

Anita Bernatek-Jakiel, Kazimierz Krzemień, Michał Jakiel
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego
ul. Gronostajowa 7, 30–387 Kraków
anita.bermatek@uj.edu.pl, kazimierz.krzemien@uj.edu.pl,
michal.jakiel@uj.edu.pl

Received: 26.01.2016
Reviewed: 24.06.2016

FORMY SUFOZYJNE W BIESZCZADACH (KARPATY WSCHODNIE)

Piping forms in the Bieszczady Mountains (Eastern Carpathians)

Abstract: The aim of this paper is to present the piping forms in the Bieszczady Mts., their morphology and morphometry. Piping as a mechanical removal of soil by subsurface concentrated water flow leads to the formation of underground channels (pipes). They become visible on the surface when a pipe roof collapses. Subsequently, surface piping forms are created. Sometimes a pipe inlet or a pipe outlet can be located. The piping forms and features are described and characterized – both erosional (sinkhole, closed depression, blind gully) and depositional (piping fan). Finally, the comparison of piping forms in different regions of the world is presented.

Key words: piping, sinkhole, gully, piping features, landform.

Wprowadzenie

W Bieszczadach pierwsze badania sufozji prowadzone były już w latach 60. i 70. XX wieku (Czepe 1960; Starkel 1960; Galarowski 1976). Potem tylko sygnalizowano działanie tego procesu (Haczewski i in. 2007; Gorczyca i in. 2011), a w ostatnich latach podjęto szczegółowe analizy form związanych z tym procesem (Bernatek i Sobucki 2012; Bernatek 2015; Bernatek-Jakiel i in. 2015, 2016). Wszystkie te badania wskazują, że sufozja jest jednym z istotnych procesów morfogenetycznych w Bieszczadach, a to oznacza występowanie różnorodnych form sufozyjnych.

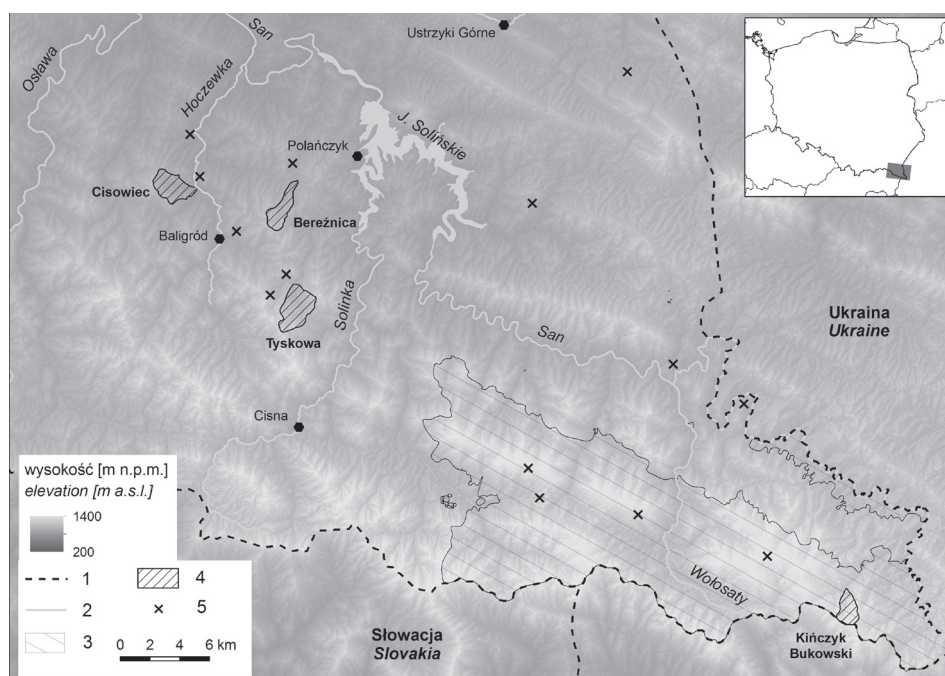
Celem niniejszej pracy jest przedstawienie form sufozyjnych występujących w Bieszczadach, pokazanie ich morfografii i morfometrii, a także porównanie ich z formami z innych regionów świata. Takie ujęcie tematu pozwoli na wzbogacenie informacji o różnorodności rzeźby Bieszczadów, w tym Bieszczadzkiego Parku Narodowego.

Obszar badań

Bieszczady położone są w SE Polsce przy granicy ze Słowacją i Ukrainą (Ryc. 1). Reprezentują góry średnie w klimacie umiarkowanym. Średnia roczna temperatura powietrza wynosi od 4,0 do 5,0°C (Michna i Paczos 1972),

a średnia suma opadów waha się w granicach 1000–1300 mm (Nowosad 1995). Bieszczady wchodzą w skład Karpat Zewnętrznych sfałdowanych w neogenie i zbudowane są głównie ze skał wieku oligocen – dolny miocen (Haczewski i in. 2007), składających się z naprzemianległych warstw piaskowców i łupków. Już w 1960 r. L. Starkel zwrócił uwagę na występujące w Bieszczadach miąższe pokrywy stokowe o dużej zawartości pyłu, co predysponuje je do działalności sufozji. Pokrywy te stanowią materiał macierzysty dla gleb (Kacprzak i Skiba 2000). Dominują tu gleby brunatne (Skiba i in. 1998).

Szczegółowe badania przeprowadzono w czterech zlewniach w Bieszczadach (Ryc. 1): Cisowiec, Bereźnica Wyżna, Tyskowa i Kińczyk Bukowski. Obserwacje terenowe były też prowadzone w innych terenach w Bieszczadach. W trakcie badań zgromadzono bogatą dokumentację fotograficzną.



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań (opracowanie własne na podstawie modelu SRTM): 1 – granica państwa, 2 – Bieszczadzki Park Narodowy, 3 – rzeki, 4 – obszary testowe, 5 – inne obszary ze zidentyfikowanymi formami sufozijnymi.

Fig. 1. Location of study area (author's elaboration based on SRTM model): 1 – national border, 2 – Bieszczady National Park, 3 – rivers, 4 – test areas, 5 – other areas with identified piping forms.

Materiały i metody

Podstawą identyfikacji form sufozyjnych w Bieszczadach oraz przedstawienia ich morfografii i morfometrii było w pierwszej kolejności przeprowadzenie obserwacji terenowych. Następnie w związku z obserwacjami oraz po analizie wcześniejszych prac dotyczących sufozji w Bieszczadach (Czeppe 1960; Galarowski 1976) wybrano cztery zlewnie do szczegółowego kartowania geomorfologicznego. Kartowanie przeprowadzono w latach 2012–2013. Początkowo było ono prowadzone według klasyfikacji form sufozyjnych zaprezentowanych przez E. Verachtert i zespół (2010). W toku prac terenowych zweryfikowano i zmodyfikowano tę klasyfikację. Należy przy tym podkreślić, że dłożono wszelkich starań, by kartowanie było kompletne. Niemniej nie jest możliwe odnalezienie wszystkich form w terenie ze względu na zwartą szatę roślinną czy małe rozmiary niektórych form.

Do lokalizacji form sufozyjnych wykorzystano odbiornik GPS (Garmin GPSMap 62s). Pomiarów form (długość, szerokość, głębokość) wykonano za pomocą taśmy mierniczej. Mapy zostały przygotowane w programie ArcGIS 10.3.

Formy sufozyjne w Bieszczadach

Informacje wstępne

Formy sufozyjne były obserwowane przez Autorów na terenie Bieszczadzkiego Parku Narodowego m.in. na Połoninie Caryńskiej, Połoninie Wetlińskiej, Krzemieniu, jak również poza Parkiem: w Hoczwi, Mchawie, Baligrodzie, Radziejowej, Bandrowie, Rosolinie, Woli Matiaszowej, między Smolnikiem a Procisnem oraz w Dydiowej (Ryc. 1).

W czterech wybranych zlewniach skartowano w sumie 451 form sufozyjnych oraz 16 wlotów i 120 wylotów kanałów sufozyjnych. Szczegółowe dane dotyczące liczby zlokalizowanych form przedstawiono w tabeli 1.

Tabela 1. Liczba form sufozyjnych w wybranych zlewniach w Bieszczadach (stan na 2013).
Table 1. The number of piping forms in the selected catchments in the Bieszczady Mts. (2013).

	Zapadliska sufozyjne <i>Closed depressions</i>	Studnie sufozyjne <i>Sinkholes</i>	Ślepe dolinki <i>Blind gullies</i>	Stožki sufozyjne <i>Piping fans</i>	Wloty <i>Pipe inlets</i>	Wyloty <i>Pipe outlets</i>
Cisowiec	19	51	16	3	3	31
Bereźnica	44	90	24	3	2	29
Tyskowa	53	106	38	3	10	58
Kińczyk Bukowski	0	0	1	0	1	2
Suma / <i>Sum</i>	116	247	79	9	16	120

Formy podziemne

W wyniku działalności sufozji powstają kanały sufozyczne (zwane też tunelami, ang. *pipes, tunnels, channels*). O ich kształcie i wymiarach można wnioskować na podstawie odnalezionych w terenie wlotów i wylotów kanałów. Za wlot kanału sufozycznego (ang. *pipe inlet*) uznano miejsce, w którym woda płynąca powierzchniowo (stałe lub okresowo) wpływa pod powierzchnię terenu. Natomiast wylot kanału sufozycznego (ang. *pipe outlet*) to miejsce, w którym woda i niesiony przez nią materiał wydostaje się z kanału sufozycznego na powierzchnię.

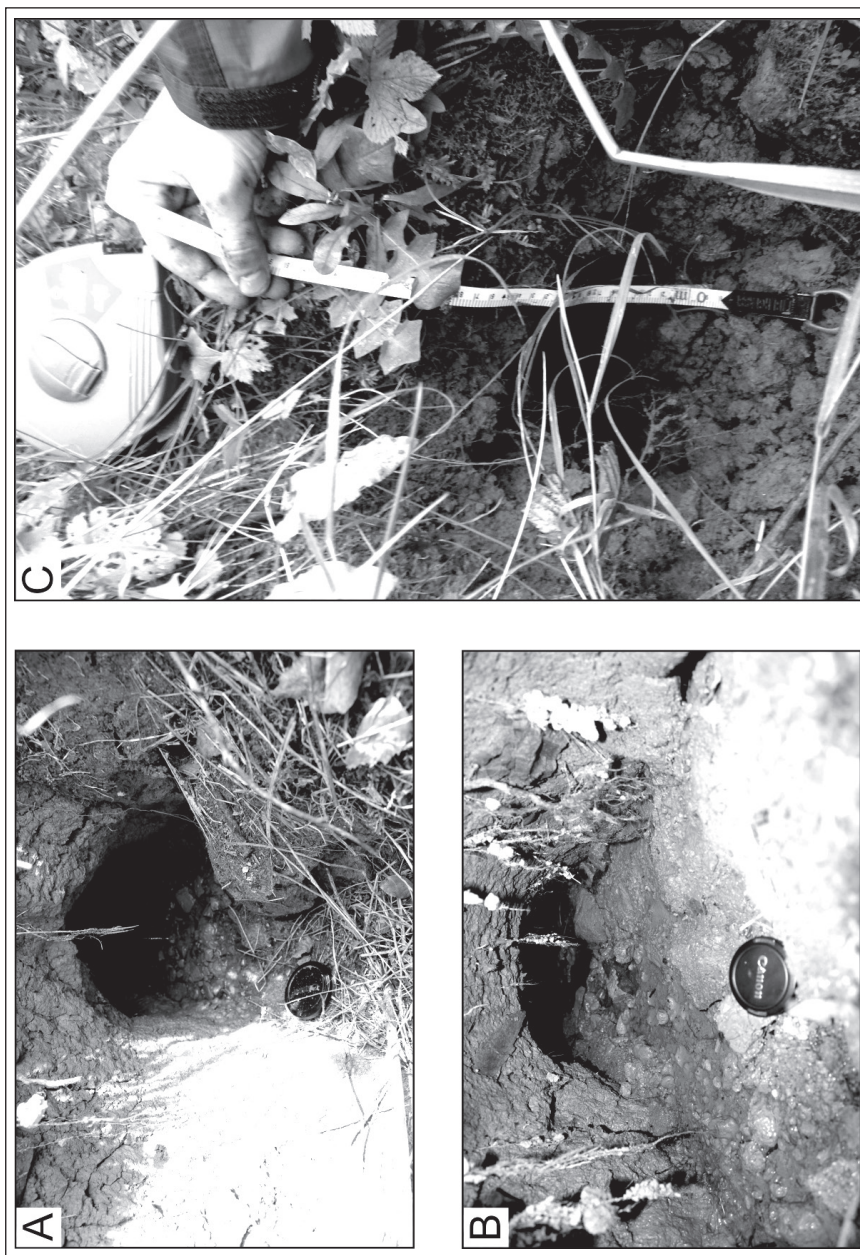
Kanały sufozyczne mają kształt zbliżony do kolistego o spłaszczonym dnie (Ryc. 2). Woda tylko w okresach intensywnych roztopów czy opadów może wypełniać cały kanał sufozyczny. Natomiast przez większą część roku w kanałach wody nie ma lub płynie tylko w ich dnie.

Wymiary kanałów są nieco inne przy wlocie i wylocie. Przy wlocie szerokość kanałów wynosi średnio ok. 0,52 m, a wysokość ok. 0,45 m, natomiast przy wylocie odpowiednio 0,38 m i 0,33 m. Może to być wynikiem tego, że gdy woda wpływa do kanału z powierzchni terenu, przy znacznej ilości wody dochodzi do jej spiętrzenia i wyerodowania większego otworu. Możliwe jest też, że woda płynąc wewnątrz kanału pod dużym ciśnieniem, znajduje nowe drogi odpływu (tworzy nowe kanały). Mechanizm podziemnego przepływu wody w kanałach sufozycznych z pewnością wymaga dalszych badań.

Formy powierzchniowe

Jak już wspomniano, najczęściej o istnieniu kanałów sufozycznych wnioskuje się na podstawie zapadniętego terenu nad kanałem (ang. *pipe collapses*). Powstają wówczas powierzchniowe formy sufozyczne (Ryc. 3), wśród których wyróżnia się:

1. zapadliska sufozyczne (ang. *closed depressions*) – formy powstałe w wyniku osiadania terenu nad kanałem sufozycznym, ale w których nie doszło jeszcze do przerwania ciągłości pokrywy roślinnej i glebowej; z czasem zapadliska mogą przekształcić się w studnie sufozyczne;
2. studnie sufozyczne (ang. *sinkholes*) – formy o pionowych lub prawie pionowych ścianach, które powstały w wyniku zapadnięcia terenu nad kanałem sufozycznym, a dno tych form stanowi jednocześnie dno kanału sufozycznego; w formach tych niekiedy materiał, który uległ zapadnięciu, zalega jeszcze na dnie studni; ściany tych form modelowane są przez niewielkie ruchy masowe (np. zerwy);
3. ślepe dolinki (ang. *blind, discontinuous gullies*) – formy o wydłużonym kształcie powstałe w wyniku zapadnięcia kanału sufozycznego; mogą powstać z połączenia kilku studni, jeśli dojdzie do zapadnięcia terenu pomiędzy kolejnymi studniami lub w wyniku powiększania się jednej studni.



Ryc. 2. Kanaly sufozyczne: A, B – widok przy wlocie kanału, C – widok przy wylocie kanału.
Fig. 2. Pipes: A, B – view at the pipe inlets, C – view at the pipe outlet.



Ryc. 3. Formy sufozyjne w Bieszczadach: A – zapadlisko sufozyjne, B – studnia sufozyjna, C – ślepa dolinka, D – stożek sufozyjny.

Fig. 3. Piping forms in the Bieszczady Mts.: A – closed depression, B – sinkhole, C – blind gully, D – piping fan.

Ponadto u wylotu kanału sufozycznego może powstać stożek napływowy – sufozyczny (ang. *piping fan*) zbudowany z materiału wyniesionego z kanału. Jest to przejaw akumulacyjnej działalności sufozji (Ryc. 3D), która dotychczas w niewielkim stopniu była zauważana.

Szczegółowa charakterystyka morfometryczna form sufozycznych przedstawiona jest w tabeli 2. Zapadliska sufozyczne cechują się średnią wielkością 2,7 m x 1,3 m, a studnie sufozyczne 0,7 x 0,6 m. Ślepe dolinki osiągają średnią długość ok. 8,6 m, a szerokość 1,5 m. Średnia głębokość studni sufozycznych w analizowanym obszarze wynosi 0,8 m i jest to równocześnie średnia głębokość, na której wykształciły się kanały sufozyczne, gdyż dno studni sufozycznej jest jednocześnie dnem kanału. Najgłębsze studnie sięgają 1,6 m. Zapadliska sufozyczne średnio są płytsze od studni, co wynika z samej definicji tych form. Osiągają głębokość do 0,5 m, a najczęściej mają głębokość 0,3 m. Ślepe dolinki sufozyczne cechują się średnią głębokością 0,9 m – jest to wartość większa niż głębokość dna kanałów sufozycznych (0,8 m). Wynika to z faktu, że po powstaniu dolinki dochodzi do wykształcenia koryta, a zatem pogłębienia pierwotnego dna kanału sufozycznego. Dno takiej dolinki nie jest już modelowane przez strumień podziemnej wody, ale przez wodę powierzchniową spływającą linijnie.

W badanym terenie zlokalizowano 9 stożków sufozycznych, których średnia miąższość (świeżo naniesionego materiału) wynosi ok. 0,1 m, długość wynosi prawie 1,7 m, a szerokość u podstawy do 1,0 m (Tab. 2). Formy te wykształci-

Tabela 2. Charakterystyka morfometryczna powierzchniowych form sufozycznych.

Table 2. Morphometric characteristics of surface piping forms.

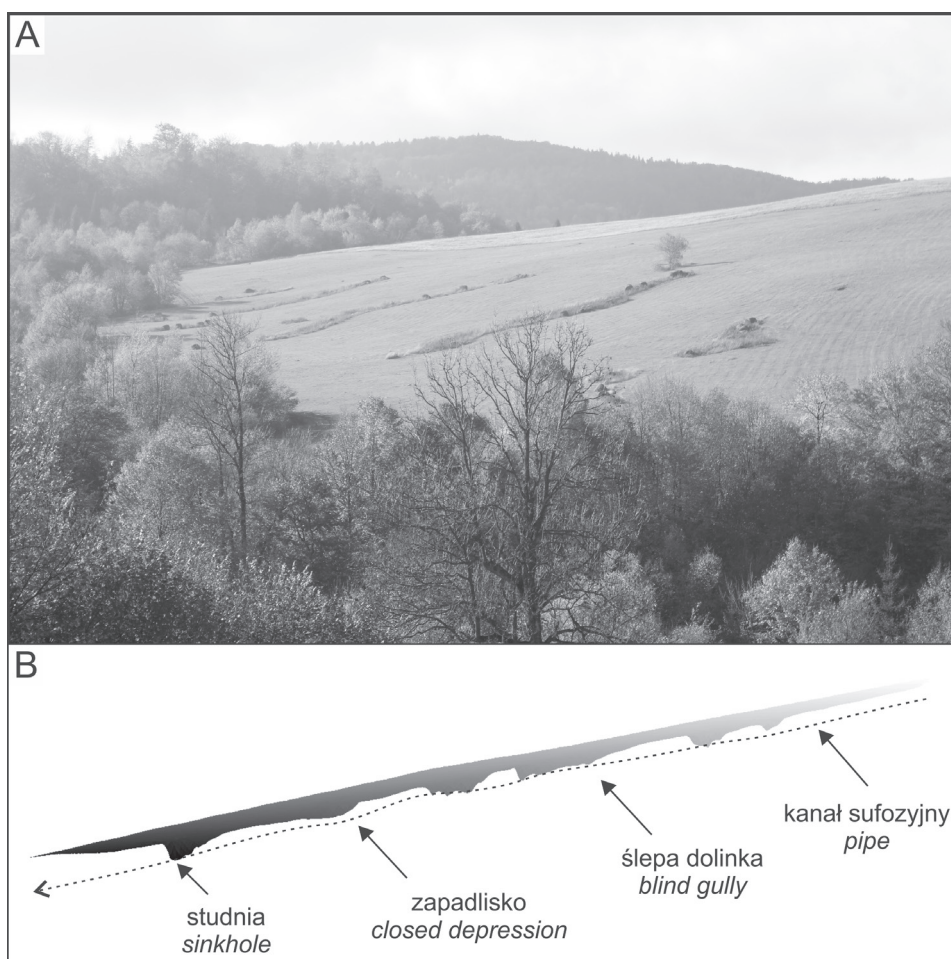
	Zapadliska sufozyczne <i>Closed depressions</i>			Studnie sufozyczne <i>Sinkholes</i>			Ślepe dolinki <i>Blind gullies</i>			Stożki sufozyczne <i>Piping fans</i>		
	gł. <i>d</i>	dł. <i>l</i>	sz. <i>w</i>	gł. <i>d</i>	dł. <i>l</i>	sz. <i>w</i>	gł. <i>d</i>	dł. <i>l</i>	sz. <i>w</i>	gł. <i>d</i>	dł. <i>l</i>	sz. <i>w</i>
Średnia <i>Mean</i>	0,5	2,7	1,3	0,8	0,7	0,6	0,9	8,6	1,5	0,1	1,7	1,0
Moda <i>Mode</i>	0,3	1,0	1,2	0,7	0,3	0,4	1,2	1,9	1,2	0,1	0,8	0,5
Min <i>Min</i>	0,1	0,3	0,3	0,2	0,1	0,1	0,3	1,0	0,4	0,1	0,2	0,3
Max <i>Max</i>	1,5	13,5	3,5	1,6	2,6	1,9	2,5	34,5	11,0	0,3	8,0	2,5
Odch.st. <i>Std. dev.</i>	0,3	2,5	0,6	0,3	0,5	0,4	0,4	38,2	1,3	0,1	2,3	0,7

gł. – głębokość / *d* – depth, dł. – długość / *l* – length, sz. – szerokość / *w* – width [m]

ły się tylko przy 7,5% wylotów. Tak mała liczba stożków dowodzi, że panuje równowaga między ilością materiału wynieszonego z kanałów na powierzchnię a tempem jego odprowadzania po wydostaniu się na powierzchnię.

Systemy sufozyjne

Najczęściej o istnieniu kanału sufozyjnego można wnioskować na podstawie kilku form powierzchniowych i zlokalizowanego wlotu lub wylotu kanału. Taki zespół form sufozyjnych, który związany jest z jednym lub kilkoma połączonymi kanałami stanowi system sufozyjny (Ryc. 4). Formy sufozyjne występujące



Ryc. 4. System sufozyjny: A – stok z widocznymi systemami sufozyjnymi (Tyskowa), B – model systemu sufozyjnego.

Fig. 4. Piping system: A – slope with marked piping systems, B – a conceptual model of piping system.

na stokach użytkowanych przez człowieka często są zasypywane (np. sianem) i omijane w trakcie koszenia łąk (Ryc. 4A).

W obszarach testowych zlokalizowano w sumie 109 systemów sufozyjnych, przy czym w niemal każdej analizowanej zlewni liczba systemów wynosi od 34 do 37, a tylko w zlewni na stokach Kińczyka Bukowskiego skartowano jeden system sufozyjny. Nie w każdym systemie sufozyjnym udało się znaleźć wylot kanału sufozyjnego. Może to być wynikiem rozproszenia płynącej podziemnie wody na szereg mniejszych kanałów lub też niemożnością odnalezienia wylotu ze względu na zwartą pokrywę roślinną.

Średnia długość systemów sufozyjnych (liczona jako odległość od pierwszej poprzez kolejne, aż do ostatniej zlokalizowanej formy sufozyjnej lub wylotu kanału sufozyjnego) wynosi 52,6 m. Jest to jednocześnie minimalna długość kanałów sufozyjnych. Najdłuższe systemy sufozyjne osiągają długość do 252,8 m, a w przypadku Kińczyka Bukowskiego aż 357,8 m. Natomiast średnio systemy osiągają długość od 20,3 do 57,6 m, z wyjątkiem Kińczyka Bukowskiego, gdzie zlokalizowano tylko jeden system, w którym długość jednej ślepej dolinki sufozyjnej wynosi 345 m.

Formy sufozyjne w innych obszarach

Kanały sufozyjne powstają w niemal wszystkich strefach morfoklimatycznych świata (Jones 1994; Bernatek 2014). Zgodnie z zestawieniem J.A.A. Jones'a (1994) kanały o najmniejszej średnicy (do 15–20 cm) występują w strefie umiarkowanej morskiej, a w strefie umiarkowanej kontynentalnej, równikowej i podrównikowej średnice kanałów wynoszą około 30 cm, największe zaś (do 120 cm) są kanały w strefie półsuchej. W strefie półsuchej występuje też największe zróżnicowanie wielkości kanałów. Średnie wielkości kanałów sufozyjnych w Bieszczadach wynoszą ok. 30–50 cm, są więc nieco większe od kanałów w innych regionach strefy umiarkowanej i zdecydowanie mniejsze od tych w strefie półsuchej.

Średnia głębokość powstawania kanałów sufozyjnych zależy od rodzaju materiału, w jakim zachodzi sufozja i od jego miąższości. W analizowanych obszarach w Bieszczadach (Karpaty Wschodnie) głębokość ta wynosi ok. 0,7–0,8 m i jest zróżnicowana od 0,2 do 1,6 m. W Karpatach Zachodnich w północno-wschodnich Czechach głębokość ta wynosi od 0,5 do 2,3 m (Hořáková 2007). W obszarach lessowych głębokość wykształcenia kanałów jest zróżnicowana, np. w pasie Wyżyn Polskich wynosi kilka metrów (Janicki i in. 1999), w centralnej Belgii średnia głębokość to 0,6 m (Verachtert i in. 2010), w północnym Missisipi w Stanach Zjednoczonych ok. 0,3 m (Wilson i in. 2015), a w Niemczech od 1,2 do 2,0 m (Botschek i in. 2002). Na znacznie większych głębokościach mogą powstawać kanały sufozyjne w obszarach badlands, np. w południowej

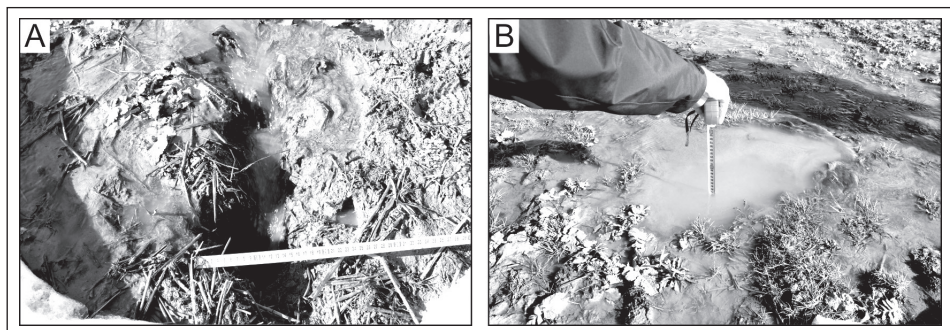
Hiszpanii rozwijają się one na głębokości do 3,0–4,0 m w okolicach Almerii (Faulkner i in. 2000), a w okolicach Murcji średnio od 1,0 do 2,5 m, maksymalnie do 8,0 m (Romero Díaz i in. 2007). Przykład wylotu kanału sufozyjnego w obszarze badlands w SE Hiszpanii (okolice Petrer, Góry Betyckie) przedstawia rycina 5, natomiast na rycinie 6 przedstawiono wlot i wylotu kanału sufozyjnego w obszarze lessowym użytkowanym rolniczo w SE Czechach (okolice Halenkovice, Chrzyby, Karpaty Środkowomorawskie).



Ryc. 5. Wylot kanału sufozyjnego w obszarze typu badlands (SE Hiszpania, region Petrer, Góry Betyckie).

Fig. 5. Pipe outlet in badlands (SE Spain, the Petrer region, Betic Mts.).

Niewiele jest prac, w których podana jest charakterystyka morfometryczna powierzchniowych form sufozyjnych. Niemniej można zauważyć, że średnia wielkość zapadlisk sufozyjnych w Bieszczadach (dł. 2,7 m x szer. 1,3 m) jest znacznie większa niż w obszarze lessowym w północnym Mississipi (dł. 0,7 m x szer. 0,6 m i dł. 0,8 m x szer. 0,7 m w zależności od badanej zlewni, Wilson i in. 2015) i nieco większa niż w obszarze lessowym w centralnej Belgii – średnica ok. 1,3 m (Verachtert i in. 2010). Natomiast studnie sufozyjne w Bieszczadach mają średnią wielkość ok. 0,7 x 0,6 m, w Stanach Zjednoczonych 0,3 m x 0,2 m i 0,3 m x 0,4 m (Wilson i in. 2015), w Belgii ich średnia średnica wynosi 1,1 m, a na Wyżynie Lubelskiej kilka metrów (Gardziel i Rodzik 2005). Powstawanie form akumulacyjnych spowodowanych działalnością sufozji jest opisywane



Ryc. 6. Ślady działalności sufozji w obszarze lessowym (Chrziby, Karpaty Środkowomorawskie): A – wlot kanału, B – wylot kanału sufozyjnego.

Fig. 6. Features related to piping in the loessic region (Chřiby, Central Moravian Carpathians): A – pipe inlet, B – pipe outlet.

w niewielu pracach m.in. w obrębie Wyżyny Lubelskiej (Rodzik i in. 2008, 2009) oraz w Stanach Zjednoczonych (Wilson i in. 2015).

Formy sufozyjne mogą też powstawać w obszarach krasowych, w miejscach gdzie skały krasowujące przykryte są osadami (np. aluwialnymi). Dochodzi wówczas do wymywania materiału i wmywania go w istniejące szczeliny skalne, powiększane w wyniku krasowienia (Huggett 2011; Valjavec 2014). Formy takie określane są mianem *suffosion dolines* i osiągają średnice do kilkunastu–kilkudziesięciu metrów i głębokość do kilku metrów (Ryc. 7).



Ryc. 7. Zapadliska/studnie sufozyjne w obszarze krasowym (Słowenia, okolice Rakov Škocjan, Park Regionalny Notrjanska).

Fig. 7. Suffosion dolines in the karst region (Slovenia, Rakov Škocjan, Notranjska Regional Park).

Wnioski

Przeprowadzone badania i zaprezentowany przegląd form sufozyjnych wskazują, że w Bieszczadach sufozja jest jednym z istotnych i stosunkowo rozpowszechnionych procesów morfogenetycznych. W wyniku jego działania powstają kanały

sufozyjne – są to formy pierwotne w stosunku do powierzchniowych form sufozyjnych, które powstają w wyniku zapadania terenu nad rozwijającym się już kanałem. Sufozja prowadzi do powstania zarówno form erozyjnych (kanały, zapadliska, studnie i ślepe dolinki), jak i form akumulacyjnych (stożki sufozyjne).

Kanały sufozyjne w Bieszczadach są nieco większe od kanałów w innych regionach strefy umiarkowanej i zdecydowanie mniejsze od tych w strefie półsuchej. Rozwijają się na podobnych głębokościach jak kanały w obszarach lesowych. Informacje na temat wykształcenia form sufozyjnych w Bieszczadach pozwalają uzupełnić wiedzę na temat rzeźby regionu i jej ewolucji.

Projekt został sfinansowany ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji nr DEC-2012/05/N/ST10/03926. Pierwszy Autor uzyskał środki finansowe na przygotowanie rozprawy doktorskiej z Narodowego Centrum Nauki na podstawie decyzji nr DEC-2015/16/T/ST10/00505 w ramach konkursu ETIUDA 3.

Literatura

- Bernatek A. 2014. Rola sufozji w rozwoju rzeźby – stan i perspektywy badań. Przegląd Geograficzny 86, 1: 53–76.
- Bernatek A. 2015. The influence of piping on mid-mountain relief: a case study from the Polish Bieszczady Mts. (Eastern Carpathians). Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences 10 (1): 107–120.
- Bernatek A., Sobucki M. 2012. Wykształcenie form sufozyjnych na stokach Kińczyka Bukowskiego (Bieszczady Wysokie). Roczniki Bieszczadzkie 20: 247–253.
- Bernatek-Jakiel A., Jakiel M., Sobucki M. 2015. Zmiany w systemie sufozyjnym na stokach Kińczyka Bukowskiego (Bieszczady Wysokie). Roczniki Bieszczadzkie 23: 239–250.
- Bernatek-Jakiel A., Kacprzak A., Stolarczyk M. 2016. Impact of soil characteristics on piping activity in a mountainous area under a temperate climate (Bieszczady Mts, Eastern Carpathians). Catena 141: 117–129.
- Billi P., Dramis F. 2003. Geomorphological investigations on gully erosion in the Rift Valley and northern highlands in Ethiopia, Catena 50: 353–368.
- Botschek J., Krause S., Abel T., Skowronek A. 2002. Piping and erodibility of loessic soils in Bergisches Land, Nordrhein-Westfalen. Journal of Plant Nutrition and Soil Science 165: 241–246.
- Czepe Z. 1960. Zjawiska sufozyjne w glinach zboczowych górnej części dorzecza Sanu. Biuletyn Instytutu Geologicznego, Z badań czwartorzędu IX: 297–324.
- Faulkner H., Spivey D., Alexander R. 2000. The role of some site geochemical processes in the development and stabilisation of three badland sites in Almería, Southern Spain. Geomorphology 35: 87–99.
- Galarowski T. 1976. New observations of the present-day suffosion (piping) processes in the Bereznica catchment basin in The Bieszczady Mountains (The East Carpathians). Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 10: 115–124.
- Gardziel Z., Rodzik J. 2005. Rozwój wąwozów lessowych podczas wiosennych roztopów na tle układu pól (na przykładzie Kazimierza Dolnego). W: A. Kotarba, K. Krzemień,

- J. Świąchowicz (red.). Współczesna ewolucja rzeźby Polski. VII Zjazd Geomorfologów Polskich. Kraków, 19–22 września 2005, ss. 125–132.
- Giampaolo V., Capozzoli L., Grimaldi S., Rizzo E. 2016. Sinkhole risk assessment by ERT: The case study of Sirino Lake (Basilicata, Italy). *Geomorphology* 253: 1–9.
- Gorczyca E., Izmailow B., Krzemień K., Wrońska-Wałach D. 2011. Stan badań geomorfologicznych w Bieszczadach. *Roczniki Bieszczadzkie* 19: 299–317.
- Haczewski G., Kukulak J., Bąk K. 2007. Budowa geologiczna i rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego. Wydawnictwo Naukowe AP, Kraków, 155 ss.
- Holden J., Burt T.P., Vilas M. 2002. Application of ground-penetrating radar to the identification of subsurface piping in blanket peat. *Earth Surface Processes and Landforms* 27: 235–249.
- Hořáková M. 2007. Rozšíření sufoze ve vybrané oblasti Vnějších Západních Karpat. Univerzita Palackého, Olomunec (maszynopis).
- Huggett R.J. 2011. *Fundamentals of Geomorphology*. Routledge Fundamentals of Physical Geography. 3rd Edition, Taylor & Francis Group, London, New York, 516 pp.
- Janicki G., Zagórski P., Gawrysiak L. 1999. Rozwój rzeźby terenu w wyniku gwałtownego opadu w strefie północnej krawędzi Grzędy Sokalskiej. *Annales UMCS LIV*, 8: 135–163.
- Jones J.A.A. 1994. Soil piping and its hydrogeomorphic function. *Cuaternario y Geomorfología* 8, 3–4: 77–102.
- Kacprzak A., Skiba M. 2000. Uziarnienie i skład mineralny jako wskaźniki genezy utworów macierzystych gleb w katenie stokowej Małej Rawki (Bieszczady Zachodnie). *Roczniki Bieszczadzkie* 9: 169–181.
- Michna E., Paczos S. 1972. *Zarys klimatu Bieszczadów Zachodnich*. Lubelskie Towarzystwo Naukowe, Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wydawnictwo PAN, 72 ss.
- Nowosad M. 1995. *Zarys klimatu Bieszczadzkiego Parku Narodowego i jego otuliny w świetle dotychczasowych badań*. *Roczniki Bieszczadzkie* 4: 163–183.
- Poesen J., Nachtergaele J., Verstraeten G., Valentin C. 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research methods, *Catena* 50: 91–133.
- Rodzik J., Ciupa T., Janicki G., Kociuba W., Tyc A., Zgłobicki W. 2008. Współczesne przemiany rzeźby Wyżyn Polskich. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.). *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, IGiGP UJ, IGiPZ PAN, Kraków, ss. 165–228.
- Rodzik J., Furtak T., Zgłobicki W. 2009. The impact of snowmelt and heavy rainfall runoff on erosion rates in a gully system, Lublin Upland, Poland. *Earth Surface Processes and Landforms* 34: 1938–1950.
- Romero Díaz A., Marín Sanleandro P., Sánchez Soriano A., Belmonte Serrato F., Faulkner H. 2007. The causes of piping in a set of abandoned agricultural terraces in southeast Spain. *Catena* 69: 282–293.
- Skiba S., Drewnik M., Prędko R., Szmuc R. 1998. *Gleby Bieszczadzkiego Parku Narodowego*. Monografie Bieszczadzkie, t. II, Ustrzyki Dolne, 88 ss.
- SRTM: <https://lta.cr.usgs.gov/SRTM>
- Starkel L. 1960. *Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie*. *Prace Geograficzne IG PAN* 22, ss. 239.
- Uchida T., Kosugi K., Mizuyama T. 2001. Effects of pipeflow on hydrological process and its relation to landslide: a review of pipeflow studies in forested headwater catchment. *Hydrological Processes* 15: 2151–2174.

- Uchida T., Tromp-van Meerveld I., McDonnell J.J. 2005. The role of lateral pipe flow in hillslope runoff response: an intercomparison of non-linear hillslope response. *Journal of Hydrology* 311: 117–133.
- Valjavec M.B. 2014. Study of filled dolines by using 3D stereo image processing and electrical resistivity imaging. *International Journal of Speleology* 43 (1): 57–68.
- Verachtert E., Van Den Eeckhaut M., Poesen J., Deckers J. 2010. Factors controlling the spatial distribution of soil piping erosion on loess-derived soils: A case study from central Belgium. *Geomorphology* 118: 339–348.
- Verachtert E., Maetens W., Van Den Eeckhaut M., Poesen J., Deckers J. 2011. Soil loss rates due to piping erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* 36: 1715–1725.
- Verachtert E., Van Den Eeckhaut M., Poesen J., Deckers J. 2012. Spatial interaction between collapsed pipes and landslides in hilly regions with loess-derived soils. *Earth Surface Processes and Landforms* 38: 826–835.
- Wilson G.V., Nieber J.L., Sidle R.C., Fox G.A. 2012. Internal erosion during soil pipeflow: state of the science for experimental and numerical analysis. *Transactions of the ASABE* 56 (2), American Society of Agricultural and Biological Engineers, s. 465–478.
- Wilson G.V., Rigby J.R., Dabney S.M. 2015. Soil pipe collapses in a loess pasture of Goodwin Creek watershed, Mississippi: role of soil properties and past land use. *Earth Surface Processes and Landforms* 40: 1448–1463.

Summary

Piping refers to the mechanical removal of soil by subsurface concentrated water flow. It leads to the formation of surface and subsurface forms. The direct effects of piping activity are underground channels called pipes. The traces of piping is visible on the surface, when the pipe roof collapses. Hence, the surface forms develop (closed depressions, sinkholes, blind gullies and piping fans).

The aim of this paper is to present the piping forms in the Bieszczady Mts., their morphology and morphometry, and to compare them with piping forms in other regions in the world. The fieldwork was conducted in the whole Bieszczady Mts., whereas the detailed geomorphological mapping was carried out in four catchments: Cisowiec, Bereźnica Wyżna, Tyskowa, and Kińczyk Bukowski. In the selected catchments, 451 piping forms and 136 piping features (16 pipe inlets, 120 pipe outlets) were mapped. The mean depth of pipe development is 0.8 m, and the mean pipe size at pipe outlets is 0.38 m x 0.33 m.

The presented research indicates that piping is important and relatively common morphogenetic process in the Bieszczady Mts. Pipes are slightly bigger than in other regions under temperate climate, and much smaller than in the semi-arid regions. They develop at the similar depth like in loess-mantled areas.