

Udział tektoniki w pogrzebaniu Pienińskiego Pasa Skalkowego w rejonie Starego Bystrego – Miętustwa

The role of tectonics in the burial of the Pieniny Klippen Belt near Stare Bystre and Miętustwo (Carpathians, Poland)

JÓZEF KUKULAK

Instytut Geografii, Wyższa Szkoła Pedagogiczna, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków

Abstract. The rocks of the Pieniny Klippen Belt west of Stare Bystre plunge under Neogene sediments several hundred meters thick. The zone of this rapid sinking lies at the eastern boundary of the Orawa Depression, presumably on a fault. The lower part of the Belt may belong to the downthrown wing of this fault. The fault's presence and its recent activity are indicated by the orientation of fractures and young faults in the Neogene and Klippen Belt rocks, as well as in the Podhale flysch, at the eastern boundary of the depression.

WSTĘP

W podhalańskim łuku pienińskiego pasa skałkowego występują dwie przerwy w jego powierzchniowej ciągłości: krótka (ok. 3 km) – pomiędzy Gronkowem a Szaflarami oraz długa (ok. 20 km) – od Starego Bystrego po Trstenę na Słowacji. Na tych odcinkach pas skałkowy kryją osady z młodszego trzeciorzędu i czwartorzędu. Powstanie tych przerw wiąże się niewątpliwie z działalnością wód rzecznych. Powstały one bowiem przy wylotach rzek spływających od Tatr i Pogórza Gubałowskiego do Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (dopływy Dunajca i Orawica). Rzeki najpierw rozcinały pas skałkowy i poszerzały swe koryta, a następnie formowały w nich swoje stożki napływowe. Coraz bardziej miększe i rozległe stożki pogrzebały w końcu wychodnie utworów skałkowych. O tak postępującym przebiegu denudacji pasa można by wnioskować z dzisiejszych obserwacji mor-

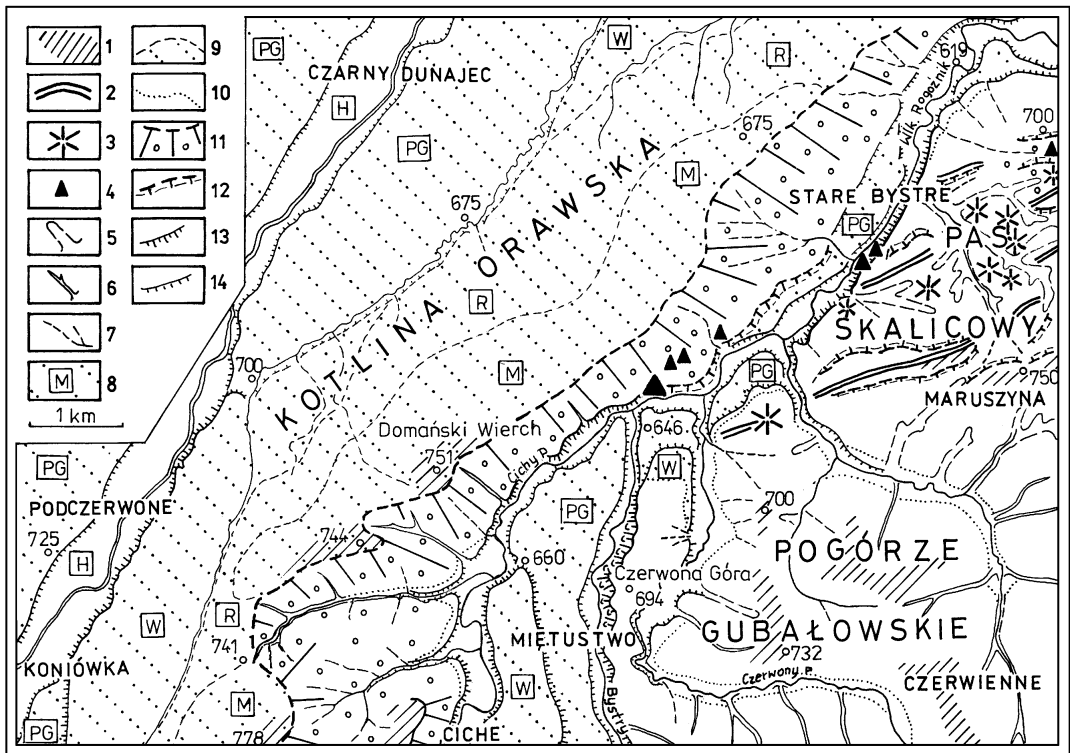
fologicznych w rejonie przełomu Białki Tatrzańskiej pod Obłazową – Kramnicą. Izolowane skałki wapienne – świadki pasa – wystają tam jeszcze spod pokrywy czwartorzędowego stożka tej rzeki.

Pogrzebanie pasa pomiędzy Starem Bystrem a Trsteną jest dużo bardziej rozległe i głębsze niż od Szaflar po Gronków. Przy uwzględnieniu podobnej dynamiki procesów korytowych wszystkich rzek tatrzańsko-podhalańskich różnicę tą musiał powodować dodatkowy czynnik rzeźbotwórczy. Głębokie wiercenia i obserwacje geologiczne oraz dzisiejsza rzeźba tego rejonu wskazują, że była nim aktywna wówczas tektonika, związana z formowaniem się zapadliska orawskiego. Jej wskaźnikami są powiązania orientacji liniowych elementów rzeźby terenu z przebiegiem nieciągłych struktur podłoża. Zagadnienie to przedstawiono szczegółowiej na przykładzie pogranicza pasa skałkowego z zapadliskiem orawskim w rejonie Starego Bystrego – Miętustwa.

GŁÓWNE FORMY MORFOSTRUKTURALNE TERENU

Morfologiczną granicą pienińskiego pasa skałkowego z zapadliskiem orawskim jest dolina Wielkiego Rogoźnika o przebiegu SW-NE (Ryc. 1). Bieg doliny jest skośny względem podłużnych osi obu tych jednostek. Na wschód od doliny pas skałkowy tworzy zwarte pasmo wzgórz, o szerokości prawie 4 km i deniwelacjach do 120 m (Pas Skalicowy). Wapienne skałki, ułożone w dwóch równoległych rzędach, ciągną się wzdłuż wyso-

kiego i wyrównanego grzbietu Maruszyny (775 m n.p.m.). Na zachód od Rogoźnika zalega neogeński stożek napływowy Domańskiego Wierchu (751 m n.p.m.) – jeden z głównych segmentów południowego obrzeża zapadliska orawskiego i morfologicznie należący już do Kotliny Orawskiej. Przykrywa on nie tylko utwory pienińskiego pasa skałkowego, ale nasadę sięga również fliszu podhalańskiego. Nasadę tę rozcięły już górne potoki Wlk. Rogoźnika (Cichy, Bystry, Czerwony), formując w jej miejscu Kotlinę Miętustwa (650 m n.p.m.). Z korzeniowych części stożka



Ryc. 1. Rzeźba obrzeża Kotliny Orawskiej między Rogoźnikiem a Koniówką. 1 – szerokie, wyrównane wierzchowiny; 2 – wąskie grzbiety twarżcielcowe; 3 – izolowane wzniesienia twarżcielcowe; 4 – wapienne skałki; 5 – doliny nieckowate; 6 – doliny wciosowe; 7 – płytkie doliny o zaakumulowanym dnie; 8 – równiny teras i stożków (M – Mindel, R – Riss, W – Würm, PG – Późny Glacjał, H – Holocen); 9 – granice różnowiekowych teras i stożków; 10 – zasięg den dolin; 11 – czoło stożka Domańskiego Wierchu przykryte redeponowanymi żwirami tatrańskimi; 12 – strukturalne załomy stoków; 13 – erozyjne podcięcia zboczy i teras o wysokości ponad 5 m; 14 – niższe podcięcia teras.

Relief of the margin of the Orava Depression between Rogoźnik and Koniówka. 1 – broad, flattened upland surfaces; 2 – narrow crests on resistant rocks; 3 – isolated elevations on resistant rocks; 4 – limestone crags and hills; 5 – gentle, non-incised valleys; 6 – incised valleys; 7 – shallow valleys with alluvial bottoms; 8 – flat surfaces of alluvial terraces and fans (M – Mindel, R – Riss, W – Würm, PG – Late Glacial, H – Holocene); 9 – boundaries of terraces and fans of different age; 10 – extent of valley bottoms; 11 – front of the Domański Wierch fan covered with redeposited gravels of the Tatra provenance; 12 – structural bends in slopes; 13 – erosional undercuttings of slopes and terraces higher than 5 m; 14 – lower undercuttings of terraces.

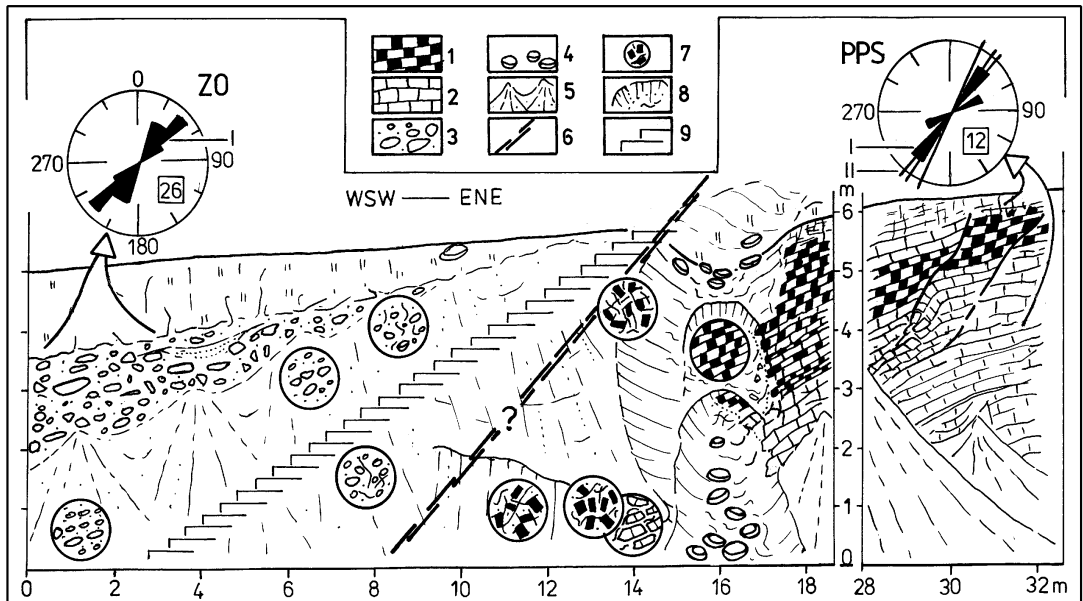
Domańskiego Wierchu przetrwał tu jedynie żwirowy garb Czerwonej Góry (Srokowskie Berek – 692 m n.p.m.).

TEKTONICZNE CECHY POGRZEBANIA PASA

Wzdłuż doliny Wielkiego Rogoźnika skałkowe wzgórza bardzo szybko się obniżają i ku zachodowi zanurzają się pod osady neogeńskie (Ryc. 2). Grzbiet Maruszyny (Stopki) ma wysokość 760 m n.p.m., ostatnie wychodnie (Skałka) w granicznej dolinie mają jeszcze 665 m, ale 1.8 km dalej ku zachodowi głębokie wiercenie (228 m) na Domańskim Wierchu nie sięgnęło już utworów skałkowych na głębokości 523 m n.p.m. (Urbaniak 1960). Zalegają one tam znacznie głębiej, duże nachylenie warstw stożka Domańskiego Wierchu na Czerwonej Górze sugeruje ich pogrzebanie nawet pod 550 m warstwą neogenu (Sikora, Wieser 1974), na poziomie około 200 m n.p.m. Został on nawiercony 4 km dalej ku zachodowi w Koniówce w poziomie około 280 m n.p.m., pod 450 m warstwą osadów młodszych (Watycha 1977). W bliskiej odległości jego deniwelacje dochodzą aż do 450–500 m. Strefę tak dużej i gwałtownej zmiany wysokości pasa można by uznać za stromy skłon erozyjnej ryny rzek zachodniopodhalańskich i pra-Dunajca, a wartość deniwelacji dowodziła by silnej erozji tych rzek. Prawdopodobnie jednak są one uwarunkowane tektoniczne i wiążą się z rozwojem brzeżnej części zapadliska orawskiego. Dolina Wlk. Rogoźnika leży w strefie dużego uskoku lub strefy uskokowej obrzeżającej to zapadlisko, wzdłuż której zrzucone jest głęboko zachodnie skrzydło pasa. Nieliczne odsłonięcia podłoża na zachodnim zboczu tej doliny nie sprzyjają szczegółowemu ustaleniu przebiegu tych dyslokacji. Dotychczas przyjmuje się ich obecność i wyznacza ich przebieg na podstawie interpretacji kontaktu utworów skałkowych z molasowymi (Gołąb 1964; Birkenmajer 1979), przebiegu fotolineamentów na zdjęciach satelitarnych (Ostaficzuk 1978; Baumgart-Kotarba 1981; Doktor, Graniczny 1983) i grawilineamentów (Pomianowski 1995) lub z przesłanek morfologicznych (Baumgart-Kotarba 1992; Kukulak 1993). Uznaje się je również za fragment regionalnego uskoku – lineamentu myjawskiego (Bac-Mosza-

szwili 1993). Przebieg głównego uskoku wzdłuż kontaktu utworów skałkowych z neogeńskimi (część północna) i w obrębie samych skałek (część południowa) wyznaczył już K. Birkenmajer (1979). W silnie zaburzonym tektonicznie pasie skałkowym, już przed powstaniem zapadliska, wyrazistość młodszych dyslokacji jest słaba. Nie jest wykluczone, że przedłużeniem tej dyslokacji dalej na południe są uskoki w rejonie Czerwonej Góry (Birkenmajer 1979).

Jeden z uskoków brzeżnych zapadliska zdaje się obcinać od zachodu Skałkę w Starem Bystrem (Ryc. 3). W południowym podcięciu Skałki jest widoczny bezpośredni kontakt utworów jednostki braniskiej pienińskiego pasa skałkowego ze żwirami neogeńskimi stożka Domańskiego Wierchu (Birkenmajer 1979). Ślad tego kontaktu, możliwy do prześledzenia w odsłonięciu na długości 6–8 m, jest stromo (40–60°) pochylony ku zachodowi. Jego pochylenie jest większe od kąta upadu formacji wapienia czorsztyńskiego i formacji radiolarytów z Czajakowej (30–40°). Bardziej ku zachodowi zapada również powierzchnia tego kontaktu. Jej bieg wyznacza prawdopodobnie oś nieckowatej dolinki na wierzchowinie Skałki (20–30°), założonej na granicy skał o nierównej odporności. Powierzchnia kontaktu nie jest dobrze odsłonięta, stąd nie można być pewnym jej tektonicznego pochodzenia. W dziewięciu płytkich (40–70 cm) wkopach stwierdzono silne spękanie i zwietrzenie utworów skałkowych w strefie o szerokości 1–2 m wzdłuż jej śladu (Ryc. 3). W czerwonych glinach tkwią duże bryły wapieni i cienkie tabliczki spękanych radiolarytów. Przylegające wzdłuż niej żwiry neogeńskie mają skład i wielkości podobne jak w 10-metrowej skarpie nad Cichym Potokiem w odległości 250 m na SW od Skałki. Różna jest jednak orientacja ich pochylenia. Płaskie otoczaki na Skałce mają upady ku NW, natomiast nad Cichym Potokiem cały kompleks żwirów i zalegające w poziomie rzeki ily są wyraźnie pochylone ku NE. Miąższość neogenu w tym miejscu wynosi co najmniej kilkanaście metrów, spągowe ily w skarpie leżą o 10 m niżej niż żwiry na górnej krawędzi Skałki. Wiele cech tego przekroju sugeruje uskokową genezę granicznej powierzchni, ale nie wyklucza również jej erozyjnego pochodzenia. W normalnych usko-



Ryc. 3. Kontakt utworów pienińskich z neogeńskimi na Skalce w Starem Bystrem – budowa Skalki wg K. Birkenmajera (1958, 1979). Pieniński pas skałkowy: 1 – formacja radiolarytów z Czajakowej, 2 – formacja wapienia czorsztyńskiego; utwory neogeńskie: 3 – żwiry stożka Domańskiego Wierchu; 4 – plejstoceńskie otoczaki skał tatrzańskich; 5 – zwierzelina i osypiska; 6 – prawdopodobny uskoki; 7 – utwory stwierdzone wkopami; 8 – progowa rynna erozyjna; 9 – schody. Na diagramach kołowych przedstawiono orientację spekań (I) w utworach neogeńskich (ZO – 26 pomiarów) i pienińskich (PPS – 12 pomiarów) oraz trzech drobnych uskoków (II).

Contact between the Pieniny Klippen Belt and Neogene at Skalka in Stare Bystre (tectonics of the klippe after K. Birkenmajer 1958, 1979). Pieniny Klippen Belt: 1 – Czajakowa radiolarites Formation; 2 – Czorsztyń Limestone Formation; Neogene: 3 – gravels of the Domański Wierch alluvial fan; 4 – Pleistocene pebbles of rocks from the Tatra; 5 – weathering crust and rubble; 6 – probable fault; 7 – rocks exposed by digging; 8 – step-like erosional trough; 9 – staircase. Rose diagrams show the orientation of fractures (I) in the Neogene (ZO – 26 measurements) and Klippen (PPS – 12 measurements) rocks and of three small faults (II).

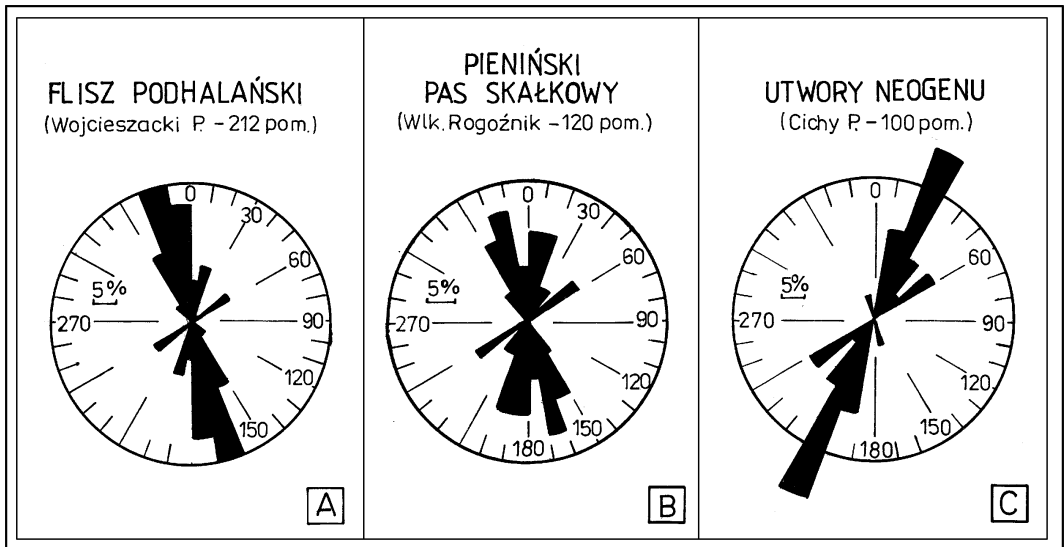
Ryc. 2. Jednostki tektoniczne Podhala (A) i ich kontakt w rejonie Starego Bystrego – Miętustwa (B) – (kompilacja z map L. Watychy 1977, K. Birkenmajera 1979, L. Mastelli i in. 1988 oraz własnych obserwacji). Neogen zapadliska orawskiego (ZO): 1 – otoczaki, piaski i iły (pliocen), 2 – iły, piaski i żwiry (miocen), 3 – zasięg utworów neogeńskich; płaszczowina magurska (PM): 4 – formacja malcowska (oligocen); flisz podhalański (FP): 5 – „warstwy” szaflarskie (eocen), 6 – „warstwy” zakopiańskie (eocen-oligocen); pieniński pas skałkowy (PPS): 7 – formacja jarmucka (kreda górna), 8 – formacja z Jaworek (kreda), 9 – wapień rogowcowe i bulaste (jura górna – kreda dolna), 10 – wapień, radiolaryty i margle (jura środkowa – górna); 11 – uskoki stwierdzone (a) i prawdopodobne (b); 12 głębokie wiercenia: Czarny Dunajec (1), Domański Wierch (2), Koniówka (3); 13 – orientacja spekań we fliszu podhalańskim (FP – wzdłuż Wojcieszackiego Potoku), w utworach neogeńskich (ZO – wzdłuż Cichego Potoku) i pienińskim pasie skałkowym (PPS – wzdłuż Wielkiego Rogoźnika).

Tectonic units of Podhale (A) and their contact near Stare Bystre – Miętustwo (B) – (Compiled from maps by K. Birkenmajer 1979, L. Watycha 1977, L. Mastelli et al. 1988 and own observations). Neogene of the Orava Depression (ZO): 1 – pebbles, sands and clays (Pliocene), 2 – clays, sands and gravels (Miocene), 3 – extent of Neogene sediments; Magura nappe (PM) 4 – Malcov Formation (Oligocene); Podhale Flysch (FP): 5 – Szaflary “Beds” (Eocene), 6 – Zakopane Beds (Eocene-Oligocene); Pieniny Klippen Belt (PS): 7 – Jarmuta Formation (Upper Cretaceous), 8 – Jaworki Formation (Cretaceous), 9 – chert-bearing and nodular limestones (Upper Jurassic – Lower Cretaceous); 10 – crinoid limestones, radiolarites, limestones and marls (Middle-Upper Jurassic); 11 – faults, proven (a) and supposed (b); 12 – deep boreholes: Czarny Dunajec (1), Domański Wierch (2), Koniówka (3); 13 – orientation of fractures in Podhale Flysch (FP – along the Wojcieszacki stream), in Neogene sediments (ZO – along the Cichy stream) and in the Pieniny Klippen Belt (PPS – along the Wielki Rogoźnik stream).

kach zrzutowych lub zrzutowo-przesuwczych ułożenie ich skrzydeł byłoby identyczne jak w przekroju Skałki. Taki układ i orientację (20° , 30°) mają dwa małe uskoki blisko wskazanej granicy. Skośne ułożenie powierzchni kontaktu pozwala również na interpretację o bezpośrednim zaleganiu żwirów na skałce wapiennej (Birkenmajer 1979).

Orientacja biegu tego kontaktu jest podobna do biegu osi doliny Wlk. Rogoźnika. Ponadto kierunek ten powtarza się w spękania utworów skałkowych wzdłuż koryta rzeki (Ryc. 4B). Sieć spękań jest tu złożona, gdyż tworzy ją kilka generacji wiekowych ciosu. Bliżej wsi Rogoźnik większość szczelin grupuje się w przedziale kierunków $330-30^\circ$, z dominacją $341-350^\circ$ oraz $6-15^\circ$. Natomiast bliżej Skałki w Starem Bystrem najwięcej jest szczelin o kierunkach $31-35^\circ$ i $61-65^\circ$. Często wzdłuż pierwszego z tych kierunków występują horizontalne przesunięcia skał ku S na skrzydłach zachodnich. Mimo iż dolina Wlk. Rogoźnika uformowała się w granicznej strefie obu jednostek tektonicznych, koryto rzeki jest założone w utworach skałkowych, bardziej odpornych niż żwiry i ły neogenu.

W rejonie Miętustwa pogrzebanie pasa skałkowego przez osady neogeńskie jest bardziej skomplikowane (Ryc. 2). Zatoka tych osadów na fliszu podhalańskim jest od wschodu ograniczona uskoki (Gołąb 1959; Birkenmajer 1979). Podobna dyslokacja przecina tą zatokę także w jej części zachodniej. W połowie długości potoku Wojcieszackiego („Do Cerhli”) uskok o biegu 20° i stromym (68°) upadzie swej powierzchni ku WNW, zrzuca neogeńskie ły z lignitami po skrzydle fliszowym. Nie jest to prawdopodobnie jedyny uskok w dolinie tego potoku, na co wskazują różne wysokości bezwzględne zalegania fliszu. Uskoki te mogą przedłużać się w pogrzebany pas skałkowy i zaburzać jeszcze bardziej jego przebieg. We fliszu wzdłuż potoku spękania ciosowe są bardzo gęste i mają różną orientację (Ryc. 4A). W dużej mierze wynika to z pozycji ułożenia jego warstw (wsteczny fałd Pasięki) – (Gołąb 1959; Halicki 1963), jednak część otwartych, niekatetalnych spękań utrzymuje podobne kierunki. Dominują wśród nich azymuty $336-5^\circ$ (80%), podrzędne są $16-25^\circ$ i $46-55^\circ$. W porównaniu ze zbiorczym histogramem spękań całego fałdu Pasięki (Boretti-Onyszkiewicz 1968) wyraźniejszy jest tu



Ryc. 4. Orientacja spękań strefy kontaktowej osadów neogeńskich (C) z pienińskimi (B) i fliszem podhalańskim (A) pomiędzy Starym Bystrem a Koniówką.
Orientation of the contact zone between the Neogene (C) and Pieniny (B) rocks with the Podhale Flysch between Stare Bystre and Koniówka.

udział ciosu o kierunku 16–25°. Jest to kierunek identyczny do biegu pobliskiego uskoku.

Orientacja spękań w trzech różnowiekowych jednostkach tektonicznych tego rejonu (Ryc. 4) wykazuje duże powiązania. Najmłodsza (neogeńska – C) generacja ciosu tektonicznego występuje w obu starszych jednostkach, silnie zaznacza się w sieci spękań pasa skałkowego (B), nieco słabiej we fliszu podhalańskim (A). W utworach skałkowych (jednostka najstarsza) krzyżują się spękania z utworów neogeńskich i z fliszu podhalańskiego. Im młodsza jednostka tym mniej rozproszona jest sieć spękań.

UWAGI KOŃCOWE

Głębokie pogrzebanie pasa skałkowego przez osady neogenu i czwartorzędu wiąże się z tektonogenezą zapadliska orawskiego. Konsekwencją otwierania się zapadliska na pograniczu bloków Karpat Wewnętrznych i Zewnętrznych były deformacje zarówno fliszu magurskiego jak i pasa skałkowego wzdłuż uskoków obwodowych tej struktury (Badak 1965; Watycha 1977; Birkenmajer 1976, 1978, 1979, 1983, 1986; Baumgart-Kotarba 1992; Pomianowski 1995). Jego wschodnią ramę tworzy strefa uskokowa, o biegu zbliżonym do osi obecnej doliny Wielkiego Rogoźnika w Starem Bystrem. Przecina on skośnie utwory skałkowe, a na jego obniżonym zachodnim skrzydle pas skałkowy został przykryty przekraczając przez utwory neogeńskie. Początek rozwoju strefy uskokowej łączy się zapewne z południkową kompresją w środkowym miocenie (faza styryjska). Na północnym obrzeżeniu pasa skałkowego powstał wówczas system poprzecznych uskoków przesuwczych i intruzje młodszych andezytów (Birkenmajer 1983, 1986), a na obrzeżeniu południowym – gęsta sieć komplementarnych drobnych uskoków przesuwczych, o kierunku głównie NNE-SSW (Mastella i in. 1988). Niektóre z nich zostały później zmienione w strefy uskokowe przecinające cały pas skałkowy.

Młodszą aktywność obwodowych uskoków zapadliska orawskiego wzdłuż Wlk. Rogoźnika potwierdzają tektoniczne deformacje neogeńskich osadów stożka Domańskiego Wierchu (duże pochYLENIE warstw, uskokowe kontakty z fliszem).

Przejawem ich aktywności są również regularne spękania warstw zwirowych stożka nad potokami: Bystrym w Ratułowie (Czerwona Góra) i Cichym w Starem Bystrem (powyżej Skałki) – (Zuchiewicz 1997). W skarpie nad Cichym (o biegu 75°) odsłonięty 15-metrowy kompleks zwirow jest pocięty zespołem prawie pionowych szczelin o azymucie 23–25°. Wzdłuż nich postępuje obecnie obrywanie się skarpy. Tak spękaną są również większe otoczaki piaskowcowe w tej skarpie (Ryc. 4C). Genezę i orientację tych spękań może warunkować pozycja zwirow nad uskokiem, który uaktywnił się w podłożu skałkowym po ich zdeponowaniu. Pogrzebanie pasa skałkowego na zachód od Starego Bystrego wynika zatem w dużej mierze z przyczyn tektonicznych. Duże jego deniwelacje w Starem Bystrem i bardzo duża miąższość kryjącego go stożka Domańskiego Wierchu są przede wszystkim wskaźnikami mobilności tektonicznej dna zapadliska i (lub) jego obrzeży.

LITERATURA

- Bac-Moszaszwili M. 1993. Struktura zachodniego zakończenia masywu tatrzańskiego. — *Ann. Soc. Geol. Polon.* **63**: 167–190.
- Badak J. 1965. O utworach neogeńskich w kotlinie Orawskiej. — *Kwart. Geol.* **9**(2): 451–452.
- Baumgart-Kotarba M. 1981. Ruchy tektoniczne na wschodnim Podhalu w świetle analizy czwartorzędowych teras doliny Białki Tatrzańskiej i lineamentów uzyskanych z obrazu satelitarnego. — *Przegl. Geol.* **53**(4): 725–736.
- Baumgart-Kotarba M. 1992. Rozwój geomorfologiczny Kotliny Orawskiej w warunkach ruchów neotektonicznych. — *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* **25–26**: 3–26.
- Birkenmajer K. 1958. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Część II. — *Wyd. Geol. Warszawa*.
- Birkenmajer K. 1976. Plejstocenijskie deformacje tektoniczne w Szaflarach na Podhalu. — *Rocz. Pol. Tow. Geol.* **46**(3): 309–323.
- Birkenmajer K. 1978. Neogene to Early Pleistocene subsidence close to the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. — *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* **12**: 17–28.
- Birkenmajer K. 1979. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. — *Wyd. Geol. Warszawa*.
- Birkenmajer K. 1983. Uskoki przesuwcze w północnym obrzeżeniu Pienińskiego Pasa Skałkowego w Polsce. — *Stud. Geol. Polon.* **77**: 89–112.
- Birkenmajer K. 1986. Zarys ewolucji geologicznej pienińskiego pasa skałkowego. — *Przegl. Geol.* **6**: 293–304.

- Boretti-Onyszkiewicz W. 1968. Cios we fliszu zachodniego Podhala. — *Acta Geol. Polon.* **18**(11): 101–143.
- Doktór S., Graniczny M. 1983. Fotogeologiczna analiza zdjęć satelitarnych Karpat. — *Kwart. Geol.* **27**(3): 645–656.
- Gołąb J. 1959. Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. — *Biul. Inst. Geol.* **149**: 225–236.
- Gołąb J. 1964. Mapa geologiczna Polski. Arkusz Czarny Dunajec 1:50 000. — *Wyd. Geol. Warszawa.*
- Halicki B. 1963. Tektonika Podhala. — *Rocz. Pol. Tow. Geol.* **33**(3): 349–59.
- Kukulak J. 1993. Przejawy aktywności ruchów pionowych w rzeźbie Podhala. — *Folia Quatern.* **64**: 151–164.
- Mastella L., Ozimkowski W., Szczęsny R. 1988. Tektonika północno-zachodniej części fliszu podhalańskiego. — *Przegl. Geol.* **10**: 566–572.
- Ostaficzuk S. 1978. Fotogeologia. Fotointerpretacja i fotogrametria geologiczna. — *Wyd. Geol. Warszawa.*
- Pomianowski P. 1995. Budowa depresji orawskiej w świetle analizy wybranych materiałów geofizycznych. — *Ann. Soc. Geol. Polon.* **64**: 67–80.
- Sikora W., Wieser T. 1974. Utwory piroklastyczne w utworach neogennych śródgórskiej niecki Orawy – Nowego Targu. — *Kwart. Geol.* **18**(2): 441–443.
- Urbaniak J. 1960. Wiercenie na Domańskim Wierchu w Kotlinie Nowotarskiej koło Czarnego Dunajca. — *Kwart. Geol.* **4**(3): 787–797.
- Watycha L. 1977. Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Czarny Dunajec 1:50 000. Warszawa.
- Zuchiewicz W. 1997. Reorientacja pola naprężeń w polskich Karpatach zewnętrznych w świetle wstępnych wyników analizy ciosu. — *Przegl. Geol.* **45**(1): 105–109.

SUMMARY

The Pieniny Klippen Belt in the western part of the Podhale is buried under several hundred meters thick Neogene and Quaternary deposits. It

disappears from the surface along the axis of the Wielki Rogoźnik stream in the villages of Miętustwo and Stare Bystre (Fig. 1). This is also a zone of contact between the Neogene sediments of the Orawa Depression and the Pieniny Klippen Belt and Podhale Flysch (Fig. 2). The very deep (450–500 m) burial of the Belt over a short distance (up to 2 km) points to the fault character of this contact. The deep burial is related to the fault, along which flows the Rogoźnik Wielki stream, diagonally crossing the Klippen Belt. It lies in the zone of the faults surrounding the Orawa depression. It is along this fault that the westward part of the Klippen Belt was downthrown.

A fragment of this fault may be exposed at the contact of Neogene sediments in the Domański Wierch with the Klippen Belt limestones and radiolarites at Skałka in Stare Bystre (Fig. 3). The steep dip of the contact, strong fracturing of the Klippen Belt rocks and of pebbles in the alluvial cone, all suggest a tectonic nature of the contact. The azimuths of fractures and small faults indicate the strike of the main fault (20–30°).

The fault's presence and its recent activity are indicated by orientation of fractures in the Neogene and Klippen Belt rocks as well as in the Podhale flysch close to their contacts (Fig. 4). Young generation fractures (C) occur in the older units, especially in the Klippen Belt (B). Their density and orientation in the Neogene gravels may be determined by their position above the fault in the Pieniny Klippen Belt, which became reactivated after the deposition of the gravels. Neogene clays and Podhale Flysch (A) are also disturbed along young faults in the Wojcieszacki Stream.