

PROCESY NIVEO-EOLICZNE NA PRZEDPOLU GÓR BARDZKICH W GRUDNIU 2001 ROKU

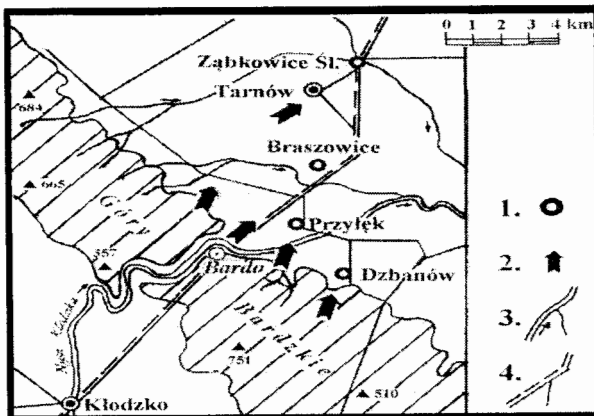
Janusz Kida, Zdzisław Jary

Instytut Geograficzny, Uniwersytet Wrocławski

Wstęp

Obserwacje procesów niveo-eolicznych (śniežno-wiatrowych) przeprowadzono na zachodnich krańcach Obniżenia Otmuchowskiego (Masyw Grochowej, Kotlina Ząbkowicka) oraz Przedgórze Paczkowskiego. Nysa Kłodzka, opuszczając antecendentny przełom bardzki, wypływa na przedpole wspomnianego obniżenia i skręca na wschód. Na terenie Przedgórze Sudeckiego płynie ona rozległą formą pradoliną, z dobrze zaznaczającymi się poziomami terasowymi, pokrytymi glebami aluwialnymi (mady). W bezpośrednim sąsiedztwie Gór Bardzkich oraz na terenie Masywu Grochowej i znacznej części Kotliny Ząbkowickiej na powierzchni występują osady glacialne i fluwioglacjalne oraz gliny stokowe. Zalegają tu gleby brunatne właściwe wytworzone z glin, rzadziej brunatne kwaśne, rdzawe i biellicowe wytworzone z utworów pyłowych, piasków i żwirów.

Badania terenowe skutków procesów niveo-eolicznych przeprowadzono 27 i 28 grudnia 2001 roku. Do wnikliwszych badań wybrano formy akumulacyjne usytuowane w Dzbanowie, Przyłęku, Braszowicach i Ząbkowicach Śl. (rys. 1).



1. – stanowiska obserwacyjne; observational sites, 2. – dominujące kierunki wiatrów; prevailing wind direction, 3. – rzeki; rivers, 4. – drogi; roads

Rys. 1. Szkic sytuacyjny obszaru badań
Fig. 1. Location of the investigated area

Materiał i metody badań

Grudniowe opady śniegu utworzyły na przedpolu Gór Bardzkich zwartą pokrywę o miąższości ok. 20–25 cm. W tym samym okresie w stacji meteorologicznej w Tarnowie pokrywa śnieżna wynosiła jedynie ok. 10 cm. Dominował mroźny typ pogody, z pełnym zachmurzeniem i przelotnymi opadami śniegu. Okresy ciszy przerywane były wiatrami z sektora NW – ich prędkość nie przekraczała $3 \text{ m}\cdot\text{sek}^{-1}$ (tab. 1).

Tabela 1; Table 1

Dane meteorologiczne z Tarnowa (19–26 XII 2001 r., źródło: IMiGW, Wrocław)
 Meteorological dates from Tarnów (19–26 XII 2001, source: IMiGW, Wrocław)

Dzień Day	Wiatr (kierunek i prędkość) Wind (direction and velocity)			Temperatura powietrza (°C) Air temperature (°C)			Śnieg Snow	
	06 ^h	12 ^h	18 ^h	T _{max}	T _{min}	T _{min} grunt ground	opad snow fall (mm)	warstwa snow depth (cm)
19 XII	W 4	W 8	W 8	+2,0	-2,7	-6,8	2,2	8
20 XII	C 0	NW 6	W 5	+1,8	-7,4	-10,7	1,8	9
21 XII	W 6	SW 12	SW 12	-1,5	-10,0	-14,6	1,3	8
22 XII	W 3	W 4	C 0	+0,2	-9,8	-14,8	0,8	8
23 XII	NW 9	NW 6	SW 3	-0,8	-11,7	-16,7	1,0	9
24 XII	SW 5	SW 3	SW 14	-3,2	-11,2	-15,1	-	10
25 XII	SW 12	SW 9	SW 8	+2,3	-4,3	-5,6	-	10
26 XII	S 2	W 6	SW 3	+2,6	-4,3	-5,6	-	8

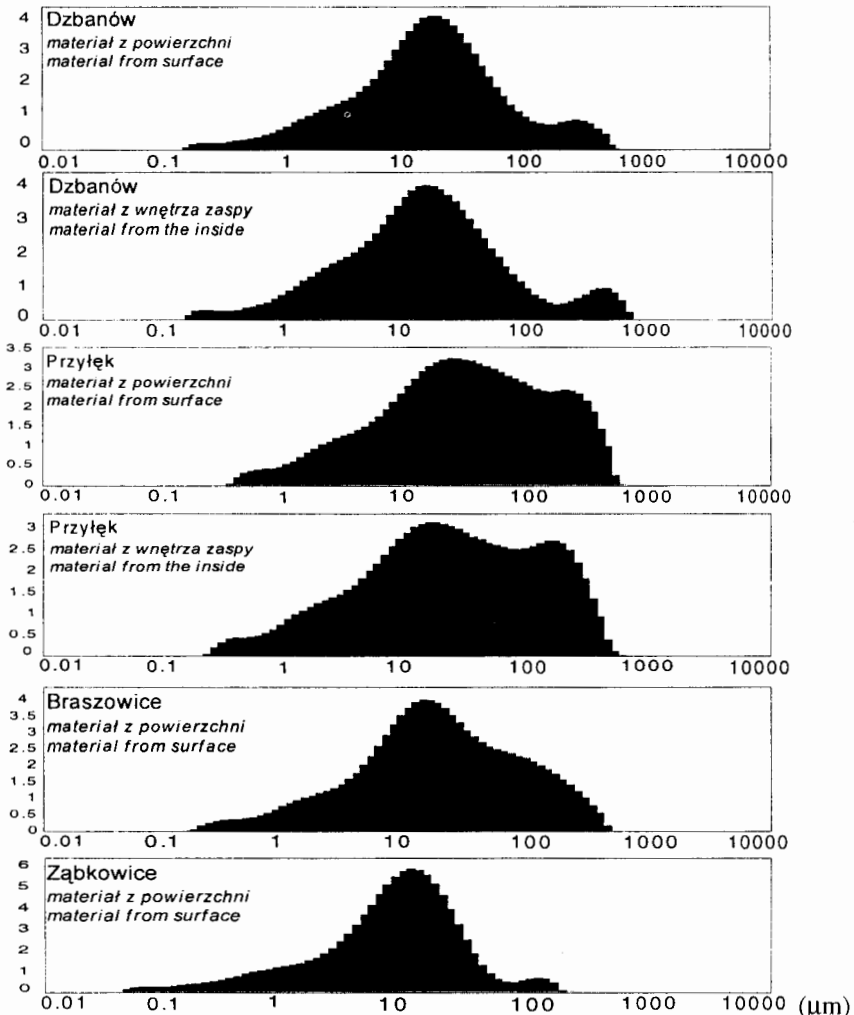
19 grudnia sytuacja pogodowa zaczęła się stopniowo zmieniać, kiedy to od godzin południowych zaczęły wiać wiatry zachodnie z siłą ok. $6\text{--}8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Wiatr stopniowo wzmacniał się i 21 grudnia, w godzinach popołudniowych oraz wieczornych, zanotowano już prędkości rzędu $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Przeważały wiatry z sektora W oraz SW. Podobne warunki pogodowe zaistniały w dniach 23–25 grudnia (wiatry z kierunku SW, o prędkościach do $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$).

Tarnów jest oddalony od krawędzi Gór Bardzkich o około 10 km, zaś Dzbanów i Przyłek, w których zaobserwowano największe skutki działalności wiatru w obrębie pokrywy śnieżnej, znajdują się u ich podnóża (ok. 1,5–2,0 km). Silne wiatry były wymuszone sytuacją orograficzną. Prędkość wiatru ulegała tu dodatkowemu wzmocnieniu na skutek przepływu mas powietrza z wnętrza Kotliny Kłodzkiej na przedpolu Sudetów poprzez korytarz przełomowego odcinka Nysy Kłodzkiej (rys. 1). Z relacji mieszkańców obu miejscowości wiadomo, że podczas zamieci i zadynek śnieżnych prędkość wiatru dochodziła nawet do $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Skutki omawianych procesów można było śledzić na znacznym obszarze przedpola tej części Sudetów, a także wzdłuż szlaków komunikacyjnych do samego Wrocławia.

Badania terenowe przeprowadzono praktycznie w ciągu jednej doby (27–28 XII 2001 r.). Posłużono się metodą analizy litologiczno-strukturalnej zasp śnieżnych, stosowaną powszechnie w badaniach klasycznych wydm piaszczystych.

Wykonano pomiary morfometryczne wybranych form, zaś w szurfach śnieżnych przeanalizowano ich budowę wewnętrzną. Do analiz ilościowych i jakościowych deflatu mineralnego pobrano próbki z powierzchni śniegu oraz z wnętrza zasp. Pobierano warstwy materiału śnieżno-mineralnego o grubości 1 cm, z powierzchni 1 m². Z wnętrza płatów pobierano próbki z odpreparowanej warstewki reprezentującej wcześniejszy, pojedynczy epizod akumulacji naśnieżnej (1-centymetrowa warstwa z powierzchni 1 m²). W laboratorium gruntoznawczym wysuszoną zawiesinę zważono i poddano analizie uziarnienia metodą dyfraktometrii laserowej na aparacie Mastersizer 2000 firmy Malvern (rys. 2 i tab. 2). Otrzymane rezultaty wagowe akumulacji naśnieżnej wyrażono w Mg·km⁻².

%



Rys. 2. Skład granulometryczny osadów niveo-eolicznych z badanych stanowisk (μm)
 Fig. 2. Granulometric composition of niveo-aeolian sediments from investigated sites (μm)

Tabela 2; Table 2

Koncentracja zanieczyszczeń śniegu w badanych zaspach
Dirt concentration in snow from investigated snow patches

Stanowisko Location	Zanieczyszczenia Dirt content (Mg·km ⁻²)	Miejsce poboru próbki Sample locality
Dzbanów	366,05	materiał z powierzchni material from surface
Dzbanów	48,10	materiał z wnętrza zasy material from the inside
Przyłek	78,20	materiał z powierzchni material from surface
Przyłek	35,90	materiał z wnętrza zasy material from the inside
Braszowice	73,03	materiał z powierzchni material from surface
Ząbkowice	264,80	materiał z powierzchni material from surface

Wyniki i dyskusja

Na badanym obszarze zjawiska niveo-eoliczne przebiegały w dwóch etapach. Pierwszy etap, przypadający na 19–21 XII, dotyczył przede wszystkim niszczenia istniejącej już pokrywy śnieżnej. Silne wiatry wywiewały śnieg z pierwotnego położenia i formowały zasy śnieżne w obrębie istniejących przeszkód. W Dzbanowie i Przyłoku formy akumulacyjne utworzyły się za ogrodzeniami posesji gospodarskich. W wielu miejscach zasypaniu uległy drzewa w sadzie (fot. 1). Wysokość form dochodziła nawet do 1,5–2 m, a ich szerokości do 5–10 m. Długość wałów śnieżnych, uwarunkowana przebiegiem ogrodzenia, dochodziła w kilku miejscach do 100 m i więcej. W Braszowicach oraz Ząbkowicach formy znacznych rozmiarów utworzyły się wzdłuż przydrożnych płotów przeciwnieżnych. W dalszej kolejności procesy eoliczne objęły również podłoże śniegu, doprowadzając do obnażenia i przesuszenia gleby ornej oraz rozluźnienia agregatowej struktury cząsteczek.

Po jednym dniu względnej ciszy (słabsze wiatry) nastąpił drugi etap rozwoju opisywanych procesów (23–25 XII). Wtedy w budowę zasp śnieżnych znacząco włączyły się cząstki (agregaty) glebowe, ponieważ silne wiatry spowodowały erozję (deflację) odsłoniętej gleby. Proces wywiewania i przewiewania obejmował zarówno wywiewane cząsteczki gleby i leżący jeszcze miejscami śnieg oraz śnieg z trwających równocześnie opadów.

Analiza wkopów śnieżnych wykazała, że ok. 3/5 objętości zasp stanowił śnieg biały, pozbawiony cząstek mineralnych. Silne zanieczyszczenie śniegu stwierdzono w stropowej części zasp, co należy wiązać z drugim etapem przebiegu procesu niveo-eolicznego, podczas którego w transport i akumulację śniegu włączały się cząstki mineralne wywiewane z gleby (fot. 2). Warstwowanie tej partii śniegu wykazywało zwiększającą się ku górze koncentrację cząstek glebowych, co przemawiałoby za narastającą siłą erozyjną wiatru (taki typ wiatru jest uznawany za najbardziej efektywny erozyjnie) [BAGNOLD 1965].



Fot. 1. Wałowe formy zasp z przykryciem niveo-eolicznym na przedpolu Gór Bardzkich

Phot. 1. Snow rampart-like forms with niveo-aolian cover on the forefield of the Bardzkie Mountains



Fot. 2. Dzbanów – materiał śnieżno-mineralny w stropowej części zasy

Phot. 2. Dzbanów – mineral material concentrations in the upper part of the snow patch

Zmierzone wagowe zawartości zanieczyszczeń w pobranych próbkach osadów niveo-eolicznych przedstawia tab. 2, a ich skład granulometryczny rys. 2.

Analiza granulometryczna wykazała, że deflacji podlegały głównie frakcje pylaste i piaszczyste. Niemal identyczny rozkład uziarnienia osadów z wnętrza i powierzchni zasp z Dzbanowa i Przyłęku wskazuje na bezpośrednie sąsiedztwo strefy wywiewania i akumulacji oraz stabilność warunków aerodynamicznych w miejscu opisywanych zdarzeń. Przewiewaniu podlegały agregaty śnieżno-mineralne [STREDANSKY, MAŚLANKA 1992] o średnicach grubego piasku, a nawet żwirku (1–3 mm), transportowane głównie poprzez trakcję i saltację.

W literaturze przedmiotowej podawane są informacje na temat rozmiarów erozji eolicznej. W odniesieniu do obszarów Polski na uwagę zasługują zwłaszcza wyniki badań STRZEMSKIEGO [1957], JAHNA [1969, 1972] oraz GERLACHA [1986]. Niektóre aspekty tego zjawiska omawiają także: JÓZEFACIUK i JÓZEFACIUK [1979], GERLACH [1986], REPELEWSKA-PĘKALOWA i PĘKAŁA [1988], KOSTRZEWSKI i SZPIKOWSKI [1990] oraz JÓZEFACIUK i NOWOCIEŃ [1994].

Najpełniejsze zestawienie rozmiarów rocznej depozycji eolicznej podał GERLACH [1986], który zebrał wyniki badań różnych autorów i podał je w tonach z hektara. Autor ten wskazał uwagę na to, że obiektem szczegółowych obserwacji są przeważnie efekty depozycji glebowego materiału eolicznego, a nie bezpośrednie skutki morfologiczne erozji eolicznej. Wykazał także olbrzymie różnice w depozycji materiału glebowego w różnych regionach Polski (87 500–242 500 Mg·ha⁻¹·rok⁻¹ na Pobrzeżu Bałtyckim; 70–241 Mg·ha⁻¹·rok⁻¹ w Beskidzie Niskim; 6–115 Mg·ha⁻¹·rok⁻¹ na Wyzynie Lubelskiej; 1,9–10,7 Mg·ha⁻¹·rok⁻¹ na Pogórzu Ciężkowskim).

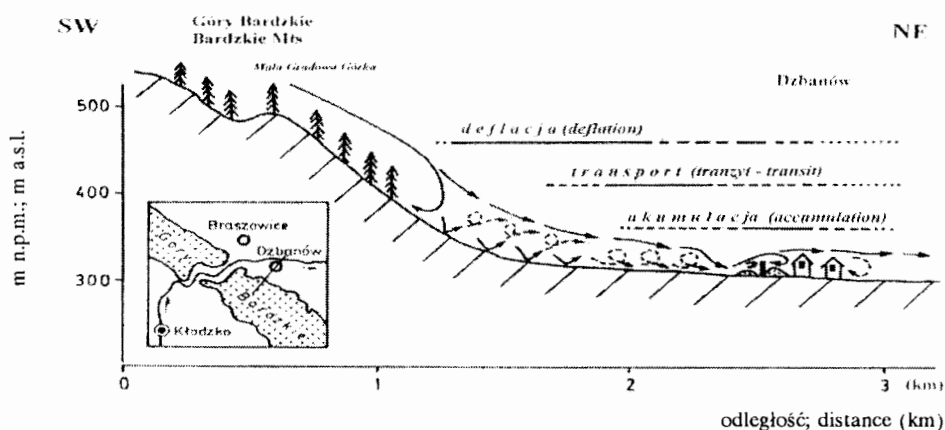
Wyniki badań autorów wydają się zbieżne z obserwacjami STRZEMSKIEGO [1957]. W obu przypadkach podczas kilkudniowych wiatrów procesy niveo-eoliczne miały bardzo podobny przebieg (czas trwania zjawisk, dynamika wiatru, skutki morfologiczne) – odmienny był jedynie typ gleb, które podlegały erozji. W odniesieniu do gleb lessowych pomierzone przez tego autora ilości osadu naśnieżnego wyniosły skrajnie ponad 600 Mg·km⁻², lecz przeważnie od 5 do 30 Mg·km⁻² (podawana wartość 11 500 Mg·km⁻² odnosiła się do piaszczystych osadów wydmych i jako taka została pominięta w analizie).

Duże podobieństwo skali depozycji naśnieżnej wykazują obserwacje JAHNA [1969] na stanowiskach z Pogórza Bolkowskiego dla grudnia 1963 r. (34,5–410,1 Mg·km⁻²) i lutego 1965 r. (12,1–31,9 Mg·km⁻²). JÓZEFACIUK i NOWOCIEŃ [1994] dla Bogucina k. Lublina podają już natomiast ok. 2056 Mg·km⁻² (za okres 23–26 XI 1993 r.), przypisując to efektowi ekstremalnych zjawisk niveo-eolicznych, określanych mianem „czarnych zim”.

Odnotowane w grudniu wielkości depozycji naśnieżnej na przedpolu Gór Bardzkich zaliczyć można do znaczących i porównywalnych z przytoczonymi wyżej wynikami badań innych autorów. Autorzy opisali tylko jeden epizod dłuższego cyklu zdarzeń niveo-eolicznych, mogących zaistnieć w trakcie całej zimy. W tym przypadku przebadano jednakże pokrywę śnieżną od momentu jej utworzenia, poprzez fazy eolicznego modelowania oraz rozwój erozji w śniegu i podścielającej glebie. Zjawiska, które zachodziły podczas tych kilku dni, nie były podzielone żadnym okresem ablacynym. Opady deszczu, które wystąpiły od godzin popołudniowych 28 XII 2001 r., zlikwidowały całkowicie pokrywę śnieżną w badanym rejonie.

Przebieg opisanych procesów niveo-eolicznych i widoczne przez ograniczony okres czasu ich skutki morfologiczno-depozycyjne z powodzeniem można przyrównać do efektu „czarnych zim”, o których wspomniano już wcześniej.

Opisane sytuacje pogodowe, sprzyjające takim procesom, mają szanse zaistnieć kilkakrotnie w ciągu jednego sezonu zimowego, co pozwala sądzić, że rozmiary deflacji, wyrażane wielkością depozycji niveo-eolicznej, mogą być tu o wiele większe. Bezsnieżne okresy zimy utrudniają jednakże wizualną obserwację takich zjawisk oraz ich wnikliwszą ocenę ilościową.



Rys. 3. Strefowość procesów niveo-eolicznych na przedpolu Gór Bardzkich

Fig. 3. Zonality of the niveo-aeolian processes on the forefield of the Bardzkie Mountains

Na rozległym terenie przedgórskim dała się zauważyć strefowość rozwoju i przebiegu opisywanych zjawisk – możliwe było wyznaczenie strefy deflacji śniegu i cząstek gleby, strefy tranzytowej oraz strefy depozycji osadu śnieżno-mineralnego (strefy akumulacyjnej – rys. 3). Trudniejsze okazało się wyrażne i jednoznaczne wytyczenie granic poszczególnych stref – przeważnie nakładały się one na siebie (przenikały). W strefie akumulacyjnej, obok licznych form wałowych i bardziej złożonych, występowały pola przewianych śniegów (na wzór eolicznych piasków pokrywowych) oraz wypełnienia wielu zakęśłości terenowych. Istnienie strefy tranzytowej dokumentowały szczątkowe pozostałości zwartej pokrywy śnieżnej, zastrugi śnieżne i smugi materiału glebowego wyciągnięte zgodnie z przeważającym kierunkiem wiatru, makro- i mikroformy erozji śnieżnej (rowy, bruzdy, powierzchnie ścinania itp.) oraz gniazdowe niecki z wtórnego wywiewania.

Wnioski

Przedstawione wyniki badań wskazują, że wielkość deflacji, wyrażona wagą cząstek gleby złożonej na śniegu, była znacząca (od blisko 36 do 366 Mg·km⁻²). Najbardziej sprzyjające warunki dla deflacji cząstek glebowych istniały na polach ornych, pozbawionych pokrywy śnieżnej, gdzie wiatr stopniowo osuszał glebę i rozpułchniał powstałą przy udziale mrozu ich agregatową strukturę. Na powierzchniach trawiastych wywiewaniu podlegał głównie detrytus roślinny.

Procesy niveo-eoliczne na Przedgórzu Sudeckim są zjawiskiem powszechnym, lecz bardzo zróżnicowanym przestrzennie (wymiar lokalny). Opisane w artykule zjawiska mogą powtarzać się kilka razy w ciągu roku, co pozwala sądzić, że

roczne efekty erozji eolicznej na przedpolu Gór Bardzkich mogą mieć rozmiary porównywalne z najwyższymi wynikami z innych części kraju. Dotychczasowe dane nie upoważniają jednak do jednoznacznej oceny rozmiarów tych procesów i wskazują na pilną potrzebę prowadzenia dalszych badań ilościowych.

Literatura

- BAGNOLD R.A. 1965. *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen, London: 265 ss.
- GERLACH T. 1986. *Erozja wietrzna i jej udział w degradacji gleb w Karpatach*. Folia Geogr. Ser. Geogr.-Physica 18: 59–72.
- JAHN A. 1969. *Niveo-eoliczne procesy w Sudetach i ich działanie na glebę*. Probl. Zagosp. Ziemi Górskich 5(18): 53–92.
- JAHN A. 1972. *Niveo-eolian processes in the Sudetes Mountains*. Geogr. Polonica 23: 93–110.
- JÓZEFACIUK A., JÓZEFACIUK C. 1979. *Próba oceny zagrożenia gruntów w Polsce przez erozję wietrzną*. Pam. Puł. 71: 167–177.
- JÓZEFACIUK A., NOWOCIEŃ E. 1994. *Przyczynek do badań natężenia deflacji w terenie lessowym*. Roczniki AR w Poznaniu CCLXVI, Melior. Inż. Środ. 14: 257–261.
- KOSTRZEWSKI A., SZPIKOWSKI J. 1990. *Znaczenie i wielkość erozji eolicznej we współczesnym systemie denudacyjnym obszarów młodoglacjalnych*. Sprawozd. PTPN 107 z 1988 r.: 115–118.
- REPELEWSKA-PEKAŁOWA J., PEKAŁA K. 1988. *Erozja eoliczna gleb na Wyżynie Lubelskiej w okresie 1981–1985*. Zesz. Probl. Post. Nauk. Rol. 357: 7–15.
- STREDANSKY J., MAŚLANKA K. 1992. *Przenoszenie przez wiatr rozmarzniętych agregatów glebowych*. Zesz. Nauk. AR w Krakowie, Nr 273, Sesja Naukowa Z. 35: 195–201.
- STRZEMSKI M. 1957. *Efekty erozji wietrznej gleb na terenie południowo-wschodniej Polski w lutym 1956*. Przegląd Geograficzny XXIX(2): 371–374.

Słowa kluczowe: erozja eoliczna gleb, depozycja naśnieżna, przedpole Gór Bardzkich

Streszczenie

Autorzy opisują zjawisko erozji eolicznej gleb na północnym przedpolu Gór Bardzkich. Pod koniec grudnia 2001 roku, w warunkach kilkudniowych silnych wiatrów, rozwijały się tutaj aktywnie procesy niveo-eoliczne. Wiatry usunęły najpierw znacząco pokrywą śnieżną – w dalszej kolejności doszło do wywiewania cząstek gleby ornej. Skutki i zasięg działania tych zjawisk dokumentowały liczne zaspasy w obrębie naturalnych i sztucznych przeszkód terenowych. W zaspach stwierdzono obecność dużej ilości cząstek mineralnych. Śnieg, który stał się ich naturalnym chwytaaczem, doskonale udokumentował nie zawsze zauważalny pro-

ces degradacji pokrywy glebowej. Badania terenowe pozwoliły także ustalić chronologię zdarzeń niveo-eolicznych, zasięg terytorialny zjawiska oraz wielkość lokalnej depozycji naśnieżnej. Ilość wywiewanego materiału (w przewadze pyłowo-piaszczystego) była zróżnicowana i wynosiła od 36 do 366 Mg·km⁻².

NIVEO-AEOLIAN PROCESSES ON THE FOREFIELD OF THE BARDZKIE MOUNTAINS IN DECEMBER 2001

Janusz Kida, Zdzisław Jary

Institute of Geography, University of Wrocław

Key words: aeolian soil erosion, niveo-aeolian deposition, forefield of the Bardzkie Mountains

Summary

Aeolian soil erosion on the northern forefield of the Bardzkie Mountains is briefly described. Niveo-aeolian processes were activated by strong winds at the end of December 2001. Snow cover was removed and particles of arable soil were winnowed. Effects and range of these processes were observed in many snow-drifts along natural and artificial field obstacles. A large amount of mineral material was observed within snow patches. Aeolian erosion of arable soil was confirmed by niveo-aeolian deposition. Field investigation allowed to establish chronology and range of niveo-aeolian processes as well as the quantity of local mineral deposition. The amount of winnowed mineral material (mainly dust and sand) varied from 36 to 366 Mg·km⁻².

Dr Janusz Kida

Instytut Geograficzny

Uniwersytet Wrocławski

Pl. Uniwersytecki 1

50-137 WROCŁAW

e-mail: kida@geogr.uni.wroc.pl