

Ewolucja sieci spękań ciosowych we fliszu zachodniego Podhala (Karpaty wewnętrzne, Polska)

Mirosław Ludwiniak¹



Joint-network evolution in the western part of Podhale Flysch (Inner Carpathians, Poland). Prz. Geol., 56: 1092–1099.

A b s t r a c t. The network of joints cutting the flysch deposits in the western Podhale is reasonably regular both in map scale and in individual outcrops. It is formed by five sets having a different orientation with respect to the range of the Podhale Synclinorium, as well as a different age and origin. The oldest diagonal sets (D_R , D_L) are conjugate and roughly coeval and were formed as “potential shear surfaces” in horizontal beds, whereas their further opening proceeded in an extensional mode. The younger sublongitudinal set (L') comprises extensional joints originated during the early buckling of beds. The transverse set (T), younger than the L' -set, comprises extensional joints formed in relation to the WNW-ESE extension of the Podhale Synclinorium. The youngest longitudinal set (L)

originated in an extensional mode in consequence of stress relaxation in the rock massif during postorogenic uplift. Joint density increases in areas involved in relatively strong tectonic disturbances: the zone of tectonic contact between the flysch and the Pieniny Klippen Belt, the zone of contact between the Paleogene deposits, the Tatra Massif and the Biały Dunajec fault zone.

Keywords: joints, paleostress, Podhale flysch, Inner Carpathians

Przedmiotem tego artykułu jest charakterystyka geometrii i rozwoju sieci ciosu we fliszu zachodniego Podhala (ryc. 1). Niniejsza praca jest kontynuacją badań zapoczątkowanych przez Boretti-Onyszkiewicz (1968b) i Książkiewicza (1968) dotyczących problematyki spękań ciosowych w polskich Karpatach.

Spękania ciosowe (ryc. 2) są jednymi z najpowszechniej i najliczniej występujących struktur tektonicznych (m.in. Hancock, 1985; Price & Cosgrove, 1990). W niniejszej pracy za cios uznano seryjnie występujące, systematyczne i penetratywne w skali odsłonięcia i regionu spękania, przecinające pojedyncze ławice w przybliżeniu prostopadle do ich powierzchni, w odstępach w przybliżeniu proporcjonalnych do miąższości tychże ławic (Mastella & Zuchiewicz, 2000). Spękane fragmenty ławic nie zostają przy tym przemieszczone lub wykazują jedynie oznaki niewielkiego przemieszczenia przesuwczego (do 1 mm — Cosgrove & Ameen, 2000; Twiss & Moores, 2001).

Zarys budowy geologicznej

Synklinorium podhalańskie jest zbudowane z utworów będących fragmentem paleogeńskiej pokrywy Karpat wewnętrznych (ryc. 1). Kontakt utworów paleogenu z pienińskim pasem skałkowym (PPS) jest tektoniczny, z jednostkami tatrzańskimi zaś sedymentacyjny. Utwory te składają się ze starszego kompleksu węglanowego (tzw. eocenu numulitowego — ryc. 1B) i młodszej od niego serii fliszowej (najniższy oligocen–dolny miocen — Gedl, 2000; Garecka, 2005). Najniższe i najwyższe kompleksy serii fliszowej (odpowiednio: warstwy szaflarskie i ostryskie; ryc. 1B; Gołąb, 1959) są zbudowane z cienkoławicowych piaskowców i mułowców z przeławiczeniami żwirów i łupków ilastych. Warstwy zakopiańskie są złożone w głównie z drobnouławicowych mułowców i łupków ilastych, przeławiczonych mniej licznymi piaskowcami cienkoławicowymi, z lokalnymi wkładkami dolomitów

żelazistych. Udział piaskowców wzrasta ku górze profilu. Leżące wyżej warstwy chochołowskie są złożone z pakietów łupków ilastych, cienkoławicowych piaskowców i mułowców przeławiczonych piaskowcami średnioławicowymi i występującymi lokalnie piaskowcami gruboławicowymi. Całkowita miąższość fliszu osiąga 4000 m (Watycha, 1976; Ludwiniak, 2006) i jest większa w północnym skrzydle synklinorium.

Tektonika synklinorium jest nieskomplikowana. Jej zasadniczymi elementami są równoleżnikowe strefy tektoniczne (Mastella, 1975). Na badanym obszarze wyróżniono pięć takich stref (ryc. 3). Na tę równoleżnikową strefowość nakładają się duże, poprzeczne strefy uskoku: Białego Dunajca (NNE-SSW; Mastella & Klimkiewicz, 2008) i Białki (NNW-SSE; Mastella i in., 1996) (ryc. 1A).

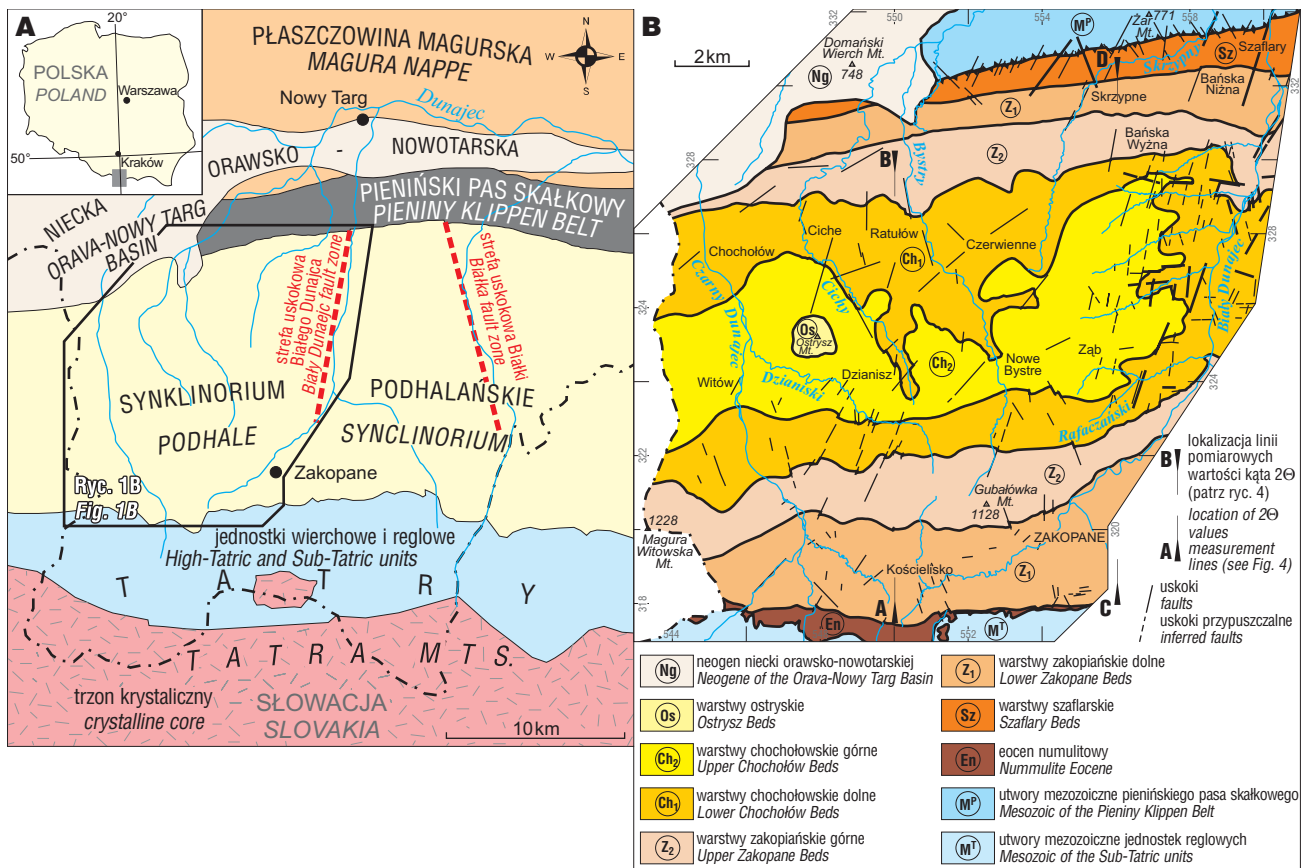
Metodyka

Obserwacje ciosu przeprowadzono w 782 odsłonięciach, położonych wzdłuż rzek i potoków. Wykonywano je w litologicznie podobnych piaskowcach drobno- i średnioziarnistych, charakteryzujących się dość stałym składem. Obserwacje przeprowadzono zgodnie z zaleceniami dotyczącymi analizy spękań (m.in. Jaroszewski, 1972; Hancock, 1985; Aleksandrowski, 1989; Dunne & Hancock, 1994). W każdym odsłonięciu poza orientacją ciosu pomierzono położenie warstw. Łącznie wykonano 16 975 pomiarów orientacji ciosu i 2754 pomiary położenia warstw.

Zgodnie z sugestiami wielu autorów (m.in. Dunne & Hancock, 1994; Twiss & Moores, 2001; Hanks i in., 2006) dokonano również obserwacji morfologii powierzchni spękań, stosunków intersekcyjnych, stopnia rozwarcia oraz mineralizacji. Rejestrowano również drobne struktury towarzyszące spękanom. Na podstawie tych informacji bezpośrednio w odsłonięciach podzielono populację spękań na zespoły, zgodnie z sugestiami Hancocka (1994).

Ze względu na przyjętą teorię Price'a (1959), z zastrzeżeniami Al Kadhiego i Hancocka (1980), w każdym z odsłonięć warstwy wraz ze spękaniami ciosowymi zostały zrotowane do poziomu z zastosowaniem ogólnie

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; miro@uw.edu.pl

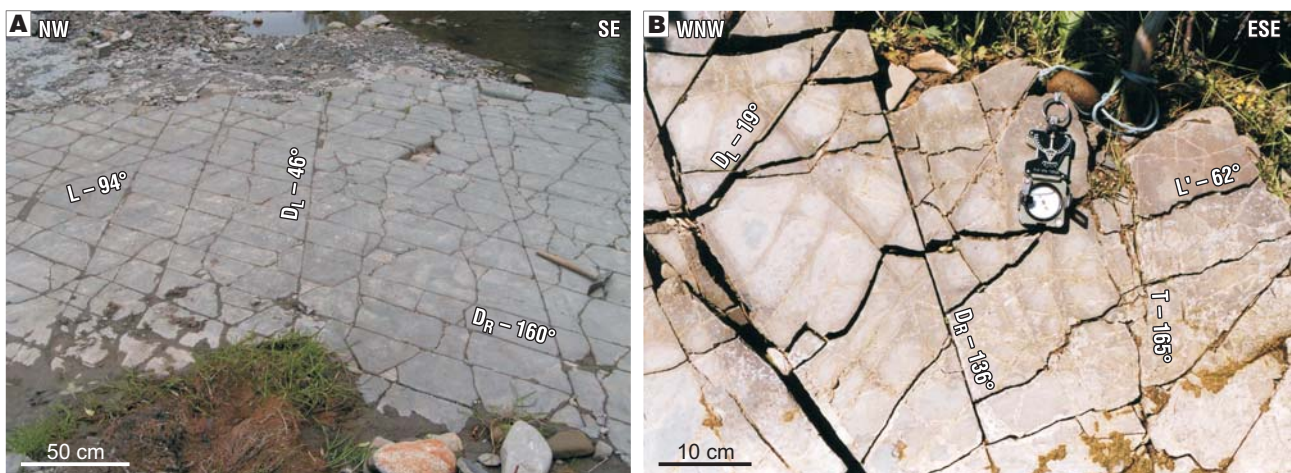


Ryc. 1. A — Szkic tektoniczny polskiej części Karpat wewnętrznych (wg Książkiewicz, 1972 — zmodyfikowana); **B** — szkic geologiczny terenu badań (na podstawie Watychy, 1976; Mastelli i in., 1988, 2000; Mastelli & Klimkiewicz, 2008 oraz badań autora)

Fig. 1. A — Tectonic sketch-map of the Polish part of the Inner Carpathians with location of the study area (after Książkiewicz, 1972 — modified); **B** — geological sketch-map of the study area (compiled after Watycha, 1976; Mastella et al., 1988, 2000; Mastella & Klimkiewicz, 2008 and the author's own investigations)

przyjętych procedur (Mastella i in., 1997). Wykonano diagramy orientacji spękań jako projekcje na dolną półkulę równopowierzchniowej siatki Schmidta. Posłużyły one do odczytania dominującej orientacji poszczególnych zespołów ciosu, a następnie do obliczenia parametrów charakteryzujących pole paleonaprężeń ciosotwórczych (tab. 1).

W wybranych 140 odsłonięciach dokonano obserwacji niezbędnych do obliczenia gęstości ciosu, zgodnie z procedurą opisaną w pracy Mastelli (1972). Jako parametru określającego gęstość użyto porównawczego wskaźnika całkowitej gęstości spękań (D_c), który jest związany z użytym przez Mastellę wskaźnikiem V_c zależnością: $D_c = V_c^{-1}$, (-).



Ryc. 2. Spękania ciosowe w ławicach piaskowców warstw chochołowskich dolnych (**A** — rzeka Biały Dunajec) i szafliarskich (**B** — potok Skrzypny)

Fig. 2. Joints in sandstone beds: **A** — in the Biały Dunajec River, Lower Chochołów Beds; **B** — in the Skrzypny Stream, Szafliary Beds

Charakterystyka spękań ciosowych

Sieć ciosu na badanym obszarze tworzy pięć zróżnicowanych morfologicznie zespołów o różnej orientacji względem regionalnej rozciągłości synklinorium podhalańskiego (tab. 1). Są to: dwa zespoły diagonalne (D_R i D_L), zespół poprzeczny (T) oraz zespoły podłużny (L) i subpodłużny (L'). Jednakże w poszczególnych odsłonięciach występują dwa do czterech zespołów.

System diagonalny (zespoły D_R i D_L)

Wygląd spękań należących do obydwu zespołów jest bardzo podobny. Powierzchnie spękań są z reguły płaskie i gładkie, rzadziej ze strukturami pierzastymi (Parker, 1942). Są one prostopadłe bądź nieznacznie odchylone od kąta prostego w stosunku do uławicenia. Ślady spękań na powierzchniach ławic są z reguły prostoliniowe, długie i ciągłe, często tną powierzchnie ławic wzdłuż całego odsłonięcia (ryc. 2A).

W odsłonięciach, w których występują oba te zespoły, należące do nich spękania przecinają się lub wygasają na sobie naprzemiennie. W kilku przypadkach zaobserwowano łukowate przejścia jednych w drugie. Ślady spękań pozostałych zespołów utykają lub zmieniają gwałtownie kierunek na kontakcie ze śladami spękań D_R i D_L (ryc. 2). Wyjątek stanowi sytuacja, w której spękania D_R i D_L są zmineralizowane kalcytem. Wówczas ślady niezmineralizowanych spękań pozostałych zespołów przecinają ślady spękań D_R i D_L . Ciągłe ślady spękań kontynuują się niekiedy w szeregi spękań kulisowych o niewielkich wartościach skreću ($2 \leq \delta \leq 25^\circ$). Część z nich można by interpretować jako niskokątowe ścienia riedlowskie (Riedel, 1929), a część jako ekstensyjne szeregi spękań kulisowych (Rothery,

1988). Są one najprawdopodobniej inicjalnymi formami ciągłych spękań we wczesnym stadium ich rozwoju.

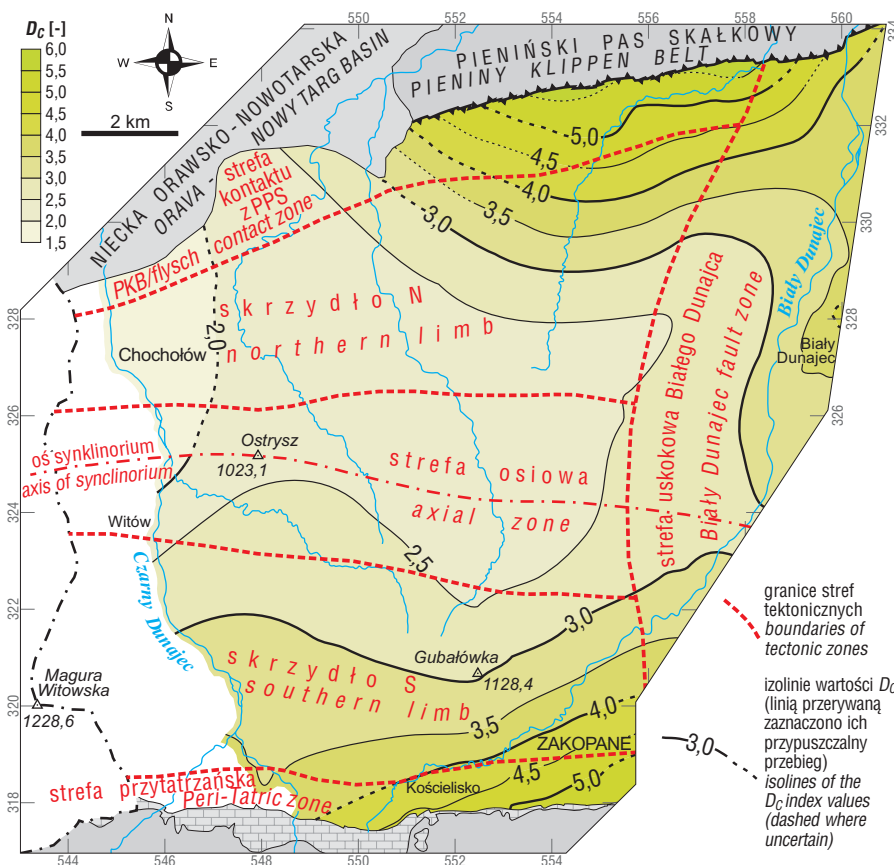
Spękania wchodzące w skład szeregu penetrują przy powierzchniową część ławic piaskowców na niewielką głębokość (od kilku milimetrów do kilku centymetrów), przechodząc w głąb ławicy w ciągłe spękanie. Tam, gdzie doszło do odspojenia skały wzdłuż szeregu kulisowego, na powierzchni spękania powstają rąbki tektoniczne umiejscowione przy powierzchni uławicenia. Część spękań D_R i D_L jest zmineralizowana kalcytem blokowym, wydłużonym blokowym i włóknistym. W dwóch ostatnich przypadkach kryształy są zorientowane prostopadłe lub lekko skośnie względem ścian spękania.

Spękania D_R i D_L są liczniejsze w stosunku do pozostałych zespołów. W skali całego terenu badań obserwuje się przewagę ilościową spękań zespołu D_R nad zespołem D_L .

Kąt zawarty pomiędzy tymi zespołami jest mniej więcej stały w poszczególnych odsłonięciach, ale zmienia się w skali całego obszaru badań (tab. 1). Wartość tego kąta wzrasta od strefy osiowej ku brzeżnym strefom synklinorium (ryc. 4).

Zespół poprzeczny (T)

Spękania T są najmniej liczne spośród wszystkich zespołów (< 5% całej populacji spękań). W odróżnieniu od spękań D_R i D_L ich powierzchnie są przeważnie chropowate i nierówne, niekiedy w znacznym stopniu. Z reguły są pionowe, niezależnie od położenia warstw. Ślady spękań są często krzywoliniowe (ryc. 2B) i przeważnie krótsze w stosunku do D_R i D_L . Ilość spękań zmineralizowanych kalcytem jest relatywnie mniejsza w porównaniu z systemem diagonalnym (szacunkowo ok. 5% populacji zespołu T).



Ryc. 3. Mapa gęstości ciosu z zastosowaniem analizy powierzchni trendu wielomianem 1. stopnia z zaznaczonymi strefami tektonicznymi
Fig. 3. Map of joint density based on the 1st order polynomial trend surface analysis with depicted tectonic zones

Tab. 1. Orientacja i wybrane parametry sieci spękań ciosowych
Table 1. Orientation and selected parameters of the joint-network

Orientacja Orientation	Zespoły ciosu Joint sets					Parametry sieci spękań Parameters of the joint-network	Parametry systemu diagonalnego Parameters of the diagonal joint system		
	D _R	D _L	T	L	L'		Podwójny kąt ścięcia Double shear angle 2Θ	Największe naprężenie normalne Maximum normal stress σ _{1(D)}	Δ = σ _{1(D)} - T*
azymuty spękań joint azimuths	143–173	13–58	175–25	65–103	48–78	wartości parametrów parameter values	33–77	-21–36	-29–27
regionalna dominanta orientacji spękań regionally predominant joint orientation	156–160	36–40	16–20	86–90	66–70	regionalnie dominujące wartości parametrów regionally predominant parameter values	56–70 (60% przypadków) (60% of all cases)	11–15	-8

*Odchylenie kątowe kierunków σ_{1(D)} i zespołu T, Angular difference between the σ_{1(D)} and T-set direction

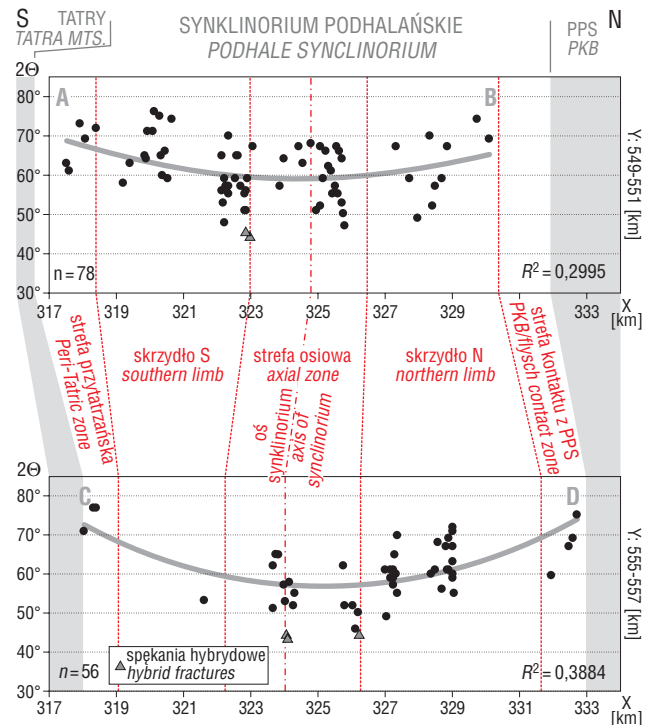
Zespoły podłużny (L) i subpodłużny (L')

Spękania L i L' są podobne. Powierzchnie spękań są przeważnie chropowate i nierówne, ich ślady zaś są krzywoliniowe (ryc. 2). Są one katetalne w połoego leżących warstwach, natomiast w warstwach wychylonych wykazują pełne spektrum orientacji — od katetalnych aż do pionowych, niezależnie od biegu warstw, przy czym odchylenie od katetalności nie przekracza kilkunastu stopni. Ślady spękań zespołów L i L' są znacznie krótsze od spękań zespołów D_R i D_L. Ślady spękań L często wygasają na śladach spękań T. Jednakże lokalnie ślady spękań obydwu zespołów przecinają się i wygasają na sobie naprzemiennie, tworząc charakterystyczny układ ortogonalny. W przegubach mezoskopowych antyklin, których osie są w przybliżeniu równoleżnikowe, stwierdzono występowanie spękań mających cechy spękań radialnych (Kettner, 1954). Większość z nich należy do zespołu L', niewielka część zaś do zespołu L.

Cios — interpretacja

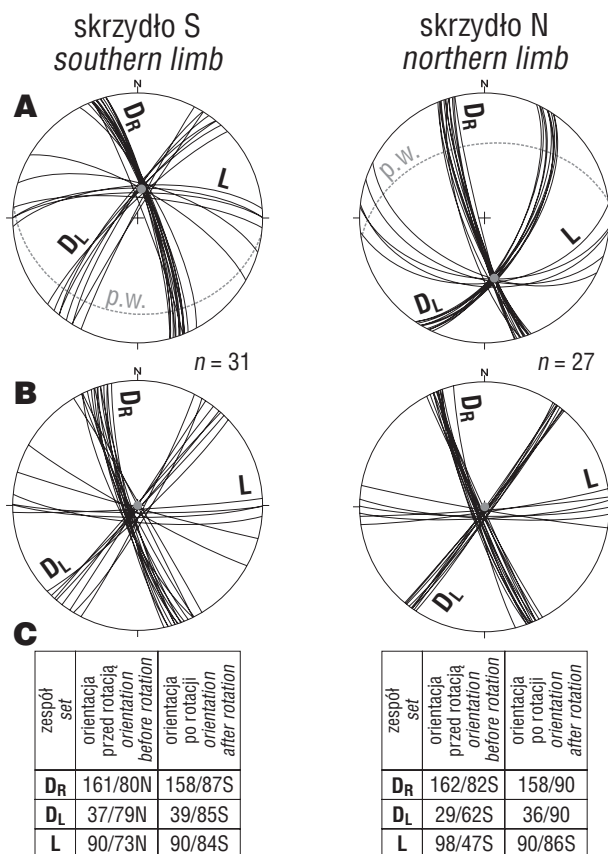
Na podstawie opisanych wcześniej cech geometrycznych i morfologicznych spękań stwierdzono, że zespoły DR i DL tworzą system sprzężonych spękań komplementarnych. Tworzyły się one w dwóch etapach. Pierwotnie były zakładane (Price, 1959; Price & Cosgrove, 1990) w poziomych warstwach jako *potencjalne powierzchnie ścięć* (Mandl, 1988), widoczne obecnie w postaci anizotropii wytrzymałościowej (Boretti-Onyszkiewicz, 1968a) i akustycznej (Domonik, 2003, 2007). System ten był zakładany w trójosiowym, kompresyjnym polu naprężeń (σ₁ > σ₂ > σ₃), w którym oś największego naprężenia normalnego σ_{1(D)} odpowiada dwusiecznej kąta ostrego pomiędzy obydwoma zespołami, będącego podwójnym kątem ścięcia (2Θ). Niewielką część spękań systemu diagonalnego, tworzącą kąt 2Θ < 45°, należy uznać za hybrydowe (Hancock, 1985; zob. też ryc. 4). Powstały one w polu naprężeń, w którym wartość najmniejszego naprężenia normalnego (σ₃) była ujemna. Geometria szeregow kulisowych i spękań opierających wskazuje ogólnie na występowanie tendencji do przemieszczenia prawoskrętnego w obrębie zespołu D_R i lewoskrętnego w przypadku

zespołu D_L. O przedfałdowych założeniach systemu diagonalnego świadczy ujednoczenie orientacji spękań w każdym z tych zespołów uzyskane podczas testu fałdowego (ryc. 5), jak również przemieszczenia śladów zmineralizowanych spękań wzdłuż powierzchni laminacji w sfałdowanych piaskowcach wywołane posuwem fałdowym (Mastella & Ozimkowski, 1979). Obecność struktur pierzastych na powierzchniach spękań i geometria wydłużonych kryształów kalcytu wypełniających niektóre z nich wskazują, że były one otwierane ekstensyjnie (Bahat & Engelder, 1984; Passchier & Trouw, 1998) lub transtensyjnie z niewielkim



Ryc. 4. Rozkład wartości podwójnego kąta ścięcia 2Θ w przekroju poprzecznym synklinorium podhalańskiego (lokalizacja na ryc. 1B). Na wykres naniesiono wielomianową linię trendu 2. stopnia. n — Liczba pomiarów

Fig. 4. Diagrams showing distribution of the double shear angle 2Θ value along the Podhale Synclinorium (for location see: Fig. 1B). The 2nd order polynomial trend lines are marked on the diagrams. n — Number of measurements



Ryc. 5. Orientacja spękań ciosowych w obrębie antykliny w warstwach chochołowskich dolnych w potoku Rafaczańskim. Diagramy orientacji powierzchni spękań przed rotacją (A) i po rotacji warstw do poziomu (B). C — Dominująca orientacja poszczególnych zespołów ciosu. *n* — Liczba pomiarów, p.w. — położenie warstw

Fig. 5. Orientation of joints in an anticline from the Lower Chochołów Beds in the Rafaczański Stream. Diagrams of joint plane orientation before (A) and after (B) back tilting of beds to horizontal. C — predominant orientation of particular joint sets. *n* — Number of measurements, p.w. — bedding

udziałem składowej przesuwczej w późniejszym etapie ich rozwoju.

Spękania T powstawały ekstensyjnie w trójosiowym polu naprężeń, w którym oś ujemnego naprężenia σ_3 była zorientowana poziomo, prostopadle do powierzchni spękań w kierunku określonym regionalną dominantą 106–110°. Osie naprężeń σ_1 i σ_2 (naprężenie pośrednie) były równoległe do powierzchni spękań.

Spękania L i L' zasadniczo są spękaniami ekstensyjnymi. Występujące w przegubach fałdów spękania radialne powstały w czasie zginania warstw, w wyniku ich rozciągania powyżej powierzchni neutralnej fałdu (Ramsay, 1967; zob. też ryc. 6, etap II). Należy je więc uznać za spękania tensyjne powstałe równocześnie z fałdowaniem.

Etapy rozwoju ciosu

Sieć ciosu tworzyła się w kilku etapach, związanych z ewolucją strukturalną synklinorium podhalańskiego.

Etap I. Zakładanie spękań systemu diagonalnego (ryc. 6) rozpoczęło się w momencie, w którym leżące poziomo warstwy piaskowców fliszowych osiągnęły poziom zdiagenezowania umożliwiając kumulowanie naprężeń.

Naprężenia te były wywołane narastającą, regionalną i południkową kompresją wywołaną przez konwergencję płyty północnoeuropejskiej z blokiem Alcapa (m.in. Oszczytko & Ślącza, 1989; Płaśienka i in., 1997; Fodor i in., 1999), trwającą do późnego oligocenu/wczesnego miocenu (Golanka i in., 2000) i zakończoną kolizją (Nemčok i in., 1998) ok. 13–17 mln lat temu (Decker & Peresson, 1996).

Etap II. Na przełomie późnego oligocenu i wczesnego miocenu doszło do uformowania zasadniczych rysów strukturalnych synklinorium w postaci równoleżnikowych stref tektonicznych (ryc. 3; Mastella, 1975). Nastąpiło to w efekcie odmłodzenia uskoków w podłożu paleogenu (Mahel, 1969; Soták & Janočko, 2001), związanego z wypiętrzaniem Tatr i PPS (Andrusov, 1968; Birkenmajer, 1986). W tym etapie w inicjalnej fazie wyginania warstw zaczęła się ujawniać część spękań systemu diagonalnego, jak również powstała ta część spękań zespołu L', oraz niewielka część zespołu L, która jest genetycznie związana z wyginaniem warstw (ryc. 6).

Etap III. W środkowym miocenie rozpoczęło się wypiętrzanie synklinorium podhalańskiego (Birkenmajer, 1986). Z tym etapem było związane powstanie stref uskoku Białego Dunajca i Biłki. Stopniowe wypiętrzanie synklinorium, przy słabnącej horyzontalnej kompresji, umożliwiło rozszerzanie fliszu w kierunku WNW-ESE i powstanie ekstensyjnych spękań zespołu T (ryc. 6). Stwierdzona niewielka różnica kątowa kierunków $\sigma_{1(D)}$ i zespołu T (-8° — tab. 1) może świadczyć o niewielkiej prawoskrętnej rotacji pola naprężeń (osi σ_1 i σ_3) w stosunku do systemu diagonalnego. Nie można jednak wykluczyć alternatywnej koncepcji, że jest ono efektem lewoskrętnej rotacji podłoża fliszu. Kierunek tej rotacji byłby zgodny z wynikami badań paleomagnetycznych (Marton i in., 1999). W tym etapie wraz z zespołem T powstała niewielka część spękań L, tworząc z nim układ ortogonalny, co mogło być spowodowane lokalną, szybką i naprzemienną reorientacją pola naprężeń (Caputo & Caputo, 1988).

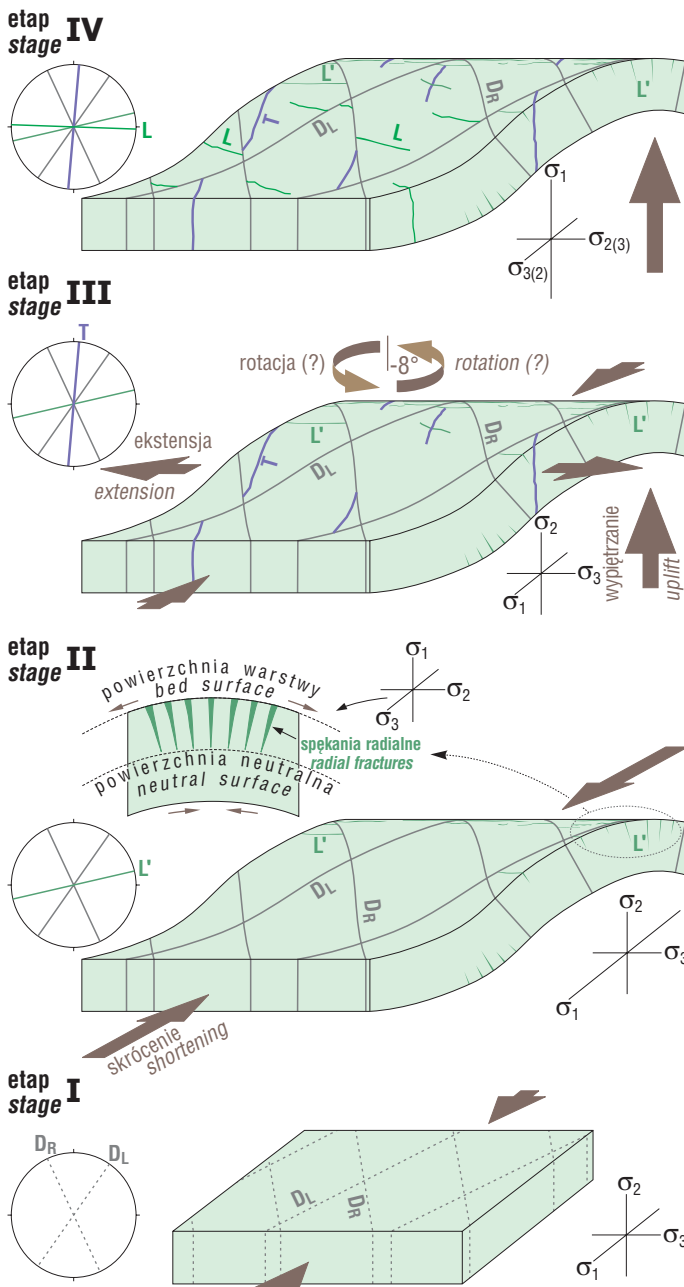
Etap IV. Trwające do dziś wypiętrzanie utworów fliszowych (Makowska & Jaroszewski, 1987; Baumgart-Kotarba & Král, 2002; Środoń i in., 2006) umożliwiło ich poziome poszerzenie i pozwoliło na relaksację naprężeń szczątkowych w masywnie skalnym. W tym etapie utworzyła się większość spękań zespołu L (ryc. 6), najpóźniejszych w stosunku do pozostałych zespołów, i część spękań L'. Objawiły się one jako spękania ekstensyjne, powstałe poprzez uwolnienie energii sprężystej nagromadzonej, jak to zakłada Price (1959), w czasie zakładania ciosu. Jednocześnie w podlegającym erozji odprężanym masywie skalnym ujawniły się spękania należące do starszych zespołów.

Dyskusja

Wyniki badań skłoniły autora do przedyskutowania części poglądów zawartych w dotychczasowych pracach dotyczących w całości lub częściowo tematyki spękań ciosowych we fliszu podhalańskim.

□ Liczba zespołów tworzących sieć ciosu opisana w dotychczasowych pracach jest mniejsza od wyznaczonej przez autora (od 3 — Pokorski, 1965, Boretti-Onyszkiwicz, 1968b, do 4 — Halicki, 1963). Dokonany przez autora podział spękań na zespoły bezpośrednio w odsłonięciach

pozwoili uniknąć włączenia do jednego zespołu różnych genetycznie spękań o zbliżonej orientacji (Hancock, 1994). Pokorski (1965), Boretti-Onyszkiewicz (1968b) i Halicki (1963) dokonali podziału na zespoły metodami statystycznymi, analizując zbiorcze diagramy orientacji ciosu wykonane dla dużych obszarów. W efekcie spękania D_L i L' o zbliżonej orientacji zostały przez nich włączone do jednego zespołu. Nie wyróżnili również zespołu T. Jego mała liczebność i orientacja (zbliżona w niektórych przypadkach do zespołów D_R lub D_L) sprawiają, że w podczas analizy danych z dużych obszarów ulega on zatarciu w obrazie statystycznym, pomimo faktu istnienia wielu odsłoneń, w których współwystępują spękania tych trzech zespołów.



Ryc. 6. Schemat etapów rozwoju sieci ciosu. Linia przerywaną zaznaczono anizotropię ciosową. Długość osi naprężeń normalnych (σ) oznacza ich względną wielkość

Fig. 6. Scheme of stages of development of joints. Dashed lines depicted the joint anisotropy. The lengths of σ -axes indicate the relative values of normal stresses

□ Orientacja zespołów wyznaczonych przez poprzednich badaczy i przez autora artykułu różni się w niektórych przypadkach. Powodem są wspomniane odmienne metody wyznaczania zespołów, jak również to, że niektórzy określali i porównywali współczesne orientacje spękań znajdujących się w różnej sytuacji tektonicznej (Pokorski, 1965; Boretti-Onyszkiewicz, 1968b). Jak wynika z przeprowadzonych tu rozważań, większość spękań ma założenia wcześniejsze w stosunku do innych deformacji tektonicznych. Ich obecna pozycja zależy więc od położenia warstw. W celu porównania orientacji tych spękań odtworzono ich pierwotne położenie, odrotowując warstwy do poziomu wraz z tymi spękaniami. W efekcie uzyskano bardziej ujednoczoną orientację tych zespołów (ryc. 5). Wynika z tego, że pogląd Boretti-Onyszkiewicz (1968b) i Pepola (1972) o braku wpływu pozycji tektonicznej na orientację ciosu nie zawsze jest uzasadniony.

□ Niektórzy autorzy zwrócili uwagę na wielkość podwójnego kąta ścięcia (2θ) między sprzężonymi spękaniami odpowiadającymi systemowi diagonalnemu (Boretti-Onyszkiewicz, 1968b: $50-90^\circ$; Morawski, 1972: $\pm 90^\circ$). Z rozważań Pokorskiego (1965) wynikałoby, że kąt pomiędzy jednym z zespołów, przyjętym jako ścięciowy ($40-70^\circ$), a kierunkiem odpowiadającym orientacji osi σ_1 jest równy 45° . Wtedy kąt 2θ byłby równy 90° . Tak duże wartości kąta 2θ nie pokrywają się z obserwacjami autora (tab. 1), jak również z obserwacjami terenowymi na innych obszarach (m.in. Jaroszewski, 1972; Hancock, 1985; Dunne & Hancock, 1994; Mastella & Zuchiewicz, 2000) i wynikami badań geomechanicznych (m.in. Hobbs, 1960; Łukaszewski, 2005). Zawyżenie wielkości kąta 2θ było spowodowane zaliczeniem spękań D_L i L' do jednego zespołu oraz nieuwzględnieniem wielkości kąta tarcia wewnętrznego (ϕ). Jego wartość, gdy $2\theta = 90^\circ$, wynosiłaby 0° , co oznacza, że piaskowce, w których prowadzono badania, byłyby całkowicie pozbawione tarcia wewnętrznego.

□ Z rozważań Boretti-Onyszkiewicz (1968b) i Morawskiego (1972) dotyczących gęstości ciosu wynika, że jest ona mniej więcej stała. Obserwacje autora wskazują natomiast, że lokalnie wzrasta w bezpośrednim sąsiedztwie mezouskoków. Dotyczy to zwłaszcza zespołów, które są w przybliżeniu równoległe do ich powierzchni. Autor zanotował też zwiększenie gęstości spękań w przegubach mezofałdów, w zespołach w przybliżeniu równoległych do ich osi. Wyniki analizy regionalnej wskazują, że gęstość ciosu jest większa w brzeżnych częściach synklinorium oraz w dolinie Białego Dunajca (ryc. 3). Strefy te charakteryzują się silniejszymi deformacjami tektonicznymi w stosunku do strefy osiowej synklinorium, co jest związane z bliskością wypiętrzanego masywu Tatr i PPS. Zwiększona gęstość wzdłuż Białego Dunajca jest związana z istnieniem licznych uskokuw należących do dużej strefy o charakterze nożycowym (Mastella, 1975) i rozciąganiem utworów fliszowych w tejże strefie. Gęstość ciosu może być zatem użytecznym wskaźnikiem stref zaburzeń tektonicznych (m.in. Mastella, 1972; Hennings i in., 2000; Florez-Niño i in., 2005).

□ Większość autorów (Boretti-Onyszkiewicz, 1968b; Morawski, 1972; Pepol, 1972) uznaje, że cios jest starszy od wychylenia warstw i innych struktur tektonicznych. Zdaniem Boretti-Onyszkiewicz brak jest jakichkolwiek przesłanek wskazujących na wiekowe zróżnicowanie poszczególnych zespołów ciosu. Jedynie Pokorski (1965) przypuszcza, że w przedziale azymutów 160–175° mogły nałożyć się *dwa różne wiekowo systemy łupliwości*. Rozważania autora zawarte w niniejszej pracy wskazują na kilkietapowy rozwój sieci ciosu związany z ewolucją strukturalną synklinorium podhalańskiego.

Autor składa serdeczne podziękowania prof. Leonardowi Mastelli za poświęcony czas i cenne uwagi dotyczące opracowywanego materiału. Niniejsza praca została częściowo sfinansowana ze środków na badania własne (BW-1642/5) oraz statutowe (BST-977/2) Instytutu Geologii Podstawowej UW.

Literatura

- ALEKSANDROWSKI P. 1989 — Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. Stud. Geol. Pol., 96: 1–140.
- AL KADHI A. & HANCOCK P.L. 1980 — Structure of the Durma-Nisah segment of the central Arabian graben system. Saudi Arabian Directorate General of Mineral Resources Bull., 16: 1–40.
- ANDRUSOV D. 1968 — Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Vyd. Slov. Akad. Ved, Bratislava.
- BAHAT D. & ENGELDER T. 1984 — Surface morphology on cross-fold joints of the Appalachian Plateau, New York and Pennsylvania. Tectonophysics, 104: 299–313.
- BAUMGART-KOTARBA M. & KRÁL J. 2002 — Young tectonic uplift of the Tatra Mts (fission track data and geomorphological arguments). Geol. Carpath., 53, Special Issue — CD with extended abstracts.
- BIRKENMAJER K. 1986 — Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Stud. Geol. Pol., 88: 7–32.
- BORETTI-ONYSZKIEWICZ W. 1968a — Anizotropia ciosowa piaskowców fliszowych Podhala zachodniego w świetle badań wytrzymałościowych. Biul. Geol. UW, 10: 115–152.
- BORETTI-ONYSZKIEWICZ W. 1968b — Cios we fliszu zachodniego Podhala. Acta Geol. Pol., 18: 101–152.
- CAPUTO M. & CAPUTO R. 1988 — Estimate of the regional stress field using joint systems. Bull. Geol. Soc. Greece, 23: 101–118.
- COSGROVE J.W. & AMEEN M.S. 2000 — A comparison of the geometry, spatial organization and fracture patterns associated with forced folds and buckle folds. [In:] Cosgrove J.W. & Ameen M.S. (eds.) Forced folds and fractures. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 169: 7–21.
- DECKER K. & PERESSON H. 1996 — Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: links between thrusting, transverse faulting and crustal extension. [In:] Wessely G. & Liebl W. (eds.) Oil and gas in Alpidic thrustbelts and basins of Central and Eastern Europe. Eur. Assoc. Geosci. Eng. Spec. Publ., 5: 17–21.
- DOMONIK A. 2003 — Odzworowanie powierzchni ciosowych piaskowców fliszu podhalańskiego w badaniach wytrzymałościowych z wybranych odsłoneń niecki podhalańskiej. Prz. Geol., 51: 430–435.
- DOMONIK A. 2007 — Anizotropia właściwości wytrzymałościowych skał fliszowych jako efekt oddziaływania naprężeń na przykładzie piaskowców cergowskich z Komańczy. Geologos, 11: 133–141.
- DUNNE W.M. & HANCOCK P.L. 1994 — Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. [In:] Hancock P.L. (ed.) Continental deformation. Pergamon Press, Oxford-New York: 101–120.
- FLOREZ-NIÑO J.M., AYDIN A., MAVKO G., ANTONELLINI M. & AYAVIRI A. 2005 — Fault and fracture systems in a fold and thrust belt: an example from Bolivia. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 89: 471–493.
- FODOR L., CSONTOS L., BADA G., GYÖRFI I. & BENKOVICS L. 1999 — Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. [In:] Durand B., Jolivet L., Horvath F. & Serrani M. (eds.) The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 156: 295–334.
- GARECKA M. 2005 — Calcareous nannoplankton from the Podhale Flysch (Oligocene–Miocene, Inner Carpathians, Poland). Stud. Geol. Pol., 124: 353–369.
- GEDL P. 2000 — Biostratygrafia i paleośrodowisko paleogenu Podhala w świetle badań palinologicznych. Cz. I. Stud. Geol. Pol., 117: 69–154.
- GOLONKA J., OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 2000 — Late Carboniferous–Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. Ann. Soc. Geol. Pol., 70: 107–136.
- GOŁĄB J. 1959 — Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. Biul. Inst. Geol., 149: 225–237.
- HALICKI B. 1963 — Tektonika Podhala. Roczn. Pol. Tow. Geol., 33: 349–362.
- HANCOCK P.L. 1985 — Brittle microtectonics: principles and practice. J. Struct. Geol., 7: 437–457.
- HANCOCK P.L. 1994 — From joints to paleostress. [In:] Roure F. (ed.) Peri-Tethyan platforms: Proceedings of the IFP/Peri-Tethys Research Conference held in Arles, France, March 23–25, 1993. Technip, Paris: 145–158.
- HANKS C.L., PARRIS T.M. & WALLACE W.K. 2006 — Fracture paragenesis and microthermometry in Lisburne Group detachment folds: Implications for the thermal and structural evolution of the northeastern Brooks Range, Alaska. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 90: 1–20.
- HENNINGS P.H., OLSON J.E. & THOMPSON L.B. 2000 — Combining outcrop data and three-dimensional structural models to characterize fractured reservoirs: an example from Wyoming. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 84: 830–849.
- HOBBS D.W. 1960 — The strength and stress-strain characteristics of Oakdale coal under triaxial compression. Geol. Mag., 97: 422–435.
- JAROSZEWSKI W. 1972 — Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Stud. Geol. Pol., 38: 1–216.
- KETTNER R. 1954 — Všeobecná geologie I. Stavba zemské kůry. Přírodovědecké vydavatelství, Praha.
- KŚIAŻKIEWICZ M. 1968 — Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych. Roczn. Pol. Tow. Geol., 38: 335–384.
- KŚIAŻKIEWICZ M. 1972 — Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika, cz. 3. Karpaty. Wyd. Geol., Warszawa.
- LUDWINIAK M. 2006 — Geometria i geneza sieci spękań ciosowych we fliszu zachodniego Podhala. Arch. Instytutu Geologii Podstawowej UW, Warszawa.
- ŁUKASZEWSKI P. 2005 — Ocena wytrzymałości piaskowców fliszowych przy różnych ścieżkach obciążenia w warunkach konwencjonalnego trójosiowego ściskania. Prz. Geol., 53: 596–601.
- MAHEL M. 1969 — Złomy a ich uloha počas mezozoika vo Vnutorních Karpatách. Geol. Pr., 47: 7–30.
- MAKOWSKA A. & JAROSZEWSKI W. 1987 — O współczesnych ruchach pionowych w Tatrach i na Podhalu. Prz. Geol., 35: 506–512.
- MANDL G. 1988 — Mechanics of tectonic faulting: models and basic concepts. Elsevier, Amsterdam.
- MARTON E., MASTELLA L. & TOKARSKI A.K. 1999 — Large counterclockwise rotation of the Inner West Carpathian Paleogene Flysch — evidence from paleomagnetic investigations of the Podhale Flysch (Poland). Phys. Chem. Earth (A), 24: 645–649.
- MASTELLA L. 1972 — Interdependence of joint density and thickness of layers in the Podhale flysch. Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Terre, 20: 187–196.
- MASTELLA L. 1975 — Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala. Roczn. Pol. Tow. Geol., 45: 361–401.
- MASTELLA L. & KLIMKIEWICZ D. 2008 — Tektonika fliszu podhalańskiego w dolinie Białego Dunajca. Arch. Instytutu Geologii Podstawowej UW, Warszawa.
- MASTELLA L., KONON A. & MARDAL T. 1996 — Tektonika fliszu podhalańskiego w dolinie Białki. Prz. Geol., 44: 1189–1194.
- MASTELLA L., KONON A. & SZCZĘSNY R. 2000 — Mapa geologiczna SW części fliszu podhalańskiego 1 : 25 000. Arch. Instytutu Geologii Podstawowej UW, Warszawa.
- MASTELLA L. & OZIMKOWSKI W. 1979 — Budowa tektoniczna południowo-wschodniej części Podhala. Prz. Geol., 27: 387–393.
- MASTELLA L., OZIMKOWSKI W. & SZCZĘSNY R. 1988 — Tektonika północno-zachodniej części fliszu podhalańskiego. Prz. Geol., 36: 566–572.
- MASTELLA L. & ZUCHIEWICZ W. 2000 — Jointing in the Dukla Nappe (Outer Carpathians, Poland): an attempt at palaeostress reconstruction. Geol. Quart., 44: 377–390.
- MASTELLA L., ZUCHIEWICZ W., TOKARSKI A.K., RUBINKIEWICZ J., LEONOWICZ P. & SZCZĘSNY R. 1997 — Application of joint analysis for paleostress reconstructions in structurally complicated settings: Case study from Silesian nappe, Outer Carpathians (Poland). Prz. Geol., 45: 1064–1066.
- MORAWSKI W. 1972 — Tektonika północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego w rejonie Niedzicy. Acta Geol. Pol., 22: 573–592.

- NEMČOK M., HOK J., KOVÁČ M., MARKÓ F., COWARD M.P., MADARAS J., HOUGHTON J.J. & BEZÁK V. 1998 — Tertiary extension development and extension/compression interplay in the West Carpathians mountain belt. *Tectonophysics*, 290: 137–167.
- OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 1989 — The evolution of the Miocene basin in the Polish Outer Carpathians and their foreland. *Geol. Carpath.*, 40: 23–36.
- PARKER J.M. 1942 — Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 53: 381–408.
- PASSCHIER C.W. & TROUW R.A.J. 1998 — *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin.
- PEPOL J. 1972 — Tektonika strefy osiowej synklinorium podhalańskiego w rejonie Bukowiny Tatrzańskiej. *Acta Geol. Pol.*, 22: 593–600.
- PLAŠIENKA D., GREČULA P., PUTIŠ M., KOVÁČ M. & HOVORKA D. 1997 — Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. [In:] Grečula P., Hovorka D. & Putiš M. (eds.) *Geological evolution of the Western Carpathians (Mineralia Slovaca. Monograph)*. Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava: 1–24.
- POKORSKI J. 1965 — Występowanie łupliwości we fliszu wschodniego Podhala. *Kwart. Geol.*, 9: 616–623.
- PRICE N. J. 1959 — Mechanics of jointing in rocks. *Geol. Mag.*, 96: 149–167.
- PRICE N. J. & COSGROVE J.W. 1990 — *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, Cambridge-New York.
- RAMSAY J.G. 1967 — *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw-Hill, New York.
- RIEDEL W. 1929 — Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen (Ein Beitrag zum Problem der Fiederspalten). *Centralblatt Miner. Geol. Palaont., Abt. B*: 354–368.
- ROTHERY E. 1988 — En echelon vein array development in extension and shear. *J. Struct. Geol.*, 10: 63–71.
- SOTÁK J. & JANOČKO J. 2001 — Central-Carpathian Paleogene Basin — an outline to sedimentology, sequence stratigraphy and basin history. [In:] Janočko J. & Soták J. (eds.), *Sedimentary sequences and depositional systems of the Central-Carpathian Paleogene Basin. Guidebook to IAS field trip, Slovakia 2001*. Cassovia Print, Košice: 1–32.
- ŠRODOŇ J., KOTARBA M., BIRÓN A., SUCH P., CLAUER N. & WÓJTOWICZ A. 2006 — Diagenetic history of the Podhale-Orava Basin and the underlying Tatra sedimentary structural units (Western Carpathians): evidence from XRD and K-Ar of illite-smectite. *Clay Miner.*, 41: 751–774.
- TWISS R.J. & MOORES E.M. 2001 — *Structural geology*. Freeman, New York.
- WATYCHA L. 1976 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000. *Arkusz Czarny Dunajec*. Wyd. Geol., Warszawa.