

STAN WIEDZY O BUDOWIE GEOLOGICZNEJ KARPAT ZEWNĘTRZNYCH POMIĘDZY RZEKAMI BIAŁĄ A RISCA – Dyskusja

THE STATE OF KNOWLEDGE OF GEOLOGICAL STRUCTURES OF THE OUTER CARPATHIANS BETWEEN BIAŁA AND RISCA RIVERS – DISCUSSION

LESZEK JANKOWSKI¹, ROBERT KOPCIEWSKI¹, WOJCIECH RYLKO¹

Abstrakt. Opracowanie jest komentarzem odnoszącym się do obecnego stanu wiedzy na temat górotworu Karpat. Wyniki badań pozwalają obecnie na krytyczne podejście do wielu ustalonych wcześniej poglądów na formowanie się górotworu karpackiego, jak też do jego pozycji geotektonicznej. Rozpoznanie następstwa systemów depozycyjnych i etapów deformacji tektonicznych uwidacznia pomyłki w wyróżnianiu kolejnych wydzieleni zarówno facjalnych, jak i tektonicznych. Obszar Karpat zewnętrznych i wewnętrznych ma wspólną historię basenową i tektoniczną. Historia basenowa Karpat to historia nakładania się zmieniających się w czasie i przestrzeni systemów depozycyjnych w zmiennych reżimach tektonicznych: ekstensyjnym i kompresyjnym. Na proces powstawania górotworu składa się szereg etapów deformacji tektonicznych; od pierwotnego etapu „w sekwencji”, poprzez etap deformacji pozasekwencyjnych, aż do etapu ekstensji pokompresyjnej. Istotne znaczenie w procesie formowania górotworu ma grawitacyjne umiejscawianie w strukturach górotworu jego fragmentów, co następowało zarówno na etapie wypełniania basenu, jak też budowania struktur górotworu.

Słowa kluczowe: systemy depozycyjne, deformacje tektoniczne, grawitacyjne umiejscowienia, Karpaty.

Abstract. The paper is a comment on current state of knowledge of the Carpathian orogene, concerning particularly the Outer Carpathians. Results of fieldworks allow critical approach to many earlier hypotheses on formation of the Carpathian massif as well as its geotectonic position. New reconnaissance of sequence of the depositional systems and sequence of tectonic deformation stages reveals a lot of mistakes in creation of some Carpathian facial members and so called tectono-facial units. The area of the Outer and Inner Carpathians, has considerably common basinal and tectonic history. Field analysis of geological sequences indicates that history of the Carpathian basin is the history of succeeding, changing in the area and extend, depositional systems. The Carpathian basin evolved in changeable, compressional and extensional tectonic regimes. The creation of the Carpathian orogene consist of many stages of tectonic deformation; “in sequence stage”, out-of-sequence stage and finally posttectonic collapse of orogeny. Process of gravitational emplacement of large elements of the thrust belt in the structure of orogene was very important for creation of the Carpathians. It took place during the stage of basin infilling and during the stage of thrust belt creating.

Key words: depositional systems, tectonic deformations, extensional deformations, gravitational emplacement, Carpathians.

WSTĘP

Artykuł jest komentarzem dotyczącym obecnego stanu wiedzy na temat górotworu Karpat, a także do wydanych wcześniej map geologicznych obejmujących fragment łuku Karpat zewnętrznych (Jankowski i in., red., 2004, 2007).

Wnioski wynikające z badań terenowych przeprowadzonych na obszarze Karpat zewnętrznych dla potrzeb korelacji jednostek tektonicznych pozwoliły autorom na krytyczną analizę wielu tradycyjnych poglądów odnoszących się do hi-

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; e-mail: leszek.jankowski@pgi.gov.pl; robert.kopciowski@pgi.gov.pl; wojciech.rylko@pgi.gov.pl

storii rozwoju basenowego i rozwoju tektonicznego górotworu czy też do wzajemnych relacji elementów facjalnych. Pozwalają także na krytyczne ustosunkowanie się do poglądów dotyczących charakteru jednostek uważanych tradycyjnie za jednostki litofacjalne, co sugeruje całkowity związek tych jednostek z subbasenami wyraźnie wydzielonymi w czasie istnienia basenu Karpat. Badania terenowe, przeprowadzane w celu korelacji tych jednostek, wskazują, że są to elementy tektoniczne, a ich związek z niektórymi strefami basenu jest jedynie częściowy. Obserwacje terenowe przeprowadzone w ostatnich latach i nowe dane odnoszące się do historii rozwoju tektonicznego czy rozwoju basenu mogą stać się pretekstem do otwartej dyskusji nad stanem wiedzy dotyczącym Karpat zewnętrznych. Poniżej zarysowano jedynie kilka problemów z wielu nierozwiązanych zagadnień odnoszących się do rozwoju basenowego i tektonicznego Karpat.

Mnogość wydziałów litostratygraficznych istniejących w literaturze geologicznej wszystkich krajów „karpaccich” nie sprzyjała odczytaniu historii zdarzeń w basenie i przeprowadzeniu ewentualnej korelacji elementów tektonicznych na znacznym obszarze. W literaturze występowały tendencje do kreowania nowych nazw i wydziałów bez rozpoznania ich miejsca w systemie depozycyjnym. Wydzielano coraz więcej tzw. jednostek tektoniczno-facjalnych, a basenami nazywano obszary, które prawdopodobnie były jedynie strefami facjalnymi basenu Karpat. W literaturze funkcjonuje jeszcze nazwa np. basen skolski albo basen dukielski (np. Malata, Poprawa, 2006a, b), mimo obecności ewidentnych skłonowych facji charakteryzujących wyraźnie środowisko tego „basenu”, np. liczne debryty, utwory spływowo, margliste pokrycia skłonu, a nawet rozdrobnione fragmenty utworów rafopodobnych.

Nieuzasadniona w wielu przypadkach formalizacja doprowadziła do usunięcia tradycyjnych, znanych w literaturze nazw i do kreowania nowych (np. Birkenmajer, 1974; Oszczytko, 1991, 1992), a w konsekwencji przyczyniła się do powstania ogromnej liczby wydziałów litostratygraficznych, niekiedy do różnorakiego rozumienia nazw odnoszących się czasem do tych samych facji. Miarą postępu w rozpoznaniu geologii Karpat miało być mnożenie wydziałów, nazw i jednostek bez zrozumienia historii basenowej i tektonicznej orogenu. Do braku postępu w odtwarzaniu historii basenowej przyczynił się brak analizy rozwoju systemów depozycyjnych (oraz rozkładu facji), przeprowadzonej dla całego obszaru Karpat. Istotnym brakiem w tłumaczeniu rozwoju górotworu jest mała liczba hipotez odnoszących się do mechanizmów tworzenia się przestrzeni basenowej czy też sposobu skracania basenu, jak i formowania górotworu; nie wytłumaczono m.in. przyczyn pojawiania się tzw. kordylier, rozdzielających jedynie czasowo fragmenty basenu.

Podział na sekwencje sedymentacyjne nie opierał się na wyszukiwaniu korelowanych w całym basenie zdarzeń o charakterze zmian w sedymentacji, ale np. na podobieństwie takich cech jak kolor osadu, jednakże bez tłumaczenia tych zmian (zob. Oszczytko, 2006).

W większości opracowań przy określaniu facji karpaccich ciągle używa się terminu „fliszowy”, sugerując głębo-

kowodny charakter większości facji. Basen karpaccy w dotychczasowych opracowaniach stał się zatem basenem „bez brzegów”, z dominacją facji głębokich; autorzy zwykle nie podejmują się określenia facji brzegowych lub obszarów alimentacji w poszczególnych etapach rozwoju basenu. Wobec przekonania o dalekim nasunięciu orogenu Karpat analizy paleogeograficzne dla Karpat były konstruowane w całkowitym oderwaniu od otaczającego je obecnie obszaru (np. obszaru stabilnej platformy wschodnioeuropejskiej bądź skonsolidowanego wcześniej obszaru sudeckiego czy płyty mezyjskiej). Nie do przyjęcia są obecnie (wobec danych z obserwacji terenowych) sugerowane paleogłębokości (niekiedy do kilku kilometrów), nawet w ściśle związanej z brzegiem basenu strefie skolskiej (zob. Malata, Poprawa, 2006a). Co istotne, ciągle określenia wymaga pozycja górotworu w geotektonice całego regionu, rozpostartego na przedpolu platformy wschodnioeuropejskiej. Wiele opracowań odnoszących się ogólnie do górotworu Karpat charakteryzuje wyciąganie wniosków bez znajomości lokalnej budowy geologicznej, a zawarte w nich konkluzje tworzone były bez podstawowych badań terenowych, co niekiedy przyznają sami autorzy (np. Schmidt i in., 2008). Obraz budowy geologicznej Karpat zewnętrznych, podsumowany w niektórych niedawno opublikowanych pracach (np. Golonka, 2006; Oszczytko, 2006), niezbyt różni się od opracowań klasycznych (por. Książkiewicz, 1962, 1972; Birkenmajer, 2001), mimo postępu w rozpoznawaniu kartograficznym obszaru Karpat i nowych ustaleń stratygraficznych.

W zestawianych dla Karpat tabelach stratygraficznych uwagę zwraca pewna idealizacja profili, wyrażana brakiem luk czasowych w sekwencjach (np. Wagner, red., 2008). Nie znaczone są na nich granice sekwencji i brak jest korelacji zdarzeń zachodzących na obszarze całego basenu. Nawet gwałtowne zdarzenia zapisane w historii basenowej całego świata (np. wyraźny spadek poziomu morza na granicy kreda/paleogen) nie mają zapisu w karpaccich tabelach stratygraficznych. Istniejące paleorekonstrukcje (np. Książkiewicz, 1962; Oszczytko, 2006) nie rozwiewają wątpliwości dotyczących pozycji basenu Karpat (np. reorientacji jego osiowych partii) w stosunku do stabilnego obszaru platformy. Najczęściej zakłada się w nich równoległy do siebie, łukowaty rozkład basenów, jaki obecnie mają główne elementy tektoniczne. W literaturze nie znajdujemy wyjaśnienia przyczyn przemieszczenia osi basenu, na które wskazują pomiary kierunków transportu materiału podobnych w charakterze facji (np. basenowych turbidytów, których kierunek wyznacza oś basenu).

Ciągle problemem badawczym jest np. mechanizm pojawiania się zapadlisk śródgórskich. Te małe, ograniczone tektonicznie baseny, ulokowane na ułożonych wcześniej strukturach górotworu, z odrębną historią sedymentacyjnego ich wypełniania, nie mogą mieć nic wspólnego z przypisywanym im niekiedy rodzajem reszkowych basenów typu *piggy back* (por. Oszczytko-Clowes i in., 2009). Szczególnie ważne dla prac poszukiwawczych jest określenie geometrii nasuwającego się górotworu i jego relacji tektonicznych z podłożem; czy jest jedynie górotworem typu naskórko-

wego, czy też w proces nasuwania zaangażowane jest także podłoże. Ponadto ważne wydaje się wytłumaczenie podawanych w opracowaniach metodami geochemicznymi wielkości erozji górotworu, przy braku w otoczeniu Karpat osadów korelatywnych z usuniętymi z górotworu osadami (zob. Kováč i in., 1994).

Zawarte tu uwagi, dotyczące przede wszystkim Karpat polskich, ukraińskich i słowackich, są dodatkowym komentarzem do opracowanych map, obejmujących znaczny fragment górotworu Karpat (Jankowski i in., red., 2004, 2007). Podjęto tu próbę zarysowania etapów zmian w historii basenowej i zarysowania etapów złożonego procesu deformacji tektonicznych, doprowadzającego do formowania górotworu Karpat. Przedstawione uwagi można traktować jako materiał wyjściowy do dalszych badań i dyskusji. Jak

wspomniano, mimo wielu lat badań nad górotworem Karpat wiele pytań odnoszących się do budowy geologicznej Karpat nie doczekało się odpowiedzi. Wiele podanych w artykule uwag ma jedynie charakter hipotez, ma zwrócić uwagę na istotne, jednakże nierozwiązane problemy. Stosowane tutaj terminy (jak np. *backstop*) mogą budzić wątpliwości – co wynika z braku ich omówienia w literaturze polskiej. Zastosowane terminy, *system depozycyjny* czy *sedymencja tła* (wobec ich braku w literaturze karpackiej), są użyte roboczo; obrazują poglądy autorów, a ich charakter jest opisowy. Problemem w cytowaniu poszczególnych poglądów jest m.in. wielokrotne powtarzanie tych samych tez przez różnych badaczy, niekiedy bez nawiązywania do bardzo odległych w czasie opracowań, co utrudnia identyfikację autora przytaczanego poglądu.

UWAGI DOTYCZĄCE POZYCJI GEOTEKTONICZNEJ KARPAT

Karpaty są orogেনem powstałym w pobliżu lub na krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej, zaliczane są do ciągu górotworów powstałych w wyniku zamknięcia fragmentu basenu Tetydy (np. Golonka i in., 2003; Schmid i in., 2008). Tworzenie przestrzeni akomodacyjnej dla basenów karpackich, zarówno tych zaliczanych obecnie do Karpat zewnętrznych, jak i do Karpat wewnętrznych, rozpoczyna rozpad krawędzi platformy (Wieczorek, 1993). Proces rozpadu zapoczątkowany został prawdopodobnie w permie (dokumentują to facje typu *verrucano* obserwowane w różnych obszarach Karpat, jak i na ich przedpolu).

Jak wspomniano, istotnym zagadnieniem badawczym jest ciągle problem rozpoznania pozycji geotektonicznej (w całym obszarze okołokarpackim) i charakteru geometrycznego strefy, w której utworzony został basen Karpat. Znaczenie badawcze ma także rozpoznanie pozycji stref o największym tempie ekstensji prowadzącej do tworzenia przestrzeni basenowej. Warte ponownego rozważenia są niektóre modele geotektoniczne. Jeden z najciekawszych modeli etapu tworzenia basenu Karpat zaproponował Żytko (1982). W tym modelu basen Karpat zewnętrznych został założony w ekstensyjnych rowach, ułożonych w stosunku do siebie pod kątem (rezultatem takiego pierwotnego ułożenia może być obecny, łukowaty kształt Karpat i pozycja basenów wschodniej i zachodniej części Karpat), tworzących wraz z mało aktywną strefą rowu środkowopolskiego trójząłcze. Warto zauważyć, że ciągle brak jest w literaturze przekonujących modeli tłumaczących oroklinalne wygięcie łuku Karpat.

Poszerzanie basenu miało doprowadzić do pojawiania się w obszarze basenu skorupy typu oceanicznego, aż do wytworzenia stref „oceanów” separujących poszczególne strefy Karpat zewnętrznych i wewnętrznych (np. Golonka i in., 2006; Schmidt i in., 2008). Mimo braku rozstrzygających dowodów na istnienie stref o typie „oceanu”, oddzielających rejon pieniński-tatrzański od basenów uważanych tradycyjnie za basen Karpat zewnętrznych, czy wobec braku przestrzeni na wiele „oceanicznych” basenów w całym rejo-

nie apenińsko-dynarsko-karpackim, strefy takie ukazywane są w wielu paleorekonstrukcjach (np. Golonka i in., 2000).

Za przyczynę skrócenia, deformacji tektonicznych i wreszcie zamknięcia basenu Karpat zewnętrznych tradycyjnie uznaje się subdukcję krawędzi płyty euroazjatyckiej pod szereg mikropląt rejonu panońskiego (np. Krzywiec, Jochym, 1997; Kováč i in., 1998; Golonka i in., 2000). Na kolizyjne procesy, jako przyczynę powstawania orogenu Karpat i możliwą interakcję z odziedziczonymi strukturami podłoża, wskazywano już wiele lat temu (np. Teisseyre, 1920–1922). Brak jest jednakże ewidentnych dowodów na istnienie podkarpackiej subdukcji, która miałaby być procesem napędzającym zamykanie basenu i tworzenie orogenu, a wykonane badania geofizyczne nie potwierdzają procesu subdukowania ku południowi (np. Grad i in., 2006). Problematyczna pozycja górotworu Karpat, ściśniętych w obszarze między stabilnymi obszarami płyty mezyjskiej czy masywu czeskiego (z notowaną ucieczką pasa fałdowego ku wschodowi; por. Decker, Peresson, 1998), jak też przenoszenie centrum deformacji i depozycji były powodem modyfikowania charakteru subdukcji; tworzenie modeli podwijania, zatapiania czy cofania subdukowanej strefy (por. Royden, 1993). Geometria pasa fałdowego odbiegająca rozmiarami od typowych stref subdukcyjnych (por. Dadlez, Jaroszewski, 1994; Busby, Ingersoll, red., 1995) czy też brak wulkanizmu, dodatkowo prawie współczesny procesowi subdukcji mioceński bazaltowy wulkanizm na przedpolu Karpat (np. Góra Świętej Anny) sugerują, że należy poddać rewizji wiele poglądów odnoszących się do nadsubdukcyjnego położenia górotworu Karpat. Warto zatem ponownie rozważyć inne poglądy na temat w ogóle istnienia subdukcji (czasie i przestrzeni) czy też określenia jej kierunku w rejonie karpacko-dynarskim. Jedno z pierwszych opracowań Książkiewicza (1977) ujmowało to zagadnienie inaczej. Autor ten rozważał istnienie procesu subdukowania ku północy, co nawiązywało do kierunku powszechniejszego w obszarze Tetydy. W istniejących rozważaniach nie nawiązywano szerzej do podniesienia płaszcza w rejonie panońskim w proce-

sie skracania Karpat i rozdzielenia symetrycznego orogenu karpacko-bałkańskiego.

W opracowaniach dotyczących Karpat (przynajmniej zachodniej ich części) tradycyjnie wydziela się dwa obszary o zróżnicowanym rozwoju basenowo-tektonicznym (Książkiewicz, 1972): Karpaty wewnętrzne i Karpaty zewnętrzne, zwane fliszowymi. Za granicę między nimi uważa się silnie zdeformowaną tektonicznie strefę pienińskiego pasa skałkowego, choć w Karpatach Wschodnich (obszar Rumunii i Ukrainy) granica ta nie jest wyraźnie wyodrębniona (Mahel, red., 1974; Lexa i in., 2000, Jankowski i in., red., 2004, 2007). Właśnie strefę pienińską uznaje się za region o najbardziej skomplikowanej historii basenowej i tektonicznej (z etapami istnienia stref „oceanicznych”), jak i za miejsce,

w którego zapisie geologicznym odnotowany został etap subdukcji (np. Birkenmajer, 1977).

Procesem subdukcji oraz obciążeniem tektonicznym górotworu tłumaczy się także tworzenie przestrzeni akomodacyjnej zapadliska przedkarpackiego (Krzywiec, Jochym, 1997; Krzywiec, 1999, 2001), mimo znacznej szerokości obszaru zapadliska w stosunku do górotworu.

Zarysowany poniżej ogólny scenariusz rozwoju geologicznego obszaru Karpat może być wstępem do ponownej dyskusji nad procesem formowania się górotworu. Uwagi dotyczą zarówno procesu nakładania i tworzenia systemów depozycyjnych, jak i procesu deformacji tektonicznych, ostatecznie formujących górotwór. Wynikają one m.in. z obserwacji terenowych i prac kartograficznych.

ZARYS SYSTEMÓW DEPOZYCYJNYCH

Obecnie można przyjąć, że tworzenie geometrycznych zarysów basenu – zwłaszcza Karpat zewnętrznych – może mieć związek z wtórnym wykorzystywaniem nieciągłości tektonicznych odziedziczonych po poprzednich etapach górotwórczych. Stare „przedkarpackie” strefy nieciągłości (uskoki, rozłamy czy nasunięcia), istniejące w podłożu tworzącego się basenu karpackiego, były wykorzystywane w procesie tworzenia basenu, mogły też brać udział (reaktywacja) w procesie zamykania i tworzenia górotworu, zarówno na etapie skracania, jak i wtórnych deformacji. Świadczy o tym – rozpoznane kartograficznie – nawiązanie w kierunkach przebiegu stref nasunięć pozasekwencyjnych do przebiegu stref nieciągłości znaczonych pod i przed orogenum Karpat (por. Buła, Habryn, red., 2008; Jankowski, 2008). Ekstensyjne tworzenie basenu może powodować powstanie geometrii dna o typie półrowów czy też geometrii o typie *horst-graben* bądź uskoków schodkowych. Potwierdza to charakter facjalny niektórych elementów litologicznych serii Karpat zewnętrznych, a kształt ciał piaskowcowych piaskowców ciężkowickich czy istebniańskich sugeruje miejsce osadzania w półrowach, co może mieć miejsce przynajmniej w niektórych partiach basenu (Baskiewicz i in., 2001). Istotną rolę w tworzeniu i rozkładzie subbasenów mogły odgrywać uskoki transformacyjne, dzielące basen na różne strefy. Mogą na to wskazywać obecne różnice w rozłokowaniu jednostek tektonicznych w Karpatach ukraińskich, polskich, słowackich czy rumuńskich. Ich dziedzictwem, odzwierciedlonym w historii formowania się górotworu, mogły być strefy tektoniczne (rozłamy) rozdzielające poszczególne elementy łuku (np. Żyto, 1999).

Ukształtowanie dna i odziedziczone założenia tektoniczne mogły mieć także istotny wpływ na późniejsze rozmieszczenie (powstających w procesie skracania i inwersji basenu) stref nasuwczych, jak też na kształt tzw. antyklin nadnasuwczych. Założenia geometryczne basenu decydować mogły o rozmieszczeniu w basenie i „migracji” przestrzennej tzw. kordylier.

Wyniki badań terenowych i obserwacje profili w całych Karpatach zewnętrznych wskazują, że historia ich rozwoju

facjalnego jest w istocie historią nakładania się systemów depozycyjnych, których charakter zależał od wymuszonej lokalnymi deformacjami tektonicznymi zmiany konfiguracji basenu, ale także od eustatycznych zmian poziomu morza. Zmiany położenia osi basenu, nakładanie się facji (o obszarach alimentacji rozmieszczonych w różnych miejscach) oraz zmiany kierunków transportu materiału wskazują na inny istotny czynnik w procesie przebudowy basenu, jakim była zmiana kierunku jego zamykania (w przypadku Karpat – kierunku skracania pod naciskiem wcześniej skonsolidowanych, zdążających ku platformie mikro płyt, składających się na Karpaty wewnętrzne czy rumuńskie Zagórze). Istotne znaczenie dla historii basenowej ma także zmiana reżimu tektonicznego (występujących naprzemiennie ekstensji i kompresji) w procesie tworzenia basenu – co odzwierciedla się w przekrojach zbilansowanych (Jankowski, Probulski, w druku).

Rozpoznanie geologiczne w wielu obszarach Karpat ograniczyło się do wykonania jedynie map litostratygraficznych. Ciągłe brak jest analizy sedymentologicznej czy szczegółowych badań tektonicznych całych Karpat, co jest szczególnie istotne dla rejonu Karpat ukraińskich. Obszary alimentacyjne dla wielu wyróżnianych facji identyfikowane są często jedynie na podstawie materiału egzotycznego (np. Poprawa i in., 2004).

Nad określeniem paleobatymetrii dla poszczególnych facji karpackich zaciążyło przekonanie, że basen karpacki był basenem głównie głębokowodnym.

Brak szczegółowych badań sedymentologicznych jest przyczyną błędnego określenia miejsca depozycji wielu facji. Obserwacje autorów poczynione w ostatnich latach wskazują na obecność w górotworze Karpat nawet bardzo płytkich facji szelfowych (np. fację menilitową w jednostce skolskiej cechuje obecność szeregu struktur płytkowodnych, tj. *hummocky cross stratification*, czy riplemarków wskazujących na środowisko szelfu; Jarmołowicz-Szulc, Jankowski, 2011).

Nawet niektóre facje wapienne uważane są za deponowane w środowisku głębokowodnym. Brak dokładnego roz-

poznania cech sedymentacyjnych utrudnia rozpoznanie cech całego systemu depozycyjnego.

Niedokładne określenie miejsca i sposobu osadzania niektórych ogniw litostratygraficznych powodowało błędne ich traktowanie jako tzw. poziomy chronostratygraficzne.

Przykładem facji, której błędne określenie miejsca i sposobu osadzania prowadziło do niewłaściwego ulokowania jej w profilu, są tzw. łupki pstre. Jest to pelagiczny osad stanowiący rodzaj sedymentacyjnego tła dla depozycji młodszych, rozcinających je, mających niekiedy duży potencjał erozyjny, kompleksów piaskowcowych. Piaskowcowe wypełnienia kanałów rozcinających zwykle skłonowe pokrywy zbudowane z łupków pstrych zazwyczaj są umiejscawiane w profilu obok tychże łupków (traktowanych jako równoleżnikowe), mimo że możliwa jest znaczna luka czasowa pomiędzy depozycją łupków a wypełnieniem rozciętego w nich kanału. Dlatego ponownego rozpoznania wymaga relacja czasowo-przestrzenna m.in. piaskowca magurskiego i łupków pstrych. Posiadający duży potencjał erozyjny piaskowiec magurski może być znacznie młodszy od pstrych sedymentacji tła. Osadzanie pokryw łupków pstrych jest zwykle rozciągnięte w czasie, utworzone z nich pokrywy są rozcinane kanałami i zazębiane z młodszymi osadami klastycznymi, a jednak ogniwo pstrych łupków często jest – zdaniem autorów – błędnie traktowane jako istotny poziom chronostratygraficzny (np. Kotlarczyk, 1988).

Błędne rozpoznanie miejsca depozycji w basenie może także wpływać na błędne określenie charakteru depozycji i wieku facji sąsiadujących ze sobą w profilu. Facje występujące obok siebie wcale nie musiały być elementem tego samego systemu depozycyjnego czy definiować te same zdarzenia w basenie. W tym wypadku, dla zobrazowania możliwości pomyłki, można znowu posłużyć się przykładem facji łupków pstrych. Uważane za głębokowodne (tworzące zazwyczaj pokrywy skłonu), łupki pstre rozcinane były kanałami wypełnionymi osadem piaskowca ciężkowickiego czy jamneńskiego – co wcale jednak nie oznacza głębokowodnego środowiska depozycji tego piaskowca (struktury obserwowane w osadzie piaskowca ciężkowickiego, np. rozrzucone w różnych kierunkach warstwowania wielkoskalowe mogą wskazywać na płytsze, a nie głębokowodne środowisko).

Poniżej nakreślono charakterystykę przynajmniej kilku systemów depozycyjnych, które daje się łatwo wyróżnić w etapach rozwoju basenowego. Jako system depozycyjny można rozumieć w tym przypadku zespół facji współwystępujących czasowo i przestrzennie. System depozycyjny charakteryzują wzajemne relacje tych facji (od najpłytszych do basenowych), ponadto także m.in. kierunki rozprowadzania materiału, miejsca obszarów alimentacyjnych i przestrzenne ułożenie basenu.

Systemy depozycyjne, dające się rozpoznać w Karpat, rozprzestrzenione są dwójako: ograniczone do niektórych istniejących subbasenów (przykładem może być rozwój rejonu? subbasenu? magurskiego, wydzielonego prawdopodobnie na wspólnym dolnokredowym „tle” osadowym; Jankowski, 2004) bądź też dają się śledzić na znacznie szerszym

obszarze, stanowiąc niekiedy sedymentacyjne podłoże dla innych, młodszych, zróżnicowanych systemów, o zupełnie innej rozciągłości przestrzennej. W niektórych przypadkach, odnoszących się do szeroko rozprzestrzenionych systemów depozycyjnych, można zauważyć, że jedynie część ich osadów została wtłoczona w struktury górotworu Karpat, np. menilitowy system depozycyjny rozprzestrzenił się daleko poza obszar basenu uważanego za basen Karpat zewnętrznych (np. późniejszy basen przedpola) i prawdopodobnie zaledwie część osadów warstw menilitowych znajduje się w strukturach górotworu karpackiego (Jarmołowicz-Szulc, Jankowski, 2011). Prawdopodobnie warstwy menilitowe znajdują się *in situ* pod pokrywą osadów miocenkich na przedpolu Karpat, ale też mogą być rozprzestrzenione szeroko poza obszarem karpackim (por. Buday, red., 1960).

Istotne znaczenie badawcze ma także rozpoznanie stref szelfowych dla niektórych systemów depozycyjnych – w obręb górotworu zostały włączone jedynie ich facje basenowe. Strefy te mogą się znajdować w najbliższym otoczeniu rejonu Karpat (np. rejon Sudetów, platformy wschodnioeuropejskiej czy rejon zagłębia górnośląskiego) i zaliczane są tradycyjnie do stref niezwiązanych z górotworem. Warte rozważenia jest łączenie kredowych, piaskowcowych osadów Sudetów z karpackim systemem warstw istebniańskich. Przekonanie o dalekim nasunięciu orogenu spowodowało odrzucenie możliwości istnienia obszarów alimentacyjnych (dla basenu Karpat) w pobliżu obecnej lokalizacji górotworu.

Wyraźną łączność basenową basenu karpackiego z obszarem platformy oraz tzw. pokrywami epiplatformowymi wykazują facje deponowane na północnym obrzeżeniu basenu karpackiego, obecnie włączone w elementy tektoniczne jednostki skolskiej czy borysławsko-pokuckiej – np. bloki margli o typie margli z Węgierki pochodzą z najbliższego otoczenia platformowego, zostały redeponowane do basenu Karpat (Jugowiec-Nazarkiewicz, Jankowski, 2001).

Przykładem osadu wspólnego dla wielu rejonów, wskazującym na pobliskie sąsiedztwo i wspólny basen, jest górnokredowa facja czerwonych margli i łupków, deponowana zapewne w warunkach wysokiego poziomu morza, rozpostarta na obszar tradycyjnie uważany za zewnętrznokarpacki, jak i na rejon pieniński. Facja czerwonych margli widoczna jest w całym basenie, aż po rejon Karpat rumuńskich. Pokrywa brzeżne części basenu (rejon skolski czy rejon facji skłonowo-brzegowych, z których został później utworzony element tektoniczny tzw. jednostki podśląskiej zachodniej, na zachód od Tarnowa), jak też rejon wewnątrzbasenowych wyniesień (tzw. margle z Węglówki, tzw. margle z Holatynki w rejonie Karpat ukraińskich).

Innym przykładem zaprzeczającym istnieniu szerokich („oceanicznych”) stref separujących baseny Karpat wewnętrznych i zewnętrznych jest choćby facja zlepieńców sojmułskich – jej pojawienie się wskazuje już na najbliższe sąsiedztwo basenu Karpat zewnętrznych i bloku marmaroskiego.

Facje zlepieńcowe (wspomniany typ zlepieńców sojmułskich) rozpoczęły w istocie historię basenu głównego Karpat zewnętrznych (być może o typie basenu przedgórza w sto-

sunku do Karpat wewnętrznych), przekształciły się później w system inoceramowy (stanowiący wspólną dla obu stref tektonicznych pokrywą osadową częściowo zdeformowanego mezozoiku Pienin i masywu marmaroskiego – w Pieninach jest to tzw. osłona skałek, a w rejonie marmaroskim – piaskowcowy system np. piaskowców burkuckich). Analizując bliskość obszarów połączonych wspólnymi systemami depozycyjnymi, można założyć, że proces rozwoju i zamknięcia całego basenu Karpat odbył się na niewielkiej przestrzeni, w pobliżu krawędzi platformy i bloków przedpola, bez osiągnięcia „oceanicznych” rozmiarów.

Zdarza się, że niektóre elementy tektoniczne zestawione są jedynie z fragmentu systemu depozycyjnego, z wyraźnie określonym obszarem alimentacji (tj. z przewagą jednego kierunku transportu materiału). Przykładem jest górnokredowy system stożków (w istocie jest to już część wspomnianego systemu inoceramowego) związany z obszarem Marmaroszy, do którego zaliczono różne wydzielenia litostratigraficzne, np. wspomniane piaskowce burkuckie, piaskowce tierieszowskie czy czarnohorskie.

Mimo braku badań i opracowań sedymentologicznych dotyczących całego obszaru, można wyróżnić kilka zdarzeń (dokumentowanych przez jednoczesne pojawienie się w basenie facji) i zauważyć związek ich pojawiania się ze zmianami poziomu morza.

Dobrze rozpoznawalny i korelowalny w profilach wszystkich jednostek karpackich (zarówno Karpat zewnętrznych, jak i wewnętrznych) jest zapis geologiczny stanów relatywnie wysokiego poziomu morza, zapisany przez pojawianie się pelagicznych i szeroko rozprzestrzenionych w basenie facji typu margli pstrych. Dobrze zapisane są także gwałtowne spadki poziomu morza, wywołujące pojawienie się szeroko rozprzestrzenionych facji piaskowcowych, czasami o dużych miąższościach (o typie stożków basenowych). Te zdarzenia dają się niekiedy korelować w całym basenie karpackim – pojawianie się piaskowców eoceńskich typu jamneńskich, ciężkowickich (tych w jednostce magurskiej i śląskiej) czy przybyszowskich może być skorelowane w czasie.

Można też wyróżnić facje piaskowcowe występujące tylko lokalnie, których pojawianie się jest prawdopodobnie związane z lokalnymi zmianami w geometrii basenu (możliwe, że wymuszonymi np. rotacją półrowów czy ekstensyjnym tworzeniem geometrii horst-graben). Poniżej przedstawiono wstępny opis systemów depozycyjnych, dających się wydzielić na obecnym etapie badań, jednakże wymaga on stopniowego uszczegóławiania na podstawie badań terenowych w całym basenie Karpat, zarówno fliszowych, jak i wewnętrznych, gdyż są to, jak wspomniano, niekiedy obszary tych samych systemów depozycyjnych.

Najwcześniej w geologicznym zapisie historii basenowej obszaru tradycyjnie zaliczanego do Karpat zewnętrznych można wyróżnić system jurajsko-dolnokredowych wapieni, piaskowców i łupków, deponowany w basenie rozwijającym się w wyniku ekstensji, prawdopodobnie o geometrii dna typu półrowów. Wskazuje na to charakter litologiczny osadów (co obrazuje obecność m.in. facji spływowych czy asymetryczność ciał piaskowcowych). Jego wyróżnikiem

w zachodniej części Karpat zewnętrznych są warstwy cieszyńskie, najstarsze w ich profilach. W najbardziej południowo-wschodniej części Karpat rumuńskich osadom tym odpowiadają ciemne warstwy z Sinaia. System depozycyjny dolnej kredy, czasowo odpowiadający warstwowi cieszyńskiemu, jest podłożem osadowym całego basenu Karpat zewnętrznych. Najpłytsze facje tego systemu depozycyjnego były deponowane zapewne na obszarze platformy czy na fragmentach bloków przedpola. Obserwowane przez autorów w odsłonięciach najbardziej wschodniej części Karpat ukraińskich prawdopodobne odpowiedniki wiekowe tego systemu (tzn. warstwy białocisiańskie) wymagają opracowania sedymentologicznego i zbadania relacji tych warstw do warstw cieszyńskich.

Znacznie lepiej odsłonięte w terenie są tzw. warstwy wierzowskie, na obszarze Ukrainy wydzielane jako warstwy spaskie lub szypockie dolne, a w Rumunii jako warstwy z Audia (część dolna). Mają one charakter osadu wyrównującego morfologię dna, zróżnicowaną po etapie półrowów.

Młodszy osadem są warstwy lgockie, stanowiące fragment szeroko rozprzestrzenionego systemu depozycyjnego, wskazującego na poszerzenie basenu karpackiego. Jest to facja wykształcona najczęściej jako turbidyty o niskiej gęstości spływu. Kierunek transportu materiału w warstwach lgockich wyznacza prawdopodobnie oś basenu i kierunek jego nachylenia ku SE. Transport materiału z północnego zachodu wskazuje obszary alimentacji (możliwe, że w strefie sudeckiej).

System depozycyjny, którego elementem są warstwy lgockie, prawdopodobnie w swojej najbardziej dystalnej części stanowił podłoże osadowe, na którym rozwinęły się zróżnicowane systemy, różnorako rozlokowane w przestrzeni basenu, niektóre z nich związane były obszarem alimentacji z obszarami południowymi (z blokiem marmaroskim).

Prawdopodobnie także system lgocki tworzył podłoże osadowe, na którym rozwinął się też częściowo magurski rejon facjalny. Świadczą o tym utwory zaangażowane w niektóre strefy ścieć, np. w obszarze okna tektonicznego Mszany, gdzie widoczne są elementy o litotypie warstw lgockich (Z. Paul – inf. ustna), zdeformowane wspólnie z elementami facjalnymi zaliczanymi tradycyjnie do rejonu magurskiego. Z drugiej, południowej strony podłoże rejonu magurskiego mogą stanowić facjalne elementy zaliczane do mezozoicznych pokryw Pienin (por. odsłonięcia w Hluku w czeskich Karpatach, poza granicami omawianych map).

Sytuacja widoczna w Karpatach ukraińskich (co obrazują odsłonięcia koło miejscowości Luta) ukazuje proces budowania górotworu i niezależność ścieć tektonicznych od wyodrębnionych subbasenów. W tym przypadku system lgocki jest podłożem osadowym, na którym rozwinął się system warstw inoceramowych – utworzony tak profil zaliczany jest w tym miejscu do serii skalnych jednostki dukielskiej. Co istotne, warstwy lgockie, tradycyjnie traktowane jako wyznacznik jednostki śląskiej, stanowią w tym rejonie element tektonicznej jednostki dukielskiej.

Skład facjalny elementu tektonicznego nie jest zatem całkowicie związany z jakimś basenem lub subbasenem, ale

zależy także od miejsca odłączenia w nałożonych na siebie systemach depozycyjnych, które mogły migrować w przestrzeni basenu Karpat. Ścisłe łączenie wytworzonego przez późniejsze ścinanie tektoniczne strefy facjalnej o złożonej historii basenowej unaocznia typowy błąd w tworzeniu jednostek tektoniczno-facjalnych, często kreowanych w literaturze karpackiej.

Czas maksymalnego zalewu w turonie i cenomanie przypadł na okres sedymentacji łupków radiolariowych – w przypadku tej facji dokładnego określenia wymaga jej paleogeobokość.

Innym przykładem nałożenia utworów deponowanych w formie stożka piaskowcowego na tło osadowe łupków pstrych jest stożek warstw godulskich – tworzący piaskowcowe wypełnienie kanału włożone w osad pstrygo tła. Jest to stożek ograniczony do zachodniej części Karpat – kierunek transportu materiału potwierdza kierunki nachylenia i rozłożenia basenu podobne do Igockich (Słomka, 1995). Na przykładzie warstw godulskich można obserwować istotę zauważanego często w Karpatach zewnętrznych procesu erozji i usuwania wcześniej złożonych osadów przez posiadające duży potencjał erozyjny prądy zawieszinowe – luki erozyjne wynikające z wcięcia sięgają niekiedy do znacznie starszych elementów facjalnych. Depozycja tychże utworów piaskowcowych mogła wynikać ze spadku (relatywnego) poziomu morza.

Czas późnej kredy to okres relatywnie wysokiego, związanego z eustatyką, poziomu morza, przeplatane okresami gwałtownych spadków, w następstwie których pojawiły się facje bogate w gruboławicowe piaskowce.

Dobrym przykładem zależności (w Karpatach) rozprzerzenia facji od zmiany poziomu morza i jego zasięgu są margle węglowieckie (ten sam pelagiczny osad co margle puchowskie), deponowane na wewnątrzbasenowym wyniesieniu węglowieckim, stanowiące jego pokrywą sedymentacyjną. Datowania wieku ukazujące paleoceńską lukę stratygraficzną w depozycji margli węglowieckich (Jugowiec-Nazarkiewicz, Jankowski, 2001) sugerują związek pojawiania i znikania tej facji ze zmianami eustatycznymi (odpowiadać za to może np. gwałtowny, relatywny spadek poziomu morza na przełomie kredy i paleogenu).

Utworzenie młodszego systemu inoceramowego (opisanego częściowo powyżej) wynika ze zmian konfiguracji basenu. Paleogeografia obszaru Karpat w tym czasie nie jest do końca rozpoznana. Karpaty wewnętrzne wraz z zewnętrznymi tworzyły w owym czasie jeden obszar basenowy. Wykształcenie się systemu inoceramowego, pokrywającego zarówno zdeformowane tektonicznie fragmenty pokryw mezozoicznych (Pieniny i strefa marmaroska), jak i wypełniającego rów utworzony na przedpolu bloku pienińsko-marmaroskiego, wynikało być może z procesu ekstensji (tworzącego na nowo rów wypełniany systemem inoceramowym) lub z utworzenia w tym miejscu basenu w rodzaju basenu przedpola; w tym układzie obszar Karpat wewnętrznych pełni rolę zestalonego już górotworu z inoceramowym systemem przedpola.

Zasadniczy element tego systemu stanowiła rozprzadzana basenowo, głównie turbidytowa, facja warstw

inoceramowych *sensu stricto*. Ma ona swoją kontynuację (podobną w facjalnym wykształceniu) w późniejszych etapach rozwoju basenowego w postaci np. facji belowskiej i hieroglifowej. Obie te facje basenowe rozprzadzają materiał między strefami półrów. Kierunek rozprzadzania materiału turbidytowych warstw inoceramowych zdaje się ukazywać ówczesny kierunek położenia basenu, należy jednak przyjąć zupełnie inny układ przestrzenny basenu niż ten obserwowany w oligocenie i miocenie. Porównać go można (w charakterze facjalnym) z oligoceńską facją warstw krośnieńskich (także o cechach facji basenu przedpola), ale wskazującą na inne już położenie basenu – porównując jego położenie w stosunku do stabilnej platformy wschodnioeuropejskiej. Zakładana, rozpoczynająca się wraz z pojawieniem się warstw inoceramowych, relacja przestrzenna układu (basenowo-tektoniczna), wędrujący górotwór – basen przedpola (rozwinęty na froncie orogenu), może dotyczyć nie tylko sytuacji w miocenie, ale całej historii zamykania basenu Karpat. Rozwinęty w systemie inoceramowym „okołomarmaroski” system stożków (Jankowski i in., red., 2004, 2007) został ścięty szeregiem nasunięć. System ten stanowią m.in. litosomy piaskowców ze Szczawiny (jednostka magurska), piaskowców burkuckich (jednostka burkucka), krasnoszorskich (jednostka krasnoszorska), czarnohorskich (jednostka czarnohorska) i inne – są to w istocie piaskowcowe facje tego samego systemu depozycyjnego, a ich obszar alimentacyjny we wschodniej części Karpat był związany prawdopodobnie z obszarem masywu marmaroskiego, a w części zachodniej – z obszarem tatrzańsko-pienińskim (np. piaskowce ze Szczawiny). Ten sam litosom piaskowcowy, ścięty nasunięciami, jest inaczej nazywany w kolejnych elementach tektonicznych (patrz wyżej).

Istotnym problemem badawczym jest rozpoznanie procesu wyodrębnienia się na wspólnym podłożu kredowym (prawdopodobnie zaliczanym obecnie do jednostki śląskiej czy też do pienińskiego pasa skałkowego) magurskiej strefy facjalnej. Innym problemem jest pojawianie się margli łąckich w środkowej części rejonu facji płytkowodnych. Wyjaśnienia wymaga rozpoznanie geometrii dna rejonu magurskiego – być może o charakterze półrów jak pozostała część basenu.

Na południu, w obrębie wyizolowanego rejonu magurskiego, zaznacza się progradujący stożek piaskowców ogólnie zwanych magurskimi (piaskowce z Piwnicznej i piaskowce z Popradu, piaskowce drahowskie), zasypujący rejon od południa. Zdaniem autorów, system ten jest związany z tektonicznie kontrolowanym obszarem południowego obrzeżenia basenu karpackiego. Jednakże relacje wiekowe piaskowców magurskich (w stosunku do osadu tła – łupków pstrych) nie są do końca jasne, choć wiele publikacji wskazuje na ich wiek eoceński (np. Oszczytko, 2006). Jeśli piaskowce magurskie strefy południowej są wieku eoceńskiego, to wyjaśnienia na znacznie szerszym obszarze wymaga relacja wiekowo-przestrzenna facji piaskowca magurskiego do warstw belowskich i hieroglifowych, jak też zazębianie się w zachodniej części Karpat (rejon Babiej Góry) facji piaskowca glaukonitowego i muskowitzowego w profilach

występujących nad warstwami hieroglifowymi (por. Sikora, Żyto, 1959; Książkiewicz, 1971).

Eocen to czas depozycji podobnych w charakterze warstw belowskich i młodszych, hieroglifowych. Silniejsza dostawa klastyków w postaci („jednopunktowo zasilanych” w formie stożka) piaskowców ciężkowickich, jamneńskich czy np. przybyszowskich wynika być może z nagłego spadku poziomu morza – co, jak wspomniano wyżej, wydaje się zauważalne w całym basenie i korelowane.

Przełom eocenu i oligocenu to okres relatywnie wysokiego poziomu morza – to czas depozycji m.in. facji hieroglifowej i zielonych łupków. Na czas maksymalnie wysokiego poziomu morza przypada depozycja margli globigerynowych, szeroko rozprzestrzenionych w całym basenie. Na tym tle wyróżnia się deponowana w rejonie magurskim facja piaskowców z Wątkowej, której materiał klastyczny mógł pochodzić z obszaru czasowo istniejącej kordyliery śląskiej (Kopciowski, 2007; Warchoń, 2007). Badania autorów pozwoliły wykartować zasięg strefy Siar (w której występuje element piaskowców z Wątkowej), a także ustalić i skorelować profil obszaru Słowacji z obszarem polskich Karpat (Jankowski in., red., 2004, 2007).

Szczególnie dobrze w facjach i strukturach górotworu zapisany jest etap wczesnooligocenijskiej ekstensji, tworzący m.in. zręby centralnej depresji karpackiej – wielkorozmiarowej struktury o typie rowu tektonicznego, wypełnianej w większości utworami spływowymi (Stefaniuk, 2003; Jankowski, Probulski, w druku). W tym też czasie utworzył się ekstensyjny basen tzw. paleogenu centralnokarpackiego (flisz podhalański) i wschodniokarpackiego (Jankowski i in., red., 2007). Wczesny oligocen to okres ujednoczenia basenu (podobieństwo facji w całym basenie w czasie wysokiego poziomu morza). Wyniki badań terenowych i uzyskane dane stratygraficzne (por. Kopciowski, 2007), świadczące o ujednoczeniu facji pokrywających strefę szwu między podjednostkami magurskimi (warstwy nadmagurskie są elementem rozległego systemu menilitowego), poddają w wątpliwość koncepcję dalekiego transportu *en bloc* magurskiej części przyzmy akrecyjnej w miocenie (np. Nemčok i in., 2000).

Ujednoczenie facji sięga także basenów centralnokarpackiego i wschodniokarpackiego paleogenu (Jarmołowicz-Szulc, Jankowski, 2011).

Na przełomie wczesnego i późnego oligocenu pojawiła się szeroko rozprzestrzeniona w basenie facja krośnieńska. Pojawienie się na znacznym obszarze płytkowodnych, redeponowanych później do strefy basenowej, gruboławicowych piaskowców krośnieńskich (tzw. facja leska) można, według autorów, wiązać z relatywnym, lokalnym spadkiem poziomu morza. Ten system depozycyjny wymaga bardziej szczegółowych badań na całym obszarze Karpat. Jego zmienność jest zależna zarówno od lokalnych deformacji tektonicznych (np. z procesu tektonicznego pograżania wewnątrzbasenowych wyniesień), jak i od zmian eustatycznych.

Proces stopniowego zamykania i przenoszenia centrum depozycji na obszar tworzącego się basenu przedpola rozpoczął się we wczesnym miocenie. W tym czasie resztkowy basen główny (tzw. basen menilitowo-krośnieński) był wypełniany potężnymi spływami, dezorganizującymi system depozycyjny (Jankowski, 2007). Tworzenie basenu zapadliśka rozpoczynają facje o charakterze debrytowym (tworzą się wówczas chaotyczne kompleksy o typie warstw wortyckich; Tołwiński, 1950a, b), pojawiają się kanały (wypełniane osadem typu zlepieńców słobódzkich) rozcinające pokrywy skłonu powstającego basenu przedgórza – stąd też obecność zlepieńców słobódzkich w obrębie różnych ogniw stratygraficznych. W okresie wczesnego miocenu mógł współistnieć zarówno resztkowy basen krośnieński, jak też poszerzony basen przedgórza, a koniec zamknięcia całego obszaru basenu głównego, sfałdowania i nasunięcia na obszar przedpola to późny miocen. Basen przedgórza Karpat cechował się dominacją facji płytkich. Obserwowane w wielu odsłonięciach profile utworów basenu przedgórza stawiają pod znakiem zapytania rysowane dotychczas wzajemne relacje wiekowe. Niektóre facje stawiane nad sobą w profilach mogą być jednowiekowe (np. warstwy stebnickie i balickie), młodszy fragment jest zwykle bardziej dystalny, co wynika ze sposobu akrecji osadu.

UWAGI TEKTONICZNE – ETAPY BUDOWANIA OROGENU

Można założyć, że mechanizm rozpadu platformy, tworzący przestrzeń i środowisko dla mezozoicznych platform węglanowych Karpat wewnętrznych oraz dla facji Karpat zewnętrznych, jak też mechanizm skracania basenu i jego zamykania, jest podobny dla całego obszaru Karpat.

Proces stopniowego zamykania przestrzeni i proces deformacji tektonicznej osadów złożonych w basenie Karpat polegał w istocie na stopniowym odkłuwaniu i włączaniu w struktury górotworu coraz to młodszych osadów zamykanego basenu wraz z przenoszeniem (w kierunku platformy) centrum depozycji. Układanie kolejnych elementów tektonicznych w strukturach górotworu (nazywanych tradycyjnie fałdami lub płaszczowinami) w systemie „na barana” (ang. *in sequence*) utworzyło zarysy obrazu kartograficznego Kar-

pat. Profil każdego elementu tektonicznego zależy głównie od głębokości i miejsca odłączenia w sekwencji osadowej, jak również składu litofacjalnego systemów depozycyjnych nałożonych na siebie w tej części basenu – jest to proces przebiegający podobnie w każdym segmencie Karpat. Zdeformowane twory deponowane od późnej jury po miocen, zaliczane tradycyjnie do basenu Karpat zewnętrznych, zostały ujęte w procesie kompresji w szereg elementów tektonicznych, którym nadano charakter jednostek tektono-stratygraficznych (Książkiewicz, 1972). Nazwano je płaszczowinami, sugerując w ten sposób niekiedy znaczny transport tektoniczny tych elementów (por. Świdziński, 1971; Książkiewicz, 1972).

Jak wspomniano, zamykanie basenu Karpat zewnętrznych trwało aż do uformowania basenu przedpola. Czas

deformacji kompresyjnych definiują najmłodsze, zaburzone tektonicznie osady przedpola (por. Gucik i in., 1980). Za przyczynę powstawania basenu przedpola uważa się ugięcie, w wyniku obciążenia górotworem Karpat, strefy przed kroczącym orogenezem (Bradley, Kidd, 1991; Krzywiec, 1999, 2001, 2006). Sugerowany proces subdukcji miałby trwać do miocenu (Krzywiec, Jochym, 1997).

Prawdopodobnie proces skośnej kolizji (kroczącego górotworu ze sztywnymi blokami przedpola) wymusił wieloetapowość deformacji tektonicznych w formowaniu struktur górotworu (Jankowski, Probulski, w druku).

Górotwór Karpat w przekrojach przedstawiany jest zazwyczaj jako nasunięta pryzma osadów, z wyraźnie określonym (np. Poprawa, Nemčok, red., 1988–1989; Oszczypko i in., 1998) i niezaburzonym ścięciem bazalnym, czyli miałby stanowić typowy górotwór naskórkowy, bez wyraźnego zaangażowania podłoża we wspólnym procesie deformacji.

Tradycyjny podział górotworu na Karpaty zewnętrzne i wewnętrzne oraz stawianie granicy na pienińskim pasie skałkowym z punktu widzenia procesu deformacji nie ma uzasadnienia, biorąc pod uwagę historię rozwoju obszarów często złączonych basenowo. Pieniński pas skałkowy jest w istocie jedną z wielu wyróżnianych w Karpatach struktur tektonicznych (o znacznej rozciągłości i charakterze melanżu tektonicznego). Strefa pienińskiego pasa skałkowego nie znaczy nawet północnego zasięgu występowania, odklętych w procesie nasuwczym, węglanowych facji mezozoicznych (patrz układ stref ścięcia w Hluku – zdają się one tam tworzyć geometryczny układ o typie struktury kwiatowej, rozwiniętej pomiędzy elementami tektonicznymi zaliczanymi do jednostki magurskiej, w jej obrębie pojawiają się wyniesione skały wapienne mezozoiku; por. Buday, red., 1961).

W obrębie górotworu Karpat można wyróżnić strefy o podobnym charakterze i o podobnej historii tektonicznej jak pieniński pas skałkowy, np. strefa lanckorońsko-żegocińska czy też strefa melanżu tnąca m.in. rejon Bieszczad, rozciągnięta na znacznym obszarze Karpat (Jankowski, 2008).

Tradycyjnie pieniński pas skałkowy jest znaczony na opracowaniach kartograficznych aż do skałek w okolicy Poiana Botizi w Rumunii (Mahel, red., 1974). Wydaje się on być strukturą tektoniczną powstałą w wyniku ścięcia pozasekwencyjnego, reaktywowaną w kilku etapach deformacji. Na wtórnym etapie deformacji został reaktywowany jako uskók przesuwczy, co podkreślają sąsiadujące z nim baseny o typie basenów przyskokowych. Relacja skał mezozoicznych platform węglanowych uważanych za „pienińskie” do mezozoicznej osłony strefy marmaroskiej we wschodniej części Karpat nie jest do końca poznana. Według autorów, za elewowanie skałek w Poiana Botizi (podobnych facjalnie na całym obszarze rejonu marmaroskiego) odpowiada prawdopodobnie ich wyniesienie w strukturze tektonicznej o typie struktury kwiatowej, rozwiniętej wzdłuż uskoku na linii Carlibaba–Botiza (Jankowski i in., red., 2007).

Rejon Karpat zewnętrznych, rozwinięty na przedpolu bloku pienińsko-marmaroskiego, został zbudowany z szeregu elementów tektonicznych, najczęściej o typie łusek. Najbardziej południowy fragment stanowi jednostka magurska.

Jest to w istocie jedyny element tektoniczny, któremu można przypisać cechy płaszczowiny, pokrywający znajdujące się pod nim elementy tektoniczne w sposób „płaszczowinowy”. Ostatnio wyrażono pogląd (Jankowski, 2007), że cały subbasen (rejon) magurski wykształcił się jako odosobniony subbasen (a możliwe, że jedynie część basenu) na wspólnym dla całego basenu Karpat dolnokredowym podłożu i może mieć założenia ekstensyjne.

Kordyliera ściąska to ograniczone w zasięgu i czasie wewnątrzbasenowe wyniesienie, separujące, głównie w oligocenie, strefę magurską od basenu głównego. Obszar okołokordyliery może stanowić pewnego rodzaju strefę akomodacyjną, powstałą w wyniku ekstensyjnego podziału basenu głównego na przedpolu pienińskiego fragmentu górotworu. Do tego czasu istniała jedność basenowa tego obszaru (co dokumentują podobnie wykształcone przedoligocenie profile jednostki dukielskiej i magurskiej). Obszar kordyliery stał się bardziej aktywny we wczesnym oligocenie, co przejawia się w dostawie materiału piaszczystego w postaci tzw. piaskowca z Wątkowej do magurskiej części basenu (Kopciowski, 2007). Na obszarze polskich Karpat wyróżnia się w obrębie jednostki magurskiej cztery podjednostki litostratygraficzne: najbardziej północną (podjednostka Siar), w której część elementów litostratygraficznych jest związana z północnym (kordyliery) obszarem zasilania, i trzy południowe (raczańską, bystrzycką i krynicką), które związane są z południowym obszarem zasilania (blokiem Karpat wewnętrznych). Strefa nasunięcia podjednostek południowych na podjednostkę (strefę) Siar znaczy istotną granicę skrócenia rejonu magurskiego. Strefa oddzielająca subbasen magurski od basenu głównego, rozwiniętego, jak wspomniano, na przedpolu zestalonego bloku pienińsko-tatrzańskie, istniała czasowo i, migrując, zmieniała zasięg subbasenu. Na zestawionych mapach (Jankowski i in., red., 2004, 2007) autorzy rozciągają zasięg jednostki magurskiej aż do linii Humenne–Snina, poza obszarem map na terenie Karpat słowackich.

Wydzielana na północny wschód od jednostki magurskiej jednostka dukielska była prawdopodobnie w okresie popaleogeńskim południowym fragmentem basenu głównego (w jego zachodniej części), stanowiąc strefę jego skłonu. Jest ona obecnie silnie zdeformowana. Okna tektoniczne ukazują kompleksy nasunięciowe, niekiedy o charakterze dupleksów; nasunięciem stropowym jest jednostka magurska. Obecność licznych facji spływowych (najczęściej debrytów) i kompleksów chaotycznych może świadczyć o tym, że przez długi czas stanowiła ona dość aktywną strefę południowego skłonu basenu głównego. Znaczne zróżnicowanie facjalne rejonu (z którego została utworzona jednostka dukielska) w połączeniu z intensywnym zdeformowaniem tektonicznym i ścięciem doprowadziło do nadinterpretacyjnego wyróżniania coraz to nowych elementów tektonicznych zaliczanych do tzw. grupy jednostek dukielskich, zwłaszcza w polskiej części Karpat (np. Cieszkowski, 1992). W części ukraińskiej i słowackiej całą strefę dukielską rozdziela się na trzy elementy tektoniczne – jednostki stawniańska, dusińska i turicka.

Największy zasięg terytorialny na obszarze objętym zestawionymi mapami (Jankowski i in., red., 2004, 2007) ma, wyróżniana w środkowej części orogenu, jednostka śląska, na którą składają się głównie elementy deponowane w środkowej, najgłębszej części basenu karpackiego. Centralną część tego tektonicznego elementu zajmuje głęboko zakorzeniona (prawdopodobnie odziedziczona po etapie przedkarpackim) struktura, wypełniona miąższym kompleksem warstw krośnieńskich – tzw. centralna depresja karpacka. Tę środkową część basenu na obszarze Karpat ukraińskich nazywa się strefą krośnieńską.

Na obszarze Karpat polskich, na północ od jednostki śląskiej, zaznacza się element tektoniczny, którego odmienny od otoczenia, górnokredowo-eoceński fragment profilu wiązany jest z pojawieniem się wewnątrzbasenowego wypiętrzenia, zwanego wyniesieniem węglowieckim (podśląskim). Pokrywa osadowa w postaci margli węglowieckich wskazuje czas istnienia tego wyniesienia, rozdzielającego na pewien okres główną część basenu od części najbardziej zewnętrznej, brzegowej. Podobnie jak pojawienie się wspomnianej kordyliery śląskiej, jego powstanie jest związane prawdopodobnie z aktywną skarpą uskokuwą, mającą umiejscowienie w geometrii półrowów. Zasięg wspomnianych już margli węglowieckich, będących tradycyjnie wskaźnikiem jednostki węglowieckiej, kończy się na wschód od rejonu Sanoka. Podobny fragment profilu z obecnością margli węglowieckich znajdujemy w okolicy Holatynki w Karpatach ukraińskich (Jankowski i in., red., 2004). Jednakże bezpośrednio, tektoniczne łączenie strefy może być nadinterpretacją.

Istotne znaczenie w obrazie kartograficznym środkowej części Karpat zewnętrznych ma rozległa strefa tektoniczna, widoczna na terenie Karpat ukraińskich (o przebiegu na linii Jasinia–Kosów – fig. 1). Na wschód od niej widoczna jest zmiana kierunków transportu tektonicznego. Strefa ta w istocie uniemożliwia korelacje elementów tektonicznych po obu jej stronach. Ma charakter uskoku z rozdarciem. Można sądzić, że jedną z przyczyn gwałtownej zmiany kierunków tektonicznych była odziedziczona struktura w postaci rampy w podłożu. Była ona prawdopodobnie wielokrotnie reaktywowana, zarówno na etapie rozwoju basenu, jak i deformacji tektonicznych. Miała zapewne wpływ na geometrię basenu, a podczas skracania aktywnie oddziaływała na proces nasuwczy. W literaturze polskiej strefa ta jest znana jako rozłam Szoporuki (Żytko, 1999).

Na wschód od tego rozłamu zanika jednostka śląska, wyznaczająca w ciągu istnienia basenu jego najgłębszą, środkową strefę (w jego zachodnim fragmencie). Na wschód od tej strefy (aktywnej w czasie rozwoju basenu) dochodzi też do przenikania się systemów depozycyjnych wschodnich i zachodnich. Ku wschodowi systemy depozycyjne charakteryzuje już związek w dostawie materiału jedynie z platformą i z drugiej strony ze strefą Marmaroszy i rumuńskim Zagórzem – ma to odzwierciedlenie w profilach elementów tektonicznych, nie zaznaczają się tak wyraźnie wewnątrzbasenowe obszary alimentacyjne. W elementach tektonicznych położonych bardziej na północ (jednostki skolska i borysławsko-pokucka) główne elementy facjalne to młodsze facje, z drugiej strony główna masa w tektonicznych elemen-

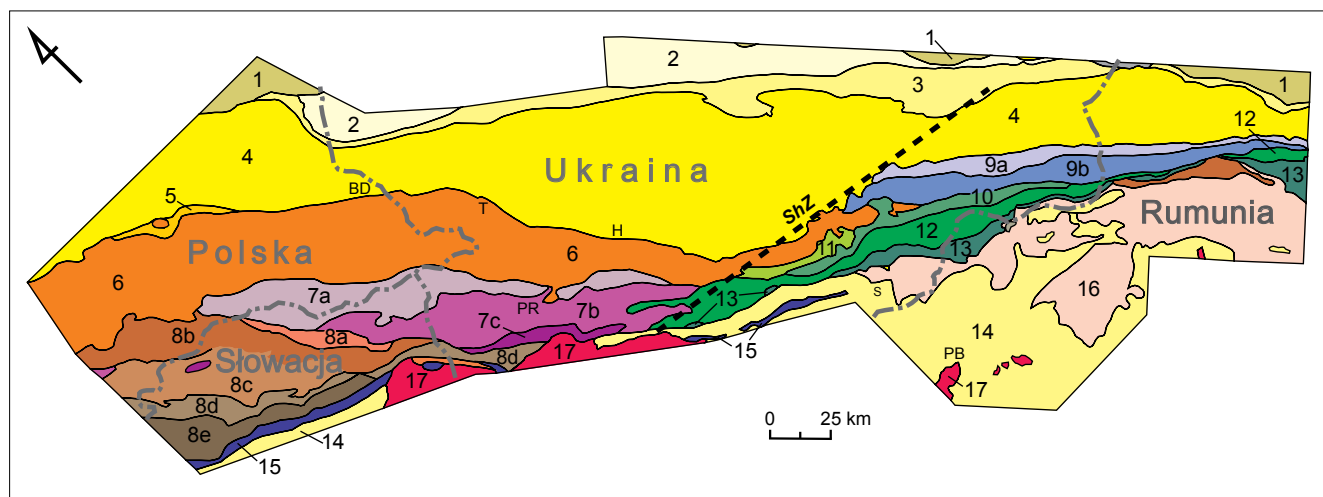


Fig. 1. Szkic geologiczny Karpat zewnętrznych: obszary przygraniczne Polski, Ukrainy, Słowacji i Rumunii

1 – przedgórze Karpat, 2 – utwory miocenu sfaldowane, 3 – jednostka borysławsko-pokucka, 4 – jednostka skolska, 5 – jednostka Węglówki (Holatyn), 6 – jednostka śląska, 7a, b, c – jednostka dukielska, 8a, b, c, d, e – jednostka magurska, 9a, b – jednostka czarnohorska, 10 – jednostka Audia (Burkut), 11 – jednostka krasnoszorska, 12 – jednostka suchowska, 13 – jednostka rachowska, 14 – jednostka marmaroska (drahowska), 15 – pieniński pas skalkowy, 16 – jednostki subbukowińskie i bukowińskie, 17 – neogennie skały wulkaniczne; PB – Poiana Botizii, H – Holatyn, S – Shoporuka, BD – Brzegi Dolne, PR – Polonina Runa, L – Luta, ShZ – strefa Shoporuki (strefa Jasinia–Kosów), T – Turka, Sn – Snina

Geological sketch of Outer Carpathians: borderlands of Poland, Ukraine, Slovakia and Romania

1 – Carpathian Foredeep, 2 – folded Miocene, 3 – Boryslav–Pokuttya Unit, 4 – Skole Unit, 5 – Węglówka (Holatyn) Unit, 6 – Silesian Unit, 7a, b, c – Dukla Unit, 8a, b, c, d, e – Magura Unit, 9a, b – Chornohora Unit, 10 – Audia (Burkut) Unit, 11 – Kasnoszora Unit, 12 – Sukhiv Unit, 13 – Rakhiv Unit, 14 – Marmureş (Dragovo) Unit, 15 – Pieniny Klippen Belt, 16 – Subbucovinian, Bucovinian Units, 17 – Neogene volcanic rocks; PB – Poiana Botizii, H – Holatyn, S – Shoporuka, BD – Brzegi Dolne, PR – Polonina Runa, L – Luta, ShZ – Shoporuka zone (Jasinia–Kosiv zone), T – Turka, Sn – Snina

tach przymarmaroskich to facje dolnokredowe o litotypie facji szypockich. Świadczy to o wyraźnym zwięzieniu basenu głównego (rozwinętego na przedpolu bloku marmaroskiego) i dokumentuje wyniesienie obszaru przymarmaroskiego.

Badania terenowe wskazują, że być może w końcowym etapie formowania górotworu doszło do tektonicznej deformacji nasuniętego górotworu wspólnie z podłożem Karpat – niektóre struktury nasuwcze w orogenie karpackim mogą mieć głębokie zakorzenienie w podłożu, na co wskazują odkryte ostatnio strefy nasunięć o typie „pozasekwencyjnym” (Jankowski, 2007, 2008). Mogą one być odziedziczonymi strefami nieciągłości (opisanymi wyżej). Deformacja podłoża Karpat wspólnie z nasuniętym orogenem mogła mieć istotne znaczenie dla przemodelowania struktur górotworu – w procesie inwersji basenu doszło do reaktywacji starszych struktur tektonicznych, istniejących przed nasunięciem Karpat, a także do inwersji istniejących prawdopodobnie struktur o typie półrowów oraz przedłużenia ku górze struktur i nieciągłości podłoża na obszar nasuniętego orogenu.

Skromna liczba opracowań tektonicznych opartych na obserwacji mezostuktur w skali odsłoneń (np. Aleksandrowski, 1985; Decker i in., 1999; Enfield i in., 1999; Rubinkiewicz, 2007) uwidacznia kilka etapów deformacji tektonicznej. Za istotne w procesie budowania górotworu przedstawia się głównie etapy kompresji, tłumacząc przyczynę wtórnych deformacji zmiennym kierunkiem naprężenia głównego.

Jak wspomniano, początkowy etap układania struktur górotworu „w sekwencji” zmodyfikowały, obserwowane w terenie (Jankowski, 2007), dodatkowe ścięcia tektoniczne o charakterze pozasekwencyjnym, zaburzające pierwotny układ „w sekwencji”. Charakteryzuje je większy kąt ścięcia i odmienny niż w przypadku „w sekwencji” układ kontaktów tektonicznych. Poza interakcją nasuwającego się górotworu ze strukturami podłoża powstawanie nasunięć pozasekwencyjnych może wynikać ze zmiany kierunku transportu tektonicznego bądź ze zmiany wewnętrznej geometrii nasuwającego się górotworu. Tego rodzaju ścięcia są podkreślone kompleksami litologicznymi o typie melanży i są widoczne w obrazie kartograficznym oraz sekcjach sejsmicznych (Jankowski i in., red., 2004; Jankowski, 2007; Probulski, 2008).

Pierwotne powierzchnie nasuwcze z etapu „w sekwencji”, jak i pozasekwencyjne, mogły być reaktywowane jako uskoki przesuwcze (Jankowski, Probulski, w druku). W procesie reaktywacji powierzchni nasuwczych wokół reaktywowanych stref tektonicznych wykształcają się asocjacje uskokiowe w rodzaju struktur o typie „końskiego ogona” albo struktur kwiatowych.

Prawdopodobnie z tzw. ekstensją radialną (stowarzyszoną jeszcze z fazą kompresji, występującą na przedpolu kompresowanego obszaru) można wiązać rozwój potężnych stref uskokiowych prostopadłych do przebiegu głównych elementów tektonicznych (Jankowski, Probulski, w druku), mających istotne znaczenie dla systemu naftowego i dróg migracji węglowodorów. Uskoki te odegrały rolę uskokiów z rozrywania, dzieląc kompresowany obszar na szereg bloków. Prawdopodobnie były one potem wtórnie reaktywowane.

Istotne znaczenie ma etap ekstensji pokompresyjnej (etap kolapsu; Mazzoli i in., 2010; Jankowski, Probulski, w druku). Fragmenty górotworu deformowane kompresyjnie w etapach „w sekwencji” i pozasekwencyjnym mogły ulec rozpadowi. Etap kolapsu obrazują powszechnie widoczne w odsłonięciach uskoki normalne. Wskazują one na reżim ekstensyjny i określają czas kompresji. Zmiana reżimu tektonicznego z kompresyjnego na ekstensyjny powoduje reaktywację wielu uskokiów odwróconych (już jako uskoki normalne), powstałych podczas inwersji basenu. Analiza sekcji sejsmicznych wskazuje na istnienie uskokiów normalnych, niekiedy o znacznym zrzucie. Osłabione strefy nasunięć pozasekwencyjnych uległy reaktywacji, doszło do poszerzenia stref melanży tektonicznego. Etap posttektonicznej ekstensji jest widoczny także w odsłonięciach w obszarze przedpola Karpat zewnętrznych (Rauch, 2009).

We wszystkich strefach Karpat zewnętrznych brak jest wystarczającego odzwierciedlenia w opracowaniach kartograficznych wtórnych deformacji tektonicznych, dokumentujących złożoną ewolucję strukturalną górotworu karpackiego. Ostatnie lata przynoszą jednak kartograficzne potwierdzenie występowania struktur związanych z wtórnymi deformacjami, m.in. nasunięć pozasekwencyjnych (Jankowski, 2009), ale także tych związanych z etapem kolapsu. Analiza istniejących map dostarcza także dowodów na zapis wtórnych deformacji (por. Jankowski, Kopciowski, 2004; Jankowski, 2009).

Szczególnie istotne znaczenie w obrazie kartograficznym Karpat ma strefa kontaktu jednostki śląskiej (krośnieńskiej) ze skolską. Strefa ta, traktowana jako nasunięcie, jest w istocie reaktywowaną strefą uskoku normalnego – widoczna na obszarze Karpat od Brzegów Dolnych, poprzez Turkę, aż do Holatynki (Jankowski i in., red., 2004). Strefy kontaktu (kompresyjne pierwotnie) podjednostek magurskich były prawdopodobnie reaktywowane jako uskoki normalne.

Warto zwrócić uwagę na znaczenie w budowie geologicznej Karpat grawitacyjnego umiejscowienia wielkich mas w strukturach górotworu. Grawitacyjne umiejscowienia znacznych mas skalnych (wielkich pakietów osuwiskowych) miały miejsce już w czasie zamykania basenu, dezorganizując strefy skłonów basenowych (por. Jankowski, 2007, 2008). Przeciążenie skłonów i wyraźny rozrost kroczącego górotworu powodował grawitacyjne schodzenie wielkich bloków osuwiskowych do resztkowego basenu menilitowo-krośnieńskiego. Później, w czasie formowania górotworu, przekroczenie krytycznej wartości kąta przyzmy powodowało remobilizację znacznych pakietów zestalonego już górotworu. W przypadku jednostki magurskiej znaczny jej fragment jest umiejscawiany w strukturach górotworu grawitacyjnie, a nie w wyniku kompresji (Jankowski, 2007, 2008; Jankowski, Margielewski, 2011). Podobnie też umiejscowienie tzw. płata Bonarówki (okolice Krosna) nosi cechy umiejscowienia grawitacyjnego.

Grawitacyjne umiejscowienie szeregu elementów strukturalnych jest widoczne także w innych rejonach Karpat zewnętrznych (Jankowski, 2008; Jankowski, Probulski, w druku). Proces zapełniania przestrzeni w centralnej depresji karpackiej przez potężne zsuwy daje się zauważyć także w sekcjach sejsmicznych (Probulski, 2008). Grawitacyjnym

umiejscowieniem (w tym przypadku jest to zsuw ku południowi, podobnie jak w niektórych miejscach na terenie Karpat polskich) można tłumaczyć niezrozumiałą i niewytłumaczalną tektoniką kompresyjną pozycję tzw. płata połoniny Równiej (por. Jankowski i in., red., 2004).

Proces deformacji całego orogenu kończy pojawienie się w obrębie górotworu niewielkich obszarowo basenów o charakterze zapadlisk śródgórskich (Poprawa, Nemčok, red., 1988–1989), rozwiniętych na zdeformowanym i nasuniętym górotworze.

WNIOSKI

1. Na obszarze Karpat zewnętrznych można korelować jedynie elementy tektoniczne, jeśli wykartowane są strefy ścięcia (tylko do stref rozłamów); możliwość korelacji dotyczy jedynie fragmentu górotworu.

2. W przypadku Karpat zewnętrznych można mówić jedynie o jednostkach tektonicznych, których profile tylko w części nawiązują do poszczególnych stref w basenie, nie można utożsamiać elementów tektonicznych z subbasenami lub basenami.

3. Historia rozwoju basenu to w istocie historia nakładania się systemów depozycyjnych.

4. Model tworzenia przestrzeni akomodacyjnej zarówno w obszarze Karpat wewnętrznych, jak i zewnętrznych jest podobny.

5. Istotną rolę w procesie formowania górotworu grały wtórne deformacje tektoniczne, tj. nasunięcia pozasekwencyjne.

6. Ważne znaczenie dla ostatecznego uformowania górotworu miał proces kolapsu posttektonicznego.

7. Grawitacyjne umiejscawianie mas skalnych miało istotne znaczenie zarówno na etapie zamykania basenu, jak też w procesie układania górotworu.

LITERATURA

- ALEKSANDROWSKI P., 1985 — Tektonika regionu babiogórskiego: interferencja zachodnio- i wschodniokarpackich kierunków fałdowych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **55**, 3/4: 375–422.
- BASZKIEWICZ A., DZIADZIO P., PROBULSKI J., 2001 — Stratygrafia sekwencji, petrogenesa i potencjał zbiornikowy piaskowców istebniańskich w zachodniej części fałdu Iwonicza Zdroju. *Prz. Geol.*, **49**, 5: 417–424.
- BIRKENMAJER K., 1974 — Jednostki litostratygraficzne jury i kredy w pienięskim pasie skałkowym Polski. *Stud. Geol. Pol.*, **95**.
- BIRKENMAJER K., 1977 — The Pieniny Klippen Belt and major subduction zone in the West Carpathians. *Proc. 11th Congr. Carpath. Balk. Geol. Assoc.*, Kiev.
- BIRKENMAJER K., 2001 — Pieniny Klippen Belt. Introduction. 12th Meeting of the Association of European Geological Societies (red. A. Paulo, M. Krobicki). *Field Trip Guide*: 127–138. Kraków.
- BRADLEY D.C., KIDD W.S.F., 1991 — Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **103**: 1416–1438.
- BUDAY T. (red.), 1960 — Geologická Mapa CSSR 1:200 000. M-33-XXIX-Brno.
- BUDAY T. (red.), 1961 — Geologická Mapa CSSR 1:200 000. M-33-XXX-Gottwaldov.
- BUŁA Z., HABRYN R. (red.), 2008 — Atlas geologiczno-strukturalny podłoża paleozoicznego Karpat zewnętrznych i zapadlika przedkarpackiego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BUSBY C.J., INGERSOLL R.V. (red.), 1995 — Tectonics of sedimentary basins. Blackwell Science, Cambridge, Massachusetts.
- CIESZKOWSKI M., 1992 — Strefa Michalczowej – nowa jednostka strefy przedmagurskiej w zachodnich Karpatach fliszowych i jej geologiczne otoczenie. *Kwart. AGH, Geologia*, **18**, 1/2.
- DADLEZ R., JAROSZEWSKI W., 1994 — Tektonika. PWN, Warszawa.
- DECKER K., TOKARSKI A.K., JANKOWSKI L., KOPCIEWSKI R., NESCIERUK P., RAUCH M., REITER F., 1999 — Structural development of Polish segment of the Outer Carpathians (eastern part). *Guide-book of 5th Carpathian Tectonic Workshop*: 26–29. Kraków.
- DECKER K., PERESSON H., 1998 — Miocene to present-day tectonics of the Vienna Basin transform fault. *W: Links between the Alps and the Carpathians. XVI Congress of the Carpathian Balkan Geological Association*: 33–36. Geologische Bundesanstalt, Vienna.
- ENFIELD M.A., WATKINSON M.P., BLUNT E.P., PHILPS B.R., VANGELOV D., DIMOV D., DILOV T., JANKOWSKI L., SEYMOUR M., 1999 — The use of structural modelling in hydrocarbon exploration, Central Polish Carpathians. *Karpacka Konferencja Naukowa. Przemysł Naftowy i Nauka – razem w XXI wiek*: 35–36. Geonafta, Kraków.
- GOLONKA J., GAHAGAN L., KROBICKI M., MARKO F., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., 2006 — Plate-tectonic evolution and the paleogeography of the circum-Carpathian region. *AAPG Memoir*, **84**: 11–46.
- GOLONKA J., KROBICKI M., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., SŁOMKA T., 2003 — Geodynamic evolution and paleogeography of the Polish Carpathians and adjacent area during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic – earliest Cretaceous). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **208**: 138–158.
- GOLONKA J., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., 2000 — Late Carboniferous–Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **70**: 107–136.
- GRAD M., GUTERCH A., RANDY KELLER R.G., JANIK T., HEGEDÜS E., VOZAR J., ŚLĄCZKA A., TIIRA T., YLINIEMI J., 2006 — Litospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CEL-EBRATION 2000 seismic profile CEL05. *J. Geoph. Res.*, **111**: 1–23.

- GUCIK S., PAUL Z., ŚLĄCZKA A., ŻYTKO K., 1980 — Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Przemyśl–Kaliników. Mapa bez utworów czwartorzędowych. Wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- JANKOWSKI L., 2004 — Rozwój karpackiej przymy akrecyjnej – ujęcie koncepcyjne. *Mat. LXXV Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 98–99. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- JANKOWSKI L., 2007 — Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **426**: 27–52.
- JANKOWSKI L., 2008 — Kompleksy chaotyczne Karpat polskich. *Mat. Konf. Przewodnik sesji terenowej*: 26–88. Państw. Inst. Geol., Oddz. Karpacki, Kraków.
- JANKOWSKI L., 2009 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Łupków. Państw. Inst. Geol., Warszawa [dok. elektroniczny].
- JANKOWSKI L., KOPCIOWSKI R., 2004 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Żmigród Nowy. Państw. Inst. Geol., Warszawa [dok. elektroniczny].
- JANKOWSKI L., KOPCIOWSKI R., RYŁKO W. (red.), 2004 — Geological Map of the Outer Carpathians; Borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia, 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- JANKOWSKI L., KOPCIOWSKI R., RYŁKO W. (red.), 2007 — Geological Map of the Outer Carpathians; Borderland of Ukraine and Romania, 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- JANKOWSKI L., MARGIELEWSKI W., 2011 — Strukturalne uwarunkowania rzeźby Karpat. *Mat. IX Zjazdu Geomorfologów Polskich*. Streszczenia: 65–66. Poznań.
- JANKOWSKI L., PROBULSKI J., w druku — Próba odtworzenia historii rozwoju tektoniczno-basenowego Karpat zewnętrznych na przykładzie budowy geologicznej obszarów złóż węglodorów Grabownica, Strachocina i Łodyna oraz ich otoczenia. *Geologia AGH*.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., JANKOWSKI L., 2011 — Analiza geochemiczna i korelacje genetyczne czarnych łupków w jednostkach tektonicznych Karpat zewnętrznych w południowo-wschodniej Polsce i na obszarze przyległym. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **444**: 73–98.
- JUGOWIEC-NAZARKIEWICZ M., JANKOWSKI L., 2001 — Biostratygrafia nanoplanktonowa margli żegocińskich; nowe spojrzenie na budowę geologiczną strefy lanckorońsko-żegocińskiej. *Prz. Geol.*, **49**, 12: 1186–1190.
- KOPCIOWSKI R., 2007 — Rozwój facjalny i paleogeografia podjednostki Siar płaszczowiny magurskiej na południe od Gorlic. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **426**: 91–114.
- KOTLARCYK J., 1988 — Problemy sedimentologii, stratygrafii i tektoniki Karpat przemyskich oraz ich najbliższego przedpola. Wycieczka A. Przew. 59. Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 1–82. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KOVÁČ M., KRÁL J., MÁRTON E., PLAŠIENKA D., UHLER P., 1994 — Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, palaeomagnetic, sedimentary and structural data. *Geol. Carpath.*, **45**: 83–96.
- KOVÁČ M., NAGYMAROSY A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., CSONTOS L., MARUNTEANU M., MATENCO L., MORTON M., 1998 — Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian region during miocene. *W: Geodynamic development of the Western Carpathians* (red. M. Rakus): 189–217. Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava.
- KRZYWIEC P., 1999 — Miocenska ewolucja tektoniczna wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Przemyśl–Lubaczów) w świetle interpretacji danych sejsmicznych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**: 249–276.
- KRZYWIEC P., 2001 — Contrasting tectonic and sedimentary history of the central and eastern parts of the Polish Carpathian foredeep basin – results of seismic data interpretation. *Marine Petrol. Geol.*, **18**: 13–38.
- KRZYWIEC P., 2006 — Geodynamiczne i tektoniczne uwarunkowania ewolucji basenów przedgórskich, z odniesieniami do zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, **54**, 5: 404–412.
- KRZYWIEC P., JOCHYM P., 1997 — Charakterystyka miocenskiej strefy subdukcji Karpat polskich na podstawie wyników modelowań ugięcia litosfery. *Prz. Geol.*, **45**, 8: 785–792.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1962 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 1:600 000, z. 13. Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach zewnętrznych. Inst. Geol., Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1971 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Zawoja. Wyd. Geol., Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1972 — Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika, cz. 3. Karpaty. Wyd. Geol., Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1977 — Hipoteza ruchów kier litosfery a powstanie Karpat. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **47**: 329–353.
- LEXA J., BEZAK V., ELECKO M., MELLO J., POLAK M., VOZAR J., 2000 — Geological map of the Western Carpathians and adjacent areas, 1:500 000. Bratislava.
- MAHEL M. (red.), 1974 — Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Geol. Inst. D. Stura, Bratislava.
- MALATA T., POPRAWA P., 2006a — Ewolucja subbasenu skolskiego. *W: Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego* (red. N. Oszczytko i in.): 101–110. Inst. Nauk Geol., Kraków.
- MALATA T., POPRAWA P., 2006b — Ewolucja subbasenu skolskiego. *W: Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego* (red. N. Oszczytko i in.): 127–131. Inst. Nauk Geol., Kraków.
- MAZZOLI S., JANKOWSKI L., SZANIAWSKI R., ZATTIN M., 2010 — Low-T thermochronometric evidence for post-thrusting (<11 Ma) exhumation in the Western Outer Carpathians, Poland. *C. R. Geoscience*, **342**: 162–169.
- NEMČOK M., NEMČOK J., WOJTASZEK M., LUDHOVA L., KLECKER R.A., SERCOMBE W.J., COWARD M.P., KEITH Jr. J.F., 2000 — Results of 2D balancing along 20° and 21°30' longitude and pseudo-3D in the Smilno tectonic window: implications for shortening mechanisms of the West Carpathian accretionary wedge. *Geol. Carpath.*, **51**, 5: 281–300.
- OSZCZYPKO N., 1991 — Stratigraphy of the Paleogene deposits of the Bystrica Subunit (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci.*, **39**: 415–431.
- OSZCZYPKO N., 1992 — Late Cretaceous trough Paleogene evolution of Magura Basin. *Geol. Carpath.*, **43**: 333–338.
- OSZCZYPKO N., 2006 — Pozycja polskich Karpat zewnętrznych w łuku alpejskim oraz etapy ich rozwoju. *W: Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego* (red. N. Oszczytko i in.): 9–18. Inst. Nauk Geol., Kraków.
- OSZCZYPKO N., KRZYWIEC P., LEMBERGER M., STEFANIUK M., PIETSCH K., TRYGAR H., 1998 — Integrated

- geological-geophysical interpretation of the Rzeszów–Smilno profile (Western Carpathians). Carpath. Balk. Geol. Assoc. XVI Congress. Abstracts. Geol. Surv. Austria.
- OSZCZYPKO-CLOWES M., OSZCZYPKO N., WÓJCIK A., 2009 — New data on the late Badenian–Sarmatian deposits of the Nowy Sącz Basin (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians) and their palaeogeographical implications. *Geol. Quart.*, **53**, 3: 273–292.
- POPRAWA P., MALATA T., PECSKAY Z., BANAŚ M., 2004 — Geochronology of crystalline basement of the Western Carpathians' sediment source areas – preliminary data. *Miner. Soc. Spec. Papers*, **24**: 329–332.
- POPRAWA D., NEMČOK J. (red.), 1988–1989 — Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland. Wyd. Geol., Warszawa.
- PROBULSKI J., 2008 — Osady chaotyczne Karpat w obrazie metod geofizyki poszukiwawczej. W: Kompleksy chaotyczne Karpat polskich (red. L. Jankowski): 1–3. Mat. Konf. Kraków – Polańczyk.
- RAUCH M., 2009 — Neogene stress field in the central and eastern parts of the Outer Polish Carpathian Foredeep. *Geodinamica Acta*, **22**, 1/2: 99–110.
- ROYDEN L., 1993 — Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, **12**, 3: 629–638.
- RUBINKIEWICZ J., 2007 — Fold-thrust-belt geometry and detailed structural evolution of the Silesian nappe – eastern part of the Polish Outer Carpathians (Bieszczady Mts.). *Acta Geol. Pol.*, **57**: 479–508.
- SCHMID S., BERNOULLI D., FUGENSCHUH B., MATENCO L., SCHEFER S., SCHUSTER R., TISCHLER M., USTASZEWSKI K., 2008 — The Alpine–Carpathian–Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.*, **10**: 139–183.
- SIKORA W., ŻYTKO K., 1959 — Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. *Biul. Inst. Geol.*, **141**: 61–204.
- SŁOMKA T., 1995 — Głębokomorska sedymentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat. *Pr. Geol. PAN*, **139**: 1–131.
- STEFANIUK M., 2003 — Regionalne badania magnetotelluryczne w polskich Karpatach Wschodnich. *Geologia*, **29**, 3/4: 31–168.
- ŚWIDZIŃSKI H., 1971 — O rozmiarach przesunięć poziomych w północnych Karpatach fliszowych. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **41**, 1: 181–219.
- TEISSEYRE W., 1920–1922 — O stosunku wewnętrznych brzegów zapadlin przedkarpackich do krawędzi fliszu karpackiego. *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, **1**, 2: 123–138.
- TOLWIŃSKI K., 1950a — Brzeg Karpat. *Acta Geol. Pol.*, **1**, 1: 36–40.
- TOLWIŃSKI K., 1950b — Karpaty pokuckie. *Acta Geol. Pol.*, **1**, 3: 251–255.
- WAGNER R. (red.), 2008 — Tabela stratygraficzna Polski. Karpaty. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WARCHOŁ M., 2007 — Architektura depozycyjna warstw magurskich w strefie Siar na południe od Gorlic (płaszczowina magurska, polskie Karpaty zewnętrzne). *Prz. Geol.*, **55**, 7: 601–610.
- WIECZOREK J., 1993 — Pasywne brzegi Tetydy – zagadnienia ogólne. *Techn. Poszuk. Geol.*, **4**: 31–50.
- ŻYTKO K., 1982 — The Atlantic, the Indian Ocean and main linear fracture zone of the post-Variscan Europe. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **52**, 1/4: 3–33.
- ŻYTKO K., 1999 — Korelacja głównych strukturalnych jednostek Karpat Zachodnich i Wschodnich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**: 135–164.

SUMMARY

The paper is a comment on current state of knowledge of the Carpathian orogene, concerning particularly the Outer Carpathians covered by maps, which have been already published by authors. Results of fieldworks allow critical approach to many earlier hypotheses on formation of the Carpathian massif as well as its geotectonic position. New (made by authors) reconnaissance of sequence of the depositional systems and sequence of tectonic deformation stages reveals a lot of mistakes in creation of some Carpathian facial members and so called tectono-facial units.

In author's opinion mentioned above tectono-facial units can be understood as tectonic units only. Fieldworks done in order to correlation of these units indicate that they are tectonic elements and their connection with particular zones of basin is only partial. Recognition of character of some facies (e.g. Sojmul conglomerates and e.g. Inoceramian beds) indicates that area of the Outer and Inner Carpathians, has considerably common basinal and tectonic history. Moreover, field analysis of geological sequences in many sites indicates that history of the Carpathian basin is the history of succeeding, changing in the area and extend, depositional systems. The Carpathian basin evolved in changeable, compressional and extensional tectonic regimes. Recent observations sug-

gest also the existence of shallow water facies in particular depositional systems. Deepwater, so called flysch facies did not play predominant role during the history of evolution of this basin. The alimentation areas supplying clastic material for the Carpathian basin could have been situated in the proximity of the Carpathian thrust belt.

The complex process of creation of the Carpathian thrust belt comprised many stages of tectonic deformations. The first stage of the creation of the Carpathian orogene, called “in sequence stage” consisted in adding of succeeding tectonic elements detached from the basin, to the front of thrust belt stepping (moving) to the north. The secondary tectonic deformations played significant role in development of the thrust belt. The stage of out-of-sequence thrust and the stage of strike-slips were important for geometry of the Carpathian orogene. Stage of posttectonic extension (collapse of orogeny) revealed in many outcrops as normal faulting, was crucial for present geometry of the Carpathian thrust belt. Process of gravitational emplacement of large elements of the thrust belt in the structure of orogene was very important for creation of the Carpathians. It took place during the stage of basin infilling (sedimentary chaotic complexes) and during the stage of thrust belt creating.