

Lidia CHODYNIECKA, Krystian PROBIERZ

Piaskowce karbońskie z rejonu Mikołowa

Stwierdzone zróżnicowanie piaskowców w niecce mikołowskiej pozwoliło na wyróżnienie dwóch makrokompleksów sedymentacyjnych: starszego – warstwy siódłowe i dolnorudzkie oraz młodszego – warstwy górnorudzkie i orzeskie. W starszym makrokompleksie występuje mniejsza ilość kwarcu przy większym udziale okruchów skalnych, większa jest wielkość okruchów detrytycznych i dyspersja uziarnienia, mniejsza porowatość. Należy przyjąć, że zróżnicowanie to może być związane z różną odległością od źródeł alimentacyjnych i zmiennymi procesami postsedymentacyjnymi.

WSTĘP

W rejonie Mikołowa (fig. 1), w obrębie niecki mikołowskiej wydzielonej przez H. Buczka i J. Stankiewicza (1969), wykonano otwór wiertniczy (Mikołów 9), który osiągnął głębokość 1458 m. W otworze tym wydzielono skały karbońskie reprezentowane przez warstwy orzeskie, rudzkie i siódłowe, zbudowane z naprzemianległych, o zmiennej miąższości, warstw ilowców, mułowców, piaskowców i pokładów węgla.

Przedmiotem badań były piaskowce (fig. 2) występujące w warstwach o zmiennej miąższości od 1,1 do 50,0 m. Najczęściej są to warstwy ostro odgraniczone od pozostałych typów skał, w pojedynczych przypadkach przechodzące w mułowce.

PIASKOWCE Z WARSTW ORZESKICH

Piaskowce te występują w interwale 95,2–847,4 m jako warstwy o miąższości od 1,1 do 28,0 m, stanowiąc 28,8% obj. rdzenia (fig. 2). Są to skały barwy jasno do ciemnoszarej, zależnej od zawartości substancji organicznej. Miejscami, w wyniku większego nagromadzenia związków żelaza, przyjmują odcień żółtobrunatny.

Tekstura piaskowców jest przeważnie bezładna, czasami kierunkowa, podkreślona przez równoległe ułożenie mikrowarstewek i smug węgla. Struktura natomiast bywa przeważnie drobnoziarnista. Mniej liczne są piaskowce średnioziarniste, a wyjątek stanowi próbka nr 7, która reprezentuje piaskowiec gruboziarnisty (fig. 2).

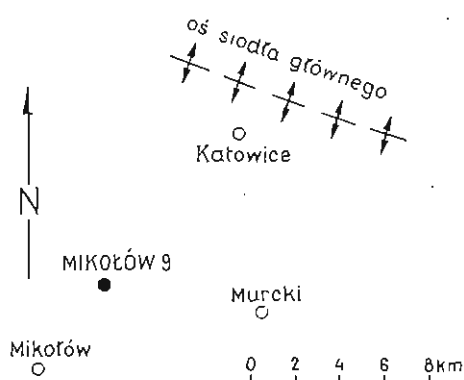


Fig. 1. Lokalizacja otworu wiertniczego Mikołów 9

Location of the borehole Mikołów 9

Próbki piaskowców badano mikroskopowo (tab. 1). Głównym ich składnikiem jest kwarc. Większość ziarn kwarcu jest ostrokrawędzista, często występują również kryształy o strzępiastych brzegach. Sporadycznie spotyka się ziarna obtoczone, niektóre powleczone są obwódkami regeneracyjnymi. Tak zróżnicowane formy kwarcu świadczą o wielokrotnym ich redeponowaniu. Na wielu osobnikach, szczególnie większych, uwidacznia się faliste wygaszanie światła, które jak wykazali niektórzy badacze, związane jest z lokalną deformacją sieci przestrzennej kwarcu, wywołaną równoległym nagromadzeniem się defektów sieciowych. W ziarnach ze znaczną ilością defektów sieciowych struktura jest osłabiona, minerał łatwo ulega rozkruszeniu. Nie można wykluczyć, że część ostrokrawędzistych ziarn kwarcu z warstw orzeskich powstała w wyniku rozkruszenia większych osobników bogatych w defekty sieciowe. Ostrokrawędzistość pozostałych ziarn uzależniona jest od warunków transportu. W niektórych ziarnach dostrzega się równoległe spękania. Podobnie spękane ziarna kwarcu opisali M. Kowalski i K. Matl (1971) w piaskowcach warstw jakłowieckich z rejonu rybnickiego uważając, że spękania te powstały pod wpływem stressu. Niektóre ziarna są skatakłazowane oraz wykazują struktury suturowe. W wielu osobnikach są liczne wrostki mineralne i gazowe.

Kwarc występujący w spoiwie reprezentowany jest przez ziarna obtoczone, z licznymi wrostkami, które są prawdopodobnie relikdami ziarn detrytycznych, uległych korozji oraz ziarna o strzępiastych brzegach, pozbawione wrostków, które należy uznać za autigeniczne.

Skalenie reprezentowane są przez ortoklaz, mikroklin jak również plagioklasy. Najliczniej spotykany jest ortoklaz występujący w ziarnach o różnym obtoczeniu, często skorodowany przez spoiwo, które wnika do wnętrza minerału wzdłuż szczelin łupliwości. W szczelinach ortoklazu gromadzą się węglany i kaolinit. Wiele osobników ortoklazu ulega serycytyzacji.

Sporadyczny mikroklin jest ostrokrawędzisty, silnie skatakłazowany i wykazuje minetyczne zbliżenie.

Oligoklaz reprezentuje plagioklaz o zawartości cząsteczki anortytowej 12–14%, $2V = 85^\circ$, często ze zrostami albitowymi. Zwykle jego ziarna są silnie przeobrażone i czasami dostrzega się tylko ich relikty. Produktami przeobrażeń jest łusczkowaty serycyt widoczny wewnątrz ziarna oraz kaolinit rozwinięty na brzegach i wnikający do wnętrza minerału wzdłuż szczelin łupliwości.

W niewielkich ilościach występują miki – muskowit i biotyt. Muskowit tworzy ziarna przeważnie powyginane i porozrywane mechanicznie. Biotyt jest często

Fig. 2. Piaskowce w profilu otworu wiertniczego Mikołów 9
Sandstones in the section of the borehole Mikołów 9

silnie przeobrażony – zbaurytyzowany. Na niektórych ziarnach obok śladów baurytyzacji dostrzega się również objawy chlorytызacji, przejawiającej się powstaniem chlorytu bladezielonego o słabym pleochroizmie.

Zawartość okruchów skalnych jest zmienna (tab. 1). Szczególnie duże ich nagromadzenie występuje w próbce nr 1. Dominują skały metamorficzne – kwarcyty i łuki kwarcytowe, obtoczone lub półobtoczone. Kwarcyty zbudowane są z ząbiających się ziarn kwarcu o falistym wygaszaniu światła i teksturze bezładnej.

Łupki kwarcytowe wykazują teksturę kierunkową, zaznaczoną równoległym ułożeniem wydłużonych ziarn kwarcu, którym towarzyszy sercyt. Poszczególne okruchy charakteryzują się różną wielkością: 0,1–0,6 mm lub 0,02–0,05 mm. Wskazuje ona, że okruchy te mogą pochodzić z masywu o różnicowej strukturze.

Drugą grupę okruchów skalnych stanowią skały osadowe – krzemienie. Zbudowane są one z mikroziarnistych ziarn kwarcu z niewielkimi domieszkami węglonej substancji organicznej.

Zawartość spoiwa w poszczególnych piaskowcach jest zróżnicowana i wynosi od 18 do 58% objętości. Spoiwo bardzo drobnoziarniste, mające charakter masy wypełniającej, wykazuje różny skład mineralny – obok kwarcu występują w nim węglany i minerały ilaste. Analiza termiczno-różnicowa (fig. 3) i rentgenograficzna (fig. 4) wykazały, że spoiwo złożone jest z dolomitu, syderytu i kaolinitu. Na uwagę zasługuje w niektórych próbkach obecność sercytu (np. próbka nr 9). Wzbogacenie w ten minerał nastąpiło prawdopodobnie dzięki silnie przeobrażonym skałom.

Na podstawie analizy planimetrycznej przeprowadzono podział piaskowców wg R.L. Dotta – F.J. Pettijohna (F.J. Pettijohn i in., 1972) zaliczając je do waki (fig. 5). W piaskowcach warstw orzeskich wyróżniono: waki arkozowe, waki sublityczne oraz szarowaki lityczne.

Badania składu ziarnowego wykazały, że materiał klastyczny charakteryzuje się w większości przypadków umiarkowanym wysortowaniem, a średnice ziarn

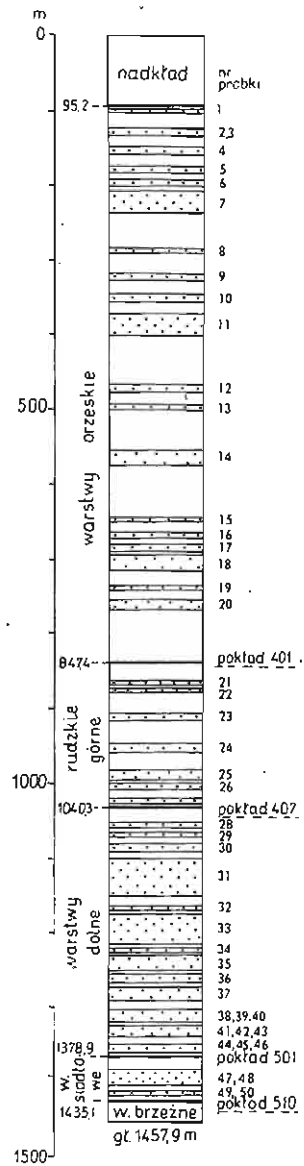


Tabela 1

Analizy planimetryczne piaskowców

Warstwy	Liczba próbek	Składniki mineralne, % obj.							
		kwarc		okruchy skalne		skalenie		spoiwo	
		zakres zmian	śr.	zakres zmian	śr.	zakres zmian	śr.	zakres zmian	śr.
Orzeskie	19	21 58	46	3 55	13	2 15	7	18 58	34
Górnorudzkie	7	48 60	53	3 22	12	1 2	1	25 44	34
Dolnorudzkie	18	31 50	37	6 42	22	1 9	5	17 55	36
Siodłowe	4	33 40	36	12 33	23	1 5	2	30 51	39

zmieniają się w dość szerokim zakresie. Parametry statystyczne rozkładu wielkości ziarn, wyznaczone graficznie z krzywych kumulacyjnych według L.R. Folka, W.C. Warda (1957), kształtują się następująco:

– Wartości parametru średniej średnicy zmieniają się w szerokim zakresie $M_z = 0,13 - 0,76$ mm, przyjmując wartość średnią $M_z = 0,28$ mm.

– Stopień wysortowania piaskowców przedstawiony za pomocą współczynnika depresji zmienia się w granicach $\delta = 0,60 - 1,84\phi$, z wyraźną dominacją w przedziale $0,70 - 1,00$. Wartość średnia współczynnika dyspersji wynosi $\delta = 1,04\phi$ i jest charakterystyczna dla osadu z pogranicza klasy umiarkowanie i słabo wysortowanego. Zdecydowaną większość piaskowców zaliczyć można do osadów umiarkowanie wysortowanych (78% próbek), 17% próbek stanowią osady słabo wysortowane, tylko 5% próbek zaliczyć można do umiarkowanie wysortowanych.

– Współczynnik asymetrii (skośność) piaskowców zmienia się w zakresie od $S_k = -0,24$ do $+0,58\phi$, przyjmując wartość średnią $S_k = +0,25\phi$. W piaskowcach przeważa materiał o ziarnach mniejszych od średniej średnicy (72% próbek charakteryzuje się skośnością słabo dodatnią $S_k > +0,1$). Udział materiału o ziarnach zbliżonych do średniej średnicy $S_k = -0,1$ do $+0,1$ wynosi 22%, jedynie w 6% próbek $S_k = < -0,1$, co świadczy o dominacji materiału o średnicach większych od średnich.

– Współczynnik kurtozy piaskowców zmienia się w granicach $K_G = 0,51 - 2,46\phi$, przyjmując wartość średnią $K_G = 0,89\phi$, charakterystyczną dla rozkładu „mezokurtycznego”, jednakże większość z nich odznacza się platykurtycznymi krzywymi rozkładu i łagodnymi, szerokimi maksimumami w stosunku do krzywej Gaussa.

Oznaczona liczba porowatości dla tych skał wynosi $p = 4,04 - 13,03\%$, średnio 8,80%, natomiast gęstość rzeczywista zmienia się w przedziale $\gamma = 2,46 - 2,95 \cdot 10^3$ kg m⁻³; średnio $\gamma = 2,59 \cdot 10^3$ kg m⁻³. Zróżnicowanie składu mineralnego, uziarnienia, porowatości i gęstości piaskowców przedstawiono na fig. 6, skonstruowanej według M. Plewy (1976).

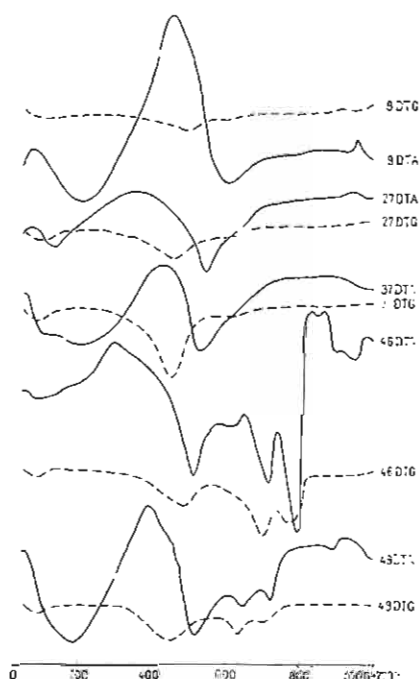


Fig. 3. Analizy termiczno-różnicowe wydzielonego spoiwa piaskowców
DTA curve of the separated sandstone cement

PIASKOWCE Z WARSTW GÓRNORUDZKICH

Piaskowce warstw rudzkich występujące w rejonie Panewnik – Jaworzna były przedmiotem badań petrograficznych J. Sankiewicza i E. Szymoniaka (1970), którzy wykazali dwudzielność warstw rudzkich, przejawiającą się w zmiennej zawartości udziału kwarcu, skaleni i łyszczyków. Utwory te stwierdzono na głębokości 847,4–1040,3 m, gdzie tworzą warstwy o miąższości od 3,6 do 13,4 m (fig. 2) stanowiące 27% obj. rdzenia.

Są to skały drobno- lub średnioziarniste, barwy szarej, o zróżnicowanej teksturze – kierunkowej podkreślonej równoległym ułożeniem pasemek węgla oraz bezładnej i krzyżowej.

Wśród materiału okruchowego kwarc przeważa nad pozostałymi składnikami (tab. 1). Występuje on w ziarnach ostrokrawędzistych, sporadycznie półobtoczonych. Większość ziarn zawiera liczne wrostki mineralne, ciekłe oraz gazowe. Wiele osobników wykazuje faliste wygaszanie światła oraz liczne spękania, prawie prostopadłe do siebie.

Zawartość skaleni jest nieznaczna. W niewielkich ilościach spotyka się silnie zsercytyzowany ortoklaz. Niektóre ziarna są skorodowane przez węglany, korozja zachodziła wzdłuż szczelin łupliwości i czasami ziarna zachowały się wyłącznie w reliktach. Opisując piaskowce warstw brzeżnych z zagłębia ostrawskiego R. Kühnel (1959, 1961) zwrócił uwagę na podobnie skorodowane ziarna skaleni, uważając, że korozja taka mogła zachodzić w obecności wód bogatych w HCO_3 . W niektórych próbkach widoczny jest również znacznie przeobrażony mikroklin oraz mikropertyt.

Licznie reprezentowane są okruchy skalne. Dominują drobnoziarniste kwarcyty o strukturach suturowych. A. Barczuk i S. Speczik (1981) uważają, że struktury

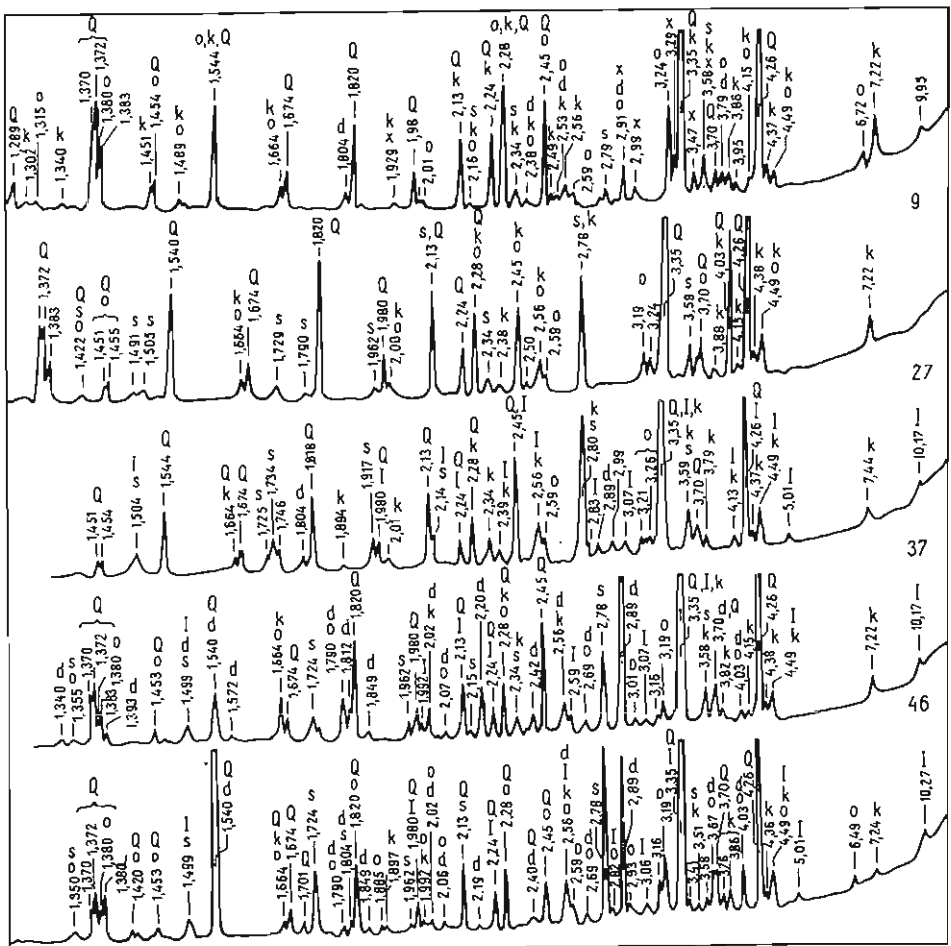


Fig. 4. Analizy rentgenograficzne wydzielonego spoiwa piaskowców
X-ray analysis of the separated sandstones cement

Q - kwarc; S - syderyt; d - dolomit; k - kaolinit; l - illit; O - oligoklaz; x - serycyt
Q - quartz; S - siderite; d - dolomite; k - kaolinite; l - illite; O - oligoclase; x - sericite

take tworzą się zarówno w procesie rekryształizacji spoiwa krzemionkowego, jak i blastezji kwarcu. Wobec braku obwódek regeneracyjnych na pojedynczych ziarnach kwarcu należy przyjąć, że struktury suturowe związane są z blastezją. Niektóre okruchy kwarcytów są splekane i zabliznione mikrokryształicznym kwarcem II-generacji. Drugą grupę okruchów stanowią łupki kwarcytowo-serycytowe i kwarcytowe charakteryzujące się silnie zaznaczoną teksturą równoległą.

Często spotyka się okruchy krzemieni. Stopień przekryształizowania kwarcu w krzemieniach jest zmienny – od form mikrokryształicznych do drobnoziarnistych.

Jedyną minką jest muskowit występujący w powyginanych, często bardzo drobnych, pokruszonych blaszkach.

Spoivo piaskowców warstw górnorodzkich jest mieszane – ilasto-węglanowo-

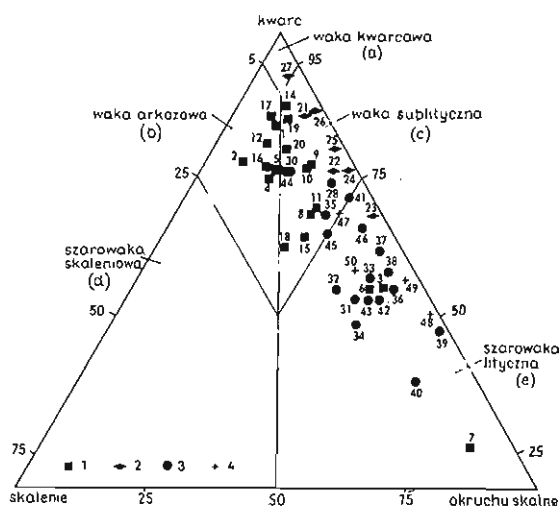


Fig. 5. Trójkąt klasyfikacyjny piaszkowców
Classification triangle of sandstones

Warstwy: 1 – orzeskie, 2 – rudzkie górne, 3 – rudzkie dolne, 4 – siodłowe
Beds: 1 – Orzesz, 2 – Upper Ruda, 3 – Lower Ruda, 4 – Siodłowe

-krzemionkowe (fig. 3, 4), przy czym dominuje kaolinit. Wśród węglanów przeważa syderyt tworzący kuliste skupienia. Mineral ten jest w różnym stopniu utleniony, co przejawia się obecnością zmiennej grubości brunatnych otoczek na brzegach skupień. Czasami spotyka się także dolomit.

Opisywane piaszkowce należą do wak sublitycznych. Wyjątek stanowi próbka nr 23, charakteryzującą się większą zawartością okruchów skalnych, przez co należy ją uznać za szarowakę lityczną (fig. 5).

Parametry składu ziarnowego piaszkowców warstw górnorudzkich są zbliżone do piaszkowców warstw orzeskich, szczególnie ze względu na podobny stopień wysortowania.

– Średnia średnica zmienia się w niewielkim zakresie $M_z = 0,18 - 0,32$ mm, z silną dominacją w przedziale $0,20 - 0,25$ mm. Wartość średnia tego parametru $M_z = 0,25$ mm.

– Wysortowanie piaszkowców o wartości średniej $\delta = 1,07\phi$ jest podobne jak w warstwach orzeskich, jednakże zróżnicowanie parametru jest mniejsze (w granicach $0,81 - 1,39\phi$). Większość analizowanych próbek (80%) zaliczyć należy do osadów słabo wysortowanych, pozostałe są umiarkowanie dobrze wysortowane.

– Piaszkowce charakteryzują się wyraźnie dodatnią asymetrią świadczącą o przewadze drobniejszych ziarn. Współczynnik asymetrii zmienia się w granicach $S_k = +0,12 - +0,33\phi$ przyjmując wartość średnią $S_z = +0,20\phi$.

– Kurtoza piaszkowców ulega zmianie w niewielkim zakresie $K_G = 0,60 - 0,71\phi$, przyjmując wartość średnią $K_G = 0,65\phi$ charakterystyczną dla rozkładu platykurtycznego.

Liczba porowatości kształtuje się w granicach $p = 7,43 - 12,50\%$, średnio $p = 9,11\%$. Gęstość rzeczywista zmienia się w granicach $\gamma = 2,62 - 2,70 \cdot 10^3$ kg m⁻³; średnia $\gamma = 2,70 \cdot 10^3$ kg m⁻³.

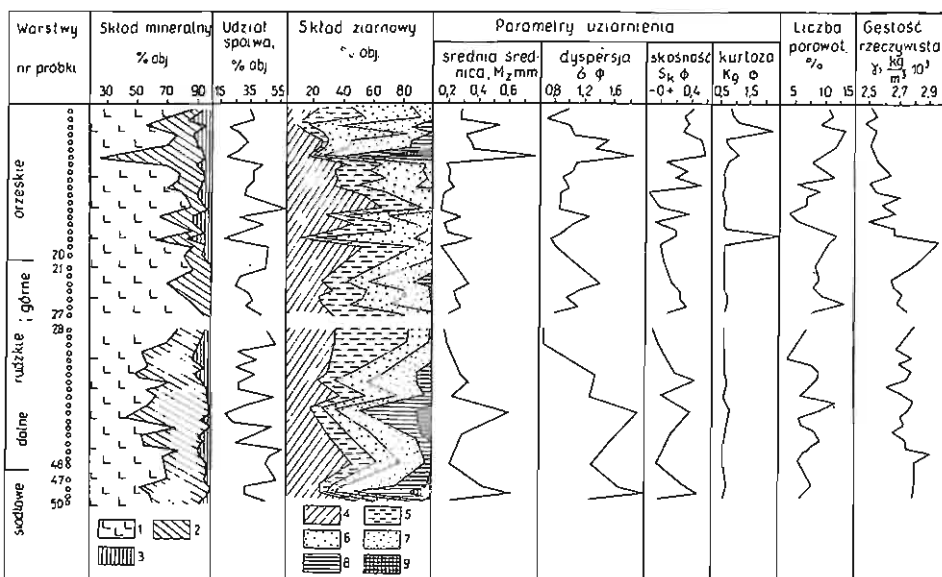


Fig. 6. Zmienność własności piaskowców w profilu otworu wiertniczego Mikołów 9
Variability in properties of sandstones from the borehole column Mikołów 9

1 - kwarc; 2 - okruchy skalne; 3 - skalenie; frakcje ziarn mm: 4 - poniżej 1,16; 5 - 1,16-1,8; 6 - 1,8-1,4; 7 - 1,4-1,2; 8 - 1,2-1,0; 9 - powyżej 1
1 - quartz; 2 - rock fragments; 3 - feldspars; grain fraction in mm: 4 - below 1.16; 5 - 1.16-1.8; 6 - 1.8-1.4; 7 - 1.4-1.2; 8 - 1.2-1.0; 9 - over 1

PIASKOWCE Z WARSTW DOLNORUDZKICH

Piaskowce dolnorudzkie występują na głębokości 1040,3-1378,9 m, tworząc warstwy o miąższości 3,2-50,0 m, co stanowi 65% udziału warstw dolnorudzkich (fig. 2). Są to skały drobno- i średnioziarniste.

W piaskowcach drobnoziarnistych zaznacza się tekstura kierunkowa podkreślona przez równoległe ułożone wkładki węgla, niektóre wykazują przekątne warstwowanie. Można w nich dostrzec drobne soczewki lub kuliste skupienia syderytu. Piaskowce średnioziarniste charakteryzują się teksturą bezładną, sporadycznie tylko zawierają skupienia syderytu.

Badania mikroskopowe wykazały, że kwarc tworzy ziarna zarówno ostrokrawędziste, jak i strzępiaste. Na wielu z nich widoczne jest faliste wygaszanie światła. Zawartość wrostków mineralnych w poszczególnych ziarnach jest zmienna, przy czym przeważają ziarna z dużą ilością smugowo nagromadzonych wrostków. Sporadycznie spotyka się kwarc bez wrostków. Badania I.M. Simonowicza (1978) wykazały, że najwięcej wrostków mineralnych zawiera kwarc pochodzący ze skał metamorficznych i starych masywów granitoidowych, najmniej natomiast kwarc żyłowy. Opierając się na tych danych należy uznać, że głównym źródłem dostarczającym materiału detrytycznego do budowy omawianych piaskowców były skały metamorficzne i granitoidy.

Wśród skaleń dominuje ortoklaz silnie przeobrażony, uległy serycytyzacji, kaolinityzacji oraz korozji węglanowej. Sporadycznie spotyka się mikropertyt oraz plagioklasy o zawartości 9-12% An.

Wśród mik dostrzega się wyraźną przewagę muskowitu nad biotytem. Blaszkę mik są w zmienny sposób rozkruszone. Obok bardzo drobnych, prawidłowych blaszek, spotyka się również większe, silnie mechanicznie powyginane. Biotyt jest zróżnicowany – obok ziarn nieprzeobrażonych spotyka się zbaurytyzowane, schlorityzowane, jak również uległe przeobrażeniom w minerały ilaste. Procesy przeobrażeń zaznaczają się na brzegach ziarn i przechodzą w głąb wzdłuż płaszczyzn łupliwości.

Wśród okruchów skalnych dominują średnio- i gruboziarniste kwarcyty o strukturze suturowej. Pojedyncze ziarna kwarcu w tych skałach wykazują zawsze faliste wygaszanie światła. W mniejszych ilościach występują łupki kwarcytowe o wyraźnie zaznaczonej teksturze kierunkowej. Sporadycznie spotyka się łupki kwarcytowo-serycytowe, w których występuje smugowo rozmieszczony serycyt. Okruchy skał osadowych to krzemienie. Są one zróżnicowane, część z nich zbudowana jest z kwarcu bardzo drobnoziarnistego i pokażnej domieszki uwęglonej substancji organicznej, część natomiast z kwarcu grubiej krystalicznego z minimalną domieszką substancji organicznej.

Na podstawie przeprowadzonej klasyfikacji (fig. 5) skały te zaliczyć należy do waki sublitycznych i szarowak litycznych, przy czym dostrzega się związek składu mineralnego z uziarnieniem. Waki sublityczne reprezentują skały drobnoziarniste, szarowaki lityczne – skały średnioziarniste.

Spoivo jest wieloskładnikowe – ilasto-węglanowo-krzemionkowe (fig. 3, 4). Mineralami ilastymi są kaolinit i illit. Stopień wykrystalizowania kaolinitu jest zmienny. Mikroskopowo wyróżnia się skupienie grubiej ziarniste oraz substancję drobnoziarnistą o słabej dwójłomności, prawie izotropową, oznaczalną jako kaolinit tylko metodami rentgenowskimi i TAR. Tak zmiennie wykształcone ziarna kaolinitu wskazują na genetyczne zróżnicowanie. Kaolinit grubiej ziarnisty został przyniesiony do zbiornika sedymentacyjnego z obszarów alimentujących, skupienia o słabej izotropii są autigeniczne (L. Chodyniecka, A. Wilk, 1982). Na uwagę zasługuje większa ilość blaszek illitu w spoiwie w porównaniu z jego udziałem w warstwach młodszych. Obecność tego minerału wykazana została również rentgenograficznie (fig. 4). Występujący w spoiwie syderyt tworzy przeważnie kuliste, w różnym stopniu utlenione skupienia. Dolomit stanowi masę wypełniającą między poszczególnymi minerałami. Spoivo krzemionkowe reprezentowane jest przez bardzo drobnoziarnisty, jak i mikrokrystaliczny kwarc tworzący nieregularne nagromadzenia.

Badania granulometryczne wykazały, że piaskowce warstw dolnorudzkich odznaczają się słabszym wysortowaniem aniżeli piaskowce warstw orzeskich i górnorudzkich.

– Średnia średnica ziarn zmienia się w zakresie $M_z = 0,18 - 0,59$ mm, przyjmując wartość średnią $M_z = 0,29$ mm.

– Wyraźna dominacja ziarn zawiera się w przedziałach $0,15 - 0,20$ mm, gdzie występuje prawie 60% ziarn.

– Wysortowanie piaskowców zmienia się w dużym przedziale $\delta = 0,71 - 1,87\phi$, przyjmując wartość średnią $\delta = 1,33\phi$ charakterystyczną dla słabo wysortowanego osadu. Przeważającą część próbek (85%) zaliczyć należy do osadów słabo wysortowanych, pozostałe 15% wykazuje wysortowanie umiarkowane.

– Badania piaskowców wskazują na słabo dodatnią skośność. Współczynnik asymetrii waha się w granicach $S_k = -0,06$ do $+0,43\phi$, a jego wartość średnia wynosi $S_k = +0,14\phi$. Około 55% próbek wykazuje dodatnią skośność, w pozostałych przeważa materiał o wielkości ziarn zbliżonych do średniej średnicy.

– Współczynnik kurtozy ma zbliżone wartości jak w przypadku piaskowców górnorudzkich. Zakres zmian wynosi $K_c = 0,54 - 0,76\phi$, a jego wartość średnia

$K_G = 0,62\phi$. Porowatość zmienia się od $\rho = 3,54$ do $11,42\%$; średnio $\rho = 6,51\%$, natomiast gęstość rzeczywista wynosi $\gamma = 2,59$ do $2,87 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$; średnio $\gamma = 2,72 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.

PIASKOWCE Z WARSTW SIODŁOWYCH

Warstwy siodłowe występują na głębokości 1378,9 – 1435,1 m (fig. 2). Piaskowce stanowią w nich około 35% udziału, tworząc dwie warstwy o miąższości 2,0 i 17,0 m.

Są to skały barwy szarej, miejscami zabarwione związkami żelaza, przeważa w nich tekstura bezładna, czasami w wyniku nagromadzenia smużystych skupień węgla przechodząca w kierunkową.

Badania mikroskopowe wykazały, że skały te charakteryzują się słabym wysortowaniem, co szczególnie uwidacznia się w wielkości okruchów kwarcu. Kwarc tworzy ziarna zarówno bardzo drobne $< 0,05 \text{ mm}$, jak i powyżej 1 mm . Są to ziarna przeważnie ostrokrawędziste, czasami mają strzępiaste brzegi, niekiedy dostrzega się na nich ślady korozji węglanowej. Niektóre ziarna są zregenerowane, wewnątrz okruchu wykazuje faliste ściemnianie światła, zewnętrzne partie – proste wygaszanie światła. Strefy te rozgranicza obwódka pyłu hematytowego.

Skład petrograficzny okruchów skalnych jest urozmaicony. Dominują okruchy grubiej ziarnistych kwarcytów, w niektórych próbkach (np. 50) okruchy gnejsów i łupków kwarcytowo-serycytowych. Ze skał osadowych stwierdzono mikroziarniste krzemienie, na szczególną uwagę zasługują także okruchy itowców.

Skalenie występują w niewielkich ilościach i są silnie zwierztałe. Ortoklaz tworzy zserycytizowane ziarna $0,5 - 1 \text{ mm}$. Znacznie rzadszy jest nieprzeobrażony plagioklaz o zawartości $11 - 13\% \text{ An}$. W próbce nr 49 i nr 50 stwierdzono również mikroperyt.

Biotyt występuje w ziarnach silnie schlorytizowanych i zbauerytyzowanych a wokół blaszek gromadzą się tlenki żelaza. Obecny jest także muskowit.

Według klasyfikacji R.L. Dotta – F.J. Pettijohna (fig. 5) piaskowce z warstw siodłowych należy zaliczyć do szarowak litycznych. Spoiwo ich jest wieloskładnikowe (fig. 3, 4). Minerale węglanowe – syderyt i dolomit – tworzą ziarna grubiej krystaliczne, minerały ilaste – kaolinit i illit oraz towarzyszący im kwarc – są mikrokrystaliczne. Składniki spoiwa są zwykle ze sobą silnie poprzerastane.

Niewielka liczba próbek piaskowców z warstw siodłowych nie pozwala na dokładniejszą charakterystykę składu ziarnowego. Należy jednak podkreślić, że średnia średnica ziarn piaskowców w porównaniu do pozostałych warstw jest największa – $M_z = 0,40 \text{ mm}$, przy zróżnicowaniu $M_z = 0,21 - 0,59 \text{ mm}$. Najwyższa jest również wartość współczynnika dyspersji $\delta = 0,62\phi$, przy zróżnicowaniu od $1,21$ do $2,01\phi$, świadcząca o najłagodniejszym wysortowaniu osadów w porównaniu z młodszymi piaskowcami. Podobnie słabe wysortowanie piaskowców obserwuje się jedynie w warstwach dolnorudzkich. Wartości współczynnika asymetrii i kurtozy nie odbiegają wyraźnie od podobnych parametrów w pozostałych warstwach.

UWAGI KOŃCOWE

Na podstawie uzyskanych danych można wyjaśnić warunki, w których zachodziła sedymentacja piaskowców w niecce mikołowskiej.

Materiał detrytyczny dostarczony był do zbiornika sedymentacyjnego ze starych granitoidów bogatych w skalenie, z masywów metamorficznych zbudowanych

z kwarcytów, łupków kwarcytowych i kwarcytowo-serycytowych oraz gnejsów. Przedmiotem erozji były także skały osadowe. Zmienność mineralogiczna materiału sugeruje, że mógł on pochodzić z jednego lub kilku źródeł, niewykluczona jest również jego redepozycja.

Porównując skład mineralny materiału detrytycznego, parametry składu ziarnowego i porowatość z poszczególnych poziomów stratygraficznych, dostrzega się podobieństwo warstw orzeskich i górnorudzkich oraz warstw dolnorudzkich i siodłowych. Przejawia się to w zawartości kwarcu, która w warstwach orzeskich i górnorudzkich wynosi 46–53%, w warstwach dolnorudzkich i siodłowych 36–37%.

Stan zachowania kwarcu w poszczególnych warstwach jest różny, co wskazuje na zmienną odległość obszarów alimentacyjnych od niecki sedimentacyjnej.

Większość ziarn kwarcu występującego w warstwach orzeskich i górnorudzkich charakteryzuje się brakiem defektów sieciowych (proste wygaszanie światła). Cechy te wskazują, że droga transportu okruchów do basenu sedimentacyjnego była dłuższa niż w czasie tworzenia się warstw starszych.

Na podstawie badań statystycznych (J.R. Connolly, 1965) stwierdzono, że kwarc okruchowy w skałach osadowych ma tym mniej zdeformowanych ziarn im dłuższa jest jego droga od obszarów denudacji do basenów sedimentacyjnych. Przy długiej drodze kwarc o zdeformowanych ziarnach ulega rozkruszeniu. O krótszej drodze transportu w czasie tworzenia się warstw dolnorudzkich i siodłowych świadczy obok większej ilości kwarcu zdeformowanego również słabszy stopień obtoczenia okruchów oraz większa ilość okruchów starszych skał osadowych, wśród nich łowców, słabo odpornych na działanie mechaniczne.

Zawartość okruchów skalnych w warstwach orzeskich i górnorudzkich jest wyraźnie niższa (12–13%) aniżeli w dolnorudzkich i siodłowych (22–23%), co może świadczyć o zróżnicowanej odległości transportu, jak również o różnych źródłach alimentacji.

Na dwudzielność sedimentacji omawianych warstw wskazują również parametry uziarnienia. W warstwach orzeskich i górnorudzkich dyspersja uziarnienia $\delta = 1,04 - 1,70\phi$, średnia średnica $M_z = 0,25 - 0,28$ mm, gdy w warstwach dolnorudzkich i siodłowych dyspersja uziarnienia $\delta = 1,33 - 1,62\phi$, średnia średnica $M_z = 0,29 - 0,40$ mm.

Intensywnie zachodziły w opisywanych piaskowcach procesy diagenetyczne. Zaliczyć tu należy krystalizację minerałów autigenicznych oraz korozję materiału detrytycznego.

Typowym minerałem diagenetycznym jest syderyt. Mineral ten krystalizował prawdopodobnie w różnych okresach diagenety. We wczesnym okresie powstawały większe kuliste skupienia, które tworzyły się w słabo zlityfikowanym osadzie. Widoczne na brzegach skupień brunatne otoczki świadczą o ich częściowym utlenieniu. W późniejszym okresie diagenety, kiedy krystalizacja następowała już w zwartym osadzie, mineral ten tworzył bardzo drobne (drugiej generacji) ziarna, wśród innych składników spoiwa. Utlenienie syderytu drugiej generacji jest nieznaczne. Żelazo potrzebne do wytworzenia syderytu mogło być doprowadzone do osadu wraz z roztworami. Można także przyjąć za A.K. Teisseyrem (1973), że część jonów żelazowych była uwalniana w osadzie *in situ* w procesach kaolinizacji minerałów terygenicznych, a uwolnione w ten sposób żelazo zużyte było na wytworzenie syderytu drugiej generacji.

Środowisko sedimentacyjne, w którym zachodziły procesy diagenetyczne, wielokrotnie zmieniało charakter chemiczny – było alkaliczne i kwaśne. W alkalicznym środowisku krystalizowały węglany i następowała korozja kwarcu, w

kwaśnym środowisku zawierającym znaczne ilości HCO_3 krystalizował kaolinit. W powstałych w wyniku korozji wolnych przestrzeniach, przy kolejnej zmianie pH środowiska na alkaliczne, krystalizowały węglany drugiej generacji. Zjawisko to przebiegało w poszczególnych warstwach piaskowców z różną intensywnością, co przejawia się obecnością minerałów wtórnych – od drobnych skupień w spękania i szczelinach łupliwości do prawie całkowitych pseudomorfoz węglanowych po skaleniach.

Interesująco przedstawiają się minerały ilaste w spoiwie piaskowców. Kaolinit występuje w dwóch formach, jako utwór grubiej krystaliczny, budujący ziarna pozwalające na jego identyfikację mikroskopową oraz skrytokrystaliczny, prawie izotropowy. Należy przyjąć, że kaolinit grubiej krystaliczny został przytransportowany do zbiornika, skrytokrystaliczny jest diagenetycznego pochodzenia. Dostrzeżenie związku między rodzajem minerałów ilastych a składem mineralnym materiału detrytycznego. W warstwach orzeskich obok kaolinitu występują nieznaczne ilości illitu i większe nagromadzenia serycytu, którego tylko śladowe ilości stwierdzono w starszych kompleksach skał. Obecność serycytu należy wiązać z obfitością skałeni w warstwach orzeskich i tym samym większą ilością produktów ich przeobrażeń.

W warstwach dolnorudzkich i siodłowych obok kaolinitu stwierdzono pewne wzbogacenie w illit. Obecności tego minerału nie można jednoznacznie tłumaczyć. Mógł on być przyniesiony z rejonów alimentujących lub mógł wytworzyć się w osadzie w czasie diagenety.

Badania J. Hutcheona i in. (1980) wykazały, że zawartość illitu wzrasta z intensywnością diagenety. Na tej podstawie podwyższoną zawartość illitu w warstwach dolnorudzkich i siodłowych można wiązać z ich silniejszą diagenetą w porównaniu z warstwami młodszymi. Do procesów diagenetycznych należy odnieść również rekrystalizację kwarcu i powstanie spoiwa krzemionkowego.

Wszystkie te procesy doprowadziły do lityfikacji skał. Warstwy siodłowe i dolnorudzkie są silniej zlityfikowane, co przejawia się ich większą gęstością i mniejszą porowatością w porównaniu do warstw młodszych.

Na podstawie uzyskanych wyników badań w niecce mikołowskiej można wydzielić dwa makrokompleksy sedimentacyjne, charakteryzujące się zbliżonym składem mineralnym materiału detrytycznego i spoiwa, podobnymi warunkami sedimentacyjnymi i procesami diagenetycznymi.

Młodszy kompleks, obejmujący warstwy orzeskie i górnorudzkie, charakteryzuje się wyższą zawartością kwarcu, mniejszym udziałem okruchów skalnych i nieco mniejszą zawartością spoiwa aniżeli w piaskowcach kompleksu starszego, obejmującego warstwy dolnorudzkie i siodłowe. Piaskowce kompleksu młodszego charakteryzują się również mniejszym uziarnieniem, lepszym wysortowaniem, podwyższoną porowatością i mniejszą gęstością w stosunku do piaskowców kompleksu starszego.

PIŚMIENNICTWO

- BARCZUK A., SPECZIK S. (1981) — Procesy diagenetyczne w osadach karbońskich północnej części monokliny przedsudeckiej. Arch. Miner., 37, p. 67–92, z. 2.
- BUCZEK H., STANKIEWICZ J. (1969) — Warunki sedymentacyjno-litologiczne w rejonie na południe od siodła głównego. Mat. Konf. Nauk. pt. Badania naukowo-techniczne mineralnych surowców karbonu Zagłębia Górno- i Dolnośląskiego oraz ich praktyczne wyniki. NOT, p. 71–80, Katowice.
- CHODYNIECKA L., WILK A. (1982) — Skąły ilaste z kopalni Murcki. Prz. Geol., 30, p. 77–81, nr 2.
- CONNOLLY J.R. (1965) — The occurrence of polycrystallinity and undulatory extinction in quartz in sandstones. J. Sediment. Petrol., 35, p. 15–23.
- FOLK L.R., WARD W.C. (1957) — Brazos river bar, a study in the significance of grains-size parameters. J. Sediment. Petrol., 27, p. 3–27, nr 1.
- HUTCHEON J., ODLERSHAW A., GHENT E. (1980) — Diagenesis of cretaceous sandstones of the Kootenay formation at Et Valley (Southeastern Alberta). Geochim. Cosmochim. Acta., 44, p. 1425–1435, nr 10.
- KOWALSKI W., MATL K. (1971) — Charakterystyka piaskowców warstw jaskłowieckich w rejonie rybnickim. Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie, nr 69.
- KÜHNEL R. (1959) — Uhlíčanové pískovce produktivního karbonu hornosleské panve. Sb. Pračí Konf. Geol. OKR. Ostrava.
- KÜHNEL R. (1961) — Uhlíčanové pískovce porubského pásma ostravských vrstev hornosleské Kamenouhelné panve. Vestn. UUG, 36, p. 49–56, nr 1.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.T., SIEVER R. (1972) — Sand and sandstone. Springer Verlag, Berlin.
- PLEWA M. (1976) — Petrograficzna charakterystyka klastycznych skał zbiornikowych wybranych rejonów Polski. Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Kraków, nr 95.
- SANKIEWICZ J., SZYMONIAK R. (1970) — Uwagi o granicy litologicznej w obrębie warstw rudzkich z rejonu Panewniki–Jaworzno. Prz. Geol., 18, p. 463–465, nr 10.
- TEISSEYRE A.K. (1975) — Diagenetic carbonization due to kaolinization a hypothesis (with examples from Sudetic Carboniferous Sandstones). Roczn. Pol. Tow. Geol., 43, p. 453–482, z. 4.
- СИМОНОВИЧ И.М. (1978) — Кварц песчаных пород. Изд. Наука. Москва.

Лидия ХОДЫНЕЦКА, Крыстиан ПРОБЕЖ

ПЕСЧАНИКИ КАРБОНА В РАЙОНЕ МИКОЛОВА

Резюме

В статье приведены результаты изучения песчаников Верхнесилезского угольного бассейна. Объектом изучения были песчаники ожеских, рудских и седловых споев, вскрытые скважиной Миколов 9 глубиной 1458 м, пробуренной в Миколовской мутьде. Разнородность этих отложений проявляется в изменчивости обломочного материала, качества и типа цемента, а также параметров зернистости и пористости.

В итоге выделено два седиментационных макрокомплекса — старший и младший. Старший — охватывающий седловые и нижнерудские слои, характеризуется средним содержанием кварца в границах 36–37%, обломочного материала 22–23%, полевых шпатов 2–5%, дисперсия зер-

нистости в них $\delta = 1.33-1.62 \phi$, средний диаметр $M_z = 0.29-0.40$ мм, пористость $p = 6.30-6.91\%$.

Младший макрокомплекс — представленный верхнерудзкими и ожескими слоями, отличается содержанием кварца в среднем в границах 46—53%, обломочного материала 12—13%, полевых шпатов 1—17%, дисперсия зернистости $\delta = 1.04-1.07 \phi$, средний диаметр $M_z = 0.25-0.28$ мм, пористость $p = 8.80-9.11\%$.

Описываемые породы сцементированы неоднородным, чаще всего глинисто-креннисто-карбонатным цементом и в обоих комплексах его процентное содержание в породе одинаково.

Полученные данные позволяют считать, что разнородность пород обусловлена разными источниками их происхождения, длиной пути транспортировки обломочного материала и постседиментационными процессами в осадках.

Lidia CHODYNIECKA, Krystian PROBIERZ

CARBONIFEROUS SANDSTONES FROM THE MIKOŁÓW REGION

Summary

The paper presents results of studies on sandstones in the Upper Silesian Coal Basin. The studies covered sandstones from the Orzesze, Ruda, and Siodłowe Beds from the borehole column Mikołów 9 (drilled down to the depth of 1458 m) in the Mikołów Basin. The rocks are markedly varying, especially in detrital material, content and type of cement as well as granulation and porosity parameters.

The studies made it possible to differentiate two sedimentary macrocomplexes: older and younger. The former, comprising the Siodłowe and Lower Ruda Beds, is characterized by contents of quartz 36—37% at the average, rock fragments 22—23%, and feldspars 2—5%, dispersion of granulation $\delta = 1.33-1.62\phi$, mean grain size $M_z = 0.29-0.40$ mm, and porosity $p = 6.30-6.91\%$. The younger complex, comprising the Upper Ruda and Orzesze Beds, is characterized by contents of quartz 46—53% at the average, rock fragments 12—13%, and feldspars 1—17%, dispersion of granulation $\delta = 1.04-1.07\phi$, mean grain size $M_z = 0.25-0.28$ mm, and porosity $p = 8.80-9.11\%$.

Cement occurring in the above mentioned complexes is heterogeneous but most often clay-siliceous-carbonate and its content appears similar in both complexes.

The results of the studies indicate that differentiation of these rocks was related to different alimentary areas, length of transport of clastic material, and postsedimentary processes affecting the sediments.