

## Górny tyton i berias w płaszczynie reglowej dolnej Tatr Zachodnich w świetle danych lito-, bio- i magnetostratygraficznych

Jacek Grabowski\*, Andrzej Pszczółkowski\*\*

The Upper Tithonian and Berriasian in the Lower Sub-Tatric Nappe of the Western Tatra Mts in the light of litho-, bio- and magnetostratigraphic data (southern Poland). *Prz. Geol.* 54: 870–877.



J. Grabowski



A. Pszczółkowski

*S u m m a r y.* Detailed magnetostratigraphic investigations of the Tithonian–Berriasian strata, integrated with litho- and biostratigraphic observations were carried out within the Bobrowiec Unit of the Lower Sub-Tatric (Križna) Nappe in the Western Tatra Mts. A modification of the existing lithostratigraphic scheme is proposed, splitting the Pieniny Limestone Formation (sensu Lefeld et al. 1985) into two formations, accordingly with lithostratigraphic subdivisions of the coeval deposits in some other parts of the Križna Nappe in Slovakia: the Jasenina Formation (includes Pośrednie Member sensu Pszczółkowski 1996, in its uppermost part) and the Osnica Formation (Osnica Member sensu Pszczółkowski 1996). The Jurassic/Cretaceous boundary, as defined by calponellids, falls within the lowermost part of the Osnica Fm. Magnetostratigraphic units from CM20r (Lower/Upper Tithonian boundary) up to CM16n (Upper Berriasian) were identified.

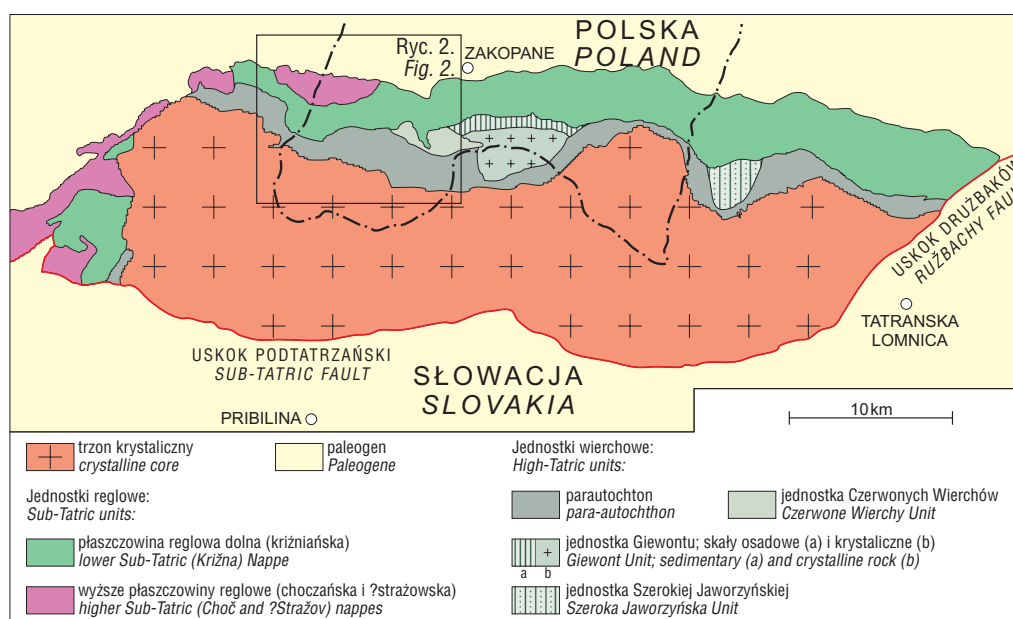
Jurassic/Cretaceous boundary is situated within the CM19n magnetozone, below the short reversed

*Brodno subzone.* Magnetostratigraphic correlation of four sections revealed existence of some “gaps” which are interpreted as tectonic reductions, which have to be considered while calculating the sedimentation rate which, however, might be roughly estimated. Sedimentation was relatively slow within the Jasenina Formation (5–7 m/My), but accelerated within the Osnica Fm (mean value: 10–15 m/My) and in the investigated lower part of the Kościeliska Marl Fm (20–30 m/My). Presence of hematite correlates with low sedimentation rate.

**Key words:** Tithonian; Berriasian; Lower Sub-Tatric nappe; lithostratigraphy; biostratigraphy; magnetostratigraphy.

Warstwy z pogranicza systemów jurajskiego i kredowego w jednostce reglowej dolnej Tatr są wykształcone jako osady hemipelagiczne i pelagiczne. Są to jasne, szarozielone wapienie mikrytowe z przelawiczeniami marglisto-lupkowymi, osiągające miąższość 50–60 m. Utwory te były porównywane z facją Maiolica lub Biancone z południowych Alp i Apeninów (Guzik, 1959; Lefeld, 1974; Wieczorek, 1988). Odślaniają się one w reglach Tatr Zachodnich (ryc. 1), przede wszystkim na zachód od Doliny Miętusiej — w jednostce Bobrowca (ryc. 2) i w łusce

Gładkiego Uplaziańskiego, a także w jednostkach reglowych Tatr Wschodnich (Lefeld, 1974; Pszczółkowski, 1996). W niniejszym artykule przedstawiono skrótoowo wyniki ostatnich prac magneto- i biostratygraficznych, w efekcie których opracowano szczegółowy schemat stratygraficzny górnego tytonu i beriasu w jednostce Bobrowca, skorelowany z globalną skalą polarności magnetycznej (Opdyke & Channell, 1996; Gradstein i in., 2004), a także zaproponowano modyfikację wcześniejszego podziału litostratygraficznego (Lefeld i in., 1985). Do szczegółowych badań

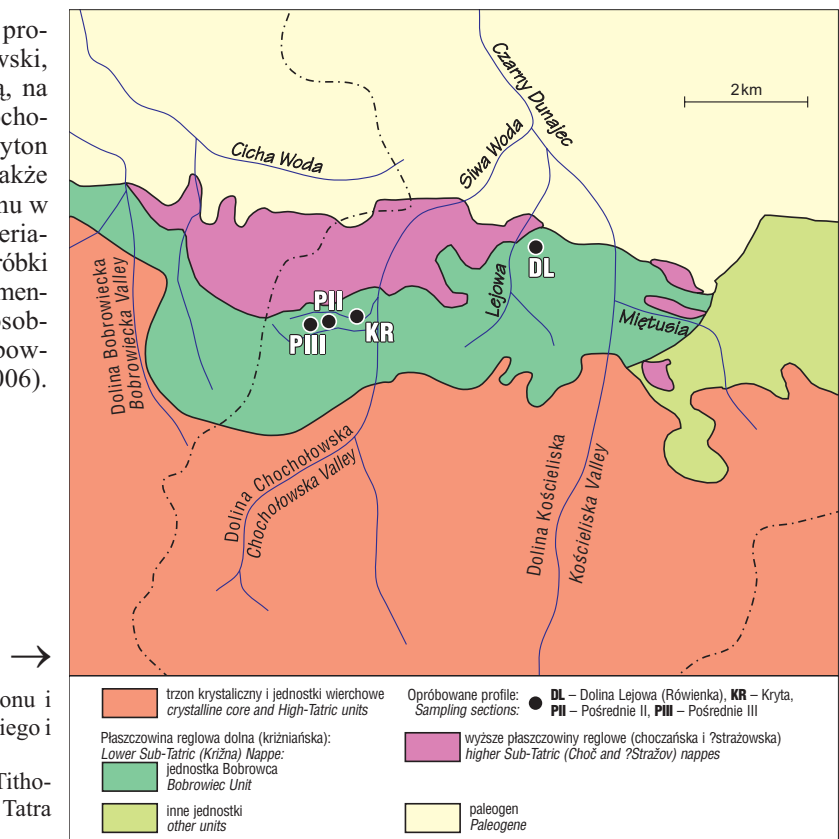


Ryc. 1. Szkic tektoniczny masywu tatrzańskiego (wg Grabowskiego i in., 1999)  
 Fig. 1. Tectonic sketch map of the Tatra Massif (after Grabowski et al., 1999)

\*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

\*\*Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

wybrano dwa, częściowo pokrywające się, profile na grzbiecie Pośrednie (Pszczółkowski, 1996), pomiędzy dolinami Długa i Kryta, na zachód od polany Huciska w Dolinie Chochołowskiej (ryc. 2). Obejmują one górny tyton oraz większą część beriasu. Opracowano także dwa niebadane dotąd profile (ryc. 2): tytonu w Dolinie Krytej oraz środkowego i górnego beriasu w Dolinie Lejowej (żleb Rówienka). Próbkę do badań pobierano co 0,3–1 m. Pełną dokumentację wyników badań przedstawiono w osobnych pracach w języku angielskim (Grabowski, 2005; Grabowski & Pszczółkowski, 2006).



Ryc. 2. Lokalizacja opróbowanych profili tytonu i beriasu w zachodniej części Tatr (wg Grabowskiego i in. 1999 — zmienione)

Fig. 2. Location of the sampling sections of Tithonian and Berriasian in the western part of the Tatra Mts (after Grabowski et al., 1999 — modified)

### Historia badań

Stratygrafia tytonu i beriasu sukcesji reglowej dolnej Tatr do niedawna była znana tylko w bardzo ogólnym zarysie. Przez długi czas głównym źródłem znajomości dolnej kredy była praca Wigilewa (1914) dotycząca tzw. margli neokomu, których wiek był udokumentowany amonitami. Jeszcze Passendorfer (1951) granicę pomiędzy jurą a kredą stawiał w spągu margli neokomskich, których wiek określał na walażyn–alb (piętro berias nie było wtedy wyróżniane), a leżące poniżej margli „białe wapienie” zaliczał w całości do tytonu. Podobny pogląd przedstawiali na swoich mapach w skali 1 : 10 000 K. Guzik oraz S. Sokołowski (Guzik i in., 1958; Guzik & Guzik, 1958). Wymienieni autorzy „białe wapienie kalpionellowe” zaliczali do tytonu, natomiast wyżej leżące wapienie ze znacznym udziałem margli — do neokomu. Lefeld (1974) jako pierwszy oznaczył mikroskamieniałości i amonity, na podstawie których uznał, że granica między tytonem i beriasem przebiega w obrębie wapieni biancone (powyżej fauny z *Berriasella*). Później znalezione amonity zostały uznane za faunę wyznaczającą granicę tyton/berias w sukcesji reglowej dolnej (Lefeld, 1986). Jednak fauna ta może być w rzeczywistości młodsza od granicy tyton/berias (por. Pszczółkowski, 1996). Ponadto, Lefeld (1974) nie zdefiniował dokładnie granic między poszczególnymi piętrami (zob. też Lefeld, 1976). Lefeld i in. (1985) zaliczyli wapienie datowane na tyton i berias do formacji wapienia pienińskiego (ryc. 3), wyróżnionej wcześniej w pienińskim pasie skałkowym przez Birkenmajera (1977), a leżące wyżej margle do formacji margli z Kościeliskiej (najwyższy berias–?dolny apt). Pszczółkowski (1996) opracował szczegółowo stratygrafię kalpionellidową formacji wapienia pienińskiego w sukcesji reglowej dolnej Tatr. Zwrócił też uwagę na dwudzielność tej formacji, wyróżniając margliste ogniwo z Pośredniego

oraz wapienne ogniwo z Osnicy. Granica pomiędzy jurą a kredą przebiegała nieco poniżej granicy obu ogniw, w najwyższej części ogniwa z Pośredniego (zob. ryc. 3).

Badania ekwiwalentnych utworów poza Tatrami prowadzili także geolodzy słowacy. Wyróżnili oni dwa typy sukcesji reglowej dolnej, różniące się wykształceniem przede wszystkim środkowej i górnej jury. Typ zliechowski (od miejscowości Zliechov w Górach Strażowskich) charakteryzuje się wykształceniem głębokowodnym, z dużym udziałem skał krzemionkowych, natomiast typ Wysokiej (od płaszczyny Wysoká w Małych Karpatach) reprezentuje płytsze środowisko, z większym udziałem wapieni, przypominające facjalnie raczej sukcesję wierzchową (Plašienka i in., 1997). Także w Tatrach to zróżnicowanie znajduje swój wyraz — profil jednostki Bobrowca w Tatrach Zachodnich jest typowo basenowy, przypominający typ zliechowski. Z kolei jednostka Hawrania (płaszczyna Tatr Bielskich wg Lefeld, 1999) w Tatrach Bielskich oraz w Kopach Sołtysich ma cechy pośrednie między jednostką Bobrowca w Tatrach Zachodnich (także zliechowską w Górach Strażowskich) a jednostką Wysokiej w Małych Karpatach. Na różnice w wykształceniu jury i kredy jednostki Hawrania w stosunku do jednostek reglowych Tatr Zachodnich zwracali uwagę już Mahel (1968) i Lefeld (1974). Lefeld (1974) uważał skały środkowej i górnej jury oraz kredy dolnej sukcesji reglowej dolnej w Tatrach za głębokowodne. Największą głębokość depozycji cytowanej autor wiązał z radiolarytami jury środkowej i oksfordu (Lefeld, 1981). Warunki głębokomorskie trwały także podczas sedymentacji osadów pelagicznych i hemipelagicznych w tytonie–dolnym apcie. Osady kredy dolnej zawierają wkładki klastyczne (wapienne i siliciklastyczne), które są ważne z punktu widzenia rekonstrukcji paleogeograficznych (Lefeld, 1974). W porównaniu z opublikowanymi profilami jednostki tektonicznej zliechowskiej (płaszczyno-

PIĘTRA STAGES	Tatry Tatra Mts J. Lefeld (w: Lefeld i in., 1985) (in: Lefeld et al., 1985)	Tatry Tatra Mts (Pszczółkowski, 1996)	Góry Strażowskie (Michalík i in., 1990; 1993) Stražov Mts (Michalík et al., 1990; 1993)	Tatry, jednostka Bobrowca (ten artykuł) Tatra Mts, Bobrowiec Unit (this paper)
WALANŻYN VALANGINIAN dolny lower	formacja margli z Kościeliskiej Kościeliska Marl Formation	formacja margli z Kościeliskiej Kościeliska Marl Formation	formacja z Mraznicy Mraznica Formation	formacja margli z Kościeliskiej Kościeliska Marl Formation
BERIAS BERRIASIAN górny upper środkowy middle dolny lower	formacja wapienia pienińskiego Pieniny Limestone Formation	fm. wapienia pienińskiego Pieniny Limestone Formation	formacja z Osnicy Osnica Formation	formacja z Osnicy Osnica Formation
TYTON TITHONIAN górny upper dolny lower			ogniwo z Osnicy Osnica Mbr	ogniwo z Pośredniego Pośrednie Mbr
KIMERYD KIMMERIDGIAN	formacja wapienia czorsztyńskiego Czorsztyń Limestone Formation	formacja wapienia czorsztyńskiego Czorsztyń Limestone Formation	formacja z Jaseniny Jasenina Formation	ogniwo wapienia czorsztyńskiego Czorsztyń Limestone Mbr
OKSFORD OXFORDIAN	formacja radiolarytów z Czajakowej Czajakowa Radiolarite Formation		formacja Ruhpolding Ruhpolding Formation	formacja zdiarska Zdiar Formation

Ryc. 3. Schematy litostratygraficzne górnej jury i najniższej kredy serii reglowej dolnej wg różnych autorów  
Fig. 3. Lithostratigraphic schemes of the Upper Jurassic and lowermost Cretaceous in the lower Sub-Tatric units, after various authors

wina krížniańska — Góry Strażowskie, Słowacja), sukcesja stratygraficzna jednostki Bobrowca w Tatrach Zachodnich wykazuje cechy wiążące obszar jej depozycji z najgłębiej położonymi częściami dna basenu zliechowskiego (Vašíček i in., 1994).

Badacze słowaccy skonstruowali własne podziały litostratygraficzne (ryc. 3), tylko w części nawiązujące do wydzielen polskich autorów. W typie zliechowskim Michalík i in. (1990) wyróżnili marglistą formację Jasenina, leżącą bezpośrednio na wapieniach radiolariowych jury górnej, obejmującą kimeryd i tyton. Wyżej w profilu zdefiniowali oni wapienną formację z Osnicy, obejmującą berias oraz najniższy walanżyn, a także wapienno-marglistą formację z Mraznicy (dolny walanżyn–barrem). Należy zaznaczyć, że badacze słowaccy nie zaakceptowali ostatecznie wprowadzenia formacji z pienińskiego pasa skałkowego (np. wapień czorsztyński, wapień pieniński) do wydzielen litostratygraficznych w centralnych Karpatach Zachodnich (Michalík i in., 1990; Vašíček i in., 1994).

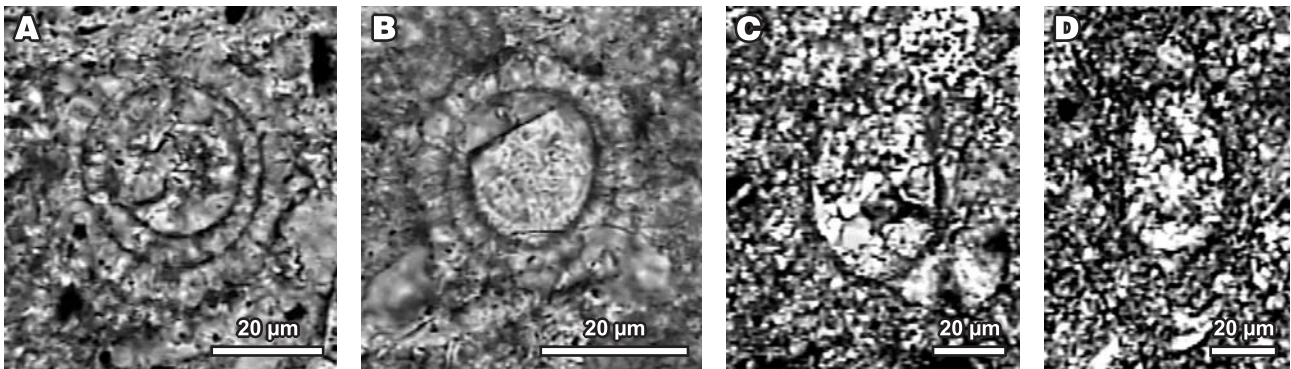
### Litostratygrafia — nowe ujęcie

Prowadząc szczegółowe prace stratygraficzne w jednostce Bobrowca zdecydowaliśmy się zastosować schemat litostratygraficzny oparty częściowo na propozycji słowackiej spoza obszaru Tatr (Michalík i in., 1990). Uznaliśmy, że należy zrezygnować z terminu formacja wapienia pienińskiego (*sensu* Lefeld i in., 1985) na terenie Tatr (ryc. 3). Zamiast niego proponujemy wprowadzenie formacji z Jaseniny oraz z Osnicy. Formacja z Jaseniny zawiera w swojej najwyższej części ogniwo z Pośredniego (Pszczółkowski, 1996, 2003). Formacja z Osnicy stanowi odpowiednik ogniwa z Osnicy (*sensu* Pszczółkowski, 1996). Powyżej formacji z Osnicy w reglach Tatr Zachodnich występuje formacja margli z Kościeliskiej, która na terenie Słowacji została wyróżniona m.in. w profilu Tatr Bielskich oraz w niektórych profilach w Górach Strażowskich (Lefeld i in., 1985; Vašíček i in., 1994). Jej wiekowy odpowiednik, nie wyróżniony dotychczas w profilach polskich, stanowi formacja z Mraznicy, charakteryzująca się większym udziałem

wapieni w stosunku do margli (Borza i in., 1987; Michalík i in., 1990; Vašíček i in., 1994).

Formacja wapienia czorsztyńskiego na obszarze Tatr występuje w łusce Gładkiego Uplaziańskiego oraz w reglach Tatr Wschodnich (Kopy Sołtysie i Tatry Bielskie — Lefeld i in., 1985; Pszczółkowski, 1996). W jednostce Bobrowca obecność typowego wapienia czorsztyńskiego jest słabo udokumentowana. Według Lefelda (1974) miąższość górnego wapienia bulastego (= formacja wapienia czorsztyńskiego) maleje ze wschodu na zachód i na zachodnich peryferiach Tatr jednostka ta już nie występuje. Zdaniem Lefelda i in. (1985), między formacją radiolarytów z Czajakowej a formacją wapienia pienińskiego występują w Tatrach Zachodnich jasnoszare wapienie płytowe (*platy limestones*). Wspomniane wapienie, naszym zdaniem, należy zaliczyć do formacji z Jaseniny. Występują w nich między innymi mikroskamieniałości *Chitinoidea boneti* Doben (ryc. 4C), *Ch. elongata* Pop (ryc. 4D) i *Dobeniella cubensis* (Furrazola-Bermúdez), należące do tytonińskiego poziomu *Chitinoidea* (podpoziom Boneti). Pozycja biostratygraficzna tych warstw odpowiada dolnej części ogniwa z Pośredniego (Pszczółkowski, 1996). W najniższych ławicach szarych wapieni płytowych formacji z Jaseniny nie stwierdziliśmy obecności chitinoideidów, są w nich natomiast liczne Saccocomidae, *Globochaete alpina* i *Colomisphaera* sp. Poniżej, w niektórych profilach jednostki Bobrowca, występują czerwone wapienie uławicowe, niekiedy bulaste, pseudobulaste lub faliste. Autorom znane są odsłonięcia w Dolinie Lejowej nad polaną Huty (HL) oraz na ścieżce poniżej przełęczy między grzbietami Pośrednie i Grześ w Dolinie Długiej (PG), na zachód od Doliny Chochołowskiej, gdzie omawiane wapienie osiągają miąższości odpowiednio 0,75 m (PG) i 2,2 m (HL). Obecność *Carpistomiosphaera gr. borzai tithonica* w profilu Doliny Lejowej (ryc. 4A i 4B) wskazuje, że wiek wspomnianego ogniwa obejmuje górny kimeryd–dolny tyton. Wapienie te najprawdopodobniej stanowią odpowiednik formacji wapienia czorsztyńskiego (*sensu* Lefeld i in., 1985), jednak ich wykształcenie odbiega znacznie od typowego dla facji ammonitico rosso, jakie obserwujemy w stratotypie formacji wapienia czorsztyńskiego





**Ryc. 4.** Mikroskamieniałości z wapieni formacji jasienińskiej w Tatrach Zachodnich; A–B — *Carpistomiosphaera gr. borzai-tithonica*, górny kimeryd–dolny tyton, ogniwo wapienia czorsztyńskiego w profilu nad polaną Huty w Dolinie Lejowej, C — *Chitinoidea boneti* Doben, tyton, wyższa część formacji jasienińskiej w profilu zlokalizowanym poniżej przełęczy między grzbietami Pośrednie i Grześ w Dolinie Długiej, D — *Chitinoidea elongata* Pop, wyższa część formacji jasienińskiej (tyton) w profilu zlokalizowanym poniżej przełęczy między grzbietami Pośrednie i Grześ (x nikole)

**Fig. 4.** Microfossils from limestones of the Jasenina Formation in the Western Tatra Mountains; A–B — *Carpistomiosphaera gr. borzai-tithonica*, Upper Kimmeridgian–Lower Tithonian, the Czorsztyń Limestone Member from the Huty alp section in the Lejowa Valley, C — *Chitinoidea boneti* Doben, Tithonian, upper part of the Jasenina Formation from the section located between the Pośrednie Hill and Grześ Hill in the Długa Valley, D — *Chitinoidea elongata* Pop, Tithonian, upper part of the Jasenina Formation from the section located between the Pośrednie Hill and Grześ Hill in the Długa Valley (nicols crossed)

(Birkenmajer, 1977). Ponadto, wapienie te występują w sposób nieciągły — brak ich np. w spągu szczegółowo opisanego w niniejszej pracy profilu Pośrednie III. Z powyższych powodów w jednostce Bobrowca czerwone i brązowe wapienie bulaste, pseudobulaste i faliste uważamy za ogniwo w najniższej części formacji z Jaseniny. Dolna granica formacji z Jaseniny w tej jednostce tektonicznej odpowiada więc górnej granicy formacji radiolarytów z Czajakowej (*sensu* Lefeld i in., 1985; por. ryc. 3) lub formacji zdiarskiej (Polák i in., 1998).

#### Biostratygrafia

Wyróżniono standardowe poziomy kalpionellidowe górno tytonu i beriasu (Allemann i in., 1971) oraz podpoziomy w poziomie *Crassicollaria* (Remane i in., 1986). Granica tytonu i beriasu została wyznaczona na przełomie poziomów standardowych *Crassicollaria* i *Calpionella*, zgodnie z kryteriami podanymi przez Remane (1986) i Remane i in. (1986). W profilu Pośrednie III granica ta została wyznaczona około 1,8 m poniżej kontaktu formacji jasienińskiej i osnickiej. Należy tu jednak wspomnieć, że w południowej Hiszpanii (Tavera i in., 1994) i na Majorce (Olóriz i in., 1995) pozycja dolnej granicy poziomu amonitowego Jacobi jest zbliżona do granicy podpoziomów A2 i A3 w schemacie kalpionellidowym Remane (1963; 1964; 1971). W związku z tym, na wspomnianych obszarach granica tyton/berias, oparta na biozonacji amonitowej, znajduje się poniżej granicy poziomów standardowych *Crassicollaria* i *Calpionella*. W profilu Pośrednie III granica podpoziomów A2 i A3 znajduje się kilka metrów poniżej spągu poziomu standardowego *Calpionella*. Niestety, ubóstwo amonitów w profilach tatrzańskich nie pozwala na korelację wskazanych podpoziomów kalpionellidowych z poziomami amonitowymi.

Przejście od litologii formacji jasienińskiej do wapieni formacji osnickiej jest stopniowe, chociaż szybkie. Poziom standardowy *Calpionella* podzieliliśmy na następujące podpoziomy: Alpina, Elliptica i Cadischiana (Grün & Blau, 1997). Prócz poziomów standardowych wyróżniliśmy również poziomy ustalone przez Remane (1963; 1964; 1971) w celu ułatwienia porównania zbadanych przez nas profi-

łów z profilami opracowanymi we wcześniejszych publikacjach innych autorów (np. Channell & Grandesso, 1987; Ogg i in., 1991; Houša i in., 1999).

#### Magnetostratygrafia

Wapienie facji Maiolica są szczególnie dogodnym obiektem do badań magnetostratygraficznych (Cirilli i in., 1984; Lowrie & Channell, 1984; Speranza i in., 2005). Na obszarze Alp Południowych i Apeninów wyróżniono w tych wapieniach reperowe magnetozoney dla tytonu–aptu (CM0–CM21). Są one dobrze skorelowane z wydzieleniami biostratygraficznymi opartymi na kalpionellidach i nanoplanktonie wapiennym (Ogg & Lowrie, 1986; Channell & Grandesso, 1987; Channell i in., 1987; Ogg i in., 1991; Aguado i in., 2000; Houša i in., 1999, 2004). Sukcesem zakończyły się badania magnetostratygraficzne warstw z pogranicza jury i kredy w sukcesji kysuckiej pienińskiego pasa skałkowego na Słowacji (Houša i in., 1999). Również w wapieniach kalpionellidowych beriasu sukcesji regłowej dolnej Tatr udało się wykazać istnienie przedfałdowych kierunków namagnesowania o odwrotnej i normalnej polarności, które zostały uznane za kierunki pierwotne (Grabowski, 1999, 2005).

Dysponując wynikami badań biostratygraficznych dokonano korelacji magnetostratygraficznej pomiędzy profilami, jak również korelacji z globalną skalą polarności (Opdyke & Channell, 1996). Wyróżniono magnetozoney od CM20r do CM16n (ryc. 5). Identyfikacja poszczególnych magnetozoney została przeprowadzona na podstawie danych z profili w Południowych Alpach i Apeninach. Szczegółowa dokumentacja jest zawarta w pracy Grabowskiego i Pszczółkowskiego (2006). Normalna magnetozonea CM16n zawiera pierwsze wystąpienie taksonu *Calpionellopsis oblonga*. Spąg podpoziomu Simplex wypada pod koniec odwrotnej magnetozoney CM16r. Magnetozonea CM17n jest jedyną normalną magnetozoneą, zawierającą się w poziomie C. Magnetozonea CM17r obejmuje granicę poziomów B i C oraz pierwsze wystąpienie taksonu *Calpionella elliptica*. Magnetozonea CM18n jest jedyną normalną magnetozoneą zawierającą się w całości w podpoziomie Alpina. W obrębie magnetozoney CM19n, poniżej magnetosubzony Brod-



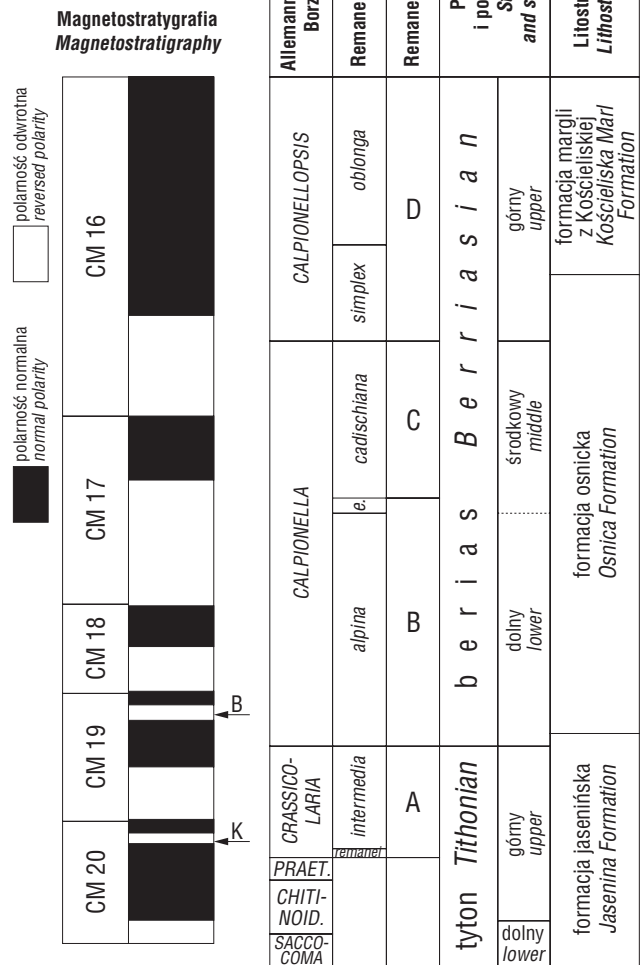
**Ryc. 5.** Syntetyczny schemat lito-, bio- i magnetostratygraficzny górnego tytonu i beriasu w jednostce Bobrowca. Magnetostratygrafia: K — magnetosubzona Kysuca (CM20n.1r); B — magnetosubzona Brodno (CM19n.1r); e. — elliptica  
**Fig. 5.** Synthetic litho-, bio- and magnetostratigraphic scheme of the Upper Tithonian and Berriasian in the Bobrowiec unit. Magnetostratigraphy: K — Kysuca magnetosubzone (CM20n.1r); B — Brodno magnetosubzone (CM19n.1r); e. — elliptica

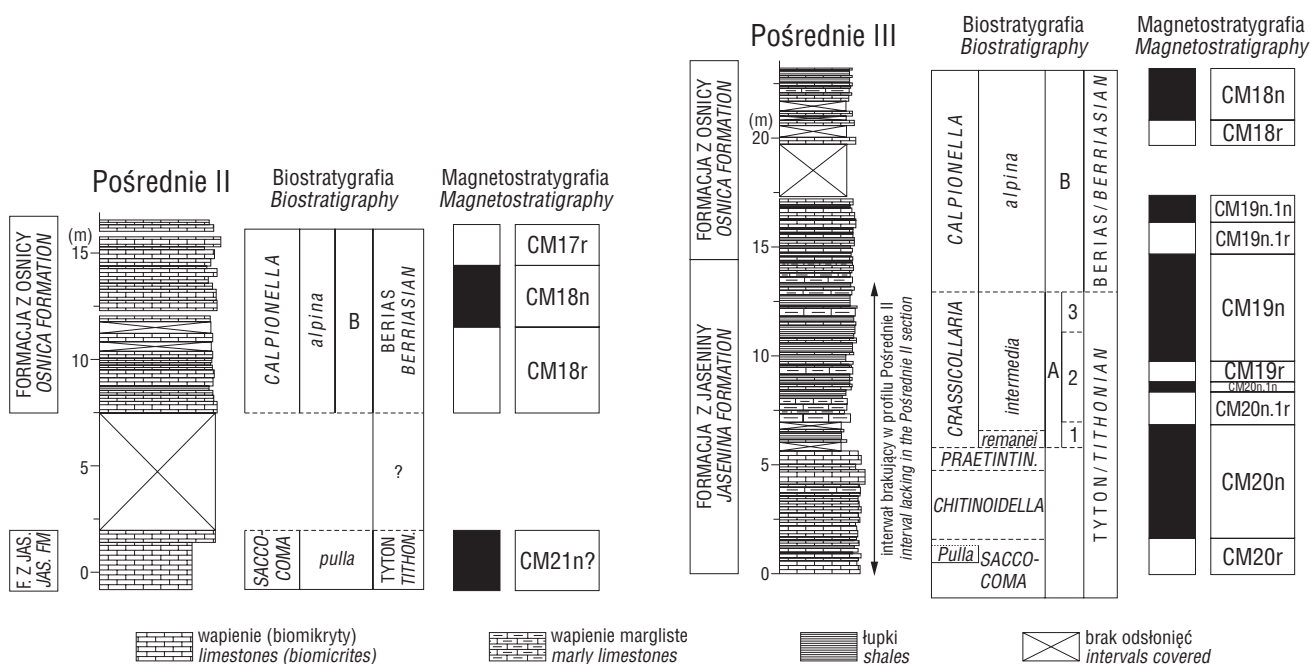
no (CM19n.1r), przebiega granica pomiędzy poziomami B i A (= granica poziomów standardowych *Crassicollaria* i *Calpionella* — Allemann i in., 1971), a więc granica między systemami kredowym i jurajskim. Takie usytuowanie granicy poziomów B i A oraz granicy kreda/jura jest zgodne z profilami Brodno (Houša i in., 1999) oraz Bosso Valley (Houša i in., 2004). Również w klasycznych opracowaniach magnetostratygraficznych profili tetydzkich granica między poziomami kalpionellidowymi B i A koreluje się z magnetozoną CM19n, chociaż definicja samej granicy pomiędzy kredą a jurą była wówczas nieco inna (Ogg & Lowrie, 1986; Ogg i in., 1991 — w spągu magnetozony CM18r, pomiędzy poziomami amonitowymi *B. jacobi* i *B. grandis*). W tej samej magnetozonie CM19n (nieco powyżej granicy J/K) przebiega granica między formacjami z Jaseniny i Osnicy. Spąg formacji margli z Kościeliskiej w jednostce Bobrowca znajduje się w dolnej części magnetozony CM16n (podpoziom Simplex, zob. ryc. 5).

**Dyskusja**

W ekwiwalentnych odcinkach badanych profili niektóre magnetozony mają nierównomierną miąższość, co zostało zinterpretowane jako efekt redukcji tektonicznych (Grabowski & Pszczółkowski, 2002; 2006). Niewątpliwym dowodem na istnienie tego zjawiska jest np. brak kontynuacji utworów beriasu w spągu profilu Pośrednie II (zob. ryc. 6). Granica jura/kreda nie jest tu odsłonięta, brak jest najniższej części podpoziomu Alpina oraz tytońskich poziomów *Chitinoidea* i *Crassicollaria*, które w sąsiednim profilu Pośrednie III osiągają miąższość powyżej 10 m. Natomiast w profilu Pośrednie II już 5 m poniżej najstarszych odsłoniętych utworów beriasu (zakryty odcinek profilu) występuje dolny tyton (poziom *Saccocoma*). Nie będziemy w tym artykule odpowiadać na pytanie, jaka jest geneza tych redukcji tektonicznych. Ich istnienie, aczkolwiek wcześniej nie odnotowywane, nie zmienia zasadniczo poglądów na ogólny styl tektoniczny jednostki Bobrowca (Bac, 1971; Bac-Moszaszwili, 1998). Jednak podczas prowadzenia szczegółowych prac stratygraficznych należy brać pod uwagę możliwość ich występowania. W przypadku osadów pelagicznych „zniknięcie” pakietu miąższości 3–5 m może oznaczać utratę zapisu sedymentacji w interwale około 1 mln lat lub nawet większym.

Prezentowany syntetyczny profil z jednostki Bobrowca pod względem bio- i magnetostratygraficznym można łatwo skorelować z profilem Brodno w sukcesji kysuckiej, w zachodniej części pienińskiego pasa skałkowego na Słowacji (ryc. 7). Dysponując precyzyjną korelacją możemy zaobserwować różnice w wykształceniu obu profili. W profilu Brodno zasadnicza zmiana w sedymentacji, z typu ammonitico rosso (formacja wapienia czorsztyńskiego) na biancone (formacja wapienia pienińskiego), nastąpiła w niższej części górnego tytonu, na początku magnetozony CM20n (Houša

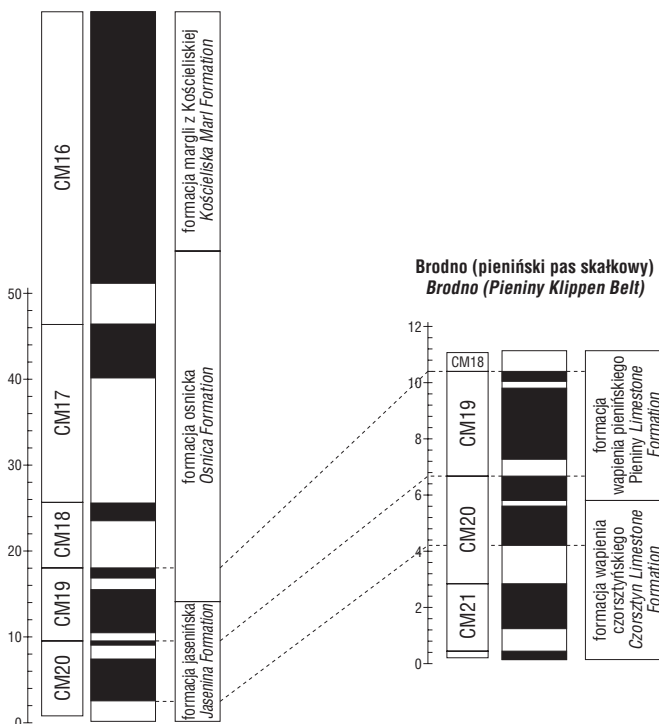




**Ryc. 6.** Granica J/K w profilach Pośrednie II i III. Zwraca uwagę brak znacznej części górnego tytonu i najniższego beriasu w profilu Pośrednie II  
**Fig. 6.** J/K boundary in the sections Pośrednie II and III. Note lack of a large part of the Upper Tithonian and the lowermost Berriasian in the section Pośrednie II

Jednostka Bobrowca (Tatry Zachodnie)  
 Bobrowiec Unit (Western Tatra Mts)

**Ryc. 7.** Korelacja z profilem Brodno k. Żyliny (Słowacja, pieniński pas skałkowy, sukcesja kysucka)  
**Fig. 7.** Correlation with the section Brodno (near Žilina, Slovakia, Pieniny Klippen Belt, Kysuca succession)



oraz Gradsteina i in. (1994). Głównym powodem tych różnic jest zmiana poglądu na wiek granicy barrem/apt (125 mln lat, wg Gradsteina i in., 2004, oraz 121 mln lat, wg starszych skal). Błąd datowań granic pomiędzy poszczególnymi piętrami górnej jury (w tym także granicy jura/kreda) jest największy w skali całego fanerozoiku(!) i wynosi aż 4 mln lat (Gradstein i in., 2004).

Z danych przytoczonych w tab. 1 można wyciągnąć wniosek, że w tytonie i beriasie tempo sedymentacji wzrasta w górę profilu. Stosunkowo wolne jest ono w magnetozonach CM20n do CM19n (ca. 5–7 m/mln lat). Magnetozony te obejmują głównie formację z Jaseniny. Przeciętne tempo sedymentacji w obrębie formacji z Osnicy było blisko dwukrotnie szybsze (magnetozony CM18r, CM17r i CM16r), ale mogło też być anomalnie wolne (CM18n) lub szybkie (CM17n). W magnetozone CM16n, należącej w przeważającej części do formacji margli z Kościeliskiej, tempo sedymentacji wynosi już ponad 23–31 m/mln lat. Według Vašíčka i in. (1994) uśrednione wartości tempa sedymentacji wynoszą: 6,6–7 m/mln lat dla formacji jasienińskiej; 5,5–7,5 m/mln lat dla formacji osnickiej oraz 15–30 m/mln lat dla formacji margli z Kościeliskiej. Chociaż autorzy ci nie napisali, na jakiej podstawie dokonano obliczeń oraz czy dotyczą one jakichś konkretnych profili, są to wartości zbliżone do uzyskanych przez nas. Nasze dane wskazują jednak na większe różnice tempa sedymentacji pomiędzy formacjami osnicką i jasienińską w zbadanych profilach z Tatr. Dość zaskakujący jest też duży kontrast w tempie sedymentacji pomiędzy formacjami: jasienińską oraz margli

z Kościeliskiej. Wapień margliste, występujące w obu tych formacjach, wyglądają niemal identycznie, ale ich sedymentacja musiała być uwarunkowana zupełnie odmiennymi czynnikami. W późnym tytonie następowała stosunkowo powolna dostawa materiału ilastego i węglanowego (sedymentacja utworów marglistych formacji jasienińskiej). Przyspieszenie tempa sedymentacji we wczesnym i środkowym beriasie (wapienna formacja osnicka) należy wiązać zapewne z większą dostawą węgla wapnia, spowodowaną bujnym rozwojem kalpionellidów i nanoplanktonu



**Tab. 1. Tempo sedymentacji utworów górnego tytonu i beriasu (magnetozony CM20n–CM16n) sukcesji reglowej dolnej Tatr Zachodnich**

Table 1. Sedimentation rates of the Upper Tithonian and Berriasian (magnetozones CM20n–CM16n) in the Lower Sub-Tatric succession, Western Tatra Mountains

Magnetozona <i>Magnetozone</i>	Profil <i>Section</i>	Interwał [m] <i>Interval [m]</i>	Miąszość [m] <i>Thickness [m]</i>	Czas trwania [mln lat] <i>Duration [my]</i>	Tempo sedymentacji [m/mln lat] <i>Sedimentation rate [m/my]</i>
CM16n	<b>Rówienka</b>	35,8–4	31,8	1,36 (136,49–137,85) <sup>a</sup> 1,01 (141,05–142,06) <sup>b</sup>	23,38 <sup>*a</sup> 31,48 <sup>*b</sup>
CM16r	<b>Pośrednie II</b>	29,3–24,2	5,1	0,64 (137,86–138,50) <sup>a</sup> 0,49 (142,06–142,55) <sup>b</sup>	7,97 <sup>*a</sup> 10,41 <sup>*b</sup>
CM17n	<b>Pośrednie III</b>	42,8–35,9	6,9	0,38 (138,51–138,89) <sup>a</sup> 0,29 (142,55–142,84) <sup>b</sup>	18,16 <sup>*a</sup> 23,79 <sup>*b</sup>
CM17r	<b>Pośrednie II</b>	20,5–6,2	14,3	1,61 (138,9–140,51) <sup>a</sup> 1,20 (142,85–144,04) <sup>b</sup>	8,88 <sup>a</sup> 11,92 <sup>b</sup>
CM18n	<b>Pośrednie III</b>	23–20,6	2,4	0,7 (140,52–141,22) <sup>a</sup> 0,53 (144,04–144,57) <sup>b</sup>	3,43 <sup>*a</sup> 4,53 <sup>*b</sup>
CM18r	<b>Pośrednie II</b>	4,5–0	4,5	0,4 (141,23–141,63) <sup>a</sup> 0,31 (144,57–144,88) <sup>b</sup>	11,25 <sup>*a</sup> 14,52 <sup>*b</sup>
CM19n	<b>Pośrednie III</b>	17,2–9,56	7,64	1,43 (141,64–143,07) <sup>a</sup> 1,07 (144,88–145,95) <sup>b</sup>	5,34 <sup>*a</sup> 7,14 <sup>*b</sup>
CM19r	<b>Pośrednie III</b>	9,65–8,42	1,23	0,28 (143,08–143,36) <sup>a</sup> 0,22 (145,95–146,16) <sup>b</sup>	4,39 <sup>a</sup> 5,59 <sup>b</sup>
CM20n	<b>Pośrednie III</b>	8,42–2,0	6,42	1,33 (143,37–144,7) <sup>a</sup> 1,00 (146,16–147,16) <sup>b</sup>	4,83 <sup>a</sup> 6,42 <sup>b</sup>

<sup>a</sup> — wg skali czasowej Channella i in. (1995); <sup>b</sup> — wg skali czasowej Gradsteina i in. (2004); \* — minimalne wartości tempa sedymentacji  
<sup>a</sup> — after Channell et al. (1995) timescale; <sup>b</sup> — after Gradstein et al. (2004) timescale; \* — minimum values of sedimentation rates

wapiennego. Kolejny wzrost tempa sedymentacji w późnym beriasie (formacja margli z Kościeliskiej) mógł być spowodowany zwiększoną dostawą materiału ilastego do basenu. W świetle przytoczonych wyżej wyników badań zarysowuje się wyraźny związek pomiędzy tempem sedymentacji a obecnością hematytu w osadzie (Grabowski & Pszczółkowski, 2006). Tam, gdzie tempo sedymentacji jest stosunkowo wolne, a więc w formacji jasienińskiej oraz w dolnej części formacji z Osnicy (magnetozony CM21 do CM18n), obok magnetytu występuje również hematyt. Domieszka tego minerału jest na tyle niewielka, że próbki nie wykazują żadnych śladów barwy czerwonej, tak charakterystycznej dla osadów bogatych w ten związek (np. facje typu ammonitico rosso czy też kontynentalne utwory klastyczne, jak chociażby facje pstrego piaskowca). Wyższa część formacji z Osnicy i najniższa formacji margli z Kościeliskiej, charakteryzujące się szybszym tempem sedymentacji, nie zawierają hematytu, a magnetyt jest jedynym minerałem ferromagnetycznym.

Związek pomiędzy obecnością hematytu a tempem sedymentacji jest znany z literatury. Według Opdyke'a & Channella (1996) prędkość sedymentacji wapieni formacji Maiolica wynosi średnio 15 m/mln lat. Prędkość sedymentacji czerwonego wapienia bulastego, typowego dla kimerydu–tytonu obszaru śródziemnomorskiego to 1–3 m/mln lat. Channell i in. (1982, 2000) argumentują, że hematyt w facji Maiolica może być minerałem pierwotnym, związanym z obniżonym tempem sedymentacji. Pewnemu zastojowi w depozycji towarzyszy łatwiejsze utlenienie materii organicznej na granicy woda/osad, co z kolei opóźnia powstawanie w osadzie siarczków. Drobnocienisty (w postaci

pigmentu) hematyt powstaje w tych warunkach z getytu lub minerałów ilastych.

Wielokrotnie wolniejsze tempo sedymentacji niż w profilach sukcesji reglowych charakteryzuje profil Brodno w pienińskim pasie skałkowym (Houša i in., 1999). Profil ten umiejscowiony jest w sukcesji kysuckiej, której sedymentacja zachodziła na południe od grzbietu czorsztyńskiego (Birkenmajer, 1986; Vašíček i in., 1994). W tym profilu zaznacza się pewien nieznaczny wzrost tempa sedymentacji przy przejściu od formacji wapienia czorsztyńskiego (1,6–2,3 m/mln lat) do formacji wapienia pienińskiego (2,2–3 m/mln lat). Tempo sedymentacji wapieni formacji Maiolica w profilu Bosso Valley, pomiędzy magnetozonami CM19r i CM18n, wyliczone na podstawie danych z pracy Houša i in. (2004) wynosi 6–12 m/mln lat, odpowiada więc podanemu w tab. 1 dla formacji osnickiej.

Autorzy wyrażają serdeczne podziękowania Inż. T. Szytyrkowi za pomoc w pracach terenowych i przygotowanie płytek cienkich oraz Dyrekcji Tatrzńskiego Parku Narodowego za zezwolenie na prace terenowe. Dziękujemy też Profesorowi J. Lefeldowi i dwóm anonimowym recenzentom za krytyczne uwagi dotyczące pracy. Badania zostały sfinansowane w ramach grantu MNiI (d. KBN) nr 6 P04D 071 18.

## Literatura

AGUADO R., COMPANY M., TAVERA J.M. 2000 — The Berriasian/Valanginian boundary in the Mediterranean region: new data from the Caravaca and Cehegin sections, SE Spain. *Cretac. Res.*, 21: 1–21.  
 ALLEMANN F., CATALANO R., FARÈS F. & REMANE J. 1971 — Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the

- western Mediterranean province. *Proceed. II Plankt. Conf., Roma* 1970, 2: 1337–1340.
- BAC M. 1971 — Tektonika jednostki Bobrowca w Tatrach Zachodnich. *Acta Geol. Pol.*, 21: 279–317.
- BAC-MOSZASZWILI M. 1998 — Budowa geologiczna jednostek reglowych Tatr Zachodnich. *Stud. Geol. Pol.*, 111: 113–136.
- BIRKENMAJER K. 1977 — Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, 45: 1–158.
- BIRKENMAJER K. 1986 — Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, 88: 7–32.
- BORZA K. 1984 — The Upper Jurassic-Lower Cretaceous parabiostigraphic scale on the basis of Tintinninae, Cadosinidae, Stomiosphaeridae, Calcisphaerulidae and other microfossils from the West Carpathians. *Geol. Zb. Geol. Carpath.*, 35: 539–550.
- BORZA K., MICHALÍK J. & VAŠÍČEK Z. 1987 — Lithological, biofacial and geochemical characterization of the Lower Cretaceous pelagic carbonate sequence of Mt. Butkov (Manin Unit, Western Carpathians). *Geol. Zb. Geol. Carpath.*, 38: 323–346.
- CHANNELL J.E.T., BRALOWER T.J. & GRANDESSO P. 1987 — Biostratigraphic correlation of Mesozoic polarity chrons CM1 to CM23 at Capriolo and Xausa (Southern Alps, Italy). *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 85: 203–221.
- CHANNELL J.E.T. & GRANDESSO P. 1987 — A revised correlation of Mesozoic polarity chrons and calpionellid zones. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 85: 222–240.
- CHANNELL J.E.T., FREEMAN R., HELLER F. & LOWRIE W. 1982 — Timing of diagenetic hematite growth in red pelagic limestones from gubbio (Italy). *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 58: 189–201.
- CHANNELL J.E.T., ERBA E., NAKANISHI M. & TAMAKI K. 1995 — A Late Jurassic–Early Cretaceous timescale and oceanic anomaly block models. [W:] Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M-P. & Hardenbol J. (Eds), *Geochronology, timescales, and stratigraphic correlation. SEPM Sp. Publ.*, 54: 51–64.
- CHANNELL J.E.T., ERBA E., MUTTONI G. & TREMOLADA F. 2000 — Early Cretaceous magnetic stratigraphy in the APITCORE drill core and adjacent outcrop at Cison (Southern Alps, Italy), and correlation to the proposed Berremian-Aptian boundary stratotype. *GSA Bull.*, 112: 1430–1443.
- CIRILLI S., MARTON P. & VIGILI L. 1984 — Implications of a combined biostratigraphic and palaeomagnetic study of the Umbrian Maiolica Formation. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 69: 203–214.
- GRABOWSKI J. 1999 — Pierwotna(?) pozostałość magnetyczna w wapieniach tytono-beriasu płaszczowiny krizniańskiej w Tatrach Zachodnich — komunikat wstępny. *Prz. Geol.* 47: 536–537.
- GRABOWSKI J. 2005 — New Berriasian paleopole from the Central West Carpathians (Tatra Mts, Poland): does it look Apulia? *Geophys. J. Int.*, 161: 65–80.
- GRABOWSKI J., NARKIEWICZ K., POPRAWA P. 1999 — Pierwsze rezultaty badań paleomagnetycznych i paleotermicznych (CAI) najwyższych płaszczowin reglowych w Tatrach polskich. *Prz. Geol.* 47: 153–158.
- GRABOWSKI J. & PSZCZÓŁKOWSKI A. 2006 — Magneto- and biostratigraphy of the Tithonian–Berriasian pelagic sediments in the Tatra Mountains (central Western Carpathians, Poland): sedimentary and rock magnetic changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. *Cretaceous Research*, 27: 398–417.
- GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J. & HUANG Z. 1994 — A Mesozoic time scale. *J. Geophys. Res.*, 99: 24051–24074.
- GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A. 2004 — *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 589 pp.
- GRÜN B. & BLAU J. 1997 — New aspects of calpionellid biochronology: proposal for a revised calpionellid zonal and subzonal division. *Rev. Paléobiol., Genève* 16 (1): 197–214.
- GUZIK K. 1959 — Niektóre zagadnienia stratygrafii liasu-doggeru płaszczowiny reglowej dolnej w Tatrach. *Biul. IG*, 149: 189–193.
- GUZIK K. & GUZIK S. 1958 — Mapa geologiczna Tatr Polskich 1 : 10 000, arkusz Furkaska. *Inst. Geol.*
- GUZIK K., GUZIK S. & SOKOŁOWSKI S. 1958 — Mapa geologiczna Tatr Polskich 1 : 10 000, arkusz Hruby Regiel. *Inst. Geol.*
- HOUŠA V., KRS M., KRISOVÁ M., MAN O., PRUNER P. & VENHODOVÁ D. 1999 — High-resolution magnetostratigraphy and micropaleontology across the J/K boundary strata at Brodno near Žilina, western Slovakia: summary of results. *Cretaceous Research*, 20: 699–717.
- HOUŠA V., KRS M., MAN O., PRUNER P., VENHODOVÁ D., CEC-CA F., NARDI G. & PISCITELLO M. 2004 — Combined magnetostratigraphic, paleomagnetic and calpionellid investigations across Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Bosso Valley, Umbria, central Italy. *Cretaceous Research*, 25: 771–785.
- LEFELD J. 1974 — Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the Sub-Tatric succession in the Tatra Mts (Western Carpathians). *Acta Geol. Pol.*, 24: 277–364.
- LEFELD J. 1976 — The Sub-Tatra Succession. [W:] S. Sokołowski (red.), *Geology of Poland, vol. I, Stratigraphy, Part 2, Mesozoic: 447–450 i 706*.
- LEFELD J. 1981 — Upper Jurassic radiolarite—nodular limestone vertical symmetry in the Polish Central Carpathians as reflection of regional depth changes in the ocean. *Stud. Geol. Pol.*, 68: 89–96.
- LEFELD J. 1985 — Pieniny Limestone Formation. [W:] Lefeld J. (red.), *Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. Stud. Geol. Pol.*, 84: 7–93.
- LEFELD J. 1986 — Pelagic limestones of the Jurassic and Lower Cretaceous in the Polish Central Carpathians (Excursion No. B-12). [In:] A.K. Teisseyre (ed.), *IAS European Regional Meeting, Kraków-Poland, May 1986. Excursion Guidebook. Wrocław, Ossolineum: 205–209*.
- LEFELD J. 1999 — Tectonics of the Sub-Tatric units, Eastern Tatra Mts. *Stud. Geol. Pol.*, 115: 139–166.
- LOWRIE W. & CHANNELL J.E.T. 1984 — Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary in the Maiolica limestone (Umbria, Italy). *Geology*, 12: 44–47.
- MAHEL M. 1968 — The Tatra Mountains. The Mesozoic. [W:] Mahel, Buday T. (red.), *Regional Geology of Czechoslovakia. Part II. The Western Carpathians. Geol. Survey of Czechoslovakia, Praha 1968*.
- MICHALÍK J., VAŠÍČEK Z. & BORZA V. 1990 — Aptychy, tintinidy, a stratigrafia hraničných jursko-kriedových súvrství v profile Strážovce/zliechovská jednotka krížňanského príkrovu, Strážovské vrchy, centrálné Západné Karpaty. *Zem. Plyn Nafta (Hodonin)*, 9a: 69–92.
- MICHALÍK J., VAŠÍČEK Z. & BORZA V. 1993 — Biostratigrafia a mikrofacie vrchnojurskej a spodnokriedovej panvej sekvencie v krížňanskom príkrovie fatrika (profil Zrázy pri Dolnej Porube, Strážovské vrchy). *Geologické práce, Správy*, 97: 105–112.
- OGG J.G., HASENYAGER R.W., WIMBLETON W.A., CHANNELL J.E.T. & BRALOWER T.J. 1991 — Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary interval-Tethyan and English faunal realms. *Cretaceous Res.*, 12: 455–482.
- OGG J.G. & LOWRIE W. 1986 — Magnetostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary. *Geology*, 14: 547–550.
- OLÓRIZ F., CARACUEL J.E., MARQUES B. & RODRIGUEZ-TOVAR F.J. 1995 — Asociaciones de Tintinnoides en facies ammonítico rosso de la Sierra Norte (Mallorca). *Rev. Española Paleont. No. Homenaje al dr. Guillermo Colom*, 777–793.
- OPDYKE N.D. & CHANNELL J.E.T. 1996 — *Magnetic stratigraphy. Academic Press, San Diego*, 346 pp.
- PASSENDORFER E. 1951 — Jura Tatr. Kreda Tatr. [W:] M. Książkiewicz (red.) *Regionalna Geologia Polski, t. I, Karpaty, z. 1, Stratygrafia: 49–57 i 73–81*.
- PLAŠIENKA D., HAVRILA M., MICHALÍK J., PUTIŠ M. & REHÁKOVÁ D. 1997 — Nappe structure of the Central West Carpathians. [W:] Plašienka D., Hók J., Vozár J., Elečko M. (red.) *Alpinic evolution of the Western Carpathians and related areas. Introductory articles to the excursion*, 139–161.
- POLÁK M., ONDREJČÍKOVÁ A. & WIECZOREK J. 1998 — Litho-biostratigraphy of the Ždiar Formation of the Krížna Nappe (Tatry Mts). *Slovak Geol. Mag.*, 4, 1: 35–52.
- PSZCZÓŁKOWSKI A. 1996 — Calpionellid stratigraphy of the Tithonian–Berriasian pelagic limestones in the Tatra Mts (Western Carpathians). *Stud. Geol. Pol.*, 109: 103–130.
- PSZCZÓŁKOWSKI A. 2003 — Zdarzenia tytono-hoterywu w sukcesji reglowej dolnej Tatr na tle stratygrafii kalpionellidowej. *Prz. Geol.*, 51: 987–994.
- REMANE J. 1963 — Les Calpionelles dans les couches de passage jurassiques-crétacé de la fosse vocontienne. *Trav. Lab. Géol. Faculté des Sciences de Grenoble*, 39: 25–82.
- REMANE J. 1964 — Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide-Grenzsichten des Vocontischen Troges. *Paleontogr. A*, 123 (1–3): 1–57.
- REMANE J. 1971 — Les calpionelles, Protozoaires planctoniques des mers mésogéennes de l'Époque Secondaire. *Ann. Guébbard*, 47: 1–25.
- REMANE J. 1986 — Calpionellids and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Acta Geol. Hungarica*, 29 (1–2): 15–26.
- REMANE J., BORZA K., NAGY I., BAKALOVA-IVANOVA D., KNAUER J., POP G. & TARDI-FILACZ E. 1986 — Agreement on the subdivision of the standard calpionellid zones defined at the IInd Planktonic Conference, Roma 1970. *Acta Geol. Hungarica*, 29 (1–2): 5–14.
- SPERANZA F., SATOLLI S., MATTIOLI E. & CALAMITA F. 2005 — Magnetic stratigraphy of Kimmeridgian-Aptian sections from Umbria-Marche (Italy): New details on the M polarity sequence. *Jour. Geoph. Res.*, 110, B12109, doi: 10.1029/2005JB003884.
- TAVERA J.M., AGUADO R., COMPANY M. & OLÓRIZ F. 1994 — Integrated biostratigraphy of the Durangites and Jacobi Zones (J/K boundary) at the Puerto Escaño section in southern Spain (Province of Cordoba). *Geobios, Mém. Spec.*, 17: 469–476.
- VAŠÍČEK Z., MICHALÍK J. & REHÁKOVÁ D. 1994 — Early Cretaceous stratigraphy, paleogeography and life in Western Carpathians. *Beringeria*, 10: 3–168.
- WIECZOREK J. 1988 — Maiolica — a unique facies of the Western Tethys. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 58: 255–276.
- WIGLEW B. 1914 — Neokom reglowy w Tatrach. *Spraw. Kom. Fizj. Akad. Umiejętności Kraków*, 48: 42–46.