

Zastosowanie różnych metod morfometrycznych w analizie morfologii progu tektonicznego na przykładzie zachodniej krawędzi Masywu Śnieżnika

Włodzimierz Ranoszek*

Do analizy morfologii uwarunkowanej tektonicznie krawędzi oddzielającej Masyw Śnieżnika od Rowu Górnej Nisy zastosowano kilka odmiennych metod morfometrycznych opartych na pomiarach na mapach topograficznych w skali 1 : 25 000.

Rzut krawędzi na płaszczyznę równoległą do niej został skonstruowany przez nałożenie na siebie przekrojów porzecznycch dolin rozcinających czoło masywu górskiego u jego podstawy, profili stref wododziałowych, spłaszczeń grzbietowych i stokowych. Dla analizy spadku rzek zastosowano wskaźnik długości–spadku rzeki. Wyniki zestawiono ze wskaźnikiem wysokości–szerokości doliny oraz wskaźnikiem asymetryczności zlewni. Wzięto również pod uwagę kształt młodych rozcięć dolinnych w rzucie na płaszczyznę.

Metody te pozwoliły na wydzielenie etapów rozwoju czoła masywu górskiego. Wskaźniki pokazują zmniejszającą się ku północy wartość wypiętrzenia bloku Masywu Śnieżnika. Ponadto ukazują, że czoło masywu istnieje dzięki dwóm odmiennym strefom deformacji tektonicznej.

Słowa kluczowe: morfometria, neotektonika, Sudety

Włodzimierz Ranoszek — **The application of different morphometric methods in the analysis of fault escarpments - the example of the mountain front in the western part of Śnieżnik Massif, Sudetes.** Prz. Geol., 47: 1027–1031.

S u m m a r y. To analyse the morphology of tectonically generated mountain front, which separates the Śnieżnik Massif from the Nysa Graben, several different morphometric methods were applied. The measurements were based on topographic maps in the scale of 1:25,000. The cross-sections of valleys at the base of the mountain front, of watersheds, crest and slope levellings were put together to construct the projection of the mountain front to the plane. The stream length — gradient index was confronted with the ratio of valley floor width to valley height and the factor of drainage basin asymmetry. The shape of the cross-sections of young valley cuttings was also considered. These methods allowed to distinguish stages of mountain front development. The indices show that the upthrow of the fault block of the Śnieżnik becomes smaller to the north, and the mountain front exists thanks to the two separate zones of tectonic deformations.

Key words: morphometry, neotectonics, Sudetes

W górach takich jak Sudety, starym masywie gór zrębowych, krawędzie morfologiczne — nazywane też czołami masywów górskich — stanowią bardzo istotny element rzeźby. Zwykle są związane z uskokami, wtedy są określane jako krawędzie lub progi tektoniczne. Analiza morfologii tych form może wnieść wiele wiadomości na temat etapów ich rozwoju, wieku oraz stopnia aktywności uskoku, z którymi jest związane ich powstanie.

Niniejsze opracowanie, przeprowadzone dla zachodniego czoła Masywu Śnieżnika na podstawie map topograficznych w skali 1 : 25 000, ma na celu analizę morfologii samego progu tektonicznego, który ogranicza masyw górski od strony Rowu Górnej Nisy.

Ogólna charakterystyka obszaru

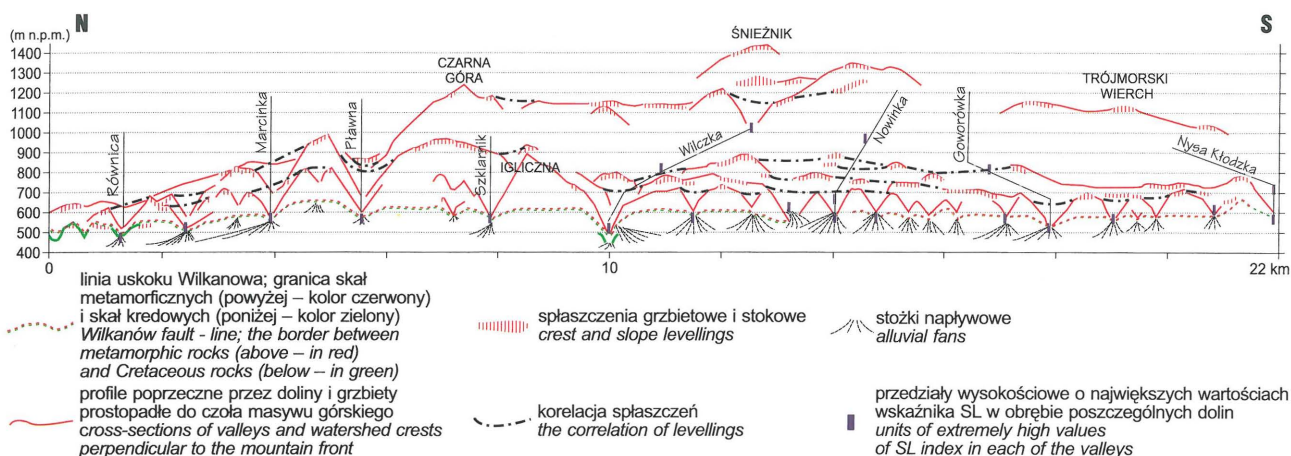
Rozwój zachodniego czoła Masywu Śnieżnika jest ściśle związany z Rowem Górnej Nisy, który jest specyficzną formą półrowu tektonicznego (Don, 1996), ograniczoną od Masywu Śnieżnika uskokiem Wilkanowa. Cały rów posiada długość 41 km (łącznie po stronie polskiej i czeskiej), jednak jego wschodnie obramowanie po stronie czeskiej znacznie traci na wyrazistości morfologicznej. Analizowana krawędź, w całości leżąca po stronie polskiej, ma 22 km długości. Związana jest ściśle z biegnącym u jej podnóża uskokiem Wilkanowa. Uskok ten stanowi zarazem granicę między skałami górnokredowymi wypełniającymi dno rowu, a gnejsami budującymi Masyw Śnieżnika.

Według Dona (1996) rozwój Rowu Górnej Nisy przebiegał w trzech fazach: efektem pierwszej i drugiej, które nastąpiły pod koniec kredy oraz na przełomie kredy i trzeciorzędu było powstanie uskoku ograniczającego rów. Zapis tych ruchów można znaleźć w osadach wypełniających jego dno. Trzecia faza rozwoju przypada na trzeciorząd, kiedy obszar był podnoszony wskutek ruchów blokowych. Nie znajduje ona zapisu w osadach wypełniających rów, jednak to na nią przypada okres kształtowania rzeźby. Według Sroki (1997) we wcześniejszym etapie morfogenezy (paleogen po wczesny miocen), oprócz deformacji o charakterze blokowym, dużą rolę



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań
Fig. 1. The schematic map of research area

*Zakład Geografii Fizycznej, Uniwersytet Wrocławski, pl. Uniwersytecki 1, 50–137 Wrocław



Ryc. 2. Rzut czoła Masywu Śnieżnika od strony Rowu Górnej Nysy

Fig. 2. The projection of the mountain front of Śnieżnik Massif from the side of the Nysa Graben

odgrywały jeszcze ruchy wielkopromienne, a dominował równoleżnikowy układ stref wypiętrzania i obniżania, do powstania obniżenia w rejonie Rowu Górnej Nysy natomiast, doszło w późnym miocenie i wczesnym pliocenie. Decydujący wpływ na ukształtowanie obecnej rzeźby miały ruchy na przełomie pliocenu i plejstocenu, a sumaryczna wartość przemieszczeń wzdłuż uskoków obrzeżających rów była rzędu ok. 200–300 m. Znamienne jest, że współczesne pomiary geodezyjne wskazują na dużą aktywność neotektoniczną w Masywie Śnieżnika (Dyjur & Cacoń, 1998; Jamroz, 1998).

Zagadnienie morfogenezy na podstawie rzutów na płaszczyznę

Do analizy morfologii czoła masywu górskiego użyto metody rzutu na płaszczyznę pionową równoległą do przebiegu czoła (ryc. 2). Uzyskany za pomocą tej metody obraz jest podobny do rzeczywistego widoku krawędzi bądź jego symulacji, którą można uzyskać dzięki numerycznemu modelowi terenu (DEM) (Rilley & Moore, 1993), aczkolwiek nie jest z nim identyczny.

Rzut jest skonstruowany przez nałożenie na siebie przekrojów porzeczných dolin rozcinających krawędź u jej podstawy, profili stref wododziałowych, spłaszczeń grzbietowych i przekrojów wzdłuż grzbietów wododziałowych prostopadłych do krawędzi morfologicznej. Dodatkowo na rzucie rejestrowane są wszelkie spłaszczenia grzbietowe i stokowe.

Rzuty pozwalają na uchwycenie zależności pomiędzy spłaszczeniami (poziomami morfologicznymi), rozcięciami dolinnymi, a licami trójkątnymi i trapezoidalnymi krawędzi morfologicznej (czoła masywu górskiego). Związek taki daje się zauważyć, gdyż spłaszczenia układają się w poziomy w określonych przedziałach wysokościowych.

Na rzucie można zauważyć określone prawidłowości:

1. Trzy najwyżej położone spłaszczenia są położone w przedziale wysokościowym 1200–1425 m n.p.m., a różnica wysokości pomiędzy nimi wynosi ok. 100 m.

2. Istnieje znaczna różnica wysokości (250–300 m) pomiędzy najwyżej położonymi spłaszczeniami a położonymi niżej.

3. Niżej położone spłaszczenia leżą w przedziale 700–900 m n.p.m., a różnica wysokości między nimi wynosi 60–70 m.

4. W północnej części od południa ku północy zmniejszają się różnice wysokości między spłaszczeniami. W tej części widoczna też jest wyraźna asymetria dolin w ich przekroju porzecznym.

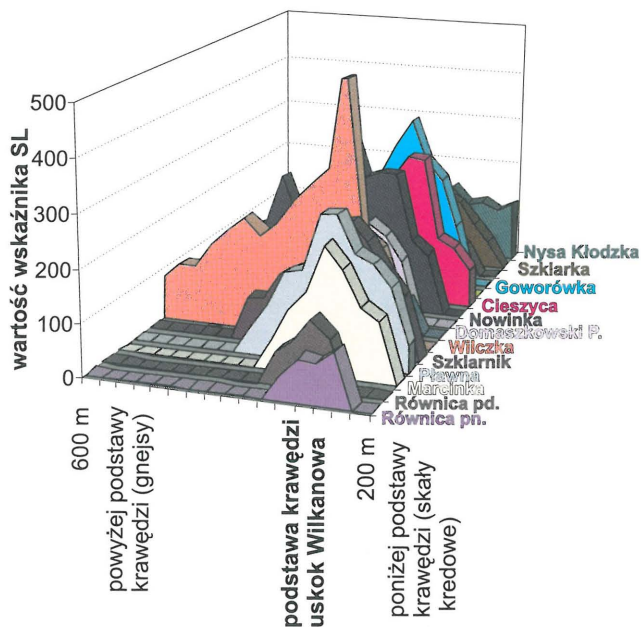
Spłaszczenia nawiązują do poziomów morfologicznych, wyróżnionych przez Srokę (1997), w obrębie poszczególnych bloków, na podstawie analizy mapy powierzchni szczytowej. Trzy pierwsze z nich leżałyby w obrębie postulowanego przez Srokę bloku centralnego Masywu Śnieżnika, trzy dolne w obrębie bloku zachodniego Masywu Śnieżnika. Wspomniane znaczne zróżnicowanie wysokości wynikałoby z istnienia dyslokacji tektonicznej, która rozcina powierzchnie istniejące niegdyś na jednym poziomie (Migoń, 1997; Sroka, 1997). Taki rozkład spłaszczeń zdaje się nie potwierdzać starszych koncepcji, według których wszystkie spłaszczenia były pozostałościami różnowiekowych powierzchni zrównań, rozwijających się w okresie spokoju tektonicznego (Schwarzbach, 1934; Walczak, 1968; Jahn, 1980; Don, 1989). Jako wynik oddziaływania procesów degradacyjnych, nawiązujących do powtarzających się cyklicznie procesów wypiętrzania, powstały spłaszczenia położone w mniejszych odstępach między sobą. Oddzielające je krawędzie mają kręty przebieg i są ścinane przez krawędzie o genezie tektonicznej (Sroka, 1997).

Abstrahując od kontrowersyjnego zagadnienia ilości i wieku tych poziomów, bez wątpliwości można stwierdzić, że z najniższy z nich (na poziomie ok. 700 m n.p.m.) jest bezpośrednio związany z samą krawędzią morfologiczną. Rozwijał się zatem przed ostatnim znaczącym etapem ruchów tektonicznych, z którym jest związane powstanie progów tektonicznych w obecnej postaci. W konsekwencji, jeszcze młodsze od niego muszą być doliny, które rozcięły krawędź morfologiczną związaną z uskokiem. Proces ten prowadzi do powstania charakterystycznych lic trójkątnych i trapezoidalnych progów tektonicznych.

Charakterystyczne ułożenie powierzchni w północnej części krawędzi, wraz z asymetrią dolin, wskazuje na zmniejszanie się wartości wypiętrzania na uskoku Wilkanowa ku północy.

Analiza profilu podłużnego rzek

Profil podłużny rzek w omawianym rejonie i jego zmienność znajdował się już od bardzo dawna w polu zainteresowań badaczy (Leppla, 1900). Przy krawędziach



obramowujących Rów Górnej Nysy na wielu potokach, w miejscu przecięcia przez nie podstawy progu tektonicznego, brak jest wyraźnego załamania w profilu podłużnym. Z większych potoków spektakularny wyjątek stanowi jedynie Wilczka z 27-metrowym, do powodzi 1997 r., wodospadem. Jahn (1984) na tej podstawie sugerował, że w płocienie, z którego pochodzą ostatnie osady zachowane w dnie Kotliny Kłodzkiej, był wypiętrzany w całości zrąb Sudetów, bez zróżnicowania w obrębie poszczególnych bloków w ich wnętrzu. Migoń (1997) uważał natomiast, iż ruchy na uskokach były na tyle powolne, że pozwalały na jednoczesne wcinanie rzek w wynoszony obszar. Jednak wiele z mniejszych potoków, o zbyt małej sile erozyjnej, która nie pozwalała na nadążenie erozji za wypiętrzaniem terenu, zachowało nieodnowiony górny fragment doliny. Posiadają one charakter doliny zawieszanej nad podstawą krawędzi morfologicznej lub doliny większego potoku o dużej sile erozyjnej (np. Wilczki; Ranhoszek, 1998). Takie „zawieszenie” doliny jest uważane za jeden z pewniejszych wskaźników tektonicznego pochodzenia krawędzi morfologicznej (Migoń, 1993).

Aby porównać ze sobą potoki różnej wielkości i wpływ na zmianę ich profilu aktywności uskoków, z którymi są związane uskoki obramowujące Rów Górnej Nysy, zastosowano metodę wskaźnika długości–spadku rzeki (*ang. Stream Length–Gradient Index*; Goldfric & Bishop, 1995; Keller & Pinter, 1996). Obliczenia przeprowadzono według wzoru:

$$SL_{x,y} = (h_x - h_y) / (\ln d_y - \ln d_x),$$

gdzie:

h_x i h_y — oznaczają wysokość npm punktów,

x i y a d_y , d_x — odległość punktów x i y mierzoną od źródeł w dół rzeki.

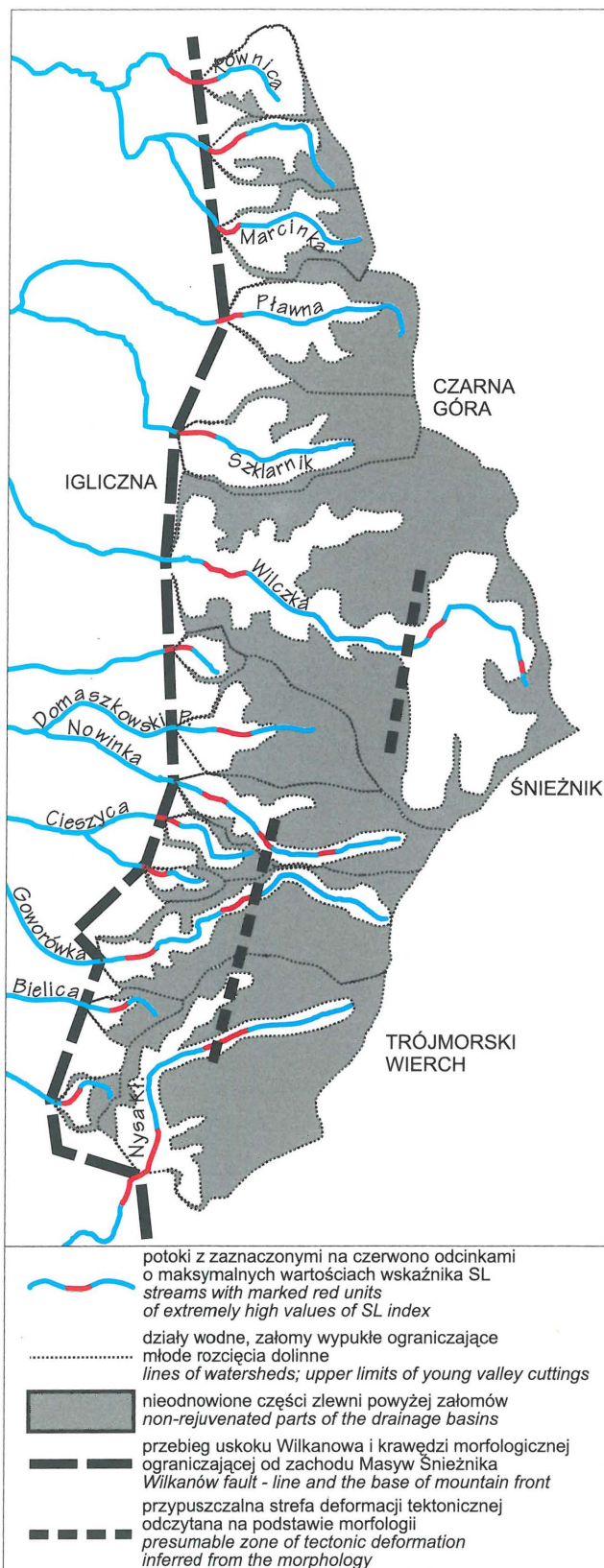
Ryc. 4. Mapa zachodniego czoła Masywu Śnieżnika

Fig. 4. The map of the mountain front in the western part of Śnieżnik Massif



Ryc. 3. Zmienność wartości wskaźnika długości–spadku rzeki (SL) w obrębie potoków rozcinających czoło Masywu Śnieżnika od strony Rowu Górnej Nysy

Fig. 3. Variation in the values of stream length - gradient index (SL) in the valleys cutting the mountain front in western part of Śnieżnik Massif above (on the left) and below (on the right) the base of the fault generated mountain front



Wskaźnik ten odzwierciedla energię rzeki. Jest oparty na założeniu, że krzywa równowagi rysowana w układzie logarytmicznym jest linią prostą, a każde odchylenie od niej może być spowodowane różnicami litologicznymi, albo zmianami bazy erozyjnej. Pozwala on na określenie związków między odpornością skał, aktywnością tektoniczną a topografią. Dla skał o małej odporności wskaźnik przyjmuje małe wartości. Dla skał o dużej odporności wartości wskaźnika są wysokie. Wszelkie odchylenia od tego modelu mogą sugerować zaburzenia spowodowane aktywnością tektoniczną. Wskaźnik ów wykazuje bardzo dużą czułość na wszelkie zmiany w profilu podłużnym rzeki.

Obliczenia dla omawianego obszaru wykonano dla głównych potoków rozcinających czoło masywu górskiego w interwałach wysokościowych 50 m. Dla analizy wpływu aktywnej tektoniki na profil podłużny, istotne jest zróżnicowanie tego wskaźnika zarówno pod względem wysokościowym (ryc. 3), jak i przestrzennym (ryc. 4), a także analiza jego zmienności na tle budowy geologicznej.

Zgodnie z oczekiwaniami wskaźnik powinien mieć większe wartości powyżej podstawy krawędzi (obszary zbudowane najczęściej z odpornych gnejsów), a wyraźnie mniejsze poniżej, w obszarze zbudowanym z mało odpornych skał górnokredowych (głównie mułowców) wnętrza Rowu Górnej Nysy. Z reguły ta prawidłowość jest potwierdzona, choć w niektórych wypadkach wskaźnik SL, czyli energia rzeki jest znaczna także poniżej podstawy krawędzi (uskoku). Dzieje się tak w strefie przyuskokowego fleksuralnego wygięcia skał kredowych (Wroński, 1982). Nie można wykluczyć, że wpływ na to ma aktywność uskoku (uskoków) równoległego do biegnącego u podstawy krawędzi morfologicznej (Wilkanowa), leżącego w podłożu skał kredowych.

Istotne znaczenie dla analizy wpływu aktywności tektonicznej wydaje się mieć rozkład wartości maksymalnych SL, w obrębie każdego z potoków. Można zaobserwować (ryc. 3), że układają się one u podstawy krawędzi morfologicznej, tj. na linii uskoku. Wskaźnik wykazuje duże wartości na zapleczu krawędzi morfologicznej. Ze względu na liniowe ułożenie maksymalnych wartości można by się tu doszukiwać deformacji tektonicznej równoległej do uskoku Wilkanowa (ryc. 4).

Warto dodać, że miejsca o największej wartości współczynnika SL odpowiadają często strefom, gdzie najbardziej zaznaczyła się erozja rzeczna, podczas powodzi w 1997 r. (Żurawek, 1998).

Analiza dolin i zlewni

Analizie poddano części zlewni leżące powyżej podstawy czoła masywu górskiego. Obliczono dla nich wskaźnik asymetryczności obliczonym dla zlewni powyżej podstawy krawędzi, według wzoru:

$$AF = 100 (A_r/A_l)$$

gdzie:

A_r — oznacza powierzchnię prawej części zlewni,
 A_l — całkowitą powierzchnię zlewni.

Wartość 50 oznacza idealnie symetryczną zlewnię. Jeżeli wartości tego wskaźnika wykazują stale wyraźne odchylenie w jedną lub drugą stronę od 50, może to świadczyć o skośnym wypiętrzaniu danego obszaru (Keller & Pinter, 1996). Taką tendencję można zauważyć w południowej i północnej części badanego obszaru.

Dla odcinków, w których doliny rozcinają podstawę czoła masywu górskiego obliczono wskaźnik wysokości–szerokości dna doliny, obliczony dla poszczególnych dolin na przecięciu z krawędzią morfologiczną, według wzoru:

$$V_f = 2V_{fw} / [(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]$$

gdzie:

V_{fw} — oznacza szerokość dna doliny,
 E_{ld} — wysokość npm lewego działu wodnego,
 E_{rd} — wysokość npm prawego działu wodnego,
 E_{sc} — wysokość npm dna doliny.

Mniejsza wartość V_f wiąże się z większym stopniem aktywności tektonicznej. Wskaźnik V_f , według skali aktywności stosowanej przez Bulla i McFaddena (1977) wskazuje na dużą aktywność krawędzi, jednak jego zmienność nie odpowiada zmienności innych wskaźników (tab. 1).

Istotnym elementem morfologii są załomy wypukłe ograniczające młode rozcięcia dolinne. Ograniczają one strefę kształtowaną wskutek erozji dolinnej od powierzchni położonych wyżej, których rzeźba kształtowała się głównie w okresie, poprzedzającym ostatnie ożywienie tektoniczne. Część zlewni poniżej owego załomu niemal we wszystkich przypadkach (z wyjątkiem położonej na samej północy Równicy), charakteryzuje się stromymi zboczami, często z odsłonięciami skalnymi i wąskim dnem doliny. Odpowiada zatem „młodemu” rozcięciu dolinnemu. Wielkość tych młodych rozcięć dolinnych zmniejsza się od czoła w głąb masywu górskiego (ryc. 4). Jest to zgodne z kierunkiem postępowania erozji, począwszy od strefy deformacji tektonicznych. Jednak punkt, w którym wielkość tego rozcięcia raptownie się zwiększa, może być identyfikowane z miejscem kolejnej deformacji tektonicznej. Pojawia się tu bowiem nowy załom, położony znacznie wyżej niż poprzedni, a jego powstanie wiązać się może z miejscem, w którym doszło do przemieszczenia tektonicznego rozcinanej powierzchni. Takie zjawisko najlepiej jest widoczne w dolinie Wilczki, a jedynie w niewielkim stopniu w dolinach małych potoków: Nowinki, Goworówki i Nysy Kłodzkiej.

Stosunek powierzchni części doliny odnowionej (poniżej załomu) do pozostałej części zlewni stanowi pewne uproszczenie całej hipsometrycznej (Zuchiewicz, 1998) i pokazuje jaka część doliny uległa odnowieniu. Stopień tego odnowienia nie wykazuje związku z wielkością zlewni, co sugeruje, że nie zostało ono jeszcze zakończone. Potwierdzają to również odcinki dolin „zawieszane” względem doliny głównej bądź podstawy krawędzi (Ranoszek, 1980).

Podsumowanie

1. Zaobserwowano różny stopień zbieżności wyników zastosowanych metod morfometrycznych (tab. 1). Najwyraźniejszy związek jest widoczny w północnej części krawędzi. Wartości wskaźników SL i AF potwierdzają tendencję do skośnego wypiętrzania bloku, wykazaną na podstawie metody rzutu na płaszczyznę. Takiego związku nie można zaobserwować w części południowej, gdzie podobnie jak w części północnej występuje wyraźna asymetryczność zlewni. W samej dolinie Wilczki, wszystkie parametry wskazują na największą aktywność tektoniczną.

2. Wartości wskaźnika V_f nie wykazują korelacji z pozostałymi parametrami świadczącymi o aktywności tektonicznej. Rozszerzenie dolin u podnóża czoła masywu górskiego, a przez to jego krętość, często odzwierciedla stopień

Tab. 1. Podstawowe parametry morfometryczne obliczone dla potoków rozcinających zachodnią krawędź Masywu Śnieżnika

Potok	Współczynniki obliczone w miejscu przecięcia potoku z podstawą krawędzi		Współczynniki obliczone dla zlewni powyżej podstawy krawędzi.	
	SL	V _f	AF	% zlewni poniżej załomu
Nysa Kłodzka	148,3	0,35	41,01	16,09
Szklarka	157,0	0,25	34,29	52,38
Bielica	203,7	0,92	38,46	46,15
Goworówka	335,1	1,04	32,63	28,57
Cieszycza	294,3	1,02	39,41	58,82
Nowinka	274,2	2,69	61,57	31,56
Domaskowski P.	192,7	3,39	44,95	15,15
Wilczka	543,8	0,18	53,72	42,82
Szklarzynka	249,2	0,30	62,35	59,88
Pławna	282,0	0,75	42,09	39,73
Marcinka	244,1	0,81	34,07	68,57
Równica pd.	130,1	0,45	40,05	60,76
Równica pn.	81,1	0,44	34,41	94,12

SL — współczynnik długości–spadku rzeki, V_f — współczynnik szerokości–wysokości doliny, AF — współczynnik asymetryczności zlewni

osłabienia skał i przesunięcia na uskokuach poprzecznych do uskoku Wilkanowa. Nie musi zatem wprost odzwierciedlać różnicowania aktywności tektonicznej.

3. Zarówno wskaźnik SL, jak i rozkład spłaszczeń odczytanych na podstawie rzutów, a także kształt dolin (ryc. 2, 4) wskazują na istnienie strefy deformacji tektonicznej w obrębie Masywu Śnieżnika, równoległej do uskoku Wilkanowa, postulowanej przez Srokę (1997) i Migonia (1997), podobnej do tych jakie wykazano przy sudeckim uskoku brzeźnym (Pijet & Krzyszkowski, 1994). Istnieje bowiem związek między miejscami o zwiększonej wartości wskaźnika SL i miejscami, w których zwiększa się wielkość młodego rozcięcia dolinnego (ryc. 3). Spłaszczenia układające się w dwie grupy powyżej i poniżej tych miejsc, są zatem pozostałościami dawnej powierzchni rozbitej i przemieszczonej na różne wysokości.

4. Układające się w dwie grupy spłaszczenia powyżej i poniżej wspomnianej strefy deformacji tektonicznej mogą być odzwierciedleniem dawnych ruchów tektonicznych na uskoku. Stopnie, które je oddzielają, powstały w efekcie erozyjnego cofania krawędzi. Nie wiążą się one ze strefami zwiększonej wartości wskaźnika SL i kształtem najmłodszego rozcięcia dolinnego. Ostatnie znaczące ożywienie tektoniczne, o znacznie większej amplitudzie wypiętrzenia niż wcześniejsze, ukształtowało dolną część czoła masywu górskiego. Z nim wiążą się młode rozcięcia dolinne. Do ożywienia mogło dojść na przełomie pliocenu i plejstocenu (Sroka, 1997). Rozkład maksymalnych wartości wskaźnika SL wskazuje na aktywność tektoniczną uskoku Wilkanowa, przebiegającego u podnóża czoła masywu górskiego, a także na aktywność strefy na jego przedpolu.

Literatura

BULL W.B. & MC FADDEN, L.D. 1977 — Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault. California [W:] Doehring, D.O.

(ed.) — Geomorphology in Arid Regions, Proceedings 8th Annual Geomorphology Symposium, State University New York at Binghamton: 115–138.
 CACON S. & DYJOR S. 1998 — Neotectonics and Recent Movements of the Earth Crust in Polish Part of the Sudeten and the Sudetic Foreland. Czech–Polish Workshop on Recent Geodynamics of the East Sudetes and Adjacent Areas. Ramzov. Acad. Sc. Czech Republics: 14.
 DON J. 1989 — Jaskinia na tle ewolucji geologicznej Masywu Śnieżnika [W:] Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie. Ossolineum, Wrocław: 58–79.
 DON J. 1996 — The Late Cretaceous Nysa Graben: implications for Mesozoic–Cenozoic fault-block tectonics of the Sudetes. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 34: 317–325.
 GOLDRICK G. & BISHOP P. 1995 — Differentiating the Roles of Lithology and Uplift in the Steepening of Bedrock River Long Profiles: An Example from Southeastern Australia. J. Geology, 103: 227–231.
 JAHN A. 1980 — Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów. Czas. Geogr., 51: 129–154.
 JAHN A. & ŁAŃCUCKA-ŚRODONIOWA M. & SADOWSKA A. 1984 — Stanowisko utworów pliocenskich w Kotlinie Kłodzkiej. Geol. Sudet., 18: 7–43.
 JAMROZ O. 1998 — The Investigations of the Upper Layer of Lithosphere Deformations in Polish Part of the Śnieżnik Massif—Results from term 1992–1997. Czech–Polish Workshop on Recent Geodynamics of the East Sudetes and Adjacent Areas. Ramzov. Acad. Sc. Czech Republics: 18.
 KELLER E. & PINTER N. 1996 — Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape. Prentice-Hall, New Jersey: 128–137.
 LEPLA A. 1900 — Geologisch–hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer–Neisse. Tafeln zur Abhandlung der König. Preussischen geologischen Landesanst. Neue Folge, 32, Berlin.
 MIGON P. 1993 — Geomorphological characteristics of mature fault-generated range fronts, Sudetes Mts., southwestern Poland. Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 94: 223–241.
 MIGON P. 1997 — Zarys rozwoju geomorfologicznego Masywu Śnieżnika [W:] Jahn A. & Kozłowski S. (red.) — Masyw Śnieżnika – zmiany w środowisku przyrodniczym. Polska Agencja Ekologiczna SA, Warszawa: 35–46.
 PIJET E. & KRZYSZKOWSKI D. 1994 — The quaternary neotectonic evolution of the north-eastern margin of the Sowie Mts., Sudeten, South-western Poland. Pr. Inst. Geograf., A, 7, Wrocław: 111–134.
 RADWAŃSKI S. 1975 — Kreda Sudetów Środkowych w świetle wyników nowych otworów wiertniczych. Biul. Inst. Geol., 287: 5–59.
 RANOSZEK W. 1998 — Morfologia progów tektonicznych obramowujących Rów Górnej Nysy. Pr. Inst. Geogr., A, 9: 23–36.
 RILLEY C. & MOORE J.MCM. 1993 — Digital elevation modeling in a study of the neotectonic geomorphology of the Sierra Nevada, southern Spain. Z. Geomorph. N.F. Suppl.–Bd. 94: 25–39.
 SCHWARZBACH M. 1934 — Die Entstehung der Thanndorfer Terasse im Glatzer Schneegebirge (Spieglitzer Schneeberg). Firgenwald J. 7, Reichenberg: 107–113.
 SROKA W. 1997 — Ewolucja morfotektoniczna Sudetów w rejonie Kotliny Kłodzkiej w świetle analizy morfometryczno–statystycznej. Pr. Geol. Miner., 58, Wrocław: 1–97.
 WALCZAK W. 1968 — Sudety. PWN: 1–383.
 WRÓŃSKI J. 1982 — Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów. Arkusz Domasków. Wyd. Geol.: 1–58.
 ZUCHIEWICZ W. 1980 — Analiza morfometryczno–statystyczna małych zlewni w obszarach mobilnych tektonicznie. Czas. Geograf., 51: 171–185.
 ŻURAWEK R. 1998 — Geomorfologiczne skutki katastrofalnych opadów deszczu i powodzi w lipcu 1997 r. w dorzeczu Wilczki (Sudety Wschodnie). [W:] Pękala, K. (red.) IV Zjazd Geomorfologów Polskich. Główne Kierunki Badań Geomorfologicznych w Polsce, t.1, Wyd. UMCS Lublin: 229–231.