
ANNALS
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA

VOL. LIII, 6

SECTIO B

1998

*Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii

**Zakład Geologii

Instytut Nauk o Ziemi UMCS

Grzegorz JANICKI*, Wojciech ZGŁOBICKI**

*Geomorfologiczne skutki ulewy (z 16 września 1995 r.)
w okolicy Garbowa na Wyżynie Lubelskiej*

Geomorphological effects of a cloudburst on 16th September 1995 in the area of Garbów
on the Lublin Upland

WSTĘP

Intensywność procesów denudacyjnych jest funkcją wielu zmiennych, a przede wszystkim: wykształcenia litologicznego utworów powierzchniowych, nachylenia, długości i kształtu stoku, rodzaju i zawartości szaty roślinnej, klimatu, a zwłaszcza częstości występowania zjawisk ekstremalnych oraz w coraz większym stopniu działalności człowieka (Maruszczak 1986). Procesy ekstremalne mogą odgrywać istotną, a według niektórych pierwszoplanową rolę w modelowaniu rzeźby terenu. Zdaniem Starkla (1986) tylko one prowadzą w warunkach naturalnych do powstawania zupełnie nowych form rzeźby. Maruszczak (1986) przypisuje im szczególnie ważną rolę we współczesnej ewolucji obszarów lessowych użytkowanych rolniczo. Prowadzą one bowiem do znaczących przeobrażeń rzeźby ze względu na bardzo dużą dynamikę procesów (Maruszczak, Trembaczowski 1958; Buraczyński, Wojtanowicz 1974; Rodzik 1984; Maruszczak 1986; Czyżowska 1996).

Celem niniejszego opracowania jest przedstawienie geomorfologicznych skutków gwałtownej ulewy, która miała miejsce 16.09.1995 r. w Garbowie (Płaskowyż Nałęczowski) oraz podjęcie próby oceny roli zjawisk ekstremal-

nych w funkcjonowaniu środowiska przyrodniczego terenów lessowych. Badania szczegółowe zostały przeprowadzone dla obszarów, na których efekty morfologiczne były największe, tzn. tam, gdzie zostały przekroczone wartości progowe (krytyczne) stabilności geosystemu.

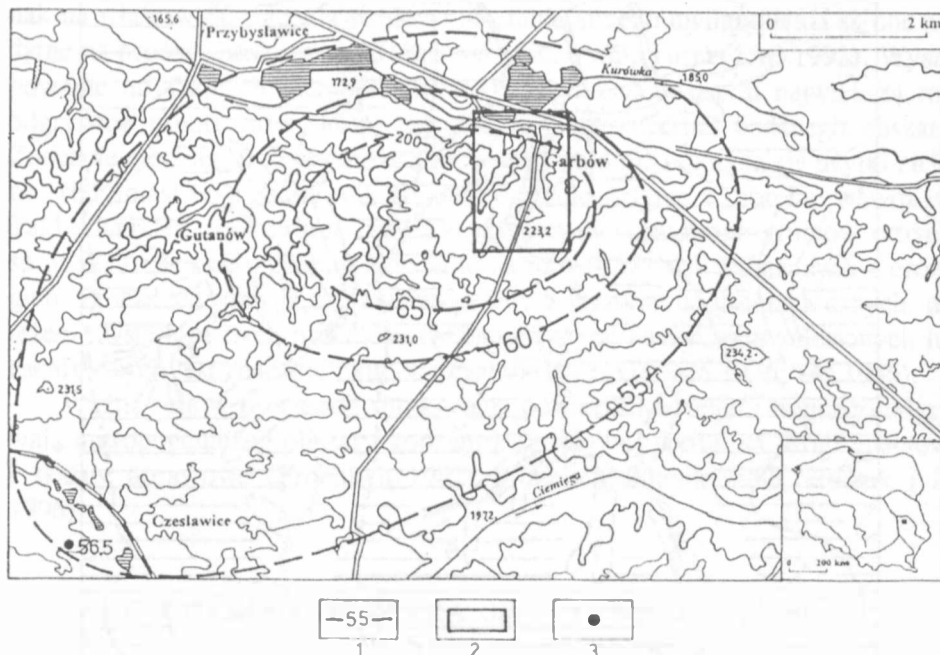
UWARUNKOWANIA ROZWOJU PROCESÓW GEOMORFOLOGICZNYCH

Opisywany obszar zlokalizowany jest w strefie północnej krawędzi Płaskowyżu Nałęczowskiego (Wyżyna Lubelska, ryc. 1). Krawędź ta uformowana została w wyniku procesów erozji i denudacji, a jej ostateczny wygląd zależny był od warunków akumulacji lessu (Jahn 1956). Wysunięto również tezę o związku przebiegu krawędzi z ukształtowaniem powierzchni przedczwartorzędowej i głównych kierunków tektonicznych w tej części niecki lwowsko-lubelskiej (Maruszczak 1972). Geneza tej krawędzi budzi wciąż dyskusję (por. Harasimiuk 1980; Buraczyński i in. 1983). Opisywana krawędź morfologiczna odegrała, jak się wydaje, dużą rolę przy powstaniu i rozwoju zjawiska burzy atmosferycznej. Tego typu przeszkody orograficzne wymuszają prądy pionowe, a także w dużej mierze wpływają na kierunki i prędkości wiatrów dolnych, które następuje decydują o rozmieszczeniu i rozkładzie terytorialnym opadów ulewnych (Michna, Zinkiewicz 1956).

Północna krawędź Płaskowyżu Nałęczowskiego (ryc. 1) pokryta jest przez utwory lessowe o miąższości 5–15 m (Harasimiuk, Henkiel 1976). Lessy te charakteryzują się znacznym udziałem ziarn grubszych (1–15% ziaren > 0,1 mm). Pod pokrywą lessową znajdują się starsze osady piaszczysto-żwirowe o miąższości maksymalnie w dnie doliny Kurówki 24–30 m (Nowak 1978).

Krawędź Płaskowyżu Nałęczowskiego w okolicach Garbowa cechuje się silnym rozczłonkowaniem przez liczne suche doliny erozyjno-denudacyjne. Tworzą one rozgałęzione systemy i są sporadycznie rozcięte wtórnie przez wąwozy. Wszystko to sprawia, że rzeźba opisywanego obszaru ma charakter falisty, z deniwelacjami osiagającymi 20–30 m.

Szczegółowymi badaniami objęto obszar leżący na południe od Garbowa, znajdujący się w centrum gwałtownej ulewy (ryc. 1). Obejmuje on zlewnie dwóch sąsiadujących ze sobą dolin erozyjno-denudacyjnych. Opisywane doliny mają przebieg zbliżony do południkowego, a więc prostopadły do, rozciągającej się ze wschodu na zachód, krawędzi morfologicznej Płaskowyżu. Oznaczają się one szerokim, płaskim i akumulacyjnym dnem o szerokości do 50 m, średnim spadkiem dna wynoszącym 1° i długościami odpowiednio 1,7 i 1,1 km (powierzchnia zlewni 1,84 i 0,7 km²). Doliny erozyjno-denudacyjne, rozgałęzione w górnych częściach, wyznaczają główne rysy rzeźby opisywanego ob-



Ryc. 1. Szkic lokalizacyjny obszaru badań i zasięgu ulewy; 1 – izohiety, 2 – obszar badań szczegółowych, 3 – stacja opadowa

Location of the investigated area and range of the cloudburst; 1 – isohyets, 2 – area of detailed investigations, 3 – precipitation station

szaru. Mniejszymi formami urozmaicającymi zbocza omawianych dolin są: dolinki nieckowate, formy antropogeniczne typu głębocznic i krawędzi uprawowych oraz znacznie rzadziej wąwozy. Dolinki nieckowate mają średnio długość 100–200 m, szerokość 50–75 m i spadek podłużny dna rzędu 3–5°.

W obrębie badanych zlewni można wyróżnić trzy zasadnicze poziomy morfologiczne: powierzchnie wierzchowinowe 210–220 m n.p.m. (górny poziom denudacyjny – Jahn 1956; Henkiel 1995), stopień krawędziowy (poziom zrównań stokowych): 190–200 m n.p.m., dno doliny Kurówki 180–185 m n.p.m. Największą powierzchnię zajmuje przy tym poziom wierzchowinowy przechodzący łagodnie w dna dolin denudacyjnych oraz w dno doliny Kurówki (ryc. 2). Urozmaicają go niewielkie zagłębienia sufozyjne typu wymoków. Zdecydowanie przeważają tu stoki wypukłe i proste o nachyleniach nie przekraczających zazwyczaj 5°. Miejscami nachylenie dolnych częściach stoków przekracza 10°. Długość stoków na opisywanym obszarze wynosi przeciętnie 200–300 m.

Dominują tu urodzajne gleby brunatne i płowe wytworzone z lessów. Cechują się one korzystnymi warunkami powietrzno-wodnymi. Ze względu jed-



Ryc. 2. Szkic geomorfologiczny strefy krawędziowej Płaskowyżu Nałęczowskiego w okolicy Garbowa; 1 – poziom podstokowy, 2 – powierzchnie wierzchowinowe, 3 – zbocza dolin, 4 – dna dolin rzecznych, 5 – dna suchych dolin erozyjno-denuwacyjnych, 6 – doliny nieckowate, 7 – wąwozy, 8 – wąwozy drogowe (głębocznice), 9 – krawędzie erozyjne, 10 – groble stawowe i nasypy drogowe, 11 – wymoki, 12 – drogowe wały deluwialne, 13 – stawy, 14 – granice zlewni

Geomorphological sketch of the escarpment zone of the Nałęczów Plateau in the Garbów Region; 1 – under-slope level, 2 – surfaces of interfluvies, 3 – sides of valleys, 4 – bottoms of river valleys, 5 – bottoms of dry erosional-denudational valleys, 6 – basin-shaped valleys, 7 – gullies, 8 – road gullies, 9 – erosional escarpments, 10 – pond dikes and road embankments, 11 – wet closed depressions, 12 – road dikes, 13 – ponds, 14 – borders of drainage basins

nak na właściwość tracenia struktury w stanie silnego uwilgotnienia są one podatne na procesy erozji gleb (Dobrzański i in. 1953; Turski i in. 1993). Występowanie urodzajnych gleb sprawia, że w użytkowaniu ziemi największą rolę odgrywają grunty orne, które zajmują 90% powierzchni badanego obszaru. Znacznie rzadziej, przeważnie w dnach suchych dolin, spotyka się użytki zielone. Natomiast lasy zachowały się współcześnie jedynie w obrębie wąwozów. Taki charakter użytkowania opisywanych zlewni – przewaga gruntów ornych, sprawia, że są one wyjątkowo podatne na rozwój zjawisk związanych z erozją gleb. Proces ten rozwija się bowiem przede wszystkim na gruntach ornych, natężenie współczesnych procesów rzeźbotwórczych na terenach zalesionych lub zadarnionych jest znacznie mniejsze (Słupik 1973; Gerlach 1976; Gil 1986).

Ważną rolę w procesach spłukiwania powierzchniowego i liniowego odgrywają antropogeniczne obszary koncentracji spływu, jakimi są drogi gruntowe i skarpy uprawowe (Froehlich 1982; Froehlich, Słupik 1986; Rodzik i in. 1996).

CHARAKTERYSTYKA GWAŁTOWNEJ ULEWY

Rejon lubelski odznacza się stosunkowo częstym występowaniem zjawisk pogodowych określanymi jako „zespół burzowy”, który dotyczy zjawiska kondensacji pary wodnej, połączonego z widzialnymi i słyszalnymi wyładowaniami elektrycznymi (Michałowski 1962). Występowanie dużej ilości burz i dni z burzami, długi okres potencjalnego występowania burz, zróżnicowanie genetyczne, charakter i właściwości burz, wyraźnie wyróżniają obszar lubelski na tle strefy III – pasa wyżyn (Stopa 1962; Michałowski 1962; Michna, Zinkiewicz 1956). Jak wynika z badań Michny i Zinkiewicza (1956) nad obszarami lessowymi występuje maksymalna częstość burz gradowych w województwie lubelskim, wynikająca według autorów, z dużego stopnia jonizacji (jony ujemne) powietrza nad tego typu osadami, konsekwencja stosunkowo dużej promieniotwórczości tych utworów.

Badana burza z dnia 16.09.1995 r. była ostatnią z przełomu okresu letniego i jesiennego. Pogoda w tym dniu odznaczała się zachmurzeniem typu zmiennego; chmury występowały na różnych wysokościach, masy powietrza znajdowały się w równowadze chwiejnej. Przy tym typie pogody burze i opady ulewne oraz zjawiska pokrewne mogą występować w dowolnej porze doby. Pogoda ta wywołana była przez oddziaływanie ośrodka wysokiego ciśnienia z centrum nad Zatoką Fińską oraz dwóch układów obniżonego ciśnienia z centrami nad Kanałem La Manche i nad Ukrainą. Front stacjonarny, który oddzielał wymienione masy powietrza, w ciągu dnia przekształcił się w front chłodny i przesunął się nad środkową Polskę. W strefie frontu chłodnego wystąpił gwałtowny

opad deszczu, który również został odnotowany w północnej części woj. lubelskiego¹, a największe szkody wyrządził w gminie Garbów (ryc. 1). Centrum burzy znajdowało się w okolicy Garbowa, gdzie zanotowano opad dobowy, szacunkowo określony na ok. 60–70 mm deszczu (na stacji opadowej w Czesławicach, oddalonej o 6 km od centrum ulewy, zanotowano opad dobowy w wysokości 56,5 mm). Ocenia się, że podczas samej ulewy, trwającej do 2 godz., spadło w jej centrum powyżej 50 mm opadu.

Opad rozpoczął się po 12 godz., z początku był to drobny deszcz (suma 1 mm). Po 2 godz., ok. 14⁰⁰ przerodził się w ulewę; opad utrudniał poruszanie się – wystąpiło zjawisko określane jako „ściana deszczu”. Intensywność opadu gwałtownie wzrosła – szacunkowo 1,1 mm/min, suma samego opadu gwałtownego ok. 65 mm. Odptyw powierzchniowy wody przerodził się w powódź. Opisowana burza wystąpiła bez zjawisk akustycznych i świetlnych – „cicha burza”. Według klasyfikacji Chomicza (1951) był to deszcz ulewny IV stopnia (B_4), przechodzący w deszcz nawalny I stopnia (A_1).

Mieszkańcy Garbowa znają podobne zjawiska atmosferyczne, które często zdarzają się w tym regionie. Na przykład w 1950 r. wystąpiła tu jeszcze większa powódź (wypowiedź mieszkańca Garbowa). Skutki deszczu nawalnego nie są bezpośrednio związane z wielkością opadów, gdyż opad nie należał do największych, lecz intensywność opadu i sprzyjające warunki opisywanego obszaru zadecydowały o wystąpieniu określonych form rzeźby na tym terenie (Rozdik i in. 1996). Natężenie zjawiska i jego percepcję społeczną dobrze rejestrują informacje, jakie ukazały się w prasie lokalnej i wywołane były deszczami w regionie kieleckim i lubelskim. W Garbowie: „w wodzie znalazły się domy na obszarze ponad 1 ha. Woda wdierała się nie tylko do piwnic, ale również do mieszkań znajdujących się na parterze. Straty, jak oceniają strażacy, wyniosły ponad 100 tys. nowych złotych”. W Garbowie Dolnym i Gutanowie: „nie wielka rzeczka przepływająca przez te wsie miała podczas ulewy ok. 50 m szerokości, [...] woda zniszczyła betonowy mostek, kilkunastu gospodarzy mieszkających po drugiej stronie mostu zostało odciętych od świata”. W Przybysławicach, położonych poza centrum ulewy: „po paru godzinach woda zaczęła się wlewać na podwórko. Lała się z góry, z szosy, ze stawów, zewsząd. Woda przelewała się przez groble, zalewała piwnicę, oborę, komórkę [...]. Wszystkie drogi żuźlowe w całej gminie zostały zniszczone. Na łące ciągnącej się wzdłuż Kurówki leży mnóstwo gruzu i kamieni wypłukanych z lokalnych dróg...” (relacje mieszkańców Garbowa i okolic, „Kurier Lubelski” z 18.09.1995).

¹ W Lublinie na stacji opadowej zanotowano opad w wysokości 33,9 mm, co jak na tę porę roku jest zjawiskiem rzadkim (Dane Stacji Meteorologicznej UMCS).

PROCESY MORFOLOGICZNE ZWIĄZANE Z ULEWNYM DESZCZEM

Zjawiska rzeźbotwórcze powstałe w wyniku gwałtownej ulewy odznaczały się pewną regularnością w rozmieszczeniu (tab. 1, ryc. 3), którą ze względu na różnorodność zaistniałych procesów i powstałych form lepiej rozpatrywać w kategoriach stref systemu denudacyjnego (Teisseyre 1992) niż poziomów morfologicznych (hipsometrycznych). Wynika to z faktu korespondowania opisywanych zjawisk z funkcjonowaniem systemu denudacyjnego, częścią systemu fluwialnego Kurówki (zlewnia Wisły, rzeka II stopnia).

W strefie zasilania (*source zone*) największe natężenie osiągnęły procesy ablacji (tab. 1). W wyniku ablacji zostały częściowo zniwelowane nierówności powierzchni ornej, pozbawionej roślinności. Ablacja praktycznie nie wystąpiła na polach z roślinnością przemysłową i pastewną. Trudno jest natomiast ocenić wielkość erozji powierzchniowej (spłukiwania powierzchniowe) i liniowej (spłukiwanie liniowe) na skutek zatarcia form spłukiwania przez procesy ablacji. Wydaje się jednak, że odegrały tu one znacznie mniejszą rolę, podobnie jak procesy transportu i akumulacji materiału.

Strefa transportu (*transportational zone*) została najbardziej przekształcona przez procesy erozji, transportu i akumulacji (fot. 1, 2, 3, 4, 6, ryc. 3, tab. 1). Największe nachylenie terenu tej strefy w systemie denudacyjnym, sprzyjające erozji zabiegi agrotechniczne oraz istniejące naturalne i sztuczne obszary koncentracji spływu (wąwóz antropogeniczny, krawędź erozyjna), a także duży obszar zasilania, powiększony sztucznie przez działalność rolniczą (ryc. 3) zadecydowały o rozwoju procesów erozji o znacznym natężeniu.

Tab. 1. Zróżnicowanie procesów związanych z ulewym deszczem w zależności od rzeźby terenu
Differentiation of morphogenetic processes connected with cloudburst acc. to the relief

Strefa	Ablacja	Spłukiwa- nie po- wierzch- niowe	Spłukiwa- nie liniowe	Ewor- sja	Erozja korytowa (epizo- dyczna)	Trans- port	Akumu- lacja
Zasilania							
1) wierzchovina	+++	+				+	
2) stoki	+	+	+++			+++	
Transportu							
1) zbocza dolin	+	+	+			+	+
2) dna dolin			+	+	+++	+	+++
3) wąwozy			+	+++		+	+
Akumulacji							
1) dno doliny Kurówki						+++	+++

Natężenie procesów: + małe, ++ umiarkowane, +++ silne;
Intensity of the process: + weak, ++ moderate, +++ strong

Do dominujących procesów kształtujących tą strefę zaliczono: erozję bruzdową, erozję „korytową” (epizodyczną), eworsję, erozję powierzchniową oraz procesy depozycji w dnach koryt epizodycznych i u podnóża stoków i zboczy. Znaczna też ilość materiału wyerodowanego i transportowanego w tej strefie została deponowana w dnach dolin głównych, mniejsze ilości zostały wyniesione poza obszar zlewni.

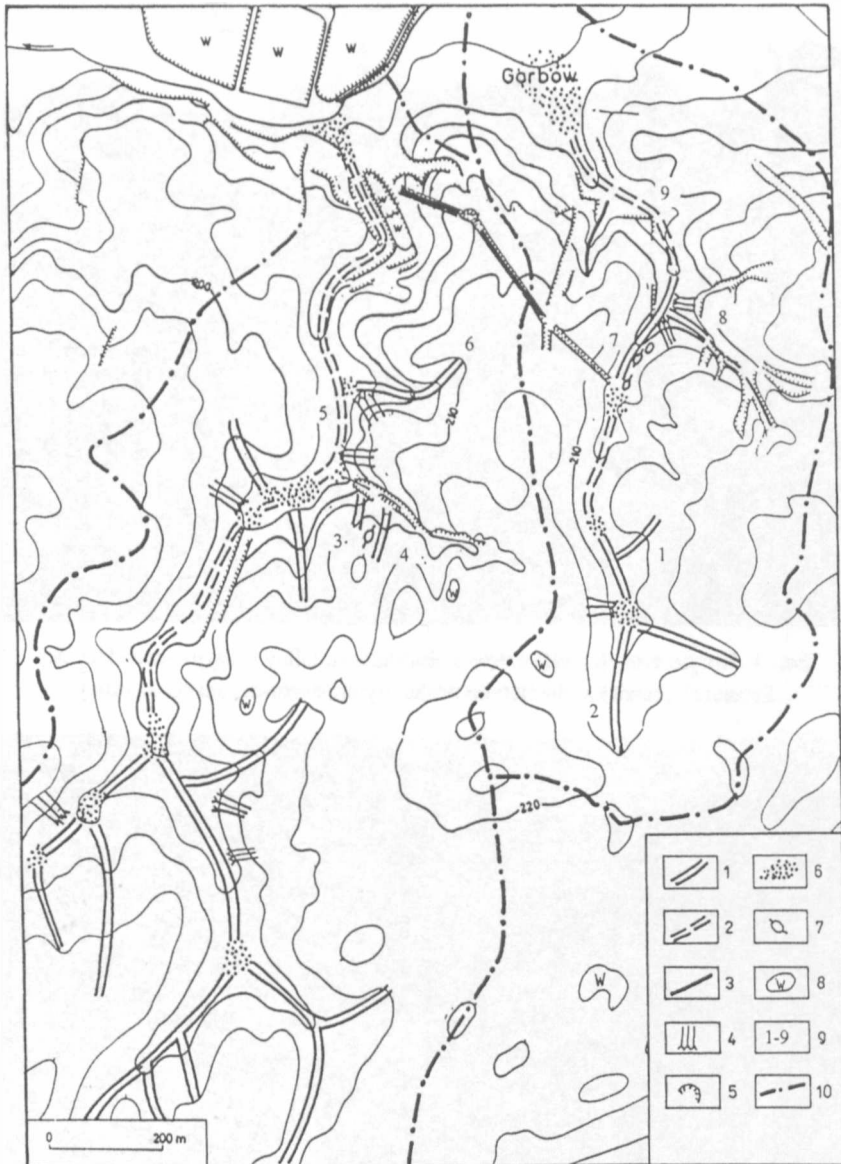
W strefie akumulacji (*depositional zone*), jak już zaznaczono, dominowała depozycja materiału oszacowana na 1309 m³, procesy transportu i erozji odegrały drugorzędą rolę (ryc. 3, tab. 2).

Analiza bilansu denudacyjnego zlewni wskazuje, że decydującą rolę w przemieszczaniu materiału skalnego odgrywał spływ skoncentrowany (tab. 2). Natomiast kwestia roli erozji powierzchniowej (zmywu powierzchniowego) pozostaje sprawą niewyjaśnioną. Niektórzy, jak Buraczyński i Wojtanowicz (1974), a także Czyżowska (1996) podają, że odgrywają one pierwszoplanową rolę w przemodelowywaniu rzeźby terenów lessowych. W związku z trudnością ilościowej oceny wielkości spłukiwania powierzchniowego problem ten pozostaje otwarty (Maruszczak 1986). Wydaje się jednak, że na analizowanym obszarze procesy te nie odegrały znaczącej roli – 252 m³ przemieszczonego materiału (tab. 2).

Tab. 2. Bilans denudacyjny zlewni
Denudative balance of the catchments

Powstałe formy	Zlewnia		
	A	B	Razem
	(0,7 km ²)	(1,84 km ²)	(2,54 km ²)
Koryta erozyjne	337*	943	1280
Rozcięcia i kotły	10	—	10
Bruzdy i żłobiny	60	94	154
Erozja razem	491	1037	1441
Zmyw powierzchniowy	84	168	252
Denudacja razem	491	1127	1693
Koryta depozycyjne	88	248	336
Pokrywy akumulacyjne	170	350	520
Stożki napływowe	11	24	35
Stożek główny	45	—	45
Akumulacja razem	491	818	1309
Bilans	0	-387	-387
Denudacja [m ³ /km ²]	701,4	654,9	666,5
Denudacja [w mm]	0,7	0,7	0,6

* Wielkości podano w m³

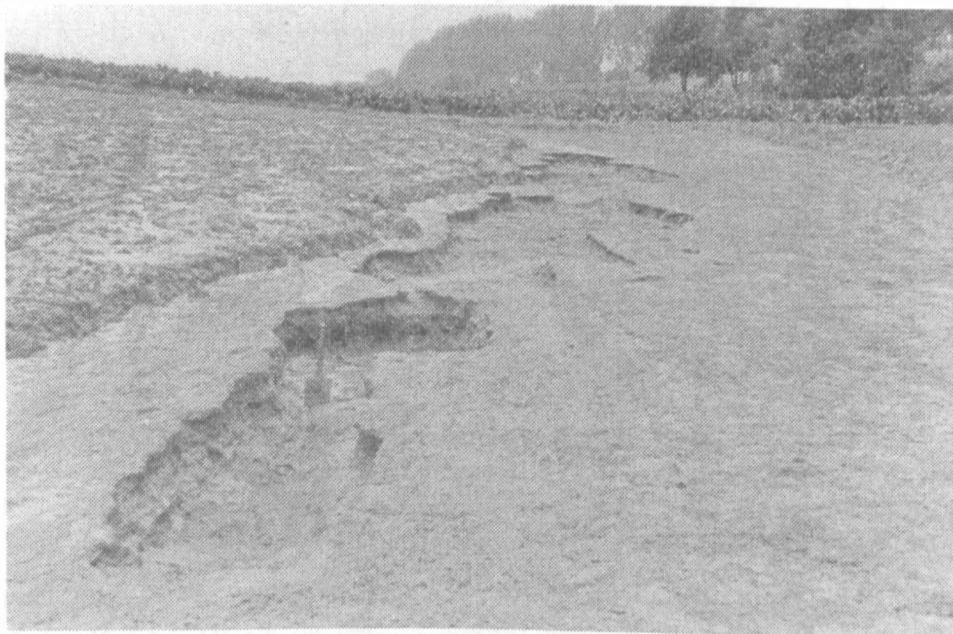


Ryc. 3. Geomorfologiczne skutki ulewy z 16 września 1995 r. koło Garbowa; 1 – koryta erozyjne, 2 – koryta transportowo-depozycyjne, 3 – bruzdy główne, 4 – bruzdy i żłobiny erozyjne, 5 – osuwiska, 6 – stożki i pokrywy akumulacyjne (deluwialne i proluwialne), 7 – kotły eworsyjne, 8 – obszary stagnacji wody, 9 (1-9) – numery koryt epizodycznych, 10 – granice zlewni

Geomorphological effects of the cloudburst on 16th September 1995 near Garbów; 1 – erosional channels, 2 – transportational-depositional channels, 3 – main rills, 4 – rills, 5 – landslides, 6 – fans and accumulation covers (deluvial and proluvial), 7 – eversion potholes, 8 – areas of water stagnation, 9 (1-9) – numbers of episodic channels, 10 – borders of drainage basins



Fot. 1. Koryto erozyjne rozwinięte w dnie suchej doliny erozyjno-denudacyjnej
Erosional channel at the bottom of the dry erosional-denudational valley



Fot. 2. Przeglębienia eworsyjne wytworzone w dnie koryta erozyjnego
Evorsion forms at the bottom of the erosional channel



Fot. 3. Koryto o charakterze transportowym
Channel of the transportational character



Fot. 4. Koryta erozyjne rozwijały się wyłącznie w obrębie warstwy ornej
Erosional channels exist only within the ploughing layer

FORMY RZEŻBY TERENU POWSTAŁE W WYNIKU DZIAŁALNOŚCI WÓD OPADOWYCH

Omawiana gwałtowna ulewa doprowadziła do powstania na badanym obszarze charakterystycznego zespołu form opisywanych już wielokrotnie przy okazji tego typu zjawisk (Maruszczak, Trembaczowski 1958; Buraczyński, Wojtanowicz 1974; Teisseyre 1992). Formy te są wynikiem oddziaływania różnorodnych procesów morfogenetycznych, a zatem różnią się między sobą genzą, wielkością i rozmieszczeniem przestrzennym.

Najogólniejszy podział omawianych form pozwala na wyróżnienie dwóch zasadniczych grup: form związanych z działalnością niszczącą oraz form związanych z działalnością budującą. Z kolei ze względu na rangę, formy powstałe w wyniku ulewy można podzielić na następujące grupy:

- 1) makroformy (koryta, osuwiska, pokrywy deluwialne),
- 2) mezofomy (bruzdy erozyjne, stożki deluwialne),
- 3) mikroformy (mikrostożki, pokrywy ablacyjne, mikroterasy, ripplemarki).

Szczególnie interesującą grupę form powstałych w wyniku ulewy wydają się stanowić koryta epizodyczne (Teisseyre 1992). Są to jednocześnie formy największe. Wśród których wyróżnić można przy tym dwa zasadnicze typy koryt: erozyjne i depozycyjne (depozycyjno-transportowe).

Koryta epizodyczne powstały przede wszystkim w dnach suchych dolin oraz bocznych dolin nieckowatych (ryc. 3). Ich powstanie związane było zatem z koncentracją splywu oraz wszystkimi zjawiskami towarzyszącymi skoncentrowanemu odpływowi (fot. 3, 4, 6). Tego typu formy rozwijały się już w dolinkach o długości 150–200 m posiadających zlewnię rzędu 0,04 km². Sporadycznie koryta epizodyczne tworzyły się na stokach w dnach słabo wyodrębniających się niecek zboczowych (fot. 3).

Koryta należą do form szerokich i płytkich (wskaźnik w/d, kształtu i hydrauliki koryta, wynosi dla nich przeciętnie 10–20) – podobnie jak koryta rzeczne, co pozwala, zdaniem Teisseyre'a (1992), na dość łatwe odróżnienie ich od bruzd erozyjnych (w/d = 0,5–1,0). Charakterystyczne jest to, że o ile długość i szerokość analizowanych form regulowana była przez wielkość doliny, w obrębie której się rozwijały, to ich głębokość była w większości przypadków taka sama (tab. 3, fot. 4). Należy przy tym pamiętać, że pojęcie głębokości należy odnosić przede wszystkim do koryt erozyjnych. Omawiane koryta rozwijały się wyłącznie w obrębie warstwy ornej i charakteryzowały się płaskim dnem, sporadycznie tylko urozmaiconym przegłębieniami ewersyjnymi o głębokości do 0,5 m (fot. 2). Głębokość koryt erozyjnych nie zmieniała się przy tym w sposób zasadniczy wzdłuż ich biegu. Stosunkowo niewielka głębokość koryt związana była z występowaniem „podeszwy uprawowej” podścielającej łatwo erodowalną warstwę gleby (Teisseyre 1992). Szerokość koryt epizodycz-



Fot. 5. Mikroformy akumulacji w miejscu podparcia przez wodę płynącą główną doliną
Accumulation microforms in the zone of damming by water flowing along the main valley



Fot. 6. System koryt erozyjnych i bruzd erozyjnych zasilających koryto główne
System of the erosional channels and main rills feeding the main channel

nych rosła w dół doliny, co świadczy o zwiększającym się przepływie. O ile miąższość warstwy materiału wyniesionego w przypadku koryt erozyjnych wynosiła przeciętnie 15 cm, to akumulacja osadów redeponowanych w korytach depozycyjnych była nieznacznie mniejsza i sięgała średnio 10 cm. Należy przy tym podkreślić, że w przypadku niektórych koryt nie następowała ani erozja, ani akumulacja, lecz odbywał się jedynie transport materiału po wyłożonej roślinności (odcinki transportowe koryt, fot. 3).

Profil podłużny koryt uzależniony był od usytuowania topograficznego, formy powstałe w dnach suchych dolin miały zazwyczaj profil wyrównany. Natomiast koryta wytworzone w dnach dolinek nieckowatych miały bardzo często profil schodkowy, ze względu na występowanie na stoku całego szeregu skarpi, tworzących lokalne bazy erozyjne.

Charakter koryt uzależniony był wyłącznie od pokrycia terenu, na którym się rozwijały. W dnach dolin i na stokach pozbawionych pokrywy roślinnej lub z niewystarczającą pokrywą (rośliny okopowe) powstawały koryta erozyjne (fot. 1). Natomiast tam, gdzie gleba chroniona była przez zboża lub roślinność trawiastą rozwijały się koryta depozycyjne i transportowe (fot. 3). Roślinność była w tym przypadku wykładana i spływ wody odbywał się po wyłożonej roślinności. W wypadku, gdy koryto przecinało pola różniące się charakterem użytkowania, występowały na przemian odcinki o charakterze erozyjnym przedzielone korytami depozycyjnymi lub transportowymi. A zatem transport materiału korytami epizodycznymi nie miał zazwyczaj charakteru ciągłego, a odbywał się etapami. Podobna sytuacja miała miejsce, gdy koryto przecinało skarpy teras uprawowych lub nasypy dróg (drogowe wały deluwialne) wymuszające akumulację.

Tab. 3. Charakterystyka morfometryczna koryt epizodycznych
Morphometric characteristics of episodic channels

Lp	Typ koryta	Długość [m]	Średnia szerokość [m]	Średnia głębokość [m]	Średni spadek [%]
1	E	120	1,2	0,15	5,5
2	T/D	310	2,3	0,10	1,7
3	E	100	2,0	0,20	3,5
4	E	70	2,0	0,20	10,0
5	T/D	150	4,0	0,10	4,9
6	E	250	2,2	0,15	6,6
7	E	250	4,0	0,15	3,5
8	E	100	2,0	0,15	5,5
9	T/D	250	3,0	0,15	1,7

E – koryto erozyjne; T/D – koryto transportowo-depozycyjne; 1-9 – numery koryt epizodycznych na ryc. 3

Miejscami w obrębie koryt epizodycznych rozwijały się znacznych rozmiarów kotły eworsyjne (fot. 2). Powstawały one w miejscach załamania spadku lub też zmiany litologii podłoża. Głębokość największych tego typu form dochodziła do 2 m, przy szerokości kilku metrów i długości kilkunastu (dla systemu kotłów).

Analiza parametrów morfologicznych wybranych koryt epizodycznych pozwoliła na ocenę charakteru i wielkości przepływów w samych korytach oraz w ich zlewniach. Wskazują one na gwałtowne, turbulenty przepływy o dużej energetyce (tab. 4). Otrzymane wartości są porównywalne z danymi uzyskanymi przez Teisseyre'a (1992) dla koryt powstałych w wyniku gwałtownej ulewy w okolicach Henrykowa (Przedgórze Sudeckie). Ze względu jednak na pewne różnice w charakterze rzeźby obu obszarów koryta epizodyczne, które powstały w okolicach Grabowa, są w ogólności węższe i nieznacznie głębsze. Także rola koryt epizodycznych w przekształcaniu ukształtowania powierzchni Płaskowyżu Nałęczowskiego i Przedgórze Sudeckiego nie jest jednakowa. W okolicach Garbowa ze względu na długi okres powtarzalności gwałtownych ulew (kilkadziesiąt lat) nie obserwuje się tendencji do pogłębiania den suchych dolin i dolinek nieckowatych, a raczej ich nadbudowywanie na skutek poprzecznego transportu materiału podczas zjawisk sekularnych.

Tab. 4. Parametry przepływów w wybranych korytach
Parameters of flow in selected channels

Nr koryta	Powierzchnia zlewni [ha]	Średnia prędkość [m/s]	Maksymalny przepływ [m ³ /s]	Maksymalny odpływ jednostkowy [m ³ /s · km ²]	Liczba Frouda	Współczynnik Manninga
3	5,2	2,06	0,82	15,5	1,62	0,045
6	5,8	1,97	0,65	11,2	1,47	0,045

Przytoczone wyżej wyniki obserwacji wskazują, że współcześnie bardzo ważną rolę, jeśli chodzi o tempo przekształcania suchych dolin (powstawanie koryt epizodycznych i ich charakter) odgrywa gospodarka człowieka. Poprzez sposób użytkowania ziemi wpływa on bowiem na charakter procesów morfogenetycznych oraz powstawanie określonego układu form. W związku z porą roku (okres po żniwach) na badanym obszarze rozwijały się przede wszystkim koryta erozyjne, powodujące znaczne pogłębienie osiowych części den suchych dolin oraz dolinek nieckowatych. Tempo tego obniżania (średnio 0,1–0,15 m/epizod splywu) jest przy tym znacznie większe – zazwyczaj o rząd wielkości – niż tempo denudacji stoków (Słupik 1973; Teisseyre 1992).

Kolejną grupą form związanych z działalnością wody spływającej w sposób skoncentrowany po stoku są bruzdy erozyjne (fot. 6, 8, ryc. 3). Wytworzy-



Fot. 7. Akumulacja osadów w strefie zmniejszenia się spadku
Accumulation of the sediments in the zone of slope decrease



Fot. 8. System równoległych bruzd erozyjnych na stoku
System of the parallel main rills on the slope

ły się one głównie na stokach użytkowanych rolniczo oraz w dnach form drogowych. Także w tym przypadku decydującą rolę, jeśli chodzi o powstawanie bruzd erozyjnych, odgrywało pokrycie terenu. Formy te powstawały na obszarach nachylonych, pozbawionych trwałej pokrywy roślinnej (stoki, dna dróg polnych) lub tam, gdzie była ona stosunkowo uboga (rośliny okopowe). Dosyć ważną rolę miał tu także charakter orki – najliczniej żłobiny erozyjne występowały na stokach, na których orka wykonywana była zgodnie ze spadkiem (zagłębienia pomiędzy skibami ułatwiały koncentrację spływu). Mniejsze bruzdy łączyły się tu w rozgałęzione systemy – koncentracja spływu prowadziła do powstania bruzd głównych (*main rills*) osiągających nieraz znaczne rozmiary. Długość tego typu form dochodziła do kilkudziesięciu metrów, szerokość osiągała maksymalnie 0,5 m, a głębokość 20–30 cm. Profil podłużny żłobin był niewyrównany, bardzo często występowały w ich dnie kociołki eworsyjne.

Strefami bardzo intensywnie przekształconymi w czasie gwałtownej ulewy były wcięcia drogowe (drogi gruntowe) biegnące po stokach. Dzieje się tak ze względu na to, że dna dróg gruntowych na skutek bardzo znikomej infiltracji są miejscami najszybszego formowania się spływu i koncentracji odpływu (Froehlich, Słupik 1986; Rodzik i in. 1996). W wyniku opisywanej ulewy w dnach wcięć drogowych powstawały żłobiny erozyjne i kotły eworsyjne. Szczególnie te ostatnie osiągały znaczne rozmiary (do 3 m głębokości). Miejscami działalność płynącej wody była tak intensywna, że doprowadziła do zniszczenia dna drogi na całej jej szerokości. Proces intensywnego pogłębienia dróg gruntowych zachodził, pomimo że formy tego typu posiadają niewielkie zlewnie. Natomiast w obrębie dróg słabiej użytkowanych, a więc o dnach i zboczach porośniętych roślinnością, erozja liniowa miała znacznie mniejsze natężenie.

Gwałtowna ulewa przyczyniła się także do uaktywnienia na zboczach wąwozów oraz głębocznic – ruchów masowych (ryc. 3). Były to przeważnie zwały ziemne i osuwiska nie osiągające większych rozmiarów. Jedynie w dwóch przypadkach doszło do powstania większych tego typu form. Rozwinęły się one w wąwozach w miejscach, gdzie równowaga zbocza została zachwiana na skutek podcięcia przez erozję liniową. Omawiane osuwiska miały powierzchnię około 60 m², a kubatura przemieszczonego materiału osiągnęła wielkość 3–4 m³. W przypadku osuwisk użytkowanie ziemi nie odgrywało tak znacznej roli jak przy splukiwaniu. Ruchami masowymi objęte były zarówno zbocza zadarnione, jak i częściowo zalesione.

Przeważająca część materiału wynoszonego ze stoków oraz den suchych dolin akumulowana była w miejscach zmniejszenia się spadku (lokalne bazy erozyjne, tab. 2). Stanowiły je podnóża stoków, skarpy teras uprawowych, wyloty dolin bocznych do dolin głównych czy wreszcie dna suchych dolin, przegrzonych np. nasypem drogowym (drogowe wały deluwialne, fot. 5, 7).

Wielkość form akumulacyjnych, do których należą stożki i pokrywy deluwialne, była bardzo zróżnicowana. U wylotów bruzd głównych oraz koryt erozyjnych powstawały stożki o promieniu 3–5 m i miąższości od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. Natomiast w dnach suchych dolin utworzyły się pokrywy o powierzchni dochodzącej do 1 ha i średniej miąższości 15–20 cm. Wymienione wyżej formy akumulacyjne, zwłaszcza stożki napływowe, cechowały się przy tym znacznym urozmaiceniem mikroformami. Należą do nich systemy mikroteras o wysokości 2–5 cm, związane z różnymi fazami przepływów, a także systemy mikrokoryt rozprowadzających wody po stożkach deluwialnych (fot. 5) czy wreszcie ripplemarki.

Wymienione wyżej formy rzeźby będące wynikiem gwałtownej ulewy nie należą do form trwałych. Są one stosunkowo szybko – kilka, kilkanaście dni – niszczone na skutek działalności agrotechnicznej, a przede wszystkim orki. Natomiast głębsze formy – kotły eworsyjne – były zasypywane. Można jednak przypuszczać, że na skutek predyspozycji związanych z ukształtowaniem terenu oraz pokryciem terenu dochodzi do odnawiania się omawianych form podczas większych opadów i roztopów w tych samych miejscach.

PODSUMOWANIE

W krajobrazach kulturowych, a zwłaszcza w agrokulturach (agrocenozach) strefy klimatów umiarkowanych, człowiek stworzył sztuczne warunki rozwoju procesów morfogenetycznych, porównywalne z istniejącymi w strefie klimatów półsuchych. Dobrym przykładem zmian warunków rozwoju rzeźby terenu, a zwłaszcza obszarów lessowych, są procesy epizodyczne typu gwałtownych ulew, które współcześnie należą do najważniejszych czynników krajobrazotwórczych (Maruszczak 1986). Przeobrażenia rzeźby w wyniku gwałtownych ulew osiągają znaczne rozmiary, a nawet przyczyniają się do powstania nowych form rzeźby.

W okolicy Garbowa uaktywnione w wyniku gwałtownej ulewy z 16.09.1995 r. procesy morfogenetyczne przekształciły znacznie rzeźbę opisywanego obszaru. Wielkość denudacji została określona na ok. $1693 \text{ m}^3/2,54 \text{ km}^2$, czyli $666,5 \text{ m}^3/\text{km}^2$, co w konsekwencji daje warstwę usuniętego materiału około 0,6 mm (tab. 2). Wartości te są znacznie mniejsze (około dwu, trzykrotnie) od podawanych w literaturze dla tego typu zjawisk ekstremalnych (Maruszczak, Trembaczowski 1958; Buraczyński, Wojtanowicz 1974). Wydaje się, że mniejsza intensywność i wielkość opadu przy podobnych warunkach denudacji zadecydowała o mniejszym natężeniu procesów rzeźbotwórczych w okolicy Garbowa. Przy czym rzeczywista (efektywna) wielkość, o jaką obniżone zostały stoki w wyniku ulewy, dochodziła w ekstremalnych przypadkach do 1 cm.

Opisywane zjawisko epizodyczne przyczyniło się również do wzmożonego rozwoju procesów sekularnych (w okresie sływu wiosennego większość form została uaktywniona). Rozmiary denudacji stoków w wyniku opisywanej ulewy są przy tym porównywalne z efektami 3–4-letniego oddziaływania erozji uprawowej (Zgłobicki 2000). Biorąc pod uwagę ilość materiału przemieszczonego w skali zlewni, ranga opisywanego zjawiska nie była duża. Jego znaczenie polega przede wszystkim na tworzeniu nowych form rzeźby, które w sprzyjających warunkach mogą przetrwać dłużej jeden rok. Jednocześnie zjawiska typu gwałtowanych ulew czy roztopów są praktycznie jedynymi epizodami, podczas których w warunkach Wyżyny Lubelskiej dochodzi do wynoszenia materiału glebowego poza obręb suchych dolin.

LITERATURA

- Buraczyński J., Dolecki L., Harasimiuk M., Henkiel A., Maruszczak H., Wojtanowicz J. 1983; Geomorphological development of loess scarps in the Lublin Upland, south-eastern Poland. *Studies in Quaternary Geomorphology*, Internat. Symp. Senes Geo Books, Norwich.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1974; Rozwój wawozów lessowych w okolicy Dzierzkowic na Wyżynie Lubelskiej pod wpływem gwałtownej ulewy w czerwcu 1969 roku. *Annales UMCS, sec. B*, 1971, vol. XXVI, Lublin.
- Chomicz K. 1951; Ulewy i deszcze nawalne w Polsce. *Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej*, t. 2, z. 3, Warszawa.
- Czyżowska E. 1996; Skutki geomorfologiczne i sedimentologiczne gwałtownej ulewy w dolinie Kalinki 15 września 1995 r. (Wyżyna Miechowska). *Przegl. Geol.*, t. 44, nr 8/1996.
- Dobrzański B., Malicki A., Ziemnicki S. 1953; *Erozja gleb w Polsce*. PWRiL, Warszawa.
- Froehlich W. 1982; Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej. *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 143.
- Froehlich W., Słupik J. 1986; Rola dróg w kształtowaniu sływu i erozji w karpackich zlewniach fliszowych. *Przegl. Geogr.*, t. 58, z. 1–2.
- Gerlach T. 1976; Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fliszowych. *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 122.
- Gil E. 1986; Rola użytkowania ziemi w przebiegu sływu powierzchniowego i słuکیwania na stoku fliszowym. *Przegl. Geogr.*, t. 58, z. 1–2.
- Harasimiuk M. 1980; Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. *Rozprawa habilitacyjna*, UMCS, Lublin.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1976; Wpływ budowy geologicznej i rzeźby podłoża na ukształtowanie pokrywy lessowej w zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego. *Annales UMCS, sec. B*, vol. XXX/XXXI.
- Henkiel 1995; Nowa koncepcja morfogenezy Wyżyny Lubelskiej – geologia i geomorfologia Równiny Bełżyckiej. *Annales UMCS, sec. B*, vol. XXXVIII (za 1993 r.).

- Jahn A. 1956; Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. Prace Geograficzne nr 7.
- Maruszczak H. 1972; Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie. Geomorfologia Polski, t. 1. Polska Południowa, Góry i Wyżyny. PWN, Warszawa.
- Maruszczak H. 1986; Tendencje sekularne i zjawiska ekstremalne w rozwoju rzeźby małopolskich wyżyn lessowych w czasach historycznych. Czasopismo Geograficzne, t. 57, z. 2, Warszawa.
- Maruszczak H., Trembacowski J. 1958; Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulewy w Piaskach Szlacheckich koło Krasnegostawu. Annales UMCS, sec. B, vol. XI, Lublin.
- Nowak J. 1978; Utwory pyłowe strefy krawędziowej północnej części Wyżyny Lubelskiej między Garbowem a Bystrzycą. Praca doktorska, WBiNoZ, Lublin.
- Rodzik J. 1984; Natężenie współczesnej denudacji w silnie urzeźbionym terenie lessowym w okolicy Kazimierza Dolnego. Przewodnik Ogólnopolskiego Zjazdu PTG, Lublin 13-15.09.1984, cz. II, Wycieczki naukowe.
- Rodzik J., Janicki G., Zglobicki W. 1996; Reakcja agroekosystemu zlewni lessowej na epizodyczny spływ podczas gwałtownej ulewy. Ogólnopolskie Sympozjum Naukowe „Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją”. Prace Naukowe, cz. 1, Puławy, 11-13 wrzesień 1996.
- Słupik J. 1973; Zróżnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich. Dokumentacja Geogr., z. 2 (1973).
- Starkel L. 1986; Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w ewolucji rzeźby (na przykładzie fliszowych Karpat). Cza. Geogr., t. 57, z. 2.
- Stopa M. 1962; Burze w Polsce. Prace Geograficzne, nr 64.
- Turski R., Uziak S., Zawadzki S. 1993; Środowisko przyrodnicze Lubelszczyzny - Gleby. Lublin.
- Teisseyre A. K. 1992; Epizodyczne koryta a rozwój suchych dolin w krajobrazie rolniczym. A UW, Prace Geol.-Mineral., nr 31, Wrocław.
- Zglobicki W. 2000; Wykorzystanie Cs-137 w badaniach procesów stokowych na Wyżynie Lubelskiej. V Zjazd Geomorfologów Polskich, 11-14 września 2000, Toruń.

SUMMARY

The aim of this paper is to present geomorphological effects of a heavy rain which took place on 16 September 1995 near Garbów in the region of the northern escarpment zone of the Lublin Upland (Fig. 1). This area is characterized by the presence of rather thick loess cover with relative heights reaching 30 m and almost total absence of forest areas. As a result, during catastrophic phenomena the changes of the relief are considerable. Thorough research was carried out in two small basins (0.7 and 1.84 km² respectively) of erosive-denudative dry valleys where morphological effects were most noticeable (Fig. 2).

The amount of rainfall is estimated at least at 70 mm, with intensity of 1.1 mm/min. which, according to Chomicz's classification, can be classified as a cloudburst of the IVth degree (A₄) which is next to tempestuous rain of the Ist degree (B₁).

As a result of the above-mentioned cloudburst, a number of new forms of relief appeared and the existing forms were altered (Fig. 3). The dominant relief-forming processes are the follo-

wing: ablation, surface and linear washing and channel erosion (Tab. 1). The bigger forms which owe their origin to the activity of running water are as follows: episodic channels, rills and evorsion potholes. The spatial location of these forms is strongly connected with the relief and land use. Episodic channels originated at the bottoms of dry and basin-shaped valleys (concentration of outflow), while rills were formed on hillslopes with no vegetation cover and at the bottoms of road ravines (accelerated outflow). Particularly interesting forms include episodic channels which, from the morphometrical point of view, resemble river beds (Tab. 3). The index of the shape and hydraulics of these channels - w/d is 20, the surface of the basin being 5 hectares on average. The discharges reach the quantity which is comparable to the average yearly discharges of rivers with the catchment area of 300 km². The maximum quantity reached 2–3 m³/s, 1 m³/s on average (Tab. 4).

Material carried from hillslopes and bottoms of basin-shaped valleys was accumulated in the bottoms of erosional-denudational valleys. Some of it was carried beyond the area of the studied basins (Tab. 2).

As a consequence of the cloudburst, the axial parts of the bottoms of erosional-denudational dry valleys and basin-shaped valleys were either deepened by 10–15 cm or built up on 5–10 cm. The average size of the denudation for the whole basin is estimated at about 500 m³/km² (Tab. 2).

