

JÓZEF RYSZKA
Uniwersytet Śląski

ZAGADNIENIE ZLEPIEŃCÓW ŚRÓDFORMACYJNYCH TYPU PUDDINGSTONE W FORMACJACH SYLEZU GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO

UKD 552.512.08 + 553.611.6 : 551.735.21A : 551.24 + 551.143(438-13 GZW)

Zlepieniec śródformacyjny o specyficznej strukturze intraklastów iłowco-mułowych ze sferosyderytami i piaszczystej masie wypełniającej, których sporadyczne występowanie stwierdzono w formacjach sylezu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, stały się podstawą do badań sedymentologicznych i mineralno-petrologicznych oraz do rozważań nad ich uwarunkowaniami genetycznymi i zależnościami geologiczno-złożowymi (4, 5, 12, 13). Zlepieniec takie są w literaturze często określane jako skała puddingowa, w dokumentach zaś geologicznych z Górnośląskiego Zagłębia Węglowego jako brekcja iłowcowo-mułowcowa lub syderytowa (6). W opracowaniu J. Kuhla o klasyfikacji skał w Zagłębiu Górnośląskim (7), a dotyczącym m. in. zlepieńców drobno- i gruboziarnistych, występowanie takich skał zarówno pod względem nazewniczym, jak i petrograficznym nie zostało odnotowane. Bardzo ograniczony zakres możliwości tworzenia się tego typu zlepieńców śródformacyjnych w przyrodzie, wydaje się stwarzać podstawę do rozważań zarówno nad mechanizmami ogólnogeologicznymi, jak i zjawiskami predysponującymi tworzenie się i zachowanie złóż węgla i bentonitu.

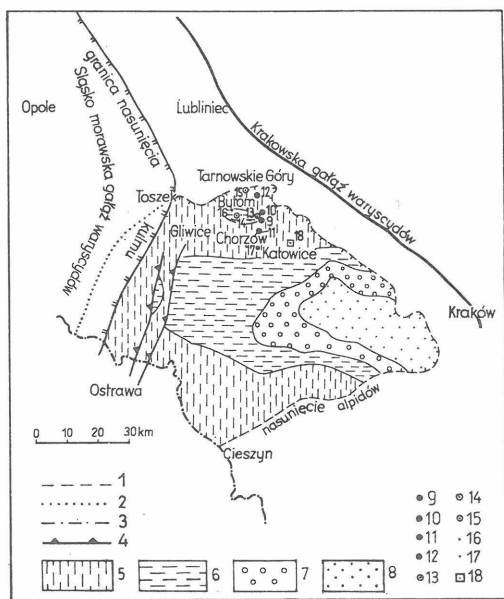
POZYCJA I BADANIA PETRO-MINERALOGICZNE

Badania i obserwacje przeprowadzone na zlepieniu typu puddingstone, znalezionym w przekopie poziom 630 m Kopalni Węgla Kamiennego „Barbara – Chorzów” (ryc. 1), gdzie występuje on w formacji górnego namuru A – ściślej wśród serii iłowcowo-piaskowcowej między pokładami węgla 620 a 615 (warstwy porębskie; ryc. 2) – pozwoliły ustalić następujące własności tych skał:

1. Następstwo sedymentacyjne w profilu, wychodząc od sedymentu, na którym leży omawiany zlepieniec, jest następujące:

a) iłowiec mułowcowy typu zoofilnego ciemnopopielatoszary, lokalnie smugowany jasnoszarym materiałem aleurytowym, zawierający zwęgliny pni lepidofytów. Iłowiec ten wykazuje wyraźny strop erozyjny z licznymi jamkami erozyjnymi oraz podobieństwo strukturalne do większości intraklastów występujących w leżącym na nim zlepieniu (ryc. 3);

b) zlepieniec, którego miąższość w miejscu badania wynosi ok. 1,5 m, charakteryzuje się zwiększaniem się



Ryc. 1. Mapa odkryta sylezu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (wg S. Bukowego) z miejscami występowania omawianych skal

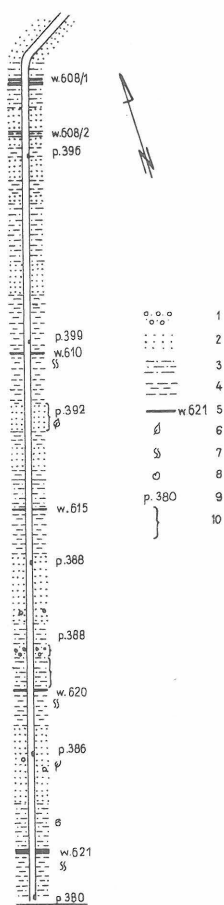
1 – granice GZW, 2 – przypuszczalna granica GZW pod nasunięciem śląsko-morawskiej gałęzi waryscydów, 3 – granica państwa, 4 – fałdy sylezu, 5 – namur A+B, 6 – warstwy orzeskie, 7 – warstwy łaziskie, 8 – warstwy libiąskie, 9 – przekop poziomu 630 m w kopalni węgla kamiennego „Barbara-Chorzów” w miejscu występowania badanych skał, 10 – otwór „Chorzów II” ze zlepieńcami śródformacyjnymi, 11 – otwór „Prezydent II” ze zlepieńcami śródformacyjnymi, 12 – otwór „Julian B-210” ze zlepieńcami śródformacyjnymi, 13 – otwór „Chorzów 82d” z bentonitem, 14 – otwór „Matylda II”, 15 – kopalnia węgla kamiennego „Radzionków” z bentonitem, 16 – upadowa Golgota z ilowcem czerwonym, 17 – otwór „Kleofas 1/63” z ilowcem oolitowym, 18 – kopalnia węgla kamiennego „Czerwona Gwardia” z bentonitem

Fig. 1. Subcrop maps of rocks not younger than Silesian in the Upper Silesian Coal Basin (after S. Bukowy) and the studied localities

1 – boundary of the Basin, 2 – inferred boundary of the Basin beneath overthrust of Silesian-Moravian branch of Variscides, 3 – state boundary, 4 – Silesian folds, 5 – Namurian A+B, 6 – Orzesz Beds, 7 – Łaziska Beds, 8 – Libiąż Beds, 9 – gallery at the level 630 m in the Barbara-Chorzów coal mine in place where the studied rocks occur, 10 – borehole Chorzów II with infraformational conglomerates, 11 – borehole Julian B-210 with infraformational conglomerate, 13 – borehole Chorzów 82d with bentonite, 14 – borehole Matylda II, 15 – Radzionków coal mine and bentonite locality, 16 – gallery Golgota with red claystone, 17 – borehole Kleofas 1/63 with oolite claystone, 18 – Czerwona Gwardia coal mine and bentonite locality

liczby, wielkości oraz stopnia izometryczności intraklastów ku stropowi (ryc. 3–5). Tak więc, gdy bezpośrednio na wyerodowanej powierzchni ilowca wykazuje on charakter piaskowca, miejscami o przekątnej laminacji małej skali zaznaczonej substancją ilastą z nielicznymi intraklastami o bardzo nieregularnych formach, to w kierunku stropu ławicy liczba intraklastów wzrasta aż do ich przewagi nad piaszczystą masą wypełniającą.

2. Badania mikroskopowe ujawniają tufitonosność omawianych skał, co wskazuje na intensywną działalność wulkaniczną w okresach sedimentowania zarówno ilu mułkowego, jak i leżącego na nim zlepieńca. Objawy



Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez przekop poziomu 630 m kopalni węgla kamiennego „Barbara-Chorzów”

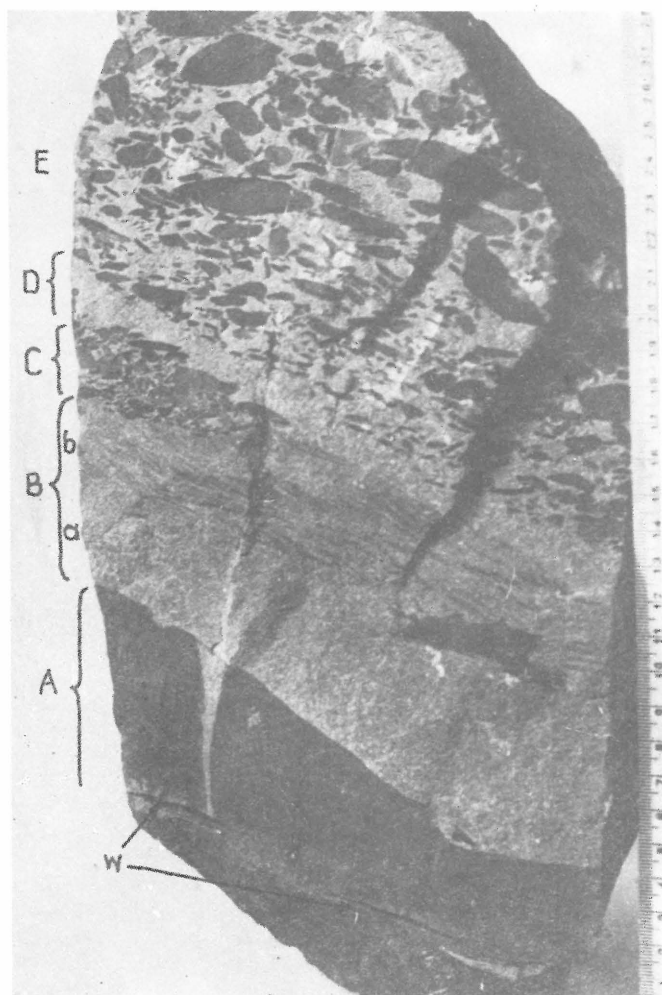
1 – zlepieńiec śródformacyjny, 2 – piaskowce, 3 – ilowce mułkowcowe lub mułowce, 4 – ilowce, 5 – pokłady węgla, 6 – skamieniałości flory, 7 – poziomy glebowe (gleby stigmariowe), 8 – skamieniałości fauny, 9 – punkty reperowe, 10 – miejsca występowania badanych skał

Fig. 2. Geological cross-section through the gallery at the level 630 m in the Barbara-Chorzów coal mine

1 – infraformational conglomerate, 2 – sandstones, 3 – mudstone claystones or mudstones, 4 – claystones, 5 – coal seams, 6 – floral records, 7 – soil horizons (stigmaria soils), 8 – faunal records, 9 – marker points, 10 – location of the studied points

działalności wulkanicznej są odczytywane z ich inwentarza mineralnego przez relikty szkieł wulkanicznych rzadko zachowanych oraz podwyższone zawartości ciemnych minerałów, jak biotyt, amfibol i pseudomorfozy chlorytowe po innych minerałach. Wszystkie te komponenty wykazują zaawansowane procesy chlorytyzacji. Widoczne są również silnie spinyzowane drobne ziarenka kordierytu, prawdopodobnie pochodzącego z procesów kontaminacji w czasie intruzji magmy w ilaste utwory karbonu produktywnego. Bezpośrednim reliktem tufu są także minerały skaleniowe, jak sanidyn i część ziarna plagioklastu. Procesy przeobrażeń spowodowały zatarcie granic między ziarnami materiału ekstruzywnego a spoiwem w sedymencie, co utrudnia ilościowe oznaczenie okrucich skał wulkanicznych.

Stosunki ilościowe komponentów ziarnowych z piaszczystej masy wypełniającej zlepieńca dają podstawę do określenia jej według klasyfikacji Pettijohna (8) jako arenit lityczny (piaskowiec średnio- i drobnoziarnisty). Ziarna piaszczyste o bardzo słabym obtoczeniu (lub brak obto-



Ryc. 3. Strefa kontaktowa zlepieńca śródformacyjnego ze spągowym iłowcem mułowcowym

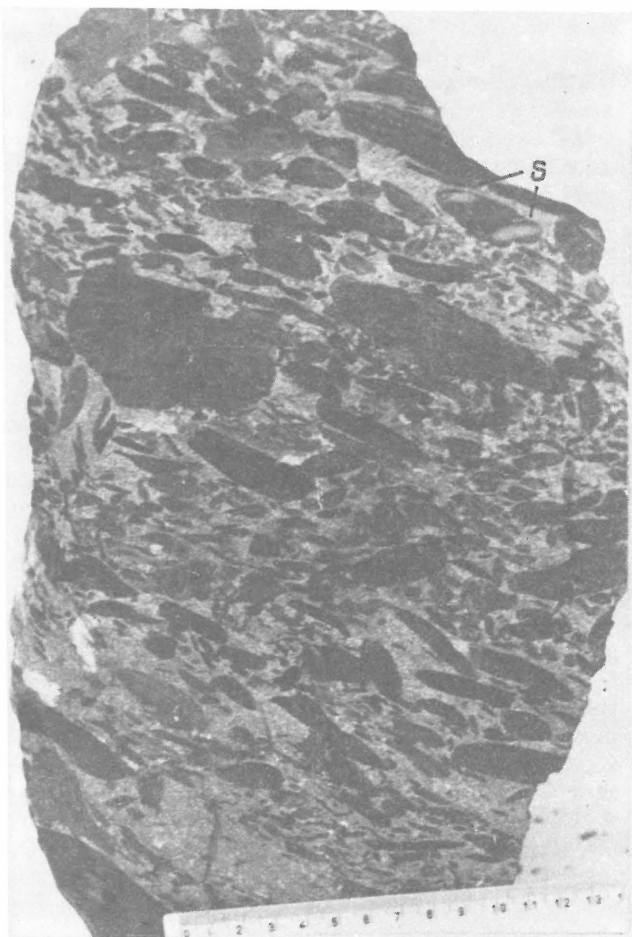
A – iłowiec mułowcowy ze zwęglinami lepidofytów (w), B – piaskowiec zlepieńcowy (dolna część zlepieńca) niefrakcjonowany z pojedynczymi intraklastami iłowca (a), wyżej laminowany przekątnie (b), C – wyklinowująca się część dolna zlepieńca, D – warstewka piaskowca średnio i drobnoziarnistego, E – zlepieniec w spągowej części

Fig. 3. Zones of contact of infraformational conglomerate and basal mudstone claystone

A – mudstone claystone with carbonized lepidophytes (w), B – conglomeratic, non-graded conglomerate (lower part of conglomerate), with single claystone intraclasts (a), passing upwards into cross-laminated (b), C – wedging-out lower part of conglomerate, D – bed of medium- and fine-grained sandstone, E – conglomerate in basal part

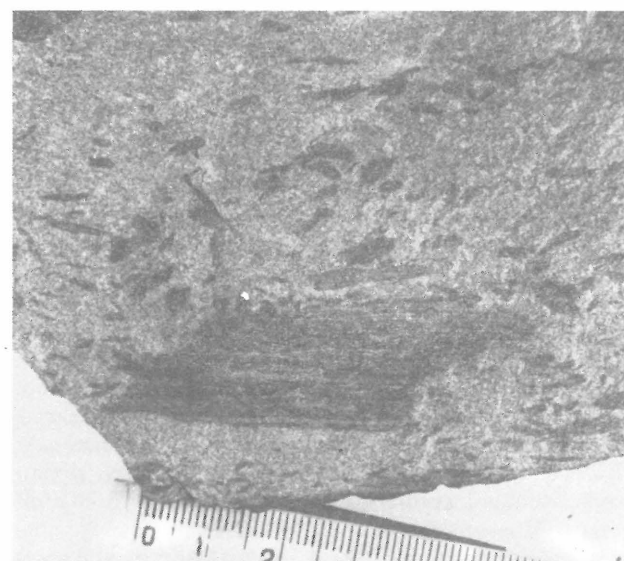
czenia) uwidaczniają jednak często powierzchnią korozję chemiczną oraz regenerację. Powierzchnię regeneracyjną stanowi substancja krzemionkowa i skaleniowa. Substancja regeneracyjna ziarn wraz z substancją ilastą z grup chlorytu i hydromik oraz syderytową stanowią spoiwo piaszczystej masy wypełniającej.

Intraklasty iłowcowo-mułowcowe ze zlepieńca, o formach często powyginanych lub postrzępionych, wykazują swoją tzw. „powierzchnią zbrojoną” (wnikaniem w powierzchnię piaszczystych ziarn), jak i pokryciem części powierzchni przez węglistą substancję (mającą najprawdopodobniej związek z roślinami rodzaju glonów wegetujących na powierzchni osadu macierzystego lub też na wyrwa-



Ryc. 4. Zlepieniec w swej części stropowej z widocznymi intraklastami iłowców zawierających sferosyderyty (s)

Fig. 4. Top part of the conglomerate with marked intraclasts of sphaeroidite-bearing claystones (s)



Ryc. 5. Postrzępiony na brzegach intraklast iłowca laminowanego mułowcem z dolnej części lawicy zlepieńca

Fig. 5. Intraclast of mudstone-laminated claystone with uneven margin, from lower part of conglomeratic layer

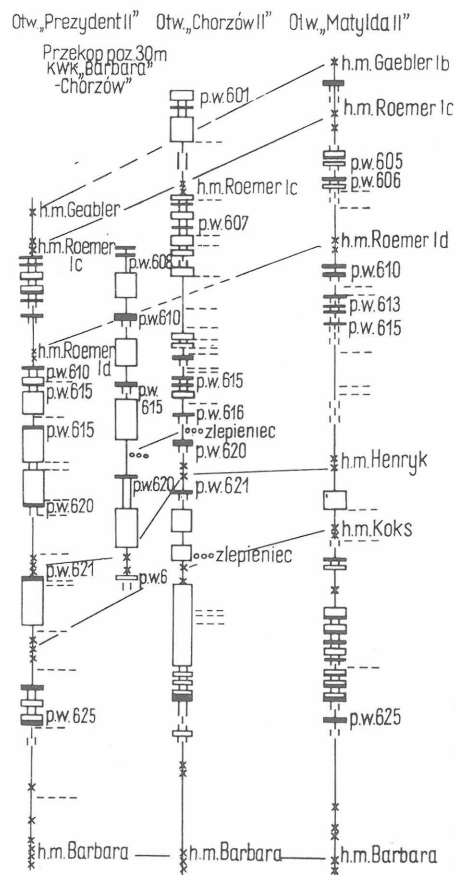
nych już z niego fragmentach), iż w okresie wyrwania ich z podłoża macierzystego stanowiły one plastyczny osad nie zdiagnozowany (ryc. 3–5). W skład niektórych intraklastów wchodzi *in situ* kongregacje sforosyderytów, które jednak występują w zlepioncu również jako wypreparowane fragmenty. Obserwacje wykazują więc, iż macierzystą skałą intraklastów iłowcowo-mułowcowych był plastyczny osad nie zdiagnozowany tego samego typu, co iłowiec występujący w bezpośrednim sągu zlepionca, w którym jednak pojawiły się już kongregacyjne formy żelaziste.

3. Identyfikację komponentów mineralnych z omawianych skał przeprowadzono za pomocą kompleksu metod badawczych: strukturalnych (rentgenowskich i mikroskopowych) oraz chemicznych. W celu uzyskania jednoznacznych wyników identyfikacyjnych badania te wykonywano na koncentratkach mineralnych wydzielonych z próbek skał. Przy uzyskiwaniu koncentratów mineralnych wykorzystano różnice ciężaru gęstościowego, jak i wielkości ziarn komponentów występujących w badanych próbkach skalnych. W odniesieniu do omawianego zlepionca prowadzono oddzielnie badania jego intraklastów i masy wypełniającej. W identyfikacji metodą rentgenowską posłużono się sposobami recepturowymi stosowanymi przez B.E. Browna (3), S.W. Bailey (1), G.W. Brindleya (2), R. Starkego (14) i innych. Stosowanie powyższych metod badawczych pozwoliło niemal jednoznacznie zidentyfikować zarówno komponenty mineralne znajdujące się w niedużych domieszkach w próbkach skalnych, jak i szczegóły politypowe w składnikach minerałów ilastych lub skaleni.

Badania te wykazały, iż w skład minerałów ciężkich masy wypełniającej zlepionca (powyżej 2,7 G) wchodzi głównie fazy politypowe z grupy chlorytu (IIb i Ib), zbliżone do ripidolitu, pseudoturyngritu i szamozytu, podrzędnie występują muskowitz politypu 2M, biotyt należący do lepidomelanu i syderofyllitu, w domieszkach zaś występują: stilpnomelan, apatyt, amfibol typu antofyllit, cyrkon. Klasa komponentów mineralnych o gęstości mniejszej niż 2,7 G składa się głównie z kwarcu, w mniejszej ilości ze skaleni, wśród których przeważają plagioklaz szeregu albit-oligoklaz oraz sanidyn nad mikroklinem i adularzem, jak również z chlorytów i hydromik częściowo o strukturach mieszanych ze smektytem, w podrzędnych zaś ilościach z kordierytu, pirofyllitu i innych.

Najdrobniejsza frakcja ziarnista (średnicy poniżej 0,07 mm), wchodząca w skład spoiwa masy wypełniającej, składa się głównie z chlorytów i hydromik, z mniejszej ilości kwarcu i skaleni, syderytu i podrzędnie z innych minerałów. W klasie lekkich komponentów oraz najdrobniejszej frakcji ziarnistej oznaczono chemicznie paruprocen-towe udziały węglistej substancji fitogenicznej.

Inwentarz mineralny intraklastów iłowcowo-mułowcowych z tego zlepionca oraz z iłowca mułowcowego leżącego poniżej jego sągu charakteryzuje się tym, iż głównymi składnikami są minerały z grupy chlorytów, zbliżone do politypów – diabantyn, ripidolit i Mg-szamozyt, obok illitu 1M częściowo z udziałem pakietów pęczniących oraz kwarcu. W podrzędnych ilościach występują brammalit, hydrobiotyt, albit niskotemperaturowy, adular, stilpnomelan, amfibol, kordieryt i fazy minerałów ilastych o strukturach mieszanopakietowych, jak rektoryt-smektyt, obok domieszki substancji fitogenicznych. Różnice w składzie mineralnym między wymienionym iłowcem mułowcowym a intraklastami ze zlepionca polegają głównie na stosunkach ilościowych. Tak więc stwierdzono, że w iłowcu sągowym występują większe ilości kwarcu, brammalitu i albitu niskotemperaturowego, mniej zaś jest w nim (lub brak) adularu.



Ryc. 6. Zestawienie profili facji sedymentacyjnych w górnym namurze A (warstwy porębskie) (wg R. Szymoniak, J. Sankiewicz i J. Skrzypek – 17)

1 – facje koryt i tarasów rzecznych oraz jezior lądowych, 2 – facje bagien torfowych (pokłady węgla, p.w.), 4 – facje lagun, plaż przybrzeżnomorskich oraz delt, 5 – facje zalewów morskich ilastych (horyzonty morskie, h.m.), 6 – przerwy sedymentacyjne lub luki erozyjne, 7 – występowanie zlepionca śródformacyjnego

Fig. 6. Comparison of columns of sedimentary facies in the Upper Namurian A (Poreba Beds), after R. Szymoniak, J. Sankiewicz and J. Skrzypek (17)

1 – facies of river channels and terraces and inland lakes, 2 – peatbog facies (p.w. – coal seams), 4 – facies of lagoons, sea-coast beaches and deltas, 5 – facies of clay marine ingressesions (h.m. – marine horizons), 6 – breaks in sedimentation or erosional gaps, 7 – occurrence of infraformational conglomerate

stilpnomelanu i ilastych minerałów mieszanopakietowych. Przedstawiona identyfikacja fazowa została potwierdzona ilościowymi analizami chemicznymi (13).

Przyczyna występowania w asocjacji mineralnej z iłowca mułowcowego, z intraklastów zlepionca oraz jego masy wypełniającej tak wielu politypów z grupy chlorytu, grup mik czy skaleni, wynika zarówno z faktu sumowania się kilku paragenez mineralnych (alochtoniczna i autochtoniczna), jak i z ulegania w procesie przeobrażeń o tym samym kierunku różnych minerałów, np. procesom chlorytyzacji ulegały minerały mikowe, amfibol, kaolinit, kordieryt czy szkliwo wulkaniczne.

Przedstawione asocjacje mineralne badanych skał wykazują symptomatyczny brak fazy kaolinowej (w znaczniejszej ilości), będącej na ogół pospolitym komponentem osadów w formacji sylezu. Nasuwa to wniosek o przemianach fazowych, którym podlegały minerały kaolinowe

ZESTAWIENIE WYNIKÓW Z OTWORÓW WIERTNICZYCH
„CHORZÓW II”, „PREZYDENT II” I „MATYLDA II”

	Otw. „Chorzów II”	Otw. „Prezydent II”	Otw. „Matyllda II”
Liczba poziomów zlepieńców śródformacyjnych w całym namurze A	7 (w tym 2 poziomy w warstwach porębskich)	2 (poniżej warstw porębskich)	brak zlepieńców
Liczba pokładów węgla w warstwach porębskich	10	13	20
Liczba luk sedymentacyjnych lub przerw erozyjnych	17	12	10
Miaższość przewierconych warstw porębskich, w m	402	385	420
Odległość od badanego zlepieńca w przekopie poziomym 630 Kopalni Węgla Kamiennego „Barbara – Chorzów”, w m	700 na N	3000 na S	6000 na W
Lokalizacja w stosunku do karbońskich jednostek tektonicznych	strefa przejściowa między niecką bytomską a siodłem głównym	strefa przejściowa bliżej siodła głównego	w niecce bytomskiej

alimentowane do zbiornika sedymentacyjnego. Stwierdzone w omawianych skałach przemiany fazowe w kierunku chlorytacji pierwotnych komponentów, jak i krystalizacja syderytów już w trakcie synsedymentacji wydają się wykazywać związki ze znacznym zasoleniem środowiska sedymentacyjnego. Zespół cech litologicznych i paleontologicznych ilowca mułowcowego ze spągu zlepieńca wskazuje na środowisko przybrzeżnomorskie podobne do lagun. W celu sprawdzenia tej tezy wykonano badania piaskowca z tego samego przekopu poz. 630 m w Kopalni Węgla Kamiennego „Barbara – Chorzów”, leżącego w tzw. „poziomie bentonitowym”, to jest w cyklotemie między pokładem 610 a 615 (ryc. 2). Jest to piaskowiec średnio- i drobnoziarnisty jasnoszary z lokalną warstwową koncentracją zwęglonych szczątków roślin i mik.

Badania prowadzone tymi samymi metodami wykazują podobny tufitowy charakter tego piaskowca jak w opisanym zlepieńcu (piaszczystej masie wypełniającej), jednak przy zasadniczej różnicy paragenez w asocjacji mineralnej. Piaskowiec z „poziomu bentonitowego” zawiera także relikty szklwi wulkanicznych, skalenie typu sanidyn, spinityzowany kordieryt obok podwyższonej zawartości minerałów ciemnych. Różni się jednak tym, iż głównym minerałem ciemnym jest tu biotyt przy znacznie mniejszym udziale chlorytu, w skład zaś spoiwa wchodzi głównie kaolinit, a w miejsce syderytu – pirit.

Szczegółowe badania rentgenowskie i chemiczne prowadzone na wydzielonych koncentratkach wykazują, iż w najdrobniejszej frakcji ziarnowej (poniżej 0,07 mm) tego piaskowca głównym składnikiem jest kaolinit, przy podrzędnej ilości hydromik, chlorytu i znikomej kwarcu. Frakcja minerałów ciężkich piaszczystej klasy ziarnowej zawiera w przewadze minerały mikowe, głównie muskowitz i biotyt (obok pirytu) przy bardzo małych ilościach chlorytu. We frakcji lekkiej (poniżej 2,7 G) oprócz przeważającej ilości kwarcu i skaleni, których głównymi reprezentantami wydają się być adular i albit, występują obok minerałów z grup hydromik i kaolinitu również domieszki kordierytu i innych. Obecność minerałów warstwowych w piaszczystej frakcji lekkiej wynika z wystąpień zrostowych tych minerałów z kwarcem i skaleniami. Stwierdzona w tym piaskowcu wyjątkowo wysoka zawartość adularu (metodami rentgenowską i mikroskopową) jest związana z procesami postsedymentacyjnymi, a więc adular wykrył się w procesie diagenety osadu.

Porównując paragenezы mineralne wchodzące w skład asocjacji piaskowca z „poziomu bentonitowego” i piaskowcowej masy wypełniającej ze zlepieńca śródformacyjnego, nie sposób nie zwrócić uwagi na fakt tak dużego zróżnicowania asocjacji z tych skał, mimo iż wykazują one podobny charakter tufitowy i leżą w tym samym profilu pionowym w bliskim sąsiedztwie stratygraficznym (wśród cyklotemów między pokładami węgla 620 i 615 oraz 615 i 610).

Zaobserwowana odmiennosc kierunków przemian fazowych zachodząca w tych osadach, zbliżonych genetycznie, obszaruowo i stratygraficznie pozwala w powiązaniu z obserwacjami petro-litologicznymi sąsiednich skał na wyciągnięcie wniosku, iż ilowiec mułowcowy oraz leżący bezpośrednio na nim zlepieniec śródformacyjny sedymentowały w środowisku wodnym o znacznym zasoleniu, natomiast piaskowiec z „poziomu bentonitowego” – w słodkowodnym. Wniosek taki potwierdzają również badania eksperymentalne nad kierunkami przemian fazowych minerałów ilastych prowadzone w warunkach zbliżonych do naturalnych (9, 15, 16). Przedstawione zróżnicowanie paragenez mineralnych występujące w badanych skałach wynika z odmiennych warunków fizykochemicznych w środowiskach sedymentacyjnych, a tym samym z odmiennego chemizmu wód porowych, aczkolwiek może ono wynikać także z możliwości wymiany jonów w roztworach z otaczającymi sedymentami. Odmienny chemizm wód porowych sąsiednich osadów oraz ich zdolność przewodnictwa roztworów mogą modyfikować w okresie diagenety osadów, warunki redoksyjne i chemizm pierwotnych roztworów porowych.

ANALIZA PROFILÓW
LITOLOGICZNO-FACJALNYCH FORMACJI
NAMURU A

Przedstawione wnioski z badań mineralogicznych i petrograficznych powinny znaleźć potwierdzenie w obserwacjach licznych profilów litologicznych. Prześledzenie zmian litologicznych zachodzących w najbliższym otoczeniu badanych skał wydaje się więc konieczne przy zagadnieniach rozpoznania środowisk sedymentacyjnych oraz wyjaśnienia mechanizmów związanych z tworzeniem się złoża bentonitu w bliskim sąsiedztwie badanego zlepieńca (10) i częstszym zanikaniem i rozstrzępianiem się pokładów węgla warstw porębskich w tym obszarze. W tym celu prześledzono i porównano profile litologiczne z licznych wierzeń geologicznych, wykonanych w formacjach sylezu Górnośląskiego

Zagłębia Węglowego (materiały archiwalne Kombinatoru Geologicznego „Południe” w Katowicach oraz Instytutu Geologicznego Oddział Górnośląski), w których zwracano szczególną uwagę na częstotliwość występowania zlepieńców śródformacyjnych. Oprócz normatywnych profilów litologicznych, szczególnie czynne wśród archiwalnych materiałów z wierceń geologicznych są profile litofacjalne (w znaczeniu środowisk sedimentacyjnych) z wierceń: „Chorzów II”, „Prezydent II” i „Matylda II” autorstwa zespołu geologów: R. Szymoniak, J. Sankiewicz i J. Skrzypek. Wymienione trzy wiercenia, przebijające formacje całego namuru A, pozwalają na uchwycenie zależności między ilościowym występowaniem zlepieńców śródformacyjnych omawianego typu w profilu całego namuru A a liczbą pokładów węgla oraz przerw sedimentacyjnych lub śródformacyjnych luk erozyjnych w górnej części namuru A (w warstwach porębskich). Stosunki te przedstawiono w tabeli.

Porównując elementy podane w tabeli z profilami facji sedimentacyjnych (w znaczeniu środowisk naturalnych sedimentacji) przedstawionymi na ryc. 6 nasuwają się dalsze wnioski, co do rozwoju paleogeografii i tektoniki sedimentacyjnej w obszarze strefy przejściowej między niecką bytomską a siodłem głównym. Facje sedimentacyjne warstw porębskich w profilach tych trzech stosunkowo blisko siebie położonych wierceń charakteryzują się odmiennością, która przy porównywaniu odcinkowych profili, uwzględniającym izochroniczność osadów, ujawnia wyjątkowo dużą częstotliwość zmian morfologii powierzchni karbońskiej na tym dość małym obszarze.

Zbieżność przedstawionych zjawisk, jak współzależność występowania w formacjach sylezu kilku poziomów zlepieńców śródformacyjnych omawianego typu i licznych przerw erozyjnych występujących w granicach cykli sedimentacyjnych przy jednoczesnej minimalnej liczbie pokładów węgla, przy występowaniu tych zlepieńców w rejonach zagłębia w strefach przejściowych między obszarami subsydencji maksymalnej (niecka bytomska) i minimalnej (siodło główne) oraz przy jednoczesnym stwierdzeniu w tych strefach przejściowych dużej częstotliwości izochronicznych zmian w facjach sedimentacyjnych – wskazuje na ich związki z regionalną tektoniką. Prace nad analizą z takiego punktu widzenia wszystkich profili wierceń geologicznych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego nie zostały jeszcze ukończone. Dotychczasowe jednak wyniki badań wykazały występowanie podobnie licznych poziomów ze zlepieńcami śródformacyjnymi także w wierceniu Szczygłowice, a więc również w strefie przejściowej między karbońskimi jednostkami tektonicznymi, różniącymi się skrajnie pod względem stałości i szybkości ruchów subsydencyjnych.

PODSUMOWANIE

Przedstawiony zespół badań i obserwacji pozwala na podsumowanie wielu uwarunkowań geologicznych, wyjaśniających zjawiska złożowe w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Zlepienie śródformacyjne typu puddingstone powstały wskutek mechanicznego erodowania osadu ilasto-mułkowego przez nawodnione medium piaszczyste i – po krótkiej drodze transportu – powtórne osadzenie wymieszanych już intraklastów ilowo-mułkowych z piaskiem. Środowiska sedimentacyjne zlepieńca, jak i jego osadów macierzystych odznaczały się znacznym zasoleniem, o czym świadczą zarówno paragenety mineralne wykazujące przemiany fazowe w kierunku chlorytazacji, zespół cech paleontologicznych oraz fakt występowania w nie zdiagnozowa-

nym jeszcze osadzie ilastym kongrecji syderytów. Obserwacje litologiczne pozwoliły na określenie tej facji sedimentacyjnej jako lagunowej (17). Występowanie również odmiany zlepieńców, której intraklasty składają się prawie wyłącznie ze sferosyderytów (6), wskazuje, iż silniej nawodnione medium piaszczyste i dłuższa droga transportu spowodowały rozmycie mniejszych składników pierwotnego osadu.

Zlepienie tworzyły się szczególnie w strefach przejściowych między obszarami typu niecki i siodła, charakteryzujących się maksymalną i minimalną miąższością serii osadów oraz w okresach intensywnej działalności ekstruzywnej, a więc powstawały wskutek intensywnych wstrząsów tektonicznych, spowodowanych wyładowaniem się naprężeń między obszarami o szybszej i wolniejszej subsydencji. Epicentra tych wstrząsów znajdowały się, jak należałoby sądzić, w wymienionych strefach przejściowych, gdzie wskutek tego ciągłość osadów była najczęściej przerywana. Mechanizm intensywnych wstrząsów tektonicznych wywoływał lokalnie powierzchniowe uruchomienie osadów w postaci osuwisk i to nawet tych osadów, które w okresie względnego spokoju tektonicznego leżały na stosunkowo płaskiej powierzchni.

Występowanie w rejonie Chorzowa licznych poziomów omawianych zlepieńców śródformacyjnych, a jednocześnie bardzo blisko nich złoża bentonitu o maksymalnej ze znanych w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym miąższości (otwór Kopalnia „Chorzów” nr 82d), obok innych stwierdzonych zjawisk, jak częsta redukcja miąższości i zanik pokładów węgla w warstwach porębskich oraz duża częstotliwość zmian facji sedimentacyjnych w osadach izochronicznych, dają podstawę do wnioskowania, iż przedstawione predyspozycje tektoniczne wywołujące częstsze zmiany morfologii powierzchni mogą w połączeniu z działalnością wulkaniczną stworzyć warunki do powstania złóż bentonitu.

Czynniki tektoniczne kształtujące morfologię terenu mogły bowiem z większym prawdopodobieństwem spowodować utworzenie się bezodpływowych zbiorników, w których redeponowany materiał, a zwłaszcza chemicznie mniej odporne sedimenty tufowe, uległy przemianom fazowym w kierunku montmorylonityzacji. Mechanizm chemiczny tworzenia się złóż bentonitu w zagłębiu polegał na tym, iż tufy redeponowane do nieckowatej formy morfologicznej zamkniętej dla swobodnego przepływu wód ulegając hydrolizie powodowały silną alkalizację środowiska, ponieważ dostające się do roztworu jony Na, Ca i K nie były odprowadzane ze zbiornika. Alkalizacja środowiska uniemożliwiała normalny rozwój wegetacyjny roślinności węglotwórczej, ukierunkowując przemiany fazowe głównie do takich minerałów, jak montmorylonit.

Dalszym czynnikiem w tym mechanizmie przyrodniczym sprzyjającym powstawaniu bezodpływowych zbiorników wodnych wydają się być krótkotrwałe zmiany klimatu, to znaczy pojawienie się okresów o mniejszej ilości opadów. Pojawienie się takich krótkich zmian klimatu w okresie górnego pietra namuru A sygnalizują ility czerwone typu lateryt znalezione w upadowej Gólgota dawnej Kopalni Węgla „Karol” czy ility oolitowe w Kopalni „Kleofas” (11). Okresy bardziej suchego klimatu musiały spowodować obniżenie się poziomu wód w zbiornikach sedimentacyjnych, doprowadzając niektóre z nich do stanu bezodpływowego, a więc sprzyjającego powstawaniu nowych warunków w ich środowisku o wysokim pH.

Ponieważ w całym okresie formacji węglonośnych (sylezie) w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym znany jest dotychczas tylko jeden poziom bentonitowy, w którym

na niewielkich obszarach w stosunku do całego zagłębia zachodziły procesy montmorylonizacji w skali umożliwiającej powstanie złóż, nie sposób oprzeć się wrażeniu, że na powstanie mechanizmów przyrodniczych o takim kierunku, musiało nałożyć się wiele czynników, z których głównymi wydają się być:

- a) tektonika synsedymencyjna modyfikująca morfologię powierzchni basenu,
- b) działalność wulkaniczna,
- c) zmiany warunków klimatycznych.

W podobnych okolicznościach, lecz na terenach bardziej wyrównanych, mogły w momentach szczególnie silnych wstrząsów tektonicznych powstawać zlepienie śródformacyjne typu puddingstone. Badania mineralno-petrograficzne zlepieńców śródformacyjnych w połączeniu z obserwacjami nad ich pozycją stratygraficzną i występowaniem regionalnym wykazują istnienie ścisłych związków tworzenia się tego typu osadów z rozwojem paleogeograficznym i tektonicznym basenu węglowego, co w konsekwencji wskazuje na współzależność między węglozasobnością i tworzeniem się złóż montmorylonitu w poziomie bentonitowym a mechanizmami diastroficznymi i zmianami klimatycznymi.

L I T E R A T U R A

1. Bailey S.W. — Politypism of trioctahedral 1:1 layer silicates. *Clays a. Clayminerals*. 1969 no. 17.
2. Brindley G.W., Youel H. — A chemical determination of tetrahedral a. octahedral aluminium ions in silicat minerals. *Acta Crystallograph.* 1969 vol. 4.
3. Brown B.E., Bailey S.W. — Chlorite politypism. *American Mineralog.* 1962 no. 47.
4. Gradziński R., Radomski A., Unrug R. — Preliminary results of sedimentological investigations in the Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Chim.* 1959 vol. 7 nr 6.
5. Gradziński R., Radomski A., Kosteczka A., Unrug R. — *Sedymentologia*. Wyd. Geol. 1976.
6. Jachowicz A. in. — Kompleksowe opracowanie stratygraficzne profilu karbonu w otw. „Julian” nr B-210. *Inst. Geol. i UŚI*. 1980.
7. Kuhl J. — Petrograficzna klasyfikacja skał towarzyszących pokładom węgla w Zagłębiu Górnego Śląska. *Pr. Główn. Inst. Górn. Ser. A Kom.* nr 171, 1955.
8. Pettijohn F.J. — *Sedimentary Rocks*. Harper Row III 1975.
9. Rösler H.J., Starke R. — Experimentelle Versuche zur Tonmineralbildung aus Gesteinsgläser unter hydrothermalen Bedingungen. *Zeitschr. Geol. Wissensch.* 1978 H. 5.
10. Ryszka J., Cebulak S. — Utwory tufogeniczne z warstw porębskich w rejonie Chorzowa. *Prz. Geol.* 1964 nr 10.
11. Ryszka J. — Krystalochemiczne własności minerałów ilastych z karbonu produktywnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Wyd. Geol.* 1970.
12. Ryszka J. — Skała puddingowa w warstwach porębskich i jej związek z węglozasobnością i genezą bentonitu. IV Symp. „Geologia Formacji Węglonowych Polski” Kraków AGH 1981.
13. Ryszka J. — Zlepienieć śródformacyjny w warstwach porębskich z rejonu Chorzowa i jego warunki genetyczne i facjalne (praca przygotowana do druku). 1982.

14. Starke R. — Röntgenographische Fasenanalyse. *Bergakademie Freiberg* 1976.
15. Starke R. — Verteilung, bildung u. Umwandlung der Tonminerale in Sedimentgesteinen. *Schriftenr. Geol. Wissensch.* 1976 H. 5.
16. Starke R., Beyrich H., Rösler H.J. — Experimentelle Untersuchungen zur Kenntniss der natürlichen Tonmineralumwandlungen. *Ibidem*.
17. Szymoniak R., Sankiewicz J., Skrzypek J. — Profile litofacjalne z warstw brzeżnych w wierceniach: „Chorzów II”, „Prezydent II”, „Matylda II”. *Mat. arch. Komb. Geol. „Południe” w Katowicach* 1978.

S U M M A R Y

Attention is paid to occurrence of a number of petro-geological phenomena such as infraformational conglomerate horizons of specific type, the thickest bentonite deposit, exceptionally frequent changes in thickness of coal seams and others in profiles of Namurian A formations in the Chorzów region. On the basis of these phenomena, an attempt is made to reconstruct natural mechanisms responsible for origin of that conglomerate and deposits of the bentonite horizon in the Upper Silesian Coal Basin.

The recorded variety of infraformational conglomerate, built of clay-muddy intraclasts and sandy groundmass, was covered by mineralogical-petrological studies and its stratigraphic-lithological setting and location in relation to tectonic units of the Basin were analysed. There were also compared lithofacies profiles (in the sense of sedimentary environments) as revealed by three borehole columns penetrating formations of the whole Namurian A in this region. In that comparison, attention was mainly paid to quantitative interrelations of occurrences of the horizons with conglomerates and coal resources, breaks in sedimentation and facies changes in isochronous sediments. The conglomerates of this variety were found to occur in transitional zone between areas characterized by the maximum and minimum rates of subsidence, i.e. between Bytom Basis and the Main Anticline. Quantitative increase in share of horizons of this conglomerate variety in the column of Namurian A formations was found to be proportional to a number of sedimentary breaks and inversely proportional to number of coal seams. It was also noted that isochronous sediments from the three drillings situated relatively close to one another, markedly differ in facies.

The conglomerates are shown to originate due to erosion of clay-muddy deposits by water-saturated sandy medium and their subsequent deposition at parent bedrock or in its close neighbourhood in the form of mixed undiagenetic clay-muddy intraclasts with sandy groundmass. The mineralogical and chemical studies showed that processes of sedimentation of parent rocks and the conglomerates were taking place in saline lagoon-like environments in times of intense volcanic extrusions.

The results of the studies and observations suggest that the Chorzów region belonged to tectonically epicentral zones within the frame of the Coal Basin. In such region, origin of morphological forms impermeable for free water flow, especially in times of less intense precipitation, is more probable under continental conditions. Geochemical conditions prevailing in such water reservoirs without outlet, especially those connected with deposition and redeposition of peats, were appropriate for phase transformations towards montmorillonization and origin of bentonite deposits.