Interferencyjny układ struktur fałdowych w zachodnich Karpatach zewnętrznych

Paweł Aleksandrowski

Złożony obraz stref wychodni poszczególnych wydzieleń litostratygraficznych stanowi dość częsty widok na mapach geologicznych zachodnich Karpat zewnętrznych, choć dominują tam duże struktury o przebiegu w przybliżeniu równoleżnikowym oraz, dalej na zachód, o kierunku południowo-zachodnim. Tymczasem mapy geologiczne wschodnich Karpat zewnętrznych, gdzie jednoznacznie dominują struktury biegnące ku południowemu wschodowi, ukazują znacznie bardziej uporządkowany i systematyczny, podłużny (tj. zgodny z generalnym trendem wielkich struktur całego łańcucha górskiego) układ wychodni. W topografii również obserwuje się prostolinijny przebieg większości grzbietów górskich we wschodnich Karpatach zewnętrznych – w polskich Bieszczadach i na Ukrainie – oraz równoległe położenie pasm sąsiednich, podczas gdy układ grzbietów górskich w polskich Beskidach, na zachód od Bieszczadów i Beskidu Niskiego, bywa miejscami nieco chaotyczny (np. Teisseyre, 1928; Starkel, 1969).

Autor w latach 1978–1983 przeprowadził szczegółowe badania strukturalne w zachodnich Karpatach zewnętrznych, na całej szerokości płaszczowiny magurskiej w jej rejonie babiogórskim (od Skawiec k. Wadowic na północy, po Jabłonkę na południu, albo geologicznie: od frontu płaszczowiny na północy, po basen orawsko-nowotarski), objętym niemal w całości wysokiej jakości zdjęciem geologicznym, wykonanym przez Książkiewicza – z przerwami – od późnych lat 20. do wczesnych lat 70. poprzedniego wieku (odniesienia do map *w*: Książkiewiczu, 1972 oraz *w*: Aleksandrowski, 1989). Wspomniane badania autora wykazały (Aleksandrowski, 1983) m.in. interferencyjną strukturę fałdową budujących płaszczowinę magurską górnokredowo-paleogeńskich utworów fliszowych, zaznaczającą się w mniejszym lub większym stopniu w całym rejonie babiogórskim (fig. 1; Aleksandrowski, 1985a, b, 1989). Serie skalne płaszczowiny magurskiej, podczas jej przemieszczeń nasuwczych zostały dotknięte dwoma głównymi fałdotwórczymi wydarzeniami kompresyjnymi. Pierwsze z nich, zakończone podczas wczesnego lub środkowego miocenu (por. Książkiewicz, 1972, 1977 oraz podrozdział 6.6.2) było przyczyną fałdowania i nasuwania płaszczowiny na jej ówczesne przedpole. Utworzyły się wtedy fałdy określane jako podłużne i oznaczane symbolem F_L (Aleksandrowski, 1985a, b, 1989), równoległe do rozciągłości łańcucha Karpat zewnętrznych, generalnie o dużych rozmiarach (do kilkudziesięciu kilometrów długości) i zasadniczo o jednej dominującej długości falowej (lokalnie wahającej się od ok. 1 do 5 km – w zależności od dominującej litologii, w tym zwłaszcza od udziału miąższych pakietów gruboławicowych piaskowców), wyraźnie widoczne w obrazie intersekcyjnym na mapach geologicznych oraz – tylko lokalnie – fałdy niższego rzędu wielkości, w miejscach gdzie depozycja pozostawiła różnego typu nieregularności w wykształceniu turbidytowej sukcesji skalnej. Młodsze, „ukośne" fałdy F_D o osiach NW–SE zostały wytworzone w trakcie kolejnego wydarzenia kompresyjnego, prawdopodobnie (zob. też podrozdział 6.1.4.2) podczas sarmatu–panonu (późny miocen: serrawal–torton). Podczas tego wydarzenia, nie tylko uformowały się nowe fałdy F_D, ale też i już istniejące starsze fałdy F_L uległy częściowemu przefałdowaniu (fig. 1, 2). Dlatego ślady osiowe dużych fałdów F_L są na mapach geologicznych zwykle mniej lub bardziej kręte, a w strefach, gdzie współwystępują, orientacja zafałdowanych warstw skalnych wykazuje na stereogramach strukturalnych wyraźnie niecylindryczną geometrię (fig. 1, 2) Rozmiary fałdowych struktur ukośnych F_D mieszczą się w zakresie od drobnych fałdów do struktur wyraźnie widocznych na mapach geologicznych (fig. 3), przy czym te ostatnie są zwykle dwa do trzech razy mniejsze niż duże, dominujące w obrazie kartograficznym fałdy F_L. Fałdy F_D, dochodząc z boku do fałdów F_L, zwykle kończą na nich swój „bieg". Te ich cechy geometryczne są zgodne z eksperymentalnie uzyskanymi (np. Ghosh, Ramberg, 1968; Ghosh, 1968, 1974; Skjernaa, 1975; Watkinson, 1981) układami nałożonych na starsze młodszych fałdów z wyboczenia (ang. *buckle folds*), które można podzielić na dwa genetyczno-geometryczne typy: typ 1 i typ 2 (fig. 2). Przykłady tego typu superpozycji różnokierunkowych i różnowiekowych fałdów z wyboczenia nie są rzadkie w obszarach orogenicznych zbudowanych ze skał osadowych, niemniej nie są zbyt często opisywane. Klasycznym obszarem ich występowania są Góry Kantabryjskie w północno-zachodniej Hiszpanii, gdzie zostały dobrze scharakteryzowane (Julivert, Marcos, 1973), zaś w Polsce można je najprawdopodobniej studiować w obrębie struktury bardzkiej w Sudetach (por. Oberc, 1972). Interferencję fałdów z wyboczenia należy odróżniać od typowej dla obszarów metamorficznych i znacznie częściej rozpoznawanej „klasycznej" interferencji fałdów utworzonych w warunkach podatnych (np. Ramsay, 1967; Ramsay, Huber, 1987; Fossen, 2016).

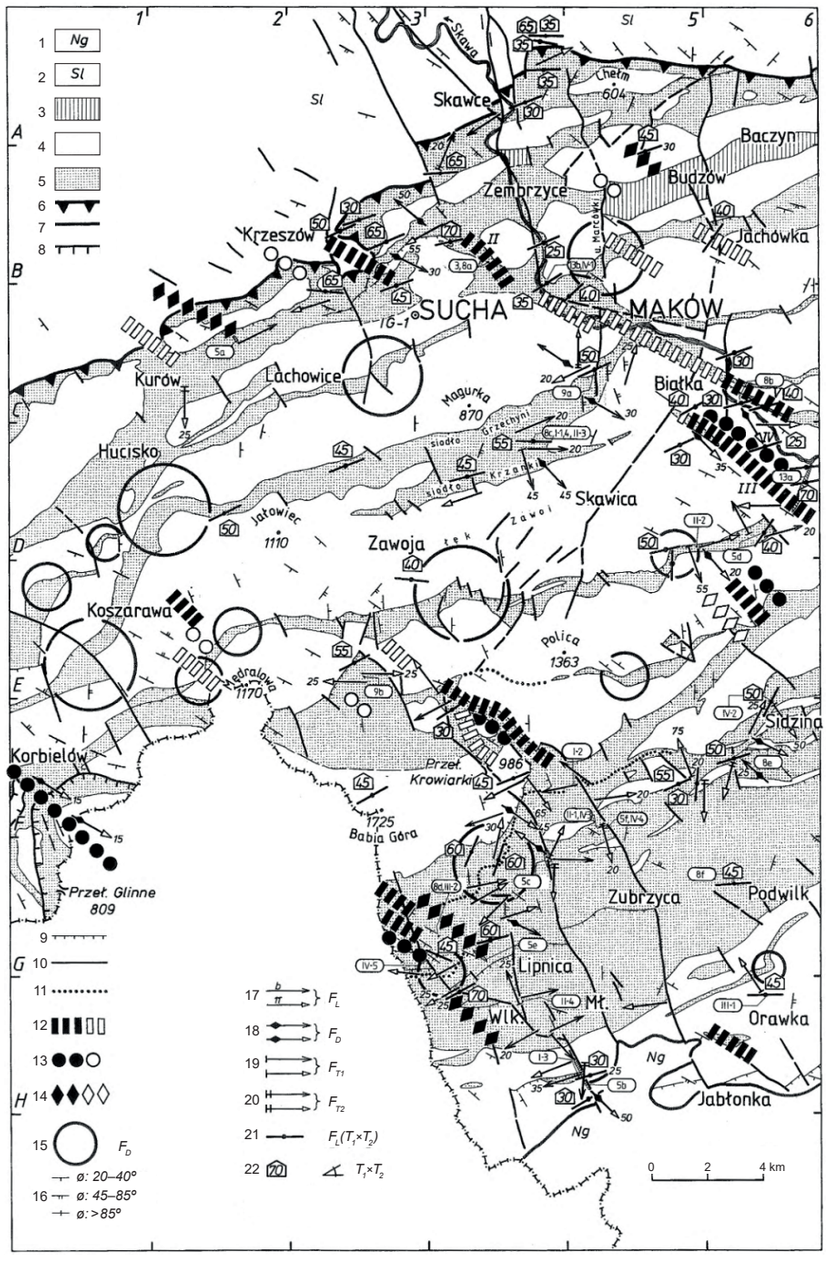


FIG. 1. Mapa tektoniczna rejonu babiogórskiego płaszczowiny magurskiej (Aleksandrowski, 1985a)
1 – osady neogenu basenu orawsko-nowotarskiego; **2** – płaszczowina śląska; **3–5** – płaszczowina magurska: **3** – łupki nadmagurskie; **4** – piaskowce magurskie; **5** – ogniwa fliszu podścielające piaskowce magurskie; **6** – nasunięcie magurskie; **7** – południowy zasięg wychodni płaszczowiny magurskiej; **8** – nasunięcie jednostki bystrzyckiej; **9** – lokalne nasunięcia; **10** – uskoki wysokokątowe; **11** – ślady osiowe wybranych makrofałdów podłużnych F_L; **12–14** – makrofałdy ukośne F_D typu 1: symbole pełne – rozpoznane, symbole puste – przypuszczalne; **12**– antykliny; **13** – synkliny; **14** – struktury fałdowe o nierozpoznanym charakterze; **15** – makrofałdy ukośne F_D typu 2; **16** – „nietypowe" biegi warstw: ukośne lub poprzeczne, przy różnych wartościach kąta upadu ø (wg map SMGP); **17–20** – osie mezo- i makrofałdów poszczególnych systemów: **b** – z bezpośrednich pomiarów; **π** – jako osie pasów rozrzutu uławicenia na stereogramach strukturalnych dla różnej wielkości stref pomiarowych; wartość liczbowa oznacza kąt nachylenia osi (dla ø ≥20°); **21** – orientacja osi fałdów F_L wyznaczona położeniem dwusiecznej kąta rozwartego między spękaniami T_1 i T_2; **22** – wartość ostrego kąta dwuściennego 2θ między spękaniami T_1 i T_2

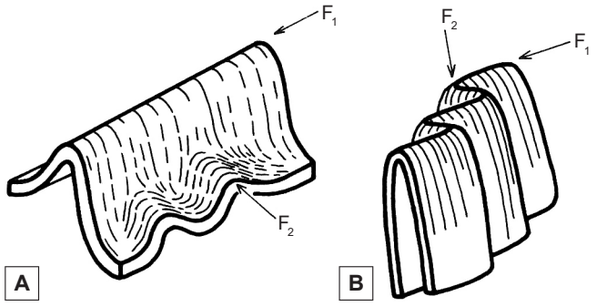


FIG. 2. Schematycznie przedstawione efekty nałożenia (superpozycji) młodszych fałdów z wyboczenia F_2 na fałdy starsze F_1 (Aleksandrowski, 1989), zgodnie z wynikami eksperymentów analogowych różnych autorów (szczegóły w tekście). **A** nałożone fałdy F_2 typu 1 wygasające w zetknięciu ze starszym fałdem F_1 o umiarkowanej wartości kąta zbieżności skrzydeł, **B** fałdy nałożone F_2 typu 2, deformujące powierzchnie osiowe fałdów F_1 o ciasnym kącie zbieżności skrzydeł

Strukturom ukośnym w rejonie babiogórskim często towarzyszą drobne fałdy poprzeczne F_T, zwykle podporządkowane dużym i średnim uskokom poprzecznym, oraz, rzadziej, struktury skali kartograficznej, uwidoczniające się układem wychodni na mapach geologicznych. Struktury F_T, zwykle rozmiarami mniejsze niż fałdy F_D, najprawdopodobniej w części uformowały się w trakcie wspólnego z nimi wydarzenia kompresyjnego F_D. Utworzyły się one obok i w położeniu równoległym do licznych poprzecznych uskoków, zwykle wykorzystujących powierzchnie wcześniej otwartych powierzchni ciosu poprzecznego T (zob. też podrozdział WZS 6.6.2B). Często na mapach geologicznych obserwowane są również strefy upadów warstw o rozciągłości NE–SW, wytworzone przez aktywność uskoków wykorzystujących powstały po etapie F_D cios zespołu D_T.

Wypracowana w rejonie babiogórskim koncepcja superpozycji różnowiekowych fałdów z wyboczenia została ekstrapolowana na znaczny obszar polskiej części zachodnich Karpat zewnętrznych (Aleksandrowski, 1985b), w postaci mapy tektonicznej sięgającej od Cieszyna po Krynicę (fig. 4), opracowanej na podstawie analizy kształtów wychodni oraz stref „nietypowych" kierunków biegów warstw na odnośnych arkuszach Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 oraz Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000. Mapa na figurze 4 ukazuje m.in. wyraźną stałość trendów fałdów F_D na całym obszarze. W okolicach Krynicy i dalej na wschód, duże fałdy o rozciągłości, NW–SE, typowej dla systemu F_D zachodnich Karpat zewnętrznych, zaczynają dominować nad generalnie równoleżnikowymi tam fałdami F_L, a nieco dalej ku wschodowi same stają się fałdami podłużnymi, równoległymi do pasma wschodnich Karpat zewnętrznych, które było fałdowane i doświadczało głównej fazy nasuwczej później od zachodnich Karpat zewnętrznych (np. Nemčok, 1993; Peresson, Decker, 1997). Superpozycja fałdów systemów F_D (i lokalnych F_T) na starszych fałdach F_L jest – przynajmniej w części – odpowiedzialna za wcześniej wspomniany lokalnie skomplikowany układ wychodni wydzieleń kartograficznych na mapach Karpat Zachodnich oraz dosyć tam powszechną niecylindryczną geometrię uwarstwienia. Wydarzenie tektoniczne F_D, które wytworzyło interferencyjną strukturę fałdową, było zachodniokarpackim „echem" finalnych stadiów fałdowania i nasuwania wschodniej części Karpat zewnętrznych. Można domniemywać, że strefa krawędziowa platformy wschodnioeuropejskiej, wyrażona strefą silnego nachylenia ku SW stropu jej krystalicznego podłoża w strefie Teisseyre'a-Tornquista (zob. też podrozdziały 4.1 i 4.2) stanowiła element oporowy, umożliwiający regionalne przekazanie naprężeń pochodnych względem interakcji z ulegającymi wciąż tektogenezie Karpatami Wschodnimi, na blok małopolski, stanowiący podłoże podścielające zachodnie Karpaty zewnętrzne. Podłoże to w takiej sytuacji prawdopodobnie ulegało skracaniu wskutek uruchomienia istniejących w nim uskoków (por. Jackson, 1980) późnokredowo-paleogeńskich i starszych, o przeważającym kierunku NW–SE (por. Nescieruk i in., 2007). W ten sposób struktury fałdowe F_D w nasuniętym fliszu karpackim, stanowiłyby odzwierciedlenie inwersyjnej aktywności uskoków podłoża, „przeświecającej" przez stosunkowo niezbyt gruby stos płaszczowin fliszowych zewnętrznych Karpat Zachodnich. Ta konkluzja była już przed ponad wiekiem antycypowana przez W. Teisseyre'a (1907, 1921, 1926). Niezależnie, fałdowanie F_D może być łączone również z takimi zjawiskami, jak znaczące sinistralne przemieszczenia przesuwcze podczas późnego miocenu wzdłuż granicy między Karpatami zewnętrznymi i centralnymi na pienińskim pasie skałkowym (np. Morawski, 1972; Unrug, 1979, 1984; Birkenmajer, 1983, 1985, Peresson, Decker, 1997) i analogiczne przemieszczenia sugerowane przez Royden i in. (1983) dla wyjaśnienia rozwoju basenu wiedeńskiego i dzisiejszego układu jednostek strukturalnych Karpat.

Przeprowadzona przez autora przed laty analiza strukturalna obszaru babiogórskiego płaszczowiny magurskiej, w tym

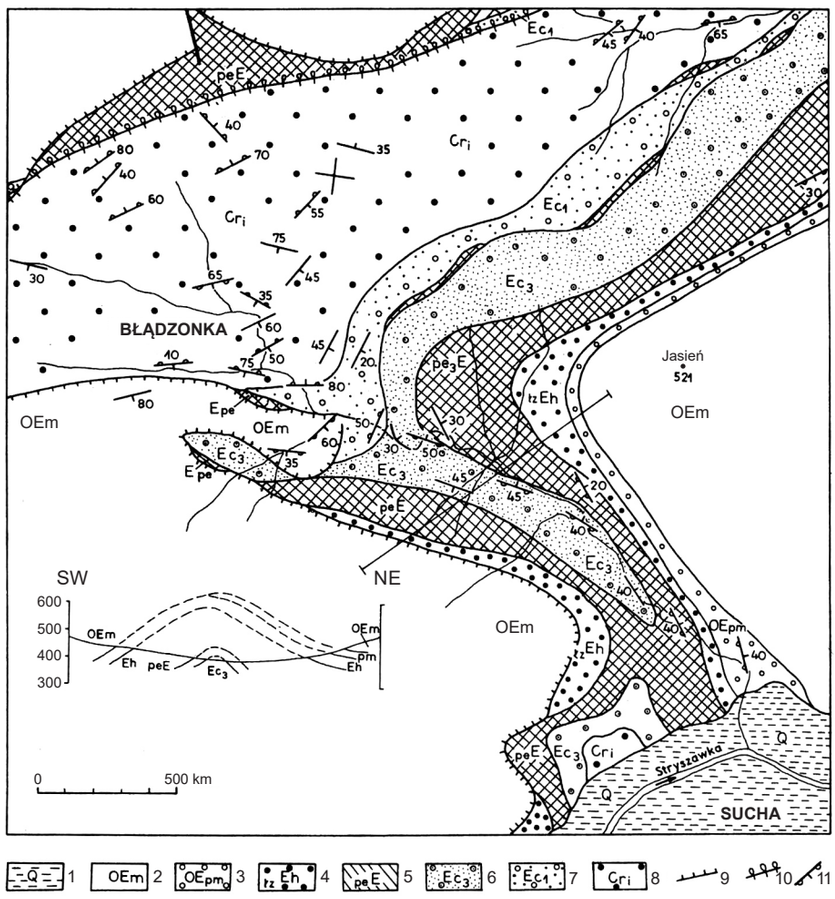
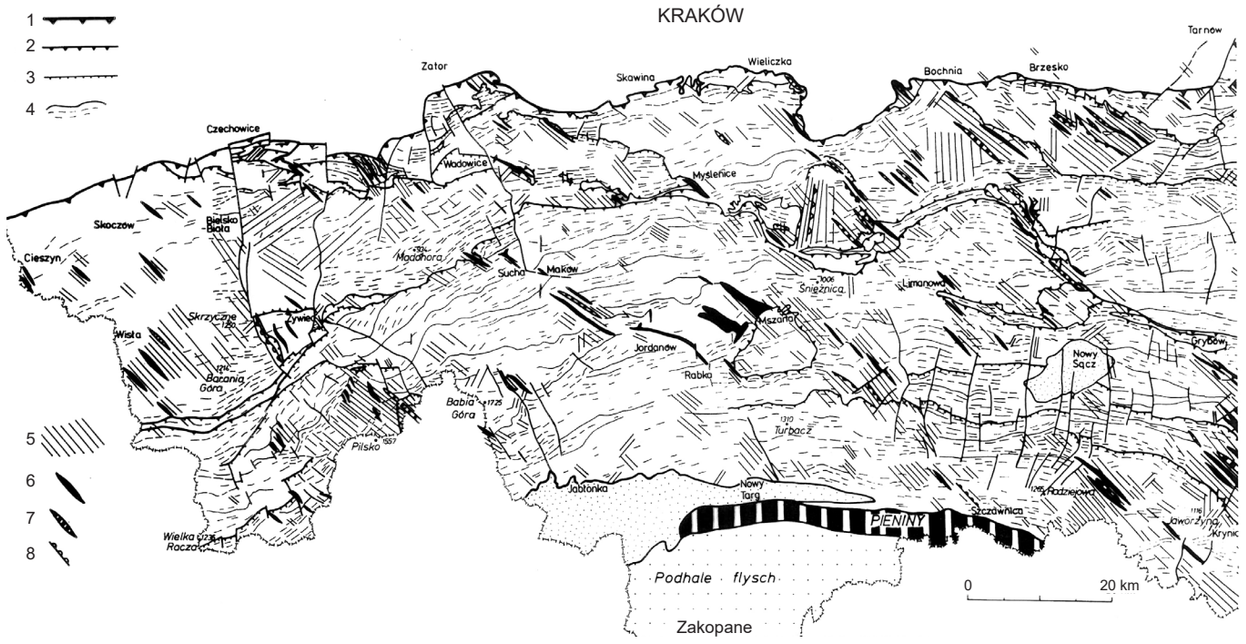
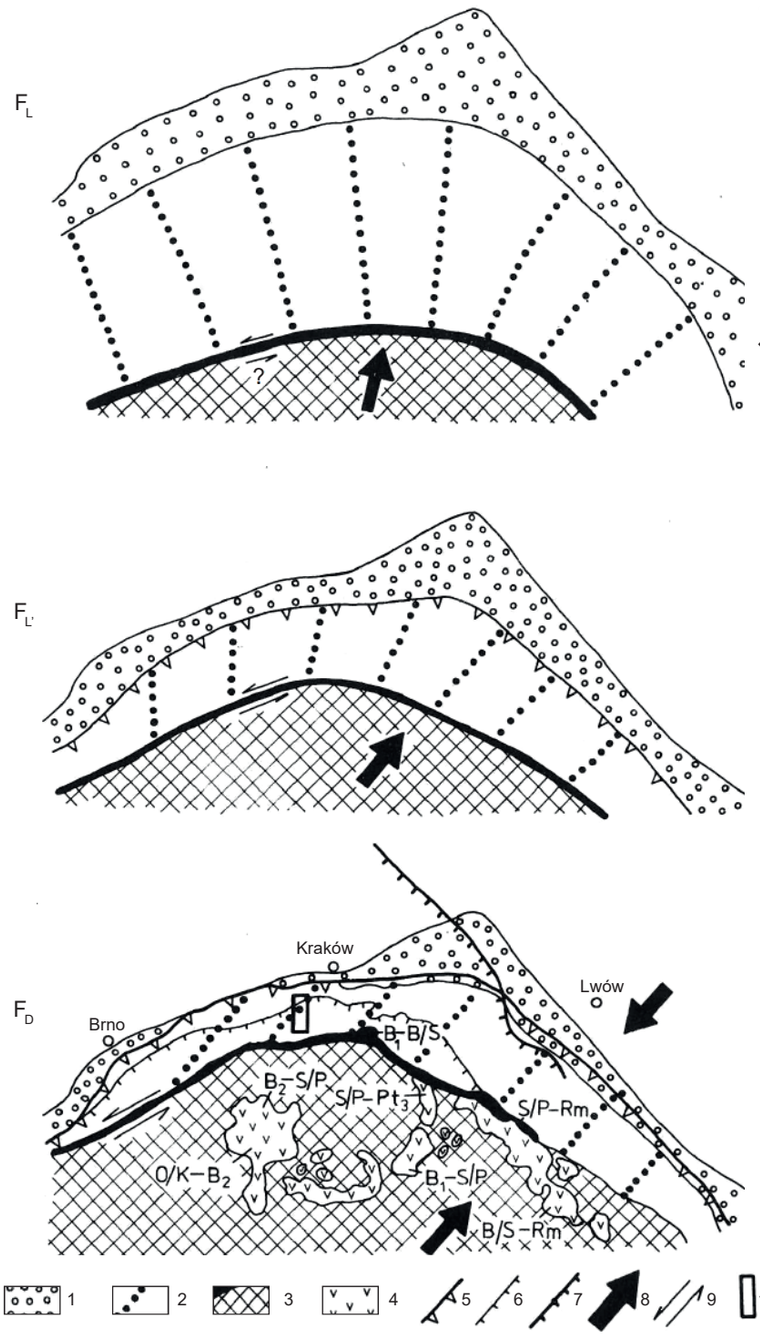


FIG. 3. Duży fałd ukośny F_D typu 1, wygasający na SSE skrzydle większego fałdu podłużnego (F_L) bezpośrednio na północ od Suchej Beskidzkiej (Aleksandrowski, 1985a; mapa podstawowa wg Książkiewicza, 1974; lokalizacja fałdu na figurze 1: antyklina oznaczona jako „II", rozpoczynająca się na północ od litery „A" w nazwie miasta Sucha). **1** – czwartorzęd; **2** – piaskowce magurskie; **3** – łupki podmagurskie; **4** – warstwy hieroglifowe; **5** – łupki pstre; **6** – piaskowiec ciężkowicki górny; **7** – piaskowiec ciężkowicki dolny; **8** – warstwy inoceramowe; **9** – nieciągłości tektoniczne; **10** – powierzchnia nasunięcia wtórnie wstecznie wygięta; **11** – biegi i upady warstw (wg Książkiewicza, 1974 oraz pomiarów autora)



↑ **FIG. 4.** Mapa tektoniczna zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych, uwydatniająca obecność fałdów ukośnych F_D (i – lokalnie – zafałdowań poprzecznych F_T) na całym obszarze nałożonych na dominujące, lecz tu intencjonalnie mocno „wytłumione" fałdy podłużne F_L (Aleksandrowski 1985b). **1** – frontalne nasunięcie karpackie; **2** – frontalne nasunięcia głównych jednostek płaszczowinowych; **3** – nasunięcia jednostek niższego rzędu; **4** – ślady osiowe i kierunki osi fałdów podłużnych F_L; **5** – strefy ukośnych lub poprzecznych biegów warstw. Duże (możliwe do przedstawienia w skali mapy) fałdy ukośne F_D typu 1: **6** – antykliny; **7** –synkliny; **8** – fleksury



← **FIG. 5.** Stopniowa rotacja kierunków skracania/kompresji tektonicznej w toku późnej fazy ewolucji tektonicznej sukcesji fliszowej polskich Karpat zewnętrznych – próba ekstrapolacji rezultatów analizy strukturalnej płaszczowiny magurskiej w rejonie babiogórskim oraz wyników analizy SMGP na szerszy obszar Karpat (Aleksandrowski, 1985a, b, 1989). F_L (późny wczesny lub środkowy miocen: karpat/baden) – mocno uproszczone, hipotetyczne wyobrażenie regionalnych kierunków kompresji na północnym przedpolu mikropłyty ALCAPA, w trakcie pierwszego, głównego etapu nasuwania płaszczowin fliszowych i ich fałdowania FL, zapewne jeszcze przed kolizją bloku ALCAPA z płytą europejską w podłożu basenu fliszowego/powstającego stosu płaszczowin. Osie kompresji ustawione prostopadle do krawędzi indentera – bloku ALCAPA. Przesłanki interpretacji: orientacja fałdów F_L oraz zespołów ciosu poprzecznego i podłużnego związanych z tą kompresją. $F_{L'}$ (środkowy miocen: baden/sarmat?) – „dosunięcie" ku NNE (na południku Babiej Góry) – ukształtowanego wcześniej i zafałdowanego stosu płaszczowin fliszowych, być może w trakcie kolizji bloku ALCAPA z płytą europejską w podłożu orogenu na odcinku północnym. Przesłanki interpretacji: orientacja ciosu L' –odprężeniowego, założonego podczas tego etapu kompresji.
F_D (późny miocen: sarmat–panon?) – dalsza rotacja ku NE i ujednolicenie kierunku kompresji w zewnętrznych Karpatach zachodnich i wschodnich w związku z trwającą konwergencją i prawdopodobną kolizją bloku ALCAPA i platformą europejską w podłożu basenu fliszowego na odcinku wschodnim. Nałożenie młodszych fałdów F_D na fałdy F_L w Karpatach zachodnich. Przesłanki interpretacji: jednolita orientacja fałdów F_D i związanego z nimi ciosu na całym obszarze polskich zewnętrznych Karpat zachodnich i wschodnich.
1 – zapadlisko przedgórskie w dzisiejszych granicach; **2** – basen fliszowy/stos płaszczowin fliszowych oraz kierunek skracania tektonicznego; **3** – Karpaty centralne (i częściowo wewnętrzne) – głównie w granicach bloku ALCAPA, czarny – pieniński pas skałkowy; **4** – wulkanity neogeńskie związane głównie z subdukcją podłoża Karpat Wschodnich ku SW; ramowo podany wiek: **O** – ottnang; **K** – karpat; **B** – baden; **S** – sarmat; **F** – panon; **Pt** – pont; **Rm** – dak (wg Póka, *w*: Royden i in., 1983); **5** – nasunięcie frontalne Karpat; **6** – nasunięcie magurskie; **7** – wgłębna granica między platformą prekambryjską a paleozoiczną; **8** – regionalny kierunek skracania/kompresji tektonicznej; **9** – przemieszczenia przesuwcze o regionalnym znaczeniu; **10** – obszar przeprowadzonych badań terenowych

rozpoznanie geometrii i ewolucji systemów fałdowych oraz formowania się sieci ciosu, a także ekstrapolacja wniosków na większy obszar zachodnich Karpat fliszowych, pozwoliły na sformułowanie hipotezy o stopniowo rotującym zgodnie z ruchem wskazówek zegara kierunku skracania tektonicznego w obrębie północnych Karpat fliszowych podczas miocenu (fig. 5). Hipoteza ta (choć sformułowana dość ogólnie i bardziej jakościowo, niż ilościowo), a także rozpoznanie interferencyjnej natury układu fałdów północnokarpackich, zostały później w różnym stopniu potwierdzone i zastosowane w badaniach prowadzonych m.in. przez Deckera i in. (1997), Nemčoka (1993), Zuchiewicza (1997), Fodora i in. (1999), Rauch (1999), Świerczewską i in. (2000) oraz Szczęsnego (2003). W ostatnim dwudziestoleciu wydają się, jednak, zapomniane przez geologów karpackich, nie mających doświadczenia z obszarów metamorficznych, gdzie złożone relacje między różnowiekowymi systemami fałdów powstałymi w odmiennych planach strukturalnych, nie są niczym nadzwyczajnym i zwykle nie pozostają niezauważone.

LITERATURA

Aleksandrowski P., 1983. Analiza strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. Instytut Nauk Geologicznych PAN [rozprawa doktorska].

Aleksandrowski P., 1985a. Tektonika regionu babiogórskiego: interferencja zachodnio- i wschodniokarpackich kierunków fałdowych. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 55: 375–422.

Aleksandrowski P., 1985b. Interference fold structure of the Western Flysch Carpathians in Poland. *W*: Carpatho-Balkan Geological Association, Proceeding reports, 13th Congress: 159–162. Cracow, Poland, 1985. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Aleksandrowski P., 1989. Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. Studia Geologica Polonica, 96: 7–149.

Birkenmajer K., 1983. Uskoki przesuwcze w północnym obrzeżeniu pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. Studia Geologica Polonica, 77: 89–112.

Birkenmajer K., 1985. Major strike-slip faults of the Pieniny Klippen Belt and the Tertiary rotation of the Carpathians. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, A-16, 175: 101–115.

Decker K., Nescieruk P., Reiter F., Rubinkiewicz J., Ryłko W., Tokarski A.K., 1997. Heteroaxial shortening, strike-slip faulting and displacement transfer in the Polish Carpathians. Przegląd Geologiczny, 45: 1070–1071.

Fodor I., Csontos I., Bada G., Györfi I., Benkovics I., 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. Geological Society, London, Special Publications, 156: 295–334.

Fossen H., 2016. Structural geology, 2nd edition. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.

Ghosh S.K., 1968. Experiments of buckling of multilayers which permit inter-layer gliding. Tectonophysics, 6: 207–249.

Ghosh S.K., 1974. Strain distribution in superposed buckling folds and the problem of reorientation of early lineations. Tectonophysics, 21: 249–272.

Ghosh S.K., Ramberg H., 1968. Buckling experiments on intersecting fold patterns. Tectonophysics, 5: 89–105.

Jackson J.A., 1980. Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. Nature, 283: 343–346.

Julivert M., Marcos A., 1973. Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera, northwest Spain). American Journal of Science, 273: 353–375.

Książkiewicz M., 1972. Karpaty. *W*: Budowa Geologiczna Polski, T. 4. Tektonika, cz. 3. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Książkiewicz M., 1974. Szczegółowa mapy geologicznej Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, arkusz Sucha Beskidzka. Instytut Geologiczny, Warszawa.

Książkiewicz M., 1977. The tectonics of the Carpathians. *W*: Geology of Poland. Vol. 4. Tectonics (red. W. Pożaryski): 476–620. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Morawski W., 1972. Tektonika północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego w rejonie Niedzicy. Acta Geologica Polonica, 22: 573–591.

Nemčok M., 1993. Transition from convergence to escape: field evidence from the West Carpathians. Tectonophysics, 217: 117–142.

Nescieruk P., Wójcik A., Malata T., Aleksandrowski P., 2007. Tektoniczne struktury deformacyjne w iłach krakowieckich sarmatu w Wylewie k. Sieniawy (zapadlisko przedkarpackie): świadectwo młodej przesuwczej aktywności podłoża miocenu. Przegląd Geologiczny, 55: 690–698.

Oberc J., 1972. Sudety i obszary przyległe. *W*: Budowa Geologiczna Polski, T. 4. Tektonika, cz. 2. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Peresson H., Decker K., 1997. Far-field effects of Late Miocene subduction in the Eastern Carpathians: E-W compression and inversion of structures in the Alpine-Crapathian-Pannonian region. Tectonics, 16: 38–56.

Ramsay J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York.

Ramsay J.G., Huber M.I., 1987. The techniques of modern structural geology. Vol. 2: Folds and fractures. Session 22: Superposed folding. Academic Press, London: 475-504.

Rauch M., 1999. Pofałdowa dyspersja kierunków w strefie wygięcia płaszczowiny śląskiej w rejonie doliny Dunajca. Przegląd Geologiczny, 47: 187–193.

Royden L., Horváth F., Rumpler J., 1983. Evolution of the Pannonian basin system. Tectonics, 2: 63–90.

Skjernaa L., 1975. Experiments on superposed buckle folding. Tectonophysics, 27: 255–270.

Starkel L., 1969. The age of the stages of development of the relief of the Polish Carpathians in the light of the most recent geological investigations. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 3: 33–43.

Szczęsny R., 2003. Reconstruction of stress directions in the Magura and Silesian Nappes (Polish Outer Carpathians) based on analysis of regional folds. Geological Quarterly, 47: 289–298.

Świerczewska A., Tokarski A.K., Hurai V., 2000. Joints and mineral veins during structural evolution: case study from the Outer Carpathians (Poland). Geological Quarterly, 44: 333–339.

Teisseyre H., 1928. Powierzchnia szczytowa Karpat. Prace geograficzne (Lwów), 10: 67–100.

Teisseyre W., 1907. O związku w budowie tektonicznej Karpat i ich przedmurza. Kosmos, 32: 393–402.

Teisseyre W., 1921. Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia. Kosmos, 46: 242–474.

Teisseyre W., 1926. Metoda kryptotektoniki a podłoże Karpat. Kosmos, 51: 410–461.

Unrug R., 1979. Palinspastic reconstruction of the Carpathian arc before the Neogene tectogenesis. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 49: 3–21.

Unrug R., 1984. Geodynamic evolution of the Carpathians. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 52: 39–66.

Watkinson A.J., 1981. Patterns of fold interference: influence of early fold shapes. Journal of Structural Geology, 3: 19–23.

Zuchiewicz W., 1997. Reorientacja pola naprężeń w polskich Karpatach zewnętrznych w świetle wstępnych wyników analizy ciosu. Przegląd Geologiczny, 45: 105–109.