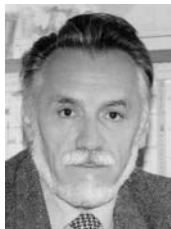


Uwagi o wpływie struktury przedpola na formowanie się frontu nasunięć płaszczowinowych

Orest Stupka*, Włodzimierz Mizerski**



O. Stupka



W. Mizerski

Some remarks on the influence of the foreland structure on the formation of a frontal nappe thrust. Prz. Geol., 54: 430–434.

Su m m a r y . In this paper we describe relations between geological structure, shape and relief of the crystalline basement of the Precambrian cratons, and between rigid elements in Variscan orogens and the width of the younger fold belts in their foreland. The relations can be seen between the Baltic shield and Alpine belts. In places, where the fold belt is thrust over uplifted part of the craton's fundament, the fold belt and its marginal foredeep are tight and the fold belt is very high. In places, where the fold belt is thrust over deep part of the fundament, the fold belt and its marginal foredeep are broad. Similar relations can be seen between the East European craton and Variscan fold belts.

Key words: *geotectonics, orogen, marginal foredeep, craton*

Niniejszy komunikat jest próbą zwrócenia uwagi na ważne zagadnienie szerokości łańcuchów górskich różnego wieku i ich rowów przedgórskich. Analiza części pasm fałdowych w Europie, Azji, Ameryce Północnej i Południowej, jak również przegląd literatury upoważniły autorów do poczynienia sugestii, iż szerokość pasma fałdowego, jak również szerokość rowu przedgórskiego mogą być związane z ukształtowaniem fundamentu obszarów kratonicznych, na który nasuwają się struktury fałdowe orogenu. Oznaczać to może, że wpływ głębokiego podłoża na skalę nasunięć płaszczowinowych, przynajmniej w niektórych łańcuchach górskich, może być znaczny i warunkować wielkość nasunięcia i szerokość rowu przedgórskiego. Nie pretendując do przesądzenia o planetarnej skali tej prawidłowości, autorzy pragną zwrócić uwagę na zaobserwowane przez siebie zależności.

W klasycznym schemacie ewolucji płaszczowinowo-fałdowych struktur Alp, Karpat, Dobrudży, Krymu i Kaukazu zakładano ich istnienie jako poszczególnych elementów śródziemnomorskiej strefy fałdowej, które w procesie swego rozwoju zostały przeważnie odkorzenione od poprzedniego podłoża i nasunięte na przedpole, a w końcowym etapie wykształciły na swoim przedpolu szersze lub węższe zapadliska i rowy przedgórskie. Platformy były przy tym traktowane jako sztywne, pasywne elementy geostukturalne, które tylko ograniczały zasięg tych systemów, lecz nie wpływały na ich geotektoniczną ewolucję. Nie zwracano zbytnej uwagi na formę kratonu, na jego budowę i kształt, tj. na te elementy, które są bardzo ważne dla rozstrzygnięcia wzajemnych relacji między platformą a systemami fałdowymi. Nie brano pod uwagę, że sąsiadujące z łańcuchem górskim struktury przedpola wpływają na formowanie się struktury systemu fałdowego i jego rowu przedgórskiego. A przecież już Haug (1900) wypowiedział pogląd, że teoria górotwórczości powinna w sposób przekonujący objaśniać nie tylko przyczyny powstawania defor-

macji tektonicznych, ale i lokalizację procesów fałdowych zachodzących w poszczególnych systemach górskich. Na związku między ostateczną konfiguracją orogenu a ukształtowaniem brzeżnej strefy kontynentu, do której przylega orogen, zwracał również uwagę Thomas (1977). Skierowane w stronę kontynentu wypukłości orogenu miałyby wypełniać zatoki dawnej, pasywnej platformy, a wklęsłe odcinki orogenu miałyby odpowiadać dawnym przylądkom czy półwyspom platformy. W takim ujęciu zakładano bierne dostosowanie się orogenu do kształtu krawędzi pasywnej platformy (Dadlez & Jaroszewski, 1994).

Na wpływ kształtu krawędzi dwóch bloków kontynentalnych ulegających kolizji zwracał też uwagę Tapponnier (1977). Gdy jeden blok kontynentalny wbija się klinem w drugi i powstaje przy tym pasmo fałdowe, następuje oroklinalne wygięcie orogenu i rozsuniecie bloków skorupowych znajdujących się po obu stronach wciskającego się klina. Tapponnier wskazywał przy tym na wgniecenie brzegu Europy przez blok adriatycko-apulijski, a także przez blok anatolijski (płyta arabską). Klasyczny przykład dotyczy płyty adriatycko-apulijskiej, która wciskając się od południa klinem w Europę spowodowała zjawisko tzw. tektoniki ucieczki (Tapponnier, 1977) — rozepchnięcie na boki bloków sąsiednich, w konsekwencji czego powstał łuk Karpat na wschodzie i łuk Alp Zachodnich na zachodzie.

Wpływ nierównej krawędzi jednej płyty na rozwój granicy konwergentnej między płytami podkreślali też Dewey i Burke (1974), twierdząc, iż czoła nasunięć mogą wypełniać zatoki subdukowanej płyty.

Bazujące na klasycznych koncepcjach, tradycyjne poglądy o płaszczowinowo-fałdowych systemach Alp, Karpat, środkowej Dobrudży, południowego Krymu i Wielkiego Kaukazu, funkcjonujących jako oddzielne ogniwka jednego, wielkiego systemu, nie wyjaśniają całej złożoności ich geologicznej ewolucji, etapów deformacji tektonicznych, a przede wszystkim — genezy, wieku i intensywności deformacji fałdowych w tych, a nie innych rejonach. Rozpatrywane systemy fałdowe różnią się od siebie. Każdy z nich, rozwijając się zgodnie z ogólnymi dla tej części alpejskiej strefy fałdowej prawidłowościami tektonicznej historii, ma swój charakterystyczny inwentarz skał,

*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Materials, National Academy of Sciences of Ukraine, Naukova Str. 3a, 79053 Lviv, Ukraine

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

budowę i ewolucję, które były uwarunkowane budową skorupy ziemskiej i specyfiką strukturalną jej górnej części.

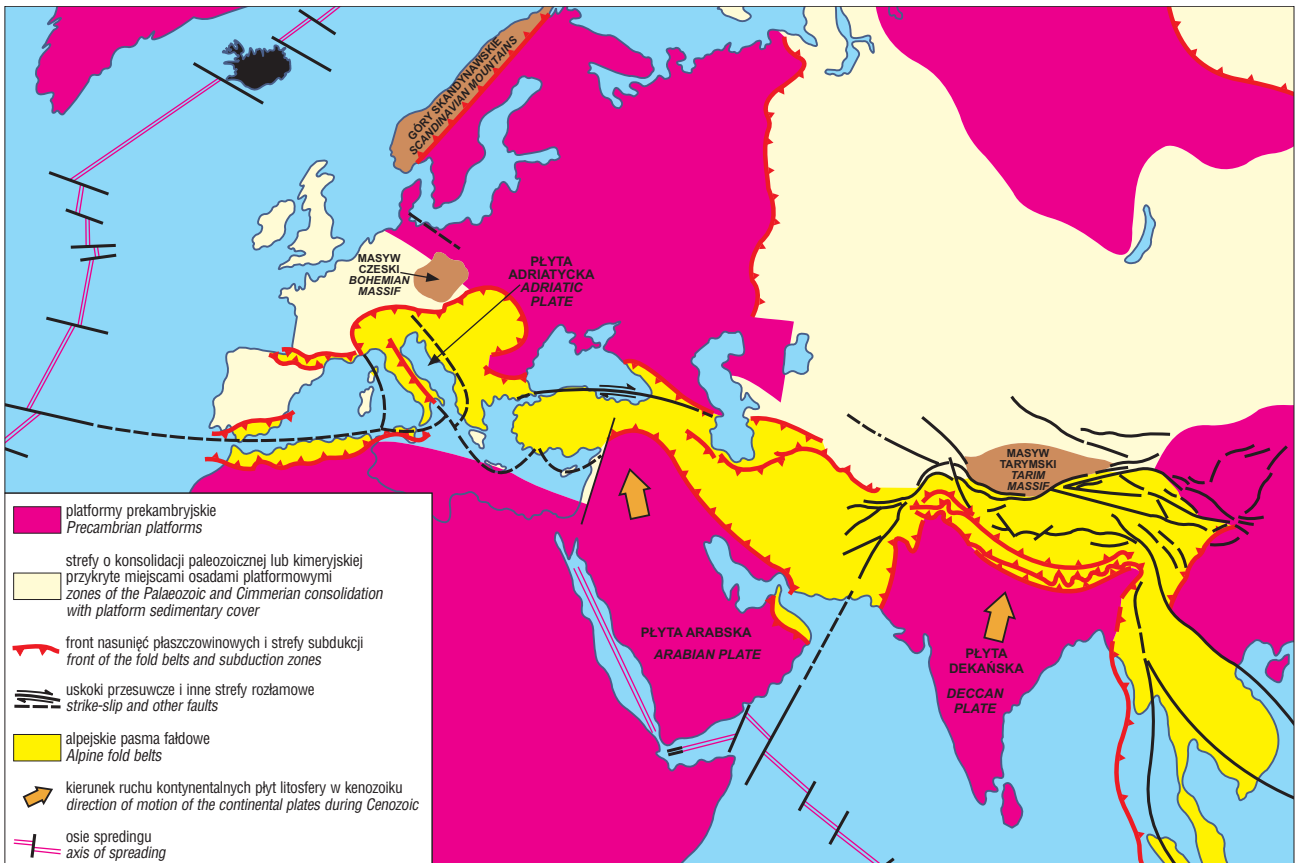
Wpływ budowy, kształtu i przebiegu granic jednostek tektonicznych w brzeźnych częściach starych platform na rodzaj i ewolucję sąsiadujących z nimi stref fałdowych jest bardzo wyraźnie widoczny zarówno w skali globalnej, jak i skali regionalnej. Potwierdzają się funkcjonujące od czasów Arganda (1924) i Stauba (1924) poglądy o tym, że wielostrefowe deformacje pasma śródziemnomorsko-himalajskiego są związane z kolizją litosfery Europy z trzema gondwańskimi blokami krystalicznymi: adriatyckim, arabskim i indyjskim (ryc. 1). Na skutek każdej z tych kolizji powstawało w Eurazji charakterystyczne pole naprężeń i pole struktur deformacyjnych. Jedno z nich powstało pod wpływem nacisku płyty arabskiej, która między uskokiem lewantyjskim a uskokiem Zagrosu wchodzi klinem w bardziej plastyczne skały płyty euroazjatyckiej. Poziomy ruch płyty arabskiej spowodował powstanie złożonej, strukturalnej sytuacji w anatolijsko-irańskim segmencie strefy śródziemnomorsko-himalajskiej. Dalej na północ, a także na wschód, w kierunku zapadliska nadkaspijskiego, subpołudnikowa kompresja wywołała subrównoleżnikową tensję, w wyniku której uformowały się strefy podobne do ryftu jeziora Bajkał czy ryftu Renu (Kopp, 2000). Skutkiem dynamicznego oddziaływania płyty arabskiej jest współczesna, tektoniczna aktywność w tym regionie. Wdzieranie się arabskiego klina na terytorium Kaukazu powoduje większość silnych i głębokoogniskowych trzęsień ziemi. Trzeba zauważyć, że właśnie na terytorium leżącym na północ od Pamiru i Indii, a na północny wschód od płyty arabskiej, nastąpiło główne skrócenie skorupy

ziemskiej w ciągu ostatnich 10 mln lat — oszacowane na 150–250 km (Sborszczyk i in., 1981).

W zachodniej Europie można natomiast prześledzić wpływ kształtu płyty adriatyckiej na przebieg łańcucha alpidów. Płyta adriatycka ma skorupę kontynentalną, a na jej brzegach znajdują się struktury kolizyjne. Jako element płyty afrykańskiej (połączony z nią „mostem” kalabryjsko-sycylijskim o ścienionej skorupie kontynentalnej), przemieszczała się wraz z nią począwszy od wczesnego mezozoiku. Węglanowe skały mezozoiku regionu peryadriatyckiego bardzo różnią się składem materiału terygenicznego od jednowiekowych, węglanowych skał pozostałej części Europy i są facjami typowymi dla południowego skraju Tetydy. W eocenie kolizja płyty adriatyckiej z kontynentem europejskim spowodowała powstanie alpejskiego łańcucha fałdowego — od Gór Betyckich przez Alpy, Karpaty i Dynarydy, po Hellenidy.

Wpływ budowy przedpola na strukturę i rozwój przyległej do niej alpejskiej strefy fałdowej jest wyraźnie widoczny, zarówno w obrębie pasma alpejsko-karpackiego, jak i przedalpejskich i przedkarpackich zapadlisk molasowych (Ziegler, 1987; Stupka & Mizerski, 2006).

Alpy Zachodnie charakteryzują się najwyższymi wysokościami i nieznaczną szerokością (50–60 km). To gigantyczny zespół płaszczowin. Ich tektoniczne przemieszczenie nastąpiło w wyniku regionalnej, poziomej kompresji, zorientowanej prostopadle do kierunku rozciągłości Alp Zachodnich, która spowodowała tektoniczne rozwarstwienie skorupy ziemskiej na różnych głębokościach. Jest to dobrze widoczne w południowej części Alp Pennińskich, składającej się z łusek płaszczowinowych nachylonych na



Ryc. 1. Elementy strukturalne śródziemnomorsko-himalajskiej strefy fałdowej (wg Stupki, 2004, zmodyfikowany)

Fig. 1. Structural sheet of Mediterranean-Himalayan fold belt (after Stupka, 2004, modified)

południe, zbudowanych z lercolitów, metabazytów i granulitów. Metabazyty i granulity odpowiadają niższej części skorupy kontynentalnej, a lercolity — fragmentom płaszczu. Na powierzchni znajduje się pakiet ultrazasadowych skał, który pogrążając się pod Niziną Padańską łączy się z geofizycznie wyznaczoną powierzchnią Moho. Można go uważać za wyciśnięty fragment płaszczu. Właśnie w Alpach Zachodnich nastąpiło największe skrócenie skorupy ziemskiej. Ten segment Alp jest oddzielony od zachodnioeuropejskich waryscydów wąskim rowem przedalpejskim.

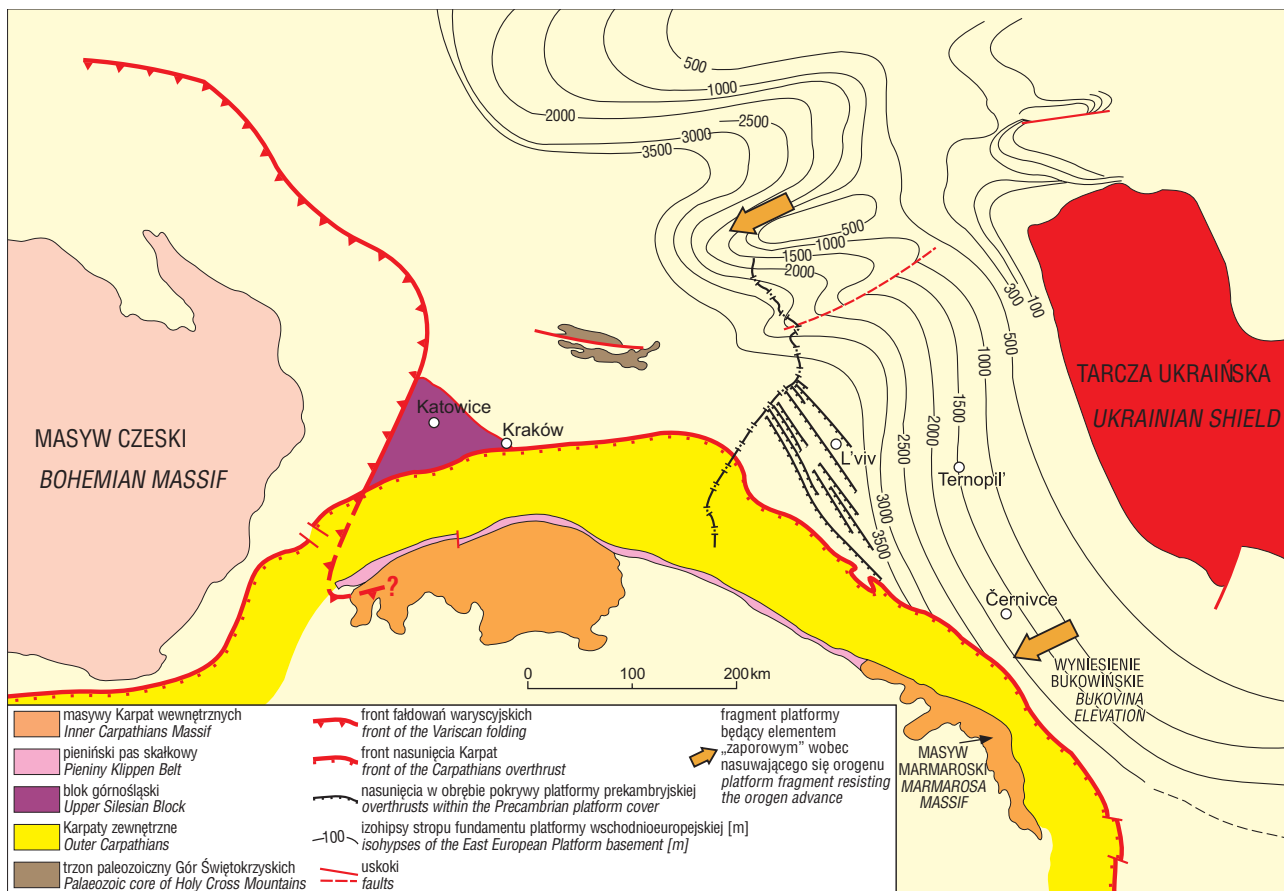
Budowa Alp Zachodnich zdecydowanie różni się od budowy Alp Wschodnich, znacznie szerszych i niższych. Przedalpejski rów molasowy ma tu maksymalną szerokość i szybko zwęża się w kierunku południowej granicy Masywu Czeskiego.

W zachodnich i wschodnich Karpatach można wyróżnić trzy sektory. Pierwszy z nich, do południka Krakowa, ma szerokość 60–100 km, a przed jego czołem znajduje się wąski rów przedgórski. Drugi ciągnie się od południka Krakowa do równoleżnika Czerniowców. Tutaj Karpaty fliuszowe i zapadlisko przedkarpackie są najszersze (350 km), a ich łuk jest skierowany ku NE. Specyficzną cechą tego segmentu jest anomalna budowa skorupy. Jej asymetryczna strefa korzeniowa, znajdująca się pod strefą skibową i wewnętrzną częścią zapadliska przedkarpackiego, jest przemieszczona ku NE ze środkowej części Karpat. Odcinek o anomalnej budowie skorupy tworzy w planie pas szerokości 60–80 km. Jest on równoległy do brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego. Granica Moho leży tu na największej głębokości — 60–67 km. Powyżej niej znajduje się

warstwa, przez którą fale sejsmiczne przechodzą z prędkością 7,6–7,7 km/s. Przykrywa ją gruba seria skał (do 30 km) o szybkościach fal sejsmicznych 6,8–7,0 km/s. Właśnie z tym fragmentem pokrywa się regionalne minimum siły ciężkości. Tu też występują największe złoża węglowodorów zarówno w Karpatach, jak i w zapadlisku przedkarpackim. W trzecim sektorze, położonym na południe od równoleżnika Czerniowców, następuje silne zwięźnienie zapadliska i Karpat zewnętrznych (30–50 km), łańcuch jest wysoki, a jego tektonika jest bardzo skomplikowana.

Te cechy Alp i Karpat bardzo dobrze korespondują z budową ich przedpola. Alpy Zachodnie, z ich wąskim rowem przedgórskim, opierają się o Masyw Centralny. Alpy Wschodnie natomiast i ich szeroki rów przedgórski wkraczają na niezdeformowaną płytę niemiecką, gdzie w obrębie rowu występują złoża ropy i gazu. Najszersza strefa Karpat i ich zapadliska przedgórskiego pokrywa się z obszarem obniżonego fundamentu platformy prekambryjskiej oraz z przebiegiem paleoryftu wołyńsko-orszańskiego, a najwęższa — opiera się o południowo-zachodni stok tarczy ukraińskiej oraz będące jego kontynuacją ku SW wyniesienie bukowińskie, które począwszy od neoproterozoiku, charakteryzowało się ciągłymi ruchami wypiętrzającymi. Właśnie naprzeciw niego znajduje się masyw marmaroski i następuje maksymalne zbliżenie tarczy ukraińskiej i wyniesienia bukowińskiego z Karpatami (ryc. 2) oraz przegięcie łuku Karpat, które są tu silnie wypiętrzone.

Różna szerokość pasma fałdowego Karpat Zachodnich i Karpat Wschodnich, jak również i odmienna szerokość zapadliska przedkarpackiego przed czołem Karpat Zachod-



Ryc. 2. Front nasunięć waryscyjskich i alpejskich w Europie środkowej w nawiązaniu do struktur tektonicznych przedpola
Fig. 2. Variscan and Alpine fronts in central Europe in the context of the tectonic structure of their foreland

nich i Karpat Wschodnich nie znajdują jednak istotnego odzwierciedlenia w strukturze skorupy ziemskiej przedpola Karpat, rozpoznanej za pomocą głębokich sondowań sejsmicznych (Guterch & Grad, 2006). Mogłoby to sugerować, że skala nasunięć płaszczowinowych i szerokość zapadliska przedkarpackiego były uzależnione nie tyle od wewnętrznej budowy skorupy, ile od skali wypiętrzenia lub obniżenia elementów przedpola Karpat w trakcie zakładania zapadliska przedgórskiego i nasuwania się płaszczowin. Sugestię tę można potwierdzić tym, że na obszarze południowo-wschodniej Polski powierzchnia Moho obniża się w kierunku NE, podczas gdy na południku Krakowa — podnosi się, uzyskując minimum w osi niecki miechowskiej (Guterch & Grad, 2006).

Relacje między ukształtowaniem powierzchni Moho a skalą nasunięć płaszczowinowych Karpat i szerokością zapadliska przedkarpackiego nie idą jednak w parze z ukształtowaniem podłoża skonsolidowanego. Zarówno na zachodzie, jak i wschodzie polskiego segmentu Karpat i ich przedpola podłoża skonsolidowane pod Karpatami podnosi się ku północy (Oszczypko, 2006). Wyraźne ugięcie tego podłoża (o ile za takie można uznać neoproterozoiczno-dolnokambryjskie skały bloku małopolskiego) obserwujemy jedynie pod wschodnią częścią zapadliska przedkarpackiego.

Podobne do występujących w paśmie alpejskim przykłady zależności przebiegu i budowy pasm fałdowych od struktur przedpola można znaleźć na innych kontynentach. Taką sytuację można prześledzić na SE skraju platformy północnoamerykańskiej, gdzie tektoniczny styl łańcucha górskiego Appalachów i Ouachita pod wieloma względami podlega wpływowi wystających elementów platformy, w podłożu których znajdują się odpowiednio wyniesienie Cincinnati i wyniesienie Ozark. Z kolei kaledońskie pasmo Gór Skandynawskich nie mogło wykształcić przed swym czołem rowu przedgórskiego, ponieważ płaszczowiny kaledońskie tworzące się w końcowej fazie likwidacji oceanu Iapetus nasuwały się na wyniesiony, bardzo sztywny fundament kratonu Baltiki, nie przykryty tam pokrywą osadową bądź o pokrywie znikomej miąższości. Podobne zależności między pasmami fałdowymi a ich przedpołem obserwuje się m.in. w fałdowym systemie Wielkiego Kaukazu, Uralu i na skraju platformy syberyjskiej. Zależność między morfologią skał prekambryjskiego fundamentu kratonów a szerokością nasuniętego na ich skraj pasma fałdowego i zapadliska przedgórskiego jest również dobrze widoczna w budowie geologicznej kontynentu południowoamerykańskiego (ryc. 3). Innymi słowy, zależność ta to nie przypadkowe zjawisko w strukturze skorupy ziemskiej, a raczej globalna prawidłowość.

Struktura peryferycznej części kratonu wschodnioeuropejskiego oraz kształt jego granic znajdują odzwierciedlenie w budowie i ewolucji strukturalnej przylegającego łańcucha Karpat; największe komplikacje w budowie Karpat występują tam, gdzie strukturalne elementy kratonu są wysoko wyniesione lub klinem wdzierają się w strefę fałdową.

Wpływ kształtu kratonu na strukturę przylegającej do niego strefy fałdowej daje się łatwo wytłumaczyć, szczególnie z pozycji mobilistycznych koncepcji tektogenezy. J. Dewey i J. Bird (1970) napisali na ten temat: *Stopień*



Ryc. 3. Stosunek północnej części orogenu andyjskiego i zapadliska przedandyjskiego do jednostek kratonicznych Ameryki Południowej
Fig. 3. Relation of northern part of Andean orogen and Andean foredeep to tectonic units of the South American craton

spajania kontynentów w rezultacie ich kolizji wzdłuż szwu kolizyjnego, skala i czas deformacji zależą od kształtu zderzających się kontynentów. W przypadku bardzo urozmaiconych stref brzeżnych, najwcześniejsze i najsilniejsze deformacje w obrębie pasma fałdowego obejmują strefy, które jako pierwsze ulegają kolizji.

Wniosek ogólny o zależności szerokości pasma fałdowego, skali jego nasunięcia na przedpole i szerokości zapadliska przedgórskiego od struktury skorupy ziemskiej przedpola znajduje też swoje odzwierciedlenie w przebiegu europejskich waryscydów, które tym dalej nasuwały się na przedpole, im bardziej obniżony był skraj obszaru skonsolidowanego. Widać to wyraźnie na obszarze Polski, gdzie front nasunięć waryscyjskich tworzy sigmoidę w miejscu, gdzie nie mógł pokonać sztywnego bloku górnośląskiego (ryc. 2). Stwarza to możliwość uznania wniosku za uniwersalny — dotyczący ewolucji i budowy pasm fałdowych różnego wieku. W najbliższych miesiącach zostaną opublikowane wyniki analizy różnowiekowych pasm fałdowych pod tym właśnie kątem.

Na marginesie tych rozważań można również wyciągać ostrożne wnioski o szerszym znaczeniu regionalnym, m.in. o przebiegu frontu nasunięć europejskich waryscydów. Na podstawie układu struktur tektonicznych na ich przedpolu można przypuszczać, że czoło waryscydów, leżące wzdłuż masywu Brunovistulikum, na południe od niego powinno ponownie odchylić się ku wschodowi, biegnąc w kierunku WNW-ESE, by następnie przybrać kierunek NW-SE i ciągnąć się po Dobrudżę, gdzie wszystkie główne elementy tektoniczne mają kierunek NW-SE i są równoległe do skraju platformy (Misar, 1987). Potwierdzeniem tego mogą być kierunki waryscyjskich (choć nie orogenicznych) struktur tektonicznych na obszarze świętokrzyskim (WNW-ESE) i w obrębie paleozoicznego rowu

lwowskiego (NW-SE) na skraju platformy prekambryjskiej (Mizerski & Stupka, 2005).

Autorzy zdają sobie sprawę z tego, że zauważone przez nich prawidłowości nie muszą mieć zastosowania do wszystkich orogénów nasuniętych na obszar kratoniczny. Będą więc wdzięczni Czytelnikom za podjęcie dyskusji na poruszony w komunikacie temat.

Składamy podziękowania mgr Katarzynie Skurczyńskiej-Garwolińskiej za wykonanie ilustracji.

Literatura

- AGRAND E. 1924 — La tectonique de l'Asie. C.R. XIII Congr. Géol. Int. Belgique, 5: 171–372.
- DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. Wyd. Nauk PWN, Warszawa.
- DEWEY J.F. & BIRD J.M. 1970 — Mountain belts the new global tectonics. Journ. Geophys. Res., 75 (14): 2615–2647.
- DEWEY J.F. & BURKE K. 1974 — Hotspots and continental break-up: implications for collisional orogeny. Geology, 2: 57–60.
- GUTERCH A. & GRAD M. 2006 — Lithospheric structure of the TESH in Poland based on modern seismic experiments. Geol. Quart., 50 (1): 23–32.
- HAUG E. 1900 — Les géosynclinaux et les aires continentales. Contribution a l'étude des regressions et de transgressions marines. Bull. Soc. Géol. Fr., XXVIII (3): 617–711.
- LEONOV I.G. 1995 — Naprężenia w litosferie i wnutriplitnaia tektonika. Geotektonika, 6: 3–21.
- KOPP M.L. 2000 — Novejszije deformacii Ckifskoj i juga Wosvocznoevropejskoj platmorm kak rezultat dawlenia Arabijskoj plity. Geotektonika, 2: 26–42.
- MISAR Z. 1987 — Regionalni geologie sveta. Academia Praha.
- MIZERSKI W. & STUPKA O. 2005 — Zachodni i południowy zasięg kratonu wschodnioeuropejskiego. Prz. Geol., 53: 1030–1039.
- OSZCZYPKO N. 2006 — Late-Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). Geol. Quart., 50: 169–194.
- SBORSZCZIKOV I.M., SAROSTIN L.A. & ZONENSHAIN J.P. 1981 — Strukturaia evolutia wostocznoj czasti Alpijskogo pojasa Evrazii (sovremiennaia kinematika). Geotektonika, 6: 92–108.
- STAUB R. 1924 — Der Bau der Alpen, Versuch einer Synthese. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., Lief., 52.
- STUPKA O. 1986 — Geodinamicheskaia evolutia i struktura zemnoi kory iuga evropeiskoi czasti SSSR v dokembrii. Nauk. Dumka, Kiev.
- STUPKA O. 2001 — Peculiarities of the Alpine-Carpathian region and its dependence on marginal forland structure. Biul. Panstw. Inst. Geol., 396.
- STUPKA O. 2004 — Wpliv kraivih struktur forlandu na osobliwosti i razvitok Alpijsko-Karpatskoj i Krimsko-Kavkazkoj skladchatikh sistem. Prac. Nauk. Tov. im. Szevczenka, Lviv, 12: 16–27.
- STUPKA O. & MIZERSKI W. 2006 — Wpływ struktury przedpola na formowanie się frontu nasunięć karpacckich. Prz. Geol., 54: 852–853.
- TAPPONNIER P. 1977 — Évolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XIX: 437–460.
- THOMAS A.W. 1977 — Evolution of Appalachian-Ouachita salients and recesses from reentrants and promontories in the Continental margins. A. Jour. Soc., 277: 1233–1278.
- ZIEGLER P.A. (red.) 1987 — Compressional intra-plate deformations in the Alpine foreland. Tectonophysics, 137: 389–420.

Praca wpłynęła do redakcji 15.11.2006 r.
Akceptowano do druku 23.03.2007 r.