

## Model późnojurańsko-wczesnomiocenijskiej ewolucji tektonicznej zachodnich Karpat zewnętrznych

Paweł Poprawa\*, Tomasz Malata\*\*



P. Poprawa



T. Malata

**Model of late Jurassic to early Miocene tectonic evolution of the Western Outer Carpathians.** *Prz. Geol.*, 54: 1066–1080.

*S u m m a r y.* At the end of the Jurassic and beginning of the Cretaceous in the Western Outer Carpathians (WOC) rift-related extension led to development of: the deep marine grabens with flysch and pelagic sedimentation, the zones of shallow marine carbonate sedimentation, and the elevated horsts, supplying the basins with sediments. Transition to the Early Cretaceous and Cenomanian post-rift thermal sag stage was responsible for a general ceasing of tectonic activity in the source areas and unification of the previous sub-basins. In Barremian–Albian time, the northern, external sources for sediments were uplifted due to compression, presumably caused by the orogenic collision in the Middle and Outer Dacides and/or collision related to subduction of the Penninic Ocean. The Silesian Ridge, rapidly elevated and eroded during Late Cretaceous and Paleocene, is interpreted here as an active thick-skinned thrust belt.

Nappe stacking in that area and stress transmission towards foreland caused flexural subsidence of the proximal zone (the inner Silesian Basin) and uplift in the distal zone (including: the outer Silesian Basin, the Subsilesian facies zone, the Skole Basin and the northern sediment source areas). The Eocene alternating shallow marine deposition in the Silesian Ridge and its exposition for erosion is interpreted as controlled by both eustatic sea level changes and episodic tectonic activity. At this time new thick-skinned thrust belt developed south of the Magura Basin, which supplied vast amount of detritus for the Magura Beds. The Eocene tectonic shortening and deformations in the Southern Magura Ridge and development of the accretionary prism caused flexural bending of its broad foreland, subsidence and relative facies unification of the basins and decrease of activity of the source areas located north of the Magura Basin. The Oligocene progress of plates/microplates convergence and relocation of the zone of tectonic shortening towards the north led to compressional uplift of the source areas located both to the north of the WOC basins and to the south of the Silesian facies zone, the later composed of crystalline basement, as well as sediments of the Magura Unit. That sources supplied with detritus the Upper Oligocene–Lower Miocene Krosno Beds, being a diachronic continuation of synorogenic deposition of the Magura Beds. During the Late Cretaceous–Paleogene–Early Miocene, an important tectonic shortening across the WOC took place, accommodated mainly in the source areas. This indicates that the palaeogeographic relationships between the Silesian Basin, the Magura Basin and the Central Carpathian Paleogene Basin were changing during the Cretaceous and Cainozoic. In the time span of Albian to Oligocene in the zone palaeogeographically located between the Magura Basin and the Central Carpathians three separate source areas were active, each characterized by a different geological setting. These sources were replacing each other in time, suggesting significant collisional and/or strike slip reorganisation of the zone during that period. The collision of the WOC evolved in time from thick-skinned mode during the Late Cretaceous–Paleogene to thin-skinned one during the Middle Miocene.

**Key words:** Outer Carpathians, Mesozoic, Cainozoic, sedimentary basin, source area, tectonics

Celem niniejszego artykułu jest dyskusja na temat procesów tektonicznych, jakie mogły kontrolować późnojurańską do wczesnomiocenijską ewolucję systemu „baseny sedymentacyjne–obszary źródłowe” zachodnich Karpat zewnętrznych — ZKZ (ryc. 1). Artykuł ten jest próbą zestawienia w spójny model wniosków uzyskanych z analizy subsydencji tektonicznej basenów sedymentacyjnych ZKZ (Poprawa i in., 2002) oraz z badań historii wypiętrzania obszarów źródłowych dla materiału detrytycznego wspomnianych basenów, opartych o analizę tempa depozycji (Poprawa i in., 2006). Wnioski te zostały ponadto skonfrontowane z wykształceniem facjalnym osadowego wypełnienia basenów ZKZ (por. ryc. 2), a częściowo również z przesłankami wynikającymi z analizy zespołów karpaccich egzotyków.

Odtworzenie mechanizmów geotektonicznych, powodujących powstanie i kontrolujących ewolucję zachodnich Karpat zewnętrznych jest trudne. Wiąże się to przede wszystkim z odkłuciem osadowego wypełnienia basenów

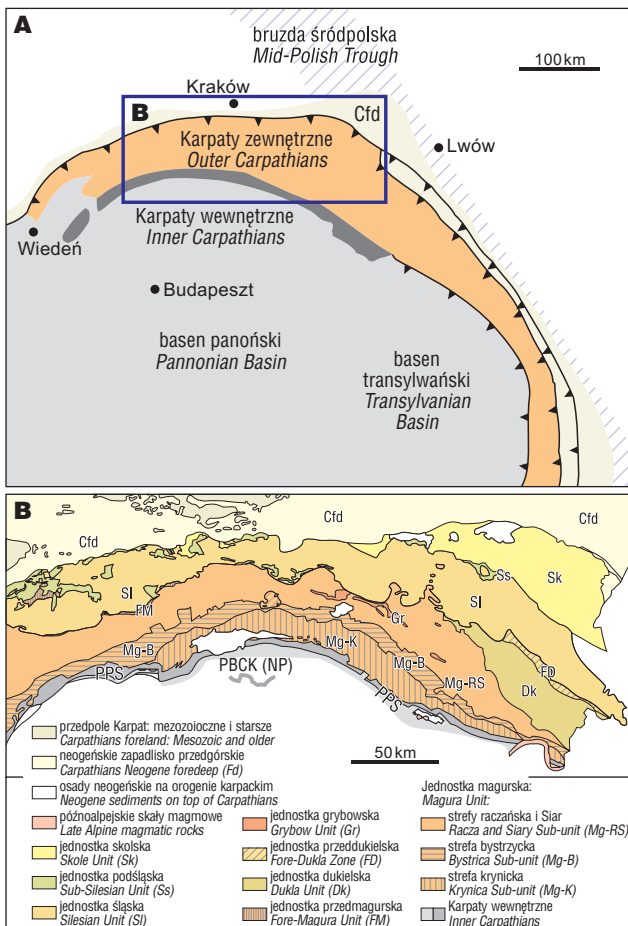
ZKZ od ich pierwotnego podłoża, jego zdeformowaniem oraz znaczącym, tektonicznym transportem na zewnątrz od strefy orogenicznej, a także z brakiem w obecnej strukturze orogenu elementów/jednostek reprezentujących obszary źródłowe. W efekcie w ostatnich dziesięcioleciach dla ZKZ zaproponowano wiele genetycznych modeli, niekiedy wzajemnie się wykluczających.

Nowak (1927) przedstawił hipotezę, według której Karpaty zewnętrzne rozwinęły się na zalanym morzem, hercyńsko-kaledońskim paśmie górskim. Materiał detrytyczny był, według tej koncepcji, dostarczany do depresji z wysp, będącym zerodowanym czołem płaszczowin hercyńskich. Z kolei Książkiewicz (1960a) zaproponował model, według którego wypiętrzanie obszarów źródłowych dla basenów ZKZ wiązało się z ruchem podskorupowych mas, podsuwających się pod nie, a odsuwających się od rowów, co z kolei powodowało ich subsydencję.

Począwszy od lat siedemdziesiątych ubiegłego stulecia przedstawiono w kilku uzupełniających się wariantach hipotezy o ryftowym pochodzeniu basenów ZKZ. Według poszczególnych autorów ekstensja miała doprowadzić do powstania oceanicznej litosfery (np. Birkenmajer, 1976, 1988; Ney, 1976; Sikora, 1976; Oszczytko, 1999, 2004), bądź też ściśnionej litosfery kontynentalnej lub przejściowej między oceaniczną a kontynentalną (np. Książkiewicz, 1977; Winkler & Ślęczka, 1994; Golonka i in., 2000; Nemčok i in., 2001; Poprawa i in., 2002). Istnieją istotne

\*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; pawel.poprawa@pgi.gov.pl

\*\*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpaccy, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; tmal@vp.pl



**Ryc. 1.** A — lokalizacja obszaru badań. Cfd — zapadlisko przedkarpackie, B — uproszczona mapa tektoniczna polskiej części Karpat zewnętrznych (wg Żyto i in., 1989). PBCK (NP) — paleogeński basen centralnych Karpat, niecka podhalańska, PPS — pieniński pas skałkowy

**Fig. 1.** A — location of the studied area. Cfd — Carpathian Foredeep, B — simplified tectonic map of the Polish part of Outer Carpathians (after Żyto et al., 1989). PBCK (NP) — Central Carpathian Paleogene Basin, Podhale Trough, PPS — Pieniny Klippen Belt

kontrowersje co do wieku ryftowania i ekstensji w basenach ZKZ, które według różnych autorów odbyły się w okresie od wczesnej do środkowej jury (Golonka i in., 2000; Oszczypko, 2004), późnej jurze (Poprawa & Malata, 1996; Poprawa i in., 2002; Słomka i in., 2002), wczesnej kredzie (Narebski, 1990; Nemčok i in., 2001), bądź również w późnej kredzie–eocenie (Jankowski, 2004; Działo i in., 2005).

Wielu autorów przyjmuje, że na pewnym etapie rozwoju basenów zachodnich Karpat zewnętrznych zaczęły dominować procesy orogeniczne lub co najmniej reżim kompresyjny (np. Sikora, 1976; Săndulescu, 1988; Świerczewska & Tokarski, 1998; Hoffmann, 1992, 2001; Oszczypko, 1999, 2004; Poprawa i in., 2002, 2004, 2006). Według Sikory (1976) w późnej kredzie w ZKZ następowała subdukcja, podczas której akrecji do płyty europejskiej ulegały mikrokontynenty (terrany?), tworzące kordyliery oraz powstawały łuki wyspowe. Podobnie, późnokredową subdukcją, stanowiącą kontynuację przed-późnoalbskiej subdukcji w zewnętrznych Dacydach, Oszczypko (2004) tłumaczy ówczesne, przypuszczalne skracanie w basenie śląskim.

Rolę procesów kolizyjnych w rozwoju ZKZ sugerowali również Săndulescu (1988) i Hoffmann (1992, 2001), według których wyniesienie śląskie stanowiło zachodnie przedłużenie wczesnokredowej strefy orogenicznej środkowych i zewnętrznych Dacydów. Przesłanki na rzecz późneokredowo–paleogeńskich deformacji kompresyjnych, związanych z konwergencją, zachodzących w strefach źródłowych dla basenów ZKZ, przedstawili z kolei Poprawa i in. (2004, 2006) oraz Malata i in. (2005). Według tych autorów strefę skracania i tektoniki nasuwczo-fałdowej w późnej kredzie i paleocenie stanowiło wyniesienie śląskie, w eocenie zaś wyniesienie magurskie. Jankowski (2000) i Oszczypko (2004) natomiast jako mechanizm wypiętrzania obszarów źródłowych, zwłaszcza grzbietu śląskiego, zaproponowali strukturalną inwersję w reżimie kompresyjnym starszych uskoków ekstensyjnych. Pierwszy z powyższych autorów wskazywał ponadto na możliwy, alternatywny mechanizm kompresyjnego powstawania wyniesień, związanych z rozwojem antyklinalnych stref nadnasuwczych nad tworzącymi się odkłuciami.

Także tektonika przesuwcza była brana pod uwagę jako główny czynnik, powodujący subsyduję basenów ZKZ oraz wypiętrzanie ich obszarów źródłowych. Olszewska i Wieczorek (2001) postulowali w odniesieniu do basenu śląskiego mechanizm pull-apart, związany z tytońsko-beriańskim ryftowaniem skośnym do płyty euroazjatyckiej. Natomiast Golonka i in. (2006) sugerowali, że tektonika przesuwcza była odpowiedzialna za wypiętrzanie i powstawanie topografii wyniesienia śląskiego i podśląskiego, stanowiących zatem odpowiednik struktury typu *pop-up*.

Powyższy, bardzo pobieżny przegląd najważniejszych koncepcji geotektonicznych, stosowanych w celu zrozumienia genezy i historii systemu „baseny sedymentacyjne–obszary źródłowe” zachodnich Karpat zewnętrznych ilustruje, na jak rozbieżne wnioski pozwala istniejąca obecnie faktografia. Niniejsza praca prezentuje model wstępnie przetestowany przez Poprawę i in. (2002, 2004, 2006), który weryfikowano poprzez próbę subiektywnej konfrontacji cech rozwoju ZKZ z cechami wskaźnikowymi dla mechanizmów tektonicznych, stwierdzanych w tego typu systemach. Szczególny nacisk położono na historię pionowych ruchów podłoża zarówno basenów, jak i ich obszarów źródłowych (por. ryc. 3).

### Tektoniczny model ewolucji obszarów źródłowych i basenów zachodnich Karpat zewnętrznych

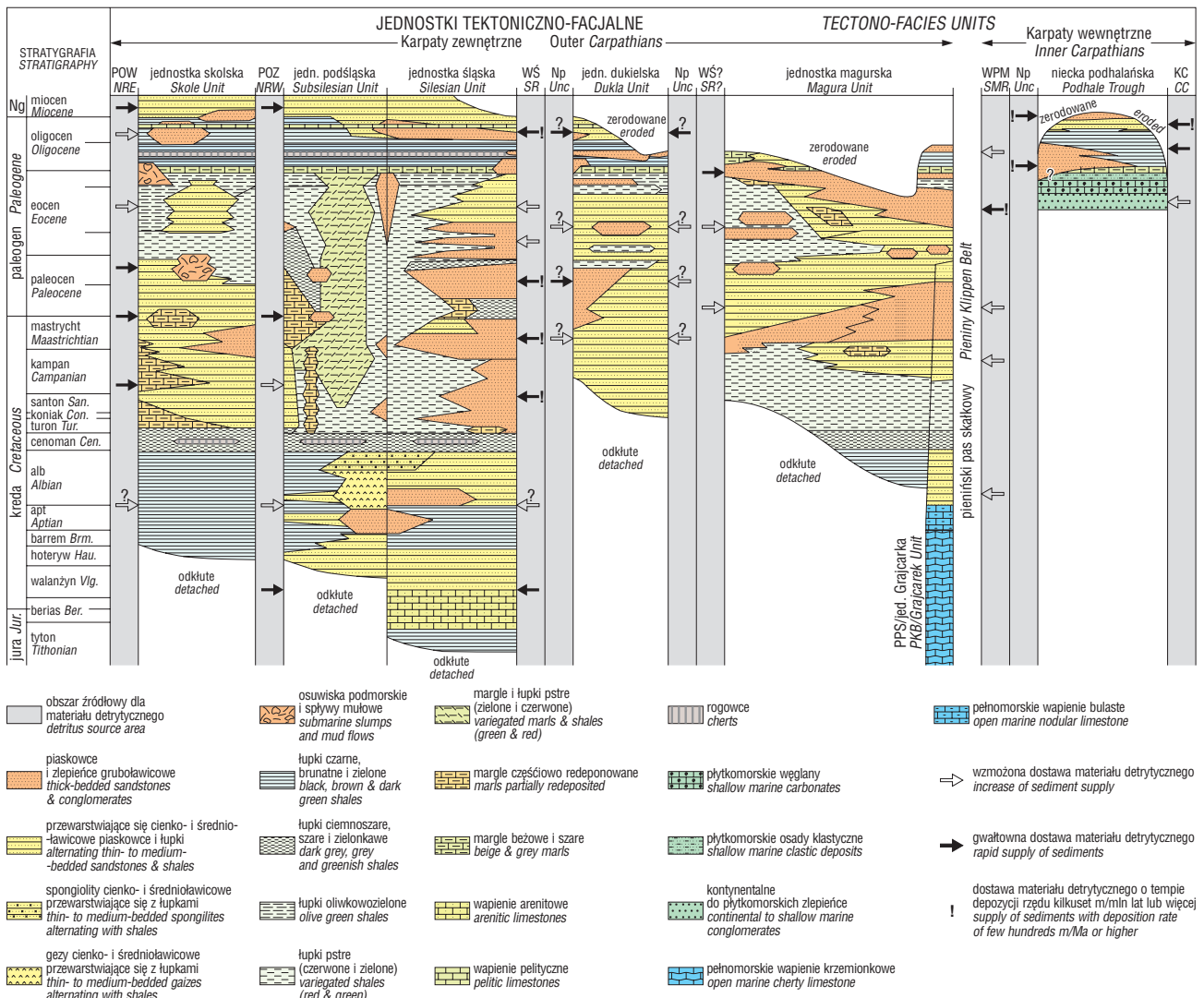
**Synryftowa ekstensja oraz poryftowa subsyduja termiczna (tyton–cenoman).** Na podstawie wyników analizy subsyduencji tektonicznej (Poprawa & Malata, 1996; Poprawa i in., 2002) oraz analizy tempa depozycji materiału detrytycznego (Poprawa i in., 2006) stwierdzono, że rozwój systemu basenów sedymentacyjnych zachodnich Karpat zewnętrznych i ich obszarów źródłowych pod koniec jury i na początku wczesnej kredy był kontrolowany przez ekstensję, prawdopodobnie związaną z ryftowaniem. Prowadziła ona do wykształcenia się szeregu ekstensyjnych, ulegających szybkiej subsyduencji rowów oraz wypiętrzanych bądź stagnujących grzbietów, rozdzielonych strefami uskokowymi, a w efekcie do znacznych, obocznych kontrastów facjalnych utworów tego wieku (ryc. 4a). Pozwala to wytłumaczyć m.in. obecność w strefach basenowych znaczących różnic środowisk depozycyjnych, obserwowanych pomiędzy bachowicką strefą głębokomorskiej, pelagicznej sedymentacji węglanowej

(Książkiewicz, 1956; 1960b; Malata & Olszewska, 1998), a cieszyńskim subbasenem fliszowym, dodatkowo rozdzielonym na tektoniczne rowy Wiślicy i Goleszowa (Słomka, 1986; Matyszkiewicz & Słomka, 1994).

Obecności rozległych stref płytkomorskiej sedymentacji węglanowej pod koniec jury raz na początku kredy, równoległych z głębokomorską sedymentacją w strefach rowów, dowodzą z kolei liczne egzotyki i olistolity zróżnicowanych facjalnie wapieni typu sztramberskiego, dostarczane do młodszych basenów fliszowych zarówno ze źródeł na ich obrzeżeniu, jak i źródeł lokowanych pomiędzy poszczególnymi basenami (np. Morycowa, 1968, 1988; Eliáš & Eliášová, 1984; Hoffmann, 1992; Kołodziej, 1997). Na występowanie stref tektonicznie wypiętrzanych i szybko erodowanych wskazuje podwyższone tempo depozycji osadów warstw cieszyńskich (Poprawa i in., 2006). Aktywność stref uskokowych powo-

dowała powstawanie skarp, wzdłuż których dochodziło do ruchów masowych oraz depozycji słabo wysortowanego allodapicznego fliszu (ryc. 4a; por. Książkiewicz, 1958; Matyszkiewicz & Słomka, 1994; Słomka, 1986; Słomka i in., 2002).

Istnienia fazy ekstensji w basenach zachodnich Karpat zewnętrznych w późnej jurze oraz na przełomie jury i kredy dowodzą pośrednio przesłanki na występowanie, genetycznie związanej z nią, fazy poryfrowej subsydencji termicznej (ryc. 3b–e; Poprawa & Malata, 1996; Poprawa i in., 2002). Przejście do tego etapu rozwoju zaczęło się z początkiem kredy, a kontynuował się on aż do cenomanu, z wyraźnym zaburzeniem omawianego trendu w barremie–albie. Regionalna subsydencja termiczna powodowała ujednoczenie basenu oraz zmniejszenie kontrastów topograficznych (ryc. 4b), zarówno w basenie, co dokumentuje analiza kierunków transportu (Koszarski &



**Ryc. 2.** Uproszczona litostratygrafia basenów sedymentacyjnych zachodnich Karpat zewnętrznych (oparta na Leszczyński & Malik, 1996; a także Książkiewicz, 1962; Koszarski, 1985 oraz Oszczytko, 2004; uzupełniona). POW — północne obrzeżenie (wschód), POZ — północne obrzeżenie (zachód), WŚ — wyniesienie śląskie, PPS — pieniński pas skałkowy, WPM — wyniesienie południowomagurskie, KC — Karpaty centralne, Np — obszar źródłowy nieokreślony. Znaki zapytania oznaczają źródła materiału detrytycznego o niepewnej lokalizacji

**Fig. 2.** Simplified lithostratigraphy of the Western Outer Carpathian sedimentary basins (based on Leszczyński & Malik, 1996; as well as Książkiewicz, 1962; Koszarski, 1985 and Oszczytko, 2004; supplemented). NRE — Northern rim (east), NRW — Northern rim (west), SR — Silesian Ridge, PKB — Pieniny Klippen Belt, SMR — Southern Magura Ridge, CC — Central Carpathians, Unc — Uncertain source area. Question marks indicate uncertain location of detritus source area



Ślącza, 1973), jak i w strefach go obrzeżających, na co z kolei wskazuje ogólna tendencja do spadku tempa depozycji we wczesnej kredzie i cenomanie (Poprawa i in., 2006).

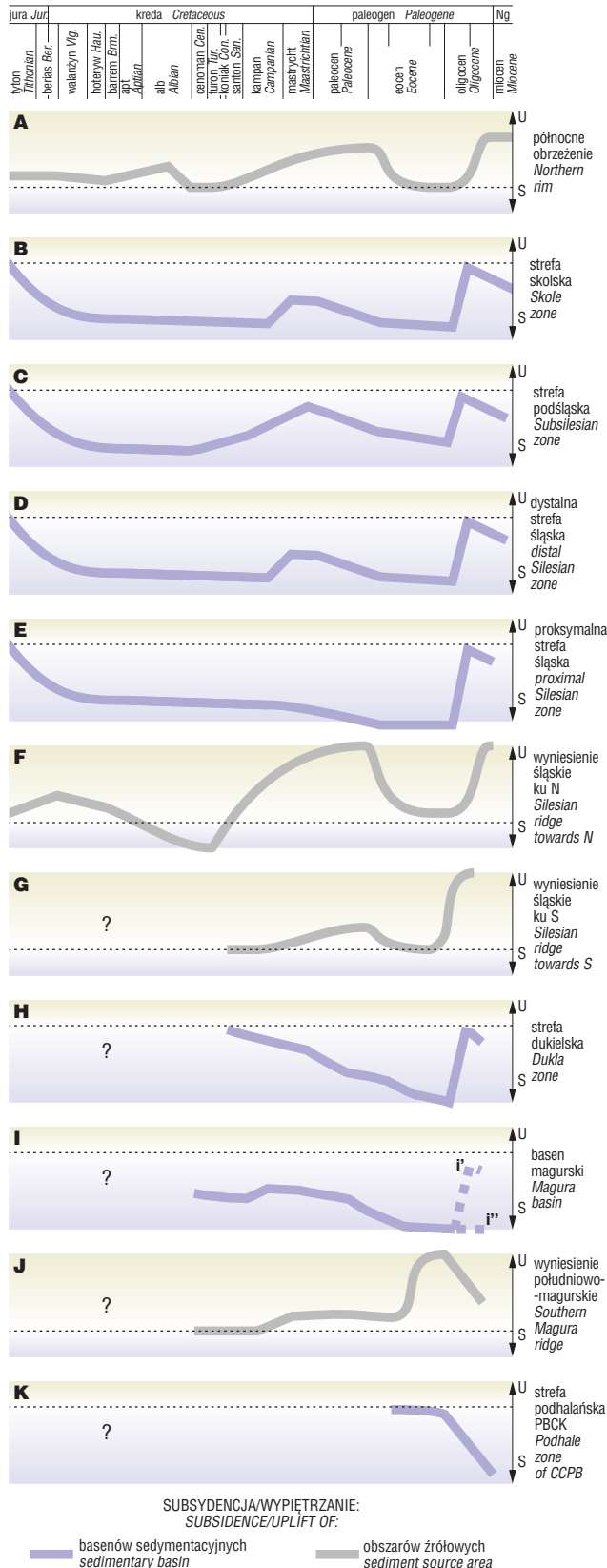
Przejście do fazy porofterowej dokumentują również zmiany facjalne, w szczególności pojawienie się bardziej dojrzałego teksturalnie i lepiej wysortowanego, drobnorytmicznego fliszu silikoklastycznego (np. górne warstwy

cieszyńskie, warstwy grodziskie; ryc. 2), a następnie ciemnych, ilastych facji pelagicznych wyglodniałego basenu (iłowce warstw grodziskich, warstwy wierzowickie/spaskie; ryc. 2). Po okresie barremsko-albskiej wzmózonej dostawy materiału detrytycznego, dyskutowanej poniżej, w cenomanie ponownie obserwuje się ujednoczenie basenu Karpat zewnętrznych oraz powolną depozycję łupków pstrych i łupków radiolariowych (ryc. 2), interpretowane tu jako przejaw kontynuacji fazy subsydencji termicznej (por. ryc. 3).

Przedstawiona tu koncepcja, co do wieku ryftowania w ZKZ, wymaga odniesienia się do odmiennych poglądów. Golonka i in. (2000) sugerowali, że ryftowanie mogło już zachodzić w środkowej jurze, przesłanką ku temu zaś miała być ryftowa aktywność magmowa, reprezentowana przez andezyty z Żegociny. Jednakże wyniki datowań U–Pb na cyrkonach ( $144 \pm 40$  mln lat) — (Ślącza, 1998) oraz zbliżone datowań K/Ar wskazują, że andezyty te powstawały na przełomie jury i kredy. Ponadto ich genetyczny charakter nie został dotychczas analitycznie ustalony. Wczesno- do środkowojurajskie ryftowanie mogło zachodzić w basenie magurskim (Oszczypko, 2004), o ile przyjąć jurajsko-dolnokredowy profil tej jednostki według utworów rozpoznanych w strefie perypienińskiej oraz w izolowanych wystąpieniach w południowych Morawach (por. Švábenická i in., 1997).

Zasadowe skały magmowe typu cieszyńców i limburgitów, występujące w zachodniej części jednostki śląskiej, uważane są za efekt ryftowej ekstensji (np. Narębski, 1990; Dostal & Owen, 1998). Są one datowane metodami K/Ar i Ar/Ar na walażyn do barremu (Lucińska-Anczkiewicz i in., 2000; Grabowski i in., 2004). Dodatkowo Nemčok i in. (2001) sugerują występowanie w basenach ZKZ tektonicznych, ekstensyjnych rowów i grzbietów w okresie walażyn–cenoman. W przyjętym tu ujęciu takie przejawy wczesnokredowej ekstensji mogły być jedynie potomne w stosunku do zasadniczej fazy ryftowania, odpowiedzialnej za powstanie basenu ZKZ (Poprawa i in., 2002).

**Barremsko-albska faza kompresji.** Trend zamierającej aktywności obszarów źródłowych, związany z regionalną subsydencją termiczną, został lokalnie zaburzony w barremie–albie (ryc. 3a; Poprawa i in., 2006). Obserwowane w tym okresie ożywienie przede wszystkim północnego obrzeżenia systemu basenów ZKZ, tj. południowego skłonu płyty europejskiej, spowodowało nawrót sedymentacji klastycznej (ryc. 4c). Wprawdzie



←

**Ryc. 3.** Zestawienie uproszczonych, jakościowych historii tektonicznej subsydencji/wypiętrzania poszczególnych basenów/sub-basenów sedymentacyjnych (wg Poprawy i in., 2002) oraz obszarów źródłowych (wg Poprawy i in., 2006) zachodnich Karpat zewnętrznych. U — wypiętrzanie, S — tektoniczna subsydencja, PBCK — paleogeński basen centralnych Karpat. Basen magurski: i' — strefy wewnętrzne, i'' — strefy zewnętrzne  
**Fig. 3.** Compilation of simplified qualitative histories of tectonic subsidence/uplift for the individual sedimentary basins/sub-basins (after Poprawa et al., 2002) and sediment source areas (after Poprawa et al., 2006) of the Western Outer Carpathians. U — uplift, S — tectonic subsidence, CCPB — Central Carpathian Paleogene Basin. Magura Basin: i' — inner zones, i'' — outer zones

ówczesne utwory są reprezentowane raczej przez drobno-rytmiczny flisz, jednak dla warstw lgockich/gezowych (ryc. 2) jest charakterystyczna obecność poziomów zlepieńcowych, w których występują również duże bloki egzotyków, sięgające do ok. 1 m średnicy (np. stanowiska w Woźnikach i Barwałdzie k/Wadowic, czy Lusinie k/Krakowa). Do morawskiej części basenu były deponowane wówczas z przedpola duże olistolity skałek sztramberskich (np. Eliáš & Eliášová, 1984). Świadczy to o gwałtownym wypiętrzaniu i erozji obszaru źródłowego oraz o dużych kontrastach morfologicznych na drodze ich transportu.

Faza aktywności tektonicznej w strefie obszarów źródłowych, zewnętrznych w stosunku do basenów Karpat fliszowych może mieć genetyczny związek z gwałtowną depozycją fliszową we wschodnich Karpatach zewnętrznych oraz fazą deformacji orogenicznych w środkowych i zewnętrznych Dacydach, jak również z subdukcją i kolizją w strefie pennińskiej na północ i zachód od Karpat centralnych (Poprawa i in., 2006; por. Mišik & Marschalko, 1988; Săndulescu, 1988). W przybliżeniu równocześnie, do środkowego albu włącznie, zachodziło wypiętrzanie tektoniczne i erozja południowo-zachodniego basenu polskiego (obszar monokliny przedsudeckiej; np. Karnkowski, 1999), a w mniejszym stopniu również jego południowej (rejon obrzeżenia Gór Świętokrzyskich) i wschodniej części. Przyjmując wzajemny związek genetyczny tych procesów, wypiętrzanie na ówczesnym południowym skłonie płyty europejskiej oraz w wymienionych strefach basenu polskiego można tłumaczyć przenoszeniem naprężeń kompresyjnych z karpackiej strefy kolizji na jej rozległe przedpole. Wysznąć z tego można wniosek o silnych, barremsko-alb. powiązaniach geodynamicznych pomiędzy północną domeną tetydzką i płytą europejską na jej przedpolu.

**Wyniesienie śląskie jako turońsko-paleoceńska, zakorzeniona strefa nasuwcza (-fałdowa?).** Począwszy od turonu aż do paleocenu wyniesienie śląskie, od południa zasilające materiałem detrytycznym basen śląski, ulegało

gwałtownemu, diachronicznemu wypiętrzaniu (ryc. 3f–g). Oprócz bardzo wysokiego tempa depozycji (Poprawa i in., 2006) proces ten wyraźnie odzwierciedla się w zasadniczych zmianach facjalnych w obrębie basenu śląskiego, w szczególności w pojawieniu się gruboławicowego, stosunkowo słabo sortowanego fliszu warstw godulskich, a następnie warstw istebniańskich (ryc. 2), a także wzmoczoną aktywnością osuwisk podmorskich (Książkiewicz, 1958; Unrug, 1968; Słomka, 1995). Charakterystyczną cechą tych utworów jest obecność wkładek gruboziarnistych zlepieńców, nierzadko zawierających bloki egzotyków o średnicy przewyższającej 1 m i, niekiedy, słabym stopniu obtoczenia (Książkiewicz, 1960b; Nowak, 1962; Wieser, 1985).

Wysokie tempo depozycji oraz typ facjalny deponowanych w późnej kredzie i paleocenie w basenie śląskim osadów wymagają bardzo efektywnego, tektonicznego mechanizmu wypiętrzania obszaru źródłowego. W jego odtwarzaniu w szczególności jest przydatna analiza zespołu egzotyków, erodowanych wówczas z tego wyniesienia. Istotne znaczenie ma obecność w utworach dolnych warstw godulskich egzotyków starszych, dolnokredowych utworów fliszowych (np. Nowak, 1962). O ile część z nich może być wyrwana z podłoża przez prądy zawieszinowe i ruchy masowe, to np. egzotyki pochodzące z warstw lgockich oraz duże olistolity utworów dolnokredowych świadczą o silnym wypiętrzaniu uprzednio głębokomorskich stref basenu. Tak znaczących rozmiarów pionową składową transportu tektonicznego fragmentu wypełnienia basenu śląskiego najprościej wytłumaczyć można ruchem wzdłuż kompresyjnych uskoków odwróconych (ryc. 4d).

Ponadto skład petrograficzny egzotyków skał krystalicznych świadczy, że np. w czasie depozycji utworów warstw istebniańskich były erodowane równocześnie skały reprezentujące bardzo szeroki zakres procesów metamorficznych, od słabo zmienionych, epimetamorficznich łupków po gnejsy i granulity wysokiego stopnia meta-

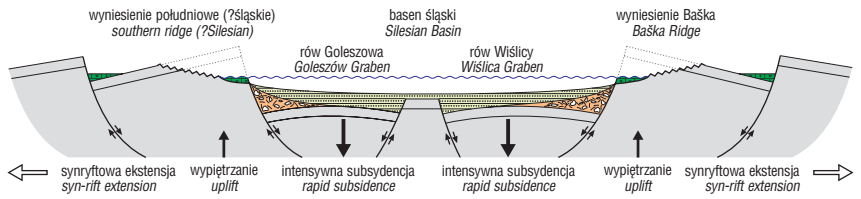


**Ryc. 4.** Uproszczony schemat, prezentujący postulowane mechanizmy wypiętrzania obszarów źródłowych dla materiału detrytycznego oraz model ewolucji tektonicznej systemu zachodnich Karpat zewnętrznych w późnej jurze–eocenie. Rekonstrukcja oparta głównie o wyniki analizy tempa depozycji (Poprawa i in., 2006) oraz analizy subsydencji (Poprawa i in., 2002). A — tyton-(?)walanżyn: wypiętrzanie i erozja ekstensyjnych grzbietów oraz brzegów ryftu równoczesna z synryftową subsydencją rowów. B — hoteryw(?)–cenoman: regionalna, poryftowa subsydencja termiczna i zanikanie aktywności obszarów źródłowych. C — barrem–alb: faza kompresji w obrębie poryftowego stadium rozwoju basenu (B), powodująca wypiętrzanie północnego obrzeżenia basenów Karpat zewnętrznych, a ewentualnie również strefy późniejszego wyniesienia śląskiego. D — senon–wczesny paleocen: rozwój kolizyjnej, zakorzenionej strefy nasuwczej (-fałdowej?) w strefie wyniesienia śląskiego, ulegającej gwałtownemu wypiętrzaniu i erozji. Spiętrzanie płaszczowin w tej strefie powodowało subsydencję basenu fleksuralnego na jej proksymalnym przedpolu, zaś transmisja naprężeń kompresyjnych wypiętrzanie jej dystalnego przedpola. BS — jednostka zbudowana z osadów odkłutej, proksymalnej części basenu śląskiego i jego podłoża. E — późny paleocen–eocen: relokacja kolizyjnej strefy skracania na południe (ku strefom wewnętrznym systemu karpackiego) od basenu magurskiego. Powodowała ona gwałtowne wypiętrzanie grzbietu południowomagurskiego oraz fleksuralne uginanie jego przedpola, zarówno w strefach basenowych, jak i w strefie grzbietu śląskiego. BM — jednostka zbudowana z osadów odkłutej, proksymalnej części basenu magurskiego i jego podłoża

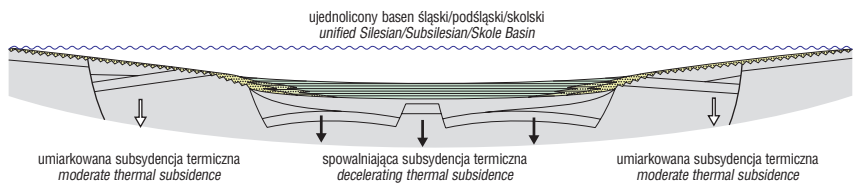
**Fig. 4.** Simplified scheme illustrating here discussed mechanisms of uplift of the detritus source area, as well as a model for late Jurassic–Eocene tectonic evolution of the Western Outer Carpathians. Reconstruction is based mainly on results of analysis of deposition rate (Poprawa et al., 2006) and subsidence analysis (Poprawa et al., 2002). A — Tythonian-(?)Valanginian: uplift and erosion of extensional horsts and rift shoulders simultaneous with syn-rift subsidence of grabens. B — Hauterivian(?)–Cenomanian: regional post-rift thermal subsidence and cease of source area activity. C — Barremian–Albian: phase of compression within the post-rift stage of the basin evolution (B), causing uplift of the Northern rim of the Outer Carpathians, and possibly also uplift of the zone of subsequent Silesian Ridge. D — Senonian–early Paleocene: development of collisional thick-skinned thrust belt in the area of Silesian Ridge, being a subject to intensive uplift and erosion. Nappe stacking in the Silesian Ridge led to subsidence of flexural basin in its proximal foreland and compression related uplift of its distal foreland. BS — unit composed of detached proximal part of the Silesian Basin and its basement. E — late Paleocene–Eocene: relocation of the zone of collisional shortening to the south (towards inner zones of the Carpathian system) of the Magura Basin. This caused rapid uplift of the Southern Magura Ridge and flexural bending of its foreland, including zones of sedimentary basins and zone of Silesian Ridge. BM — unit composed of sediments of detached proximal part of the Magura Basin and its basement

- osady drobnoklastyczne  
*fine-grained sediments*
- płytkomorskie węglany  
*shallow water carbonates*
- osady prądów turbidytowych; fliš cienkoławicowy  
*turbidite deposits; thin-bedded flysch*
- fliš gruboławicowy  
*thick-bedded flysch*
- fliš gruboławicowy i/lub fliš z dużym udziałem zlepieńców  
*thick-bedded flysch and/or flysch with significant contribution of conglomerate*
- osady podmorskich ruchów masowych  
*submarine slumps and debris and mud flow*
- pokrywa osadowa w obszarach źródłowych  
*sedimentary cover of the source area*
- podłoże krystaliczne obszarów źródłowych skorupa kontynentalna  
*crystalline basement of the source area (continental crust)*
- strefa pienińskiego pasa skałkowego  
*Pieniny Klippen Belt zone*
- aktywne strefy nasuwcze  
*active thrust zone*
- nieaktywne strefy nasuwcze  
*unactive thrust zone*
- sinistralna składowa przesuwca kolizyjnego transportu tektonicznego  
*sinistral strike-slip component of the collisional tectonic transport*

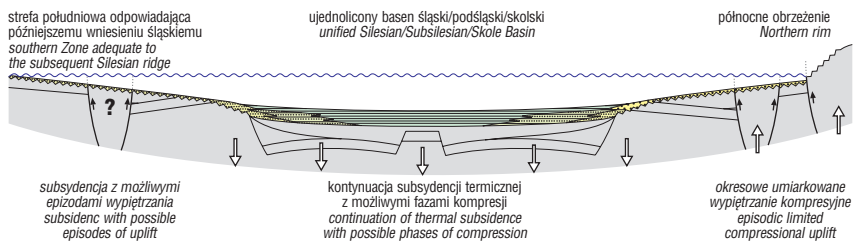
**A:** tyton-(?)walańszyn  
*Tithonian(?)Valanginian*



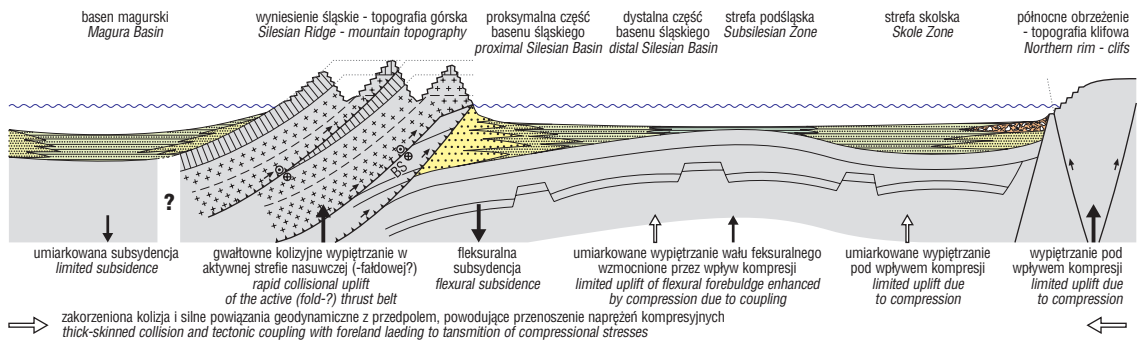
**B:** hoteryw(?)-cenoman  
*Hauterivian(?)-Cenomanian*



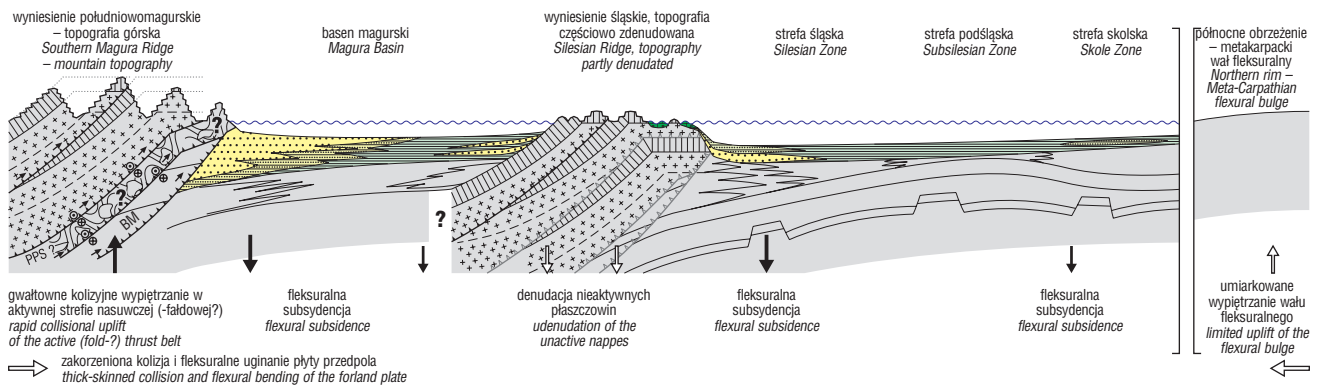
**C:** barrem-alb  
*Barremian-Albian*



**D:** turon-wczesny paleocen  
*Turonian-Early Paleocene*



**E:** późny paleocen-eocen  
*Late Paleocene-Eocene*





morfizmu (Wieser, 1985; Unrug, 1968; Skulich, 2001). Założenie, że stanowią one erodowaną pokrywę wypiętrzanego, jednolitego zrębu (np. Unrug, 1968; Książkiewicz, 1960b) wydaje się gorzej tłumaczyć te obserwacje niż proponowany tu model kolizyjnie spiętrzonych, zakorzenionych płaszczowin o wzajemnie zróżnicowanej budowie.

Zmiany udziału materiału erodowanego z pokrywy osadowej w składzie detrytusu dostarczanego z wyniesienia śląskiego również utrudniają stosowanie modelu denudacji jednolitego bloku, niezależnie czy wypiętrzanego kompresyjnie czy ekstensyjnie. Przykładowo, o ile w czasie depozycji utworów górnych warstw istebniańskich udział egzotyków skał osadowych jest znikomy, to na kolejnym etapie erozji, tj. w czasie depozycji piaskowców ciężkowickich (wczesny eocen), powszechne są egzotyki np. wapieni typu sztramberskiego (np. Morycowa, 1968; Leszczyński, 1978). Taką zmianę budowy obszaru źródłowego również można tłumaczyć nasunięciem z końcem paleocenu kolejnej łuski tektonicznej i następującą po tym jej ekspozycją na erozję (ryc. 4d).

W większości przypadków wśród materiału erodowanego z wyniesienia śląskiego trudno stwierdzić egzotyki skał, stanowiących górnopaleozoiczną pokrywę osadową masywu Brunovistulicum. Jednakże powszechną obecność tzw. kwarców żyłowych w utworach, np. warstw godulskich i istebniańskich, których kontrast obtoczenia w stosunku do współwystępujących, słabiej obtoczonych, choć bardziej podatnych na mechaniczną obróbkę klastów nadaje im cechy materiału na wtórnym złożu, można by tłumaczyć erozją zlepieńców karbońskich typu warstw łaziskich bloku górnośląskiego. Ponadto wg Książkiewicza (1960b) w zlepieńcach warstw istebniańskich, np. w rejonie Mucharza, występują klasty węglanowych utworów dewonu (typu dębnickiego) oraz dolnego karbonu, jak również klasty górnokarbońskiego węgla. Także Tomasz i in. (2004) stwierdzili w kilku stanowiskach obecność wśród materiału erodowanego z wyniesienia śląskiego klastów węglanów górnego dewonu i dolnego karbonu. Utwory te współwystępują z blokami skał metamorficznych, które według datowań K/Ar łyszczyków ulegały przeobrażeniu w karbonie i permie (Poprawa i in., 2004, 2005). W morawskiej części Karpat występują ponadto bloki granitów, erodowanych z wyniesienia śląskiego, których wiek Hanžl i in. (2000) określili również na karbon i perm. Współwystępowanie w obszarze źródłowym dewońsko-karbońskich, niezmiennych skał osadowych z produktami karbońsko-permskiego, orogenicznego metamorfizmu i plutonizmu można wytłumaczyć przyjmując, że w późnej kredzie–paleocenie erodowane były one z odrębnych jednostek tektonicznych, pierwotnie w stosunku do siebie egzotycznych, a zestawionych w strefie wyniesienia śląskiego wskutek nasuwczego transportu tektonicznego i/lub ruchów przesuwczych (ryc. 4d).

Prezentowany tu model wyniesienia śląskiego jako związanej z kolizją, zakorzenionej strefy nasuwczej (-fałdowej?), a zatem przenoszącej naprężenia kompresyjne na swoje przedpole, jest spójny z rozwojem basenów i stref źródłowych położonych dalej na północ. Obciążenie wywołane nasuwającym się wyniesieniem śląskim oraz jego kolizyjny nacisk na płytę przedpola pozwala tłumaczyć subsydencję proksymalnej strefy basenu śląskiego (ryc. 3e) mechanizmem fleksuralnego uginania, zaś wypiętrzanie jego części dystalnej (3d), w tym strefy podśląskiej (3c) oraz basenu skolskiego (3b) jako skutek reżimu kom-

presyjnego (ryc. 4d, 5) — (Poprawa i in., 2002). W takim ujęciu strefa wyniesienia podśląskiego (węglowieckiego) pierwotnie została założona w turonie jako wał fleksuralny, którego wypiętrzanie było kontynuowane później, w wyniku oddziaływania silnych naprężeń kompresyjnych w podłożu. Strukturalne przejawy kompresji w późnej kredzie w basenach Karpat zewnętrznych są dokumentowane przez Nemčoka i in. (2001).

Późnokredowo-paleoceńską kompresję można również uważać za przyczynę wypiętrzania obszarów źródłowych położonych na zewnątrz od basenów Karpat fliszowych, tj. na południowym skłonie płyty europejskiej (ryc. 3a, 4d). Zaznacza się ono wzrostem tempa dostawy detrytusu do basenu skolskiego w późnym senonie i paleocenie (Poprawa i in., 2006), pojawieniem się cienkoławicowego fliszu margli krzemionkowych i warstw ropianieckich (inoceramowych) oraz uaktywnieniem się podmorskich spływów mułowych, np. iłów babickich i okrucowców osuwiskowych z Makówki z klastami margli z Węgierki (ryc. 2, 4d) (Bukowy, 1956; Kotlarczyk, 1978). Pod koniec późnej kredy oraz w paleocenie miała również miejsce dostawa z północy do basenu osadów frakcji zlepieńcowej, zawierających liczne, słabo obtoczone egzotyki, a nawet duże olistolity, np. skałka w Kruhelu (np. Morycowa, 1988), świadczących o powstaniu dużych gradientów topograficznych między obszarem źródłowym a basenem.

Późnokredowa aktywność obszarów źródłowych na południe od wyniesienia śląskiego (ryc. 3j) odzwierciedla się jedynie w umiarkowanym wzroście dostawy materiału detrytycznego do północnej części basenu magurskiego oraz do dukielskiej strefy facjalnej (Poprawa i in., 2006). W południowej części basenu magurskiego, a także w strefie depozycji utworów pienińskiego pasa skałkowego (PPS) zjawisko to nie jest dostrzegane. Jedynym jego oddźwiękiem może być epizodyczna depozycja, począwszy od kampanu, niewielkiej miąższości cienkoławicowego fliszu formacji z Kaniny oraz gruboławicowego fliszu piaskowców ze Szczawiny, zaś w strefie PPS zlepieńców i piaskowców warstw jarmuckich (ryc. 2). Obecność wśród egzotyków, dostarczanych w eocenie do basenu magurskiego z południa, paleoceńskich wapieni litotamniowych i litotamniowo-koralowych (Alexandrowicz i in., 1966; Oszczypko, 1975; Hoffmann [W]: Oszczypko i in., 1992) świadczy, że w paleocenie także strefa późniejszego wyniesienia południowomagurskiego była, przynajmniej okresowo, obszarem stagnującym oraz tektonicznie względnie spokojnym.

Początek wzmożonej aktywności części obszarów źródłowych, jak również przebudowy geometrii basenów ZKZ i ich facjalnej architektury, nastąpił w przybliżeniu równocześnie z turońską fazą aktywności orogenicznej i nasuwaniem płaszczowin (ryc. 5) w centralnych Karpatach wewnętrznych (np. Andrusov i in., 1973; Maluski i in., 1993). Pozwala to sugerować, że po wyczerpaniu możliwości kompensowania orogenicznej konwergencji deformacjami w Karpatach centralnych w turonie, naprężenia kompresyjne zostały następnie przeniesione na ich przedpole. Występowanie przekonujących dowodów na późnokredową i paleoceńską kompresję głównie na zewnątrz od wyniesienia śląskiego (ryc. 5) stanowi dodatkową przesłankę, że to wyniesienie stanowiło wówczas strefę skracania (ryc. 4d), przemieszczoną z centralnych Karpat.

Dla weryfikacji koncepcji geotektonicznych, tłumaczących późnokredową i paleoceńską ewolucję ZKZ, w tym alternatywnych względem tu proponowanej, szcze-

gólnie użyteczna może być charakterystyka budowy geologicznej strefy wyniesienia śląskiego i ówczesnych procesów geologicznych w niej zachodzących (por. ryc. 6). Skład materiału detrytycznego, erodowanego z tego wyniesienia wydaje się wykluczać hipotezę Sikory (1976), a po części również Oszczyпки (2004), o późnokredowej subdukcji i obecności łuków wyspowych w systemie zachodnich Karpat zewnętrznych. Do wniosku takiego upoważnia ubóstwo w detrytusie materiału wulkanicznego, a zwłaszcza całkowity brak materiału związanego z subdukcyjnym magmatyzmem wieku senońskiego (ryc. 6).

Głównym argumentem przeciwko kolejnej alternatywie, tj. naskórkowemu charakterowi kolizji, w tym powstawaniu wyniesień w wyniku rozwoju antyklinalnych stref nadnasuwczych nad tworzącymi się odkluciami (Jankowski, 2000), są brak dominacji w materiale detrytycznym starszych utworów fliszowych oraz wspomniane wcześniej bardzo duże różnicowanie budowy geologicznej wyniesienia śląskiego (ryc. 6). Szczególnie istotny w tym kontekście jest duży udział w obrębie erodowanego materiału detrytycznego skał podłoża krystalicznego, w tym utworów wysokiego stopnia metamorfizmu. Taki charakter materiału detrytycznego ogranicza również możliwość zastosowania do obszarów źródłowych Karpat zewnętrznych mechanizmu kompresyjnej inwersji strukturalnej wzdłuż starszych uskoków ekstensyjnych, proponowanego przez Jankowskiego (2000) i Oszczypkę (2004). Innymi cechami wyniesienia śląskiego, nietypowymi dla obszarów wypiętrzanych w wyniku kompresyjnej inwersji strukturalnej jest bardzo wysokie tempo wypiętrzania i erozji oraz stosunkowo długi czas ich kontynuowania się (ryc. 6).

Sugestia Săndulescu (1988), że wyniesienie śląskie stanowiło zachodnie przedłużenie wczesnokredowej strefy orogenicznej środkowych i zewnętrznych Dacytów, także jest trudna do przyjęcia. W barremie–albie w basenach ZKZ brak jest wyraźnego zapisu aktywności tektonicznej wyniesienia śląskiego, zaś izotopowe datowania skał krystalicznych nie wskazują na możliwość zachodzenia w tym okresie w strefie wyniesienia śląskiego orogenicznego metamorfizmu i magmatyzmu (Poprawa i in., 2004).

Kolejna alternatywna koncepcja, przyjmująca że czynnikiem prowadzącym do powstawania topografii wyniesienia śląskiego w późnej kredzie była tektonika przesuwca (Golonka i in., 2006) dobrze tłumaczy intensywne wypiętrzanie i erozję obszaru źródłowego oraz duże ówczesne tempo depozycji utworów w proksymalnej części basenu śląskiego. Niemniej jednak w strefie późnokredowo-paleoceńskiego wyniesienia śląskiego trudno dopatrzeć się szeregu cech, wskaźnikowych dla obszarów źródłowych powstałych w strefach przesuwczych (np. bloki *pop-up*) (ryc. 6). Szczególnie istotny jest względnie długi czas intensywnego wypiętrzania grzbietu śląskiego, które trwało, zależnie od strefy, około 30–40 mln lat lub więcej. Kontrastuje to z zazwyczaj krótkotrwałymi impulsami gwałtownego wypiętrzania w strefach przesuwczych. Obszary źródłowe rozwinięte w takim reżimie tektonicznym stanowią zwykle niewielkie bloki, najczęściej o proporcjonalnych kształtach, podczas gdy wyniesienie śląskie stanowiło stosunkowo dużą strukturę o wyraźnie wydłużonym kształcie. Także wspomniane powyżej duże różnicowanie materiału, erodowanego z poszczególnych

stref wyniesienia śląskiego na poszczególnych etapach erozji, duży zasięg wglębny erozji, jak również istotne zmiany budowy geologicznej poszczególnych stref wyniesienia w czasie, łatwiej tłumaczyć koncepcją pasa nasuwczo-fałdowego związanego z kolizją niż koncepcją przesuwczych bloków typu *pop-up*. Dodatkowo, jak to przywoływano powyżej, w basenie ZKZ Nemčok i in. (2001) stwierdzili strukturalne przesłanki na występowanie w późnej kredzie–paleocenie reżimu kompresyjnego.

Według prezentowanego tu poglądu sinistralna składowa przesuwca na uskokach, wzdłuż których dochodziło do wypiętrzania grzbietu śląskiego jest wysoce prawdopodobna, aczkolwiek nie była dominującym mechanizmem wypiętrzania (ryc. 4d). Do wniosku o jej obecności prowadzi przyjęcie dla systemu alpejsko-karpackiego tektoniki ekstruzji (np. Ratschbacher i in., 1991) oraz rozwinięcie palinspastyczne łuku Karpat zewnętrznych na planie. Wskazuje ono, że oprócz dodatkowej rotacji bloków w obrębie systemu karpacko-panońskiego, w czasie zamykania systemu basenów Karpat zewnętrznych przeważał transport tektoniczny ku północy i wschodowi, posiadający względem płyty europejskiej wspomnianą składową przesuwca.

W odniesieniu do późnokredowo-paleoceńsko-eoceńskiej ewolucji zachodnich Karpat zewnętrznych nową koncepcję, zdecydowanie odmienną od poprzednich, zaproponowali Dziadzio i in. (2005). W oparciu o dane sejsmiczne zasugerowali oni obecność normalnych uskoków, zamykających w późnym paleocenie i wczesnym–środkowym eocenie lokalne depocentrum piaskowców ciężkowickich. Wyciągnęli z tego wniosek o ówczesnej fazie ekstensji i ryftowania w ZKZ, który przenieśli również na okres depozycji piaskowców istebniańskich (późny senon–paleocen), aczkolwiek w przypadku drugiego z powyżej wymienionych okresów pozostaje to w sprzeczności z Nemčokiem i in. (2001), dowodzącymi ówczesnej kompresji. Rekonstrukcja synsedymencyjnych uskoków z sekcji sejsmicznych we wschodniej części polskich Karpat, cechującej się względnie dużym stopniem deformacji tektonicznych, nie jest łatwa i jednoznaczna, co uwidacznia choćby próba odniesienia powyższej interpretacji do innych, publikowanych sekcji sejsmicznych z tego obszaru (por. Baszkiewicz i in., 2001), gdzie trudno stwierdzić obecność struktur ekstensyjnych eoceńskiego wieku. Ponadto występowanie uskoków normalnych o zrzutach rzędu kilkudziesięciu czy nawet pojedynczych kilkuset metrów w kontekście kolizyjnym można alternatywnie wytłumaczyć zjawiskiem fleksuralnej ekstensji.

Koncepcja późnokredowo-eoceńskiego ryftowania w basenie śląskim napotyka natomiast istotne ograniczenia przy próbie uwzględnienia w takim modelu procesów zachodzących w strefie wyniesienia śląskiego oraz południowomagurskiego. Stosunkowo niewielka odległość między basenem śląskim a grzbietem śląskim w późnej kredzie–paleocenie powoduje, że wypiętrzanie tego ostatniego w takim modelu również musiało by zachodzić w reżimie ekstensyjnym. Jednakże dyskutowane już powyżej cechy grzbietu śląskiego, takie jak jego gwałtowne i długotrwałe wypiętrzanie, duży zasięg wglębny erozji oraz bardzo duże różnicowanie erodowanego materiału, wydają się być sprzeczne z cechami ekstensyjnie wypiętrzanych zrębów (ryc. 6).



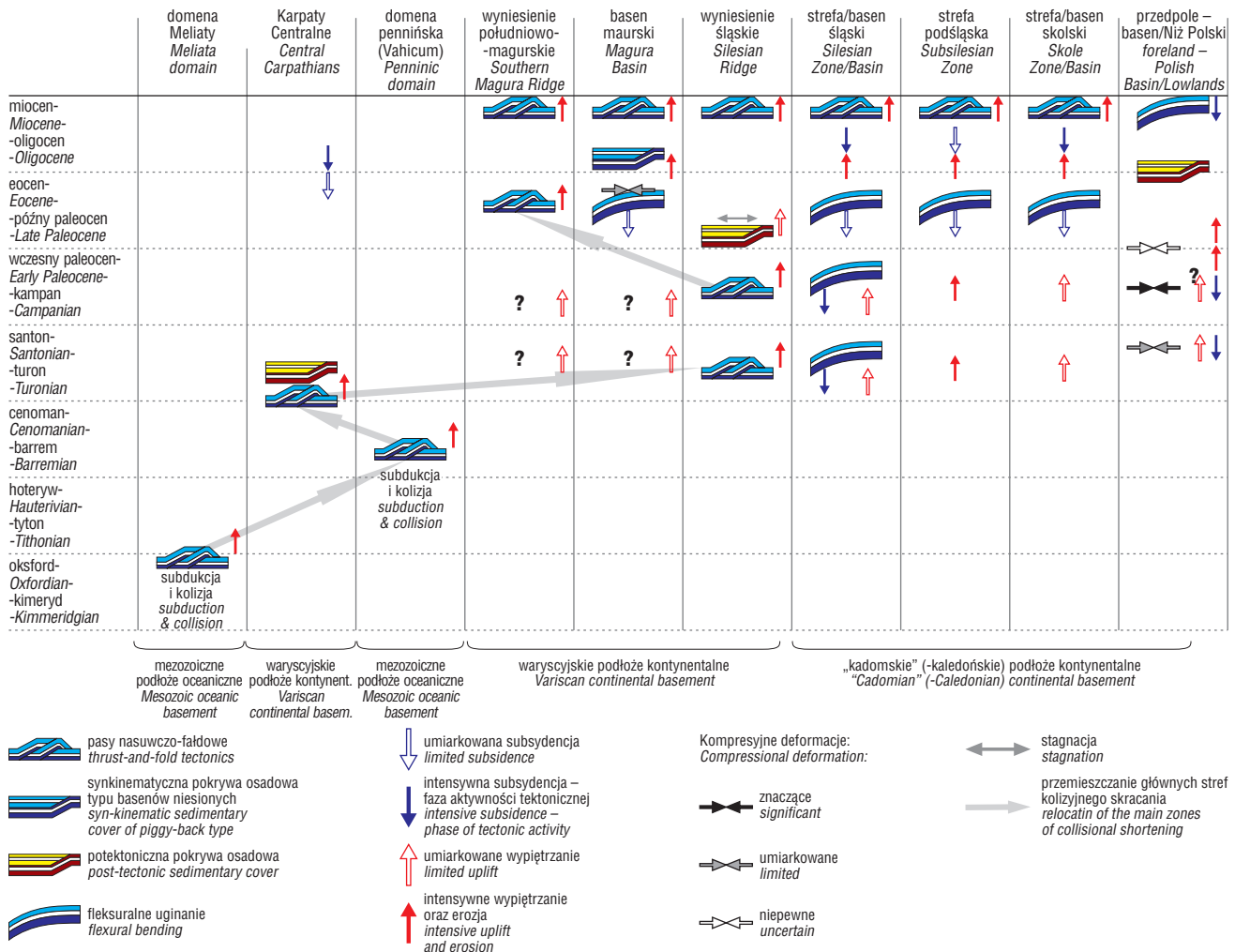
Przyjęcie powyższej argumentacji, a w efekcie przyjęcie koncepcji powstawania topografii wyniesienia śląskiego w wyniku spiętrzania płaszczowin, pozwala umiejscowić ten proces w spójnym, ponadregionalnym schemacie zdarzeń tektonicznych. Zjawiska kompresji oraz tektonicznego wypiętrzania i inwersji wykazują w skali Karpat zewnętrzną tendencję do diachronizmu, pozwalając wnioskować, że stopniowo kolejne strefy systemu wyczerpywały możliwości kompensowania za pomocą deformacji konwergencji między mikro płytami Tetydy i płytą europejską (ryc. 5). W strefie śląskiej, podśląskiej i skolskiej oddźwięk tych zjawisk uwidacznia się zwłaszcza w późnym senonie i w paleocenie. Odpowiada to w czasie głównej fazy kompresji i inwersji bruzdy śródpolskiej, a następnie wypiętrzania i erozji wału śródpolskiego (por. Świdrowska & Hakenberg, 1999; Krzywiec, 2002).

Z powyższego wnioskować można o genetycznym związku inwersji bruzdy śródpolskiej z kolizją w zewnętrznych Karpatach, a pośrednio o silnych powiązaniach geo-

dynamicznych w późnym senonie i paleocenie pomiędzy północną domeną tetydzką i domeną perytetydzką (por. Ziegler i in., 1995). Według przedstawianej tu interpretacji źródłem, bądź jednym ze źródeł naprężeń kompresyjnych, powodujących inwersję bruzdy śródpolskiej były procesy związane z zakorzenioną kolizją mikro płyty o konsolidacji waryscyjskiej z jej przedpołem o neoproterozoicznej konsolidacji podłoża (por. Poprawa i in., 2004, 2005), zachodzące w strefie wyniesienia śląskiego.

### Fleksuralne uginanie przedpoła eoceńskiej strefy nasuwczej (-faldowej?) oraz eoceńsko-miocenńska synorogeniczna depozycja

Począwszy od późnego paleocenu, a głównie w trakcie eocenu, zaszły istotne zmiany w konfiguracji basenów sedymentacyjnych Karpat zewnętrznych oraz ich obszarów źródłowych (np. Książkiewicz, 1960b). Wyrażały się one ujednocnieniem facjalnym basenu obejmującego śląską, podśląską i skolską strefę facjalną (ryc. 2, 4e) oraz



Ryc. 5. Sukcesja zasadniczych, synorogenicznych deformacji alpejskich w zachodniej części systemu karpackiego oraz jego przedpołu. Rycina ilustruje diachroniczną migrację procesów kolizyjnego skracania oraz ich relokację w turonie z obszaru Karpat centralnych w rejon wyniesienia śląskiego. Charakter i granice terranów w podłożu zachodnich Karpat zewnętrznych wg Poprawa i in. (2004, 2005). W obrębie indywidualnego pola oznaczenia ułożone w porządku czasowym (wyżej — młodsze) oraz przestrzennym (na prawo — kierunek do zewnętrznej strefy kolizji)

Fig. 5. Succession of the major Alpine synorogenic deformations in the western part of Carpathian system and its foreland. The figure illustrates diachronic migration of the main collisional shortening zone and its Turonian relocation from the Central Carpathians into location of the Silesian Ridge. A character and limits of terrains in the basement of the Western Outer Carpathians after Poprawa et al. (2004, 2005). Symbols within each individual cell are arranged in time order (upwards — younger) and spatial order (rightwards — outwards of the collision zone)

zanikiem aktywności wyniesienia śląskiego (ryc. 3f) i obszarów źródłowych (ryc. 3a) położonych na północ od basenów Karpat zewnętrznych (Poprawa i in., 2006).

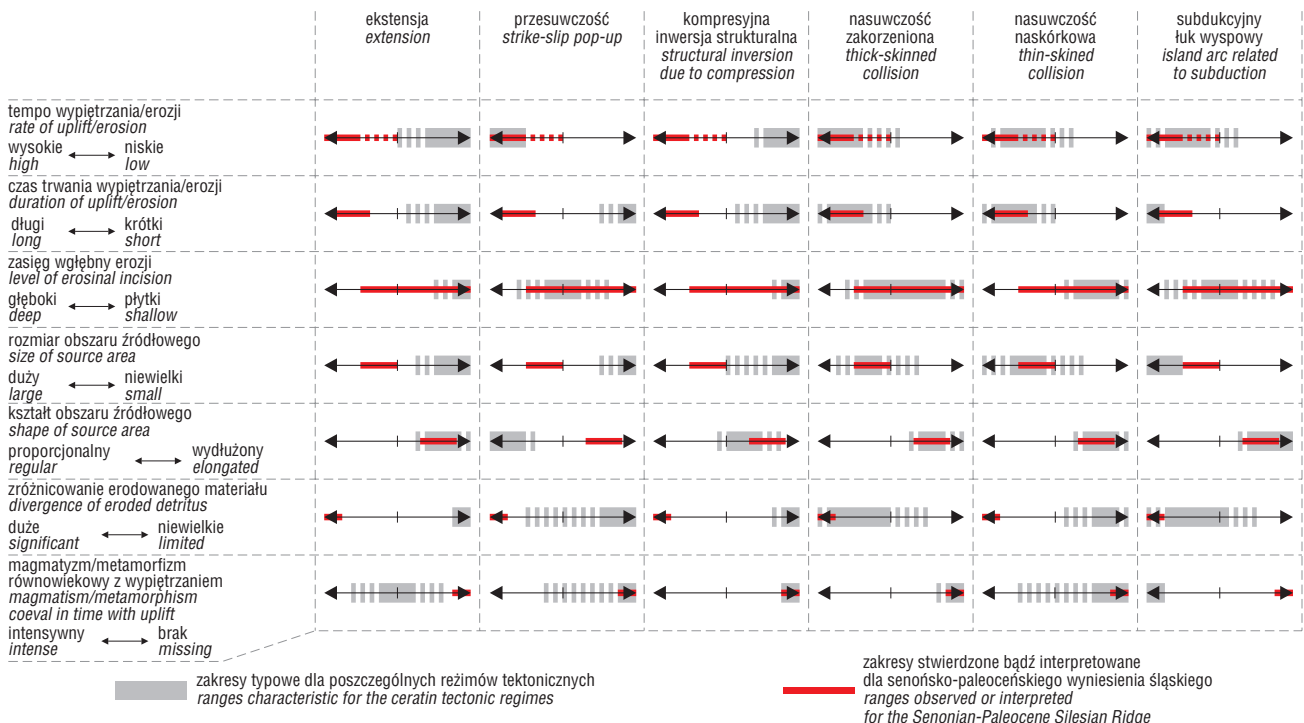
Zdecydowanie odmienny był rozwój basenu magurskiego, gdzie w eocenie miało miejsce maksymalne zróżnicowanie facjalne (ryc. 2), spowodowane przez stopniowe rozszerzanie się ku północy zasięgu depozycji gruboławicowego, słabo sortowanego i często gruboziarnistego fliszu warstw magurskich (np. Oszczytko, 1992; Bromowicz, 1992). Ku północy warstwy magurskie były obocznie zastępowane przez cienkoławicowy, teksturalnie bardziej dojrzały flisz typu formacji beloweskiej, a następnie przez hemipelagiczne łupki pstre (ryc. 2). Gwałtowna dostawa materiału detrytycznego do warstw magurskich wyrażała tektoniczne uaktywnienie się południowomagurskiego obszaru źródłowego (ryc. 3j), który jeszcze w paleocenie był obszarem stagnującym (Poprawa i in., 2006).

W kontraście do rozwoju basenu magurskiego pozostaje brak depozycji we wczesnym eocenie w strefie przyszłego paleogeńskiego basenu centralnych Karpat (PBCCK), a następnie akumulacja w tym basenie niewielkiej miąższości klastycznych i węglanowych utworów środkowego i górnego eocenu, zawierających materiał z erodowanych mezozoicznych węglanów, charakterystycznych dla płaszczowin tatrzańskich (np. Passendorfer & Roniewicz, 1963). Brak zaś w tym materiale istotnego udziału klastów skał podłoża krystalicznego, w tym skał metamorficznych, charakterystycznych dla źródła południowomagurskiego (por. Wieser, 1970; Soták et al., 2001). Z jednej strony wskazuje to, że wyniesienie południowomagurskie nie zasilalo w eocenie PBCCK, z drugiej zaś że materiał dla warstw magurskich nie pochodził,

jak to sugerował Oszczytko (2004), ze stref Karpat centralnych położonych dalej na południe od PBCCK.

Drugi z powyższych wniosków potwierdzają dodatkowo wnioski Jaksy-Bykowskiego (1925), stwierdzające że egzotyki skał krystalicznych wewnętrznej części basenu magurskiego nie nawiązują do budowy podłoża w północnej części centralnych Karpat. Ponadto materiał z podłoża krystalicznego obszaru źródłowego zasilającego w (?późnym eocenie–) wczesnym oligocenie z północy PBCCK (Soták i in., 2001; Gedl, 2000), charakteryzuje się wyraźnym wzbogaceniem w ofiolitowy detrytus, w tym m.in. w detrytyczne serpentyny, spinele i klasty szkliwa wulkanicznego, który wyżej w profilu przechodzi w materiał zdominowany przez skały plutoniczne, metamorficzne i wulkaniczne (Soták i in., 1996). Skład materiału detrytycznego z tego źródła wydaje się w pewnym stopniu nawiązywać do budowy wyniesienia Andrusova (por. Birkenmajer, 1988; Mišik & Marschalko, 1988), zaś kontrastuje on z detrytusem z podłoża krystalicznego wyniesienia południowomagurskiego, zdominowanym przez gnejsy, łupki metamorficzne i granitoidy (np. Jaksa-Bykowski, 1925; Wieser, 1970, 1985; Oszczytko, 1975).

Charakterystyczne są również różnice w składzie egzotyków skał osadowych, dostarczanych w oligocenie z północy do strefy podhalańskiej, wykazujących związek z płaszczowinami tatrzańskimi (Chowaniec, 1985), a materiałem dostarczonym w eocenie z południa do basenu magurskiego, gdzie pojawiają się egzotyki węglanów pochodzących z erozji strefy pienińskiego pasa skałkowego (Oszczytko, 1975; Hoffmann [W]: Oszczytko i in., 1992). W efekcie wnioskować można, że basen magurski i jego południowy obszar źródłowy były w eocenie oddalo-



**Ryc. 6.** Zestawienie cech wskaźnikowych dla wybranych, typowych mechanizmów tektonicznych wypiętrzania obszarów źródłowych dla basenów sedimentacyjnych. Odniesienie charakterystyki późnokredowo-paleocenońskiego wyniesienia śląskiego do powyższego schematu wskazuje, iż posiada ona cechy obszarów wypiętrzanych na skutek kolizyjnego spiętrzania zakorzenionych płaszczowin

**Fig. 6.** Assemble of features indicative for some of typical mechanisms of the tectonic uplift of source areas for sedimentary basins. A characteristics revealed for late Cretaceous to Paleocene Silesian Ridge is related to the scheme, leading to conclusion, that the source area was uplifted due collisional thick-skinned thrusting

ne od PBCK, zatem również od Karpat centralnych. Dystans ten był kolizyjnie i/lub przesuwczco niwelowany w oligocenie–wczesnym miocenie, a strefa położona pomiędzy basenem magurskim a Karpatami centralnymi była wówczas silnie przebudowywana.

Począwszy od oligocenu podobny typ gwałtownej depozycji, jak w basenie magurskim obejmuje również strefę fliszu podhalańskiego (ryc. 2), dokumentując analogiczne uaktywnienie się jego obszarów źródłowych. Rozwój PBCK w środkowym eocenie–oligocenie wiązany jest z aktywnym brzegiem Karpat wewnętrznych w strefie subdukcji i odnoszony jest do modelu basenów przedłukowych (Tari i in., 1993; Soták i in., 2001). Stwarza to sugestię, że strefa kolizji i skracania znajdowała się wówczas na północ od tego basenu, zatem najprawdopodobniej w obszarze wyniesienia południowomagurskiego (ryc. 4e).

Obecność wśród klastów frakcji zlepieńcowej starszych skał fliszowych, częściowo deponowanych w basenie magurskim, np. utworów senońskich w facji typu warstw inoceramowych (Oszczypko, 1975; Hoffmann [W]: Oszczypko i in., 1992) potwierdza mechanizm kompresyjnego wypiętrzania południowomagurskiego obszaru źródłowego, które angażowało dodatkowo południowe segmenty górnokredowo-paleoceńskiego basenu magurskiego (ryc. 4e). Pośrednio potwierdzają to również analizy petrograficzne piaskowców magurskich, które Bromowicz (1992) zakwalifikował jako pochodzące z orogenu, przerabianego w strefie kolizji.

Charakterystyczne jest występowanie spineli chromowych wśród minerałów ciężkich w tych utworach, które deponowane były do basenu magurskiego z południa, prawdopodobnie recyklowanych ze strefy erozji kompleksów ofiolitowych położonej na południe od pienińskiego pasa skałkowego (Winkler & Ślaczka, 1994; Salata, 2002; por. Mišik & Marschalco, 1988; Birkenmajer, 1988). Taka pozycja paleogeograficzna źródła spineli stwarza sugestię, że mogło ono mieć związki z grzbietem Andrusova.

Jednakże warte podkreślenia są istotne różnice pomiędzy skałami krystalicznymi, erodowanymi z obu wyniesień. W materiale erodowanym z grzbietu Andrusova skały magmowe zdecydowanie dominują nad metamorficznymi, a datowania K/Ar wskazują na mezozoiczne zdarzenie tektoniczno-termiczne w tej domenie (np. Mišik & Marschalco, 1988; Birkenmajer, 1988). Natomiast w przypadku utworów krystalicznych, erodowanych z wyniesienia południowomagurskiego, w przewodzie metamorficznych, wstępnie stwierdzono późnokarbońsko-permski wiek ostatniego zdarzenia tektoniczno-termicznego (Poprawa i in., 2004, 2005). Występowanie odmiennych obszarów źródłowych w późnej kredzie-paleogenie na południe od basenu magurskiego i strefy PPS dodatkowo dowodzi ówczesnej, kolizyjnej i/lub przesuwczej przebudowy tej strefy.

Na podstawie egzotyków znajdujących w utworach warstw magurskich można stwierdzić, że wyniesienie południowomagurskie w eocenie było obszarem o złożonej budowie geologicznej. Składały się na nią zróżnicowane skały krystalicznego podłoża, w większości reprezentujące sialiczną skorupę kontynentalną, wśród których wyraźnie zaznacza się udział utworów niskiego stopnia metamorfizmu dynamotermicznego (facja łupków zielonych) oraz silnej kataklazy (Wieser, 1970, 1985). Duża ilość egzotyków skał krystalicznego podłoża stwarza sugestię, że wyniesienie południowomagurskie, podobnie jak wyniesienie śląskie w późnej kredzie–paleocenie, stanowiło w

eocenie strefę zakorzenionych deformacji kolizyjnych (ryc. 4e). Leško i Samuel (1968) stwierdzają podobieństwo petrograficzne egzotyków magurskich i skał marmaroskich, sugerując że wyniesienie południowomagurskie mogło stanowić element paleoceńsko-środkowoeoceńskiej kordyliery marmaroskiej.

Z kolei egzotyki osadowych skał mezozoicznych w warstwach magurskich litofacjalnie nawiązują do profili płaszczowin Karpat centralnych i sukcesji pienińskiej *s.l.* (Oszczypko, 1975; Hoffmann [W]: Oszczypko i in., 1992) oraz wykazują podobieństwa do egzotyków senonu pienińskiego pasa skałkowego (por. Birkenmajer, 1988; Mišik & Marschalco, 1988). Pozwala to sugerować, że wyniesienie południowomagurskie zlokalizowane było w obszarze pomiędzy Karpatami centralnymi a PPS. Taką pozycję paleogeograficzną PPS dodatkowo wspiera obecność jego utworów w podłożu jednostki magurskiej w strefie pery-pienińskiej oraz na Morawach, sugerowana np. przez Švábenická i in. (1997) oraz Oszczypkę (2004). Biorąc pod uwagę lokalną depozycję w tej strefie silikoklastycznych utworów o niewielkich miąższościach wykształconych w proksymalnych facjach (warstwy jarmucko-proćkie), stwierdzić można, że PPS mógł pełnić rolę strefy transferu osadów do basenu magurskiego. Koncepcja taka nie pozwala jednak wytłumaczyć znaczących różnic w składzie materiału detrytycznego machstrycko-środkowoeoceńskich warstw jarmucko-proćkich PPS oraz eoceńskich warstw magurskich jednostki magurskiej (Oszczypko i in., 2006).

W obrębie PPS w eocenie występowały znaczne, oboczne kontrasty topograficzno-batymetryczne. Dokumentuje je obecność materiału pienińskiego w detrytusie dostarczanym do basenu magurskiego wskazująca, że niektóre strefy PPS były wówczas wypiętrzone i erodowane, a także obecność proksymalnych utworów warstw jarmucko-proćkich oraz lokalne występowanie utworów głębokowodnych, wykształconych w facji margli i łupków pstrych (por. Książkiewicz, 1972). Takie kontrasty tłumaczyć można tektonicznym zróżnicowaniem PPS w wyniku jego zaangażowania i częściowego włączenia w strefę deformacji kolizyjnych, reprezentowanej przez wyniesienie południowomagurskie (fig. 4e).

Przyjęcie, że w obszarze wyniesienia południowomagurskiego następowało w eocenie kolizyjne skracanie i zachodziły deformacje kompresyjne pozwala tłumaczyć zarówno jego gwałtowne wypiętrzanie i erozję (ryc. 3b), pozycję w stosunku do PBCK, jak i tektoniczno-facjalny rozwój jego przedpola. Podobnie jako wyniesienie śląskie w późnej kredzie, wyniesienie południowomagurskie w eocenie (ryc. 4e, 5) powodowało fleksuralne uginanie płyty swego przedpola (por. Poprawa i in., 2002), doprowadzając do jej subsydencji (ryc. 3b–e, 3h–i), ograniczenia aktywności obszarów źródłowych w jej obrębie (ryc. 2a, 3f–g) i ujednolicenia facjalnego w strefach poza zasięgiem utworów warstw magurskich (ryc. 2). Strukturalne przejawy eoceńskiej kompresji w osadach zdeponowanych na bezpośrednim przedpolu wyniesienia południowomagurskiego zostały stwierdzone przez Świerczewską i Tokarskiego (1998).

Powyzsza interpretacja pozostaje w sprzeczności z dyskutowaną w poprzednim rozdziale koncepcją Jankowskiego (2004) oraz Dziadzia i in. (2005), sugerującą późnopaleoceńsko-eoceńską fazę ryftowania w basenie śląskim. Teoretyczną możliwością pogodzenia procesów konwergencji i kolizji w rejonie wyniesienia południowomagurskiego



oraz basenu magurskiego z ryftowaniem w basenie śląskim w eocenie stwarzała by propozycja Nemčoka i in. (2001), zakładająca że w okresie tym oba wspomniane baseny dzielił dystans rzędu pojedynczych tysięcy kilometrów. Jednakże takie relacje paleogeograficzne basenów ZKZ poddawano w wątpliwość na podstawie argumentów przedstawionych np. w pracy Poprawa i in. (2002) oraz Oszczycki (2004).

Na przełomie eocenu i oligocenu doszło w systemie Karpat zewnętrznych do zdarzenia tektonicznego (ryc. 3b–e, 3h–i), wyrażającego się wypiętrzaniem podłoża basenów sedimentacyjnych (Poprawa i in., 2002), choć zdaniem Leszczyńskiego (2006) proces ten nie obejmował wszystkich basenowych stref ZKZ. W okresie tym doszło ponadto do istotnej przebudowy systemu ZKZ. Jej efektem było m.in. włączenie w obręb basenu, w którym były deponowane utwory menilitowo-krośnieńskie, stref facjalnych przedmagurskiej i dukielskiej, które jeszcze w późnej kredzie i wczesnym paleogenie rozwijały się (np. Książkiewicz, 1962) w basenie wspólnym z utworami jednostki magurskiej (ryc. 2).

Na przełomie eocenu i oligocenu doszło również do zmiany w morfologii dna basenów (Żytko, 1977; Cieszkowski i in., 1985) i w efekcie kierunków transportu osadu (Książkiewicz, 1960b; Cieszkowski & Olszewska, 1986). Szczególnie charakterystyczna jest ówczesna przebudowa morfologii dna basenu magurskiego, gdzie jeszcze w eocenie (warstwy magurskie) w osiowej części basenu dominował kierunek ku S i SE, który w oligocenie (warstwy malcowskie) zmienił się na W do WSW, zatem zgodny z generalnym trendem basenu śląskiego i skolskiego (Cieszkowski & Olszewska, 1986). Na przełomie eocenu i oligocenu (ryc. 3g) nastąpiło ponadto uaktywnienie północnego, w stosunku do basenu magurskiego, źródła alimentacyjnego (Bromowicz, 1992). Rozpoczął się wówczas proces formowania płaszczowiny magurskiej (Kováč i in., 1993; Oszczycki, 1999). Za efekt omawianej przebudowy można uważać również to, że synorogeniczna depozycja utworów warstw magurskich znalazła diachroniczną kontynuację w basenie na północ od jednostki magurskiej w postaci górnooligoceno-dolnomioceno utworów warstw krośnieńskich (ryc. 2).

Depozycja warstw krośnieńskich wiązała się z bardzo gwałtowną dostawą detrytusów do basenu (np. Poprawa i in., 2006). Sądząc po kierunkach transportu (Dżułyński & Ślaczka, 1959) oraz zespole egzotyków i litoklastów basen krośnieński zasilany był z kilku odmiennych, równocześnie gwałtownie wypiętrzanych obszarów źródłowych (ryc. 3a, 3f). Klasy starszych skał fliszowych ze śląskiej strefy facjalnej (np. Skulich, 1996) oraz redeponowana mikrofauna z erodowanego, kredowego i dolnopaleogeońskiego fliszu karpackiego (Jurkiewicz, 1957; Picha & Stranik, 1999), świadczą o synkolinizyjnym wypiętrzaniu i erozji fragmentów tego basenu.

Także częściowo wypiętrzona i erodowana jednostka magurska (Żytko, 1977; Oszczycki, 1999; Picha & Stranik, 1999) stała się źródłem detrytusów zarówno dla przedpola, co jest szczególnie dobrze widoczne w przypadku górnooligoceno utworów jednostki żdąnickiej (Kováč i in., 1993), jak również dla resztkowych depocentrow magurskich, prawdopodobnie o charakterze synkinematycznych basenów niesionych (Poprawa i in., 2002; por. Jankowski, 2000; Oszczycki, 2004). Świadczy o tym np. redeponowana, starsza fauna fliszowa w utworach warstw malcowskich (Cieszkowski & Olszewska, 1986). Na duży

udział w dostawie detrytusów do utworów, stanowiących ekwiwalenty warstw krośnieńskich, materiał recyklowanego ze starszych skał fliszowych wskazuje ponadto, według Picha & Stranika (1999), dominacja w zespole minerałów ciężkich granatu. Z kolei w ukraińskich Karpatach do podobnych wniosków prowadzi występowanie w obrębie górnooligoceno-dolnomioceno warstw krośnieńskich olistostrom z resedymowanym z południa fliszem dukielskim (Shakin i in., 1976; Żytko, 1999).

Do wschodniej części basenu śląskiego w oligocenie dostarczany był materiał z południowego-wschodu ze specyficznego źródła, określanego jako wyniesienie rachowsko-marmaroskie, cechującego się składem egzotyków zdominowanym przez łupki niskiego stopnia metamorfizmu oraz paleogeńskie wapienie zoogeniczne (np. Ślaczka & Wieser, 1962). Jako że egzotyki te osiagają rozmiary dużych bloków i olistolitów, transport ich nie był odległy. Datowania K/Ar muskowitu z łupków metamorficznych wskazują, że studzenie po metamorfizmie przypadało w tym obszarze źródłowym na apcko-albską fazę orogeniczną (Poprawa i in., 2004; Malata i in., 2005). Egzotyki te znajdują się w profilu śląskiej strefy facjalnej, gdzie występują również równoległe ze wspomnianym metamorfizmem, niezmetamorfizowane utwory spokojnej sedymentacji głębokomorskiej (ryc. 2).

Wynika z powyższego, że w apcie–albie omawiana strefa basenu oraz „kordylera rachowsko-marmaroska” reprezentowały domeny paleogeograficznie odległe od siebie. W efekcie, na podstawie powyższych obserwacji wnioskować można, że w późnej kredzie i/lub paleogenie, a ściślej prawdopodobnie w późnym eocenie-wczesnym oligocenie między oboma domenami zachodziła znacząca kolizyjna konwergencja (Poprawa i in., 2004; Malata i in., 2005).

Wraz z topograficznym wypiętrzaniem kolejnych partii orogenu Karpat zewnętrznych zasięg synorogenicznej sedymentacji, reprezentowanej np. przez utwory warstw krośnieńskich, przesunął ku zewnętrznym częściom systemu basenów Karpat zewnętrznych. W eggenburgu–ottnangu przesunął się on do borysławsko-pokuckiej strefy facjalnej, w ottnangu–karpacie do stebnickiej strefy facjalnej, a następnie w badenie–sarmacie (?pannonie) w obszar zewnętrznego zapadliska przedkarpackiego (Żytko, 1999). Osady te zasilane były detrytusem zarówno z erodowanych Karpat fliszowych, jak i z wypiętrzanych obszarów źródłowych na przedpolu, w tym z fleksuralnego wału przedgórskiego.

Wyrazny zapis wypiętrzania obszaru źródłowego na przedpolu Karpat zewnętrznych na tym etapie stanowią wczesnomioceno zlepieńce słobódzkie, zawierające gruboklastyczny, osiagający rozmiary dużych olistolitów, materiał z tzw. wału dobrudzkiego. Wał ten, obecnie pograżony pod nasuniętymi Karpatami, rozciągał się wzdłuż krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego, spełniającego w czasie orogenicznej konwergencji rolę masywu oporowego. Takie położenie wału dobrudzkiego powodowało, że w miocenońskiej fazie kolizji stanowił on strefę gdzie koncentrowały się kompresyjne deformacje, doprowadzające do gwałtownego wypiętrzania wału. W składzie egzotyków erodowanych z wału dobrudzkiego, oprócz jurajskich i paleogeńskich skał węglanowych, dominują zielonkawe fyllity wieku neoproterozoicznego (np. Wdowiarz, 1983). Charakter petrograficzny skał krystalicznego podłoża wału dobrudzkiego wskazuje, że stanowił on element łączący blok małopolski ze środkową

Dobrudzą (por. Karnkowski & Głowacki, 1961), prawdopodobnie tworzącymi pierwotnie jeden terran.

### Podsumowanie

1. Ekstensja, prawdopodobnie związana z ryftowaniem, kontrolowała rozwój zachodnich Karpat zewnętrznych pod koniec jury i na początku wczesnej kredy. W jej efekcie powstały głębokomorskie rowy o sedymentacji fliszowej bądź pelagicznej, kontrastujące z ekstensyjnie wypiętrzonymi grzbietami, stanowiącymi źródło materiału detrytycznego, a także ze strefami umiarkowanej subsydencji i płytkomorskiej sedymentacji węglanowej w facjach typu sztramberskiego.

2. Przejście do poryftowej, regionalnej subsydencji termicznej we wczesnej kredzie i cenomanie powodowało zanik kontrastów morfologicznych dna basenu, a także ogólną tendencję do zmniejszania się aktywności obszarów źródłowych.

3. W barremie, apcie i albie północne obszary źródłowe dla zewnętrznej części basenu fliszowego uległy wypiętrzaniu (inwersji?) w reżimie kompresyjnym. Jako źródło kompresji wskazać można procesy kolizji orogenicznej w strefie środkowych i zewnętrznych Dacydów oraz w Karpatach centralnych. Zjawiska te potencjalnie mogą być powiązane genetycznie z równoczesnym procesem wypiętrzania i erozji południowo-zachodniego basenu polskiego (obszar monokliny przedsudeckiej) oraz jego południowo-wschodniej części. Świadczyć mogłoby to na rzecz silnych, barremsko-apcekich powiązań geodynamicznych pomiędzy północną domeną tetydzką i płytą europejską na jej przedpolu.

4. W turonie nastąpiło uaktywnienie grzbietu śląskiego, zasilającego zachodnią część basenu śląskiego. W późnej kredzie i paleocenie obszar ten był gwałtownie, choć diachronicznie wypiętrzany. Według przedstawionej tu interpretacji stanowił on wówczas strefę zakorzenionych deformacji kompresyjnych oraz nasunięć. Strefa ta, nasuwając się na płytę przedpola, powodowała subsydencję w obszarach proksymalnych (wewnętrzna basenu śląskiego) oraz wypiętrzanie tektoniczne w obszarach dystalnych (zewnętrzna część basenu śląskiego, podśląska strefa facjalna, basen skolski). Synkolizyjna kompresja powodowała umiarkowane wypiętrzanie pozostałych obszarów źródłowych dla basenów Karpat zewnętrznych oraz podmorskich wyniesień.

5. Późnosenońsko-paleoceńska faza kompresji, inwersji i tektonicznego wypiętrzania w obszarach źródłowych i basenach Karpat zewnętrznych zachodziła w przybliżeniu równocześnie z przejawami kompresji i tektoniczną inwersją bruzdy śródpolskiej oraz wypiętrzaniem i erozją wału śródpolskiego. Pozwala to sugerować, że źródłem kompresji powodującej inwersję bruzdy śródpolskiej, bądź jednym z jej źródeł, była aktywność tektoniczna w strefie wyniesienia śląskiego. Ponadto potwierdza to tezę o ówczesnych, silnych powiązaniach geodynamicznych między północną domeną tetydzką i płytą europejską (domeną perytetydzką).

6. Naprzemienne odsłanianie dla erozji oraz zalewanie i płytkomorską, spokojną depozycję w strefie grzbietu śląskiego w eocenie tłumaczyć można wpływem eustatycznych zmian poziomu morza przy słabnącym, tektonicznym wypiętrzaniu grzbietu.

7. W eocenie rozwój basenów Karpat zewnętrznych i ich obszarów źródłowych zdominowany był przez wpływ

strefy zakorzenionych deformacji kompresyjnych oraz nasunięć, aktywnej wówczas na południe od basenu magurskiego oraz przez rozwój przyzmy akrecyjnej. Tektonika nasuwca w obszarze źródłowym skutkowała dostarczaniem dużej ilości materiału detrytycznego dla utworów warstw magurskich. Fleksuralne uginanie przez nią płyty przedpola odpowiedzialne było za subsydencję i częściowe ujednoczenie facjalne ówczesnych basenów sedymentacyjnych Karpat zewnętrznych oraz za osłabienie aktywności obszarów źródłowych, położonych na północ od basenu magurskiego.

8. Kontynuująca się w oligocenie konwergencja i przemieszczanie strefy orogenicznego skracania ku północy doprowadziły do kompresyjnego wypiętrzania zarówno obszarów źródłowych, leżących pomiędzy basenem śląskim i magurskim, jak i części formującej się jednostki magurskiej oraz obszarów źródłowych na przedpolu. Zasilane przez nie oligoceńsko-dolnomiocenijskie utwory warstw krośnieńskich stanowiły diachroniczną kontynuację synorogenicznej sedymentacji rozpoczętej przez utwory warstw magurskich.

9. W okresie od albu po oligocen, w strefie paleogeograficznie położonej pomiędzy basenem magurskim a Karpatami centralnymi, znajdowały się na przemian trzy indywidualne, obecnie nie zachowane obszary źródłowe, wzajemnie różniące się budową geologiczną i charakterem geotektonicznym. Stanowiły je (a) wyniesienie Andrusowa, zasilające od albu po paleocen (środkowy eocen?) baseny pienińskiego pasa skałkowego, a po części również basen magurski, następnie (b) wyniesienie południowomagurskie, zasilające od południa basen magurski w eocenie, a także (c) wyniesienie szombrońskie, dostarczające materiału detrytycznego do paleogeńskiego basenu centralnych Karpat od północy w (?późnym eocenie-) wczesnym oligocenie. Poszczególne źródła wyróżniał charakterystyczny udział materiału reprezentującego odpowiednio: (a) mezozoiczny (?wczesnokredowy), subdukcyjny łuk wyspowy, (b) kontynentalną skorupę, powstałą w wyniku waryscyjskiej kolizji oraz (c) (?mezozoiczny) ofiolit, zastępowany z czasem przez recyklowany materiał orogeniczny. Tak zasadnicze zmiany budowy geologicznej elementów topograficznie eksponowanych w strefie basenem magurskim a Karpatami centralnymi wskazują na jej albsko-późnokredowo-paleogeńskie silne przebudowywanie, najprawdopodobniej związane z procesami orogenicznej kolizji i/lub przesuwczości.

10. Równocześnie z późnokredowo-paleogeńsko-wczesnomiocenijskim rozwojem basenów fliszowych zachodziła znacząca konwergencja i skracanie w systemie Karpat zewnętrznych, realizujące się głównie w obszarach źródłowych. Oznacza to, że wzajemne relacje paleogeograficzne pomiędzy poszczególnymi basenami fliszowymi, a zwłaszcza basenem śląskim, magurskim i paleogeńskim basenem centralnych Karpat, ulegały w kredzie i kenozoiku zmianom.

11. Tektoniczny styl procesów orogenicznych w Karpatach zewnętrznych zmieniał się w czasie, od późnokredowo-paleogeńskiej kolizji zakorzenionej do miocenijskiej kolizji naskórkowej.

Za dyskusje i cenne uwagi w trakcie przygotowywania niniejszej pracy autorzy serdecznie dziękują Nestorowi Oszczytko, Tadeuszowi Słomce, Kazimierzowi Żytko, Michałowi Krobickiemu, Barbarze Olszewskiej, Mariuszowi Paszkowskiemu i Janowi Golonce. Prezentowane prace zostały przygotowane w



ramach działalności statutowej Państwowego Instytutu Geologicznego (tematy 6.92.0009.00.0 i 6.14.0007.00.0). Anonimowym recenzentom dziękujemy za konstruktywne uwagi.

### Literatura

- ALEXANDROWICZ S.W., BOGACZ K. & WĘCŁAWIK S. 1966 — Piaskowce litotamniowe we fliszu magurskim okolic Krościanka nad Dunajcem. Zesz. Nauk. AGH, nr 123, Geologia, 7: 39–61.
- ANDRUSOV D., BYSTRITZKY J. & FUSAN O. 1973 — Outline of the structure of the West Carpathians. W: X Congress Carpatho-Balkan Geological Association, Guidebook for Geological Excursions, GUDŠ, Bratislava: 5–44.
- BASZKIEWICZ A., DZIADZIO P. & PROBULSKI J. 2001 — Stratygrafia sekwencji, petrogeniza i potencjał zbiornikowy piaskowców istebniańskich i ciężkowickich w zachodniej części fałdu Iwonicza Zdroju. Prz. Geol., 49: 417–424.
- BIRKENMAJER K. 1976 — The Carpathian orogen and plate tectonics. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci., Ser. A–2(101): 43–53.
- BIRKENMAJER K. 1988 — Exotic Andrusov Ridge: its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian Foldbelt. Stud. Geol. Pol., 91: 7–37.
- BROMOWICZ J. 1992 — Basen sedymentacyjny i obszary źródłowe piaskowców magurskich. Zesz. Nauk. AGH, Geologia, 54: 1–122.
- BUKOWY S. 1956 — Sedymentacja babickich warstw egzotycznych w Karpatach przemyskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 26: 147–155.
- CIESZKOWSKI M. & OLSZEWSKA B. 1986 — Malcov beds in Magura nappe near Nowy Targ, Outer Carpathians, Poland. Ann. Soc. Geol. Polon., 56: 53–71.
- CIESZKOWSKI M., ŚLĄCZKA A. & WDOIARZ S. 1985 — New data on structure of the Flysch Carpathians. Prz. Geol., 33: 313–329.
- CHOWANIEC J. 1985 — Selected occurrences of exotics-bearing deposits of Podhale flysch. [W:] Wieser T. (red.), Fundamental researches in the western part of the Polish Carpathians. Guide to Exc. 1, Carpatho-Balkan Geological Association, XIII Congress, Kraków. Instytut Geologiczny: 69–72.
- DOSTAL J. & OWEN J.V. 1998 — Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. Geol. Rundsch., 87: 67–77.
- DZIADZIO P., ENFIELD M.A., WATKINSON M.P. & POREBSKI Sz.J. 2005 — The Ciężkowice Sandstone: Example of basin floor fan stacking patterns from the main (Upper Paleocene to Eocene) reservoir in the Polish Carpathians. AAPG Memoir, 84: 477–496.
- DŻUŁYŃSKI S. & ŚLĄCZKA A. 1959 — Sedymentacja i wskaźniki kierunkowe transportu w warstwach krośnieńskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 28: 206–258.
- ELIÁŠ M. & ELIÁŠOVÁ H. 1984 — Facies and paleogeography of the Jurassic in the western part of the Outer Flysch Carpathians in Czechoslovakia. Sbor. Geol. Véd, Geol., 39: 105–170.
- GEDL P. 2000 — Biostratygrafia i paleośrodowisko paleogenu Podhala w świetle badań palinologicznych. Część I. Studia Geol. Pol., 117: 69–154.
- GOLONKA J., OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 2000 — Geodynamic evolution and paleogeography of the Carpathian-Pannonian region — a global perspective. Slovak Geol. Magazine, 6: 139–142.
- GOLONKA J., CIESZKOWSKI M. & WAŁKOWSKA-OLIWA A., 2006 — Geodynamic Evolution of the Subsilesian Realm. Geolines, 20: 39–40.
- GRABOWSKI J., KRZEMIŃSKI L., NESCIERUK P., PASZKOWSKI M., SZYDŁO A., PÉCSKAY Z. & WÓJTOWICZ A. 2004 — Nowe dane o wieku skał cieszyńskich (Karpaty zewnętrzne, jednostka śląska) — rezultaty datowań metodą K–Ar. Prz. Geol., 52: 40–46.
- HANŽL P., SCHITTER F., FINGER F., KREJČI O., BURIÁNKOVÁ K. & STRÁNIK Z. 2000 — Petrography, geochemistry and age of granitic pebbles from the Moravian part of the Carpathian Flysch. Mineralogical Society of Poland — Special Papers, 17: 156–158.
- HOFFMANN M. 1992 — Deep and shallow water reef-facies pattern of the Late Jurassic from Outer Polish Carpathians. Platform Margins. Internat. Symp. Chiciliene, Abstracts, 54.
- HOFFMANN M. 2001 — Ewolucja strefy kordyliery śląskiej w późnej jurze i wczesnej kredzie. Polska Grupa Robocza Systemu Jurajskiego — Jurassica, II Spotkanie — Starachowice, Pol. Tow. Geol., Państw. Inst. Geol.
- JANKOWSKI L. 2000 — Geologia przedpola jednostki magurskiej — nowe dane. Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol., 56: 79–82.
- JANKOWSKI L. 2004 — Rozwój karpacciej przyzmy akrecyjnej — ujęcie koncepcyjne. 75 Zjazd Naukowy Pol. Tow. Geol., Iwonicz Zdrój, Materiały Konferencyjne: 44–45.
- JAKSA-BYKOWSKI C. 1925 — Przyczynek do charakterystyki petrograficznej fliszu magurskiego okolic Krościanka nad Dunajcem. Arch. Prac. Miner. Tow. Nauk. Warsz., t. 1: 123–139.
- JURKIEWICZ H. 1957 — O wótymym występowaniu otwornic wieku kredowego w młodszych osadach fliszu karpacciego. Prz. Geol., 9: 430–431.
- KARNKOWSKI P. & GŁOWACKI E. 1961 — O budowie geologicznej utworów podmioceńskich przedgórz Karpat środkowych. Kwart. Geol., 5: 372–419.
- KARNKOWSKI P.H. 1999 — Origin and evolution of the Polish Rotliegend basin. Polish Geological Institute Special Papers, 3: 1–93.
- KOŁODZIEJ B. 1997 — Scleractinia z egzotycznych wapieni typu sztramberskiego z polskich Karpat fliszowych. Praca Doktorska, Uniwersytet Jagielloński, Kraków, pp. 1–103.
- KOSZARSKI L. (red.) 1985 — Geology of the Middle Carpathians and Carpathian Foredeep. Guide to Exc. 3. Carpatho-Balkan Geological Association, XIII Congress, Kraków, pp. 1–254.
- KOSZARSKI L. & ŚLĄCZKA A. 1973 — Kreda. Karpaty zewnętrzne (fliszowe). Budowa geologiczna Polski, t. I — Stratygrafia, cz. 2 — Mezozoik. Wyd. Geol.
- KOTLARCZYK J. 1978 — Stratygrafia formacji z Ropianki /fm/ czyli warstw inoceramowych w jednostce skolskiej Karpat fliszowych. Pr. Geol. PAN, 108: 1–82.
- KOVÁČ M., NAGYMAROSY A., SOTÁK J. & ŠUTOVSKÁ K. 1993 — Late Tertiary paleogeographic evolution of the Western Carpathians. Tectonophysics, 226: 401–415.
- KRZYWIEC P. 2002 — Mid-Polish Trough inversion — seismic examples main mechanisms, and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. EGS Stephan Muller Spec. Publ. Ser., 1: 233–258.
- KŚIAŻKIEWICZ M. 1956 — Jura i kreda Bachowic. Roczn. Pol. Tow. Geol., 42: 119–405.
- KŚIAŻKIEWICZ M. 1958 — Osuwiska podmorskie we fliszu karpaccim. Roczn. Pol. Tow. Geol., 28: 123–150.
- KŚIAŻKIEWICZ M. 1960a — Pre-orogenic sedimentation in the Carpathian geosyncline. Geol. Rundsch., 50: 8–31.
- KŚIAŻKIEWICZ M. 1960b — Zarys paleogeografii polskich Karpat fliszowych. Pr. Inst. Geol., 30: 209–249.
- KŚIAŻKIEWICZ M. (red.) 1962 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 1: 600 000, z. 13. Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach Zewnętrznych. Inst. Geol. Warszawa.
- KŚIAŻKIEWICZ M. 1972 — Budowa geologiczna Polski, t. IV, Tektonika, cz. 3. Karpaty. Wyd. Geol.
- KŚIAŻKIEWICZ M. 1977 — Hypothesis of plate tectonics and the origin of the Carpathians. Ann. Soc. Geol. Pol., 47: 329–353.
- LESZCZYŃSKI S. 1978 — Wapienie glonowe i rodolity z piaskowców ciężkowickich jednostki śląskiej w Karpatach. Roczn. Pol. Tow. Geol., 48: 391–405.
- LESZCZYŃSKI S. 2006 — Sedimentary record of evolution of the Polish Carpathians during Late Eocene–Early Oligocene: do we understand it? POKOSZ: Przebieg i zmienność sedymentacji w basenach przedgórzskich. Materiały konferencyjne.
- LESZCZYŃSKI S. & MALIK K. 1996 — Skały wapienne i wapniste we fliszu polskich Karpat Zewnętrznych. Prz. Geol., 44: 151–158.
- LEŠKO B. & SAMUEL O., 1968 — Geologia vychodoslovenského flyšu. Vyd. Slov. Akad. Vied., Bratislava.
- LUCIŃSKA-ANCZKIEWICZ A., ŚLĄCZKA A., VILLA I.M. & ANZKIEWICZ R. 2000 — <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar dating of the teschenite association rocks from the Polish Outer Carpathians. Pol. Tow. Miner. Pr. Spec., 17: 210–211.
- MALATA T. & OLSZEWSKA B. 1998 — Jura i kreda Bachowic po 40. latach. The Jurassic and Cretaceous of Bachowice — 40 years later. Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol., 54: 75–76.
- MALATA T., POPRAWA P., PÉCSKAY Z. & SKULICH J. 2005 — K/Ar dating of crystalline pebbles from the Otryt sandstone (eastern Silesian unit, Outer Carpathians). Miner. Soc. Poland, Special Papers, 26: 195–198.
- MALUSKI H., RAJLICH P. & MATTE P. 1993 — <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. Tectonophysics, 223: 313–337.
- MATYSZKIEWICZ J. & SŁOMKA T. 1994 — Organodetrital conglomerates with ooids in the Cieszyn Limestones (Tithonian–Berriasian) of the Polish Flysch Carpathians and their paleogeographic significance. Ann. Soc. Geol. Polon., 63: 211–248.
- MIŠIK M. & MARSCHALKO R. 1988 — Exotic conglomerates in flysch sequences: Examples from the West Carpathians. Mém. Soc. Géol. France, Nouv. sér., 154: 95–114.
- MORYCOWA E. 1968 — Egzotyki wapieni typu sztramberskiego z koralowcami z jeziora Rożnowskiego. Roczn. Pol. Tow. Geol., 38: 19–32.
- MORYCOWA E. 1988 — Wapienie egzotyczne typu sztramberskiego z Kruhela Wielkiego koło Przemyśla (warstwy ropianieckie, jednostka śląska). Przew. 59 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Karpaty Przemyskie: 259–266.



- NARĘBSKI W. 1990 — Early rift stage in the evolution of western part of the Carpathians: geochemical evidence from limburgite and teschenite rock series. *Geol. Zborn. Geol. Carpath.*, 41: 521–528.
- NEMČOK M., NEMČOK J., WOJTASZEK M., LUDHOVA L., OSZCZYPKO N., SERCOMBE W.J., CIESZKOWSKI M., PAUL Z., COWARD M.P. & ŚLĄCZKA A. 2001 — Reconstruction of Cretaceous rifts incorporated in the Outer West Carpathian wedge by balancing. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 39–64.
- NEY R. 1976 — The Carpathians and plate tectonics. *Prz. Geol.*, 24: 309–316.
- NOWAK J. 1927 — Zarys tektoniki Polski. Kraków.
- NOWAK W. 1962 — Niektóre nowe dane o serii godulskiej Karpat Zachodnich. *Kwart. Geol.*, 6: 793–794.
- OLSZEWSKA B. & WIECZOREK J. 2001 — Jurassic sediments and microfacies of the Andrychów Klippes (Outer Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 52: 217–228.
- OSZCZYPKO N. 1975 — Exotic rocks in the Paleogene of the Magura Nappe between the Dunajec and Poprad rivers (Carpathians, Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 45: 403–431.
- OSZCZYPKO N. 1992 — Late Cretaceous through Paleogene evolution of Magura Basin. *Geologica Carpathica*, 43: 333–338.
- OSZCZYPKO N. 1999 — From remnant oceanic basin to collision-related foreland basin — a tentative history of the Outer Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 50: 161–163.
- OSZCZYPKO N. 2004 — The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. *Prz. Geol.*, 52: 780–791.
- OSZCZYPKO N., WĘCŁAWIK S., UCHMAN A. & HOFFMANN M. 1992 — Stratygrafia i sedimentologia formacji zarzeckiej. *Przew. LXIII Zjazdu Pol. Tow. Geol., Koninki*, 115–120.
- OSZCZYPKO N., OSZCZYPKO-CLOWES M., SALATA D. 2006 — Egzotyki strefy krynickiej (płaszczowina magurska) i ich znaczenie paleogeograficzne. *Z. Nauk. AGH, Geologia*, 32: 21–45.
- PASSENDORFER E. & RONIEWICZ P. 1963 — Jeszcze w sprawie wypływu tatrzańskieg w eocenie. *Acta Geol. Pol.*, 13: 1–13.
- PICHA F.J. & STRANIK Z. 1999 — Late Cretaceous to early Miocene deposits of the Carpathian foreland basin in southern Moravia. *Int. Journ. Earth Sciences*, 88: 475–495.
- POPRAWA P. & MALATA T. 1996 — Pre-orogenic Evolution of the Polish Part of Outer Carpathians—Quantitative Subsidence and Uplift Analysis. *Mitteilungen der Gesellschaft und Bergbaustudenten in Osterreich*, 41: 129. Abstrakt.
- POPRAWA P., MALATA T. & OSZCZYPKO N. 2002 — Ewolucja tektoniczna basenów sedimentacyjnych polskiej części Karpat zewnętrznych w świetle analizy subsydencji. *Prz. Geol.*, 50: 1092–1108.
- POPRAWA P., MALATA T., PÉCSKAY Z., BANAS M., SKULICH J., PASZKOWSKI M. & KUSIAK M. 2004 — Geochronology of crystalline basement of the Western Outer Carpathians” sediment source areas — preliminary data. *Mineralogical Society of Poland, Special Papers*, 24: 329–332.
- POPRAWA P., KUSIAK M.A., MALATA T., PASZKOWSKI M., PÉCSKAY Z. & SKULICH J. 2005 — Th–U–Pb chemical dating of monazite and K/Ar dating of mica combined: preliminary study of “exotic” crystalline clasts from the Western Outer Carpathian flysch (Poland). *Miner. Soc. Poland, Special Papers*, 25: 345–351.
- POPRAWA P., MALATA T., OSZCZYPKO N., SŁOMKA T., GOLONKA J. & KROBICKI M. 2006 — Analiza tempa depozycji materiału detrytycznego w basenach sedimentacyjnych Karpat zewnętrznych jako wskaźnik aktywności tektonicznej ich obszarów źródłowych. *Prz. Geol.*, 54: 878–887.
- RATSCHBACHER L., MERLE O., DAVY P. & COBBOLD P. 1991 — Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, 10: 245–256.
- SALATA D. 2002 — Provenance of chromian spinels of the Szczawnica (Magura nappe) and the Jarmuta (Pinienny Klippen Belt) formations in the light of their chemical composition. *Geologica Carpathica*, 53: 12–13.
- SĂNDULESCU M. 1988 — Cenozoic tectonics history of the Carpathians. [W:] Royden L.H. & Horwath F. (red.), *The Pannonian Basin: a study in basin evolution*. AAPG Memoir, 45: 17–26.
- SHAKIN V.A., BUROV V.S., VIALOV O.S., GLUSHKO V.V., KRUGLOV S.S., PIETRASHKIEVICH M.I. & TEMNIUK F.P. 1976 — Geologicheskaja karta ukraïnskikh Karpat i priliegajushchikh progibov. *Masshtab 1: 200 000*. Kiev, Ministerstvo Geologii USSR, UkrNIIGRI.
- SIKORA W. 1976 — Kordyliery Karpat Zachodnich w świetle tektoniki płyt litosfery. *Prz. Geol.*, 24: 336–349.
- SKULICH J. 1996 — Skały egzotyczne pochodzenia osadowego współwystępujące z egzotycznymi skałami magmowymi i metamorficznymi w rejonie Gilowic (Kotlina Żywiecka) i potoku Domaczka (Beskid Mały). *Przew. 67 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Szczyrk*: 115–118.
- SKULICH J. 2001 — Spektrum egzotycznych skał przeobrażonych jednostki śląskiej. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 57: 83–86.
- SŁOMKA T. 1986 — Utwory podmorskich ruchów masowych w łupkach cieszyńskich dolnych. *Kwart. AGH, Geologia*, 12: 25–35.
- SŁOMKA T. 1995 — Głębokomorska sedimentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat. *Deep-marine siliciclastic sedimentation of the Godula Beds, Carpathians*. *Pol. Akad. Nauk, Oddz. w Krakowie, Komis. Nauk Geol., Pr. Geol.*, 139: 1–132.
- SŁOMKA T., GOLONKA J., KROBICKI M. & MATYSZKIEWICZ J. 2002 — Upper-most Jurassic syn-rift tectonic activity in the Silesian basin (Outer Carpathians; northern margin of the Tethyan Ocean). 6<sup>th</sup> International Symposium on the Jurassic System, Mondello. *Abstracts*: 177–178.
- SOTÁK J., BEBEJ J. & BIROŇ A. 1996 — Detrital analysis of the Paleogene flysch deposits of the Levoča Mts.: evidence for sources and paleogeography. *Slovak Geol. Mag.*, 3–4/96: 345–349.
- SOTÁK J., PERESZLENYI M., MARSCHALKO R., MILICKA J. & STAREK D. 2001 — Sedimentology and hydrocarbon habitat of the submarine-fan deposits of the Central Carpathian Paleogene Basin (NE Slovakia). *Marine and Petroleum Geology*, 18: 87–114.
- ŚLĄCZKA A. 1998 — Age of the anesitic rocks in the Sub-Silesian unit (Outer Carpathians). *Carpathian-Balkan Association, XVI Congress, Abstracts*, Vienna.
- ŚLĄCZKA A. & WIESER T. 1962 — Łupki z egzotykami z warstw krośnińskich w rejonie Baligrodu. *Kwart. Geol.*, 6: 662–677.
- ŚWIDROWSKA J. & HAKENBERG M. 1999 — Subsydencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górno kredowych. *Prz. Geol.*, 47: 61–68.
- ŚWIERCZEWSKA A. & TOKARSKI A.K. 1998 — Deformation bands and the history of folding in the Magura nappe, Western Outer Carpathians (Poland). *Tectonophysics*, 297: 73–90.
- ŠVÁBENICKÁ L., BUBÍK M., KREJČÍ O. & STRÁŇÍK Z. 1997 — Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura Group of nappes in Moravia (Czech Republic). *Geol. Carpathica*, 48: 179–191.
- TARI G., BĀLDI T. & BĀLDI-BEKE M. 1993 — Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. *Tectonophysics*, 226: 433–455.
- TOMAŚ A., GOLONKA J. & KROBICKI M. 2004 — Egzotyki wapieni młodopaleozoicznych w utworach fliszowych Karpat. [W:] Krobicki M. (red.), *Egzotyki karpackie — znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficzno-geotektonicznych*. Ogólnopolskie seminarium, 13.12.2004, Kraków: 29–32.
- UNRUG R. 1968 — Kordyliera śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaskowców fliszowych Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysockiego (Polskie Karpaty zachodnie). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38: 81–164.
- WDOWIARZ S. 1983 — Zagadnienie południowo-wschodniego przedłużenia aulakogenu środkowopolskiego w geosynklinie karpackiej. *Prz. Geol.*, 357: 15–21.
- WIESER T. 1970 — Skały egzotyczne z osadów płaszczowiny magurskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 235: 123–161.
- WIESER T. 1985 — Some remarks on sedimentation, composition and provenance of exotics-bearing conglomerates in the Western Polish Carpathians flysch formations. [W:] Wieser T. (red.), *Fundamental researches in the western part of the Polish Carpathians. Guide to Exc. 1, Carpatho-Balkan Geological Association, XIII Congress, Cracow*. Geological Institute, pp. 57–68.
- WINKLER W. & ŚLĄCZKA A. 1994 — A Late Cretaceous to Paleogene geodynamical model for the Western Carpathians in Poland. *Geol. Carpathica*, 45: 71–82.
- ZIEGLER P.A., CLOETINGH S. & VAN WEES J-D. 1995 — Dynamics of intra-plate compressional deformations: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252: 7–59.
- ŻYTKO K. 1977 — Uwagi o paleogeńskich ruchach tektonicznych w Karpatach zewnętrznych. *Kwart. Geol.*, 21: 938–940.
- ŻYTKO K. 1999 — Korelacja głównych strukturalnych jednostek Karpat Zachodnich i Wschodnich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 135–164.
- ŻYTKO K., ZAJĄC R., GUCIK S., RYŁKO W., OSZCZYPKO N., GARLICKA I., NEMČOK J., ELIĄŚ M., MENČIK E. & STRÁŇÍK Z. 1989 — Map of the Tectonic Elements of the Western Outer Carpathians and their Foreland. [W:] Poprawa D & Nemčok J. (red.), *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland*. PIG Warszawa/GUDŠ Bratislava/UUG Praha.

Praca wpłynęła do redakcji 05.09.2005 r.

Akceptowano do druku 22.09.2006 r.