

Zapis zmian klimatu w ostatnich 200 latach w morfodynamice stoków oraz kriosferze Tatr i Karkonoszy

*A record of climate changes over the past 200 years
in slope morphodynamics and the cryosphere
of the Tatra and Karkonosze Mountains*

STANISŁAW KĘDZIA

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego PAN
31-018 Kraków, św. Jana 22; kedia@zg.pan.krakow.pl

Zarys treści. Zmiany klimatu w ciągu ostatnich 200 lat miały istotny wpływ na morfodynamikę stoków. Szczególnie odzwierciedliły się w aktywności sływów gruzowych, zarówno w Tatrach, jak i w Karkonoszach. Okresami największej aktywności sływów gruzowych w obu masywach górskich był koniec małej epoki lodowej oraz ostatnie 20-30 lat.

Zmiany klimatu miały również duży wpływ na wielkość wieloletnich płatów śnieżnych, które największą miąższość osiągnęły, podobnie jak lodowce alpejskie, w małej epoce lodowej. Pomimo różnic klimatycznych pomiędzy Tatrami i Karkonoszami, związanych głównie z wysokością bezwzględną i położeniem geograficznym, zgodność przebiegu zmian omawianych w tej pracy procesów morfogenetycznych nawiązuje do stwierdzonej przez klimatologów i dendrochronologów równoleżnikowej telekoneksji.

Słowa kluczowe: Tatry, Karkonosze, kriosfera, sływy gruzowe.

Wstęp

Zmiany klimatu znacząco wpływają na wiele form życia i procesów zachodzących na powierzchni Ziemi. Środowisko wysokogórskie jest szczególnie wrażliwe na zmiany klimatu, dlatego od wielu lat w Tatrach prowadzone są badania zmian klimatu i ich wpływu na środowisko (m.in. Hess, 1965, 1968; Cebulak, 1983; Wicik, 1984, 1986; Niedźwiedź, 1996, 2000, 2004; Obrębska-Starkel i inni, 1995; Kotarba i Pech, 2002; Kotarba, 2004; Trepińska, 2010; Kotarba i inni, 2013). Do jednych z najbardziej spektakularnych zdarzeń hydrometeorologicznych i rzeźbotwórczych w górach wysokich należą sływy gruzowe. W polskiej

części Tatr badania nad morfodynamiką stoków, w tym aktywnością spływów gruzowych i jej związkiem ze zmianami klimatu prowadzone są od kilkudziesięciu lat (m.in. Krzemień, 1988; Kotarba, 1989, 1991, 1992, 1994, 1995, 1997, 2001, 2004, Kotarba i inni, 1987; Kotarba i Pech, 2002; Kotarba i inni, 2013). Ze względu na słabą dostępność wysokich partii Tatr, hydrometeorologiczne zdarzenia w postaci spływów gruzowych były rzadko opisywane w kronikach podtatrzańskich miejscowości. W latach 1950. wykonano pierwsze zdjęcia lotnicze Tatr, dostępne szerszemu gronu naukowców. Mimo że były one wykonywane tylko co mniej więcej 10 lat, w późniejszym okresie stanowiły ważne źródło informacji o aktywności spływów gruzowych. Przeprowadzenie pierwszych pomiarów lichenometrycznych powierzchni stoków gruzowych w Tatrach (Kotarba i Strömquist, 1984) umożliwiło wyznaczenie pierwszych krzywych wzrostu porostu naskalnego *Rhizocarpon geographicum* przez A. Kotarbę (1988b). Sukcesywne udoskonalanie tej metody datowania i poszerzenie obszaru badań do całego obszaru Tatr Polskich dostarczyło nowych informacji o aktywności spływów gruzowych za ostatnie 200 lat (Gądek i inni, 2010, 2016b; Kędzia, 2010, 2013a,b; Kotarba i inni, 2013).

Ze względu na występującą w Tatrach wieloletnią zmarzlinę i dużą liczbę wieloletnich płatów śnieżnych oraz ich wpływ na morfodynamikę stoków, postanowiono również zbadać wpływ zmian klimatu na wybrane elementy kriosfery w postaci wieloletnich płatów śnieżnych oraz wieloletniej zmarzliny. Także przy odtwarzaniu aktywności tatrzańskich lodowców gruzowych oraz aktywności wieloletnich płatów śnieżnych posłużono się metodą datowania lichenometrycznego (Kędzia, 2014, 2015).

Mimo że Karkonosze nie są zaliczane do gór wysokich, tylko do przejściowych pomiędzy średnimi a wysokimi (Kotarba i Migoń, 2010), postanowiono przeprowadzić w nich analogiczne badania jak w Tatrach. Wyznaczenie krzywych lichenometrycznych dla Karkonoszy umożliwiło określenie faz aktywności spływów gruzowych oraz aktywności lodowca gruzowego i płata śnieżnego.

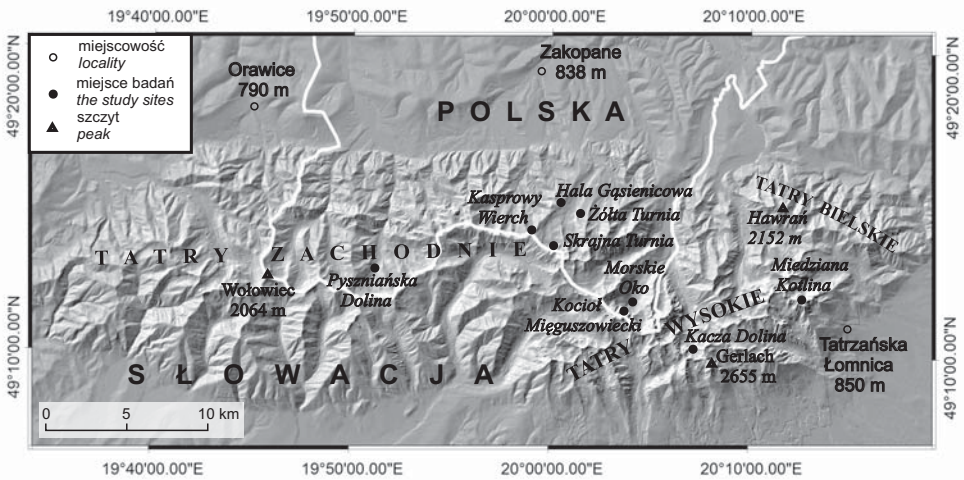
Uzupełnieniem badań nad morfodynamiką stoków w Tatrach i Karkonoszach były badania geofizyczne w postaci sondowań georadarowych, które uzupełniły wiedzę o miąższości i strukturze stoków gruzowych.

Celem niniejszej pracy jest zaprezentowanie wyników wyżej wymienionych badań, dotyczących odzwierciedlenia zmian klimatu w morfodynamice stoków oraz wybranych elementów kriosfery.

Obszar badań

Tatry są najwyższym pasmem Karpat (najwyższy szczyt Gerlach 2655 m) o długości nieco ponad 50 km i szerokości niecałe 20 km (ryc. 1). Ich powierzchnia wynosi ponad 700 km². Rozciągają się od Huciańskiej Przełęczy (905 m) na zachodzie do Zdziarskiej Przełęczy (1081 m) na wschodzie. Zbudowane są

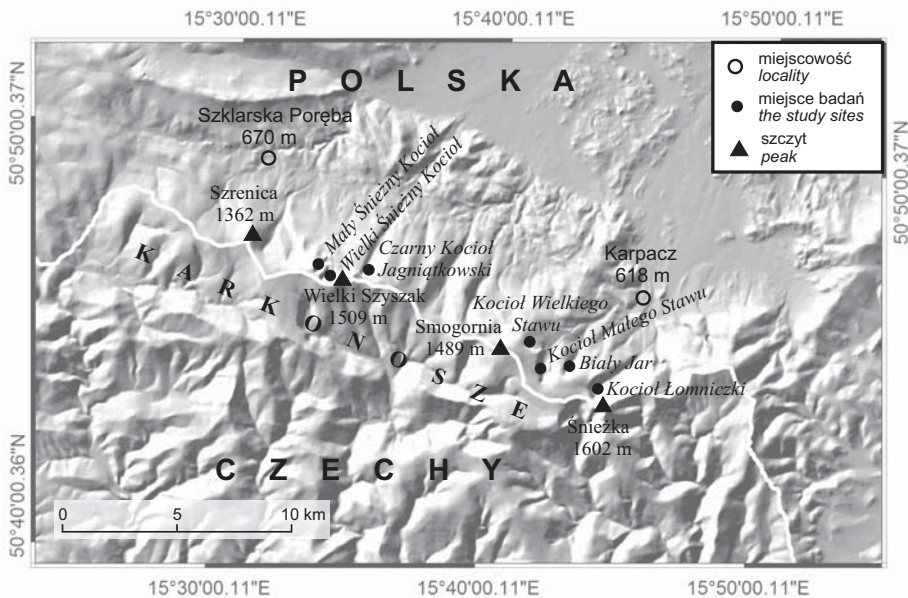
głównie ze skał krystalicznych (w większości granitoidów) oraz skał osadowych, występujących przede wszystkim na północnym skłonie Tatr. Sfałdowanie masywu nastąpiło w orogenezie alpejskiej. W neogenie Tatry zostały rozczłonkowane dolinami fluwialno-denudacyjnymi, które w plejstocenie zostały odmłodzone, głównie w wyniku procesów glacialnych i peryglacialnych (Kondracki, 1978; Lukniś, 1973; Klimaszewski, 1988; Baumgart-Kotarba i Kotarba, 2001a,b). W Tatrach (głównie Tatrach Wysokich) w wyniku zlodowacenia powstały systemy cyrków glacialnych oraz żłobów lodowcowych o stromych, skalnych sto-



Ryc. 1. Lokalizacja miejsc badań w Tatrach
Locations of study areas in the Tatra Mountains

kach ponacinanych żlebami. U wylotów żłobów utworzyły się duże stożki usypiskowe, obecnie modelowane głównie przez spływy gruzowe (Klimaszewski, 1988). Ostatnie lodowce w wysoko położonych cyrkach lodowcowych wytopiły się w Tatrach w Venedigerze, czyli nieco ponad 8 tys. lat temu (Baumgart-Kotarba i Kotarba, 2001a,b). Obecnie w zacienionych miejscach występują tylko lodowczyki, wieloletnie płyty śniegu oraz płyty wieloletniej zmarzliny (m.in. Wdowiak, 1961; Wiśliński, 1985, 2002; Dobiński, 1996; Gądek i Grabiec, 2008; Kędzia, 2015). Średnia roczna temperatura powietrza zmienia się w profilu pionowym na północnym skłonie Tatr od 4,9 °C w Zakopanem (844 m) do -0,8 °C na Kasprowym Wierchu (1991 m) i -3,7 °C na Łomnicy (2635 m) (Konček i Orlicz, 1974). Roczne sumy opadów zależą od wysokości nad poziom morza i rosną od przedpola ku szczytom (Zakopane – 1107 mm, Kasprowy Wierch – 1742 mm, Łomnica 1644 mm). Największe opady występują na północnych stokach, w przedziale pomiędzy 1500 i 1900 m n.p.m. (Chomicz i Šamaj, 1974).

Karkonosze są najwyższym pasmem Sudetów (najwyższy szczyt Śnieżka 1602 m), o długości około 30 km i szerokości do 20 km (ryc. 2). Rozciągają się od Przełęczy Szklarskiej (886 m) na zachodzie do Przełęczy Kowarskiej (727 m) na wschodzie i zajmują powierzchnię około 650 km² (Czerwiński, 1985). Karkonosze zbudowane są ze skał krystalicznych, głównie granitoidów. W końcowej fazie orogenezy waryscyjskiej nastąpiła intruzja granitu karkonoskiego i przeobrażenie części łupków w hornfelsy. W czasie orogenezy alpejskiej doszło do wydźwi-



Ryc. 2. Położenie miejsc badań w Karkonoszach
Locations of study areas in the Karkonosze Mountains

gnięcia Karkonoszy (Czerwiński, 1985; Oberc, 1985; Aleksandrowski i inni, 2013). W okresie plejstocenu nastąpiło zlodowacenie i wykształciły się formy rzeźby charakterystyczne dla gór wysokich, w postaci karów lodowcowych oraz nisz niwalnych. W schyłkowym okresie plejstocenu wytopiły się ostatnie lodowce. Obecnie w Karkonoszach u podnóża skalnych ścian cyrków polodowcowych zalegają do maja/czerwca płaty śniegu. W wielu miejscach występują aktywne formy sortowania materiału, jednak nie stwierdzono występowania wieloletniej zmarzliny (m. in. Jahn, 1963, 1970a, 1977; Klementowski, 1975; Traczyk, 1992; Migoń, 2005; Tremł i inni, 2010; Kasprzak i Traczyk, 2013). Średnia roczna temperatura w latach 1934-1938 wynosiła od 6,7 °C w Karpaczu (650 m), do 1,3 °C w Śnieżnych Kotłach (1490 m) i 0,7 °C na Śnieżce (1602 m). Roczne

sumy opadów wynoszą od 700-750 mm na wysokości 400 m, do około 1200 mm na wysokości 900 m i około 1400-1500 mm na grzbietach (Sobik i inni, 2013).

Spływy gruzowe

Tatry

Tatrzańskie spływy gruzowe, ze względu na ich obecnie dużą rolę rzeźbotwórczą, od dawna są obiektem zainteresowania geomorfologów (m.in. Kotarba i inni, 1987; Krzemień, 1988; Kotarba, 1989, 1991, 1992, 1994, 1997; Krzemień i inni, 1995). W polskiej części Tatr skartowano nieco ponad 400 form powstałych w wyniku spływów gruzowych. Ponad 60% z nich występuje w Wysokich Tatrach, najwięcej w Dolinie Pięciu Stawów i Dolinie Roztoki. Średnia długość formy wynosi prawie 200 m, przy czym najdłuższa liczy ponad 1135 m, a 26 z nich przekracza długość 500 m. Występują w przedziale wysokości od 1020 m do 2392 m n.p.m (Jurczak i inni, 2012; Kotarba i inni, 2013).

Wyznaczenie przez A. Kotarbę (1988b) pierwszych krzywych przyrostu plech naskalnych *Rhizocarpon geographicum* umożliwiło przeprowadzenie pierwszych datowań lichenometrycznych w Tatrach, sięgających około 200 lat wstecz (Kotarba, 1989, 1991, 2001, 2004; Jonasson i inni, 1991; Kotarba i Pech, 2002). Późniejsze datowania przeprowadzone w latach 2008-2009 przez S. Kędzię i Z. Rączkowską, zarówno w Wysokich jak i Zachodnich Tatrach, uzupełniły wiedzę o czasowej i przestrzennej aktywności spływów gruzowych (Kędzia, 2010; Gądek i inni, 2010, 2016b; Kotarba i inni, 2013).

Bardzo dużą aktywnością procesów stokowych, w tym spływów gruzowych, charakteryzował się ostatni okres małej epoki lodowej, zwłaszcza okresy 1820-1830, 1850-1860, 1880-1900 oraz 1910-1920 (Kotarba, 1995, 2004; Gądek i inni, 2010, 2016b; Kędzia, 2010). W większości odpowiadają one fazom awansu lodowców w Alpach wyznaczonych między innymi przez R. Viviana (1975), C.R. Bachmanna (1979), F. Röthlisbergera i innych (1980), H.J. Zumbühla i innych (1983). Po zakończeniu małej epoki lodowej nastąpił okres względnej stabilizacji stoków gruzowych. W połowie lat 1930. i w latach 1940. odnotowano zwiększoną aktywność spływów gruzowych, jednakże była ona znacznie mniejsza niż w okresie małej epoki lodowej. Kolejny okres charakteryzowała ponowna stabilizacja stoków gruzowych i trwał on do lat 1960. W latach 1970. intensywność modelowania stoków przez spływy gruzowe uległa dużemu nasileniu i trwa do chwili obecnej (Kotarba i Strömquist, 1984; Gądek i inni, 2010, 2016b, Kędzia, 2010). Zmienność modelowania stoków przez spływy gruzowe, w ostatnim okresie drugiej połowy XX w. w Tatrach jest podobna do stwierdzanej w niezlodowaczonej części Alp francuskich (Jomelli i inni, 2004).

Analiza natężenia oraz sum dobowych opadów wykazała, że dla powstania spływu gruzowego ważniejsze jest natężenie opadu niż dobowy, czy też nawet godzinny suma opadów (Gądek i inni, 2016b). Przykładem tego może być opad

o bardzo dużym natężeniu chwilowym 17 mm w ciągu 20 min i sumie dobowej zaledwie 24,3 mm, który wywołał powstanie spływu gruzowego pod Żółtą Turnią w dniu 20.06.1986 r. (Kotarba, 1989). Natomiast bardzo duże opady w lipcu 1997 r., z maksymalną sumą dobową 223,5 mm w dniu 8 lipca i maksymalnej sumie godzinnej 20 mm, spowodowały stosunkowo niewielkie zmiany na stokach, ze względu na niewielkie natężenie opadów, wynoszące maksymalnie tylko 0,8 mm na minutę. Za wartość progową do wystąpienia spływów gruzowych można przyjąć natężenie opadu ponad 1 mm min⁻¹ przy czasie trwania co najmniej 15 min (Gądek i inni, 2016b). Chwilowe natężenie opadu jest również ważniejsze od ilości materiału nagromadzonego w obrębie skalnych ścian – przy nawet niewielkiej ilości materiału wynoszonego ze skalnej ściany, linijski spływ wody o dużej energii prowadzi do przemieszczeń materiału w obrębie samego stoku gruzowego. Materiał zgromadzony w górnej części stoku jest przemieszczany w jego dolne partie, nierzadko tworząc u podstawy stoku nowe jęzory.

Oprócz badań lichenometrycznych przeprowadzono również sondowania georadarowe datowanych osuwisk gruzowych. Ich maksymalna miąższość wynosiła od 20 do 35 m i największa charakteryzowała stoki w Tatrach Wysokich. W Tatrach zarówno Wysokich, jak i Zachodnich miąższość badanych stożków usypiskowych zależy przede wszystkim od aktywności procesów dostarczających materiał skalny oraz od wielkości i ukształtowania obszaru alimentacyjnego (Gądek i inni, 2016b).

Karkonosze

Prowadzone w polskiej części Karkonoszy w latach 2001-2005 szczegółowe kartowanie geomorfologiczne pozwoliło zidentyfikować około 70 form utworzonych w wyniku spływów gruzowych. Najwięcej z nich znajduje się w Kotle Łomniczki (27 form) i w Kotle Małego Stawu (16). Ponad 80% przypadków powstania spływów gruzowych odnotowano na stromych skalno-pokrywowych zboczach kotłów polodowcowych. Długość tych form wynosi od 30 do 500 m, przeciętnie nieco ponad 200 m. Występują one w przedziale wysokości od około 950 m do około 1530 m n.p.m. (Parzóch i inni, 2007; Jurczak i inni, 2012). Na wspomniane skartowane ponad 70 form znany jest wiek tylko 14, które powstały w latach 1964, 1994, 1997, 2001, 2002 i 2006 (Czerwiński, 1967; Migoń i inni, 2002; Parzóch i Dunajski, 2002; Parzóch i Katrycz, 2002; Szymanowski, 2004; Migoń i inni, 2006; Parzóch i inni, 2007; Migoń i Parzóch, 2008, 2010; Parzóch i Migoń, 2010).

Wyznaczenie przez S. Kędzię krzywej lichenometrycznej dla polskiej części Karkonoszy umożliwiło w latach 2011-2012 oraz 2014 r. przeprowadzenie datowania lichenometrycznego spływów gruzowych w kotłach polodowcowych: Wielkim Śnieżnym Kotle, Czarnym Kotle Jagniątkowskim, Kotle Małego Stawu, Kotle Łomniczki oraz niszy niwalnej Białego Jaru (Kędzia i Parzóch, 2013, 2016) – wyniki zawiera tabela 1.

Tabela 1. Okresy aktywności sływów gruzowych i późniejszych przemieszczeń materiału w obrębie form utworzonych przez sływy (Kędzia i Parzóch, 2016)
 Periods of activity of debris flows and further displacement of material within landforms created by them (after Kędzia and Parzóch, 2016)

Okres <i>Time</i>	Wielki Śnieżny Kocioł	Czarny Kocioł Jagniątkowski	Kocioł Małego Stawu	Biały Jar	Kocioł Łomniczki
Druga połowa XIX w.	T	b.d.	T	b.d.	T
1900-1930 (1926)	T	T	b.d.	b.d.	T
1930-1940	b.d.	b.d.	T	b.d.	b.d.
1940-1950	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	T
1950-1960	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
1960-1970 (1964)	T	T	T	b.d.	T
1970-1980	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
1980-1990	b.d.	b.d.	T	b.d.	T
1990-2000 (1994 i 1997)	T	T	T	T	T
2001-2002	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	T
2006	T	T	T	b.d.	T

T – wystąpienie sływu lub niewielkie przemieszczenie materiału / occurrence of a debris flow or slight movement of material;

b.d. – brak sływów lub brak danych / no debris-flow episodes or lack of data.

Na podstawie wyżej przytoczonych datowań można wyróżnić trzy fazy aktywności sływów gruzowych w polskiej części Karkonoszy. Pierwsza pokrywała się z końcówką małej epoki lodowej i zakończyła się w latach 1920. Po niej nastął okres względnego spokoju, który zakończył się w latach 1980., przerywany jednak pojedynczymi zdarzeniami w latach 1930. i 1940. oraz licznymi, zarejestrowanymi we wszystkich badanych kotłach polodowcowych, przemieszczeniami materiału w roku 1964. W latach 1980. rozpoczął się kolejny okres aktywności sływów gruzowych. Największa aktywność przemieszczeń materiału w tej fazie charakteryzowała lata 1990. i pierwszą dekadę obecnego wieku.

Analizując opady z sierpnia 2006 r., które doprowadziły do powstania dużego sływu gruzowego w Wielkim Śnieżnym Kotle, autorzy opracowań tego zdarzenia jako wartość progową dla powstania sływu podają natężenie godzinne opadu wynoszące około 20 mm. Dane meteorologiczne pochodziły z odległego o 1 km posterunku opadowego w Lábska bouda (Migoń i inni, 2006; Parzóch i Migoń, 2010). Analiza opadów z meteorologicznych stacji tatrzańskich – Kasprowego Wierchu i Hali Gąsienicowej wykazała, że mimo małej odległości między tymi stacjami (w linii prostej – około 2 km), podczas intensywnych opadów deszczu jego natężenie może się znacząco różnić na wymienionych stacjach. Różnica

natężenia i czasu trwania opadów na wymienionych stacjach przekłada się również na zróżnicowanie procesów zachodzących na monitorowanych stokach w bliskim sąsiedztwie owych stacji (Skrajnej Turni i Pośredniej Turni). Dlatego najbardziej wiarygodnymi danymi dla Karkonoszy, odzwierciedlającymi rzeczywisty opad w miejscu wystąpienia spływu, wydają się być dane opadowe ze stacji meteorologicznej na Śnieżce z 2 lipca 2009 r. Opad o natężeniu 40 mm w 30 min doprowadził do powstania spływu gruzowego tuż poniżej stacji meteorologicznej (Parzóch i Knapik, 2009). W świetle przytoczonych danych natężenie opadu musiało przekroczyć wartość 1 mm min^{-1} . Biorąc pod uwagę, że opad o tak dużym natężeniu trwał najwyżej 30 min, można wysunąć wniosek, że wartość progowa natężenia opadu uruchamiającego spływy gruzowe dla Tatr jest nieco mniejsza niż dla Karkonoszy. Przyczyną tego może być znacząca różnica wielkości skalnych ścian, odpowiadających za gromadzenie wody. Nie bez znaczenia dla zaistnienia spływów gruzowych jest również sytuacja pogodowa w okresie poprzedzającym zdarzenie. Kilkudniowy, czy nawet kilkugodzinny opad nasącza stoki gruzowe, zmniejszając ich retencyjność. W konsekwencji podczas późniejszego intensywnego opadu dochodzi na powierzchni stoku do liniowego spływu o dużej energii i przemieszczenia materiału.

B. Gądek, M. Grabiec i S. Kędzia w 2012 r. przeprowadzili na Małym Stawie i w jego najbliższej okolicy sondowania georadarowe, których celem było określenie miąższości i struktury pokryw zwietrzelinowych, zalegających na skalnym podłożu w pobliżu stawu. Grubość osadów w strefie końcowej stożka napływowego (południowo-wschodnia część stawu) wynosiła około 22-25 m, natomiast w strefie końcowej stożka (południowo-zachodnia część stawu) liczyła około 25 m. Trudno jednak odróżnić na echogramie materiał stokowy tworzący stożek od zalegającego pod nim materiału morenowego (Gądek i inni, 2016b). Z wierceń H. Piaseckiego (1958) wynika, że grubość materiału morenowego na obrzeżach Małego Stawu wynosi około 20 m. Można więc przyjąć, że maksymalna miąższość badanych stożków wynosi kilka, najwyżej kilkanaście metrów. Niestety, ze względu na zagrożenie lawinowe nie udało się przesondować georadarem stożków w całości.

Wybrane elementy kriosfery

Tatry

Z elementów kriosfery występujących w Tatrach i mających wpływ na morfodynamikę stoków wybrano do badań wieloletnie płyty śnieżne oraz wieloletnią zmarzlinę.

W polskiej części Tatr liczba wieloletnich płatów śnieżnych podlega dużym zmianom – w 1980 r. było ich 166, natomiast rok później już tylko 52 (Adamowski i Wiśliński, 2010). Głównymi przyczynami wahań liczby wieloletnich płatów śnieżnych są temperatura ciepłego okresu roku oraz suma opadów sta-

łych (Kędzia, 1993, 2015). Największe i najbardziej stabilne wieloletnie płyty śnieżne zwane są lodowczykami. Największym lodowczykiem w Tatrach (zarówno polskich jak i słowackich) jest lodowczyk w Miedzianej Kotlinie na Słowacji, uznany przez Gadomskiego za prawdziwy lodowiec (Gadomski, 1926a,b). W polskich Tatrach natomiast największy jest Lodowczyk Mięguszowiecki, zalegający w przedziale wysokości 1900-2040 m n.p.m. Jego szerokość mierzona przy skalnej ścianie pod koniec okresu ablacji wahała się w wybranych latach ostatniego półwiecza od około 100 do 150 m, natomiast długość rzeczywista mierzona w linii spadku powierzchni wahała się od 90 do 100 m (Wdowiak, 1961; Olędzki, 1965; Iwanejko, 1984; Wiśliński, 1985; Gądek, 2002). Został on utworzony głównie dzięki lawinom śnieżnym. W 1959 r. S. Wdowiak doliczył się w nim aż 126 warstw rocznych, a wiek najstarszej ocenił na 150 lat (Wdowiak, 1961). W ostatnich trzydziestu latach ich liczba zmalała do zaledwie kilku, co świadczy o niekorzystnych zmianach w bilansie masy lodowczyka, wywołanych zmianami klimatu (Kędzia, 1993).

S. Kędzia (2015) za pomocą metody lichenometrycznej oszacował, że lodowczyk ten największą miąższość (o około 10 m większą od obecnej) uzyskał prawdopodobnie w połowie XIX w., czyli w okresie awansu wielu lodowców alpejskich (m.in. Vivian, 1975; Bachmann, 1979; Röthlisberger i inni, 1980; Zumbühl i inni, 1983).

Inny, znacznie mniejszy i nierzadko ulegający całkowitemu wytopieniu płat śnieżny, usytuowany pod Bulą pod Rysami (1650-1710 m n.p.m.) największą miąższość uzyskał w połowie lub pod koniec XIX w. Według S. Kędzi (2015) reakcję Lodowczyka Mięguszowieckiego na zmiany klimatu można uznać za charakterystyczną dla małych lodowców, natomiast reakcję drugiego, mniejszego płata – za reprezentatywną dla większości współczesnych płatów śnieżnych w Tatrach. Badania lichenometryczne S. Kędzi (2015) potwierdziły hipotezę J. Jani (1997), że w polskiej części Tatr w czasie małej epoki lodowej nie istniały w pełni wykształcone lodowce.

S. Kędzia (2014; Kędzia i inni, 2004) prowadził również badania lichenometryczne na tatrzańskich lodowcach gruzowych. Wyniki tych badań zaprzeczyły niektórym tezom o tworzeniu się lodowców gruzowych w okresie małej epoki lodowej (Dzierżek i Nitychoruk, 1986; Dzierżek i inni, 1987), jak również zaprzeczyły ich aktywności w okresie ostatnich około 400 lat. Tatrzańskie lodowce gruzowe powstały przed nastaniem małej epoki lodowej, prawdopodobnie na przełomie plejstocenu i holocenu (Kotarba, 1986, 1988a, 1991-1992, 2007; Kaszowski i inni, 1988). Część lodowców gruzowych mogła być jeszcze aktywna, lub nawet powstać w okresie Venediger (nieco ponad 8 tys. lat temu), kiedy to wytopiły się ostatnie wysoko położone lodowce karowe Tatr (Baumgart-Kotarba i Kotarba, 2001a,b).

Dynamicznie rozwijające się od lat 1990. badania nad wieloletnią zmarzliną w Tatrach dostarczyły wiele interesujących wyników dotyczących klimatycznych

i topograficznych uwarunkowań (m.in. Dec i Dobiński, 1997; Dobiński, 1997, 2011; Mościcki i Kędzia, 2001; Kędzia, 2004; Gądek i Grabiec, 2008; Gądek i inni, 2009; Gądek i Kędzia, 2009). W Tatrach, oprócz aktywnej zmarzliny holocenińskiej, prawdopodobnie występuje również nieaktywna zmarzlina plejstoceńska, o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Oprócz zmarzliny sporadycznej w polskiej części Tatr występuje również zmarzlina nieciągła (Dobiński, 1997, 2011). Mimo że badania nad wieloletnią zmarzliną przy użyciu nowoczesnych metod są prowadzone od ponad 20 lat, trudno jednoznacznie stwierdzić, czy zarejestrowany trend wzrostu temperatury BTS (*bottom temperature of snow*), który w dużym stopniu jest wyznacznikiem kondycji zmarzliny, jest stały, czy jest to tylko okresowe wahnięcia (Kędzia i inni, 1998; Gądek i inni, 2009; Mościcki, 2010). Dodatkowym utrudnieniem w określeniu kondycji zmarzliny za pomocą BTS jest stwierdzenie przez Mościckiego i Kędzię (2000, 2001, 2002) intensywniejszego nadtopiania się zmarzliny od spągu niż od stropu.

Współczesna wieloletnia zmarzlina tatrzańska według klasyfikacji D.H. Clarka i innych (1998) jest pochodzenia kriogenicznego (*ang. criogenic permafrost*) i glacialogenicznego (*glacigenic permafrost*). Przykładem tej pierwszej jest zmarzlina znajdująca się w Koziej Dolince (Kędzia, 2004; Mościcki, 2008), natomiast zmarzlina odkryta przez B. Gądkę, M. Grabcę, Z. Rączkowską i B. Żogałę (Gądek i Grabiec, 2008; Gądek i inni, 2009) w Miedzianej Kotlinie (Tatry słowackie) jest przykładem zmarzliny glacialogenicznej. Do utworzenia się jej doszło wskutek pokrycia części lodowczyka o grubości kilku metrów przez gruz skalny o miąższości 2,0-2,5 m. Miedziana Kotlina nie jest jedynym miejscem tworzenia się tego typu zmarzliny. W 2015 r. G. Folta (wiadomość ustna) odkrył w Tatrach słowackich w Kaczej Dolinie kolejne miejsce z pogrzebanym lodem (fot. 1). Również w polskiej części Tatr dochodzi do tworzenia się kriogenicznej zmarzliny. Przykładem tego jest Lodowczyk Mięguszowiecki. Jego brzeżne części są zasypywane przez skalny gruz (fot. 2). Mała suma opadów stałych i upalne lata powodują, że zasypane przez skalny gruz brzeżne masy lodu tracą połączenie z resztą lodowczyka i tworzy się glacialogeniczna zmarzlina.

W polskiej części Tatr zarówno kriogeniczna, jak i glacialogeniczna zmarzlina ma niewielki wpływ na obecnie zachodzące procesy peryglacialne. Powodem tego jest między innymi znaczna miąższość warstwy aktywnej (np. 2 m w Koziej Dolince) i intensywne procesy stokowe związane z dużym nachyleniem powierzchni stoków (Kędzia, 2004; Rączkowska, 2007). Występujące w Tatrach współczesne formy peryglacialne, związane z sortowaniem materiału, powstały głównie na skutek sezonowego przemarzania gruntu (częstego zamarzania i rozmarzania) oraz dużej zawartości frakcji ilastych (Jahn, 1970b; Rączkowska, 2007). Najniższe występujące tego typu formy w polskiej części Tatr zostały opisane przez M. Pulinę i M.Z. Pulinową (Pulina, 1968; Pulinowa i Pulina, 1972) w Jaskini Czarnej na wysokości około 1340 m n.p.m. oraz A. Jahna (1970b) przy Czerwonym Stawie Pańszczyckim na wysokości około 1650 m n.p.m. Zapewne



Fot. 1. Glacjogeniczna zmarzlina w Kaczej Dolinie (Fot. G. Folta, 2016)
Glacigenic permafrost in the Kacza Valley



Fot. 2. Glacjogeniczna zmarzlina w Kotle Mięszowieckim (Fot. S. Kędzia, 2012)
Glacigenic permafrost in the Mięszowiecki Glacial Cirque

podane wysokości nie stanowią jednak dolnej granicy występowania tego typu procesów, ponieważ utwory o dużej zawartości frakcji ilastej i pylastej z cienką pokrywą śnieżną w zimie, ułatwiającą częste zamarzanie i rozmarzanie gruntu, występują również poniżej tych wysokości. Chociaż w literaturze za dolną granicę występowania procesów peryglacjalnych uważa się piętro subalpejskie (około 1500 m n.p.m.), to jednak formy ekstrazonalne powstałe na skutek sprzyjających lokalnych warunków, mogą się tworzyć niżej. Przykładem mogą być zbocza Pyszniańskiej Doliny, na których formy związane z sortowaniem materiału obserwowane przez S. Kędzię w 2009 r. występowały poniżej poziomu 1500 m n.p.m. (fot. 3).

Wraz ze wzrostem wysokości wzrasta liczba aktywnych form peryglacjalnych. Z. Rączkowska (2007) wymienia łącznie 10 rodzajów aktywnych form peryglacjalnych dla Tatr: sortowane pierścienie, miniaturowe gleby strukturalne, poligony, pasy sortowane, tufury, loby soliflukcyjne, terasetki soliflukcyjne, nisze niwalne, wały niwalne, lodowce gruzowe. Późniejsze badania prowadzone przez S. Kędzię (2015) wykazały jednak, że mimo dużego prawdopodobieństwa istnienia w niektórych lodowcach gruzowych wieloletniej zmarzliny, od co najmniej 400 lat nie wykazały one ruchu wywołanego jej występowaniem.

Wiele obecnie obserwowanych aktywnych form peryglacjalnych powstało prawdopodobnie w plejstocenie (Jahn, 1950, 1958, 1970a). Zaliczyć do nich można najbardziej znane i szeroko opisane stanowisko gruntów strukturalnych na Przełęczy Krzyżne na wysokości nieco ponad 2100 m (Jahn, 1950, 1958; Oleksynowa i Skiba, 1976, 1977; Rączkowska, 2007). Badania lichenometryczne prowadzone przez S. Kędzię wykazały, że wiele z tych form jest nadal aktywnych (fot. 4). Niektóre formy peryglacjalne związane z sortowaniem materiału mogą powstać w ciągu kilku lat (Jahn, 1970b), jednak czas ich trwania może być ograniczony do kilku lub kilkunastu lat. Przykładem mogą być formy obserwowane przez S. Kędzię przy Zielonym Stawie Kieżmarskim na wysokości około 1550 m n.p.m. W latach 2001-2002 na skutek ulewnych opadów tworzące się przy południowym brzegu jeziora gleby strukturalne zostały zasypane świeżym materiałem naniesionym w wyniku spływu liniowego i powierzchniowego.

Karkonosze

Z omawianych elementów kriosfery w Karkonoszach występują tylko sezonowe płyty śnieżne. Brak jest potwierdzonych informacji o jakiegokolwiek formie – współczesnej aktywnej bądź reliktovej – wieloletniej zmarzliny.

Sezonowe płyty śnieżne występują przede wszystkim u podnóża skalnych ścian cyrków polodowcowych oraz w niszach niwalnych. Najbardziej trwałe z nich wytapiają się pod koniec lipca (Klementowski, 1975; Kwiatkowski, 1985; Sobik i inni, 2013). J. Klementowski (1975) występujące w Karkonoszach płyty śnieżne podzielił na wiosenne – wytapiające się pod koniec maja, i letnie – ule-



Fot. 3. Współczesne mrozowe sortowanie materiału w Pyszniańskiej Dolinie (Fot. S. Kędzia, 2009)
Contemporary frost sorting material in the Pyszniańska Valley



Fot. 4. Współczesne mrozowe sortowanie materiału na Przełęczy Krzyżne (Fot. S. Kędzia, 2009)
Contemporary frost sorting material on the Pass Krzyżne

gające ablacji pod koniec lata. W okresie obserwacji prowadzonych przez J. Klementowskiego żaden z płatów śnieżnych nie dotrwał do czasu utworzenia nowej, zimowej pokrywy śnieżnej.

Pomiary lichenometryczne S. Kędzi w Wielkim Śnieżnym Kotle w miejscu występowania sezonowego płata śnieżnego wykazały, że najstarsze plechy porostu naskalnego *Rhizocarpon geographicum* występujące u podnóża skalnej ściany, liczą prawie 90 lat (fot. 5). Zgodnie z założeniami metody datowania lichenometrycznego oznacza to, że do około 1930 r. płat śnieżny zalegał w tym miejscu przez co najmniej 10 miesięcy w roku (Haerberli i inni, 1979). Niestety, nie można stwierdzić, czy ów płat był wieloletni (trwał do zimy), czy też tylko sezonowy. Nie ma jednak wątpliwości, że czas trwania omawianego płata był dłuższy niż obecnie. J. Klementowski (1975) powołując się na informacje zawarte w czasopiśmie Wanderer im Riesengebirge (1936) stwierdza, że po bardzo śnieżnych i mroźnych zimach w latach 1835-1838 obserwowano w Karkonoszach całoroczne płaty śnieżne.



Fot. 5. Pozostałości płata śnieżnego w Wielkim Śnieżnym Kotle (Fot. S. Kędzia, 15.06.2014 r.)
Remains of snow patch in the Wielki Śnieżny Glacial Cirque (as of 15.06.2014)

Mimo braku potwierdzonych informacji o występowaniu w Karkonoszach współczesnej wieloletniej zmarzliny, w wielu miejscach występują tam procesy peryglacjalne, głównie w postaci soliflukcji i sortowania gruntów (m.in. Walczak, 1948; Jahn, 1963, 1968, 1979; Mazurski, 1971; Jahn i Cielińska, 1974; Pelíšek,

1974; Klementowski, 1975, 1995; Bieroński i inni, 1992; Křížek i inni, 2007; Tremł i inni, 2010). Najniższe stanowisko sortowania mrozowego w polskiej części Karkonoszy zostało opisane przez A. Traczyka (1992) i znajduje się na dnie Śnieżnych Kotłów na wysokości 1245 m n.p.m. Odkryte w brzeżnej części Śnieżnych Stawków grunty strukturalne A. Traczyk zaliczył do form ekstrazonalnych, ponieważ występują w pobliżu górnej granicy lasu. Według tegoż autora sortowaniu gruntu sprzyjają nie tylko mróz i brak szaty roślinnej, ale również duży udział frakcji ilastej i pylastej w składzie gruntu. Czynniki geoeekologiczne mają większy wpływ na przebieg dolnej granicy strefy peryglacjalnej niż czynniki klimatyczne (Traczyk, 1992).

Większość form peryglacjalnych występujących w Karkonoszach powstała w plejstocenie, aczkolwiek A. Jahn (1977) uważał za możliwe istnienie wieloletniej zmarzliny jeszcze w okresie atlantyckim. Najnowsze badania dowodzą, że w niektórych dogodnych miejscach cyrków polodowcowych małe lodowce mogły istnieć w Venedigerze, to jest nieco ponad 8 tys. lat temu (Engel i inni, 2011). Nie można więc wykluczyć, że inne formy peryglacjalne, na przykład aktywne lodowce gruzowe, także przetrwały do początku holocenu. Jedną z takich plejstocenijskich form jest lodowiec gruzowy pomiędzy Łabskim Szczytem a zachodnią krawędzią Małego Śnieżnego Kotła. Według H. Chmala i A. Traczyka (1993) jest to największa i najlepiej wykształcona tego typu forma w Karkonoszach. Lodowiec gruzowy zaczyna się na wysokości 1300 m n.p.m., a jego czoło schodzi do wysokości 1120 m n.p.m. Według wymienionych autorów lodowiec ten, jak również wszystkie pozostałe lodowce gruzowe w Karkonoszach, należy zaliczyć do form pochodzenia kriogenicznego.

Badania lichenometryczne przeprowadzone na tym lodowcu przez S. Kędzię w 2014 r. wykazały, że od co najmniej 150-200 lat forma ta nie wykazała ruchu, związanego z występowaniem wieloletniej zmarzliny. Niestety, na skutek szybkiego przyrostu plech i ich łączenia się, nie udało się znaleźć starszych plech, które spełniałyby wymogi datowania lichenometrycznego.

Dyskusja

Splywy gruzowe w Tatrach i Karkonoszach wykazują podobny przebieg aktywności. Okresem o największej intensywności modelowania stoków przez spływy gruzowe w obu masywach górskich była mała epoka lodowa, której koniec w Karkonoszach przypada na podobne lata jak w Tatrach. Zarówno w Tatrach jak i Karkonoszach lata 1930. i 1940. charakteryzowała zwiększona aktywność spływów gruzowych. Kolejna faza, trwająca do dziś, zwiększonej częstości występowania spływów gruzowych w Tatrach generalnie zaczęła się w latach 1970., natomiast w Karkonoszach (nie biorąc pod uwagę zdarzenia z 1964 r.) około 10-20 lat później. Jednakże badania I. Malika i P. Owczarka prowadzone we Wschodnich Sudetach (Červená Hora) wykazały występowanie spływów gruzo-

wych również w latach 1970. (Malik i Owczarek, 2009). Biorąc pod uwagę, że opady są jednym z najbardziej zróżnicowanych przestrzennie elementów klimatu (nawet w obrębie samych Tatr istnieją duże różnice), należy stwierdzić dużą zgodność pomiędzy Tatrami i Karkonoszami w występowaniu okresów największej aktywności spływów gruzowych.

Analiza intensywności i czasu trwania opadów wskazuje, że zarówno dla Tatr jak i Karkonoszy suma dobowa opadów ma znacznie mniejsze znaczenie w inicjacji spływów gruzowych niż natężenie opadu. Przy natężeniu opadu wynoszącym ponad 1 mm min^{-1} już po około 15 minutach w Tatrach mogą wystąpić spływy gruzowe. Dla Karkonoszy ten czas jest nieco dłuższy i w świetle obecnych, skąpych danych wynosi około 30 minut.

Mięszczość przesondowanych georadarem stożków w Tatrach jest co najmniej dwukrotnie większa niż oszacowana mięszczość stożków nad Małym Stawem w Karkonoszach. Różnica ta wynika głównie z wielkości i ukształtowania obszaru alimentacyjnego oraz rodzaju i dynamiki procesów morfogenetycznych dostarczających materiał, z którego zbudowane są stożki. Rozległe i wysokie nierzadko na kilkaset metrów skalne ściany w Tatrach dostarczają więcej gruzu niż niewielkie skalne zbocza Małego Stawu.

Obecnie w Karkonoszach brak jest wieloletnich płatów śnieżnych, jednak jest bardzo prawdopodobne, że nieco ponad 80 lat temu, czyli pod koniec małej epoki lodowej, w górach tych śnieżne płaty zalegały przez prawie cały rok. Nie ma jednak wątpliwości, że wieloletnie płaty śnieżne zalegały w Karkonoszach w latach 1835-1838 (Wanderer im Riesengebirge, 1936 za Klementowski, 1975), czyli w okresie, kiedy największe tatrzańskie lodowczyki osiągnęły maksymalną grubość.

Istniejące w Tatrach lodowce gruzowe, podobnie jak największy lodowiec gruzowy w Karkonoszach, nie były aktywne w okresie małej epoki lodowej, mimo prawdopodobieństwa występowania w niektórych tatrzańskich lodowcach wieloletniej zmarzliny.

Pomimo różnic klimatycznych pomiędzy Tatrami i Karkonoszami, związanych głównie z wysokością bezwzględna i położeniem geograficznym, duża zgodność przebiegu zmian omawianych w tej pracy procesów morfogenetycznych nawiązuje do stwierdzonej przez klimatologów i dendrochronologów równoleżnikowej telekoneksji (m.in. Bednarz, 1984; Pfister, 1992; Niedźwiedź, 2004). Wpływ zmian klimatu na aktywność spływów gruzowych i reakcję wieloletnich płatów śnieżnych/lodowczyków w Tatrach i Karkonoszach jest podobny do wpływu i zmian zachodzących w Alpach.

*

Serdecznie dziękuję prof. dr. hab. Adamowi Kotarbie oraz dr. Krzysztofowi Parzóchowi za cenne uwagi dotyczące powyższej pracy. Temu drugiemu, a także mgr Roksanie Knapik gorąco dziękuję za pomoc w badaniach terenowych.

Piśmiennictwo / References

- Adamowski A., Wiśliński A., 2010, *Próba wydzielenia typów płatów firnu i lodu w Tatrach Polskich*, Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem, 1, s. 11-16.
- Aleksandrowski P., Słaby E., Szuszkiewicz A., Galbarczyk-Gąsiorowska L., Madej S., Szeląg E., 2013, *Budowa geologiczna*, [w:] R. Knapik, A. Raj (red.), *Przyroda Karkonoskiego Parku Narodowego*, KPN, Jelenia Góra, s. 7-46.
- Bachman C.R., 1979, *Glaciers des Alpes*, Bibliothèque des Arts, Paris.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 2001a, *Deglacja Doliny Suchej Wody w Tatrach Wysokich*, [w:] A. Karczewski, Z. Zwoliński (red.), *Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych – monitoring, ochrona, edukacja*. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań, s. 73-84.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 2001b, *Deglaciation in the Sucha Woda and Pańszczyca valleys in the Polish High Tatras*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 35, s. 7-38.
- Bednarz Z., 1984, *The comparison of dendroclimatological reconstructions of summer temperatures from the Alps and Tatra Mountains from 1741-1965*, *Dendrochronologia*, 2, s. 63-72.
- Bieroński J., Chmal H., Czerwiński J., Klementowski J., Traczyk A., 1992, *Współczesna denudacja w górskich zlewniach Karkonoszy*, *Prace Geograficzne, IGiPZ PAN*, 155, s. 151-169.
- Cebulak E., 1983, *Maximum daily rainfalls in the Tatra Mountains and Podhale Basin*, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, 57, s. 337-343.
- Chmal H., Traczyk A., 1993, *Plejstoceńskie lodowce gruzowe w Karkonoszach*, *Czasopismo Geograficzne*, 64, 3-4, s. 253-263.
- Chomicz K., Šamaj F., 1974, *Stosunki opadowe*, [w:] M. Konček (red.), *Klimat Tatr*, Wydawnictwo Słowackiej Akademii Nauk, Bratysława, s. 443-536.
- Clark D.H., Steig E.J., Potter Jr.N., Gillespie A.R., 1988, *Genetic variability of rock glaciers*, *Geografiska Annaler*, 80A, s. 175-182.
- Czerwiński J., 1967, *Osuwisko w dolinie Łomniczki w Karkonoszach*, *Opera Corcontica*, 4, s. 169-175.
- Czerwiński J., 1985, *Główne rysy rzeźby i rozwój geomorfologiczny*, [w:] A. Jahn (red.), *Karkonosze polskie*, Polska Akademia Nauk, Oddział we Wrocławiu, Karkonoskie Towarzystwo Naukowe w Jeleniej Górze, Wrocław, s. 53-76.
- Dec J., Dobiński W., 1997, *Preliminary results of a seismic refraction survey on Hruby Piarg in the Five Polish Lake Valley, Tatra Mountains, Southern Poland*, *Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen*, UMCS Lublin, s. 69-76.
- Dobiński W., 1996, *Problem występowania wyspowej zmarzliny w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i okolicy w świetle pomiarów temperatury u spodu zimowej pokrywy śnieżnej (BTS)*, *Geographia, Studia et dissertationes*, 20, *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego*, 1552, s. 15-22.
- Dobiński W., 1997, *Warunki występowania zmarzliny w alpejskim piętrze Tatr Wysokich*, Uniwersytet Śląski w Sosnowcu, maszynopis.
- Dobiński W., 2011, *Wieloletnia zmarzlina w wybranych obszarach Tatr, Gór Skandynawskich i Spitsbergenu w świetle kompleksowych badań geofizycznych i analiz klimatologicznych*, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J., 1987, *Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Pięciu Stawów Polskich (Wysokie Tatry)*, *Przegląd Geologiczny*, 35, 1, s. 8-15.

- Dzierżek J., Nitychoruk J., 1986, *Types of fossil rock glaciers in the Polish High Tatra Mts.*, Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 34, 4, s. 409-418.
- Engel Z., Traczyk A., Braucher R., Woronko B., Křížek M., 2011, *Use of ^{10}Be exposure ages and Schmidt hammer data for correlation of moraines in the Krkonoše Mountains*, Zeitschrift für Geomorphologie, 55, 2, s. 175-196.
- Gadomski A., 1926a, *Morfologia glacjalna północnych stoków Wysokich Tatr*, Nakład B. Kotuli, Cieszyn.
- Gadomski A., 1926b, *Na płatach lodowych w Tatrach*, Wierchy IV.
- Gądek B., 2002, *Obieg masy Lodowczyka Mięgoszowieckiego w latach 1998-1999*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, Tatrzański Park Narodowy, Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Oddział Kraków, Kraków-Zakopane, s. 71-75.
- Gądek B., Grabiec M., 2008, *Glacial ice and permafrost distribution in the Medena Kotlina (Slovak Tatras): Mapped with application of GPR and GST measurements*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 42, s. 5-22.
- Gądek B., Grabiec M., Kędzia S., 2016a, *Application of the radio-echo sounding for identification of the thickness and structure of the sediments in postglacial lakes, illustrated with an example of Mały Staw lake (the Karkonosze Mountains)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 49, s. 5-13.
- Gądek B., Grabiec M., Kędzia S., Rączkowska Z., 2010, *Struktura wewnętrzna i morfodynamika wybranych stoków gruzowych Tatr w świetle wyników pomiarów georadarowych i lichenometrycznych*, [w:] A. Kotarba (red.), *Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem*, t. 1: *Nauki o Ziemi, Materiały IV Konferencji „Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek”*, Zakopane, 14-16 października 2010, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane, s. 55-61.
- Gądek B., Grabiec M., Kędzia S., Rączkowska Z., 2016b, *Reflection of climate changes in the structure and morphodynamics of talus slopes (the Tatra Mountains, Poland)*, Geomorphology, 263, s. 39-49.
- Gądek B., Kędzia S., 2009, *Problem detekcji wieloletniej zmarzliny na podstawie temperatury u spągu zimowej pokrywy śnieżnej na przykładzie Tatr*, Przegląd Geograficzny, 81, 1, s. 75-91.
- Gądek B., Rączkowska Z., Żogała B., 2009, *Derbis slope morphodynamics as a permafrost indicator in the zone of sporadic permafrost, High Tatras, Slovakia*, Zeitschrift für Geomorphologie, 53, 2, s. 79-100.
- Haeberli W., King L., Flotron A., 1979, *Surface movement and lichen-cover studies at the active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps*, Arctic and Alpine Research, 11, s. 421-441.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 11.
- Hess M., 1968, *Próba rekonstrukcji klimatu w holocenie na terenie Polski południowej*, Folia Quaternaria, 29, s. 21-39.
- Iwanajko A., 1984, *Formy lodowo-firnowe w Kotle Mięgoszowieckim*, Prace Studenckiego Koła Naukowego Geografów 1982, UMCS Lublin.
- Jahn A., 1950, *Gleby strukturalne w polskiej części Tatr*, Przegląd Geograficzny, 22, s. 121-139.
- Jahn A., 1958, *Mikrorelief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry*, Biuletyn Peryglacjalny, 6, s. 57-80.
- Jahn A., 1963, *Gleby strukturalne Czarne Grzbietu i problem utworów pylastych w Karkonoszach*, Acta Universitatis Wratislaviensis, Studia Geograficzne, 1, 9, s. 55-65.

- Jahn A., 1968, *Peryglacjalne pokrywy stokowe Karkonoszy i Gór Izerskich*, Opera Corcontica, 5, s. 9-25.
- Jahn A., 1970a, *Zagadnienia strefy peryglacjalnej*, PWN, Warszawa.
- Jahn A., 1970b, *Najniższe stanowisko czynnych gruntów strukturalnych w Tatrach i problem dolnej granicy występowania zjawisk peryglacjalnych w górach*, Acta Geographica Lodziensia, 24, s. 217-224.
- Jahn A., 1977, *The permafrost active layer in the Sudety mountains during the last glaciation*, Quaestiones Geographicae, 4, s. 29-42.
- Jahn A., 1979, *Procesy erozyjne na grzbiecie Karkonoszy. Eksperyment polowy*, Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich, 20, s. 127-139.
- Jahn A., Cielnińska M., 1974, *Ruchy gruntu na stokach Karkonoszy*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 236, Prace Instytutu Geograficznego, A1, s. 5-24.
- Jania J., 1997, *The problem of Holocene glacier and snow patches fluctuations in the Tatra Mountains: A short report*, [w:] *Glacier Fluctuations During the Holocene*, Strasbourg, s. 85-93.
- Jomelli V., Pech V.P., Chochillon C., Brunstein D., 2004, *Geomorphologic variations of debris flows and recent climatic change in the French Alps*, Climatic Change, 64, s. 77-102.
- Jonasson C., Kot M., Kotarba A., 1991, *Lichenometrical studies and dating of debris flow deposits in the High Tatra Mountains, Poland*, Geografiska Annaler, 73A, s. 141-146.
- Jurczak P., Migoń P., Kaczka R.J., 2012, *Występowanie i wybrane cechy morfometryczne szlaków splayów gruzowych w Tatrach i Karkonoszach*, Czasopismo Geograficzne, 83, 1-2, s. 29-45.
- Kasprzak M., Traczyk A., 2013, *Ukształtowanie powierzchni*, [w:] R. Knapik, A. Raj (red.), *Przyroda Karkonoskiego Parku Narodowego*, Karkonoski Park Narodowy, Jelenia Góra, s. 47-90.
- Kaszowski L., Krzemień K., Libelt P., 1988, *Postglacjalne modelowanie cyrków lodowcowych w Tatrach Zachodnich*, Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace Geograficzne, 71, s. 121-142.
- Kędzia S., 1993, *Klimatyczne uwarunkowania płatów wiecznego śniegu w Tatrach na przykładzie śnieżnika w Kotle Mięguszowieckim*, Uniwersytet Jagielloński, Zakład Klimatologii Instytutu Geografii, Kraków, maszynopis.
- Kędzia S., 2004, *Klimatyczne i topograficzne uwarunkowania występowania wieloletniej zmarzliny w Tatrach Wysokich (na przykładzie Koziej Dolinki)*, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa, maszynopis.
- Kędzia S., 2010, *The age of debris surfaces on the Żółta Turnia Peak (the Polish Tatra Mts.)*, Geomorphologia Slovaca et Bohemica, 2, s. 29-38.
- Kędzia S., 2013a, *Nowa krzywa lichenometryczna dla polskiej części Tatr*, Przegląd Geograficzny, 85, 1, s. 53-63.
- Kędzia S., 2013b, *Problems and possibilities of lichenometric dating in Polish mountains*, Geographia Polonica, 86, 4, s. 363-374.
- Kędzia S., 2014, *Are there any active rock glaciers in the Tatra Mountains?*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 48, s. 5-16.
- Kędzia S., 2015, *The occurrence of glaciers in the Polish Tatra Mountains during the Little Ice Age*, Zeitschrift für Geomorphologie, 59, 2, s. 229-241.
- Kędzia S., Kotarba A., Mościcki J., 2004, *Lodowiec gruzowy nad Wielkim Hińczowym Stawem w Tatrach Słowackich – wyniki wstępnych badań termicznych*, [w:] A. Styszyńska, A.A. Marsz (red.), *XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Gdynia, Akademia Morska*, Polish Polar Studies, s. 167-177.

- Kędzia S., Mościcki J., Wróbel A., 1998, *Studies on the occurrence of permafrost in Kozia Valley (The High Tatra Mts)*, [w:] J. Repelewska-Pękalowa (red.), „Relief, Quaternary Palaeogeography and Changes of the Polar Environment”. Polar session, IV Conference of Polish Geomorphologists, Lublin, 3-6 June 1998, Spitsbergen Geographical Expeditions, Maria Curie-Skłodowska University Press, Lublin, s. 51-57.
- Kędzia S., Parzóch K., 2013, *The activity of debris flows in the Łomniczka Cirque in the light of lichenometric dating*, Opera Corcontica, 50/S, s. 75-80.
- Kędzia S., Parzóch K., 2016, *Aktywność sływów gruzowych za ostatnie 150 lat w polskiej części Karkonoszy w świetle badań lichenometrycznych*, Przegląd Geograficzny, 88, 3, s. 295-310.
- Klementowski J., 1975, *Platy śnieżne i procesy niwalne w Karkonoszach*, Opera Corcontica, 12, s. 51-63.
- Klementowski J., 1995, *Współczesne grunty strukturalne Sudetów w świetle kriogenicznych ruchów ich powierzchni*, [w:] T. Szczypek (red.), III Zjazd Geomorfologów Polskich – *Procesy geomorfologiczne, zapis w rzeźbie i osadach*, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Sosnowiec, s. 36-37.
- Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr polskich*, PWN, Warszawa.
- Końček M., Orlicz M., 1974, *Promieniowanie słoneczne*, [w:] M. Końček (red.), *Klimat Tatr*, Wydawnictwo Słowackiej Akademii Nauk, Bratysława, s. 11-26.
- Kondracki J., 1978, *Geografia fizyczna Polski*, PWN, Warszawa.
- Kotarba A., 1986, *Lodowce gruzowe w Tatrach*, Wszechświat, 87, 5, s. 97-99.
- Kotarba A., 1988a, *Fossil rock glaciers in the Polish Tatra Mountains: Origin and age*, [w:] M. Peci, L. Starkel L. (red.), *Paleography of Carpathian Regions*, Geographical Research Institute Hungarian Academy of Science, Budapeszt, s. 161-169.
- Kotarba A., 1988b, *Lichenometria i jej zastosowanie w badaniach geomorfologicznych w Tatrach*, Wszechświat, 89, 1, s. 13-15.
- Kotarba A., 1989, *On the age of debris slopes in the Tatra Mountains*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 23, s. 139-152.
- Kotarba A., 1991, *On the ages and magnitude of debris flows in the Polish Tatra Mountains*, Bulletin of the Polish Academy of Science, 39, 2, s. 129-135.
- Kotarba A., 1991-1992, *Reliktowe lodowce gruzowe jako element deglacji Tatr Wysokich*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 25-26, s. 133-150.
- Kotarba A., 1992, *High energy geomorphologic events in the Polish Tatra Mountains*, Geografiska Annaler, 74A, s. 123-131.
- Kotarba A., 1994, *Geomorfologiczne skutki katastrofalnych letnich ulew w Tatrach Wysokich*, Acta UNC, Geografia, 27, s. 21-34.
- Kotarba A., 1995, *Rapid mass wasting over the last 500 years in the High Tatra Mountains*, Quaestiones Geographicae, Special Issue 4, s. 177-183.
- Kotarba A., 1997, *Formation of high mountain talus slope related to debris-flow activity in the High Tatra Mountains*, Permafrost and Periglacial Processes, 8, s. 191-204.
- Kotarba A., 2001, *Lichenometryczne oznaczanie wieku formy rzeźby wysokogórskiej*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 179, s. 197-208.
- Kotarba A., 2004, *Zdarzenia geomorfologiczne w Tatrach Wysokich podczas małej epoki lodowej*, [w:] A. Kotarba (red.), *Rola małej epoki lodowej w przekształcaniu środowiska przyrodniczego Tatr*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 197, s. 9-55.
- Kotarba A., 2007, *Lodowce gruzowe i wały niwalne – efekt późnoglacialnej ewolucji rzeźby Tatr*, Przegląd Geograficzny, 79, 2, s. 199-213.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system in the Polish Tatra Mountains*, Geographical Studies IGiPZ PAN, Special Issue, 3.

- Kotarba A., Migoń P., 2010, *Góry wysokie a góry średnie Europy – spojrzenie geomorfologa*, Czasopismo Geograficzne, 81, 1-2, s. 3-19.
- Kotarba A., Pech P., 2002, *The recent evolution of talus slopes in the High Tatra Mountains (with the Pańszczyca Valley as example)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 36, s. 69-76.
- Kotarba A., Rączkowska Z., Długosz M., Blotiziar M., 2013, *Recent debris flows in the Tatra Mountains*, [w:] D. Loczy (red.), *Geomorphological Impacts of Extreme Weather. Case Studies from Central and Eastern Europe*, Springer, London, New York, s. 221-236.
- Kotarba A., Strömquist L., 1984, *Transport, sorting and deposition processes in the Polish Tatra Mountains*, Geografiska Annaler, 66A, 285-294.
- Křížek M., Treml V., Engel Z., 2007, *Záonitosti prostorového rozmístění periglaciálních tvarů v Krkonoších nad alpínskou hranicí lesa*, Opera Corcontica, 44, 1, s. 67-80.
- Krzemień K., 1988, *The dynamics of debris flows in the upper part of the Starorobociańska Valley (Western Tatra Mts.)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 22, s. 123-144.
- Krzemień K., Libelt P., Mączka T., 1995, *Geomorphological conditions of the timberline in the Western Tatra Mountains*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 98, s. 155-170.
- Kwiatkowski J., 1985, *Szata śnieżna, szadź i lawiny*, [w:] A. Jahn (red.), *Karkonosze polskie*, Wydawnictwo Polskiej Akademii Nauk, Wrocław, s. 117-144.
- Lukniš M., 1973, *Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia*, Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava.
- 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.
- Mazurski K.R., 1971, *Lód włóknisty w Karkonoszach*, Wszechświat, 4, s. 96-97.
- Migoń P., 2005, *Karkonosze – rozwój rzeźby*, [w:] M. Mierzejewski (red.), *Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek*, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, s. 323-349.
- Migoń P., Kasprzak M., Knapik R., 2006, *Spyływ gruzowy w Wielkim Śnieżnym Kotle w sierpniu 2006 r.*, Przyroda Sudetów, 9, s. 157-168.
- Migoń P., Parzóch K., 2008, *Spyły gruzowe w polskich Karkonoszach – przyczyny, skutki i zagrożenia*, Przegląd Geograficzny, 80, 3, s. 385-401.
- Migoń P., Parzóch K., 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*, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego, 14, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, s. 205-239.
- Migoń P., Radek M., Parzóch K., 2002, *Extreme geomorphic events in the Sudetes Mountains and their long-term impact*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 36, s. 29-49.
- Mościcki W.J., 2008, *Temperature regime on northern slopes of Hala Gąsienicowa in the Polish Tatra Mountains and its relationship to permafrost*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 42, s. 23-40.
- Mościcki W.J., 2010, *Temperatura na NE stoku Świnicy i w Koziej Dolince w Tatrach w okresie 2007-2009*, [w:] A. Kotarba (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek. 1. Nauki o Ziemi*, Wydawnictwa Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane, s. 95-102.
- Mościcki J.W., Kędzia S., 2000, *Comments and observations on the application of resistivity sounding in the research of permafrost*, Biuletyn Peryglacjalny, 39, s. 69-81.

- Mościcki J.W., Kędzia S., 2001, *Investigation of mountain permafrost in the Koza Dolinka valley, Tatra Mountains, Poland*, Norsk Geografisk Tidsskrift, 55, s. 235-240.
- Mościcki J.W., Kędzia S., 2002, *Wieloletnia zmarzlina w Koziej Dolince*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, Wydawnictwo Instytutu Botaniki PAN, Kraków-Zakopane, s. 67-69.
- Niedźwiedz T., 1996, *Wieloletnia zmienność temperatury powietrza i opadów w Tatrach*, [w:] A. Kotarba (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek. Nauki o Ziemi*, 1, Wydawnictwa Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane, s. 161-163.
- Niedźwiedz T., 2000, *Zmienność temperatury powietrza i opadów w Tatrach w ostatnich 50 latach*, [w:] *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek. Współczesne przemiany środowiska przyrodniczego Tatr. II Ogólnopolska Konferencja, Zakopane, 12-14 październik 2000*, TPN, PTPNoZ Oddział Krakowski, s. 37-38.
- Niedźwiedz T., 2004, *Rekonstrukcja warunków termicznych lata w Tatrach od 1550 roku*, [w:] A. Kotarba (red.), *Rola małej epoki lodowej w przekształcaniu środowiska przyrodniczego Tatr*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 197, s. 57-88.
- Oberc J., 1985, *Budowa geologiczna przedgranicznych serii skalnych Karkonoszy*, [w:] A. Jahn (red.), *Karkonosze polskie*, Polska Akademia Nauk, Oddział we Wrocławiu, Karkonoskie Towarzystwo Naukowe w Jeleniej Górze, Wrocław, s. 9-16.
- Obrębska-Starkel B., Bednarz Z., Niedźwiedz T., Trepińska J., 1995, *On the trend of the climate changes in the higher part of the Carpathian Mountains*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 98, s. 123-151.
- Olędzki J., 1965, *Miniaturowe lodowce w Tatrach*, Geografia w Szkole, 18, 4, s. 184-186.
- Oleksynowa K., Skiba S., 1976, *Geochemical characterization of a polygonal soil on the flattening of Krzyżne Pass in the Tatra Mts.*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 10, s. 27-47.
- Oleksynowa K., Skiba S., 1977, *Charakterystyka niektórych gleb kriogenicznych w Tatrach*, Roczniki Gleboznawcze, 28, s. 293-311.
- Parzóch K., Dunajski A., 2002, *Katastrofalne ruchy masowe w Karkonoskim Parku Narodowym zawiązane z nadmiernymi opadami*, [w:] Z. Denisiuk (red.), *Strategia zachowania różnorodności biologicznej i krajobrazowej obszarów przyrodniczo cennych dotkniętych klęską powodzi*, Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków, s. 155-165.
- Parzóch K., Katrycz M., 2002, *Współczesne procesy geomorfologiczne i antropopresja w górskim środowisku Karkonoszy*, *Przyroda Sudetów Zachodnich*, Supplement, 1, s. 23-36.
- Parzóch K., Knapik R., 2009, *Debris flow on NW slope of Mt. Śnieżka, triggered by heavy rainfall on 2 July 2009*, [w:] R. Knapik, J. Andrlé (red.), *7th International Conference, Geocological Problems of Karkonosze Mts.*, Szklarska Poręba, 21-23.09.2009, *Book of Abstracts*, Karkonoski Park Narodowy, Szklarska Poręba, 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*, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego, 14, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, s. 205-240.
- Parzóch K., Migoń P., Szymanowski R., Gąsiorek M., 2007, *Splywy gruzowe w północnej części Karkonoszy*, [w:] J. Śtursa, R. Knapik (red.), *Geoekologické problémy Arkono, Sbornik Mezduňarodni Vědecké Konferencje, říjen 2006, Svoboda n. Úpou*, Opera Corcontica, 44, 1, s. 81-88.
- Pelišek J., 1974, *Půdy Krkonošského Národného Parku*, Opera Corcontica, 11, s. 7-35.
- Pfister C., 1992, *Monthly temperatures and precipitation in Central Europe 1525-1979; quantifying documentary evidence on weather and its effects*, [w:] R. S. Bradley, P.D. Jones (red.), *Climate Since A.D. 1500*, Routledge, London, s. 118-142.

- Piasecki H., 1958, *Mały Staw w Karkonoszach jako przykład akumulacyjnego jeziora karrowego*, Czasopismo Geograficzne, 29, 75, s. 75-78.
- Pulina M., 1968, *Gleby poligonalne w Jaskini Czarnej (Tatry Zachodnie)*, Speleologia, 3, 2, s. 99-102.
- Pulinowa M.Z., Pulina M., 1972, *Phénomènes cryogènes dans les grottes et gouffres des Tatras*, Biuletyn Peryglacjalny, 21, s. 201-235.
- Rączkowska Z., 2007, *Współczesna rzeźba peryglacjalna wysokich gór Europy*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 212.
- Röthlisberger F., Haas P., Holzhauser H., Keller W., Bircher W., Renner F., 1980, *Radio-carbon dating of fossil soils (fAh) and woods from moraines and glaciers in the Alps, Geography in Switzerland*, Geographica Helvetica, 35, 5, s. 21-52.
- Siarzewski W., 1996, *Jaskinie lodowe w Tatrach Polskich*, [w:] A. Kotarba (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek, 1. Nauki o Ziemi*, Tatrzański Park Narodowy, Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Kraków-Zakopane, s. 98-101.
- Sobik M., Błaś M., Migala K., Godek M., Nasiółkowski T., 2013, *Klimat*, [w:] R. Knapik, A. Raj (red.), *Przyroda Karkonoskiego Parku Narodowego*, Karkonoski Park Narodowy, Jeleń-Góra, s. 147-186.
- Szymanowski R., 2004, *Splawy gruzowo-błotne w Kotle Łomniczki*, Przyroda Sudetów, 7, s. 223-232.
- Traczyk A., 1992, *Formy współczesnego sortowania mrozowego w Karkonoszach i klimatyczne uwarunkowanie ich rozwoju*, Czasopismo Geograficzne, 63, 3-4, s. 351-359.
- Treml V., Krizek M., Engel Z., 2010, *Classification of patterned ground based on morphometry and site characteristics: a case study from the High Sudetes, Central Europe*, Permafrost and Periglacial Processes, 21, s. 67-77.
- Trepińska J. B., 2010, *Gradienty opadowe w polskich Tatrach i Karkonoszach*, [w:] T. Ciupa, R. Suligowski (red.), *Woda w badaniach geograficznych*, Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce, s. 295-302.
- Vivian R., 1975, *Les glaciers des Alpes Occidentales*, Imprimerie Allier, Grenoble.
- Walczak W., 1948, *Gleby strukturalne w Karkonoszach*, Przegląd Geograficzny, 21, 3-4, s. 227-241.
- Wdowiak S., 1961, *Współczesny lodowiec karowy w Wielkim Kotle Miękusowieckim nad Morskim Okiem w Tatrach*, Biuletyn Geologiczny, 11, s. 87-92.
- Wicik B., 1984, *Osady jezior tatrzańskich i etapy ich akumulacji*, Prace i Studia Geograficzne UW, 5, s. 55-69.
- Wicik B., 1986, *Asynchroniczność procesów wietrzenia i sedymentacji w zbiornikach jeziornych Tatr i Karkonoszy w postglacjale*, Przegląd Geograficzny, 58, 4, s. 809-823.
- Wiśliński A., 1985, *Lodowczyki otoczenia Morskiego Oka w Tatrach*, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, 40, s. 54-76.
- Wiśliński A., 2002, *O zmianach zasięgu niektórych płatów firnu i lodu w zlewni Morskiego Oka*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, Tatrzański Park Narodowy, Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Oddział Kraków, Kraków-Zakopane, s. 71-75.
- Zumbühl H. J., Messerli B., Pfister C., 1983, *Die Kleine Eiszet. Gletschergeschichte im Spiegel der Kunst*, Gletschergarten-Museum Luzern, Schweizerisches Alpines Museum Bern.

STANISŁAW KĘDZIA

A RECORD OF CLIMATE CHANGES OVER THE PAST 200 YEARS
IN SLOPE MORPHODYNAMICS AND THE CRYOSPHERE
OF THE TATRA AND KARKONOSZE MOUNTAINS

Climate change has a huge impact on many forms of life and processes occurring on Earth. As high mountains have emerged as particularly sensitive to climate change, the Tatras, have long been a site for research on climate change and its impact on the environment. Debris flows are among the most spectacular hydrometeorological and geomorphological events occurring in high mountains, and given the long-term permafrost and large number of multiannual snow patches occurring in the Tatras, as well as the impact these exert on slope morphodynamics, it was also decided to examine the impact of climate change on selected elements of the cryosphere here. Equally, although the Karkonosze may not be counted as high mountains, but are at best intermediate between these and mountains of medium height, research of the same kind as in the Tatras has nevertheless been pursued at locations within this range.

Lichenometric dating shows that the period with the greatest intensity of slope modelling in the two mountain ranges was the so-called “Little Ice Age”, the end of which is similar in the Karkonosze to in the Tatras. In both ranges, the 1930s and 1940s brought an upsurge in debris flows. Another phase of increased frequency of debris flows in the Tatras generally began in the 1970s and has continued through to the present day, while the analogous phenomenon in the Karkonosze Mountains began some 10-20 years later.

Analysis of the intensity and duration of precipitation indicates that, in both the Tatra Mountains and the Karkonosze, daily precipitation totals are much less significant for the initiation of debris flows than the intensity of precipitation at given times. In the Tatras, it is sufficient for heavy precipitation of more than 1 mm/min to persist for at least 15 minutes, for debris flows to begin to occur. In the case of the Karkonosze, the duration of such heavy-rainfall events is slightly longer, with the presently-available (still scant) data suggesting 30 minutes is sufficient.

The thickness of the cones analysed by GPR sounding in the Tatra Mountains is at least twice as great as that of the cones present at Mały Staw in the Karkonosze Mountains. This difference mainly reflects the size and shape of the sediment supply area and the type and dynamics of the morphogenetic processes providing the material from which the cones are formed.

The Karkonosze Mountains currently lack any multiannual snow patches, though it seems very likely that 80+ years ago (at the end of the “Little Ice Age”), snow did cover parts of these mountains for almost the whole year. Existing debris glaciers in the Tatra Mountains, like the largest such glacier in the Karkonosze, displayed no activity during the “Little Ice Age”, despite the probable presence of permafrost in some of the Tatra rock glaciers.

Despite the climatic differences between the Tatra and Karkonosze Mountains (mainly related to altitude and geographical location), a high degree of concordance is to be noted in the course of changes in morphogenetic processes discussed in this paper. These in turn relate to the latitudinal teleconnection phenomenon found by both climatologists and dendrochronologists. The impact of climate change on the activity of debris flows and the response on the part of snow patches/ glacierettes in the Tatra Mountains and the Karkonosze Mountains is seen to be similar to the impact and change reported in the Alps.

