

ZDZISŁAW ADAMCZYK*, ANDRZEJ PORSZKE**

Zróżnicowanie diagenetyczne piaskowców karbońskich z głębokiego otworu wiertniczego Drogomyśl IG-1 jako element oceny potencjału ich gazonośności

Słowa kluczowe

Potencjał diagenetyczny, diageniza piaskowców, potencjał gazonośności

Streszczenie

Na podstawie badań mikroskopowych określono stopień zróżnicowania diagenetycznego piaskowców karbońskich pobranych z rdzenia otworu wiertniczego Drogomyśl IG-1 GZW. Stwierdzono, iż wraz z głębokością wzrasta zaangażowanie diagenetyczne piaskowców. Przejawem tego jest zanik granicy ziaren kwarcu, częściowe lub prawie całkowite rozpuszczenie tych ziaren i przekształcanie w chalcedon, jak również silifikacja skaleni i mik, kaolinityzacja skaleni i biotyty, karbonatyzacja kwarcu, skaleni i mik oraz chlorytyzacja biotyty. Na podstawie składu mineralnego sklasyfikowano piaskowce, zaliczając je do utworów stabilnych mechanicznie i chemicznie. Jak wskazują badania rentgenostrukturalne minerałów ilastych, diageniza zachodziła w zakresie od 120 do ponad 160°C. Należy podkreślić, że pojawienie się porowatości wtórnej w piaskowcach, jako skutek zmian diagenetycznych, sprzyjać będzie akumulacji gazu. Badania tego typu mogą być zatem pomocne w ocenie potencjału gazonośności piaskowców.

Wprowadzenie

Wyształcenie petrograficzne oraz niektóre własności fizyczne piaskowców są wynikiem przemian — procesów fizycznych i chemicznych, zachodzących podczas ich sedymentacji (Chodyncka i in. 1985) i diagenety. Czynniki, które mogły różnicować przebieg procesów diagenetycznych jest głównie pozycja stratygraficzna i głębokość występowania piaskowców.

* Dr., Instytut Geologii Stosowanej, Politechnika Śląska, Gliwice.

** Mgr. inż., Laboratorium Inżynierii Łądowej LABOTEST, Katowice.

Do oceny stopnia diagenetyzacji wykorzystuje się obserwacje mikroskopowe skał. Istotnym wskaźnikiem zmian diagenetycznych może być obecność w spoiwie skał klastycznych minerałów ilastych o strukturze mieszanopakietowej typu illit/smektyt. Jak wskazują badania (Bustin 1989; Pollastro 1993; Środoń 1995, 1996; Lynch i in. 1997), procentowy udział smektytu w mieszanopakietowych strukturach minerałów ilastych może służyć do określenia maksymalnej temperatury illityzacji smektytu.

Celem niniejszej pracy było określenie, na podstawie badań mineralogicznych, zróżnicowania diagenetycznego piaskowców karbońskich w otworze wiertniczym Drogomyśl IG-1.

Skutki diagenetyzacji, obserwowane w postaci wykształcenia petrograficznego piaskowców, mogą być pomocnym elementem w ocenie potencjału ich gazonośności, w szczególności możliwości akumulowania w nich gazu. Sprzyjać temu będzie pojawienie się porowatości wtórnej.

1. Opróbowanie i metodyka badań

Otwór wiertniczy Drogomyśl IG-1 (Dr IG-1) odwiercony w roku 1978 zlokalizowany był w strefie tektoniki dysjunktywnej, na południowym skłonie niecki głównej GZW, około 4 km na północ od linii nasunięcia Karpat (rys. 1).

Do badań pobranych zostało 29 próbek z grubych ławic piaskowców (1,00—18,70 m) przy zachowaniu zbliżonych interwałów odległościowych pomiędzy próbkami (rys. 2). Z próbek piaskowców wykonano preparaty mikroskopowe. Do dalszych badań laboratoryjnych wytypowano 15 próbek, z których możliwe było wyseparowanie frakcji ilastej w ilościach umożliwiającą wykonanie badań rentgenograficznych tej klasy ziarnowej. Przeprowadzono badania mikroskopowe składu mineralnego próbek (mikroskop polaryzacyjny AXIOSKOP firmy ZEISS) oraz badania rentgenostrukturalne spoiwa ilastego (dyfraktometr TUR 61-M, napięcie 28 kV, natężenie 16 mA, lampa Co).

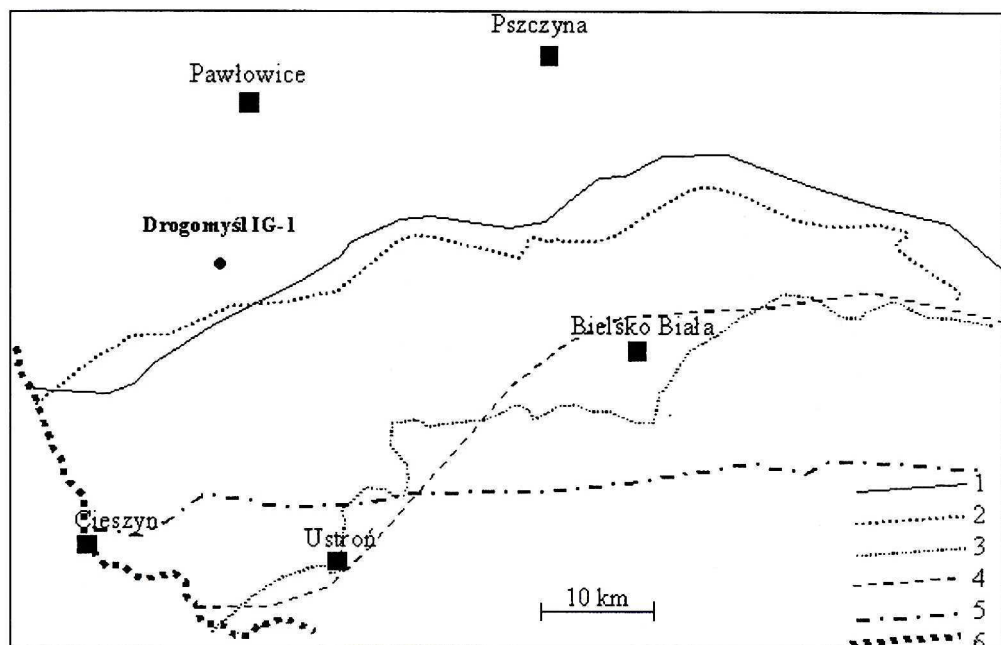
W celu wyseparowania spoiwa ilastego badane piaskowce rozdrobniono, a następnie rozpuszczono w roztworze HCl minerały węglanowe oraz oddzielono klasę ziarnową poniżej 2 μm . Analiza rentgenowska była również wykonywana dla próbek glikolowanych.

2. Wyniki badań

W profilu skał z rdzenia otworu Dr IG-1, do głębokości udokumentowania, tj. 1982,00 m, biorą udział utwory karbonu, trzeciorzędu i czwartorzędu (rys. 2).

Karbon węglonośny (produktywny) w otworze wiertniczym Dr IG-1 reprezentowany jest przez serię paraliczną, górnosląską serię piaskowcową i serię mułowcową. Seria paraliczna wykształcona jest głównie w postaci naprzemianległych kompleksów piaskowców i mułowców. Górnosląska seria piaskowcowa to głównie grube kompleksy piaskowców od bardzo drobnoziarnistych do gruboziarnistych. Seria mułowcowa charakteryzuje się dużą liczbą naprzemianległych warstw mułowców i ilowców.

Sumaryczna miąższość piaskowców karbońskich w otworze Dr IG-1 wynosi około 317,5 m, co stanowi 26,10% miąższości nawierconego profilu utworów karbonu. Sumaryczna miąższość



Rys. 1. Szkic lokalizacyjny otworu Drogomyśl IG-1 (na podstawie mapy powierzchni paleozoicznego podłoża na obszarze Cieszyn-Andrychów, Konior 1963)

- 1 — północna granica zasięgu płaszczowiny podśląskiej wraz z mioceniem paraautochtonicznym, 2 — północna granica zasięgu płaszczowiny cieszyńskiej, 3 — północna granica zasięgu płaszczowiny godulskiej,
- 4 — prawdopodobna granica między warstwami brzeźnymi a węglanową serią dolnokarbońsko-dewońską,
- 5 — prawdopodobna granica południowego zasięgu miocenu autochtonicznego, 6 — granica Państwa

Fig. 1. Localization sketch of the Drogomyśl IG-1 bore-hole (based on the map of Paleozoic deposits underground surface in Cieszyn-Andrychów area, after Konior 1963)

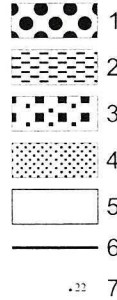
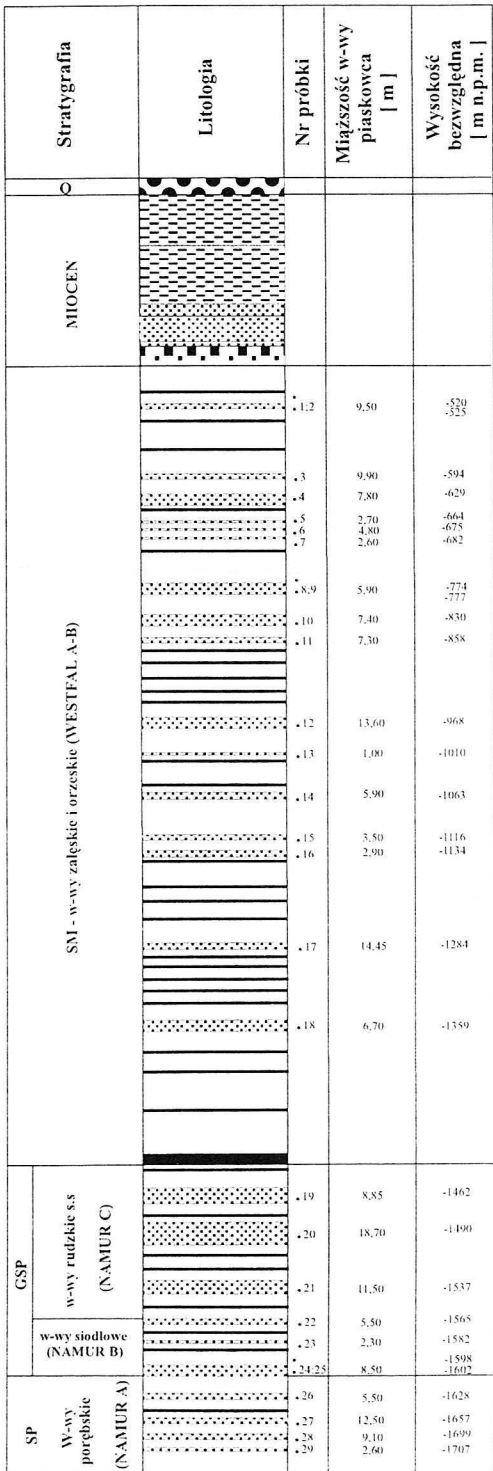
- 1 — northern extension border of the Podśląska Nappe together with para-autochtonic, Miocene deposits,
- 2 — northern extension border of the Cieszyn Nappe, 3 — northern extension border of the Godula Nappe,
- 4 — most probable boundary between Carboniferous deposits of the Marginal Beds and the carbonatic rocks series of lower Carboniferous-Devonian age, 5 — most probable southern extension border of autochtonic Miocene deposits, 6 — border of the state

opróbowanych warstw piaskowców wynosi 191 m. Ponad 46% to piaskowce drobnoziarniste, około 37% średnioziarniste, 10,5% bardzo drobnoziarniste, a pozostałe około 6% to piaskowce grubo- i różnoziarniste (rys. 3).

Utwory trzeciorzędowe występują do głębokości 762,20 m i osiągają miąższość 754,20 m. Reprezentowane są przez miocenijskie ropy oraz ropy wapienne i piaszczyste. W ich spągu obecne są piaskowce o miąższości 19,10 m oraz zlepienie o grubości 35,20 m.

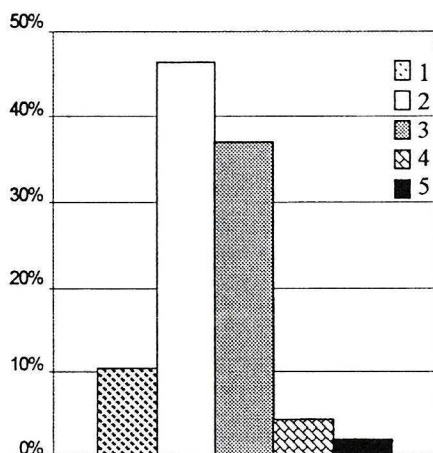
Osady czwartorzędowe osiągają miąższość 8,00 m i reprezentowane są przez różnoziarniste żwiry (plejstocen) oraz gliny i piaski (holocen).

Makroskopowo piaskowce karbońskie z Drogomyśla wykazują barwę od jasnoszarej do ciemnoszarej, niekiedy z odcieniem brązowym. Charakteryzują się w większości dobrym



Rys. 2. Uproszczony profil litostratygraficzny otworu wiertniczego Drogomyśl IG-1
 SP — seria paraliczna,
 GSP — górnośląska seria piaskowcowa, SM — seria mułowcowa. Miocen:
 1 — żwiry, gliny i piaski, 2 — ły, 3 — piaskowce i zlepieńce.
 Karbon: 4 — piaskowce, 5 — iltowce i mułowce, 6 — pokłady węgla, 7 — lokalizacja pobranych próbek

Fig. 2. Simplified lithological and stratigraphic profile of the Drogomyśl IG-1 bore-hole elaborated on the basis of the bore — hole chart
 SP — paralic series,
 GSP — upper silesian sandstone series, SM — mudstone series
 Miocen: 1 — gravels, clays and sands, 2 — clays, 3 — sandstones and conglomerates. Carboniferous: 4 — sandstone, 5 — claystones and mudstones, 6 — coal beds, 7 — places of sampling



Rys. 3. Udział poszczególnych wydzieli piaskowców karbońskich w otworze wiertniczym Drogomyśl IG-1
 1 — piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, 2 — piaskowiec drobnoziarnisty, 3 — piaskowiec średnioziarnisty,
 4 — piaskowiec gruboziarnisty, 5 — piaskowiec różnoziarnisty

Fig. 3. Content of particular sandstone types in the Drogomyśl IG-1 bore-hole
 1 — very fine-grained sandstone, 2 — fine-grained sandstone, 3 — medium-grained sandstone,
 4 — coarse-grained sandstone, 5 — sandstone with variable grain size

stopniem wysortowania. Stopień obtoczenia ziaren jest słaby lub średni. Tekstura badanych piaskowców jest zbita, tylko w niektórych próbkach lekko porowata. Część piaskowców wykazuje teksturę kierunkową, spowodowaną występowaniem cienkich lamin substancji organicznej, bądź to ukośnym warstwowaniem typu krzyżowego, czy też zmiennym zabarwieniem poszczególnych warstewek piaskowca. W niektórych piaskowcach, szczególnie położonych głębiej, obserwowano w laminach węgla kliważ.

Mikroskopowo określono średnie średnice okruchów w piaskowcach, które zestawiono wraz z analizą planimetryczną (tab. 1). Obserwuje się wzrost średnicy okruchów w kierunku spągu odwierconego otworu. Wyróżniono piaskowce: bardzo drobnoziarniste (17 próbek), drobnoziarniste (6 próbek), średnioziarniste (2 próbki) i gruboziarniste (1 próbka), natomiast 3 próbki okazały się mułowcami.

Stwierdzono, że piaskowce zawierają okruchy: kwarcu, skaleni, mik, minerałów ciężkich, okruchów skalnych oraz węgla. Spoiwo jest zwykle mieszane, a jego składnikami są minerały z grupy krzemionki (chalcedon, opal, kwarc), minerały węglanowe (kalcyt, syderyt, dolomit) i minerały ilaste. Minerały te wykazują bardzo zróżnicowany udział w spoiwie. Ponadto w niektórych piaskowcach składnikiem spoiwa są chloryty i glaukonit.

Kwarc występuje w postaci ziaren ostrokrawędzistych (teryogenicznych). Ich wielkość rzadko przekracza 1,20 mm (próbka 25), zwykle waha się od 0,10 do 0,80 mm. W próbkach 3, 4, 6, 15, 20, 26, 29 obserwowano obecność ziaren piroklastycznego kwarcu o charakterystycznym sztyletowatym wydłużeniu. W wielu piaskowcach występują ziarna o falistym wygaszaniu światła. Przejawy zmian diagenetycznych kwarcu obserwowano w postaci zaniku granicy ziaren i ich stopniowym przechodzeniu do spoiwa chalcedonowego (fot. 1). Zauważono wzrost ilościowy takich przeobrażeń w kierunku od stropu utworów karbonu ku spągowi profilu.

Wyniki analizy planimetrycznej badanych piaskowców z otworu Drogomyśl IG-1 (w %obj.)

TABLE 1

Results of planimetric microscopic analysis of sandstones from the Drogomyśl IG-1 bore-hole (in % vol.)

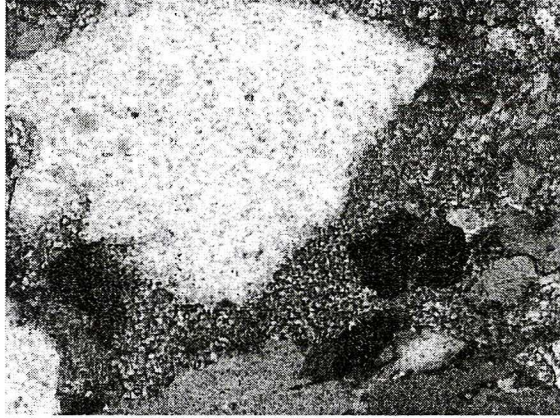
Nr próbki	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Kwarc	46,4	58,4	44,8	29,5	23,6	24,9	23,0	20,0	21,5	17,0	20,5	15,3	20,9	18,2	23,8
w tym kwarc pirokl.			1,3	2,2		0,9									0,7
Ortoklaz	2,5	2,6		0,9	6,4	1,3	7,7	2,4	4,6	2,3	1,9	0,2	0,2	1,1	
Mikroclin		0,4								1,9			0,2		
Sanidyn		0,6		0,9											
Plagioklaz	0,8	1,3	0,7	1,2	0,9	0,8	1,4	1,3	1,9	2,1	2,6	1,1	1,0	1,9	3,1
Muskowit	1,7	0,6	4,7	2,4	0,9	3,1	0,2	0,3	0,7	2,3	2,2	3,0	0,2	1,5	6,7
Biotyt			2,0	0,2	0,1	1,1	0,4			0,4	0,2	0,2	0,2		
Cyrkon	0,6	0,4	0,4	0,4	0,4	0,9				0,8		0,4	0,3	1,0	1,1
Rutyl										0,2	0,2	0,7			
Tytanit		0,2	0,2												
Wegiel	2,1	0,2	2,3	2,6				0,5		0,8	0,4	0,5	0,3	0,4	1,5
Chloryt, glaukonit			0,2	0,5											
Okr _{skalne}	9,1	14,8	5,0	7,8	10,7	15,1	47,5	42,0	42,7	46,2	42	52,4	23,2	39,2	0,7
Spoiwo _{il}	10,2	9,4	21,4	13,8	2,2	8,3	0,9	0,6	2,1	3,4	4,1	1,8	2,1	4,8	7,4
Spoiwo _{weg}	11,5		12,0	19,4	53,4	27,8	6,5	20,5	10,0	7,2	9,9	6,1	36,2	11,6	17,7
Spoiwo _{krz}	15,1	11,1	6,3	20,4	1,4	16,7	12,4	12,4	16,5	15,4	16,0	18,3	15,2	20,3	38,0
SUMA	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Sr.zm _{SR}	0,11	0,25	0,10	0,07	0,15	0,07	0,44	0,40	0,24	0,20	0,23	0,35	0,08	0,18	0,10

cd. tabeli I

cont. table I

Nr próbki	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26,1	26,2	27	28	29
Kwarc	13,8	25,3	20,7	24,0	28,4	21,2	21,6	24,2	30,2	20,7	29,3	27,4	24,8	17,3	31,0
w tym kwarc pirokl.					0,7						2,1				1,5
Ortoklaz	1,1	1,7	1,3	0,7	0,5	0,2	0,7	0,2		0,2	1,3	0,8	0,9	1,4	0,2
Mikroklin				0,4							0,2	0,2			
Sanidyn															0,3
Plagioklaz	0,7	1	1,1	2,2	2,5	1,2	0,9	0,2			2,9	3,4	5,1	5,2	1,3
Muskowit	1,5	0,2	0,9	7,6	5,0	2,5	3,0	8,3	4,6	0,6	0,2	1,3	1,1	0,6	0,7
Biotyt		1,4	0,5	0,6	13,0	0,5	0,4	1,2	0,2		12,5	0,7	3,8	0,2	3,6
Cyrkon	0,2		0,5	0,2	0,7	0,3		0,4	1,5	0,2					
Rutyl			0,2	0,4				0,4	1,3				0,1		
Apatyt								0,4							
Granat								0,2							
Węgiel	3,0			1,1	0,7	1,2	2,0	0,4	0,2	1,1	1,5	1,4	2,1	1,3	6,2
Chloryt, glaukonit			0,2	1,1	1,8	0,3	0,4	1,5	0,8	0,4	0,6		0,6	0,2	1,3
Okr _{skalnc}	23,4	49,8	44,0	28,7	11,5	49,4	42,0	15,7	17,8	48,0	22,2	35,1	27,1	46,8	13,2
Spoiw _{o_{ij}}	4,8	5,0	1,5	3,7	1,3	3,2	1,3	2,5	1,9	1,3	2,5	1,3	0,9	0,2	4,5
Spoiw _{o_{węg}}	32,5	3,7	10,7	4,8	11,0	5,0	8,4	18,6	7,7	5,9	5,4	3,8	5,8	6,2	1,6
Spoiw _{o_{krz}}	19,0	11,9	18,4	24,5	23,6	15,0	19,3	25,8	33,8	21,6	21,4	23,3	27,7	19,8	32,9
Szkl _{wulk}												1,3		0,8	0,9
SUMA	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Sr.zrn _{SR}	0,19	0,32	0,27	0,34	0,19	0,88	0,37	0,14	0,13	1,25	0,25	0,44	0,22	0,72	0,20

Objaśnienia : Okr — okruchy; il — ilaste; węg — węglanowe; krz — krzemionkowe; Szkl_{wulk} — szklisko wulkaniczne; Sr.zrn_{SR} — średnia średnica ziaren; pirokl. — piroklastyczny.

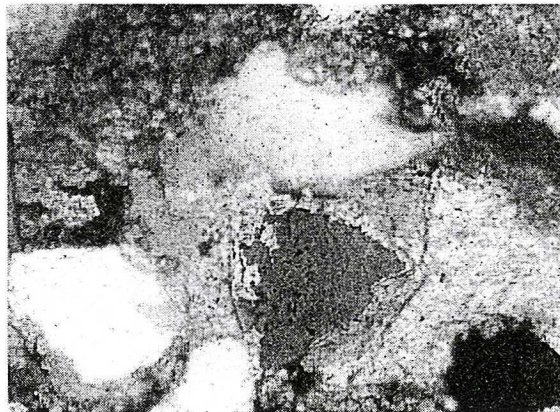


Fot. 1. Stopniowe rozpuszczanie kwarcu. Próbką 25, nikole skrzyżowane, pow. 200×

Phot. 1. Gradual quartz solution. Sample 25, crossed nicol, enlarged 200 times

W próbkach 25—29 (położonych najgłębiej) niektóre ziarna kwarcu były prawie całkowicie rozpuszczone i przekształczone w chalcedon, a tylko w niektórych partiach pozostały relikty pierwotnego minerału. W kilku piaskowcach, w których dominuje spoiwo węglanowe (próbki 5, 13, 16, 23), obserwowano karbonatację wielu minerałów (kwarcu, skaleni, mik), w tym silne rozpuszczanie kwarcu (fot. 2). Charakterystyczne jest przy tym, że niektóre ziarna tak zaatakowanego węglanami kwarcu przyjmują formę przypominającą sztyletowate ziarna pochodzenia piroklastycznego.

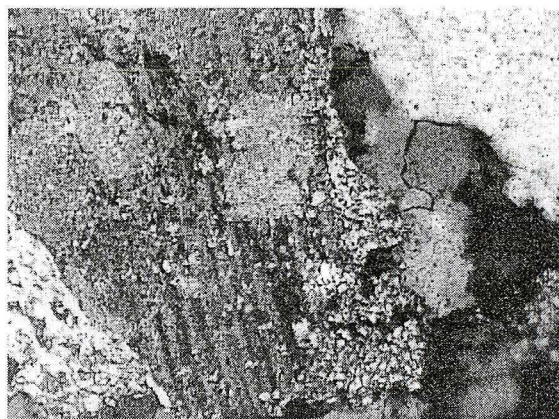
Skalenie reprezentowane są przez ortoklaz i plagioklasy, sporadycznie występują mikroklin (próbki 2, 10, 13, 19, 26) i sanidyn (próbki 2, 4, 29). Skalenie charakteryzują się typowymi cechami optycznymi, z wyjątkiem ziaren, które uległy kaolinityzacji. Proces ten zachodził z różną intensywnością na różnych głębokościach i wydaje się, że niezależnie od pozycji stratygraficznej warstwy piaskowca. Początkowe stadium kaolinityzacji skaleni przejawia się



Fot. 2. Karbonatacja kwarcu. Próbką 23, nikole skrzyżowane, pow. 200×

Phot. 2. Quartz carbonatization. Sample 23, crossed nicol, enlarged 200 times

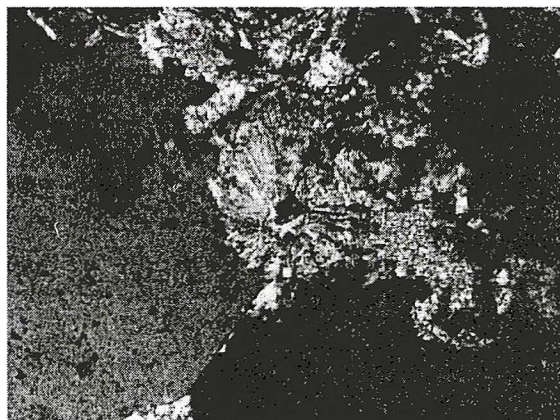
obecnością słabo anizotropowych obszarów w zewnętrznych partiach ziaren i wzdłuż płaszczyzn łupliwości, na końcowy etap to powstanie pseudomorfoz kaolinitowych po skaleniach (próbki 1, 2, 15). Podczas diagenetyzacji skalenie ulegały karbonatyzacji (próbki 5, 8, 26, 27, 28) i silifikacji (próbki 5, 8, 14, 19, 20, 22, 26, 27, 28) (fot. 3), przy czym obserwuje się wzrost udziału skarbonatyzowanych i zsilifikowanych ziaren skaleni w serii paralicznej (próbki 26—29).



Fot. 3. Karbonatyzacja i silifikacja plagioklaz. Próbka 28, nikole skrzyżowane, pow. 200×

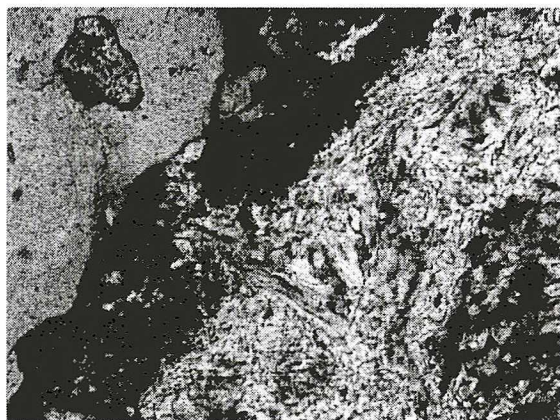
Phot. 3. Plagioclase carbonatization and silification. Sample 28, crossed nicol, enlarged 200 times

Miki reprezentowane są przez muskowit i biotyt. Zauważa się tendencję wzrostu zawartości mik w kierunku od stropu karbonu do spągu profilu (tab. 1). Stan zachowania mik jest zwykle dość dobry. Czasami jednak ulegają one procesom diagenetyzacji, czego przejawem jest znaczne obniżenie barw interferencyjnych, nawet do szarych I rzędu — charakterystycznych dla kaolinitu. Takie zjawisko zaobserwowano zarówno na muskowicie, jak i na biotycie. W biotycie dodatkowo następuje jego silne odbarwienie, nawet do zaniku barwy, przez co odróżnienie obu mik od siebie staje się prawie niemożliwe (próbki 20, 22, 24). W niektórych piaskowcach blaszki mik (głównie muskowitu) osiągają długość 2 mm i są silnie powyginane, co świadczy o gwałtownej kompaktacji niecałkiem zlitfikowanego jeszcze osadu (próbki 4, 7, 10, 17, 19, 20, 21). Przeobrażenia jakim ulegały miki były wielokierunkowe (kaolinityzacja, chlorytyzacja, karbonatyzacja, silifikacja), a początek niektórych z nich związany jest z wietrzeniem skał z których pochodzą i transportem okruszków do basenu sedymentacyjnego. Każdy z tych procesów rozpoczął się od szczelin łupliwości, postępując w głąb ziaren z różną intensywnością w różnych warstwach piaskowców. Lokalnie, w próbkach piaskowców o numerach próbek 4, 15, 20 i 26, obserwowano blaszki mik, przypominające ułożeniem charakterystyczne dla tonsteinów agregaty robakowe kaolinitu (fot. 4). Wydaje się, że niektóre blaszki muskowitu mogą mieć charakter wtórny, minerału krystalizującego w przestrzeniach intergranularnych (fot. 5), opisywanych w piaskowcach przez Dapplesa (1967). Takie zjawisko zachodzi w przypadku podwyższonej temperatury i ciśnienia oraz silnie rozwiniętej granicy ziaren kwarcu. Krystalizacja mik następuje wówczas w wyniku przebudowy minerałów ilastych pochodzenia detrytycznego.



Fot. 4. Koncentrycznie ułożone blaszki muskowitu, przypominające robakowe agregaty kaolinitu.
Próbka 20, nikole skrzyżowanc, pow. 200×

Phot. 4. Concentric packing of muscovite lamellas, which looks like wormlike aggregates of kaolinite.
Sample 20, crossed nicol, enlarged 200 times



Fot. 5. Wtórny muskowit krystalizujący w przestrzeniach intergranularnych.
Próbka 21, nikole skrzyżowanc, pow. 200×

Phot. 5. Secondary muscovite crystallized in intergranular spaces. Sample 21, crossed nicol, enlarged 200 times

Minerały ciężkie reprezentowane są przez cyrkon (w 22 próbkach), natomiast rzadziej obserwowano rutyl (w 8 próbkach), apatyt (1 próbka), tytanit (2 próbki), granaty (1 próbka). Zauważa się, że wraz z głębokością nieznacznie wzrasta w badanych piaskowcach zawartość minerałów ciężkich z 0,6% w górnej części profilu do 2,3% w najgłębiej położonym piaskowcu. Tworzą one najczęściej ziarna bardzo drobne, znacznie mniejsze od średniej średnicy okruszków, rzadko przekraczając 0,10 mm. Minerały ciężkie są raczej odporne na działanie czynników diagenetycznych, stąd też nie zaobserwowano żadnych oznak ich przeobrażeń.

Okruchy skalne w wielu badanych piaskowcach stanowią, ze względu na ilość, jeden z ważniejszych składników. W 13 próbkach udział okruców skalnych waha się od 39 do 53%. Okruchy przedstawiają skały metamorficzne (kwarcyty i/lub gnejsy), rzadziej magmowe (granity, kwaśne odmiany skał wylewnych), sporadycznie osadowe (skały ilaste i krzemionkowe). Jednoznaczna identyfikacja poszczególnych odmian jest trudna z uwagi na zbliżone wykształcenie podstawowego ich składnika — kwarcu lub chalcedonu. Stąd też w przedstawionej analizie planimetrycznej wszystkie odmiany zostały zsumowane (tab. 1). Wydaje się, że tak wykształcony typ okruców skalnych, w których dominującą rolę odgrywa kwarc, może być mniej przydatny przy określaniu „potencjału diagenetycznego”, z uwagi na odporność tych okruców na czynniki diagenety.

Substancja organiczna występuje w postaci lamin węgla, silnie wydłużonych soczewek, drobnych okruców i rozproszonego pigmentu. Lamin w niektórych piaskowcach są silnie powyginane. W węglu w świetle odbitym obserwowano piryt. Minerale ten występuje w śladowych ilościach. Wypełnia szczeliny w wityrnicie, tworzy framboidy lub automorficzne kryształy.

Skład mineralny spoiwa jest zwykle mieszany krzemionkowo-węglanowo-ilasty, przy czym każdy z tych składników może spełniać rolę dominującego. Zauważa się wzrost z głębokością zawartości spoiwa krzemionkowego. Prawdopodobnie jest to związane z krystalizacją z rozтворów w głębiej pograżonych piaskowcach, w których doszło do wzrostu koncentracji krzemionki. Powstał on zapewne w wyniku rozpuszczania na kontaktach międzyziarnowych okruców pod wpływem ciśnienia, głównie nadkładu. Podstawowym składnikiem mineralnym spoiwa krzemionkowego jest chalcedon, bardzo rzadko opal (próbki ze stropu utworów karbonu — 1, 4). Często chalcedon stopniowo przechodzi w kwarc lub jest składnikiem okruców kwarcytowych, co przemawia za rozpuszczaniem tych składników i ponowną ich rekrytalizacją. Takie zjawisko obserwowane jest głównie w próbkach najgłębiej położonych w profilu.

Minerały węglanowe spoiwa reprezentowane są głównie przez kalcyt, syderyt, rzadziej przez dolomit. Są one generalnie wykształcone w postaci mikrokrystalicznych ziaren. Sporadycznie syderyt tworzy soczewkowate skupienia drobniutkich, submikroskopowych oolitów, a kalcyt kryształy o wielkości zwykle nieprzekraczającej 0,60 mm. Mikrokrystaliczne spoiwo węglanowe często rekrytalizuje na znacznych głębokościach w postaci dużych kryształów, co może powodować mechaniczne deformacje blaszek mik (fot. 6). Spotykano też duże kryształy kalcytu w płytce położonych próbkach piaskowców (próbka 4), które były otoczone obwódkami spoiwa krzemionkowego. Wskazuje to na późniejszą krystalizację spoiwa krzemionkowego w stosunku do węglanowego. Syderyt jest zwykle słabo utleniony, co przejawia się jego lekkim zbrunatnieniem w peryferycznych strefach soczewek jakie tworzy.

Spoivo ilaste stanowią: kaolinit, illit, minerały mieszanopakietowe typu illit/smektyt i glaukonit. Kaolinit wykształcony jest w postaci mikrokrystalicznej, choć sporadycznie tworzy robakowe agregaty (fot. 7), widoczne przy dużych powiększeniach (próbki 7, 13, 20, 23, 29). Blaszki illitu występują rzadziej, glaukonit zaś zidentyfikowano jedynie w próbce 4.

Występujące w piaskowcach chloryty są autogeniczne. Występują jako składniki submikroskopowego spoiwa lub jako produkt przeobrażeń mik. W pierwszym przypadku chloryt wymieszany jest z materiałem ilastym, w drugim zaś miki posiadają charakterystyczne zielonkawe naloty świadczące o ich chlorytyzacji. W niektórych próbkach piaskowców (próbki 10,



Fot. 6. Mechaniczne deformacje muskowit spowodowane krystalizacją syderytu.
Próbka 23, nikole skrzyżowane, pow. 200×

Phot. 6. Mechanical deformation of muscovite caused by siderite crystallization.
Sample 23, crossed nicol, enlarged 200 times



Fot. 7. Robakowce agregaty kaolinitu w spoiwicu. Próbka 11, nikole skrzyżowane, pow. 400×

Phot. 7. Wormlike aggregates of kaolinite in binder. Sample 11, crossed nicol, enlarged 400 times

21, 22, 23, 29) chloryty wykształcone są w postaci pseudorobakowatych form (fot. 8). Przypominają kaolinit, którego genezę tłumaczy się krystalizacją z roztworów.

Ze względu na skład mineralny badane piaskowce zakwalifikować można:

— do słabo lub silnie wapnistych, uwzględniając zawartość minerałów węglanowych, za wyjątkiem próbki 5, którą zalicza się do wapieni silnie piaszczystych oraz próbek: 2, 17, 19, 21, 26, 29, zaliczających się do piaskowców,

— według klasyfikacji F. J. Pettijohna i in. (1972) jako waki lityczne, tylko próbka 15 przedstawia wakę arkozową,



Fot. 8. Pseudorobakowce agregaty chlorytów w spoiwicu. Próbką 21, nikole skrzyżowane, pow. 200×

Phot. 8. Pseudowormlike aggregates of chlorite in binder. Sample 21, crossed nicol, enlarged 200 times

— według klasyfikacji P. D. Krynine'a (1948), do szarogłazów niższego rzędu, za wyjątkiem próbek 3 i 15, które przedstawiają piaskowce kwarcowe,

— według zmodyfikowanej przez K. Łydkę (1955) klasyfikacji piaskowców próbki 3 i 15 stanowią piaskowce kwarcowe, próbki 1, 2 i 4 piaskowce polimiktyczne, a pozostałe szarogłazy niższego rzędu.

Ze względu na stopień diagenetyzacji część badanych piaskowców (próbki 7—14, 16—19, 21, 22, 25, 28), w których dominują okruchy skał według K. Bjørlykke (1983) odznacza się wysokim „potencjałem diagenetycznym” i można by je zakwalifikować do osadów niestabilnych mechanicznie i chemicznie. Natomiast piaskowce odznaczające się dużą zawartością w składzie mineralnym kwarcu (próbki 1—6, 15, 20, 23, 24) charakteryzują się niskim „potencjałem diagenetycznym” i są to osady stabilne chemicznie i mechanicznie. Należy podkreślić, że wśród okruchów skalnych dominują okruchy kwarcytów, co pozwala na zakwalifikowanie wszystkich piaskowców do osadów stabilnych chemicznie i mechanicznie.

Z wydzielonej frakcji poniżej 2 μm , dla każdej próbki wykonano analizę rentgenostrukturalną w warunkach normalnych oraz dla większości także po glikolowaniu. Niektóre z próbek (2, 7, 10, 18) nie wykazały obecności charakterystycznego refleksu dla struktur mieszanopakietowych minerałów ilastych typu illit/smektyt, dlatego próbek tych nie poddano glikolowaniu. Przesunięcie refleksu przy kącie $\Theta \approx 5^\circ$ w kierunku niższych wartości (w próbkach glikolowanych) świadczy o obecności smektytu w mieszanopakietowych minerałach ilastych typu illit/smektyt.

Wyniki analizy rentgenostrukturalnej, z uwagi na zbliżone dyfraktogramy, zestawiono w tabeli 2. Wskazują one jednoznacznie, że w większości próbek zawartość smektytu w strukturach mieszanopakietowych typu illit/smektyt wynosi poniżej 15%, a zatem temperatura illityzacji smektytu obecnego w spoiwie badanych piaskowców wynosiła powyżej 160°C. W przypadku próbki 16, w której zawartość smektytu w strukturach mieszanopakietowych minerałów ilastych wynosi 21%, illityzacja zachodziła w temperaturze 120—160°C (Środoń 1984).

Wyniki badań rentgenostrukturalnych frakcji poniżej 2 μm z piaskowców karbońskichResults of X-ray diffraction analysis of the Carboniferous sandstones grains which are below 2 μm of size

Nr próbki	Θ_n	Θ_g	%S
2	brak	n.g.	n.g.
7	brak	n.g.	n.g.
10	brak	n.g.	n.g.
16	4,57	4,12	21
18	brak	n.g.	n.g.
19	4,75	4,59	10
20	4,86	4,59	11
21	5,02	4,47	12
22	4,96	4,59	10
23	4,94	4,55	11
24	4,85	4,59	10
26	4,89	4,71	<9
27	4,92	4,76	<9
28	4,96	4,76	<9
29	4,86	4,82	<9

Θ_n — kąt teta — warunki normalne; Θ_g — kąt teta — próbka glikolowana; n.g. — próbka nieglikolowana.

Obserwowane zmiany diagenetyczne i produkty przeobrażeń diagenetycznych wskazują, iż w badanych piaskowcach występuje wtórna porowatość. Może ona bowiem być skutkiem m. in. przebudowy struktur minerałów ilastych, kaolinityzacji minerałów potasonośnych (muskowit, biotyt i skalenie), chlorytyzacji biotyty i illityzacji smektytu, co sprzyjać będzie akumulacji gazu w piaskowcach. Trudno na obecnym etapie badań określić znaczenie porowatości wtórnej dla akumulacji gazu. Należy jednak stwierdzić, że badania zróżnicowania diagenetycznego piaskowców mogą być pomocne w ocenie możliwości akumulacji gazu i potencjału ich gazoności.

Podsumowanie

Sumaryczna miąższość opróbowanych warstw piaskowców karbońskich w otworze Drogo-myśl IG-1 wynosi około 191 m, a wszystkich 317,5 m, co stanowi 26,10% miąższości odwierconego profilu utworów karbonu. Ponad 46% to piaskowce drobnoziarniste, 37% piaskowce średnioziarniste, 10,5% piaskowce bardzodrobnoziarniste, a pozostałe około 6% stanowią piaskowce grubo- i różnoziarniste. Miąższość warstw piaskowców waha się od 1,00 do 18,70 m.

Piaskowce zbudowane są z okruchów kwarcu, skaleni, mik, minerałów ciężkich, okruchów skalnych i węgla. Spoiwo jest zwykle mieszane, a jego składnikami są minerały z grupy krzemionki (chalcedon, opal), minerały węglanowe (kalcyt, dolomit, syderyt) i minerały ilaste, w tym o strukturach mieszanopakietowych typu illit/smektyt.

Stwierdza się, że wraz z głębokością wzrasta zaangażowanie diagenetyczne piaskowców karbońskich, czego przejawem są następujące zmiany w ich składzie mineralnym:

— zanik granicy ziaren kwarcu oraz częściowe lub prawie całkowite ich rozpuszczenie i przekrystalizowanie w chalcedon,

— silifikacja skaleni i mik,

— kaolinityzacja skaleni i biotyty,

— karbonatyzacja kwarcu, skaleni i mik,

— chlorytacja biotyty.

Pod względem „potencjału diagenetycznego” piaskowce z otworu wiertniczego Drogomyśl IG-1 można zakwalifikować do skał stabilnych mechanicznie i chemicznie.

W większości badanych piaskowców zawartość smektytu w strukturach mieszanopakietowych typu illit/smektyt, wchodzących w skład spoiwa, wynosi poniżej 15%. Temperaturę illityzacji smektytu określono na powyżej 160°C.

Pojawienie się porowatości wtórnej jako skutek zmian diagenetycznych sprzyjać będzie akumulacji gazu w piaskowcach. Należy zatem stwierdzić, że badania zróżnicowania diagenetycznego piaskowców mogą być pomocne w ocenie możliwości akumulacji gazu i potencjału ich gazoności.

LITERATURA

- Bjørlykke K., 1983 — Diagenetic reactions in sandstones. [In:] Parker A., Sellwood B.W. (eds.), *Sediment Diagenesis*. NATO ASI Series, C, 155, Reidel, Dordrecht.
- Bustin R.M., 1989 — Diagenesis of kerogen. [In:] Hatcher I.E. (ed.), *Short Course in Burial Diagenesis*. Mineralogical Association of Canada, Montreal.
- Chodyniecka L., Probiecz K., 1985 — Piaskowce karbońskie z rejonu Mikołowa. *Kw. Geol.* t. 29, z. 2.
- Dapples E.C., 1967 — *Developments in sedimentology* 8, Red. G. Larsena, G.V. Chilingar. Elsevier.
- Konior K., 1963 — O budowie paleozoicznego podłoża w brzeźnej części Karpat obszaru Cieszyn-Andrychów. *Kw. Geol.* t. 7, z. 4.
- Krynine P.D., 1948 — The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. *J. Geol.* 56.
- Leo Lynch F., Mack L.E., Land L.S., 1997 — Burial diagenesis of illite/smectite in shales and the origins of authigenic quartz and secondary porosity in sandstones. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 61, No. 10, Pergamon Press. USA.
- Łydka K., 1985 — *Petrologia skał osadowych*. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R., 1972 — *Sand and sandstone*. Springer Verlag, Berlin.
- Pollastro R.M., 1993 — Considerations and applications of the illite/smectite geothermometer in hydrocarbon-bearing rocks of Miocene to Mississippian age. *Clays and Clay Minerals* 41.
- Śrōdoń J., 1984: X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals* 32.
- Śrōdoń J., 1995 — Reconstruction of maximum paleotemperatures at present erosional surface of the Upper Silesia Basin, based on the composition of illite/smectite in shales. *Studia Geologica Polonica* Vol. 108, Kraków.
- Śrōdoń J., 1996 — Minerale ilaste w procesach diagenety. *Prz. Geol.* nr 6.

THE ROLE OF DIAGENETIC VARIABILITY OF CARBONIFEROUS SANDSTONES FROM THE DROGOMYŚL IG-1 BORE-HOLE IN EVALUATION OF ITS GAS-BEARING POTENTIAL

Key words

Diagenetic potential, diagenesis of sandstone, gas-bearing potential

Abstract

Petrographic analysis under microscope served to determine the degree of diagenetic changes in the Carboniferous sandstones sampled from the borehole core Drogomyśl IG-1. The degree of diagenetic engagement in the sandstones was found to be growing with the depth below the ground level. The transformation is revealed by disappearance of quartz grain edges, partial or entire dissolution of quartz grains with re-crystallisation of chalcedony and also by: Si-enrichment of feldspars and mica, kaolinitization of feldspars and biotite, carbonatization of quartz, feldspars and mica as well as chloritization of biotite.

On the basis of their mineral composition the sandstones were classified to the group of minerals which are both mechanically and chemically stable.

Results of performed X-ray diffraction analysis of clay minerals in the sandstones indicated to the temperature range of diagenetic transformation from 120°C to above 160°C.

It should be emphasized that the appearance of secondary porosity in the sandstones, as a result of diagenetic transformation, may have positive impact on the gas accumulation. Therefore, the described method can be useful for evaluation of diagenetic potential of sandstones.