

Elżbieta Gorczyca, Bogdana Izmailow,
Kazimierz Krzemień, Dominika Wrońska-Walach
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ
ul. Gronostajowa 7, 30–387 Kraków
k.krzemien@geo.uj.edu.pl

Received: 1.02.2010
Reviewed: 14.06.2010

[Metadata, citation and similar papers](#)

Open Access University Repository

STAN BADAŃ GEOMORFOLOGICZNYCH W BIESZCZADACH

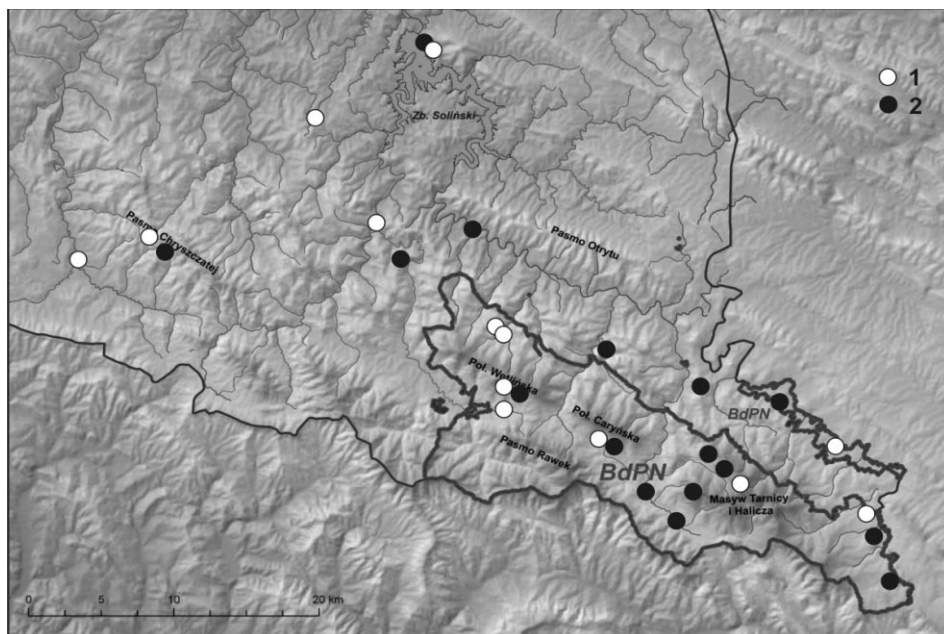
The state of the art of the studies on the Bieszczady Mts.
geomorphology

Abstract: The paper concerns the state of the art in research on the relief and geomorphic processes in the High and Low Bieszczady Mountains. On the basis of literature evaluation authors concluded that subsequent, detailed fieldwork is required. Furthermore additional research could supplement former opinion about development of slope and valley systems within area under considerations.

Key words: mid mountains relief, contemporary geomorphic processes, Bieszczady Mts., Polish Carpathian Mts.

Wprowadzenie

Badania geomorfologiczne w Bieszczadach prowadzone są od początku XX w. Jednak dotychczasowe szczegółowe opracowania dotyczyły bądź wybranych zespołów form bądź rozwoju rzeźby terenu wybranych fragmentów obszaru, np. doliny Wetliny (Kotarba 1963), Sanu (Klimaszewski 1936, 1948; Dziewański, Starkel 1962; Starkel 1965), Wołosatego (Pękala 1969, 1997), Oslawy (Krukar 1998), Głębokiego (Kisiel 2006) czy Bieszczadzkiego Parku Narodowego (Pękala 1997; Haczewski i in. 2007, Ryc. 1). Ogólny opis rzeźby obszaru zawarty jest w opracowaniach dotyczących całych Karpat, w których nieznaczna część poświęcona jest Bieszczadom (Starkel 1972a). Dotyczy to również map geomorfologicznych (Starkel 1960a, 1980). W ostatnich latach Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ rozpoczął badania rzeźby, a zintensyfikował je w ramach przygotowywanego Planu Ochrony Bieszczadzkiego Parku Narodowego. Niniejsze opracowanie dotyczy stanu dotychczasowych badań rzeźby i współczesnych procesów morfogenetycznych w Bieszczadach Wysokich i Niskich (Ryc. 2).



Ryc. 1. Główne obszary badawcze ośrodków naukowych: 1 – Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, 2 – Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Instytut Marii Curie Skłodowskiej w Lublinie, Instytut Ochrony Przyrody PAN, Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie.

Fig. 1. The most important study areas of the Polish scientific institutes: 1 – Institute of Geography and Spatial Management, Jagiellonian University, 2 – Institute of Geography and Spatial Organization, Polish Academy of Science, Institute of Earth Sciences MCSU, Institute of Environmental Protection, Polish Academy of Science, Institute of Geography, Pedagogical University of Krakow.

Rzeźba terenu

Bieszczady, stanowiące część Karpat Wschodnich, zaliczane są do gór średnich (Starkel 1972a). Wysokości wzniesień rosną z NW na SE od 900 do >1300 m n.p.m., osiągając maksymalnie 1346 m n.p.m. w kulminacji Tarnicy. Deniwelacje dochodzą tu do 700 m. W ich obrębie można wyróżnić: niższe, położone na północy Bieszczady Niskie, o rzeźbie pogórskiej, z wznoszącymi się wyżej grzbiecami twarżelcowymi, i Bieszczady Wysokie na południu, obejmujące kilka szerokich pasm oddzielonych obniżeniami, z najszerszym i najwyższym pasmem połonin. Największe z nich to Obniżenie Śródbieszczadzkie i Obniżenie Górnego Sanu.

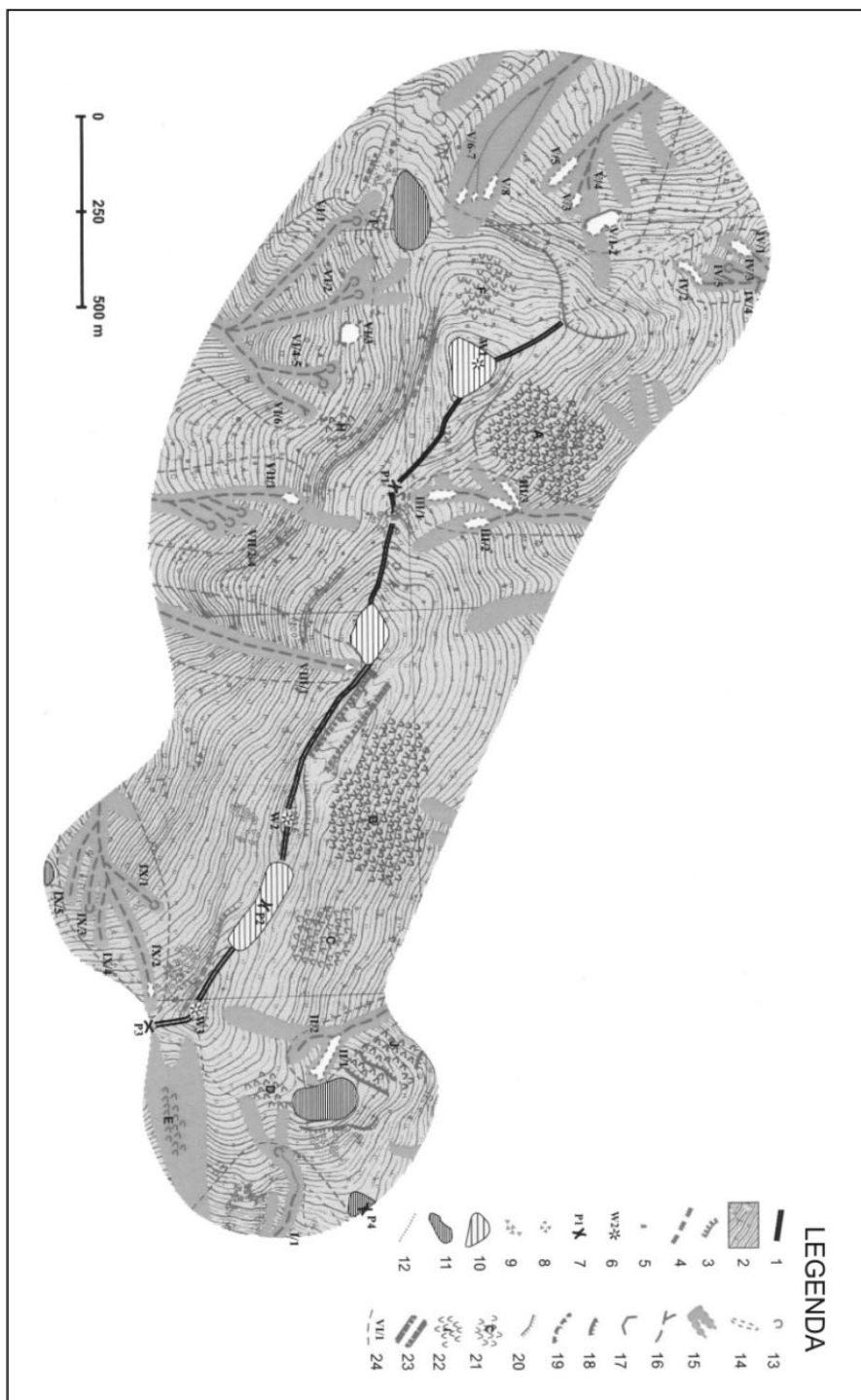
Bieszczady budują utwory płaszczowiny śląskiej oraz dukielskiej (Tokarski 1975; Haczewski i in. 2007). Utwory jednostki śląskiej tworzą centralną depresję karpacką, cechującą się pionowym ustawieniem antyklin, w jądrze których odsłaniają się odporne piaskowce otryckie. Synkliny wypełniają łupki krośnieńskie.

Rzeźba Bieszczadów jest rzeźbą strukturalną (Starkel 1969; Henkiel 1977/78a; Pękala 1997) – wykształcenie i układ głównych elementów rzeźby jest zgodny z kierunkiem przebiegu fałdów i wykazuje ścisłą zależność od odporności podłoża. Twardzielcowe grzbiety górskie zbudowane są z odpornych na wietrzenie piaskowców. Tworzą układ rusztowy, równoległych pasm o przebiegu zgodnym z przebiegiem fałdów i łusek z NW na SE.

Szczyty górskie zbudowane są z gruboławicowych piaskowców, przełęcz wycięte są w mało odpornych łupkach i cienkoławicowych piaskowcach lub powstałe na przecięciu lejów źródłowych. W obrębie najwyższych grzbietów zachowały się spłaszczenia poziome połonin, pochodzenia destrukcyjnego lub strukturalnego (Tesseyre 1928). Na szczytach połonińskich (Krzemienia, Smereka, Jawornika, Bukowego Berda, Tarnicy, Halicza, Rozsypańca i Jaworników) występują wychodnie skalne i ostańcowe skałki (Pękala 1969; Żarnowiecka 2010). Formy skałkowe, wypreparowane w gruboławicowych piaskowcach otryckich, osiągające wysokość kilku metrów, mają zróżnicowane kształty, uwarunkowane kierunkami i gęstością spękań ciosowych. Na grzbietach Krzemienia, Szerokiego Wierchu i Tarnicy powstały torfowiska wysokie.

Fragmenty niższych spłaszczeń w poziomach trzech różnowiekowych zrównań ścinających niezgodnie utwory podłoża zachowały się w obrębie stoków. Wiek zrównań określany jest wg Starkla (1969, 1972a) odpowiednio na: dolny pliocen, górny pliocen i dolny czwartorzęd. Spłaszczenia poziome śródgórskiego są zachowane w postaci nielicznych wąskich listew, na stokach otaczających grzbiety połonin, nachylone ku N, od 1050 do 700 m n.p.m., zgodnie z nachyleniem elewacji Karpat. Fragmenty poziome pogórskiego (620–850 m n.p.m), rozciętego do 100–220 m, przydolinne (500–700 m n.p.m.), rozciętego do 80–110 m, tworzące spłaszczenia w obrębie stoków i przełęcz, ciągną się wzdłuż większych dolin, obniżając się zgodnie z ich spadkiem. Są one rozcięte najpłycej w źródłowych odcinkach dolin. Fragmenty jednowiekowych poziomów zrównań wykazują lokalnie różnice wysokościowe (do 100 m) związane z zaburzeniami tektonicznymi (Pękala 1971a) i zróżnicowaniem odporności podłoża (Starkel 1965).

Kształt, nachylenie i stopień rozczłonkowania stoków uwarunkowane są układem i odpornością podłoża. Stoki połonin odznaczają się jednolitym nachyleniem 25–50°. Większość wzniesień cechuje się jednak asymetrią nachyleń stoków, nawiązującą do monoklinalnego ułożenia warstw skalnych. Strome stoki o ekspozycji SE założone są na czołach warstw. W obrębie bocznych grzbietów stoki cechują się wypukło-wklęsłymi profilami podłużnymi. Są to w większości stoki krawędziowe, z wyraźnymi załomami na granicy warstw o różnej odporności (Bernatek 2010). Najbardziej strome górne odcinki stoków wycięte są w odpornych piaskowcach, dolne, wklęsłe odcinki stoków, przeważnie poniżej poziomu przydolinne – w skałach mniej odpornych. Różnice w nachyleniu stoków występują również wzdłuż linii uskoku (Tokarski 1970).



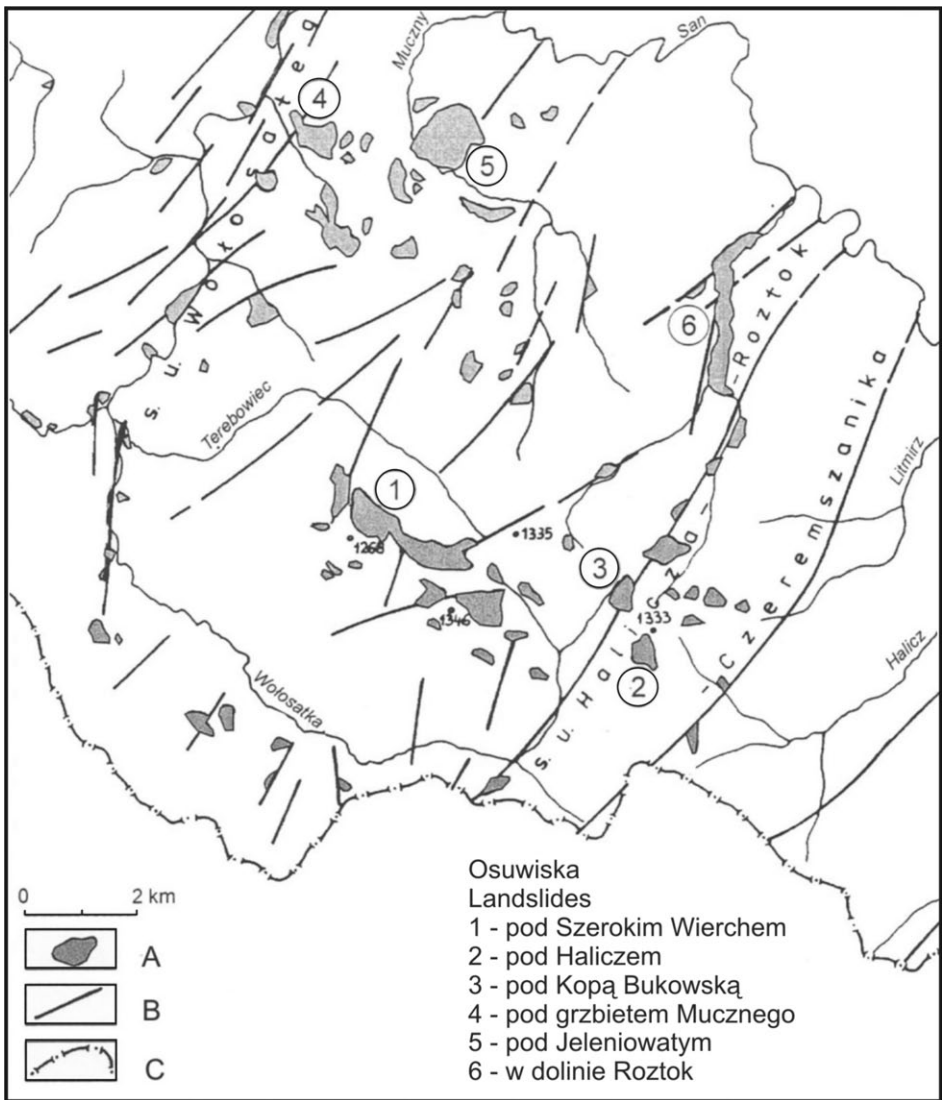
Przeważającą część stoków okrywają gliniasto-gruzowe i pylaste utwory zwietrzelinowe, deluwialno-kongeliflukcyjne i soliflukcyjne (Dziewański, Starkel 1967; Henkiel 1972; Kukulak 2001) o niewielkiej miąższości. Na niewielkiej powierzchni stoków występują rumowiska skalne. Największe powierzchnie rumowisk, złożonych z ostrokrawędzistych bloków o średnicy do 1 m, spotykane są na SW stokach Tarnicy i Hnatowego Berda (Starkel 1965; Pękala 1971b). Na SW stokach Krzemienia i Bukowego Berda wykształciły się one w postaci języków gruzowych i teras krioplanacyjnych (Baumgart-Kotarba 1971, 1974; Ziętara 1995).

W rzeźbie stoków licznymi formami są osuwiska (Wójcik 1958; Sosna 1975; Margielewski 1991; Orłowski 2000; Gorczyca, Wrońska-Wałach 2008). Ich rozwojowi nie sprzyja strome ułożenie skał (Starkel 1969, 1972b). Wiele z osuwisk powstało w lejach źródłowych potoków oraz na stromych zboczach głębokich wciosów. Najbardziej rozległe i najgłębsze osuwiska powstały na stokach: Jeleniowatego (o powierzchni do 1 km²), Szerokiego Wierchu, Widełek, Kopy Bukowskiej, Wołowego Garbu, Halicza, Bukowego Berda, Widełek, Tarnicy, Menczyła (Ryc. 3; Haczewski i in. 2007). Większość dużych osuwisk charakteryzuje się rzeźbą utrwaloną, ale występują też osuwiska czynne, głównie na zboczach dolin wciosowych. Stare utrwalone osuwiska rejestrowano, ale nie badano szerzej (Pękala 1966, 1969, 1997; Tokarski 1970, 1975; Haczewski i in. 2007). Najwięcej opracowań poświęcono osuwisku w Duszatynie (Zuber, Blauth 1907; Sawicki 1917; Schramm 1925; Tesseyre 1936; Kardaszewska 1968; Harasimiuk, Henkiel 1973).



Ryc. 2. Mapa geomorfologiczna grzbietu Szerokiego Wierchu (Żarnowiecka 2010): 1 – grzbiet główny, 2 – stoki o założeniach plejstocenijskich, 3 – ciąg form skałkowych, 4 – ciąg wychodni skalnych, 5 – pojedyncze formy skałkowe, 6 – wierzchołki, 7 – przełęcze, 8 – rozwaliska i rumowiska aktywne, 9 – rozwaliska i rumowiska nieaktywne, 10 – spłaszczenia wierzchowinowe, 11 – spłaszczenia stokowe, 12 – rozcięcia erozyjne, 13 – nisze źródłowe, 14 – niecki ablacyjne, 15 – niecki denudacyjne, 16 – debrze, 17 – progi dolin zawieszonych, 18 – krawędzie skalne, 19 – krawędzie nisz osuwisk zwietrzelinowych oraz zerwy, 20 – załomy stokowe, 21 – powierzchnie złaziskowo-osuwiskowe, 22 – jezory osuwiskowe, 23 – rowy grzbietowe, 24 – numery dolin i granice lejów źródłowych.

Fig. 2. Geomorphological map of Szeroki Wierch Ridge (Żarnowiecka 2010): 1 – main ridge, 2 – Pleistocene slopes, 3 – row of tors, 4 – rock outcrops, 5 – single tors, 6 – summits, 7 – passes, 8 – active rock debris (traveling blocks), 9 – inactive rock debris, 10 – summit flats, 11 – slope flats, 12 – erosional incisions, 13 – channel heads, 14 – ablatational troughs, 15 – denudational troughs, 16 – gullies, 17 – hanging valleys, 18 – rock edges, 19 – edge of an debris landslides, 20 – slope edges, 21 – sliding and creeping surfaces, 22 – colluvial tongues, 23 – trenches, 24 – number of valleys and border of headwater areas.



Ryc. 3. Rozmieszczenie ważniejszych osuwisk w dorzeczu górnego Sanu i Wołosatego (Haczewski i in. 2007); s.u. – strefy uskokowe: A – osuwiska, B – główne uskoki, C – granica państwa.

Fig. 3. Localization of the main landslides within San and Wołosaty catchment (Haczewski et al. 2007); s.u. – fault zones: A – landslides, B – major faults, C – national border.

Efektem procesów sufozyjnych na stokach w obrębie warstw krośnieńskich, przykrytych miąższą >1 m zwietrzeliną pylasto-piaszczystą, są kanały, zagłębienia, studnie leje i ślepe doliny sufozyjne (Czeppe 1960; Starkel 1960; Galarowski 1976). Występują one w zamknięciach dolin i lejach źródłowych, w dolinach

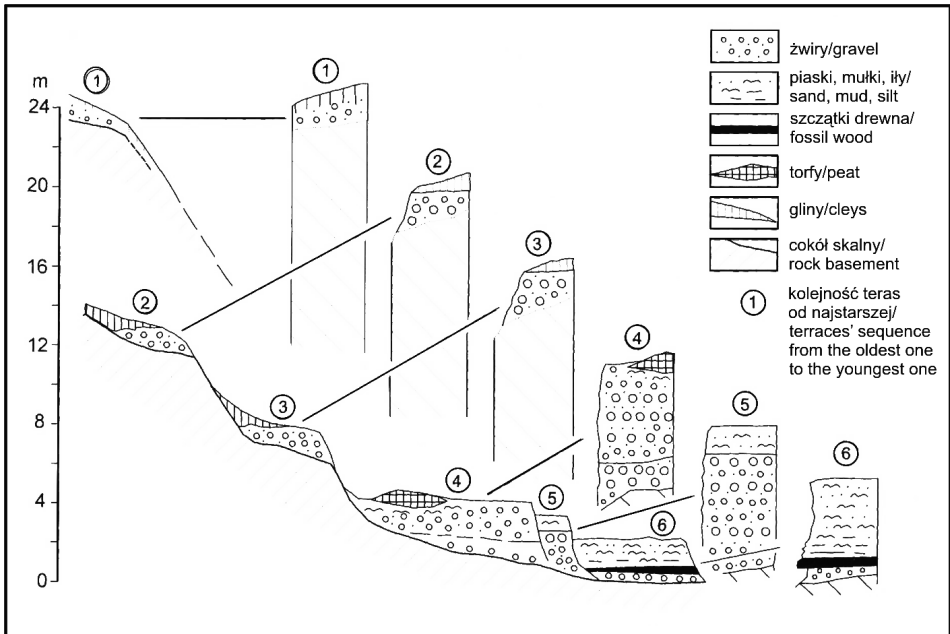
nieckowatych oraz na wypukłych grzędach stokowych (Margielewski i in. 2008).

Największe bieszczadzkie doliny rzeczne: Sanu, Osławy, Hoczewki, Soliny, Wetliny, Wołosatego tworzą układ kratowy (Henkiel 1982) złożony z odcinków podłużnych – subsekwentnych i poprzecznych – konsekwentnych. Podłużne odcinki dolin, o przebiegu NW–SE, równoległe do grzbietów, wycięte w mało odpornych kompleksach łupkowych, rozsypliwych piaskowcach (Starkel 1965, 1972a) lub synklinach, odznaczają się dużą szerokością. System poprzecznych, krótkich, głębokich, wąskich dolin o dużym spadku i cechach przełomów strukturalnych, tnących w poprzek grzbiety, nawiązuje do sieci spękań i uskoków tektonicznych.

Większość dolin bierze swój początek w lejach źródłowych lub zaczyna się rozgałęzionymi, krętymi nieckami denudacyjnymi o znacznym spadku. Ich dna rozcięte są prostolinijnymi wciosami, przechodzącymi w dolnych odcinkach w doliny płaskodenne o akumulacyjnym dnie.

W większych dolinach płaskodennych wyróżniono kilka poziomów terasowych. Ich pełna sekwencja zachowana jest jedynie w rozszerzeniach większych dolin (Pękała 1966, 1997). W dolinach Sanu i Wołosatego terasy związane z okresami czterech zlodowaceń plejstocenijskich występują w wysokości 70–90, 50, 15–30 i 6–10 nad poziom den koryt rzecznych (Klimaszewski 1948; Pękała 1966; Dziewański, Starkel 1967; Starkel 1969). Ich cokoły skalne, w rozszerzeniach dolin, nadbudowane są pokrywami żwirowymi i osadami stokowymi (Ryc. 4). W odcinkach przełomowych poziomy te zachowały się w postaci listew i półek skalnych bez osadów rzecznych, przykrytych tylko zwietrzeliną i pokrywami soliflukcyjnymi. Dna dolin rzecznych zajmują terasy holocenijskie (Kukulak 2004a). Największym rozprzestrzenieniem wśród nich cechują się terasy nadzalewowe o wysokości 4–6 i 2,5–3,5 m. Poziom zalewowy o wysokości 0,5–2 m ciągnie się wąskim pasem wzdłuż koryt rzecznych, a w odcinkach przełomowych zajmuje całą szerokość dna. Terasy holocenijskie zbudowane są ze żwirów, piasku, glin i mału, spoczywających lokalnie na cokołach skalnych. Na ich powierzchniach, w dolinach Sanu i Wołosatego, powstały torfowiska niskie i wysokie.

Koryta rzek, w nawiązaniu do stref o różnej odporności podłoża, złożone są z naprzemianległych odcinków skalnych i aluwialnych (Starkel 1965; Kaszowski, Kotarba 1967; Zawora 1967; Niezborala 2007). W odcinkach wyciętych w podłożu skalnym koryta są wąskie, o niewyrównanym spadku, z progami wodospadowymi kilkumetrowej wysokości i kotłami eworsyjnymi. Odcinki koryt aluwialnych wyciętych w osadach rzecznych, a nawiązujących do stref mniej odpornego podłoża, cechują się krętym lub meandrowym przebiegiem, małym spadkiem i dużą szerokością. Występują w nich łachy i progi rumowiskowe oraz podcięcia erozji bocznej. Koryta rzek i potoków są w niewielkim stopniu uregulowane, z wyjątkiem wysokich zapór w rejonie Soliny i Myczkowiec.



Ryc. 4. Schemat rozmieszczenia teras fluwialnych w przekroju doliny Sanu (Kukulak 2004).
 Fig. 4. Model of fluvial terraces distribution in the San river valley (Kukulak 2004).

Ewolucja rzeźby

Rzeźba Bieszczadów uformowała się podczas wielocyklicznego rozwoju (Starkel 1960, 1969; Pękała 1968; Henkiel 1977/78b). Zachowane do dzisiaj formy zaczęły tworzyć się pod koniec głównej fazy wypiętrzania Karpat fliszowych. Dźwiganie intensywniejsze dalej od brzegu gór umożliwiło powstanie dolin konsekwentnych. Ścinanie struktur antyklinalnych doprowadziło wówczas do powstania poziomu połonińskiego i odsłonięcia na powierzchni skał o różnej odporności, co stworzyło warunki do późniejszej selektywnej denudacji.

Późniejsze ruchy wypiętrzające w neogenie i dolnym czwartorzędzie, przerywane okresami spokoju tektonicznego, doprowadziły do powstania trzech poziomów różnowiekowych zrównań. Tworzyły się one w klimacie okresowo suchym, warunkującym gwałtowną erozję i tworzenie pedymentów, poprzez cofanie stoków i przy udziale rzek, o czym świadczą żwiry rzeczne na poziomie przydolinnym nad Sanem. Odnośnie wieku, wysokości bezwzględnych i względnych tych powierzchni oraz ich wyglądu, istnieją różnice poglądów (Tesseyre 1928; Klimaszewski 1934; Starkel 1965, 1969; Henkiel 1969; Pękała 1971; Zuchiewicz 1984; Kukulak 2004b). Stopień zachowania spłaszczeń, nawiązujących do poszczególnych poziomów zrównań, uzależniony jest od odporności podłoża i odległości od

bazy erozyjnej. Nieodmłodzone, najpłycej rozcięte poziomy zrównań, zachowały się w obszarach wododziałów.

Formy przedczwartorzędowe uległy przeobrażeniu w czwartorzędzie. W plejstocenie, wskutek selektywnego wietrzenia i odprowadzania zwietrzliny przez soliflukcję, powodujących nierównomierne obniżanie powierzchni grzbietowych i cofanie stoków, skały bardziej odporne zostały wypreparowane jako wychodnie skalne i formy skałkowe (Starkel 1960, 1965; Baumgart-Kotarba 1974; Pękala 1997).

Degradacja górnych części stoków wskutek wietrzenia mrozowego, pełnienia rumowisk i soliflukcji, przy słabym odprowadzaniu dostarczanego przez nie materiału u podnóży, doprowadziła do spłaszczenia stoków i nadania im wypukło-wklęsłych profilów podłużnych. Stoki zostały rozczłonkowane gęstą siecią dolin nieckowatych.

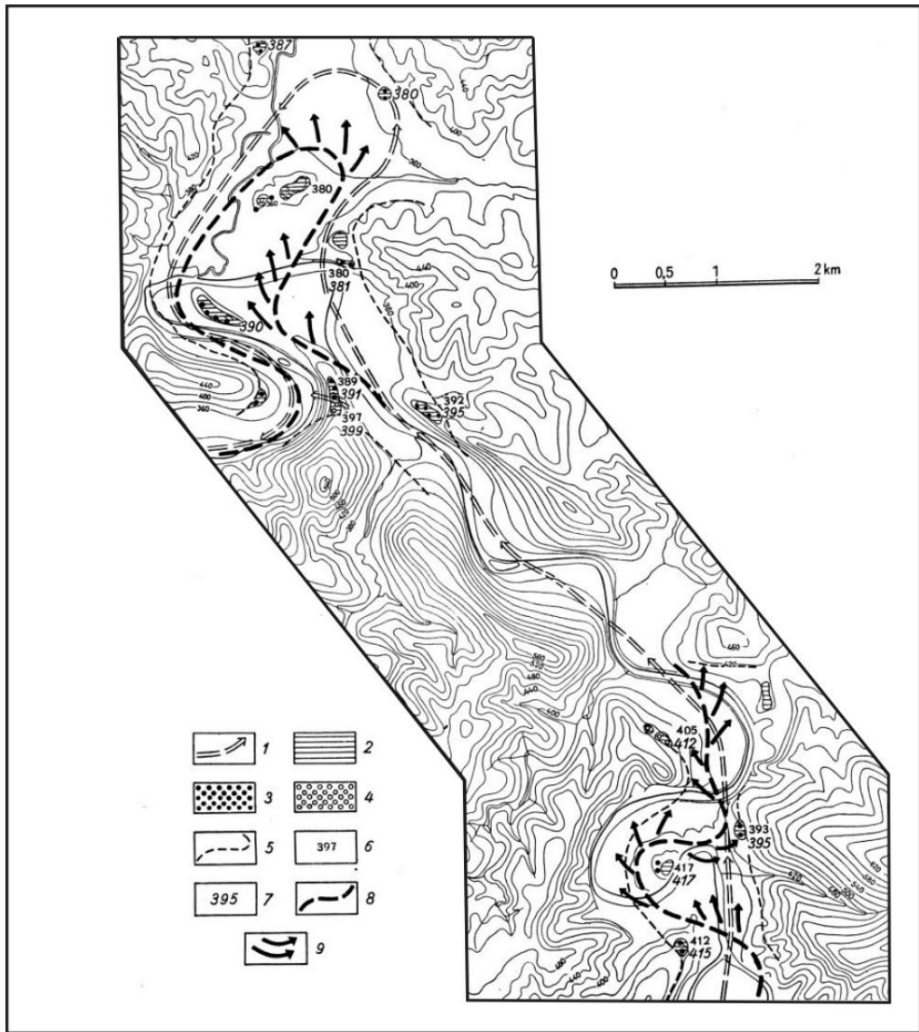
W neogeńskich dolinach rzecznych wahania klimatyczne prowadziły do akumulacji podczas glacjałów, a do pogłębiania ich den i tworzenia poziomów terasowych w okresach interglacjalnych. Akumulacja była związana z przeciążeniem rzek materiałem dostarczanym ze stoków głównie przez procesy soliflukcyjne. Świadczą o tym pokrywy soliflukcyjne nadbudowywujące terasy plejstoceńskie (Dziewański, Starkel 1967). Nachylenie powierzchni cokołów skalnych plejstoceńskich teras świadczy o erozji bocznej i tworzeniu meandrów ześlizgowych w ciągu całego plejstocenu (Ryc. 5). Największe pogłębienie dolin nastąpiło w interglacjale wielkim. Cokoły skalne teras plejstoceńskich świadczą o czwartorzędowych ruchach podnoszących, które są kontynuowane do czasów współczesnych.

W holocenie, wskutek utrwalenia stoków przez roślinność, głębszej infiltracji wody po zaniku zmarzliny, zmniejszyła się dostawa materiału do rzek, co sprzyjało erozji i pogłębianiu dolin. Wzrosła również gęstość rozdolinienia, a plejstoceńskie doliny nieckowate zostały odmłodzone i rozcięte dolinami wciosowymi i debrzami. Od okresu atlantyckiego na terasach nadzalewowych zaczęły tworzyć się torfowiska niskie i wysokie (Ralska-Jasiewiczowa 1980). Po wylesieniu obszaru nastąpiły zmiany w typie i natężeniu procesów morfogenetycznych.

Badania skutków procesów morfogenetycznych

Rzeźba Bieszczadów jest stale przekształcana przez procesy wietrzenia, erozji i akumulacji. Rodzaj i natężenie procesów morfogenetycznych w obrębie Bieszczadów są uwarunkowane różnicowaniem cech morfometrycznych tego obszaru, budową geologiczną podłoża, utworami pokrywowymi, warunkami klimatycznymi oraz sposobem użytkowania terenu.

Do głównych procesów modelujących obszary zalesione Bieszczadów należą: ługowanie, erozja rzeczna, sufozja, procesy denudacyjne i erozja wykrotowa.



Ryc. 5. Dolina Sanu przed i po glacie krakowskim (Starkel 1965).

1 – przypuszczalny przebieg koryta Sanu przed akumulacją glacialną, 2 – fragmenty równiny erozyjnej, 3 – fragmenty równiny akumulacyjnej z okresu glacialnego, 4 – resztki pokryw akumulacyjnych, 5 – zasięg akumulacji glacialnej, 6 – wysokość cokołu erozyjnego, 7 – wysokość stropu aluwii, 8 – przypuszczalny przebieg koryta Sanu na przejściu z glacialu do interglacialu, 9 – kierunki ześlizgiwania się Sanu w tym okresie.

Fig. 5. San valley before end of 'krakowski' glacial period (Starkel 1965).

1 – supposed San river channel course before glacial deposition, 2 – remnants of erosional valley floor, 3 – remnants of depositional glacial valley floor, 4 – remnants of depositional cover, 5 – range of glacial deposition, 6 – altitude of erosional basement, 7 – altitude of alluvial cover, 8 – supposed San river channel course between 'krakowski' glacial period and interglacial period, 9 – directions of channel migration in this period.

Ługowaniu sprzyja duży udział łatwo rozpuszczalnych składników w utworach fliszowych oraz sposób i szybkość krążenia wody, uwarunkowane przepuszczalnością podłoża (Welc 1985). Ługowanie prowadzi do średniej denudacji rzędu 0,01–0,1 mm/rok (Starkel 1996). Stosunek denudacji mechanicznej do chemicznej wynosi 1:10 (Gerlach 1976).

Istotną rolę w transformacji rzeźby, zwłaszcza grzbietów i górnych bezleśnych partii stoków, odgrywają ruchy masowe. Świadczą o nich wklęsłe kształty stoków, rowy rozpadlinowe na grzbietach, ściany skalne, formy skałkowe, rumowiska.

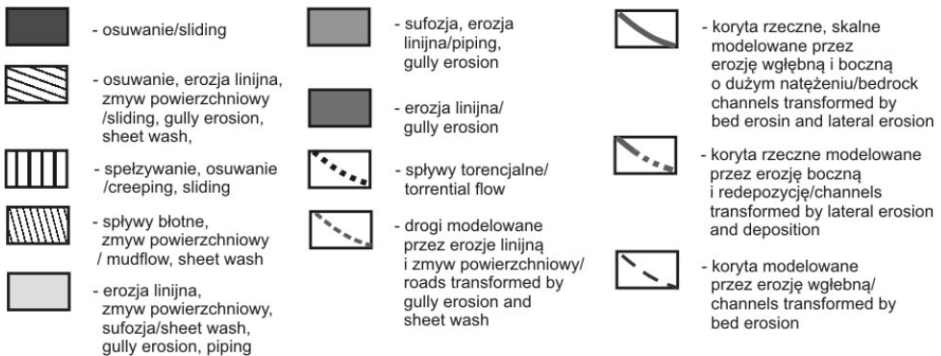
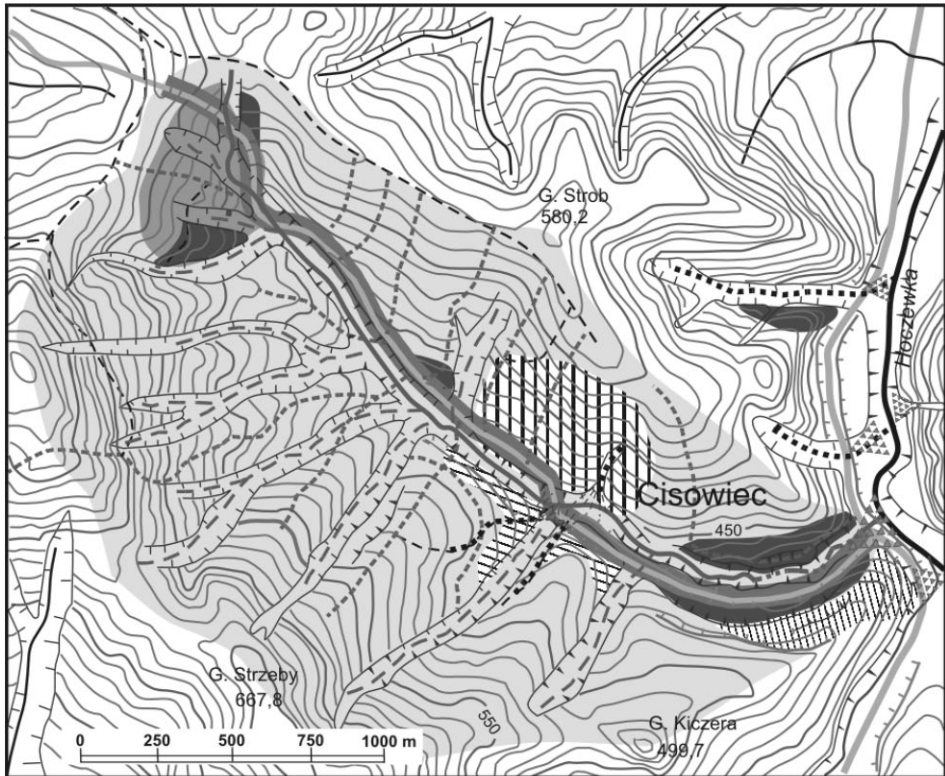
Współcześnie rumowiska skalne są przekształcane przez spłyzywanie. Proces ten zachodzi głównie w obrębie pokryw zwietrzelinowych, zalegających na nieprzepuszczalnym podłożu i pokrytych roślinnością trawiastą, zwłaszcza w obrębie połonin. Są to zwykle powolne przemieszczenia (Starkel 1960b; Margielewski i in., 2008).

Najwyższe części lejów źródłowych między okresami wezbrań modelowane są głównie przez spłyzywanie, częściowo również przez ruchy osuwiskowe i splukiwanie.

W Bieszczadach badano przede wszystkim osuwiska młode, takie jak na stoku Chryszczatej koło Duszatyna (Schramm 1925; Harasimiuk, Henkiel 1973) i na stoku Połomu (Dziuban 1983; Margielewski 1991), których skutkiem było przegrodzenie koryt rzecznych i utworzenie w nich jezior zaporowych. Osuwiska tego typu powstawały w warunkach, kiedy w roku poprzedzającym występowały rozlewne opady oraz w miesiącach bezpośrednio przed zdarzeniem. Według Starkla (1996) opady rozlewne o wysokości 150–400 mm, w ciągu 2–5 dni prowadzą do powstania osuwisk ziemnych i zwietrzelinowych, zaś długotrwałe okresy opadowe o sumach miesięcznych 100–500 mm uruchamiają głębokie osuwiska.

Do głównych procesów prowadzących do fragmentacji stoków należy sufozja. Zaniechanie uprawy roli po wysiedleniu, po II wojnie światowej, ludności bojkowskiej z Bieszczadów, przyspieszyło sufozję, poprzez zwiększenie i zagęszczenie sieci podziemnych kanałów zwierzęcych, które w przeszłości były systematycznie niszczone przez orkę. Proces ten powoduje osiadanie i zapadanie gruntu, tworząc na powierzchni zagłębienia sufozyjne, prowadząc do fragmentacji stoków. Sufozja w większości obszarów działa epizodycznie, głównie podczas ulew i roztopów.

Ponadto do ważnych procesów prowadzących do fragmentacji stoków należą też spływy torencjalne, które zachodzą podczas zdarzeń ekstremalnych (Gorczyca, Wrońska-Wałach 2008). Podczas takich zdarzeń bardzo dużą rolę odgrywa też erozja linijska, która koncentruje się wzdłuż dolin, starych form osuwiskowych i rozcięć drogowych. Podczas zdarzeń ekstremalnych w małych dolinach potoków, takich jak Cisowiec czy Mchawka w zlewni Hoczewki, fala wezbraniowa dochodziła do 4 m, powodując wielkie zmiany w obrębie koryt potoków i den dolin (Gorczyca, Wrońska-Wałach 2008, Ryc. 6).



Ryc. 6. Mapa morfodynamiczna zlewni potoku Cisowca, przedstawiająca przebieg procesów geomorfologicznych podczas ekstremalnego zdarzenia opadowego w dniu 26 lipca 2005 r.

Fig. 6. Morphodynamic map of geomorphic processes transforming Cisowiec stream catchment during torrential rain on 26th July, 2005.

W dnach dolin największym i najczęstszym przeobrażeniem podlega koryto i równina zalewowa. Obszar, znajdujący się poza zasięgiem największych wezbrań, jest przeobrażany najslabiej. W dorzeczu górnego Sanu przeważają procesy pogłębiania koryt nad akumulacją. Świadczą o tym progi skalne w korytach, rozcięcia cokołów skalnych najniższych poziomów terasowych. W latach 1913–1975 średnie tempo pogłębiania koryta Sanu wynosiło 1,0–9,0 cm/rok (Klimek 1983). Wzmożenie erozji jest spowodowane kilkoma przyczynami: względnie szybkim neotektonicznym podnoszeniem, regulacją koryt i masową, nie kontrolowaną eksploatacją żwirów z dna koryta (Klimek 1983). Pogłębianie koryt rzek w Bieszczadach zachodzi także w związku ze zmniejszeniem dostawy materiału ze stoków, w wyniku zredukowania arealu gruntów ornych po II wojnie światowej (Lach 1984). Wpływ zmian w użytkowaniu ziemi zaczął zaznaczać się już około 1950 r. Wzrastająca powierzchnia lasów i zarastanie dróg polnych od 2 połowy XX w. miały wpływ na zmniejszenie transportu i depozycji zawiesiny (Łajczak 1986). Zwiększyła się tym samym zdolność transportowa rzek. W górnych i środkowych biegach rzek karpaccich zaznacza się dominacja transportu zawiesiny nad materiałem wleczonym. Zawiesina stanowi 85–95% całkowitego materiału klastycznego transportowanego przez rzeki (Froehlich 1975; 1982, Łajczak 1986, 1989).

Dominującą rolę we współczesnym przekształcaniu rzeźby odgrywają jednak zdarzenia ekstremalne: ulewne lub rozlewne opady, roztopy, w czasie których następuje zapoczątkowanie procesów o dużej zdolności morfotwórczej. Koryta rzek i potoków najintensywniej są modelowane w czasie dużych wezbrań. Podczas wezbrań zachodzi intensywne rozcinanie skalnego podłoża, bądź pokrywy żwirowej. Powstają też liczne podcięcia związane z boczną migracją koryt.

Do procesów eolicznych w piętrze leśnym należy saltacja wykrotowa. Znaczenie rzeźbotwórcze tego procesu polega na przemieszczaniu w dół stoku na niewielkie odległości materiału glebowego, wyrwanego razem z korzeniami drzew oraz powstaniu charakterystycznego mikroreliefu nabrzmiń i obniżeń. Działalność wiatru zaznacza się również powyżej górnej granicy lasu, na wąskich grzbietach połonin, pozbawionych zwartej pokrywy darniowej (na powierzchniach skałkowych, przełęczach). Korazji i deflacji podlegają głównie przełęcze i stoki o ekspozycji południowej i południowo-zachodniej, przeważnie podczas wiatru fenowego. Akumulacja ma miejsce na stokach zawietrznych. Wielkość akumulacji zimowej wynosiła od 1,0 do 1,9 t/ha/km² (Pękała 1969).

Rozwój większości form antropogenicznych został zahamowany po II wojnie światowej, wskutek zmian użytkowania terenu i utrwalenia przez roślinność. Jedynie niektóre drogi polne i leśne oraz rowy melioracyjne nadal pełnią ważną rolę morfodynamiczną w odprowadzaniu materiału ze stoków do koryt rzecznych i odwadnianiu terenu.

Ze względu na objęcie terenu Bieszczadzkiego Parku Narodowego ochroną, została do minimum ograniczona działalność gospodarcza człowieka. Pozostały jednak jej ślady z przeszłości, w postaci systemu dróg czy czynnych rowów melioracyjnych. Wzdłuż nieużytkowanych już obecnie gospodarczo dróg leśnych zachodzi proces splukiwania, prowadzący do rozczłonkowania stoków. Poza BdPN działalność człowieka odgrywa większą rolę, szczególnie wzdłuż dróg polnych i leśnych, gdzie ma miejsce nakładanie się procesów naturalnych i antropogenicznych.

Obecnie ingerencja człowieka w naturalne środowisko Bieszczadzkiego Parku Narodowego polega głównie na jego turystycznym wykorzystaniu. Mimo stosunkowo niedużego ruchu turystycznego, ok. 200 tys. osób/rok, lokalnie dochodzi do niszczenia przez turystów stoków wzdłuż szlaków turystycznych (informacja z BdPN). Polega ono na poszerzaniu i pogłębianiu ścieżek turystycznych, szczególnie na przełęczach i punktach widokowych (Prędko 2000, 2004).

Zagospodarowanie przestrzenne a rzeźba

W ostatnich latach zaczęto analizować rzeźbę pod kątem zagospodarowania przestrzennego oraz jej ochrony. Zagadnienia te pojawiły się w pracach omawiających uwarunkowania rozwoju gospodarczego pewnych wybranych obszarów lub jednostek administracyjnych (Szczypczyk 2007; Wach 2007) oraz podczas przygotowywania Planu Ochrony Bieszczadzkiego Parku Narodowego w roku 2011. Środowisko przyrodnicze, zwłaszcza obszarów górskich, w tym i rzeźba terenu, powoduje wiele ograniczeń w realizacji określonych przedsięwzięć w zakresie prawidłowego zagospodarowania przestrzeni. Utrudnienia te często ograniczają lub uniemożliwiają wprowadzenie danych inwestycji. Dokładne poznanie ograniczeń oraz barier dla gospodarczej działalności człowieka, jakie wynikają z uwarunkowań natury geologicznej, geomorfologicznej, meteorologicznej czy hydrologicznej, może w ogromnym stopniu złagodzić lub wyeliminować potencjalne szkody. Dotychczas, na podstawie prac terenowych i studiów kameralnych w gminie Komańcza, zostały wyznaczone obszary barierowe dla gospodarczej działalności człowieka. Spośród wszystkich form geomorfologicznych w tym obszarze, za obszary barierowe uznano powierzchnie osuwiskowe, strome stoki wzniesień i zbocza dolin stromo nachylonych oraz równiny teras zalewowych. Obszary te zostały wyznaczone na odpowiednich mapach.

W przypadku rzeźby w Bieszczadzkim Parku Narodowym działania ochronne są typu biernego, w dużej mierze odnoszą się do ograniczenia nadmiernej niekontrolowanej penetracji terenu – zarówno gospodarczej jak i turystycznej. Naturalne procesy geomorfologiczne nie stanowią zagrożenia dla rzeźby Bieszczadzkiego Parku Narodowego. Jedynie ingerencja człowieka, poprzez użytkowanie terenu, może niekorzystnie wpłynąć na intensyfikację niektórych proce-

sów rzeźbotwórczych, takich jak erozja, deflacja, osuwanie i inne. Duże natężenie tych procesów może niekorzystnie wpłynąć na wykształcenie form geomorfologicznych, np. nadmierne rozczłonkowanie stoków. Intensyfikacja procesów morfogenetycznych jest ograniczona powierzchniowo, skoncentrowana wzdłuż szczytów i dróg turystycznych oraz dróg wykorzystywanych gospodarczo.

Podstawą ochrony form geomorfologicznych BdPN jest brak ingerencji człowieka, poza ustawowo dozwolonym udostępnianiem obszaru parku narodowego do celów naukowych, edukacyjnych, turystycznych i rekreacyjnych. Pozwoli to na uniknięcie zmian natężenia i rodzaju procesów geomorfologicznych i tym samym zachowanie w stanie naturalnym rzeźby BdPN.

Wnioski

Rzeźba Bieszczadów jest typu strukturalnego – wykształcenie i układ głównych elementów rzeźby tego obszaru jest zgodny z kierunkiem przebiegu fałdów i wykazuje ścisłą zależność od odporności podłoża. Formy występujące w tym obszarze są wieku neogeńskiego, plejstoceniowego i holoceniowego. Do głównych procesów modelujących współcześnie Bieszczady należą: ługowanie, erozja rzeczna, procesy osuwiskowe i sufozja. Rzeźba jest elementem środowiska przyrodniczego, powszechnym i najbardziej widocznym. Warunkuje ona w największym stopniu atrakcyjność danego obszaru. Między innymi z tego powodu utworzono tu Bieszczadzki Park Narodowy.

Na podstawie analizy literatury przedmiotu Autorzy doszli do wniosku, że konieczne są dalsze szczegółowe badania terenowe, które pozwolą na uzupełnienie poglądów na rozwój stoków i den dolin. Dalsze badania powinny zmierzać do opracowania szczegółowej mapy geomorfologicznej o pełnym pokryciu obszaru Bieszczadów. W celu poznania dynamiki procesów morfogenetycznych konieczne jest wyznaczenie obszarów eksperymentalnych dla monitoringu procesów. Niezbędna jest też instalacja urządzeń pomiarowych, między innymi sieci limniografów i pluwiografów. Dla realizacji wymienionych wyżej zadań konieczna jest współpraca z Bieszczadzkim Parkiem Narodowym.

Literatura

- Baumgart-Kotarba M. 1971. Cryonival features of Flysch Ridge Crests in the Carpathians. Stud. Geomorph. Carp.-Balc. 5: 199–211.
- Baumgart-Kotarba M. 1974. Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych. Prace Geogr. IG PAN 106: 1–136.
- Bernatek A. 2010. Rozwój stoków w Bieszczadach Wysokich na wybranych przykładach. Praca magisterska, Archiwum IG i GP UJ, 115 ss.
- Czeppe Z. 1960. Zjawiska sufozyjne w górnej części dorzecza Sanu. Biuletyn IG 150: 297–324.

- Dziewański J., Starkel L. 1962. Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyńcem w czwartorzędzie. *Prace Geogr. IG PAN* 36: 1–86.
- Dziewański J., Starkel L. 1967. Slope covers on the middle terrace at Zabrodzie upon the San. *Stud. Geomorph. Carp.-Balc.* 1: 21–35.
- Dziuban J. 1983. Osuwisko Połoma. *Czasopismo Geogr.* 54, 3: 369–376.
- Froehlich W. 1975. Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej. *Prace Geogr. IGiPZ PAN* 114: 1–123.
- Froehlich W. 1982. Mechanizm transportu fluwialnego i dostawa zwierzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej. *Prace Geogr. IGiPZ PAN* 143: 1–144.
- Galarowski T. 1976. New observations of the present-day suffosion (piping) processes in the Bereznica catchment basin in the Bieszczady Mountains (the East Carpathians). *Stud. Geomorph. Carp.-Balc.* 10: 115–124.
- Gerlach T. 1976. Współczesny rozwój stoków w Polskich Karpatach Fliszowych. *Prace Geogr. IGiPZ PAN* 122: 1–116.
- Gorczyca E., Wrońska-Wałach D. 2008. Transformacja małych zlewni górskich podczas opadowych zdarzeń ekstremalnych (Bieszczady). *Landform Analysis* 8: 25–28.
- Haczewski G., Kukulak J., Bąk K. 2007. Budowa geologiczna i rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego. *Prace Monograficzne AP Kraków* 468: 1–153.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1973. Grawitacyjne struktury pseudotektoniczne w niszy osuwiska w Duszatynie. *Ann. UMCS sec. B.* 28, 5: 93–106.
- Henkiel A. 1969. Rozwój rzeźby dorzecza Strwiąża (Karpaty Wschodnie). *Ann. UMCS Sect. B.* 24: 99–148. (wyd. 1971)
- Henkiel A. 1972. Soliflukcja w Polskich Karpatach. *Czas. Geogr.* 43, 3: 295–305.
- Henkiel A. 1977/78 a. Rzeźba strukturalna Karpat fliszowych. *Ann. UMCS sec. B.* 32–33, 2: 37–88.
- Henkiel A. 1977/78 b. O pochodzeniu rzeźby polskich Karpat fliszowych. *Ann. UMCS sec. B.* 32–33, 1: 1–34.
- Henkiel A. 1982. O pochodzeniu kratowej sieci rzecznej Beskidów Wschodnich. *Czas. Geogr.* 53, 1: 19–27.
- Kardaszewska E. 1968. Osuwisko w Duszatynie. *Ann. UMCS sec. B.* 23, 1: 1–27.
- Kaszowski L., Kotarba A. 1967. Charakterystyka morfodynamiczna koryta Sanu koło Myczkowiec. *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 1: 53–72.
- Kisiel G. 2006. Ewolucja rzeźby doliny potoku Głębokiego (Bieszczady Zachodnie). Praca magisterska, Archiwum IGiP UJ, Kraków, 91 ss.
- Klimaszewski M. 1934. Z morfogenezy Polskich Karpat Zachodnich. *Wiadomości Geogr.* 12: 5–9.
- Klimaszewski M. 1936. Z morfologii doliny Sanu między Leskiem a Przemyślem. *Przeł. Geogr.* 16: 107–128.
- Klimaszewski M. 1948. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Acta Geogr. Universitatis Wratislaviensis*, 233 ss.
- Klimek K. 1983. Erozja wgłębna dopływów Wisły na przedpolu Karpat. W: Z. Kajak (red.). *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, PWN, Kraków, ss. 97–108.
- Kotarba A. 1963. Badania geomorfologiczne w Bieszczadach, (Dolina Wetliny). *Wierchy* 32: 2–45.

- Krukar W. 1998. Wysoki Dział i dolina Górnej Oslawy. Materiały do monografii. *Almanach Karpacki Płaj* 17: 59–77.
- Kukulak J. 2001. Zróżnicowanie typu i budowy pokryw stokowych w Bieszczadach w rejonie Ustrzyk Górnych. *Symposium „Pokrywy stokowe jako zapis zmian klimatycznych w późnym, wistulianie i holocenie”*. Wyd. PAN, SGP, UŚ, Sosnowiec, ss. 23–27.
- Kukulak J. 2004 a. Zapis skutków osadnictwa i gospodarki rolnej w osadach rzeki górskiej na przykładzie aluwów dorzecza górnego Sanu w Bieszczadach Wysokich. *Prace Monogr. AP Kraków* 381: 1–144.
- Kukulak J. 2004 b. Neotectonics and planation surfaces in the High Bieszczady Mountains (Outer Carpathian Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 74: 339–354.
- Lach J. 1984. Geomorfologiczne skutki antropopresji rolniczej w wybranych częściach Karpat. *Prace Monogr. WSP Kraków* 64: 1–142.
- Łajczak A. 1986. Retencja rumowiska w zbiornikach zaporowych karpackiego dorzecza Wisły. *Czas. Geogr.* 57,1: 47–77.
- Łajczak A. 1989. Zróżnicowanie transportu zawiesiny w karpackiej części dorzecza Wisły. *Dokumentacja Geogr.* 5: 1–85.
- Margielewski W. 1991. Landslide forms on Połoma mountain in the Sine Wiry nature reserve. West Bieszczady. *Ochr. Przyr.* 49: 23–29.
- Margielewski W., Święchowicz J., Starkel L., Łajczak A., Pietrzak M. 2008. Współczesna ewolucja rzeźby Karpat fliszowych. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.). *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Kraków, ss. 57–133.
- Niezborała J. 2007. Prawidłowości wykształcenia i dynamiki koryta Solinki (Bieszczady Wysokie). *Praca magisterska*, Archiwum IG i GP UJ, 86 ss.
- Orłowski E. 2000. Osuwisko i jeziorko na potoku Cygańskim w Prełukach – jako nowa osobliwość geologiczno-przyrodnicza w lasach Nadleśnictwa Komańcza. *SiTLiD, Komańcza*, ss. 1–5.
- Pękala K. 1966. Wpływ lokalnych podstaw erozyjnych na kształtowanie systemu teras (na przykładzie dorzecza Wołosatego). *Ann.UMCS sec. B.* 21: 185–219.
- Pękala K. 1968. Ewolucja reliktyw rzeźby neogeńskiej w strefie wododzielnej (na przykładzie okolic Cisowej-Karpaty Wschodnie). *Folia Soc. Sc. Lublin, ser. D* 78: 65–70.
- Pękala K. 1969. Rumowiska skalne i współczesne procesy morfogenetyczne w Bieszczadach Zachodnich. *Ann.UMCS sec. B.* 24: 47–98.
- Pękala K. 1971 a. Elementy rzeźby przedczwartorzędowej w dorzeczu górnego Sanu w Bieszczadach. *Ann.UMCS sec. B.* 26: 220–230.
- Pękala K. 1971 b. The development of Block Fields in the Western Bieszczady. *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 5: 191–198.
- Pękala K. 1997. Rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego. *Roczniki Bieszczadzkie* 6: 19–38.
- Prędko R. 2000. Ocena zniszczeń środowiska przyrodniczego Bieszczadzkiego Parku Narodowego w obrębie pieszych szlaków turystycznych w latach 1995–1999 – porównanie wyników monitoringu. *Roczniki Bieszczadzkie* 8: 343–352.
- Prędko R. 2004. Le suivi de la dégradation des sols dans la zone des itineraries touristiques: l'exemple du Parc National des Bieszczady. *Prace Geogr.* 113 : 61–72.

- Ralska-Jasiewiczowa M. 1980. Late Glacial and Holocene of the Bieszczady Mountains (Polish Eastern Carpathians). PWN, Warszawa-Kraków, ss. 1–100.
- Sawicki L. 1917. Osuwisko ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w Galicji Zachodniej. Rozpr. Wydz. Matem.-Przyr. AU, Kraków 3, 16 (56), dz. A: 227–313.
- Schramm W. 1925. Zsuwiska stoków górskich w Beskidzie. Wielkie zsuwisko w lesie wsi Duszatyn ziemi sanockiej. Kosmos 50: 1355–1374.
- Sosna W. 1975. Bieszczadzkie osuwiska. Las. Pol. 49, 12, 3.
- Starkel L. (red.) 1960a. Mapa Geomorfologiczna Polski, arkusz Lesko, M-34-93D. 1 : 50 000.
- Starkel L. 1960b. Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. Prace Geogr. IG PAN 22: 1–239.
- Starkel L. 1965. Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich (na przykładzie dorzecza górnego Sanu). Prace Geogr. IG PAN 50: 1–160.
- Starkel L. 1969. Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie polskich Karpat fliszowych> Studia Geomorph. Carp.-Balc. 3: 61–71.
- Starkel L. 1972a. Karpaty Zewnętrzne. W: Geomorfologia Polski, M. Klimaszewski (red.), PWN, 1, ss. 52–115.
- Starkel L. 1972b. Charakterystyka rzeźby Polskich Karpat i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej. Probl. Zagosp. Ziem Górskich 10: 75–150.
- Starkel L. (red.) 1980. Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski 1 : 500 000. IGiPZ-PAN, Warszawa.
- Starkel L. 1996. Geomorphic role of extreme rainfalls in the polish Carpatians. Studia Geomorph. Carp.-Balcan. 30: 21–38
- Szczytyk D. 2007. Geomorfologiczne uwarunkowania rozwoju gospodarczego NW części gminy Komańcza. Praca magisterska, Archiwum IG i GP UJ, 131 ss.
- Tesseyre H. 1928. Powierzchnia szczytowa Karpat. Prace Geogr. wydane przez E. Romera, 10: 67–113
- Tesseyre H. 1936. Materiały do znajomości osuwisk w niektórych okolicach Karpat i Podkarpacia. Roczn. PTGeol. 22: 135–192.
- Tokarski A. 1970. Rzeźba południowo-zachodnich stoków Bukowego Berda na tle budowy geologicznej (Bieszczady). Studia Geomorph. Carp.-Balc. 4: 249–258
- Tokarski A. 1975. Geologia i geomorfologia okolic Ustrzyk Górnych (polskie Karpaty Wschodnie). Studia Geol.-Polon. 48: 1–90.
- Wach I. 2007. Geomorfologiczne uwarunkowania rozwoju gospodarczego SE części gminy Komańcza. Praca magisterska, Archiwum IG i GP UJ, 157 ss.
- Welc A. 1985. Zmienność denudacji chemicznej w Karpatach fliszowych na przykładzie zlewni potoku Bystrzanka. Dokumentacja Geogr., IGiPZ PAN 5: 9–102.
- Wójcik A. 1958. Osuwiska ziemi w Beskidzie Niskim i w Bieszczadach. Wierchy 27: 189–194.
- Zawora T. 1967. Współczesne procesy fluwialne w korycie Hoczewki, Stud. Geomorph. Carp.-Balc. 1: 37–51.
- Ziętara T. 1995. Rozmieszczenie i rozwój teras krioplanacyjnych w Karpatach fliszowych. W: A. Kostrzewski (red.). Późno-czwartorzędowy rozwój rzeźby i zmiany środowiska przyrodniczego. Wyd. UAM Poznań, ss. 42–44.

- Zuber R., Blauth J. 1907. Katastrofa w Duszatynie. Czas. Techniczne 25: 218–221.
- Zuchiewicz W. 1984. Ewolucja poglądów na genezę i wiek karpackich powierzchni zrównań. Przegł. Geol. 8–9: 468–477.
- Żarnowiecka M. 2010. Tendencje rozwoju grzbietów górskich w Bieszczadach Wysokich na wybranych przykładach. Praca magisterska, Archiwum IG i GP UJ, 122 ss.

Summary

Bieszczady Mountains represent structural type of relief – development and extension of principal elements in the area under consideration is in accordance with the direction of folds and resistance of bedrocks. Landforms which occur in the study area are from Neogen, Pleistocene and Holocene period. The main processes which currently transform Bieszczady Mountains are: leaching, fluvial erosion, landsliding and piping. Relief is one of the most important, universal and visible element of the natural environment. Therefore, among other things in this region Bieszczady National Park was established.

