

**Grzegorz Janicki**  
**Waldemar Kociuba**  
**Jan Rodzik**

**Wojciech Zglobicki**  
Instytut Nauk o Ziemi  
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie  
e-mail: grzegorz.janicki@poczta.umcs.lublin.pl

**EKSTREMALNE PROCESY GEOMORFOLOGICZNE  
WE WSCHODNIEJ CZĘŚCI WYŻYŃ POLSKICH –  
WARUNKI WYSTĘPOWANIA I ODDZIAŁYWANIE NA RZEŹBĘ<sup>1</sup>**

**Extreme geomorphological processes in the eastern part  
of the Polish Uplands – occurrence conditions and impact on the relief**

**Abstract:** The study presents the geomorphological effects of extreme hydroclimatic phenomena such as violent downpours, widespread rainfalls with a high sum of precipitation, and intensive snowmelt occurring in the eastern part of Polish Uplands between the Vistula and the Bug rivers. The intensity and impact of these phenomena on relief is exceptionally varied here due to the variety of natural conditions as well as the degree and type of land use. These conditions result in the various kinds, formation time and volume of surface runoff as well as the intensity and volume of erosion. The impact of extreme geomorphological processes is particularly pronounced in the case of agriculturally used loess-covered areas with strong relief that cover approx. 30% of the area. In morphological terms, the most effective are the processes of rill erosion in slopewash systems as well as gully erosion processes with the predominance of piping. These processes, along with tillage erosion, determine the development trends of contemporary slope relief in this part of the uplands. In slopewash systems, rainwater runoff causes the movement of material from slopes to valley bottoms that are dissected as a result of snowmelt runoff. In erosion systems (gully systems) during snowmelt, the edges of gullies are dissected (mainly through piping) and their bottoms are covered by sediments that, in turn, are dissected by rainwater runoff. In the valleys of rivers of a low hydrological order, extreme channel processes occur during torrential summer downpours. The bottoms of large valleys are intensively shaped primarily during high water stages caused by snowmelt and rainfall.

**Słowa kluczowe:** ekstremalne opady, roztopy, erozja bruzdowa, erozja wąwózowa, Wyżyny Polskie

**Key words:** extreme rainfalls, snowmelt, rill erosion, gullyng, Polish Uplands

<sup>1</sup>W pracy wykorzystano m.in. wyniki badań uzyskane podczas realizacji programów: PBZ-KBN-086/PO4/2003 „Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne i hydrologiczne w Polsce”, 3P04E 01322 „Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania dynamiki erozji wąwózowej na przykładzie wąwozu lessowego” oraz 2P04E

## WPROWADZENIE

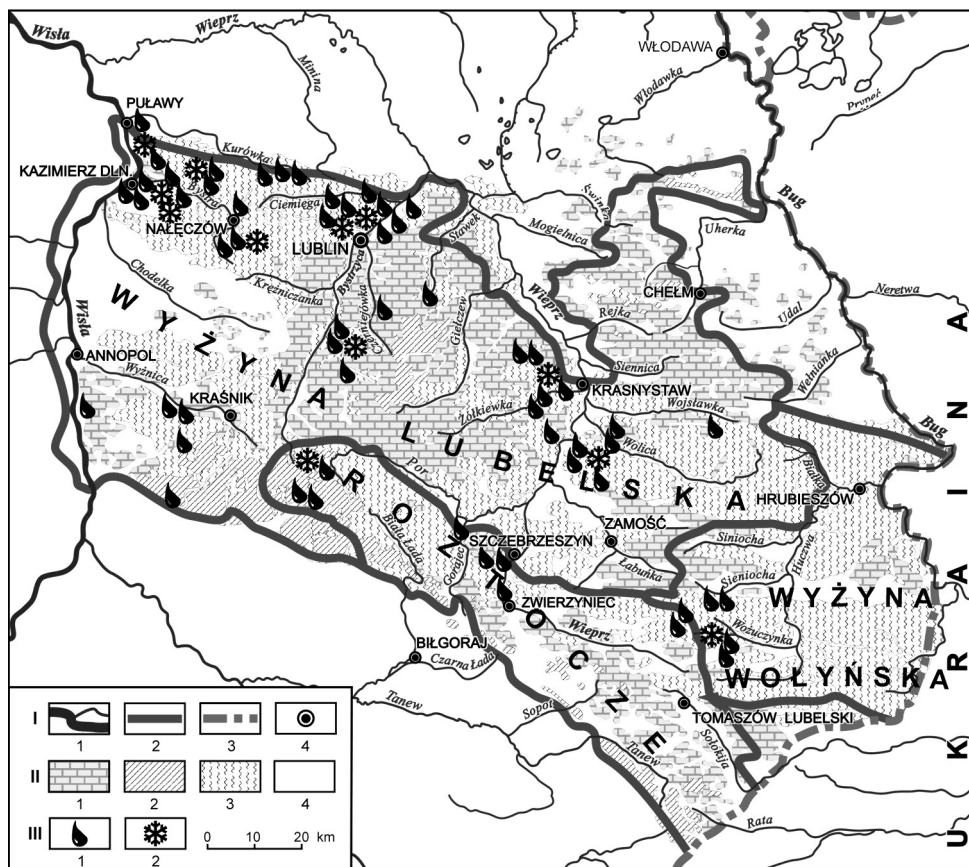
W latach 1995-2003 obserwowano w Polsce wzrost liczby zjawisk ekstremalnych, jak lokalne ulewy oraz intensywne roztopy, wzrosła także suma rocznych opadów. Przyczyniły się one do wzrostu poziomu wód gruntowych, odpływu wody, liczby powodzi oraz dynamiki procesów erozyjnych, powodujących straty ekonomiczne, zwłaszcza w obszarach górskich i wyżynnych (Starkel, red. 1997, 1998, 2003). Zdarzenia te charakteryzują się zwykle dużą dynamiką, gwałtownym przebiegiem i krótkim czasem trwania. Ich często lokalny charakter utrudnia rejestrację przez istniejącą sieć posterunków meteorologicznych i hydrologicznych. Nie poddają się więc łatwo badaniom naukowym, a losowe występowanie uniemożliwia w praktyce ich przewidywanie. Niekiedy, notowana ich zwiększona częstotliwość uznawana jest za oznakę zmian klimatu bądź, zwłaszcza w przypadku gwałtownych i nagłych powodzi (*flash floods*), za rezultat ingerencji człowieka, zakłócający funkcjonowanie naturalnego systemu hydrologicznego (Houghton i in. 2001, IPCC 2007).

Dla większości ziem polskich istnieją, sporządzone na podstawie źródeł historycznych, zestawienia „klęsk elementarnych”, obejmujących ww. zjawiska od X do XVI w. Region lubelski nie jest w nich niestety reprezentowany, natomiast inne źródła historyczne podają tylko kilka przypadków gwałtownych ulew i powodzi z tego obszaru (*vide* Rodzik, Janicki 2003). Liczne są natomiast współczesne opisy, pomiary i rejestracje, zwłaszcza procesów erozyjnych, które wykonywano od końca lat 40. XX w. Prowadzono zwykle kartowanie geomorfologiczne skutków erozyjnych oraz niekiedy pomiary parametrów hydrodynamicznych. Rekonstruowano wielkości przepływów i obliczano bilans denudacyjny zlewni epizodycznych (Maruszczak, Trembaczowski 1958, Dębski 1958, Ciepiewski, Dąbkowski 1968, Buraczyński, Wojtanowicz 1974, Maruszczak i in. 1984, Rodzik 1984).

Celem niniejszej pracy jest charakterystyka ekstremalnych procesów geomorfologicznych, uaktywnionych przez zdarzenia hydrometeorologiczne, oraz określenie ich roli w rozwoju rzeźby wschodniej części pasa Wyżyn Polskich. Dla potrzeb tego zadania utworzono bazę danych, która integruje dostępne źródła historyczne i archiwalne, wyniki badań geomorfologicznych realizowanych w ośrodku lubelskim, w tym także badań stacjonarnych, prowadzonych przez przedstawicieli nauk rolniczych (Ziemnicki 1949, Reniger 1959, Mazur 1960, Józefaciuk, Józefaciuk 1999, Pałys 1996, Mazur, Pałys 1992). Włączono do niej również informacje służb państwowych i lokalnych środków masowego przekazu (*vide* Rodzik, Janicki 2003, Michalczyk i in. 2008).

## CHARAKTERYSTYKA TERENU

Wschodnia część pasa Wyżyn Polskich położona jest w regionie lubelskim, między dolinami Wisły i Bugu (rys. 1). Obejmuje ona Wyżynę Lubelską oraz



**Rys. 1.** Udokumentowane w publikacjach ekstremalne zdarzenia geomorfologiczne we wschodniej części pasa Wyżyn Polskich na tle litologicznych typów rzeźby (wg Rodzika i in. 2008): I. 1 – rzeki, 2 – granice makroregionów geomorfologicznych wg H. Maruszczaka (1972), 3 – granica państwa, 4 – główne miasta; II. Typy litologiczne rzeźby (zasiegi na podstawie Mapy geologicznej Polski 1:500 000, Warszawa, 1986): 1 – węglanowy i krzemionkowo-węglanowy, 2 – krzemionkowy, 3 – lessowy, 4 – aluwialny; III. Ekstremalne zdarzenia geomorfologiczne: 1 – erozja „burzowa”, 2 – erozja roztopowa

**Fig. 1.** The extreme geomorphological events (documented in scientific articles) in the eastern part of the Polish Uplands on the background of the lithological relief types (after Rodzik et al. 2008): I. 1 – rivers, 2 – boundaries of geomorphological macroregions after H. Maruszczak (1972), 3 – state boundary, 4 – main towns; II. Types of the lithological upland relief (extents after Geological map of Poland 1:500 000, Warsaw, 1986): 1 – carbonaceous and carbonaceous-siliceous relief, 2 – siliceous relief, 3 – loessic relief, 4 – alluvial relief; III. Extreme of geomorphological events: 1 – „rainstorm” erosion, 2 – snowmelt erosion

części: Roztocza, Wyżyny Wołyńskiej i Pobuża. Pod względem tektonicznym jest to fragment wydźwigniętego podczas fałdowań alpejskich wału metakarpacciego, ścinający starsze, stabilne struktury tektoniczne brzeżnej strefy platformy wschodnioeuropejskiej. Wysokość powierzchni wierzchowinowych rośnie tu od 190 m n.p.m. w północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej, do 390 m n.p.m. w przygranicznej części Roztocza. Obszar ten odznacza się znaczną różnorodnością warunków środowiskowych, odzwierciedlających zróżnicowanie cech litologicznych podłoża (Maruszczak 1972). W skali lokalnej, o charakterze urzeźbienia, deniwelacjach i spadkach, decydują cechy litologicznych typów rzeźby, determinujące występowanie, przebieg i natężenie procesów geomorfologicznych (Rodzik i in. 2008). W opisywanym obszarze wyróżnić można dwa typy rzeźby na wychodniach skał podłoża: krzemionkowy i węglanowy oraz dwa typy na pokrywach czwartorzędowych: lessowy i aluwialny. W ich obrębie wydzielono również podtypy (tab. 1).

**Tabela 1.** Charakterystyka typów litologicznych rzeźby wschodniej części Wyżyn Polskich (wg Rodzika i in. 2008), zmienione

**Table 1.** Characteristic of the relief lithological types in the eastern part of the Polish Uplands (after Rodzik et al. 2008, modified)

Litologiczne typy i podtypy rzeźby <i>Lithological types and subtypes of relief</i>		Cechy litologiczne <i>Lithological features</i>		Cechy morfologiczne <i>Morphological features</i>		
		rodzaj skały <i>rocks</i>	odporność <i>resistance</i> [kg cm <sup>-2</sup> ]	deniwelacje <i>denivelation</i> [m]	rozciecie <i>dissection</i> [km km <sup>-2</sup> ]	typ stoku <i>slope type</i>
Krzemionkowy	krzemionkowy właściwy	piaskowce, zlepy krzem., piaski	100-900 śr. 400	20-100 max 110	<3	wklęsły, jednostajny
	krzemionkowo-węglanowy	gezy, opoki, piaski zwietrzelinowe	100-400 śr. 270	śr. 50-60 max 140	2-3	wklęsły, jednostajny
Węglanowy	wapienny	wapień	200-1000	max do 50	0,5-2	wklęsły, wypukły
	marglisty	margle, opoki margliste	60-100	20-50	1-1,5	wypukły, jednostajny
	krety piszące	krety piszące, wapień margliste	20-60	<30	<1	wypukło-wklęsły
Lessowy	denudacyjny	lessy	0,8-1,6	<30	ok. 1	wypukło-wklęsły
	erozyjno-denudacyjny	lessy	0,8-1,6	30-60	ok. 2	wypukło-wklęsły
	erozyjny	lessy	0,8-1,6	50-100 max 120	2-3 max >10	wypukło-wklęsły
Aluwialny	paleofluwialno-eoliczny	piaski fluwiogla-cjalne i eoliczne	-	5-20 max 30	-	wklęsły, jednostajny
	fluwialny	piaski i mulki rzeczne, torfy	-	1-3	-	-

Wyżyny krzemionkowe cechuje dojrzała rzeźba wielkopromienna (długofalista), z połogimi garbami oraz wzgórzami wyspowymi. Wyniesienia

rozdzielają rozległe niecki i doliny denudacyjne. Podobnie ukształtowane są wyżyny zbudowane ze skał krzemionkowo-węglanowych, o cechach rzeźby denudacyjnej, z elementami rzeźby strukturalnej (kuesty).

Wyżyny węglanowe charakteryzują się rozległymi i płołgimi formami denudacyjnymi oraz różnej wielkości powierzchniowymi formami krasowymi. Na marglach dominują rozległe powierzchnie zrównań stokowych i zatok denudacyjnych ze słabo wykształconymi formami krasowymi. Na kredzie piszącej uformowały się zaś faliste lub płaskie równiny denudacyjne z licznymi formami krasu powierzchniowego. W tym typie krasu formy podziemne w zasadzie nie występują, a formy powierzchniowe często zamaskowane są przez utwory czwartorzędowe. Jedynie w wąskiej strefie południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej i Roztocza występują ostańce, zbudowane z odpornych wapieni, głównie rałowych.

W obrębie płaskowyżów lessowych występuje charakterystyczna, drobnopromienna, falista rzeźba. W obrębie cieńszych płatów lessowych (do 10 m) o małych deniwelacjach (do 30 m) rozwinął się podtyp denudacyjny, z płytkimi nieckami denudacyjnymi i zagłębieniami bezodpływowymi. Największą powierzchnię obszarów lessowych zajmuje podtyp erozyjno-denudacyjny, o deniwelacjach do 60 m, odznaczający się gęstą siecią suchych dolin erozyjno-denudacyjnych. Na miąższych pokrywach lessowych (do 30 m) o największych deniwelacjach (powyżej 50 m), rozwinął się natomiast podtyp erozyjny z systemem dolin erozyjno-denudacyjnych, rozciętych siecią wąwozów. Największe ich zagęszczenie, 2-3 km km<sup>-2</sup>, obserwuje się w zachodniej części Roztocza i w północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej, gdzie miejscami osiąga ono nawet 5-10 km km<sup>-2</sup> (Maruszczak 1973).

Dna dolin rzecznych, obniżeń oraz niektórych kotlin, wypełnione luźnymi utworami czwartorzędowymi, obejmuje typ aluwialny. Plejstoceniłskie, piaszczyste równiny i terasy nadzalewowe z formami eolicznymi zaliczono do podtypu paleofluwialno-eolicznego, natomiast równie zalewowe, modelowane przez procesy fluwialne i biogeniczne, do podtypu fluwialnego (Rodzik i in. 2008).

Klimat wschodniej części Wyżyn Polskich ma cechy umiarkowanego klimatu przejściowego, ze średnią temperaturą stycznia ok. -4°C, lipca ok. 18°C, przy średniej rocznej ok. 7,5°C. Roczna suma opadów jest dość zróżnicowana i wynosi 550-700 mm. Przeważają opady letnie, ze średnią dla lipca 70-100 mm. Najwyższa średnia liczba dni z pokrywą śnieżną (90) przypada na południową część regionu (Roztocze). Maksymalna wysokość pokrywy śnieżnej wynosi 20-50 cm, a zapas wody w pokrywie śnieżnej pod koniec zimy osiąga 40-60 mm, niekiedy 100 mm. Średnia prędkość wiatru wynosi przez większą część roku 2-4 m s<sup>-1</sup>, zimą osiąga 4-4,5 m s<sup>-1</sup>. W ciągu roku jest tu przeciętnie 20 dni z wiatrem silnym, o prędkości >10 m s<sup>-1</sup> (Kaszewski 2008). Zróżnicowany regionalnie jest odpływ jednostkowy. Najwyższymi wartościami (5-7 dm<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>km<sup>-2</sup>) charakteryzują się obszary najwyżej wyniesione, o najwyższych opadach, tj. połu-

dniowy skłon Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Znacznie niższy ( $3-4 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ) jest odpływ jednostkowy w północnej części Wyżyny Lubelskiej oraz w obszarach nadbużańskich. Rzeki mają reżim śnieżno-deszczowy; występuje przeważnie jeden okres wezbrań roztopowych, w marcu i kwietniu, niekiedy występują także wezbrania drugorzędne, o genezie deszczowej, przeważnie w lipcu (Michalczyk, Wilgat 2008).

Podstawową formą gospodarki w regionie lubelskim jest rolnictwo, którego początki sięgają neolitu (6000-5000 lat BP). Wojny i kryzysy gospodarcze w I połowie XX wieku sprawiły, że nawet na stromych stokach karczowano lasy i zakładano pola uprawne lub pastwiska (Maruszczak 1952). Proces wylesiania zahamowany został dopiero w drugiej połowie XX w. Duże rozdrobnienie gruntów i zmiany społeczno-ekonomiczne na lubelskiej wsi pod koniec XX w., zawocowały wzrostem powierzchni nieużytków, stopniowo ulegających samozalesianiu. Las wkracza współcześnie na odłogi położone na stromych stokach oraz na słabych, piaszczystych glebach. Obecnie, użytki rolne zajmują w tym obszarze około 70% powierzchni. W strukturze użytkowania dominują grunty orne, a w strukturze zasiewów zboża, jednak ze znacznym udziałem ziemniaków i buraków cukrowych. Większość gruntów (około 90%) należy do rolników indywidualnych, posiadających przeważnie małe i rozdrobnione gospodarstwa rolne (śr. 7,6 ha). Cechą charakterystyczną krajobrazu jest mozaika pól i rodzajów upraw (maj 2006).

## GLÓWNE CZYNNIKI HYDROMETEOROLOGICZNE

Uwarunkowania przyrodnicze i antropogeniczne wschodniej części Wyżyn Polskich sprawiają, że ekstremalne procesy geomorfologiczne związane są tu głównie z epizodycznym spływem powierzchniowym, wywołanym przez wyjątkowo wydajne opady oraz gwałtowne roztopy. Najbardziej spektakularne skutki obserwuje się w lessowym typie rzeźby, w mniejszym stopniu w krzemionkowym. Opady o znacznej sumie, ale stosunkowo małym natężeniu mogą odgrywać istotną rolę w modelowaniu aluwialnego typu rzeźby (w podtypie fluwialnym), a także węgłanowego.

### *Intensywne roztopy*

Cechą klimatu umiarkowanego przejściowego jest ogromne zróżnicowanie zim pod względem mroźności i śnieżności. Występują tu zarówno zimy „oceaniczne”, stosunkowo ciepłe, bez zmarzliny, z przewagą opadów deszczu lub deszczu ze śniegiem, jak i zimy „kontynentalne”, mroźne, z głęboko (0,5-1 m i więcej) przemarzniętym gruntem i grubą pokrywą śnieżną. Zimy takie kończą się intensywnymi roztopami w drugiej połowie marca lub na początku kwietnia, o wielkości spływu powierzchniowego 25-95 mm (tab. 2). W regionie

**Tabela 2.** Zestawienie ekstremalnych zdarzeń erozji roztopowej we wschodniej części Wyżyn Polskich**Table 2.** List of the extreme snowmelt erosion events in the eastern part of the Polish Uplands

Lp. No.	Czas zdarzenia <i>Event time</i>	Położenie zlewni <i>Catchment location</i>	Odpływ wody <i>Water outflow</i> [mm]	Odpływ zawiesiny <i>Sediment yield</i> [t km <sup>-2</sup> ]	Literatura źródłowa <i>References</i>
1	III 1944	Kazimierz <sup>1</sup>	-	-	Ziemnicki i in. 1975
2	II/III 1946	Puławy <sup>1</sup>	-	-	Reniger 1959
3	2/3 dek. III 1947	Puławy <sup>1</sup>	-	-	Reniger 1959
4	III/IV 1952	Puławy <sup>1</sup> Bystra <sup>2</sup> Sławin <sup>3</sup>	- 19,9 5,2	- 39,4 29,0	Reniger 1959; Sadurska, Maruszczak 1982; Ziemnicki, Orlik 1971
5	III/IV 1954	Puławy <sup>1</sup> Bystra <sup>2</sup> Sławin <sup>3</sup>	- 41,0 12,0	- 47,0 29,0	Reniger 1959; Sadurska, Maruszczak 1982; Ziemnicki, Orlik 1971
6	3 dek. III 1956	Puławy <sup>1</sup> Bystra <sup>2</sup> Sławin <sup>3</sup> Elizówka <sup>3</sup>	- 55,3 55,0 59,3	- 121,0 246,5 158,9	Reniger 1959; Sadurska, Maruszczak 1982; Ziemnicki, Orlik 1971; Mazur, Pałys 1992
7	III/IV 1964	Bystra <sup>2</sup> Sławin <sup>3</sup> Elizówka <sup>3</sup>	80,4 94,9 73,8	98,0 203,0 67,2	Sadurska, Maruszczak 1982; Ziemnicki, Orlik 1971; Mazur, Pałys 1992
8	2/3 dek. III 1979	Bystra <sup>4</sup> Potok Wit. <sup>4</sup> Grodarz <sup>4</sup> Elizówka <sup>3</sup>	42,9 33,4 29,0 36,7	30,0 42,2 27,6 33,1	Maruszczak i in. 1992 Maruszczak i in. 1984 Mazur, Pałys 1992
9	III/IV 1982	Bystra <sup>4</sup> Potok Wit. <sup>4</sup> Elizówka <sup>3</sup>	28,2 21,0 14,3	4,0 7,5 10,8	Maruszczak i in. 1992 Mazur, Pałys 1992
10	III/IV 1996	Elizówka <sup>3</sup> Batorz <sup>5</sup> Kazimierz <sup>1</sup>	24,3 37,6 25,0	103,0 152,0 -	Pałys, Mazur 1998 Pałys i in. 1998 Gardziel, Rodzik 2005
11	2 dek. III 2003	Elizówka <sup>3</sup> Kol. Celejów <sup>6</sup>	11,9 18,2	3,3 72,7	Mazur 2005 Rodzik et al. 2009
12	3 dek. III 2006	Kol. Celejów <sup>6</sup>	13,3	14,5	Rodzic et al. 2009

<sup>1</sup> silna erozja gleb i erozja wąwozowa w zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego<sup>2</sup> zlewnia Bystrej – profil Wojciechów k. Nałęczowa (36,6 km<sup>2</sup>)<sup>3</sup> zlewnie lessowe (4,75 km<sup>2</sup> i 6,22 km<sup>2</sup>) w okolicach Lublina (Płaskowyż Nałęczowski)<sup>4</sup> zlewnie rzeczne na Płaskowyżu Nałęczowskim: Bystra-Wierzchoniów (282 km<sup>2</sup>), Potok Witoszyński-Celejów (odpływ z 40 km<sup>2</sup>, spływ z 12 km<sup>2</sup>), Grodarz-Kazimierz Doły (6 km<sup>2</sup>)<sup>5</sup> zlewnia lessowa (1,7 km<sup>2</sup>) na Roztoczu Zachodnim<sup>6</sup> zlewnia (1,23 km<sup>2</sup>) wąwozu lessowego k. Celejowa (Płaskowyż Nałęczowski)<sup>1</sup> strong soil and gully erosion in the western part of the Nałęczów Plateau<sup>2</sup> Bystra river catchment – Wojciechów water gauge near the Nałęczów town (36,6 km<sup>2</sup>)<sup>3</sup> loess catchments (4,75 km<sup>2</sup> and 6,22 km<sup>2</sup>) near the Lublin city (Nałęczów Plateau)<sup>4</sup> Nałęczów Plateau river catchments: Bystra-Wierzchoniów (282 km<sup>2</sup>), Potok Witoszyński-Celejów (outflow – 40 km<sup>2</sup> area, sediment yield – 12 km<sup>2</sup>), Grodarz-Kazimierz Doły (6 km<sup>2</sup>)<sup>5</sup> loess catchment (1,7 km<sup>2</sup>) in the Western Roztocze Ridge<sup>6</sup> loess gully catchment (1,23 km<sup>2</sup>) near the Celejów village (Nałęczów Plateau)

lubelskim miały one miejsce w latach: 1956, 1964, 1979 i 1996 (Mazur, Pałys 1992, Rodzik i in. 2008). Ich efektem był kilkudniowy spływ powierzchniowy, powodujący erozję pól uprawnych w dnach niecek i suchych dolin oraz procesy sufozyjne (*piping*) na zboczach wąwozów lessowych (Gardziel, Rodzik 2005). Koncentracja spływu w dnach dolin rzecznych powodowała rozległe powodzie, nieraz o znacznych skutkach gospodarczych (Bryński 1965).

Zwykle spływy roztopowe powodują lokalne zalewy oraz zamulanie użytków i gospodarstw rolnych, położonych w strefie stożków napływowych, przy ujściu suchych dolin i wąwozów. Podtopienia są natomiast charakterystyczne dla dużych dolin rzecznych – szczególnie niebezpieczne w obrębie zespołów miejscowych. W Lublinie są one często przyczyną interwencji straży pożarnej, natomiast największe skutki środowiskowe i gospodarcze obserwuje się w intensywnie urzeźbionych obszarach lessowych, z gęstą siecią suchych dolin i wąwozów. Nieco mniejsze roztopy o ekwiwalencie wody 10-20 mm, występują co kilka lat, głównie w II i III dekadzie marca. W ostatnim dziesięcioleciu roztopy takie wystąpiły w latach 2003 i 2006. Ich skutki są podobne co do jakości lecz odpowiednio mniejsze – mogą one wywołać krótkotrwałe wezbrania w małych zlewniach. Stwierdzono, że na wielkość spływu roztopowego większy wpływ ma głębokość przemarznięcia gruntu, niż zapas wody w pokrywie śnieżnej (Stępniewski 2008, Rodzik i in. 2009).

### **Gwałtowne ulewy**

Gwałtownymi ulewami określono wyjątkowo intensywne opady przelotne, często z gradem i silnym wiatrem, w klasyfikacji Chomicza (1951) odpowiadające deszczom nawalnym, niekiedy silnym ulewom. Występują one w okresie od kwietnia do września, z nasileniem od maja do lipca. Niekiedy opad sprawia wrażenie „oberwania chmury”, a jego intensywność może przekraczać 20-30 mm w ciągu 15-30 min. lub 80 mm w ciągu 1 godz. (tab. 3). Ulewy o wydajności 20-30 mm h<sup>-1</sup> notowane są na każdej stacji prawie corocznie. Ulewy o wydajności >50 mm h<sup>-1</sup> mają prawdopodobieństwo wystąpienia 10%, czyli średnio co 10 lat, natomiast w przypadku opadów o wysokości >100 mm prawdopodobieństwo wynosi 1% (*vide* Rodzik, Janicki 2003). Posterunki opadowe, rozmieszczone w omawianym obszarze, zarejestrowały tylko 8 takich przypadków w 50-leciu 1951-2000 (Siwek 2006). Opady nawalne o bardzo dużej wydajności (~100 mm h<sup>-1</sup>) obejmują swoim zasięgiem zwykle niewielki obszar <100 km<sup>2</sup>,

<sup>1</sup> intensity of erosion:

a) big – max. 100-500 t km<sup>-2</sup> from gully catchment or <100 t km<sup>-2</sup> from small agricultural catchment, locally <100 t ha<sup>-1</sup> (road gully, cultivated field);

b) very big – max. 500-1000 t km<sup>-2</sup> from gully catchment and small agricultural catchment, locally 100-1000 t ha<sup>-1</sup> (road gully, cultivated field);

c) catastrophic – max. 2·10<sup>3</sup> t km<sup>-2</sup> from gully catchment or <2·3·10<sup>3</sup> t km<sup>-2</sup> from small agricultural catchment, locally >1000 t ha<sup>-1</sup> (road gully, root crop)

<sup>2</sup> estimated rainfall (in brackets), registered sum in the nearest rain station or lack data

<sup>3</sup> total daily rainfall



**Tabela 3.** Zestawienie ulew o ekstremalnych skutkach geomorfologicznych zarejestrowanych we wschodniej części Wyżyn Polskich (wg Rodzika i in. 1998 oraz Rodzika i Janickiego 2003, uproszczone i uzupełnione)

**Table 3.** List of the downpours with the extreme geomorphological effects registered in the eastern part of the Polish Uplands (after Rodzik et al. 1998 and Rodzik, Janicki 2003, simplified and completed)

Lp. No.	Data zdarzenia Event date	Miejsce zdarzenia Location	Opad [mm] Rainfall	Czas Time	Skala erozji <sup>1</sup> Erosion scale
1	1633	Kazimierz Dln.	-	-	-
2	maj 1644	Kazimierz Dln.	-	-	katastrofalna
3	13/14.05.1936	Kazimierz Dln.	-	w nocy	katastrofalna
4	16/17.08.1949	Izbica	-	w nocy	-
5	23.06.1956	Piaski Szlach.	81,3 (100) <sup>2</sup>	15 <sup>00</sup> -17 <sup>00</sup>	katastrofalna
6	14.07.1956	Parchatka	30,7	40 min.	duża
7	wrzesień 1956	Nałęczów	-	-	duża
8	22.06.1957	Elizówka	34,9	60 min.	bardzo duża
9	czerwiec 1957	Dys	-	150 min.	duża
10	11.08.1964	Opoka Duża	73,7	60 min.	duża
11	17.07.1965	Radecznica	62,5	25 min.	duża
12	26.06.1966	Łopiennik	86,2	-	duża
13	15.06.1969	Dzierzkowice	65,0 (100) <sup>2</sup>	14 <sup>00</sup> -15 <sup>00</sup>	katastrofalna
14	18.07.1970	Kazimierz Dln.	57,8	60 min.	duża
15	25.04.1976	Kazimierz Dln.	48,4	-	duża
16	1.09.1976	Olszanka	50,0	-	duża
17	1.06.1980	Topola	89,9	00 <sup>30</sup> -04 <sup>00</sup>	duża
18	23.07.1980	Izbica/Krasne	63,0/111,9 <sup>3</sup>	15 <sup>30</sup> -17 <sup>00</sup>	bardzo duża
19	sierpień 1980	Olszanka	-	-	duża
20	24.06.1981	Kazimierz Dln.	101,5	17 <sup>20</sup> -18 <sup>30</sup>	katastrofalna
21	sierpień 1981	Olszanka	-	-	duża
22	sierpień 1986	Olszanka	76,0	50 min.	duża
23	12.08.1986	Niemienice	76,2	-	duża
24	8.06.1988	Jastków/Elizówka	74,0/48,2	-	duża
25	4.05.1995	Wielkopole	-	-	duża
26	26.08.1995	Niemienice	41,6	20 min.	duża
27	16.09.1995	Garbów/Gutanów	(60-70) <sup>2</sup>	14 <sup>00</sup> -16 <sup>00</sup>	bardzo duża
28	7.05.1996	Zubowice	(60-80) <sup>2</sup>	18 <sup>40</sup> -19 <sup>20</sup>	bardzo duża
29	11.05.1996	Turka	-	-	bardzo duża
30	15.05.1996	Niedrzwica Duża	(> 50) <sup>2</sup>	-	bardzo duża
31	13.07.1997	Kazimierz Dln.	-	2 <sup>00</sup> -2 <sup>20</sup>	duża
32	4.08.1997	Kawęczyn	(> 45) <sup>2</sup>	16 <sup>00</sup> -18 <sup>00</sup>	duża
33	6.09.1997	Kol. Celejów	-	17 <sup>00</sup> -17 <sup>30</sup>	duża
34	4.08.2008	Okale	57,6	14 <sup>25</sup> -15 <sup>15</sup>	duża
35	21.06.1999	Izbica/Krasne	50,0 (80) <sup>2</sup>	19 <sup>00</sup> -20 <sup>00</sup>	bardzo duża
36	10.08.1999	Krynice	64,0 (80) <sup>2</sup>	18 <sup>40</sup> -19 <sup>50</sup>	bardzo duża
37	7.06.2000	Krynice, Kawęczyn	> 50	2 <sup>00</sup> -3 <sup>00</sup>	duża
38	11.06.2002	Turzyniec	20,8 (50) <sup>2</sup>	18 <sup>00</sup> -18 <sup>30</sup>	duża
39	11.05.2003	Wierzchowiska	-	ok. 22 <sup>00</sup>	bardzo duża
40	3/4.08.2005	Piaski, Skrzynice	110,4 <sup>3</sup>	2 <sup>00</sup> -5 <sup>00</sup>	duża

<sup>1</sup> intensywność erozji:

a) duża – maks. 100-500 t km<sup>2</sup> ze zlewni wąwozowej lub <100 t km<sup>2</sup> z małej zlewni rolniczej, lokalnie <100 t ha<sup>-1</sup> (wąwóz drogowy, pole uprawne);

b) bardzo duża – maks. 500-1000 t km<sup>2</sup> ze zlewni wąwozowej i małej zlewni rolniczej, lokalnie 100-1000 t ha<sup>-1</sup> (wąwóz drogowy, pole uprawne);

c) katastrofalna – maks. 2-10-10<sup>3</sup> t km<sup>2</sup> ze zlewni wąwozowej lub <2-3-10<sup>3</sup> t km<sup>2</sup> z małej zlewni rolniczej, lokalnie > 1000 t ha<sup>-1</sup> (wąwóz drogowy, uprawa okopowa);

<sup>2</sup> opad szacowany (w nawiasie), dane z najbliższego posterunku lub brak

<sup>3</sup> suma dobową opadu

dlatego przypuszczalnie było ich znacznie więcej. Nie zawsze pokrywały się one ze zdarzeniami o spektakularnych skutkach geomorfologicznych, które wystąpiły w latach: 1956, 1969 oraz 1980-81 (Rodzik i in. 1998). Generalnie, zauważono wzrost liczby gwałtownych ulew po mroźnych i śnieżnych zimach, zakończonych intensywnymi roztopami (Rodzik, Janicki 2003, Rodzik i in. 2008). Quasi-okresowość w występowaniu gwałtownych ulew należy wiązać ze zmianą strefowej cyrkulacji atmosferycznej na sektorową.

Gwałtownym ulewowi towarzyszą ekstremalne wartości spływów jednostkowych (wyjątkowo  $>10 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ) oraz katastrofalne, czasem nawet kilkumetrowe fale wezbraniowe w małych rzekach (Ciepielowski 1970, Rodzik, Janicki 2003). W czasie takich zdarzeń ekstremalnych dochodzi do zalewania i zamulania łąk, pól i gospodarstw oraz niszczenia lokalnej infrastruktury technicznej, jak: drogi, rowy, mostki, przepusty, ogrodzenia, a nawet zbiorniki wodne (Maruszczak, Trembaczowski 1958, Buraczyński, Wojtanowicz 1974, Michalczyk i in. 2008). Opady nawalne powodują także lokalne wezbrania i krótkotrwałe powodzie (*flash floods*) w dnach dolin rzecznych niskiej rangi hydrologicznej, w dnach suchych dolin i w wąwozach.

We wschodniej części Wyżyn Polskich ulewy występują najczęściej w obszarach o dużych kontrastach termiczno-wilgotnościowych, jak: wylesione strefy wododziałowe, krawędzie morfologiczne oraz większe miasta. Największe skutki geomorfologiczne oraz straty ekonomiczne rejestruje się w obszarach lessowych z gęstą siecią wąwozów oraz w strefie krawędzi. Mogą one stanowić zagrożenie dla infrastruktury miejskiej, zwłaszcza usytuowanej w urzeźbionym terenie. Miejscowością najbardziej narażoną na skutki gwałtownych ulew jest Kazimierz Dolny, położony u ujścia do doliny Wisły, głębokiej i wąskiej doliny Grodarza z systemem wąwozów lessowych. Zalewanie i zamulanie tego zabytkowego miasteczka obserwowano współcześnie; odnotowują je także źródła historyczne (tab. 3). Na podobne niebezpieczeństwo narażone są także wsie, położone między Szczepieszynem a Zwierzyńcem na Roztoczu oraz w okolicach Krasnogostawu (rys. 1).

### ***Deszcze rozlewne, sezony i pory opadowe***

Deszcze rozlewne obejmują ciągle, intensywne opady w strefach frontów atmosferycznych, trwające z reguły od 2 do 5 dni. Ich natężenie dochodzi do  $10 \text{ mm h}^{-1}$ , a sumy opadu kształtują się od 50 do 150 mm. Są one przyczyną większości wezbrań opadowych w dolinach rzecznych. Z kolei na sezony lub pory opadowe składają się rozlewne i ulewne deszcze, które w ciągu kilku tygodni przynoszą opady rzędu 200-300 mm lub więcej. Powodują one stałe nasycenie gruntu oraz wyraźny wzrost intensywności procesów hydrologicznych i geomorfologicznych (Maruszczak i in. 1992, Kociuba, Stępniewska 2002). Rekordowo wysokie opady miesięczne ( $>200 \text{ mm}$ ) z października 1974 r. wywołały na Wyżynie Lubelskiej niezwykle o tej porze roku powodzie. Zdecydowały one

o ponadprzeciętnej sumie rocznej (ok. 900 mm) i znacznej retencji gruntowej, która w następnym roku wpłynęła na zwiększenie przepływów rzecznych, odpływu jednostkowego ( $>5 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ) i natężenia erozji korytowej, a w dolinach większych rzek długotrwałe podtopienia (Maruszczak i in. 1992). Równie wysokie opady z sierpnia 2006 nie wywołały natomiast takich skutków, gdyż wystąpiły latem po długim okresie posuszonym (Rodzik i in. 2009). Z kolei, w okresie 1995-2001, wzrost liczby deszczów ulewnych spowodował istotne (prawie o 100 mm) zwiększenie rocznych sum opadów, co wpłynęło na uwilgotnienie podłoża i wzrost jego podatności na erozję. Na skutek mniejszej infiltracji zwiększyła się częstość spływu powierzchniowego, a wszystko to spowodowało wzrost natężenia procesów erozyjnych, zwłaszcza na krawędziach wąwozów i na skarpach rolnych (Rodzik, Zgłobicki 2000, Janicki i in. 2002).

Opady rozlewne, podobnie jak roztopy, występujące w górnej części dorzecza Wisły, zwłaszcza w Karpatach, mogą spowodować powódź w przełomie Wisły przez pas wyżyn. W dolinach Wisły i Bugu, tego typu powodzie rejestrowane są od wczesnego średniowiecza, a wzrost ich częstotliwości przypadł na małą epokę lodową (Maruszczak 1997). Współcześnie, rozlewne powodzie opadowe były obserwowane w 1997, 1998, 2001 i 2010 roku. Dno doliny Wisły jest intensywnie wykorzystywane rolniczo, liczne jest tu także osadnictwo wiejskie. Rzeczywiste zagrożenie powodziowe, zwykle jest jednak ograniczone systemem wałów przeciwpowodziowych.

## EKSTREMALNE PROCESY GEOMORFOLOGICZNE

Duża przepuszczalność i stabilność skał podłoża sprawia, że zagrożenie ruchami masowymi jest tu niewielkie i tylko lokalne. Nie stwarzają także dużego zagrożenia procesy eoliczne, ze względu na odporność podłoża na deflację oraz mozaikowy układ pól uprawnych. Podatne zaś pokrywy piaszczyste, o niewielkim zasięgu (rys. 1), wyłączone są zwykle z użytkowania rolniczego (Rodzik i in. 2008). Sieć rzeczna jest rzadka, a w rzeźbie dominują „deluwialne” systemy suchych dolin o genezie erozyjno-denudacyjnej (*vide* Teisseyre 1994). Zlewnie o odpływie epizodycznym, niekiedy w całości użytkowane rolniczo, osiągają powierzchnię kilku  $\text{km}^2$ . Przepływy o wielkości kilku  $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$  występują nierzadko w osiach dolin odwadnianych epizodycznie, niedostosowanych do spływu powierzchniowego, o użytkowaniu rolniczym i z rozwiniętą infrastrukturą komunikacyjną (Michalczyk i in. 2008).

### *Zespół erozji liniowej w stokowych systemach „deluwialnych”*

Ekstremalne natężenie zmywu powierzchniowego występuje tu podczas gwałtownych ulew, kiedy obserwuje się oddziaływanie zespołu procesów erozji liniowej. Na stokach tworzy się sieć bruzd erozyjnych ( $d_{sr} < 0,5 \text{ m}$ ), które łączą się

w bruzdy główne ( $w_{sr.} \sim 0,5-1$  m,  $d_{sr.} < 0,3$  m). W osiach suchych dolin formują się natomiast płytkie i szerokie ( $w_{sr.} \sim 1-3$  m,  $d_{sr.} < 0,2$  m) koryta epizodyczne, które w zależności od okrywy roślinnej, a także nasycenia rumowiskiem, mają dno erozyjne, depozycyjne lub erozyjno-depozycyjne. Miejscami, na odcinkach o większym nachyleniu, burzliwy spływ korytowy powoduje ich pogłębianie, formując w podatnym podłożu wanny i wyrwy erozyjne. Na progach, które na trasie spływu tworzą miedze i drogi gruntowe, powstają kotły eworsyjne, przemieszczające się pod wpływem erozji wstecznej (Rodzik i in. 1998, Rodzik, Janicki 2003, Michalczyk i in. 2008).

Depozycja materiału, wyerodowanego ze stoków podczas gwałtownych spływów propluwialnych, zachodzi zwykle u ich podnóża. U wylotu bruzd erozyjnych, w dnach niecek i suchych dolin, powstają stożki deluwialne o promieniu kilku metrów. Większe stożki, o promieniu do kilkudziesięciu metrów i miąższości od kilku do 30-40 cm, formują się w dnach dolin wyższej rangi, u wylotu dolinek nieckowatych. Korytom epizodycznym towarzyszą różnej formy odsypy, zwłaszcza poniżej kotłów i wyrw eworsyjnych. Wyjątkowo mogą one osiągać do 1 m miąższości i 10-20 m długości. Powyżej wałów i nasypów drogowych, mogą tworzyć się natomiast rozległe pokrywy deluwialne, o powierzchni do 1 ha i miąższości do 10-20 cm, maksymalnie nawet do 0,5 m (Maruszczak, Trembaczowski 1958, Rodzik i in. 1996, Janicki, Zgłobicki 1998, Rodzik, Janicki 2003, Michalczyk i in. 2008).

Podczas roztopów, spływ jest rozciągnięty w czasie i mniej intensywny. Natężenie erozji na stokach jest przez to zwykle niewielkie. Koncentracja spływu w dnach niecek i suchych dolin skutkuje natomiast ich rozcinaniem przez bruzdy główne, przy znacznym udziale termoerozji w końcowej fazie spływu. Poza okresem wegetacyjnym mniejsze znaczenie ma użytkowanie ziemi, jednak powierzchnie zadarnione zwykle nie ulegają erozji podczas roztopów. Na progach na trasie spływu mogą powstawać kotły eworsyjne o głębokości  $> 1$  m, zwykle nie „wędrują” one jednak pod wpływem erozji wstecznej. Mniejsze nasycenie rumowiskiem sprzyja wynoszeniu wyerodowanego materiału na dalszą odległość (tab. 2), chociaż powyżej przeszkód mogą formować się stożki i pokrywy akumulacyjne.

Podczas gwałtownych roztopów natężenie erozji wodnej gleb osiąga zwykle kilkaset kilogramów z 1 ha (tab. 2). W 1956 roku, na skutek nałożenia się gwałtownych roztopów na efekty procesów niweo-eolicznych, natężenie erozji osiągnęło maksymalnie  $2,5$  t ha<sup>-1</sup> (Ziemnicki, Orlik 1971). Podczas gwałtownych ulew wskaźnik erozji jednostkowej jest o wiele większy i osiąga kilkaset ton z km<sup>2</sup> (tab. 3), a w skrajnych przypadkach może przekraczać nawet 1000 t km<sup>-2</sup> (Maruszczak, Trembaczowski 1958, Rodzik i in. 1996).

### ***Zespół erozji wąwozowej w systemach „erozyjnych” (wąwozowych)***

W systemach erozyjnych, o znacznym stopniu rozcięcia zlewni wąwozami, zmieniają się diametralnie warunki spływu powierzchniowego. W obrębie nierozciętych stoków odbywa się on podobnie, jak w systemach deluwialnych, jednak jego koncentracja następuje na krawędziach, a następnie w dnach wąwozów. Podczas roztopów, długotrwały i niezbyt intensywny spływ wykorzystuje często kanały zwierząt ryjących, inicjując rozwój form sufozyjnych, przy udziale termerozji, a następnie eworsji, rozcinających zwykle krawędzie wąwozów. Powstałe w ten sposób studnie, kotły i kanały sufozyjne mogą być inicjalnymi formami bocznych wąwozów. Wypływy z inicjalnych form sufozyjnych w większości nie przekraczają  $1 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$ , są jednak znacznie nasycone zawiesiną, do  $200 \text{ mg dm}^{-3}$  i więcej. Wymusza to depozycję materiału na płaskich dnach wąwozów, której wielkość zależy od natężenia sufozji. Nawet w przypadku znacznej koncentracji spływu w dnach wąwozów, większość transportowanego materiału jest akumulowana, w czym niemałą rolę odgrywa zalegająca tu dłużej pokrywa śnieżna. Nawet podczas intensywnych roztopów, denudacja jednostkowa zwykle nie osiąga  $100 \text{ t km}^{-2}$ . Akumulację w dnach wąwozów podczas ekstremalnych roztopów, zwiększają natomiast obrywy i małe osuwiska, uwarunkowane głębokim przemarzeniem gruntu (Gardziel, Rodzik 2005, Rodzik i in. 2008, 2009).

Z kolei podczas gwałtownych ulew, skoncentrowany spływ z pól trwa zbyt krótko na wywołanie intensywniej sufozji. Jego koncentracja w dnach wąwozów powoduje natomiast silną erozję wgłębną, rozcinanie pokryw proluwialnych i tworzenie teras regresyjnych. Wyerodowany materiał jest w większości wynoszony, a intensywność tego procesu maksymalnie dochodzi do  $10 \cdot 10^3 \text{ t km}^{-2}$  (Rodzik 1984, Maruszczak i in. 1984). Zdecydowana większość materiału osadza się w postaci rozległych stożków w dnach dolin rzecznych u wylotu systemów wąwozowych. Objętość jednorazowej akumulacji w pojedynczym stożku może przekraczać  $10 \cdot 10^3 \text{ m}^3$  (Buraczyński, Wojtanowicz 1974). Formy te zbudowane są przeważnie z osadów różnofrakcyjnych; zwykle są to mułki, rzadziej piaski i żwiry z okruchami skał podłoża kredowego. U wylotu niektórych wąwozów, głęboko rozcinających podłoże kredowe, mogą występować ławice okruchów skalnych o średnicy nawet do kilkudziesięciu centymetrów.

### ***Ekstremalne procesy fluwialne***

Procesy ekstremalne odgrywają dominującą rolę w kształtowaniu koryt i równi zalewowych w dolinach rzecznych międzyrzecza Wisły i Bugu. Zwłaszcza spływy roztopowe dostarczają z systemów stokowych znacznej ilości wody, a także materiału. Ich co najmniej regionalny zasięg sprawia, że oddziałują one znacząco na systemy fluwialne różnej rangi (Rodzik i in. 2008). Natomiast w przypadku gwałtownych ulew, niewielki ich zasięg sprawia, że oddziałują one głównie na dna dolin małych cieków. Jedynie propluwialne spływy z systemów wąwozowych na dna dolin, wpływają na znaczne ich przekształcenia niezależnie

od rangi. Z kolei deszcze rozlewne powodują skutki hydrologiczne i geomorfologiczne głównie w systemach wyższej rangi hydrologicznej.

Zdarzenia ekstremalne decydują o wielkości jednostkowej denudacji mechanicznej w małych zlewniach cieków perenialnych. Pomiary, prowadzone w latach 1952-1971 na Bystrej w zachodniej części Wyżyny Lubelskiej wykazały, że w ciągu 7 dni z ekstremalnie wysoką denudacją, rzeka przetransportowała ponad 1000 ton zawieszin, co odpowiada prawie połowie (48,7%) ogólnej masy transportu za całe 20-lecie (Sadurska, Maruszczak 1982). Na dominację wezbrań w odpływie rumowiska (57% rocznego ładunku zawieszin i 37% wleczyn) wskazują też badania w zlewni górnego Wieprza na Roztoczu (Kociuba, Stępniewska 2002). W ciągu kilku mokrych lat (1997-2000), z częstym występowaniem stanów pełnokorytowych, nastąpiła transformacja, uregulowanego w XIX w. odcinka koryta Wieprza w Guciowie, w poregulacyjne koryto kręte. W całym roztoczańskim odcinku doliny Wieprza wystąpiły zmiany geometrii koryta przejawiające się zarówno wzmożoną erozją boczną, jak również procesami bocznego i pionowego przyrostu osadów. Miało miejsce cofanie brzegów, inicjowanie nowych zakoli, przerywanie sztych meandrów, tworzenie odsypów i wałów meandrowych, a miejscami nadbudowa dna koryta (Kociuba 2002). Zaznaczyło się w tym czasie zwiększone obciążenie wód rumowiskiem rzeczonym (Stępniewska, Stępniewski 2008).

W trakcie wezbrań pozakorytowych przemodelowaniu ulegała także równia zalewowa doliny Wieprza, głównie poprzez nadbudowę wałów brzegowych. Formy te, osiągające szerokość kilkunastu metrów oraz wysokość od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów, nadbudowywane były zwłaszcza podczas wezbrań roztopowych. Urozmaicały je mikrostożki, mikrodelty, niewielkie pokrywy piaszczyste oraz cienie sedymentacyjne, zbudowane z piasków średnio- i drobnoziarnistych, mułków i detrytusu roślinnego. Nieliczne rozcięcia wałów brzegowych (krewasy i kanały krewasowe) osiągały głębokość 0,6 m i szerokość 2 m. Wszystkie te niewielkie formy cechuje efemeryczność, gdyż w ciągu kilku do kilkunastu tygodni, następuje degradacja większości z nich wskutek rozbryzgu, splukiwania, działalności człowieka i zwierząt, a w konsekwencji homogenizacja świeżych osadów powodziowych ze starszymi (Kociuba 2002).

## PODSUMOWANIE

We wschodniej części pasa wyżyn największą efektywnością geomorfologiczną odznaczają się przede wszystkim takie ekstremalne zjawiska hydroklimatyczne, jak: gwałtowne ulewy i roztopy wiosenne. Zjawiska te wywołują gwałtowny nieraz spływ powierzchniowy. Przy słabej okrywie roślinnej lub jej braku powoduje on intensywną erozję, która na „obszarach wrażliwych” odznacza się wyjątkową efektywnością i przyczynia się do powstania nowych form rzeźby

terenu. Deszcze rozlewne oraz okresy o wysokich opadach mają bezpośredni wpływ na procesy hydrologiczne i geomorfologiczne głównie w dolinach rzecznych, chociaż powodują uwilgotnienie podłoża w całym regionie, co wzmacnia jego podatność, zwłaszcza na procesy erozyjne. Gęstość sieci wodnej jest jednak niewielka, co wynika z dużej przepuszczalności podłoża, która częściowo eliminuje zagrożenie ruchami masowymi. Z kolei mały udział powierzchni piaszczystych, a także mozaikowy układ pól uprawnych nie sprzyjają procesom eolicznym.

Pas wyżyn między Wisłą a Bugiem jest zróżnicowany pod względem cech fizjograficznych, warunkujących zróżnicowaną „wrażliwość” na procesy erozyjne. Najbardziej zagrożone ekstremalnymi procesami erozyjnymi są płaskowyże z pokrywami lessowymi. Wzmoczona podatność wynika nie tylko z cech lessu, ale także z położenia hipsometrycznego i urzeźbienia, charakteryzującego się zwykle dużymi deniwelacjami, spadkami oraz znacznym rozdolinieniem. Poza tym, obszary wyniesione o urozmaiconej rzeźbie, zwłaszcza w strefach krawędziowych, dostają więcej opadów, niż obniżenia znajdujące się w cieniu opadowym. Zagrożenie to wzmacnia gospodarka rolna na stosunkowo urodzajnych glebach, wytworzonych z lessów.

Wskaźnik denudacji w lessowych systemach deluwialnych nie osiąga zwykle podczas zdarzeń ekstremalnych  $1000 \text{ t km}^{-2}$ . Lokalnie jednak, np. poniżej miedz i dróg, silna erozja wgłębna może spowodować kilkakrotny jego wzrost w małych zlewniach. Obniżenie powierzchni zlewni wynosi wówczas kilka milimetrów na epizod, więc jest to wielkość porównywalna ze wskaźnikami średniej rocznej erozji gleb na stokach użytkowanych rolniczo. Wskazuje to na dominującą rolę erozji agrotechnicznej w przekształcaniu stoków, która przemieszcza materiał na niewielką odległość, jednak na całej powierzchni stoku. Podczas spływów propluwialnych dominuje także transport poprzeczny, gdyż większość materiału akumulowana jest u podnóża stoków. Obydwa te zespoły procesów powodują nadbudowę dna dolin i spłaszczanie stoków, a więc planację rzeźby.

Mimo wszystko duża efektywność geomorfologiczna erozji wodnej wynika z jej liniowego oddziaływania oraz znacznej odległości przemieszczania materiału, co ma miejsce zwłaszcza podczas roztopów. Nakładanie się skutków różnych zdarzeń (*clustering*), przede wszystkim gwałtownych roztopów i ulew, może skutkować intensywnym rozcinaniem, przekroczeniem progu równowagi i zmianą geosystemu na erozyjny. Obecnie zdarza się to wyjątkowo, gdyż nowe formy erozyjne likwidowane są mechanicznie, co wielokrotnie skraca okres relaksacji. Poza tym, najbardziej predysponowane do erozji systemy suchych dolin, zwłaszcza w intensywnie urzeźbionych obszarach lessowych, już dawniej zostały rozcięte przez „naśladowe” je systemy wąwozowe.

W systemach erozyjnych efekty roztopów i deszczów nawalnych są przeciwstawne w stosunku do systemów deluwialnych. Mało intensywny, ale stosunkowo długotrwały spływ roztopowy skutkuje głównie intensywną sufozją mechaniczną, zwłaszcza na krawędziach wąwozów. Prowadzi to do ich rozcinania,

a z czasem, przy odpowiednim zagęszczeniu rozcięć do rozwoju *badlands*. Nie wielkie wypływy z kanałów sufozyjnych są zwykle przesycone materiałem (do  $200 \text{ g dm}^{-3}$ ), co wymusza akumulację w dnach wąwozów, dodatkowo stymulowaną przez retencję w zalegającej tu pokrywie śnieżnej. Przy dominacji transportu poprzecznego następuje więc przestrzenny rozwój wąwozów, z wypełnianiem form głównych i formowaniem parowów. Z kolei podczas deszczów nawalnych, krótkotrwałe ale gwałtowne spływy w dnach wąwozów powodują ich rozcinanie i wynoszenie materiału akumulowanego podczas roztopów. Dominuje więc transport podłużny i akumulacja w dnach dolin nadrzędnych. Podczas deszczów nawalnych o charakterze katastrofalnym, wskaźniki denudacji mogą osiągać  $10 \cdot 10^3 \text{ t km}^{-2}$ .

### Literatura:

- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1974, Rozwój wąwozów lessowych w okolicy Dzierzkowic na Wyżynie Lubelskiej pod wpływem gwałtownej ulewy w czerwcu 1969 roku, *Ann. UMCS*, B, 26, 135–168.
- Bryński K., 1965, Powódź w województwie lubelskim wiosną 1964 roku, *Ann. UMCS*, B, 20, 243–280.
- Ciepielowski A., 1970, Maksymalne wielkości spływów jednostkowych z deszczów nawalnych, *Przegl. Geofiz.* 15, 2, 179–193.
- Ciepielowski A., Dąbkowski L., 1968, Wezbranie małych dopływów Wojślawki w dniu 28.V.1965 roku, *Pr. Studia. Kom. Gosp. Wodn. i Surowc.* 9, 289–298.
- Chomicz K., 1951, Ulewy i deszcze nawalne w Polsce, *Wiad. Służby Hydrolog. i Meteorol.* 2, 3, 5–88.
- Dębski K., 1958, Odpływ z deszczu nawalnego we wsi Piaski Szlacheckie pod Krasnymstawem w czerwcu 1956 roku, *Gosp. Wodna* 18, 8, 339–342.
- 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 Geomorf. Polskich, Kraków, 19-22 września 2005*, SGP, IGiGP UJ, IGiPZ PAN, IG AP Kraków, 125–132.
- Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguier M., Linden P.J. van der, Dai X., Maskell K., Johnson C.A., 2001, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Cambridge University Press, 881 s.
- IPCC, 2007, *Climate Change 2007: Synthesis Report*, Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A.(eds.)], IPCC, Geneva, Switzerland, 104 s.
- Janicki G., Rodzik J., Zgłobicki W., 2002, Geomorphic effects of land use changes (a case of the Gutanów loess catchment, Poland), *Geografický časopis* 54, 1, 39–57.
- Janicki G., Zgłobicki W., 1998, Geomorfologiczne skutki ulewy (z dnia 16 września 1995 r.) w okolicy Garbowa na Wyżynie Lubelskiej, *Ann. UMCS*, B, 53, 109–129.
- Józefaciuk A., Józefaciuk C., 1999, Ochrona gruntów przed erozją, *Wyd. IUNG, Puławy*.
- Kaszewski B.M., 2008, Klimat, [w:] S. Uziak, R. Turski (red.), *Srodowisko przyrodnicze Lubelszczyzny*, Lub. Tow. Nauk., Lublin, 75–111.



- Kociuba W., 2002, *Współczesny rozwój dna doliny górnego Wieprza*, Praca dokt., Archiwum Bibl. Gł. UMCS, Lublin, 243 s.
- Kociuba W., Stepniewska S., 2002, Rola wezbrań w transporcie rumowiska rzeczno-górnego Wieprza, *Przeł. Nauk. Inż. i Kształt. Środow.* 11, 2 (25), 102–111.
- Maj H., 2006, Rolnicze użytkowanie ziemi Polsce ze szczególnym uwzględnieniem województwa lubelskiego, [w:] M. Harasimiuk (red.), *Materiały z I Ogólnopolskiej konferencji geografów-doktorantów, Lublin, 12-14 czerwca 2006*, Wyd. Akademickie, Lublin, 225–239.
- Maruszczak H., 1952, Stan i zmiany lesistości województwa lubelskiego w latach 1830–1930, *Annales UMCS*, B, 5, 109–179.
- Maruszczak H., 1972, Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski 1*, PWN, Warszawa, 340–383.
- Maruszczak H., 1973, Erozja wąwozowa we wschodniej części wyżyn południowopolskich, *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.* 151, 15–30.
- Maruszczak H., 1997, Changes of the Vistula river course and development of the flood plain in the border zone of the South-Polish uplands and Middle-Polish lowlands in historical times, *Landform Analysis* 1, 33–39.
- Maruszczak H., Michalczyk Z., Rodzik J., 1984, Warunki geomorfologiczne i hydrogeologiczne rozwoju denudacji w dorzeczu Grodarza na Wyżynie Lubelskiej, *Annales UMCS*, B, 39, 117–145.
- Maruszczak H., Rodzik J., Świeca A., 1992, Denudacja mechaniczna i chemiczna we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich, [w:] A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155, 105–133.
- Maruszczak H., Trembacowski J., 1958, Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulewy w Piaskach Szlacheckich koło Krasnegostawu, *Annales UMCS*, B, 11, 129–160.
- Mazur A., 2005, Erozja gleb w rolniczej zlewni z okresowym odpływem wody na Wyżynie Lubelskiej w latach 1999–2003, *Acta Agrophysica* 5, 85–92.
- Mazur Z., 1960, Określenie natężenia erozji wodnej na terenie lessowym Zakładu Rolniczo-Doświadczalnego Elizówka, *Annales UMCS*, sec. E, 13, 145–193.
- Mazur Z., Pałys S., 1992, Erozja wodna w zlewni lessowej na Lubelszczyźnie w latach 1956–1991, *Annales UMCS*, sec. E, 47, 219–229.
- Michalczyk Z., Janicki G., Rodzik J., Siwek K., 2008, Hydrogeomorfologiczne skutki intensywnych opadów na międzyrzeczu Bystrzycy i Giełczwi (Wyżyna Lubelska), *Przegląd Naukowy, Inżynieria i Kształtowanie Środowiska* 17, 4 (42), 30–41.
- Michalczyk Z., Wilgat T., 2008, *Wody*, [w:] S. Uziak, R. Turski (red.), *Środowisko przyrodnicze Lubelszczyzny*, Lub. Tow. Nauk., Lublin, 113–209.
- Pałys S., 1996, Wpływ użytkowania na natężenie erozji wodnej gleb w małych zlewniach lessowych na Wyżynie Lubelskiej, [w:] A. Józefaciuk (red.), *Ochrona ekosystemów zagrożonych erozją, Ogólnopol. Symp. Nauk., Puławy 11-13 września 1996*, Prace Nauk. 1, IUNG, AR w Lublinie, UMCS, Puławy, 75–84.
- Pałys S., Mazur Z., 1998, Zmiany rzeźby na erodowanych lessach na terenie zabezpieczonym i kontrolowanym, *Bibliotheca Fragmenta Agronomica* 4A/98, 295–305.
- Pałys S., Mazur Z., Mitrus W., 1998, Erozja wodna w zlewni suchej doliny na Rostoczu Zachodnim w latach 1988–1997, *Bibliotheca Fragmenta Agronomia* 4A/98, 287–294.
- Reniger A., 1959, Erozja gleb w okresie ulew i spływów wód wiosennych w zależności od przebiegu pogody, *Rocz. Nauk Rol.* 73, F–4, 599–641.
- Rodzik J., 1984, Natężenie współczesnej denudacji w silnie urzeźbionym terenie lessowym w okolicy Kazimierza Dolnego [w:] *Przew. Ogólnopol. Zjazdu Pol. Tow. Geogr., Lublin 13-15 września 1984*, 2, PTG Oddział w Lublinie, Lublin, 125–130.

- Rodzik J., Ciupa T., Janicki G., Kociuba W., Tyc A., Zgłobicki W., 2008, Współczesne przemiany rzeźby Wyżyn Polskich, [w:] A. Kotarba, A. Kostrzewski, K. Krzemień, L. Starkel (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Wydawnictwo Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 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 Surf. Process. Landforms* 34, 1938–1950.
- Rodzik J., Janicki G., 2003, Local downpours and their erosional effects, *Papers on Global Change IGBP*, 10, 49–66.
- Rodzik J., Janicki G., Zagórski P., Zgłobicki W., 1998, Deszcze nawalne na Wyżynie Lubelskiej i ich wpływ na rzeźbę obszarów lessowych, [w:] L. Starkel (red.), *Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew*, Dokum. Geogr. 11, 45–68.
- Rodzik J., Janicki G., Zgłobicki W., 1996, Reakcja agroekosystemu zlewni lessowej na epizodyczny spływ podczas gwałtownej ulewy, [w:] A. Józefaciuk (red.), *Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją*, Ogólnopol. Symp. Nauk., Puławy 11–13 września 1996, Prace Nauk. 1, IUNG, AR w Lublinie, UMCS, Puławy, 201–215.
- Rodzik J., Zgłobicki W., 2000, Współczesny rozwój wąwozu lessowego na tle układu pól, [w:] S. Radwan., Z. Lorkiewicz (red.), *Problemy ochrony i użytkowania obszarów wiejskich o dużych walorach przyrodniczych*, Wyd. UMCS, Lublin, 257–261.
- Sadurska E., Maruszczak H., 1982, Zmiany natężenia denudacji mechanicznej w górnej części dorzecza Bystrej na Wyżynie Lubelskiej w dwudziestoleciu 1952–1971, *Pamięt. Puław* 78, 27–47.
- Starkel L., (red) 1997, *Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej (na przykładzie ulewy w dniu 15 września 1995 roku)*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 8, 108 s.
- Starkel L., 1998, Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis ulew i lokalnych wzbrań (wprowadzenie), [w:] Starkel L. (red.), *Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew*, Dokum. Geogr., 11, Wrocław, 7–9.
- Starkel L., 2003, Extreme meteorological events and their role in environmental changes, the economy and history, *Papers on Global Change IGBP* 10, 7–13.
- Stepniewski K., 2008, Wpływ spływu roztopowego i deszczowego na wielkość splukiwania z poletek o różnym użytkowaniu, [w:] W. Florek, J. Kaczmarzyk (red.), *Współczesne problemy geomorfologii*, Landform Analysis 9, 49–52.
- Stepniewska S., Stepniewski K., 2008, Variability of fluvial transport of the upper Wieprz river, *Annals of Warsaw University of Life Sciences – SGGW, Land Reclamation* 39, 59–68.
- Siwek K., 2006, *Zróżnicowanie opadów atmosferycznych na Lubelszczyźnie w latach 1951–2000*, Praca dokt., Archiwum Bibl. Gł. UMCS, Lublin, 104 s.
- Teisseyre A.K., 1994, *Spływ stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku*, Acta Univ. Vratisl, Prace Geol.-Mineral. 43, 188 s.
- Ziemnicki S., 1949, Zagadnienie przemieszczania gleb pod wpływem wody i próba zapobiegania tym zjawiskom na lessach głębokich, *Ann. UMCS*, E, 4, Lublin, 266–350.
- Ziemnicki S., Mazur Z., Pałys S., 1975, Rozwój wąwozu lessowego na Kwaskowej Górze, *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.* 170, 7–24.
- Ziemnicki S., Orlik T., 1971, Charakterystyka okresowych spływów z falistej zlewni lessowej, *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.* 119, 7–22.