

Pozycja stratygraficzna i paleogeograficzne znaczenie bajoskich wapieni krynoidowych w ewolucji pienińskiego basenu skałkowego

Stratigraphic position of the Bajocian crinoidal limestones and their palaeogeographic significance in evolution of the Pieniny Klippen Basin

Michał KROBICKI¹ i Andrzej WIERZBOWSKI²

¹Zakład Stratygrafii i Geologii Regionalnej, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, e-mail: krobicki@geol.agh.edu.pl

²Instytut Geologii Podstawowej, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: Andrzej.Wierzowski@uw.edu.pl

Key words: Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Bajocian, crinoidal limestones, palaeogeography.

ABSTRACT: The chronostratigraphical position of the crinoidal limestones in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland) is well documented by ammonite faunas. It corresponds to the stratigraphical interval from the uppermost Propinquans and lowermost Humphriesianum zones of the Lower Bajocian to the Garantiana Zone of the Upper Bajocian. The hiatus recognized at the base of the crinoidal limestone complexes covers the time interval of the Laeviuscula Chron and a bulk of the Propinquans Chron of the Early Bajocian. The sedimentological features found in the basal beds of the crinoidal limestones include: presence of numerous phosphatic concretions, occurrence of pyrite framboids, as well as numerous rests of fauna (mostly ammonites and belemnites), all of them showing a slow sedimentation rate. The rapid change of sedimentation from dark shales of oxygen-depleted environment (Skrzypny Shale Fm. – Aalenian to earliest Bajocian) to overlying light crinoidal grainstones (Smolegowa Limestone Fm., Flaki Limestone Fm.) corresponded to an important geodynamic event that took place during Early Bajocian – the origin of the mid-oceanic Czorsztyn Ridge.

WSTĘP

Środkowojurajskie wapienie krynoidowe stanowią jedną z najszerszej rozprzestrzenionych litofacji wśród sukcesji skałkowych pienińskiego pasa skałkowego i są zarazem jednym z ważniejszych elementów morfotwórczych w dzisiejszym krajobrazie tego regionu (Birkenmajer 1963, 1977, 1979). Ich wykształcenie, wiek i paleogeograficzne usytuowanie mają kluczowe znaczenie w zrozumieniu trójdzielnej, jurajsko-kredowej historii pienińskiego basenu skałkowego. Jej pierwszy, najstarszy etap charakteryzuje się sedymentacją utworów klastyczno-węglanowych, początkowo o dominacji

ciemnych osadów piaskowcowo-ilastych typu gresteńskiego z nielicznymi wkładkami wapienno-marglistymi. Utwory tego typu znane są wyłącznie ze słowackiej i ukraińskiej części pienińskiego pasa skałkowego (Krobicki i in. 2003). W tym samym etapie, nieco młodsze są szare i czarne łupki, wapienie i margle plamiste typowych facji fleckenkalk/fleckenmergel, będące efektem osadzania się w niedotlenionych, redukcyjnych warunkach środowiska (Tyszka i Kamiński 1995; Tyszka 2001). Wiekowo utwory pierwszego etapu odpowiadają wczesnej jurze jak i części jury środkowej, od hetangu po wczesny bajos. Etap drugi wyznaczony jest różnorodnym kompleksem osadów węglano-

wo-krzemionkowych, od różnokolorowych wapieni krynoidowych, poprzez czerwone wapienie bulaste (facji ammonitico rosso), wapienie kalpionellowe, wapienie biodetryczne (w tym i muszłowce – zarówno amonitowe jak i brachiopodowo-krynoidowe), wapienie rogowcowe (facji maiolica = biancone) aż do radiolarytów. Obejmuje on przedział czasu od środkowej jury (bajos) do wczesnej kredy (Birkenmajer 1986, Golonka i Krobicki 2004). Etap ostatni przypada na późną kredę (od albu do mastrychtu), kiedy dochodzi do unifikacji facji w basenie pienińskim wyrażonej dominacją pelagicznych wapieni i margli (głównie facji couches rouge = scaglia rossa) (Bąk 1998, 2000) oraz preorogenicznych facji fliszowych. W ewolucji basenu kluczowymi więc momentami są okresy przełamywania się poszczególnych etapów sedymentacji. Wydaje się, że z dwóch z nich istotniejszy jest epizod pierwszy, zakończenia generalnie jednorodnej sedymentacji w całym basenie ciemnych, plamistych osadów i zastąpienie ich całkowicie odmiennymi krynoidowymi osadami

węglanowymi. Dokładne rozpoznanie charakteru tego wydarzenia, zarówno w czasie jak i w przestrzeni, jest celem niniejszego opracowania. Obejmuje ono zarówno wyniki badań terenowych (profilowanie, zbiór fauny amonitów i studium sedymentologiczne) (M. K.) oraz opracowanie biostratygrafii wapieni krynoidowych w oparciu o fauny amonitowe (A. W.). Praca niniejsza wykonana została w ramach grantu KBN nr 6 P04D 022 21. Autorzy pragną podziękować Dyrekcji Pienińskiego Parku Narodowego za umożliwienie prowadzenia badań na terenie Parku a Małopolskiemu Konserwatorowi Przyrody w Krakowie za zgodę na badania w obrębie rezerwatów przyrody. Autorzy są również wdzięczni Bronisławowi A. Matyi (Uniwersytet Warszawski) za krytyczne uwagi do niniejszego tekstu.

WPROWADZENIE GEOLOGICZNE

Złożona historia pienińskiego pasa skałkowego znajduje wyraz w bardzo skomplikowanej budowie



Fig. 1. Pozycja pienińskiego pasa skałkowego (A) z zaznaczeniem stanowisk (*) opisanych w tekście (B): 1 – Falsztyn; 2 – Czorsztyń-Sobótka; 3 – Niedzica-Podmajerz; 4 – Flaki; 5 – potok Krupianka; 6 – Czajakowa Skata; 7 – Wysokie Skalki.

tektonicznej utworów mezozoiku (sukcesje skałkowe) i paleogenu (osłona skałkowa). Intensywne fałdowania późnokredowe i trzeciorzędowe spowodowały włączenie zarówno wewnętrznokarpackich jak i zewnętrznokarpackich jednostek do struktury pienińskiego pasa skałkowego, przez co w swojej obecnej postaci jest on jednostką heterogeniczną (Birkenmajer 1977, 1979, 1986). Struktura ta jest bardzo wydłużoną (około 600 km) i wąską (maks. 20 km szerokości) tektoniczną jednostką zlokalizowaną wzdłuż karpackiej strefy subdukcji pomiędzy zewnętrznymi a wewnętrznymi Karpatami, ciągnącą się od okolic Wiednia (Austria) poprzez zachodnią Słowację, Polskę, wschodnią Słowację, Zakarpaczką Ukrainę do Rumunii (fig. 1A). W swojej mezozoicznej historii pieniński basen skałkowy był wyodrębnioną gałęzią północnej Tethys (Birkenmajer 1986; Michalík 1994), a w palinspastyce rekonstrukcji wyróżniał się podłużnymi strefami facjalnymi, które odpowiadały podmorskim grzbiecom lub rowom, od stref facjalnych najpłytszych (sukcesja czorsztyńska) poprzez facje przejściowe (sukcesja niedzicka i czertezicka) aż do najgłębszych (sukcesje braniska i pienińska) (Birkenmajer 1977, 1979, 1986, 1988, 2001). Pierwotna rozciągłość stref facjalnych przebiegała z południowego-zachodu na północny-wschód (patrz – dyskusja w pracy Golonka i Krobicki 2001), co zostało potwierdzone niezależnie prowadzonymi badaniami paleomagnetycznymi (Aubrecht i Túnyi 2001). Sukcesje czorsztyńska i niedzicka powstawały na południowo-wschodnim skłonie podmorskiego grzbietu czorsztyńskiego. W trakcie swojej jurajskiej historii grzbiet czorsztyński podlegał intensywnej przebudowie w trakcie trzech głównych faz kimeryjskich ruchów tektonicznych (Birkenmajer 1986; Golonka i in. 2000, 2003; Plašienka 2003). To z kolei prowadziło do silnego zróżnicowania facjalnego osadów, powstawania licznych powierzchni omisyjnych, warstw skondensowanych stratygraficznie z polami i koncentracjami żelazisto-manganowymi, tworzeniem się dajek neptunicznych, silnej redepozycji szczątków organicznych i tworzeniem się syndementacyjnych brekcji skarpowych (np: Mišák i in. 1994). Niektóre z tych zjawisk wyraźnie zaznaczyły się w bajoskiej historii pienińskiego basenu skałkowego jako efekt jego pierwszej jurajskiej generalnej przebudowy. Należy przyjąć, że to bajoskie wydarzenie uformowało po raz pierwszy grzbiet czorsztyński, który miał od tego czasu kapitalne znaczenie

w dalszym rozwoju okalających go basenów karpackich (Aubrecht i in. 1997; Plašienka 2003). Precyzyjne określenie momentu jego powstania jest więc kluczem do zrozumienia ewolucji tej części oceanu Tethys.

PRZEGLĄD ODSŁONIĘĆ I MATERIAŁ PALEONTOLOGICZNY

Amonity bajosu będące podstawą chronostratygraficznej interpretacji wapieni krynoidowych sukcesji czorsztyńskiej, niedzickiej, czertezickiej i braniskiej pochodzą wyłącznie z najniższych części formacji wapienia ze Smolegowej i formacji wapieni z Flaków (por. Birkenmajer 1977, 1979). Jednakże te części omawianych formacji są bardzo źle odsłonięte, głównie z powodu skrajnie różnej reologii twardych i masywnych wapieni krynoidowych, w porównaniu z podścielającymi je miękkimi łupkami sferosyderytowymi formacji łupków ze Skrzypnego. Spośród analizowanych 7 stanowisk (fig. 1B), 4 stanowią odsłonięcia naturalne, 1 jest szurfem badawczym, a 2 tworzą różnej wielkości luźne fragmenty wapieni krynoidowych znajdowane w rumoszu w pobliżu granicy wymienionych formacji. W tym ostatnim przypadku wspólne cechy sedimentologiczne, typowe dla spagowych partii wapieni krynoidowych występujących w ciągłych odsłonięciach (patrz niżej), pozwalają bez wątpliwości zaliczyć znajdowane utwory do najniższych części omawianych formacji. Materiał paleontologiczny stanowi zbiór około 130 amonitów w różnym stanie zachowania. Okazy, często pokruszone i niekompletne, wypełnione są przeważnie materiałem krynoidowym. Nieliczne okazy znajdowane były także w fosforytach występujących u podstawy formacji wapienia ze Smolegowej i formacji wapieni z Flaków. Wreszcie spotyka się tu także nieoznaczalne okazy amonitów w okruchach zielonych wapieni mikrytowych. Zważywszy na fakt, że poza skałotwórczo występującymi szczątkami liliowców, znaleziska makrofauny w obrębie różnorodnych wapieni krynoidowych pienińskiego pasa skałkowego są bardzo rzadkie (ramienionogi, małże i jeżowce), zbiór ten jest unikalny. Większość wzmianek o występowaniu amonitów w wapieniach krynoidowych, i to opierających się na pojedynczych okazach, pochodzi z końca XIX wieku (Neumayr 1871; Uhlig 1890; por. Birkenmajer 1963).

Opisane poniżej (w kolejności z zachodu na wschód – por. fig. 1B) stanowiska z fauną amonitów

znajdują się na Spiszu oraz w okolicach Czorsztyna i w okolicach Jaworek koło Szczawnicy, i należą do czterech sukcesji skałkowych – czorsztyńskiej (sc), niedzickiej (sn), czertezickiej (scz) i braniskiej (sb).

Falsztyn (sc) – jest to niewielkich rozmiarów (ok. 1.0 m wysokości) naturalne odsłonięcie znajdujące się tuż przy drodze we wsi Falsztyn, biegnącej w kierunku wsi Frydman, około 20-30 m na północny-wschód od stanowiska Skałka koło Pomiedznika (profil nr 107 Birkenmajera: Birkenmajer 1963, tab. VIII/fig. 1). W przydrożnym rowie widoczny jest kontakt czarnych łupków sferosyderytowych formacji łupków ze Skrzypnego z żółto-kremowymi wapieniami krynoidowymi o ostrym spągu, gdzie widoczne są bardzo liczne, małe (maksymalnie do 3-4 cm średnicy), czarne kongrecje fosforytowe tworzące bruk fosforytowy. W całej warstwie wapieni krynoidowych o miąższości 0.5 m liczne są drobne framboidy pirytowe, pojedyncze duże onkoidy (do 8 cm średnicy) i małe litoklasty zielonkawych wapieni mikrytowych. Pojedyncze amonity występują w kongrecjach fosforytowych: *Dorsetensia* cf. *pinguis* (Roemer). Około 200 m na zachód, w skarpie przydrożnej znajduje się niewielka skałka żółtych, cienkoulawiconych wapieni krynoidowych z ramienionogami i dużymi, chaotycznie ułożonymi klastami zielonych wapieni mikrytowych, w których sporadycznie widoczne są w poprzecznych przekrojach nieoznaczalne amonity. W rowie tuż pod skałką, znajdują się w zwietrzelinie sferosyderyty pochodzące z czarnych łupków.

Czorsztyn (sc) – przy niskich stanach wody Jeziora Czorsztyńskiego, u podnóża skałki Sobótka, wielokrotnie opisywanej w literaturze jako typowe odsłonięcie sukcesji czorsztyńskiej (Birkenmajer 1958, fig. 71; Birkenmajer 1963, tab. XIII/fig. 1; Birkenmajer 1977, fig. 7I, 27A; Birkenmajer 1979, fig. 53), występuje kontakt czarnych łupków sferosyderytowych (formacja łupków ze Skrzypnego – Birkenmajer 1977) z wapieniami krynoidowymi formacji wapienia ze Smolegowej. Bezpośrednie przejście łupków w wapienie nie jest widoczne. Z rumoszu pochodzą duże fragmenty żółtych wapieni krynoidowych z małymi kongrecjami fosforytowymi – w jednej z nich znaleziono amonita *Dorsetensia* cf. *pinguis* (Roemer), litoklastami zielonych wapieni mikrytowych i drobnymi framboidami pirytowymi. Liczne amonity wypełnione materiałem krynoidowym zostały zebrane z luźnych fragmentów wapieni

krynoidowych i są reprezentowane przez: *Stephanoceras* (*Stephanoceras*, *Skirroceras*), *Dorsetensia* (*Dorsetensia*, *Nannina*), *Pelekodites* sp. oraz fyllocerasy (m. in. *Holcophylloceras*) oraz lytocerasy, w tym *Lytoceras* sp., *Nannolytoceras* cf. *polyhelictum* (Boeckh.). Znaleziono również nieliczne skamieniałości śladowe – *Curvolithus*.

Niedzica-Podmajerz (sn) – jest to duża skałka zlokalizowana w lesie około 400 m na północ od wsi Niedzica (Birkenmajer i Znosko 1955, fig. 1; Birkenmajer 1958, fig. 80; Birkenmajer 1977, fig. 7K, 24A; Birkenmajer 1979, fig. 67). Odstania się tutaj kompletny profil jurajskich utworów wapienno-krzemionkowych w odwróconej pozycji tektonicznej. W wykonanym obecnie szurfiu badawczym po północno-zachodniej stronie skałki, odsłonięto kontakt miękkich, szarych i czarnych łupków z kongrecjami sferosyderytów (formacja łupków ze Skrzypnego) z jasnoszarymi, niewyraźnie cienkoulawiconymi wapieniami krynoidowymi formacji wapienia ze Smolegowej. Miąższość wapieni tej formacji wynosi 4.1 m. Najniższa część tej formacji zawiera bogatą faunę ramienionogów, belemnitów i amonitów. Nieliczne są okazy skamieniałości śladowych ichnorodzaju *Curvolithus*. Wapienie zawierają liczne drobne litoklasty jasnoszarych wapieni mikrytowych, pirytowe framboidy, małe kongrecje fosforytowe oraz ostrokrawędziste fragmenty dolomitów (prawdopodobnie środkowotriasowych) jak i liczne ziarna kwarcu. Z najniższej części tej formacji (0.7 m nad spągami) pochodzą amonity *Stephanoceras* (*Skirroceras*) cf. *nodosum* (Quenstedt) i *Nannolytoceras polyhelictum* (Boeckh.), a 10 cm wyżej został znaleziony *Stephanoceras* (*Stephanoceras*) cf. *bigoti* (Haug); ponadto wszędzie licznie występują fyllocerasy (*Phylloceras* i *Holcophylloceras*) i lytocerasy (*Lytoceras* i *Nannolytoceras*). Ponad szarymi wapieniami krynoidowymi formacji wapienia ze Smolegowej znajdują się cienkoulawicone ciemnoczerwone wapienie krynoidowe należące do formacji wapienia z Krupianki (2.6 m miąższości). W ich najwyższej części występują amonity *Garantiana* (*Hlaviceras*) *tetragona* Wetzel (por. Wierzbowski i in. 1999).

Flaki (sb) – w miejscu przecięcia przez drogę Krośnica-Kąty pasma Flaków, około 50 m na północ od odsłonięcia środkowojurajskich radiolarytów manganowych, znajduje się skałka ciemnopopielatych wapieni krynoidowych będą-

cych w tym miejscu najniższą częścią formacji wapieni z Flaków sukcesji braniskiej (Birkenmajer 1977, fig. 7G, 19B; Kasiński i in. 1981, fig. 1-3; Birkenmajer i in. 2001, fig. 32, 33B). Bardzo drobnoziarnisty wapień krynoidowy zawiera w części spągowej liczne konkretacje fosforytowe – w jednej z nich znaleziono amonita *Dorsetensia (Nannina)* sp., oraz częste framboidy pirytowe. Jest to jak dotąd jedyne stanowisko w obrębie sukcesji braniskiej z fauną amonitową występującą w najniższej części formacji wapieni z Flaków.

Krupianka (sc) – w lesie, w środkowej części potoku, *vis a vis* dużego odstonięcia czarnych łupków sferosyderytowych pod skałą Baba (w grupie Sołtysich Skałek) (Birkenmajer 1958, fig. 111; Birkenmajer 1963, tab. XXIV/fig. 2; Birkenmajer 1977, fig. 7B, 22B; Birkenmajer 1979, fig. 100) znajduje się nagromadzenie dużych bloków wapieni krynoidowych. Zsunięte grawitacyjnie leżą one tuż poniżej ostatnich wystąpień czarnych łupków sferosyderytowych i prawdopodobnie reprezentują najniższe części formacji wapienia ze Smolegowej. Świadczą o tym ich sedymentologiczne cechy takie jak: nietypowa dla tej formacji zielono-fioletowo-żółta barwa, liczne litoklasty zielonych wapieni mikrytowych, rozproszone framboidy pirytowe i drobne konkretacje fosforytowe. Tylko w blokach tego typu występują liczne amonity reprezentowane przez: *Strigoceras* cf. *strigifer* (Buckman) *Stephanoceras* (*Stephanoceras*, *Skirroceras*), *Stemmatoceras* cf. *frechi* (Reutz), *Dorsetensia (Nannina) deltafalcata* (Quenstedt), oraz fyllocerasy – m. in. *Holcophylloceras zignodianum* (d'Orbigny), *Calliphylloceras* cf. *disputabile* (Zittel), a także lytocerasy – m. in. *Nannolytoceras* cf. *polyhelictum* (Boeckh.) oraz *Lytoceras* sp.

Czajakowa Skała (sn) – w obrębie fałdu obalowego sukcesji niedzickiej nasuniętego na jednostkę czorsztyńską, w jego dolnej części, odsłania się kontakt czarnych łupków sferosyderytowych formacji łupków ze Skrzypnego i wapieni krynoidowych formacji wapienia ze Smolegowej (Birkenmajer 1958, fig. 116; Birkenmajer 1963, fig. 4; Birkenmajer 1970, fig. 3B; Birkenmajer 1977, fig. 7A, 24C; Birkenmajer 1979, fig. 107, 108). Kontakt ten jest bardzo wyraźny i ostry i manifestuje się nierówną powierzchnią spągu, która niekiedy przepelniona jest konkretcjami fosforytowymi niewielkich rozmiarów (2-3 cm). Wapienie mają ciemnowiśniowo-zieloną barwę i tkwią w nich fram-

boidy pirytowe oraz nieliczne ale duże ziarna obleczone (onkoidy). Tylko w najniższej części wapieni krynoidowych (około 10-20 cm nad spągiem) występują liczne amonity, z których większość należy do słabo zachowanych fyllocerasy (m. in. *Holcophylloceras* sp.) i lytocerasy (*Lytoceras* sp.), natomiast lepiej zachowany jest okaz *Stephanoceras (Stephanoceras)* cf. *plicatum* (Quenstedt).

Wysokie Skałki (scz) – w paśmie skałek znajdujących się wzdłuż granicy państwowej pomiędzy Durbaszką a szczytem Wysokich Skałek, w obszarze pomiędzy słupkami granicznymi numer 77/9 i 77/10, u podnóża wysokiej skałki odsłaniają się najstarsze warstwy szarych wapieni krynoidowych formacji wapieni z Flaków (Birkenmajer 1970, tab. I, V/I). Są to wyraźnie uławiczone wapienie, które na przestrzeni około 0.5 m od spągu są przepelnione chaotycznie ułożonymi dużymi konkretcjami fosforytowymi i rozproszonymi framboidami pirytowymi. Amonity znajdowane były w niższej części tej formacji (Wierzbowski i in. 2004, w druku) i są reprezentowane jako *Sommnia* sp. (z konkretcji fosforytowej) oraz *Stemmatoceras* sp. i *Lytoceras* sp.

POZYCJA STRATYGRAFICZNA WAPIENI KRYNOIDOWYCH I ICH ZRÓŻNICOWANIE FACJALNE

Zarówno pozycja stratygraficzna omawianych wapieni krynoidowych, jak i ich zróżnicowanie facjalne nie były przez długi czas dokładnie poznane, co wynikało przede wszystkim z ubóstwa zgromadzonej fauny amonitowej i braku szczegółowych prac analitycznych. W dotychczasowych interpretacjach przyjmowano dość powszechnie, że przynajmniej niektóre z formacji zbudowanych z wapieni krynoidowych miały obejmować oprócz bajosu – cały baton, a nawet kelowej (por. np: Birkenmajer 1977). Z drugiej strony, powszechne występowanie amonitów najwyższego bajosu w wapieniach bulastych bezpośrednio nadścielających wapienie krynoidowe w sukcesji niedzickiej, a także w niektórych profilach sukcesji czorsztyńskiej (Birkenmajer i Znosko 1955; Birkenmajer i Myczyński 1984) wskazywało, że wapienie krynoidowe nie mogą być tam młodsze od bajosu, a to sugerowało wyraźny diachronizm występowania wapieni krynoidowych w obrębie polskiej części pienińskiego basenu skałkowego.

Szczegółowe badania biostratygraficzne w profilach sukcesji czorsztyńskiej i niedzickiej w pienińskim pasie skałkowym Polski (Wierzbowski i in. 1999) wykazały powszechną obecność amonitów najwyższego bajosu w wapieniach bulastych bezpośrednio nadścielających wapienie krynoidowe dowodząc wyraźnie, że górna granica wapieni krynoidowych przebiega tam wszędzie w obrębie najwyższego bajosu. Z kolei, przeprowadzone ostatnio badania wapieni krynoidowych w niższej części formacji wapienia ze Smolegowej i formacji wapieni z Flaków w sukcesjach czorsztyńskiej, niedzickiej i czertezickiej, wykazały powszechną obecność luki stratygraficznej u podstawy tych formacji, a także dostarczyły amonitów dolnego bajosu dokumentujących wiek najniższej części omawianych zespołów (Krobicki 2002; Wierzbowski i in. 2004, w druku) (fig. 2). Tym samym, badania te wskazały na zbliżony stratygraficznie przedział

występowania wapieni krynoidowych w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego, które zawarły są w całości w obrębie bajosu.

Pozycja stratygraficzna wapieni krynoidowych w sukcesjach czorsztyńskiej i niedzickiej

Bezpośrednio poniżej wapieni krynoidowych w sukcesjach czorsztyńskiej i niedzickiej występują czarne łupki ilaste zaliczane do formacji łupków ze Skrzypnego (Birkenmajer 1977, 1979). Osady te w swojej niższej części zawierają liczne duże konkracje sferosyderytowe, podczas gdy w ich górnej części spotyka się drobne konkracje fosforytowe (Tyszka i Kamiński 1995). Amonity wymieniane z formacji łupków ze Skrzypnego z obu omawianych sukcesji wskazują przede wszystkim na środkowy aalen (poziom Murchisonae) i najniższy bajos (poziom Discites) – por. Birkenmajer (1963). Obecność młodszych poziomów dolnego bajosu jest

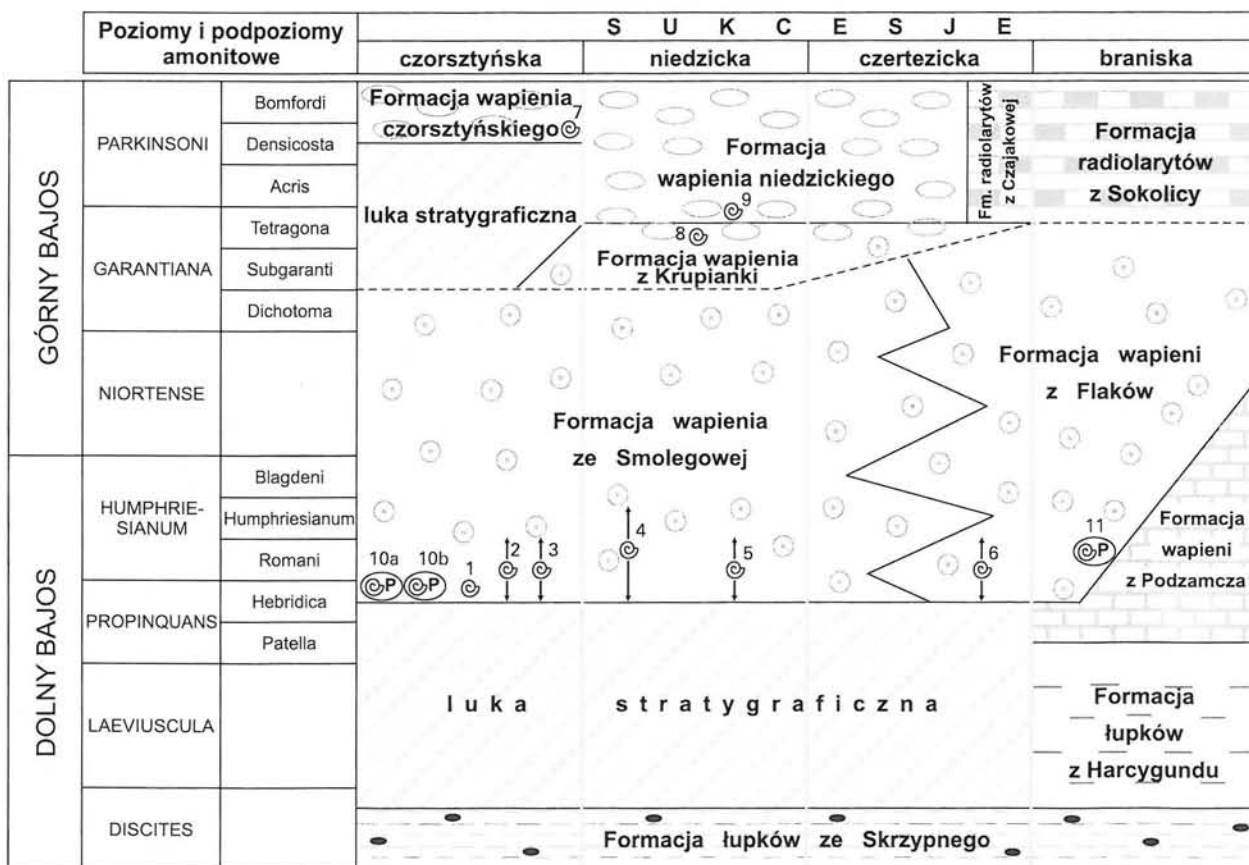


Fig. 2. Schemat jednostek litostratygraficznych sukcesji skałkowych bajosu pienińskiego pasa skałkowego (według Birkenmajera, 1977 – zmieni-
ne). Numeracja przy symbolach oznacza kolejne fauny amonitowe wymienione w tekście: 1, 2, 7 – Czorsztyń-Sobótka; 3 – potok Krupianka; 4, 8, 9 – Niedzica-Podmajerz; 5 – Czajakowa Skała; 6 – Wysokie Skałki; fauny amonitowe w konkracjach fosforytowych: 10a – Falsztyn; 10b – Czorsztyń-Sobótka; 11 – Flaki. Wykształcenie litologiczne formacji: łupków ze Skrzypnego – czarne łupki sferosyderytowe; łupków z Harcygrundu – ciemne łupki plamiste; wapieni z Podzamcza – ciemne wapienie plamiste; wapienia ze Smolegowej – białe wapienie krynoidowe; wapieni z Flaków – szare wapienie krynoidowe; wapienia z Krupianki – czerwone wapienie krynoidowe; wapienia czorsztyńskiego i niedzickiego – czerwone wapienie bulaste; radiolarytów z Czajakowej – zielone radiolaryty; radiolarytów z Sokolicy – czarne radiolaryty manganowe.

już wątpliwa, gdyż oparta była głównie na okazach amonitów „*Sphaeroceras gervillei*” opisanych i zilustrowanych przez Siemiradzkiego (1923), których lokalizacja jest jednakże dyskusyjna (por. Birkenmajer 1963).

W najniższej części formacji wapienia ze Smolegowej w sukcesjach czorsztyńskiej i niedzickiej licznie występują amonity wypełnione przeważnie materiałem krynowidowym, co pokazuje, że muszle amonitów osadzały się jednocześnie z początkiem sedymentacji wapieni krynowidowych. Z kolei rzadkie znaleziska amonitów w konglomeratach fosforytowych wyznaczają czas fosforyzacji w basenie.

Ze wspomnianych fosforytów z sukcesji czorsztyńskiej z odsłonięć we wsi Falsztyn i w Czorsztynie (fig. 2 – fauna 10a i 10b) pochodzą nieliczne okazy *Dorsetensia* cf. *pinguis* (Roemer). Wspomniany gatunek jest diagnostyczny dla najwyższej części poziomu Propinquans (= Sauzei) – wyróżnianego często jako podpoziom Hebridica (Morton 1975). Okaz *Pelekodites* sp. – pochodzący prawdopodobnie także ze spągu formacji wapienia ze Smolegowej w Czorsztynie (fig. 2 – fauna 1) wypełniony jest już jednakże wapieniem krynowidowym. Rodzaj *Pelekodites* występuje w dolnym bajosie – w poziomach Laeviuscula i Propinquans, a jego górna granica zasięgu obejmuje właśnie podpoziom Hebridica (Pavia 1983; Sadki 1994). Dane te pokazują, że początek sedymentacji wapieni krynowidowych – formacji wapienia ze Smolegowej, mógł mieć miejsce we wczesnym bajosie, u schyłku doby Propinquans, i że był on synchroniczny z tworzeniem się (? schyłkiem sedymentacji) osadów fosforytowych. Jednocześnie pokazują one, że u podstawy formacji wapienia ze Smolegowej zaznacza się luka stratygraficzna obejmująca część dolnego bajosu (poziom Laeviuscula oraz znaczną część poziomu Propinquans).

Zespół licznych amonitów o muszlach wypełnionych materiałem krynowidowym zebrany został w zwiertzelinie z dolnej części formacji wapienia ze Smolegowej w profilach sukcesji czorsztyńskiej w potoku Krupianka i w Czorsztynie (fig. 2 – fauna 2 i 3). Zespół ten obejmuje, obok licznych przedstawicieli Phyllocerataceae i Lytocerataceae, także przedstawicieli Stephanoceratidae – *Stephanoceras* (*Stephanoceras*, *Skirroceras*), *Stemmatoceras* cf. *frechi* (Reutz), Sonniniidae – *Dorsetensia* (*Dorsetensia*, *Nannina*), a rzadziej Haplocerataceae – *Strigoceras* cf. *strigifer* (Buckman). Niektóre z tych amonitów, jak *Stephanoceras* (*Skirroceras*) pojawiają się w poziomie Propinquans

i mają swoje ostatnie wystąpienia w podpoziomie Romani odpowiadającemu dolnej części poziomu Humphriesianum. Inne formy, jak *Stephanoceras* (*Stephanoceras*) pojawiają się w najwyższej części poziomu Propinquans, ale stają się szczególnie liczne w dolnych i środkowych częściach poziomu Humphriesianum (Pavia 1983; Rioult i in. 1997). Z kolei, rodzaj *Stemmatoceras* nie występuje powyżej podpoziomu Romani, a gatunek *S. frechi* (Reutz) jest charakterystyczny dla horyzontu *frechi*, który prawdopodobnie odpowiada horyzontowi *gervillei* reprezentującemu najwyższą część podpoziomu Romani (Ohmert 1994; Rioult i in. 1997). Amonity *Dorsetensia* (*Dorsetensia*, *Nannina*) nie są znane również powyżej podpoziomu Romani, a licznie reprezentowany w badanej faunie gatunek *Dorsetensia* (*Nannina*) *deltafalcata* (Quenstedt) jest diagnostyczny właśnie dla tego podpoziomu (Pavia 1983). Również forma *Strigoceras* cf. *strigifer* (Buckman) zbliżona jest do okazów tego gatunku opisanych przez Sturaniego (1971) z podpoziomu Cycloides = podpoziomu Romani. Z rozważań tych wynika, że opisany zespół amonitów może być uznany za diagnostyczny zwłaszcza dla podpoziomu Romani, reprezentującego najniższą część poziomu Humphriesianum. Schyłek wczesnego bajosu oznaczał zatem początek rozwoju sedymentacji wapieni krynowidowych w sukcesji czorsztyńskiej.

W sukcesji niedzickiej amonity zbierane były precyzyjnie w profilach Niedzica-Podmajerz i Czajakowa Skała (fig. 2 – fauna 4 i 5), w najniższej części formacji wapienia ze Smolegowej. Występują tu m. in. ważne stratygraficznie Stephanoceratidae – *Stephanoceras* (*Stephanoceras*) cf. *plicatum* (Quenstedt) znaleziony w spągu formacji na Czajakowej Skale oraz *Stephanoceras* (*Skirroceras*) cf. *nodosum* (Quenstedt) znaleziony 0.7 m nad spągiem w profilu Niedzica-Podmajerz. Obie te formy pojawiają się w najwyższej części poziomu Propinquans i sięgają w obręb podpoziomu Romani – najniższej części poziomu Humphriesianum (Pavia 1983; Rioult i in. 1997). Nieco wyższa stratygraficznie forma – *Stephanoceras* (*Stephanoceras*) cf. *bigoti* (Haug) znaleziona została 0.8 m ponad spągiem formacji wapienia ze Smolegowej w profilu Niedzica-Podmajerz; forma ta jest diagnostyczna dla podpoziomu Humphriesianum reprezentującego środkową część poziomu Humphriesianum (Pavia 1983). Z przedstawionych danych wynika, że najniższa część formacji wapienia

ze Smolegowej w badanych profilach sukcesji niedzickiej odpowiada dolnej i środkowej części poziomu Humphriesianum, oraz zapewne także najwyższej części poziomu Propinquans, a więc zajmuje podobną pozycję stratygraficzną jak analogiczne utwory w profilach sukcesji czorsztyńskiej. Również i tutaj zaznacza się luka stratygraficzna u podstawy formacji wapienia ze Smolegowej obejmująca poziom Laeviuscula oraz znaczną część poziomu Propinquans dolnego bajosu.

W najwyższej części profilu wapieni krynoidowych w sukcesji niedzickiej, z formacji wapienia z Krupianki (fig. 2 – fauna 8), opisane zostały amonity *Garantiana (Hlaviceras) tetragona* Wetzel, co wskazuje, że omawiane wapienie sięgają w obręb poziomu Garantiana, a dokładniej jego najwyższej części – podpoziomu Tetragona górnego bajosu. Bezpośrednio wyżej leżące wapienie bulaste formacji wapienia niedzickiego w sukcesji niedzickiej zawierają również amonity podpoziomu Tetragona (fig. 2 – fauna 9), co wskazuje na brak istotnej luki stratygraficznej pomiędzy wapieniami krynoidowymi a wapieniami bulastymi (Wierzbowski i in. 1999). Z kolei w sukcesji czorsztyńskiej, najstarsze wapienie bulaste leżące ponad wapieniami krynoidowymi (fig. 2 – fauna 7) dostarczyły amonitów z rodzaju *Dimorphinites* diagnostycznych dla poziomu Parkinsoni górnego bajosu (Birkenmajer i Myczyński 1984; Wierzbowski i in. 1999), co również wskazuje, iż wapienie krynoidowe nie sięgają tu stratygraficznie powyżej górnego bajosu.

Omawiane dane wskazują, że wapienie krynoidowe w sukcesjach czorsztyńskiej i niedzickiej odpowiadają dość wąskiemu przedziałowi stratygraficznemu od wyższej części dolnego bajosu (wyższa część poziomu Propinquans i poziom Humphriesianum) do środkowej części bajosu górnego (poziom Niortense i znaczna część poziomu Garantiana) (fig. 2).

Odpowiedniki badanych utworów w sukcesjach czertezickiej i braniskiej

Jak wykazano ostatnio (Wierzbowski i in. 2004, w druku), sukcesja czertezicka ukazuje szczególne pokrewieństwo do sukcesji niedzickiej i sukcesji braniskiej, a jej pierwotna pozycja paleogeograficzna w pienińskim basenie skałkowym znajdowała się najprawdopodobniej pomiędzy wspomnianymi sukcesjami. Sukcesja czertezicka obejmuje formację łupków ze Skrzypnego, o udokumentowanym amonitami przedziale stratygraficznym od aalenu,

do poziomu Discites najniższego bajosu (Scheibner 1964). Bezpośrednio powyżej zaznacza się wyraźna luka stratygraficzna, która obejmuje poziom Laeviuscula, i zapewne znaczną część poziomu Propinquans dolnego bajosu. Wyżej leżą wapienie krynoidowe zaliczane miejscami do formacji wapienia ze Smolegowej, a miejscami, tam gdzie udział czertów w skale jest znaczny, do formacji wapieni z Flaków. Z dolnej części omawianych utworów pochodzą amonity (Wierzbowski i in. 2004, w druku; fig. 2 – fauna 6) wskazujące na wyższą część poziomu Propinquans i niższą część poziomu Humphriesianum dolnego bajosu, a więc identyczny przedział stratygraficzny jak amonity znalezione w najniższej części wapieni krynoidowych formacji wapienia ze Smolegowej w sukcesjach czorsztyńskiej i niedzickiej. Bezpośrednio ponad wapieniami krynoidowymi, w szeregu profilach sukcesji czertezickiej stwierdzone zostały, chociaż zredukowane mięszszościowo, wapienie bulaste wykształcone w mikrofacji filamentowej. Pojawienie się wapieni omawianego typu mikrofacjalnego jest charakterystyczne dla najwyższego bajosu, dla sukcesji czorsztyńskiej i niedzickiej (Wierzbowski i in. 1999), co znajduje również dobre potwierdzenie wiekowe w sukcesji czertezickiej na Słowacji, gdzie z utworów tych znane są amonity diagnostyczne dla poziomu Parkinsoni (Wierzbowski i in. 2004, w druku). Tym samym, można sądzić, że zasięg stratygraficzny wapieni krynoidowych w sukcesji czertezickiej jest identyczny jak w sukcesjach czorsztyńskiej i niedzickiej i obejmuje on wyższą część dolnego i znaczną część górnego bajosu.

W sukcesji braniskiej bezpośrednio powyżej formacji łupków ze Skrzypnego występują łupki i margliste wapienie z licznymi muszlami *Bositra* zaliczane do formacji łupków z Harcygrundu (Birkenmajer 1977). Utwory te dostarczyły amonitów diagnostycznych dla znacznej części dolnego bajosu (od poziomu Discites, poprzez poziom Laeviuscula do poziomu Propinquans – por. Myczyński 1973); sądzić można zatem, że utwory te wypełniają w dużym stopniu lukę stratygraficzną występującą pomiędzy formacją łupków ze Skrzypnego a wapieniami krynoidowymi w sukcesjach czorsztyńskiej, niedzickiej i czertezickiej (Wierzbowski i in. 2004, w druku). Młodsze utwory w sukcesji braniskiej, wykształcone jako wapienie płamiste i margle, reprezentują formację wapieni z Podzamecza (Birkenmajer 1977). W utworach tych nazywanych wcześniej „warstwa-

mi nadposidoniowymi” występują amonity (Myczyński 1973) z rodzajów i podrodzajów: *Oppelia*, *Oecotraustes*, *Dorsetensia*, *Sonninia* – z gatunku *S. patella* (Waagen), *Stephanoceras* (*Stephanoceras*, *Skirroceras*), charakterystyczne dla poziomu Propinquans i poziomu Humphriesianum, a więc wyższej części dolnego bajosu. Wyżej leżące utwory formacji wapieni z Flaków, w typowym profilu w paśmie Flaki, wykształcone są jako zróżnicowany zespół osadów obejmujących plamiste spongiolity, piaszczyste krynowidowe margle i wapienie filamentowe, mikrytowe wapienie i margle, czasem piaszczyste, z licznymi konkrecjami szamozytowymi (Tyszka 1999). W przeciwieństwie do utworów formacji wapieni z Flaków w sukcesji czertezickiej, w obrębie formacji wapieni z Flaków w sukcesji braniskiej, wapienie krynowidowe spotyka się zatem w zdecydowanie mniejszej ilości. Amonity znajdowane były tu niezbyt licznie: w spągu formacji wapieni z Flaków w paśmie Flaki, w występujących tam konkrecjach fosforytowych (fig. 2 – fauna 11), znaleziony został przez nas okaz *Dorsetensia (Nannina)* sp., który wskazuje na pozycję stratygraficzną nie wyższą niż dolna część poziomu Humphriesianum, a dokładniej podpoziomu Romani (por. Rioult i in. 1997). Z kolei z wyższej części formacji wapieni z Flaków w paśmie Flaki w sukcesji braniskiej (Myczyński 1973) znane są amonity *Stephanoceras* cf. *mutabile* (Quenstedt) i *Oppelia* cf. *subradiata* (Sowerby) wskazujące na środkową część poziomu Humphriesianum. Omawiane dane wskazują, że zasięg stratygraficzny formacji wapieni z Flaków w sukcesji braniskiej może być znacznie mniejszy niż formacji wapieni krynowidowych (formacji wapieni z Flaków, formacji wapienia ze Smolegowej i formacji wapienia z Krupniaki) w sukcesjach czorsztyńskiej, niedzickiej i czertezickiej (por. Wierzbowski i in. 2004, w druku) (fig. 2). Jak się przy tym wydaje, mogą istnieć również profile sukcesji braniskiej, w których brak jest całkowicie lub prawie całkowicie formacji wapieni z Flaków, która zostaje zastąpiona obocznie przez mocno rozbudowaną formację wapieni z Podzamcza. Taka sytuacja może mieć miejsce w profilu Starego Bystrego, gdzie w wyższej części odsłoniętej tam formacji wapieni z Podzamcza stwierdzono obecność amonita *Oppelia flexa* (Buckman) diagnostycznego dla wyższej części poziomu Humphriesianum i dolnej części poziomu Niortense, a więc przelomu dolnego i górnego bajosu (por. Birkenmajer i Myczyński 2000).

Zróżnicowanie facjalne wapieni krynowidowych oraz sedimentologiczne aspekty początku ich sedimentacji

Wśród utworów jury środkowej pienińskiego pasa skałkowego Polski występują trzy wyraźnie wyodrębnione zespoły litologiczne zbudowane z wapieni krynowidowych. Są to (por. Birkenmajer 1963, 1977): formacja wapienia ze Smolegowej (dawniej „białe wapienie krynowidowe”), formacja wapienia z Krupianki („czerwone wapienie krynowidowe”) oraz formacja wapieni z Flaków („szare wapienie krynowidowe z rogowcami”). Dwie pierwsze z tych formacji są charakterystyczne dla sukcesji czorsztyńskiej i niedzickiej reprezentujących płytsze części pienińskiego zbiornika skałkowego, podczas gdy trzecia z wymienionych występuje wyłącznie w sukcesjach czertezickiej i braniskiej odpowiadających głębszym częściom zbiornika. Poniżej przedstawiono najbardziej charakterystyczne cechy osadów wapieni krynowidowych analizowanych w niniejszej pracy, ze szczególnym uwzględnieniem ich najstarszych, spągowych części.

Jednym z charakterystycznych elementów powtarzających się w prawie wszystkich analizowanych stanowiskach są klasty zielonych wapieni mikrytowych, osiągające niekiedy wielkość kilkunastu centymetrów. Omawiane zielone wapienie mikrytowe znane są w pienińskim pasie skałkowym Polski wyłącznie w postaci klastów w obrębie najniższej części formacji wapienia ze Smolegowej i formacji wapieni z Flaków i nigdzie nie zachowały się jako pierwotne osady na miejscu, tzn. w stratygraficznej pozycji pomiędzy czarnymi łupkami formacji łupków ze Skrzypnego, a wapieniami krynowidowymi. Są one świadectwem sedimentacji pelagicznej po zakończeniu okresu generalnie redukcyjnych warunków sedimentacji w aalenie i najwcześniejszym bajosie. Należy zaznaczyć, że w słowackiej części pienińskiego pasa skałkowego, w okolicy Vršatca (Słowacja zachodnia), wzmiankowane są zielonkawe wapienie margliste o miąższości 8-10 m, jako utwory przejściowe pomiędzy warstwami „murchisonowymi“ (=formacja łupków ze Skrzypnego) i jasnymi wapieniami krynowidowymi (=formacja wapienia ze Smolegowej) (Andrusov 1945, 1953; Began 1969).

Konkrecje fosforytowe występujące w obrębie prawie wszystkich sukcesji skałkowych (z wyjątkiem sukcesji pienińskiej) wyłącznie w najniższej części wapieni krynowidowych, mogą czasem

w samym spągu tworzyć bruki fosforytowe. Ich występowanie w takim miejscu i w zbliżonym czasie w kolejnych strefach paleofacjalnych (sukcesjach) bardzo mocno sugeruje izochroniczność fosforyzacji (Krobicki 2002, 2003). We wszystkich analizowanych przypadkach konkretne te występują w obrębie bardzo silnie ścienionych sedymentacyjnie wapieni krynoidowych (nie grubszych niż 10 m miąższości), włącznie z sukcesją czorsztyńską, gdzie miąższość wapieni krynoidowych wynosi przeważnie kilkadziesiąt, lecz może też osiągać nawet 150 m miąższości (np: Wąwóz Homole w Jaworkach). Jak wynika z danych biostratygraficznych (amonity z konkretnej fosforytowej – z odsłonięciem w Czorsztyńcu, Falsztynie i na Flakach) epizod fosforyzacji miał miejsce blisko granicy dób Propinquans i Humphriesianum i był równoczesny lub prawie równoczesny z początkiem sedymentacji całego kompleksu wapieni krynoidowych (fig. 2).

Z przypadkami ścienionych sedymentacyjnie wapieni krynoidowych sukcesji czorsztyńskiej mamy właśnie do czynienia w Falsztynie, Czorsztyńcu-Sobótce czy Krupiance. Sugerowane wcześniej wytłoczenia tektoniczne wielkich partii wapieni krynoidowych w omawianych stanowiskach (Birkenmajer 1963, 1977, 1979) zatem nie występują. Jak sądzono powszechnie (np: Birkenmajer 1977) miąższość wapieni krynoidowych miała zależeć od ich pierwotnej pozycji paleogeograficznej w pienińskim basenie skałkowym. Największe miąższości były przypisywane właśnie sukcesji czorsztyńskiej, gdzie występowały główne siedliska podmorskich „łak krynoidowych“ (por. Głuchowski 1987), a miąższości miały stopniowo maleć w kolejnych, paleogeograficznie coraz to głębszych sukcesjach. Stało to w zgodzie z ogólnie przyjętym założeniem, że charakter wachlarzowato sypanych się stożków podmorskich materiału krynoidowego od sukcesji czorsztyńskiej na południowy wschód, w częściach bardziej dystalnych dawać miał w efekcie coraz to mniejszej miąższości sekwencje wapieni krynoidowych. Tymczasem stwierdzona miejscami, nawet w sukcesji czorsztyńskiej, pierwotna miąższość wapieni krynoidowych nie przekraczająca 10 m wskazuje na bardzo znaczne deniwelacje dna, gdzie wspomniane silnie zredukowane miąższościowo wapienie sąsiadowały z analogicznymi wapieniami o ponad stumetrowej miąższości. Jedynym wytłumaczeniem tego zjawiska jest założenie obecności silnych i gwałtownych tektonicznych ruchów różnicujących dno basenu, szczególnie w najpłytszej

jego części (sukcesja czorsztyńska) już na samym początku (lub tuż przed) sedymentacji wapieni krynoidowych. Na tak powstałych tektonicznych zrębach podmorskich dochodziło do silnej kondensacji osadów, a gromadzone tu muszle amonitów znajdowane są w spągu małej miąższości wapieni krynoidowych. W pobliżu żyły prawdopodobnie drapieżne ślimaki, których ślady pełzania (ichnogatunek *Curvolithus simplex* – por. Krobicki i Uchman 2003) zachowane są w najniższych częściach krynoidowych kalkarenitów (sukcesja czorsztyńska i niedzicka: Czorsztyń-Sobótka i Niedzica-Podmajerz) sugerując osadzanie się tych utworów w środowisku niezbyt głębokim, lecz poniżej normalnej podstawy falowania.

Liczne framboidy pirytowe występujące we wszystkich analizowanych przypadkach tylko i wyłącznie w spągowej części badanych formacji, są kolejnym charakterystycznym elementem tej najstarszej partii wapieni krynoidowych. Ich obecność prawdopodobnie związana jest z w miarę jeszcze wolnym tempem sedymentacji w pierwszych etapach sedymentacji wapieni krynoidowych. Jest również możliwe, że są one efektem słabego jeszcze przewietrzania dna zbiornika sedymentacyjnego po długim okresie sedymentacji starszych utworów o wyraźnych cechach środowisk niedotlenionych.

Na koniec należy przypomnieć, że tylko w tej najstarszej części wapieni krynoidowych znajdowana jest fauna amonitów (ale też licznych ramienionogów i belemnitów) we wszystkich prawie sukcesjach skałkowych (oprócz sukcesji pienińskiej).

Reasumując, zanim w poszczególnych sukcesjach ustaliła się sedymentacja wapieni krynoidowych, jej początki zgoła odbiegały od klasycznego charakteru osadów krynoidowych, które zazwyczaj reprezentują typ kalkarenitów (grainstone). Wymienione powyżej cechy sedymentologiczno-paleontologiczne konsekwentnie powtarzają się w wielu stanowiskach, stanowiąc według autorów, swoisty marker dla najstarszej części wapieni krynoidowych.

PALEOGEOGRAFICZNE ZNACZENIE POWSTANIA BAJOSKICH WAPIENI KRYNOIDOWYCH W PIENIŃSKIM BASENIE SKAŁKOWYM

W świetle przytoczonych powyżej danych zarówno biostratygraficznych jak i sedymentolo-

gicznych nie ma obecnie żadnych przesłanek aby sądzić, że istnieje ciągłe przejście pomiędzy czarnymi łupkami sferosyderytowymi (formacja łupków ze Skrzypnego) a wapieniami krynoidowymi (formacja wapienia ze Smolegowej i formacja wapieni z Flaków), jak sądzili wcześniej inni badacze (Birkenmajer 1977; Głuchowski i in. 1986). Wyraźna luka stratygraficzna obejmująca prawie dwie zony amonitowe (*Laeviuscula* i *Propinquans*) oraz gwałtowna zmiana sedymentacji z niedotlenionych utworów toarku, aalenu i najwcześniejszego bajosu na dobrze dotlenioną sedymentację wapienną, wskazuje na bardzo gwałtowne pionowe ruchy tektoniczne grzbietu czorsztyńskiego i obszarów sąsiadujących, które doprowadziły do wynurzenia się pewnych części grzbietu czorsztyńskiego (Aubrecht 1997). To zjawisko znalazło wyraz w dopływie dużej ilości materiału terygenicznego występującego obecnie wszędzie wśród wapieni krynoidowych (ziarna kwarcu, klasty dolomitów triasu etc.) (Birkenmajer 1963, 1977, 1979; Aubrecht 1993; Mišík i Aubrecht 1994). W wyniku tego podniesienia doszło do powstania dogodnych warunków dla masowego rozwoju rozległych łąk krynoidowych na przestrzeni setek kilometrów długości grzbietu czorsztyńskiego. Można tu wspomnieć, że szczególnie uprzywilejowane do rozwoju łąk krynoidowych mogły być powstające w trakcie ruchów tektonicznych strefy krawędzi morfologicznych (por. Ostrowski 2003). Skutkiem tektonicznego dźwignięcia grzbietu czorsztyńskiego były też poważne zmiany relacji troficznych w basenie. Wynikały one ze zmian cyrkulacji oceanicznej, wymuszonej przebudową dna basenu i wpłynęły na rozprowadzanie substancji odżywczych na obszarze całego pienińskiego basenu skałkowego, co z kolei mogło mieć bezpośredni wpływ na rozwój łąk krynoidowych.

Regionalne podniesienie całego grzbietu czorsztyńskiego we wczesnym bajosie było pochodnym efektem przebudowy alpejskiej Tethys (np: Golonka i in. 2000, 2003, Golonka i Krobicki 2004). Podlegała ona, tak jak i centralny Atlantyk, silnemu procesowi ekspansji odnoszonemu przy użyciu metod izotopowych (Bill i in. 2001) do bajosu. Fakt ten dobrze koresponduje z przypuszczalnym otwarciem w tym samym czasie oceanu liguryjsko-pennińskiego (Winkler i Ślęczka 1994). Bajoskie podniesienie grzbietu czorsztyńskiego było związane z ryftową fazą w ewolucji basenu pienińskiego (tzw. fazą krasieńską według Plašienki 2003, patrz również – Aubrecht i in. 1997), co chwilę później zaznaczyło

się wyraźnie początkiem bardzo silnego zróżnicowania facjalnego osadów, które z jednej strony zapisały się pierwszym epizodem sedymentacji radiolarytów (sukcesja pienińska), a z drugiej strony płytkomorską sedymentacją (a nawet emersją) (sukcesja czorsztyńska).

LITERATURA

- Andrusov, D. 1945. Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v západných Karpatoch. časť IV & V: Stratigrafia doggeru, malmu a kriedy. *Práce Štátneho Geologického Ústavu ČSR*, **13**: 1-176.
- Andrusov, D. 1953. Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes Occidentales. *Geologické Práce Slovenske Akademie Vied & Úmetnosti*, **34**: 1-149.
- Aubrecht, R. 1993. Clastic admixture in Dogger crinoidal limestones of Czorsztyń unit. *Geologica Carpathica*, **44**, 2: 105-111.
- Aubrecht, R. 1997. Indications of the Middle Jurassic emergence in the Czorsztyń Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, **48**, 2: 71-84.
- Aubrecht, R., Mišík, M. i Sýkora, M. 1997. Jurassic synrift sedimentation on the Czorsztyń Swell of the Pieniny Klippen Belt in Western Slovakia. W: Plašienka, D., Hók, J., Vozár, J. i Ellecko, M. (red.), Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. 53-64. Dionýz Stur Publisher, Bratislava.
- Aubrecht, R. i Túnyi, I. 2001. Original orientation of neptunian dykes in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): the first results. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, **31**: 557-578.
- Bąk, K. 1998. Planktonic foraminiferal biostratigraphy, Upper Cretaceous red pelagic deposits, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, **111**: 7-92.
- Bąk, K. 2000. Biostratigraphy of deep-water agglutinated foraminifera in Scaglia Rossa-type deposits of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. W: Hart, M. B., Kamiński, M. A. i Smart, C. W. (red.): *Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera, Kraków, Poland*, 15-41.
- Began, A. 1969. Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí (Geologische

- Verhältnisse des mittleren Waagtales). *Zbornik Geologických Vied*, **11**: 55-103.
- Bill, M., O'Dogherty, L., Guex, J., Baumgartner, P. O. i Masson, H. 2001. Radiolarite ages in Alpine-Mediterranean ophiolites: Constraints on the oceanic spreading and the Tethys-Atlantic connection. *Geological Society of America Bulletin*, **113**: 129-143.
- Birkenmajer, K. 1958. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Część III: 5-88, część IV: 5-55. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Birkenmajer, K. 1963. Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego Polski. *Studia Geologica Polonica*, **9**: 1-380.
- Birkenmajer, K. 1970. Przedoceńskie struktury fałdowe w pienińskim pasie skałkowym Polski. *Studia Geologica Polonica*, **31**: 1-77.
- Birkenmajer, K. 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt. *Studia Geologica Polonica*, **45**: 1-158.
- Birkenmajer, K. 1979. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. 3-236. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Birkenmajer, K. 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, **88**: 7-32.
- Birkenmajer, K. 1988. Exotic Andrusov Ridge: its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian Foldbelt. *Studia Geologica Polonica*, **91**: 7-37.
- Birkenmajer, K. 2001. Pieniny Klippen Belt, Introduction W: Paulo, A. i Krobicki, M. (red.): *12th Meeting of the Association of European Geological Societies; Carpathian palaeogeography and geodynamics: a multidisciplinary approach, Kraków, 12-15 września 2001, Państwowy Instytut Geologiczny*, 127-139.
- Birkenmajer, K., Krobicki, M. i Tyszka, J. 2001. Flaki Range. W: Paulo, A. i Krobicki, M. (red.): *12th Meeting of the Association of European Geological Societies; Carpathian palaeogeography and geodynamics: a multidisciplinary approach, Kraków, 12-15 września 2001, Państwowy Instytut Geologiczny*, 151-154.
- Birkenmajer, K. i Myczyński, R. 1984. Fauna i wiek wapieni bulastych okolic Niedzicy i Jaworek (pieniński pas skałkowy). *Studia Geologica Polonica*, **83**: 7-24.
- Birkenmajer, K. i Myczyński, R. 2000. Bajocian age of the Podzamecze Limestone Formation at Stare Bystre, Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland) based on its macrofauna. *Studia Geologica Polonica*, **117**: 49-68.
- Birkenmajer, K. i Znosko, J. 1955. Przyczynek do stratygrafii doggeru i malmu pienińskiego pasa skałkowego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **23**: 3-36.
- Głuchowski, E. 1987. Jurassic and Early Cretaceous Articulate Crinoidea from the Pieniny Klippen Belt and the Tatra Mts. Poland. *Studia Geologica Polonica*, **94**: 7-102.
- Głuchowski, E., Krawczyk, A. J., Myszkowska, J. i Słomka, T. 1986. Litofacje i fauna wapienia krynoidowego bajosu jednostki czorsztyńskiej koło Dursztyna (pieniński pas skałkowy). *Studia Geologica Polonica*, **88**: 143-155.
- Golonka, J. i Krobicki, M. 2001. Upwelling regime in the Carpathian Tethys: a Jurassic-Cretaceous palaeogeographic and palaeoclimatic perspective. *Geological Quarterly*, **45**: 15-32.
- Golonka, J. i Krobicki, M. 2004. Jurassic paleogeography of the Pieniny and Outer Carpathian basins. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **110**: 5-14.
- Golonka, J., Krobicki, M., Oszczytko, N., Ślęczka, A. i Słomka, T. 2003. Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events. W: McCann, T. i Saintot, A. (red.), *Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record. Geological Society, Special Publications*, **208**: 138-158.
- Golonka, J., Oszczytko, N. i Ślęczka, A. 2000. Late Carboniferous – Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **70**: 107-136.
- Kasiński, J. R., Pieńkowski, G. i Pisera, A. 1981. Charakterystyka litologiczno-mikrofacjalna jednostek braniskiej i czorsztyńskiej wzdłuż drogi Krośnica – Kąty w Pieninach. *Studia Geologica Polonica*, **70**: 73-94.
- Krobicki, M. 2002. Bajocian phosphatic event in the Pieniny Klippen Belt, Polish and Slovakian Carpathians. *6th International Symposium on the Jurassic System, Mondello, Sicily, Italy 12-22 September 2002*, 103.
- Krobicki, M. 2003. Środkowojurajska (bajos) fosfatacja w pienińskim pasie skałkowym. *Tomy Jurajskie*, **1**: 116-117.

- Krobicki, M., Kruglov, S. S., Matyja, B. A., Wierzbowski, A., Aubrecht, R., Bubniak, A. i Bubniak, I. 2003. Relation between Jurassic klippen successions in the Polish and Ukrainian parts of the Pieniny Klippen Belt. *Mineralia Slovaca*, **35**: 56-58.
- Krobicki, M. i Uchman, A. 2003. Trace fossils *Curvolithus* from the Middle Jurassic crinoidal limestones of the Pieniny Klippen Belt. *Geologica Carpathica*, **54**: 175-180.
- Michalík, J. 1994. Notes on the paleogeography and paleotectonics of the Western Carpathian area during the Mesozoic. *Mitteilungen der österreichischen geologischen Gesellschaft*, **86**: 101-110.
- Mišik, M. i Aubrecht, R. 1994. The source of rock fragments in the Jurassic crinoidal limestones of the Pieninicum (Klippen Belt, Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, **45**, 3: 159-170.
- Mišik, M., Sýkora, M. i Aubrecht, R. 1994. Middle Jurassic scarp breccias with clefts filled by Oxfordian and Valanginian-Hauterivian sediments, Krasin near Dolná Súča (Pieniny Klippen Belt, Slovakia). *Geologica Carpathica*, **45**, 6: 343-356.
- Morton, N. 1975. Bajocian Sonninidae and other ammonites from western Scotland. *Palaeontology*, **18**, 1: 41-91.
- Myczyński, R. 1973. Stratygrafia jury środkowej serii braniskiej okolic Czorsztyna (pieniński pas skałkowy). *Studia Geologica Polonica*, **42**: 1-122.
- Neumayr, M. 1871. Jurastudien 3, Folge 5: Der penninische Klippenzug. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt*, **21**.
- Ohmert, W. 1994. The Frechi horizon (Humphriesianum Zone, Lower Bajocian) from the Oberrhein (South West Germany). *Geobios Mémoire Spécial*, **17**, 1: 359-367.
- Ostrowski, S. 2003. Krawędzie bioherm mikrobialitowo-gąbkowych miejscem znacznego nagromadzenia płytek szkarłupni. *Tomy Jurajskie*, **1**: 59-62.
- Pavia, G. 1983. Ammoniti e biostratigrafia del Baiociano inferiore de Digne (Francia SE, Dip. Alpes-Haute-Provence). *Museo Regionale di Scienze Naturali, Monografie*, **2**: 1-254.
- Plašienka, D. 2003. Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. *Mitteilungen der österreichischen geologischen Gesellschaft*, **94**: 79-98.
- Rioul, M., Contini, D., Elmi, S., Gabilly, J. i Mouterde, R. 1997. W: E. Cariou, P. Hanzpergue (red.), Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine, Mémoire*, **17**: 1-422.
- Sadki, D. 1994. L'Aalenien supérieur et le Bajocien inférieur du Haut-Atlas marocain: révision biostratigraphique et correlations. *Miscellanea del Servizio Geologico Nazionale*, **5**: 177-190.
- Scheibner, E. 1964. Contribution to the knowledge of the Murchisonae Beds in the Klippen Belt of West Carpathians in Slovakia. *Geologický Sborník*, **15**, 1: 27-55.
- Siemiradzki, J. 1923. Fauna utworów liasowych i jurajskich Tatr i Podhala. *Archiwum Towarzystwa Naukowego we Lwowie*, **3**, 8: 1-52.
- Sturani, C. 1971. Ammonites and stratigraphy of the „*Posidonia alpina*” beds of the Venetian Alps. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova*, **28**: 1-188.
- Tyzska, J. 1999. Foraminiferal biozonation of the Early and Middle Jurassic in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **47**, 1: 27-46.
- Tyzska, J. 2001. Microfossil assemblages as bathymetric indicators of the Toarcian/Aalenian „Fleckenmergel”-facies in the Carpathian Pieniny Klippen Belt. *Geologica Carpathica*, **52**: 147-158.
- Tyzska, J. i Kamiński, M. A. 1995. Factors controlling the distribution of agglutinated foraminifera in Aalenian-Bajocian dysoxic facies (Pieniny Klippen Belt, Poland). W: Kamiński, M. A., Geroch, S. i Gasiński, M. A. (red.), *Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera, Kraków, Poland, 12-19 September 1993*, 271-291.
- Uhlig, V. 1890. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen, II Theil – Der pieninische Klippenzug. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt*, **40**: 559-824.
- Wierzbowski, A., Aubrecht, R., Krobicki, M., Matyja, B. A. i Schlögl, J. 2004, w druku. Stratigraphic and palaeogeographic position of the Jurassic Czertezik Succession, Pieniny Klippen Belt

(Western Carpathians) of Poland and Eastern Slovakia. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **74**.

Wierzbowski, A., Jaworska, M. i 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. *Studia Geologica Polonica*, **115**: 7-74.

Winkler, W. i Ślaczka, A. 1994. A Late Cretaceous to Paleogene geodynamic model for the Western Carpathians in Poland. *Geologica Carpathica*, **45**: 71-82.