

Elżbieta Gorczyca, Bogdana Izmailow, Piotr Kłapyta, Kazimierz Krzemień,
Dominika Wrońska-Walach

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ
ul. Gronostajowa 7, 30–387 Kraków
elzbieta.gorczyca@uj.edu.pl, bogdana.izmailow@uj.edu.pl
piotr.klapyta@uj.edu.pl, kazimierz.krzemien@uj.edu.pl
dominika.wronska-walach@uj.edu.pl

Received: 5.03.2014
Reviewed: 10.07.2014

POLSKIE BADANIA GEOMORFOLOGICZNE W KARPATACH WSCHODNICH I ZNACZENIE BIESZCZADZKIEGO PARKU NARODOWEGO DLA OCHRONY WALORÓW PRZYRODY NIEOŻYWIONEJ

Polish geomorphological research in the Eastern Carpathians and
the significance of Bieszczady National Park in the protection of
inanimate nature

Abstract: The paper describes Polish geomorphological research in the Eastern Carpathians mainly prior to World War II. Special attention is paid to the work of geomorphologists in the area of glacial relief recognition. The state of geomorphological research in the Bieszczady Mts was presented to a large extent in Volume 19 of the *Roczniki Bieszczadzkie*. Finally, the paper discusses the tradition of environmental protection in the Eastern Carpathians as well as significance of the Bieszczady National Park in the protection of inanimate nature.

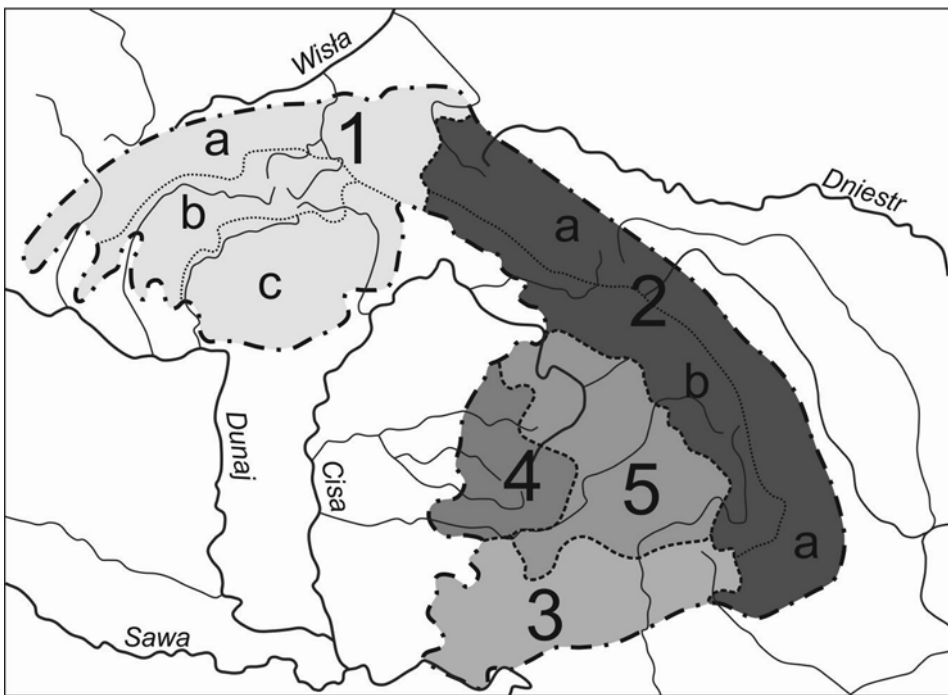
Key words: Eastern Carpathians, glacial relief, geomorphological researches, nature protection.

Wprowadzenie

Poznawanie rzeźby Karpat Wschodnich było naturalnym kierunkiem zainteresowań geografów polskich. Główny grzbiet wododziałowy Karpat, również Wschodnich, przez ponad 400 lat stanowił fragment naturalnej i najbardziej trwałej granicy rozdzielającej ziemię Rzeczypospolitej i Królestwa Węgier. Znaczna część północnego skłonu Karpat Wschodnich, aż po dolinę Białego Czeremoszu, należała do I Rzeczypospolitej, a po jej upadku położona była w granicach Galicji. Później, aż do końca II Rzeczypospolitej obszar ten położony był w jej granicach. Do II wojny światowej obszarem tym szczególnie interesowali się badacze z Instytutu Geograficznego we Lwowie i Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Jagiellońskiego. Po II wojnie światowej w granicach Polski został niewielki obszar Karpat Wschodnich, od doliny Osławy po dolinę Sanu. Polscy geomorfodolodzy interesowali się

Karpatami Wschodnimi w szerszym zakresie, tak było w przeszłości jak i współcześnie. Prowadzili bowiem badania także na terenie państw ościennych, Rumunii czy Węgier, a współcześnie Ukrainy czy Słowacji. Charakterystyczny dla badań naukowych w tej części Karpat jest wielonarodowy aspekt tych prac. W niniejszym opracowaniu skupiamy się głównie na opracowaniach polskich.

Karpaty Wschodnie rozciągają się od Przełęczy Łupkowskiej oraz dolin Oslawy i Laborca na zachodzie do Przełęczy Predeal i doliny Prahawy w Rumunii na południowym wschodzie (Ryc. 1, Kondracki 1978). Największe zainteresowanie polskich geografów budziła najwyższa wzniesiona część polskich Karpat Wschodnich, leżąca w obszarze historycznego Pokucia (tj. od doliny Łomnicy po Czeremosz).



Ryc. 1. Podział fizycznogeograficzny Karpat (wg Kondrackiego 1978, zmienione); 1 – Karpaty Zachodnie: a – Zewnętrzne, b – Centralne, c – Wewnętrzne; 2 – Karpaty Wschodnie: a – Zewnętrzne, b – Wewnętrzne; 3 – Karpaty Południowe; 4 – Góry Zachodniorumuńskie; 5 – Wyżyna Siedmiogrodzka.

Fig. 1. Physical-geographic division of the Carpathians according to Kondracki (1978, with changes); 1 – Western Carpathians: a – Outer, b – Central, c – Inner; 2 – Eastern Carpathians: a – Outer, b – Inner; 3 – Southern Carpathians; 4 – Western Romanian Mountains; 5 – Transylvanian Upland.

Początki poznawania rzeźby Karpat Wschodnich

Najstarsze wzmianki w języku polskim, dotyczące charakterystyki geograficznej Karpat Wschodnich, zawarł S.Staszic (1815), który podzielił Beskidy Wschodnie na trzy „działy”: Bieszczady, Gorgany i Czarnohorę. Pierwszym badaczem, który prowadził obserwacje terenowe w Karpatach Wschodnich był Wincenty Pol. Opisy swoich wędrówek wraz z licznymi spostrzeżeniami naukowymi zawarł w kilku publikacjach (1851, 1876). Najbardziej znaną publikacją jest „Rzut oka na północne stoki Karpat” (Pol 1851), w której zawarł charakterystykę rzeźby całych Karpat od górnej Wisły po dolinę Białego Czeremoszu. Począwszy od 1840 r., razem z botanikiem Hiacyntem Łobarzewskim, odbył kilka wypraw w dorzeczach Świcy, Łomnicy i Prutu, gdzie jako pierwszy turysta zdobył Popadię w Gorganach (1740 m n.p.m.). Jego zainteresowanie Karpatami Wschodnimi było duże, mieszkał wtedy przez pewien czas w Kalnicy w Bieszczadach.

Podwaliny pod dalsze badania Karpat dało monumentalne dzieło A.Rehmana (1895) „Karpaty opisane pod względem fizyczno-geograficznym”. Najstarsze opisy dotyczące rzeźby Karpat Wschodnich wiązały się z rozpoznaniem geomorfologicznych śladów plejstoceniowego zlodowacenia w Czarnohorze (Paul i Tietze 1876, 1877; Jack i Horn 1877; Tietze 1878) i Górach Rodniańskich (Lehman 1891). Dzięki pierwszym badaniom form glacialnych przez dwóch wiedeńskich geologów C.M.Paula i E.Tietzego (1876, 1877), kierunek badań form glacialnych był dominujący w pracach naukowych w Karpatach Wschodnich, aż do II wojny światowej. Najważniejszymi kryteriami świadczącymi o przemodelowaniu glacialnym były wówczas obecność pokryw morenowych i fragmenty wyglądów lodowcowych, co sprawiało duże trudności interpretacyjne w obszarze zbudowanym z fliszu. Znacznie mniejszą uwagę zwracano na wyraźne i dobrze zachowane formy cyrków lodowcowych. Formy glacialne w dorzeczu Prutu i Czeremoszu zostały rozpoznane także przez J.Dziędzielewicza (1877), M.Łomnickiego (1879) oraz L.Wajgla (1885). Znaczącą rolę w ożywieniu badań rzeźby najwyższej części Karpat Wschodnich położyli: R.Zuber (1884) i H.Zapałowicz (1886). Naukowcy ci, jako pierwsi, zajęli się badaniami terenowymi tego fragmentu Karpat. Nie ograniczali się jak poprzednicy do krótkich wycieczek, lecz poświęcili temu regionowi kilka lat swojej pracy. W efekcie tych badań powstały szczegółowe, jak na tamte czasy, opracowania geologiczne Czarnohory, Karpat Marmaroskich i Gór Rodniańskich (Zapałowicz 1886) oraz Beskidów Pokuckich (Zuber 1884). Zapałowicz (1886, 1889, 1912, 1913) przedstawił odmienny niż wcześniejsze pogląd o występowaniu wielkich lodowców dolinnych w Karpatach Wschodnich. Wyróżnił dwa zlodowacenia Karpat; podczas starszego glacialu najwyższe partie Czarnohory nie były pokryte lodem, natomiast wielki lodowiec dolinny miał spływać dolinami Prutu i Czeremoszu, sięgając aż na

przedpole Karpat po miasteczko Kuty. Formy erozyjne takie jak kotły glacialne miały powstać w Czarnohorze podczas młodszego zlodowacenia poprzez działalność niewielkich płatów śniegu i lodowców cyrkowych. Poglądy Zapałowicza zostały uznane w świetle późniejszych badań geologicznych i geomorfologicznych za bezzasadne.

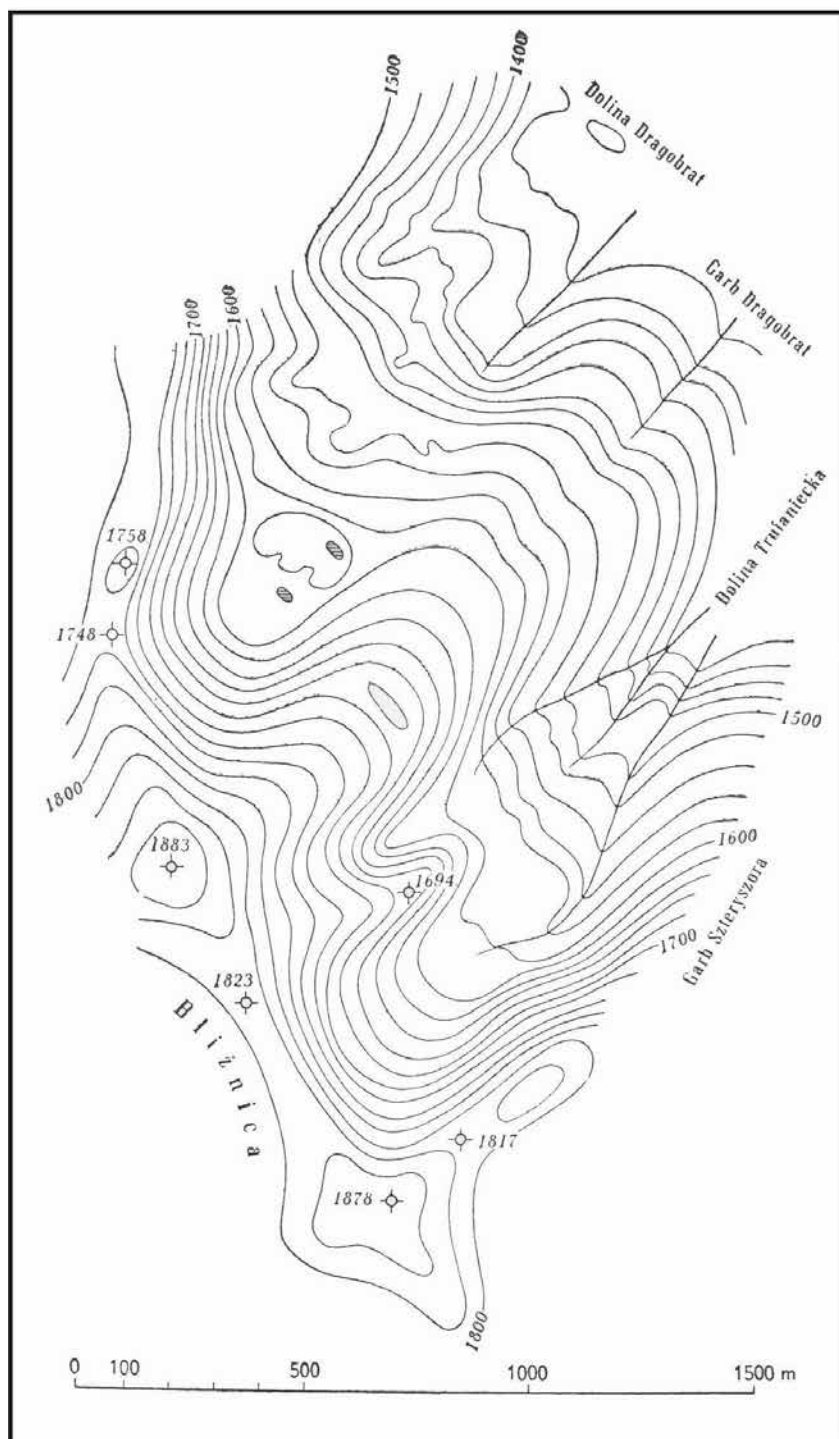
Na początku XX w. wzrosło zainteresowanie badaniami rzeźby glacialnej Karpat Wschodnich. W tym czasie w najwyższej wzniesionych masywach karpaccich swoje badania prowadzili H. Gąsiorowski (1906) w Czarnohorze, L. Sawicki (1911) w Górach Rodniańskich i Marmaroskich oraz E. Romer (1904, 1906, Ryc. 2) na Świdowcu. W badaniach nad rzeźbą glacialną podejmowano zagadnienia rekonstrukcji zasięgu lodowców, rozmieszczenia form morenowych oraz liczby zlodowaceń. Najpopularniejszy był pogląd o dwukrotnym zlodowaceniu Karpat Wschodnich, o którym miały świadczyć zespół piętrowych „cyrków włożonych” w Czarnohorze (Gąsiorowski 1906) oraz dwudzielności osadów morenowych w dolinach Świdowca (Romer 1904, 1906).

Zwieńczeniem prac z geomorfologii glacialnej tego okresu były nowatorskie na swoje czasy monografie E. Romera (1906) „Epoka lodowa na Świdowcu” oraz S. Pawłowskiego (1915) „Ze studiów nad zlodowaceniem Czarnohory”. E. Romer w swojej pracy zawarł szczegółowy opis wykształcenia i genezy cyrków glacialnych Świdowca, odwołując się do teorii erozji glacialnej wypracowanej w Alpach przez A. Pencka (1905). Wyniki badań E. Romera (1904, 1906) na Świdowcu są nadal w wielu aspektach bardzo aktualne. Masyw ten, położony na południe od wododzielnych grzbietów Karpat Wschodnich, między Tereszwą a Cisą, stanowi wał o szerokim grzbiecie, który miejscami staje się niemal równiną. Najwyższe grzbiety Świdowca wznoszą się od 1762 m n.p.m. w rejonie Dodjaski, do 1881 m n.p.m. w rejonie Bliźnicy. E. Romer (1906) prowadził badania w górnych odcinkach dolin: Apszynieckiej Zachodniej i Wschodniej, Woroneskiej, Dragobratu i Trufanieckiej. Na mapach i na profilach przedstawił dobrze wykształcone kotły glacialne (Ryc. 2). Maksymalny zasięg lodowców stwierdził na wysokościach od 1160 do 1250 m n.p.m., a granicę wieloletniego śniegu od 1437 do 1492 m n.p.m. W obszarze tym stwierdził dwukrotne zlodowacenie. Istnienie dwu okresów lodowcowych udowadniał szczególnie w rejonie doliny Woroneskiej i w rejonie Bliźnicy.

Opracowanie S. Pawłowskiego (1915) obejmuje cały masyw czarnohorski, zarówno część galicyjską jak i węgierską, przemodelowanie glacialne dolin czar-

Ryc. 2. Mapa dolin wschodnich stoków Bliźnicy. Przykład mapy E. Romera z badań na Świdowcu w 1905 roku.

Fig. 2. Map of valleys on the eastern side of Mt Bliźnica. Example: Map by E. Romer based on his research in Świdowiec range in 1905.



nohorskich autor ten oparł na podstawie analiz profili podłużnych dolin i zaburzenia ich krzywych erozyjnych oraz obecności moren maksymalnych i stadialnych.

Do nowatorskich opracowań w czasach galicyjskich, dotyczących rzeźby Karpat Wschodnich, należy też praca E. Romera (1909) na temat morfometrycznej analizy grzbietów tego obszaru. W opracowaniu tym stwierdził istnienie zrównań na północnym skłonie Karpat Wschodnich.

Okres międzywojenny

Po zakończeniu działań wojennych po I wojnie światowej nastąpiły zmiany na mapie politycznej tego rejonu. Głównym wododziałowym grzbietem Karpat poprowadzono granicę pomiędzy Polską a Czechosłowacją, a w części południowo-wschodniej między Polską a Rumunią; północno-wschodni skłon Karpat Wschodnich znalazł się w obrębie II Rzeczypospolitej.

W okresie tym powstały kluczowe opracowania dotyczące geomorfologii glacialnej Karpat Wschodnich. Od 1931 roku zaczął prowadzić badania naukowe w Czarnohorze wybitny geolog i geomorfolog karpacki Bohdan Świdorski. Ma on w swoim dorobku kilkanaście prac poświęconych problemom geologicznym i geomorfologicznym Czarnohory (Świdorski 1931, 1932a, 1932b, 1932c, 1933, 1934a, 1934b, 1935a, 1935b, 1936), które wieńczy monografia „Geomorfologia Czarnohory” (Świdorski 1937); dzieło kilkuletniej pracy badawczej, wciąż uważane przez geografów polskich i ukraińskich za klasyczne i aktualne. W swoich badaniach skupiał się początkowo nad kluczowymi dla masywu zagadnieniami liczby zlodowaceń, gdzie stwierdził obecność dowodów geomorfologicznych jednego zlodowacenia oraz trzech śladów recesji lodowca Prutu (Świdorski 1932a, 1933). W późniejszej pracy (Świdorski 1937) znalazł dowody na co najmniej dwukrotne zlodowacenie Czarnohory. B. Świdorski w kartowaniu rzeźby Czarnohory zastosował po raz pierwszy metodę genetyczno-chronologiczną, która po II wojnie światowej stała się kluczową metodą w polskich opracowaniach geomorfologicznych (por. Klimaszewski 1985, 1988). W swoim ostatnim opracowaniu (Świdorski 1937) na podstawie litologii podłoża oparł genezę rzeźby ekstraglacialnej i glacialnej. W opracowaniu tym podał pełen obraz form akumulacyjnych i erozyjnych przedstawionych w formie szczegółowej, kolorowej mapy geomorfologicznej NE części Czarnohory w skali 1:50 000 (Ryc. 3). Czarnohora jest najwyższym pasmem całych Zewnętrznych Karpat Wschodnich. Jej główny grzbiet rozciągający się od Howerli (2061 m n.p.m.), aż do Popa Iwana (2028 m n.p.m.) jest asymetryczny. Część NE należąca do II Rzeczypospolitej była najbardziej przeobrażona glacialnie, choć nie doszło do pełnego przemodelowania starych form trzeciorzędowych. W obszarze tym największy był lodowiec Prutu, którego długość dochodziła do 6,5 km (Ryc. 3).

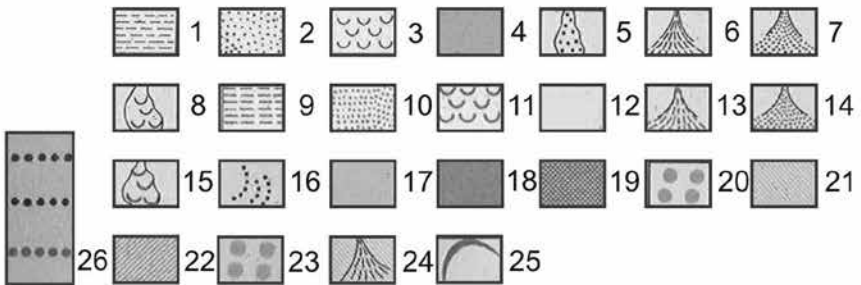
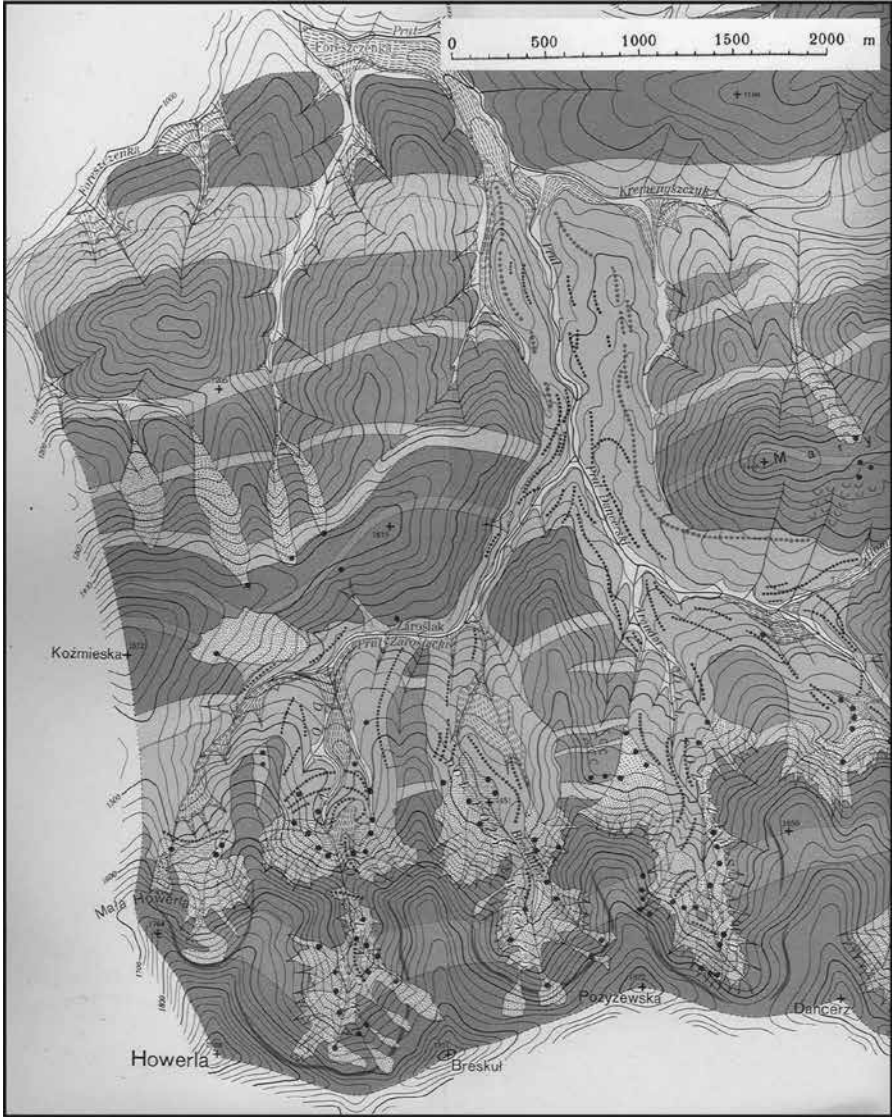
Prace geomorfologiczne prowadzono także w innych zlodowaconych w plejstocenie pasmach Karpat Wschodnich. J. Kondracki (1935) opracował zagadnie-

nie zlodowacenia pasma Nieneski w Górach Marmaroskich, S. Pawłowski (1925, 1929) rozpoznał obecność form glacialnych na stokach Wysokiej, Parenek, Grofy i Bratkowskiej w Gorganach (Ryc. 4). Rzeźba Gorganów jest zróżnicowana, składają się na nią liczne izolowane wzniesienia o wysokościach od 1737 do 1836 m n.p.m. w rejonie Wielkiej Sywuli, powstałe dzięki istnieniu siatki dolin (Pawłowski 1925). Osobliwością Gorganów są pokrywające ich grzbiety i szczyty rumowiska skalne, od których pochodzi określenie tej części Beskidów Wschodnich. Stoki tych wzniesień są asymetryczne, północne są bardziej strome $23\text{--}33^\circ$ i bardziej przeobrażone glacialnie, niż południowe. Stoki południowe są mniej nachylone $18\text{--}21^\circ$ i są pokryte gigantycznymi blokowiskami. Ogólnie formy glacialne w omawianym rejonie są typu przejściowego i nie są w pełni wykształcone tak jak na Świdowcu i w Czarnohorze. Są to raczej wydłużone niszki z dnami pokrytymi pokrywami gruzowymi, a w wielu obszarach są to formy podlegające dyskusji (Pawłowski 1925, Ryc. 4).

S. Pawłowski (1933) prowadził też badania w najdalszej części Karpat Wschodnich, położonych w granicach II Rzeczypospolitej, tzn. w Górach Czywczyńskich. Również tam rozpoznał formy glacialne: na Chitance, Łostuniu, Budyjowskiej Wielkiej i Ladeskulu. Podsumowanie dotyczące zasięgu i regionalnych warunków dla zlodowaceń plejstocénskich Karpat, w granicach ówczesnej Polski, opracował na potrzeby Międzynarodowego Kongresu Geograficznego w Warszawie S. Pawłowski (1936). Pomocne w określeniu chronologii późnego plejstocenu w Karpatach miały pionierskie badania biostratygraficzne i palinologiczne wysokogórskich torfowisk w Czarnohorze i Górach Marmaroskich (Tołpa 1924; Kozij 1932, 1934; Środoń 1949).

Ważnym kierunkiem badań geomorfologicznych w Karpatach Wschodnich były zapoczątkowane w tym okresie zagadnienia związane z rzeźbą strukturalną Karpat, jako gór zbudowanych z silnie sfałdowanego fliszu (Świdorski 1934a, 1934b, 1952). Badaniom tej problematyki sprzyjał swoisty rys rzeźby tego obszaru, charakteryzujący się wyjątkową regularnością i ciągłością przestrzenną głównych struktur tektonicznych (skib i łusek) przy znacznym zróżnicowaniu odporności skał. Geomorfolodzy strukturalni bazowali na wynikach prac geologicznych Karpackiego Instytutu Geologiczno-Naftowego w Borysławiu, które zostały podsumowane w formie doskonałej mapy geologicznej Karpat Wschodnich w skali 1:200 000 (Tołwiński 1939).

Praca H. Teisseyre'a pt. „Powierzchnia szczytowa Karpat” (1928) stanowiła pierwszą syntezę morfometryczną, w której zawarto pionierskie spostrzeżenia dotyczące wpływu litologii i zróżnicowanego tempa ruchów tektonicznych na wykształcenie głównych elementów rzeźby strukturalnej Karpat. Autor, ten stosując metody morfometryczne, rozpoznał przewodnią rolę poprzecznych struktur tektonicznych (elewacji i depresji tektonicznych) i głębokich dyslokacji podłoża w rozczłonkowaniu powierzchni strukturalnej („szczytowej”) Karpat Wschod-

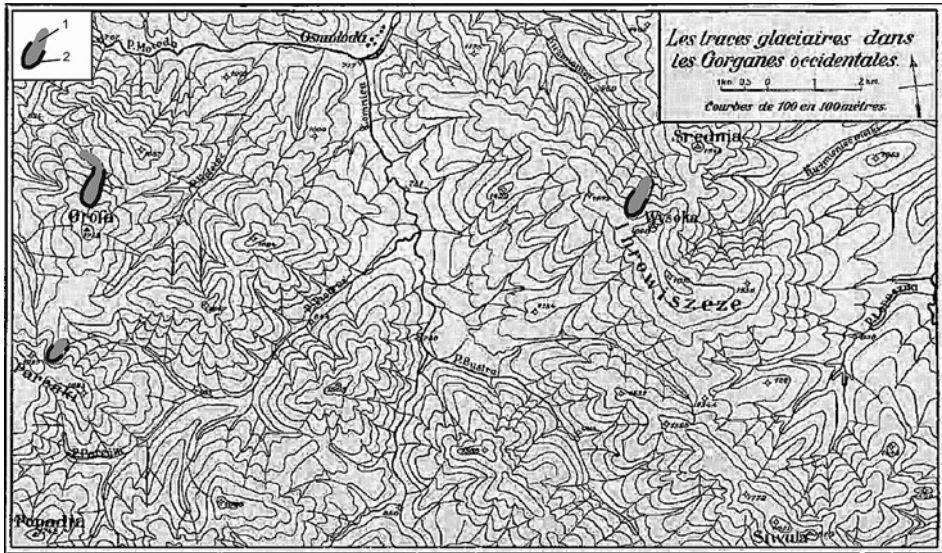


nich. Utwierdził w ten sposób znaczenie koncepcji tektoniki wgłębnej (krypto-tektoniki) w rzeźbie Karpat, wprowadzonej do geomorfologii przez jego ojca (Teisseyre W. 1907, 1921). Istotną rolę w poznaniu strukturalnych uwarunkowań rzeźby Karpat Wschodnich miały badania profili podłużnych dolin rzek karpaccyckich (Teisseyre J. 1938; Jahn 1946, 1992), układu grzbietów górskich (Romer 1909) i nachyleń stoków (Smulikowska-Drzewiecka 1930). Wpływ budowy geologicznej na układ sieci rzecznej Karpat Wschodnich podkreślali m.in. J. Smoleński (1926), K. Tołwiński (1922), H. Teisseyre (1929) i J. Nowak (1927). Ponadto B. Świdorski (1932 a) wyraził przypuszczenie, że przyczynę dość jednolitego pogłębienia dolin w czwartorzędzie należy wiązać ze zmianami klimatu, co nie wyklucza istnienia ruchów tektonicznych w plejstocenie. Stara sieć dolinna Karpat Wschodnich była analizowana przeważnie niezależnie od zrównań. H. Teisseyre (1928) i B. Świdorski (1934 a, 1934b) za L. Sawickim (1909) uważali, że w Karpatach Wschodnich starsza jest sieć dolin konsekwentnych, założonych na pierwotnej powierzchni nachylonej ku północy, na elewacjach tektonicznych. Natomiast subsekwentna sieć dolin, nawiązująca do serii o małej odporności, jest młodsza, np. górny San. Podnoszenie Karpat jak również występowanie coraz



Ryc. 3. Fragment *Geomorfologicznej mapy Czarnohory* wykonanej przez Bohdana Świdorskiego w 1937 roku; Holocen: 1 – utwory napływowe, 2 – utwory usypiskowe, 3 – utwory osuwiskowe, 4 – terasy 2–4 m, 5 – zerwy powodziowe 1927 r., 6 – stożki napływowe, 7 – stożki nasypowe, 8 – osuwiska; Plejstocen-Holocen: 9 – utwory napływowe, 10 – utwory usypiskowe, 11 – utwory osuwiskowe, 12 – utwory niwalne, 13 – stożki napływowe, 14 – stożki nasypowe, 15 – osuwiska, 16 – wały niwalne; Plejstocen: 17 – utwory morenowe młodszego zlodowacenia, 18 – utwory morenowe starszego zlodowacenia, 19 – utwory napływowe najstarsze, 20 – zwietrzelina stokowa, 21 – utwory fluwio-glacialne młodszego zlodowacenia, 22 – utwory fluwio-glacialne starszego zlodowacenia, 23 – predyluwialne relikty dolinne, 24 – stożki fluwio-glacialne, 25 – górna granica dyluwialnego podcięcia zboczy, 26 – stadialne wały morenowe (od góry: najmłodsze, starsze, największego zasięgu)

Fig. 3. Fragment of the *Geomorphological Map of Chornohora* produced by Bohdan Świdorski in 1937; Holocene: 1 – alluvial formations; 2 – debris formations, 3 – landslide formations, 4 – terraces (2–4 m), 5 – flood breakaways in 1927, 6 – alluvial fans, 7 – debris fans, 8 – landslides; Pleistocene – Holocene: 9 – alluvial formations, 10 – debris formations, 11 – landslide formations, 12 – nival formations, 13 – alluvial fans, 14 – debris fans, 15 – landslides, 16 – nival banks; Pleistocene: 17 – young glaciation moraine formations, 18 – older glaciation moraine formations, 19 – oldest alluvial formations, 20 – slope weathering material, 21 – younger glaciation fluvial-glacial formations, 22 – older glaciation fluvial-glacial formations, 23 – prediluvial valley relicts, 24 – fluvial-glacial fans, 25 – upper boundary of the diluvial trimlines of sides, 26 – stadial moraine ridges (from top to bottom: youngest, oldest, largest extent).



Ryc. 4. Mapa śladów zlodowaceń w Gorganach Zachodnich (Pawłowski 1925): 1 – zasięg lodowca, 2 – nisze glacialne.

Fig. 4. Glaciation traces in the Western Gorgany Mts (according to Pawłowski 1925): 1 – glacier extent, 2 – glacial niches.

wyższych cokołów erozyjnych teras ku wschodowi, powodowało zainteresowanie formami w obrębie den dolin w tym obszarze (Klimaszewski 1936; Teisseyre J. 1938).

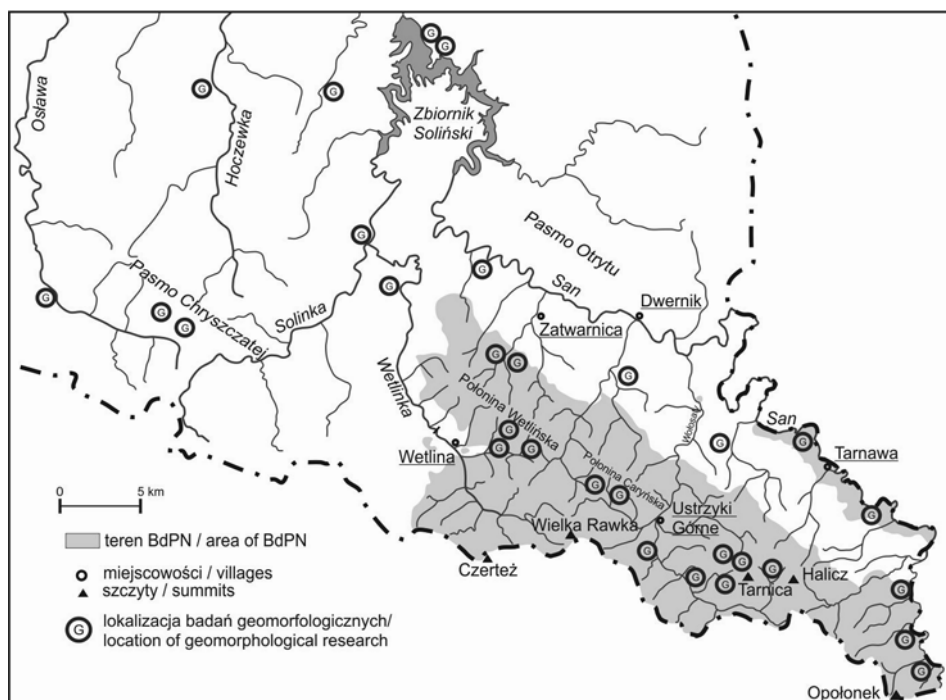
J. Smoleński (1926) analizując relacje przebiegu dolin do budowy geologicznej Gorganów rozpoznał strukturalne uwarunkowania przełomów epigenetycznych dolin subsekwentnych. A. Jahn (1946, 1992) zrekonstruował powierzchnię wcięć erozyjnych głównych rzek Karpat Wschodnich (tzw. dolną powierzchnię erozyjną), wskazując na zaawansowaną poligenetyczność sieci hydrograficznej. Analiza ta stała się punktem wyjścia w dyskusji o genezie dolin, asymetrii stoków i rozwoju rzeźby Karpat Wschodnich.

W okresie międzywojennym zaczęto interesować się także zagadnieniami geomorfologii dynamicznej Karpat. Pierwsze opracowania związane z osuwiskami karpackimi wiążą się z katastrofalnym zdarzeniem w Duszatynie w kwietniu 1907 roku (Blaut i Zuber 1907; Schramm 1925). W związku z katastrofalnymi osunięciami, które miały miejsce w Karpatach wskutek wysokich opadów w 1911, 1913, 1925, 1927 i 1933 r. zwrócono uwagę na istotną rolę geomorfologiczną tych procesów oraz dostrzeżono szereg dużych form osuwiskowych w rzeźbie Bieszczadów Wschodnich i Czarnohory (Teisseyre H. 1929, 1931, 1936; Świdorski 1932c; Zierhoffer 1946). Zaczęto prowadzić także pierwszy monitoring dużego osuwiska w Krasnoili na Huculszczyźnie w oparciu o szczegółowe

(1:5000) plany geomorfologiczne (Teisseyre H. 1934a, 1934b). Uwagę geomorfologów zwracała także geneza i rozwój unikalnych w skali Karpat rozległych grubofrakcyjnych pokryw zwietrzelinowych w Gorganach (Walczak 1946).

Okres po II wojnie światowej

Po II wojnie światowej w granicach Polski pozostała tylko niewielka część Karpat Wschodnich położonych między dolinami Osławy i Sanu (Ryc. 5). Badania poza granicami Polski były prowadzone w niewielkim zakresie. W Gorganach dotyczyły one wietrzenia rumowisk skalnych (Walczak 1946). W Czarnohorze przeprowadzono badania koryt rzecznych (Wierzbicki 2010) oraz żwirów rzecznych budujących współczesne aluwia Czeremoszu (Malarz i in. 2001) i Prutu (Malarz 2003). Istotną rolę w ożywieniu badań geograficznych tej części Karpat odegrały studenckie obozy naukowe zorganizowane przez dr Mateusza Trola z Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego w latach 2003–2004 i 2010 (Troll 2006; Troll i Warchalska 2010). W ramach tych projektów prowadzono badania form glacialnych



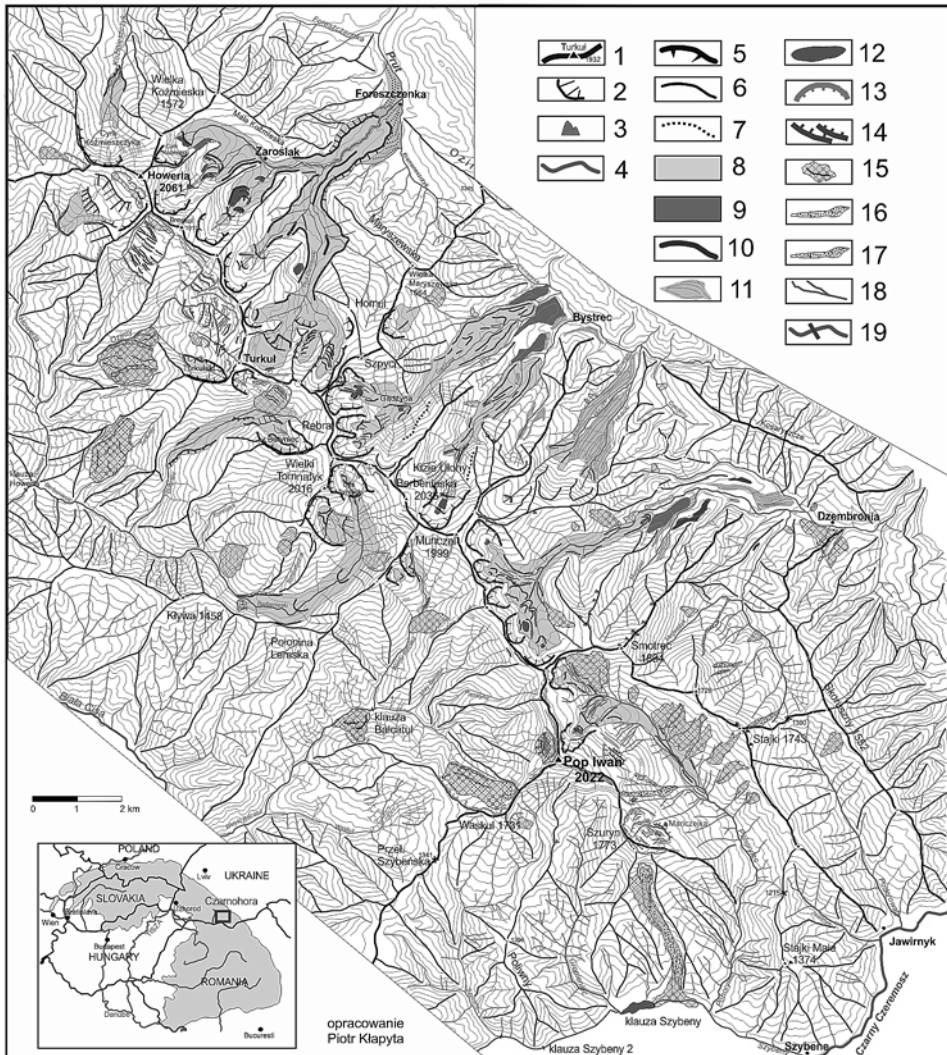
Ryc. 5. Lokalizacja współcześnie prowadzonych badań geomorfologicznych w Bieszczadach.

Fig. 5. Location of present-day geomorphological research in the Bieszczady Mts.

i strukturalnych uwarunkowań rzeźby Czarnohory między Howerlą a Popem Iwanem (Kłapyta 2006, 2008, Ryc. 6) oraz pokryw zwietrzelinowych, form skałkowych w rejonie Munczela i Smotrycza (Karcz, Stano 2011). Mapa P. Kłapyty jest najnowszym opracowaniem rzeźby najwyższych partii Czarnohory (Ryc. 6).

Większość prac skoncentrowała się na obszarze Bieszczadów. Był to obszar budzący wcześniej niewielkie zainteresowanie wśród badaczy, ze względu na brak form glacialnych i małe zróżnicowanie rzeźby górskiej, a więc słabo poznany pod względem geomorfologicznym.

Szybki rozwój badań geomorfologicznych w Bieszczadach rozpoczął się na początku lat 50. XX w., dzięki zapoczątkowanemu przez ośrodek krakowski kartowaniu



geomorfologicznemu (Ryc. 5.). Badania te były kontynuowane również w latach późniejszych. W ramach zdjęcia geomorfologicznego określano rozmieszczenie, sposób wykształcenia, związek z budową geologiczną, genezę i wiek poszczególnych zespołów form. Ta kompleksowa metoda badań ukształtowania terenu zainspirowała rozwój różnych kierunków badań geomorfologicznych. Rozpoznanie strukturalnej rzeźby Bieszczadów, z rusztowym układem grzbietów i kratowym układem dolin (Świdziński 1953; Henkiel 1982) przyczyniło się do rozwoju geomorfologii strukturalnej (Starkel 1969; Henkiel 1977; Pękala 1997). Metodę kartowania geomorfologicznego zastosowano do analizy przebiegu ruchów tektonicznych w neogenie i czwartorzędzie (Henkiel 1977; Zuchiewicz 1979).

Dzięki lepszemu poznaniu systemu zrównań zwrócono uwagę na związek ich wysokości i wieku ze strukturą podłoża (Starkel 1965, 1969, 1972; Henkiel 1969; Pękala 1997; Kukulak 2004b; Zuchiewicz 2001) i zaburzeniami tektonicznymi (Pękala 1971).

Rozpatrywany był związek grzbietów górskich (Żarnowiecka 2010) i form skałkowych (Starkel 1960a, 1965; Baumgart-Kotarba 1974; Pękala 1969, 1997) ze strukturą podłoża. Zwrócono uwagę na wpływ odporności podłoża na nachylenie stoków (Bernatek 2012) oraz jego związek z przebiegiem uskoków (Tokarski 1970). Stwierdzono również wpływ odporności podłoża na wykształcenie koryt rzecznych (Starkel 1965; Kaszowski, Kotarba 1967; Zawora 1967; Niezborala 2007).

Poza badaniami struktury koryt rzecznych w ramach geomorfologii fluwialnej zbadane zostały główne doliny rzeczne: Sanu (Klimaszewski 1948; Dziewański, Starkel 1962), Wetliny (Kotarba 1963), Wołosatego (Pękala 1966), górnej Osławy (Krukar 1998), Głębokiego (Kisiel 2006) i występujące w nich poziomy terasowe (Pękala 1966; Dziewański, Starkel 1967; Starkel 1969; Kukulak 2004a). Określony został też wiek torfowisk (Ralska-Jasiewiczowa 1980). Zainicjowane zostały również badania utworów pokrywowych na stokach, które przyniosły w efekcie rozpoznanie pokryw



Ryc. 6. Szkic geomorfologiczny Czarnohory według P. Kłapyty; 1 – grzbiety i szczyty, 2 – progi i stopnie skalne, 3 – formy skałkowe, 4 – koryta potoków, 5 – cyrki glacialne, 8 – nisze glacialne, 7 – podcięcia glacialne, 8 – pokrywy morenowe z ostatniego zlodowacenia, 9 – pokrywy morenowe z przedostatniego zlodowacenia, 10 – wały morenowe, 11 – stożki fluwio-glacialne, 12 – torfowiska, 13 – nisze osuwiskowe, 14 – skalne pakiety osuwiskowe, 15 – koluwia, 16 – rynny i jezory spływów gruzowo-błotnych, 17 – rynny i jezory osuwisk i spływów gruzowo-błotnych z lipca 1927 r, 18 – rynny spływów gruzowych, 19 – pozostałości kłauz.

Fig. 6. Geomorphological sketch of the Chornohora Mts by P. Kłapyta: 1 – crests, summits, 2 – rock steps, 3 – stone tors, 4 – stream channels, 5 – glacial cirques, 6 – glacial niches, 7 – glacial trimlines, 8 – moraine cover from the last glaciation, 9 – moraine cover from the penultimate glaciation, 10 – moraine ridges, 11 – fluvial-glacial fans, 12 – peat-bogs, 13 – landslide niches, 14 – rocky landslide packets, 15 – colluvia, 16 – tracks and tongues of muddy-debris flows, 17 – tracks and tongues of muddy-debris flows formed in July of 1927, 18 – debris flow gullies, 19 – fragments of dams.

soliflukcyjnych (Dziewański, Starkel 1967; Henkiel 1972; Kukulak 2001) oraz rejestrację rumowisk skalnych (Starkel 1965; Pękala 1971), jeziorów gruzowych i teras krioplanacyjnych (Baumgart-Kotarba 1971, 1974; Ziętara 1995; Żarnowiecka 2010), jako reliktyw morfogenezy peryglacialnej. Prace te można umiejscowić w paleogeograficznym kierunku badań geomorfologicznych, w którym mieszczą się również badania dotyczące rozwoju rzeźby Bieszczadów.

Dzięki rozpoznaniu genezy i wieku form oraz ich budowy możliwe było przesłedzenie ewolucji rzeźby (Starkel 1960b, 1969; Pękala 1968; Henkiel 1977) wraz z rekonstrukcją rzeźby przedczwartorzędowej (Starkel 1965). Kompleksowy obraz

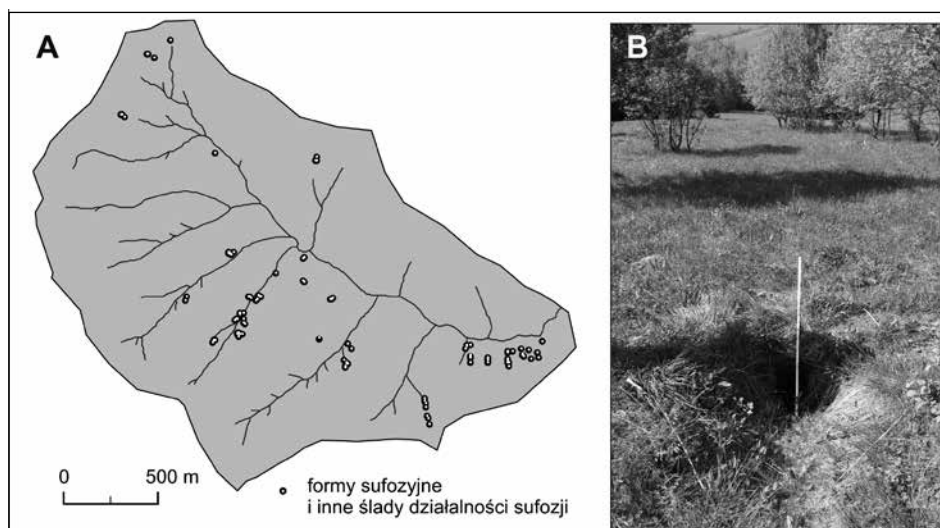


Ryc. 7. Mapa geomorfologiczna Polski, arkusz Lesko (fragment) w opracowaniu L. Starkla (1960).

Fig. 7. The Geomorphological Map of Poland, sheet Lesko (fragment), edited by L. Starkel (1960).

rzeźby przedstawiony został na mapach geomorfologicznych 1: 50 000 dla arkuśza: Lesko (Starkel 1960a) (Ryc. 7) oraz całego obszaru Bieszczadów na mapie przeglądowej Polski 1: 500 000 (Starkel 1980). Ogólny opis rzeźby Bieszczadów został zawarty w opracowaniach dotyczących całych Karpat (Starkel 1972) lub Bieszczadzkiego Parku Narodowego (Pękala 1997; Haczewski i in. 2007).

Badania ewolucji rzeźby w holocenie wiążą dwa kierunki geomorfologii – historycznej z dynamiczną. Bezpośrednio po II wojnie światowej podstawową cechą badań z geomorfologii dynamicznej było określenie typu procesów i ich natężenia na podstawie skutków działania: ługowania (Welc 1985; Starkel 1996), spęływania (Starkel 1960a; Margielewski i in. 2008), osuwania (Kardaszewski 1968; Harasimiuk, Henkiel 1973; Dziuban 1983; Margielewski 1991; Gorczyca, Wrońska-Wałach 2008), sufozji (Czeppe 1960; Starkel 1960a; Galarowski 1976; Margielewski i in. 2008; Bernatek 2012; Bernatek, Sobucki 2012) spływów torencjalnych (Gorczyca, Wrońska-Wałach 2008). Aktualnie badania sufozji w Bieszczadach prowadzone są też w ramach pracy doktorskiej A. Bernatek (Ryc. 8).



Ryc. 8. Rozmieszczenie form sufozyjnych w zlewni Cisowca (A). Przykład studni sufozycznej w badanym obszarze (B).

Fig. 8. Distribution of piping forms in the Cisowiec catchment (A). Example of sinkhole in the study area (B).

Na początku lat 50. XX w. zaczęto bezpośrednie pomiary procesów oraz podjęto próby określenia kierunku i tempa przemian rzeźby odziedziczonej w warunkach klimatu umiarkowanego i ingerencji człowieka (Starkel

1960a; Dzik 2011). Określono wskaźniki tempa procesów degradacyjnych na stokach Bieszczadów (Pękala 1969), średnią prędkość pogłębiania koryta Sanu (Klimek 1983), rozmiary zimowej depozycji eolicznej (Pękala 1969). Stwierdzono dominację transportu zawiesiny nad materiałem wleczonym w korytach rzecznych (Łajczak 1986). Oszacowane zostały rozmiary degradacji wzdłuż szlaków turystycznych (Prędko 2000, 2004).

L. Starkel (1996) obliczył wartości progowe opadów rozlewnych dla powstania osuwisk różnego typu osuwisk. T. Gerlach (1976) obliczył stosunek denudacji mechanicznej do chemicznej.

Zacząto analizować przyczyny wzrostu tempa erozji rzecznej i zmniejszenia transportu i depozycji zawiesiny (Łajczak 1986), wskazując na wpływ neotektonicznego podnoszenia obszaru, regulację koryt rzecznych, masową eksploatację żwirów z dna (Klimek 1983), zmniejszenie dostawy materiału ze stoków wskutek zarastania dawnych gruntów ornych (Łach 1984).

Równocześnie analizowano kierunek i tempo przekształcania form antropogenicznych, związanych z osadnictwem i gospodarką bojkową, wskutek zmiany użytkowania i pokrycia terenu (Wolski 2007) oraz pod wpływem procesów naturalnych.

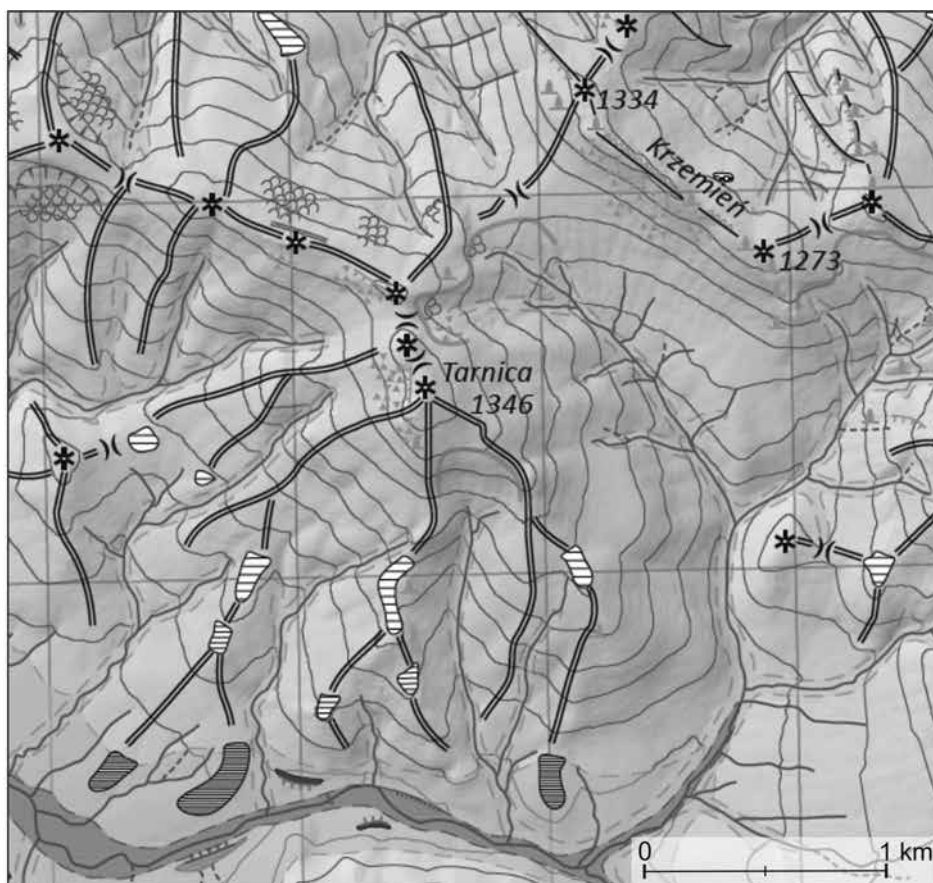
W ostatnich latach analizowano rzeźbę pod kątem zagospodarowania przestrzennego, ochrony i wyznaczenia obszarów barierowych dla działalności gospodarczej. Zagadnienia te pojawiły się w pracach omawiających uwarunkowania rozwoju gospodarczego wybranych obszarów (Wach 2007). Szereg badań realizowanych m. in. w pracach doktorskich i magisterskich podjął Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ w ramach przygotowywanego w 2011 r. Planu Ochrony BdPN. Została wówczas opracowana charakterystyka ukształtowania terenu (Gorczyca i in. 2011) wraz z mapą głównych elementów rzeźby tego obszaru w skali 1: 25 000 (Ryc. 9).

Znaczenie Bieszczadzkiego Parku Narodowego dla ochrony walorów przyrody nieożywionej

Tradycje ochrony przyrody w Karpatach Wschodnich sięgają okresu przed II wojną światową. W 1929 r. prof. dr hab. Jerzy Smoleński z Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Jagiellońskiego opracował projekt Międzynarodowego Parku Narodowego w Górach Czywczyńskich położonych między Czarnohorą

Ryc. 9. Mapa geomorfologiczna Bieszczadzkiego Parku Narodowego (fragment; autorzy Gorczyca E., Izmailow B., Krzemień K., Łyp M., Wrońska-Wałach D.).

Fig. 9. The Geomorphological Map of the Bieszczady National Park (fragment, authors: Gorczyca E., Izmailow B., Krzemień K., Łyp M., Wrońska-Wałach D.).



a górnym Białym Czeremoszem, a leżących na ówczesnym pograniczu rumuńsko-czechosłowacko-polskim (Smoleński 1929). Był to jeden z pierwszych projektów parku międzynarodowego. J. Smoleński przedstawił projekt Parku Narodowego w Górach Czywczyńskich ze względu na bardzo wartościowe zasoby przyrody nieożywionej i ożywionej tego terenu. Do idei ochrony tego terenu w ostatnich latach powrócili przyrodnicy z Uniwersytetu w Czerniowcach.

Ze względu na walory przyrodnicze Czarnohory już w okresie przedwojennym były pomysły utworzenia tam obszaru chronionego. W 1921 r. w Nadleśnictwie Worochta utworzono „Rezerwat na Czarnej Horze”, obejmujący początkowo rejon Dancesza, później zaś kilkakrotnie powiększany. Rezerwat ten nazywany był w latach trzydziestych Czarnohorskim Parkiem Narodowym. W 1939 r. miał on powierzchnię 1 534,26 ha i obejmował rejon od Zaroślaka i Breskułu po Szpyci, Homul i Maryszewską. Pomysły ochrony całej Czarnohory zrealizowano w niepodległej Ukrainie – w 1980 r. utworzono tu Karpacki Park Narodowy.

Utworzenie Bieszczadzkiego Parku Narodowego w 1973 r. było zapewne kontynuacją myśli z dawnych czasów, aby chronić przyrodę nieożywioną i ożywioną w Karpatach Wschodnich. Bieszczadzki Park Narodowy ma bardzo duże znaczenie między innymi dla ochrony przyrody nieożywionej.

Podstawą warunkującą istnienie każdego górskiego parku narodowego jest jego ukształtowanie powierzchni – rzeźba terenu. Jest ona elementem środowiska przyrodniczego najbardziej trwałym i widocznym. Rzeźba warunkuje wszystkie elementy zarówno przyrody nieożywionej jak i ożywionej. Obszar Bieszczadzkiego Parku Narodowego cechuje się swoistą rzeźbą charakterystyczną dla Karpat Wschodnich. Ze względu na specyfikę wykształcenia, nawiązującą do lokalnego stylu tektoniki, wiele form zasługuje na wyróżnienie, jako szczególnie cennych z naukowego punktu widzenia oraz posiadających duże walory krajobrazowe. Dzięki istnieniu BdPN chronione są: przełomowe odcinki dolin, osuwiska, grzbiety i stoki skalne, formy skałkowe, stoki z pokrywami blokowymi, torfowiska, koryta skalne, progi skalne oraz punkty widokowe. 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 spłukiwania, prowadzący do rozczłonkowania stoków.

Obecnie ingerencja człowieka w naturalne środowisko Bieszczadzkiego Parku Narodowego polega głównie na jego turystycznym wykorzystaniu. W ostatnich latach średnio w ciągu roku Park odwiedza, ok. 350 tys. osób (Prędkie 2012). Prowadzi to lokalnie do niszczenia ścieżek i ich otoczenia w obrębie wyznaczonych szlaków turystycznych (Prędkie 1995, 1999, 2004). Główną formą niszczenia jest poszerzanie ścieżek, szczególnie na przełęczach i punktach widokowych

(Prędko 1999). Przykładem może być Przełęcz Orłowicza, gdzie na powierzchni 90 m² została zniszczona roślinność, a teren został odsłonięty i wystawiony na działalność procesów erozji liniowej, deflacji, zamrozu i lodu włóknistego.

Inne zagrożenia związane są głównie z erozją wzdłuż rozcięć dolinnych oraz nieużytkowanych już obecnie gospodarczo dróg leśnych, a także w obszarach wylesionych. Odwadnianie zdrenowanych i częściowo osuszonych dla rolniczego zagospodarowania torfowisk w dolinie Wołosatego i Sanu wpływa na ograniczenie ich zdolności retencyjnych. Stosowane zabiegi ochronne w BdPN przynoszą pozytywny skutek. Dzięki istnieniu BdPN możliwa jest więc skuteczna ochrona przyrody nieożywionej.

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 procesów geomorfologicznych i tym samym zachowanie w stanie naturalnym rzeźby BdPN.

Główny cel ochrony, jakim jest zachowanie specyficznego dla tych terenów krajobrazu naturalnego i kulturowego, jest w Bieszczadzkim Parku Narodowym w dużym stopniu realizowany. Aby dobrze chronić obszar Parku należy mieć jak najbardziej pełną wiedzę na temat rzeźby i kształtujących ją procesów. Z tego względu konieczne są dalsze szczegółowe badania terenowe, które pozwolą na uzupełnienie poglądów na rozwój stoków i den dolin.

Wnioski

Polskie badania geomorfologiczne w Karpatach Wschodnich mają bogatą tradycję. Solidne badania terenowe powinny być dalej kontynuowane w Bieszczadach, jak również w zespołach międzynarodowych w całych Karpatach Wschodnich. W ten sposób obszary jeszcze w niewystarczającym stopniu opracowane powinny być lepiej poznane. Główny cel ochrony, jakim jest zachowanie specyficznego dla tych terenów krajobrazu naturalnego i kulturowego, jest w dużym stopniu realizowany w Bieszczadzkim Parku Narodowym, a także w innych obszarach chronionych w Karpatach Wschodnich. Aby dobrze chronić obszar Parku należy mieć jak najbardziej pełną wiedzę na temat rzeźby i kształtujących ją procesów. W dalszym ciągu w Bieszczadzkim Parku Narodowym brak opracowań dotyczących pełnego rozpoznania wielu procesów m.in. sufozji, procesów osuwiskowych, procesów fluwialnych. Brak także badań nad współczesnym rozwojem grzbietów czy form odziedziczonych po okresie peryglacjalnym, takich jak formy skałkowe czy rumowiska skalne. Rozpoznanie rzeźby i intensywności procesów morfogenetycznych w dalszym ciągu można uznać za niewystarczające. Istnieje konieczność opracowania monograficznego, obejmującego wyniki wszystkich dotychczasowych badań rzeźby i procesów geomorfologicznych.

Literatura

- Blaut J., Zuber R. 1907. Katastrofa w Duszatynie. *Czas. Techniczne*: 218; Lwów
- Baumgart-Kotarba M. 1971. Cryonival features of flysh ridge crests in the Carpathians. *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 5: 199–211.
- Baumgart-Kotarba M. 1974. Rozwój grzbietów w Karpatach fliszowych. *Prace Geogr. IG PAN* 106: 1–136.
- Bernatek A. 2012. Uwarunkowania rozczłonkowania stoków w Bieszczadach Wysokich. *Roczniki Bieszczadzkie* 20: 230–246.
- Bernatek A., Sobucki M. 2012. Wykształcenie form sufozyjnych na stokach Kińczyka Bukowskiego (Bieszczady Wysokie). *Roczniki Bieszczadzkie* 20: 247–253.
- 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. *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 1: 21–35.
- Dzik K. 2011. Struktura koryta potoku Głębokiego w warunkach zmieniającej się antropopresji (Bieszczady Wysokie). Praca magisterska, archiwum IG i GP UJ: 1–72.
- Dziuban J. 1983. Osuwisko Połoma. *Czasopismo Geograficzne* 54: 369–376.
- Dziędzielewicz J. 1877. Wycieczki po Wschodnich Karpatach. *Pamiętnik Towarzystwa Tatrzańskiego* 2: 40–67.
- Galarowski T. 1976. New observations of the present-day suffosion (piping) processes in the Bereznica catchment basin in the Bieszczady Mountans (The East Carpathians). *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 10: 115–124.
- Gąsiorowski H. 1906. Ślady glacyalne na Czarnohorze. *Kosmos* 31: 148–168, Lwów.
- Gerlach T. 1976. Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach Fliszowych. *Prace Geogr. IG PAN* 122: 1–116.
- Gorczyca E., Wrońska-Wałach D. 2008. Transformacja małych zlewni górskich podczas opadowych zdarzeń ekstremalnych (Bieszczady). *Landform Analysis* 8: 25–28.
- Gorczyca E., Izmańłow B., Krzemień K., Wrońska-Wałach D. 2011. Stan badań geomorfologicznych w Bieszczadach. *Roczniki Bieszczadzkie* 19: 299–317.
- Haczewski G., Kukulak J., Bąk K. 2007. Budowa geologiczna i rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego. *Prace Monograficzne AP Kraków* 468: 153 ss.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1973. Grawitacyjne struktury pseudotektoniczne w niszy osuwiska w Duszatynie. *Ann. UMCS Sect. B.* 28(5): 93–106.
- Henkiel A. 1969. Rozwój rzeźby dorzecza Strwiąza (Karpaty Wschodnie). *Ann. UMCS, sec. B* 24: 99–148.
- Henkiel A. 1972. Soliflukcja w Polskich Karpatach. *Czas. Geogr.* 43: 295–305.
- Henkiel A. 1977/78. Rzeźba strukturalna Karpat fliszowych. *Annales UMCS, sec. B, XXXII/XXXIII*: 37–88.
- Henkiel A. 1982. O pochodzeniu kratowej sieci rzecznej Beskidów Wschodnich. *Czas. Geogr.* 53(1): 19–27.
- Jack R.L., Horn J. 1877. Glacial drift in north-eastern Carpathians. *The Quarterly Journal of the Geolog. Society*: 673–681.

- Jahn A. 1946. Rozwój boczny dolin subsekwentnych. *Przeł. Geogr.* 20: 91–106.
- Jahn A. 1992. Z morfologii Karpat Wschodnich. *Prace geologiczno-mineralogiczne* 27: 22–34, Wrocław.
- Karcz T., Stano M. 2011. Zróżnicowanie form skałkowych w grzbietowych partiach Czarnohory w rejonie Munczela i Smotrycza (Karpaty Ukraińskie). W: M. Troll, A. Warchalska (red.) *Huculszczyzna w badaniach młodych naukowców, COTG PTTK, IGI GP UJ, Kraków*, s. 91–112.
- Kardaszewski 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 IGI GP UJ Kraków*, 91 ss.
- 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.
- Klimaszewski M. 1985. Mapa geomorfologiczna Tatr Polskich. W: *Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego, Kraków-Zakopane*.
- Klimaszewski M. 1988. Rzeźba Tatr Polskich. PWN, Warszawa, 656 ss.
- Klimek K. 1983. Erozja wgłębna dopływów Wisły na przedpolu Karpat. W: Z. Kajak (red.) *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza. Warszawa-Lódź*: 97–108.
- Kłapyta P. 2006. Rzeźba południowych stoków Czarnohory (Karpaty Ukraińskie). W: Troll M. (red.) *Czarnohora przyroda i człowiek*, Wyd. IG i GP UJ, Kraków, s.: 27–46.
- Kłapyta P. 2008. Structural control on morphology of south-western slope of Chornohora Mountains between Mt. Howerla and Mt. Pop Iwan (Eastern Carpathians, Ukraine). *Ann. Soc. Geog. Polon.* 78: 370–49.
- Kondracki J. 1935. O zlodowaceniu pasma Nieneski w Karpatach Marmaroskich. *Przeł. Geogr.* 14: 160–165.
- Kondracki J. 1978. Karpaty. *Wydawnictwa Szkolne i Pedagogiczne, Warszawa*, 261 ss.
- Kotarba A. 1963. Badania geomorfologiczne w Bieszczadach. (Dolina Wetliny). *Wierchy* 32: 2–45.
- Kozij G. 1932. Wysokogórskie torfowiska północno-zachodniego pasma Czarnohory. *Pamiętnik Państwowego Instytutu Naukowego Gospodarstwa Wiejskiego w Puławach* 13: 163–179.
- Kozij G. 1934. Stratygrafia i typy florystyczne torfowisk Karpat Pokuckich. *Pamiętnik Państwowego Instytutu Naukowego Gospodarstwa Wiejskiego w Puławach* 15: 160–225.
- Krukar W. 1998. Wysoki Dział i dolina górnej Oślawy. *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*, PAN, SGP, UŚ, Sosnowiec: 23–27.
- Kukulak J. 2004a. Neotectonics and planation surfaces in the High Bieszczady Mountains (Outer Carpathian Poland). *Annales Soc. Geolog. Poloniae* 74: 339–354.

- Kukulak J. 2004b. Zapis skutków osadnictwa i gospodarki rolnej w osadach rzeki górskiej, na przykładzie dorzecza górnego Sanu. *Prace Monograficzne AP*, 381, Wyd. Naukowe AP, Kraków, 144 ss.
- Lach J. 1984. Geomorfologiczne skutki antropopresji rolniczej w wybranych częściach Karpat. *Prace Monograficzne WSP Kraków* 64:1–142.
- Lehmann K. 1891. Der ehemalige Gletscher des Lalatales im Rodnergebirge. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 37: 98–99.
- Łajczak A. 1986. Retencja rumowiska w zbiornikach zaporowych karpackiego dorzecza Wisły, *Czas. Geogr.* 57(1): 47–77.
- Łomnicki M. 1879. Dolina Prutu od Delatyna do Czarnohory. *Pamiętnik Towarzystwa Tatrzańskiego* 4: 79–88.
- Malarz R. 2003. Downstream changes of fluvial gravels, The Prut River, Ukraine. *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 37: 77–96.
- Malarz R., Nowak W., Proskurniak M., Andrejczuk W. 2001. Rusłowij aliuwij Czeremoszu. *Hidrologia hydrochimija i hidroekologija. Kijwskij nacionalnij uniwersytet, Kijew* 2: 253–262.
- Margielewski W. 1991. Landslide forms on Połoma Mountain in the Sine Wiry Nature Reserve, West Bieszczady. *Ochrona Przyrody* 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: 57–133.
- Niezborała J. 2007. Prawidłowości wykształcenia i dynamiki koryta Solinki (Bieszczady Wysokie). *Praca magisterska, Archiwum IG i GP UJ*, 86 ss.
- Nowak J. 1927. *Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Słow. Geogr.*, Kraków, 160 ss.
- Paul C.M., Tietze E. 1876. Bericht über die bisher in diesem Sommer ausgefarten Untersuchungen in den Karpathen. *Verh. der k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien*, 12: 294–297.
- Paul C.M., Tietze E. 1877. Studien in der Sandsteinzone der Karpathen, *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt* 27: 33–130.
- Pawłowski S. 1915. Ze studiów nad zlodowaceniem Czarnohory. *Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego* 3(10): 1–60.
- Pawłowski S. 1925. Sur les traces glaciaires dans les Gorganes occidentales (Karpates polonaises), *Extrait du Bulletin de L'Académie Polonaise des Sciences et des Lettres, Classe des Sciences Mathématiques et Naturelles, Série A, Sciences Mathématiques, Cracovie*: 369–375.
- Pawłowski S. 1929. Le traces glaciaires dans la Bratkowska (Gorganes occidentales). *Pam. II Zjazdu Geogr. Słow. Kraków* 1: 338–339.
- Pawłowski S. 1933. Z badan nad zlodowacieniem polskich Karpat. *Czas. Geogr.* 11 (1–2): 1–5.
- Pawłowski S. 1936. Les Karpates a l'époque glaciaire. *Congrès Internationale de Géographie (Varsovie 1934). Comptes Rendus, Travaux de section* 2: 89–141.
- Penck A. 1905. Glacial features in the surface of the Alps. *Journal of Glaciology* 13: 3–19.
- Pękala K. 1966. Wpływ lokalnych podstaw erozyjnych na kształtowanie się systemu teras (na przykładzie dorzecza Wołosatego). *Annales UMCS, sec. B, XXI*: 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. *Annales UMCS, sec. B*, 26: 47–98.
- Pękala K. 1971. Elementy rzeźby przedczwartorzędowej w dolinie górnego Sanu w Bieszczadach. *Annales UMCS, sec. B*, XXVI: 220–230.
- Pękala K. 1997. Rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego. *Roczniki Bieszczadzkie* 6: 19–38.
- Pol W. 1851. Rzut oka na północne stoki Karpat. Kraków, 132 ss.
- Pol W. 1876. Z Czarnego Lasu i Czarnej Góry. *Obrazy z życia natury*, Lwów.
- Prędko R. 1995. Ocena stopnia zniszczenia szlaków przyrodniczych wzdłuż szlaków turystycznych BdPN. *Roczniki Bieszczadzkie* 4: 292–294.
- Prędko R. 1999. Ocena zniszczeń środowiska przyrodniczego BdPN w obrębie pieszych szlaków turystycznych w latach 1995–1993 – porównanie wyników monitoringu. *Roczniki Bieszczadzkie* 8: 343–352.
- Prędko R. 2000. Przemiany właściwości powietrzno-wodnych gleb w obrębie pieszych szlaków turystycznych Bieszczadzkiego Parku Narodowego. *Roczniki Bieszczadzkie* 9: 225–235.
- Prędko R. 2004. Dynamika ruchu turystycznego na szlakach pieszych BdPN w latach 2002–2003. *Roczniki Bieszczadzkie* 12: 261–281.
- Prędko R. 2012. Ruch turystyczny w Bieszczadzkim Parku Narodowym w latach 2009–2011. *Roczniki Bieszczadzkie* 20: 358–377.
- Ralska-Jasiewiczowa M. 1980. Late-glacial and Holocene Vegetation of the Bieszczady Mts., PWN, Warszawa-Kraków, 100 ss.
- Rehman A. 1895. Karpaty opisane pod względem fizyczno-geograficznym, Lwów, 676 ss.
- Romer E. 1904. Kilka wycieczek w dorzecze Bystrzycy, Łomnicy i Cisy Czarnej. *Kosmos* 29: 440–503.
- Romer E. 1906. Epoka lodowa na Świdowcu. *Rozpr. Akad. Um. Wydz. Mat.-Przyr., A*, XLVI.
- Romer E. 1909. Próba morfometrycznej analizy grzbietów Karpat Wschodnich. *Kosmos* 34 (7–9): 22–27.
- Sawicki L. 1911. Die glazialen Züge der Rodner Alpen und Marmaroscher Karpathen. *Mitteilungen der Kaiserlich-Königlichen Geographische Gesellschaft* 54 (10–11): 510–571.
- Schramm W. 1925. Zsuwiska stoków górskich w Beskidzie. Wielkie zsuwisko w lesie wsi Duszatyn ziemi Sanockiej. *Kosmos* 4: 1355–1374.
- Smoleński J. 1926. Zjawisko epigenezy dolin subsekwentnych w Karpatach. *Przegląd Geogr.* 50: 92–98.
- Smoleński J. 1929. La protection de la vallée du Dniestr à la frontière de la Pologne et de la Roumanie et le projet du Parc Nationale des trois Etats à Czywczyn. In: *Comtes Rendus du Congrès Scientifique des représentants de la Roumanie, la Tchécoslovaquie et la Pologne, touchant la protection de la nature sur les terrains limitrophes des états, tenu à Cracovie le 13 et 14 décembre 1929*, Państwowa Rada Ochrony Przyrody 27: 42–47.

- Smulikowska-Drzewiecka J. 1930. Zależność nachylenia stoków od budowy geologicznej w Karpatach Skolskich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 5: 3–19.
- Starkel L. 1960a. Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. *Prace Geogr. IG PAN* 22: 1–239.
- Starkel L. 1960b. Mapa Geomorfologiczna Polski; 1:50000. IG PAN.
- Starkel L. 1965. Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich. *Prace Geograficzne Instytutu Geografii Polskiej Akademii Nauk* 50: 1–143.
- Starkel L. 1969. Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie polskich Karpat fliszowych. *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 3: 33–44.
- Starkel L. 1972. Karpaty Zewnętrzne. W: *Geomorfologia Polski*. t. I. M. Klimaszewski (red.) PWN, s.: 52–115.
- Starkel L. (red.) 1980. Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski 1: 500 000 (oprac. Zespołowe). IGiPZ PAN, Warszawa.
- Starkel L. 1996. Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians. *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 30: 21–28.
- Staszic S. 1815. O ziemiородztwie Karpatów i innych gór i równin Polski. Warszawa, 397 ss.
- Środoń A. 1949. Przyczynek do historii rozwoju lasu w Karpatach Wschodnich. *Starunia* 25:1–23.
- Świdorski B. 1931. Sprawozdanie z badań nad geologią Czarnohory – arkusz Mikuliczyn i Żabie. *Państw. Posiedz. Nauk. Inst. Geol.* 30.
- Świdorski B. 1932a. Geologia płaszczowiny czarnohorskiej w dorzeczu Prutu i jej dalszy przebieg w kierunku północno-zachodnim. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.* 33.
- Świdorski B. 1932b. Ślady zlodowacenia górnej doliny Prutu. *Rocznik Pol. Tow. Geol.* 8: 1–17.
- Świdorski B. 1932c. Przyczynki do badań nad osuwiskami karpackimi. *Przeł. Geogr.* 12: 96–111.
- Świdorski B. 1933. Budowa Czarnohory. *Wierchy* 11: 71–89.
- Świdorski B. 1934a. Przekrój obwodowej niecki oligoceńskiej nasunięcia grupy średniej, przekrój płaszczowiny czarnohorskiej, zlodowacenia pasma Czarnohory. *Pol. Tow. Geol. Przewodnik wycieczek, Lwów.*
- Świdorski B. 1934b. Zarys morfologii polskich Karpat fliszowych. *Przeł. Geogr.* 14(1–2): 1–40.
- Świdorski B. 1935a. Przeglądowa mapa geologiczna górnego dorzecza Prutu, 1:75 000.
- Świdorski B. 1935b. Nowe przyczynki do dziejów epoki lodowej w Czarnohorze, *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.* 42.
- Świdorski B. 1936. Geologia dorzecza Dzembroni w masywie Czarnohory, *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.* 44.
- Świdorski B. 1937. *Geomorfologia Czarnohory*. Wyd. Kasy im. Mianowskiego, Warszawa, 96 ss.
- Świdorski B. 1952. Z zagadnień tektoniki Karpat Północnych. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 8: 12–25.
- Świdziński H. 1953. Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. *Regionalna geologia Polski* 1(2): 362–422, *Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków.*
- Teisseyre H. 1928. Powierzchnia szczytowa Karpat. *Prace Geogr.* 10: 67–102.
- Teisseyre H. 1929. Kilka drobnych obserwacji morfologicznych w Karpatach. *Przeł. Geograf.* 9: 330–347.

- Teisseyre H. 1931. Osuwisko koło Spasa nad Dniestrem. *Czas. Geogr.* 9: 47–61.
- Teisseyre H. 1934a. Osuwisko w Krasnoili. *Czas. Geogr.* 12 (2): 99–109.
- Teisseyre H. 1934b. Dalsze spostrzeżenia nad osuwiskiem w Krasnoilii. *Spr. P.I.G.* 8.
- Teisseyre H. 1936. Materiały do znajomości osuwisk w niektórych okolicach Karpat i Podkarpacia. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 12: 135–193.
- Teisseyre J. 1938. Studium profilów podłużnych rzek wschodnio-karpackich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 14: 81–112.
- Teisseyre W. 1907. O związku w budowie tektonicznej Karpat i ich Przedmurza. *Kosmos* 9–11: 393–402.
- Teisseyre W. 1921. O stosunku wewnętrznych brzegów zapadlin przedkarpackich do krawędzi fliszu karpackiego. *Sprawozd. Państw. Inst. Geol.* 1(2–3): 103–138.
- Tietze E. 1878. Ueber das Vorkommen von Eiszeitspuren in den Ostkarpathen. *Verh. der k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien*, 7: 142–146.
- Tokarski A. 1970. Rzeźba południowo-zachodnich stoków Bukowego Berda na tle budowy geologicznej (Bieszczady). *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 3: 240–258.
- Tołpa S. 1924. Z badań nad wysokogórskimi torfowiskami Czarnohory. *Acta Soc. Bot. Poloniae* 5(3): 221–245.
- Tołwiński K. 1922. Dyslokacje poprzeczne oraz kierunki tektoniczne w Karpatach polskich. *Prace Geogr.* 6: 1–44.
- Tołwiński K. 1939. Karpaty wschodnie. Mapa geologiczna w skali 1: 200 000. Lwów-Warszawa-Borysław.
- Troll M. (red.) 2006. Czarnohora przyroda i człowiek. Wyd. IGiGP UJ, Kraków, 230 ss.
- Troll M., Warchalska A. (red.) 2010. Huculszczyzna w badaniach młodych naukowców. COTG PTTK, IGiGP UJ, Kraków, 320 ss.
- Wach I. 2007. Geomorfologiczne uwarunkowania rozwoju gospodarczego SE części gminy Komańcza. Praca magisterska, Archiwum IG i GP UJ, 157 ss.
- Wajgel L. 1885. Pogląd na rzeźbę Czarnohory. *Pamiętnik Towarzystwa Tatrzańskiego* 10: 57–76.
- Walczak W. 1946. Wietrzenie piaskowców w gorgańskich rumowiskach skalnych. *Czasopismo Geograficzne* 17: 269–270.
- Welc A. 1985. Zmienność denudacji chemicznej w Karpatach fliszowych na przykładzie zlewni potoku Bystrzanka. *Dokumentacja Geogr., IGiPZ PAN*, 5: 9–102.
- Wierzbicki G. 2010. Geomorfologiczne kartowanie koryta jako element przyrodniczej waloryzacji potoków górskich na przykładzie Karpat Wschodnich. *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich* 9: 5–15.
- Wolski J. 2007. Przekształcenia krajobrazu wiejskiego Bieszczadów Wysokich w ciągu ostatnich 150 lat. *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, nr 214, Warszawa, 228 ss.
- Zapałowicz H. 1886. Eine geologische Skizze des östlichen Teiles der Pokutisch Marmaroscher Grenzkarpathen. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt, Wiedeń*, 36: 361–594.
- Zapałowicz H. 1889. Szata roślinna Gór Pokucko-Marmaroskich. *Sprawozdania Komisji Fizjograficznej AU* 24: 1–83.
- Zapałowicz H. 1912. Okres lodowy w Karpatach Pokucko-Marmaroskich. *Kosmos* 36: 579–654; Lwów.

- Zapałowicz H. 1913. Dyluwialno-lodowy okres w Karpatach Pokucko-Marmaroskich i w Patagonii. *Kosmos* 37: 643–740, Lwów.
- Zawora T. 1967. Współczesne procesy fluwialne w korycie Hoczewki. *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 1: 37–51.
- Zierhoffer A. 1946. Zsuw górski koło Sławska. *Czasopismo Geograficzne* 17: 277–279.
- 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, s.: 42–44
- Zuber R. 1884. *Studia geologiczne we wschodnich Karpatach*. *Kosmos* 6: 325–372; Lwów.
- Zuchiewicz W. 1979. Możliwość zastosowania analizy teoretycznego profilu podłużnego rzeki w badaniach nad młodymi ruchami tektonicznymi. *Rocz. PTGeol.* 49: 3–4.
- Zuchiewicz W. 2001. Geodynamika i neotektonika polskich Karpat zewnętrznych. *Przegląd Geologiczny* 47 (8): 710–716.
- Żarnowiecka M. 2010. Tendencje rozwoju grzbietów górskich w Bieszczadach Wysokich na wybranych przykładach. Praca magisterska, Archiwum IG i GP UJ, 122 ss.

Summary

The Eastern Carpathian Mountains stretch from Łupkowska Pass and Oslawa Valley in the west to Predeal and Prahova valleys in the southwest (Fig.1; Kondracki 1978). The Pokutt'ie region, with its well-developed landforms, has been analyzed in geomorphological studies of the Eastern Carpathians. The earliest comments on the geographic characteristics of the Eastern Carpathians date back to Staszic (1815), who divided this range into the Bieszczady, Gorgany, and Chornohora mountains. The earliest field-based observations of the morphology of the Eastern Carpathians date back to visits by Pol (1851, 1876). A theoretical basis for further studies was provided by the geographic research of Rehman (1895). Glacial relief has been the main topic of geomorphological research right from the beginning. Geomorphological investigations before World War I were summarized in publications by Romer (1906) and Pawłowski (1915), who wrote the first comprehensive geomorphological papers on the glaciation of the Świdowiec and Chornohora mountains, respectively.

After World War I, researchers looked at problems of structural (Teisseyre 1928; Świdorski 1934a, 1934b) and dynamic geomorphology, particularly landslides (Teisseyre H. 1929, 1931, 1936; Świdorski 1932c; Zierhoffer 1946).

Geomorphological investigations of the Chornohora Mts (Świdorski 1931, 1932a, 1932b, 1932c, 1933, 1934a, 1934b, 1935a, 1935b, 1936), were summarized in publications by Świdorski (1932, 1933, 1937), including his major comprehensive studies and a 1:25,000 geomorphological map of the north-eastern portion of the range. This study served as the first reconstruction of Chornohora glaciation by combining geomorphological mapping and palaeobotanical data from Kozij (1932, 1934), and was the first to differentiate

between landforms and deposits of the Würm and Riss periods and an older complex of deposits representing the Mindel period. This publication was a pioneering geomorphological work focused on origin and chronology and was later applied by Klimaszewski (1988) in his study of the landforms of the Tatra Mountains,

Geomorphological investigations were also carried out in other glaciated massifs in the Eastern Carpathians including the Marmaroskie Mts (Kondracki 1935) and the Gorgany Mts (Pawłowski 1925, 1929). Attempts were also made to analyze regional themes and correlations of Pleistocene mountain glaciations (Pawłowski 1936).

The tradition of environmental protection in the Eastern Carpathians began prior to World War II and covered a wide variety of sites by the early postwar years. The main purpose of protection is the preservation of the natural and cultural landscape of a given area. This purpose is largely fulfilled in the Bieszczady National Park and in other protected areas in the Eastern Carpathians.