Rozdział 3

Współczesna ewolucja rzeźby Tatr

Tatry od zachodu (ESA/Copernicus)

Rozdział 3

Współczesna ewolucja rzeźby Tatr

Zofia Rączkowska

3.1. Uwarunkowania współczesnej ewolucji rzeźby

We współczesnej ewolucji rzeźby Tatr widoczne są dwie sprzeczne tendencje – do stabilizacji zmian rzeźby po zakończeniu małej epoki lodowej oraz ograniczeniu działalności człowieka i naturalna tendencja do jej degradacji.

Rozwój rzeźby uzależniony jest od budowy geologicznej i od wysokości bezwzględnej obszaru, będącej wynikiem tektonicznego podnoszenia, aż od młodszego neogenu (Klimaszewski 1988). Tatry zbudowane są z trzonu krystalicznego wraz z jego permsko-mezozoiczną osłoną oraz ze sfałdowanych i nasuniętych w górnej kredzie płaszczowin wierchowych (Giewontu, Czerwonych Wierchów) i płaszczowin regłowych – dolnej (kriżniańskiej), środkowej (choczańskiej) i górnej (strażowskiej). Tatry Wysokie utworzone są głównie z odpornych karbońskich intruzywnych granitoidów (granodiorytów, tonalitów) trzonu krystalicznego, Tatry Zachodnie z metamorficznych skał krystalicznych (gnejsów, migmatytów, amfibolitów, łupków metamorficznych, prawdopodobnie staropaleozoicznych), a Tatry Regłowe z naprzemianległych serii mezozoicznych wapieni i dolomitów oraz łupków i margli, należących do serii regłowych (Książkiewicz 1972, Bac-Moszaszwili i in. 1979, Oszczytko 1995, Piotrowska i in. 2015).

Współczesna ewolucja rzeźby Tatr to ciągłe przekształcanie rzeźby plejstocенskiej, która na obszarze 68% powierzchni Tatr polskich była formowana przez procesy peryglacialne, a jedynie na 32% przez procesy glacialne (ryc. 3.1). Powstała wtedy wyjątkowa w skali polskich gór rzeźba typu alpejskiego. Procesy glacialne, przekształcając odziedziczony piętrowy układ dolin, uformowały system lodowcowych cyrków i żłobów, a dna dolin zostały wypełnione materiałem morenowym, w niższej części fluwioglacjalnym (Lukniś 1973, Klimaszewski 1985, 1988, Rączkowski i in. 2015). Efektem działania procesów peryglacialnych

Ryc. 3.1. Mapa geomorfologiczna Tatr polskich (wg Rączkowskiego i in. 2015)

w Tatrach Wysokich są poszarpane, skaliste granie i stoki porozcinane żlebami, u wylotu których znajdują się stożki gruzowe. W Tatrach Zachodnich wskutek ich działania powstały gładkie soliflukcyjne stoki, rozczłonkowane płytkimi rynnami, oraz zaokrąglone, a nawet spłaszczone grzbiety. W Tatrach Regłowych, nieobjętych zlodowaceniem, wykształciła się rzeźba typu średniogórskiego, z wąskimi grzbietami, stromymi stokami i V-kształtnymi dolinami. Szczegółowo i systematycznie scharakteryzował rzeźbę Tatr Polskich M. Klimaszewski (1985, 1988).

Plejstoceniśka rzeźba glacialna jest przekształcana przez nieglacialne procesy geomorfologiczne od najstarszego dryasu (12 500 lat BP, 16 068–13 601 lat kalibrowanych BP), kiedy, jak dowodzą najstarsze daty ^{14}C z osadów jeziornych, lodowce w dolinach występowały powyżej 1400–1700 m n.p.m. (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993, Kłapyta i in. 2016). Postglacialne zmiany rzeźby Tatr są niewielkie (Lukniś 1968, Klimaszewski 1988).

Wyniki badań osadów jeziornych wskazują, że okresem bardzo intensywnych przemian rzeźby w holocenie była mała epoka lodowa (ryc. 3.2), obejmująca okres 1220–1925 A.D. (Kłapyta i in. 2016). Średnie tempo sedymentacji osadów jeziornych w Zielonym Stawie Gąsienicowym dla holocenu wynosi $0,21 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$, podczas gdy dla okresu małej epoki lodowej $0,36\text{--}0,37 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ (Kotarba 1996a).

Ryc. 3.2. Stoki gruzowe nad Morskim Okiem w okresie końcowym małej epoki lodowej przekształcane przez spływy gruzowe i obrywy; na pierwszym planie – na wale moreny – pnie ściętych drzew (fot. W. Eliaz 1885, archiw. TPN, ze zbiorów W. i Z. Paryskich)

Zmiany klimatu w tym czasie spowodowały w Tatrach głównie zwiększenie intensywności spływów gruzowych (Libelt 1988, Kaszowski i in. 1988, Kotarba 1993–1994, 1996a, 2004, 2006, Kłapyta i in. 2016, Kędzia, Kotarba 2018), ale także wietrzenia i odpadania (Kotarba, Pech 2002). Natomiast nie wywołały one aktywności lodowców gruzowych (Kędzia 2014, Zasadni i in. 2018).

Okres małej epoki lodowej to równocześnie czas ingerencji człowieka w środowisko naturalne Tatr (ryc. 3.2), która najintensywniej wystąpiła w końcu XIX w. i w pierwszej połowie XX w. (Jahn 1979, Midriak 1983, Libelt 1988, Kotarba 2004, 2005, Rączkowska 2019). Człowiek ingerował w środowisko przyrodnicze poprzez działalność górniczą, hutniczą i intensywny wypas owiec, który trwał aż do lat 60. XX w. Głównym skutkiem jego działań było wycięcie dużych obszarów lasu i zniszczenie lub uszkodzenie zwartej pokrywy roślinnej powyżej górnej granicy lasu, co spowodowało nasilenie erozji.

Stosunki wysokościowe Tatr skutkują dużą energią rzeźby, gdyż deniwelacje między obszarem źródłowym (Gerlach 2654,5 m n.p.m.) a bazą erozyjną (Podhale 600 m n.p.m.) są rzędu 1700–2000 m, zaś bezpośrednio między grzbietem a dnem doliny wynoszą nawet 1000 m (np. Mięguszwieckie Szczyty). Związane są z tym duże spadki, długość i rozczłonkowanie stoków.

Od wysokości bezwzględnej zależy piętrowe zróżnicowanie klimatu i szaty roślinnej, do którego nawiązują procesy morfogenetyczne (ryc. 3.3). Wzniesienie obszaru decyduje o obecności geoekologicznego piętra seminiwalnego, które poza Tatrami w polskich Karpatach nie występuje. Również zespół form rzeźby starszej, podlegającej współczesnej ewolucji, jest inny w poszczególnych piętrach (Kotarba i in. 1987).

Piętro od 1400 do 2000 m n.p.m. na północnych stokach Tatr otrzymuje, głównie latem, największą ilość opadów, w tym opadów o dużej intensywności (Hess 1974, Cebulak 1983, Niedźwiedź 2003), które odgrywają największą rolę morfogenetyczną (Kłapa 1980). Maksymalny opad dobowy o wysokości 300 mm zanotowano 30 lipca 1973 r. na Hali Gąsienicowej, a najwyższe sumy opadów kilkudniowych w lipcu 1934 r. (422 mm w ciągu 3 dni) i w lipcu 2001 r. (500 mm w ciągu 11 dni) (Niedźwiedź 2003). Pokrywa śnieżna zalega od 100 dni u podnóża do 290 dni w partiach szczytowych (Hess 1965, Gądek, Szypuła 2015, Ustrnul i in. 2015). Płaty śnieżne utrzymują się najdłużej na wysokości 1900–2050 m n.p.m., na zacienionych przez ściany skalne stokach gruzowych (Kłapa 1970, Rączkowska 1993, Wiśliński 1996, Gądek, Szypuła 2015).

Średnia roczna temperatura powietrza obniża się od 4,0°C w piętrze leśnym do 4,0°C na szczytach (ryc. 3.3). Piętrową zmienność warunków termicznych zaburza rzeźba terenu, która wpływa na duże zróżnicowanie radiacji słonecznej (Niedźwiedź 1992, Baranowski 2002). Ponad górną granicę lasu występuje około 90 dni z tzw. przejściami przez zero temperatury powietrza. Grunt jest zamrożony od grudnia do maja, w piętrze alpejskim do głębokości 0,5 m (Baranowski i in. 2004). Liczba oscylacji temperatury gruntu wokół zera w warstwie powierzchniowej (do 5 cm) waha się w poszczególnych latach od 1 do 34 w okresie jednego sezonu jesiennego lub wiosennego (Rączkowska 2007).

Ryc. 3.3. Piętrowe zróżnicowanie środowiska przyrodniczego Tatr (wg Kotarby 1976, Gerlacha 1970, zm.).

Kolory na profilu Tatr: jasnoszary – trzon krystaliczny, ciemnoszary – mezozoiczne wapienie i dolomity, przedzielone strefami łupków i margli, KGS – granica śniegu, DGSS – dolna granica soliflukcji swobodnej, DGSZ – dolna granica soliflukcji związanej (wg Karrasch 1977). Opady wg Cebulak (1983) i Niedźwiedzia (2003)

Globalne zmiany klimatu (Beniston 2003) przejawiają się w Tatrach wzrostem w XX w. średniej rocznej temperatury powietrza o około 1°C (Żmudzka i in. 2015) oraz opadów ekstremalnych o sumach $>50 \text{ mm} \cdot \text{dobę}^{-1}$ (Niedźwiedź 2003, Niedźwiedź i in. 2015, Górniak i in. 2017), szczególnie w ostatnich 30 latach (Górniak i in. 2017), a także spadkiem liczby dni z pokrywą śnieżną i jej maksymalnej grubości (Falarz 2007, Gądek 2014, Gądek i in. 2016b).

Występowanie płatów wieloletniej zmarzliny stwierdzono powyżej 2300 m n.p.m. na stokach południowych i powyżej 1930 m n.p.m. na stokach północnych (Dobiński 1997, 2004, Mościcki, Kędzia 2001, Gądek i in. 2009, Gądek, Szypuła 2015, Kędzia 2015). Miąższość wieloletniej zmarzliny wynosi 0,5–25,0 m, a warstwy czynnej 0,5–6,0 m (Kędzia 2015).

Procesy geomorfologiczne, odpowiadające za współczesne przemiany rzeźby, były przedmiotem licznych badań, w tym stacjonarnych i patrolowych badań ilościowych, prowadzonych od końca lat 50. XX w., które objęły swoim zasięgiem cały obszar Tatr (m.in. Gerlach 1959, Kotarba 1972, 1976, 1992, Kaszowski 1973, Kłapa 1980, Kotarba i in. 1983, Izmailow 1984a, b, Krzemień 1984, 1991, Rączkowska 1992, 1993, 1995, 2007, Gądek i in. 2009, Lubera 2014, 2016, Rojan

2015, Fidelus 2016, Rączkowska i in. 2016b, 2017–2018, Płaczkowska, Krzemień 2018), chociaż ich rozmieszczenie nie było równomierne (Krzemień, Kłapyta 2017–2018).

3.2. Procesy kształtujące rzeźbę

Współczesne przemiany rzeźby Tatr są wynikiem współdziałania długotrwałych procesów o umiarkowanym natężeniu, zwanych sekularnymi, i procesów ekstremalnych – wysokoenergetycznych (Kotarba 1996b, 2002). Procesy te kształtują wysokogórski system denudacyjny Tatr (Kotarba i in. 1987).

Przebieg, intensywność i rodzaj procesów zmienia się w zależności od piętra geoekologicznego oraz podłoża, przy czym szczególnie widoczne są dwie granice – górna granica lasu (ok. 1500 m n.p.m.) i pas wysokościowy izotermi rocznej 0°C (Kotarba 1976), odpowiadający dolnej granicy geliflukcji (Karrasch 1977). Powyżej górnej granicy lasu przeważają procesy związane z klimatem peryglacjalnym (Jahn 1958, Rączkowska 1995, 2007) oraz aluwiacja stoków (Kotarba 1976, 1992, 1996a, Midriak 1984, Rączkowska 1999b). W piętrze leśnym, charakteryzującym się reżimem deszczowo-śnieżnym, dominuje erozja.

Przestrzenne zróżnicowanie współczesnego modelowania rzeźby Tatr przedstawia mapa współczesnych procesów geomorfologicznych (ryc. 3.4). W zależności od litologii, typu stoku (np. stok skalny, stok z pokrywą zwietrzelinową) oraz piętra geoekologicznego zmienia się skład zespołu procesów morfogenetycznych lub hierarchia procesów w zespole. Struktura przestrzenna zespołów procesów modelujących rzeźbę wysokogórską Tatr Wysokich i Zachodnich jest podobna, zarówno w obrębie stoków, jak i den dolin. Różni się ona od struktury zespołów procesów modelujących średniogórską rzeźbę Tatr Reglowych.

Zespół procesów modelujących rzeźbę zmienia się także w czasie. M. Kłapa (1980) wyróżnił w ciągu roku 4 pory morfogenetyczne – niwalną, niweopluwialną, pluwialną i pluwioniwalną, charakteryzujące się odrębnym zespołem procesów oraz różną długością. Z kolei w ostatnich 20–30 latach stwierdzono nasilenie opadów i procesów morfogenetycznych o charakterze ekstremalnym (Kotarba 1997, 2002, 2004, Kotarba, Pech 2002, Niedźwiedź 2003, Kotarba i in. 2013, Górnik i in. 2017, Kłapyta i in. 2016, Zielonka, Wrońska-Wałach 2019). Charakterystyka ilościowa procesów sekularnych przedstawiona jest w tabeli 1. Wartości wskaźników tempa poszczególnych procesów są relatywnie niskie. Wyraźnie widoczna jest zależność intensywności procesów od litologii skał podłoża (np. tempa cofania ścian skalnych) oraz piętra geoekologicznego (np. wartości denudacji chemicznej i mechanicznej na podłożu węglanowym). Denudacja chemiczna, chociaż jest procesem najbardziej powszechnym, to ze względu na swą małą intensywność w obecnych warunkach klimatycznych nie odgrywa znaczącej roli morfogenetycznej, natomiast jest procesem łączącym zasadniczo niezależne od siebie systemy stokowe i korytowe. Najszybsze tempo denudacji chemicznej stwierdzono na podłożu węglanowym w piętrze leśnym (Kotarba 1972, 1996b),

I. Obszary morfodynamiczne modelowane przez:

(wymieniono dominujące procesy morfogenetyczne według powszechności ich występowania)

	odpadnie i obrywanie, zsuwanie gruzu i korazje, erozje i transport lawinowy, spływy gruzowe		intensywne osuwanie i zsuwanie, sufozje, denudacja wykrotową
	grawitacyjną akumulację gruzu, spływy gruzowe, zsuwanie gruzu i korazje, akumulację lawinową, sufozje, niwacje		osuwanie i zsuwanie, procesy kriogeniczne, niwacje, spłukiwanie, deflacje i akumulację soliczną, erozje i transport lawinowy
	sufozje, spływy gruzowe lub gruzowo-błotne, akumulację lawinową		niwacje, grawitacyjną i zmywową akumulację gruzu, procesy kriogeniczne, akumulację lawinową, sufozje
	procesy kriogeniczne, niwacje, spływy gruzowe, zsuwanie gruzu i korazje, erozję i transport lawinowy		sufozje, spłukiwanie, akumulację lawinową
	zsuwanie i osuwanie, sufozje, denudację wykrotową		sufozje, spłukiwanie, spętywanie

Tatrzański Park

Mapa współczesnych procesów geomorfologicznych

Opracowanie: Adam Kotarba

Ryc. 3.4. Mapa współczesnych procesów geomorfologicznych Tatrzańskiego Parku Narodowego (wg Kotarby 2002)

Park Narodowy

Współczesnych procesów geomorfologicznych

kilkakrotnie wyższe niż na obszarach o podłożu krystalicznym (Krzemień 1984, 1985, Kot 1996). Geomorfologicznym skutkiem denudacji chemicznej są wysokogórskie formy krasowe, występujące na obszarach zbudowanych z wapieni i dolomitów. Powierzchniowa denudacja chemiczna przyczynia się do powstawania różnego typu żłobków krasowych (Wrzosek 1933, Głazek, Wójcik 1963, Kotarba 1967, 1972), spotykanych na północnym skłonie Tatr, najpowszechniej na wysokości 1400–1900 m n.p.m. Oprócz nich, najczęściej w piętrze leśnym, występują leje krasowe, często reprodukowane w osadach polodowcowych (Głazek 1964). W głębi masywów denudacja chemiczna powoduje rozwój form krasu podziemnego, przede wszystkim jaskiń typu zapadliskowego i jaskiń pionowych bez bogatej szaty naciekowej (Kotarba 1972, Głazek, Grodzicki 1996).

Ściany i stoki skalne rozwijają się głównie wskutek procesów wietrzenia mechanicznego i odpadania (ryc. 3.5, 3.6). Najlepsze warunki dla intensywnego wietrzenia mrozowego i odpadania w Tatrach Wysokich występują w wysokości 1700–2050 m n.p.m. (Klimaszewski 1971), w piętrze alpejskim na ścianach o ekspozycji zachodniej (Kotarba 1976), co potwierdzają pomiary cofania ścian skalnych i akumulacji gruzu na stokach usypiskowych (Kotarba 1984). Natomiast w piętrze subalpejskim Tatr Zachodnich lepsze warunki wietrzenia mrozowego występują na ścianach o ekspozycji południowej, ale większe tempo odpadania związanego z wietrzeniem mrozowym stwierdzono na ekspozycji północnej

Ryc. 3.5. Stoki nad Morskim Okiem z widocznymi na ścianach niszami obrywów, w tym świeżym z 2012 r. Stoki piargowe rozcięte są rynnami spływów, a świeży gruz (jasny kolor) pokrywa fragmenty stoku na całej jego długości (fot. Z. Rączkowska 2018)

Ryc. 3.6. Widok na stoki Dudowych Turni w Tatrach Zachodnich. Na ścianie widoczna nisza obrywu z 1976 r. Materiał z obrywu na stożku poniżej. Sąsiedni stok piargowy przekształcany jest przez spływy gruzowe (rynna w górnej części stoku) i lawiny (tor lawinowy w obrębie kosodrzewiny) (fot. K. Krzemień 1976)

(Lubera 2016). Tempo wietrzenia i odpadania zmniejsza się poniżej górnej granicy lasu (Kotarba 1976). Najbardziej podatne na wietrzenie są skały dolomitowe, a najmniej piaskowce kwarcytyczne (Lubera 2014, 2016).

Wielkość nadbudowywania stoków usypiskowych oraz cofania ścian skalnych pośrednio wskazuje na małą intensywność wietrzenia fizycznego. Wskaźniki tempa akumulacji gruzu na stokach usypiskowych wynoszą maksymalnie od $0,1$ do $10 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ (tab. 3.1) i w tym samym piętrze są kilkakrotnie wyższe na obszarach o podłożu węglanowym niż granitowym. Depozycja gruzu koncentruje się w najwyższych partiach stoków usypiskowych i środkowej, wypukłej części stożków (Kotarba i in. 1983). Rycina 3.7 przedstawia 12 modeli formowania stoków usypiskowych, uwzględniających morfometrię, położonych powyżej, ścian i stoków skalnych oraz rodzaj procesu przemieszczającego gruz (Kotarba i in. 1987).

Pokrywy zwietrzelinowe na stokach skalno-pokrywowych i pokrywowych są przemieszczane przez powolne ruchy masowe, w tym przez procesy soliflukcji i spęływania, działające głównie w piętrach alpejskim i subalpejskim oraz proces spęływania, występujący powszechnie. Tempo procesów kriogenicznych jest większe w piętrze alpejskim niż subalpejskim (ryc. 3.3, tab. 3.1). Najwyższe wskaźniki tempa przemieszczania pokryw wynoszące $1,7\text{--}2,7 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ stwierdzono

Tabela 3.1. Dynamika współczesnych procesów morfogenetycznych w Tatrach

Proces	Wskaźniki tempa procesów w piętrach				Miejsce badań	Autor
	D	G	K	H	T	
Denudacja chemiczna [$\text{m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$]	85,6	95,1	37,7	35,8	wapienie i dolomity, Dolina Małej Łąki	Kotarba (1971)
Odprowadzanie materiału mineralnego [$\text{m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$]			12		skały metamorficzne i granity, Potok Starorobociański	Krzemień (1985)
Denudacja chemiczna [$\text{t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$]			10,3– –10,9	10,2– –10,4	granity, górna część Doliny Suchej Wody	Kot (1996)
Denudacja chemiczna [$\text{m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$]			14		skały metamorficzne i granity, Potok Starorobociański	Krzemień (1984)
			0,028–0,26		granity, Dolina Pięciu Stawów Polskich	Rączkowski (1981)
			0,0004–0,26 średnio 0,04		skały metamorficzne i granity, Dolina Starorobociańska	Koszyk (1977)
			0,7		skały metamorficzne i granity, Dolina Starorobociańska	Kotarba i in. (1987)
			0,4		granity, Dolina Wyżnia Chochołowska	Mamica (1984)
			0,003		granit, Dolina Starorobociańska	Lubera (2016)
			0,002		dolomity, Dolina Chochołowska	Lubera (2016)
		0,007			dolomity, Dolina Głębowiec, N ściana	Lubera (2016)
		0,012			dolomity, Dolina Głębowiec, S ściana	Lubera (2016)

Cofanie ścian skalnych [$\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$]

Proces	Wskaźniki tempa procesów w piętrach				Miejsce badań	Autor
	D	G	K	H	T	
Cofanie ścian skalnych [$\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$]			0,1–3,0; średnio 0,84		wapienie i dolomity, Dolina Małej Łąki	Kotarba (1972)
			0,0004	2,5		Kotarba i in. (1987)
	0,01–0,43			0,003–0,019	dolomity i wapienie, Tatry Bielskie	Midriak (1983)
Spelzowanie mrozowe [$\text{cm}\cdot\text{a}^{-1}$]	0,1–0,95				Tatry Zachodnie	Midriak (1983)
	0,4–0,5	0,6–0,7	1,7		Dolina Małej Łąki, N stoki Czerwonych Wierchów	Kotarba (1976)
Spelzowanie i soliflukcja [$\text{cm}\cdot\text{a}^{-1}$]		0,1–0,3	0,3–2,0		skały metamorficzne, Dolina Goryczkowa Świńska	Baranowski i in. (2004)
Orające głazy [$\text{cm}\cdot\text{a}^{-1}$]		0,14–3,25 średnio 1,3			wapienie i dolomity, Dolina Małej Łąki, N stoki Czerwonych Wierchów	Kotarba (1976)
		2,7			granity, Dolina Suchej Wody	Kotarba i in. (1983)
Łód włóknisty [$\text{cm}\cdot\text{a}^{-1}$]		38			granity, Dolina Suchej Wody	Gerlach (1959)
Deflacja [$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$]		87,9; maks. 163,7				Izmailów (1984a)
Depozycja eoliczna [$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$]		70,5				Izmailów (1984b)
Denudacja wykrotowa [$\text{m}^3\cdot\text{ha}^{-1}$]	517				Dolina Małej Łąki	Kotarba (1970)
	172,4				Dolina Kościeliska	Strzyżowski i in. (2016)

Tabela 3.1. cd.

Proces	Wskaźniki tempa procesów w piętrach				Miejsce badań	Autor
	D	G	K	H	T	
Transport materiału na wykro- tach [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$]	3,55	$\times 10^{-4}$				Strzyżowski i in. (2018)
Maks. nadbudowywanie stoków piargowych [$\text{cm} \cdot \text{a}^{-1}$]	2-6		6-8	8-10	2-8	Kotarba (1976)
Akumulacja na stokach usypisko- wych przy płatach [$\text{cm} \cdot \text{a}^{-1}$]				0,03- -0,06		Rączkowska (1993)
Erozja turystyczna [$\text{cm} \cdot \text{a}^{-1}$]			0,89-1,0	0,3- -1,3		Rączkowska, Ko- złowska (2010)
						Fidelus (2016)
Erozja niwalna [$\text{cm} \cdot \text{a}^{-1}$]			0-5	0,05- 4,2		Rączkowska (1993)
						Midriak (1996)
Erozja wodna [$\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$]	9-33	12- 253				Kotarba (1976)
Długość transportu materiału wleczonego - [m na wezbranie]	100-120	kilka	kilkanaście			Placzowska, Krze- mień (2018)
	160 do kilkuset		> 20			Krzemień (1991)
						Kaszowski (1973), Krzemień (1991)

Objaśnienia – piętra: D – umiarkowanie chłodne (leśne), 900–1110 m n.p.m.; G – chłodne (leśne), 1100–1450 m n.p.m.; K – bardzo chłodne (subalpejskie), 1450–1850 m n.p.m.; H – umiarkowanie zimne (alpejskie), 1850–2200 m n.p.m.; T – zimne (seminiwalne), >2200 m n.p.m.

Ryc. 3.7. Dynamika stoków gruzowych w relacji do wysokości ścian skalnych (wg Kotarby i in. 1987)

Modele: I-VII – Tatry Wysokie, VIII-XII – Tatry Zachodnie; H_c – wysokość ściany skalnej, H_s – wysokość stoku usypiskowego; główne procesy przemieszczające gruz: 1 – odpadanie, 2 – toczenie i ślizganie, 3 – spływy gruzowe, lawiny śniegowo-gruzowe, 4 – depozycja materiału z odpadania i obrywów, depozycja przez spływy gruzowe

w piętrze alpejskim (Kotarba 1976, Rączkowska 2007). W piętrze leśnym ulega ono spowolnieniu i wynosi $0,5 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ (Kotarba 1976). Zarówno proces soliflukcji, jak i spełzowania cechuje się dużą zmiennością przestrzenną (ryc. 3.8) i czasową (Rączkowska 1999b, 2007, Baranowski i in. 2004). Efektem ich działania jest mikrorelief powierzchni stoku w postaci nabrzmiń lub terasetek soliflukcyjnych. Zdecydowanie rzadziej rozwijają się loby soliflukcji związanej.

Procesy erozyjne, związane z wodą opadową lub z obecnością długo zalegających płatów śnieżnych, prowadzą do fragmentacji stoków. W miejscach zalegania płatów śnieżnych rozwijają się nisze, których krawędzie cofają się w tempie $1\text{--}5 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$, a woda roztopowa żłobi, w obrębie dna lub na stoku poniżej, rynny o głębokości do 20 cm (Rączkowska 1993, 1995, 1999b). Rola wody opadowej jest zależna od wysokości i intensywności opadów oraz podatności podłoża na erozję.

Na szerokich grzbietach, szczególnie w pobliżu przełęczy, gdzie wiatry o sile $>6,4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ mogą wywiewać do $163 \text{ g} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ drobnego materiału zwietrzelinowego (Izmańłow 1984a), rozwijają się nisze deflacyjne (Kotarba 1983) lub terasetki. W piętrze leśnym główną rolę odgrywa wiatr halny. Wskutek jednego zdarzenia na korzeniach powalonych lub wyrwanych drzew może być podniesione kilkaset $\text{m}^3 \cdot \text{ha}^{-1}$ materiału zwietrzelinowego łącznie z frakcją blokową (Kotarba 1970, Strzyżowski i in. 2016), które następnie są przemieszczane w tempie $3,55 \times 10^{-4} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ (Strzyżowski i in. 2018). W efekcie wiatrowału powstaje specyficzna, stosunkowo trwała, mikromorfologia stoku złożona z kopczyków i zagłębień (Kotarba 1970, Rojan 2010, Strzyżowski i in. 2016, 2018).

Ryc. 3.8. Przemieszczanie pokryw na stokach dojrzałych. Wartości średnie z wielolecia w $\text{cm} \cdot \text{a}^{-1}$ (wg Rączkowskiej 2007, zmienione)

Wśród procesów fluwialnych, w okresie przeciętnych warunków hydrometeorologicznych, najważniejszy jest transport materiału wymytego z pokryw budujących koryta i odprowadzanie go etapami na przedpole gór. W strukturze jakościowej wynoszonego materiału dominuje transport materiału rozpuszczonego (Krzemień 1985, 1991, 1992). Największą rolę morfotwórczą odgrywa transport materiału wlezonego, który jednak nie zachodzi powszechnie, nawet podczas wezbrań katastrofalnych (Kaszowski, Kotarba 1985, Krzemień 1991, Kotarba 1998, 1999, Płaczowska, Krzemień 2018). Podczas średnich wezbrań w korytach potoków wyciętych w pokrywach fluwiogłacialnych w dolinach niezłodowawionych transport materiału wlezonego jest 4–6 razy dłuższy niż w korytach w żłobach glacialnych, gdzie wynosi do dwudziestu kilku metrów. W korytach potoków reglowych jest najdłuższy i wynosi do 160 m w czasie wezbrań średnich i do 400 m w czasie wezbrań katastrofalnych. Najczęściej transportowana jest frakcja do 20 cm (Kaszowski 1973, Krzemień 1984, 1985, 1991, 1992), natomiast w okresie opadów ekstremalnych frakcja do 80 cm (Gorczyca i in. 2014). W początkowych odcinkach koryt transport denny jest rzadki. Materiał jest przemieszczany na odległość kilku metrów w korytach w części wysokogórskiej i kilkunastu metrów w części średniogórskiej Tatr (Płaczowska, Krzemień 2018). Według Krzemienia (1991, 1992) intensywność modelowania koryt jest największa w dolnych odcinkach potoków (ryc. 3.9), gdzie zachodzi ono 1–8 razy w roku, podczas gdy cały system korytowy modelowany jest przeciętnie raz na 3 lata. Przeciętne wezbrania, wywołane przez opady letnie lub wiosenne roztopy, modelują dna dolin i koryta rzeczne w bardzo ograniczonym zakresie (Krzemień 1985, 1991, 1992), gdyż w dolinach reglowych przeważają koryta skalne, w dolinach walnych materiał morenowy lub fluwiogłacialny jest zbyt duży i jest uruchamiany jedynie podczas ekstremalnie dużych wezbrań (Kaszowski 1973, Kaszowski, Krzemień 1979, Baumgart-Kotarba, Kotarba 1979, Krzemień 1991, 1992, Kotarba 1998, 2002, German i in. 2002, Gorczyca i in. 2014). Największe powodzie w XX w. wystąpiły w Tatrach w latach 1934, 1973, 1997. Natomiast lata 1946–1949, 1955–1963 i 1979–1987 to okresy częstych powodzi błyskawicznych, wywołanych długotrwałymi opadami (Ballesteros-Cánovas i in. 2015), rzadziej roztopami (Zielonka i in. 2008).

3.3. Rola gwałtownych ruchów masowych

Najbardziej znaczącą rolę we współczesnych przemianach rzeźby Tatr odgrywają gwałtowne ruchy masowe, uruchamiające i transportujące znaczne ilości materiału (Kotarba 1998, 2002, Rączkowska 2006, Krzemień, Kłapyta 2017–2018). Są to wysokoenergetyczne, krótkotrwałe procesy, takie jak spływy gruzowo-błotne, lawiny czy obrywy (ryc. 3.5, 3.6, 3.10; Kotarba 1996b, Rączkowska 2006).

Spływy gruzowe i lawiny są procesami apiętrowymi (Kotarba 2002). W wyniku tych procesów dochodzi do przemieszczania materiału zwietrzelinowego od grzbietu do dna doliny i łączenia systemów stokowego i korytowego (Kotarba

Ryc. 3.9. Morfodynamiczna struktura systemu korytowego potoków: Starorobociańskiego i Chochołowskiego (wg Krzemienia 1991)

SS – system stokowy, SFC – system fluwialny cyrku glacialnego, SFŻ – system fluwialny żłobu glacialnego, SFDF – system fluwialny doliny fluwialnej; 1 – pokrywy stokowe, 2 – pokrywy morenowe, 3 – wychodnie skalne, 4 – pokrywy glaciłfuwalne, 5 – wały moren czołowych i czołowo-bocznych, 6 – wodowskazy, St – potok Starorobociański – ujście, L, D, H, S – Potok Chochołowski: L – leśniczówka, D – wylot doliny Dudowej, H – Polana Huciska, S – Siwa Polana; Cz.W. – częstotliwość występowania wzebrań morfologicznie aktywnych, D.T. – średnia maksymalna droga transportu materiału wleczonego, Od. – odprowadzanie rumowiska wleczonego, Ds. – dostawa materiału wleczonego z dopływów oraz z dna i brzegów koryta głównego, Ed – erozja dna – wyrównywanie wsteczne

i in. 1987, Krzemień i in. 1995, Gądek i in. 2017). W efekcie ich działania powstają nowe formy rzeźby (np. rynny spływów o głębokości do kilku metrów i długości kilkuset metrów oraz wały spływów o wysokości >1m) lub zmienia się znacząco morfometria już istniejących form. Przekształcenia rzeźby są typu liniowego (spływy gruzowe, lawiny) lub punktowego (obrywy).

Wśród gwałtownych ruchów masowych największą rolę w przemianach rzeźby odgrywają spływy gruzowe, które występują powszechniej i częściej niż obrywy i lawiny gruntowe (Kotarba i in. 1987, Krzemień 1988, Kotarba 1992, 1995, Rączkowska 2006). Na obszarze Tatr występuje 3580 szlaków spływów gruzowych (Kotarba i in. 2013, Długosz 2015), często pokrywających się ze szlakami lawinowymi (Żiak, Długosz 2015, Rączkowska i in. 2016a). W pojedynczym

Ryc. 3.10. Szlak lawinowy w Tatrach Zachodnich (fot. Z. Rączkowska 2013)
Na pierwszym planie akumulacja złożona przez lawinę gruntową

spływie przemieszczane jest od kilku do kilkudziesięciu tysięcy metrów sześciennych materiału (Midriak 1984, Kotarba i in. 1987, Krzemień 1988, 1991, Kotarba 1994, Krzemień i in. 1995, Rączkowska i in. 2017–2018), który często dociera do den cyrków i dolin lodowcowych, fosylizując ich glacialną rzeźbę przez pokryw kilkumetrowej grubości i wydłużając stoki gruzowe (Krzemień 1988, Libelt 1988, Kotarba 1994, Rączkowska 1999b, Kłapyta 2012, Kotarba i in. 2013, Gądek i in. 2016a, Rączkowska i in. 2017–2018).

Spływy gruzowe są wywołane przez krótkotrwałe, wysokie opady o dużej intensywności. Opady o sumie co najmniej 25 mm uruchamiają spływy gruzowe, które obejmują swoim zasięgiem tylko górną część stoku usypiskowego (Kotarba 1992). Spływy gruzowe tego typu zdarzają się najczęściej (Krzemień 1988). Opady o intensywności $\geq 1 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, osiągające $35\text{--}40 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, wywołują spływy obejmujące już całą długość stoków usypiskowych (Kotarba 1994). Relacje rodzaju opadu i zmian w rzeźbie Tatr przedstawione są na rycinie 3.11. Zwiększoną aktywność spływów gruzowych w Tatrach stwierdzono w latach 1934, 1973, 1997 (Kotarba 2004, 2006).

Największe zmiany rzeźby powoduje wystąpienie ulew w czasie opadów rozlewnych. Wtedy oprócz spływów gruzowych na stokach zmiany widoczne są również w dnach dolin walnych, gdzie powstają nowe koryta, niszczone są terasy

Ryc. 3.11. Relacje pomiędzy opadem a współczesnymi procesami morfogenetycznymi (wg Kotarby 2002)

fluwioglacjalne, podcinane zbocza wysoczyzn morenowych i uruchamiany jest materiał o frakcji do 2 m średnicy, a w dolinach regłowych materiał wyprątnięty w całości z koryt skalnych formuje stożki gruzowo-drzewne u ich wylotu. W tym czasie także na zboczach dolin w piętrze leśnym uruchamiane są spływy ziemne i płytkie osuwiska, obejmujące całą długość stoku i usuwające zwietrzelinę do litej skały (Kotarba 1998, 1999).

Wyniki badań lichenometrycznych wskazują, że aktywność, głównie spływów i obrywów, była dużo większa niż obecnie w małej epoce lodowej (ryc. 3.2). Stwierdzono, że spływy gruzowe występowały częściej i miały większe rozmiary. Zasadniczo największą aktywność spływów gruzowych i obrywów udokumentowano w XIX w. Ponadto w tym czasie większa była intensywność wietrzenia i odpadania (Kotarba 1993–1994, 1995, 2004, 2005, Ferber 2002, Kotarba, Pech 2002). Natomiast okresy zwiększonej aktywności spływów gruzowych, wyróżnione na podstawie zapisu w osadach jeziornych, obejmują lata 1850–1900, 1905–1925, 1970–2000 (Kłapyta i in. 2016). Z kolei na podstawie źródeł historycznych stwierdzono występowanie w małej epoce lodowej katastrofalnych powodzi, szczególnie częstych w latach 1700–1750 (Kotarba 2004). Również aktywność lawin śnieżnych była wtedy większa, a wyraźnie zmniejszyła się od połowy XX w. (Kaczka i in. 2015, Lempa i in. 2015, Rączkowska i in. 2016b, Gądek i in. 2017).

3.4. Wpływ działalności człowieka

Na ingerencję człowieka w środowisko geograficzne Tatr, głównie w ostatnich 300–500 latach, wskazują osady w cyrkach glacialnych i dolinach Tatr Zachodnich

(Kaszowski i in. 1988, Libelt 1988, Kłapyta i in. 2016). Aktywność człowieka, poprzez zniszczenie lub uszkodzenie pokrywy roślinnej, spowodowała nasilenie erozji i powstanie nowych, licznych form rzeźby antropogenicznej. Tempo procesów stokowych w okresie intensywnej działalności człowieka (pasterstwa, górnictwa, hutnictwa, pozyskiwania drewna dla budownictwa, wyrobu olejków eterycznych) od XVI do XX w. było 7–10 razy większe niż w holocenie (Kłapyta i in. 2016). Wzrost erozji zaznaczał się większymi niż dzisiaj rozmiarami spływów gruzowych (Kotarba 2004) lub erozją powierzchniowych warstw pokryw i zmianą geliflukcyjnych teras darniowych na terasy kamieniste (Jahn 1979). Około 20 lat po zaprzestaniu intensywnego wypasu owiec, w latach 70. XX w., nastąpiła aggradacja biologiczna i znaczne zahamowanie erozji (Jahn 1979, Rączkowska, Kozłowska 2002). Jednak na terenach użytkowanych przez narciarstwo proces ten przebiegał wolniej (Kozłowska, Rączkowska 1999). Z kolei wprowadzone w miejsce wyciętych lasów naturalnych lasy monokulturowe nadal sprzyjają procesom erozji wykrotowej związanej z wiatrem halnym lub wiatrem typu bora (Kotarba 1970, Koreń 2006, Strzyżowski i in. 2016, 2018). Poza tym działalność gospodarcza człowieka spowodowała powstanie form antropogenicznych, np. sztolni, dróg, kamieniołomów, szczególnie licznych w Tatrach Zachodnich i Regłowych (Rączkowska 2019).

Obecnie wpływ człowieka związany jest głównie z ruchem turystycznym w lecie (Gorczyca, Krzemień 2002, Zwoliński, Stachowiak 2012, Fidelus-Orzechowska i in. 2017, Rączkowska 2019) i ograniczony do różnej szerokości strefy wzdłuż szlaków turystycznych, w której stwierdzono zwiększoną aktywność procesów morfogenetycznych (Gerlach 1959, Kotarba 1976, Krusiec 1996, Czochański 2000, Gorczyca 2000, Balon 2002, Gorczyca, Krzemień 2002, Rączkowska, Kozłowska 2010, Fidelus 2016, Fidelus-Orzechowska i in. 2017, Rączkowska 2019). Naturalne procesy geomorfologiczne są uruchamiane lub intensyfikowane po zniszczeniu roślinności i obudowy szlaków, najbardziej wiosną w czasie roztopów i latem w czasie gwałtownych ulew (ryc. 3.12). Intensywność erozji turystycznej zależy od litologii, nachylenia i ekspozycji stoku, struktury gleb, pokrywy roślinnej, pory roku i liczby turystów (Rączkowska, Kozłowska 2010, Fidelus 2016, Fidelus-Orzechowska i in. 2017).

Efektom erozji turystycznej jest poszerzanie ścieżek turystycznych, obniżanie ich powierzchni i powstawanie mikroform rzeźby o różnej genezie, między innymi rozcięć erozyjnych, nisz niwalnych, stopni gelideflacyjnych (ryc. 3.13; Fidelus-Orzechowska i in. 2017). Intensywność obniżania powierzchni ścieżek wskutek erozji turystycznej wynosi do $1,3 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ (Rączkowska, Kozłowska, 2010, Fidelus 2016), a poszerzanie ścieżek turystycznych na stokach z pokrywą zwietrzelinową średnio kilka metrów, a maksymalnie ponad 20 m (Fidelus-Orzechowska i in. 2017).

Oddziaływanie turystyki jest nierównomierne. W ciągu roku w polskiej części Tatr przebywa około 3 mln turystów. 68% ruchu turystycznego koncentruje się w okresie czerwiec–wrzesień. Miejsca najczęściej odwiedzane to Dolina Rybiego Potoku i Morskie Oko ($>5000 \text{ osób} \cdot \text{dzień}^{-1}$), Dolina Kościeliska ($>2000 \text{ osób} \cdot \text{dzień}^{-1}$), Dolina Białego, Dolina Chochołowska, Dolina Jaworzynka i Giewont

Ryc. 3.12. Ścieżka turystyczna w Tatrach Zachodnich (fot. Z. Rączkowska 2005)
Stok w jej obrębie i najbliższym sąsiedztwie przekształcany przez erozję turystyczną i naturalne procesy morfogenetyczne

Ryc. 3.13. Schemat długoterminowych zmian profilu poprzecznego ścieżek turystycznych (wg Fidelus-Orzechowskiej i in. 2017)

A – początkowy etap, B – etap zaawansowanych zmian, S – spłukiwanie, E – erozja liniowa, L – działalność lodu włóknistego, D – deflacja, N – niwacja, M – stok ustabilizowany przez murawy alpejskie

(>1000 osób·dzień⁻¹) i Kasprowy Wierch (kolejka wwozi >500 000 osób·a⁻¹) (Fidelus-Orzechowska i in. 2017, Rączkowska 2019). Najwięcej szlaków biegnie stokami (41%) oraz dnami dolin (39%) i znajduje się w piętrze leśnym (62%) (Gorczyca, Krzemień 2002). W piętrze subniwalnym i alpejskim oprócz turystyki niewielki wpływ na rzeźbę ma taternictwo. Największe zagrożenie powoduje wspinanie się zimą na skałach węglanowych (Jodłowski 2015). W obrębie dróg taternickich degradacja ścian skalnych wynosi średnio 0,64, a maksymalnie 5,3 mm·a⁻¹ (Balon 1989).

Wpływ człowieka obecnie, oprócz turystyki, związany jest z transportem drewna z obszarów wiatrołomu, szczególnie w Tatrach Zachodnich, w części należącej do Wspólnoty Witowskiej. Przejawia się powstawaniem nowych dróg, które są intensywnie przekształcane przez erozję wodną (rozcięcia linijne o głębokości do 1,9 m, średnio pogłębiane 4,5 cm·a⁻¹) (Fidelus-Orzechowska i in. 2017). W istniejących drogach zmiany erozyjne są największe w czasie usuwania drewna po wiatrołomie, wynoszą do 50 cm·a⁻¹, podczas gdy w okresie następnych 10 lat zmiany dróg wskutek erozji lub akumulacji wynoszą od kilku do kilkunastu centymetrów na drogach użytkowanych, a nieużytkowane ulegają stabilizacji przez zarastanie (Rojan 2015). Ponadto na obszarze wiatrołomu oraz poza nim w piętrze leśnym rozwijają się rynny stokowe wskutek wielokrotnego wleczenia ściętych pni. Po zaniechaniu ich użytkowania są stopniowo likwidowane przez procesy naturalne (Dudziak 1974).

3.5. Ewolucja stoków w profilu wysokościowym gór

Stoki górskie należą do najbardziej aktywnych części rzeźby, gdzie procesy w sposób naturalny pojawiają się jako konsekwencja rozpadu skał podłoża i następnie związanego z grawitacją transportu osadów (Selby 1982). Powolne i bardziej spektakularne działania procesów morfogenetycznych prowadzą do zróżnicowanych zmian rzeźby w obrębie grzbietów, stoków czy den dolin. Skalne grzbiety i granie Tatr Wysokich są zwięźane i obniżane wskutek działania wietrzenia i odpadania (ryc. 3.5). Natomiast w strefie przełęczy, najczęściej założonych na mniej odpornych mylonitach, podobnie jak na szerokich grzbietach Tatr Zachodnich i Regłowych zachodzi obniżanie wskutek procesów denudacji chemicznej i mechanicznej. W tej ostatniej biorą udział procesy eoliczne oraz erozja turystyczna, a w piętrze alpejskim i subniwalnym procesy kriogeniczne. Zmiany na stokach zależne są od rodzaju stoku i położenia w piętrze wysokościowym.

Ściany i stoki skalne w piętrze alpejskim oraz subniwalnym pod wpływem wietrzenia mrozowego, odpadania oraz obrywów cofają się i są rozcinane oraz skracane, a stoki skalne głównie rozcinane i obniżane (ryc. 3.5, 3.6). Ich rozwój jest wzajemnie powiązany z rozwojem stoków gruzowych u ich podnóży (ryc. 3.13; Kotarba i in. 1987). Rozcinające je żleby są pogłębiane i poszerzane poprzez korazję, działalność lawin i spływów gruzowych (Kotarba 2002).

Stoki gruzowe (piargowe) to najbardziej dynamiczny i zmieniający się fragment stoku w profilu podłużnym od wierzchołiny do dna doliny (ryc. 3.5, 3.6). Stoki te są stale nadbudowywane (ryc. 3.14), nawet te w niższych położeniach, częściowo utrwalone przez roślinność lub znajdujące się u podnóżu ścianek

Ryc. 3.14. Modele nadbudowywania stoków gruzowych (wg Kotarby i in. 1987)

Tatry Wysokie – I–VII, Tatry Zachodnie – VIII–XII, G – dostawa materiału przez procesy grawitacyjne, S – zsuwanie gruzu po stoku gruzowym, Sn – zsuwanie gruzu po śniegu, Df – transport i akumulacja w efekcie spływów gruzowych, Sa – transport i akumulacja przez lawiny, 1 – stok skalny, 2 – stok gruzowy ustabilizowany przez roślinność, 3 – zsuwanie pojedynczych okruchów, 4 – żleb skalny, 5 – rynna spływu gruzowego, 6 – depozycja gruzu z odpadania i obrywów, 7 – depozycja gruzu przez spływy gruzowe

w piętrze leśnym. Równocześnie są one rozczłonkowywane przez spływy gruzowe formujące rynny i wały, a także obecność płatów śnieżnych powodujących rozwój nisz niwalnych. Stoki gruzowe w piętrze alpejskim, szczególnie w przedziale wysokości 1900–2100 m n.p.m., cechuje największy potencjał energii uruchamiającej procesy. Najdłużej zalegają na nich płaty śnieżne (Rączkowska 1992, Wiśliński 1996) i występują płaty wieloletniej zmarzliny (Dobiński 1997, Mościcki, Kędzia 2001, Gądek i in. 2009). Stoki te otrzymują także najwyższe opady deszczu (Cebulak 1983, Kotarba 2002, Niedźwiedź 2003). Rozwój stoków gruzowych w piętrze leśnym, a więc głównie w Tatrach Regłowych, jest ograniczony przez obecność roślinności, której sprzyja węglanowe podłoże, oraz małą intensywność procesów wietrzenia i odpadania (Kotarba 1976, Lubera 2016).

Rozwój stoków dojrzałych, z pokrywą zwietrzelinową odbywa się wskutek procesów krioniwalnych, erozyjnych oraz grawitacyjnych, powodujących powolne i dość równomierne przemieszczanie się pokryw stokowych na całej powierzchni stoku i prowadzących do ich powolnej degradacji. Skutki erozyjne spływów gruzowych oraz lawin są ograniczane przez obecność roślinności, stąd rzadko widoczne są świeże rynny czy nisze. Niewielkich rozmiarów rynny erozyjne, stożki albo języki akumulacyjne, powstające w czasie ekstremalnych opadów, są po kilku latach stabilizowane przez roślinność. Rozwój nisz erozyjnych, różnej wielkości, związany jest z procesami niwacji, erozji eolicznej lub wodnej. Często są to formy poligenetyczne. Duże fragmenty ich dna są utrwalone przez roślinność, co wskazuje na tendencję do stabilizacji (Rączkowska 1999a). O małej aktywności procesów świadczy także obecność płatów plejstoceńskich pokryw blokowych. Stoki dojrzałe występują głównie w Tatrach Zachodnich, obejmując całe zbocza dolin, w Tatrach Wysokich zajmują jedynie ich niewielkie fragmenty. W piętrze leśnym, a więc głównie w Tatrach Regłowych, w czasie spokojnym dominuje denudacyjne obniżanie i powolne przemieszczanie się pokryw stokowych przez procesy grawitacyjne, głównie spelzwanie i osuwanie. Wyraźne, ale lokalne, zmiany rzeźby są związane z katastrofalnymi opadami, np. latem 1997, 2001 r. (Kotarba 1999, Gorczyca i in. 2014) lub z wiatrem halnym (Kotarba 1970, Rojan 2010, Strzyżowski i in. 2016, 2018).

3.6. Zmienność modelowania rzeźby den dolin w profilu podłużnym

Zmiany w rzeźbie den dolin są zróżnicowane w ich profilu podłużnym, co jest uwarunkowane odziedziczoną rzeźbą. Doliny zlodowacone poniżej cyrków lodowcowych, a także doliny niezlodowacone są systemami otwartymi, w których następuje przepływ i odprowadzanie materii. Z kolei cyrki glacialne o przegłębionych dnach, występujące głównie w Tatrach Wysokich, stanowią system zamknięty.

Zasadniczo w czasie z przeciętnymi warunkami meteorologicznymi zmiany rzeźby den dolin są niewielkie i ograniczone do koryt potoków (Kaszowski 1973, Baumgart-Kotarba, Kotarba 1979, Krzemień 1985, 1991, Kotarba 2002).

Dna cyrków glacialnych są zasypywane materiałem dostarczanym przez spływy gruzowe lub lawiny, który wypełnia przestrzenie pomiędzy blokami morenowymi (Krzemień 1988, Kotarba 1994, Rączkowska 1999b, Gądek i in. 2016a, Rączkowska i in. 2017–2018). W miejscu zalegania płatów śniegu w dnach cyrków rozwijają się nisze niwalne. Stosunkowo rzadko, głównie w cyrkach Tatr Wysokich, występują formy gruntów strukturalnych (Rączkowska 2007). W inicjalnych korytach wyciętych w materiale morenowym, najczęściej w Tatrach Zachodnich, następuje transport materiału rozpuszczonego, co prowadzi do hibernacji tych form (Krzemień 1985, 1991).

Dna dolin zlodowaconych (walnych) powyżej górnej granicy lasu jedynie wyjątkowo zasypywane są osadami spływów gruzowych (Krzemień 1991, Kotarba 1992). Znacznie częściej materiał transportowany przez spływy gruzowe i lawiny jest składany w części przystokowej, w formie akumulacji rozproszonej lub słabo wykształconych stożków czy języków, a na całym dnie doliny zachodzi akumulacja eoliczna i denudacja chemiczna, ale bez widocznych skutków w morfologii. Koryta potoków są mało zmienne (Krzemień 1985, 1991). Podobnie w piętrze leśnym rzeźba dna tych dolin nie ulega widocznym zmianom, z wyjątkiem ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych, w wyniku których gruz skalny i drzewny ze żlebów jest akumulowany w dnie doliny przez procesy torencjalne (Gorczyca i in. 2014). Niewielkie zmiany zachodzą w morfologii koryt potoków (Krzemień 1985, 1991), chociaż w okresie spokoju wynoszenie drobnej frakcji i transport materiału rozpuszczonego sprzyjają zwiększeniu ich stabilności (Krzemień 1984, 1985). Transformacja koryt, głównie wskutek erozji bocznej, zachodzi w okresie wezbrań (Krzemień 1985), przy czym w czasie zdarzeń ekstremalnych, takich jak wezbrania w 1997 czy 2001 r., boczne poszerzanie koryta odbywa się przez podcinanie i cofanie o kilka metrów teras fluwioglacjalnych i wysoczyzn morenowych. W korytach powstają wtedy imbrykowane odsypy

Ryc. 3.15. Koryto Potoku Suchoj Wody wycięte w materiale morenowym i fluwioglacjalnym; transformacja koryta zachodzi głównie w czasie wezbrań ekstremalnych (fot. Z. Rączkowska 2007, 2018)

A – akumulacja materiału głazowego podczas wezbrania w 1997 r. – po 10 latach widoczna stabilizacja przez roślinność, B – zmiany morfologii tego samego odcinka koryta i akumulacja materiału głazowego i drzewnego w wyniku wezbrania w lipcu 2018 r.

typu *levée*. Zasięg przestrzenny tych zmian jest jednak ograniczony do odcinków pojedynczych dolin, np. w 1997 r. – Sucha Woda (Kotarba 1999), natomiast ich skutki pozostają niezmienione przez długi czas (ryc. 3.15a). W dolinie Suchej Wody okres ten trwał 20 lat, do powodzi ekstremalnej w lipcu 2018 r. (ryc. 3.15b).

Dna dolin niezłodowaconych w większości zajęte są przez koryta potoków. Ich rzeźba w okresie bez opadów ekstremalnych nie ulega wyraźnym zmianom, pomimo stosunkowo dużej intensywności procesów fluwialnych, np. transportu materiału wlezonego (Kaszowski 1973, Krzemień 1991, Płaczkowska, Krzemień 2018). Koryta potoków w tego typu dolinach na ogół wycięte są w litej skale (Kaszowski, Krzemień 1979), co ogranicza efektywność erozji, chociaż jej działanie prowadzi do lokalnego pogłębiania koryt (kociołki eworsyjne). Zasadniczo w korytach widoczna jest tendencja do ścinania progów skalnych i wyrównywania profilu podłużnego koryta postępującego sukcesywnie w górę potoku (Kaszowski 1973). Istotne zmiany w korycie powodują ekstremalne zdarzenia hydrometeorologiczne, kiedy materiał akumulacyjny może zostać w całości wyprątnięty z koryt, zwłaszcza bocznych dopływów, a uformowane z niego stożki zmieniają warunki funkcjonowania koryt i dolin głównych (Kaszowski 1973, Kotarba 1999, Gorczyca i in. 2014).

3.7. Tendencje zmian rzeźby

Pomimo dużej energii rzeźby Tatr współczesne zmiany są powolne. Spektakularne, nowe formy rzeźby tworzone są wskutek procesów wywołanych przez ekstremalne warunki hydrometeorologiczne. Utworzone w ten sposób formy są najczęściej trwałym elementem rzeźby.

Najwięcej widocznych zmian rzeźby ma charakter liniowej lub punktowej degradacji i wiąże się zarówno z czynnikami naturalnymi (spływy gruzowe, obrywy), jak i działalnością człowieka (turystyka, zwózka drewna).

Współczesne modelowanie rzeźby nawiązuje do piętrowości środowiska wysokogórskiego poprzez zróżnicowanie natężenia i rozmieszczenia procesów w poszczególnych piętrach.

Wśród procesów sekularnych powyżej górnej granicy lasu najważniejsze są procesy grawitacyjne i procesy peryglacjalne, w piętrach leśnych powolne ruchy masowe i procesy fluwialne.

W dzisiejszej ewolucji rzeźby widoczna jest tendencja do stabilizacji po małej epoce lodowej, kiedy intensywność procesów była większa, a także na skutek porośnięcia stoków przez zwarte murawy i las. Jednak stwierdzone w ostatnich kilkudziesięciu latach nasilenie ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych może spowodować zmianę tych tendencji.

Literatura

- Bac-Moszaszwili M., Burchart J., Głazek J., Iwanow I., Jaroszewski W., Kotański Z., Lefeld J., Mastella L., Ozimkowski W., Roniewicz P., Skupiński A., Westwalewicz-Mogilska E., 1979, *Mapa geologiczna Tatr, skala 1:30000*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Ballesteros-Cánovas J.A., Czajka B., Janecka K., Lempa M., Kaczka R.J., Stoffel M., 2015, *Flash floods in the Tatra Mountain streams: Frequency and triggers*, *Science of the Total Environment*, 511, 639–648.
- Balon J., 1989, *Wpływ tatarnictwa na morfologię ścian w dolinie Gąsienicowej*, *Czas. Geogr.*, 40, 1, 17–30.
- Balon J., 2002, *Antropogeniczne przemiany środowiska w Tatrach na przykładzie zlewni Białki*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Kraków–Zakopane, s. 341–347.
- Baranowski J., 2002, *Zróżnicowanie ekstremalnych temperatur na Hali Gąsienicowej*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Kraków–Zakopane, s. 125–130.
- Baranowski J., Rączkowska Z., Kędzia S., 2004, *Soil freezing and its relation to slow movements on alpine slopes (of the Tatra Mountains, Poland)*, *Analele Universitatii de Vest din Timisoara, Geografie*, 19, 169–179.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1979, *Wpływ rzeźby dna doliny i litologii utworów czwartorzędowych na wykształcenie koryta Białej Wody w Tatrach*, *Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica*, 12, 49–65.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1993, *Późnoglacialne i holocenijskie osady z Czarne Stawu Gąsienicowego w Tatrach*, *Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN*, 4–5, 9–30.
- Beniston M., 2003, *Climatic Change in Mountain Regions: A Review of Possible Impacts*, [w:] H.F. Diaz (red.), *Climate Variability and Change in High Elevation Regions: Past, Present & Future*, *Advances in Global Change Research*, 15, 5–31.
- Cebulak E., 1983, *Maximum daily rainfalls in the Tatra Mountains and Podhale Basin*, *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, 57, 337–343.
- Czochański J.T., 2000, *Wpływ użytkowania turystycznego na rozwój procesów i form erozyjno-denudacyjnych w otoczeniu szlaków*, [w:] D. Borowiak, J.T. Czochański (red.), *Z badań geograficznych w Tatrach Polskich*, Wyd. UG, Gdańsk, s. 331–348.
- Długosz M., 2015, *Spływy gruzowe*, [w:] K. Dąbrowska, M. Guzik (red.), *Atlas Tatr. Przyroda nieożywiona*, plansza V.2, Zakopane, Tatrzański Park Narodowy.
- Dobiński W., 1997, *Distribution of mountain permafrost in the High Tatras based on freezing and thawing indices*, *Biul. Peryglacjalny*, 36, 29–37.
- Dobiński W., 2004, *Wieloletnia zmarzlina w Tatrach: geneza, cechy, ewolucja*, *Przegl. Geogr.*, 76, 3, 327–343.
- Dudziak J., 1974, *Obserwacje nad rozwojem rynien stokowych na polanach tatrzańskich*, *Czasop. Geogr.*, 45, 1, 31–45.
- Falarz M., 2007, *Snow cover variability in Poland in relation to the macro- and mesoscale atmospheric circulation in the twentieth century*, *Intern. Journ. of Climatology*, 27, 2069–2081.
- Ferber T., 2002, *The age and origin of talus cones in the light of lichenometric research. The Skalnisty and Zielony talus cones, High Tatra Mountains, Poland*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 36, 77–89.
- Fidelus J., 2016, *Slope transformations within tourist footpaths in the northern and southern parts of the Western Tatra Mountains (Poland, Slovakia)*, *Zeit. für Geomorph.*, 60, 3, 139–162.

- Fidelus-Orzechowska J., Gorczyca E., Krzemień K., 2017, *Geomorfologiczne skutki gospodarki turystycznej w Tatrach*, Tatrzański Park Narodowy, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków.
- Gądek B., 2014, *Climatic sensitivity of the non-glaciated mountains cryosphere (Tatra Mts., Poland and Slovakia)*, Global and Planetary Change, 121, 1–8.
- Gądek B., Grabiec M., Kędzia S., Rączkowska Z., 2016a, *Reflection of climate changes in the structure and morphodynamics of talus slopes (the Tatra Mountains, Poland)*, Geomorphology, 263, 39–49.
- Gądek B., Grabiec M., Rączkowska Z., Maciata A., 2016b, *Variability of the snow avalanche danger in the Tatra Mountains during the past nine decades*, Geographia Polonica 89, 1, 65–77.
- Gądek B., Kaczka R.J., Rączkowska Z., Rojan E., Casteller A., Bebi P., 2017, *Snow avalanche activity in Żleb Żandarmierii in a time of climate change (Tatra Mts., Poland)*, Catena, 158, 201–212.
- Gądek B., Rączkowska Z., Żogała B., 2009, *Debris slope morphodynamics as a permafrost indicator in zone of sporadic permafrost, High-Tatras, Slovakia*, Zeit. für Geomorph., 53, Suppl. 2, 79–100.
- Gądek B., Szypuła B., 2015, *Współczesna kriosfera. Mapa 1:250 000*, [w:] K. Dąbrowska, M. Guzik (red.), *Atlas Tatr. Przyroda nieożywiona*, plansza V.1, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- Gerlach T., 1959, *Needle ice and its role in the displacement of the cover of waste material in the Tatra Mts.*, Przegl. Geogr., 31, 590–605.
- Gerlach T., 1970, *Etat actuel et méthodes de recherches sur les processus morphogénétiques actuels sur le fond des étages climatiques et végétaux dans les Carpates Polonaises*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 4, 47–63.
- German K., Kosiński M., Orawiec P., 2002, *Porównanie funkcjonowania i rozwoju geokompleksów utworzonych w Tatrach i na Podhalu, podczas opadów i powodzi w 1997 roku*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Kraków–Zakopane, s. 139–145.
- Głazek J., 1964, *Kras podmorenowy Doliny Pańszczycy w Tatrach*, Kwart. Geol., 8, 1, 161–170.
- Głazek J., Grodzicki J., 1996, *Kras i jaskinie*, [w:] Z. Mirek (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, TPN, Kraków–Zakopane, s. 139–168.
- Głazek J., Wójcik Z., 1963, *Zjawiska krasowe wschodniej części Tatr Polskich*, Acta Geol. Pol. 13, 1, 91–124.
- Gorczyca E., 2000, *Wpływ ruchu turystycznego na przekształcenie rzeźby wysokogórskiej na przykładzie Masywu Czerwonych Wierchów i Regli Zakopiańskich (Tatry Zachodnie)*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 105, 369–389.
- Gorczyca E., Krzemień K., 2002, *Wpływ ruchu turystycznego na rzeźbę Tatrzańskiego Parku Narodowego*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Kraków–Zakopane, s. 389–393.
- Gorczyca E., Krzemień K., Wrońska-Wałach D., Boniecki M., 2014, *Significance of extreme hydro-geomorphological events in the transformation of mountain valleys (Northern Slopes of the Western Tatra Range, Carpathian Mountains, Poland)*, Catena, 121, 127–141.
- Górník M., Holko L., Pociask-Karteczka J., Bičárová S., 2017, *Variability of precipitation and runoff in the entire High Tatra Mountains in the period 1961–2010*, Prace Geogr., 151, 53–74.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 11, 1–267.
- Hess M., 1974, *Piętra klimatyczne Tatr*, Czasop. Geogr., 45, 1, 75–94.

- Izmailow B., 1984a, *Eolian process in alpine belt of the High Tatra Mts., Poland*, Earth Surface Processes and Landforms, 9, 2, 143–151.
- Izmailow B., 1984b, *Eolian deposition above the upper timber line in the Gąsienicowa valley in the Tatra Mts.*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 61, 43–59.
- Jahn A., 1958, *Mikrorelief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry*, Biul. Peryglacjalny, 4, 227–249.
- Jahn A., 1979, *On Holocene and present-day morphogenetic processes in the Tatra Mountains*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 13, 111–129.
- Jodłowski M., 2015, *Nowa koncepcja zarządzania ruchem wspinaczkowym w Tatrzańskim Parku Narodowym jako forma ograniczenia wpływu taternictwa na środowisko*, [w:] A. Chrobak, T. Zwijacz-Kozica (red.), *Człowiek i środowisko. Nauka Tatrom*, t. 3, Tatrzański Park Narodowy, Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Oddział Krakowski, Zakopane, s. 63–72.
- Kaczka R.J., Lempa M., Czajka B., Janecka K., Rączkowska Z., Hreško J., Bugar G., 2015, *The recent changes of timberline in the Tatra Mountains. A case study of the Rybi Potok (Poland) and the Mengusovska Valley (Slovakia)*, Geogr. Pol., 88, 2, 71–88.
- Karrasch H., 1977, *Die klimatischen und aklimatischen Varianzfaktoren der periglazialen Höhenstufee in den Gebirgen West-und Mitteleuropas*, Abhandl. Der Akad. Wiss. In Gottingen, Math. Physik. Klasse, 31, 157–177.
- Kaszowski L., 1973, *Morphological activity of the mountain streams*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 31, 1–100.
- Kaszowski L., Kotarba A., 1985, *Mapa współczesnych procesów morfogenetycznych*, [w:] K. Trafas (red.), *Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Zakopane–Kraków, s. 10.
- Kaszowski L., Krzemień K., 1979, *Channel subsystems in the Polish Tatra Mts.*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 13, 149–161.
- Kaszowski L., Krzemień K., Libelt P., 1988, *Postglacial modelling of glacial cirques in the Western Tatras*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 71, 121–141.
- Kędzia S., 2014, *Are there any active rock glaciers in the Tatra Mountains?* Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 48, 5–16.
- Kędzia S., 2015, *Zarys historii badań przemarzania gruntu i wieloletniej zmarzliny w polskiej części Tatr*, Przegląd Geogr., 87, 1, 53–69.
- Kędzia S., Kotarba A., 2018, *The Little Ice Age in the Tatra Mountains*, Cuadernos de Investigación Geográfica, 44, 1, 47–67.
- Klimaszewski M., 1971, *A contribution to the theory of rockface development*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 5, 139–151.
- Klimaszewski M., 1985, *Geomorfologia*, [w:] K. Trafas (red.), *Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Zakopane–Kraków, s. 9.
- Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa.
- Kłapa M., 1970, *Problématique et méthodes de recherches de la station scientifique de l'Institut de Géographie de l'Académie Polonaise des Sciences à Hala Gąsienicowa dans les Tatras*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 4, 205–217.
- Kłapa M., 1980, *Procesy morfogenetyczne i ich związek z sezonowymi zmianami pogody w otoczeniu Hali Gąsienicowej w Tatrach*, Dokumentacja Geogr. IGIPZ PAN, 4, 1–55.
- Kłapyta P., 2012, *Ewolucja rzeźby wysokogórskiej Tatr Zachodnich w późnym glacie i holocenie*, Uniwersytet Jagielloński, Kraków.
- Kłapyta P., Zasadni J., Pociask-Karteczka J., Gajda A., Franczak P., 2016, *Late Glacial and Holocene paleoenvironmental records in the Tatra Mountains, East-Central Europe, based on lake, peat bog and colluvial sedimentary data: A summary review*, Quaternary International, 415, 126–144.

- Koreň M., 2006, *Vetrová kalamita 19. novembra 2004: nové pohľady a konsekvencie*, Tatry, 44, 7–28.
- Koszyk H., 1977, *Zróźnicowanie procesów grawitacyjnych we współczesnym modelowaniu rzeźby krystalicznej części Tatr Zachodnich na przykładzie Doliny Starorobociańskiej*, Praca magisterska, Archiwum IGiGP, UJ.
- Kot M., 1996, *Denudacja chemiczna Tatr Wysokich*, [w:] A. Kotarba (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek*, t. 1, *Nauki o Ziemi*, TPN-PTPNoZ, Kraków–Zakopane, s. 117–119.
- Kotarba A., 1967, *Żłobki krasowe w Tatrach*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 16, 25–42.
- Kotarba A., 1970, *The morphogenetic role of the foehn wind in the Tatra Mts.*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 4, 171–187.
- Kotarba A., 1971, *Coarse and intensity of present-day superficial chemical denudation in the Western Tatra Mts.*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 5, 111–127.
- Kotarba A., 1972, *Powierzchniowa denudacja chemiczna w wapienno-dolomitowych Tatrach Zachodnich*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 96, 1–116.
- Kotarba A., 1976, *Współczesne modelowanie węglanowych stoków wysokogórskich na przykładzie Czerwonych Wierchów w Tatrach Zachodnich*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 120, 1–128.
- Kotarba A., 1983, *Współczesne procesy eoliczne i stabilizacja zdegradowanych wierzchołów grzbietowych w piętrze halnym Tatr Polskich*, *Przegl. Geogr.*, 55, 1, 171–182.
- Kotarba A., 1984, *Elevational differentiation of slope geomorphic processes in the Polish Tatra Mts.*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 18, 117–133.
- Kotarba A., 1992, *Denudacja mechaniczna Tatr Wysokich pod wpływem opadów ulewnych*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 155, 191–208.
- Kotarba A., 1993–1994, *Zapis małej epoki lodowej w osadach jeziornych Morskiego Oka w Tatrach Wysokich*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 27–28, 61–69.
- Kotarba A., 1994, *Geomorfologiczne skutki katastrofalnych ulew w Tatrach Wysokich*, *Acta Universitatis Nicolai Copernici*, 27, 92, 21–34.
- Kotarba A., 1995, *Rapid mass wasting over the last 500 years in the High Tatra Mountains*, *Quaestiones Geographicae, Spec. Issue*, 4, 177–183.
- Kotarba A., 1996a, *Sedimentation rates in the High Tatra lakes during the Holocene – geomorphic interpretation*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 30, 51–61.
- Kotarba A., 1996b, *Współczesne procesy rzeźbotwórcze*, [w:] Z. Mirek (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, TPN, Inst. Botan., Inst. Ochr. Przyr. PAN, Kraków–Zakopane, s. 125–138.
- Kotarba A., 1997, *Formation of High-Mountain Talus Slopes Related to Debris-Flow Activity in the High Tatra Mountains*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 191–204.
- Kotarba A., 1998, *Morfogenetyczna rola opadów deszczowych w modelowaniu rzeźby Tatr podczas letniej powodzi w roku 1997*, *Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN*, 12, 7–23.
- Kotarba A., 1999, *Geomorphic effect of catastrophic summer flood of 1997 in the Polish Tatra Mountains*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 33, 101–115.
- Kotarba A., 2002, *Współczesne przemiany przyrody nieożywionej w Tatrzańskim Parku Narodowym*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Kraków–Zakopane, s. 13–19.
- Kotarba A., 2004, *Zdarzenia geomorfologiczne w Tatrach Wysokich podczas małej epoki lodowej*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 197, 9–55.
- Kotarba A., 2005, *Geomorphic processes and vegetation pattern changes. Case study in the Zelene Pleso Valley, High Tatra, Slovakia*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 39, 39–48.
- Kotarba A., 2006, *The Little Ice Age in the high Tatra mountains*, *Studia Quaternaria*, 23, 47–53.

- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system in the Polish Tatra Mountains*, Geogr. Studies IGIPZ PAN, Spec. Issue, 3, 1–106.
- Kotarba A., Kłapa M., Rączkowska Z., 1983, *Procesy morfogenetyczne kształtujące stoki Tatr Wysokich*, Dokumentacja Geogr. IGIPZ PAN, 1, 1–82.
- Kotarba A., Pech P., 2002, *The recent evolution of talus slopes in the High Tatra Mountains (with the Pańszczyca valley as example)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 36, 69–76.
- Kotarba A., Rączkowska Z., Długosz M., Boltižiar M., 2013, *Recent debris flow in the Tatra Mountains*, [w:] D. Loczy (red.), *Geomorphological Impact of Extreme Weather (Case Studies from Central and Eastern Europe)*, Springer, Dordrecht, s. 221–236.
- Kozłowska A.B., Rączkowska Z., 1999, *Środowisko wysokogórskie jako system wzajemnie powiązanych elementów*, Prace Geogr. IGIPZ PAN, 174, 121–132.
- Krusiec M., 1996, *Wpływ ruchu turystycznego na przekształcanie rzeźby Tatr Zachodnich na przykładzie Doliny Chochołowskiej*, Czasop. Geogr., 67, 3–4, 303–320.
- Krzemień K., 1984, *Fluvial transport balance in high-mountain crystalline catchment*, Prace Geogr. IG UJ, 61, 61–70.
- Krzemień K., 1985, *Present-day activity of the high-mountain stream in the Western Tatra Mts.*, *Questiones Geographicae*, Spec. Issue, 1, 139–146.
- Krzemień K., 1988, *The dynamics of debris flows in the upper part of the Starorobociańska Valley (Western Tatra Mts.)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 22, 123–144.
- Krzemień K., 1991, *Dynamika wysokogórskiego systemu fluwialnego na przykładzie Tatr Zachodnich*, Rozprawy Habilit. UJ, 215, 1–160.
- Krzemień K., 1992, *The high-mountain fluvial system in the Western Tatras – perspective*, Geogr. Pol., 60, 51–65.
- Krzemień K., Kłapyta P., 2017–2018, *Current state of knowledge and turning points in geomorphologic studies on the present-day evolution of the Tatra Mountains*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 51–52, 107–137.
- Krzemień K., Libelt P., Mączka T., 1995, *Geomorphological conditions of the timberline in the Western Tatra Mountains*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 98, 155–170.
- Książkiewicz M., 1972, *Karpaty*, [w:] W. Pożarski (red.), *Budowa geologiczna Polski*, t. 4, *Tektonika*, cz. 3, Wyd. Geol., Warszawa, s. 9–66.
- Lempa M., Kaczka R.J., Janecka K., Rączkowska Z., 2015, *Dendrogeomorphological study on snow avalanches in the Tatra Mountains (Southern Poland)*, [w:] R. Wilson, G. Helle, H. Gärtner (red.), *TRACE – Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology*, vol. 13, GFZ Potsdam, Scientific Technical Report STR15/06, s. 110–115.
- Libelt P., 1988, *Warunki i przebieg sedymentacji osadów postglacialnych w cyrkach lodowcowych Tatr Zachodnich na przykładzie Kotła Starorobociańskiego*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 22, 63–82.
- Lubera E., 2014, *Frost weathering of selected rocks from the Tatra Mountains*, *Questiones Geographicae*, 33, 1, 75–88.
- Lubera E., 2016, *Wietrzenie mrozowe i odpadanie ze ścian skalnych w obszarze wysokogórskim, na przykładzie Tatr Zachodnich*, manuskrypt pracy doktorskiej, Archiwum IGiGP UJ, Kraków.
- Lukniš M., 1968, *The intensity of lowering in the High Tatra ridges since retreat of glaciers*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 2, 5–10.
- Lukniš M., 1973, *Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia*, Wyd. SAV, Bratislava.
- Mamica W., 1984, *Współczesna dynamika rzeźby wysokogórskiej na przykładzie doliny Wyżniej Chochołowskiej w Tatrach Zachodnich*, praca magisterska, Archiwum IGiGP UJ, Kraków.
- Midriak R., 1983, *Morfogenéza povrhu vysokých pohorí*, VEDA, Bratislava.

- Midriak R., 1984, *Debris flows and their occurrence in the Czechoslovak Carpathians*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 18, 135–149.
- Midriak R., 1996, *Present-day processes and micro-landforms evaluation; case study of Kopske Sedlo, the Tatra Mts, Slovakia*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 30, 35–50.
- Mościcki J., Kędzia S., 2001, *Investigation of mountains permafrost in the Kozi Dolinka valley, Tatra, Mountains, Poland*, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 55, 235–240.
- Oszczypko N., 1995, *Karpaty Wewnętrzne*, [w:] J. Warszyńska (red.), *Karpaty Polskie*, Wyd. Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, s. 16–17.
- Niedźwiedz T., 1992, *Climate of the Tatra Mountains*, *Mountain Research and Development*, 12, 2, 131–146.
- Niedźwiedz T., 2003, *Extreme precipitation events on the northern side of the Tatra Mountains*, *Geogr. Pol.*, 76, 2, 15–23.
- Niedźwiedz T., Lupikasz E., Piskwar I., Kundzewicz Z.W., Stoffel M., Malarzewski L., 2015, *Variability of high rainfalls and related synoptic situations causing heavy floods at the northern foothills of the Tatra Mountains*, *Theor. Appl. Climatol.*, 119, 273–284.
- Piotrowska K., Danel W., Iwanov A., Gaździcka E., Rączkowski W., Bezák V., Magla J., Polák M., Kohút M., Gross P., 2015, *Geologia. Mapa 1. 1 : 100 000*, [w:] K. Dąbrowska, M. Guzik (red.), *Atlas Tatr. Przyroda nieożywiona*, plansza IV.1, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- Płaczowska E., Krzemień K., 2018, *Natural conditions of coarse bedload transport in headwater catchments (Western Tatras, Poland)*, *Geografiska Annaler*, A, 4, 370–387.
- Rączkowska Z., 1992, *Niektóre aspekty niwacji w Tatrach Wysokich*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 156, 209–223.
- Rączkowska Z., 1993, *Ilościowe wskaźniki niwacji w Tatrach Wysokich*, *Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN*, 4–5, 63–81.
- Rączkowska Z., 1995, *Nivation in the High Tatras, Poland*, *Geografiska Ann.*, 77A, 4, 251–258.
- Rączkowska Z., 1999a, *Rzeźba stoków w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 174, 17–24.
- Rączkowska Z., 1999b, *Slope dynamics in the periglacial zone of the Tatra Mts.*, *Biul. Peryglacjalny*, 38, 127–133.
- Rączkowska Z., 2006, *Recent geomorphic hazards in the Tatra Mts.*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 40, 45–60.
- Rączkowska Z., 2007, *Współczesna rzeźba peryglacjalna wysokich gór Europy*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 212, 1–252.
- Rączkowska Z., 2019, *Human impact in the Tatra Mountains*, *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 45, 1, 219–244.
- Rączkowska Z., Cebulski J., Rączkowski W., Wojciechowski T., Perski Z., 2017–2018, *Using TLS for monitoring talus slope morphodynamics in the Tatra Mts.*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 51–52, 179–198.
- Rączkowska Z., Długosz M., Rojan E., 2016a, *Geomorphological conditions of snow avalanches in the Tatra Mountains*, *Zeit. für Geomorph.*, 64, 4, 285–297.
- Rączkowska Z., Kozłowska A., 2002, *Odzwierciedlenie wpływów antropogenicznych w wybranych elementach środowiska przyrodniczego otoczenia Kasprowego Wierchu*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Kraków–Zakopane, s. 403–406.
- Rączkowska Z., Kozłowska A., 2010, *Wpływ turystyki na rzeźbę i roślinność przy ścieżkach w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, [w:] Z. Krzan (red.), *Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem. Materiały IV Konferencji Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek*, Zakopane, s. 11–15.

- wiek, 14–16.10.2010, Zakopane, t. 3, *Człowiek i środowisko*, TPN, PTPNoZ, Zakopane, s. 21–28.
- Rączkowska Z., Rojan E., Długosz M., 2016b, *The morphodynamics of slopes within the snow avalanche starting zones in the Tatras*, Geogr. Pol., 89, 1, 17–29.
- Rączkowski W., 1981, *Zróżnicowanie współczesnych procesów grawitacyjnych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Tatry Wysokie)*, Biul. Inst. Geol., 332, 139–152.
- Rączkowski W., Boltziar M., Rączkowska Z., 2015, *Rzeźba. Mapa 1:100 000*, [w:] K. Dąbrowska, M. Guzik (red.), *Atlas Tatr. Przyroda nieożywiona*, plansza V.1, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- Rojan E., 2010, *Rola bardzo silnego wiatru w przekształcaniu rzeźby terenu w piętrze leśnym gór, na przykładzie wiatrowału w słowackich Tatrach Wysokich*, Czasop. Geogr., 81, 103–123.
- Rojan E., 2015, *Changes in unpaved forest roads of the windthrow area in the Slovak High Tatra Mts in years 2004–2014*, *Štúdie o Tatranskom Národnom Parku*, 11, 44, 97–106.
- Selby M.J., 1982, *Hillslope Materials and Processes*, Oxford University Press, Oxford & New York.
- Strzyżowski D., Fidelus-Orzechowska J., Żelazny M., 2016, *Geomorphological changes within a hillslope caused by a windthrow event in the Tatra Mountains, Southern Poland*, *Geografiska Ann.*, 98A, 4, 347–360.
- Strzyżowski D., Fidelus-Orzechowska J., Żelazny M., 2018, *Sediment transport by uprooting in the forested part of the Tatra Mountains, southern Poland*, *Catena*, 160, 329–338.
- Ustrnul Z., Walawender E., Czekierda D., Šťastný P., Lapin M., Mikulová K., 2015, *Opady atmosferyczne i pokrywa śnieżna*, [w:] K. Dąbrowska, M. Guzik (red.), *Atlas Tatr. Przyroda nieożywiona*, plansza II.3, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- Wiśliński A., 1996, *Nowa mapa płatów firnu i lodu w Tatrach Polskich*, [w:] A. Kotarba (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek*, t. 1, *Nauki o Ziemi*, TPN-PTPNoZ, Kraków–Zakopane, s. 126–127.
- Wrzosek A., 1933, *Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr Polskich*, *Wiadomości Służby Geogr.*, 7.
- Zasadni J., Kłapyta P., Broś E., Ivy-Ochs S., Świąder A., Christ M., 2018, *Post-Younger Dryas stabilization of rock glaciers in the High Tatra Mountains revealed by ¹⁰Be cosmogenic nuclide dating*, *Geophysical Research Abstracts*, 20, EGU2018–19204–1.
- Zielonka T., Holeksa J., Ciapała S., 2008, *A reconstruction of flood events using scarred trees in the Tatra Mountains, Poland*, *Dendrochronologia*, 26, 3, 173–183.
- Zielonka A., Wrońska-Walach D., 2019, *Can we distinguish meteorological conditions associated with rockfall activity by dendrochronological analysis? – An example from Tatra Mts.*, *Science of The Total Environment*, 662, 422–433.
- Zwoliński Z., Stachowiak J., 2012, *Geodiversity map of the Tatra National Park for geotourism*, *Quaestiones Geographicae* 31(1), 99–107.
- Żmudzka E., Nejedlik P., Mikulová K., 2015, *Temperatura, wskaźniki termiczne*, [w:] K. Dąbrowska, M. Guzik (red.), *Atlas Tatr. Przyroda nieożywiona*, plansza II.2, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- Žiak M., Długosz M., 2015, *Potencjalne obszary lawinowe*, [w:] K. Dąbrowska, M. Guzik (red.), *Atlas Tatr. Przyroda nieożywiona*, plansza V.3, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.