

Tektonika klinowa i strefy trójkątne — zarys problematyki

Piotr Krzywiec*, Paweł Aleksandrowski**

Wedge tectonics and triangle zones — basic concepts. Prz. Geol., 52: 985–989.

Summary. The geometry and origin of specific tectonic structures occurring frequently at the fronts of foreland fold-and-thrust belts, are reviewed. These structures are created by the so-called wedge tectonics and include, among others, triangle zones and passive-roof duplexes. Their development is often facilitated by ductile lithological horizons (e.g. evaporites), along which regional and local detachments can nucleate. The products of wedge tectonics, being potential structural traps, are of major importance for hydrocarbon prospectation.

Key words: fold-and-thrust belts, foreland basins, wedge tectonics, triangle zones, passive-roof duplexes

Frontalne strefy orogenów charakteryzują się zróżnicowaną, często skomplikowaną budową (Morley, 1986; Vann i in., 1986). Są one zarazem obszarami wysoce perspektywicznymi ze względu na możliwości występowania złóż węglowodorów. Jednakże, do czasu rozpowszechnienia nowoczesnych metod sejsmiki refleksyjnej, próby ich szczegółowego rozpoznania geometryczno-strukturalnego oraz oceny związanego z nimi potencjału złożowego napotykały na znaczne trudności, wynikające tak z niedostatków metodologii badawczej, jak i słabego zazwyczaj odsłonięcia terenu. Ostatnie lata przyniosły znaczny postęp w zakresie stosowania sejsmiki refleksyjnej do badań obszarów o skomplikowanej tektonice (w tym stref orogenicznych), co z kolei zaowocowało opracowaniem szeregu zaawansowanych modeli ewolucji takich obszarów.

Zagadnienia tzw. tektoniki klinowej i związanych z nią specyficznych struktur — stref trójkątnych oraz dupleksów — nie były do tej pory w syntetyczny sposób omawiane w polskiej literaturze geologicznej. Również podstawowe terminy, funkcjonujące w angielskojęzycznej literaturze geologicznej, nie mają jeszcze swoich szeroko akceptowanych polskich odpowiedników. Z tego względu w niniejszym tekście podane są tak terminy angielskie jak i polskie. Polskie terminy traktować jednak należy jedynie jako wstępne propozycje, które powinny być przedyskutowane i zaakceptowane przez polskie środowisko tektoniczne.

Zaprezentowane w niniejszym artykule koncepcje i modele tektoniki klinowej stanowiąc będą punkt wyjścia do przedstawienia wyników analizy tektonicznej nowych danych sejsmicznych pomierzonych na zlecenie PGNiG S.A. przez Geofizykę Kraków S.A. w 2002 r. we frontalnej części orogenu karpackiego, w rejonie Brzeska–Wojnicz. Wyniki te zostaną opublikowane w kolejnym numerze *Przeglądu Geologicznego*.

Tektonika frontalnych stref orogenów nasuwczych — zarys problematyki

W czasie tektonicznej migracji zewnętrznej strefy orogenu (tzw. brzeżnego pasma fałdowo-nasuwczego, jakiego klasycznym przykładem są np. Karpaty zewnętrzne) w kierunku przedpola, osady basenu (zapadliska) przedgórskie-

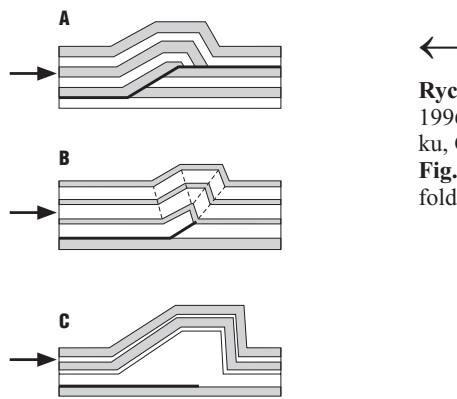
go włączane są w jego obręb i tworzą najbardziej zewnętrzne pasmo fałdów i nasunięć. Obecnie przyjmuje się, że w skali regionalnej rozwój brzeżnych, nasuwczych stref orogenów oraz przyzm akrecyjnych opisany może być przez model tzw. klina krytycznego (ang. *critical wedge* — Coward, 1994; Dahlen, 1990; Dahlen & Suppe, 1988). Model ten zakłada, iż brzeg orogenu bądź przyzma akrecyjna ewoluują na podobieństwo przyzmy piasku zgarnianej przez buldożer (potocznie model ten nazywany jest zresztą „buldożerowym”), która deformuje się przy zachowaniu kąta krytycznego zależnego od takich parametrów jak współczynnik kohezji, współczynnik tarcia czy ciśnienie porowe. W trakcie postępującego ruchu takiej przyzmy, w jej obręb włączany jest materiał znajdujący się u jej czoła. W przypadku przyzmy akrecyjnej, są to osady zdeponowane w rowie oceanicznym, zaś w przypadku orogenu — osady zapadliska przedgórskiego, w obrębie których rozwija się wówczas front orogeniczny. Wewnętrzna budowa takiej frontalnej części orogenu może być bardzo różna, co jest związane z rozwojem różnego typu fałdów, uskoków i nasunięć (Butler, 1982; Morley, 1986; Vann i in., 1986). Front orogenu może być sklasyfikowany jako struktura wgłębna, podpowierzchniowa, w sytuacji, gdy deformacje odbywają się w całości pod powierzchnią terenu bądź pod dnem zbiornika wodnego (basenu przedgórskiego) lub też jako struktura powierzchniowa, gdy fałdy i nasunięcia choć częściowo wynurzają się na powierzchnię. Front orogeniczny najczęściej tworzy imbrykacyjna seria nasunięć o wergencji skierowanej ku przedpolu orogenu, w której dominującą rolę pełni nasunięcie frontalne. Rzadziej obserwuje się występowanie tzw. strefy trójkątnej (*triangle zone*), będącej przejawem tzw. tektoniki klinowej (*wedge tectonics*). Nasunięcia frontalne mogą być zakorzenione w osadach zapadliska przedgórskiego, mogą też angażować osady pokrywy platformowej dalekiego przedpola, jak ma to miejsce, np. w przypadku Alp, gdzie ostatnie fazy deformacji kompresyjnych były związane z rozwojem odłuków sięgających daleko poza obszar zapadliska przedgórskiego, w rejon gór Jura.

Z uskokami nasuwczymi związane są charakterystyczne struktury fałdowe, często spotykane m.in. na frontach orogenicznych. Dzielą się one na trzy główne grupy genetyczne (Hardy i in., 1996; Jamison, 1987; ryc. 1):

- fałdy związane z wygięciem powierzchni uskoku (*fault-bend folds*),
- fałdy związane z propagacją uskoku (*fault-propagation folds*),
- fałdy z odspojenia (*detachment folds*).

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; Piotr.Krzywiec@pgi.gov.pl

**Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław; palex@ing.uni.wroc.pl



Ryc. 1. Podstawowe typy fałdów związanych z uskokami nasuwczymi (wg Hardy i in., 1996). A — fałd związany z wygięciem uskoku, B — fałd związany z propagacją uskoku, C — fałd z odspojenia

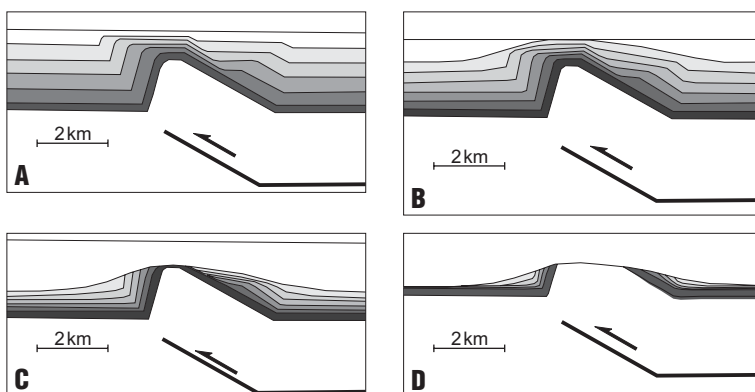
Fig. 1. Basic types of thrust fault-related folds (after Hardy et al., 1996). A — fault-bend fold, B — fault-propagation fold, C — detachment fold

W przypadku fałdów związanych z wygięciem powierzchni uskoku, przemieszczenia nasuwcze zachodzące wzdłuż jednego podatnego horyzontu (np. łupków bądź ewaporatów) przenoszone są na wyższy poziom stratygraficzny wzdłuż rampy, która ukośnie przecina warstwy mniej podatne (np. Boyer & Elliott, 1982; Suppe, 1983; Medwedeff, 1989; Zoetemeijer & Sassi, 1992). W przypadku fałdów związanych z propagacją uskoku, również mamy do czynienia z rodzajem rampy, która propaguje w górę ponad poziom odłączenia. W przypadku tego typu struktury odłączenie nie jest jednak przemieszczane na wyższy poziom, a sam propagujący w górę, ponad powierzchnię odłączenia uskoku wygasa ku przodowi i jest stopniowo zastępowany przez fałd naduskokowy (Mitra, 1990; Suppe & Medwedeff, 1990). Nasunięcia w tym przypadku mogą mieć geometrię uskoku listrycznych i często towarzyszą nasunięciom wstecznym, które rozwijają się poniżej przegubów fałdów naduskokowych, w ich skrzydłach tylnych (McClay, 1992). W przypadku fałdów z odspojenia, rampy nie powstają; całkowite przemieszczenie wzdłuż uskoku odbywa się w obrębie jednego horyzontu podatnego, fałdy zaś tworzą się wyłącznie w wyniku deformacji nadległych warstw (Jamison, 1987). Te trzy podstawowe typy fałdów związanych z uskokami nasuwczymi wyznaczają ramy dla bardzo wielu typów deformacji o geometrii pośredniej, łączącej cechy każdego z tych skrajnych typów.

Nasunięcia frontalne wkraczające w obręb osadów zapadlisk przedgórskich, często mają cechy struktur synsedymencyjnych. Z jednej strony, takie synsedymencyjnie rosnące nasunięcia stanowić mogą efektywne bariery dla osadów, które dostają się do basenu przedgórskiego z erodowanego orogenu (Ori i in., 1986), z drugiej zaś — same podlegają erozji i stanowią źródło osadów dla lokalnie rozwijających się niewielkich form akumulacyjnych

np. typu delt stożkowych (DeCelles i in., 1987, 1991; Pivnik, 1990; Rockwell i in., 1988). Migracja synsedymencyjnych nasunięć i związana z tym rotacja skrzydeł fałdów prowadzi — szczególnie w obrębie basenów typu *piggy-back* — do powstania szeregu niezgodności kątowych dokumentujących poszczególne etapy rozwoju basenu (Beer i in., 1990; Deramond i in., 1993; Ori i in., 1986; Williams, 1993).

Na ryc. 2 przedstawione są za Hardym et al. (1996) podstawowe scenariusze rozwoju synsedymencyjnego fałdu naduskokowego, związanego z propagacją uskoku. Pierwszy rysunek (ryc. 2A) pokazuje sytuację, kiedy tempo depozycji osadów było równe tempu wzrostu fałdu. W takim przypadku poszczególne powierzchnie depozycyjne związane z syntektonicznymi osadami są ciągle i kontynuują się ponad przegubem fałdu; wyraźna jest jednak redukcja miąższości poszczególnych pakietów osadowych. Wiąże się to z redukcją przestrzeni akomodacyjnej ponad przegubem fałdu. Na drugim rysunku (ryc. 2B) przedstawiono wyniki symulacji rozwoju synsedymencyjnej struktury w sytuacji, gdy tempo podnoszenia się poziomu morza jest większe od tempa wzrostu samego fałdu. Oznacza to, iż w czasie rozwoju struktury i depozycji osadów przestrzeń akomodacyjna rosła. Geometria powstających osadów jest w tym przypadku nieco inna niż w wariantcie poprzednim. Poszczególne pakiety osadowe kontynuują się ponad przegubem fałdu, powstają jednak dość wyraźne gradienty nachylenia poszczególnych granic. Prowadzić to powinno do lokalnej erozji i rozwoju przed czołem rosnącego fałdu osuwisk czy delt stożkowych. Osady tego typu nazywane są czasem kompleksami denudacyjnymi (Ori et al., 1986). Trzeci rysunek (ryc. 2C) przedstawia scenariusz, w którym tempo podnoszenia się poziomu morza było niższe od tempa wzrostu fałdu. W takiej sytuacji bezpośrednio ponad przegubem fałdu dochodzi do częściowej erozji osadów,



Ryc. 2. Wyniki numerycznej symulacji rozwoju synsedymencyjnie aktywnego fałdu związanego z propagacją uskoku (wg Hardy i in., 1996). Szczegółowe wyjaśnienia w tekście

Fig. 2. Results of numerical simulation of the development of the growth fault-propagation fold (after Hardy et al., 1996). See text for detailed explanation

rozwoju kontaktów typu niezgodności przekraczającej (tj. typu onlap) ponad tylnym skrzydłem fałdu oraz wycienienia poszczególnych pakietów osadowych w obrębie skrzydła przedniego. Czwarty rysunek (ryc. 2D) ilustruje geometrię osadów w sytuacji, gdy synsedymacyjny rozwój uskoku zachodził w warunkach powierzchniowych, poza zbiornikiem wodnym. W tym przypadku mamy do czynienia z erozją, która głęboko zmodyfikowała przegub fałdu oraz depozycję osadów na obu skrzydłach fałdu. Fałdy rosnące mają duże znaczenie dla interpretacji sekwencji ruchów tektonicznych, gdyż obserwowane w ich obrębie redukcje utworów syntektonicznych datują poszczególne etapy ich wzrostu.

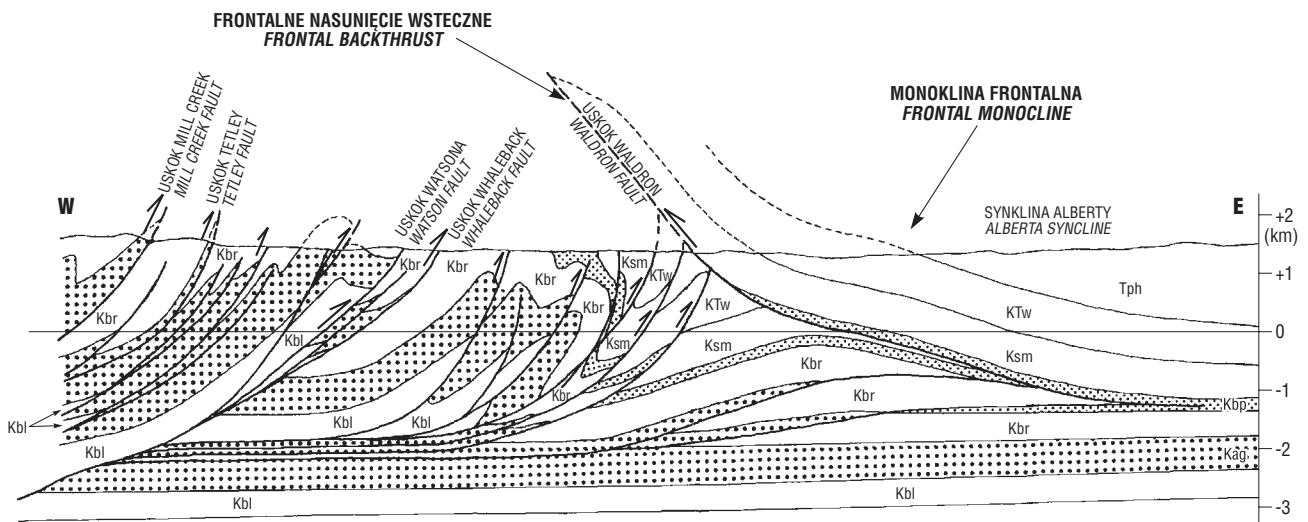
Na przełomie lat 70. i 80., dzięki szczegółowemu rozpoznaniu i wyjaśnieniu genezy specyficznej struktury frontu orogenicznego w południowej części kanadyjskich Gór Skalistych w stanie Alberta, opisanej pod nazwą „strefy trójkątnej” (ryc. 3; Price, 1981, 1986), a następnie badaniom nad strefami frontalnymi innych orogenów, opracowano wspomniany powyżej model tzw. tektoniki klinowej, zakładający duże znaczenie rozwoju nasunięć wstecznych wzdłuż niektórych odcinków frontów orogenicznych (np. Morley, 1986; Vann i in., 1986; Jones, 1996).

Pojęcie „strefy trójkątnej” stanowi dziś dość ogólne określenie struktury zbliżonej kształtem w swym przekroju poprzecznym do trójkąta, która ograniczona jest od dołu połąką powierzchnią odkłucia, zaś od góry dwiema przeciwnie — na zewnątrz takiej strefy — zapadającymi powierzchniami nasunięć, które w dodatku wykazują przeciwne zwroty przemieszczeń nasuwczych, skierowane ku środkowi danej strefy trójkątnej (por. np. McClay, 1992). W przedniej partii takiej strefy występuje zatem wsteczne nasunięcie frontalne (*frontal backthrust*). Tego typu pod-

powierzchniowe („pogrzebane” pod osadami molasowymi) struktury frontów orogenicznych opisano z najbardziej zewnętrznych partii brzeżnych pasm fałdowo-nasuwczych; ich charakterystyczną cechą napowierzchniową jest występowanie tzw. frontalnej monokliny (*frontal monocline*), w obrębie której osady zapadliska przedgórskiego zapadają w kierunku przedpola (Vann i in. 1986). Dalsze badania wykazały, że trójkątny zarys kształtu struktur pogrzebanych frontów orogenicznych, związanych z występowaniem frontalnych nasunięć wstecznych, nie stanowi koniecznej, ani nawet istotnej ich cechy. Istotny jest tu natomiast „klinowy” charakter przemieszczenia frontu strefy orogenicznej, które mechanicznie rozspaja sekwencję osadową przedpola, unosząc ją do góry na powierzchnię o kinematyce wstecznego nasunięcia. Stąd nazwa „tektonika klinowa” dla tego typu deformacji i stylu budowy. Zasadnicze elementy strukturalne związane z tektoniką klinową wraz z odpowiednią nomenklaturą przedstawione są na ryc. 4.

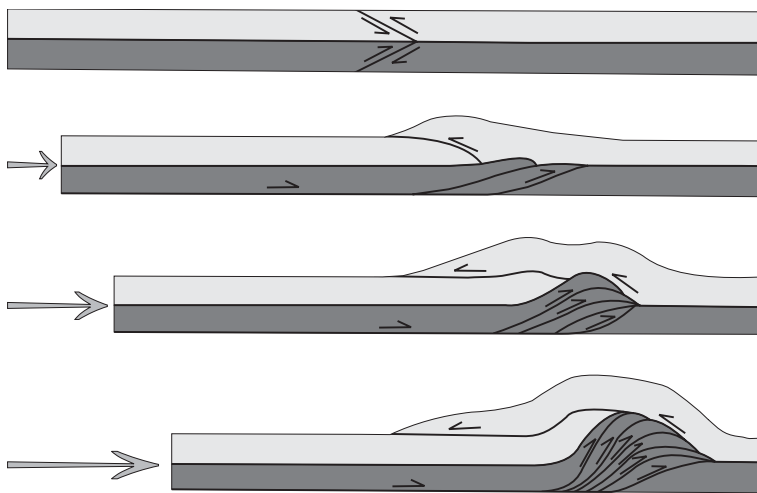
Wnętrze (partia osiowa) strefy trójkątnej często wypełniona jest przez tzw. dupleks o pasywnym stropie (*passive-roof duplex*). Termin ten odzwierciedla sytuację, gdy nadkład tworzącego się dupleksu nie jest wraz z nim nasuwczo przemieszczany, będąc mechanicznie „przytwierdzonym” do przedpola orogenu (ryc. 4, 5). Wskutek tego frontalna część powierzchni stropowego odkłucia dupleksu (*roof thrust*) uzyskuje wsteczny zwrot przemieszczenia przesuwczego i staje się wstecznym nasunięciem frontalnym. Powierzchnia ta, w miarę wzrostu dupleksu, wraz z nadkładem unosi się biernie do góry ponad „puchającym” objętościowo dupleksem.

Wyróżnia się dwa nieco odmienne typy stref trójkątnych: z jednym lub dwoma horyzontami odkłucia



Ryc. 3. Klasyczna struktura trójkątna z frontu orogenicznego kanadyjskich Gór Skalistych w stanie Alberta (w Price, 1986, nieznacznie zmienione i uzupełnione). W tektonice nasuwczej udział biorą różne ogniwa osadowe kredy (K), spośród których najwyższe wraz z osadami paleogeńskimi (Tph) stanowią wypełnienie basenu przedgórskiego

Fig. 3. Classic triangle zone from the orogenic front of the Canadian Rocky Mts., Alberta (after Price, 1986, slightly modified and supplemented). Involved in thrusting and thrust-folding are various members of Cretaceous sedimentary sequence (K), the uppermost of which, together with Paleogene strata (Tph), represent infill of a foreland basin



Ryc. 5. Model rozwoju dupleksu o pasywnym stropie (wg Morley, 1986)

Fig. 5. Development of a passive-roof duplex — a model (after Morley, 1986)

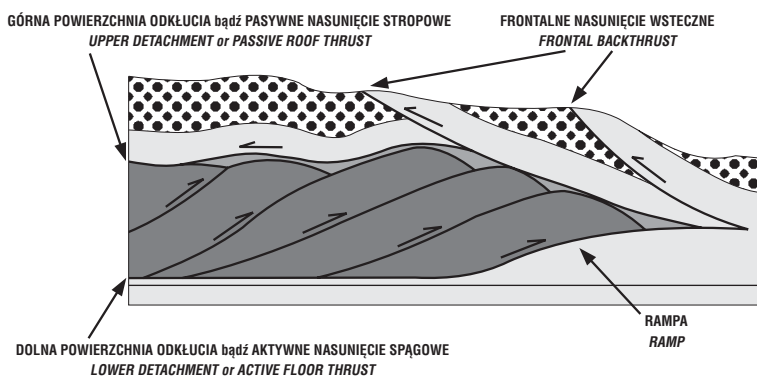
(McClay, 1992). W teoretycznie prostszej, ale rzadko opisywanej w literaturze, strefie z jednym horyzontem odkłucia, zarówno główne, aktywne nasunięcie spągowe, jak i frontalne, pasywne nasunięcie wsteczne rozwijają się wzdłuż jednego, wspólnego poziomu odkłucia, które jest zlokalizowane wzdłuż horyzontu litologicznego o znacznej podatności. Natomiast w strefach trójkątnych rozwiniętych z wykorzystaniem dwóch powierzchni odkłucia leżących na różnej wysokości profilu litostratygraficznego, mamy do czynienia z przeskokiem nasunięcia spągowego strefy trójkątnej na wyższy poziom odkłucia za pośrednictwem rampy, co powoduje uzyskanie przez frontálną partię powstałej w ten sposób antykliny nadrampowej kształtu klina (por. ryc. 5), przydatnego w dalszym rozwoju struktury trójkątnej.

Występowanie stref trójkątnych i wypełniających je dupleksów rodzi zasadnicze implikacje dotyczące datowania głównych etapów rozwoju brzeżnych stref orogenu: w „typowym” przypadku tektoniki nasuwczej o wergencji wszystkich nasunięć skierowanej ku przedpolu orogenu, występujące ponad strukturą imbrykacyjną jego brzeżnej strefy osady zapadliska przedgórskiego traktowane są jako generalnie po-orogeniczne (bądź późnoorogeniczne), podczas gdy w przypadku występowania tektoniki klinowej osady takie unoszone są ponad pryzmę orogeniczną w trakcie ruchów nasuwczych, które są młodsze od deformowa-

nych utworów zapadliska przedgórskiego. Z kolei powstanie dupleksu związanego ze spiętrzeniem szeregu łusek tektonicznych w obrębie strefy trójkątnej (ryc. 5), może mieć duże znaczenie dla akumulacji węglowodorów, gdyż zjawisko takie może doprowadzić do tektonicznego zwielokrotnienia poziomów zbiornikowych w profilu pionowym (Mitra, 1986). Dla poprawnego zobrazowania takiej struktury niezbędne są dane sejsmiczne wysokiej jakości (por. Lines i in., 2000)

Występowanie stref trójkątnych i związanych z nimi dupleksów udokumentowano i szczegółowo opisano w wielu oroginach (por. MacKay i in., 1996). Udokumentowano również przypadki współcześnie aktywnej tektoniki klinowej — np. w środowisku podmorskim w strefie pryzmy akrecyjnej Tajwanu (Chi i in., 2003). Struktury takie były też obiektem modelowań analogowych (Couzens-Schultz i in., 2003). Pewne elementy tektoniki klinowej wykorzystane zostały do interpretacji ewolucji i budowy geologicznej Karpat zewnętrznych (np. Roca i in., 1995; Roure i in., 1993). Ostatnio, ze względu na potencjalnie duże znaczenie dla zagadnień poszukiwawczych, możliwości występowania tektonicznych dupleksów i stref trójkątnych dyskutowane są w odniesieniu do paleozoicznych utworów Lubelszczyzny (Antonowicz i in., 2003; Krzywicz & Narkiewicz, 2003). Oprócz Karpat zewnętrznych w Polsce obszarem, gdzie można spodziewać się występowania struktur trójkątnych i dupleksów o pasywnym stropie jest karbońskie pasmo fałdowo-nasuwcze Sudetów Wschodnich.

Duże znaczenie dla mechanizmu i przebiegu tektonogenezy frontalnych stref orogenu ma występowanie w nich horyzontów litostratygraficznych o wysokiej podatności, szczególnie ewaporatów, które umożliwiają tektoniczne rozspojenie serii osadowych. Ewaporaty często deponowane są w obrębie zapadlisk przedgórskich, a w trakcie postępującej migracji orogenu na ogół tworzą zasadnicze, regionalne powierzchnie odkłucia. Ze względu na dużą podatność mechaniczną ewaporatów, zwłaszcza soli i gipsów, obszary ich występowania często charakteryzują się znaczną intensywnością i specyfiką przejawów tektoniki kompresyjnej (por. np. Verges i in., 1992; Sans i in., 1996; Sans, 2003). Występowanie poziomów ewapo-



Ryc. 4. Model strefy trójkątnej oraz podstawowa terminologia (wg: Jones, 1996). Utwory zapadliska przedgórskiego (obszar kropkowany) w efekcie rozwoju nasunięć wstecznych mogą znaleźć się ponad frontem strefy trójkątnej, nie stanowią one jednak utworów posttektonicznych

Fig. 4. Model of a triangle zone (after Jones, 1986). Foredeep deposits (stippled) can be emplaced above the triangle zone through backthrusting but they should not be regarded as a post-tectonic cover

ratowych w obrębie wypełnienia osadowego zapadlisk przedgórskich pozwala na opisaną powyżej pionową migrację regionalnych powierzchni odłucia a tym samym umożliwia rozwój zjawisk tektoniki klinowej i związanych z nimi stref trójkątnych (por. Sans i in., 1996).

Literatura

- ANTONOWICZ L., HOOPER R. & IWANOWSKA E. 2003 — Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich. *Prz. Geol.*, 51: 344–350.
- BEER J.A., ALLMENDINGER R.W., FIGUEROA D.E. & JORDAN T.E. 1990 — Seismic stratigraphy of a Neogene piggyback basin, Argentina. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 74: 1183–1202.
- BOYER S.E. & ELLIOTT D. 1982 — Thrust systems. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 66: 1196–1230.
- BUTLER R. W. H. 1982 — The terminology of structures in thrust belts. *J. Structur. Geol.*, 4: 239–245.
- CHI W.-C., REED D.L., MOORE G., NGUYEN T., LIU C.-S. & LUNDBERG N. 2003 — Tectonic wedging along the rear of the offshore Taiwan accretionary prism. *Tectonophysics*, 374: 199–217.
- COUZENS-SCHULTZ B.A., VENDEVILLE B.C. & WILTSCHKO D.V. 2003 — Duplex style and triangle zone formation: insight from physical modelling. *J. Structur. Geol.*, 25: 1623–1644.
- COWARD M. 1994 — Continental collision. [In:] Hancock P.L., (ed.) — *Continental Deformation*: 264–288.
- DAHLEN F.A. 1990 — Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Ann. Rev. Earth and Planetary Sci.*, 18: 55–99.
- DAHLEN F.A. & SUPPE J. 1988 — Mechanics, growth, and erosion of mountain belts. [In:] Clark S.P., Burchfiel B.C., Suppe J., (ed.) — *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 218: 161–177.
- DECELLES P.G., GRAY M.B., RIDGWAY K.D., COLE R.B., SRIVASTAVA P., PEQUERA N & PIVNIK D.A. 1991 — Kinematic history of a foreland uplift from Paleocene synorogenic conglomerate, Beartooth Range, Wyoming and Montana. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103: 1458–1475.
- DECELLES P.G., TOLSON R.B., GRAHAM S.A., SMITH G.A., INGERSOLL R.V., WHITE J., SCHMIDT C.J., RICE R., MOXON I., LEMKE L., HANDSCHY J.W., FOLLO M.F., EDWARDS D.P., CAVAZZA W., CALDWELL M. & BARGAR E. 1987 — Laramide thrust-generated alluvial fan sedimentation, Sphinx Conglomerate, Southwestern Montana. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 71: 135–155.
- DERAMOND J., SOUQUET P., FONDECAVE-WALLES M. & SPECHT M. 1993 — Relationship between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous–Eocene, France, Spain). [In:] Williams G.D., Dobb A., (ed.) — *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 71: 193–219.
- HARDY S., POBLET J., MCCLAY K. & WALTHAM D. 1996 — Mathematical modelling of growth strata associated with fault-related structures. [In:] Buchanan P.G., Nieuwland D.A. (ed.) — *Modern Developments in Structural Interpretation, Validation and Modelling*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 99: 265–282.
- JAMISON W. R. 1987, Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *J. Structur. Geol.*, 9: 207–219.
- JONES P. 1996 — Triangle zone geometry, terminology and kinematics. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, 44: 139–152.
- KRZYWIEC P. & NARKIEWICZ M. 2003 — O stylu strukturalnym kompleksu dewońsko-karbońskiego Lubelszczyzny w oparciu o wyniki interpretacji danych sejsmicznych. *Prz. Geol.*, 51: 795–797.
- LINES L.R., GRAY S.H. & LAWTON D.C. (red.) 2000 — Depth Imaging of Foothills Seismic Data. *Canadian Society of Exploration Geophysicists Sp. Publ.*, 275pp.
- MACKAY P.A., KUBLI T.E., NEWSON A.C., VARSEK J.L., DECHE-SNE R.G. & REID J.P. (red.) 1996 — Triangle Zone and Tectonic Wedges. *Special Issue, Bull. Canad. Petrol. Geol.*, 44: 429.
- MCCLAY K.R. 1992 — Glossary of thrust tectonics terms. [In:] McClay K.R., (ed.) — *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall: 419–433.
- MEDWEDEFF D.A. 1989 — Growth fault-bend folding at southeast Lost Hill, San Joaquin Valley, California. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 73: 54–67.
- MITRA S. 1986 — Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position, and hydrocarbon potential. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 70: 1087–1112.
- MITRA S. 1990, Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 74: 921–945.
- MORLEY C.K. 1986 — A classification of thrust fronts. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 70: 12–25.
- ORI G.G., ROVERI M., VANNONI F., 1986 — Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic — Ariatic foredeep (Central Adriatic Sea, Italy). [In:] Allen P.A., Homewood P. (ed.) — *Foreland Basins*. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, 8: 183–198.
- PIVNIK D.A. 1990 — Thrust-generated fan delta deposition: Little Muddy Creek conglomerate, SW Wyoming. *J. Sediment. Petrol.*, 6: 489–503.
- PRICE R.A. 1981 — The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. [In:] McClay, K.R. & Price, N.J. (eds) — *Thrust and Nappe Tectonics*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 9, 427–448.
- PRICE R.A. 1986 — The southeastern Canadian Cordillera: thrust faulting, tectonic wedging and delamination of the lithosphere. *J. Structur. Geol.*, 8: 239–254
- ROCA E., BESSERAU G., JAWOR E., KOTARBA M. & ROURE F. 1995 — Pre-Neogene evolution of the Western Carpathians: Constraints from the Bochnia – Tatra Mountains section (Polish Western Carpathians). *Tectonics*, 14: 855–873.
- ROCKWELL T.K., KELLER E.A. & DEMBROFF G.R. 1988 — Quaternary rate of folding of the Ventura Avenue anticline, western Transverse Ranges, southern California. *Geol. Soci. Amer. Bull.*, 100: 850–858.
- ROURE F., ROCA E. & SASSI 1993 — The Neogene evolution of the outer Carpathian flysch units (Poland, Ukraine and Romania): kinematics of a foreland/fold-and-thrust belt system. *Sedimentary Geology*, 86: 177–201.
- SANS M. 2003 — From thrust tectonics to diapirism. The role of evaporates in the kinematic evolution of the eastern South Pyrenean front. *Geologica Acta*, 1(3): 239–259.
- SANS M., MUNOZ J.A. & VERGES J. 1996 — Triangle zone and thrust wedge geometries related to evaporitic horizons (southern Pyrenees). *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, 44: 375–384.
- Suppe J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Amer. J. Sci.*, 283: 684–721.
- SUPPE J. & MEDWEDEFF D.A. 1990 — Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae geol. Helv.*, 83: 409–454.
- VANN I.R., GRAHAM R.H. & HAYWARD A.B. 1986 — The structure of mountain front. *J. Structur. Geol.*, 8: 215–227.
- VERGES J., MUNOZ J.A. & MARTINEZ A. 1992 — South Pyrenean fold and thrust belt: The role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. [In:] McClay K. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.* (ed.) — *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, 255–263.
- WILLIAMS G.D. 1993 — Tectonics and seismic sequence stratigraphy: an introduction. [In:] Williams G.D., Dobb A. (ed.) — *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. *Geol. Soci. Spec. Publ.*, 71: 1–13.
- ZOETEMEIJER R. & SASSI W. 1992, 2-D reconstruction of thrust evolution using the fault-bend fold model. [In:] McClay K.R. (ed.) — *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall: 133–140.