

Piotr Kłapyta<sup>1</sup>, Lidia Dubis<sup>2</sup>, Kazimierz Krzemień<sup>1</sup>,

Elżbieta Gorczyca<sup>1</sup>, Paweł Krąż<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej  
30–387 Kraków, ul. Gronostajowa 7

<sup>2</sup> Lwowski Uniwersytet Narodowy im. Iwana Franki,

Katedra Geomorfologii i Paleogeografii

7900 Lwów, ul. Doroszenki 41/45, Ukraina

<sup>3</sup> Uniwersytet Pedagogiczny im. Komisji Edukacji Narodowej w Krakowie,

Instytut Geografii

30–084 Kraków, ul. Podchorążych 2

*Received: 26.02.2020*

*Reviewed: 30.04.2020*

## RZEŻBA I WSPÓŁCZESNE PROCESY MORFOGENETYCZNE WYSOKOGÓRSKIEGO MASYWU ŚWIDOWCA (KARPATY WSCHODNIE, UKRAINA)

The relief and contemporary geomorphological processes in the  
Svydovets massif (Eastern Carpathians, Ukraine)

**Abstract:** The Svydovets massif (1883 m a.s.l.) is the second highest mountain (after Chornohora Mts.) within the entire Outer Flysch Carpathians. Based on the field research and comprehensive review of previous literature, the characteristics of the Svydovets massif relief and contemporary morphogenetic processes were presented. The highest part of the study area is characterised by a well-developed glacial relief, that is inherited from the Pleistocene glaciation period as well as contemporary nivation and erosional processes. One of the most pronounced geomorphological feature is the relief asymmetry which is structurally-controlled and emphasised by the activity of glacial processes which were dominated on the northern and north-eastern slope of the massif. The type and intensity of the contemporary geomorphological processes are determined by differences in flysch resistance and tectonics, as well as the high energy of the relief and types of human impact in this area.

**Key words:** structural relief, glacial relief, contemporary geomorphological processes, Svydovets, Eastern Carpathians, Ukraine.

### Wprowadzenie

Struktura i funkcjonowanie rzeźby gór zależą od ich położenia w strefie klimatycznej oraz od ich wysokości bezwzględnej i względnej. Wysokość bezwzględna gór decyduje o liczbie pięter morfogenetycznych. Wysokość względna i nachylenie stoków decydują zaś o efektywnej geomorfologicznie energii grawitacyjnej. Jeżeli góry nie są zbyt wysokie, to w większym stopniu ich rzeźba jest odbiciem cech środowiska geograficznego strefy klimatycznej, a zwłaszcza warunków klimatycznych. Wszystkie góry wysokie, bez względu na szerokość geograficzną, charakteryzują się piętrową strukturą morfogenetyczną (Kaszowski

1985; Krzemień 2008). Jednak nie we wszystkich górach o podobnych parametrach hipsometrycznych występuje pełna sekwencja pięter morfogenetycznych (Kaszowski 1984). Góry wysokie w umiarkowanej strefie klimatycznej są z reguły przystosowane do modelowania przez epizodyczne procesy ekstremalne. Podczas tych zdarzeń zwietrzelina w zwiększonej ilości jest wynoszona poza obręb gór i składana przeważnie na ich przedpolu. Z najwyższych pięter górskich jedynie część rozdrobnionej zwietrzeliny, przeważnie do frakcji zwirowej, jest wynoszona przez rzeki poza obręb gór.

Dzięki bardzo dobrej współpracy Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego z Wydziałem Geografii Uniwersytetu Lwowskiego możliwe są badania geomorfologiczne w wysokogórskim masywie Świdowca, położonym w Karpatach Wschodnich (Ryc. 1). Masyw ten jest typowym wysokogórskim systemem geomorfologicznym. Wznosi się on do wysokości 1883 m n.p.m. i według Trolla (1973) spełnia kryteria gór alpejskich, tzn. wznosi się powyżej górnej granicy lasu, powyżej plejstoceńskiej granicy wieloletniego śniegu oraz występują w jego obrębie aktywne procesy peryniwalne. Niniejsze opracowanie stawia sobie za cel poznanie prawidłowości wykształcenia rzeźby oraz charakterystykę zespołu procesów morfogenetycznych, kształtujących współcześnie ten wysokogórski masyw górski. Jest to pierwsza część wyników badań autorów w masywie Świdowca, prezentująca rezultaty badań terenowych w kontekście dotychczasowego stanu badań.

## Położenie i granice obszaru badań

Świdowiec (1883 m n.p.m.) tworzy zwarty i wyraźnie wyodrębniony masyw górski, położony w środkowej części Karpat Wschodnich (Kondracki 1989). Zajmuje on powierzchnię 1060 km<sup>2</sup> i jest drugim po Czarnohorze najwyższym wzniesionym obszarem w całych Karpatach Zewnętrznych. Jego nazwa może pochodzić od słowa „swid” w znaczeniu jasny, bezleśny (Kamiński 1995). Obszar ten wznosi się na południe od głównego wododziałowego grzbietu Karpat, na terenie obwodu Zakarpackiego Ukrainy, w całości w dorzeczu Cisy.

Według podziału fizycznogeograficznego Karpat (Kondracki 1989) Świdowiec jest mezoregionem zaliczonym do makroregionu Beskidów Połonińskich (Ryc. 1). W ukraińskim podziale fizycznogeograficznym Karpat Wschodnich (Mel'nik 1999), Świdowiec zaliczany jest do obwodu wysokogórsko-połonińskiego i rejonu świdowiecko-czarnohorskiego. W regionalizacji geomorfologicznej według Kravčuka (2008) obszar Świdowca należy do mezoregionu – masyw Świdowiecko-Czarnohorski i dzieli się na dwa subregiony: Świdowiecko-Apszyniecki na północy oraz Kosiwsko-Szopurski na południu. Według regionalizacji geologicznej tego obszaru (Kruglov 2008), w masywie Świdowca można wyróżnić trzy jednostki – kolejno od północy: Połoniny Świdowca, Rahowskie Połoniny Fliszowe oraz Pogórze Apszycko-Kosiwskie.



**Ryc. 1.** A – położenie i granice fizycznogeograficzne masywu Świdowca wg Kondrackiego (1989), przerywaną linią zaznaczono główny grzbiet; B – Położenie Świdowca na tle Karpat; C – Profil podłużny głównego grzbietu Świdowca.

**Fig. 1.** A – location and boundaries of the Świdowets massif, according to Kondracki (1989), main ridge is marked as dashed line; B – location of the study area in the Carpathian Mountains; C – longitudinal profile of the main ridge.

Granice geomorfologiczne masywu Świdowca nawiązują do przebiegu głębokich dolin o założeniach tektonicznych oraz obniżeń uwarunkowanych mniejszą odpornością utworów geologicznych (Ryc. 1). Od północnego-zachodu i północy Świdowiec sąsiaduje z Gorganami, granica między nimi przebiega dolinami Brusturanki, Turbatu, poprzez przełęcz Okole (1194 m n.p.m.) i wzdłuż górnej części doliny Czarnej Cisy po Jasinie (Ryc. 1). Wschodnia granica pasma z Czarnohorą i Górami Marmaroskimi przebiega wzdłuż głęboko wciętej doliny Czarnej Cisy od Jasinia po wieś Wilchowatyj na południe od Rachowa (Ryc. 1). Od południa Świdowiec graniczy z Górami Marmaroskimi i Kotliną Marmaroską na odcinku: Wilchowatyj – Kosiwska Poliana – Łuh – Wielki Byczków – Werchnie Wodianie – Wodytsia – Hanydzi. Granica Świdowca z Kotliną Marmaroską nawiązuje do strefy kontaktu pomiędzy utworami fliszowymi Karpat a neogeńskimi molasami, wypełniającymi zapadlisko tektoniczne Kotliny Marmaroskiej (Jankowski i in. 2007). Zachodnią granicę z pasmem Połoniny Krasnej tworzy głęboko wcięta dolina rzeki Tereszwy na odcinku od Hanydzi na południu po Ust-Czorną na północy (Ryc. 1).

W masywie Świdowca notuje się wyższe sumy opadów atmosferycznych niż na N skłonie Karpat – 40% opadów występuje w miesiącach letnich. Roczne sumy opadów u E podnóży Świdowca (Jasinia) wynoszą 1074 mm (Marinič i in. 1982), natomiast w grzbietowej części pasma szacuje się je na około 1400 mm.

Na Świdowcu znajdują się najbardziej rozległe połoniny w Karpatach ukraińskich. Ich powierzchnia powyżej górnej granicy lasu wynosi 110,91 km<sup>2</sup>, co stanowi 10,5% powierzchni masywu. Górna granica lasu w masywie przebiega stosunkowo nisko – średnio na wysokości 1310 m n.p.m., a jej obecne położenie jest efektem antropogenicznego obniżenia w stosunku do pierwotnej od 100–200 metrów (Golubec 1978), do nawet 200–300 metrów (Malinovs'kij 2003). Potwierdzają to najwyżej zachowane stanowiska górnej granicy lasu, które na skłonie N sięgają 1680 m n.p.m., a na skłonie S 1570 m n.p.m. Znaczną część wschodniego skłonu masywu Świdowca (8687 ha) zajmuje Karpacki Rezerwat Biosfery, będący najwyższą formą ochrony przyrody na terenie Ukrainy (Krzemień i in. 2019).

## Metody badań

Charakterystyka cech rzeźby i dynamika procesów ją kształtujących została przeprowadzona w oparciu o kartowanie geomorfologiczne i obserwacje terenowe, przeprowadzone w latach 2009 i 2019. Badania terenowe polegały na identyfikacji form i pokryw glacialnych oraz skartowaniu ich zasięgu na podkładzie ortofotomapy w skali 1:5000. W terenie zlokalizowano i skartowano także zasięg form powstałych po zaniku zlodowacenia, w wyniku oddziaływania nieglacialnych procesów modelujących dno i zbocza doliny (stożków napływowych, rozcięć

erozyjnych, osuwisk). Badania terenowe zostały uzupełnione o analizy dostępnej literatury oraz map geomorfologicznych i geologicznych. Analizy morfometryczne rzeźby przeprowadzono w programie ArcMap 10.6.1. W analizach wykorzystano Numeryczny Model Terenu (NMT) ALOS PALSAR o rozdzielczości 25 m (Alaska Satellite Facility 2018) oraz powszechnie dostępne w aplikacji Google Earth ortofotomapy tego obszaru. Z NMT wygenerowano mapę nachyleń oraz cieniowany model terenu, które posłużyły do wizualizacji i obliczeń parametrów morfometrycznych. Cechy morfometryczne cyrków glacialnych określono według metodyki zawartej w pracach: Garcia Ruiz i in. (2000), Evans (2006), Míndrescu i Evans (2014).

## Dotychczasowy stan poznania rzeźby Świdowca

Masyw Świdowca, z racji dużych wysokości bezwzględnych i wysokogórskiego typu rzeźby, uwarunkowanej działalnością lodowców w plejstocenie, stosunkowo wczesnie wzbudzał zainteresowanie badaczy. Pierwsze obserwacje geomorfologiczne i geologiczne w masywie Świdowca, przy okazji badań botanicznych, przeprowadził Zapałowicz (1889), który zwrócił uwagę na obecność jeziorzek wysokogórskich, natomiast nie dostrzegł innych form rzeźby glacialnej. W późniejszych pracach Zapałowicz (1912, 1913) przedstawił, odmienny niż inni (Romer 1904, 1905; Sawicki 1912), pogląd o występowaniu wielkich lodowców dolinnych w Karpatach Wschodnich. Wyróżnił on dwa zlodowacenia Karpat – podczas starszego glaciału najwyższe partie Świdowca i Czarnohory nie były pokryte lodem, natomiast wielki lodowiec dolinny miał spływać dolinami Cisy. Formy erozyjne (cyrki) miały powstać podczas młodszego zlodowacenia, poprzez działalność niewielkich płatów śniegu i lodowców cyrkowych. Poglądy Zapałowicza były krytykowane (Romer 1904, 1905; Sawicki 1912) i zostały uznane za bezzasadne.

Pierwszym badaczem, który zwrócił uwagę na glacialne rysy rzeźby Świdowca był Romer. W 1901 r. podczas wycieczki w rejon Świdowca Romer, ku swojemu zdumieniu, odkrył ślady działalności lodowców w dolinach Stanisława i Gereszeskiej (Sawicki 1912). Te dowody zlodowacenia były pewną niespodzianką, biorąc pod uwagę panującą wtedy koncepcję Partscha (1904), że obszary górskie we wschodniej Europie, o wysokościach 1700–1800 m n.p.m., nie mogły być zlodowaczone z powodu suchości klimatu i wysokiego położenia granicy śniegu. Aby udowodnić zlodowacenie Świdowca Romer kontynuował badania w górnych odcinkach dolin: Apszynieckiej Zachodniej i Wschodniej, Worożeskiej, Dragobratu i Trufanieckiej. Efektem tych prac była monografia „Epoka lodowa na Świdowcu” (Romer 1905), będąca pierwszym systematycznym studium rzeźby glacialnej w Karpatach fliszowych. W swojej pracy zawarł szczegółowy opis wykształcenia i genezy cyrków glacialnych Świdowca, odwołując się do teorii

erozji glacialnej, wypracowanej w Alpach przez Pencka (1882). Zasięgi lodowców oszacował na podstawie kształtu profili podłużnych i poprzecznych dolin. Uważał, że moreny końcowe są słabo zachowane. Moreny recesyjne i terminale były przedmiotem szeroko zakrojonych badań tylko w dolinie Dragobrat. Maksymalny zasięg lodowców stwierdził Romer na wysokościach od 1160 do 1250 m n.p.m. Według Romera (1905) granica wieloletniego śniegu na Świdowcu, obliczona metodą Höfera, znajdowała się podczas maksimum ostatniego zlodowacenia na wysokości 1450–1475 m n.p.m.

Romer (1905) wyróżnił na Świdowcu 14 cyrków o ekspozycji N i E, ale szczegółowo na mapach i na profilach przedstawił tylko 5 z nich. Dyskutował przyczyny asymetrii zlodowacenia masywu, łącząc ją z odmiennymi od obecnych warunkami cyrkulacji powietrza podczas glacjału, zdominowanego adwekcją zimnego powietrza z N i NE.

Romer (1905) wyjaśnił znaczną skalę przeobrażenia glacialnego Świdowca, w stosunku do podobnych wysokościowo Pasm Bratkovskiej i Sywuli w Gorganach, większą masywnością, (stosunkiem powierzchni terenu powyżej 1500 m n.p.m. do długości grzbietu głównego). Tereny położone powyżej 1500 m zajmują na Świdowcu 44,7 km<sup>2</sup> (Romer 1905, 1909), zaś masywność jest znacznie większa (2,42 km) niż w Gorganach (0,63–0,99 km), co stanowiło ważny czynnik orograficzny, sprzyjający formowaniu się lodowców (Romer 1904, 1909). Autor ten wyróżnił dwa okresy lodowcowe na Świdowcu, w oparciu o system włożonych w siebie fragmentów żłobów lodowcowych, i skorelował je z alpejskimi glacjałami Riss i Würm. Granica śniegu podczas wcześniejszego zlodowacenia miała się znajdować na wysokości 1300 m n.p.m.

W okresie międzywojennym badania na Świdowcu prowadził Vitašek (1924), który stwierdził, że zasięg lodowców na N skłonie Świdowca był większy niż twierdził Romer (1905), a sięgały one do wysokości 900 m n.p.m. Dokładna rekonstrukcja maksymalnego zasięgu lodowców jest jednak utrudniona wskutek znacznego postglacialnego przeobrażenia moren, zbudowanych z bardziej podatnych na denudację utworów fliszowych. Vitašek (1924) zwrócił uwagę na dobrze wykształconą sekwencję morfologiczną teras Czarnej Cisy na zachód od Jasini, złożoną z czterech stopni terasowych oraz głębokie na 8 m wcięcie koryta rzeki. Stan badań na temat zlodowacenia Świdowca podsumował w przeglądowej monografii zlodowacenia całych Karpat Pawłowski (1936).

W latach powojennych rozwój badań geomorfologicznych terenów Karpat Ukrainkich, w tym i terenu opracowania, był ściśle związany z intensywnym rozwojem szczegółowych badań geologicznych, geofizycznych, kartowaniem geologicznym w skalach 1:50000 – 1:200000 (Kravčuk 2008). Opublikowano wtedy cały szereg prac związanych ze stratygrafią i budową geologiczną Karpat Ukrainkich (Válov 1948; Raskatov 1957; Gluško i Kruglov 1979; Kruglov 1973), tektoniką i neotektoniką (Válov 1965; Bašenina i in. 1969; Bašenina 1971; Gofštejn

1964, 1966) oraz morfogenezą i ewolucją rzeźby (Cys' 1955, 1956, 1957, 1962; Spiridonov 1952; Piotrowska 1964; Gofštejn 1964; Gofštejn 1995).

Ważnym problemem badawczym była rzeźba glacialna Świdowca. Po II wojnie światowej przegląd problematyki zlodowacenia Karpat ukraińskich przedstawili Ivanov (1950) i Cys' (1955). Miller (1966), prowadząc badania krajobrazowe na Świdowcu, scharakteryzował morfometrię mis jeziornych w cyrkach Apszynieckim, Worożeskim, Gereszeskim i Drahobraccim. Podkreślił on, że charakterystyczną cechą badanych mis jeziornych jest ich asymetria, związana z większą głębokością i krętością brzegów mis jeziornych w części podstokowej (Miller 1966).

W latach 1965–1966 oraz 1968–1969 badania geomorfologiczne, skoncentrowane na problematyce liczby zlodowaceń i wykształceniu rzeźby glacialnej na Świdowcu i w Czarnohorze, prowadziła grupa badawcza z Uniwersytetu Lwowskiego (Kravčuk 2008). Również w latach 1960. na Świdowcu prowadzono kartowanie i badania intensywności współczesnych procesów geomorfologicznych (Stadnic'kij i in. 1971). Badania geomorfologiczne cyrków polodowcowych prowadzili Tyhanyč (1965, 1969a) oraz Voropaj i Kunicá (1969), którzy rozpoznali odpowiednio 23 i 18 cyrków. Tyhanyč (1969b), na podstawie analiz zdjęć lotniczych, wyznaczył przebieg lineamentów, które zinterpretował jako spękania tektoniczne warunkujące w dużej mierze uformowanie sieci dolin, kształtu cyrków oraz mniejszych form w obrębie ich den (progów i stopni). Według Tyhanyča (1969b) i Bašeniny i in (1969) oraz Bašeniny (1971) geneza cyrków glacialnych Świdowca była uwarunkowana tektoniką blokową i są to zagłębienia tektoniczne, które w plejstocenie zostały powiększone przez działalność śniegu i lodu. Znaczna koncentracja cyrków na skłonie N miała wiązać się z bliskością granicy nasunięcia tektonicznego jednostki Świdowca, które miało być predysponowane do tworzenia zagłębień tektonicznych.

W oparciu o terenową stację naukowo-dydaktyczną Katedry Geomorfologii z moskiewskiego Uniwersytetu imienia Łomonosowa w dolinie Apszyńca prowadzono badania form i osadów, wykorzystujące analizy morfostrukturalne, palinologiczne i mineralogiczne, skupiono się także na badaniu aktywności współczesnych procesów geomorfologicznych w zlewni Czarnej Cisy. Wyniki tych prac zostały podsumowane w monografii pod redakcją Anan'eva (1981).

Od lat 90. na Świdowcu prowadzone były badania, przez pracowników Wydziału Geografii Lwowskiego Narodowego Uniwersytetu imienia Iwana Franki, dotyczące współczesnych procesów morfogenetycznych, w tym spływów gruzowych w oparciu m.in. o stacje monitoringu współczesnych procesów geomorfologicznych „Świdowiec” w zlewni Mandryneć (Šušnák 2006, 2007; Kravčuk 2008; Kravčuk i in. 2019). Współczesne badania geomorfologiczne Świdowca prowadzone są w oparciu o stację naukowo-dydaktyczną „Jasynia” Uniwersytetu Narodowego im. T. Szewczenki w Kijowie. W roku 2008

opublikowano monografię „Geomorfologia Polonińsko-Czarnogirskich Karpat” (Kravčuk 2008), która jest podsumowaniem wieloletnich badań w tej części Karpat, w tym i Świdowca. W pracy szczegółowo scharakteryzowano morfostrukturę i główne elementy rzeźby, w tym rzeźbę polodowcową, a także współczesne procesy morfogenetyczne, oraz przeanalizowano historie rozwoju rzeźby i przeprowadzono jej regionalizację.

W latach 2013–2014 prowadzono badania geomorfologiczne mis jeziornych na Świdowcu (Gera i Karpenko 2014). Przeprowadzono analizy morfologii i batymetrii mis jeziornych zbiorników: Dragobrabskiego, Apszynieckiego, Worożeskiego i Gereszeskiego. Badania potwierdziły wniosek Millera (1966) o asymetrii den jezior cyrkowych. Ocenę ekologicznego stanu terenów wokół wybranych jezior Świdowca oraz natężenie antropopresji badał Antošík (2014). Wśród aktualnie prowadzonej problematyki badawczej na Świdowcu można wyróżnić prace dotyczące: geomorfologicznych uwarunkowań rozwoju lawin (Kovtonúk i Cvelih 2014; Galagan i in. 2017a), analiz rzeźby terenu dla rozwoju rekreacji i geoturystyki (Galagan i in. 2017b; Bortnik i in. 2018a; Kravčuk i in. 2019) oraz oceny potencjalnych zmian środowiskowych, wywołanych przez kontrowersyjny projekt budowy gigantycznego kompleksu narciarskiego ‘Świdowiec’ (Bortnik i in. 2018b; The Svidovets case 2019; Kravčuk i in. 2019).

## Charakterystyka budowy geologicznej Świdowca

Pod względem budowy geologicznej Świdowiec należy do Zewnętrznych Karpat Wschodnich i jest zbudowany głównie z kredowo-paleogeńskich utworów fliszowych, należących do kilku jednostek tektonicznych nasuniętych na siebie od SW. Jednostki tektoniczne, budujące masyw Świdowca, mają regularny przebieg z NW na SE, zgodny z kierunkiem głównych struktur tektonicznych Karpat Wschodnich, a także fałdowo-łuskowy styl tektoniczny. Niewielka część pasma między Kobylecką Polaną a Wilchowatym jest zbudowana także ze starych, proterozoicznych skał metamorficznych i mezozoicznych skał osadowych, wchodzących w skład NE części krystalicznego Masywu Marmaroskiego i jego osadowej osłony (Ryc. 2).

W oparciu o podział tektoniczny Karpat Wschodnich (Sandulescu 1984) w badanym obszarze można wyróżnić dwie grupy jednostek tektonicznych, różniących się wiekiem skał i czasem ich sfałdowania. Starsze, bardziej wewnętrzne jednostki: rahowska i porkulecka, zaliczane są do Dacydów Zewnętrznych (Sewerynidów) i złożone są z osadów fliszowych wieku kredowego, sfałdowanych w fazie laramijskiej orogenezy alpejskiej (późna kreda). Tworzą one pas fałdowo-nasuwczy, uformowany przed czołem bloku Dacji, której częścią jest krystaliczny Masyw Marmaroski (Ryc. 2). Przed czołem nasunięcia grupy Dacydów Zewnętrznych (jednostki porkuleckiej) powszechnie występują



olistolity górnourajsko-wczesnokredowych wulkanitów (bazaltów) i wapieni będących pozostałością najstarszych osadów z fazy formowania się basenu Dacydów Zewnętrznych (Lâškevič i in. 1995; Hnylko i in. 2015). Największe i najbardziej znane odsłonięcie skał bazaltowych znajduje się w zboczu doliny potoku Trostianiec na W od Kwasów (Ryc. 2).

Młodsza, bardziej zewnętrzna grupa jednostek tektonicznych, do której zaliczane są jednostki: krasnoszorska, świdowiecka, czarnohorska i skolska, wchodzi w skład Mołdawidów (Sandulescu 1984). Tworzą one najbardziej zewnętrzny, miocenijski pas fałdowo-nasuwczy, złożony z serii fliszowych o wieku wczesna kreda-środkowy miocen (Mac'kiv i in. 2009a, b). W części opracowań geologicznych (Mac'kiv i in. 2009a) uważa się, że jednostki krasnoszorska i świdowiecka stanowią wschodnią część jednostki dukielskiej. Według najnowszych poglądów geologicznych (Jankowski i in. 2007, 2012; Hnylko i in. 2015) jednostki tektoniczne budujące badany obszar, z wyjątkiem najbardziej zewnętrznej – jednostki skolskiej, występują wyłącznie w Karpatach Wschodnich i nie przedłużają się w struktury Karpat Zachodnich.

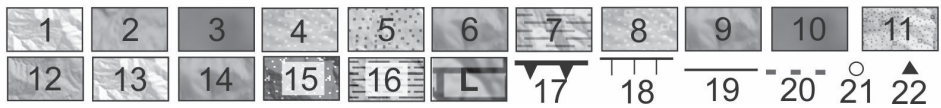
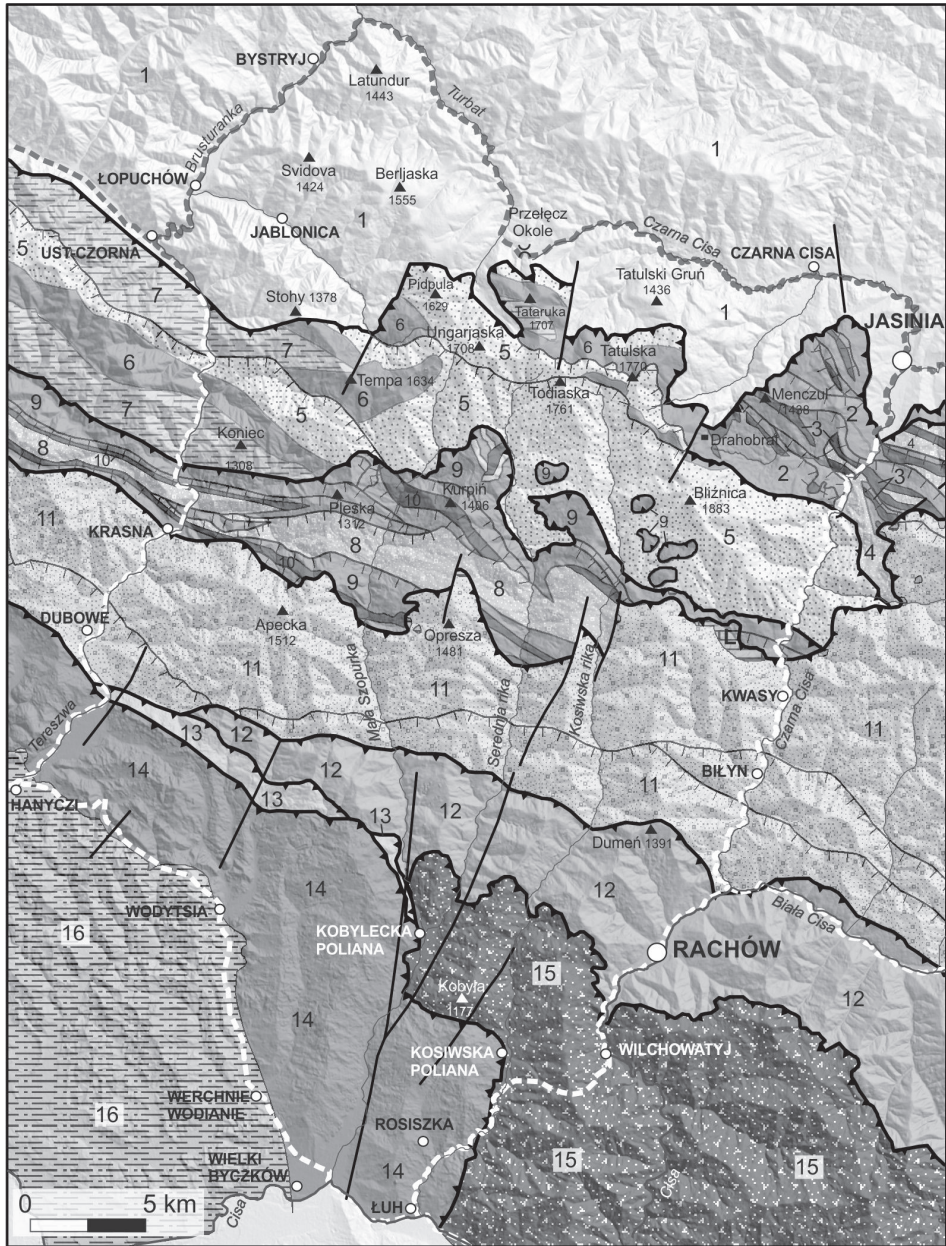
Najwyżej wzniesioną część masywu Świdowca budują utwory jednostki świdowieckiej, w której grzbietotwórczą rolę odgrywają średnio- i gruboławicowe piaskowce mikowe formacji z Urda, będącej odpowiednikiem facji warstw inoceramowych (senon-paleocen) (Jankowski i in. 2007; Hnylko i in. 2015). Są one pocięte systemem spękań ciosowych o przebiegu NW-SE, NE-SW (Tyhanyč 1969b; Anan'ev 1981). Lokalnie, w rejonie Tempej, Tataruki i Tatulskiej, dominują jasnoszare drobnoziarniste piaskowce warstw z Bobruk, będących litologicznym odpowiednikiem eoceńskich warstw ciężkowickich, znanych z Karpat Zachodnich (Jankowski i in. 2007).

NE część masywu Świdowca budują utwory jednostki czarnohorskiej, które złożone są z mało odpornych, ciemnych mułowców warstw szypockich i pstrych łupków warstw jałowiczorskich. Najniższą SW część masywu budują kredowo-paleogeńskie utwory fliszowe, zaliczane do tzw. fliszu marmaroskiego (Oszczypko i Oszczypko-Clowes 2005), reprezentowanego przez jednostki: Vezhany i Monastyrec, będące ekwiwalentem tektoniczno-facjalnym jednostki magurskiej Karpat Zachodnich (Oszczypko i Oszczypko-Clowes 2005).

## Wyniki

### Charakterystyka głównych elementów rzeźby masywu Świdowca

Masyw Świdowca rozciąga się z NW na SE, pomiędzy dolinami Tereszwy i Czarnej Cisy, tworząc dobrze wyodrębniony w rzeźbie obszar górski. Główny grzbiet Świdowca, o średniej wysokości 1500 m n.p.m., tworzy łuk lekko wygięty ku N, który ciągnie się na długości 38 km (Ryc. 1) i kulminuje w części NE



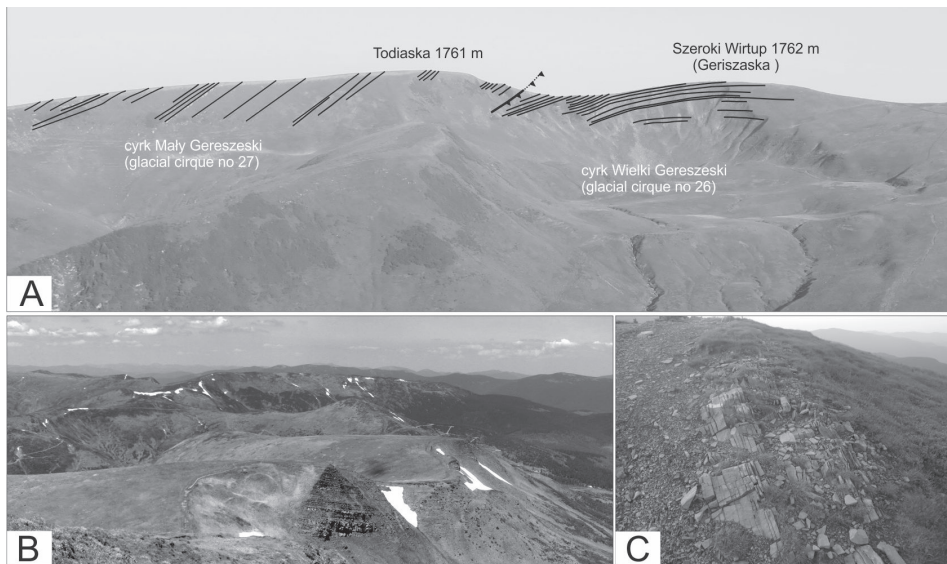
**Ryc. 2.** Budowa geologiczna masywu Świdowca na podstawie: Šakin i in. 1976; Jankowski i in. 2007; Mac'kiv i in. 2009a,b. Objasnienia: Jednostka skolska: 1 – grubo i średniorytmiczny flisz (nierozdzielone); Jednostka czarnohorska: 2 – warstwy szypockie, ciemne łupki i mułowce (kreda dolna), 3 – warstwy jałowiczorskie, łupki pstre (kreda górna), 4 – piaskowce czarnohorskie (kreda górna – paleocen); Jednostka Świdowca: 5 – warstwy Urda (kreda górna-paleocen), 6 – warstwy Bobruk (eocen), 7 – drobnorytmiczny flisz, warstwy hieroglifowe i łupki pstre (eocen); Jednostka krasnoszorska: 8 – piaskowce krasnoszorskie (kreda górna-paleocen), 9 – warstwy szypockie, ciemne łupki i mułowce (kreda dolna), 10 – warstwy jałowiczorskie, łupki pstre (kreda górna); Jednostka Porkulecka: 11 – masywne piaskowce i zlepieńce (kreda dolna); Jednostka rahowska: 12 – czarny, średnio i drobnorytmiczny flisz (jura górna-kreda dolna); Jednostka Vezhany: 13 – średnio i drobnorytmiczny flisz (paleocen-eocen); Jednostka monastyrecka: 14 – grubo i średniorytmiczny flisz (paleocen-eocen); Masyw Marmaroski: 15 – skały krystaliczne i osadowe (proterozoik-kreda); Zapadlisko Zakarpackie: 16 – ewaporaty i tufy (sarmat); L – olistolity wulkanitów i wapieni (górna jura-dolna kreda), 17 – nasunięcia główne, 18 – nasunięcia drugorzędne, 19 – uskoki, 20 – granice regionów fizycznogeograficznych, 21 – miejscowości, 22 – kulminacje.

**Fig. 2.** Geology of the Svydovets massif according to: Šakin et al. 1976; Jankowski et al., 2007; Mac'kiv et al. 2009a,b. Explanation: Skole unit: 1 – thick and thin-rythmic flysch (undivided); Čorna hora unit: 2 – Šipot beds, dark shales, mudstones (Lower Cretaceous), 3 – Jalovec beds, variegated shales (Upper Cretaceous), 4 – Čorna hora beds (Upper Cretaceous-paleocene); Svydovets unit: 5 – Urda beds (Upper Cretaceous-paleocene), 6 – Bobruk beds (Eocene), 7 – thin-rythmic flysch, hieroglyphic beds and variegated shales (Eocene); Krasnošora unit: 8 – Krasnošora sandstones (Upper Cretaceous-Paleocene), 9 – Šipot beds, dark shales, mudstones (Lower Cretaceous), 10 – Jalovec beds, variegated shales (Upper Cretaceous); Porkulets unit: 11 – massive sandstones and conglomerates (Lower Cretaceous), Rahiv unit: 12 – black, medium and thin-rythmic flysch (Upper Jurassic-Lower Cretaceous); Vezhany unit: 13 – medium and thin-rythmic flysch (Paleocene-Eocene); Monastyrec unit: 14 – thick bedded and medium-rythmic flysch (Paleocene-Eocene); Maramures Massive: 15 – crystalline and sedimentary rocks (Proterozoic-Cretaceous); Transcarpathian Depression: 16 – evaporites and tuffs (Sarmatian); L – basalts and limestones olistolites (Upper Jurassic-Lower Cretaceous), 17 – main thrusts, 18 – secondary thrusts, 19 – faults, 20 – boundaries of mesoregions, 21 – settlements, 22 – summits.



(Bliźnica 1883 m n.p.m.). Na odcinku pomiędzy górą Tempą (1634 m n.p.m.) a Bliźnicą (1883 m n.p.m.) wysokość grzbietu stopniowo rośnie, a jego średnia wysokość wynosi 1650 m n.p.m. i nigdzie nie obniża się poniżej 1500 m n.p.m. Wysokości względne w obrębie masywu wynoszą średnio 650–700 m, a w rejonie Bliźnicy do 800 m. Główny grzbiet pasma jest szeroki i zaokrąglony, jedynie powyżej krawędzi cyrków glacialnych tworzy grzbiet asymetryczny. Profil podłużny głównego grzbietu jest wyrównany, ponad nim wznoszą się na 50–140

m n.p.m. kopy szczytowe lokalnych kulminacji (Ryc. 1C). Według geomorfologów ukraińskich (Cys' 1957; Gofsztejn 1964, 1995; Voropaj i Kunicà 1969; Kravčuk 2008; Kravčuk i in. 2019) szerokie spłaszczenia grzbietowe Świdowca w wysokości 1600–1800 m n.p.m. stanowią fragmenty najwyższej powierzchni zrównania w Karpatach Wschodnich (poziom połoniński), natomiast niżej leżące spłaszczenia w wysokości 1400–1300 m n.p.m. mają stanowić resztki poziomu podpołonińskiego (Kravčuk 2008; Kravčuk i in. 2019). W świetle toczącej się jednak obecnie dyskusji nad obecnością i genezą spłaszczeń denudacyjnych w Karpatach (Zuchiewicz 2010; Jankowski i Margielewski 2014), formy te stanowią raczej powierzchnie strukturalne uwarunkowane płasko zalegającymi ławicami fliszowymi. Przykłady połego zalegających warstw skalnych można zobaczyć w rejonie Żandarmów czy Szerokiego Wirtupu (Ryc. 3). Miejscami (góra Stih,



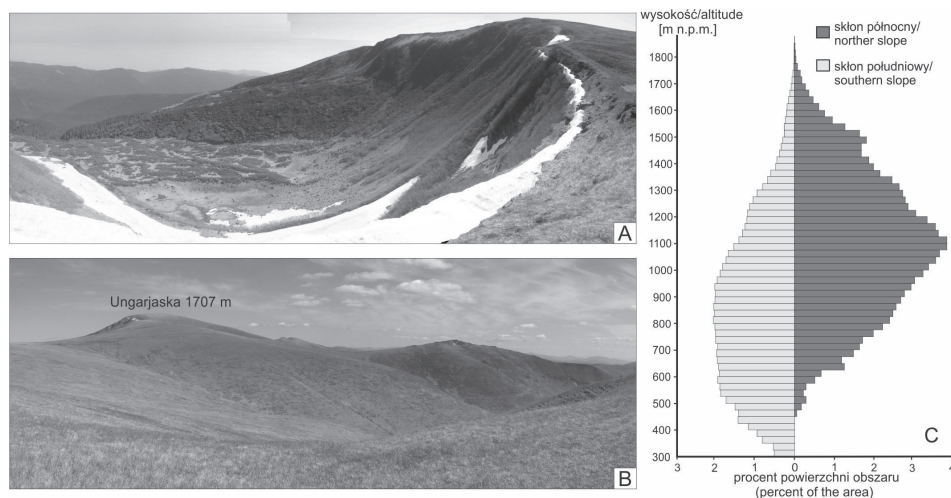
**Ryc. 3.** Strukturalne uwarunkowania rzeźby grzbietów w masywie Świdowca. A – połego zalegające warstwy formacji z Urda budują szeroki i zaokrąglony grzbiet Szerokiego Wirtupu (1762 m n.p.m.), na lewo widoczne drugorzędne nasunięcie Todiaski; B – horyzontalnie zalegające warstwy piaskowców i zlepieńców warstw z Urda na Żandarmach, widok z Bliźnicy (1883 m n.p.m.); C – stromo (80° E) zapadające warstwy piaskowców warstw z Urda na szczycie Stiha (1704 m n.p.m.), budujących twardego grzbietu typu *hog back*.

**Fig. 3.** Structurally-controlled mountain ridges in the Svydovets massif. A – Szeroki Wirtup (1762 m a.s.l.) rounded and flat summit areas built with flat-lying flysch beds of the Urda formation. The secondary thrust of the Todiaska is visible on the left; B – flat-lying sandstones and conglomerates of the Urda formation in the Zandarm's area, view from the Mt. Bliznica (1883 m a.s.l.); C – steep-lying (80° E) sandstones and conglomerates of the Urda formation on the hog back-type ridge of Mt. Stih (1704 m a.s.l.).

Bliźnica) występują twarżelcowe grzbiety typu *hog back*, nawiązujące do stromo ustawionych ławic fliszowych (Ryc. 3C).

Układ grzbietów Świdowca tworzy bardzo charakterystyczny, asymetryczny układ orograficzny. Od głównego grzbietu ciągną się w kierunku północnym krótkie grzbiety boczne o długości 5–15 km, stromo opadające do dolin Brusturanki, Turbatu i Czarnej Cisy. W kierunku południowym rozciągają się natomiast południkowo cztery równoległe do siebie grzbiety boczne nazywane świdowieckimi płąjkami: Bliźnicka (Urdu) (28 km), najdłuższa Hlaskulowa (40 km), Stajkowa (26 km) oraz Apecka (35 km) (Ryc. 1). Grzbiety te stosunkowo łagodnie opadają do dna Kotliny Marmaroskiej.

Asymetria rzeźby Świdowca wiąże się także z różną długością i odmiennym typem oraz układem dolin na przeciwległych skłonach. Doliny na skłonie N i NE są krótkie, mają układ widlasty i są stosunkowo słabo rozgałęzione, a ich górne odcinki pomiędzy górą Tempą (1634 m n.p.m.) a Bliźnicą (1883 m n.p.m.) są przeobrażone glacialne. Wyraźny wzrost udziału powierzchni stoków w wysokości 1475–1500 m n.p.m. (Ryc. 4C) odpowiada dnom cyrków glacialnych na N skłonie Świdowca. Doliny na skłonie S mają układ pierzasty, złożony z długiej doliny głównej i licznych krótkich dolin bocznych o znacznych spadkach, gęsto



**Ryc. 4.** Asymetria rzeźby w masywie Świdowca. A – Cyrk Worozeski Wielki, największy cyrk polodowcowy na Świdowcu, typowy dla N skłonu masywu; B – gładkie, łagodnie nachylone stoki na południowym skłonie Świdowca; C – krzywa udziału procentowego powierzchni stoków Świdowca z ich wysokością.

**Fig. 4.** Relief asymmetry in the Svydovets massif. A – the Great Vorozhesky glacial cirque, the largest glacial cirque in the study area; B – gently declined and smoothly slopes to the southern slope of the Svydovets massif; C – the percentage of the slope area with altitude in Svydovets massif.

rozcłonkowujących stoki. Gęstość sieci dolinnej na południowym skłonie pasma jest znaczna i osiąga 2,5–3,0 km/km<sup>2</sup> (Kravčuk 2008).

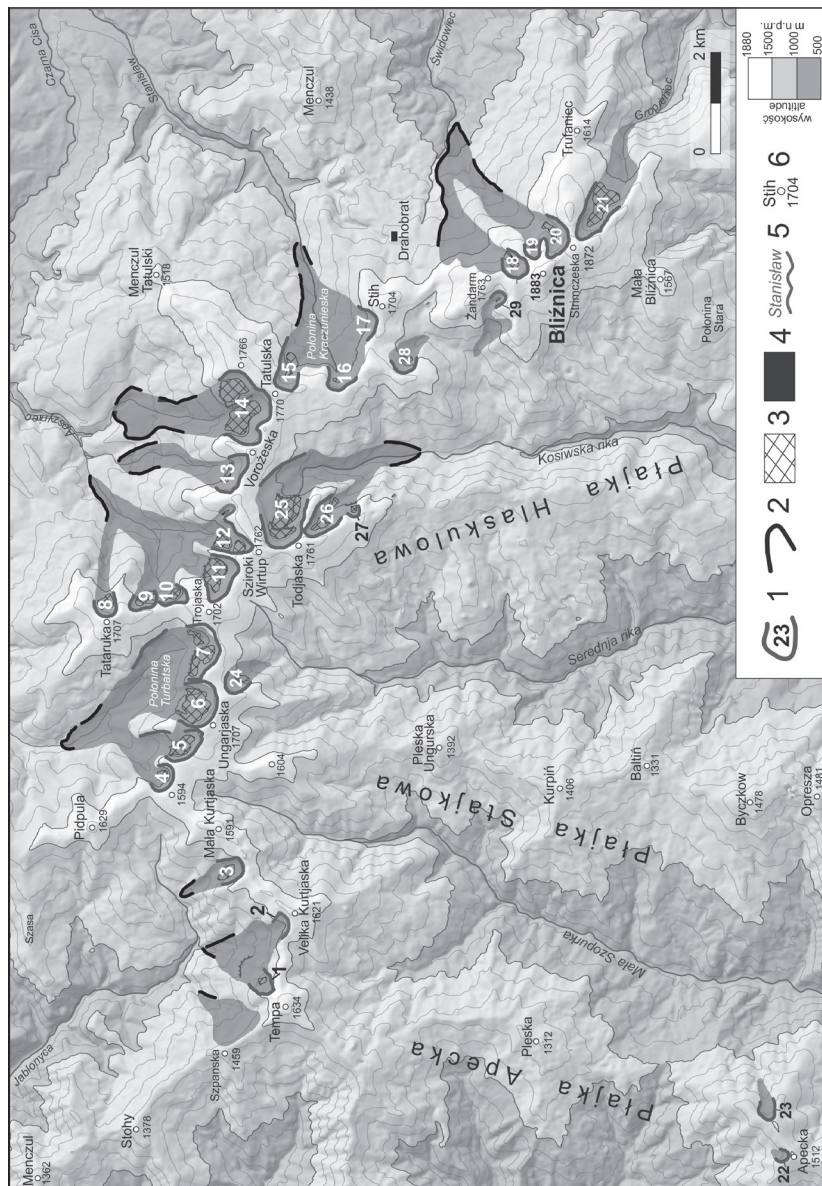
Stoki masywu są w wielu miejscach przeobrażone przez głęboko zakorzenione formy osuwisk, tworzące urozmaiconą rzeźbę ze stromymi, skalistymi skarpami, przemieszczonymi pakietami skalnymi, obniżeniami wewnątrz-osuwiskowymi z niewielkimi jeziorkami bądź torfowiskami oraz gruzowymi jezorami koluwalnymi.

### Rzeźba glacialna masywu Świdowca

Jednym z najbardziej charakterystycznych rysów morfologii najwyżej wzniesionej części Świdowca jest dobrze wykształcona rzeźba glacialna (Romer 1905, Anan'ev 1981; Kravčuk 2008). Rzeźba glacialna jest wybitnie asymetryczna i skoncentrowana na skłonie eksponowanym ku N, NE i E, co podkreśla dodatkowo asymetrię strukturalną tego obszaru. Formy glacialne zostały stwierdzone po N i NE stronie głównego grzbietu masywu, między Tempą (1634 m n.p.m.) na W a Bliźnicą (1883 m n.p.m.) na E oraz w rejonie Apeckiej (1512 m n.p.m.), będącej najwyższym bocznym grzbietem po S stronie pasma. Maksymalny zasięg form i osadów glacialnych stwierdzono na skłonie N do wysokości 1050–1100 m n.p.m.

Szczególnie wyraźnie w rzeźbie zaznaczają się formy erozji glacialnej: rozległe cyrki ze stromymi, miejscami skalistymi, zboczami oraz mało nachylonymi, ale nieprzeglębionymi dnami, które urozmaicone są skalnymi stopniami i kończą się progami skalnymi. Formy akumulacji morenowej są, w zależności od szerokości i spadku dolin, lepiej bądź gorzej zachowane (rozmyte), natomiast różnice litologiczne między pokrywami glacialnymi a podłożem sprawiają, że maksymalne zasięgi lodowców są stosunkowo łatwo rozpoznawalne w terenie.

W oparciu o nowe badania terenowe i analizę danych teledetekcyjnych w masywie Świdowca autorzy niniejszego opracowania rozpoznali 29 cyrków glacialnych, z których większość (22 formy) położonych jest na N i NE skłonie masywu (Ryc. 5). Liczba ta jest większa niż w dotychczasowych opracowaniach Tyhanyča (1969a) i Voropaj i Kunicà (1969), którzy wyróżnili odpowiednio 23 i 18 form. Cyrki glacialne zostały wycięte w górnych odcinkach (lejach źródłowych) dolin skłonu N (Jabłonica, Turbat, Apszyniec), NE (Stanisław, Świdowiec, Gropieniec), a także Kosowskiej i Seredniej Riki na skłonie S masywu (Ryc. 5, Tab. 1). Cyrki na skłonie S uformowały się jedynie w najbardziej sprzyjających lokalizacjach, na stokach o ekspozycji E, dogodnych do zachowania śniegu przewiewanego z zachodu. Wśród form cyrków wyróżnia się cyrki proste (pojedyncze) oraz cyrki złożone (Romer 1906; Voropaj i Kunicà 1969), składające się z większej liczby ułożonych piętrowo form. Średnia powierzchnia cyrków w całym masywie wynosi 28,6 ha. Największym cyrkiem jest rozległy, dwustopniowy



**Ryc. 5.** Rzeźba glacjalna masywu Świdowca. Objasnienia: 1 – cyrki glacialne, ich szczegółowa charakterystyka morfometryczna jest zawarta w Tab. 1; 2 – moreny maksymalnego zasięgu lodowców (lokalne LGM); 3 – dna cyrków glacialnych; 4 – zasięg lodowców; 5 – potoki; 6 – kulminacje.

**Fig. 5.** Glacial relief in the Szydovets massif. 1 – glacial cirques (details in Table 1); 2 – terminal moraines of the maximal glacial advance (local Last Glacial Maximum); 3 – cirque bottoms; 4 – ice extent; 5 – streams; 6 – summits.

**Tabela 1.** Charakterystyka morfometryczna cyrków glacialnych w masywie Świdowca (według autorów).  
**Table 1.** Morphometric characteristics of the glacial cirques in the Svydovets massif (according to authors).

Numer i nazwa cyrku <i>Number and cirque name</i>	Długość (L) <i>Length</i> [m]	Szerokość (W) <i>Width</i> [m]	Powierzchnia / <i>Area</i> [ha]		Orientacja cyrku <i>Aspect of</i> <i>cirque axis</i> [°]	Max. nachylenie <i>Maximal</i> <i>cirque</i> <i>slope</i> [°]	Max. wysokość krawędzi cyrku <i>Maximal</i> <i>elevation of</i> <i>cirque edge</i> [m a.s.l.]	Min. wysokość dna cyrku <i>Minimal</i> <i>elevation of</i> <i>cirque</i> <i>bottom</i> [m a.s.l.]	Srednia wysokość dna cyrku <i>Mean</i> <i>elevation of</i> <i>cirque</i> <i>bottom</i> [m a.s.l.]	Max. wys. cyrku (H) <i>Height</i> <i>range</i> [m]
			całego cyrku <i>entire</i> <i>cirque</i>	dna cyrku <i>bottom</i>						
<b>Świdowiec skłón N / Svydovets N slope</b>										
<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>	<b>10</b>	<b>11</b>
(1) Tempa	415	495	17	1.6	NE	37	1544	1375	1394	169
(2) Jabłonecki	375	354	11.2	1	NW	39	1592	1439	1554	153
(3) Kurtjascki	500	580	26	6	NNW	44	1598	1372	1582	226
(4) Podpuliański	320	570	17.7	3	NNE	37	1569	1453	1470	116
(5) Kotelok	395	800	27	11	NE	42	1669	1469	1500	200
(6) Średniy	660	910	55	27	NNE	43	1692	1476	1536	216
(7) Krajnyj	470	1050	46	15	N	46	1642	1439	1469/1515*	203
(8) Ripta	418	447	18	6	NEE	40	1690	1519	1550	170
(9) Hencel Północny	347	576	18	6.5	E	41	1626	1400	1460	226
(10) Hencel Południowy	280	528	15	4.3	NE	42	1614	1428	1452	186
(11) Apszyniecki Zachodni	620	980	48	19	NE	38	1657	1468	1495	189
(12) Apszyniecki Wschodni	757	640	37	11	NE	47	1728	1426	1450/1557*	302



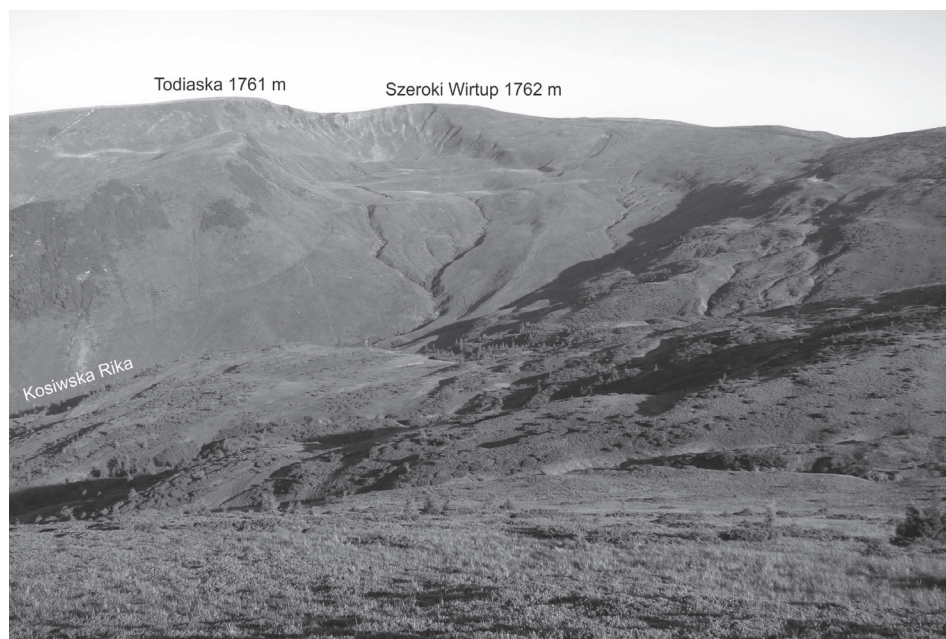
<i>I</i>	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
(13) Worożeski Zachodni	318	795	27	3.5	NNE	47	1700	1479	1495	221
(14) Worożeski Wielki (Veliky Kotel)	910	1540	<b>113</b>	<b>38</b>	NNW	50	1752	1446	1487/1595*	<b>306</b>
(15) Tatulski	800	407	33	7	SEE	44	1738	1430	1417	<b>308</b>
(16) Kracznieski	240	530	11	0.8	E	40	1650	1535	1485	115
(17) Stih	268	600	11	1	NNW	40	1616	1484	1506	132
(18) Drahobracki	560	460	21	4.7	NE	48	1764	1590	1600	174
(19) Steryzorski Mały	305	320	8.9	0.5	NEE	44	1730	1574	1580	156
(20) Steryzorski Wielki	690	630	34	4.3	NE	<b>52</b>	1847	1552	1526	295
(21) Gropteniec	<b>1200</b>	535	63	2.5	SE	45	1853	1552	1600	300
<i>Swidowiec skłton S / Shydovets S slope</i>										
(22) Apecki N	200	285	5	0.4	N	40	1495	1380	1390	115
(23) Apecki E	360	350	12	2.5	E	41	1494	1327	1354	167
(24) Serednja rika	445	500	17	2.8	SE	32	1643	1460	1487	183
(25) Wielki Gereszeski	1000	790	75	3.3	SEE	45	1743	1510	1538/1582*	230
(26) Mały Gereszeski	940	500	38	7	SE	43	1705	1464	1485/1580*	240
(27) Wedeneski	268	210	5	1	E	38	1640	1528	1540	112
(28) Urdra	354	470	14	1.9	SEE	36	1600	1456	1475	145
(29) Cyrkwy	285	275	6.8	0.3	NW	45	1715	1593	1600	122

cyrk Worożeski Wielki (nr. 13, Ryc. 5, Tab. 1) o całkowitej powierzchni 113 ha i powierzchni dna 38 ha, wycięty w N stokach Tatulskiej. Średnie szerokości cyrków Świdowca (440 m) są większe od ich długości (345 m), co może wskazywać pośrednio na niewielki stopień przeobrażenia glacialnego pierwotnych form lejów źródłowych. Wydłużenie cyrków względem ich szerokości uznawane jest bowiem za wskaźnik dojrzałości erozyjnej rzeźby glacialnej (Derbyshire i Evans 1976). Zbocza cyrków są strome i osiągają maksymalne nachylenia rzędu 40–52° (Tab. 1), w wielu miejscach występują urwiste stoki skalne i niewielkie kilkumetrowe ściany z dobrze rozwiniętymi stokami usypiskowymi poniżej.

Maksymalne głębokości cyrków dla całego masywu wynoszą 133 m i są nieznacznie większe na skłonie N (140 m) niż S (115 m), a najgłębiej wciętymi cyrkami są Kraczunieski i Tatulski (300 m) (Tab. 1). Dna dużych cyrków są mało nachylone, nieprzegłębione, w niewielkich zagłębieniach zachowały się płytkie jeziora cyrkowe i morenowe oraz torfowiska, powstałe przez zarośnięcie dawnych zbiorników jeziornych. Średnia wysokość den cyrków glacialnych na Świdowcu wynosi 1490 m n.p.m. i jest podobna na skłonie N (1495 m n.p.m.) i skłonie S (1487 m n.p.m.). Wysokość krawędzi cyrków rośnie ku E, od 1550–1590 m n.p.m. w rejonie Tempej, 1700–1720 m n.p.m. w rejonie Tatulskiej do 1850 m n.p.m. na S od Bliżnicy (Tab. 1). Cyrki na skłonie N są eksponowane wyraźnie ku NE, a niektóre także ku NW i NNW, natomiast wśród cyrków skłonu S dominuje ekspozycja na SE i E (Tab. 1).

### Dominujące procesy morfogenetyczne

Podczas całego holocenu rzeźba masywu Świdowca, odziedziczona m.in. po okresie zlodowaceń, podlegała przemianom pod wpływem procesów morfogenetycznych charakterystycznych dla obszarów wysokogórskich (Ryc. 6). Współcześnie procesy te zachodzą nadal, przy czym rola morfodynamiczna niektórych procesów zwiększyła się wskutek ingerencji człowieka (Kravčuk 1984, 2008; Antošik 2014; Bortnik i in. 2018a, b; Kravčuk i in. 2019). Powyżej górnej granicy lasu, w piętrze krioniwalnym Świdowca, współcześnie największą rolę morfogenetyczną odgrywają procesy niwacyjne, związane z płatami długo zalegającego śniegu (Anan'ev 1981; Šušnák 2007, Kravčuk 2008) (Ryc. 7, 8). Znaczne nachylenia stoków w obrębie cyrków glacialnych sprzyjają aktywności lawin (Kovtonúk i Cvelih 2014; Galagan i in. 2017a). Duże znaczenie morfortwórcze należy przypisać także działalności wody opadowej, a mianowicie splukiwaniu bruzdowemu, erozji liniowej oraz spływom gruzowym (Šušnák 2006, 2007) (Ryc. 9, 10). Rola erozyjna wody zaznacza się przede wszystkim w strefach, gdzie nastąpiła dewastacja pokrywy roślinnej. Stoki przekształcane są także przez procesy osuwiskowe, które zajmują znaczne powierzchnie stoków (Šušnák 2006, 2007) (Ryc. 6, 11). Istotną rolę odgrywa też lód włóknisty (Ryc. 7). Mniejszą rolę w kształtowaniu rzeźby odgrywają procesy kriogeniczne oraz deflacja. Procesy



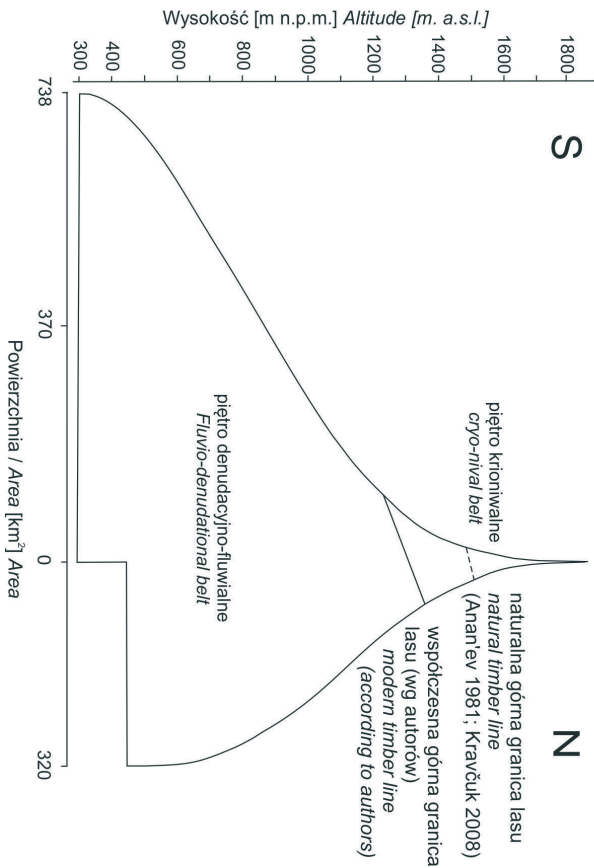
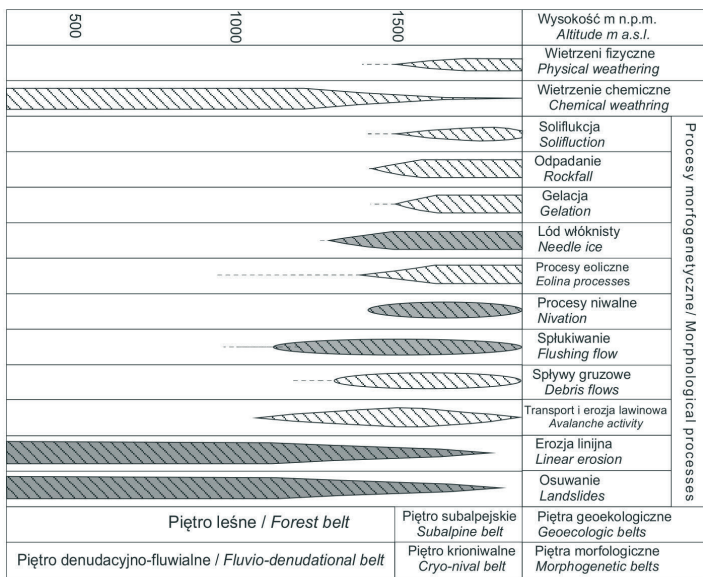
**Ryc. 6.** Formy osuwiskowe i glacialne w piętrze krioniwalnym (SW stoki Tatulskiej 1770 m n.p.m., na prawo; i Todiaski – 1761 m n.p.m., w głębi).

**Fig. 6.** Gravitational slope deformations and glacial landforms in the cryonival zone of the Svydovets massif. (SW slopes of Mt. Tatulska 1770 m a.s.l. on the right and Mt. Todiaska 1761 m a.s.l. in the background).

te zostały zintensyfikowane przez człowieka, w szczególności wzdłuż tras turystycznych i narciarskich oraz wzdłuż dróg (Bortnik i in. 2018a, b; Kravčuk i in. 2019).

W obrębie stoków i den dolin wyróżnić można formy różnej generacji. Mezo- i mikroformy w badanym terenie są wskaźnikiem współczesnej morfodynamiki. Wśród wskaźnikowych mezo- i mikroform stwierdzonych podczas badań terenowych wymienić należy:

- systemy niszowatych obniżzeń na stokach powyżej górnej granicy lasu, tworzących charakterystyczny mikrorelief o genezie niwacyjnej,
- systemy nisz gelideflacyjnych,
- rozcięcia erozyjne oraz systemy stożków proluwialnych,
- systemy osuwiskowe,
- rynny i stożki spływów gruzowych, począwszy od podgrzbietowych nisz i lejów schodzących aż do piętra leśnego,
- pola i strumienie rumowiskowe; występujące jedynie lokalnie i związane z blokowym typem wietrzenia skał,



**Ryc. 7.** Wysokościowe zróżnicowanie intensywności procesów morfogenetycznych i piętra morfogenetyczne masywu Świdowca na le krzywych hipsograficznych skłonu N i S masywu.  
**Fig. 7.** Vertical differences in the intensity of morphogenetic processes and morphogenetic belts in the Svytovetts massif against the background of the hypsographic curves of the N and S slope of the area.

- bruki deflacyjne; występujące w obrębie wysoko położonych grzbietów i przełęczy,
- systemy form antropogenicznych, takich jak: drogi, ścieżki i nartostrady.

**Formy niwalne** występują powyżej górnej granicy lasu, gdzie płaty śniegu są bardzo ważnym czynnikiem geomorfologicznym (Ryc. 8, 11). Dzięki niwacji powstają nisze deflacyjne i gelideflacyjne. Występują one w obrębie spłaszczeń stokowych, grzbietów, przełęczy. Są to formy o rozmiarach do kilkunastu metrów średnicy. Występują pojedynczo lub składają się z kilku nisz. Ich krawędzie są zwykle nieregularne, a poniżej widoczne są strefy przeobrażone przez wypływającą z nich wodę.

**Nisze gelideflacyjne** występują na grzbietach i strefach przełęczy, cechuje je nieregularny kształt.

**Rozcięcia erozyjne** rozmieszczone są wzdłuż stoków i den dolin w obu piętrach morfogenetycznych (Ryc. 10). Mogą powstawać w ciągu jednego opadu i mogą rozwijać się w ciągu kolejnych kilkunastu lat. Rozcięcia erozyjne mogą też rozwijać się stopniowo w długim czasie, podczas kolejnych zdarzeń opadowych, szczególnie w strefach degradacji roślinności.

**Osuwiska** kształtują stoki zarówno piętra kroniwalnego, jak i denudacyjno-fluwialnego. Osuwiska obejmują zarówno całe systemy stokowe, jak i zbocza dolin (Ryc. 6, 11).

**Splywy gruzowe** w masywie Świdowca występują głównie na stokach cyrków glacialnych (Šušnák 2006). Zwykle są stosunkowo krótkie i podczas badań terenowych były zarośnięte, co świadczy o ich aktywności co kilka lat (Ryc. 9).

**Odpadanie** występuje głównie w obrębie stromych ścian cyrków glacialnych. Efektem tego procesu są stoki z pokrywami gruzowymi, w większości nieutrwalonymi roślinnością.

**Bruki deflacyjne** występują w obrębie wysoko położonych przełęczy, ich występowanie związane jest także z drogami i szlakami turystycznymi.

**Formy antropogeniczne** związane są z degradacją stoków podczas budowy nartostrad, dróg stokowych, wyciągów narciarskich i kolejek linowych oraz dalszym użytkowaniem tych obiektów. Formy te ze względu na ich specyfikę będą przedmiotem opracowania w innym artykule.

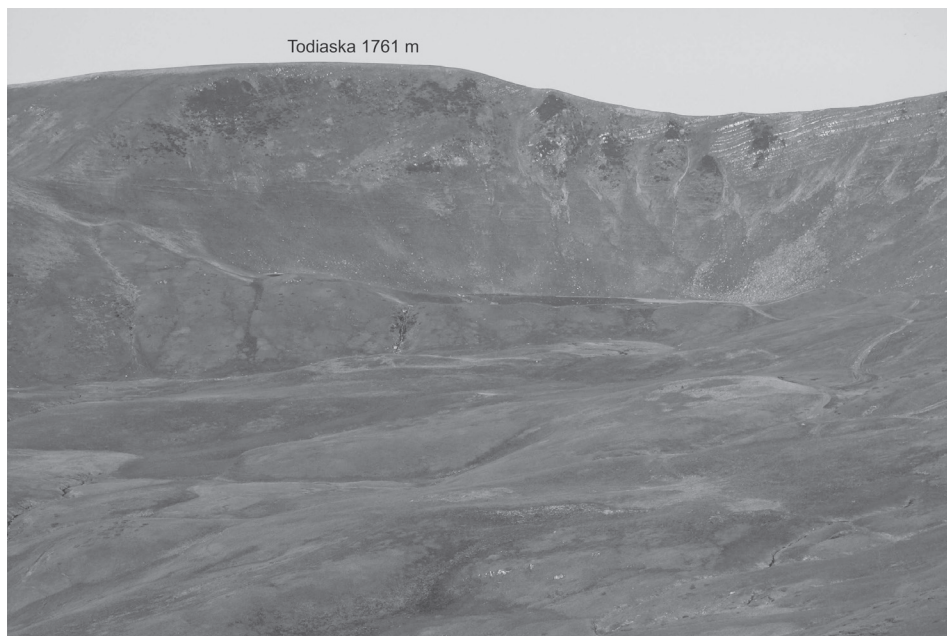
## Funkcjonowanie rzeźby masywu Świdowca

O strukturze i funkcjonowaniu rzeźby masywu górskiego decyduje sekwencja systemów morfodynamicznych, typów rzeźby i pięter morfogenetycznych. System morfodynamiczny tworzą składniki „czynnik-proces”. Efektem funkcjonowania systemów morfodynamicznych są zespoły form, które tworzą określone typy rzeźby górskiej (Kaszowski 1985). Natomiast piętra morfogenetyczne są wysokościowo ograniczonymi jednostkami przestrzennymi, w obrębie których, w danych



**Ryc. 8.** Stoki w otoczeniu cyrku Kraczunieskiego (Tab. 1, nr 16) kształtowane przez lawiny śnieżne i niwację.

**Fig. 8.** Avalanche and nivation-shaped slopes of the Krachuniesky cirque (no. 16 in Table 1).



**Ryc. 9.** Cyrk Wielki Gereszeski – stoki kształtowane przez odpadanie i spływy gruzowe.

**Fig. 9.** The Great Gereszeski cirque slopes shaped by rock-fall activity and debris flows.



**Ryc. 10.** SW stoki Tatulskiej, kształtowane przez spłukiwanie i erozję liniową.  
**Fig. 10.** Mt. Tatulska SW slopes, shaped by flushing flow and linear erosion.



**Ryc. 11.** Zachodnie stoki Kreczuneskiej (1691 m n.p.m.) przeobrażone przez głęboko zakorzenione formy grawitacyjne, w tle N stoki Żandarmów w grzbiecie Bliźnicy (1883 m n.p.m.), przemodelowane przez procesy glacialne, grawitacyjne i niwalne.  
**Fig. 11.** Mt. Kreczuneska western slopes shaped by deep-seated gravitational slope deformations, in the background Mt. Zandarms in the Bliźnica group (1883 m a.s.l.) shaped by glacial, gravitational and nivational processes.

warunkach geologicznych, funkcjonuje charakterystyczny zespół systemów morfodynamicznych i kształtowana jest określona rzeźba górską (Kaszowski 1985). W masywie Świdowca można wyróżnić dwa piętra morfogenetyczne: krioniwalne i denudacyjno-fluwialne, rozdzielone klimatyczną górną granicą lasu, przebiegającą na wysokości ok. 1400–1500 m n.p.m. (Anan'ev 1981; Kravčuk 2008), współcześnie granica ta została wyraźnie obniżona na skłonie S jak i N (Ryc. 6).

**Piętro krioniwalne.** Zajmuje jedynie niewielką część (10%) powierzchni badanego masywu (Ryc. 7). W tym piętrze intensywność procesów morfogenetycznych jest znaczna (Anan'ev 1981; Šušnák 2006, 2007; Kravčuk 2008). Głównym procesem jest tam niwacja, która zachodzi szczególnie na wiosnę, gdy płyty śniegu podlegają topieniu, a także zimą w związku z odwilżami. W związku z częstymi w tej strefie przejściami temperatur przez 0°C postępują również procesy gelacji, które uaktywniane są przez zimowe odwilże, jednak okres ich najintensywniejszej działalności morfogenetycznej przypada na przełom marca i kwietnia. Ważną rolę odgrywa także splukiwanie, szczególnie w terenach o zdegradowanej pokrywie roślinnej. Tworzą się tam, podobnie jak w Karpatach Zachodnich, liczne rozcięcia i głębokie rynny (Kotarba i in. 1987). Na stromych ścianach skalnych zachodzą procesy grawitacyjne, takie jak odpadanie i obrywanie (Kravčuk i in. 2019). Odpadanie, podobnie jak w Tatrach (Izmailow 1984), jest wzmacniane przez wiatr, szczególnie na ścianach dowietrznych. W wyniku tych procesów u podnóży stoków rozwijają się nadal pola kamieniste i blokowe. W okresie śródzimowych i wiosennych roztopów na stokach pokrytych drobnoziarnistymi pokrywami zwietrzelinowymi może zachodzić geliflukcja. W związku z działalnością człowieka naturalna szata roślinna masywu uległa silnemu zniszczeniu, dlatego granica wysokościowa pięter morfogenetycznych uległa zaburzeniu i skomplikowaniu (Bortnik i in. 2018a, b; Kravčuk i in. 2019).

**Piętro denudacyjno-fluwialne.** Zajmuje większość (90%) powierzchni masywu Świdowca. Intensywność procesów morfogenetycznych jest tam z reguły mniejsza, z wyjątkiem erozji liniowej, osuwania i spływów gruzowych, które lokalnie mogą być aktywne co kilkadziesiąt lat. W związku z dużą zawartością CO<sub>2</sub> pochodzenia organicznego w piętrze leśnym intensywnie zachodzi denudacja chemiczna. Jej wielkość jest wprost proporcjonalna do ilości wody reagującej ze skałą (Kotarba 1972). W piętrze fluwialno-denudacyjnym dominuje erozja liniowa i powolne ruchy masowe (Kravčuk 2008; Kravčuk i in. 2019). Na osuwanie najbardziej narażone są stoki heterogeniczne. W tym piętrze mogą zachodzić procesy allochtoniczne, takie jak lawiny i spływy gruzowe (Šušnák 2006, 2007; Kovtonúk i Cvelih 2014; Galagan i in. 2017a).

Wnioski



1. Główne elementy rzeźby Świdowca są uwarunkowane strukturalnie i nawiązują do zróżnicowania odporności kredowo-paleogeńskich utworów fliszowych, a także tektoniki podłoża.
2. Jednym z najbardziej charakterystycznych rysów morfologii tego masywu jest asymetria N-S, przejawiająca się odmiennym układem grzbietów, różną długością i odmiennym typem dolin, odmiennymi nachyleniami stoków oraz różnym stopniem przeobrażenia glacialnego na przeciwległych skłonach masywu.
3. Świdowiec jest jednym z najlepiej w Karpatach zachowanych obszarów o rzeźbie glacialnej wykształconej we fliszu. Szczególnie wyraźnie w rzeźbie zaznaczają się formy erozji glacialnej: rozległe cyrki ze stromymi (40–52°), miejscami skalistymi, zboczami oraz mało nachylonymi, ale nieprzegłębionymi dnami. Cechy morfometryczne wyróżnionych 29 form cyrków wskazują na niewielki stopień przeobrażenia glacialnego pierwotnych form lejów źródłowych. Maksymalny zasięg form i osadów glacialnych stwierdzono na skłonie N do wysokości 1050–1100 m n.p.m.
4. Masyw Świdowca jest obszarem wysokogórkim z dominującą współczesną rzeźbą niwacyjno-erozyjną powyżej górnej granicy lasu. Zaobserwowane zespoły form erozyjnych powstawały w ciągu całego holocenu i współcześnie tworzą się nadal, przy czym rola morfodynamiczna niektórych procesów zwiększyła się współcześnie wskutek ingerencji człowieka. Dominującymi procesami morfogenetycznymi w krioniwalnym piętrze morfodynamicznym są procesy niwacyjne, związane z płatami długo zalegającego śniegu i lawinami oraz procesy erozji liniowej związanej z działalnością wody płynącej, a także ruchy osuwiskowe. W ostatnich 30. latach masyw ten jest intensywnie przeobrażany na skutek działalności człowieka oraz procesów erozji i depozycji.

## Literatura

- Anan'ev G.S. (red.) 1981. Geomorfologią osevoj zony Vostočnyh Karpat. Izd. Moskov. Un-ta, Moskva, 130 s.
- Antošik O. 2014. Zberežennâ ozer ta pryozernyh terytorij vysokigir'â Svidovec'kogo masivu Ukraïns'kih Karpat. Visnik L'viv's'kogo universitetu. Seriâ geografična. – Lviv. nac. un-t im. Ā. Franka, 45: 267–275.
- Bašenina N.V. 1971. Oledenie Sovetskih Karpat i eho svâz' s tektonikov. Izvestie Vsesoúžnoho Geograf. O-va, №2: 166–170.
- Bašenina N.V., Mirnova A.V., Talskaâ N.N. 1969. Blokovaâ tektonika Karpat i ee otrâženie v rel'eфе. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 3: 45–60.
- Bortnik S.Ū, Kovtonûk O.V., Kravčuk I.V., Lavruk T.M. 2018a. Organizaciâ pryrodopiznaval'nih turistyčnih maršrutiv na teritorii central'noi častini girs'kogo masivu Svidovec'. Fizična geografiâ ta geomorfologią 3, 91: 55–65.
- Bortnik S.Ū, Kovtonûk O.V., Kravčuk I.V., Lavruk T.M., Ostričkova V.R., Timulâk L.M.

- 2018b. Basejn rički Čorna Tisa – perspektivna teritoriã dlã rozširennã mež Karpats'kogo biosfernogo zapovidnika. *Fizična geografijã ta geomorfologijã* 2, 90: 97–111.
- Cys' P.N. 1956. Geomorfologičeskie rajony Sovetskih Karpat. *Geogr. Vid. L'viv. u-tu*, 3–5.
- Cys' P.N. 1957. Poloninskij peneplen i denudacionnye urovni Sovetskih Karpat. *Geol. sb. Lvov. geol. o-va*, 4: 313–330.
- Cys' P.N. 1962. Geomorfologijã URSS. 1962. *Vid. Lviv. u-tu*, 222 s.
- Cys' P.N. 1955. O drevnem oledenienii Karpat. *Dopovidã ta povidomlennã L'vivs'kogo Universitetu*, 6, 2: 6–8.
- Derbyshire E., Evans I. S. 1976. The climatic factor in cirque variation. In: E. Derbyshire (ed.) *Geomorphology and climate*, Wiley & Sons, Chichester, s. 447–494.
- Evans I. S. 2006. Allometric development of glacial cirque form: Geological, relief and regional effects on the cirques of Wales. *Geomorphology* 80: 245–266.
- Galagan O.O., Kovtonúk O.V., Korogoda N.P., Cvelih Ê.M. 2017a. Landšaftni osoblivosti rozvitku snigolavinnih protcesiv u verhnij tečij basejnu r. Čorna Tisa. Regional'ni aspekti florystičnyh i faunističnyh doslidžen. *Materialy četvertoï mižnarodnoï Naukovo-praktičnoï konferencij. 28–29 kvitnã 2017 roku*, Putila, s. 195–198.
- Galagan O.O., Kovtonúk O.V., Korogoda N.P., Cvelih Ê.M. 2017b. Pryrodnyčo-geografijã skladova turistyčnyh maršrutiv (na prikladã maršrutu dolinoũ Čornoï Tisi). *Visnik KNU imeni Tarasa Ševčenka. Geografijã, Kiiv*, 66, 1: 77–80.
- Garcia-Ruiz J. M., Gomez-Villar A., Ortigosa L., Marti-Bon C. 2000. Morphometry of Glacial Cirques in the Central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler Ser. A.*, 82, 4: 433–442.
- Gera J., Karpenko N. 2014. Geomorfologičnij analiz ozernih ulogovin Svidoves'kogo masivu Ukraïns'kyh Karpat. *Problemi geomorfologijã i paleogeografijã Ukraïns'kyh Karpat i prileglyh teritorij. Lviv, Vid-vo Lviv u-tu*: 46–53.
- Gluško V.V., Kruglov S.S. 1979. Glavnejšie osobennosti tektoniki i razvitiã Ukraïnskih Karpat. *VIËMS. Obšãã i regional'naã geologijã, geologičeskoe kartirovanie. Obzornaã informacijã*, 55 s.
- Gofštejn I. 1995. Geomorfologičeskij očerk Ukraïnskih Karpat. *Naukova dumka, Kiiv*, 84 s.
- Gofštejn I. 1964. *Neotektonika Karpat. Izd-vo AN USSR, Kiev*, 183 s.
- Gofštejn I.D. 1966. O skorosti denudacionnogo vyravnivaniã i vertykal'nyh kolebatel'nyh dviženij zemnoj kory v Sov. Karpatah. *Karpato-Balkanska Geologiska Asociacija, VIII Kongres. Beograd*, 18: 93–95.
- Golubec M.A. 1978. *El'niki Ukraïnskih Karpat. Naukova Dumka, Kiev*, 263 s.
- Hnylko O., Krobicki M., Feldman-Olszewska A., Iwańczuk J. 2015. Geology of the volcano-sedimentary complex of the Kamyani Potik Unit on Chyvcyn Mount (Ukrainian Carpathians): preliminary results. *Geological Quarterly* 59, 1: 145–156.
- Ivanov B.N. 1950. Sledy oledeneniã Ukraïnskih Karpat. *Nauk. Zap. Černivec'kogo Univ., Ser. Geol.- Geograf.*, T. 8, 2: 1–2.
- Izmaïłow B. 1984. Eolian deposition above the upper timberline in the Gășienicowa Valley in the Tatra Mts. *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geogr.* 61: 43–59.
- Jankowski L., Kopciowski R., Ryłko W. 2007. Geological map of the Outer Carpathians: Borderland between Ukraine and Romania 1: 200 000. *Państwowy Instytut Geologiczny, Ministerstwo Środowiska, Warszawa*.
- Jankowski L., Kopciowski R., Ryłko W., Danysh V., Tsarhenko P. N., Hnylko O. 2012. Lithostratigraphic correlation of the Outer Carpathian borderlands of Poland, Ukraine

- Slovakia and Romania. Biuletyn PIG 449: 87–98.
- Jankowski L., Margielewski W. 2014. Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat zewnętrznych: nowe spojrzenie. *Przegląd Geologiczny* 62, 1: 29–35.
- Kamiński P. 1995. Rafajłowa mapa WIG, 1:100 000, reprint Wyd. PTR Kartografia, Warszawa.
- Kaszowski L. 1984. Vertical differentiation of the dynamics of the mountain relief in the Hindu Kush Munjan Mts., Afghanistan. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 18: 73–94.
- Kaszowski L. 1985. Rzeźba i modelowanie gór wysokich strefy suchej na przykładzie Hindukuszu Munjan. *Rozpr. Habil. UJ* 94, ss. 191.
- Kondracki J. 1989. Karpaty. Wydawnictwa Szkolne i Pedagogiczne, Warszawa, 261 s.
- Kotarba A. 1972. Powierzchniowa denudacja chemiczna w wapienno-dolomitowych Tatrach Zachodnich. *Prace Geogr., IG PAN*, 96.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K. 1987. High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains. *Geographical Studies, Special Issue*, 3: 69–95.
- Kovtonúk O., Cvelih Ê. 2014. Snigolavinni procesy teritorii basejnu seredn'oi tečii r. Čorna Tisa. *Problemy geomorfologii i paleogeografii Ukraïns'kih Karpat i prileglijh teritorij. Vid-vo Lviv u-tu, Lviv*: 99–106.
- Kravčuk Á. 1984. Rel'ëfotvorûčci procesi i ih dynamika v Ukraïns'kyh Karpatah i prylehlyh terytoriâh. *Visnyk Lviv. Un-tu, ser. geogr.*, 14: 20–25.
- Kravčuk Á., Adamenko O., Adamenko Á. 2019. Geomorfologičnij analiz relëfu perspektivnih dilânok Ukraïns'kyh Karpat dlâ rekreacijnyh potreb (na prikladï basejnu Čornoï Tisi). *Problemy geomorfologii i paleogeografii Ukraïns'kih Karpat i prileglijh teritorij. Vid-vo Lviv u-tu, Lviv*, 10: 18–40.
- Kravčuk Á. 2008. *Geomorfologïâ Poloniâs'ko-Čarnogïrs'kih Karpat*. Wyd. Centr LNU im. Ī. Franka, Lviv, 187s.
- Kruglov S.S. 1973. Geologičeskoe rajonirovanie Ukraïnskijh Karpat. *Perspektivy neftegazonosnosti i napravlenie regionalnyh i poiskovyh rabot na neft' i gaz v Ukraïnskijh Karpatah. Lvov. Ukr NIHMI*: 5–9.
- Kruglov I. 2008. Delimitatsiâ, metrizatsiâ ta klasifikatsiâ morfogennijh ekoregioniv Ukraïns'kyh Karpat. *Ukraïns'kij geografčnij žurnal* 3: 59–68.
- Krzemień K. 2008. Contemporary landform development in the Monts Dore Massif, France. *Geographia Polonica* 81,1: 67–78.
- Krzemień K., Kłapyta P., Gorczyca E., Krzemień P., Nesteruk J., Troll M. 2019. Ochrona przyrody nieożywionej w okresie II Rzeczypospolitej i współcześnie w południowo-wschodniej Polsce i w zachodniej Ukrainie. *Roczniki Bieszczadzkie* 27: 197–231.
- Lâškevič Z.M., Medvedev A.P., Krupskij Ū.Z., Varičev A.S., Timošuik V.R., Stupka O.O. 1995. *Tektonomagmatičeskaâ êvolûciâ Karpat*. Kiev: Nauk. Dumka, 132s.
- Marinič O.M., Lan'ko A.Ī, Šerban' M.Ī., Tišenko P.H. 1982. *Fizična Geografiâ Ukraïns'koï RSR, Kïiv: Viša škola*, 208 s.
- Malinovs'kij K.A. 2003. Sučasnij stan verhn'oi meži lisu ta pripoloninnoi roslinnosti. *Praci Naukovogo Tovaristva im. Ševčenko* 12. W: *Ekologičnij Zbirnik. Ekologični problemu Karpats'kogo regionu: Naukove Tovaristvo im. Ševčenko. Ekologična komisïâ, L'viv*: 66–80.
- Mac'kiv B.V., Vorobkanich V.M., Pukač B.D. 2009a. Deržavna heologična karta Ukraïny. *Masštab 1:200000. Geolohična karta i karta korisnijh kopalij četvertinnijh vidkladiv*.

- Karpats'ka seriâ. M-34-XXXVI (Khust), L-34-VI (Baâ-Mare), Ministerstvo ohorony navkolišn'ogo prirodnoho seredoviša Ukraïny. Deržavna heologična služba. Kiïv.
- Mac'kiv B.V., Pukač B.D., Vorobkanich V.M. 2009b. Deržavna heologična karta Ukraïny. Masštab 1:200000. Geolohična karta i karta korisnih kopalín četvertinnih vidkladiv. Karpats'ka seriâ. M-35-XXXI (Nadvirna), L-35-I (Visheu-De-Sus), Ministerstvo ohorony navkolišn'ogo prirodnoho seredoviša Ukraïny. Deržavna heologična služba. Kiïv.
- Mel'nik A. 1999. Ukraïns'ki Karpaty: ekologo-landsaftoznavče doslidžennâ. Wyd. LNU im. Ī. Franka, Lviv: 79–87.
- Miller G.P. 1966. Karovyie ozera Ukraïns'kih Karpat. Karpatskie zapovedniki. Karpaty, Užgorod: 212–223.
- Mîndrescu M., Evans I.S. 2014. Cirque form and development in Romania: allometry and the buzzsaw hypothesis. *Geomorphology* 208: 117–136.
- Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M. 2005. Position of the Marmarosh Flysch (Eastern Carpathians) and its relation to the Magura Nappe (Western Carpathians). *Acta Geologica Hungarica* 48, 3: 259–282.
- Partsch J. 1904. Die Eiszeit in den Gebirgen zwischen dem nordischen und dem alpinen Eisgebiet *Geog Zeitschr*, s. 657–665.
- Pawłowski S. 1936. Les Karpates a l'epoque glaciaire. In: *Congrès Internationale de Géographie (Varsovie 1934), Comptes Rendus, Travaux de section* 2: 89–141.
- Penck A. 1882. Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig, 483 s.
- Piotrovskaa T.Û. 1964. Osobennosti stroeniâ rel'efa gornoj oblasti Zakarpat'â, obuslovlennye neotektoničeskimi dviženiami. *Vesn. Mosk. un-ta. Ser. Geol.*, 5: 28–35.
- Raskatov G.I. 1957. Osnovnye êtapy formirovaniâ rel'efa i novejša tektonika Vostočnyh Karpat v predelah SSSR. *Zemlevedenie* 4: 35–44.
- Romer E. 1905. Epoka lodowa na Świdowcu. *Rozprawy Akademii Umiejętności* 3, 6, 71 ss.
- Romer E. 1909. Próba morfometrycznej analizy grzbietów Karpat Wschodnich. *Kosmos* 34 (7–9): 22–27.
- Romer E. 1904. Kilka wycieczek w dorzecze Bystrzycy, Łomnicy i Cisy Czarnej. *Kosmos* 29: 440–503.
- Sandulescu M. 1984. *Geotectonics of Romania*. Ed. Tehn., Bucuresti, 336 s.
- Sawicki L. 1912. Les études glaciaires dans les Karpates. *Annales de Géographie* 21, 117: 230–250.
- Šakin V.A., Burov V.S., Vâlov, O.S., Gluško V.V., Kruglov S.S., Petraškevič M.Ī., Temenûk F.P. 1976. Geologičeskaâ karta Ukraïnskikh Karpat i prilegaûših progibov. 1: 200 000. Ministerstvo Geologii USSR, Kiev.
- Spiridonov A.I. 1952. Denudacionnye i akumulâtivnye poverhnosti ũznogo sklona Ukraïnskikh Karpat. *Bûl. MOIP. Otd. geol.* 27, 1: 12–20.
- Stadnic'kij D.H., Kravčuk Â.S., Bolûh O.Ī., Čalik V.Ī., Ditât'êva Ī.V., Dutkevič O.V., Hun'ko Â. M. 1971. Sučasni geomorfologični procesy i rekomendacii po borotbi z nymy v lisah Ukraïns'kyh Karpat (na prykladî Svidivec'kogo lisnitctva). *Fizyčna geografiâ ta geomorfologiâ*. Vidavnytvo Kiïvs'kogo universytetu, Kiïv, 5: 145–153.
- Šušnâk V. 2007. Sučasna ekzomorfodinamika Ukraïns'kih flišovih Karpat: Avtoref. dis. kand. geogr. nauk, 22 s.
- Šušnâk V. 2006. Osoblivosti prostorovo-časovoï diferenciacii sučasnyh ekzogenih

- geomorfologičnyh procesiv v Ukraïns'kih Karpatah. Visn. Lviv. un-tu. Ser. geogr, 33: 454–458.
- Troll C. 1973. High mountain belts between the polar caps and the equator, their definition and lower limit. *Arc. Alp. Res.* 5, 3, part 2, s. 19–27.
- The Svydovets case 2019. How oligarchs are planning to destroy one of Ukraine's most pristine natural landscapes. Bruno Manser Fonds, Basel, 52 s.
- Tyhanyč V.V. 1965. K voprosu geomorfologii Svidovca. *Doklady i soobšeniâ L'wowskogo otdela Geografičeskogo Obšestva USSR*, Lvov: 97–102.
- Tyhanyč V.V. 1969a. Swâz' lednikovyh form rel'efa Svidoveckoj gornoj grupy s tektonikoj. *Mežvedomstvennyj Respublikanskij Naučno-Tehničeskij sbornik. Geodeziâ kartografiâ i aerofotos'emka* 10: 88–92.
- Tyhanyč V.V. 1969b. K geomorfologii Svidoveckoj gornoj grupy. *Mežvedomstvennyj Respublikanskij Naučno-Tehničeskij sbornik. Geodeziâ kartografiâ i aerofotos'emka* 10: 83–87.
- Vâlov O.S. 1948. Kratkij očerk obšego haraktera fliša Karpat i ego osobennostej. *Trudy Lvov. geol. o-va, geolog. seriâ, vyp. I.*, Lvov, s. 43–61.
- Vâlov O.S. 1965. Glubinnye razlomy i tektonika Karpat. *Geol. sb. Lvov. Geol. o-va.*, 4: 21–40.
- Vitašek F. 1924. Naše hory ve věku ledovem. *Sbornik Československe Společnosti Zeměpisne*, Praha, 29: 196–199.
- Voropaj L.I., Kunicâ M.O. 1969. Drewnol'odovikovi formi rel'efu masiwu Svidovec w Ukraïns'kih Karpatah, *Geografični Doslidžennâ na Ukraïni*, 1, Naukova Dumka, Kiev: 111–125.
- Zapałowicz H. 1889. Roślinna szata gór Pokucko-Marmaroskich, *Spraw. Kom. Fizj.* 24, 336 s.
- Zapałowicz H. 1912. Okres lodowy w Karpatach Pokucko-Marmaroskich. *Kosmos* 36: 579–654.
- Zapałowicz H. 1913. Dyluwialno-lodowy okres w Karpatach Pokucko-Marmaroskich i w Patagonii. *Kosmos* 37: 643–740.
- Zuchiewicz W. 2010. Neotektonika Karpat Polskich i Zapadliska Przedkrapckiego. *Wyd. AGH, Kraków*, 234 s.

## Summary

The morphology of the Svydovets massif is strongly controlled by geological structure and linked to the dip of bed rock strata and their resistance to erosion, as well as to cracks and faults within the flysch formations.

One of the most striking features of the morphology of this area is a structural asymmetry between its northern and southern slopes. Asymmetry is manifested by a differences in subsidiary ridge arrangement, length and network of valleys, as well as different slope inclination and degrees of glacial transformation on the opposite slopes of the massif.

The Svydovets massif is one of the best preserved areas in the Carpathians with a glacial relief developed in flysch lithology. Glacial erosional landforms are represented by particularly well developed glacial cirques with steep (40–52°) rocky

slopes and relatively flat but not overdeepened cirque bottoms. Morphometric features of the mapped cirques (29 landforms) indicate a small degree of glacial transformation of the headwaters original forms. The outermost moraines were found on the northern slope in an altitudinal range between 1050–1100 m a.s.l.

The Svydovets massif is a high-mountain area shaped by the contemporary activity of nivation associated with long-standing snow patches, avalanches, linear erosion and mass movements. In the last 30 years the study area has been intensively transformed as a result of increasing human activity.