

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

Przemysław Gedl¹



W 2004 r. ponownie rozgorzał spór na temat wieku tzw. czarnego fliszu (formacji szlachtowskiej *sensu* Birkenmajer, 1977) pienińskiego pasa skałkowego — Oszczytko i in. (2004) przedstawili rewizję wieku tego wydzielenia litostratygraficznego oraz nadległej formacji z Opaleńca, przyjmując ich kredowy wiek.

W opinii autora, odrzucenie jurajskiego, a przyjęcie kredowego wieku tych jednostek litostratygraficznych nie ma uzasadnienia w dokumentacji paleontologicznej, a najprawdopodobniej jest jedynie wynikiem niewłaściwego opróbowania osadów przez wzmiankowanych autorów. Pogląd taki został już wyrażony w krytycznym artykule Birkenmajera i Gedla (2004).

W najnowszych opracowaniach geologii pienińskiego pasa skałkowego istnienie formacji szlachtowskiej jest jednak pomijane (np. Krobicki & Golonka, 2006; Krobicki i in., 2006), bądź przypisuje się kredowy wiek tej jednostce litostratygraficznej (np. Oszczytko, 2005; Malata, 2005; Oszczytko, 2006a, b; Golonka i in., 2006). W niektórych pracach określenie wieku formacji szlachtowskiej i z Opaleńca jest bardzo niejasne, np. Oszczytko i Oszczytko-Clowes (2006) piszą: *Najstarsze osady znane są z południowej części basenu magurskiego (jednostka Grajcarka, Birkenmajer 1977, 1986, 1988). Są to osady fliszowe formacji szlachtowskiej — toark, które w całości lub po części należą do dolnej kredy (por. Oszczytko i in. 2004 oraz literatura tamże). Z kolei Uchman i in. (2006, fig. 7A) podają późnootarcko-wczesnoaaleński wiek formacji szlachtowskiej i aaleński wiek formacji z Opaleńca cytując m.in. pracę Oszczytki i in. (2004), w której postulowano kredowy wiek tych wydzieleni. Podobnie na zamieszczonym w pracy Oszczytki (2004) schemacie litostratygraficznym (powtarzanym w późniejszych pracach, np. Oszczytko, 2006a, c) w kolumnie litostratygraficznej jednostki Grajcarka formacja szlachtowska jest pomijana, natomiast formacja z Opaleńca, wg Oszczytki i in. (2004) cenomańsko-turońska, jest korelowana z aalenem-bajossem (jednocześnie brak wydzielenia „czarnego fliszu” w kredowej części kolumny — tutaj znajduje się korelowana z albem-cenomanem formacja wronińska, w której definicji brak jednak informacji o jej fliszowym wykształceniu; por. Birkenmajer, 1977).*

Wobec wspomnianych kontrowersji w niniejszym opracowaniu przedstawiono historię badań „czarnego fliszu” pienińskiego pasa skałkowego, w tym wykaz grup skamieniałości świadczących o jego jurajskim wieku. W części dyskusyjnej przedstawiono uwagi, które, zdaniem autora, podważają zasadność przypisywania kredowego wieku tym osadom.

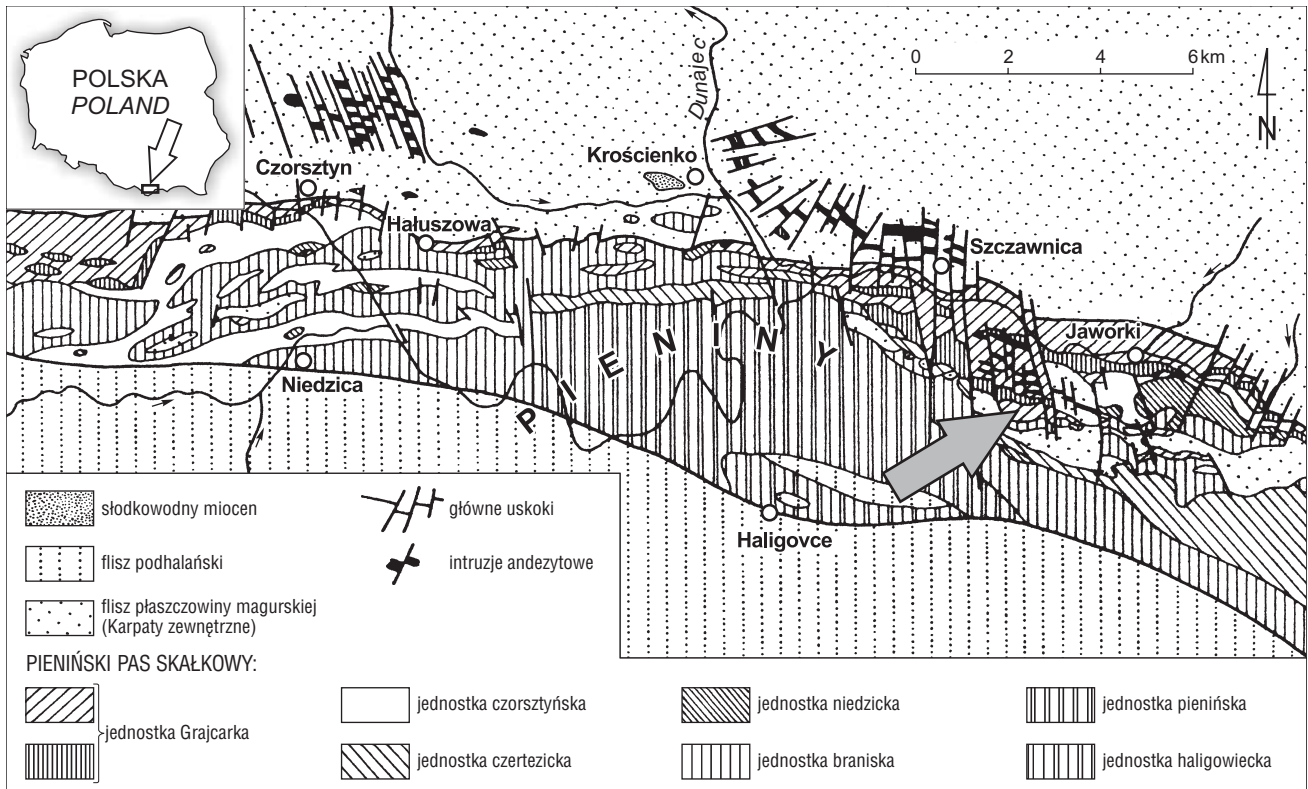
Historia badań

Pierwsze wzmianki o „czarnym fliszu” pienińskiego pasa skałkowego (ryc. 1) pochodzą z pracy Uhliga (1890), który uznał go za kredowy. Kredowy wiek (barrem–alb) przypisali temu wydzieleniu także Horwitz (1926) oraz Horwitz i Rabowski (1929). Dopiero znalezienie przez Andrusova (1929) jurajskiej fauny w „czarnym fliszu” słowackiej części pienińskiego pasa skałkowego skłoniło Horwita (1933) do zaakceptowania jurajskiego (bajoskiego) wieku tego wydzielenia (tzw. dogger fliszowy; patrz również Horwitz, 1937). W wyniku późniejszych badań Birkenmajer (m.in. 1953, 1957a, b) potwierdził jurajski wiek „czarnego fliszu” i zasugerował jego aaleńskie pochodzenie (tzw. aalen fliszowy).

Na początku lat 60. ubiegłego stulecia Sikora (1962a, b) ponownie zaproponował kredowy wiek „czarnego fliszu” pienińskiego pasa skałkowego. Na podstawie wyników badań otwornic znalezionych w górnym biegu potoku Sztolnia wydzielił tzw. warstwy ze Sztolnia, które uznał za cenomańskie lub albsko-cenomańskie. Wywołana tym dyskusja na temat wieku „czarnego fliszu” zaowocowała wspólnym pobraniem przez oponentów próbek z profilu w potoku Sztolnia, które podzielone na pół miały zostać ponownie zbadane pod kątem występowania mikrofauny. Efektem było opracowanie mikrofauny przez Birkenmajera i Pazdro (1968) oraz Błaszyka (1968), na podstawie którego potwierdzono jurajski wiek „czarnego fliszu”. W trakcie przygotowywania badanego materiału stwierdzono występowanie kredowych globigeryn w rezydium pozostałym po umyciu próbek skalnych, podczas gdy niezwiędnięte próbki zawierały jedynie jurajski mikroplankton (Birkenmajer & Pazdro, 1968). Tym samym zasugerowano, że otwornice te występują jako kontaminacja, wypłukane uprzednio z górnokredowych osadów odsłaniających się w wyższej części potoku. Wyniki badań drugiego kompletu próbek nigdy nie zostały opublikowane przez zwolenników kredowego wieku „czarnego fliszu”. Jedynie Blaicher i Sikora (1969) w krótkiej notce podali kolejne wyniki badań biostratygraficznych „czarnego fliszu” interpretując jego wiek jako kredowy.

W późniejszych latach opublikowano wyniki badań wielu grup skamieniałości potwierdzające jurajski wiek „czarnego fliszu”, który został sformalizowany przez Birkenmajera (1977) jako formacja szlachtowska: amonitów (Birkenmajer & Myczyński, 1977), w tym aptychów opisanych przez Gąsiorowskiego już w 1962 r., belemnitów (Krawczyk i in., 1992), małży (m.in. Pugaczewska, 1971; Birkenmajer & Myczyński, 1977; Birkenmajer & Tyszką, 1996). Podobnie wyniki dalszych badań mikroskamieniałości potwierdziły jurajski wiek tej jednostki litostratygraficznej: otwornic (Pazdro, 1979; pośrednio otwornic z formacji z Krzonowego: Birkenmajer & Tyszką, 1996), radiolarii (Pazdro, 1979), nanoplanktonu wapiennego (Birkenmajer i in., 1979; Dudziak, 1986), małżoraczków (Pazdro, 1979), krynoidów (Głuchowski i in., 1983; Głuchowski, 1987).

¹Institut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Krakowie, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków; ndgedl@cyf-kr.edu.pl



Ryc. 1. Budowa geologiczna wschodniej części pienińskiego pasa skałkowego w Polsce (według Birkenmajera i in., 2004) z zaznaczonym położeniem potoku Sztolnia (patrz ryc. 2)

Opublikowane w tym samym okresie prace, w których przyjmowano kredowy wiek „czarnego fliszu” (formacji szlachtowskiej), nie zawierają nowego materiału dokumentacyjnego, a jedynie powołania na wcześniejsze opracowania Sikory (1962a, b) bądź opracowania niepublikowane: Sikora (1969, 1971a, b, c), Książkiewicz (1972), Golonka & Sikora (1981) oraz Golonka & Rączkowski (1984).

Prowadzone w ostatnich latach badania dinocyst pienińskiego pasa skałkowego jasno wykazały jurajski wiek zarówno formacji szlachtowskiej, jak i formacji z Opalenca (Gedl & Gedl, 2001; Birkenmajer & Gedl, 2004, 2007; Gedl, 2007, 2008).

Dyskusja

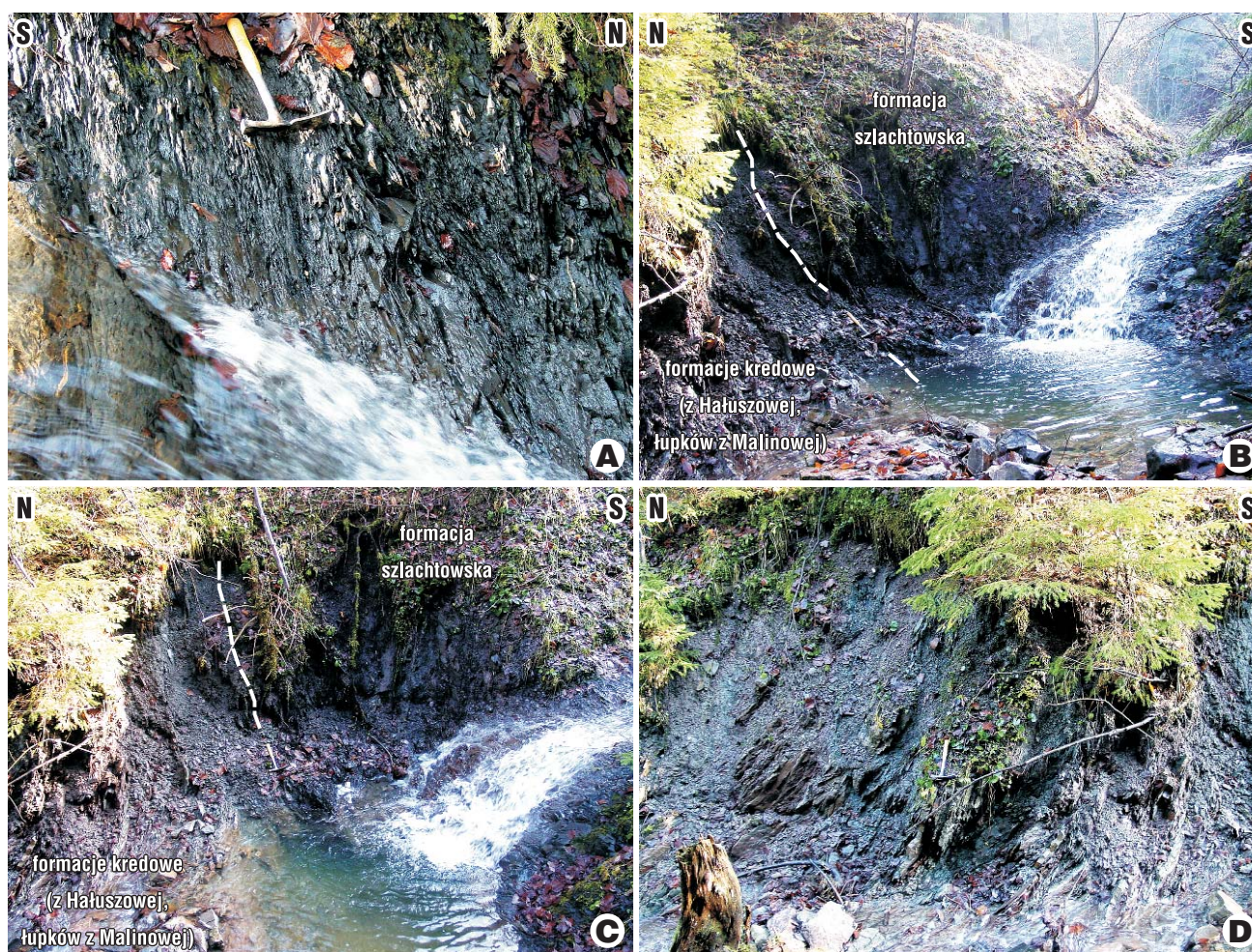
Przedstawione wyniki badań paleontologicznych jednoznacznie świadczą o tym, że osady tzw. czarnego fliszu (formacji szlachtowskiej) pienińskiego pasa skałkowego w Polsce są jurajskiego wieku. Zdaniem autora, przyjmowanie kredowego wieku tego wydzielenia litostratygraficznego jest błędne. Spowodowane jest to najprawdopodobniej wieloma czynnikami, z których najistotniejszym jest niewłaściwe opróbowanie, jak również pewna nadinterpretacja danych oraz pominięcie istotnych w rozwiązaniu problemu informacji. W tym rozdziale przedstawiono zagadnienia, które, zdaniem autora, w istotny sposób wpłynęły na interpretację wieku tzw. czarnego fliszu.

Dobór profili i problem właściwego opróbowania.

Jest znamienne, że większość publikacji opowiadających się za kredowym wiekiem „czarnego fliszu” pienińskiego pasa skałkowego opierała się na badaniach wykonanych w bardzo silnie zaburzonych tektonicznie profilach, podczas gdy dobrze odsłonięte i niezaburzone profile formacji

szlachtowskiej nie cieszyły się już takim zainteresowaniem. Najlepszym przykładem jest kilkudziesięciometrowy profil zlokalizowany w górnym biegu potoku Sztolnia (ryc. 2, 3, 4). Na podstawie badań tego profilu kredowy wiek „czarnemu fliszowi” przypisywali zarówno Sikora (1962a, b), jak i Oszczytko 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. Tym bardziej jest zastanawiające, że z niewielkimi wyjątkami nie przeprowadzono badań biostratygraficznych w zdecydowanie lepiej odsłoniętych i tektonicznie znacznie mniej zaburzonych profilach formacji szlachtowskiej znanej z licznych odsłonięć, m.in. w łożysku Grajcarka czy jego dopływach. Przypisano im kredowy wiek bez potwierdzenia danymi paleontologicznymi (np. Sikora, 1971c), a jeśli stwierdzono obecność wyłącznie jurajskich mikroskamieniałości, to uznawano je za redeponowane (Oszczytko i in., 2004).

Kolejnym przykładem silnie zaburzonego tektonicznie profilu formacji szlachtowskiej, z którego najprawdopodobniej Blaicher i Sikora (1969) pobrali kredową mikrofaunę, jest profil odsłaniający się w korycie Potoku Hałuszcowskiego w Hałuszcowej. Badania dinocyst z tego miejsca wykazały obecność zarówno form jurajskich (formacja szlachtowska), jak i kredowych w formacji z Hałuszcowej (Gedl, 2007), występujących w krótkim odcinku profilu.



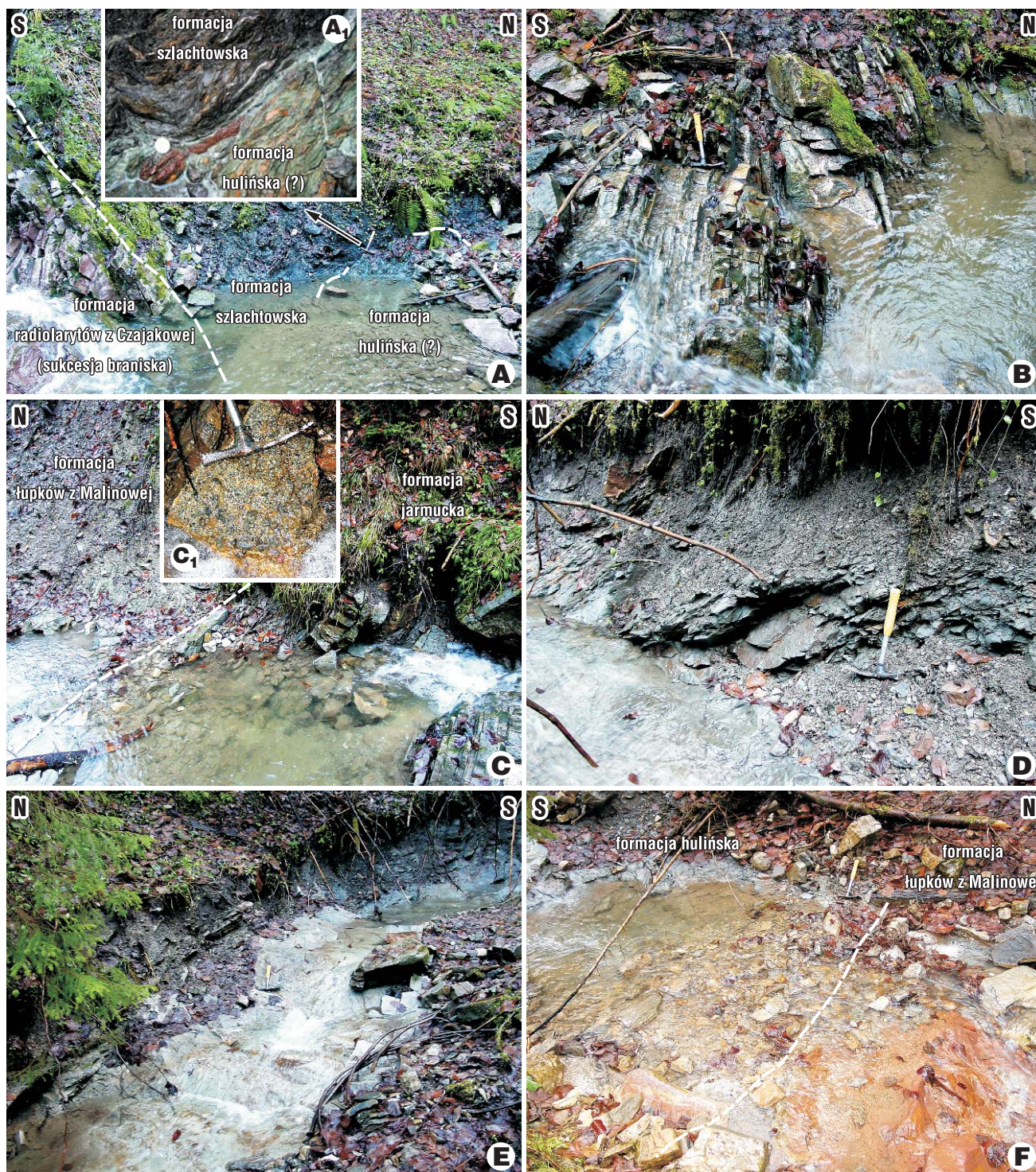
Ryc. 3. Odslonięcia jednostki Grajcarka w górnym biegu potoku Sztolnia w rejonie tzw. małego wodospadu; **A** — formacja szlachtowska tworząca wodospad; **B, C** — widok na wschodni brzeg potoku Sztolnia na wysokości małego wodospadu, gdzie odsłaniają się formacja szlachtowska i formacje kredowe (najprawdopodobniej formacja z Hałuszowej i formacja łupków z Malinowej); młotek leży na granicy pomiędzy formacją szlachtowską a jednostkami kredowymi; **D** — odsłonięcia formacji kredowych zaraz poniżej małego wodospadu — najprawdopodobniej stąd zostały pobrane przez Oszczypkę i in. (2004) próbki nr 14 i 15

Efektom prowadzenia badań w tak skomplikowanych tektonicznie profilach jest najprawdopodobniej opróbowanie osadów kredowych i jednocześnie zaliczenie ich do „czarnego fliszu”. W wielu pracach ze względu na brak dokładniejszej lokalizacji pobierania próbek trudno jednak to wykazać. Blaicher i Sikora (1969) na przykład w krótkim komunikacie, podając nowe znaleziska kredowej mikrofauny z utworów „czarnego fliszu” pienińskiego pasa skałkowego, określają ich lokalizację następująco: w *Hałuszowej na ENE od Czorsztyna* i w *Łapszach Niżnych na N od Siubienicznej Góry w rowie Ła-1*. W opracowaniu Oszczyпки i in. (2004), obejmującym m.in. odsłonięcia w górnym biegu potoku Sztolnia, podano dokładną lokalizację badanych próbek. Zdaniem autora, część próbek, które wg Oszczyпки i in. (2004) reprezentują „czarny flisz”,

a które zawierają kredową mikrofaunę będącą podstawą do rewizji wieku tego wydzielenia litostratygicznego, w rzeczywistości reprezentuje utwory kredowe. Próbki nr 14 i 15 zostały pobrane ok. 3 i 4 m poniżej małego wodospadu (Oszczyčko 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). Próbka nr 28 na przekroju zaznaczona jako „czarny flisz” (formacja szlachtowska; Oszczyčko 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.

←

Ryc. 2. Porównanie odmiennych interpretacji budowy geologicznej górnego biegu potoku Sztolnia wraz z miejscami pobrania próbek do badań paleontologicznych; **A₁, B₁** — przekroje autorstwa Birkenmajera, opublikowane w pracy Birkenmajera i Pazdro (1968), kolejno modyfikowane przez Birkenmajera i Myczyńskiego (1977), Birkenmajera i Gedla (2004), Birkenmajera i in. (2008), nieznacznie zmienione w niniejszym opracowaniu; **A₂, B₂** — przekroje wg Oszczyпки i in. (2004); 1–2 — sukcesja braniska: 1 — formacja radiolarytów z Czajakowej (oksford), 2 — formacja wapienia czorsztyńskiego (kimeryd); 3–10 — sukcesja Grajcarka: 3 — formacja szlachtowska (toark–aalen), 4 — formacja z Opaleńca (bajos), 5 — formacja radiolarytów z Czajakowej (oksford), 6 — formacja wapienia pienińskiego (tyton–barrem), 7 — formacja hulińska (alb–cenoman), 8 — formacja łupków z Malinowej (cenoman–kampan), 9 — formacja z Hałuszowej (kampan), 10 — formacja jarmucka (mastrycht); III — formacja szlachtowska; IV — formacja z Opaleńca; V — formacja hulińska; VI — formacja łupków z Malinowej i formacja margli z Jaworek; VII — formacja jarmucka



Ryc. 4. Odślonienia jednostki Grajcarka w górnym biegu potoku Sztolnia poniżej tzw. dużego wodospadu; **A** — silnie tektonicznie zaburzona (na kontakcie nasunięcia z płaszczowiną braniską) strefa obejmująca formację szlachtowską oraz utwory kredowe (formacja z Hulin?) — z tych ostatnich została pobrana próbka Szt34 (Birkenmajer & Gedl, 2004) zawierająca kredowe dinocysty, jak również najprawdopodobniej próbka nr 28/29 pobrana przez Oszczypkę i in. (2004), a interpretowana jako reprezentująca formację szlachtowską; **A₁** — kontakt formacji szlachtowskiej i jednostki kredowej; **B** — formacja jarmucka; **C** — kontakt formacji jarmuckiej ze słabo odsłoniętą formacją łupków z Malinowej (obecnie nie odsłaniają się w tej części profilu piaskowce zaliczone przez Birkenmajera do formacji szlachtowskiej; patrz ryc. 2A₁), prawdopodobnie stąd została pobrana przez Oszczypkę i in. (2004) próbka nr 30 — poniżej (**D**, **E**) odsłania się formacja z Opaleńca; **C₁** — fragment zlepieńca występującego w obrębie formacji jarmuckiej; **D**, **E** — bardzo dobrze odsłonięta formacja z Opaleńca ciągnąca się na długości ok. 20 m; pomimo dobrego stanu odkrywki Oszczypkę i in. (2004) nie pobrali stąd żadnej próbki, gdy dokonywali rewizji wieku tej formacji; **F** — kontakt formacji hulińskiej z formacją łupków z Malinowej odsłaniający się poniżej występowania formacji z Opaleńca — prawdopodobne miejsce pobrania próbki nr 20 przez Oszczypkę i in. (2004)

Podobnie zostały pobrane próbki z formacji z Opaleńca, na podstawie których Oszczytko 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), podczas gdy bardzo dobrze odsłonięty kilkunastometrowy profil formacji z Opaleńca (ryc. 4D, E) nie został w ogóle opróbowany (Oszczytko i in., 2004, fig. 7; ryc. 2A₂). 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 jarmucką; ryc. 2A₂, ryc. 4C).

Interpretacja wieku. Interpretacja kredowego wieku formacji szlachtowskiej (tzw. czarny flisz), jak również formacji z Opaleńca, jest oparta wyłącznie na wynikach badań zespołów otwornic. W opracowaniach często się powtarza stwierdzenie o występowaniu dwóch różnych zespołów mikrofauny: ubogiej, źle zachowanej i niepozwalającej na określenie wieku oraz drugiego zespołu zawierającego formy kredowe. Na przykład w opracowaniu Blaicher (1973), zespoły mikrofaunistyczne warstw ze Sztolni (a więc formacji szlachtowskiej) zostały scharakteryzowane następująco: *Mikrofauna warstw ze Sztolni 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 Sztolni a formacją wronińską, tłumacząc ją zmianami środowiskowymi. Podobnie charakteryzują otwornice „czarnego fliszu” z profilu w Ujaku (Słowacja) Oszczytko i in. (2004, str. 95): *the other samples consist of poor and non-diagnostic foraminifera, and some crinoids, sponge spicules and echinoids* (pozostałe próbki zawierają źle zachowane oraz niediagnostyczne otwornice, nieliczne krynoidy, igły gąbek i jeżowców). Zdaniem autora, 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 tektonicznie profilach.

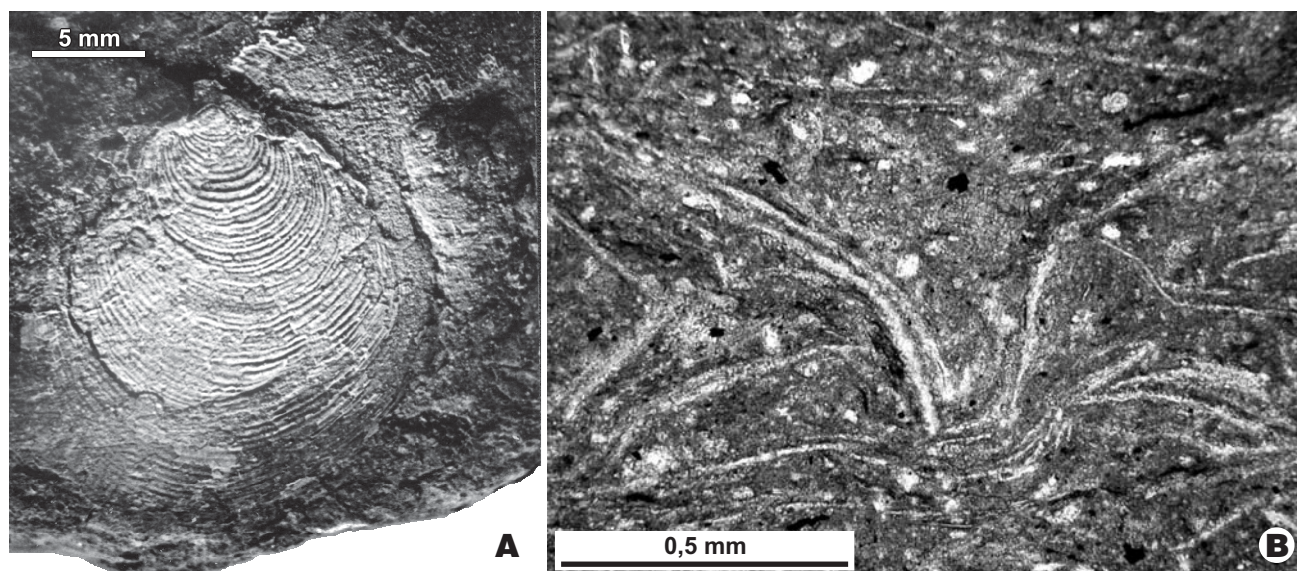
Na uwagę zasługuje fakt, że wzmiankowani autorzy, badając niezaburzone profile formacji szlachtowskiej (ale tylko pod kątem występowania nanoplanktonu), znaleźli tam już wyłącznie formy jurajskie: *the calcareous nannofossil assemblages indicate the following ages (Tables 1, 3, 5): black flysch, Aalenian-Bajocian, mainly Early Bajocian* — zespoły nanoplanktonu wapiennego wskazują na następujący wiek (tablice 1, 3, 5): czarny flisz, aalen–bajos, głównie wczesny bajos (Oszczytko i in., 2004, str. 106). W większości próbek zespoły kokolitów były podobne, często były to niemal monogatunkowe zespoły *Lotharingius contractus*. W próbce nr 20 licznie pojawił się jeszcze gatunek *Watzanueria britannica*.

Problem redepozycji. Właśnie zjawiskiem redepozycji Oszczytko i in. (2004) tłumaczą masową niekiedy

obecność jurajskich makro- i mikroskamieniałości w formacji szlachtowskiej i z Opaleńca: *the presence of Jurassic nannofossils in the Lower-Upper Cretaceous deposits indicates that calcareous material was derived from a Jurassic source area, probably from the Czorsztyn Ridge* — obecność jurajskich nanoskamieniałości w utworach dolnej górnej kredy wskazuje, że materiał pochodził z osadów jurajskich, najprawdopodobniej z grzbietu czorsztynskiego (Oszczytko i in., 2004, str. 107–108). Nie podają jednak logicznego wytłumaczenia, dlaczego ten „redeponowany” zespół skamieniałości obejmuje taksony o bardzo wąskim zasięgu biostratygraficznym — aalen–bajos (to samo dotyczy zespołów dinocyst ogólnie reprezentujących ten sam przedział wiekowy!).

Oszczytko i in. (2004) nie odnoszą się również do bardzo istotnego problemu braku klastów reprezentujących młodsze jednostki litostratygraficzne, np. tak charakterystyczne środkowo-górnojurajskich radiolarytów czy górnojurajsko-dolnokredowych wapieni, które powinny masowo występować, jeśli poprawne jest założenie tak masowej redepozycji w „środkowej” kredzie: *In the southern part of the Magura Basin black flysch deposition followed the accumulation of the uppermost Jurassic-Early Cretaceous, extremely condensed, basinal, deep-water sediments of Maiolica-type (Golonka and Sikora, 1981). The erosion of the Czorsztyn pelagic swell supplied an enormous amount of redeposited rocks, including crinoidal limestones, a significant amount of planktonic microfossils, marine macrofossils and land plant remains* — Depozycja czarnego fliszu w południowej części basenu magurskiego nastąpiła po akumulacji najwyższej jury–dolnej kredy wykształconej w postaci ekstremalnie skondensowanych osadów basenowych typu *maiolica* (Golonka & Sikora, 1981). Erozja tych pelagicznych osadów dostarczyła ogromnych ilości redeponowanych skał, w tym wapieni krynoidowych, a także dużych ilości planktonicznych mikroskamieniałości, morskich makroskamieniałości i szczątków roślin lądowych (Oszczytko i in., 2004, str. 110–111). Tymczasem badania sedymentologiczne formacji szlachtowskiej nie wykazały śladu obecności nie tylko tej „ogromnej ilości” (*enormous amount*), ale w ogóle górnojurajskich i dolnokredowych klastów w tych utworach (np. Łoziński, 1956, 1966; Krawczyk & Słomka, 1986, 1987); co więcej, wyniki ich analizy wskazują na to, że obszary dostarczające materiał klastyczny w czasie powstawania formacji szlachtowskiej: *miały najprawdopodobniej staropaleozoiczne podłoże krystaliczne (głównie metamorficzne) przykryte niezbyt grubym płaszczem utworów osadowych prawdopodobnie wieku późno-paleozoicznego i triasowego* (Krawczyk i in., 1987; str. 75; por. także Birkenmajer, 1979, str. 21).

Pewną sugestią, 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 wyrażają się odwrotnym stosunkiem ilościowego występowania cyrkonu i granatu. Dla aalenu charakterystyczna jest przewaga granatu, dla neokomu i cenomanu — przewaga cyrkonu* (Łoziński, 1956, str. 160) oraz *dalszą różnicę pomiędzy fliszowymi piaskowcami jurajskimi (aalen) a dolno- i środkowokredowymi w pienińskim pasie skałkowym obserwujemy*



Ryc. 5. Przykład dobrze zachowanej skorupki małża *Bositra buchi* (A) oraz związanej z nim mikrofacji filamentowej z bioturbacjami (B) z formacji szlachtowskiej (A — wg Birkenmajera i Myczyńskiego, 1977; B — wg Birkenmajera i in., 2008)

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.

Próba wytłumaczenia przez Oszczytkę i in. (2004, str. 107) braku kredowego nanoplanktonu wapiennego w osadach formacji szlachtowskiej i formacji z Opaleńca, który powinien się tam znajdować, gdyby przyjąć kredowy wiek tych jednostek litostratygraficznych, nie opiera się na faktach. Autorzy ci postulują, oprócz niekorzystnych warunków środowiskowych w strefie fotycznej, rozpuszczanie kredowych form poniżej głębokości CCD, natomiast obecność kokolitów jurajskich tłumaczą ich występowaniem w obrębie klastów: *Only reworked coccoliths had a chance of being preserved in environment that was not conducive to the preservation of CaCO₃, for instance below or within fluctuating calcium compensation depths (CCD). Nanofossils from older Jurassic strata could have been covered by clay minerals, which served to protect them from dissolution* — Tylko redeponowane kokolity miały możliwość przetrwania w środowisku niesprzyjającym zachowaniu się CaCO₃, np. poniżej lub w obrębie zmieniającej się głębokości kompensacji kalcytu (CCD). Nanoskamieniałości ze starszych jurajskich osadów mogły być pokryte minerałami ilastymi, które zapobiegły rozpuszczeniu (Oszczytko i in., 2004, str. 107). Nie biorą jednak pod uwagę braku jakichkolwiek przesłanek wskazujących na to, że osady formacji szlachtowskiej i formacji z Opaleńca powstawały na głębokościach poniżej CCD.

Nawet jeśli pominiemy masowe niekiedy nagromadzenia wapiennej fauny w osadach „czarnego fliszu” (redeponowanej w ujęciu Oszczytki i in., 2004), to analiza sedymentologiczna wykaże bardzo duży udział materiału węglanowego, również w spoiwie. Krawczyk i Słomka (1987, str. 38) w szczegółowej analizie wybranych profili formacji szlachtowskiej stwierdzili m.in., że: *W niektórych warstwach skał psamitowych zawartość CaCO₃ jest tak duża, iż należałoby mówić już o wapieniach lub marglach piaszczystych, a nie o piaskowcach. Węglan wapnia obec-*

ny jest przede wszystkim w spoiwie, które ma zazwyczaj charakter węglanowy lub węglanowo-ilasty, a którego zawartość w skale może przekraczać nawet 80%. Autorzy ci nie stwierdzili obecności bezwapniowych członów sekwencji Boumy reprezentujących osad hemipelagiczny i pelagiczny, który może odzwierciedlać rzeczywistą sedymentację poniżej CCD: Wszystkie opisane [...] odmiany łupków formacji szlachtowskiej są z reguły wapieniste, choć natężenie reakcji z HCl wskazuje na zróżnicowaną zawartość węglanu wapnia. Zróżnicowanie to nie wydaje się być związane z typem łupku (Krawczyk & Słomka, 1987, str. 55). Co więcej, określając charakter sedymentacji najdrobniejszej frakcji formacji szlachtowskiej, Krawczyk i Słomka (1987, str. 119) piszą: Dominującym mechanizmem sedymentacji była monotonna, powolna depozycja materiału pelitowego, rzadko przerywana epizodami dostawy materiału frakcji grubszych. Cechy łupków wskazują, że powstawały one w większości w wyniku swobodnego, grawitacyjnego opadania najdrobniejszego materiału na dno basenu.

Oszczytko i in. (2004), opowiadając się za kredowym wiekiem „czarnego fliszu” i przyjmując masową redepozycję aaleńsko-bajoskich skamieniałości, nie tłumaczą także faktu, że są one często doskonale zachowane, a ich sposób występowania w osadzie wskazuje na występowanie *in situ*, a nie redepozycję. Dotyczy to np. doskonale zachowanych cienkoskorupkowych małży *Bositra buchi* (wielokrotnie opisywanych w osadach formacji szlachtowskiej) jurajskich amonitów (np. Gąsiorowski, 1962; Birkenmajer & Myczyński, 1977; Birkenmajer i in., 2008, ryc. 13A), belemnitów (Krawczyk i in., 1992) czy też masowo niekiedy występujących krynoidów (np. Głuchowski i in., 1983; Głuchowski, 1987). O sposobie występowania krynoidów Krawczyk i Słomka (1987, str. 118) napisali: *Ich obfitość oraz dobry na ogół stan zachowania trochitów i innych elementów szkieletowych, a także sposób ich rozmieszczenia w warstwach (laminacja krynoidowa), wykluczają naszym zdaniem możliwość uznania ich za redeponowane produkty niszczenia wapieni krynoidowych. Te same cechy wskazują ponadto na krótki transport wymienionych szczątków organicznych. Należy zatem przyjąć, że elementy szkieleto-*

we liliowców gromadziły się w miejscu ich wzrostu, tzn. w stosunkowo płytkich, brzeźnych partiach zbiornika, gdzie mieszały się z materiałem terygenicznym, a następnie były wraz z nim przenoszone na miejsce depozycji.

Mikrofacje. Występujące w osadach formacji szlachtowskiej masowe nagromadzenie małży *Bositra buchi* i powiązanej z nimi mikrofacji filamentowej (ryc. 5B) bezdyskusyjnie świadczą o jurajskim wieku tych osadów. Tego typu mikrofacja jest rozpowszechniona w toarccko-oksfordzkich osadach epikontynentalnych i tetydzkich (np. Bernoulli & Jenkyns, 1974; Lefeld, 1974; Birkenmajer, 1977; Tysza, 1991, 1994, 1995; Wierzbowski, 1994; Steiner i in., 1998; Wierzbowski i in., 1999; Gradziński i in., 2004). Taka mikrofacja w formacji szlachtowskiej była opisywana np. przez Birkenmajera i Myczyńskiego (1977), którzy znaleźli m.in. duże okazy tych cienkoskorupkowych małży — nawet do prawie 2 cm długości (Birkenmajer & Myczyński, 1977, fig. 7b, pl. 2). Ułożenie filamentów widoczne w płytkach cienkich niekiedy podkreśla bioturbacje, a więc ewidentnie skorupki te są *in situ* (Birkenmajer i in., 2008, ryc. 13B). Oszczytko i in. (2004) w ogóle nie wspominają o występowaniu tego typu mikrofacji. Co dziwne, jeden ze współautorów pracy wcześniej pisał: *charakterystyczna dla wapieni warstw nadposidonowych jest mikrofacja z Bositra sp., mająca szerokie rozprzestrzenienie w jurze środkowej–w dolnej części jury górnej* (Golonka & Sikora, 1981, str. 23).

Kolejnym przykładem fauny jurajskiej występującej w formacji szlachtowskiej, a zupełnie pominiętej przez Oszczytkę i in. (2004), są znaleźiska gryfeidów (*Gryphaea* spp.). Te dobrze zachowane małże, niekiedy z obydwoją połówkami skorupki, były opisywane przez Birkenmajera (1957b, 1963, 1977) i Pugaczewską (1971) z aaleńskiej formacji z Krzonowego (dawna nazwa: warstwy liogryfeowe, warstwy z *Liogryphaea*; por. Birkenmajer, 1957b; por. też Birkenmajer & Pazdro, 1963), obecnie uważanej za ogniwo w obrębie formacji szlachtowskiej (Birkenmajer & Tysza, 1996).

Wnioski

1) Wiek tzw. czarnego fliszu pienińskiego pasa skałkowego w Polsce (czyli formacji szlachtowskiej), określony na podstawie dinocyst, jak również innych grup skamieniałości, jest jurajski (środkowojurajski). Podobnie środkowojurajski jest wiek formacji z Opaleńca.

2) Interpretacja kredowego wieku zarówno formacji szlachtowskiej, jak i formacji z Opaleńca w Polsce wynika najprawdopodobniej z niewłaściwego pobrania próbek pochodzących z najbardziej zaburzonych tektonicznie profili. Tym samym stwierdzenie zawarte w pracy Oszczytki i in. (2004, str. 110): *the biostratigraphic analysis presented herein proves without doubt an Albian-Cenomanian age for the black flysch deposits of the Pieniny Klippen Belt* (analiza biostratygraficzna przedstawiona w niniejszej pracy wykazuje bez wątpliwości albsko-cenomański wiek czarnego fliszu pienińskiego pasa skałkowego) jest, zdaniem autora, całkowicie nieuzasadnione.

W tym miejscu pragnę podziękować prof. Krzysztofowi Birkenmajerowi za krytyczne przeczytanie tekstu rękopisu oraz dyskusje nad poruszonym tu zagadnieniem. Profesorowi Adamowi Gasińskiemu oraz anonimowemu recenzentowi dziękuję za uwagi poczynione w recenzji pracy.

Literatura

- ANDRUSOV D. 1929 — Notes sur la géologie des Carpathes du Nord-Ouest. IV. Les klippes Piénines. Vestnik Statniho Geologického Ústavu "SR (Praha), 5 (6): 327–342.
- BERNOULLI D. & JENKYN S. H. C. 1974 — Alpine Mediterranean and early Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. SEPM Spec. Publ., 19: 129–160.
- BIRKENMAJER K. 1953 — Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen Belt series in Poland. Bull. Acad. Pol. Sc. Cl. 3, 1: 271–274.
- BIRKENMAJER K. 1957a — Sedimentary characteristics of the Flysch-Aalenian in the Pieniny Klippen Belt (Central Carpathians). Bull. Acad. Pol. Sc. Cl. 3, 5: 451–456.
- BIRKENMAJER K. 1957b — Uwagi o sedimentacji aalenu fliszowego i warstw jarmuckich pasa skałkowego. Roczn. Pol. Tow. Geol., 26: 165–178.
- BIRKENMAJER K. 1963 — Esquisse de la stratigraphie du Mésozoïque et du Paléogène dans la zone des Klippes Piénines en Pologne. Biul. Inst. Geol., 181: 207–223.
- BIRKENMAJER K. 1977 — Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Stud. Geol. Pol., 45: 1–159.
- BIRKENMAJER K. 1979 — Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Wyd. Geol., Warszawa.
- BIRKENMAJER K., DUDZIAK J., JEDNOROWSKA A. 1979 — Wgłębna budowa geologiczna północnej strefy dyslokacyjnej pienińskiego pasa skałkowego w Szczawnicy. [W:] Birkenmajer K. (red.) Budowa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego. Stud. Geol. Pol., 61: 7–36.
- BIRKENMAJER K. & GEDL P. 2004 — Dinocyst ages of some Jurassic strata, Grajcarek Unit at Sztolnia Creek, Pieniny Klippen Belt (Poland). Stud. Geol. Pol., 123, 245–277.
- BIRKENMAJER K. & GEDL P. 2007 — Age of some deep-water marine Jurassic strata at Mt Hulina, Małe Pieniny Range (Grajcarek Unit, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland), as based on dinocysts. Stud. Geol. Pol., 127: 51–70.
- BIRKENMAJER K., GEDL P., MYCZYŃSKI R. & TYSZKA J. (2008) — “Cretaceous black flysch” in the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians: a case of geological misinterpretation. Cretaceous Res. (in press).
- BIRKENMAJER K. & MYCZYŃSKI R. 1977 — Middle Jurassic deposits and fauna of the Magura Succession, near Szlachtowa, Pieniny Klippen Belt (Carpathians). Acta Geol. Pol., 27: 387–400.
- BIRKENMAJER K. & PAZDRO O. 1963 — Microfaunal reconnaissance of the Dogger of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) in Poland. Bull. Acad. Pol. Sci., Série Sci. Géol. Géogr., 11: 127–132.
- BIRKENMAJER K. & PAZDRO O. 1968 — W sprawie tzw. „warstw ze Sztolni” w pienińskim pasie skałkowym Polski. Acta Geol. Pol., 18: 325–365.
- BIRKENMAJER K., PÉCSKAY Z. & SZELIGA W. 2004 — Age relationships between Miocene volcanism and hydrothermal activity at Mt Jarmuta, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland. Stud. Geol. Pol., 123: 279–294.
- BIRKENMAJER K. & TYSZKA J. 1996 — Palaeoenvironment and age of the Krzonowe Formation (marine Toarcian-Aalenian), Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Stud. Geol. Pol., 109, 7–42.
- BLAICHER J. 1973 — Monografia mikrofauny dolnej kredy jednostki magurskiej. Arch. Państwowego Instytutu Geologicznego, Kraków.
- BLAICHER J. & SIKORA W. 1969 — W sprawie wieku ogniwa czarnego aalenem fliszowym w pienińskim pasie skałkowym. Kwart. Geol., 13: 716–717.
- BLĄSZYK J. 1968 — Małżoraczki z profilu potoku Sztolnia w pienińskim pasie skałkowym Polski. Acta Geol. Pol., 18: 367–373.
- DUDZIAK K. 1986 — Nannoplankton wapienny z formacji szlachtowskiej (jura) w potoku sztolnia, pieniński pas skałkowy. Stud. Geol. Pol., 88: 135–142.
- GAŚIÓROWSKI S.M. 1962 — Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians and their stratigraphical value. Stud. Geol. Pol., 10: 1–151.
- GEDL P. 2007 — Organic-walled Dinoflagellate cysts from some Jurassic and Cretaceous strata of the Grajcarek Unit at Hałuszowa, Pieniny Klippen Belt (West Carpathians, Poland). Stud. Geol. Pol., 127: 101–117.
- GEDL P. 2008 — Wiek formacji szlachtowskiej (tzw. czarnego fliszu) i formacji z Opaleńca pienińskiego pasa skałkowego w Polsce na podstawie badań dinocyst. Prz. Geol., 56: 245–252.
- GEDL P. & GEDL E. 2001 — Wyniki badań palinologicznych utworów jednostki Grajcarek w potoku Sztolnia (pieniński pas skałkowy, polskie Karpaty wewnętrzne). [W:] Pieńkowski G. & Grabowski J.

- (red.), Polska Grupa Robocza Systemu Jurajskiego Jurassica, II Spokanie, Starachowice 27–29.09.2001: 10.
- GLUCHOWSKI E. A. 1987 — Jurassic and Early Cretaceous Articulate Crinoidea from the Pieniny Klippen Belt and the Tatra Mts, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, 94: 1–102.
- GLUCHOWSKI E. A., KRAWCZYK A.J. & SŁOMKA T. 1983 — Isocrinida from the Szlachtowa Formation (Jurassic) of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, 77: 83–88.
- GOLONKA J., KROBICKI M., OSZCZYPKO N. & ŚLACZKA A. 2006 — Modelowanie palinspastyczne i mapy paleogeograficzne Karpat w fanerozoiku. [W:] Oszczytko N., Uchman A. & Malata E. (red.), *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*. Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków: 19–43.
- GOLONKA J. & RĄCZKOWSKI W. 1984 — Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skalo 1 : 50 000. *Arkusz Piwniczna*. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- GOLONKA J. & SIKORA W. 1981 — Mikrofacje ścienionych sedymentacyjnie utworów jury i kredy dolnej pienińskiego pasa skałkowego. *Biul. Inst. Geol.*, 331: 7–37.
- GRADZIŃSKI M., TYSZKA J., UCHMAN A. & JACH R. 2004 — Large microbial-foraminiferal oncolites from condensed Lower-Middle Jurassic deposits: a case study from the Tatra Mountains, Poland. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 213: 133–151.
- HORWITZ L. 1926 — Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1925 na arkuszach „Szcawnica” i „Nowy Targ”. *Posiedz. Nauk. PIG*, 14: 15–16.
- HORWITZ L. 1933 — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1932, a związanych z rewizją ark. Nowy Targ i Szcawnica Atlasu Geologicznego Galicji. *Posiedz. Nauk. PIG*, 35: 22–26.
- HORWITZ L. 1937 — Fauna i wiek warstw posidonioowych w Pienińskim Pasiu Skałkowym. A — część ogólna. *Spraw. PIG*, 8: 69–128.
- HORWITZ L. & RABOWSKI F. 1929 — Przewodnik do wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Pieniny (18–21 V 1929 r.). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 6: 109–156.
- KRAWCZYK A.J., KROBICKI M. & SŁOMKA T. 1992 — Belemnites from the Szlachtowa Formation (Middle Jurassic), Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, 40: 1–7.
- KRAWCZYK A.J., MUSZYŃSKI M. & SŁOMKA T. 1987 — Okruczy skał w psamitach formacji szlachtowskiej pienińskiego pasa skałkowego. *Stud. Geol. Pol.*, 92: 75–86.
- KRAWCZYK A.J. & SŁOMKA T. 1986 — Wykształcenie i sedymentacja formacji szlachtowskiej (jura) na wschód od Szcawnicy (jednostka Grajczarka, pieniński pas skałkowy). *Stud. Geol. Pol.*, 88: 33–134.
- KRAWCZYK A.J. & SŁOMKA T. 1987 — Egzotyki z formacji szlachtowskiej pienińskiego pasa skałkowego. *Stud. Geol. Pol.*, 92: 69–74.
- KROBICKI M. & GOLONKA J. 2006 — Pieniny Klippen Belt. [In:] Wierzbowski A. et al. (ed.), *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians. Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System, Poland, Kraków, September 6–18, 2006*: 15–22.
- KROBICKI M., POPRAWA P. & GOLONKA J. 2006 — Wczesnojurajsko-późnokredowa ewolucja pienińskiego basenu skałkowego w świetle analizy subsydencji tektonicznej. [W:] Oszczytko N., Uchman A. & Malata E. (red.), *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*. Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków: 165–178.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1972 — Budowa geologiczna Polski, tom IV: Tektonika, część 3: Karpaty, rozdz. Tektonika pienińskiego pasa skałkowego. *Wyd. Geol.*, Warszawa: 67–119.
- LEFELD J. 1974 — Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the sub-tatric succession in the Tatra Mts (Western Carpathians). *Acta Geol. Pol.*, 24: 277–364.
- ŁOZIŃSKI J. 1956 — Porównanie zespołów minerałów ciężkich fliszu podhalańskiego, aalenu fliszowego w pasie skałkowym i egzotyków jurajskich z Bachowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 26: 157–164.
- ŁOZIŃSKI J. 1959 — Minerale ciężkie piaskowców dolnej i środkowej kredy w pienińskim pasie skałkowym. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 29: 119–125.
- ŁOZIŃSKI J. 1966 — Minerale okrucowe w piaskowcach fliszowych pienińskiego pasa skałkowego i obszarów sąsiadujących. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN*, 37: 1–72.
- MALATA E. 2005 — Examples of allochthonous foraminiferal assemblages from the Magura Unit (Polish Flysch Carpathians) — their interpretation and significance. [In:] Oliwkiewicz-Mikłasińska M. & Tyszką J. (eds.), *MIKRO-2005 Abstract Book, 5th Micropalaeontological Workshop, Szymbark, Poland, June 8–10, 2005*: 24–25.
- OSZCZYPKO N. 2004 — The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. *Prz. Geol.*, 52: 780–791.
- OSZCZYPKO N. 2005 — Oligocene-Lower Miocene sequences of the Pieniny Klippen Belt and adjacent Magura Nappe between Jarabina and the Poprad River (East Slovakia and South Poland): their tectonic position and palaeogeographic implications. *Geol. Quart.*, 49: 379–402.
- OSZCZYPKO N. 2006a — Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geol. Quart.*, 50: 169–194.
- OSZCZYPKO N. 2006b — Wstęp. [W:] Oszczytko N., Uchman A. & Malata E. (red.), *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*. Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków: 5–7.
- OSZCZYPKO N. 2006c — Pozycja polskich Karpat zewnętrznych w łuku alpejskim oraz etapy ich rozwoju. [W:] Oszczytko N., Uchman A. & Malata E. (red.), *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*. Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków: 9–18.
- OSZCZYPKO N., MALATA E., ŠVÁBENICKÁ L., GOLONKA J. & MARKO F. 2004 — Jurassic-Cretaceous controversies in the Western Carpathian Flysch: the “black flysch” case study. *Cretaceous Res.*, 25: 89–113.
- OSZCZYPKO N. & OSZCZYPKO-CLOWES M. 2006 — Rozwój basenu magurskiego. [W:] Oszczytko N., Uchman A. & Malata E. (red.), *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*. Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków: 133–164.
- PAZDRO O. 1979 — Mikrofauna formacji z Opaleńca (jura środkowa) pienińskiego pasa skałkowego Polski. [W:] Birkenmajer K. (red.) *Budowa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego*. *Stud. Geol. Pol.*, 61: 105–128.
- PUGACZEWSKA H. 1971 — Aalenian Gryphaeinae from the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, 16: 389–399.
- SIKORA W. 1962a — Nowe dane o stratygrafii serii magurskiej w okolicy Szcawnicy. *Kwart. Geol.*, 6: 805–806.
- SIKORA W. 1962b — New data on the geology of the Pieniny Klippen Belt. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, 10: 203–211.
- SIKORA W. 1969 — Peninskaá utesowaá zona. [W:] Putevoditel èkskursij dlá účastnikov ètyrnamcatogo zasedaniá Postoánnoj Komissii ÈÈV po geologii. *Wyd. Geol.*, Warszawa: 15–28.
- SIKORA W. 1971a — Oèerk tektozeneza peninskoy utèsovoj zony v Pol’še v svete novych geologièskich dannyh. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41, 1: 221–239.
- SIKORA W. 1971b — Wycieczka D–2. Punkt 1 — Szcawnica - rzeźnia. [W:] Przewodnik XLIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kraków 12–14 września 1971. Instytut Geologiczny, *Wyd. Geol.*, Warszawa: 212–215.
- SIKORA W. 1971c — Wycieczka D–2. Punkt 3 — Przekrój środkowego i dolnego biegu potoku Sztolnia. [W:] Przewodnik XLIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kraków 12–14 września 1971. Instytut Geologiczny, *Wyd. Geol.*, Warszawa: 219–224.
- STEINER C., HOBSON A., STAMPFLI G.M. & HERNANDEZ J. 1998 — Mesozoic sequence of Fuerteventura (Canary Islands): witness of Early Jurassic sea-floor spreading in the central Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110: 1304–1317.
- TYSZKA J. 1991 — Palaeoenvironment of basinal Middle Jurassic carbonates, Pieniny Klippen Basin, Carpathians. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, 39: 231–251.
- TYSZKA J. 1994 — Palaeoenvironmental implications from ichnological and microfaunal analyses of Bajocian spotty carbonates, Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. *Palaeos.*, 9: 175–187.
- TYSZKA J. 1995 — Mid-Jurassic palaeoenvironment and benthic communities in the Pieniny Klippen Belt and the Magura basins, Pieniny Klippen Belt, Poland. *Arch. Instytutu Nauk Geologicznych PAN*.
- UCHMAN A., MALATA E., OLSZEWSKA B. & OSZCZYPKO N. 2006 — Paleobotymetria basenów Karpat zewnętrznych. [W:] Oszczytko N., Uchman A. & Malata E. (red.), *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*. Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków: 85–102.
- UHLIG V. 1890 — Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II. Th. Der pieninische Klippenzug. *Jb. Geol. Anst. (Wien)*, 40: 559–824.
- WIERZBOWSKI A. 1994 — Late Middle Jurassic to earliest Cretaceous stratigraphy and microfacies of the Czorsztyn Succession in the Spisz area, Pieniny Klippen Belt, Poland. *Acta Geol. Pol.*, 44: 223–249.
- WIERZBOWSKI A., JAWORSKA M. & KROBICKI M. 1999 — Jurassic (Upper Bajocian-lowest Oxfordian) ammonitico rosso facies in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland: its fauna, age, microfacies and sedimentary environment. *Stud. Geol. Pol.*, 115: 7–74.

Praca wpłynęła do redakcji 26.09.2007 r.

Po recenzji akceptowano do druku 13.02.2008 r.