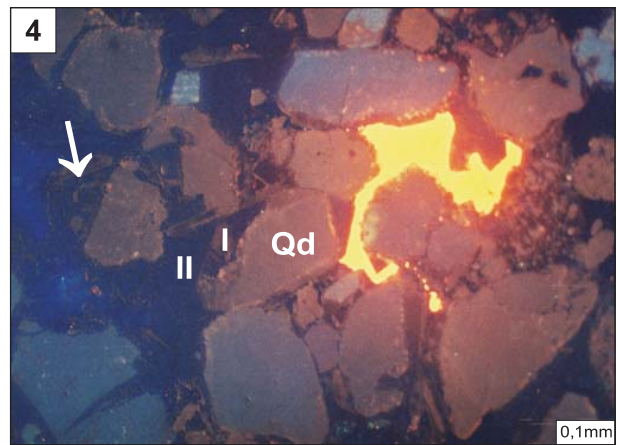
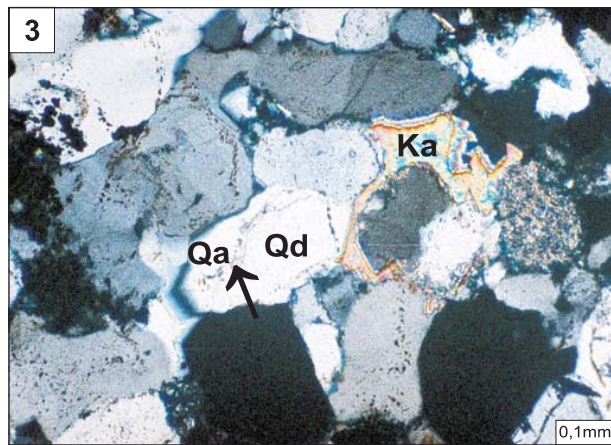
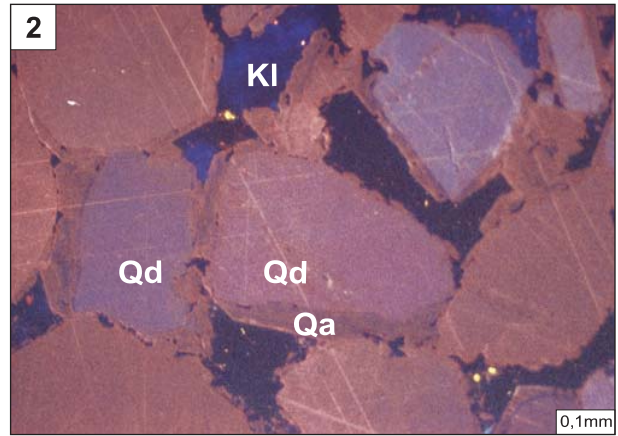
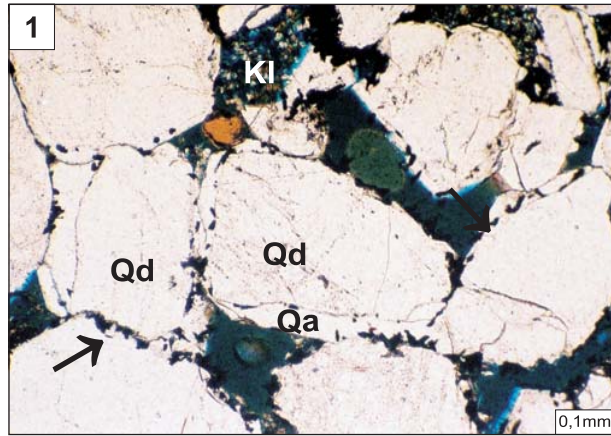
PLATES

TABLICA I

Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) i w katodoluminescencji (CL)

Photographs taken in polarizing microscope (PL) and in cathodoluminescence (CL)

- Fig. 1. Kryształy hematytu (strzałki) na granicy ziarna kwarcu (Qd) i obwódki kwarcu autigenicznego (Qa); obok kaolinitu (Kl); próbka impregnowana niebieską żywicą; otwór wiertniczy Trzebusz 3, głębokość 3083,3 m; PL – bez analizatora
Hematite crystals (arrows) at the contact between quartz grain (Qd) and quartz overgrowths (Qa); nearby kaolinite (Kl); sample impregnated with blue resin; Trzebusz 3 borehole, depth 3083.3 m; PL – without analyser
- Fig. 2. Obraz w CL próbki z figury 1; kwarc autigeniczny (Qa) wykazuje luminescencję w barwie ciemnobrązowej, a ziarna kwarcu (Qd) są brązowe; kaolinit (Kl) świeci w barwie ciemnoniebieskiej
Sample shown in Figure 1, CL image; dark brown luminescence of authigenic quartz (Qa) and brown of quartz grains (Qd); dark blue luminescence of kaolinite (Kl)
- Fig. 3. Obwódki kwarcu autigenicznego (Qa) na ziarnach kwarcu (Qd); granica między obwódką a ziarnem podkreślona substancją żelazistą (strzałka); widoczny Mn-kalcyt (Ka) wypełniający przestrzeń porową; otwór wiertniczy Trzebusz 1, głębokość 2873,8 m; PL – nikole skrzyżowane
Authigenic quartz overgrowths (Qa) on quartz grains (Qd); contact between them is accentuated by ferruginous matter (arrow); Mn-calcite (Ka) filling pore space; Trzebusz 1 borehole, depth 2873.8 m; PL – crossed nicols
- Fig. 4. Obraz w CL próbki z figury 3; widoczne dwie generacje kwarcu autigenicznego: I – starsza (brązowa barwa luminescencji) i II – młodsza (barwa czarna – brak luminescencji); miejscami widoczna sektorowa budowa cementu kwarcowego (strzałka); Mn-kalcyt świeci w barwie żółtej
Sample shown in Figure 3, CL image; two generations of authigenic quartz are observed: I – older (brown luminescence) and II – younger (black – non-luminescent); a zonal structure of quartz cement (arrow) is locally seen; yellow luminescence of Mn-calcite
- Fig. 5. Cement hematytowy (He) w postaci kulistych skupień; próbka impregnowana niebieską żywicą; otwór wiertniczy Dźwirzyno 3, głębokość 2770,0 m; PL – bez analizatora
Hematite cement (He) occurring as round concentrations; sample impregnated with blue resin; Dźwirzyno 3 borehole, depth 2770.0 m; PL – without analyser
- Fig. 6. Kaolinit/dickit blokowy (Kl/Di) w przestrzeni porowej piaskowca; próbka impregnowana niebieską żywicą; otwór wiertniczy Trzebusz 2k, głębokość 3290,3 m; PL – bez analizatora
Blocky kaolinite/dickite (Kl/Di) in sandstone pore space; sample impregnated with blue resin; Trzebusz 2k borehole, depth 3290.3 m; PL – without analyser
- Fig. 7. Ziarno skalenia potasowego (Sk) przeobrażane w kaolinit (Kl); otwór wiertniczy Wrzosowo 3, głębokość 3158,4 m; PL – nikole skrzyżowane
Potassium feldspar grain (Sk) altered to kaolinite (Kl); Wrzosowo 3 borehole, depth 3158.4 m; PL – crossed nicols
- Fig. 8. Obraz w CL próbki z figury 7; relikty skalenia potasowego (Sk) wykazują luminescencję w barwie jasnoniebieskiej, a kaolinit (Kl) w barwie ciemnoniebieskiej
Sample shown in Figure 7; CL image; light blue luminescence of potassium feldspar (Sk) and dark blue of kaolinite (Kl) relics

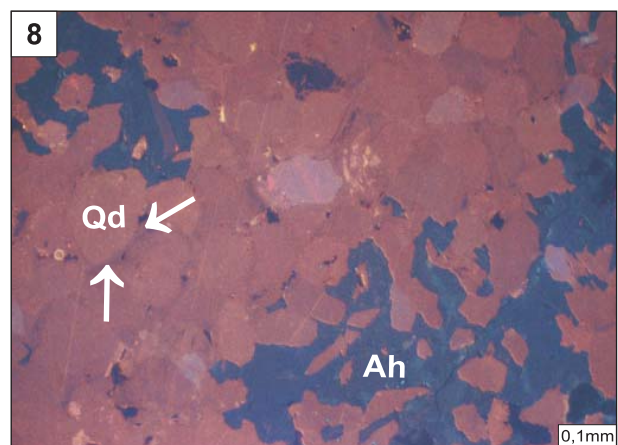
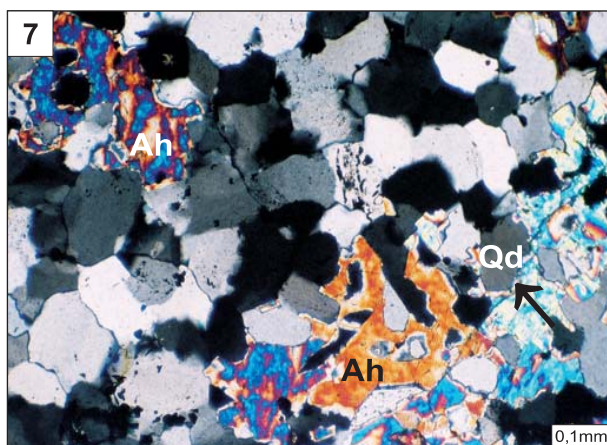
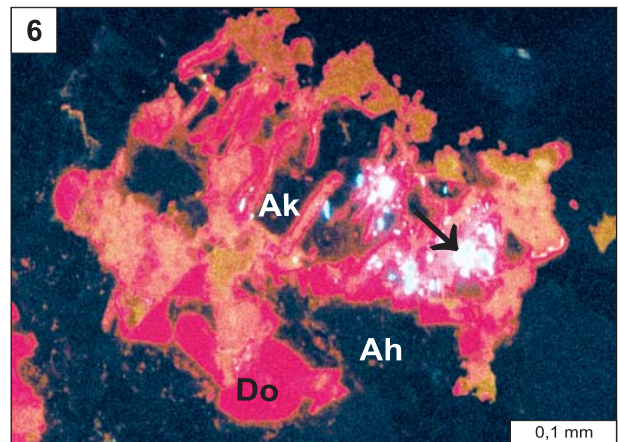
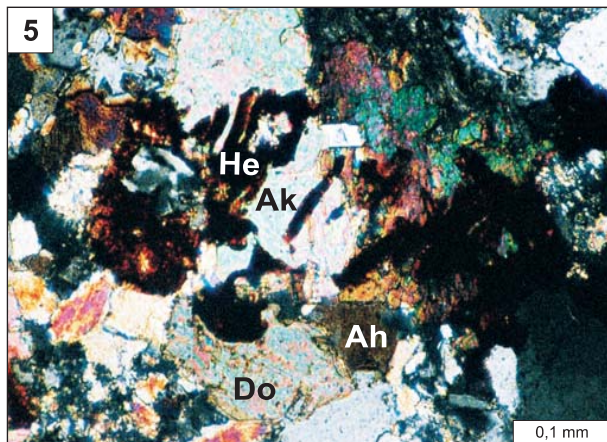
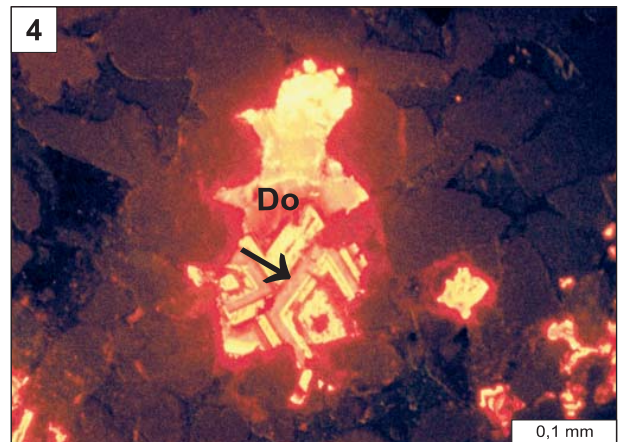
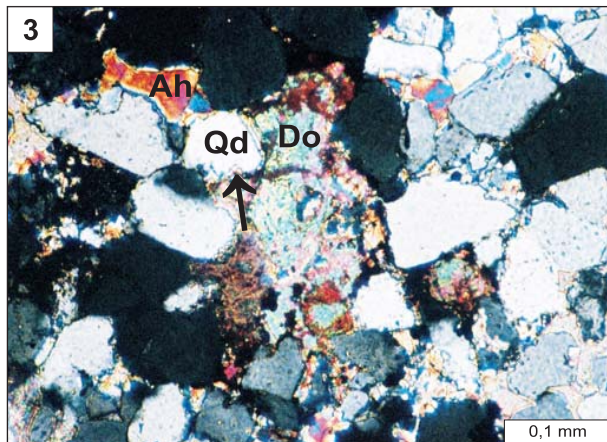
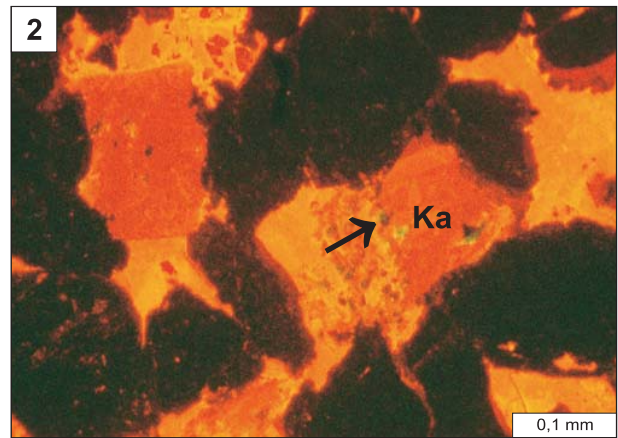
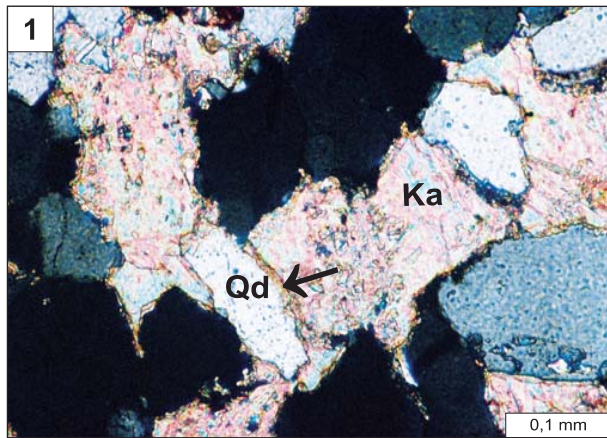


TABLICA II

Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) i w katodoluminescencji (CL)

Photographs taken in polarizing microscope (PL) and in cathodoluminescence (CL)

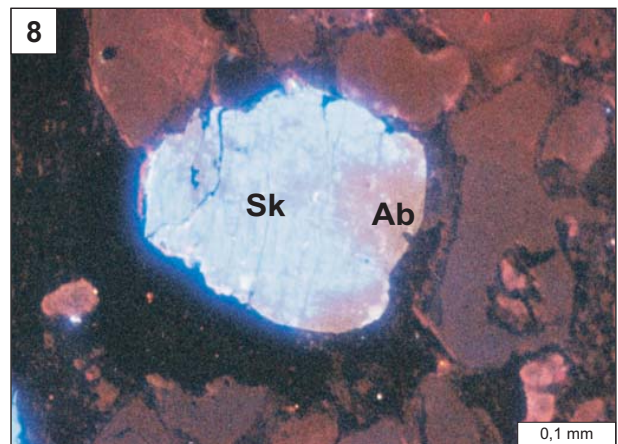
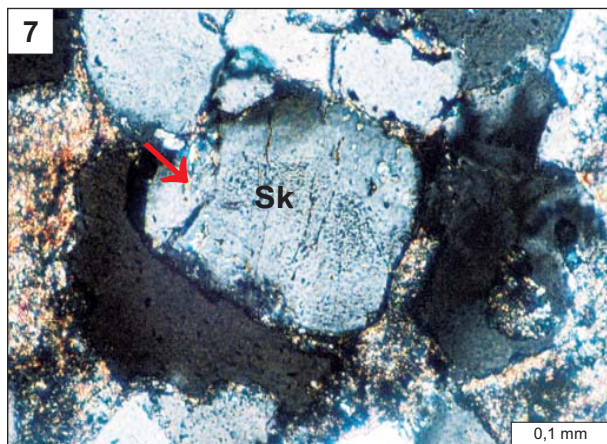
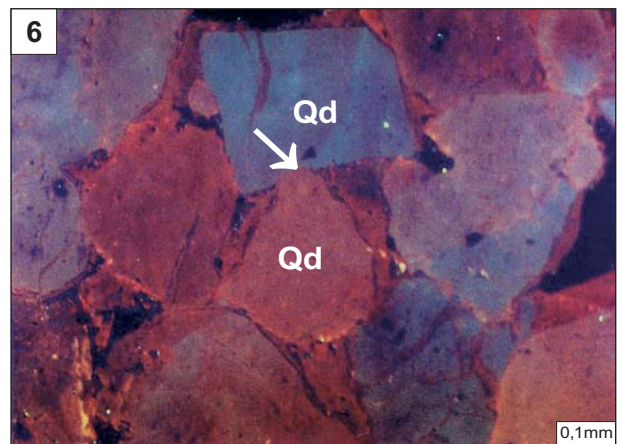
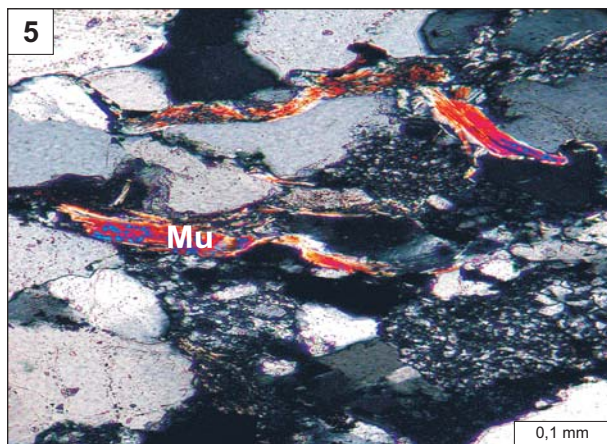
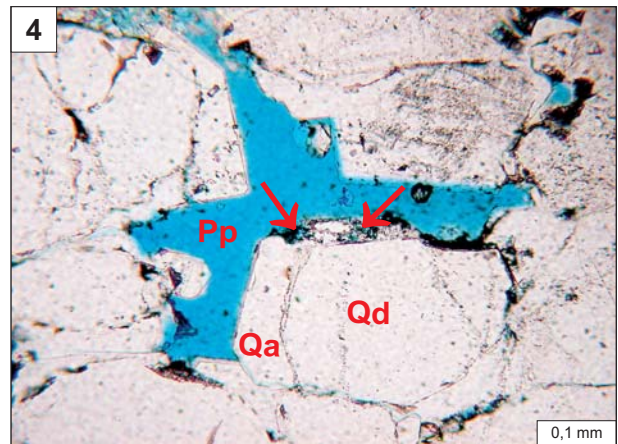
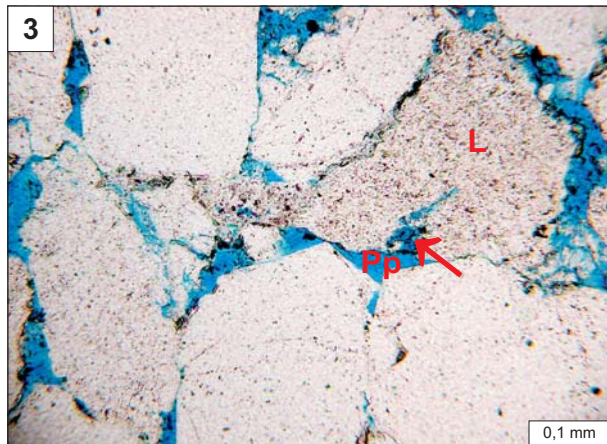
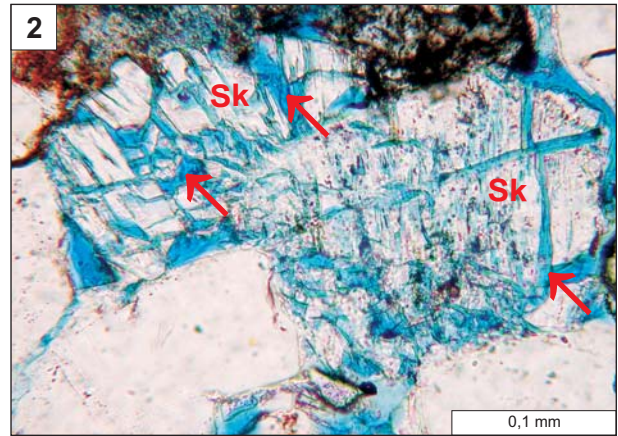
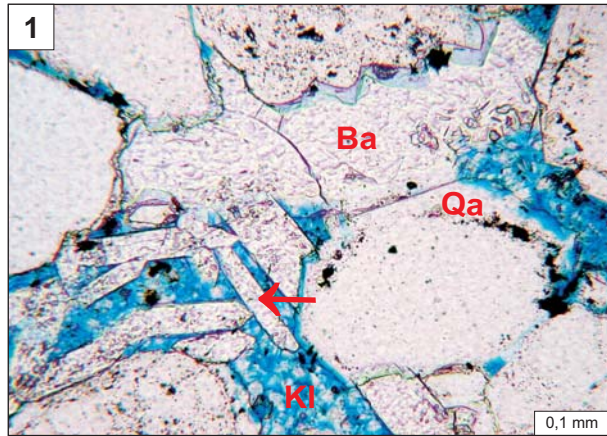
- Fig. 1. Cement Mn-kalcytowy (Ka) w piaskowcu; kalcyt (strzałka) miejscami zastępuje ziarna kwarcu (Qd); otwór wiertniczy Wrzosowo 8, głębokość 3193,6 m; PL – nikole skrzyżowane
Mn-calcite (Ka) cement in sandstone; calcite (arrow) locally replaces quartz grains (Qd); Wrzosowo 8 borehole, depth 3193.6 m; PL – crossed nicols
- Fig. 2. Obraz w CL próbki z figury 1; Mn-kalcyt (Ka) wykazuje luminescencję w barwie żółto-pomarańczowej; w kalcycie widoczne relikty skalenia potasowego o barwie niebieskiej (strzałka)
Sample shown in Figure 1; CL image; yellow-orange luminescence of Mn-calcite (Ka); blue potassium feldspar relics in calcite (arrow) are visible
- Fig. 3. Cementy dolomitowy (Do) i anhydrytowy (Ah) w piaskowcu; widoczne zastępowanie ziaren kwarcu (Qd) przez dolomit (strzałka); otwór wiertniczy Dźwirzyno 3, głębokość 2818,0 m; PL – nikole skrzyżowane
Dolomite (Do) and anhydrite (Ah) cements in sandstone; dolomite (arrow) replacing quartz grains (Qd); Dźwirzyno 3 borehole, depth 2818.0 m; PL – crossed nicols
- Fig. 4. Obraz w CL próbki z figury 3; dolomit (Do) wykazuje luminescencję w barwie czerwonej i żółtej; w obrębie kryształów dolomitu widoczna budowa strefowa; warstewki wzbogacone w mangan świecą w barwie żółtej (strzałka)
Sample shown in Figure 3; CL image; red and yellow luminescence of dolomite (Do); a zonal structure in dolomite crystals; yellow luminescence of layers enriched in manganese (arrow)
- Fig. 5. Cementy dolomitowy (Do) i ankerytowy (Ak), zastępowane przez anhydryt (Ah); widoczna impregnacja hematytem (He) cementów; otwór wiertniczy Gorzysław 10, głębokość 3043,3 m; PL – nikole skrzyżowane
Anhydrite (Ah) replacing dolomite (Do) and ankerite (AK) cements; hematite (He) impregnation of cements visible; Gorzysław 10 borehole, depth 3043.3 m; PL – crossed nicols
- Fig. 6. Obraz w CL próbki z figury 5; dolomit (Do) wykazuje luminescencję w barwie czerwonej, ankeryt (Ak) i anhydryt (Ah) nie świecą; w dolomicie widoczne relikty skalenia potasowego o barwie niebieskiej (strzałka)
Sample shown in Figure 5; CL image; red luminescence of dolomite (Do) and no luminescence of ankerite (Ak) and anhydrite (Ah); blue potassium feldspar relics (arrow) in dolomite
- Fig. 7. Cement anhydrytowy (Ah) w piaskowcu; widoczne zastępowanie ziaren kwarcu (Qd) przez anhydryt (strzałka); otwór wiertniczy Jarkowo 2, głębokość 3579,6 m; PL – nikole skrzyżowane
Anhydrite (Ah) cement in sandstone; anhydrite (arrow) replacing quartz grains (Qd); Jarkowo 2 borehole, depth 3579.6 m; PL – crossed nicols
- Fig. 8. Obraz w CL próbki z figury 7; anhydryt (Ah) nie wykazuje świecenia; widoczne obwódki kwarcu autigenicznego (strzałki) na ziarnach kwarcu (Qd)
Sample shown in Figure 7; CL image; no luminescence of anhydrite (Ah); authigenic quartz overgrowths (arrows) on quartz grains (Qd)



TABLICA III

Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) i w katodoluminescencji (CL)
Photographs taken in polarizing microscope (PL) and in cathodoluminescence (CL)

- Fig. 1. Cement barytowy (Ba) jako wypełnienie poru oraz w postaci słupów (strzałka) krystalizujących w przestrzeni porowej piaskowca; widoczny kwarc autigeniczny (Qa) i kaolinit (Kl); próbka impregnowana niebieską żywicą; otwór wiertniczy Gorzysław 10, głębokość 2973,6 m; PL – bez analizatora
Barite cement filling pore space (Ba) and forming of pillars (arrow) crystallizing in sandstone pore space; authigenic quartz (Qa) and kaolinite (Kl) are seen; sample impregnated with blue resin; Gorzysław 10 borehole, depth 2973.6 m; PL – without analyser
- Fig. 2. Porowatość wtórna (strzałki) w rozpuszczonych ziarnach skalenia potasowego (Sk); próbka impregnowana niebieską żywicą; otwór wiertniczy Sarbinowo 1, głębokość 2390,1 m; PL – bez analizatora
Secondary porosity (arrows) in dissolved potassium feldspar grains (Sk); sample impregnated with blue resin; Sarbinowo 1 borehole, depth 2390.1 m; PL – without analyser
- Fig. 3. Porowatość pierwotna (Pp) i wtórna (strzałka) powstała w efekcie rozpuszczania litoklastu (L); próbka impregnowana niebieską żywicą; otwór wiertniczy Gorzysław 10, głębokość 2896,2 m; PL – bez analizatora
Primary porosity (Pp) and secondary porosity (arrow) created due to dissolution of a lithoclast (L); sample impregnated with blue resin; Gorzysław 10 borehole, depth 2896.2 m; PL – without analyser
- Fig. 4. Porowatość pierwotna (Pp) i wtórna (strzałki) powstała w efekcie rozpuszczania obwódek kwarcu autigenicznego (Qa) na ziarnach kwarcu (Qd). Próbka impregnowana niebieską żywicą; otwór wiertniczy Wrzosowo 8, głębokość 3185,9 m; PL – bez analizatora
Primary porosity (Pp) and secondary porosity (arrows) after dissolved authigenic quartz overgrowths (Qa) on quartz grains (Qd); sample impregnated with blue resin; Wrzosowo 8 borehole, depth 3185.9 m; PL – without analyser
- Fig. 5. Wygięte blaszki muskowitu (Mu) jako efekt kompaktacji mechanicznej; otwór wiertniczy Gorzysław 10, głębokość 2928,3 m; PL – nikole skrzyżowane
Muscovite flake (Mu) bent as a result of mechanical compaction; Gorzysław 10 borehole, depth 2928.3 m; PL – crossed nicols
- Fig. 6. Obraz w CL fragmentu piaskowca; widoczny kontakt wklęsło-wypukły (strzałka) na kontakcie ziaren kwarcu (Qd); otwór wiertniczy Strzeżewo 1, głębokość 3724,2 m
Fragment of sandstone, CL image; concavo-convex contact (arrow) between quartz grains (Qd); Strzeżewo 1 borehole, depth 3724.2 m
- Fig. 7. Ziarno skalenia potasowego (Sk) przeobrażane w serycyt (strzałka); otwór wiertniczy Wrzosowo 1, głębokość 3098,1 m; PL – nikole skrzyżowane
Potassium feldspar grain (Sk) altered to sericite (arrow); Wrzosowo 1 borehole, depth 3098.1 m; PL – crossed nicols
- Fig. 8. Obraz w CL próbki z figury 7; skałen potasowy (Sk) o luminescencji w barwie niebieskiej przeobrażany w albit (Ab), o brązowej luminescencji
Sample shown in Figure 7; CL image; blue luminescence of potassium feldspar (Sk) altered to albite (Ab) with brown luminescence



TABLICA IV

Zdjęcia wykonane w skaningowym mikroskopie elektronowym
Photographs taken in scanning electron microscope

- Fig. 1. Hematyt (He) w formie obwódek na ziarnach kwarcu obrastany kwarcem autigenicznym (Qa); otwór wiertniczy Trzebusz 3, głębokość 3083,3 m
Hematite rims (He) on quartz grains overgrown by authigenic quartz (Qa); Trzebusz 3 borehole, depth 3083.3 m
- Fig. 2. Kuliste formy hematytu (He) pomiędzy kryształami kaolinitu (Kl), obrastane illitem włóknistym (It); otwór wiertniczy Strzeżewo 1, głębokość 3724,2 m
Spherical hematite specimens (He) between kaolinite crystals (Kl) grown by fibrous illite (It); Strzeżewo 1 borehole, depth 3724.2 m
- Fig. 3. Illit włóknisty (It) zarastający przestrzeń porową piaskowca; otwór wiertniczy Trzebusz 1, głębokość 2884,6 m
Fibrous illite (It) filling sandstone pore space; Trzebusz 1 borehole, depth 2884.6 m
- Fig. 4. Illit włóknisty (It) i kryształy kwarcu autigenicznego (Qa); otwór wiertniczy Wrzosowo 3, głębokość 3129,8 m
Fibrous illite (It) and authigenic quartz crystals (Qa); Wrzosowo 3 borehole, depth 3129.8 m
- Fig. 5. Kaolinit (Kl) przeobrażony w illit włóknisty (It); otwór wiertniczy Trzebusz 3, głębokość 3198,2 m
Kaolinite (Kl) altered to fibrous illite (It); Trzebusz 3 borehole, depth 3198.2 m
- Fig. 6. Kryształ anhydrytu (Ah) obrastany illitem włóknistym (It); otwór wiertniczy Trzebusz 2k, głębokość 3246,2 m
Anhydrite crystal (Ah) grown by fibrous illite (It); Trzebusz 2k borehole, depth 3246.2 m
- Fig. 7. Kaolinit robakowaty (Kl); otwór wiertniczy Trzebusz 3, głębokość 3198,2 m
Vermiform kaolinite (Kl); Trzebusz 3 borehole, depth 3198.2 m
- Fig. 8. Kaolinit/dickit blokowy (Kl/Di); otwór wiertniczy Strzeżewo 1, głębokość 3821,2 m
Blocky kaolinite/dickite (Kl/Di); Strzeżewo 1 borehole, depth 3821.2 m

