



You have downloaded a document from
RE-BUŚ
repository of the University of Silesia in Katowice

Title: Występowanie i wybrane cechy morfometryczne szlaków spływów
gruzowych w Tatrach

Author: Piotr Jurczak, Piotr Migoń, Ryszard Kaczka

Citation style: Jurczak Piotr, Migoń Piotr, Kaczka Ryszard. (2012).
Występowanie i wybrane cechy morfometryczne szlaków spływów
gruzowych w Tatrach. "Czasopismo Geograficzne" (T. 83, z. 1/2 (2012), s. 29-
45).



Uznanie autorstwa - Licencja ta pozwala na kopiowanie, zmienianie,
rozprowadzanie, przedstawianie i wykonywanie utworu jedynie pod warunkiem
oznaczenia autorstwa.

WYSTĘPOWANIE I WYBRANE CECHY MORFOMETRYCZNE SZLAKÓW SPŁYWÓW GRUZOWYCH W TATRACH I KARKONOSZACH

Piotr Jurczak¹, Piotr Migoń², Ryszard J. Kaczka¹

¹ *Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
pjswce@o2.pl, ryszard.kaczka@us.edu.pl*

² *Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski,
pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław
piotr.migon@uni.wroc.pl*

Jurczak P., Migoń P., Kaczka R. J., 2012, Występowanie i cechy morfometryczne szlaków spływów gruzowych w Tatrach i Karkonoszach, *Czasopismo Geograficzne*, 83(1–2): 29–45.

Artykuł wpłynął do redakcji 21.08.2012; po recenzji zaakceptowany 17.04.2013.

Streszczenie

Spływy gruzowe należą do najważniejszych procesów rzeźbotwórczych kształtujących stoki gór wysokich i strome stoki gór średnich powyżej górnej granicy lasu. W Polsce są one powszechne w Tatrach i – w mniejszym zakresie – w Karkonoszach, a w pozostałych pasmach górskich występują incydentalnie lub w ogóle. W artykule przedstawiono wyniki analizy typologicznej i morfometrycznej szlaków spływów gruzowych przeprowadzonej dla Tatr i Karkonoszy, którą objęto całą populację tych form. W Tatrach podstawą analizy była identyfikacja szlaków spływów na ortofotomapie z 1999 r. i pomiary kartometryczne wykonane przy użyciu ArcGIS 9.2., w Karkonoszach – kartowanie terenowe. Zaproponowano rozbudowaną typologię morfologiczną szlaków spływów, w której wyróżniono sześć kategorii, w zależności od natury strefy źródłowej, tranzytu i depozycyjnej. Baza danych obejmowała 418 szlaków spływowych z Tatr i 83 z Karkonoszy. Stwierdzono wyraźne różnice między Tatrami Wysokimi, Zachodnimi i Karkonoszami, nawiązujące do głównych cech rzeźby poszczególnych masywów górskich. W Tatrach Wysokich niemal jednakową liczebność wykazują spływy generowane na stokach z pokrywą zwietrzelinową (43,4%) i w rynnach korazyjnych rozcinających ściany skalne kotłów polodowcowych (41,5%), w Tatrach Zachodnich odpowiednie udziały procentowe wynoszą 67,5% i 24%, a w Karkonoszach 56,6% i 33,7%, przy czym niemal 22 z 28 szlaków w rynnach korazyjnych występuje w jednym miejscu – Wielkim Śnieżnym Kotle. W Tatrach odnotowano 26 szlaków o długości ponad 500 m, w Karkonoszach tylko jeden szlak osiągnął tę długość, natomiast wartości średnie są do siebie zbliżone i wynoszą nieco ponad 200 m. Omówiono także zagadnienie zagrożeń stwarzanych przez spływy gruzowe – ogólnie są one niewielkie, ale niekiedy powodują uszkodzenie infrastruktury komunikacyjnej i turystycznej.

Wprowadzenie

Spływy gruzowe (ang. *debris flows*) należą do najszybszych i najgroźniejszych ruchów masowych, obok obrywów i lawin kamiennych. Są one definiowane jako szybkie przemieszczenia w dół stoku materiału mineralnego różnej wielkości (od iltu po duże głazy, niekiedy bloki), przepojonego wodą [Corominas i in. 1996]. Udział wagowy materiału klastycznego wynosi 70–90%, a z reologicznego punktu widzenia odkształcenia są typu lepkoplastycznego [Costa 1984]. Prędkość przemieszczeń wynosi powyżej 1 m s^{-1} . Spływy gruzowe są typowe dla środowiska wysokogórskiego, stąd powszechne jest ich występowanie w Alpach, Pirenejach, Kaukazie i w wielu innych górach wysokich świata. Transport materiału odbywa się w dwóch zasadniczych sytuacjach morfologicznych: na stokach, najczęściej w obrębie strukturalnie uwarunkowanych rynien (żlebów) i znajdujących się poniżej nich stożków usypiskowych oraz w dnach dolin [Brunsdén 1979, Innes 1983]. Te drugie są zwykle zasilane przez spływy gruzowe pierwszego typu, schodzące ze stoków. Uruchomienie procesu jest związane na ogół z opadami o dużej intensywności, ale rolę inicjującą może odgrywać także zanik wieloletniej zmarzliny, tajanie pokrywy śnieżnej, czy wstrząs sejsmiczny. Bezpośrednim czynnikiem spustowym jest przekroczenie granicznej wartości kąta tarcia wewnętrznego wskutek wzrostu udziału wody w luźnym materiale zalegającym na stoku.

Zainteresowanie spływami gruzowymi jest podyktowane wieloma względami. Są one ważnym elementem systemu morfogenetycznego gór wysokich i głównym, obok transportu glacialnego, sposobem transferu materiału zwietrzelinowego ze stoków do den dolin, a niekiedy nawet na przedpolu gór [Kotarba i in. 1987, Selby 1993]. Są one także wskaźnikiem stanu i dynamiki środowiska, co

nabiera szczególnego znaczenia w kontekście debaty nad skutkami globalnych zmian klimatycznych. Przypuszcza się, że wraz z postępującym ocieplaniem klimatu w wielu obszarach górskich, zwłaszcza subpolarnych, nastąpi wzrost częstotliwości spływów gruzowych wskutek zmian w termice gruntu i zaniku zmarzliny [Zimmermann, Haeblerli 1992]. Spływy gruzowe pełnią ważną funkcję geoekologiczną, kształtując, między innymi, górną granicę lasu. Spływy gruzowe są także procesem, który niesie ze sobą znaczne zagrożenia dla ludzi przebywających w dolinach górskich oraz dla elementów infrastruktury.

W Polsce spływy gruzowe były opisywane przede wszystkim z Tatr i Karkonoszy, gdzie występują powszechnie, a ich rola w systemach morfogenetycznych została dobrze rozpoznana. Pojedyncze opisy pochodzą z innych części Karpat i Sudetów, brak jednak w literaturze całościowego przedstawienia tego ważnego zjawiska geodynamicznego dla najwyższych partii polskich gór. Celem niniejszego artykułu jest wypełnienie tej luki, a w szczególności porównanie morfometrycznych i typologicznych cech spływów gruzowych występujących w górach wysokich (Tatry) i średnich (Karkonosze). Jakkolwiek szlaki spływów gruzowych można opisać wieloma parametrami geomorfometrycznymi, na potrzeby artykułu wybrano dwa: długość i zakres wysokościowy, które najlepiej charakteryzują rangę zjawiska. Omówione zostaną także aktualne i potencjalne zagrożenia związane z występowaniem spływów gruzowych.

Przedmiotem analiz porównawczych jest 418 szlaków spływów gruzowych z Tatr i 83 z Karkonoszy. W Tatrach przedmiotem analizy i pomiarów dokonanych na numerycznym modelu wysokości przy użyciu oprogramowania ArcGis 9.2. były formy widoczne na ortofotomapach z 1999 r., identyfikowane

przez jasny ton obrazu, a więc szlaki nie zatarte przez sukcesję roślinną. W Karkonoszach szlaki były mierzone w terenie, w ramach szczegółowego kartowania geomorfologicznego, niezależnie od stopnia wtórnego pokrycia roślinnością. Należy przy tym pamiętać, że brak pokrywy roślinnej w rynnach korazyjnych i na stożkach usypiskowych może być także związany z jej niszczeniem przez lawiny śnieżne, które często wykorzystują te same obniżenia powierzchni stokowej, co spyły gruzowe. Materiał podany analizie nie jest zatem w pełni jednorodny. Jednak ze względu na fakt, że przedmiotem zainteresowania są cechy morfometryczno-typologiczne szlaków spływowych, a nie ich wiek, to – mając na względzie wielkość populacji tatrzańskiej – powyższa niejednorodność nie powinna mieć wpływu na całościowy obraz zjawiska. W Tatrach analizę przeprowadzono na poziomie głównych zlewni, a w Karkonoszach, gdzie spyły mają mniejsze rozprzestrzenienie, w odniesieniu do kotłów polodowcowych.

Spyły gruzowe w Tatrach

Znaczenie spływów gruzowych w systemie morfogenetycznym Tatr, zarówno Wysokich, jak i Zachodnich, zostało dobrze rozpoznane [Kotarba i in. 1987, Krzemień 1988], a w literaturze szczegółowo udokumentowano niektóre pojedyncze zdarzenia [Kotarba 1994a, Krzemień i in. 1995]. Dzięki dużej częstotliwości występowania tych procesów możliwe było określenie wartości progowej intensywności opadu wywołującego spływ na około $35\text{--}40\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ [Kotarba 1992, Kapusta i in. 2010]. Na szeroką skalę rozwinięto lichenometryczne datowanie spływów i ustalono, że schyłek małej epoki lodowej (druga połowa XIX w.) był okresem szczególnie obfitującym w spyły [Kotarba 1989]. Badania osadów dennych jezior tatrzańskich pozwoliły postawić tezę, że dostawa materiału

ze spływów była nierównomierna w czasie, a częstotliwość występowania spływów odzwierciedlała fluktuacje klimatyczne w holocenie [Kotarba 1994b, Kotarba, Baumgart-Kotarba 1997].

Spyły gruzowe są powszechniejsze w Tatrach Wysokich. Występuje w nich 263 spośród 418 szlaków spływów uwzględnionych w niniejszej pracy (63%), natomiast w zajmujących większą powierzchnię Tatrach Zachodnich jest ich 155. Najwięcej szlaków odnotowano w Dolinie Pięciu Stawów i Roztoki (89), w dalszej kolejności w Dolinie Rybiego Potoku (65) i Gąsienicowej (40). Powierzchnie objęte spływami zajmują nawet do 1,7% zlewni (Dolina Rybiego Potoku). Dla porównania, w Tatrach Zachodnich, najbogatsza w szlaki spływowe Dolina Jarząbca ma ich tylko 28, a Dolina Starorobociańska – 24. Pod względem powierzchni szlaki spływowe zajmują największy obszar w Dolinie Jarząbce (0,79%), natomiast w połowie dolin ich udział nie przekracza 0,1%. Praktycznie nie odnotowano spływów w reglowej części Tatr; wyjątkiem jest Dolina Strążyska. Nierównomierność rozmieszczenia wydaje się mieć związek głównie z uwarunkowaniami geomorfologicznymi: nachyleniami stoków i dostępnością materiału skalnego, częściowo odziedziczonego z plejstocenu (pokrywy glacialne i grawitacyjne), a częściowo nadal produkowanego przez wietrzenie mechaniczne już w holocenie. Dostępność materiału decyduje o miejscach występowania spływów. W Tatrach Wysokich są to głównie stożki usypiskowe pod wysokimi ścianami skalnymi kotłów i żłobów lodowcowych oraz pokrywy gruzowe na stokach o nachyleniu $30\text{--}50^\circ$. W dużo mniejszym zakresie źródłem materiału są usypiska w dnach rynien korazyjnych. W Tatrach Zachodnich stożki usypiskowe są mniejsze i w większym stopniu utrwalone przez roślinność. Źródłem materiału dla spływów są w dużej mierze gruzowo-

gliniaste pokrywy zwietrzelinowe skał magmowych i metamorficznych na stokach o nachyleniu 30–50°, rzadziej zwietrzeliny skał osadowych.

Występowanie sływów gruzowych w Tatrach jest w zdecydowanej większości ograniczone do obszaru położonego powyżej górnej granicy lasu, przebiegającej na wysokości 1500–1550 m n.p.m. Wiele sływów gruzowych, zwłaszcza w Tatrach Wysokich, zatrzymuje się w dolnych partiach stożków usypiskowych lub dociera do den kotłów, będących lokalnymi bazami erozyjnymi. Należą one do grupy sływów stokowych. Część z nich dociera do jezior polodowcowych, a strefa depozycji znajduje się pod wodą. Stosunkowo nieliczne sływy przekraczają górną granicę lasu. Przykładem może być sływ na północnych stokach Ornaku w Tatrach Zachodnich z dnia 4. czerwca 1993 r., zainicjowany na wysokości 1590 m n.p.m., który osiągnął górną granicę lasu na wysokości 1420 m n.p.m. i dalej przemieszczał się w dół żlebu, a następnie, jako sływ dolinny, osiągnął dolinę do wysokości 1100 m n.p.m. [Krzemień i in. 1995].

Sływy gruzowe w Karkonoszach

Występowanie sływów gruzowych w Karkonoszach jest rzadsze niż w Tatrach, a także bardziej ograniczone przestrzennie [Migoń, Parzóch 2008]. Sływy są epizodycznie uaktywniającym się składnikiem systemu morfogenetycznego Karkonoszy, niemniej – podobnie jak w Tatrach – odgrywają ważną rolę rzeźbotwórczą i ekologiczną, kształtując przede wszystkim górną granicę lasu [Parzóch i in. 2008]. Uaktywnianie sływów dokonuje się niemal zawsze w trakcie opadów o bardzo dużej wydajności, a prawdopodobna wartość progowa wydajności opadu jest rzędu 20 mm·h⁻¹ [Parzóch, Migoń 2010]. Według danych historycznych [Pilous 1977], ulewne deszcze w lipcu 1882 r. spowo-

dowały powstanie 21 sływów, a jeszcze większe opady w lipcu 1897 r. – 40 sływów (dane dla czeskiej strony Karkonoszy). W czasach nam bliższych, po krótkotrwałej ulewie nad Kotle Łomniczki we wschodnich Karkonoszach, w dniu 2. września 1994 r. powstało 5 sływów gruzowych i kilka płytkich osuwisk zwietrzelinowych. Z kolei w dekadzie 2001–2010 sływy gruzowe w polskiej części Karkonoszy występowały sporadycznie [Migoń i in. 2006, Parzóch, Migoń 2010]. Ogółem w polskich Karkonoszach zinwentaryzowano formy pozostawione przez ponad 80 sływów gruzowych, z czego 14 miało miejsce w okresie po 1994 r.

Przestrzennie sływy po polskiej stronie Karkonoszy są związane w zdecydowanej przewadze ze stromymi zboczami kotłów polodowcowych, położonymi powyżej górnej granicy lasu. Jedyne kilka przypadków odnotowano w wysoko położonych niszach źródłiskowych i na zboczach dolin w piętrze leśnym. Problematyczne jest przypisanie jednoznacznej pozycji morfologicznej licznym sływom na wschodnich stokach Kopy. Formalnie są one traktowane jako część Kotła Łomniczki, ale lodowiec wypełniający kocioł był niewielkich rozmiarów i nie miał bezpośredniego udziału w kształtowaniu stoków położonych powyżej 200 m ponad dnem doliny. W zdecydowanej większości przypadków materiałem podlegającym upłynięciu była pokrywa zwietrzelinowa *in situ* podścielająca mało zróżnicowaną morfologicznie powierzchnię stokową. Tylko w Wielkim Śnieżnym Kotle sływy gruzowe są inicjowane w obrębie rumowiska grawitacyjnego wypełniającego rynny korazyjne rozcinające skaliste ściany kotła, a transport odbywa się po powierzchni stożków usypiskowych [Parzóch, Migoń 2010, Migoń i in. 2010]. Sływy gruzowe w Karkonoszach to niemal wyłącznie sływy typu stokowego.

Splywy gruzowe w innych masywach górskich Polski

Poza Tatrami i Karkonoszami splywy gruzowe w polskich górach występują okazjonalnie. Największym pod względem skali był splyw na północnych stokach Babiej Góry, który miał miejsce pod koniec lipca 2002 r. Strefa oderwania znajdowała się na wysokości 1600–1650 m n.p.m., znacznie powyżej górnej granicy lasu, a splyw odbywał się na odcinku ponad 700 m [Łajczak, Migoń 2007]. Pod względem lokalizacji i cech morfologicznych splyw na Babiej Górze wykazuje podobieństwa do karkonoskich splywów z Kotła Łomniczki. Został zainicjowany przez płytkie, ale rozległe osuwisko zwietrzelinowe na stoku bez śladów przeobrażenia glacialnego, następnie uległ transformacji w splyw i po osiągnięciu górnej granicy lasu kontynuował się w obrębie boru regla górnego, stopniowo pozostawiając niesiony materiał. W środkowym odcinku pozostawił wyraźną rynnę z wałami bocznymi o wysokości do 2 m. Splyw gruzowy na Babiej Górze z 2002 r. jest jedynym procesem tego typu odnotowanym w czasach historycznych. Na stokach w piętrze regla górnego występują formy reliktowe po splywach o dużym zasięgu, ale nieznanym wieku.

Splywy gruzowe i gruzowo-błotne w Beskidach były także opisywane przez T. Ziętara [1974, 1999], który zaadaptował do realiów polskich podział splywów (w publikacji z 1974 r. nazywanych murami) na strukturalne i turbulentne, obecny w klasycznej pracy Flejszmana [1970]. Mury turbulentne [także: Tomaszewski 1967], kształtujące łożyska potoków i podlegające „prawom dynamiki ruchu wody w korycie lub łożysku” [Ziętara 1974, s. 22], do których odnosiła się większość opisów z Karpat w cytowanych pracach, są jednak odmiennym procesem transportu niż splywy gruzowe

według definicji przytoczonej na początku artykułu. W terminologii anglojęzycznej odpowiadają one określeniu *hyperconcentrated flow* i często powstają na drodze transformacji stokowego splywu gruzowego, który osiągnął koryto w dolinie rzecznej [Costa 1984]. Właściwe splywy gruzowe („strukturalne”) zostały wykazane na szkicach wybranych obszarów osuwiskowych w Beskidzie Śląskim, Żywieckim i Wyspowym [Ziętara 1974, 1999], ale cytowane prace nie zawierają informacji ilościowych o wzmiankowanych drogach przemieszczania się materiału gruzowego, stąd nie jest możliwe ich uwzględnienie w analizie porównawczej.

W polskich Sudetach, poza Karkonoszami, zdarzenia opisywane jako splywy gruzowe praktycznie nie zdarzały się. Niewielkie (< 100 m) przemieszczenia odnotowano w lipcu 1997 r. w Masywie Śnieżnika, ale proces miał raczej charakter osuwiska zwietrzelinowego niż typowego splywu. Należy odnotować częste występowanie splywów gruzowych (mur) w czeskiej części Sudetów Wschodnich, w Hrubym Jeseníku [Gába 1992]. Niektóre z nich były ostatnio analizowane przy pomocy metod dendrogeomorfologicznych [Malik, Owczarek 2009], brak natomiast jednolitego, całościowego opracowania tych form. W 2010 r. odnotowano także kilka splywów gruzowych w czeskiej części Gór Izerskich, z których najdłuższy pokonał odległość 980 m [Pilous 2011].

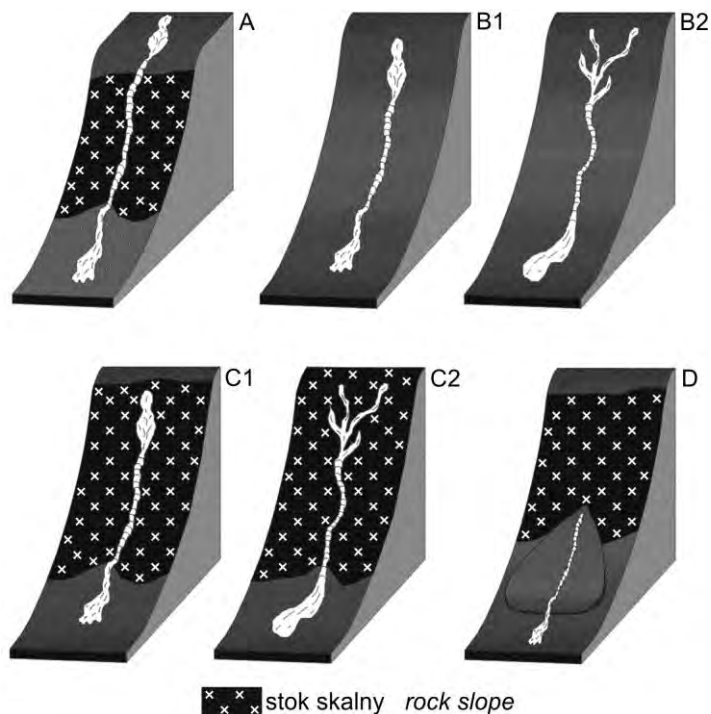
Cechy typologiczne i morfometryczne splywów gruzowych w Tatrach i Karkonoszach

Typologia

Splywy gruzowe wykazują duże zróżnicowanie, tak pod względem stosunku do większych form rzeźby, jak i własnych cech morfologicznych. Niemniej, można wśród nich wyróżnić kilka

podstawowych typów. Przedstawiona poniżej typologia nawiązuje do zaproponowanej przez K. Krzemienia [1988], uzupełniając ją i rozbudowując (ryc. 1). Typ A występuje na stokach o złożonej morfologii, tworzonych przez segment górny z pokrywą zwietrzelinową, środkowy w postaci ściany skalnej i dolny, o charakterze stoku gruzowego. Stoki takie są powszechne w Tatrach Zachodnich, gdzie mniejsza skala przemodowania glacialnego dolin nie spowodowała całkowitego zatarcia starszej morfologii dolinnej [Klimaszewski 1964]. Typ B [Krzemień 1988] cechuje strome stoki z niestabilną pokrywą utworów nieskon-

solidowanych: glacialnych, wodnolodowcowych, grawitacyjnych i zwietrzelinowych, nie posiadające odcinka ściany skalnej. Rynna spływu jest efektem erozji w tych pokrywach. W niniejszej pracy w obrębie tego typu wyróżniono dwa podtypy: B1 o prostej morfologii, z jedną strefą oderwania oraz bardziej złożony podtyp B2, w którym główna rynna jest zasilana przez materiał pochodzący z kilku niezależnych od siebie stref oderwania. Typ C pojawia się w klasycznej domenie stokowej gór wysokich złożonej ze ścian skalnych i stoku gruzowego (usypiskowego) poniżej. Spływ jest generowany w rynnach korazyjnych (zle-



Ryc. 1. Typologia spływów gruzowych (objaśnienia w tekście).

Fig. 1. Typology of debris flows: A – initiated on regolith-covered slope above rock slope; B – initiated within regolith-covered slope, single source zone; C – initiated within regolith-covered slope, multiple source zone; D – initiated within rock slope, single source zone; E – initiated within rock slope, multiple source zone; F – initiated on debris cone below rock face.

bach) rozcinających ściany i zatrzymuje się na niżej leżących stożkach usypiskowych. Tu także dokonano dalszego podziału, na zasadzie analogicznej jak w przypadku splywów typu B. Podtyp C1 cechuje się prostą morfologią i jest ograniczony do jednej rynny korazyjnej, natomiast w podtypie C2 do upłynnienia materiału dochodzi w kilku rynnach tworzących jeden system morfologiczny. Splywy gruzowe typu A, B i C mogą mieć charakter splywu stokowego w górnym odcinku szlaku i dolinnego w odcinku dolnym, choć takich morfologicznie dwudzielnych szlaków splywowych jest w Tatrach niewiele. Ostatnim typem, nie wyróżnianym w pracy Krzemienia [1988], jest typ D. Obejmuje on rynny splywów stokowych położone w całości w obrębie stoku gruzowego (stożka usypiskowego), powstałe wskutek upłynnienia uprzednio zdeponowanego materiału. Splywy takie powstają między innymi w miejscach, gdzie do stoku gruzowego docierają potoki płynące w obrębie skalistego segmentu stoku.

Jakkolwiek każdy szlak splywu można podzielić na strefę źródłową (oderwania), tranzytu i depozycyjną, różnią się one w przypadku trzech opisanych typów. W typie A, B1 i B2 po splywie pozostaje płytka nisza lub nisze w stoku w strefie źródłowej – zwykle jest to efekt płytkiego osuwiska zwietrzelinowego, które w niższej części stoku zmienia reologię i ulega przemianie w splyw. W typie C (C1 i C2) brak analogicznej formy. W typie B bezpośrednio poniżej strefy źródłowej rozpoczyna się rynna, której towarzyszą wały boczne, podczas gdy w typach A i C pojawia się ona dopiero w górnej części stoku gruzowego i może kontynuować się w osi doliny. Wały boczne towarzyszą rynnę splywu niemal do końca strefy depozycji, choć stopniowo tracą na wyrazistości. Strefa depozycji może przybierać różną formę: lobu z wyraźnym czołem, stożka gruzowego lub stopniowo zanikającego pasa

gruzu, gdy zrzucanie materiału odbywa się na znacznej długości.

W polskiej części Tatr traktowanych jako całość dominują splywy gruzowe typu B1, a następnie C1 (tab. 1). Splywy gruzowe typu B1 stanowią 46,7% wszystkich form, a łącznie ze splywami typu B2 z wieloramienną strefą zasilania wartość ta zwiększa się do 52,4%. Najniższy udział procentowy stwierdzono dla typu A – 2,6%.

Różnice w udziale różnych typów splywów gruzowych występują zarówno między obszarem Tatr Wysokich i Zachodnich, jak i w obrębie tych obszarów, pomiędzy sąsiadującymi dolinami. Zarówno w Tatrach Wysokich, jak i w Zachodnich we wszystkich dolinach występuje dominacja typu B1, jednak o ile ich udział w Tatrach Wysokich wynosi 40,8%, to w Tatrach Zachodnich aż 56,5%. Z kolei typ B2 jest wyraźnie bardziej powszechny w Tatrach Zachodnich (11%). Najwięcej form tego typu stwierdzono w Dolinie Jarzabczej i Starorobociańskiej.

Splywy typu C (łącznie C1 i C2) stanowią drugą po względem liczebności grupę. Są one charakterystyczne dla obszarów o rzeźbie wysokogórskiej typu alpejskiego, która cechuje Tatry Wysokie i występują we wszystkich dolinach w ich obrębie. Na obszarze tym dominują stoki skalne rozcięte licznymi rynnami korazyjnymi, w których gromadzi się materiał uwalniany przez intensywne wietrzenie mechaniczne. Wśród 265 szlaków splywów w Tatrach Wysokich aż 27% zostało zaklasyfikowanych jako typ C1, a typ C2 jest reprezentowany przez 14% przypadków. W Tatrach Zachodnich obecność splywów typu C odnotowano jedynie w czterech dolinach: Starorobociańskiej, Tomanowej, Kondratowej i Kasprowej, a więc posiadających najbardziej czytelną rzeźbę polodowcową. Splywy są przestrzennie powiązane ze skalistymi zboczami kotłów lodowcowych.

Tab. 1. Typologia szlaków spływów gruzowych w polskiej części Tatr.

Typ	Tatry Zachodnie											Razem	
	Dolina Wyznia Chochołowska	Dolina Jarząbca	Dolina Starobociańska	Dolina Pyszniańska	Dolina Tomanowa	Dolina Kościeliska	Dolina Kondratowa	Dolina Strążyska	Dolina Jaworzynki	Dolina Kasprowa	Pozostałe doliny	Liczba	%
A	1	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	3	1,9
B1	4	15	15	5	9	9	3	7	5	4	11	87	56,5
B2	1	4	5	-	-	2	1	1	1	1	1	17	11
C1	4	4	2	4	2	4	8	-	-	4	-	32	20,8
C2	-	-	1	-	1	1	-	1	-	1	-	5	3,2
D	3	4	-	-	-	-	-	-	-	2	-	9	5,8
Razem	13	28	24	9	12	16	12	9	6	12	12	153	100

Typ	Tatry Wysokie						Razem	
	Dolina Gąsienicowa	Dolina Pańszczyca	Dolina Waksmundzka	Dolina Pięciu Stawów i Roztoki	Dolina Rybiego Potoku	Liczba	%	
A	1	-	-	3	4	8	3	
B1	14	19	14	35	26	108	40,8	
B2	2	-	2	3	-	7	2,6	
C1	13	9	6	26	18	72	27,2	
C2	7	12	1	12	6	38	14,3	
D	5	5	-	11	11	32	12,1	
Razem	42	45	23	90	65	265	100	

Materiał zwietrzelinowy pochodzący z procesów wietrzenia jest transportowany po stoku, a następnie deponowany u jego podnóża, na stożkach usypiskowych. Podczas intensywnych opadów deszczu woda spływająca po stoku koncentruje się w rynnach korazyjnych, a poniżej ich wylotów może spowodować upłynnienie materiału stożków usypiskowych i zainicjować powstanie

spływu gruzowego typu D. Formy tego typu częściej występują w Tatrach Wysokich, gdzie stwierdzono obecność 32 szlaków, stanowiących 12% przypadków. W Tatrach Zachodnich szlaków tego typu jest 9 (5,8%). W Tatrach Wysokich spływy takie można spotkać w każdej dolinie, z wyjątkiem Doliny Waksmundzkiej, podczas gdy w Tatrach Zachodnich występują one tylko w doli-

nach Wyżniej Chochołowskiej, Jarzabczej i Kasprowej. Podobnie jak w przypadku splywów typu C, występowanie splywów typu D w Tatrach Zachodnich jest ograniczone do obszarów, w których lodowce przemodelowały najwyżej położone odcinki dolin.

Najmniejszy udział procentowy w Tatrach mają splywy gruzowe typu A. Najwięcej stwierdzono ich w Dolinie Rybiego Potoku (4 splywy) i Dolinie Pięciu Stawów/Roztoki (3 splywy). W Tatrach Zachodnich pojedyncze splywy tego typu można spotkać jedynie w dolinach Wyżniej Chochołowskiej, Jarzabczej i Starorobociańskiej. Stoki w tych dolinach charakteryzują się dużą długością, a powyżej barków lodowcowych i ścian kotłów występują odcinki stoku o założeniach preglacialnych, z pokrywą zwietrzelinową, stanowiące strefy zasilania splywów.

W polskich Karkonoszach jeszcze wyraźniej niż w Tatrach dominują splywy typu B1, stanowiące ponad 50% całej zbiorowości (tab. 2). Są one powszechne w kotłach polodowcowych wschodnich Karkonoszy. Drugą pod względem liczebności grupą są splywy typu C1 (33%), ale występują one niemal wyłącznie w Wielkim Śnieżnym Kotle, wskazywanym jako praktycznie jedyna enklawa wysokogórskiego krajobrazu w Karkonoszach, gdzie występują wysokie ściany skalne rozcięte głębokimi

rynnami korazyjnymi [Migoń 2008]. W kotle tym wystąpiły 22 z 27 splywów tego typu. Pojedyncze przypadki stwierdzono w południowej części Kotła Łomniczki i w Kotle Wielkiego Stawu. Oba szlaki splywowe rozpoznane w Małym Śnieżnym Kotle także należą do tej kategorii. Formy rozgałęzione, zasilane przez kilka stref oderwania/upłynnienia, są w Karkonoszach bardzo rzadkie, a przynależność niektórych form do tego podtypu jest dyskusyjna. Późniejsza denudacja i sukcesja roślinna nie pozwala z całą pewnością stwierdzić, czy palczasty układ strefy zasilania jest konsekwencją jednego, czy kilku epizodów. Podobnie dyskusyjne jest zaliczenie trzech splywów w Wielkim Śnieżnym Kotle do typu D. Na jednym ze stożków usypiskowych stwierdzono silnie zatarte ślady szlaku splywu, który nie kontynuował się w położonej wyżej rynnie [Migoń i in. 2010], nie można jednak odrzucić hipotezy, że w początkowych odcinkach splywy te przemieszczały się rynną korazyjną.

Splyw gruzowy na Babiej Górze z 2002 r. należy do kategorii B1. Poniżej strefy oderwania, na odcinku około 20 m, w osi toru splywu występuje wprawdzie próg skalny, ale jego obnażenie było raczej wynikiem erozji podczas splywu. Ponadto obejmuje on mniej niż 5% długości szlaku splywowego.

Tab. 2. Typologia szlaków splywów gruzowych w polskich Karkonoszach.

Typ	Kocioł Łomniczki	Kocioł Małego Stawu	Kocioł Wielkiego Stawu	Czarny Kocioł	Wielki Śnieżny Kocioł	Mały Śnieżny Kocioł	Pozostałe miejsca	Razem
A	1	1	1	2	-	-	-	5
B1	20	9	8	-	-	-	7	44
B2	-	3	-	-	-	-	-	3
C1	2	-	1	-	22	2	-	27
C2	-	-	-	-	-	-	1	1
D	-	-	-	-	3 (?)	-	-	3 (?)
Razem	23	13	10	2	25	2	8	83

Powyższe typologie i porównania należy traktować z ostrożnością, wynikającą z kilku przyczyn. Po pierwsze, materiał podstawowy nie był w pełni porównywalny. W Tatrach były nim ortofotomapy i tylko w ograniczonej skali wizja terenowa, podczas gdy w Karkonoszach opisy morfologiczne opierały się głównie na badaniach terenowych [Szymanowski 2004, Migoń i in. 2010]. Po drugie, w Tatrach uwzględniano tylko rynny o niedawnym wieku, cechujące się świeżością form i obecnością słabo skolonizowanej przez roślinność strefy oderwania i rynny, podczas gdy w Karkonoszach były brane pod uwagę wszystkie spływy, które pozostawiły po sobie mniej bądź bardziej czytelne ślady w rzeźbie stoku, nawet jeśli sukcesją roślinna objęła je całkowicie. Po trzecie, trudności interpretacyjne ortofotomapy w przypadku Tatr (miejscami głębokie zacinienie obrazu) sprawiły, że jednoznaczne przypisanie około 5% spływów do wydzielonych kategorii było niepewne. Niemniej, porównanie rezultatów typologii spływów dobrze oddaje różnice między Tatrami Wysokimi, Zachodnimi i Karkonoszami.

Długość

Szlaki spływów gruzowych w Tatrach są bardzo zróżnicowane pod względem długości, jakkolwiek zarówno w Tatrach Wysokich, jak i Zachodnich najliczniej są reprezentowane spływy krótkie, których szlaki nie przekraczają 100 m długości (tab. 3). Najdłuższy szlak ma 1135 m i znajduje się na stokach Małej Buczynowej Turni w Dolinie Roztoki w Tatrach Wysokich; najdłuższy spływ w Tatrach Zachodnich miał miejsce w Dolinie Starorobociańskiej (857 m). Wartość średnia jest także wyższa dla Tatr Wysokich (214 m) niż dla Tatr Zachodnich (166 m), przy średniej dla całego masywu wynoszącej 196 m. Spływów o długości ponad 500 m (naj-

dłuższa odnotowana wartość w polskich Karkonoszach) jest w Tatrach 26, z czego 21 w Tatrach Wysokich. Najwięcej jest ich w Dolinie Pięciu Stawów/Roztoki – 8. Występowanie najdłuższych spływów w połodowcowych dolinach Roztoki i Rybiego Potoku jest związane z największą energią rzeźby i odzwierciedla skalę erozji glacialnej. Podobnie, przyczyn większego zróżnicowania długości spływów w Tatrach Wysokich należy upatrywać w większej energii rzeźby niż w Tatrach Zachodnich.

W Karkonoszach szlaki spływów nie osiągają tak znacznych długości jak w Tatrach (tab. 3), ale średnia dla całych polskich Karkonoszy jest zbliżona do tatrzańskiej i wynosi nieco ponad 200 m [Parzóch i in. 2007]. Najdłuższy, w Czarnym Kotle Jagniątkowskim, ma 500 m długości, najkrótsze spływy miały długość poniżej 30 m, a poszczególne kotły znacznie różnią się pod tym względem między sobą. W kotłach Małego i Wielkiego Stawu długości spływów są podobne, co wynika z silnych uwarunkowań topograficznych. Strefy źródłowe są zlokalizowane przy górnym załomie stoku, natomiast dolną granicę obszaru depozycji wyznaczają jeziora w dnach obu kotłów. Niewielkie jest też zróżnicowanie w Śnieżnych Kotłach, gdzie płaskie dno kotła zamknięte wałem moreny hamuje dalszy transport materiału. Znaczne zróżnicowanie długości (30–460 m) występuje w Kotle Łomniczki, co ma związek ze zróżnicowaną podażą materiału i urozmaiconą rzeźbą kotła, która sprawia, że spływy są generowane w różnych miejscach na zboczach [Szymanowski 2004].

Zakres wysokościowy

Spływy gruzowe w Tatrach obejmują bardzo szeroką strefę wysokościową, od 2392 m do 1020 m n.p.m. Duże zróżnicowanie pozycji wysokościowej szlaków spływów jest obserwowane praktycznie

w każdej dolinie (ryc. 2). W Tatrach Wysokich rozpiętość między położeniem najwyższej strefy oderwania i najniższej strefy depozycji przekracza 500 m, niekiedy znacznie, w Tatrach Zachodnich jest nieco niższa. Splawy gruzowe w Tatrach nie są zatem ograniczone do jednego wąskiego piętra geoekologicznego, kształtując rzeźbę stoków na różnych wysokościach, aczkolwiek największa liczebność spływów ma miejsce w przedziale wysokości 1700–2100 m n.p.m. w Tatrach Wysokich i 1600–1900 m n.p.m. w Tatrach Zachodnich. W większości dolin zakres wysokościowy występowania spływów mieści się powyżej wartości średniej wysokości zlewni (ryc. 2). Niewielki odsetek spływów (6,5% całości – 27 przypadków) jest ograniczony wysokościowo do strefy poniżej górnej granicy lasu. Występują one niemal wyłącznie w Tatrach Zachodnich, głównie w dolinach Strażyskiej (8) i Kościeliskiej (7), gdzie strefa-

mi źródłowymi są niecki stokowe wypełnione gruzem wapiennym i dolomitowym pochodzącym z wietrzenia ostańców skalnych.

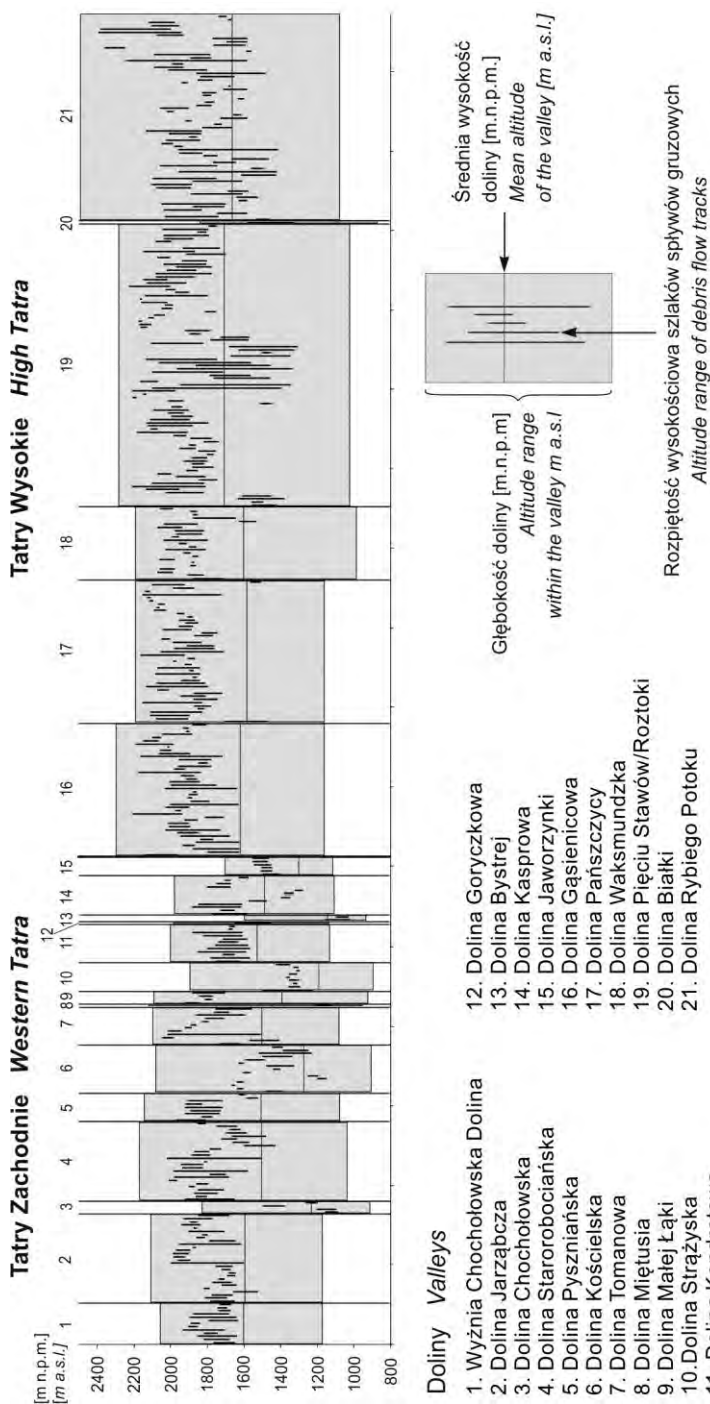
Zakres wysokościowy występowania spływów gruzowych w Karkonoszach jest znacznie mniejszy i wynosi 500 m, co pozostaje w związku z ogólnie mniejszą energią rzeźby. Najwyżej położone fragmenty strefy oderwania znajdują się na wysokości 1530 m n.p.m. (stoki Śnieżki – spływ z 2.07.2009 r.) oraz 1450–1460 m n.p.m. (Mały Śnieżny Kocioł, Wielki Śnieżny Kocioł), zasięg stref depozycji sięga do 950 m n.p.m. Zdecydowana większość szlaków spływów (ponad 90%) mieści się w przedziale 1380–1100 m n.p.m., co odzwierciedla podobne położenie wysokościowe i rzeźbę większości kotłów polodowcowych na północnych stokach Karkonoszy. Ich górne krawędzie są wcięte w wierzchowinową powierzchnię zrównania, natomiast dna są położone w pasie 1100–

Tab. 3. Długość szlaków spływów gruzowych w Tatrach i Karkonoszach.

Przedziały wysokości	Tatry Wysokie		Tatry Zachodnie		Karkonosze ¹	
	Liczba	Udział procentowy	Liczba	Udział procentowy	Liczba	Udział procentowy
< 100 m	85	32,3	64	41,3	16	20,0
100–200 m	77	29,3	49	31,6	29	36,3
200–300 m	35	13,3	22	14,2	24	30,0
300–400 m	28	10,6	13	8,4	7	8,7
400–500 m	17	6,5	2	1,3	4	5,0
500–600 m	11	4,2	2	1,3	–	–
600–700 m	3	1,1	1	0,6	–	–
> 700 m	7	2,7	2	1,3	–	–
Razem	263	100	155	100	80 ²	100

¹ Dane o długości szlaków spływów gruzowych w Karkonoszach na podstawie: Parzóch i in. 2007; Migoń i in. 2006, 2010; Parzóch, Migoń 2010.

² Dla trzech szlaków spływów, rozpoznanych na stożkach usypiskowych w Wielkim Śnieżnym Kotle, jest niemożliwe nawet oszacowanie całkowitej długości, dlatego nie zostały one uwzględnione. Wskutek zatarcia form nie można stwierdzić, czy zostały one zainicjowane w górnej części stożka, czy w rynnice korazyjnej powyżej stożka.



Ryc. 2. Zakres wysokościowy szlaków splayów gruzowych w Tatrach.

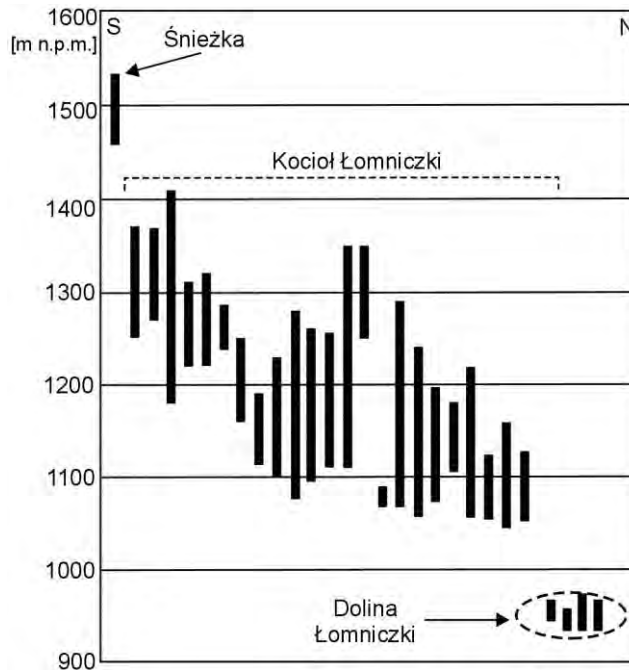
Fig. 2. Altitude range of debris flow tracks in the Tatra Mountains.

1200 m n.p.m. Na tym tle wyróżnia się zlewnia Łomniczki we wschodnich Karkonoszach (ryc. 3). Kocioł Łomniczki jest nieprzegłębiony, a dolina Łomniczki jest głębokim wciosem erozyjnym. Modelowaniu przez sływy podlegają różne odcinki stoku, stąd duża rozpiętość wysokościowa ich występowania. Wyjątkowa jest grupa krótkich sływ w środkowej części doliny Łomniczki, poniżej 1000 m n.p.m. Powstały one w piętrze leśnym, na wypukłym załamie zbocza, w innych warunkach morfologicznych niż większość sływ.

Zagrożenia związane ze sływami gruzowymi

Z antropocentrycznego punktu widzenia sływy gruzowe należą do naj-

bardziej destrukcyjnych procesów powierzchniowych i stanowią poważne zagrożenie w zagospodarowanych obszarach górskich. W historii odnotowano wiele dramatycznych w skutkach sływ gruzowych. Najbardziej tragiczny był zainicjowany osuwiskiem sływ gruzowy pod Nevado Huascarán w Peru w 1970 r., który spowodował śmierć ponad 18 000 osób [Schuster i in. 2002], liczne tragedie odnotowano w regionie alpejskim i w Pirenejach [np. White i in. 1997]. Śmiertelne skutki sływ gruzowych odnotowano nawet w czeskich Karkonoszach. W 1897 r. jeden ze sływów dotarł do zamieszkałych zabudowań i spowodował śmierć 7 osób. W Polsce, z racji ograniczenia występowania do najwyższych partii Tatr, Karkonoszy i Babiej Góry, objętych ochroną



Ryc. 3. Zakres wysokościowy szlaków sływ gruzowych w dolinie Łomniczki (na podstawie Parzóch i in. 2007, uzupełnione i zmienione).

Fig. 3. Altitude range of debris flow tracks in the Łomniczka valley in the Karkonosze Mts (after Parzóch et al. 2007, supplemented and modified).

jako parki narodowe, sływy gruzowe nie stanowią obecnie poważnego zagrożenia (pierwszoplanowa w tym zakresie jest rola lawin śnieżnych), niemniej ich negatywnego oddziaływania nie można całkowicie zlekceważyć.

Na pierwszy plan wysuwają się interakcje z ruchem turystycznym. Jakkolwiek większość sływów gruzowych zachodzi w obszarach turystycznie niedostępnych, to część z nich obejmowała swoim zasięgiem szlaki turystyczne. W Tatrach przypadku tego typu odnotowano w górnej części Doliny Gąsienicowej (m.in. nad Czarnym Stawem i Zielonym Stawem), w Karkonoszach – w Kotle Łomniczki i w Białym Jarze [Migoń, Parzóch 2008]. Uszkodzone przez sływy ścieżki turystyczne musiały zostać na pewien czas zamknięte. Sływ gruzowy na północnym stoku Śnieżki w lipcu 2009 r. spowodował czasowe zamknięcie drogi dojazdowej do obserwatorium meteorologicznego na szczycie [Parzóch, Knapik 2009].

W warunkach gospodarki leśnej zdarzeniami niepożądanymi są sływy gruzowe docierające do górnej granicy lasu i kontynuujące się w piętrze leśnym, niszczące drzewostany. W parkach narodowych będą one raczej traktowane jako naturalne składniki geosystemu, decydujące – obok innych czynników – o położeniu górnej granicy piętra koso-drzewiny [Jodłowski 2007] i górnej granicy lasu [Plesnik 1971, Parzóch i in. 2008]. Potencjalnie bardziej dotkliwe jest powstanie trwałych rynien na stoku, z odsłoniętą pokrywą zwietrzelinową. Zachodzi na nich wprawdzie naturalna sukcesja roślinna, ale przez pierwsze lata strefy te podlegają dalszej erozji, co może skutkować nadmierną dostawą materiału do koryt strumieni i ich zasypaniem. Dlatego w Karkonoszach w najgłębszych rynnach w piętrze leśnym (Kocioł Łomniczki) zainstalowano zapory przeciwrumowiskowe [Parzóch i in. 2008].

Opisywane interakcje między sływami a infrastrukturą mają, jak dotąd, charakter incydentalny, a skutki są usuwane w okresie kilku dni, rzadziej tygodni. Zagadnieniem otwartym jest ewentualna zmiana częstotliwości sływów w warunkach wielkoskalowych zmian klimatycznych. Postulowany wzrost wysokości opadów, w szczególności częstotliwości występowania krótkotrwałych deszczów nawalnych, może skutkować wzrostem liczby sływów gruzowych i większymi konsekwencjami dla górskiej turystyki pieszej.

Podsumowanie

Sływy gruzowe są najważniejszym procesem geodynamicznym współcześnie kształtującym najwyższe partie polskich gór: Tatr i Karkonoszy. Zaprezentowane w artykule zestawienia pokazują, że sływy mają szeroki zakres występowania i znacznie różnicują się pod względem długości i typu, co odzwierciedla przede wszystkim lokalne uwarunkowania geomorfologiczne (energia rzeźby, kształt stoku) i obecność źródeł materiału rumowiskowego. Sływy gruzowe są powszechne na stokach tatrzańskich, choć liczniej występują w Tatrach Wysokich, gdzie osiągają też większe rozmiary. W Karkonoszach ich występowanie jest praktycznie ograniczone do ścian i zboczy kotłów polodowcowych. Poza Tatrami i Karkonoszami odgrywają one rolę marginalną i w zdecydowanej większości pasm górskich Sudetów i Beskidów nie występują wcale. Wyrażny jest związek pomiędzy przeważającym typem sływu gruzowego a ogólnymi cechami morfologii obszarów górskich, omawianymi przez A. Kotarbę i P. Migonia [2010]. W klasycznych górach średnich sływy gruzowe są bardzo rzadkie lub nie występują w ogóle i praktycznie są w nich reprezentowane wyłącznie sływy stokowe typu B (inicjowane na stokach z pokrywą regolito-

wą). W masywach o cechach przejściowych między górami średnimi i wysokimi (najwyższe partie Karkonoszy, Tatry Zachodnie) spływy są powszechniejsze, ale nadal zdominowane przez typ B. Spływy typu C i D pojawiają się w wyjątkowych przypadkach uwarunkowanych lokalnie. Powszechność spływów typu C i D cechuje obszary o rzeźbie wysokogórskiej, a niepełne przemodelowanie glacialne dolin stwarza także warunki do powstania spływów typu A. W górach wysokich, w związku z większą energią rzeźby, rośnie udział spływów gruzowych typu dolinnego, które mogą pokonywać znaczne odległości kilku, a nawet więcej kilometrów.

Zagrożenia związane z występowaniem spływów w polskich górach są generalnie niewielkie i ograniczone do negatywnego oddziaływania na infrastrukturę turystyczną, rzadziej drogową. Do niepożądanych skutków pośrednich należy wzrost intensywności erozji w rynnach spływów i zwiększona dostawa rumowiska do koryt, aczkolwiek w parkach narodowych procesy te należy uznać za naturalny składnik geoekosys-

temów. Ponieważ spływy gruzowe są niemal zawsze uruchamiane podczas ulewnych opadów o dużej wydajności, ich częstotliwość i zakres negatywnych oddziaływań może się zwiększyć, jeśli sprawdzą się scenariusze zmian klimatu zakładające wzrost częstotliwości ekstremalnych zdarzeń opadowych.

Podziękowania

Badania w Tatrach zostały przeprowadzone dzięki pomocy i życzliwości pracowników Tatrzańskiego Parku Narodowego i były współfinansowane z Polsko-Szwajcarskiego Programu Badawczego FLORIST „Zagrożenie powodziowe na przedpolu Tatr” (*Flood risk on the northern foothills of the Tatra Mountains*) nr PSPB-153/2010. Badania spływów gruzowych w Karkonoszach są prowadzone przy wsparciu Dyrekcji i pracowników Karkonoskiego Parku Narodowego i finansowane przez Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego z dotacji na badania statutowe.

Literatura

- Brunsdon D., 1979, *Mass movements*, [w:] C. Embleton, J. Thorne (red.), *Process in Geomorphology*, Edward Arnold, London, s. 130–186.
- Corominas J., Remondo J., Farias P., Estevao M., Zézere J., Díaz de Terán J., Dikau R., Schrott L., Moya J., González A., 1996, *Debris flow*, [w:] R. Dikau, D. Brunsdon, L. Schrott, M.-L. Ibsen (red.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*, Wiley, Chichester, s. 161–180.
- Costa J. E., 1984, *Physical geomorphology of debris flows*, [w:] J. E. Costa, P. J. Fleisher (red.), *Developments and Applications of Geomorphology*, Springer, Berlin–Stuttgart, s. 268–317.
- Flejszman S. M., 1970, *Seli*, Gidrometeorologičeskije Izd., Leningrad.
- Gába Z., 1992, *Mury pod Keprníkem v červenci 1991*, Severní Morava, 64, s. 43–50.
- Jodłowski M., 2007, *Górna granica kosodrzewiny w Tatrach, na Babiej Górze i w Karkonoszach – struktura i dynamika ekotonu*, Wydawnictwo IGiP UJ, Kraków.
- Innes J., 1983, *Debris flows*. Prog. Phys. Geogr., 7, 469–501.
- Kapusta J., Stankoviansky M., Boltziar M., 2010, *Changes in activity and geomorphic effectiveness of debris flows in the High Tatra Mts within the last six decades (on the example of the Velická dolina and Dolina Zeleného Plesa valleys)*, Studia Geom. Carp.-Balc., 44, s. 5–34.
- Kotarba A., 1989, *On the age of debris flows in the Tatra Mountains*, Studia Geom. Carp.-Balc., 23, s. 139–152.
- Kotarba A., 1992, *Denudacja mechaniczna Tatr Wysokich pod wpływem opadów ulewnych*, Prace Geogr. IG i PZ PAN, 155, s. 191–208.
- Kotarba A., 1994a, *Geomorfologiczne skutki katastrofalnych letnich ulew w Tatrach Wysokich*,

- Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia, 27, s. 21–34.
- Kotarba A., 1994b, *Zapis malej epoki lodowej w osadach jeziornych Morskiego Oka w Tatrach Wysokich*, Studia Geom. Carp.-Balc., 27–28, s. 61–70.
- Kotarba A., Baumgart-Kotarba M., 1997, *Holocene debris-flow activity in the light of lacustrine sediment studies in the High Tatra Mountains, Poland*, [w:] B. Frenzel (red.), *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, s. 147–158.
- Kotarba A., Migoń P., 2010, *Góry wysokie a góry średnie Europy – spojrzenie geomorfologa*, Czas. Geogr., 81, s. 3–19.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains*, Geogr. Stud. IGI/PZ PAN, Spec. Issue, 3, s. 1–106.
- Krzemień K., 1988, *The dynamics of debris flows in the upper part of the Starorobociańska Valley (Western Tatra Mts)*, Studia Geom. Carp.-Balc., 22, s. 123–144.
- Krzemień K., Libelt P., Mączka T., 1995, *Geomorphological conditions of the timberline in the Western Tatra Mountains*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 98, s. 153–170.
- Łajczak A., Migoń P., 2007, *The 2002 debris flow in the Babia Góra massif – implications for the interpretation of mountainous geomorphic systems*, Studia Geom. Carp.-Balc., 41, s. 97–116.
- Malik I., Owczarek P., 2009, *Dendrochronological records of debris flow and avalanche in a mid-mountain forest zone (Eastern Sudetes – Central Europe)*, Geochronometria, 34, s. 57–66.
- Migoń P., Parzóch K., 2008, *Spływy gruzowe w Sudetach*, Przegl. Geogr., 80, s. 385–401.
- Migoń P., Knapik R., Kasprzak M., 2006, *Spływ gruzowy w Wielkim Śnieżnym Kotle w sierpniu 2006 r.*, Przyroda Sudetów, 9, s. 157–168.
- Migoń P., Knapik R., Jała Z., Remisz J., 2010, *Contemporary evolution of talus slopes in the Wielki Śnieżny Kocioł glacial cirque*, Opera Corcontica, 47, Suppl. 1, s. 63–74.
- Parzóch K., Knapik R., 2009, *Debris flow on the NW slope of Mt. Śnieżka, triggered by heavy rainfall on July 2009*, [in:] 7th International Conference Geocological Problems of the Karkonosze Mts., Szklarska Poreba, 21–23.09.2009, Book of Abstracts, s. 126.
- Parzóch K., Migoń P., 2010, *Zdarzenia ekstremalne w systemie stokowym – grawitacyjne ruchy masowe i erozja gleb*, [w:] P. Migoń (red.), *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki*, Rozpr. Nauk. Inst. Geogr. I Rozwoju Regionalnego Uniw. Wrocław., 14, Wrocław, s. 205–239.
- Parzóch K., Migoń P., Szymanowski R., Gąsiorek M., 2007, *Spływy gruzowe w północnej części Karkonoszy*, Opera Corcontica, 44/1, s. 81–88.
- Parzóch K., Migoń P., Szymanowski R., 2008, *Współczesne procesy geomorfologiczne w ekotonie górnej granicy lasu w Karkonoszach polskich*, [w:] A. Mazur, A. Raj, R. Knapik (red.), *Monitoring ekosystemów leśnych w Karkonoskim Parku Narodowym*, Wyd. KPN, Jelenia Góra, s. 39–55.
- Pilous V., 1977, *Strukturní mury v Krkonoších – III. část*, Opera Corcontica, 14, s. 7–94.
- Pilous V., 2011, *Povodňové mury v Jizerských horách*, Krkonoše a Jizerské hory, 7/2011, s. 32–34.
- Plesnik P., 1971, *Horna hranica lesa*, Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- Schuster R. L., Salcedo D. A., Valenzuela L., 2002, *Overview of catastrophic landslides of South America in the twentieth century*, Geol. Soc. Amer., Rev. Eng. Geol., 15, s. 1–34.
- Selby M. J., 1993, *Hillslope Materials and Processes*, Oxford Univ. Press, Oxford.
- Szymanowski R., 2004, *Spływy gruzowo-blotne w Kotle Łomniczki*, Przyroda Sudetów Zachodnich, 7, s. 223–232.
- Tomaszewski J. T., 1967, *O niektórych podstawowych problemach dotyczących potoków błotno-kamienistych*, Czas. Geogr., 38, s. 431–439.
- White S., García-Ruiz J. M., Martí C., Valero B., Errea M. P., Gómez-Villar A., 1997, *The 1996 Biescas campsite disaster in the Central Spanish Pyrenees, and its temporal and spatial context*, Hydrol. Proc., 11, s. 1797–1812.
- Ziętara T., 1974, *Uwagi o roli murów w modelowaniu rzeźby Karpat*, Roczn. Nauk.–Dydakt. WSP Kraków, 55, Prace Geogr., 6, s. 5–41.
- Ziętara T., 1999, *The role of mud and debris flows modeling of the Flysch Carpathians relief, Poland*, Studia Geom. Carp.-Balc., 33, s. 81–100.
- Zimmermann M., Haeblerli W., 1992, *Climatic change and debris flow activity in high-mountain areas – A case study in the Swiss Alps*, Catena Suppl., 22, s. 59–72.

Summary

Occurrence and selected morphometric features of debris flow tracks in the Tatra Mountains and the Karkonosze Mountains

Debris flows belong to the key geomorphological processes which shape hillslopes in high mountains and steep slopes of medium-altitude mountains located above the timberline. In Poland, debris flows occur frequently in the Tatra Mountains and, less commonly, in the Karkonosze Mountains, while in other mountain ranges they occur incidentally or not at all. This paper presents results of typological and morphometric analysis of debris flow tracks identified in the Tatra Mts by means of orthophotomap (dated 1999) interpretation and measured using ArcGIS 9.2. software, whereas field geomorphological mapping provided raw data for debris flow tracks in the Karkonosze Mts. The entire populations of tracks were subject to analysis, i.e. 418 tracks from the Tatra Mts and 83 tracks from the Karkonosze Mts. Typology of debris flow tracks proposed in this paper includes six categories, reflecting morphological characteristics of source, transfer and depositional areas. We found evident differences between the High Tatra, Western Tatra and the Karkonosze, consistent with the main geomorphic features of each mountainous terrain. In the High Tatra debris flows generated on regolith-covered slopes occur with an almost identical frequency (43.4%) as flows supplied by debris accumulated in ravines dissecting rock slopes (41.5%). In the Western Tatra the respective values are 67.5% and 24%, while in the Karkonosze Mts they are 56.6% and 33.7%. However, in respect to the latter figure, 22 out of 28 tracks of this type occur in one locality – in the Wielki Śnieżny glacial cirque. In the Tatra Mts 26 debris flow tracks exceed 500 m long, whereas in the Karkonosze only one track attains this length. However, the mean lengths are similar, just above 200 m. The problem of hazards posed by debris flows is briefly discussed. The risk is generally very low, but debris flows occasionally damage transport and tourist infrastructure.