

Środkowojurajskie wapienie bulaste sukcesji czertezickiej pienińskiego basenu skałkowego Polski — fakty i kontrowersje

Michał Krobicki¹, Andrzej Wierzbowski²



M. Krobicki

A. Wierzbowski

Middle Jurassic nodular limestones of the Czertezik Succession of the Pieniny Klippen Basin of Poland — facts and controversies. *Prz. Geol.*, 57: 600–606.

Abstract. According to the present authors the decline of the Bajocian crinoidal limestone sedimentation in the Pieniny Klippen Basin corresponded to a general subsidence of the Czorsztyn Ridge which promoted the appearance of nodular limestones of the pelagic Ammonitico Rosso facies (Czorsztyn Limestone Fm., Niedzica Limestone Fm.). As proved by ammonite faunas recognized in the Czorsztyn, Niedzica and Czertezik successions, this replacement of the facies (sometimes related with hiatus) took place during the latest Bajocian. A different interpretation of stratigraphy of the crinoidal limestones is given by Birkenmajer (1977, 2007) who postulates a wider stratigraphical range of these deposits, in the Czertezik Succession, but also in the Czorsztyn Succession, from the Bajocian up to base or even end of the Callovian. According to this

author the crinoidal limestones span in these two successions a large stratigraphical interval of the Middle Jurassic being partly a lateral equivalent of the nodular limestones of the Niedzica Limestone Fm. of the Niedzica Succession. The present authors investigations, based on new findings of ammonites (parkinsoniids — Parkinsonia (Parkinsonia) parkinsoni (Sow.), Parkinsonia cf. bomfordi Arkell), in the typical area of occurrence of the Czertezik Succession, indicate the presence of the uppermost Bajocian–lowermost Bathonian red nodular limestones of the Niedzica Limestone Formation, and along with older ammonite datings from the Czorsztyn Succession prove that the onset of sedimentation of the nodular limestones was almost coeval in the Czertezik Succession, the Czorsztyn Succession and the Niedzica Succession. Additionally, the ammonite fauna indicates that sedimentation of the crinoidal limestones in the Czertezik Succession took place during the Bajocian, similarly as in other successions of the Pieniny Klippen Belt. These new findings show that differences between the Czertezik Succession, and other successions of the Pieniny Klippen Belt are much smaller than hitherto proposed (Birkenmajer, 1959), and confirm an earlier interpretation of the present authors (Wierzbowski et al., 2004).

Key words: Carpathians, Pieniny Klippen Basin, stratigraphy, Middle Jurassic, Czertezik Succession, nodular limestones, crinoidal limestones, ammonites

Sekwencje osadowe pienińskiego pasa skałkowego są wyróżniane w literaturze geologicznej jako jurajsko-kredowe sukcesje skałkowe (Birkenmajer, 1977, 1986, 1988), które osadzały się w odrębnej, najbardziej północnej części oceanu Tetydy (Birkenmajer, 1986; Golonka & Krobicki, 2004; Jurewicz, 2005; Krobicki & Golonka, 2006, 2008). Zwłaszcza ich środkowo- i późnojurajski oraz wczesnokredowy zapis ma kluczowe znaczenie dla zrozumienia ewolucji pienińskiego basenu skałkowego, ponieważ w tym czasie nastąpiło najsilniejsze zróżnicowanie facjalne osadów (Birkenmajer, 1977, 1979; Krobicki i in., 2006, 2008). Obecnie pieniński pas skałkowy stanowi bardzo wąski (maksymalnie do 20 km szerokości), silnie tektonicznie zaangażowany obszar, leżący pomiędzy Karpatami zewnętrznymi na północy i wewnętrznymi na południu. Rozciąga się on na przestrzeni ponad 600 km, od okolic Wiednia na zachodzie po Rumunię na wschodzie, z czego na terenie Polski znajduje się niecałe 50 km, między Starem Bystrem a doliną Białej Wody koło Jaworek (ryc. 1). Wielokrotna przebudowa tektoniczna spowodowała, że jest on teraz jednostką heterogeniczną, składającą się zarówno z utworów basenów wewnętrzno-karpackich, zwłaszcza pienińskiego basenu skałkowego, jak i basenów zewnętrzno-karpackich, basenu magurskiego (Birkenmajer, 1979, 1986; Golonka & Krobicki, 2004, 2006; Jurewicz, 2005).

W palinspastycznej rekonstrukcji basenu pienińskiego Birkenmajer (1959, 1963, 1977, 1979, 1986, 2007) wyróż-

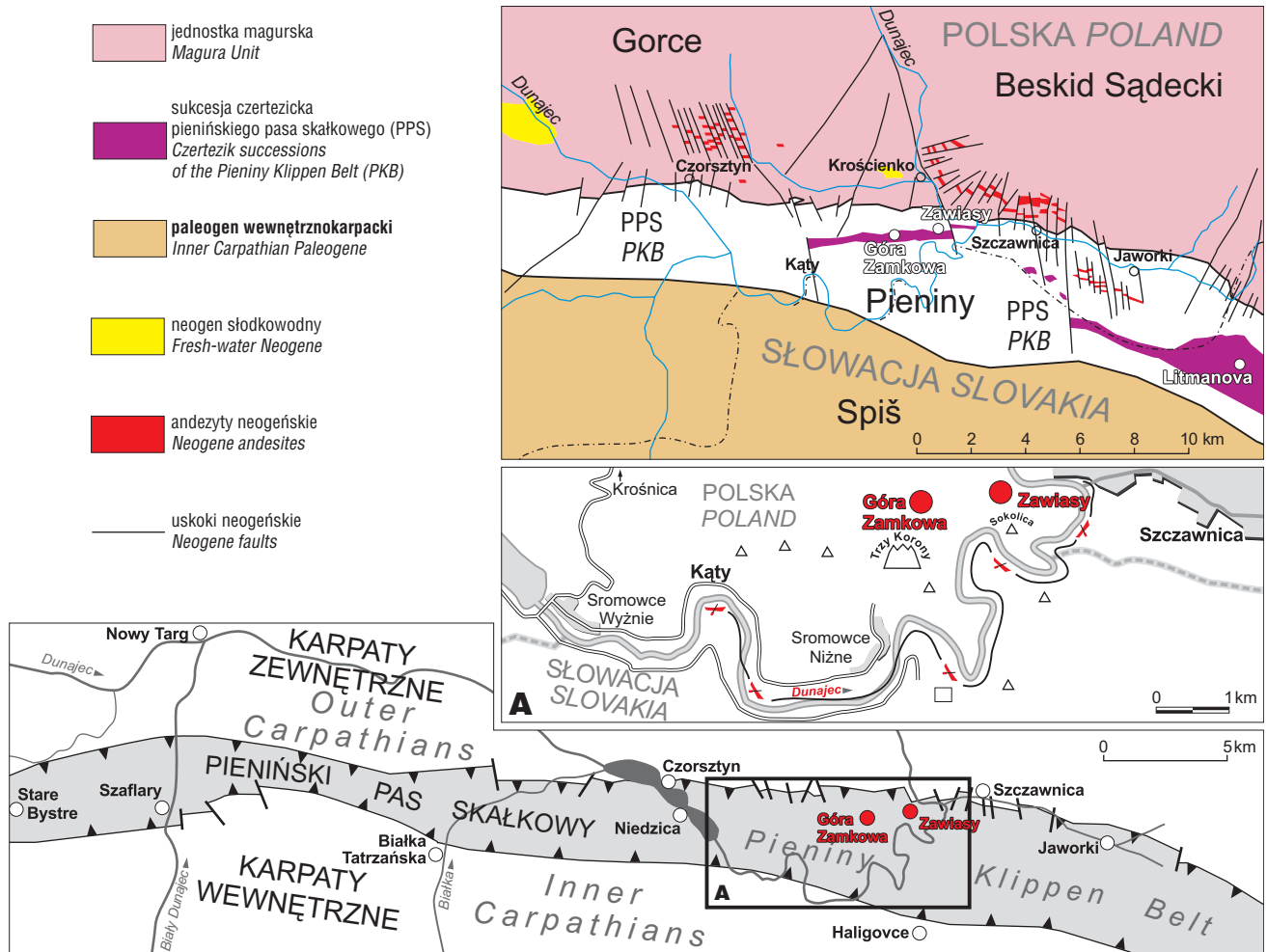
nia następujące sukcesje skałkowe (od północy na południe): najpłytszą — czorsztyńską (na południowym skłonie grzbietu czorsztyńskiego), przejściowe — czertezicką i niedzicką, oraz basenowe — braniską i pienińską; południowe zakończenie basenu, według Birkenmajera (1988), reprezentuje sukcesja haligowiecka, osadzona na północnym skłonie egzotykowego grzbietu Andrusova.

Nowe ujęcie paleogeograficznej pozycji grzbietu czorsztyńskiego z południowego zachodu na północny wschód, z przylegającymi do niego równoległe sukcesjami osadowymi, zaproponowali Golonka i Krobicki (2001) w nawiązaniu do lokalizacji basenu liguryjsko-penińskiego. Koncepcja ta uzyskała zaskakująco mocne potwierdzenie w wynikach całkowicie niezależnie prowadzonych badań paleomagnetycznych jurajskich profili zarówno po słowackiej (Aubrecht & Túnyi, 2001), jak i polskiej stronie pienińskiego pasa skałkowego (Grabowski i in., 2008).

Wyróżniona przez Birkenmajera (1959, 1977) sukcesja czertezicka miała się charakteryzować specjalnym rozwojem utworów środkowej i górnej jury. Ponad niewielkiej miąższości marglami plamistymi aalenu i łupkami sferosyderytowymi aalenu–dolnego bajosu facji *Fleckenmergel* (odpowiednio — formacja margli z Krempachów i formacja łupków ze Skrzypnego; por. Birkenmajer, 1977), miały leżeć dużej miąższości wapienie krynowide bajosu–keloweju, miejscami z rogowcami (formacja wapienia ze Smolegowej lub też formacja wapieni z Flaków, a lokalnie wapienia z Krupianki). Według Birkenmajera (1959, 1977), bezpośrednio nad nimi miały znajdować się radiolaryty oksfordu (formacja radiolarytów z Czajakowej), a powyżej czerwone wapienie bulaste kimerydu–tytonu facji *Ammonitico Rosso* formacji wapienia czorsztyńskiego i białe wapienie kalpionellowe beriasu formacji wapieni dursztyńskich.

¹Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; krobicki@geol.agh.edu.pl

²Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; Andrzej.Wierzbowski@uw.edu.pl



Ryc. 1. Lokalizacja profili z fauną amonitów dyskutowanych w tekście (Góra Zamkowa, Zawiasy) na tle rozprzestrzenienia sukcesji czertezickiej; mapa geologiczna wg Birkenmajera (1979, uproszczona i nieco zmieniona)

Fig. 1. Location of the studied sections with ammonite records discussed in the text (Góra Zamkowa, Zawiasy) according to distribution of the Czertezik Succession; geological map after Birkenmajer (1979, simplified and modified)

Jedną z najbardziej charakterystycznych cech sukcesji czertezickiej (według Birkenmajera, 1959, 1977) miał być brak tzw. dolnego wapienia bulastego, odpowiadającego w formalnej terminologii litostratygraficznej formacji wapienia niedzickiego. W paleogeograficznie bliskiej sukcesji niedzickiej wapien ten występuje pomiędzy wapieniami krynoidowymi bajosu a kompleksem oksfordzkich radiolarytów. Jest on datowany liczną fauną amonitową na przedział najwyższy bajos–górnego kelowej lub dolny oksford (Birkenmajer & Znosko, 1955; Wierzbowski i in., 1999). Zgodnie z poglądem Birkenmajera (1977) wapienie krynoidowe sukcesji czertezickiej miały powstawać przez długi czas, od bajosu aż po schyłek kelowej. Podobnie długi czas sedimentacji wapieni krynoidowych postulował Birkenmajer (1977; także późniejsze prace, np. Birkenmajer, 2001) w sukcesji czorsztynskiej, gdzie miały się one tworzyć od bajosu do końca batonu, a leżące powyżej wapienie bulaste miały pojawić się nie wcześniej niż z początkiem kelowej.

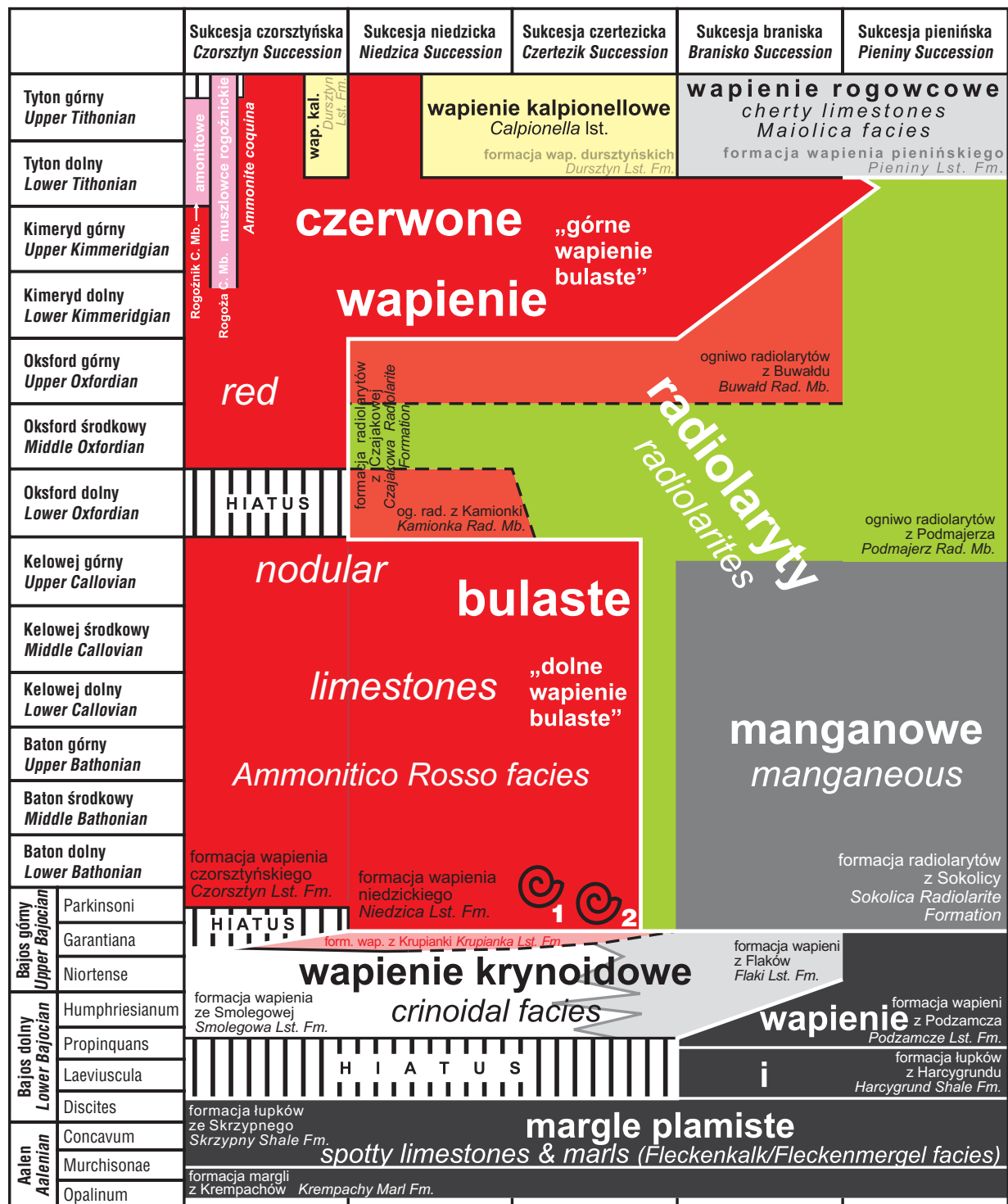
W efekcie prowadzonych od wielu lat badań (Kutek & Wierzbowski, 1986; Wierzbowski & Remane, 1992; Krobicki, 1994, 1996; Wierzbowski, 1994; Krobicki & Wierzbowski, 1996, 2004; Wierzbowski i in., 1999, 2004; Reháková & Wierzbowski, 2005; Krobicki i in., 2008) uzyskano nowe informacje o pozycji stratygraficznej utworów środkowej i górnej jury oraz dolnej kredy pienińskiego

basenu skałkowego (ryc. 2). Wskazały one na konieczność dokonania istotnych zmian w schemacie korelacyjnym jednostek litostratygraficznych podanym przez Birkenmajera (1959, 1963, 1977, 1979, 1986), nie tylko w interpretacji wiekowej tych jednostek, ale i w konsekwencji w istotnych elementach palinspastycznej rekonstrukcji basenu.

Trzeba tu wyraźnie zaznaczyć, że przedstawiony przez Birkenmajera (1977, por także np. Birkenmajer, 2001) szeroki zasięg stratygraficzny wapieni krynoidowych w sukcesji czorsztynskiej, od bajosu do końca batonu, w miarę dopływu wyników nowych badań pozostawał z nimi w oczywistej sprzeczności. Wszędzie tam, gdzie w najniższej części wapieni bulastych leżących na wapieniach krynoidowych zostały napotkane amonity, wskazywały one zawsze na najwyższy bajos lub niższy baton, co oznaczało, że niżej leżące wapienie krynoidowe nie mogły być młodsze od bajosu (profile sukcesji czorsztynskiej: w rejonie Jaworek i w dolinie Białej Wody — Birkenmajer & Myczyński, 1984; w potoku Krupianka, w skałce Zamku Czorsztynskiego, w skałce Oblazowa — Wierzbowski i in., 1999; a także w zatopionej obecnie skałce Halka — Myczyński & Wierzbowski, 1994, por. także Wierzbowski i in., 1999, str. 24). W żadnym z profilów sukcesji czorsztynskiej na terenie Polski, w wapieniach krynoidowych leżących pod wapieniami bulastymi nie zostały też znalezione amonity, które wskazywałyby na młodszy niż bajoski wiek tych utworów.

Także i na terenie Słowacji szczegółowa analiza stratygraficzna wielu profili zarówno we wschodniej, jak i zachodniej części pienińskiego pasa skałkowego wskazuje zawsze na późnobajoski lub też wczesnobatoński wiek wapieni bulastych leżących na wapieniach krynoidowych w sukcesji czorsztyńskiej (Schlöggl i in., 2005). W tej sytuacji nie ma dowodów biostratygraficznych na przyjmowany przez Birkenmajera (1977) szeroki zasięg stratygraficzny wapie-

ni krynoidowych w sukcesji czorsztyńskiej do końca batonu. Nie mogą być bowiem jednoznacznym dowodem takiej interpretacji, wbrew poglądom Birkenmajera (1963, str. 40), wymieniane przez Uhliga (1890, str. 749) i innych XIX-wiecznych badaczy, środkowojurajskie amonity, a w szczególności: *Oppelia fusca*, *Bullatimorphites ymir*, *Lissoceras psilodiscus*, chociaż pochodzące z *rother Crinoidenkalk*. Problem w tym, że wspomniane czerwone wapie-



Ryc. 2. Korelacja stratygraficzna jurajskich litofacji (jednostki litostratygraficzne wg Birkenmajera, 1977) w obrębie sukcesji pienińskiego basenu skałkowego (wg Wierzbowskiego i in., 2004, uzupełnione przez Krobickiego i in., 2008) z lokalizacją nowej fauny amonitów dyskutowanych w tekście (1 — Góra Zamkowa, 2 — Zawiasy)

Fig. 2. Stratigraphical correlation of the Jurassic lithofacies (lithostratigraphical units after Birkenmajer, 1977) within the Pieniny Klippen Basin successions (after Wierzbowski et al., 2004, supplemented by Krobicki et al., 2008); location of a new ammonite fauna discussed in the text is indicated (1 — Góra Zamkowa, 2 — Zawiasy)

nie krynoidowe, utożsamiane przez Birkenmajera (1977) z formacją wapienia z Krupianki, zawierające wymienione amonity, znane są z niewielu stanowisk (przede wszystkim w okolicach Homolovačko koło Jarabiny na Słowacji), które nigdy nie były przedmiotem szczegółowych studiów sedimentologicznych i biostratygraficznych i niekoniecznie muszą reprezentować „czerwone wapienie krynoidowe” spod wapieni bulastych. Nie można przy tym nie zauważyć, że właśnie czerwone wapienie krynoidowe zawierające amonity dolnokelowejskie zostały ostatnio opisane ze Słowacji (Schlögl i in., 2009), z żył neptunicznych tnących wapienie bulaste odpowiadające formacji wapienia czorsztyńskiego, a więc z zupełnie innej, nie wydzielonej jeszcze formalnie jednostki litostratygraficznej, młodszej niż leżące pod wapieniami bulastymi czerwone wapienie krynoidowe formacji wapienia z Krupianki.

W odniesieniu do sukcesji czertezickiej sprawa do niedawna była bardziej skomplikowana. Analiza tej sukcesji, prowadzona przez zespół autorów polskich i słowackich (Wierzbowski i in., 2004), wykazała, że w wielu profilach występują tu czerwone wapienie bulaste formacji wapienia niedzickiego, leżące wprost na wapieniach krynoidowych — jak np. w ważnym profilu sukcesji czertezickiej w Pienińskim Potoku, gdzie zgodnie z pierwotną definicją podaną przez Birkenmajera (1959), twory takie nie powinny w ogóle występować. Wierzbowski i in. (2004) przedstawili też nowe dane paleontologiczno-mikrofacjalne zebrane w trakcie opracowywania odsłoneń sukcesji czertezickiej w polskiej i wschodniosłowackiej części pienińskiego pasa skałkowego. Pozwoliły one wykazać identyczne cechy mikrofacjalne rozpoznanych tu „dolnych wapieni bulastych” do formacji wapienia niedzickiego w sukcesji niedzickiej i niższej części formacji wapienia czorsztyńskiego w sukcesji czorsztyńskiej (por. także Wierzbowski i in., 1999), wszędzie charakteryzujących się obecnością mikrofacji filamentowej. Zebrane dane umożliwiły paleogeograficzną rekonstrukcję, w której wyrażono opinię, iż sukcesja czertezicka wykazuje szczególne pokrewieństwo do sukcesji niedzickiej (zwłaszcza poprzez obecność formacji wapienia niedzickiego), acz częściowo także do sukcesji braniskiej, co znalazło wyraz w propozycji jej odmiennego usytuowania w basenie — zmodyfikowany obraz paleogeograficzny następstwa sukcesji osadowych w pienińskim basenie skałkowym wyrażał się układem: od najpłytszej sukcesji czorsztyńskiej, poprzez sukcesję niedzicką, czertezicką, aż po braniską i pienińską (Wierzbowski i in., 2004; Krobicki i in., 2008).

Przedstawiona interpretacja stratygraficzna i usytuowanie sukcesji czertezickiej spotkały się z bardzo ostrą krytyką ze strony Birkenmajera (2007), który zarzucił wymienionym autorom posługiwanie się zarówno wątpliwymi argumentami paleontologicznymi, jak i kartograficzno-tektonicznymi i zakwestionował nawet przynależność niektórych badanych przez autorów profili do sukcesji czertezickiej. Jednakże profile zaklasyfikowane do sukcesji czertezickiej, badane przez wymienionych autorów, zostały przedstawione zgodnie z wcześniejszymi interpretacjami Birkenmajera (1959, 1970, 1977) w odniesieniu do obszaru Polski oraz zgodnie z interpretacjami geologów słowackich w odniesieniu do Słowacji. Tak na przykład odsłonecie w Litmanovej na Słowacji, zaliczone do sukcesji czertezickiej m.in. przez Ožvoldovą i in. (2000), w którym wykazano obecność wapieni bulastych formacji wapienia niedzickiego (Wierzbowski i in., 2004, fig. 1D, 6), nie zostało uznane przez Birkenmajera (2007, str. 39 i 42) za przynależne do tej sukcesji, lecz do sukcesji niedzickiej,

pomimo że znajduje się ono w samym centrum wychodni sukcesji czertezickiej (ryc. 1), wyznaczonej uprzednio właśnie przez Birkenmajera (1979 — kolorowa mapa). Można zauważyć, że bez konfrontacji w terenie szczegółowa dyskusja nad profilami nie jest w pełni możliwa, zwłaszcza gdy oponenty interpretują je całkowicie odmiennie zarówno w zakresie obiektywnych cech skały, jak i znaczenia poznanych jej cech w sensie stratygraficznym: np. w profilu skałki B w dolinie Pienińskiego Potoku (Wierzbowski i in., 2004, fig. 2D, E), według nas ponad wapieniami krynoidowymi (z rogowcami) formacji wapieni z Flaków występują wapienie bulaste w mikrofacji filamentowej (a więc typowe dla środkowej jury — por. Wierzbowski i in., 1999), zaliczone do formacji wapienia niedzickiego, powyżej których występują radiolaryty (formacji radiolarytów z Czajakowej), podczas gdy odpowiednia reinterpretacja tego profilu podana przez Birkenmajera (2007, fig. 10A) wskazuje na obecność wapieni formacji wapienia ze Smolegowej (a więc wapieni krynoidowych bez rogowców), które tektonicznie mają kontaktować z wapieniami bulastymi formacji wapienia czorsztyńskiego (zatem kwestionowana jest tu wartość stratygraficzna mikrofacji filamentowej), pod którymi występują (starsze stratygraficznie) radiolaryty.

Zgodnie z nowym poglądem Birkenmajera (2007, fig. 20) sukcesja czorsztyńska miała wykazywać przejście w kierunku osi basenu — alternatywnie, w sukcesję czertezicką lub w sukcesję niedzicką, przy czym podstawowym założeniem tej koncepcji była akceptacja dawnego założenia (Birkenmajer, 1977) o równoległej sedymentacji wapieni krynoidowych (sukcesja czertezicka i sukcesja czorsztyńska) i wapieni bulastych (sukcesja niedzicka). Jednakże, zgodnie z nowym poglądem (Birkenmajer, 2007), pojęcie sukcesji czertezickiej zostało rozszerzone o profile wykazujące pokrewieństwo do sukcesji czorsztyńskiej poprzez brak radiolarytów oraz silnie rozbudowane wapienie krynoidowe, a także obecność, chociaż zredukowanych miąższościowo, wapieni rogowcowych formacji wapienia pienińskiego facji *Maiolica*.

Przy całej wielowątkowości dyskusji dotyczących cech, następstwa i pozycji stratygraficznej utworów bajosu i batonu w sukcesji czertezickiej, całkowicie odmiennie interpretowanych przez Birkenmajera (2007 i cytowane tam wcześniejsze prace, np. Birkenmajer, 1959, 1977) oraz przez Wierzbowskiego i in. (2004) i Krobickiego i in. (2008), sprawą podstawową stało się znalezienie istotnych dla stratygrafii dowodów paleontologicznych — najlepiej amonitów, które mogłyby jednoznacznie rozstrzygnąć zaistniały spór naukowy.

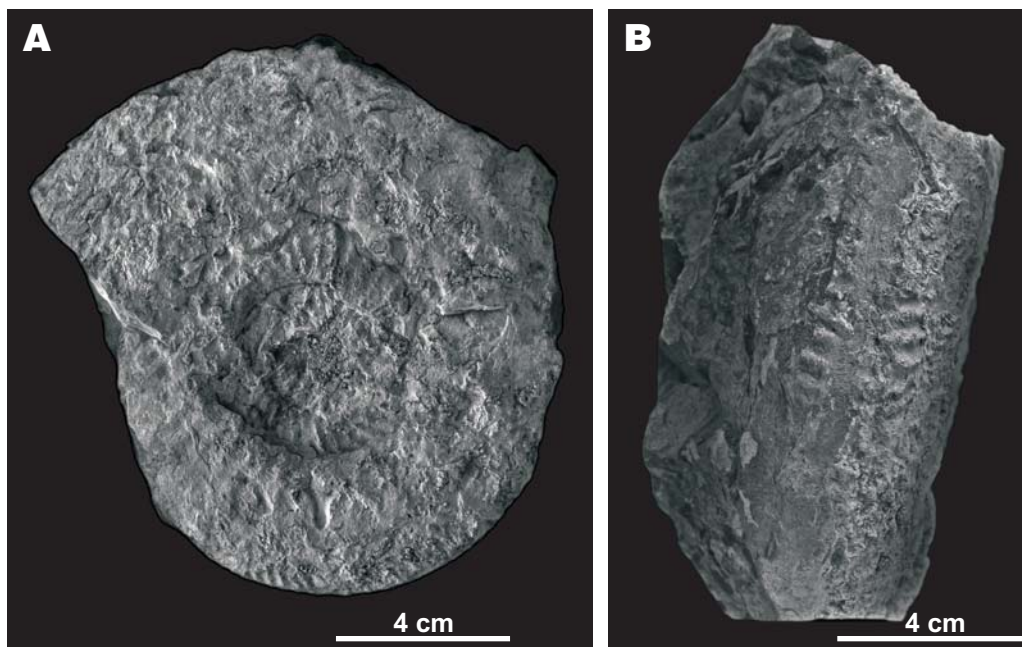
Nowe dane biostratygraficzne i ich znaczenie paleogeograficzne

Ostatnio prowadzono badania w obrębie Góry Zamkowej w masywie Trzech Koron, w centralnych Pieninach, oraz nad skałką Zawiasy nad Dunajcem (ryc. 1), gdzie znajduje się potężna skałka oberwana spod Czertezika (por. Birkenmajer, 2007, fig. 15: odpowiednio — Góra Zamkowa i skałka C), a więc w obszarze typowego występowania sukcesji czertezickiej (Birkenmajer, 1959, 2007). W profilu **Góry Zamkowej** występują prawie pionowo ułożone warstwy jurajsko-dolnokredowe, wśród których stwierdzono następującą sekwencję osadów: dużej miąższości (ponad 40 metrów), masywne, szare wapienie krynoidowe, miejscami z czerwonymi rogowcami w stropie (formacja wapienia ze Smolegowej i formacja wapieni z

Flaków) i lokalnie występujące czerwone wapienie kryno-
idowe, do ok. 3–4 m miąższości (formacja wapieni z
Krupianki). Ponad nimi leżą czerwone wapienie bulaste
(ok. 2,70–3,30 m) z rzadkimi amonitami — m.in. *Parkin-
sonia* cf. *bomfordi* Arkell znaleziona 0,65 m nad spągim
(ryc. 2 — fauna nr 1; ryc. 3) — wykształcone w mikrofacji
filamentowej. Utwory te są przykryte mikrytowymi, w dole
cienko a wyżej grubo uławiconymi wapieniami (około 8 m),
należącymi być może do formacji wapieni dursztyńskich,
wykształconymi w niższej części w mikrofacji radiolari-
owej i otwornic planktonicznych, a wyżej w mikrofacji z
Saccocoma. Nad nimi zalegają cienkoławicowe wapienie
rogowcowe facji *Maiolica* (= *Biancone*) formacji wapienia
pienińskiego (ponad 8,5 m miąższości). Znaleziona w
obrębie czerwonych wapieni bulastych fauna amonitowa
— *Parkinsonia* cf. *bomfordi* Arkell — już tylko ze względu
na obecność rodzaju *Parkinsonia* jednoznacznie wskazuje
na ich późnobajoski–wczesnobatoński wiek, a dodatkowo
też, jako że wskazana forma jest zbliżona do wczesnych
Gonolkites — na przelom bajosu i batonu, a co za tym idzie
na przynależność wapieni bulastych do formacji wapienia
niedzickiego. Dodatkowo, obraz mikrofacjalny bardzo
wyraźnie koresponduje z następstwem mikrofacjalnych
sekwencji w środkowo- i późnojurajskich utworach wapie-
ni bulastych wielu innych profili pienińskich (por. Wier-
zbowski i in., 1999), z dominacją mikrofacji filamentowej
(*Bositra*) w jurze środkowej, globuligerinowej (plankto-
niczne otwornice *Globuligerina* = „*Protoglobigerina*”) w
oksfordzie, a sakkokomowej (pelagiczne krynoidy *Sacco-
coma*) w kimerydzie i niższym tytonie, przy czym najwięk-
szy rozwój planktonicznych globuligerin był równoczesowy
z maksimum rozwoju radiolarytów w częściach baseno-
wych (Wierzbowski i in., 1999, 2004). W opisanym profilu

Góry Zamkowej nie stwierdzono obecności radiolarytów.
Ponad wapieniami bulastymi występują w nim natomiast
specyficznym wykształcone utwory wyższej jury, jednak z
zachowaniem wskazanego uprzednio następstwa mikrofa-
cji, w tym obecności mikrofacji radiolariowej i otwornic
planktonicznych w obrębie cienkoławicowych wapieni,
które mogą być tu odpowiednikiem radiolarytów. Wszys-
tkie te sprawy wymagają jeszcze dalszych studiów. Nie-
mniej jednak występujące w badanym profilu wapienie
bulaste nie reprezentują formacji wapienia czorsztyńskie-
go, jak oznaczył to na mapie Birkenmajer (2007, fig. 15),
lecz należą do formacji wapienia niedzickiego.

W drugim profilu występowania (sensu Birkenmajer, 2007), w pro-
filu **skalki C** (por. Birkenmajer, 2007, fig. 15) stwierdzono
niemal pełną sekwencję utworów jury środkowej i górnej:
dużej miąższości (ponad 50 metrów) szarych wapieni kryno-
idowych formacji wapieni z Flaków, około 20 metrów
miąższości czerwonych wapieni bulastych [rozdzielonych
w części środkowej małej miąższości (ok. 0,5–1,0 metra)
czerwonymi radiolarytami formacji radiolarytów z Czaja-
kowej (ogniwo radiolarytów z Buwałdu?) nie wyróżniony-
mi tutaj przez Birkenmajera (2007, fig. 15 punkt C)] i
nadścielających kremowobiałych, mikrytowych wapieni
kalpionellowych (ponad 10 m miąższości) formacji wapie-
ni dursztyńskich. Obecność, mimo że cienkich, czerw-
nych radiolarytów w tym profilu, rozdzielających dużej
miąższości czerwone wapienie bulaste, wskazuje na obec-
ność zarówno „górných” (formacja wapienia czorsztyń-
skiego), ale co bardzo istotne, również „dolnych wapieni
bulastych” formacji wapienia niedzickiego. W najniższej
części „dolnych wapieni bulastych” występują amonity
Parkinsonia (*Parkinsonia parkinsoni* (Sow.) (ryc. 2 —



Ryc. 3. *Parkinsonia* cf. *bomfordi* Arkell: **A** — strona boczna, **B** — strona brzuszna; Góra Zamkowa, wapienie bulaste formacji wapienia niedzickiego, 0,65 m nad spągim; maksymalna średnica okazu (D) — 155 mm; ilustrowany okaz bez fragmentu zewnętrznego skrzętu: D = 140 mm, wysokość skrzętu — 34,5% D; szerokość pępka — 41,3% D; liczba żeber na skrzęcie — 35 przy D = 90 mm; Muzeum Wydziału Geologii (MWG) no 09693

Fig. 3. *Parkinsonia* cf. *bomfordi* Arkell: **A** — lateral side, **B** — ventral side; Zamkowa Hill, nodular limestones of the Niedzica Limestone Fm., 0.65 m above the base; maximal diameter of specimen (D) — 155 mm; illustrated specimen has removed part of outer whorl: D = 140 mm, whorl height — 34.5% D; umbilical width — 41.3% D; number of primary ribs per whorl — 35 at D = 90 mm; Museum of Faculty of Geology (MWG) no 09693

fauna nr 2; ryc. 4) oraz *Oxycerites* sp., które są wskaźnikowe dla poziomu Parkinsoni najwyższego bajosu. Tak więc i w tym odslonięciu został udokumentowany środkowojurajski wiek „dolnych wapieni bulastych” formacji wapienia niedzickiego (por. Krobicki & Wierzbowski, 2008a, b).

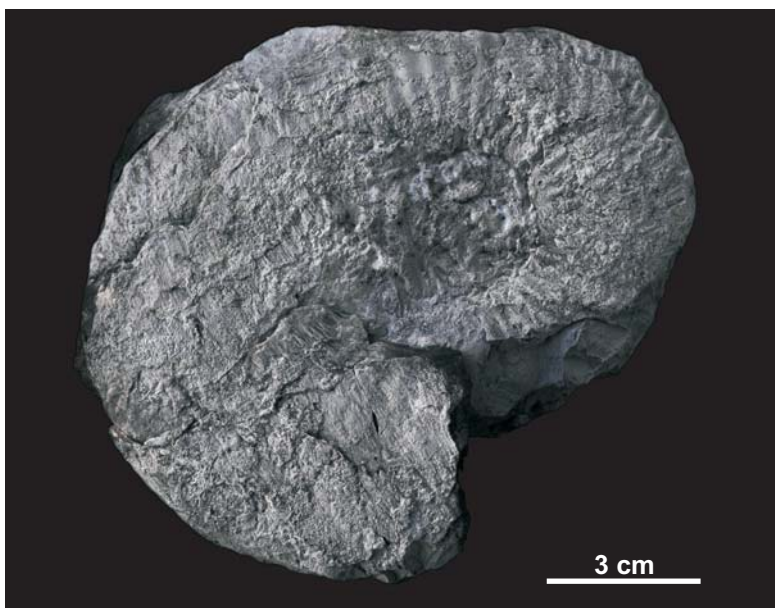
Udokumentowanie w sukcesji czertezickiej, w obszarze typowego jej występowania, formacji wapienia niedzickiego (dawniej tzw. dolnych wapieni bulastych), utwierdza autorów w przekonaniu o słuszności ich wcześniejszych interpretacji stratygraficznych i paleogeograficznych (Wierzbowski i in., 2004) i wskazuje na bardzo „przejsiowy” charakter profilów odnoszonych do sukcesji czertezickiej, która staje się szczególnie bliska sukcesji niedzickiej, czasami nawiązując też do sukcesji braniskiej.

Podsumowanie

W powiązaniu z wcześniej opublikowanymi danymi biostratygraficznymi, opartymi na bogatym zbiorze amonitów pochodzących zarówno ze spągu wapieni krynoidowych — formacji wapienia ze Smolegowej i formacji wapieni z Flaków (Krobicki & Wierzbowski, 2004; Krobicki i in., 2008) — jak i spągu czerwonych wapieni bulastych (Wierzbowski i in., 1999, 2004), można z bardzo dużą precyzją określić czas sedimentacji facji różnokolorowych wapieni krynoidowych sukcesji czorsztyńskiej, niedzickiej, czertezickiej i częściowo braniskiej, który był ograniczony jedynie do części bajosu (części bajosu wczesnego i późnego — od najpóźniejszej doby Propinquans do późnej części doby Garantiana). Stoi to w wyraźnej sprzeczności z podtrzymywaną w dalszym ciągu przez Birkenmajera (2007) koncepcją, jakoby wapienie krynoidowe sukcesji czertezickiej mogły być młodsze niż najpóźniejszy bajos, co nie znajduje żadnego potwierdzenia w przedstawionych tutaj faktach oraz prezentowanych kilka lat temu danych biostratygraficznych (Wierzbowski i in., 2004).

W najpóźniejszym bajosie pionowe ruchy tektoniczne doprowadziły do gwałtownego osiadania („zatopienia”) grzbietu czorsztyńskiego i w konsekwencji sedimentacji czerwonych, pelagicznych wapieni bulastych facji *Ammonitico Rosso*, prawie kompletnie pozbawionych lądowego materiału detrytycznego. Zatopiony grzbiet czorsztyński (wraz z przyległymi sukcesjami), ulegając silnemu różnicowaniu tektonicznemu na podmorskie bloki, był również podatny na powstawanie licznych brekcji skarpowych i dajek neptunicznych, wypełnianych pasywnie czerwonym mikrytem wapieni bulastych (np. Birkenmajer, 1986; Aubrecht i in., 1997; Wierzbowski i in., 1999; Aubrecht, 2001; Aubrecht & Túnyi, 2001; Sidorczuk, 2005).

Liczne amonity, precyzyjnie zlokalizowane w profilach czerwonych wapieni bulastych zarówno sukcesji czorsztyńskiej, jak i niedzickiej (a obecnie też czertezickiej), pozwoliły na uściślenie lub zmodyfikowanie wcześniejszych poglądów dotyczących biostratygrafii tych utworów, dokumentując początek sedimentacji tej litofacji na najwyższy bajos (Wierzbowski i in., 1999, 2004; Krobicki i in., 2008). Zanik wapieni krynoidowych w późnym bajosie był związany z ekstensyjnym rozbięciem uskokowym i obniż-



Ryc. 4. *Parkinsonia (Parkinsonia) parkinsoni* (Sowerby); skałka nad Zawiasami, wapienie bulaste formacji wapienia niedzickiego, część najniższa; średnica okazu (D) ok. 130 mm, liczba żeber na skręcie — ok. 45 przy D = 90 mm; MWG 09694

Fig. 4. *Parkinsonia (Parkinsonia) parkinsoni* (Sowerby); klippe over Zawiasy, nodular limestones of the Niedzica Limestone Fm., lowermost part; diameter of specimen (D) is about 130 mm, number of primary ribs per whorl ca. 45 at D = 90 mm; MWG 09694

niem w efekcie ruchów mezokimeryjskich grzbietu czorsztyńskiego (por. Golonka i in., 2003), który był do tej pory źródłem dostarczającym materiał terygeniczny, a którego podmorskie stoki były strefami rozwoju „łak liliowcowych”. Proces ten spowodował początkowo zahamowanie sedimentacji i pojawienie się specyficznych osadów skondensowanych, a także znacznie szerszych luk stratygraficznych (zwłaszcza w sukcesji czorsztyńskiej), występujących u podstawy sekwencji osadów typu *Ammonitico Rosso*. Osady te powstawały już w zupełnie innym — bo znacznie głębszym, sięgającym co najmniej kilkuset metrów głębokości — środowisku (por. Winterer & Bosellini, 1981; Wieczorek, 1983; Cecca i in., 1992; Martire, 1992). Są one teraz bogate w szczątki biogeniczne, pochodzące przede wszystkim z toni wodnej (muszle amonitów, cienkoskorupowe muszle małży *Bositra*). Fauna bentoniczna środkowojurajskich wapieni bulastych jest bardzo uboga, głównie reprezentowana przez nieliczne ramienionogi, które drastycznie różnią się składem od zespołów w niżej leżących czerwonych wapieniach krynoidowych formacji wapienia z Krupianki (por. Wierzbowski i in., 1999, fig. 13). Zapewne jest to wywołane zmianą środowiska sedimentacji tych wapieni, związaną z pogłębianiem się paleośrodowisk.

Autorzy pragną serdecznie podziękować Dyrekcji i Pracownikom Pienińskiego Parku Narodowego w Krościenku n. Dunajcem za zawsze życzliwy stosunek do prowadzonych badań na terenie Parku. Badania były finansowane z funduszu badań statutowych Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH (11.11.140.447 — MK) oraz badań własnych Wydziału Geologii UW (BW 1797/2 — AW). Zebrane amonity znajdują się w kolekcji Muzeum Geologicznego im. S.J. Thugutta na Wydziale Geologii Uniwersytetu Warszawskiego (MWG UW). Za cenne uwagi do tekstu i liczne dyskusje składamy podziękowania Bronisławowi Matyi (UW), natomiast Józefowi Michalikowi (Słowacka Akademia Nauk) i anonimowemu drugiemu recenzentowi za uwagi w przedstawionych recenzjach.

Literatura

- AUBRECHT R. 2001 — New occurrences of the Krasin Breccia (Pieniny Klippen Belt, West Carpathians): indication of Middle Jurassic synsedimentary tectonics. *Acta Geol. Univ. Comen.*, 56: 35–56.
- AUBRECHT R. & TÚNYI I. 2001 — Original orientation of neptunian dykes in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): the first results. *Contr. Geoph. Geodesy*, 31: 557–578.
- AUBRECHT R., MIŠÍK M. & SÝKORA M. 1997 — Jurassic synrift sedimentation on the Czorsztyn Swell of the Pieniny Klippen Belt in Western Slovakia. [In:] Plašienka D., Hók J., Vozár J. & Ellecko M. (eds) — *Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas*. Diónyz Štur Publisher, Bratislava: 53–64.
- BIRKENMAJER K. 1959 — Seria czertezicka — nowa seria skałkowa Pienin. *Acta Geol. Pol.*, 9, 4: 499–517.
- BIRKENMAJER K. 1963 — Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztynskiej pienińskiego pasa skałkowego Polski. *Stud. Geol. Pol.*, 9: 1–380.
- BIRKENMAJER K. 1970 — Przedoceńskie struktury fałdowe w pienińskim pasie skałkowym Polski. *Stud. Geol. Pol.*, 31: 1–77.
- BIRKENMAJER K. 1977 — Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt. *Stud. Geol. Pol.*, 45: 1–158.
- BIRKENMAJER K. 1979 — Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Wydaw. Geol.
- BIRKENMAJER K. 1986 — Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, 88: 7–32.
- BIRKENMAJER K. 1988 — Exotic Andrusov Ridge: its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian Foldbelt. *Stud. Geol. Pol.*, 91: 7–37.
- BIRKENMAJER K. 2001 — Field trip C, Pieniny Klippen Belt, Introduction. [In:] Paulo A. & Krobicki M. (eds) — *Przewodnik 72. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Kraków 12–15.09.2001, 127–139.
- BIRKENMAJER K. 2007 — The Czertezik Succession in the Pieniny National Park (Pieniny Klippen Belt, West Carpathians): stratigraphy, tectonics, palaeogeography. *Stud. Geol. Pol.*, 127: 7–50.
- BIRKENMAJER K. & MYCZYŃSKI R. 1986 — Fauna i wiek jurajskich wapieni bulastych okolic Niedzicy i Jaworek (pieniński pas skałkowy). *Stud. Geol. Pol.*, 83: 7–24.
- BIRKENMAJER K. & ZNOSKO J. 1955 — Przyczynek do stratygrafii doggeru i malmu pienińskiego pasa skałkowego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 23: 3–36.
- CECCA F., FOURCADE E. & AZÉMA J. 1992 — The disappearance of the “Ammonitico Rosso”. *Palaeog., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 99: 55–70.
- GOLONKA J. & KROBICKI M. 2001 — Upwelling regime in the Carpathian Tethys: a Jurassic-Cretaceous palaeogeographic and paleoclimatic perspective. *Geol. Quart.*, 45: 15–32.
- GOLONKA J. & KROBICKI M. 2004 — Jurassic paleogeography of the Pieniny and Outer Carpathian basins. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 110, 1: 5–14.
- GOLONKA J. & KROBICKI M. 2006 — Field trip A — From Tethyan to Platform Facies. Outer Carpathians. [In:] Wierzbowski A., Aubrecht R., Golonka J., Gutowski J., Krobicki M., Matyja B.A., Pieńkowski G. & Uchman A. (eds) — *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians*. Field trip guidebook. 7th International Congress on the Jurassic System, 6–18 September 2006, Kraków, Poland, 11–15.
- GOLONKA J., KROBICKI M., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A. & SŁOMKA T. 2003 — Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic–earliest Cretaceous). [In:] McCann T. & Saintot A. (eds) — *Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record*. Geological Society, London, Sp. Publications, 208: 138–158.
- GRABOWSKI J., KROBICKI M. & SOBIEN K. 2008 — New palaeomagnetic results from the Polish part of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians — evidence for the palaeogeographic position of the Czorsztyn Ridge in the Mesozoic. *Geol. Quart.*, 52, 1: 31–44.
- JUREWICZ E. 2005 — Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments. *Acta Geol. Pol.*, 55, 3: 295–338.
- KROBICKI M. 1994 — Stratigraphic significance and palaeoecology of the Tithonian-Berriasian brachiopods in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, 106: 89–156.
- KROBICKI M. 1996 — Neo-Cimmerian uplift of intraoceanic Czorsztyn pelagic swell (Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians) indicated by change of brachiopod assemblages. [In:] Riccardi A.C. (ed.) — *Advances of Jurassic Research*. GeoResearch Forum, 1–2: 255–264.
- KROBICKI M. & GOLONKA J. 2006 — Field trip A — From Tethyan to Platform Facies. Pieniny Klippen Belt. [In:] Wierzbowski A., Aubrecht R., Golonka J., Gutowski J., Krobicki M., Matyja B.A., Pieńkowski G. & Uchman A. (eds) — *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians*. Field trip guidebook. 7th International Congress on the Jurassic System, 6–18 September 2006, Kraków, Poland, 15–22.
- KROBICKI M. & GOLONKA J. 2008 — Geological history of the Pieniny Klippen Belt and Middle Jurassic black shales as one of the oldest deposits of this region — stratigraphical position and palaeo-environmental significance. *Geoturystyka*, 2: 3–18.
- KROBICKI M. & WIERZBOWSKI A. 1996 — New data on stratigraphy of the Spisz Limestone Formation (Valanginian) and the brachiopod succession in the lowermost Cretaceous of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, 109: 53–67.
- KROBICKI M. & WIERZBOWSKI A. 2004 — Pozycja stratygraficzna i paleogeograficzne znaczenie bajoskich wapieni krynowidowych w ewolucji pienińskiego basenu skałkowego. *Tomy Jurajskie*, 2: 69–82.
- KROBICKI M. & WIERZBOWSKI A. 2008a — Utwory jurajskie sukcesji czertezickiej (pieniński pas skałkowy) w obszarze typowym — nowe dane biostratygraficzne i ich konsekwencje paleogeograficzne. [In:] Krobicki M. (ed.) — *Utwory przełomu jury i kredy w zachodnich Karpatach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza*, Jurassica VII, 27–29.09.2008 — Żywiec/Štramberk, Abstrakty. *Geologia (kwart. AGH)*, 34, 3/1: 182–184.
- KROBICKI M. & WIERZBOWSKI A. 2008b — Stratigraphy of the Jurassic (Bajocian) crinoidal limestones in the Pieniny Klippen Belt in Poland and the problem of the Czertezik Succession. *Miner. Slov. (Geovestnik)*, 40, 3–4: 240–241.
- KROBICKI M., POPRAWA P. & GOLONKA J. 2006 — Wczesnojurajsko-późnokredowa ewolucja basenu pienińskiego pasa skałkowego w świetle analizy subsydencji tektonicznej. [In:] Oszczytko N., Uchman A. & Malata E. (eds) — *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat Zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*. Instytut Nauk Geologicznych UJ: 165–178.
- KROBICKI M., MATYJA B.A., PSZCZÓŁKOWSKI A., UCHMAN A. & WIERZBOWSKI A. 2008 — Jura. [In:] Wagner R. (ed.) — *Tabela Stratygraficzna Polski*. Karpaty. Państw. Inst. Geol.
- KUTEK J. & WIERZBOWSKI A. 1986 — A new account on the Upper Jurassic stratigraphy and ammonites of the Czorsztyn Succession, Pieniny Klippen Belt, Poland. *Acta Geol. Pol.*, 36, 4: 291–316.
- MARTIRE L. 1992 — Sequence stratigraphy and condensed pelagic sediments, an example from the Rosso Ammonitico Veronese, northeastern Italy. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 94: 169–191.
- MYCZYŃSKI R. & WIERZBOWSKI A. 1994 — The ammonite succession in the Callovian, Oxfordian and Kimmeridgian of the Czorsztyn Limestone Formation at Halka Klippe, Pieniny Klippen Belt. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 42, 3: 155–164.
- OŽ VOLDOVA L., JABLONSKÝ J. & FRANTOVÁ L. 2000 — Upper Jurassic radiolarites of the Czertezik Succession and comparison with the Kysuca succession in the East-Slovak part of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath.*, 51, 2: 109–119.
- REHÁKOVÁ D. & WIERZBOWSKI A. 2005. — Microfacies and stratigraphic position of the Upper Jurassic Rogoża coquinas at Rogożnik, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Tomy Jurajskie*, 3: 11–27.
- SCHLÖGL J., RAKÚS M., MANGOLD C. & ELMÍ S. 2005 — Bajocian–Bathonian ammonite fauna of the Czorsztyn Unit, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia); its biostratigraphical and palaeobiogeographical significance. *Acta Geol. Pol.*, 55: 339–359.
- SCHLÖGL J., MANGOLD C., TOMAŠOVÝCH A. & GOLEJ M. 2009 — Early and Middle Callovian ammonites from the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians) in hiatus successions: unique biostratigraphic evidence from sediment-filled fissure deposits. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 25 (w druku).
- SIDORCZUK M. 2005 — Middle Jurassic ammonitico rosso deposits in the northwestern part of the Pieniny Klippen Belt in Poland and their palaeogeographic importance; a case study from Stankowa Skala and “Wapiennik” Quarry in Szaflary. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 75: 273–285.
- UHLIG V. 1890 — Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. Der pieninische Klippenzug. *Jb. Geol. R. A.*, 40, 3–4: 559–824.
- WIECZOREK J. 1983 — Uwagi o facji „Ammonitico Rosso”. *Prz. Geol.*, 31: 247–252.
- 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, 3–4: 223–249.
- WIERZBOWSKI A. & REMANE J. 1992 — The ammonite and calpionellid stratigraphy of the Berriasian and lowermost Valanginian in the Pieniny Klippen Belt. *Eclog. geol. Helvet.*, 85: 871–891.
- 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.
- WIERZBOWSKI A., AUBRECHT R., KROBICKI M., MATYJA B.A. & SCHLÖGL J. 2004 — Stratigraphic and palaeogeographic position of the Jurassic Czertezik Succession, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians) of Poland and Eastern Slovakia. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 74: 237–256.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A. 1981 — Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. *AAPG Bull.*, 65: 394–421.

Praca wpłynęła do redakcji 20.03.2009 r.

Po recenzji akceptowano do druku 12.05.2009 r.