

Odpowiedź na Głos w dyskusji nad biostratygrafią tzw. czarnego fliszu pienińskiego pasa skałkowego w Polsce

Nestor Oszczytko¹, Jan Golonka², Ewa Malata¹



N. Oszczytko



J. Golonka



E. Malata

Głos dyskusyjny Przemysława Gedla dotyczy kontrowersji na temat wieku „czarnego fliszu” trwającej już prawie 50 lat. Rozstrzygnięcie spornej kwestii: jurajski (aalen–toark) i kredowy czy tylko kredowy (alb–cenoman) wiek tych utworów, ma istotne znaczenie dla zrozumienia ewolucji basenu magurskiego i pienińskiego pasa skałkowego. „Czarny flisz” rozumiemy podobnie jak Horwitz (1933) i Sikora (1962 a, b). Sukcesja ta obejmuje następujące formacje zdefiniowane przez Birkenmajera (1977): szlachtowską (toark–dolny aalen), z Opaleńca (bajos), wronińską (alb–cenoman) i częściowo hulińską (cenoman), tj. warstwy wronińskie (alb), ze Sztolni (alb–cenoman) i ze Sprzycznego (cenoman) w ujęciu Sikory (1962b, 1971c). Do tej sukcesji należy również formacja z Bryjarki (hoteryw–?apt) opisana przez Birkenmajera i in. (1979), ale nie ujęta w nowszych opracowaniach stratygraficznych tego autora. W przewodniku po pienińskim pasie skałkowym (Birkenmajer, 1979) „czarny flisz” jest często wydzielany jako utwory osadowe jury–kredy dolnej jednostki Grajcarka. Podobnie jak Sikora (1971b) uważamy, że ta sukcesja występuje ponad utworami węglanowymi bajosu–aptu, a pod łupkami radiolariowymi cenomanu i wyżej leżącą formacją z Malinowej (cenoman–kampan). „Czarny flisz” jednostki Grajcarka (raczej łusek Grajcarka) występuje głównie przy północnym kontakcie pienińskiego pasa skałkowego z płaszczowiną magurską oraz w oknach tektonicznych pienińskiego pasa skałkowego (Jurewicz, 1997). W tej interpretacji łuski Grajcarka są częścią składową płaszczowiny magurskiej, a nie pienińskiego pasa skałkowego, jak dotychczas powszechnie uważano. W naszym przekonaniu opisywana sukcesja jest odpowiednikiem formacji *Gault flysch* (hoteryw–cenoman, por. Švabenicka i in., 1997) w płaszczowinie magurskiej na Morawach.

Nasza dyskusja z dr. P. Gedlem w znacznym stopniu ma charakter zastępczy, ponieważ nie bierze w niej udziału twórca powszechnie znanych schematów stratygraficznych pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. Zazwyczaj

taka polemika toczy się w czasopiśmie, które opublikowało dyskusyjny tekst. W naszym wypadku był to *Cretaceous Research*, gdzie opublikowaliśmy pracę (Oszczytko i in., 2004), która teraz jest głównym przedmiotem sporu.

Korzystając z zaproszenia redakcji *Przeglądu Geologicznego*, pragniemy się ustosunkować do tekstu dr. P. Gedla, a przy okazji do innych prac dotyczących „czarnego fliszu” (Birkenmajer & Gedl, 2004, 2007; Gedl, 2007). W replice przyjęliśmy śródtytuły jak we wzmiankowanym artykule, podobnie postąpiliśmy z literaturą, którą uzupełniliśmy niecytowanymi przez P. Gedla pracami.

Inicjując dyskusję na temat „czarnego fliszu”, P. Gedl już na samym początku tekstu *ex cathedra* jednoznacznie określa stanowisko w tej sprawie, chociaż wypowiada się w kwestiach, w których nie jest specjalistą (np. tektonika, biostratygrafia otwornicowa). Będąc stroną w tej dyskusji, ma oczywiście do tego prawo, ale sprowadzanie całej debaty do *niewłaściwego opróbowania osadów przez wzmiankowanych autorów*, tj. niżej podpisanych, jest śmieszne. Widać autor zapomina, że zarzut odnosi się również do doc. dr. hab. Waława Sikory, mgr Jadwigi Blaicher i w pewnym sensie do prof. Mariana Książkiewicza, którzy jednoznacznie opowiadali się za kredowym wiekiem „czarnego fliszu”. Niestety, ci wybitni znawcy Karpat fliszowych w tej sprawie głosu już nie zabiorą. Pozostaje nam stanąć w szranki z P. Gedlem.

Historia badań

Obecne nasze spory na temat wieku „czarnego fliszu” trudno oderwać od dyskusji z lat 60. ubiegłego stulecia, zapoczątkowanej pracami Sikory (1962a, b). Zarówno wówczas, jak i teraz w sporach używa się tych samych argumentów. Przebieg dawnej dyskusji, w tym wspólne pobieranie próbek przez K. Birkenmajera i W. Sikorę, został zrelacjonowany przez P. Gedla jednostronnie, z wyeksponowaniem biostratygraficznych argumentów zwolenników jurajskiego wieku „czarnego fliszu”. Równocześnie stronie przeciwnej zarzucono pobieranie i oznaczanie „brudnych próbek” — zanieczyszczonych mikrofauną kredową (albu–cenomanu), bez próby wyjaśnienia, dlaczego identyczne zespoły otwornicowe stwierdzono w różnych profilach (Blaicher & Sikora, 1969; Sikora, 1971b). Skąd ta „namyta” mikrofauna miałaby pochodzić i dlaczego brak w niej zanieczyszczeń mikrofauną turonu–kampanu, która masowo występuje w marglach pstrych (formacja z Jaworek) sukcesji skałkowych lub łupkach pstrych jednostki Grajcarka (formacja z Malinowej). Całkowicie zostały pominięte argumenty geologiczne Sikory (1962a, b, 1971c, fig. 34) o ciągłym przejściu w potoku Sztolnia (mały wodospad, południowe skrzydło antykliny) od „czarnego fliszu” (warstwy ze Sztolni = formacja szlachtowska, ryc. 2B₁), poprzez łupki ze Sprzycznego (cenoman), zielone łupki radiolariowe, bitumiczne łupki „manganowe”, do łupków pstrych formacji z Malinowej (turon). Jeszcze mocniej uwarunkowania geologiczne podkreślał Książkiewicz (1972), który uważał, że pozycja

¹Institut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; nestor@geos.ing.uj.edu.pl; malata@geos.ing.uj.edu.pl

²Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; jan_golonka@yahoo.com

utworów *aalenu fliszowego* (warstwy ze Sztolni = formacja szlachtowska) w otoczeniu czarnych i zielonych łupków cenomanu i czerwonych łupków turon–kampanu, jest bardzo trudna tektonicznie do wyjaśnienia. W opisie dotychczasowych badań zostały pominięte argumenty kartograficzne i biostratygraficzne (Golonka & Rączkowski, 1984) oraz archiwalne opracowanie mikrofaunistyczne J. Blaicher. Zdziwienie budzi zwłaszcza brak pracy E. Gedl i P. Gedla (2001), którzy studiowali dinocysty profilu Huliny i otrzymali mieszane jurajsko-kredowe zespoły. Wydaje się, że P. Gedl miał sam początkowo wątpliwości dotyczące wieku „czarnego fliszu”, ale wycofał się z dotychczasowych poglądów po opublikowaniu naszej pracy.

Dyskusja

Powrót do dawnych dyskusji wywołała nasza praca (Oszczypko i in., 2004). W czerwcu 2001 r. podczas wycieczki geologicznej w pienińskim pasie skałkowym w Ujaku k. Starej Lubowni (wschodnia Słowacja) autorzy (JG i NO) zauważyli w przekopie drogowym odsłonięcie „czarnego fliszu” (alb–cenoman wg Nemčoka, 1990a, b) przykryte czerwonymi łupkami i marglami górnokredowymi (por. Oszczypko i in., 2004). Utwory te były uformowane w kilka małoskalowych łusek przykrytych od południa przez formację malcowską (oligocen). Oglądając to odsłonięcie, nie mieliśmy najmniejszej wątpliwości, że mamy do czynienia z miniaturą „czarnego fliszu” z potoku Sztolnia. Z odsłonięcia pobraliśmy próbki do badań mikrofaunistycznych. Otwornice oznaczyła dr E. Malata, a nanoplankton wapienny dr Lilian Švabenicka z Pragi. Wyniki tych badań były dla nas zaskakujące, ponieważ w tych samych próbkach została znaleziona mikrofauna kredowa oraz jurajski nanoplankton (bajos–kelowej). „Zanieczyszczenie” mikrofauną kredową wykluczaliśmy, ponieważ odsłonięcie jest usytuowane na wzgórzu, z dala od innych odsłonień i potoków. W tej sytuacji postanowiliśmy powrócić do kontrowersyjnego profilu Sztolni i ponownie go opróbować. Wyniki biostratygraficzne były podobne do uzyskanych w profilu Ujaku (Oszczypko i in., 2004).

Dobór profili i problem właściwego opróbowania.

Na początku tego rozdziału P. Gedl wyraża zdziwienie, dlaczego zwolennicy kredowego wieku „czarnego fliszu”, czyli Sikora (1962a, b, 1971c) i Oszczypko i in. (2004), zajęli się profilami tak silnie zaburzonymi tektonicznie, jak profil w potoku Sztolnia i inne, a pominieli niezaburzone profile. W tym zdziwieniu można wyczuć podejrzenie, że badacze ci, w przeciwieństwie do P. Gedla, nie zdawali sobie sprawy ze stopnia zdeformowania tektonicznego tych profili lub, co gorsza, przypuszczali, że łatwiej im będzie się w tych warunkach upierać przy kredowym wieku „czarnego fliszu”. Natomiast nas dziwi, że P. Gedl i inni zwolennicy jurajskiego wieku wpadli w tę samą pułapkę i badali te same profile co my. W naszym przekonaniu zainteresowanie profilem potoku Sztolnia wynika z innych przyczyn. W tym profilu, odkrytym i udokumentowanym przez Sikorę (1962a, b), dobrze są widoczne przejścia „czarnego fliszu” do górnokredowych utworów, jak również cały kontekst tektoniczny, tj. występowanie „czarnego fliszu” (alb–cenoman) w jądrach złuskowanych antyklin, z łupkami czerwonymi (turon–kampan) na skrzydłach.

Doskonale to ilustruje mapa geologiczna (por. fig. 3, Birkenmajer & Gedl, 2004).

Krytyka naszych badań w potoku Sztolnia została poprzedzona sugestywnym opisem tektoniki tego profilu: *Najlepszym przykładem jest kilkudziesięciometrowy profil zlokalizowany w górnym biegu potoku Sztolnia (ryc. 2). Na podstawie badań tego profilu kredowy wiek „czarnemu fliszowi” przypisywali zarówno Sikora (1962a, b), jak i Oszczypko i in. (2004). Cechą charakterystyczną tego profilu jest bardzo silne zaangażowanie tektoniczne, w efekcie którego wiele podobnie wykształconych jednostek litostratygraficznych występuje w postaci fałdów i łusek niekiedy bardzo niewielkiej miąższości (np. ryc. 4A, A₁). Struktura tektoniczna tego odcinka profilu, zwłaszcza jego najwyższej części, tuż poniżej nasunięcia jednostki braniskiej, jest tak silnie zaburzona, że często odsłonięcia na jednym brzegu potoku nie kontynuują się bezpośrednio na drugim brzegu. Po takim opisie można by się spodziewać, że autor tych słów pobiera swoje próbki z niezwykłą precyzją. Tak niestety się nie stało, co widać na ryc. 2A₁ i 2B₁, gdzie próbki do badań dinocyst zostały gęsto „upchane” w liczący już 40 lat przekrój geologiczny (por. Birkenmajer & Pazdro, 1968 i np. Birkenmajer & Gedl, 2004).*

O naszych badaniach w potoku Sztolnia P. Gedl pisze: *W opracowaniu Oszczypki i in. (2004), obejmującym m.in. odsłonięcia w górnym biegu potoku Sztolnia, podano dokładną lokalizację badanych próbek. Zdaniem autora [P. Gedla], część próbek, które wg Oszczypki i in. (2004) reprezentują „czarny flisz”, a które zawierają kredową mikrofaunę będącą podstawą do rewizji wieku tego wydzielenia litostratygraficznego, w rzeczywistości reprezentuje utwory kredowe. Nie ma w tym nic dziwnego, ponieważ uważamy, że „czarny flisz” jest wieku kredowego. Dalej możemy przeczytać: próbki nr 14 i 15 zostały pobrane ok. 3 i 4 m poniżej małego wodospadu (Oszczypko i in., 2004, fig. 7; por. ryc. 2B₂), z odcinka profilu, gdzie odsłaniają się górnokredowe formacje: łupków z Malinowej, z Hałuszowej i jarmucka (ryc. 2B₁, ryc. 3B–D). Przykro nam, ale w tej pracy wyraźnie napisaliśmy, że próbki pochodzą z „czarnego fliszu”, co wyraźnie widać na naszym przekroju (fig. 4, Oszczypko i in., 2004), uwaga ta dotyczy również insynuacji na rycinie 3D. Proszę nam wierzyć, że po kilkudziesięciu latach pacy w Karpatach fliszowych jesteśmy w stanie odróżnić łupki czarne od czerwonych. Ponadto P. Gedl nie uwzględnił faktu, że kontakt tektoniczny „czarnego fliszu” z formacją z Malinowej jest przesunięty na lewym brzegu (gdzie brane były próbki 14. i 15.) o kilka metrów ku północnemu wschodowi w stosunku do prawego brzegu. W kolejnym zdaniu: próbka nr 28 na przekroju zaznaczona jako „czarny flisz” (formacja szlachtowska; Oszczypko i in., 2004, fig. 7; por. ryc. 2A₂), a w tekście wymieniana jako reprezentująca łupki pstre i zawierająca górnokredową mikrofaunę, najprawdopodobniej została pobrana z górnokredowych osadów występujących w obrębie jurajskiej formacji szlachtowskiej (ryc. 2A₁, ryc. 4A, A₁), a nie odsłaniających się w latach 70. ubiegłego stulecia. Łupki pstre zawsze traktowaliśmy jako kredowe. Na naszym przekroju widać, do czego odnosi się sygnatura formacji szlachtowskiej. Na końcu tego rozdziału czytamy: Podobnie zostały pobrane próbki z formacji z Opaleńca, na podstawie których Oszczypko i in. (2004) dokonali rewizji wieku tej jednostki litostratygraficznej. Autorzy ci przypisali jej kredowy wiek, opierając się na dwóch próbkach*

pobranych w tektonicznych strefach kontaktowych z kredowymi wydzieleniami litostratygraficznymi (ryc. 2A₂) i dalej: kredowe otwornice z „formacji z Opaleńca” zostały znalezione w 2 próbkach: nr 20 (kontakt z formacją hulińską; ryc. 2A₂, ryc. 4F) i nr 30 (kontakt z formacją jarumcką; ryc. 2A₂, ryc. 4C). Dziękujemy za pouczenie, ale my nie kreujemy kontaktów tektonicznych w zależności od tego, co zostanie stwierdzone na podstawie mikrofauny.

Interpretacja wieku. W krytycznych dywagacjach P. Gedla brak jest refleksji, czy nie jest zastanawiający fakt, że w odstepie prawie 50 lat pojawia się takie samo „kredowe zabrudzenie” i „niewłaściwe opróbowanie” w różnych profilach? Takie podejście do zespołów redeponowanych stawia pod znakiem zapytania wszystkie dotychczasowe interpretacje we fliszu Karpat zewnętrznych, które w znacznym stopniu opierały się na bardzo licznych opracowaniach pochodzących z b. Pracowni Mikropaleontologicznej Oddziału Karpackiego PIG. Udział mgr Jadwigi Blaicher w tych opracowaniach był znaczący. Między innymi dzięki tym badaniom polskie Karpaty fliszowe (por. Bieda i in., 1963; Geroch i in., 1967) są nadal najlepiej rozpoznaną częścią Zewnętrznych Karpat Zachodnich. Z naszego doświadczenia wynika, że w większości wypadków elementy redeponowane dominują ilościowo i są dobrze zachowane (por. Cieszkowski & Olszewska, 1986; Oszczytko i in., 1999; Bąk & Oszczytko, 2001). Jest to zrozumiałe, gdyż są to utwory spływów grawitacyjnych. Mając to na uwadze i uwzględniając wartość biostratygraficzną poszczególnych grup skamieniałości, pamiętajmy, że o wieku utworów turbidytowych powinny decydować najmłodsze ważne stratygraficznie zespoły skamieniałości.

W tym miejscu przytoczymy obszerny cytat P. Gedla, wybiórczo relacjonujący archiwalną pracę Blaicher (1973): *Zespoły mikrofaunistyczne z warstw ze Sztolnia (a więc formacji szlachtowskiej) zostały scharakteryzowane następująco: Mikrofauna warstw ze Sztolnia jest na ogół uboga oraz otwornice tych warstw są źle zachowane. Gatunki aglutynujące są pogniecione, często zwapniałe lub spirytyzowane, wapienne są często karłowate, przekryształizowane, otarte lub połamane. W zespołach przeważają gatunki otwornic aglutynujących lub brak w nich zupełnie gatunków wapiennych (Blaicher, 1973, str. 5). Autorka podkreśla jednocześnie wyraźną różnicę w zespołach otwornicowych warstw ze Sztolnia a formacją wronińską, tłumacząc ją zmianami środowiskowymi. Czy w tym opracowaniu nie ma nic więcej oprócz cytowanych zdań na temat stanu zachowania otwornic? A co jest na pozostałych co najmniej 5 stronach tekstu archiwalnego? Uwagi cytowanej autorki na temat różnic pomiędzy warstwami wronińskimi i warstwami ze Sztolnia są całkowicie zrozumiałe, ponieważ wiek i pozycja tych warstw są inne, co kilkakrotnie podkreślał Sikora (np. 1971c). Kolejny obszerny fragment artykułu dotyczy naszej pracy: *Podobnie charakteryzują otwornice „czarnego fliszu” z profilu w Ujaku (Słowacja) Oszczytko i in. (2004, str. 95): [...] (pozostałe próbki zawierają źle zachowane oraz niediagnostyczne otwornice, nieliczne krynoidy, igły gąbek i jeżowców). Zdaniem autora [P. Gedla], w ten sposób były opisywane rzeczywiste zespoły formacji szlachtowskiej, podczas gdy bogatsze zespoły zawierające formy kredowe pochodziły z omyłkowo zaliczonych do formacji szlachtowskiej osadów kredowych występujących w silnie zaburzonych tekto-**

nicznie profilach. Następnie autor dodaje: *na uwagę zasługuje fakt, że wzmiankowani autorzy, badając niezaburzone profile formacji szlachtowskiej (ale tylko pod kątem występowania nanoplanktonu), znaleźli tam już wyłącznie formy jurajskie.* Szczegółowy komentarz P. Gedla do profilu w Ujaku, którego nie opracowywał i prawdopodobnie nigdy nie widział, budzi nasze głębokie zdumienie. Natomiast w odniesieniu do innych profili odsyłamy do pracy Wójcik i Gasińskiego (2000), gdzie jest wzmianka o środkowo-kredowej mikrofaunie znalezionej w formacji szlachtowskiej przy ujściu potoku Krupianka do Grajcarka.

Problem redepozycji. Rozdział ten jest bardzo obszerny z odniesieniami do paleogeografii i licznymi cytacjami z naszej pracy. Obszerniejsza dyskusja z opiniami, wymagająca krytycznego odniesienia do istniejących modeli ewolucji paleotektonicznej i palinspastycznej Karpat Zachodnich, w naszym przekonaniu, przekracza ramy tej polemiki. Na jedną rzecz chcemy jednak zwrócić uwagę. Zgodnie z wynikami badań nanoplanktonu wapiennego (w naszej opinii redeponowanego) wiek formacji szlachtowskiej jest następujący: w Ujaku — ?wczesny aalen-wczesny bajos, Pr. U15 — jura-kreda, w potoku Sztolnia — wczesny bajos-późny bajos, w Jaworkach — wczesny aalen-wczesny bajos, Pr. 2/Kr — alb-?mastrycht, podczas gdy formacja z Opaleńca w potoku Sztolnia (Pr. 26-30) jest wieku tytońskiego. Natomiast według ostatnich badań Birkenmajera i Gedla (2004), formacja szlachtowska jest toarcko-wczesnobajoska, a formacja z Opaleńca — bajosko-?batońska. Jak wynika z tego porównania, wiek formacji szlachtowskiej określony na podstawie nanoplanktonu jest nieco młodszy od innych datowań, a w Pr. U15 w Udolu może być nawet kredowy. Wiek formacji z Opaleńca, określony na podstawie badań nanoplanktonu, jest zdecydowanie młodszy, tj. tytoński.

W formacji szlachtowskiej, datowanej na wczesny toark-wczesny aalen (Birkenmajer, 2001), a obecnie toark-wczesny bajos (Birkenmajer & Gedl, 2007) licznie występują krynoidy (Głuchowski, 1987; Głuchowski i in. 1983), nieznane nigdzie z dolnej jury pienińskiego pasa skałkowego. Natomiast powszechne są wapienie krynoidowe formacji ze Smolegowej (górnego bajos) i formacji z Krupianki (bajos-baton) sukcesji czorsztyńskiej (Birkenmajer, 1977, 2001). Wiek tych wapieni jest w zupełności zgodny z wiekiem nanoplanktonowym formacji szlachtowskiej. Należy jeszcze pamiętać o wapieniach formacji dursztyńskiej (tyton-berias), formacji łyzańskiej i spiskiej (berias-barrem) sukcesji czorsztyńskiej. Wszystkie te wapienie zawierają krynoidy, aptychy i amonitowo-brachiopodowe muszlowce (Birkenmajer, 1977). To dosyć jednoznacznie wskazuje, skąd mogłyby pochodzić krynoidy i inna fauna formacji szlachtowskiej. Wapienie krynoidowe sukcesji czorsztyńskiej były wynurzone i erodowane od walażynu po alb, a nawet cenoman (Birkenmajer, 2001), i mogły być deponowane w postaci nasypów litoralnych na skłonie grzbietu czorsztyńskiego, skąd mogły trafić do basenu magurskiego. Musiały być również wynurzone skały krystaliczne, które dostarczały materiał silikoklastyczny do basenu (por. Krawczyk & Słomka, 1986).

Poszukując argumentów na rzecz swoich tez, P. Gedl powołuje się na wyniki badań minerałów ciężkich: *Pewną sugestię, co do różnic wiekowych „czarnego fliszu” i serii kredowych pienińskiego pasa skałkowego, wysnuł Łoziński*

(1956, 1959), który na podstawie analizy minerałów ciężkich zauważył: Zasadniczą różnicę pomiędzy jurą a kredą w pienińskim pasie skałkowym, wyrażającą się odwrotnym stosunkiem ilościowego występowania cyrkonu i granatu. Dla aalenu charakterystyczna jest przewaga granatu, dla neokomu i cenomanu — przewaga cyrkonu (Łoziński, 1956, str. 160) [i] dalszą różnicę pomiędzy fliszowymi piaskowcami jurajskimi (aaleni) a dolno- i środkowokredowymi w pienińskim pasie skałkowym obserwujemy w występowaniu staurolitu, dystenu i biotyту w aalenie fliszowym, których piaskowce kredowe nie zawierają (Łoziński, 1959, str. 120). Zarówno Oszczytko i in. (2004), jak i autorzy wcześniejszych opracowań postulujących kredowy wiek „czarnego fliszu” nie zwrócili uwagi na ten aspekt. Autor nie bierze pod uwagę miejsca i czasu depozycji „czarnego fliszu” i formacji sromowieckiej. Rzeczywiście, istnieje podobieństwo zespołów minerałów ciężkich „czarnego fliszu” i eocenu magurskiego. Tylko co z tego wynika?

Mikrofacje. Zdziwienie budzi powołanie się tu na pracę Golonki i Sikory (1981), w której nie zostały wykorzystane mikrofacje „czarnego fliszu”, a mikrofacja z *Bositra* sp. jest wymieniana w całkiem innym kontekście. Brak natomiast powołania na pracę Golonki i Sikory (1979), w której stwierdzono w górnej części „czarnego fliszu” wczesnokredowe mikrofacje.

Na koniec dyskusji mamy kilka uwag do przekroju P. Gedla (ryc. 2B1), w którym bez żadnych dowodów mikrofaunistycznych zastąpił część jurajskich utworów „czarnego fliszu” (por. Birkenmajer & Gedl, 2004; E. Gedl, 2007) kredowymi formacjami (hulińską i z Malinowej). Ponadto na profilu małego wodospadu włączył formację z Opaleńca do formacji szlachtowskiej. Wymienne stosowanie bez dowodów formacji z Opaleńca z formacjami wronińską i hulińską zdarzyło się już poprzednio (np. Birkenmajer & Gedl, 2007). Patrząc na nową interpretację przekroju małego wodospadu (ryc. 2B1), w skrzydle południowym widzimy duże podobieństwo do figury 34 w pracy Sikory (1971c). W takiej interpretacji jurajski wiek „czarnej kredy” w małym wodospadzie jest coraz mniej zrozumiały. Ponadto na rycinie 5 *Bositra buchi* poprzednio była podawana z formacji z Opaleńca, a nie ze Szlachtowej (Birkenmajer & Myczyński, 1977; Birkenmajer & Gedl, 2004).

Wnioski

Podtrzymujemy nasz pogląd o albsko-cenomańskim wieku „czarnego fliszu”. Przemawiają za tym następujące argumenty geologiczne:

1) Nie jest znany ani jeden wypadek, aby „czarny flisz” występował poniżej utworów jurajskich łusek Grajcarka; zazwyczaj występuje on w bezpośrednim sąsiedztwie utworów cenomanu–turonu, rzadziej mastrychtu.

3) Na mapach geologicznych „czarny flisz” występuje w antyklinach, a w skrzydłach występuje górna kreda.

4) Interpretacje tektoniczne „czarnego fliszu” przy założeniu środkowojurajskiego wieku są bardzo skomplikowane i mało przekonujące.

5) Badania illityzacji smektytu formacji szlachtowskiej (Świerczewska, 2005) w profilu Grajcarka nie wykazały

żadnego związku z wiekiem utworów, czego należałoby się spodziewać, gdyby była ona wczesnojurajska.

6) W profilu Szczawnica-Rzeźnia formacja wronińska (alb) występuje w stropie sekwencji jurajsko-dolnokredowej, co sugeruje, że formacja szlachtowska wieku albsko-cenomańskiego jest młodsza od formacji wronińskiej (Sikora, 1971b).

7) Formacja z Opaleńca występująca ponad formacją szlachtowską jest przykryta łupkami radiolariowymi (cenomanu) i wyżej leżącą formacją z Malinowej (turon–kampan).

Dziękujemy redakcji *Przeglądu Geologicznego* za umożliwienie nam udziału w dyskusji o wieku „czarnego fliszu”. Dziękujemy również dr. P. Gedlowi za przetłumaczenie i udostępnienie polskiemu czytelnikowi obszernych fragmentów naszej pracy z 2004 r. Prowadzone przez nas badania są finansowane ze środków Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego (projekt N 307 025 31/1997).

Literatura

- BAK K. & OSZCZYPKO N. 2001 — Late Albian and Cenomanian redeposited foraminifera from Late Cretaceous-Paleocene deposits of the Rača Subunit (Magura Nappe, Polish Western Carpathians) and their paleogeographical significance. *Geol. Carpath.*, 51: 371–382.
- BIEDA F., GEROCH S., KOSZARSKI L., KSIĄŻKIEWICZ M. & ŻYTKO K. 1963 — Stratigraphie des Karpates externes polonaises. *Biul. Inst. Geol.*, 181: 5–174.
- BIRKENMAJER K. 2001 — Pieniny Klippen Belt. Introduction to field trip C5. [W:] Field trip C (12th Meeting of the Association of European Geological Societies 10–15 September 2001 Kraków). Państwowy Instytut Geologiczny, Kraków: 127–139.
- BIRKENMAJER K., DUDZIAK J. & JEDNOROWSKA A. 1979 — Wgłębna budowa geologiczna północnej strefy dyslokacyjnej pienińskiego pasa skałkowego w Szczawnicy. *Stud. Geol. Pol.*, 61: 7–36.
- CIESZKOWSKI M. & OLSZEWSKA B. 1986 — Malcov Beds in Magura nappe near Nowy Targ, Outer Carpathians, Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 56: 53–71.
- GEDL E. & GEDL P. 2001 — Rewizja wieku utworów jednostki Grajcarka w profilu góry Hulina (pieniński pas skałkowy, polskie Karpaty wewnętrzne). [W:] Pieńkowski G. & Grabowski J. (red.), Polska Grupa Robocza Systemu Jurajskiego Jurassica, II Spotkanie, Starachowice 27–29.09.2001: 9.
- GEROCH S., JEDNOROWSKA A., KSIĄŻKIEWICZ M. & LISZKOWA J. 1967 — Stratigraphy based upon foraminifera of the western Polish Carpathians. *Biul. Inst. Geol.*, 211: 185–267.
- GOLONKA J. & SIKORA W. 1979 — O wieku nadkładu dolnokredowych warstw ze Sztolnia w górnej części potoku Sztolnia w pienińskim pasie skałkowym. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN*, 21(1): 209–211.
- HORWITZ L. 1933 — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1932, a związanych z rewizją ark. Nowy Targ i Szczawnica Atlasu Geologicznego Galicji. *Posiedz. Nauk. PIG*, 35: 22–26.
- JUREWICZ E. 1997 — The contact between the Pieniny Klippen Belt and Magura Unit (the Małe Pieniny Mts.). *Geol. Quart.*, 3: 315–326.
- NEMČOK J. 1990a — Geological Map of Pieniny, Lubovnianska Vrchovina Highland and Čergov Mts. *Geologický Ustav D. Štura. Bratislava*.
- NEMČOK J. 1990b — Explanations to the Geological Map of Pieniny, Lubovnianska Vrchovina Highland and Čergov Mts. *Geologický Ustav D. Štura. Bratislava*.
- OSZCZYPKO N., ANDREYEVA-GRIGOROVICH A., MALATA E. & OSZCZYPKO-CLOWES M. 1999 — The Lower Miocene deposits of the Rača Subunit near Nowy Sącz (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Geol. Carpath.*, 50: 419–433.
- ŚWIERCZEWSKA A. 2005 — The interplay of thermal and structural histories of the Magura Nappe (Outer Carpathians) in Poland and Slovakia. *Miner. Pol.*, 36: 91–144.
- ŠVABENICKÁ L., BUBÍK M., KREJČÍ O. & STRÁNÍK Z. 1997 — Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura Group of nappes in Moravia. *Geol. Carpath.*, 48: 179–191.
- WÓJCIK P., GASIŃSKI A.M. 2000 — Cenomanian-Turonian boundary event (CTBE) in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *Slovak Geol. Mag.*, 6: 229–230.