

Stefan Witold ALEXANDROWICZ

## Stratygrafia osadów triasowych w Buczynie koło Jaworzna

### WSTĘP

Wzgórza rozciągające się między Jaworzniem, Buczyną i Chrzanowem zbudowane są głównie z wapieni i dolomitów triasowych (pstry piaskowiec i dolny wapień muszlowy). Utwory te wykazują słabe pochylenie w kierunku północno-wschodnim i tworzą południowo-zachodnie skrzydło niecki wilkoszyńskiej. Od południa zasięg ich jest ograniczony uskokiem „Kały—Buczyna“, wzdłuż którego dolomity i wapień triasowe kontaktują z osadami miocenu, przy czym w zrzuconym skrzydle tego uskoku omawiane utwory triasowe są obniżone o 100÷140 m. Podłoże triasu stanowią w okolicach Buczyny piaskowce arkozowe i łupki górnego karbonu reprezentowane głównie przez warstwy łaziskie.

Stratygrafia i wykształcenie wyróżnionych poziomów pstrego piaskowca i dolnego wapienia muszlowego zostały opracowane na podstawie czterech profili wiertniczych, usytuowanych między Buczyną a Cezarówką oraz między Buczyną a Dębem. Dla celów porównawczych uwzględniono ponadto: profile wiertnicze z Sadowej Góry i odsłonięcia powierzchniowe z okolic Jaworzna i Buczyny, a także profil warstw gogolińskich ze Szczakowej (K. Bojkowski, 1955) oraz profile triasu z okolic Płazy, Chrzanowa i Trzebini, znane dzięki pracom S. Siedleckiego (1948, 1952) i H. Gruszczaka (1956). Badania przeprowadzone zostały z inicjatywy prof. dra S. Z. Stopy i mgra inż. L. Łabusia, którym pragnę wyrazić wdzięczność za udostępnienie mi interesujących materiałów. Pragnę równocześnie podziękować prof. drowi H. Świdzińskiemu za cenne uwagi i wskazówki oraz za przedyskutowanie przedstawionych zagadnień.

### PROFIL LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNY

W okolicach Buczyny, bezpośrednio ponad utworami górnego karbonu wyróżniono (w kolejności od dołu do góry) następujące ogniwa litostratygraficzne triasu (fig. 1).

#### WARSTWY ZE ŚWIERKLANCA

Jest to seria osadów łądowych (ewentualnie lagunowych) o miąższości 12÷19 m. Rozpoczyna się ona zwykle ławicą piasku lub piaskowca śred-

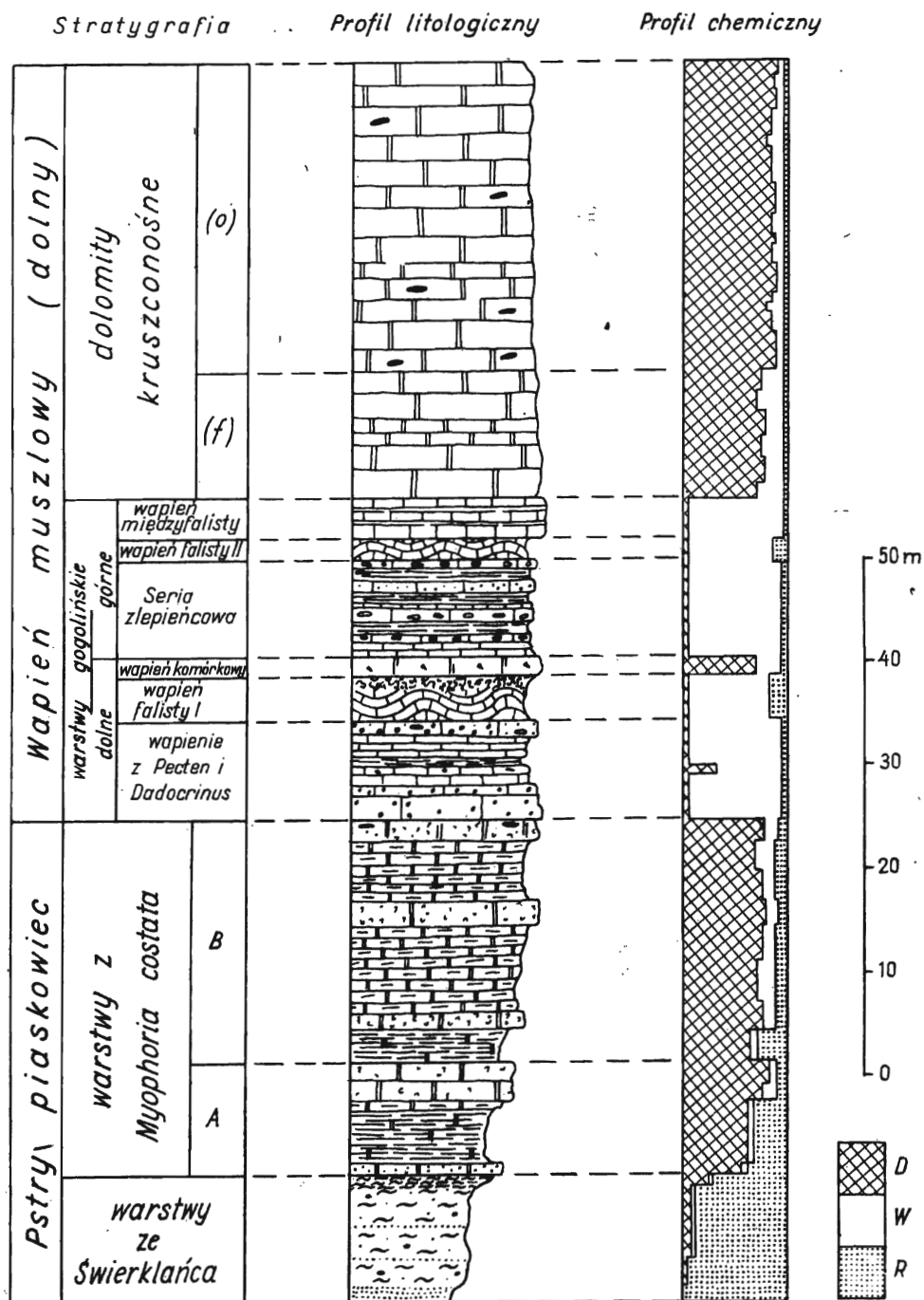


Fig. 1. Profil stratygraficzny, litologiczny i chemiczny utworów triasowych w Byczyń (opis warstw w tekście)

nioziarnistego o grubości 10÷50 cm. Piasek złożony jest niemal wyłącznie z dobrze obtoczonych ziarn kwarcu z drobną domieszką różowych kwarców oraz pyłu kaolinowego. Ilaste spoiwo występuje w zmiennej ilości. Sporadycznie pojawiają się małe otoczaki (2÷10 mm) kwarców lub kwarcytów. Ku górze piaski przechodzą w ropy i ropy ilowce piaszczyste oraz mułowe barwy czerwonej, stanowiące główny składnik opisywanych warstw. Są to utwory nie warstwowane o słabo przesortowanym materiale, zawierające pojedyncze ziarna kwarcu, a nawet żwirki kwarcowe, bezładnie rozrzucone w ilastym osadzie. Czerwone ropy są przekładane cienkimi wkładkami ropy plastycznych lub piaszczystych oraz warstewkami białawoszarych piasków.

Zielone ropy są bardzo wyraźnie poziomo uławiczone, zawierają laminy pylastych piasków z domieszką muskowitu i biotyty. Piaski wykazują często przekątne warstwowanie lub soczewkowane wyklinowywanie się. Grubość wkładek ropy zielonych wynosi zwykle 20÷50 cm. Opisane utwory ilaste i piaszczyste zawierają bardzo małą domieszkę minerałów węglanowych (kalcyt, dolomit), wahać się w granicach 0,5÷5,0%. Najwyższą część opisywanych warstw stanowią zielone i szarozielone ropy nieco piaszczyste, poziomo warstwowane, słabo dolomityczne. Zawierają one cienkie wkładki i smugi piasków drobnoziarnistych lub pylastych. Przejście od ropy czerwonych do zielonych jest stopniowe. Grubość wspomnianej warstewki stropowej ropy dolomitycznych wynosi 0,50 do 1,50 m. W opisywanych osadach nie znaleziono żadnych szczątków fauny.

#### WARSTWY Z *MYOPHORIA COSTATA*

Jest to kompleks morskich osadów dolomityczno-marglistych o łącznej miąższości 31÷35 m. Wykazuje on wyraźną dwudzielność, przy czym dolna część opisywanych warstw (seria A) obejmuje 6÷11 m profilu, a część górna (seria B) 24÷25 m.

Seria A (dolna część warstw z *Myophoria costata*) rozpoczyna się ławicą dolomitu piaszczystego o grubości 40÷60 cm. Jest to zwięzły, jasnoszary lub żółtawoszary dolomit nie warstwowany, zawierający liczne ziarna kwarcu o wielkości 0,2÷0,8 mm, a sporadycznie również otoczaki kwarcu o średnicy do 1 cm. Ponad dolomitem piaszczystym leżą margle dolomityczne barwy szarej, żółtawoszarej i oliwkowej, zwykle (bardzo wyraźnie) poziomo warstwowane, miękkie, łatwo szlamujące się, o charakterystycznej płytkowej oddzielności. Cienkie ławice tych margli są niekiedy przedzielone smugami pylastego piasku o grubości paru milimetrów z muskowitem, rzadziej z biotytem. Lokalnie przechodzą one w szare i ciemnoszare ropy dolomityczne, przekładane wkładkami mułowców. Miejscami pojawiają się również zielonawoszare, nie warstwowane ropy dolomityczne, zawierające liczne, drobne gruzełki dolomitów. Grubość margli i ropy waha się w granicach 3÷6 m. Wyżej leży ławica dolomitu wapnistego o strukturze pelitycznej, detrytycznej lub organodetrytycznej. Jest to skała zwięzła, miejscami porowata, o nierównych przełamach

Stratigraphical, lithological and chemical profiles of the Triassic deposits at Buczyna (description of beds in the text)

D dolomit, W — wapień, R — części nierozpuszczalne

D — dolomite, W — limestone, R — insoluble parts

i niezbyt wyraźnie zaznaczonej płytowej lub tabliczkowej oddzielności. Dość licznie pojawiają się szczątki fauny, a zwłaszcza skorupki małży lub ośródkki po tych skorupkach. Na uwagę zasługuje obecność okazów z gatunku *Myophoria costata* Zenk. Miąższość opisanej ławicy dolomitu waha się w granicach 3÷8 m. Ponad nią można przyjąć granicę między dolną a górną częścią opisywanych warstw.

Seria B (górną część warstw z *Myophoria costata*) rozpoczyna się ławicą miękkich, oliwkowoszarych i żółtawoszarych margli dolomitycznych o wybitnie zaznaczonej poziomej oddzielności. Miejscami posiadają one nieliczne, milimetrowe laminy białego pyłu kwarcowego, a ich stropowa część może być lokalnie wykształcona jako szare i ciemnoszare margle ilaste o obniżonej zawartości MgO. Miąższość margli dolomitycznych wynosi 2÷4 m. Ku górze margle przechodzą stopniowo w dolomity margliste barwy żółtej, żółtawoszarej lub białej, o tabliczkowej lub cienkopłytkowej oddzielności i równych przełamach. Są one przekładane ławicami dolomitów detrytycznych i organodetrytycznych, dolomitów oolitowych lub wapnistych, a także dolomitycznymi zlepieńcami śródformacyjnymi. Wymienione odmiany dolomitów są na ogół twarde i zwarte oraz porowate; tworzą one często zespoły ławic o grubości 1÷3 m, przy czym w poszczególnych profilach można zwykle wydzielić 3÷5 takich ławic, występujących wśród dolomitów marglistych. Szczątki fauny pojawiają się w różnych odmianach dolomitów, a najliczniej są one reprezentowane w dolomitach detrytycznych i wapnistych. Na szczególną uwagę zasługuje obecność licznych małżów z gatunków: *Myophoria costata* Zenk. i *Hoernesia socialis* Schloth. Opisane utwory dolomityczne osiągają 20÷23 m miąższości. W najwyższej ławicy dolomitu pojawiają się niekiedy pojedyncze, płaskie lub bulaste konkretacje krzemionkowe barwy żółto-brunatnej.

#### WARSTWY GOGOLIŃSKIE DOLNE

Jest to kompleks osadów wapienno-marglistych o wyraźnie zaznaczonej trójdzielności.

A. Wapienie z *Pecten* i *Dadocrinus* osiągają 7÷10 m miąższości. Dolną część serii stanowią wapienie średnio- i gruboławicowe, małżowe lub krynoidowe (trochilowe). Ku górze przechodzą one w cienkoławicowe i płytowe wapienie margliste, pelityczne, organodetrytyczne i małżowe przekładane marglami. Wśród tych wapieni można wyróżnić ciekawą ławicę dolomityczną (wapień dolomityczny) barwy żółtawoszarej. Charakteryzuje się ona obecnością licznych nalotów limonitycznych oraz dendrytów manganowych. Jest to tzw. niższy wapień komórkowy względnie „wapień pseudokomórkowy“, znany z wielu odsłoneń powierzchniowych (S. Siedlecki, 1952; S. Alexandrowicz, Z. Alexandrowicz, 1960), ale często trudny do wyróżnienia w rdzeniach wiertniczych. W górnej części opisywanej serii wapieni z *Pecten* i *Dadocrinus* pojawia się ławica (20÷30 cm) wapienia krynoidowego. Jest to skała złożona niemal z samych członów liliowców, przy czym w niektórych miejscach można w niej spotkać małe, płaskie otoczaki pelitycznych wapieni (zlepienieć śródformacyjny), a także szczątki fauny małżów.

B. Wapień falisty I obejmuje jasnoszare wapienie pelityczne lub margliste z wkładkami margli. Wapienie wykazują faliste warstwo-

wanie lub gruzłowatą oddzielność (gruzły wapieni pelitycznych tkwią w marglach), przy czym można tu wyróżnić wapienie drobno- i grubo-gruzłowate. Grubość poszczególnych ławic waha się w granicach 10÷30 cm. W marglach i w wapieniach marglistych obserwowano ślady *Rhizocoralium*, a w przeszlamowanych próbkach stwierdzono obecność małżoraczków (*Darwinula*) i pojedynczych otwornic (*Lingulina*). W stro-powej części wapienia falistego I występuje zwykle warstwa jasnosza-rego wapienia pelitycznego o wyraźnie zaznaczonej poziomej laminacji. Miąższość omawianych utworów jest na ogół stała i wynosi 4,0÷4,5 m.

C. Wapień komórkowy (główna ławica wapienia komórkowego, wapień komórkowy II) jest reprezentowany przez białawożółte i jasnobrunatne wapienie dolomityczne, pelityczne („pylaste“) i porowate względnie drobnokrystaliczne i zbite. Są one niezbyt wyraźnie uławicone, a na nierównych przełamach wykazują obecność licznych, drobnych dendrytów manganowych. Miąższość tych wapieni waha się w granicach 1,5÷2,3 m. Nie znaleziono w nich żadnych szczątków fauny.

#### WARSTWY GOGOLIŃSKIE GÓRNE

Jest to seria wapieni i margli o charakterystycznych cechach strukturalnych, wśród której można wyróżnić trzy ogniwa litostratygraficzne.

A. Seria zlepieńcowa jest wykształcona w postaci jasnoszarych, cienko- i średnioławicowych wapieni pelitycznych, marglistych, krynoidowych i organodetrytycznych z licznymi wkładkami margli. Na szczególną uwagę zasługuje obecność 2÷3 ławic zlepieńców śródformacyjnych, zbudowanych z płaskich otoczków wapieni pelitycznych, tkwiących w wapieniu organodetrytycznym lub krynoidowym. W zlepieńcach tych, a także w wapieniach detrytycznych znaleziono okazy *Lima striata* Schloth. i *Placunopsis ostracina* Schloth. W przeszlamowanych próbkach margli znaleźć można często liczne drobne ślimaki, a także członki liliowców i słabo zachowane małżoraczkki. Opisana seria zlepieńcowa osiąga miąższość 9÷12 m.

B. Wapień falisty II stanowi cienką serię (1,7÷2,2 m) szarych i jasnoszarych wapieni falistych (laminowane wapienie margliste i pelityczne o falistym warstwowaniu) i gruzłowatych. Obok wapieni pospolicie występują wkładki żółtawoszarych margli, a szczególnie charakterystycznym utworem są mangle zawierające bardzo liczne, małe gruzełki wapieni pelitycznych o wałeczkowatych lub nieregularnych kształtach.

C. Wapienie margliste (tzw. seria międzyfalista) są reprezentowane przez cienkie ławice jasnoszarych wapieni pelitycznych i marglistych, a także organodetrytycznych i krynoidowych. Wapienie są przekładane twardymi marglami wykazującymi wyraźne poziome uławicenie i płytkową oddzielność. W niektórych ławicach wapieni można obserwować ślady struktur falistych lub gruzłowatych. Miąższość omawianej serii wynosi 3÷8 m.

#### DOLOMITY KRUSZCONOŚNE

Najwyższą pozycję stratygraficzną omawianego profilu zajmują dolomity żółtobrunatne, żółtawoszare i szare, drobno- i średniokrystaliczne, miejscami zbite. Są one niezbyt wyraźnie uławicone, silnie spękane, a jedynie w niektórych miejscach wykazują płytową lub tabliczkową

oddzielność. Obok dolomitów zbitych spotkać można odmiany porowate i jamiste z obfitymi naciekami dolomitycznymi i z dendrytami manganowymi. W dolnej części omawianej serii obserwuje się miejscami nieliczne, drobne minerały siarczkowe (piryt, galena), a także małe skupienia żółto-brunatnych galmanów. Na wysokości 8÷14 m ponad spągami omawianych dolomitów pojawiają się w nich bulaste konkrecje krzemionkowe barwy żółto-brunatnej lub żółtawoszarej. Miąższość dolomitów kruszco-ności w okolicach Byczyny dochodzi do 46 m.

### PROFIL LITOLOGICZNO-CHEMICZNY

Badania nad zmiennością składu chemicznego wapieni, dolomitów i margli triasowych opierają się na wynikach 120 analiz wskaźnikowych (na CaO, MgO i części nierozpuszczalne w HCl). We wszystkich czterech opracowanych profilach stwierdzono podobny charakter chemiczny utworów reprezentujących odpowiednie poziomy stratygraficzne (fig. 1, 2).

Piaski i czerwone iły warstw ze Świerklańca, uważane przynajmniej częściowo za osady lądowe (K. Łydka, 1956), zawierają bardzo małą domieszkę węglanów. Ilość ich wzrasta wyraźnie w zielonych iłach dolomitycznych, reprezentujących stropową część wspomnianych warstw (fig. 1). Jest to zapewne utwór lagunowy lub transgresywny, związany z wkraczaniem morza retu (K. Łydka, 1956).

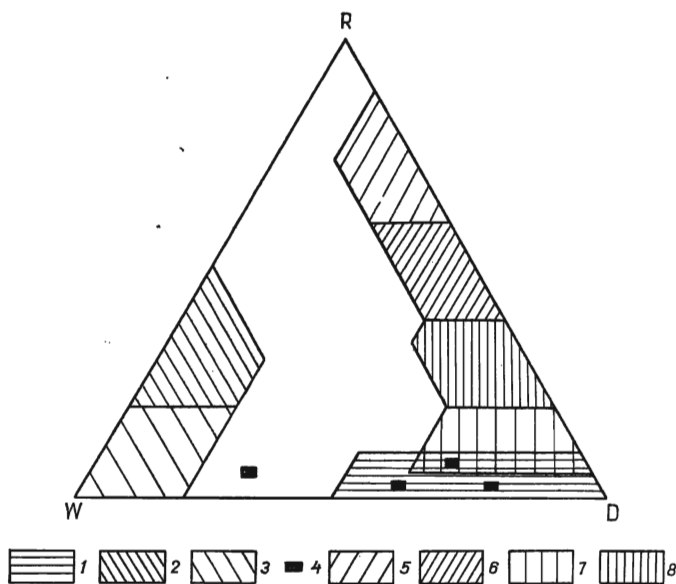


Fig. 2. Diagram składu chemicznego utworów triasowych z okolic Byczyny

Diagram of chemical composition of the Triassic deposits occurring in the vicinities of Byczyna

D — dolomit, W — wapień, R — części nierozpuszczalne, 1 — dolomity kruszcońskie, 2, 3 — warstwy gogolińskie (margle i wapień), 4 — wapień komórkowe, 5, 6 — warstwy ze Świerklańca (iły i iły dolomitowe), 7, 8 — warstwy z *Myophoria costata* (dolomity i margle dolomityczne)

D — dolomite, W — limestones, R — insoluble parts 1 — ore-bearing dolomites; 2, 3 — Gogolin beds (marls and limestones); 4 — cellular limestones; 5, 6 — beds from Świerklańca (clays and dolomitic clays); 7, 8 — beds with *Myophoria costata* (dolomites and dolomitic marls)

W dolnej części warstw z *Myophoria costata* (seria A) notujemy stopniowy, silny wzrost ilości węglanów i następstwo osadów: iły dolomityczne — margle dolomityczne — dolomity. Granica dolnej i górnej części omawianych warstw (serii A i B) zaznacza się nagłym zmniejszeniem się ilości węglanów, po czym powtarza się wspomniany uprzednio

cykl: margle dolomityczne — dolomity margliste — dolomity. Wyższa część morskich osadów retu wykazuje małe zróżnicowanie składu chemicznego (fig. 1).

Wybitna zmiana następuje na granicy retu i wapienia muszlowego, gdzie zanikają dolomity, a miejsce ich zajmują różne odmiany wapieni i margli (fig. 1). Mimo znacznych różnic strukturalnych skład chemiczny tych utworów jest na ogół dość stały, przy czym poziomy wapieni fali-  
stych (I i II) wyróżniają się większą marglistością. Odmienne charakter wykazują jedynie wapienie komórkowe (wapień komórkowy niższy i główny poziom wapienia komórkowego), które ze względu na dość znaczną zawartość MgO należy najczęściej określić jako wapienie dolomityczne, a nawet dolomity wapniste. Ponowna wyraźna zmiana składu chemicznego zaznacza się na granicy wapieni marglistych (międzyfalistych) i dolomitów kruszconych (fig. 1). Te ostatnie stanowią na ogół jednolity kompleks dolomitów z wkładkami dolomitów wapnistych. Domieszka części nierozpuszczalnych w HCl jest zwykle nieznaczna (około 1%), a jedynie w spągowej warstwie opisywanych dolomitów obserwujemy jej wzrost (3÷8%).

Wymienione rodzaje skał wapienno-dolomityczno-marglistych różnią się od siebie wyraźnie składem chemicznym. Z zestawienia analiz wskaźnikowych wynika (fig. 2), że poszczególne ogniwa stratygraficzne triasu w Byczynie są reprezentowane głównie przez następujące utwory.

W warstwach ze Świerklańca: ily i ily dolomityczne oraz piaski, w warstwach z *Myophoria costata*: margle dolomityczne, dolomity margliste i dolomity, w warstwach gogolińskich: wapienie i margle (wapienie komórkowe — dolomity wapniste i wapienie dolomityczne), w dolomitach kruszconych: dolomity i częściowo dolomity wapniste.

## WNIOSKI STRATYGRAFICZNE

Podział stratygraficzny utworów triasowych w Byczynie koło Jaworzna można przeprowadzić głównie w oparciu o charakterystyczny sposób wykształcenia wyróżnionych warstw, zgodnie ze schematem ustalonym przez S. Siedleckiego (1948, 1952). Na szczególną uwagę zasługuje możliwość pełnego rozpoznania poziomów litostratygraficznych, opisanych z odsłoneń powierzchniowych, na podstawie profilowania rdzeni wiertniczych. Spągowe osady pstręgo piaskowca są wykształcone analogicznie jak w okolicach Alwerni (S. Siedlecki, W. Żabiński, 1953) i w rejonie Rybnika (S. Alexandrowicz, S. Siedlecki, 1960). Wykazują one stopniowe przejścia do wyżej leżących marglisto-dolomitycznych utworów retu, przy czym mogą reprezentować „niższy“ (dolny — środkowy) pstry piaskowiec, względnie odpowiadać dolnej części retu (górnemu pstręmu piaskowcowi). Wyraźnie zaznaczona indywidualność facyjna i paleogeograficzna omawianej serii (S. Siedlecki, W. Żabiński, 1953; S. Alexandrowicz, S. Siedlecki, 1960) skłania do wyróżnienia jej jako warstwy ze Świerklańca (S. Alexandrowicz, 1962). Wprowadzenie tego terminu, zaproponowanego przez P. Assmanna (1933), wydaje się być bardziej uzasadnione niż stosowanie nazwy „niższy pstry piaskowiec“ (m.in. S. Siedlecki, W. Żabiński, 1953; K. Łydka, 1956), a to ze względu na brak bezpośrednich dowodów świadczących o obecności na obszarze Zagłębia

osadów triasowych starszych od górnego pstręgo piaskowca (A. Tokarski, 1961).

Dolomityczno-margliste morskie osady retu zawierają bogatą faunę małżów i ślimaków. Zgodnie z poglądami S. Siedleckiego (1948) należy podkreślić, że w zespole fauny szczególnie charakterystycznym elementem jest *Myophoria costata* Zenk., uważana za skamieniałość przewodnią dla górnego pstręgo piaskowca. W opisanym profilu, podobnie jak w wielu innych śląskich profilach wiertniczych i w odsłonięciach, gatunek ten jest licznie reprezentowany w dolomitach marglistych, a zwłaszcza w dolomitach detrytycznych i organodetrytycznych. Fakt ten uzasadnia wyróżnienie we wschodniej części Zagłębia Górnośląskiego warstw z *Myophoria costata* (wg S. Siedleckiego, 1948 — warstwy z *Myophoria costata* i *Beneckeia tenuis*) i porównanie ich m.in. z analogicznymi utworami opisanymi przez H. Senkowiczową (1961) z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. W okolicach Buczyny warstwy te wykazują charakterystyczną dwudzielność, zaznaczoną obecnością dwóch wkładów margli wśród dolomitów.

Następstwo osadów w seriach A i B wskazuje, że mamy tu do czynienia z dwoma cyklami sedymentacyjnymi, które wyrażają się zmianą zawartości substancji ilastej i piaszczystej (materiału terygenicznego) w węglanowym osadzie. Pierwszy cykl (dolna część warstw z *Myophoria costata* — seria A) obejmuje margle i margle dolomityczne o znacznej zawartości materiału ilastego, z domieszką piasku kwarcowego. Przechodzą one ku górze w dolomity margliste, wapniste i detrytyczne, w których analizy chemiczne wykazują jedynie nieznaczny procent części nierozpuszczalnych w HCl. Drugi cykl (górną część warstw z *Myophoria costata* — seria B) rozpoczyna się marglami oznaczającymi ponowny wzrost dopływu materiału terygenicznego, przy czym ku górze margle te przechodzą w dolomity margliste, wapniste i detrytyczne, które osiągają stosunkowo znaczną miąższość (ponad 20 m). Przedstawiona dwudzielność warstw z *Myophoria costata* została stwierdzona w szeregu profili retu w Zagłębiu Górnośląskim, m.in. w okolicach Młoszowej, Łędzin, Miłkowska, Zabrze i Rybnika. Stanowi ona zapewne wyraz oscylacji linii brzegowej w czasie trwania transgresji morza dolnotriasowego.

Poszczególne ogniwa litostratygraficzne warstw gogolińskich są wykształcone analogicznie jak w okolicach Chrzanowa (S. Siedlecki, 1952), Szczakowej (K. Bojkowski, 1955) i Sławkowa (S. Alexandrowicz, Z. Alexandrowicz, 1960). Na uwagę zasługuje charakterystyczna ławica wapienia krynoidowego występująca w stropie wapieni z *Pecten* i *Dadocrinus*. Ławica ta notowana była w wielu profilach śląskiego triasu, zwłaszcza we wschodniej części Zagłębia (S. Alexandrowicz, Z. Alexandrowicz, 1960) jako poziom korelacyjny.

W warstwach gogolińskich dolnych występują dwa wkłady wapieni komórkowych, które odznaczają się podwyższoną zawartością MgO (fig. 1 i 2) i zmiennym składem chemicznym (wapienie dolomityczne i dolomity wapniste). Dolna wkładka wapienia komórkowego (niższy wapień komórkowy, wapień pseudokomórkowy) nie jest notowana w niektórych profilach, górna wkładka natomiast wykazuje szerokie rozprzestrzenienie (S. Siedlecki, 1948). W okolicach Chrzanowa zaznacza się ona na przekrojach zestawionych przez H. Gruszczyka (1956) jako warstwa dolomitu



w środkowej części warstw gogolińskich. Zdaniem S. Siedleckiego (1948, 1952) cechy strukturalne wapieni komórkowych wskazują na ich metasomatyczne pochodzenie. Stała pozycja stratygraficzna tych utworów może sugerować, że w obrębie warstw gogolińskich istniały dwa zespoły ławic wapieni szczególnie podatnych na wtórne przemiany i dolomityzację.

Dolomity kruszczośne ze względu na swoją strukturę i pozycję geologiczną uważane są przez wielu autorów (m.in. S. Siedlecki, 1948, 1952; S. Sliwiński, 1964) za utwór epigenetyczny, powstały przez dolomityzację pierwotnego sedymentu wapiennego. W Byczynie i w Cezarówce zastępują one częściowo górne warstwy gogolińskie (wapień falisty III), a częściowo warstwy olkuskie, w szczególności ich dolny poziom, czyli warstwy gorazdeckie. Ustalenie położenia granicy między warstwami gogolińskimi a warstwami olkuskiemi w profilu dolomitów kruszczośnych w wielu przypadkach jest możliwe dzięki obecności buł krzemiennych, które występują pospolicie w wapieniach gorazdeckich, nie są znane natomiast z wapieni falistych (z warstw gogolińskich).

Obserwacje nad występowaniem krzemieni w dolomitach kruszczośnych wskazują, że w omawianym profilu wspomniana granica przebiega 14÷18 m ponad stropem wapienia falistego II (fig. 1). A zatem łączna miąższość utworów odpowiadających wapieniom marglistym (międzyfalistym) i wapieniowi falistemu III, czyli tzw. serii wapieni płytowo-falistych (S. Siedlecki, 1952) wynosi 14÷18 m. Należy podkreślić, że spąg dolomitów kruszczośnych przebiega w okolicach Byczyny w obrębie wapieni marglistych (blisko ich górnej granicy), natomiast w Szczakowej, a zwłaszcza w Trzebionce, obniża się on bardzo znacznie i może dochodzić do warstw z *Myophoria costata*. W takim przypadku cała seria wapieni gogolińskich jest zastąpiona przez wtórne dolomity, a zmiany strukturalne, wywołane przypuszczalnie procesami metasomatozy i rekrystalizacji, można obserwować nawet w dolomitach retu.

Katedra Geologii  
Akademii Górniczo-Hutniczej  
Kraków, al. Mickiewicza 30

Nadesłano dnia 2 sierpnia 1965 r.

## PIŚMIENNICTWO

- ALEXANDROWICZ S. W. (1962) — Profil dolnego triasu w Borowej koło Zabrza. Spraw. Pos. Kom. PAN Kraków, VII—XII, p. 500—502. Kraków.
- ALEXANDROWICZ S., ALEXANDROWICZ Z. (1960) — Utwory triasowe w okolicach Strzemieszyc i Sławkowa. Biul. Inst. Geol., 152, p. 95—171. Warszawa.
- ALEXANDROWICZ S., SIEDLECKI S. (1960) — Osady pstrego piaskowca w okolicach Rybnika. Roczn. Pol. Tow. Geol., 30, p. 169—201. Kraków.
- ASSMANN P. (1933) — Die Stratigraphie der Oberschlesischen Trias — Der Bundsandstein. J.-b. Preuss. Geol. L.-A., 53. Berlin.
- BOJKOWSKI K. (1955) — Dolny wapień muszłowy w okolicy Szczakowej. Biul. Inst. Geol., 97, p. 229—270. Warszawa.
- GRUSZCZYK H. (1956) — Uwagi w sprawie wykształcenia morskich utworów triasu śląsko-krakowskiego. Biul. Inst. Geol., 107, p. 5—78. Warszawa.

- LYDKA K. (1956) — O petrografii i sedymentacji pstręgo piaskowca rejonu śląsko-krakowskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **108**, p. 83—104. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H. (1961) — Ret i wapień muszlowy na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, **167**, p. 41—99. Warszawa.
- SIEDLECKI S. (1948) — Zagadnienia stratygrafii morskich osadów triasu krakowskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **18**, p. 191—272. Kraków.
- SIEDLECKI S. (1952) — Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **60**, p. 1—230. Warszawa.
- SIEDLECKI S., ŻABIŃSKI W. (1953) — Tufit melafirowy i niższy pstry piaskowiec w Alwerni. *Acta geol. pol.*, **3**, p. 441—468, nr 3. Warszawa.
- ŚLIWIŃSKI S. (1964) Geologia obszaru siewierskiego. *Pr. geol. PAN*, (Kraków, **25**, p. 1—74. Warszawa.
- TOKARSKI A. (1961) — O piaskowcu pстрыm w północnej aureoli Bramy Morawskiej. *Spraw. Pos. Kom. PAN Kraków*, I—VI, p. 222—226. Kraków.

Стефан Витольд АЛЕКСАНДРОВИЧ

### СТРАТИГРАФИЯ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА ПОС. БЫЧИНА БЛИЗ ЯВОЖНА

(ВСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ВЕРХНЕСИЛЕЗСКОГО БАСЕЙНА)

#### Резюме

Профиль триасовых отложений района пос. Бычина (около 45 км к западу от Кракова) охватывает породы пестрого песчаника и нижнего раковинного известняка. Начиная снизу можно здесь выделить следующие литостратиграфические звенья (фиг. 1).

1. Слои из Сверклянца. Это свита континентальных отложений, представленных песками и песчанистыми глинами с общей мощностью 12—19 м. Основную роль играют красные, неслоистые, песчаные глины, содержащие единичные кварцевые гальки и чередующиеся зелеными глинами с резко выделяющейся слоистостью; в кровле переходят в доломитизированные глины.

2. Слои с *Myophoria costata* с мощностью 31—35 м. Это свита мергелистых доломитов желтовато-серого цвета, содержащих прослойки глин и доломитизированных мергелей, а также прослойки детритовых, известковых и оолитовых доломитов. В доломитах обычно встречается фауна пластинчатожаберных, в основном, *Myophoria costata* и *Hoernesia socialis*. Рассматриваемые слои на основании характерной последовательности залегания мергелей и доломитов можно подразделить на две части (два осадочных цикла). Нижняя часть — свита А — охватывает толщу песчанистого доломита, нижний прослой мергелей и слой известковых и детритовых доломитов, верхняя же часть — свита В — начинается мергелями (верхний прослой доломитизированных мергелей), переходящими вверх в мергелистые, детритовые и оолитовые доломиты.

3. Нижние гоголинские слои, охватывающие три стратиграфические звенья. Нижние слои это известняки с *Pecten* и *Dadocrinus* (7—10 м), представленные четко слоистыми криноидными, детритовыми или пелитовыми известняками, чередующимися мергелями. В средней части свиты появляется прослой доломитизированного известняка (нижний пористый известняк), в кровле же — характерная толща криноидного известняка. Выше залегает волнистый известняк I (4—4,5 м). Это пелитовые и мергелистые известняки с волнистой слоистостью или узловатые известняки с прослойками мергелей. В кровле описываемых слоев появляется толща пористого известняка (1,5—2,3 м). Это известковый доломит, образовавшийся, вероятно, в результате вторичных метасоматических изменений.

4. Верхние гоголинские слои можно подразделить на три части. Прямо на пористых известняках залегает конгломератовая свита (9—12 м), развитая в виде тонко- и средне-слоистых пелитовых и органодеитритовых известняков с многочисленными прослойками мергелей. Характерным признаком является наличие 2—3 прослоев известковых внутри-формационных конгломератов. Второе звено слагает волнистый известняк II небольшой мощности (1,7—2,2 м), но с резко выделяющимися волнистыми и комковатыми структурами. Выше залегают мергелистые известняки (3—8 м). Это тонкослоистые известняки чередующиеся мергелями.

5. Рудоносные доломиты, достигающие мощности 46 м. Это однообразная свита плотных, мелко- и среднекристаллических доломитов желто-бурого цвета. Вблизи от подошвы эти доломиты иногда содержат небольшие скопления пирита и галенита, а также скопления землистого галмея. В верхней части профиля в доломитах встречаются кремневые конкреции (фиг. 1).

Химические анализы триасовых известняков, мергелей и доломитов района Бычины указывают на то, что в отдельных стратиграфических горизонтах распространены отложения отличающиеся по своему составу (фиг. 2). Слои из Сверклянца по возрасту относятся к верхнему (возможно среднему) пестрому песчанику, слои с *Myophoria costata* были отнесены к рэту, а гоголинские и рудоносные доломиты отвечают нижнему раковинному известняку. Рудоносные доломиты рассматриваются как отложения образовавшиеся путем эпигенетической доломитизации известковых пород (С. Седлецки, 1948, 1952). В районе Бычины эти доломиты замещают самые верхние части гоголинских слоев (волнистый известняк III) и нижнюю часть олькусских слоев (гораздецкие слои). Границу между метасоматически измененными гоголинскими и олькусскими слоями в пределах рудоносных доломитов можно проследить на основании наличия кремней, которые встречаются обычно в олькусских (гораздецких) слоях (фиг. 1). Нижняя граница рудоносных доломитов в исследуемом районе проходит в пределах мергелистых известняков, но на территории простирающейся в 5—10 км к западу и востоку (Тшебенка и Шакова) опускается вплоть до рэта, так что рудоносные доломиты замещают полностью гоголинские слои, а вторичные метасоматические изменения наблюдаются местами даже в пределах доломитов слоев с *Myophoria costata*.

Stefan Witold ALEXANDROWICZ

## STRATIGRAPHY OF THE TRIASSIC DEPOSITS AT BYCZYNA NEAR JAWORZNO

(EASTERN PART OF THE UPPER SILESIA COAL BASIN)

### S u m m a r y

The Triassic section occurring at Byczyna (approximately 45 km west of Cracow) embraces the deposits of the Buntsandstein and the Lower Muschelkalk. Going from the bottom we may distinguish here the following lithostratigraphical members (Fig. 1):

1. The beds from Świerklaniec. This is a series of continental deposits represented by sands and arenaceous clays, the total thickness amounting to 12—19 m. Red, unstratified arenaceous clays containing single quartz pebbles play here most important rôle. They are interbedded by green clays revealing a distinct stratification, and at the top pass into dolomitic clays.

2. The beds with *Myophoria costata*, 31—35 mm in thickness. This is a series of yellowish-grey, marly dolomites that contain intercalations of clays and dolo-

mitic marls, as well as intercalations of detrital, calcareous and oolitic dolomites. In dolomites, the pelecypod fauna, mainly *Myophoria costata* and *Hoernesia socialis*, is abundant. The beds under consideration show a binary character that may be seen in a succession of marls and dolomites (two sedimentary cycles). The lower part — series A — embraces a bank of the arenaceous dolomite, the lower intercalation of marls and the bed of calcareous and detrital dolomites. The upper part — series B — begins with marls (upper intercalation of dolomitic marls) that pass towards the top into marly, detrital and oolitic dolomites.

3. The Lower Gogolin beds embrace three stratigraphical members. The lower member is represented by the limestones with *Pecten* and *Dadocrinus* (7—10 m). The limestones are distinctly bedded, crinoidal detrital or pelitic, intercalated by marls. Within the series an intercalation of dolomitic limestone (lower cellular limestone) appears, and at the top a characteristic bank of crinoid limestone occurs. Higher up, there rests wavy limestone I (4—4.5 m in thickness). This belongs to the pelitic and marly limestones, characterized by wavy stratification, or the nodular limestones with marly intercalations. In the top portion of the beds considered a bank of cellular limestone appears, 1.5—2.3 m in thickness. This is a calcareous dolomite probably formed as a result of secondary metasomatic alterations.

4. The upper Gogolin beds may be subdivided into three parts. Immediately on the cellular limestones there rests a conglomerate series (9—12 m.) developed as thin- and middle-bedded pelitic and organo-detritic limestones with numerous marl intercalations. 2—3 banks of calcareous intraformational conglomerates are here a characteristic element. The second member is represented by the wavy limestone II, revealing small thickness (1.7—2.2 m.), but distinctly expressed wavy and nodular textures. This series is overlain by marly limestones, from 3 to 8 m. in thickness. These are thin-bedded limestones intercalated by marls.

5. Ore-bearing dolomites reach 46 m. in thickness. These make a monotonous series developed as yellow-brown, compact, fine-crystalline or middle-crystalline dolomites. Near the base they sometimes contain small accumulations of pyrite and galena, as well as some concentrations of earthy galmeis. In the upper parts of the section, the dolomites contain siliceous lumps (Fig. 1).

Chemical analysis of the Triassic limestones, marls and dolomites from Byczyna show (Fig. 2) that in the individual stratigraphical horizons are found formations of different composition. The beds from Swierkianiec are of Upper Buntsandstein age (partly probably of Middle Buntsandstein age). The beds with *Myophoria costata* have been referred to the Roethian, the Gogolin beds and the ore-bearing dolomites have been assigned to the Lower Muschelkalk. The ore-bearing dolomites have been reckoned to be a formation originated before the epigenetic dolomitization of the limestone rocks (S. Siedlecki, 1948 (1952)). At Byczyna they replace the uppermost part of the Gogolin beds (wavy limestone III) and the lower part of the Olkusz beds (Gorazdeckie beds). The boundary between the metasomatically changed Gogolin and Olkusz beds may be distinguished within the ore-bearing dolomites on the basis of the existing flints that are frequently found in the Olkusz (Gorazdeckie) beds (Fig. 1). The lower boundary of the ore-bearing dolomites runs, within the area studied, in marly limestones; however, within the areas remote about 5—10 km to the east and west (Trzebionka and Szczakowa) it declines as far as the Roethian so that the ore-bearing dolomites replace the whole Gogolin beds, and the secondary metasomatic alterations may, at places, be observed even within the dolomites of the beds with *Myophoria costata*.