

## **RZEŻBA POŁUDNIOWYCH STOKÓW CZARNOHORY (KARPATY UKRAIŃSKIE) POMIĘDZY HOWERLĄ A TURKUŁEM**

**PIOTR KŁAPYTA**

*Zakład Geomorfologii,  
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków*

**ZARYS TREŚCI:** Czarnohora jest pasmem wysokogórskim najwyżej wzniesionym w całych Karpatach Zewnętrznych. Rzeźba terenu oraz jej geologiczne uwarunkowania są wciąż mało poznane i wymagają dalszych badań. W artykule scharakteryzowano główne elementy rzeźby Czarnohory oraz wyróżniono najważniejsze typy rzeźby występujące w tym paśmie: relief glacialny i osuwiskowy. Rzeźba tego pasma wiąże się z uwarunkowanym tektonicznie dużym wyniesieniem tej części Karpat oraz dużymi wysokościami względnymi i bezwzględnymi. Stanowią one o dużej energii i rozpiętości pionowej rzeźby terenu. Zróżnicowanie rzeźby terenu wiąże się także ze złożoną litologią i tektoniką podłoża, przez co występuje znaczny wpływ struktury podłoża na wykształcenie rzeźby. Cechą charakterystyczną rzeźby Czarnohory jest asymetria jej wykształcenia, występująca pomiędzy skłonem NE i SW. Jest ona uwarunkowana czynnikami strukturalnymi, tektonicznymi i klimatycznymi.

**SŁOWA KLUCZOWE:** Czarnohora, flisz, rzeźba osuwiskowa, Karpaty Wschodnie.

**KEYWORDS:** Chornohora, flysch, landslide relief, Eastern Carpathian Mountains.

### **WSTĘP**

Środowisko przyrodnicze Karpat Wschodnich było od ponad stu lat przedmiotem zainteresowań licznej grupy naukowców. Badania naukowe prowadzone w tych górach zawsze wymagały dużo sił, samozaparcia i cierpliwości. W okresie międzywojennym Karpaty Wschodnie, a szczególnie Czarnohora, były obiektem zainteresowania geografów lwowskich, którzy prowadzili tu kompleksowe badania przyrodnicze i geograficzne. Badania terenowe koncentrowały się na stokach NE, stąd rzeźba

i jej geologiczne uwarunkowania są dla tej części Czarnohory lepiej poznane. W tym okresie powstały kluczowe, dla poznania zagadnień morfologicznych Czarnohory, prace: S. Pawłowskiego (1915) i B. Świderskiego (1932, 1933), które uwieńczyła monografia *Geomorfologia Czarnohory* (Świdorski 1937), będąca wynikiem kilkuletniej pracy badawczej. Do monografii dołączona jest mapa geomorfologiczna Czarnohory w skali 1:25 000.

Zawirowania historii spowodowały wstrzymanie na 50 lat badań naukowych. W okresie powojennym skupiono się głównie na badaniach struktury środowiska przyrodniczego oraz badaniach problemowych i porównawczych dotyczących stratygrafii i chronologii plejstocenu (Hnatiuk 1987). Kompleksowe badania środowiska przyrodniczego całej Czarnohory prowadził G.P. Miller (1963); na mapie krajobrazowej przedstawił także strukturę środowiska SW stoków pasma. Powojenne badania geograficzne Czarnohory były prowadzone w oparciu o Geograficzną Stację Naukową Lwowskiego Narodowego Uniwersytetu im. Iwana Franki w Foreszczence (Zahulska 2003).

Główne elementy rzeźby Czarnohory wiążą się z uwarunkowanym tektonicznie dużym wyniesieniem tej części Karpat oraz z występowaniem odpornych kompleksów piaskowców i zlepieńców czarnohorskich. Znaczne wysokości względne i bezwzględne stanowią o dużej energii i pionowej rozpiętości rzeźby tego masywu. Czarnohora przewyższa sąsiednie pasma zbudowane z fliszu: Świdowiec i Gorgany o około 150-200 m, jest pasmem górskim spełniającym kryteria geomorfologiczne C. Trolla (1973) dla obszarów wysokogórskich. Grzbiet Czarnohory wznosi się powyżej naturalnej górnej granicy lasu oraz dawnej, plejstocenijskiej granicy wieloletniego śniegu. Występują tu dobrze zachowane formy glacialne i peryniwalne. Średnia wysokość głównego grzbietu Czarnohory pomiędzy Howerlą a Popem Iwanem wynosi 1833 m n.p.m., a grupy Pietrosa – 1683 m n.p.m. (Romer 1909). Główny grzbiet Czarnohory wznosi się na całej swej długości powyżej 1700 m n.p.m. Przełęcz położone w obrębie tego grzbietu wznoszą się od 1734 m n.p.m. do 1919 m n.p.m. B. Świdorski (1933) twierdził, że wysokogórski typ jednostki czarnohorskiej związany jest przede wszystkim z jej pierwotnie wyższym tektonicznym położeniem ponad sfałdowanymi płacami Karpat Pokuckich.

Czarnohora leży w strefie regionalnej elewacji skorupy ziemskiej, która ciągnie się w poprzek Karpat z NE na SW i przecina wszystkie struktury geologiczne (Tołwiński 1950). Występowanie tej elewacji stwierdził także wcześniej H. Teisseyre (1928), który analizując przebieg powierzchni szczytowej Karpat wydzielił *elewację pokucką*, ciągnącą się od Gór Pokuckich, przez Czarnohorę po okolice Popa Iwana Marmaroskiego na SW. Rola głębokich rozłamów w stosunku do dużego wyniesienia Czarnohory została potwierdzona istnieniem na NW od Czarnohory głębokiego uskoku Szopurki, dzięki któremu doszło do pionowego wyniesienia jednostki czarnohorskiej (Żyto 1999).

Zróźnicowanie rzeźby terenu wiąże się także ze złożoną litologią i tektoniką podłoża. Pasma Czarnohory jest zbudowane ze sfałdowanych ławic twardych, gruboławicowych piaskowców i zlepieńców czarnohorskich oraz mniej odpornych cienkoławicowych łupków i margli (Świdorski 1937). Znaczne różnice w odporności poszczególnych kompleksów skalnych uwidaczniają się w rzeźbie, w postaci wyraźnych form strukturalnych: załomów, stopni, wychodni, żeber i grzęd skalnych. Rola różnic litologicznych zaznacza się nie tylko w obrębie głównych elementów rzeźby, ale także w wykształceniu mezo- i mikroform.

Grzbiet Czarnohory wykształcił się w obrębie SW skrzydła synkliny (Świdorski 1937). Wierzchowina grzbietowa jest, poza grzbietami Howerli, Kozłów i południowego otoczenia Jeziora Niesamowitego, na ogół szeroka i zaokrąglona. Główny grzbiet ciągnie się na długości 30 km z NW ku SE, ma falisty profil podłużny, a wyraźnie wyodrębnione twardzielcowe kopy szczytowe oddzielone są od siebie szerokimi przełęczami ze śladami spłaszczeń denudacyjnych. Kopy szczytowe wznoszą się od 80 do 230 m ponad poziom przełęczy. Występują także grzbiety twardzielcowe typu *hogback* oraz grzbiety o wyraźnej asymetrii stoków. Grzbiet Howerli jest wąski i ostry, ze stokami o nachyleniu 30-35°. Boczne grzbiety po stronie NE są krótkie, mają wierzchowinę spłaszczoną w poziomie połonińskim. Grzbiety te zakończone są stopniem o wysokościach od 100 do 150 m. W obrębie głównego grzbietu, jak i na grzbietach bocznych występują fragmenty spłaszczeń odpowiadające połonińskiej powierzchni zrównania (Cys' 1966; Demediuk 1983).

W Karpatach Wschodnich geomorfologdy wyróżniają trzy poziomy spłaszczeń denudacyjnych: połoniński (1000 m wysokości względnej), beskidzki, zwany też podpołonińskim (650 m) oraz pogórski (150-200 m) (Cys' 1966); odpowiadają one okresom spokoju tektonicznego.

Czarnohora odznacza się dużą masowością, której miarą jest powierzchnia objęta przez poziomicy 1500 m n.p.m. Wartość współczynnika masowości dla głównego grzbietu pomiędzy Howerlą a Popem Iwanem wynosi 79,54 km<sup>2</sup> przy szerokości tej powierzchni 3,08 km. Dla grupy Pietrosa wartość współczynnika masowości jest znacznie mniejsza i wynosi 17,40 km<sup>2</sup> przy szerokości tej powierzchni 1,80 km (Romer 1909). Dla porównania współczynnik masowości pasma Świdowca jest o połowę mniejszy – tylko 44,7 km<sup>2</sup> przy szerokości powierzchni 1,72 km. Masowość pasma górskiego jest miarą jego rozczłonkowania, duże rozczłonkowanie w poziomie 1500 m i powyżej warunkowało istnienie powierzchni, na których w plejstocenie gromadziły się masy śniegu i mogły rozwijać się pola firnowe lodowców górskich.

Znamienną cechą morfologiczną Czarnohory jest asymetria wykształcenia rzeźby po NE i SW stronie grzbietu. Stoki po stronie NE wykształcone na czołach ławic piaskowców czarnohorskich są strome, miejscami urwiste, w wielu miejscach ukazują się wychodnie odpornych ławic skalnych. Po przeciwległej stronie grzbietu stoki są łagodniejsze, założone na ławicach monoklinalnie zapadających ku SW.

W Czarnohorze dominują głęboko wcięte doliny poprzeczne. Osie głównych dolin przebiegają na linii NE-SW. Główne doliny poprzeczne Czarnohory mają założenia tektoniczne. K. Tołwiński (1950) uważa, że na linii współczesnych dolin Prutu i Czeremoszu biegną poprzeczne depresje tektoniczne. Układ sieci rzecznej i kształt dorzeczy wskazuje na jej zaawansowaną poligenetyczność (Jahn 1992). Doliny przecinają w poprzek i w skos struktury geologiczne o różnej odporności, co uwidacznia się w wykształceniu ich koryt. Doliny boczne dopasowują się do stref litologicznych o mniejszej odporności, częste są doliny obsekwentne i subsekwentne (m.in. Pohorylec, Podorowaty). W dolnych odcinkach Dzembroni i Bystrca występują przełomy epigenetyczne, których genezę w Karpatach Wschodnich opisał J. Smoleński (1926). Zaznacza się asymetria w wykształceniu sieci dolinnej. Baza erozyjna Cisy jest niżej położona niż bazy erozyjne Prutu i Czeremoszu. Zaznacza się różnica w głębokości rozcięć. W dorzeczu Cisy doliny są wcięte o 100-150 m głębiej niż po stronie NE, a w dolnej części są wąskie, pozbawione większych bocznych dopływów, natomiast

w górnej części rozgałęziają się tworząc potężne leje źródłowe podchodzące pod główny grzbiet Czarnohory. W dorzeczu Prutu i Czeremoszu występuje dendryczny układ sieci rzecznej (Pawłowski 1915).

Koryta nawiązują do struktury podłoża, stąd liczne progi i załomy skalne założone na wychodniach odpornych kompleksów litologicznych, natomiast w obrębie osadów morenowych koryta nie rozcięły jeszcze pokryw czwartorzędowych (Malarz 2003; Zahulska 2003).

Czarnohora wraz z pasmem Świdowca odznacza się dobrze wykształconą rzeźbą glacialną. Składają się na nią zachowane formy erozyjne i akumulacyjne, które podkreślają wysokogórski typ rzeźby. Formy glacialne były najwcześniej zauważonym i opisanym elementem rzeźby Czarnohory (Paul, Tietze 1876). W Czarnohorze stwierdzono występowanie form i osadów odpowiadających co najmniej dwukrotnemu zlodowaceniowi w czasie plejstocenu (Świdorski 1937), przy czym nie doszło do pełnego przemodelowania starych trzeciorzędowych form (Kondracki 1978). Ślady starszego zlodowacenia Czarnohory zostały zatarte i pokryte przez młodsze formy akumulacji glacialnej, zachowały się jedynie na wododziałach potoków Gadżyny, Kiziej i Dzembronii (Świdorski 1937). Brak form erozyjnych starszego zlodowacenia tłumaczony jest, podobnie jak w Tatrach, wykorzystaniem i przekształceniem ich przez lodowce młodszego zlodowacenia (Klimaszewski 1988), stąd też formy erozyjne dwóch okresów glacialnych nakładają się na siebie.

Działalność erozyjna lodowców w Czarnohorze doprowadziła do powstania cyrków glacialnych, poszerzenia dolin i zmiany ich profilu podłużnego na schodowy. Efektem akumulacji glacialnej są dobrze widoczne wały moren: bocznych, czołowych i recesyjnych (Świdorski 1937). Znacznemu zlodowaceniowi uległ NE skłon głównego grzbietu, gdzie ślady procesów glacialnych znaleziono we wszystkich górnych odcinkach dolin czarnohorskich. Stoki SW są słabiej zbadane pod względem wykształcenia i dynamiki rzeźby, wciąż brakuje szczegółowych badań, niemniej da się stwierdzić, że dominują tu formy osuwiskowe, które uległy przekształceniu przez procesy niwalne oraz częściowo glacialne, przy czym zlodowacenie miało mniejszy zasięg niż po stronie NE.

Wysoko na grzbietach i stokach powyżej linii glacialnego przemodelowania stoków występują formy peryglacialne (terasy krioplanacyjne, skałki rezydualne) oraz miększe pokrywy gruzowe. Pokrywy te są soliflukcyjnie przemieszczone, tworzą jęzory, hałdy i nabrzemia. Rozpad piaskowców wzdłuż płaszczyzn oddzielności ławicowej powoduje tworzenie charakterystycznych materaców skalnych (Sawicki 1913). W miejscach gromadzenia się śniegu w postaci nawisów, w zagłębieniach na stokach występują liczne nisze niwalne, dużą rolę w przekształcaniu stoków odgrywają także lawiny.

## **OBSZAR BADAŃ**

Czarnohora położona jest w środkowej części Karpat Wschodnich na terenie Ukrainy. Jest najwyższym wzniesionym pasmem górskim w Karpatach Zewnętrznych. Według regionalizacji geograficznej całych Karpat pasmo to zaliczane jest do Beskidów Połonińskich (Kondracki 1978), natomiast według regionalizacji geomorfologicznej wchodzi w skład Karpat Połonińsko-Czarnohorskich (Rudko, Krawczuk 2002). Pasma Czarnohory jest częścią głównego pasma wododziałowego Karpat, oddziela dorzecza Prutu i Czeremoszu na NE od dorzecza Cisy na SW.

Badania terenowe prowadziłem w środkowej części Czarnohory (ryc. 1). Kartowanie obejmowało wierzchowinę i SW stoki Czarnohory leżące pomiędzy Howerlą a Turkułem. Obszar badań odwadniają potoki Howerla i jego lewy dopływ Ozirnyj, głęboko wcięte doliny tych cieków należą do dorzecza Białej Cisy. Granice obszaru badań szczegółowych opierają się na działach wodnych, jedynie od zachodu za granicę terenu przyjąłem górną granicę lasu. Obszar kartowania ograniczony jest od wschodu głównym grzbietem Czarnohory. Ciągnie się od Howerli (2061 m n.p.m.) przez Breskuł (1911 m n.p.m.), Pożyżewską (1822 m n.p.m.), Dancerz (1848 m n.p.m.), Mały Dancerz (1880 m n.p.m.) po Turkuł (1932 m n.p.m.). Południową granicę obszaru stanowi grzbiet odgałęziający się od szczytu Turkuła i ciągnący się w kierunku W aż do Połoniny Turkułskiej oraz górnej granicy lasu. Zachodnią granicą badanego terenu jest górna granicy lasu, która w tej części Czarnohory dochodzi do wys. 1550-1580 m n.p.m. Od północy badany obszar ogranicza grzbiet łączący Howerlę z Przełęczą Harmanieską, na odcinku Kopycia Welka – Howerla, który stanowi wododział pomiędzy Czarną i Białą Cisą. W analizowanym obszarze badanej części pasma zaznacza się duże zróżnicowanie wysokości względnych. Wznosi się tu najwyższy szczyt całej Czarnohory – Howerla (2061 m n.p.m.) oraz najniżej w głównym grzbiecie Czarnohory wcięta przełęcz (1734 m n.p.m.), oddzielająca Pożyżewską od Dancerza.

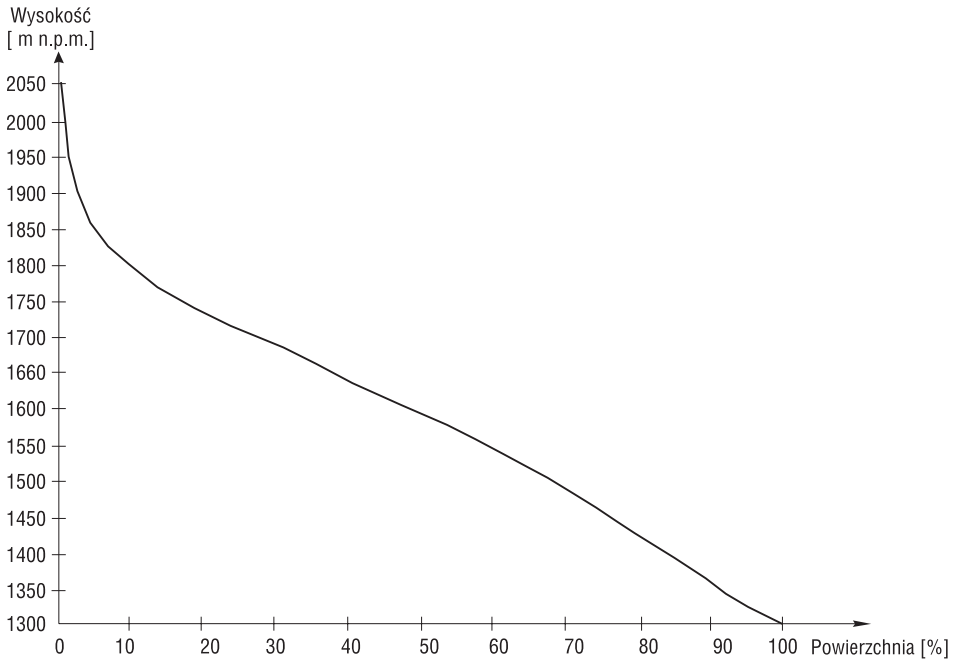
W badanym obszarze wydzielałem trzy części różniące się typami rzeźby: stoki SW Howerli i Breskuła, stoki w otoczeniu leja źródłowego potoku Ozirnego oraz Kocioł Turkułski i stoki w jego otoczeniu.

## CEL I METODA BADAŃ

Celem nadrzędnym jest sporządzenie charakterystyki rzeźby wysokogórskiego pasma fliszowego pojmowanego jako całość. Zasadniczym celem przeprowadzonych badań było poznanie wykształcenia rzeźby pasma Czarnohory ze szczególnym uwzględnieniem stoków SW położonych pomiędzy Howerlą a Turkułem. Badania terenowe obejmowały kartowanie geomorfologiczne na podkładzie w skali 1:12 500. Efektem prac terenowych jest mapa geomorfologiczna w skali 1:25 000, dołączona do niniejszej pracy w formie zgeneralizowanej (ryc. 1).

## WYNIKI

Główne cechy ukształtowania SW stoków Czarnohory pomiędzy Howerlą a Turkułem zaznaczają się w krzywej hipsograficznej, która została wykonana dla SW skłonu od doliny Potoku Howerla po grzbiet główny Czarnohory (ryc. 2). Krzywa hipsograficzna jest dwudzielna, w środkowej i dolnej części (poniżej poziomu 1700 m n.p.m.) ma kształt wypukły, co może być świadectwem młodości rzeźby i aktywności młodych ruchów podnoszących. Doliny w tej części Czarnohory są głęboko wcięte, ich zbocza są strome, a spadki niewyrównane. W górnej części w poziomie 1700-1850 m n.p.m. krzywa hipsograficzna jest wklęsła, w tych wysokościach występują w badanym obszarze fragmenty najstarszej rzeźby Czarnoho-



Ryc. 2. Krzywa hipsograficzna SW stoków Czarnohory pomiędzy Howerlą a Turkułem

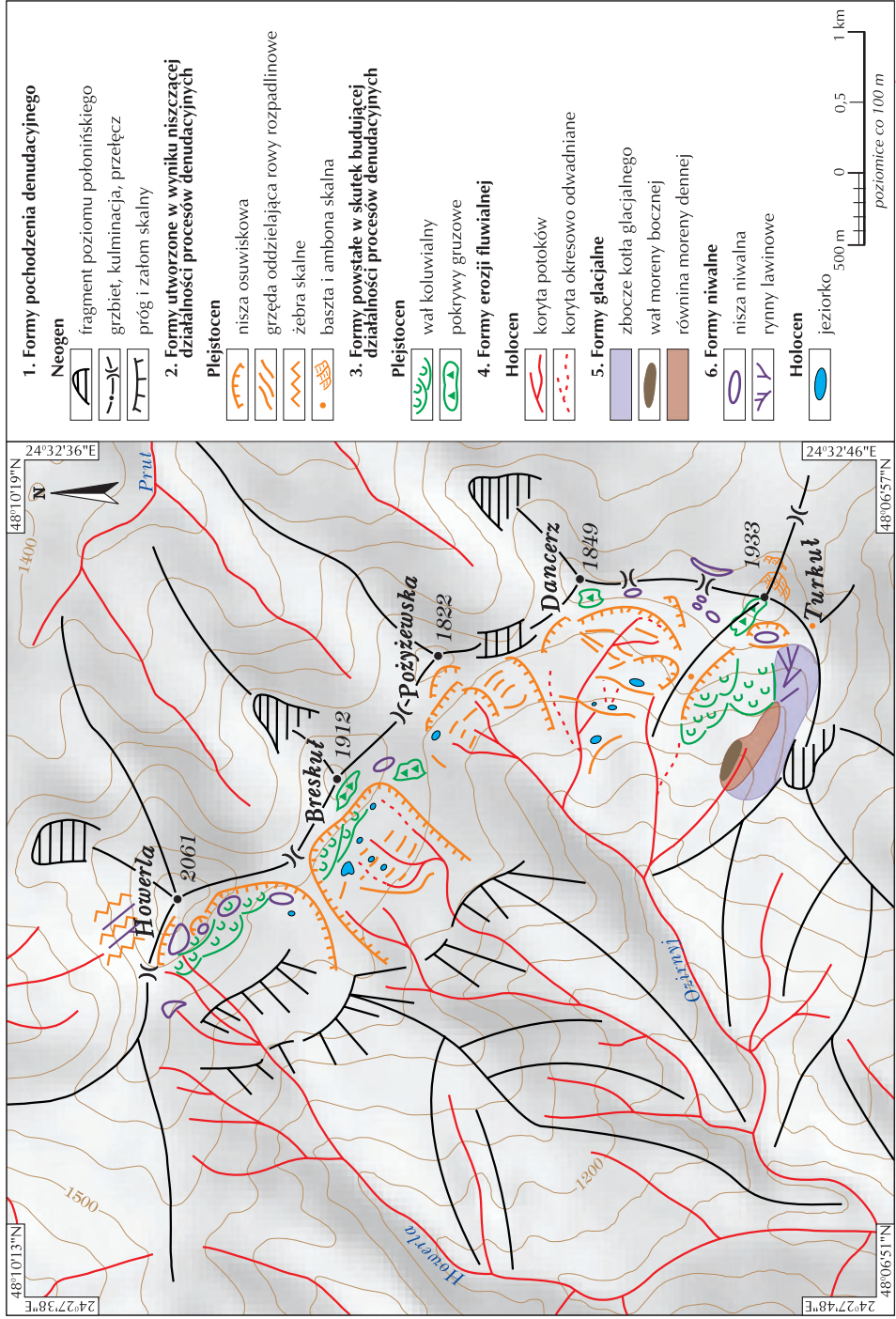
Fig. 2. A hypsographic profile of the SW slopes of the Chornohora between Howerla and Turkuł

ry – spłaszczenia denudacyjne w poziomie połonińskim (Cys' 1966). Największą powierzchnię zajmują w badanym obszarze młode stoki o wysokości od 1300 do 1700 m n.p.m., które stanowią ok. 80% powierzchni obszaru badań.

### Charakterystyka rzeźby SW stoków Howerli i Breskuła

Analizowany obszar ogranicza od N grzbiet Howerli i Kopyci Wielkiej, od S granicę tworzy grzbiet odchodzący od Breskuła ku SE. Howerla i Breskuł są kopami twarżielcowymi wznoszącymi się ponad poziom najstarszego zrównania – poziom połoniński. Howerla ma kształt regularnej piramidy o trójkątnej podstawie, założona jest na zapadającym izoklinalnie ( $45^\circ$ ) ku SW kompleksie masywnych piaskowców czarnohorskich. Zgodny twarżielcowy grzbiet Howerli z uwagi na strome zapadanie kompleksów grzbietotwórczych można zaliczyć do typu *hogback*. Charakterystyczny kształt szczytu może mieć związek z położeniem między trzema obszarami źródłiskowymi, w których od strony N i NE rozwinęły się lodowce górskie, a po stronie SW aktywne było osuwanie; na skutek erozji zostały obniżone przyległe części grzbietu zostawiając w środku foremny, twarżielcowy stożek (ryc. 3).

Południowo-zachodnie stoki Howerli i Breskuła, są założone na powierzchniach piaskowców czarnohorskich i nachylone zgodnie z kątem ich upadu ( $30-45^\circ$  ku SE). Stoki te są intensywnie przemodelowane przez procesy osuwiskowe, na które nałożyła



Opracowanie graficzne: I. Sitko, J. Sukiennik

Ryc. 1. Mapa geomorfologiczna SW stoków Czarnohory pomiędzy Howerlą a Turkułem

Fig. 1. A geomorphological map of the Chornohora's southwestern slopes between Howerla and Turkuł

się morfogeneza niwalna oraz peryglacialna. Najwyższa część profilu stokowego położona powyżej nisz osuwiskowych charakteryzuje się występowaniem pokryw i jeziorów gruzowych, których powstanie wiąże się z warunkami peryglacialnymi plejstocenu. Pokrywy gruzowe są stabilne, skupione przy grzbiecie, nawiązują do przebiegu odpornych ławic piaskowców. Dobrze jest to widoczne na grzbietach Howerli i Breskuła, które wykształcone są wzdłuż biegu ławic odpornych piaskowców i pokryte rumowiskiem. Na grzbiecie Breskuła rumowiska układają się w charakterystyczne równoległe do siebie wstęgi, wzdłuż wychodni stromo zapadających warstw piaskowców. Są to uwarunkowane strukturalnie pokrywy grubofrakcyjne, blokowe, leżące *in situ*.

Stoki SW Howerli i Breskuła są przemodelowane przez procesy osuwiskowe, wyraźnie zaznaczają się osuwiskowe formy erozyjne i akumulacyjne. Na SW stoku Howerli występują rozległe nisze osuwiskowe, u podnóża których zalegają spiętrzone koluwia.

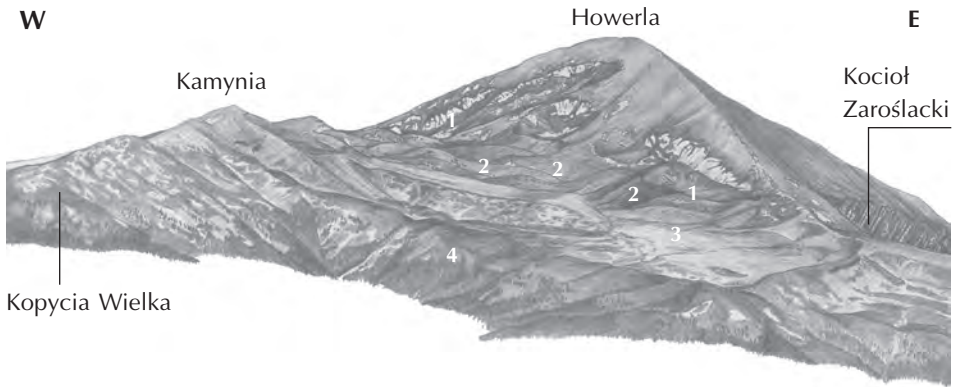
Zaznacza się występowanie wyraźnej powierzchni geologicznej, wzdłuż której nastąpiło przemieszczenie mas. Powierzchnię poślizgu stanowi powierzchnia uwarstwienia piaskowców czarnohorskich, zapadających stromo pod kątem 45°.

Wał koluwalny (ryc. 3) ciągnie się wzdłuż podnóża stoku Howerli. Budują go spiętrzone bloki, płyty i pakiety skalne oraz rumoszowa zwietrzelina stokowa. Wał koluwalny osiąga wysokość 60 m, a w rzeźbie wyraźnie zaznacza się jego stroma krawędź. Masy koluwalne odznaczają się dużą miąższością i porowatością, co sprzyja gromadzeniu wody, dlatego w ich obrębie znajduje się lokalny zbiornik wód podziemnych, zasilający źródłowy odcinek potoku Howerla.

W rzeźbie SW stoków Howerli i Breskuła najbardziej charakterystyczne są wysoko wzniesione, rozległe spłaszczenia (ryc. 3) występujące u podnóża stromych, osuwiskowych stoków Howerli i Breskuła. Analiza wysokości i rozmieszczenie tych form pozwala na zaliczenie ich do reliktyw najstarszego poziomu zrównania w Karpatach Wschodnich – poziomu połonińskiego. Dowodami na destrukcyjną genezę spłaszczeń są: założenie ich na masywnych odpornych ogniwach litologicznych, niewielkie nachylenia powierzchni (około 5°) oraz korelacja wysokościowa z fragmentami wysoko położonych spłaszczeń w innych częściach Czarnohory. Spłaszczenia leżą w poziomie 1750-1780 m n.p.m. i nawiązują do występowania zwartej strefy piaskowców czarnohorskich. U podnóża Breskuła (ryc. 4) powierzchnia spłaszczenia jest znacznie przekształcona przez ruchy osuwiskowe, występują grzędy skalne i oddzielające je obniżenia wypełnione niewielkimi jeziorkami i torfowiskami. Spłaszczenia pod Howerlą i pod Breskulem ograniczone są po bokach wyraźnymi zboczami, zbudowanymi z litej skały, mającymi 20-30 m wysokości. Zbocza są krawędziami bocznymi osuwiska, które przedłużają się w obręb nisz osuwiskowych.

Pozwala to stwierdzić, że na SW stokach Howerli i Breskuła wystąpiły znaczne ruchy osuwiskowe. Występowanie form osuwiskowych skłania do stwierdzenia, że pierwotny poziom zrównania leżał w tym rejonie o około 30 m wyżej i został obniżony na skutek ruchów osuwiskowych. Świadectwem dawnego położenia spłaszczeń w rejonie Howerli i Breskuła jest zrównany, wąski grzbiet oddzielający nisze osuwiskowe Howerli i Breskuła oraz spłaszczona powierzchnia na przełęcz między tymi szczytami. Osuwiska spowodowały powstanie wyraźnego załomu oddzielającego zdeformowane powierzchnie spłaszczeń od nienaruszonych fragmentów na grzbiecie Czarnohory. Przed powstaniem osuwisk formy te tworzyły jedną mało nachyloną powierzchnią denudacyjną powstałą w okresie spokoju tektonicznego.





Ryc. 3. Formy osuwiskowe na SW stokach Howerli

Fig. 3. Landslide features on the SW slopes of the Howerla Peak

*Objaśnienia:* 1 – głębokie nisze osuwiskowe przekształcone przez procesy niwalne, 2 – spiętrzony materiał koluwalny (głazy, bloki, pakiety skalne), 3 – spłaszczenie w poziomie połonińskim, 4 – próg strukturalny założony na odpornych piaskowcach czarnohorskich

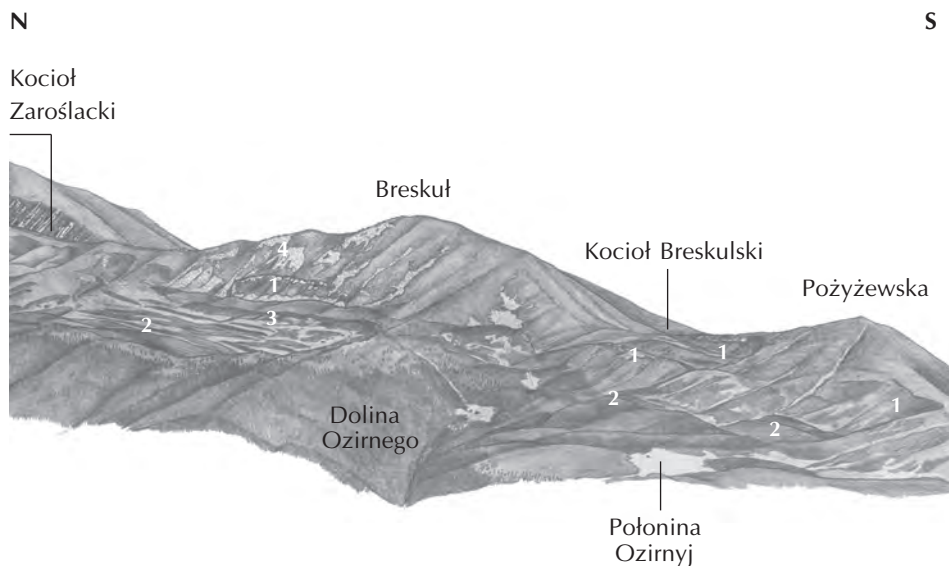
*Key:* 1 – deep scars of landslides transformed by nival processes, 2 – piled up coluvial material (rocks, boulders and rock packets), 3 – Polonina level flat, 4 – rocky threshold on resistant Chornohora sandstone

Współcześnie, modelowanie tej części pasma zachodzi poprzez powolne spełzanie rumowisk, procesy niwalne, a także splukiwanie wzdłuż szlaków turystycznych biegnących na Howerłę. Kopała szczytowa Howerli narażona jest na znaczny wpływ antropopresji, spowodowanej masowym ruchem turystycznym (zniszczenie pokryw, zaśmiecenie, zmiana szczytu w miejsce pamięci narodowej).

### Rzeźba stoków w otoczeniu leja źródłowego potoku Ozirnego

Opisywany obszar położony jest w górnej części leja źródłowego potoku Ozirnego. Największą powierzchnię na badanym obszarze zajmują przekształcone przez procesy osuwiskowe stoki: Pożyżewskiej, Dancerza i Turkuła w otoczeniu leja źródłowego potoku Ozirnego (ryc. 4). Lej źródłowy rozszerza się wachlarzowato od wysokości 1200 m n.p.m. i podchodzi pod główny grzbiet Czarnohory.

Grzbiet główny ma falisty przebieg; ponad szerokimi, spłaszczonymi przełęczami wznoszą się na 100-150 m twadzielcowe kopy Pożyżewskiej, Dancerza i Turkuła.



Rysował P. Kłapyta

Ryc. 4. Formy osuwiskowe na SW stokach Breskuła i Pożyżewskiej

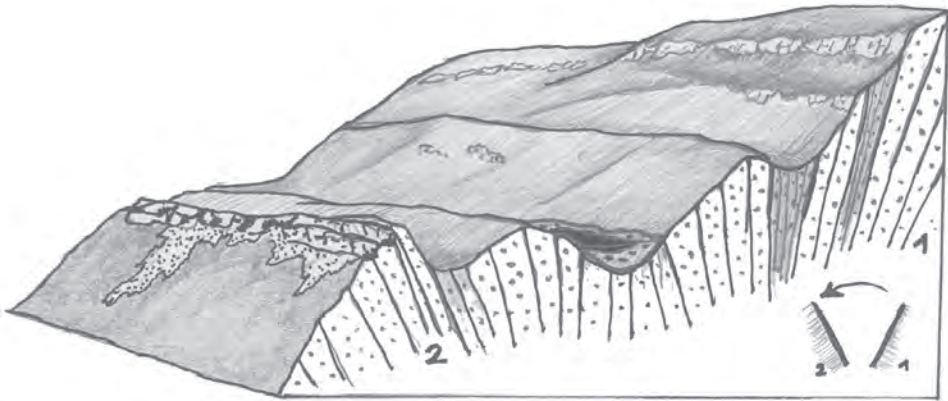
Fig. 4. Landslide features on the SW slopes of the Breskuł and Pozyżewska Peaks

*Objaśnienia:* 1 – nisze osuwiskowe, 1a – osuwisko modelowane przez proces przechyłu (*toppling*), 2 – system rowów rozpadlinowych, 3 – wał koluwalny, 4 – pokrywy rumowiskowe (hałdy, jęczory gruzowe)

*Key:* 1 – landslide niches, 1a – landslide shaped by a toppling process, 2 – a system of fissures, 3 – colluvial wall, 4 – rubble covers (heaps, debris spouts)

W obrębie obniżenia najniższej w grzbiecie Czarnohory przełęczy, pomiędzy Pożyżewską a Dancerzem (1734 m n.p.m.), występują ślady spłaszczenia w poziomie połonińskim. Na stokach zalegają peryglacjalne pokrywy gruzowe w formie jęczorów i hałd gruzowych. Jęczory gruzowe osiągają długość 100-200 m przy szerokości 5-10 m (Zahuls'ka 2003). W rzeźbie tego obszaru najważniejszą rolę odegrały procesy osuwiskowe, które są współcześnie nadal aktywne. Zaznacza się wyraźny załom ograniczający stare powierzchnie denudacyjne na grzbietach od stoków przemodelowanych przez głębokie zsuwy skalne. Formy osuwiskowe są duże i łatwo zauważalne w krajobrazie. Strome stoki skalno-zwietrzelinowe są założone na krawędziach oderwania mas skalnych, miejscami występują stoki skalne (Mały Dancerz, Dancerz). Górne ich części przemodelowane są przez procesy peryglacjalne i niwalne, których świadectwem są pokrywy i jęczory gruzowe oraz płytkie nisze niwalne.

Dolne części stoków zajęte są przez grzędy skalne i zwały materiału koluwalnego, pomiędzy którymi występują liczne rowy rozpadlinowe, zajęte przez torfowiska i jeziorka (ryc. 4 i 5).



Rysował P. Kłapyta

Ryc. 5. Schemat osuwiska pod Pożyżewską ze śladami procesu *toppling*

Fig. 5. Schematic of a landslide at the foot of the Polonina Pożyżewska with evidence of a toppling process

Objaśnienia: A – nisza osuwiskowa, B – pakiety skalne tworzące grzędy, C – rów rozpadlinowy z torfowiskiem, D – mur skalny, 1 – ławice skalne w położeniu normalnym, 2 – ławice skalne przechylone

Key: A – scar of landslide, B – rocky packages forming ridges, C – fissure with peat bog, D – rocky wall, 1 – rocky layers in regular location, 2 – tilted rocky layers

Rowy rozpadlinowe, głębokie i duże, są dominującymi formami rzeźby stoków. Ukształtowaniem przypominają formy rozpadlinowe występujące na grzbiecie Babiej Góry (Ziętara 1989, 2004). Najwięcej rowów rozpadlinowych znajduje się na NW stokach Turkuła oraz pod Pożyżewską. Grzędy skalne nawiązują do przebiegu przemieszczonych pakietów piaskowcowych. Układ form osuwiskowych nawiązuje do struktury podłoża, w większości są to podłużne bądź skośne do biegu warstw, lite i asymetryczne pakiety przemieszczone w dół stoku.

Współcześnie zaznaczają się inicjalne ruchy prowadzące do powstawania w przyszłości głębokich zsuwów skalnych (ryc. 5). Na ramieniu Turkuła rowy rozpadlinowe ułożone są w poprzek grzbietu i mają związek ze spękaniami podłoża. Przedłużają się ku NE w krawędzie oderwania mas skalnych pod Dancerzem. Występują tu także głębokie szczeliny, które prowadzą do powstania niewielkich studni skalnych. Formy takie są świadectwem procesu rozszerzania bocznego (*lateral spreading*), który prowadzi do podziału masywu skalnego wzdłuż szczelin i stopniowego przemieszczania jego fragmentów na boki, na skutek ruchów poziomych (Ziętara, Ziętara 1958; Ziętara 2004; Margielewski 2004).

W ramach formy osuwiskowej pod Pożyżewską, wykształconej w obrębie gruboławicowych piaskowców czarnohorskich, występuje zespół prostolinijnych skalistych krawędzi, które rozwijają się sukcesywnie zgodnie z przebiegiem zespołu spękań podłużnych (ryc. 5). U podnóża krawędzi osuwiska występuje płaskodenny rów rozpa-

dlinowy, oddzielający od krawędzi rozległy pakiet skalny przemieszczony grawitacyjnie. Powierzchnie ławic odstaniające się w ścianie rowu rozpadlinowego zapadają pod kątem 70° NW, są więc zrotowane w stosunku do powszechnego ułożenia powierzchni ławic w tej części Czarnohory. Wskazuje to, iż zasadniczym typem przemieszczeń był tu przechył (*toppling*) (Ziętara, Ziętara 1958; Margielewski 2004). Przemieszczania typu *toppling* są powszechne w obrębie większości rowów grzbietowych w Karpatach (Izdebczyska na Babiej Górze, Kornuty w Beskidzie Niskim) i związane są z utratą stabilności mas skalnych w górnych częściach masywu oraz ich odrywaniem, przechylaniem i przemieszczaniem w dół w formie płyt i bloków (Ziętara, Ziętara 1958; Ziętara 2004; Margielewski 2004).

Powierzchnie ślizgu nawiązują do uławicenia piaskowców, stąd powszechne są asymetryczne profile poprzeczne grzęd skalnych, ze stromszymi krawędziami NE, wypreparowanymi na czołach warstw. W tym obszarze występuje kilkanaście zbiorników jeziornych, wypełniających dna rowów rozpadlinowych, a także liczne torfowiska. W większości są to zbiorniki podłużne, płytkie, okresowo wysychające. Jedynie cztery z nich posiadają powierzchnię ponad 0,1 ha.

## Rzeźba Kotła Turkulskiego i stoków w jego otoczeniu

Obszar ten ograniczony jest dwoma grzbietami bocznymi odchodzącymi od szczytu Turkuła na zachód. Szczyt i W grzbiet Turkuła budują mało nachylone ławice piaskowców i zlepieńców czarnohorskich zapadających monoklinalnie ku SW, co sprzyja wykształceniu schodowego profilu grzbietu. W jego profilu podłużnym zaznaczają się stopnie i załomy, które można uznać za formy altyplanacyjne (krioplanacyjne) uwarunkowane strukturalnie, gdyż nie powstały w wyniku aktywności lejów źródłowych (Baumgart-Kotarba 1974). Struktura podłoża decyduje o rzeźbie grzbietu; odporniejsze kompleksy piaskowców i zlepieńców tworzą stopnie, załomy i wychodnie skalne oraz zwiększają nachylenie grzbietu. Schodowy profil podłużny bocznych grzbietów Turkuła został podkreślony przez działalność procesów kriogenicznych – niewielkie terasy krioplanacyjne i kłify mrozowe są świadectwem plejstocenijskiej morfogenezy w warunkach peryglacialnych.

W rejonie tym występują znaczne różnice wysokości względnej. Na odcinku 1 km, pomiędzy szczytem Turkuła (1932 m n.p.m.) a dnem kotła, deniwelacje dochodzą do 350 m, stąd duża energia rzeźby i znaczne nachylenia stoków sprzyjające procesom osuwania, spływowi powierzchniowemu i działalności lawin.

Najwyższa część stoków oraz grzbiety boczne Turkuła pokryte są peryglacialnymi pokrywami rumowiskowymi, wśród których występują dużych rozmiarów bloki skalne oraz materace, powstałe na skutek blokowego rozpadu piaskowców wzdłuż płaszczyzn oddzielności ławicowej. Pokrywy rumowiskowe (gołoborza) są miększe, aktywne, tworzą jęzory, wstęgi, nabrzmienia oraz hałdy gruzowe, utrwalone w dolnej części przez pokrywę roślinną. Jest to największe na badanym obszarze nagromadzenie rumowisk skalnych, które ukształtowaniem przypomina formy na Babiej Górze i w Bieszczadach (Ziętara 1989, 2004). Soliflukcyjne przemieszczanie pokryw rumowiskowych w plejstocenie i wczesnym holocenie spowodowało powstanie nabrzmień oraz obniżenie powierzchni grzbietu i wypreparowanie skałek rezydujących w obrębie odpornych kompleksów piaskowcowo-zlepieńcowych. Formy skałkowe na grzbietach

bocznych Turkuła są niewielkie, pocięte głębokimi szczelinami ulegają rozpadowi na bloki skalne.

Na stokach Turkuła występują ślady głębokich osuwisk strukturalnych. Na W od szczytu zaznacza się skalista nisza osuwiskowa, powszechne są rowy rozpadlinowe i szczeliny świadczące o procesach rozszerzania bocznego. Najintensywniej zostały przekształcone przez procesy osuwiskowe zgodnościawicowe N zbocza Kotła Turkulskiego, występują tam głębokie osuwiska pakietowo-rumoszowe.

Kocioł Turkulski jest formą pojedynczą, nieprzełębną, odznacza się asymetrycznym przekrojem poprzecznym, dno położone na wysokości 1550-1600 m n.p.m. jest spłaszczone i podmokłe. Kocioł jest długi i wąski, ciągnie się na długości około 800 m, przy szerokości dna 100 m. Obecny, wąski kształt wiąże się z obfitym zasypaniem przez koluwia, maskujące jego dawny kształt. Zbocza N kotła odznaczają się mniejszym nachyleniem (około 20-30°) niż przeciwległe zbocza S (45-50°). Pokryte miększą pokrywą gruzową i koluwiami, które w większości porasta kosodrzewina. Asymetria kotła nawiązuje do upadu ławic piaskowców czarnohorskich, zbocze S jest skaliste z płytkimi rynnami korazyjnymi, wznosi się 100-150 m ponad dno kotła. W plejstocenie wysokie położenie den i zacienienie górnego odcinka doliny sprzyjało gromadzeniu śniegu i rozwojowi wału firnowego lub niewielkiego lodowca.

W dnie kotła zachowały się osady moreny dennej i bocznej. Największe odsłonięcie osadów glacialnych znajduje się w krawędzi podcięcia drogi pasterskiej, prowadzącej z Połoniny Turkulskiej na Połonię Ozirnyj. Na wysokości 1520 m n.p.m. droga rozcina na 1,5 m wał moreny bocznej. W krawędzi rozcięcia odsłaniają się słabo przesortowane osady o dużym zróżnicowaniu frakcji. Składają się z ostrokrawędziowych głazów piaskowcowych, tkwiących pośród żwirów; kształty głazów świadczą o krótkiej drodze transportu i małym obrobieniu. Poniżej drogi materiał morenowy tworzy wąski wał moreny bocznej, który ciągnie się po prawej stronie potoku na długości około 150 m. Wał morenowy osiąga wysokość 2-5 m, porośnięty jest przez las, budują go duże głazy piaskowcowe.

## DYSKUSJA

W badanym obszarze formy rzeźby związane są przede wszystkim z procesami osuwiskowymi. Dyskusyjna jest geneza glacialna rzeźby tego obszaru. Problem zlodowacenia S stoków Howerli był dyskutowany w literaturze geomorfologicznej. Badacze na podstawie błędnej analizy rzeźby wysnawali nieracjonalne poglądy dotyczące rozwoju plejstoceńskiego zlodowacenia. Istnienie lodowca na SW stokach Howerli przyjął po raz pierwszy H. Zapałowicz (1886), który wyróżnił dwa spłaszczenia oddzielone wałem i kilka małych jezierek. Wały i jeziorka zostały przez H. Zapałowicza (1886) zakwalifikowane jako formy o genezie glacialnej. Podobnie uważał T. Posewitz, który wyróżnił morenę końcową lodowca w dolinie potoku Howerla na wysokości 817 m n.p.m. (*vide* Pawłowski 1915). Do sceptyków zlodowacenia SW stoków Howerli należeli: K. Siegmeth (1882), G. Czirbusz (1900) oraz S. Pawłowski (1915), którzy uważali owe wały za formy osuwiskowe. Według nich formy akumulacyjne położone pod Howerlą leżą za wysoko i nie mogły powstać w wyniku aktywności procesów glacialnych (Pawłowski 1915). G.P. Miller (1964) uznaje glacialną genezę rzeźby na

SW stokach Czarnohory pomiędzy Howerłą a Turkułem. Uważa, że formy w tej części Czarnohory powstały w efekcie morfometrycznej działalności amfiteatralnych pól firnowych. Stopnie i grzędy skalne uważa za rygle, opisuje także jeziorka polodowcowe. Wyniki moich badań przeczą glacialnej genezie rzeźby w tym obszarze – lite masywne pakiety skalne to nie rygle, lecz osunięte ławice piaskowcowe, a jeziorka mają osuwiskową genezę. Rzeźba na skłonie SW została przekształcona przez procesy glacialne w mniejszym stopniu, niż po przeciwnej stronie grzbietu.

Na N, NE i E stokach Howerli istnieją dobrze wykształcone, głębokie kotły glacialne: Koźmieszczuk, Koźmieski i Zaroślacki. Na stokach SW Howerli nie było warunków do morfogenezy glacialnej. W plejstocenie wysoko położone powierzchnie stokowe były miejscem tworzenia się pól niwalnych, nie było natomiast warunków do tworzenia lodowców. W rzeźbie tego obszaru brak było zacienionych i osłoniętych od wywiewania zagłębień, w których mogły gromadzić się miększe warstwy śniegu i ulegać diagenecie w lód lodowcowy. Istniały natomiast sprzyjające warunki do tworzenia pól niwalnych, podobnych do tych w rejonie nisz Jeziorka Niesamowitego. Plejstoceńskie pola niwalne nie powodowały znacznego przegłębienia podłoża, dodatkowo podkreślały niewielkie nachylenia powierzchni i akcentowały spłaszczenia stokowe. W zagłębieniach stokowych powstały niewielkie jeziorka, które obecnie w większości zanikły.

Wykształcenie form i dominacja rzeźby osuwiskowej na SW stokach Czarnohory przypominają rzeźbę Babiej Góry, na której stokach stwierdzono obecność nisz osuwiskowo-niwalnych oraz licznych rowów rozpadlinowych (Jahn 1958; Ziętara, Ziętara 1958; Ziętara 2004). Najważniejsze cechy morfologiczne badanego obszaru to:

- a. dominacja w rzeźbie stoków form osuwiskowych, które zacierają formy starszej rzeźby i zajmują duże powierzchnie; procesy osuwiskowe były dominujące w postglacialnym rozwoju rzeźby i są współcześnie nadal aktywne,
- b. przemodelowanie wysoko położonych form osuwiskowych przez procesy niwalne i kriogeniczne,
- c. wpływ dużej roli struktury podłoża (różnic w odporności, ułożenia warstw) w wykształceniu form różnej genezy,
- d. występowanie w piętrze krioniwalnym form peryglacialnych: miększych pokryw gruzowych, tworzących jęzory i pola rumowiskowe; w Karpatach Wschodnich pokrywy rumowiskowe mają swoje regionalne nazwy: gorgan, grechot, cekota, rozsypaniec, arszyca; w Karpatach Zachodnich pokrywy te objęte są wspólną nazwą gołoborza; rumowiska w Czarnohorze nie zajmują tak dużej powierzchni, jak w sąsiednich Gorganach – różnice te wynikają z budowy geologicznej (odmienny zespół grzbietotwórczych piaskowców),
- e. przewaga stromych, monoklinalnych stoków skalno-zwierzelinowych gładkich, o mało urozmaiconej rzeźbie,
- f. występowanie wąskich, głęboko wciętych dolin, o stromych zboczach, które nawiązują do struktury podłoża.

W Czarnohorze, tak jak i w całych Karpatach Fliszowych, dużą rolę w modelowaniu rzeźby odgrywają procesy denudacyjne, a szczególnie procesy osuwiskowe. W obrębie SW stoków Czarnohory można wydzielić dwie części różniące się typami rzeźby: górny odcinek stoku o dużym nachyleniu z przewagą form erozyjnych (nisze

osuwiskowe) i dolny o małym nachyleniu z osuwiskowymi formami akumulacyjnymi. Zaznacza się wyraźny załom rozgraniczający te dwa odcinki stoku.

Skaly fliszowe charakteryzuje następstwo różnych, pod względem odporności, kompleksów litologicznych. Kompleks odporny tworzą grube, sztywne ławice piaskowców i zlepieńców, kompleks zaś mało odporny ławice cienkich wkładek łupkowych, które podlegają plastycznym deformacjom. Flisz charakteryzuje się zatem występowaniem anizotropii ławicowej (Margielewski 2002, 2004). Strome ułożenie ławic fliszowych determinuje na stokach SW powstawanie płaszczyzn ścięciowych wzdłuż powierzchni oddzielności ławicowej oraz rozwój osuwisk konsekwentno-strukturalnych. Procesom osuwiskowym sprzyja także uszczelinienie podłoża związane z naprężeniami w górotworze. W piaskowcach czarnohorskich dominuje zespół szczelin podłużnych oraz poprzecznych (Świdorski 1937), które decydują w dużej mierze o kształcie form osuwiskowych.

W rzeźbie dominują rozległe osuwiska skalne i skalno-zwietrzelinowe, konsekwentno-strukturalne, które nawiązują do struktury podłoża; przemieszczeniu uległy w nich miększe pakiety skalne i rumoszowa zwietrzelina. Rzeźbę osuwiskową tej części Czarnohory należy wiązać z procesami towarzyszącymi rozwojowi lejów źródłowych dopływów Białej Cisy. Niższa baza erozyjna cieków po stronie SW czarnohorskiego grzbietu wpływa na dużą aktywność procesów stokowych (obrywanie, osuwanie, spłyzywanie). Głębokie osuwiska należy przypisać wzmożonej aktywności katastrofalnych procesów stokowych u schyłku ostatniego zlodowacenia. Głębokie, skalne osuwiska i zerwy są wynikiem postplejstocenijskiej intensyfikacji ruchów masowych, spowodowanej zmianami klimatu i odmiennymi warunkami morfogenezy. Ważnym impulsem mogły być także ruchy pionowe i neogeńska aktywność neotektoniczna, która w Karpatach Wschodnich była znacznie intensywniejsza niż w ich części zachodniej. Na stokach doszło wówczas do gwałtownego i wielkoskalowego osuwania mas skalnych i zwietrzelinowych. Zwiększenie częstotliwości występowania ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych spowodowało zintensyfikowanie procesów katastrofalnych na stokach i w dnach dolin. Późnoplejstocenijskie ruchy masowe były w Karpatach powszechne (Babia Góra, Wantule w Tatrach Zachodnich). Powodowały intensywne przekształcenia stoków, a ślady tych form są nadal dobrze widoczne w rzeźbie (Klimaszewski 1988; Ziętara 1999). W Czarnohorze największe tego typu formy występują na stokach Pietrosula, Howerli, Popa Iwana i pod Szurynem. Pomocnicze w rozpoznaniu wieku i etapów holocenijskiego rozwoju osuwisk będą datowania osadów w osuwiskowych rowach rozpadlinowych metodą  $C^{14}$  oraz analizy sedymentacyjne i palinologiczne.

Współcześnie obserwuje się także inicjalne procesy powodujące przemieszczenia grawitacyjne mas skalnych; powszechne są rowy rozpadlinowe oraz szczeliny, które świadczą o ruchach tensyjnych w górotworze. Mogą one w przyszłości doprowadzić do powstania głębokich osunięć (Margielewski 2004). Jak wykazały badania T. Ziętary (1962) na Babiej Górze procesy grawitacyjne w litych piaskowcach powodują dalsze niszczenie grzbietów górskich poprzez cofanie stoków, a więc osuwanie będzie nadal ważnym procesem modelującym stoki Czarnohory.

Czarnohora reprezentuje wysokogórskie pasmo fliszowe o rzeźbie przekształconej w plejstocenie przez lodowce górskie. Rozmiary i wielkość zlodowacenia były w Czarnohorze nierównomierne. Skalę i wielkość zlodowacenia w pasmach Czarnohory

i Świdowca należy uznać za nietypowo dużą w Karpatach Fliszowych. W pozostałych, zlodowaconych w plejstocenie wysokich pasmach fliszowych Beskidu Żywieckiego, Gór Marmaroskich i Gorganów lodowce wykształciły jedynie pojedyncze, niewielkie cyrki, a rozmiary przeobrażenia glacialnego są w skali tych pasm niewielkie (Kondracki 1935; Sikora, Żytko 1960; Sływka 2001). Głównym czynnikiem, który zdecydował o różnej skali zlodowacenia pasm Karpat jest masywność pasm górskich (Romer 1909). Duża wysokość bezwzględna w połączeniu z masywnością Czarnohory i Świdowca sprzyjały rozwojowi lodowców (4-6,5 km długości).

Rozmiary form glacialnych Czarnohory i Świdowca są zbliżone do form występujących w Karpatach Centralnych (Niżne Tatry, Tatry Zachodnie, Mała Fatra).

Na przykładzie rzeźby glacialnej Czarnohory charakteryzują specyfikę wykształcenia form glacialnych w obszarze fliszowym, która polega na:

- a. braku glacialnych form erozyjnych *sensu stricto* (wygładów, mutonów, rys lodowcowych, zadziórów lodowcowych); wyjątkiem są jedyne jak dotąd znalezione w Karpatach Fliszowych rysy lodowcowe w dnie kotła pod Todiaską na S stokach Świdowca (inf. M. Troll),
- b. zatarciu i znacznym przekształceniu rzeźby glacialnej przez postglacialne i holoceńskie procesy denudacyjne,
- c. braku typowego U-kształtnego profilu poprzecznego zboczy kotłów glacialnych, spowodowanego małą odpornością fliszu i dużą aktywnością procesów stokowych (odpadanie, obrywanie, osuwanie),
- d. niewielkim przegłębieniu kotłów glacialnych, zamaskowanym dodatkowo przez znaczne zasypianie osadami sływów gruzowych, stożków napływowych i usypiskowych,
- e. braku ścian skalnych i dominacji stoków skalnych w obrębie najbardziej nachylnych zboczy kotłów glacialnych,
- f. dużej roli struktury w ukształtowaniu i wielkości form erozyjnych i akumulacyjnych,
- g. problemach z identyfikacją osadów morenowych; poprzez dużą jednolitość budowy geologicznej i istnieją kłopoty z oddzieleniem osadów akumulacji lodowcowej od koluwiów i aluwii; w wymienionych wyżej typach osadów dominuje słabo przeobrażony ostrokrawędziowy materiał piaskowcowy.

## WNIOSKI

Czarnohora wyróżnia się dużą wysokością, piętrowym zróżnicowaniem środowiska przyrodniczego i rzeźbą wysokogórską. W ukształtowaniu rzeźby tego pasma zaznacza się duży wpływ struktury podłoża. Naprzemianległe występowanie obok siebie odpornych i mało odpornych kompleksów litologicznych powoduje duże zróżnicowanie rzeźby na małym obszarze.

Charakterystyczną cechą dla rzeźby Czarnohory jest asymetria pomiędzy skłonem NE i SW. Uwarunkowana czynnikami strukturalnymi, tektonicznymi i klimatycznymi asymetria zaznacza się w odmiennym ukształtowaniu rzeźby na obydwu skłonach pasma. Różnice w położeniu bazy erozyjnej zaznaczyły się odmiennym tempem odmł-



dzenia rzeźby terenu. W rzeźbie NE stoków występują dobrze zachowane formy erozji i akumulacji glacialnej, lodowce miały dominujący wpływ na wykształcenie rzeźby. Po stronie SW lodowce miały mniejszy wpływ na rozwój rzeźby, były krótsze, mniejsze i ograniczone występowaniem do najwyższej położonych, zaciemionych dolin.

Formy osuwiskowe są powszechne w każdym z pięter morfogenetycznych Czarnohory. Na stokach SW procesy osuwiskowe były dominujące w rozwoju rzeźby terenu. Wysoko położone formy osuwiskowe zostały przemodelowane w dużym stopniu przez typowe dla gór wysokich procesy kriogeniczne i niwalne.

Pod względem typów i wykształcenia rzeźby w badanej części masywu wydzielam trzy rejony:

- a. osuwiskowe stoki Howerli i Breskuła z fragmentami dobrze zachowanych spłaszczeń w poziomie połonińskim,
- b. stoki w otoczeniu leja źródłowego Ozirnego ze śladami głębokich osuwisk strukturalnych,
- c. stoki Turkuła ze śladami procesów glacialnych.

Rzeźba Czarnohory na odcinku Howerla – Turkuł charakteryzuje się rzeźbą osuwiskową. W obrębie lejów źródłowych, na skutek intensywnej erozji wstecznej, doszło do zachwiania równowagi na stokach i powstania głębokich zsuwów skalnych i skalno-zwierzelinowych. Osuwiska dominują w rzeźbie tych stoków, zajmują duże powierzchnie i zacierają formy starszej rzeźby. Wysoko położone nisze osuwiskowe zostały przekształcone przez procesy niwalne, kriogeniczne, a pod Turkułem także przez procesy glacialne. Procesy osuwiskowe były dominujące w postglacialnym rozwoju rzeźby tej części Czarnohory i w przyszłości nadal będą aktywne w ich morfogenezie.

Typy rzeźby występujące w Czarnohorze można uznać za modelowe w skali Karpat; jest to jednak wciąż mało zbadany obszar o rzeźbie wysokogórskiej, jego lepsze poznanie wymaga dalszych badań geomorfologicznych.

## LITERATURA

- Baumgart-Kotarba M., 1974, *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych*, Prace Geogr. IG PAN, 106.
- Cys' P.N., 1966, *Obzor osnovnykh problemov morfogenezy Ukrainykh Karpat*, Geomorphological Problems of Carpathians, 2, Warszawa, s. 37-47.
- Czirbusz G., 1900, *Die Probleme der Howerla*, Jhb. D. ung. Karpathenver.
- Demediuk N.S., 1983, *Powierchnosti wyravniwanija Ukrainykh Karpat i ich Priedgorij*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 16, s. 3-13.
- Gudowski J., 1997, *Ukraińskie Beskidy Wschodnie*, t. 1 – *Monografia krajoznawcza*, Wyd. Akademickie Dialog, Warszawa.
- Hnatiuk R., 1987, *Formy reljefa i otłożenija drjevnjego oledjenjenija Ukrainykh Karpat*, maszynopis, Lwów.
- Jahn A., 1958, *Mikrorelief peryglacialny Tatr i Babiej Góry*, Biul. Perygl., 6.
- Jahn A., 1992, *Z morfologii Karpat Wschodnich*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 1371, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 27, ss. 37.

- Klimaszewski M., 1978, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa.
- Kondracki J., 1935, *O zlodowaczeniu pasma Nieneski w Karpatach Marmaroskich*, Przegl. Geogr., 14.
- Kondracki J., 1937, *Karpaty Marmaroskie*, Wierchy, 15.
- Kondracki J., 1978, *Karpaty*, WSiP, Warszawa.
- Malarz R., 2003, *Downstream changes of fluvial gravels, the Prut river, Ukraine*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 37.
- Margielewski W., 2002, *Geological control on the rocky landslides in the Polish flysch Carpathians*, Folia Quarternaria, 73.
- Margielewski W., 2004, *Typy przemieszczeń mas skalnych w obrębie form osuwiskowych polskich Karpat fliszowych*, Przegląd Geol., 52.
- Miller G.P., 1963, *Struktura, genezis i woprosy racionalnogo ispolzowanija landszafta Czernogory w Ukrainskich Karpatach*, Disertacia na soiskaniye st. kand. geograf. nauk, L'viv.
- Miller G.P., 1964, *Lodowykowi ozero Czarnohory*, Wisnyk, Seria heohraficzna, 2, Wyd. Uniwersytetu Lwowskiego, Lwów.
- Paul C.M., Tietze E., 1876, *Bericht uber die bisher in diesem Sommer ausgefarten Untersuchungen in den Karpathen*. Verh. D. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wiedeń.
- Pawłowski S., 1915, *Ze studiów nad zlodowaczeniem Czarnohory*, Prace Tow. Nauk. Warsz., Wydz. III, 10.
- Petlin W., Matvijiv W., 2003, *Klimat*, [w:] *Czornohir's'kyj Heohraficznyj Stacionar*, Wydawnyczyj Centr LNU im. I. Franka, L'viv, s. 35-40.
- Romer E., 1905, *Epoka lodowa na Świdowcu*, Rozpr. Akad. Um. Wydz. Mat.-Przyr., A. 46.
- Romer E., 1909, *Próba morfometrycznej analizy grzbietów Karpat Wschodnich*, Kosmos, 34.
- Rud'ko G., Krawczuk J., 2002, *Inżynierno-heomorfołohicznyj analiz Karpats'koho rehionu Ukrainy*, Wydawnyczyj Centr LNU im. I. Franka, L'viv.
- Sawicki L., 1913, *Krajobrazy lodowcowe zachodniego Beskidu*, Rozprawy Wydz. Mat.-Przyr. AU, Ser. 2, 13, Dz. A, Kraków.
- Siegmeth K., 1882, *Reiseskizzen aus der Marmaros*, II Teil. Jhb. D. ung. Karpathenvereins.
- Sikora W., Żytko K., 1960, *Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca*, Biul. Inst. Geol., 111.
- Sływka R., 2001, *Heomorfołogija Wododilno-Werchowyn's'kich Karpat*, Wyd. Uniwersytetu im. I. Franki, Lwów.
- Smoleński J., 1926, *Zjawisko epigenezy dolin subsekwentnych w Karpatach*, Przegl. Geogr., 50, s. 92-98.
- Świderski B., 1932, *Przyczynki do badań nad osuwiskami karpackimi*, Przegl. Geogr., 12, s. 96-111.
- Świderski B., 1933, *Budowa Czarnohory*, Wierchy, 11, s. 71-89.
- Świderski B., 1937, *Geomorfologia Czarnohory*, Wyd. Kasy im. Mianowskiego, Warszawa.
- Teisseyre H., 1928, *Powierzchnia szczytowa Karpat*, Prace Geogr., 10.
- Troll C., 1973, *High mountain belts between the Polar Caps and the Equator: their definition and lower limit*, Arctic and Alpine Res., 5, 3, s. 19-27.

- Tołwiński K., 1950, *Karpaty Pokuckie*, Acta Geol. Polonica, 1, 3, s. 159-252.
- Zahulska, O.B., 2003, *Relief*, [w:] *Czornohirs'kyj Heohrafcznyj Stacionar*, Nawczalnyj posibnyk, Wydawnyczyj Centr LNU im. I. Franka, L'viv, s. 31-35.
- Zapałowicz H., 1886, *Eine geologische Skizze des östlichen Teiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen*, Jhb. D. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wiedeń.
- Ziętara K., Ziętara T., 1958, *O rzekomej glacialnej rzeźbie Babiej Góry*, Roczn. Nauk.-Dydakt. WSP, Prace Geogr., 8.
- Ziętara T., 1962, *O pseudoglacialnej rzeźbie Beskidów Zachodnich*, Roczn. Nauk.-Dydakt. WSP, Prace Geogr., 10.
- Ziętara T., 1989, *Rozwój teras krioplanacyjnych w obrębie wierzchowiny Babiej Góry w Beskidzie Wysokim*, Folia Geogr., Ser. Geographica-Physica, 21, s. 79-82.
- Ziętara T., 1999, *The role of mud and debris flows modelling of the flysch Carpathians relief, Poland*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 33.
- Ziętara T., 2004, *Rzeźba Babiej Góry*, [w:] *Babiogórski Park Narodowy*, Monografia przyrodnicza, Kraków, s. 109-135.
- Żytko K., 1999, *Correlation of the main structural Units of the Western and Eastern Carpathians*, Prace Państw. Inst. Geol., 168.

**THE GEOMORPHOLOGY OF THE SOUTHERN SLOPES  
OF THE CHORNOHORA RANGE (THE UKRAINIAN CARPATHIAN MOUNTAINS)  
BETWEEN HOWERLA AND TURKUL**

**SUMMARY**

According to a geomorphologic classification the Chornohora is a high mountain range. It is the highest range of the Outer Carpathian mountains and the highest range built of flysch formations in the whole of the Carpathian mountains. What sets the Chornohora apart from other Ukrainian Carpathian ranges is traces of Pleistocene glaciation and great relative and absolute heights. Its geomorphology is linked to the tectonically and lithologically conditioned great upthrust of this area, as well as to the great relative and absolute heights resulting in a high energy and zonality of the ground relief. The Chornohora's morphology is typified by its asymmetry. It is expressed by differences in the formation of ground relief features, slope gradients and structural development predisposition between the northeastern and southwestern slopes.

On the northeastern slopes well formed glacial cirques and moraine walls are larger than anywhere in the flysch Carpathian mountains. The Chornohora is a model example of glacial morphology in a high-mountain range built of flysch rocks. Dominant at the other, southwestern, side of the ridge are large and well-formed landslide features redeveloped during late Pleistocene and Holocene in crinival zone processes. The features include vast rock and rock-and-waste-mantle slides, consequent/structu-

ral, linked with the geological structure and where thick packets of rock and waste mantle rubble have interchanged with each other. Sliding dominated the morphology development processes of the southwestern slopes. The landslides are old with their origin linked to an acceleration of slope process activities during the late Pleistocene period. In terms of their final formation and type the Chornohora landslide landforms are reminiscent of those found on the slopes of the Polish Babia Gora. The high landform energy and great relative heights are responsible for a great pace of denudational, fluvial and nival processes. On the whole, the compact shape and a high elevation combined with a variety of interesting topics make the Chornohora an attractive object of high-mountain geomorphological research.



*Fot. P. Kłapyta*