

GŁÓWNE ELEMENTY PALEOGEOGRAFICZNE ZACHODNICH KARPAT ZEWNĘTRZNYCH W PÓŻNEJ JURZE I WCZESNEJ KREDZIE

**Main paleogeographical elements of the West Outer Carpathians
during Late Jurassic and Early Cretaceous times**

**Jan GOLONKA¹, Michał KROBICKI¹,
Anna WAŚKOWSKA-OLIWA¹,
Zdeněk VAŠÍČEK² & Petr SKUPIEN²**

¹*Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska;
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;
e-mail: jan_golonka@yahoo.com, krobicki@geol.agh.edu.pl, waskowsk@agh.edu.pl;*

²*VŠB – Technical University, Institute of Geological Engineering;
17. listopadu, 708 33 Ostrava-Poruba, Czech Republic;
e-mail: petr.skupien@vsb.cz, zdenek.vasicek@vsb.cz*

Treść: Praca koncentruje się na elementach ważnych dla zrozumienia paleogeografii Zachodnich Karpat zewnętrznych w późnej jurze i wczesnej kredzie w nawiązaniu do litostratygrafii różnych stref facjalnych i opracowania skał macierzystych tworzących się w tym okresie. Opisano szereg elementów paleogeograficznych: Tetyda alpejska i basen magurski, grzbiet ślaski, basen seweryńsko-moldawidzki oraz platforma północnoeuropejska. W obrębie tej platformy wyróżniono strefy wyniesione: grzbiet Baška–Inwałd oraz pawłowska platforma węglanowa, a także strefy basenowe: basen bachowicki i basen mikułowski.

Słowa kluczowe: Karpaty zewnętrzne, paleogeografia, tektonika płyt, późna jura, wczesna kreda

Abstract: The present paper concentrates on the elements important to understanding the paleogeography of the West Carpathians during Late Jurassic and Early Cretaceous times. These elements are linked to the lithostratigraphy of the various facies zones as well as occurrence of hydrocarbon source rocks. Several paleogeographic elements have been described: the Alpine Tethys, Magura Basin, Silesian Ridge, Severin-Moldavidic Basin and North European Platform. The uplifted and basinal zones were distinguished within the platform. The Baška–Inwałd Ridge and Pavlov Carbonate Platform belong to the uplifted elements, while Bachowice and Mikulov basins represent the basinal zones.

Key words: Outer Carpathians, paleogeography, plate tectonics, Late Jurassic, Early Cretaceous

WSTĘP

Paleogeografia Karpat jest odtwarzana w oparciu o globalne modele tektoniki płyt (Golonka 2000, 2004, 2007, Golonka *et al.* 2003, 2006a, b, Golonka & Krobicki 2004). Do rekonstrukcji palinspastycznej wykorzystane były programy PLATES i PALEOMAP, oparte na elektronicznym banku danych, który zawiera współczesne granice płyt, izochrony oceanicznych anomalii magnetycznych, linie spękań oceanicznych, dane batymetryczne, dane altymetryczne SEASAT i GEOSAT, granice oceanów i kontynentów oraz kontynentalne elementy tektoniczne. Informacje litologiczne zostały również zawarte w banku danych w formacie PALEOMAP i rotowane razem z płytami. Otrzymany model płyt został przedstawiony w postaci map podstawowych, wypełnionych danymi facjalnymi. Przy wykonywaniu map palinspastycznych wykorzystano informacje z szeregu globalnych i megaregionalnych prac paleogeograficznych (zob. literaturę w pracach Golonka *et al.* 2006a, b). Modelowanie palinspastyczne i konstrukcja map paleolitofacjalnych umożliwiły wyróżnienie szeregu elementów paleogeograficznych istniejących w okresie ewolucji Karpat w fanerozoiku (Golonka *et al.* 2006b, Ślęczka *et al.* 2006). Obecna praca koncentruje się na elementach ważnych dla zrozumienia paleogeografii Zachodnich Karpat zewnętrznych w późnej jurze i wczesnej kredzie (Fig. 1, 2), w nawiązaniu do litostratygrafii różnych stref facjalnych (Golonka *et al.* 2008a) i opracowania skał macierzystych tworzących się w tym okresie (Golonka *et al.* 2008b).

TETYDA ALPEJSKA I BASEN MAGURSKI

Tetyda alpejska jest istotnym elementem paleogeograficznym rejonu przyszłych Karpat zewnętrznych w późnej jurze (Fig. 1, 2). Powstała w wyniku rozpadu Pangei jako basen oceaniczny i stanowiła przedłużenie systemu centralnego Atlantyku (Golonka 2004, Golonka *et al.* 2006a, b).

Północno-wschodnia część Tetydy alpejskiej pomiędzy terranem Alp Wschodnich–Karpat wewnętrznych, a platformą północnoeuropejską nazywana jest megabasenum pienińskim (Golonka *et al.* 2006a, b, Ślęczka *et al.* 2006). Z kolei północno-zachodnia część megabasenu pienińskiego tworzyła basen magurski. Oddzielony był on od pozostałej części basenu megapienińskiego, czyli basenu pienińskiego pasa skałkowego przez grzbiet czorsztyński. Grzbiet ten pojawił się w bajosie, od tego czasu funkcjonował odrębny basen magurski (zob. Golonka & Sikora 1981, Birkenmajer 1986, Golonka *et al.* 2000, 2003, 2006a, b, Golonka & Krobicki 2004, Krobicki & Wierzbowski 2004). Basen ten od północnego zachodu, północy i północnego wschodu graniczył z platformą północnoeuropejską, z której (na północny wschód od basenu) w późnej jurze wyodrębnił się grzbiet śląski. W okresie tworzenia się basenu magurskiego nastąpiło prawdopodobnie termiczne podniesienie krawędzi platformy na północny zachód od basenu. Na platformie, w pewnej odległości od krawędzi powstała strefa o charakterze basenowym z warunkami anoksycznymi (Adamek 2005, Golonka *et al.* 2008b).

Tetyda alpejska osiągnęła maksymalną szerokość w końcu późnej jury, a jej *spreading* został stopniowo zahamowany. Wiązało się to z globalną reorganizacją płyt, gdy jurajski system rozpadu Pangei w Tetydzie, centralnej Europie i na Morzu Północnym przestał się rozwijać (Golonka 2000, 2007) oraz nastąpiło zamknięcie oceanu Meliata-Halstatt na południe od Tetydy alpejskiej. Zamykanie się basenu megapienińskiego związane było z subdukcją doku-

mentowaną między innymi przez górnourajskie łupki glaukofanowe (*blueschists*) znajdujące jako egzotyki (Faryad 1997). Nie jest wykluczone, że subdukcja o wergencji wschodnio-północno-wschodniej wzdłuż grzbietu śląskiego była prostopadłą lub skośną w stosunku do południowowschodniej subdukcji wzdłuż północnozachodniej krawędzi Karpat wewnętrznych i terranu Alp Wschodnich. Subdukcja wzdłuż grzbietu śląskiego jest powiązana z północną subdukcją istniejącą wzdłuż północnej krawędzi Neotetydy dalej ku wschodowi.

Kierunek basenu magurskiego jest przedmiotem różnorodnych kontrowersyjnych poglądów. Michalik (1994) (zob. też Vašíček *et al.* 1994) postulował kierunek z północnego zachodu na południowy wschód, równoległe do przebiegu platformy i grzbietu śląskiego. Golonka & Krobicki (2001, 2004), Golonka *et al.* (2003, 2006a, b) przyjmowali kierunek z południowego zachodu na północny wschód, zgodnie z przebiegiem Tetydy Alpejskiej. Kierunek ten oparty był między innymi na wynikach badań paleomagnetycznych (zob. Aubrecht & Tunyi 2001). Szczegółowa dyskusja nad kierunkiem basenu zawarta została w pracy Golonka & Krobicki (2001). Nowsze wyniki badań paleomagnetycznych popierających tą tezę zostały zawarte w pracy Grabowski *et al.* (2008). Ważnym wskaźnikiem jest rozmieszczenie osadów basenu magurskiego. Utwory te na wschodzie kończą się na granicy ukraińsko-rumuńskiej, natomiast ku zachodowi przedłużają się w postaci tak zwanego fliszu renodunajskiego (Golonka 2004, Golonka *et al.* 2006a, b). Również badania paleoklimatyczne i ich związek z występowaniem skał bogatych w substancję organiczną wskazują na kierunek z południowego zachodu na północny wschód. Strefy *upwellingu* wynikające z modelowania paleoklimatycznego są związane z tym kierunkiem. Występowanie jurajskich skał macierzystych jest ograniczone do strefy platformy przyległej do basenu magurskiego (Golonka 2008b), której krawędź ma przebieg z zachodu na północny wschód (Fig. 1, 2). Tam, gdzie krawędź platformy ma przebieg z północnego zachodu na południowy wschód skały macierzyste nie występują, gdyż brak *upwellingu* na tym obszarze.

Na terenie Czech, Polski, Słowacji i Ukrainy basen magurski jest reprezentowany przez sekwencje sedymentacyjne wieku jurajskiego, kredowego, paleogeńskiego i neogeńskiego, których większość wchodzi w skład allochtonicznej płaszczowiny magurskiej nasuniętej na inne jednostki allochtoniczne Karpat zewnętrznych i wraz z nimi na platformę północnoeuropejską. Część sekwencji znajduje się współcześnie w strefie szwu pomiędzy terranem Karpat wewnętrznych a platformą północnoeuropejską tworząc pieniński pas skałkowy.

W późnej jurze i wczesnej kredzie sedymentacja w basenie magurskim odzwierciedlała postryfowy etap rozwoju. W tym czasie w głębszych strefach basenu powstawały osady głębokomorskie, o typie radiolarytów i wapieni rogowcowych. Utwory północno-zachodniego skłonu basenu, reprezentowane głównie przez sekwencje węglanowe, znane są wyłącznie z licznych egzotyków i olistolitów znajdujących w sekwencjach allochtonicznych płaszczowiny magurskiej i płaszczowiny żdanickiej. Szczegółowy ich opis znajduje się w odrębnej pracy (Golonka *et al.* 2008b, ten zeszyt). W apcie-albie miało miejsce postępujące zamykanie Tetydy alpejskiej, związane z subdukcją wzdłuż jej południowej krawędzi. Konsumpcja oceanu prowadziła do rozwoju pryzmy akrecyjnej przed wędrującymi w kierunku północnym i północno-zachodnim płytami Alp Wschodnich i Karpat wewnętrznych. W albie synorogeniczny flisz rozwinął się w basenie magurskim (Golonka & Sikora 1981). Osadzanie się fliszu renodunajskiego dalej ku zachodowi mogło również wiązać się z formowaniem kredowej pryzmy akrecyjnej.

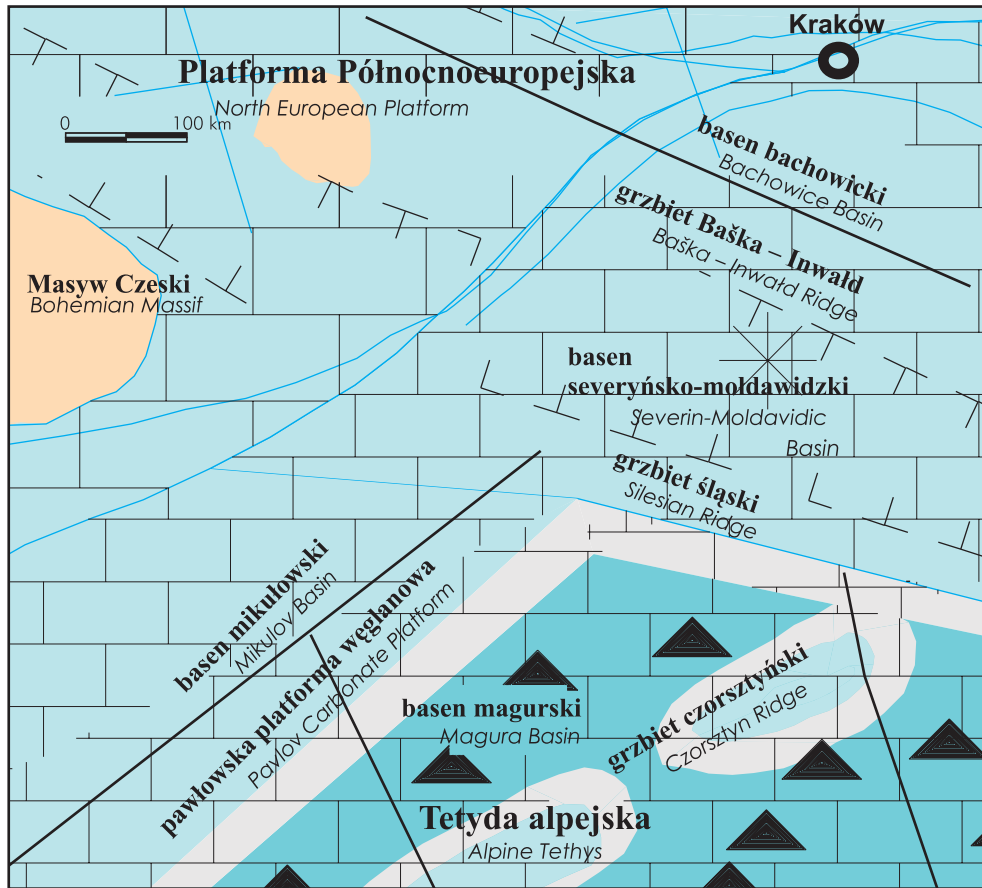


Fig. 1. Paleosrodowisko i paleolitofacje paleogeograficzne z głównymi elementami paleogeograficznymi Zachodnich Karpat w późnej jurze. Rozmieszczenie płyt 155 milionów lat temu (wg Golonka *et al.* 2006a; zmienione). Objaśnienia: 1 – ląd bez osadów; 2 – osady strefy marginalnej morza, paraliczne; 3 – płytkie morze, szelf; 4 – skłon; 5 – basen oceaniczny z osadami; 6 – piaskowce, mułowce; 7 – osady biogeniczne krzemionkowe; 8 – wapień; 9 – piaskowce i łupki (typu fliszu); 10 – aktywna subdukcja; 11 – uskoc normalny; 12 – współczesne granice geograficzne i tektoniczne; krzyżyki szerokości i długości geograficznej; 13 – wulkanizm podmorski; 14 – rafa

Fig. 1. Paleoenvironment and paleolithofacies with main paleogeographical element of the West Carpathians and adjacent areas during the Late Jurassic (from Golonka *et al.* 2006a; modified). Plate position 155 Ma. Explanations: 1 – land without deposits; 2 – marginal sea deposits, paralic; 3 – shallow shelf marine; 4 – slope; 5 – oceanic basins with deposits; 6 – sandstones, mudstones; 7 – biogenic siliceous deposits; 8 – limestones; 9 – sandstones and shales (flysch type); 10 – active subduction; 11 – normal fault; 12 – modern geographic and tectonic boundaries; modern lat-long ties; 13 – submarine volcanism; 14 – reef

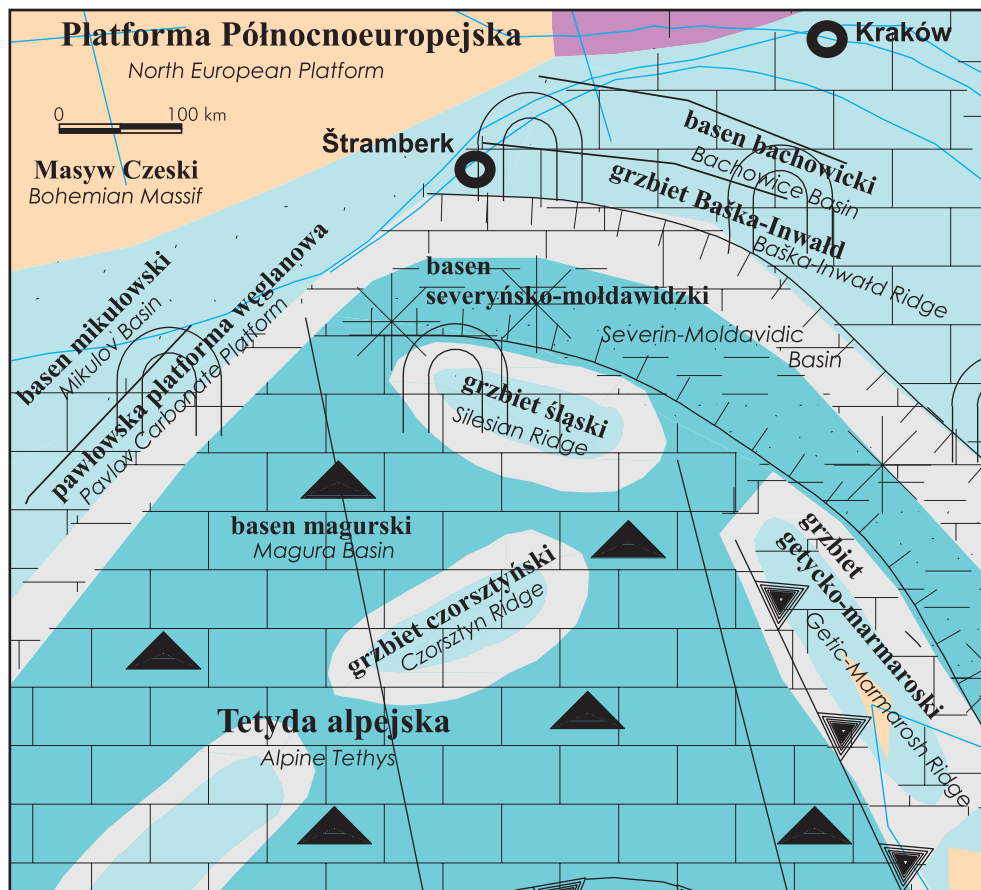
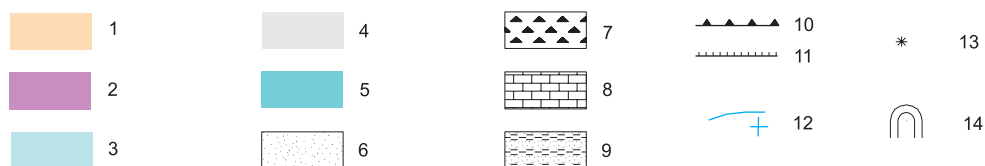


Fig. 2. Pale środowisko i paleolitofacje paleogeograficzne z głównymi elementami paleogeograficznymi Zachodnich Karpat w najpóźniejszej jurze i wczesnej kredzie. Rozmieszczenie płyt 140 milionów lat temu (wg Golonka *et al.* 2006a; zmienione). Objasnienia jak na Fig. 1

Fig. 2. Paleoenvironment and paleolithofacies with main paleogeographical element of the West Carpathians and adjacent areas during the latest Jurassic–Early Cretaceous (from Golonka *et al.* 2006a; modified). Plate position 140 Ma. Explanation as on Fig. 1

Legenda do fig. 1 i 2



GRZBIET ŚLĄSKI

Grzbietem śląskim nazywamy obszar wyniesiony, stanowiący fragment platformy północnoeuropejskiej (Fig. 1, 2), który w jurze i wczesnej kredzie, oddzielał basen magurski od basenu seweryńsko-mołodawidzkiego (protośląskiego) (Książkiewicz 1965, 1977a, b, Unrug 1968, Eliáš 1970, 1979, Eliáš *et al.* 2003, Golonka *et al.* 2003, 2005, 2006a, b). Wyniesienie to zostało zniszczone w paleogenie i neogenie, w czasie nasuwania się karpackiej pryzmy akrecyjnej. Przedłużeniem grzbietu śląskiego ku wschodowi był zapewne grzbiet getycko-marmaroski (Fig. 2) (Golonka *et al.* 2003, 2005, 2006a, b, Oszczytko *et al.* 2005, Ślącza *et al.* 2006) znany też jako Dacydy środkowe (Săndulescu 1988, Balintoni 1998, 2001), który odsłonięty jest jako odrębne allochtoniczne płaszczowiny na terenie Rusi Zakarpackiej na Ukrainie i w Rumunii. Grzbiet śląski znany jest wyłącznie z egzotyków i olistolitów znajdujących w różnych jednostkach allochtonicznych Karpat zewnętrznych. W skład jego wchodziły skały prekambryjskie (kadomskie), dolnopaleozoiczne (kaledońskie) granity i skały metamorficzne, górnopaleozoiczne (waryscyjskie) skały metamorficzne, jak również paleozoiczna i mezozoiczna pokrywa osadowa (np. Książkiewicz 1965, 1977a, b, Unrug 1968, Burtan *et al.* 1984, Poprawa *et al.* 2004, Słomka *et al.* 2004). Pod koniec jury i na początku kredy grzbiet śląski był w znacznej mierze zanurzony. Osadzały się na nim płytkowodne osady węglanowe, głównie wapienie typu sztramberskiego, materiał węglanowy był transportowany z grzbietu do basenu seweryńsko-mołodawidzkiego (Słomka 1986a, b, 2001, Słomka *et al.* 2006). Okres ten odpowiada przedziałowi wiekowemu 146-135 miliona lat – supersekwencji dolna Zuni III (Golonka & Kiessling 2002, Golonka *et al.* 2008a). W późniejszej wczesnej kredzie (supersekwencja górna Zuni I) większe obszary grzbietu uległy wynurzeniu. Rozpoczęła się intensywna dostawa materiału klastyczno-terygenicznego do basenu (Eliáš *et al.* 2003). Wynurzenie to związane jest z trendem o charakterze globalnym, jego początek zaznacza niezgodność śródwalanżyńska. W apcie (supersekwencja górna Zuni II) nastąpiło kolejne zanurzenie grzbietu, przez co została ograniczona dostawa materiału klastycznego, powstały wtedy warunki anoksyczne w czasie osadzania się formacji wierzowskiej (Eliáš *et al.* 2003, Kratochvílová *et al.* 2003, Skupien 2006, Golonka *et al.* 2008a).

BASEN SEWERYŃSKO-MOŁDAWIDZKI (PROTOŚLĄSKI)

Basen seweryńsko-mołodawidzki (protośląski) (Golonka *et al.* 2006a, b, Ślącza *et al.* 2006, 2008b) tworzył się wewnątrz platformy północnoeuropejskiej jako ryft lub basen załukowy (Fig. 1, 2). Podłoże basenu jest reprezentowane przez ścienioną skorupę platformy północnoeuropejskiej, być może również z fragmentami zaczątkowej skorupy oceanicznej. Obszar basenowy seweryńsko-mołodawidzki kończy się na Morawach (Eliáš 1979, 1979, Eliáš & Eliášová 1984, Eliáš *et al.* 2003, Picha *et al.* 2006), na wschód przedłużał się na teren Ukrainy i Rumunii (Sewerynidy, np. Balintoni 1998, 2001, Krobicki & Golonka 2004, Golonka *et al.* 2006a, b). Orientacja basenu była prawdopodobnie północny zachód–południowy wschód (Eliáš *et al.* 2003, Golonka *et al.* 2003, 2006a, b), a więc prawie prostopadle do kierunku Tetydy alpejskiej. Wspomniany wyżej grzbiet śląski oddzielał basen śląski od magurskiego w wyniku rozpadu platformy europejskiej na tym obszarze (Olszewska & Wiczorek 2001). Subsydencji w basenie śląskim towarzyszyły wylewy law zasadowych (cieszynity) w Karpatach

Zachodnich (Narebski 1990, Grabowski *et al.* 2003, 2004) i zasadowe wulkanity w obrębie „czarnego fliszu” w Karpatach ukraińskich (Ślącza *et al.* 1999, Oszczytko *et al.* 2003). Sedymentacja w basenie odpowiada etapom synryftowym i postryftowym jego rozwoju. Sedymentacja osadów węglanowych przechodzi stopniowo ku górze w czarne łupki z sekwencjami turbidytowymi.

Basen seweryńsko-mołodawidzki osiągnął swoją największą szerokość w hoterywie–apcie. Wraz z rozszerzaniem się basenu głównego podzielił się w późnej kredzie i paleogenie na kilka basenów cząstkowych. Te baseny, jak: dukielski, śląski, skolski, były lokalnie oddzielone wyniesieniami i wykazywały odrębne cechy charakterystyczne.

PLATFORMA PÓŁNOCNOEUROPEJSKA (PERYTETYDA)

Platforma północnoeuropejska jest to wielka płyta kontynentalna, której amalgamacja nastąpiła w prekambrze i paleozoiku (Golonka *et al.* 2006b, Ślącza *et al.* 2006). W sfałdowanym i zmetamorfizowanym podłożu tej platformy można wyróżnić fragmenty proterozoiczne, wendyjskie (kadomskie), wczesnopaleozoiczne (kaledońskie) oraz późnopaleozoiczne (hercyńskie). Pokrywa sedymentacyjna platformy pod utworami allochtonicznymi Karpat zewnętrznych składa się z sekwencji paleozoicznych, mezozoicznych i kenozoicznych. Utwory górnourajskie i dolnokredowe znane są z podłoża Karpat, jak również z egzotyków i olistolitów znajdujących w różnych jednostkach tektonicznych Karpat fliszowych. Południowa część platformy przylegająca do różnych basenów Tetydy (Tetyda alpejska i basen seweryńsko-mołodawidzki) nazywana jest Perytetydą (np. Dercourt *et al.* 2000).

W obrębie tej południowej części platformy można wydzielić strefy podniesione i obniżone. Strefą podniesioną przylegającą do basenu seweryńsko-mołodawidzkiego jest grzbiet Baška–Inwałd (Fig. 1, 2), który powstał w późnej jurze w wyniku termicznego podnoszenia, poprzedzającego rozłam, który uformował basen seweryńsko-mołodawidzki (Golonka *et al.* 2008a). Strefą obniżoną jest basen bachowicki (Książkiewicz 1956, Nowak 1973, Olszewska & Wiczorek 2001, Słomka *et al.* 2006). W kierunku zachodnim odpowiednikiem grzbietu Baška–Inwałd jest pawłowska platforma węglanowa (Pavlov Carbonate Platform, zob. Eliáš 1984, Adamek 2005) obrzeżająca basen magurski (Fig. 1, 2). Dla strefy rozciągającej się poza pawłowską platformą proponuje się nazwę basen mikułowski, byłby on odpowiednikiem basenu bachowickiego. Sedymentacja na platformie trwała zarówno w częściach podniesionych, jak i basenowych nieprzerwanie od jury środkowej po niezgodność śródwalanżyńska, potem następuje hiatus, związany z globalnym wynurzeniem pod koniec supersekwencji dolna Zuni III (Golonka & Kiessling 2002), ponowna transgresja ma miejsce pod koniec wczesnej kredy.

Artykuł został opracowany na potrzeby Spotkania Grupy Roboczej Systemu Jurajskiego Polskiego Towarzystwa Geologicznego Jurassica VII zorganizowanego we wrześniu 2008 przy współudziale kolegów czeskich z VSB i Akademii Nauk w Ostrawie. Praca była finansowana ze środków Komitetu Badań Naukowych w latach 2006-2008 jako projekt badawczy 4 T12B 002 30 „Paleotektoniczne uwarunkowania powstawania skał macierzystych w jurze i wczesnej kredzie Karpat Zewnętrznych” oraz Grant Agency of the Czech Republic (GAČR No. 205/07/1365)

LITERATURA

- Adámek J., 2005. The Jurassic floor of the Bohemian Massif in Moravia – geology and paleogeography. *Bulletin of Geosciences*, 80, 4, 291–305.
- Aubrecht R. & 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.
- Balintoni I.C., 1998. An evolutionary model for the rift of external Carpathian flysch basin. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia*, 42, 119–131.
- Balintoni I.C., 2001. The structure of the Romanian territory. W: Bucur I.I., Filipescu S. & Sasaran E. (eds), *Algae and carbonate platforms in the western part of Romania* (4th Regional Meeting of IFAA, Cluj–Napoca, Romania, August 29 – September 5, 2001): Field trip Guide Book, p.1–8, Cluj University Press.
- Birkenmajer K., 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 88, 7–32.
- Burtan J., Chowaniec J., & Golonka J., 1984. Wstępne wyniki badań nad egzotycznymi skałami węglanowymi z zachodniej części polskich Karpat fliszowych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 346, 147–159.
- Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.F., Cadet J.P., Crasquin S. & Sandulescu M. (eds), 2000. *Peri-Tethys Palaeogeographical Atlas*, Paris.
- Eliáš M., 1970. Litologie a sedimentologie szlezké jednotky v Moravoslezských Beskydech. *Sborník Geologických Věd, Geologie*, 18, 7–99.
- Eliáš M., 1979. Facies and paleogeography of the Silesian unit in the western part of the Czechoslovak Flysch Carpathians. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 54, 6, 327–339.
- Eliáš M., 1984. Facies and paleogeography of the Jurassic in the western part of the Outer Flysch Carpathians in Czechoslovakia. *Sborník Geologických Věd, Geologie*, 39, 105–170.
- Eliáš M. & Eliášová H., 1984. Facies and paleogeography of the Jurassic in the western part of the Outer Flysch Carpathians in Czechoslovakia. *Sborník Geologických Věd, Geologie*, 39, 105–170.
- Eliáš M., Vašíček Z. & Skupien P., 2003. Základní rysy pozdnějurské a spodnokřídové sedimentace ve šlezké jednotce na české, území (vnější Západní Karpaty). *Sborník vědeckých Prací Vysoké Školy báňské – TU, Řada hornicko-geologická, Monografie*, 8, 117–126.
- Faryad S.W., 1997. Petrological model for blueschist facies metamorphism in the Pieniny Klippen Belt. W: Grecula P., Hovorka D. & Putiš M. (eds), *Geological evolution of the Western Carpathians*. Mineralia Slovaca – Monograph, Bratislava, 155–162.
- Faryad S.W., Shulmann K. & Lexa O., 2004. Pre-conference field trip: structure and Metamorphism of the Meliata Unit. *Geolines*, 17, 113–120.
- Golonka J., 2000. *Cambrian-Neogene Plate Tectonic Maps*. Wydawnictwa Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 1–125.
- Golonka J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic, *Tectonophysics*, 381, 235–273.

- Golonka J., 2007. Phanerozoic Paleoenvironment and Paleolithofacies Maps. Mesozoic. *Kwartalnik AGH Geologia*, 33, 2, 211–264.
- Golonka J. & Sikora W., 1981. Mikrofacje ścienionych sedymentacyjnie utworów jury i kredy dolnej pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 31, 7–37.
- Golonka J. & Kiessling, W., 2002. Phanerozoic time scale and definition of time slices. W: Kiessling W., Flügel, E. & Golonka J. (eds), *Phanerozoic reef patterns. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication*, 72, 11–20.
- Golonka J. & Krobicki M., 2001. Upwelling regime in the Carpathian Tethys: a Jurassic-Cretaceous palaeogeographic and palaeoclimatic perspective. *Geological Quarterly*, 45, 15–32.
- Golonka J. & Krobicki M., 2004. Jurassic paleogeography of the Pieniny and Outer Carpathian basins. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110, 5–14.
- Golonka J., Oszczytko N. & Ślącza A., 2000. Late Carboniferous–Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the Circum-Carpathian region and adjacent areas. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70, 107–136.
- Golonka J., Krobicki M., Oszczytko N., Ślącza A. & Słomka T., 2003. Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic–earliest Cretaceous). W: McCann T. & Saintot A. (eds), *Tracing tectonic deformation using the sedimentary record. Geological Society of London, Special Publication*, 208, 138–158.
- Golonka J., Krobicki M., Matyszkiewicz J., Olszewska B., Ślącza A. & Słomka T., 2005. Geodynamics of ridges and development of carbonate platform within the Carpathian realm in Poland. *Slovak Geological Magazine*, 11, 5–16.
- Golonka J. Gahagan L., Krobicki M., Marko F., Oszczytko N. & Ślącza A., 2006a. Plate Tectonic Evolution and Paleogeography of the Circum-Carpathian Region. W: Golonka J. & Picha F. (eds), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 84, 11–46.
- Golonka J., Krobicki M., Oszczytko N. & Ślącza A., 2006b. Modelowanie palinspastyczne i mapy paleogeograficzne Karpat w fanerozoiku. W: Oszczytko N., Uchman A. & Malata E. (eds), *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*. Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 19–43.
- Golonka J., Vašíček Z., Skupien P., Waškowska-Oliwa A., Krobicki M., Cieszkowski M., Ślącza A. & Słomka T., 2008a. Litostratygrafia osadów jury i dolnej kredy zachodniej części Karpat zewnętrznych. W: Krobicki M. (Ed.), *Utwory przełomu jury i kredy w zachodnich Karpatach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza, Jurassica VII, 27–29.09.2008 – Żywiec/Štramberk. Kwartalnik AGH Geologia*, 34, 3/1, 9–31.
- Golonka J., Matyasik I., Więclaw D., Waškowska-Oliwa A., Krobicki M., Strzeboński P., Skupien P. & Vašíček Z., 2008b. Górnojurajsko-dolnokredowe skały macierzyste w zachodniej części Karpat fliszowych. W: Krobicki M. (Ed.), *Utwory przełomu jury i kredy w zachodnich Karpatach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza, Jurassica VII, 27–29.09.2008 – Żywiec/Štramberk. Kwartalnik AGH Geologia*, 34, 3/1, 73–81.

- Grabowski J., Krobicki M. & Sobień K., 2008. New palaeomagnetic results from the Polish part of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians – evidence for the palaeogeographic position of the Czorsztyn Ridge in the Mesozoic. *Geological Quarterly*, 52, 1, 31–44.
- Grabowski J., Krzemiński L., Nescieruk P., Szydło A., Paszkowski A., Pécskay Z. & Wójtowicz A., 2003. Geochronology of teschenitic intrusions in the Outer Western Carpathians of Poland – constraints from $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ ages and biostratigraphy. *Geologica Carpathica*, 54, 6, 385–393.
- Grabowski J., Krzemiński L., Nescieruk P., Paszkowski A., Szydło A., Pécskay Z. & Wójtowicz A., 2004. Nowe dane o wieku skał cieszyńskich (Karpacie zewnętrzne, jednostka śląska) – rezultaty datowań metodą K-Ar. *Przegląd Geologiczny*, 52, 1, 40–46.
- Kratochvílová L., Dolejšová M., Skupien P. & Vašíček Z., 2003. Obsahy organického uhlíku v nejvyšší části hradištského souvrství a ve veřovickém souvrství (svrchní apt, vnější Západní Karpaty, Česká republika). *Sborník vědeckých Prací Vysoké Školy báňské–TU, Řada hornicko-geologická, Monografie*, 8, 53–64.
- Krobicki M. & Wierzbowski A., 2004. Pozycja stratygraficzna i paleogeograficzne znaczenie bajoskich wapieni krynowidowych w ewolucji pienińskiego basenu skałkowego. *Tomy Jurajskie*, 2, 69–82.
- Książkiewicz M., 1965. Les cordillères dans les mers crétacées et paléogènes des Carpates du Nord. *Bulletin Societe Géologique France 7-e série*, 7, 443–455.
- Książkiewicz M., 1977a. Hypothesis of plate tectonics and the origin of the Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 47, 329–353.
- Książkiewicz M., 1977b. Tectonics of the Carpathians. W: Pożaryski W. (Ed.), *Geology of Poland, Tectonics*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 476–604.
- Michalík J., 1994. Notes on the paleogeography and paleotectonics of the Western Carpathian area during the Mesozoic. *Mitteilungen Österreichische Geologische Gesellschaft*, 86, 101–110.
- Narębski W., 1990. Early rifts in the evolution of western part of the Carpathians; geochemical evidence from limburgite and teschenite rock series. *Geologicky Zbornik – Geologica Carpathica*, 41, 521–528.
- Olszewska B. & Wieczorek J., 2001. Jurassic sediments and microfossils of the Andrychów Klippes (Outer Carpathians). *Geologica Carpathica*, 52, 217–228.
- Oszczypko N., Golonka J., Malata T., Poprawa P., Słomka T. & Uchman A., 2003. Tectonostratigraphic evolution of the Outer Carpathian basins (Western Carpathians, Poland). *Mineralia Slovaca*, 35, 17–20.
- Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., Golonka J. & Krobicki M., 2005. Position of the Marmarosh Flysch (Eastern Carpathians) and its relation to the Magura Nappe (Western Carpathians). *Acta Geologica Hungarica*, 48, 3, 259–282.
- Picha F., Stráník Z. & Krejčí S., 2006. Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer West Carpathians and their foreland, Czech Republic. W: Picha F. & Golonka J. (eds), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 84, 49–175.
- Poprawa P., Malata T., Pécskay Z., Banaś M., Skulich J., Paszkowski M. & Kusiak M.A., 2004. Geochronology of crystalline basement of the western Outer Carpathians' sediment source areas – preliminary data. *Mineralogical Society of Poland – Special Papers*, 24, 329–332.

- Săndulescu M., 1988. Cenozoic Tectonic History of the Carpathians. W: Royden L. & Horváth F. (eds), *The Pannonian Basin: A study in basin evolution. American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 45, 17–25.
- Skupien P., 2006. Obsahy organického uhlíku a palynofacie spodní křídly slezské jednotky. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 200, Praha*, 45–48.
- Słomka T., 1986a. Analiza sedimentacji warstw cieszyńskich metodami statystyki matematycznej. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 56, 227–336.
- Słomka T., 1986b. Utwory podmorskich ruchów masowych w łupkach cieszyńskich dolnych. *Kwartalnik AGH Geologia*, 12, 4, 25–35.
- Słomka T., 2001. Osady wczesnokredowych spływów rumoszowych w warstwach cieszyńskich rejonu Żywca. *Kwartalnik AGH Geologia*, 27, 1, 89–110.
- Słomka T., Golonka J., Krobicki M., Matyszkiewicz J., Olszewska B., Oszczytko N. & Wiczorek J., 2004. Znaczenie egzotyków w rekonstrukcjach budowy geologicznej obszarów źródłowych i geotektonicznej ewolucji basenów karpackich. W: Krobicki M. (Ed.), *Egzotyki karpackie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficzno-geotektonicznych*, Ogólnopolskie seminarium, 13 grudnia 2004, Kraków, 5–8.
- Słomka T., Malata T., Leśniak T., Oszczytko N. & Poprawa P., 2006. Ewolucja basenu śląsko-podślaskiego. W: Oszczytko N., Uchman A. & Malata E. (eds), *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienięńskiego pasa skałkowego*, Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 111–126.
- Ślącza A., Oszczytko N., Malata E. & Cieszkowski M., 1999. An early history of the Outer Carpathian basin. *Geologica Carpathica*, 50, 170–172.
- Ślącza A., Kruglow S., Golonka J., Oszczytko N. & Popadyuk I., 2006. The General Geology of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine. W: Golonka J. & Picha F. (eds), *The Carpathians and their foreland, Geology and hydrocarbon resources, American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 84, 221–258.
- Unrug R., 1968. Kordyliera śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaskowców fliszowych Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysokiego (polskie Karpaty zachodnie). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 38, 1, 81–164.
- Vašíček Z., Michalík J. & Reháková D., 1994. Marly Cretaceous stratigraphy, paleogeography and life in the Western Carpathians. *Beringeria*, 10, 1–169.

Summary

The present paper concentrates on the elements important to understanding the paleogeography of the West Carpathians during Late Jurassic and Early Cretaceous times (Figs 1, 2). These elements are linked to the lithostratigraphy of the various facies zones as well as occurrence of hydrocarbon source rocks.

The Alpine Tethys, which constitutes important paleogeographic elements of the future Outer Carpathians, developed as an oceanic basin during Jurassic as a result of the Pangea break-up. The NE part of the Alpine Tethys between Carpathian–Eastern Alpine terrane and North European Platform is known as Pieniny Megabasin. The NW part of this megabasin is Magura Basin (Figs 1, 2). This basin is separated by the Czorsztyn Ridge from the Pieniny Klippen Belt Basin.

The Silesian Ridge is an uplifted area, originally part of the North European platform separating during Jurassic–Early Cretaceous times Magura Basin and the Severin-Moldavidic Basin (Figs 1, 2). It is known only from exotics and olistoliths occurring within the various allochthonous units of the Outer Carpathians. The shallow-water marine sedimentation prevailed on the Silesian Ridge during Late Jurassic and earliest Cretaceous times. The carbonate material was transported from the ridge toward the Severin-Moldavidic Basin.

Severin-Moldavidic Basin developed within the North European Platform as rift and/or back-arc basin. Its basement is represented by the attenuated crust of the North European plate with perhaps incipient oceanic fragments. The sedimentary cover is represented by several sequences of Late Jurassic–Early Miocene age belonging recently to various tectonic units in Poland and Czech Republic.

The large continental plate, amalgamated during Precambrian and Paleozoic times is known as the North European Platform (Figs 1, 2). The Proterozoic, Vendian (Cadomian), Caledonian, and Variscan fragments occur within this platform. The southern part of the North European Platform, adjacent to the Alpine Tethys is known as Peritethys. The uplifted and basinal zones were distinguished within the platform. The Baška–Inwałd Ridge and Pavlov Carbonate Platform belong to the uplifted elements, while Bachowice and Mikulov basins represent the basinal zones. The carbonate material was transported from the uplifted zones toward the Severin-Moldavidic Basin during latest Jurassic–earliest Cretaceous times.