

Jan BURACZYŃSKI, Józef WOJTANOWICZ

**Rozwój wąwozów lessowych w okolicy Dzierzkowic
na Wyżynie Lubelskiej
pod wpływem gwałtownej ulewy w czerwcu 1969 roku**

Развитие лессовых оврагов в окрестностях Дзежковиц на Люблинской возвышенности под влиянием внезапного ливня в июне 1969 г.

Évolution des ravins dans les loess des environs de Dzierzkowice (Plateau de Lublin) sous l'action de la violente averse de juin 1969

WSTĘP

Gwałtowne ulewy odgrywają szczególną rolę w obszarach o klimatach półsuchych. W tych strefach, w których występują one często, należą do zespołu najważniejszych czynników morfogenetycznych. W strefach leżących na szerokościach umiarkowanych w Europie środkowej występują one rzadziej i w warunkach naturalnych nie odgrywają poważniejszej roli geomorfologicznej. Dopiero w związku z działalnością gospodarczą człowieka, który zniszczył roślinność leśną na olbrzymich obszarach i wprowadził na jej miejsce uprawy polne, nastąpił — jak to podkreślają H. Maruszczak (24) oraz H. Maruszczak i J. Trembaczowski (25) — rozwój procesów charakterystycznych nie tylko dla klimatu umiarkowanego, ale także dla zimnego i półsuchego. Do takich właśnie „wyzwolonych” przez działalność człowieka procesów można zaliczyć te związane z ulewami. Choć katastrofalne ulewy występują na naszych obszarach rzadko, to jednak ich znaczenie rzeźbotwórcze może być bardzo duże (19, 25, 15, 28, 31, 39). Największych efektów po deszczach nawalnych należy spodziewać się właśnie w obszarach najbardziej wylesionych, o największej powierzchni upraw oraz w obszarach wyżynnych zbudowanych z miększych i luźnych pokryw pylasto-piaszczystych. Warunki takie spełniają między innymi Wyżyna Lubelska i Roztocze. Są to jed-

nocześnie obszary, w których stwierdza się wzmożoną częstotliwość deszczów nawalnych, szczególnie tych najbardziej krótkotrwałych, a więc o największym natężeniu (5, 14).

Na Wyżynie Lubelskiej deszcze nawalne — zgodnie z konkluzją H. Maruszczyka i J. Trembaczyńskiego (25) — mają szczególnie duży wpływ na rozwój wąwozów. Przykład ulewy z okolic Dzierzkowic jest pod tym względem wymowny.

CHARAKTERYSTYKA ULEWY W DZIERZKOWICACH

Szczegółową charakterystykę ulewy przedstawiliśmy w oddzielnej publikacji (2). Obecnie ograniczymy się więc do podania podstawowych ustaleń.

Ulewa wystąpiła w dniu 15 VI 1969 r. w okolicach wsi Dzierzkowice, w odległości około 12 km na W od Kraśnika. Centrum ulewy znajdowało się na wierzcholinie, w najwyższej części międzyrzecza Wyżnicy i Tuczyzna, na wysokości około 154 m n.p.m. (ryc. 1). Ulewa zaczęła się o godzinie 14.30 i trwała około 30 minut. Stosując klasyfikację K. Chomicza (5) można określić ją jako deszcz nawalny II stopnia (B_2). Z uwagi na brak stacji pomiarowych wysokość opadu można tylko oszacować na 43,8—62,9 mm; maksymalny opad przyjęto na 65 mm. Natężenie ulewy (i) wyniosło 2,17 mm/min. Są to wartości raczej zaniżone — sądząc po skutkach, wysokość opadu mogła być większa od wyliczonej. Górną granicę opadu należy oceniać na 76—100 mm, które to wielkości są w Polsce, według K. Chomicza (6), maksymalne dla czasu trwania 30—45 minut. Zasięg ulewy wyliczony przy pomocy wzoru Różańskiego wyniósł 113,3 km², natomiast obszar centrum ulewy — objęty izohietą 40 mm — 22 km².

Ulewie towarzyszył na znacznym obszarze opad gradu, co powiększyło rozmiary szkód (zniszczone drogi, budynki, uprawy rolne i łąki). Burza powodująca ulewę była burzą wewnątrzmasową termiczną, inaczej konwekcyjną. Eurze tego typu są notowane rzadziej niż burze frontowe adwekcyjne, do których trzeba zaliczyć znaną ulewę w Piaskach Szlacheckich (2).

Porównując ulewę w Dzierzkowicach z innymi znanymi z terenu Polski (tab. 1), należy podkreślić dużą zgodność co do terminów ich wystąpienia (schyłek maja i czerwiec), pory dnia (godziny południowe i popołudniowe od 12 do 19) oraz czasu trwania. Ulewa w Dzierzkowicach należała do opadów najkrócej trwających i o największym natężeniu, które wahało się od 0,68 mm/min. do ponad 3,11 mm/min. (tab. 1). Zwraca uwagę fakt, że natężenie opadu w Dzierzkowicach było prawie trzykrotnie większe niż w Piaskach Szlacheckich. Trzeba tu od razu zastrzec,



Ryc. 1. Mapa obszaru gwałtownej ulewy w okolicach Dzierzkowic w dniu 15 VI 1969 r.; 1 — wysokość opadu w stacjach pluwiometrycznych (w mm), 2 — izohiety, 3 — główne kierunki splywu wód opadowych, 4 — obszar badań geomorfologicznych Carte des terrains aux environs de Dzierzkowice, attaqués par la violente averse du 15 juin 1969; 1 — hauteur de la précipitation dans les stations pluviométriques (en millimètres), 2 — isohyètes, 3 — directions principales d'écoulement des eaux de précipitation, 4 — terrains compris par les recherches géomorphologiques

że natężenie opadu nie decyduje jeszcze o skutkach ulewy. Składa się na nie dodatkowo jeszcze wiele innych czynników, a przede wszystkim wysokość opadu, charakter rzeźby i budowy geologicznej obszaru, wilgotność gleby w okresie poprzedzającym ulewę, stan i charakter pokrycia roślinnością, rodzaj i charakter upraw i inne.

O przebiegu i efektach ulewy w Dzierzkowicach zdecydował głównie charakter rzeźby obszaru. Jak już wspomniano, burza wystąpiła na obszarze wododzielnym. Obszar po obu stronach działu jest stosunkowo gęsto pocięty dolinami bocznymi i wąwozami. Spowodowało to rozbitcie odpływu masy opadowej na kilka kierunków (ryc. 1). Część wód, spływająca do dorzecza Tuczyna, kierowała swe wody przede wszystkim doliną na

Tab. 1. Porównanie wskaźników natężenia ulewy w Dzierzkowicach z innymi ulewami w Polsce
 Comparaison de l'indice intensité de l'averse de Dzierzkowice avec autres averses sur le territoire de la Pologne

Cechy ulewy	Dzierzko- wice	Piaski Szlacheckie (25)	Dollna Wojslawki (8)	Lipowa k. Opatowa (31)	Dollna Prądniaka (19)	Dollna Kobyłanki (15)	Gaik- Brzezowa (28)
Data wystąpienia	15 VI 1969 14.30—15.00	23 VI 1956 15.00—17.00	28 V 1965 12.00—12.20	21 VI 1955 —	22 V 1937 16.50—17.30	27 VI 1965 18.28—19.15	29 V 1968 14.12—14.55
Czas trwania w godzinach	30 min.	ok. 2 godz.	20 min.	45 min.	40 min.	47 min.	43 min.
Wysokość opadu w mm	65*	81,3	62,3	75,6	80,8	70*	33,6
Natężenie opadu i = mm/min	2,17	0,68	3,11	1,68	2,02	1,49	0,78

* Wartości z wyliczenia.

Suchodoły, częściowo również na Liśnik Duży. O wielkości spływu do Tuczyna może świadczyć fakt, że wysokość wody na tej rzece w Gościeradowie, w odległości około 10 km od centrum ulewy, podniosła się o 1,5 m ponad stan średni, powodując zalanie dna doliny. Główna masa wody spłynęła jednak trzema wąwozami do dorzecza Wyżnicy w okolicy Dzierzkowic. Tu powstały największe zniszczenia gospodarcze i największe efekty geomorfologiczne, które były przedmiotem naszych badań. Rozbicie masy opadowej na dwa dorzecza, dodatkowy podział na kilka głównych ramion spływu wód — to sytuacja radykalnie różna od tej, jaka miała miejsce w r. 1956 podczas ulewy w Piaskach Szlacheckich, gdzie nastąpiło ześrodkowanie ulewy w jednej zlewni.

W czasie badań terenowych stwierdzono, że wysokość wody w dolnej części wąwozów, o szerokości dna 15—20 m, wynosiła podczas ulewy 1,0 m. W zwężeniach wąwozów oraz w ich częściach środkowych i górnych, przy szerokości dna 2—3 m, woda wznosiła się do 2,5—3,0 m. Szerokim zaś dnem Wyżnicy płynęła olbrzymia rzeka.

Na podstawie pomiarów śladów wielkiej wody i przekrojów poprzecznych środkowego wąwozu (nr II) wyliczono średnią prędkość przepływu, objętość przepływu oraz odpływ jednostkowy. Wyliczeń dokonano dla dwu punktów: A — przy ujściu wąwozu (dno o szerokości 20 m, wysokość wody 1 m) oraz B — w środkowej jego części w odległości około 1,5 km od ujścia (szerokość dna 12 m, wysokość wody 1 m). Cały wąwóz ma długość 2,35 km, rozwinięty jest w dolince o długości 3,45 km, a powierzchnia jego zlewni wynosi 4,56 km². Warto podkreślić, że wąwóz ten — jako jedyny z trzech badanych — jest zalesiony (ponad 80% powierzchni zlewni zajmują zalesione stoki). Wpłynęło to niewątpliwie na pewne zahamowanie odpływu. Wyniki przedstawiono w tab. 2 i porównano z odpowied-

Tab. 2. Charakterystyka hydrologiczna ulewy dla wąwozu nr II
Caractéristique hydrologique de l'averse pour le ravin No II

	Dzierzkowice 15 VI 1969 r.		Wojstawice 28 V 1965 r.
	punkt A	punkt B	
V m/sek	0,41	0,57	1,10
Q m ³ /sek.	8,60	7,64	7,82
q m ³ /sek/km ²	1,88	2,68	2,44

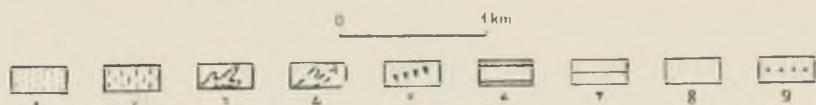
nimi danymi dla ulewy z dnia 28 V 1965 r. w Wojsławicach, zestawionymi przez A. Ciepiewskiego i L. Dąbkowskiego (8).

Z tabeli wynika duże podobieństwo ulewy w Dzierzkowicach i w Wojsławicach. A. Ciepiewski i L. Dąbkowski (8) zwracają uwagę na to, że wartości odpływu jednostkowego (q) w Wojsławicach należą do bardzo wysokich, rzadko spotykanych. Jest to jednak dwukrotnie mniej niż podczas ulewy w Piaskach Szlacheckich, gdzie odpływ jednostkowy dla zlewni potoku Cstrzycy o powierzchni $30,6 \text{ km}^2$ wyniósł $5,73 \text{ m}^3/\text{sek}/\text{km}^2$ i został oceniony jako niezwykle wysoki (9). Nie jest to jednak jeszcze najwyższy odpływ jednostkowy, jaki zmierzono przy gwałtownych ulewach. Jak podaje K. Dębski (9) po ulewie w okolicy Izbicy (w nocy z 16 na 17 VIII 1949 r.) potok bez nazwy o zlewni $0,8 \text{ km}^2$ prowadził $15,5 \text{ m}^3/\text{sek}$, co odpowiada odpływowi jednostkowemu $19,4 \text{ m}^3/\text{sek}/\text{km}^2$. Jest to najwyższa zmierzona w Polsce wartość spływu jednostkowego. Według A. Ciepiewskiego (7) spływy maksymalne przy deszczach nawalnych w Polsce w terenach górskich mogą dochodzić do $35 \text{ m}^3/\text{sek}/\text{km}^2$, w terenach podgórskich i wyżynnych do $20 \text{ m}^3/\text{sek}/\text{km}^2$, a w terenach równinnych do $12 \text{ m}^3/\text{sek}/\text{km}^2$. Rekordowe spływy jednostkowe podczas ulew notowane są w Europie w strefie stepowej. W Zagłębiu Donieckim, w terenie pagórkowatym pociętym wąwozami i mało zalesionym, zanotowano $q = 45,5 \text{ m}^3/\text{sek}/\text{km}^2$ (7).

CHARAKTERYSTYKA FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA BADANEGO OBSZARU

Badany obszar leży w zachodniej części Wyżyny Lubelskiej, w podregionie zwanym Wzniesieniem Urzędowskim. Badania geomorfologiczne przeprowadzono na obszarze $18,8 \text{ km}^2$, obejmującym zlewnie trzech bocznych dolinek uchodzących do doliny Wyżnicy.

Badana część południowa dorzecza Wyżnicy jest znacznie mniejsza od części północnej. Oprócz asymetrii orograficznej występuje również asymetria geologiczna i geomorfologiczna. Cały obszar dorzecza zbudowany jest z opok kredowych górnego kampanu. Kreda wychodzi na powierzchnię po północnej stronie doliny Wyżnicy, budując zrównanie wierzchowinowe o wysokości $210\text{—}220 \text{ m n.p.m.}$ (ryc. 2). Na zrównaniu tym występują lokalnie cienkie pokrywy utworów pylasto-piaszczystych lub glin morenowych, a na stokach utwory deluwialne. Po stronie południowej doliny na utworach kredowych zalega zwarta pokrywa lessowa o zmiennej miąższości — od kilku do kilkunastu metrów. Jest to północna peryferia dużego płata lessowego, ciągnącego się od Roztocza i zwężającego się ku zachodowi. Spękane opoki górnokredowe odsłaniają się w dnach i zboczach wąwozów (szczególnie w wąwozie nr I) najczęściej w ich



Ryc. 2. Mapa geomorfologiczna okolic Dzierzkowic; 1 — terasy zalewowe, 2 — równiny akumulacji podstokowej, 3 — wąwozy, 4 — suche doliny, 5 — strome zbocza dolin asymetrycznych, 6 — zrównanie wierzchowinowe utworzone w utworach kredowych, wysokości 210—220 m n.p.m., 7 — zrównanie wierzchowinowe z pokrywą lessową, wysokości 230—250 m n.p.m., 8 — stoki, 9 — wychodnie kredy w zboczach i dnach suchych dolin

Carte géomorphologique des environs de Dzierzkowice; 1 — terrasse d'inondation, 2 — plaine d'accumulation sous versants, 3 — ravins, 4 — vallées sèches, 5 — versant abrupts des vallées asymétriques, 6 — niveau d'aplanissement, altitude de 210—220 m, 7 — surface d'aplanissement à couverture de loess, altitude de 230—250 m, 8 — versants, 9 — affleurements du Crétacé dans les versants et les fonds des vallées sèches

środkowych i górnych odcinkach. Pod lessami, w rozcięciach wąwozów, stwierdzono występowanie pojedynczych żwirów i głazów krystalicznych.

Dzięki obecności pokrywy lessowej południowa część dorzecza jest od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów wyższa od części północnej. Fragmenty zrównań wierzchowinowych z pokrywą lessową występują na wysokości 230—250 m n.p.m. Jest to jednocześnie obszar o rzeźbie znacznie bardziej urozmaiconej. Świadczy o tym zarówno charakter powierzchni podlessowej, jak i współczesnej.

Najbardziej charakterystycznym elementem rzeźby badanego obszaru są boczne, południkowe doliny asymetryczne. Ich zbocza eksponowane ku zachodowi są strome i krótkie, a zbocza przeciwnie — łagodne i długie. Asymetria ta reprezentuje więc typ najbardziej powszechny dla plejstocенskich obszarów peryglacialnych Europy, charakterystyczny dla łagodniejszej, wilgotniejszej odmiany klimatu peryglacialnego (24). Zwraca uwagę szerokość dolin asymetrycznych — duża w stosunku do długości. Rozwinęły się one na linii spękań tektonicznych (uskoków?), które określiły kierunek samych dolin, a być może predysponowały także rozwój asymetrii. Rolę spękań można było szczególnie dobrze prześledzić w dolinie najbardziej zachodniej (I), gdzie zaznacza się krzyżowanie dwu głównych kierunków spękań o azymutach: 340° i 255° . Oba te kierunki odzwierciedlają się w biegu doliny.

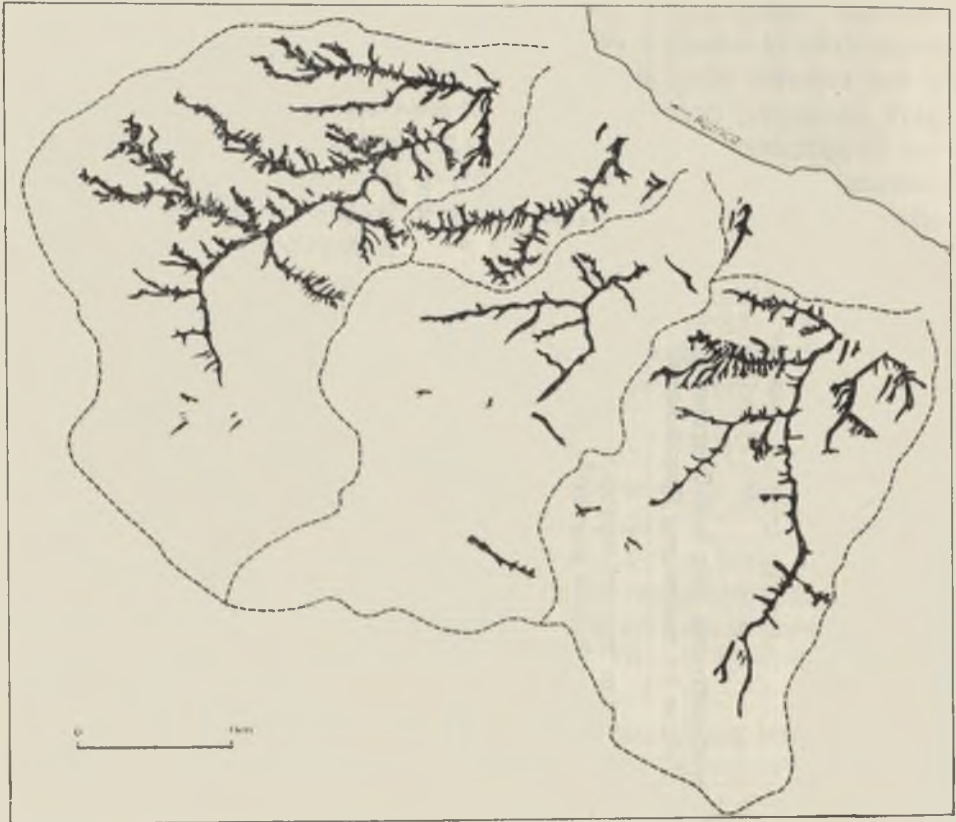
Asymetria dolin istniała tu już przed akumulacją lessu. Również współczesne doliny wyrzeźbione w lessach wykazują asymetrię podobną jak doliny podlessowe, tej samej orientacji. Asymetria dolin lessowych mogła się wytworzyć zarówno w okresie akumulacji lessu (asymetria synsedymentacyjna), jak i po jej zakończeniu (asymetria postsedymentacyjna). Decydujące znaczenie wydaje się mieć synsedymentacyjny rozwój asymetrii dolin lessowych, chociaż nie ma podstaw do negowania możliwości istnienia i nakładania się drugiego, późniejszego etapu ich rozwoju.

Na podstawie danych kartometrycznych (tab. 4) obliczony został wskaźnik asymetrii dolin jako stosunek powierzchni zboczy stromych do powierzchni zboczy łagodnych. Przy dolinie idealnie symetrycznej wartość wskaźnika byłaby więc równa jedności. W badanych dolinach wartości te wynoszą odpowiednio: 0,43 (dolina I), 0,58 (dolina II) i 0,44 (dolina III).

Obliczono także wskaźnik asymetrii gęstości sieci wąwozowej w poszczególnych dolinach (na podstawie danych z tab. 5). Wskaźnik ten otrzymano ze stosunku ogólnej długości wąwozów na zboczu stromym do ogólnej długości wąwozów na zboczu łagodnym. Otrzymano następujące wartości wskaźnika: 0,74 (dolina I), 0,51 (dolina II) i 1,40 (dolina III). Oznacza to, że gęstość wąwozów nie wykazuje większego związku z istniejącym typem asymetrii dolin, na zboczach których wąwozy się rozwinęły. Ta niezgodność jest zapewne wynikiem odrębności warunków fizyczno-geo-

Tab. 3. Charakterystyka morfometryczna dolin kolo Dzierzkowic
Caractéristique morphométrique des vallées près Dzierzkowice

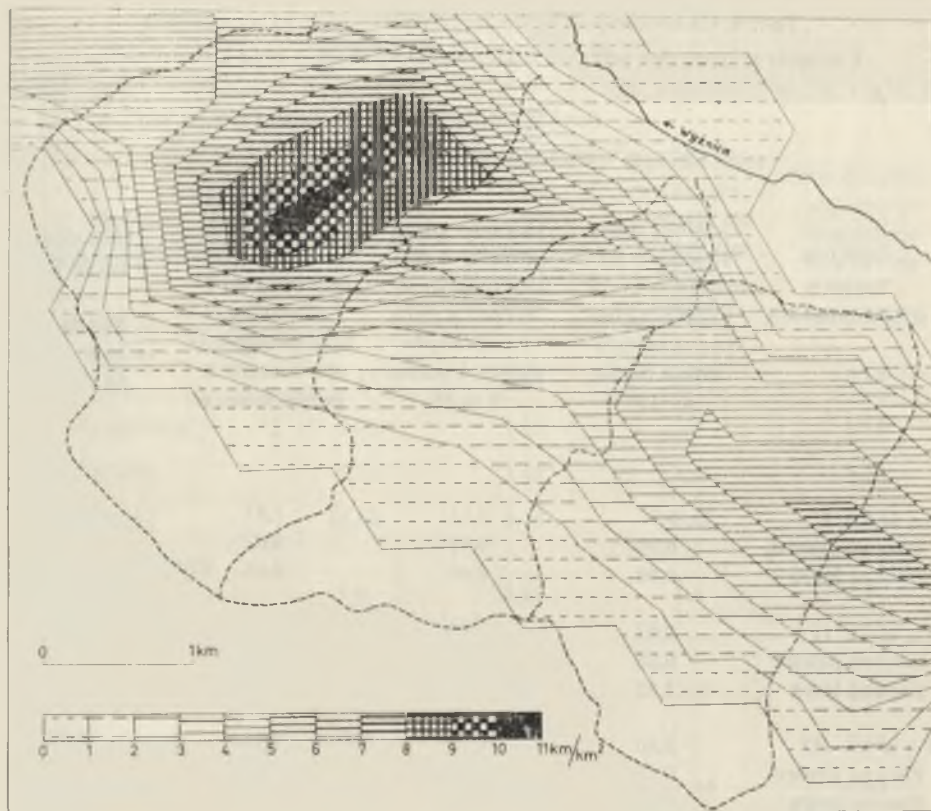
Zlewnia Terrain d'alimentation	Dolina główna z wąwozem Vallée au-dessus du ravin			Dolina powyżej wąwozu Vallée principale avec ravin			Wąwóz główny Ravin principal		
	Długość Longueur km	Spadek Pente ‰	Deniwela- tion m	Długość Longueur km	Spadek Pente ‰	Deniwela- tion m	Długość Longueur km	Spadek Pente ‰	Deniwela- tion m
Wąwóz I	5,20	15,5	81	1,35	25,9	35	3,85	40	10,3
Wąwóz II	3,45	23,4	81	2,10	19,0	40	2,12	30	22,2
Wąwóz III	2,85	24,0	71	0,65	38,4	25	2,84	40	17,4



Ryc. 3. Sieć wąwozów w okolicach Dzierzkowic według mapy 1 : 21 000 z r. 1892
Réseau de ravins aux environs de Dzierzkowice (d'après une carte de 1892, à échelle
de 1 : 21 000)

graficznych (geomorfologicznych, hydrograficznych, pokrycia roślinnego i klimatycznych), w jakich powstawały doliny asymetryczne, a później wąwozy.

W tab. 3 i 4 zestawiono długości, deniwelacje i spadki osi dolin głównych wąwozów, powierzchnie badanych zlewni z rozbiciem na stoki wklęsłe i wypukłe oraz wierzchowiny, a więc dane ważne z punktu widzenia warunków rozwoju procesów w czasie ulewy. Z danych tych wynika, że najlepsze warunki wyjściowe miał wąwóz II, w którym występuje największa zlewnia do szczytu wąwozu, największe przewyższenie działu wodnego nad głową wąwozu (40 m), największy spadek dna w wąwozie głównym ($22,2\text{‰}$), a także największy udział stoków o najwyższych nachyleniach. Energia wodna w wąwozach i jej potencjalna możliwość niszczenia zależy od masy wody i od wysokości, z której ona spływa.



Ryc. 4. Kartogram gęstości sieci wąwozów w okolicach Dzierzkowic (wykonany na podstawie pomiarów na mapie 1 : 21 000 z 1892 r.). Pole miarowe o powierzchni 1 km²
 Cartogramme densité du réseau des ravins aux environs de Dzierzkowice (d'après une carte de 1892, à échelle de 1 : 21 000). Champ de mesurage à surface de 1 km²

Masa wody spływającej od szczytu wąwozu w dół jest wprost proporcjonalna do obszaru zlewni powyżej szczytu wąwozu (4).

Na podstawie rosyjskiej mapy topograficznej 1 : 21 000 z r. 1892, najdokładniej rysującej sieć wąwozów (ryc. 3), dokonano obliczeń długości wąwozów w poszczególnych zlewniach, powierzchni zajętej przez wąwozy oraz gęstości ich sieci (tab. 5). Jakkolwiek powierzchnia zajęta przez wąwozy jest stosunkowo niewielka, wynosi bowiem średnio 6,8% całej zlewni (1,3 km²), to ich długość ogólna jest pokaźna — 60,5 km. Średnia gęstość wąwozów wynosi na badanym obszarze 3,5 km/km², a maksymalna — 10,5 km/km² (ryc. 3 i 4). Są to więc wartości wyższe od obliczonych przez J. B u r a c z y ń s k i e g o (1) dla Rostocza Zachodniego, gdzie średnia gęstość wynosi 2,1 km/km², maksymalna 8,7 km/km².

Tab. 4. Charakterystyka badanych zlewni koło Dzierzkowic
 Caractéristiques des terrains d'alimentation étudiés près Dzierzkowice

Powierzchnia w km ² — Superficie en km ²				
Zlewnia Terrain d'alimentation	Odcinki dolne stoków o na- chyleniu 4—10° Versants con- caves inférie- uns à pente 4—10°	Odcinki górne stoków o na- chyleniu 2—3° Versants con- vexes supé- rieurs à pente 2—3°	Wierzchowiny i spłaszczenia stokowe o na- chyleniu do 2° Plateau et aplanissements du versant à pente jusqu'à 2°	Dna dolin o nachyleniu 1—2° Fonds de vallées à pente de 1—2°
Wąwóz I	2,76	2,74	1,61	0,04
Zbocze prawe	0,96	0,69	0,67	
Zbocze lewe	1,80	2,05	0,94	
Wąwóz II	2,07	1,86	0,60	0,03
Zbocze prawe	0,85	0,59	0,32	
Zbocze lewe	1,22	1,27	1,28	
Wąwóz III	2,00	2,52	0,95	0,01
Zbocze prawe	0,65	0,73	0,22	
Zbocze lewe	1,35	1,79	0,66	
Zbocze doliny Wyżnicy	0,82	0,77	0,66	—
Ogółem	7,65	7,89	3,16	0,08
km ²				
%	40,9	41,9	16,8	0,4

Zdecydowanie najmniejszą gęstość sieci wąwozów (3—4 razy mniej-
 szą od średniej) posiada zlewnia doliny II. Wiąże się to zapewne z użyt-
 kowaniem gruntów na tym obszarze, gdzie około 80% powierzchni zaj-
 mują lasy (ryc. 5). Jeśli przyjąć, że przedstawiony na ryc. 5 stan użytko-
 wania gruntów zachowany jest od dziesięcioleci, a dostępne dane takiemu
 ujęciu nie przeczą, to mielibyśmy potwierdzenie silnego związku rozwoju
 wąwozów z wylesieniem obszaru. Dotyczy to przede wszystkim wąwo-
 zów małych, bocznych. Przedstawiona zależność dowodzi jednocześnie
 młodego wieku wąwozów, których silny rozwój zaczął się wraz z wy-
 rębem lasów i uprawą roli.

Tab. 5. Wskaźniki morfometryczne wąwozów koło Dzierzkowic obliczone na podstawie mapy 1 : 21 000 z 1892 roku

Indices morphométriques des ravins près Dzierzkowice calculés sur la carte au 1 : 21 000 de 1892

Zlewnia Terrain d'alimentation	Długość wąwozów Longueur des ravins km	Powierzchnia zlewni Superficie du terrain d'alimentation km ²	Gęstość sieci wąwozów Densité du réseau des ravins km/km ²	Powierzchnia wąwozów* Superficie des ravins km ²
Wąwóz I	34,12	7,15	4,77	0,72
wąwóz główny	3,85	7,15	—	0,12
część prawa	6,75	1,60	4,22	0,13
część lewa	23,55	4,14	5,68	0,47
powyżej wąwozu głównego	0,0	1,41	0,0	0,0
Wąwóz II	6,15	4,56	1,35	0,15
wąwóz główny	1,35	4,56	—	0,04
część prawa	1,0	0,87	1,15	0,02
część lewa	3,8	1,71	2,22	0,08
powyżej wąwozu głównego	0,45	1,98	0,22	0,01
Wąwóz III	20,2	5,41	3,68	0,43
wąwóz główny	2,3	5,41	—	0,07
część prawa	6,1	1,30	4,69	0,12
część lewa	11,8	3,50	3,37	0,24
powyżej wąwozu głównego	0,0	0,61	0,0	0,0
R a z e m	60,5	17,19	3,5	1,3

* Powierzchnię wąwozów obliczono przyjmując średnią odległość między krawędziami dla wąwozu głównego 30 m, a dla wąwozów bocznych 20 m.

La superficie des ravins a été calculée en admettant une distance de 30 m entre les parois du ravin principal et de 20 m pour les ravins latéraux.



Ryc. 5. Mapa użytkowania ziemi w okolicach Dzierzkowic; 1 — łąki, 2 — lasy, 3 — sady, 4 — grunty orne, 5 — zabudowania i ogrody

Carte d'utilisation du sol aux environs de Dierzkowice; 1 — prairies, 2 — forêts, 3 — vergers, 4 — terres arables, 5 — bâtiments et jardins

EFEKTY GEOMORFOLOGICZNE ULEWY

PRZEBIEG PROCESÓW EROZJI I AKUMULACJI

Badania geomorfologiczne wykonane zostały w czerwcu i w lipcu r. 1969 po upływie 5 do 45 dni od momentu ulewy. W oparciu o metodę kartowania geomorfologicznego, które wykonano na podkładzie mapy topograficznej 1 : 25 000 powiększonej do podziałki około 1 : 12 000, powstała załączona do tekstu mapa form erozyjnych i akumulacyjnych wytworzonych podczas ulewy.

Na badanym obszarze zdecydowanie przeważają powierzchnie stokowe, które stanowią 82,8% zlewni. Rozbite one zostały na dwie mniej więcej równe powierzchniowo części: część górną stoków o nachyleniu 2—3° i część dolną o nachyleniu 4—10°. Wierzchowiny i spłaszczenia stokowe o nachyleniu do 2° stanowią 16,8%, a dna dolin o nachyleniach 1—2° — około 0,4% (tab. 4).

W strefie wierzchowin i górnych partii stoków o nachyleniach do 2° przeważał zmyw powierzchniowy. Zagłębienia bezodpływowe typu wymoków wypełniły się wodą (fot. 1). W niektórych z tych zagłębień można było obserwować dna zamulone osadem mineralnym o małej miąższości, pochodzącym ze zmywu w tych mikrozelewniach. W omawianej strefie w zasadzie jedynie we wcięciach drogowych obserwowano znacznie większą erozję żłobinową. Tak na przykład w drodze biegnącej wierzchowiną między dolinami II i III zanotowano żłobinę o długości 120 m, szerokości 0,6—0,7 m i głębokości 0,5 m. Żłobiny obserwowano również w bruzdach przy miedzach. Linijny odpływ wody w strefie wierzchowin i spłaszczeń stokowych następował więc głównie wcięciami dróg i wzdłuż miedz.

W środkowej i dolnej partii stoków ilość żłobin była wyraźnie większa. Ilość i wielkość żłobin zależała przede wszystkim od długości stoku i od rodzaju upraw (fot. 2). Najwięcej żłobin obserwowano w uprawach roślin okopowych: ziemniaków i buraków. Na przykład na polu ziemniaczanym o wymiarach 10 × 50 m w dolnej części stoku o nachyleniu około 8° występowała w każdej bruzdzie żłobina erozyjna o głębokości do 1,5 m, szerokości u góry 20 cm i w dnie 5 cm. Gęstość rozcięć nie wykazywała prostej zależności od nachylenia stoku. Nie zawsze najbardziej strome odcinki stoków posiadały najwięcej rozcięć, bowiem decydowały tu inne czynniki, które wymieniono wyżej. Obserwacje owe w pełni pokrywają się z tymi, które poczynili H. Maruszczyk i J. Trembaczowski (25) w Piaskach Szlacheckich. W strefie stoków zasadniczymi liniami spływowymi wód były dolinki denudacyjne (w których tworzyły się żłobiny, fot. 3) oraz liczne boczne odgałęzienia wąwozów (ryc. 3). Na znazczenie wyżej wymienionych form w funkcjonowaniu współczesnego systemu denudacji zwraca uwagę M. Dorywański (11), zaliczając je do

powierzchni czynnych denudacyjnie. Od ilości istniejących linii spływu zależała gęstość rozcięć erozyjnych i ogólne rozmiary denudacji. Ponieważ najwięcej tych form jest na łagodnych, zachodnich stokach asymetrycznych dolin i ponieważ te stoki są jednocześnie najdłuższe, one właśnie uległy największej erozji żłobinowej i największej denudacji. Współczesne procesy związane z gwałtownymi ulewami akcentują zatem rzeźbę powstałą w plejstocenie w odmiennych, peryglacialnych warunkach morfoklimatycznych. Taki lub inny przestrzenny rozkład efektów działania procesów związanych z gwałtowną ulewą zależy, pomijając oczywiście wielkość opadu i jego natężenie, od rzeźby obszaru. Procesy te ze względu na czas trwania nie mają i nie mogą mieć uwarunkowania (przygotowania) klimatycznego, takiego jak mają na przykład, również bardzo efektywne, procesy spłukiwania wiosennego. Przy tych ostatnich jednym z czynników różnicujących przebieg i natężenie jest ekspozycja stoku (30, 17, 24, 20).

Ulewa wyzwoliła względnie zaktywizowała procesy związane z filtracją i przepływem wód podziemnych w lessach, co można nazwać najogólniej suffozją. Kompleks form rzeźby powstałych w wyniku tych procesów ma charakter krasu lessowego (22). Formy te wystąpiły przede wszystkim w dwu położeniach: w dnach dolin bezpośrednio powyżej szczytów wąwozów głównych (fot. 4) oraz na stokach owych dolin w odgałęzieniach wąwozowych, które są zwykle zawieszane kilka metrów ponad dnem wąwozu głównego. Te zawieszane wąwozy boczne rozwijają się właśnie głównie na drodze suffozji, co jest całkowicie zgodne z uogólniającym stwierdzeniem wysuniętym przez H. M a r u s z c z a k a (23). W jednym z takich wąwozów stwierdzono kocioł (werteb) o głębokości 3 m i średnicy 10 m, a w nim świeżą studnię suffozyjną o głębokości 4 m. Drugi kocioł w odległości 20 m od pierwszego, o średnicy 4 m, głęboki na 2 m, był powiązany z pierwszym kanałem suffozyjnym. W innym wąwozie bocznym stwierdzono cofnięcie się o 2 m ściany kotła suffozyjno-eworsyjnego o głębokości 3 m i średnicy 6 m. Wysokość ściany zamykającej kocioł od góry wynosiła 5 m.

Skutki ulewy w wąwozach, szczególnie w formach głównych, były duże i widoczne na całej ich długości. Dominowały procesy erozji i akumulacji w różnych wzajemnych relacjach i o natężeniu zmieniającym się w profilu podłużnym.

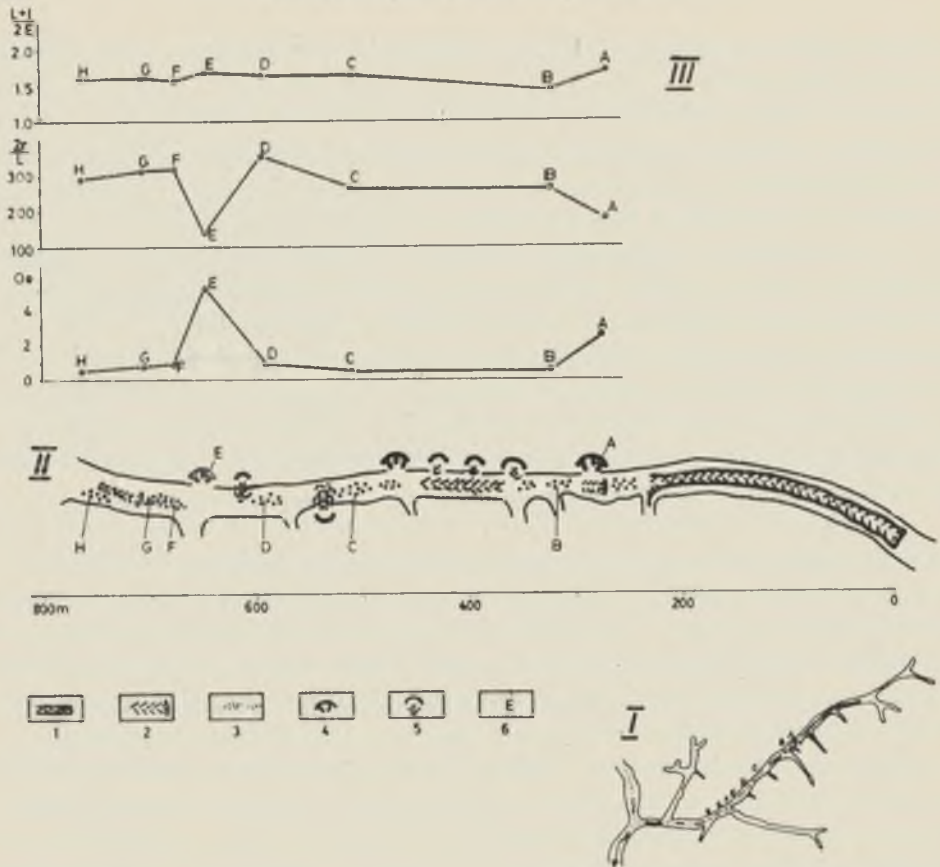
W odcinkach górnych wąwozów przeważały zdecydowanie procesy erozji wgłębnej i wstecznej. W szczycie wąwozu nr I utworzył się kocioł eworsyjny wcięty głęboko w litą skałę kredową, którego tylna ściana miała wysokość 5 m. Wąwóz wydłużył się przez cofnięcie progu o 4—5 m. W odcinku górnym na długości paruset metrów nastąpiło wcięcie w podłoże skał górnokredowych do głębokości 2—4 m. W utworzonym korycie

skalnym leżały pojedyncze bloki kredowe o wymiarach 0,5—1 m. Jeszcze w odległości około 1,5 km od szczytu wąwozu napotkano ławicę grubych żwirów i bloków kredowych o średnicy 10—30 cm (maksymalnie 0,5 m). W górnym odcinku wąwozu II wycięta została w rumoszu kredowym rynna o głębokości 1—1,5 m i szerokości dna 2—3 m. Rynna kończyła się progiem o wysokości 2 m oraz kotłem eworsyjnym o wymiarach $8 \times 8 \times 4$ m. Nastąpiło wydłużenie wąwozu o kilkadziesiąt metrów. Wąwóz w górnym swym odcinku wcięty został w dolinę płaskodenną o szerokości dna 30—50 m. Również w obu głównych odgałęzieniach wąwozu III powstały w górnych częściach wcięcia denne do głębokości 0,5—1 m na długości 150—200 m, nastąpiło poszerzenie den około 2 m oraz wytworzyły się kotły eworsyjne o wymiarach $10 \times 3 \times 2$ m. W górnych i częściowo środkowych odcinkach wąwozów powstały liczne progi poprzeczne o wysokościach 0,5—3 m (fot. 5, 6).

W odcinkach środkowych oprócz procesów erozji dużą rolę odgrywała akumulacja w dnzie, a także procesy złaziskowe na stokach. Powstały rynny i nisze erozyjne (fot. 7), potoki kamieniste i mułowo-żwirowe (fot. 8), ławice żwirowe (fot. 9, 12), stożki napływowe i usypiska, małe listwy terasowe (fot. 10). Ławice żwirowe osiągały dość znaczne rozmiary: długość do 50 m, szerokość 3—15 m, a miąższość do 0,5—1 m. Zbudowane były one ze żwirów różnej frakcji: w jednych przeważnie o wymiarach 1—5 cm, w innych powyżej 5 mm. W obu przypadkach spotykano duże gązdy o średnicy do 30—50 cm. Przykładowo wykonane analizy morfometryczne żwirów skał górnokredowych akumulowanych w ławicach wykazały szybkie tempo obróbki tych żwirów w czasie tak krótkotrwałego i bardzo bliskiego transportu (ryc. 6). W profilach podłużnych środkowych części wąwozów charakterystyczna była naprzemianległość odcinków erozji i akumulacji na dnzie. Na zboczach występowały ruchy masowe, głównie płytkie zsuwy darni.

W odcinkach dolnych wąwozów działał w zasadzie zespół procesów podobny jak w odcinkach środkowych. Ze względu jednak na odmienny charakter morfologiczny tych odcinków efekty były nieco inne. Poza tym trzeba podkreślić, że dolne odcinki wąwozów spełniały w dużym stopniu funkcję tranzytową dla przepełnionego materiałem potoku, spływającego w czasie ulewy. W odcinkach tych występowała, podobnie jak i w środkowych, naprzemianległość erozji i akumulacji w profilu podłużnym, z tym że stwierdzano też równoległe występowanie obok siebie względnie nakładanie się obu tych procesów. Obserwowano na przykład, iż w dość szerokich (3—5 m) rynnach wyciętych do głębokości 0,2—1 m włożona jest seria akumulacyjna, żwirowa.

U wylotów wąwozów do doliny Wyżnicy powstały stożki o objętości od 4,5 do 12 tys. m³. Stożki zbudowane były z materiału piaszczystego,



Ryc. 6. Przykład rozwoju form i procesów we fragmencie jednego z wąwozów we wschodniej części zlewni; I — szkic sytuacyjny, II — formy utworzone w wąwozie w czasie ulewy: 1 — duże żłobiny erozyjne o głębokości 1—2 m, 2 — małe żłobiny erozyjne o głębokości 0—0,5 m, 3 — ławice żwirowe w dnie wąwozu, 4 — podcicia erozyjne na zboczach wąwozu, 5 — formy złaziskowe i osuwiskowe, 6 — miejsce pobrania prób żwirów do analizy morfometrycznej, III — wykresy obróbki żwirów:

O_e — wskaźnik obtoczenia $\sqrt{\frac{K + 1/2 CO}{1/2 CO + O}}$ (K — kanciaste, CO — częściowo obtoczone, O — obtoczone), $\frac{2r}{L}$, wskaźnik zaokrąglenia według A. Cailleux (1945),

$\frac{L+1}{2E}$ wskaźnik spłaszczenia według A. Cailleux (1945)

Exemple d'evolution des formes et des processus dans un fragment du ravin N° III; I — plan de situation, II — formes produites dans le ravin pendant l'averse: 1 — grosses entailles d'érosion d'une profondeur de 1—2 m, 2 — petites entailles profondes de 0—0,5 m, 3 — bancs de graviers au fond du ravin, 4 — entailles d'érosion latérale sur les talus du ravin, 5 — formes de reptation et d'éboulement, 6 — lieu de prélèvement de graviers pour l'analyse morphométrique, III — graphiques de l'usure des graviers:

O_e — indice d'usure $\sqrt{\frac{K + 1/2 CO}{1/2 CO + O}}$ (K — anguleux, CO — partiellement arrondis, O — ronds), $\frac{2r}{L}$ — indice d'émoussé selon A. Cailleux (1945),

$\frac{L+1}{2E}$ — indice d'aplatissement selon A. Cailleux (1945)

mułowego i żwirowego, przy czym dobrze zaznaczało się przestrzenne zróżnicowanie frakcji i zmniejszanie wielkości materiału ku peryferiom stożka (fot. 16). Na stożku u wylotu wąwozu nr II gruz kredowy (przeważnie frakcji 3—10 cm, przy dużym udziale frakcji 20—40 cm) w części osiowej sięgał na odległość około 50—80 m od ujścia wąwozu. Źródło gruzu i żwiru kredowego znajdowało się w wąwozie w odległości przekraczającej 600 m. Materiał stożka sięgnął aż do łąk, nadbudowując widoczny jeszcze stary stożek i zasypując drogę oraz rowy przydrożne o głębokości około 0,5 m (fot. 15).

Jedną z bardziej charakterystycznych cech gwałtownej ulewy był transport materiału grubego: żwirowego i gruzowego na znaczne odległości, od kilkuset metrów do paru kilometrów. Materiał ten osadzony został w nowym środowisku, często bardzo odmiennym pod względem litologicznym i genetycznym od obszaru alimentacyjnego (fot. 9).

Analiza profilów osadów starszych, budujących dna wąwozów a odsłoniętych w progach poprzecznych (fot. 8), dostarcza dowodów na działanie w przeszłości procesów związanych z deszczami burzowymi i gwałtownymi ulewami. Dokumentują je soczewki i warstwy grubego żwiru kredowego — osadu, który jeśli chodzi o wykształcenie, jest tego samego typu, jaki odkładał się w dnach wąwozów w czasie ostatniej ulewy. Ten gruby materiał tkwi w regularnie warstwowanej, drobnoziarnistej serii o frakcji pylasto-piaszczystej, mającej ciemne zabarwienie i odpowiadającej głównie procesom spłukiwania wiosennego.

O roli, jaką spełniają ulewy w rozwoju wąwozów, może świadczyć porównanie między erozją „ulewową” a erozją „normalną”. Pod pojęciem erozji normalnej rozumiemy sumę działania wszystkich pozostałych procesów — głównie jednak zmywu wiosennego, soliflukcji i innych. Erozja ulewowa, o dużej energii kinetycznej, ma charakter liniowy, podczas gdy erozja normalna ma charakter głównie powierzchniowy (arealny) i w dużym stopniu jest przygotowana klimatycznie. Erozja ulewowa działa niezwykle intensywnie w dnie wąwozu, powodując jego wydłużenie, pogłębienie i poszerzenie. Wyerodowany materiał jest w głównej swej masie wynoszony na zewnątrz wąwozu, co powoduje ujemny bilans procesów. W Dzierzkowicach na przykład masa materiału akumulowanego w wąwozach stanowiła tylko 14,5% materiału wyerodowanego i usuniętego z wąwozów. Erozja normalna powoduje rozszerzanie wąwozów przez zmyw powierzchniowy i soliflukcję, a w dnie wąwozu przeważa raczej akumulacja. Erozja normalna ma ściśle określony rytm roczny, co wynika z jej uwarunkowania klimatycznego. Działa ona wszczep i przygotowuje materiał, a erozja ulewowa pogłębia formę, tworzy progi, które stają się później lokalną bazą erozji. Progi te cofają się, następuje wyrównanie profilu na etapie erozji normalnej, dla której progi te są dodatkowym

impulsem. Oba typy erozji należy traktować jako dwie różne formy w jednym cyklu rozwoju wąwozów.

Najbardziej może przekonywującym efektem geomorfologicznym ulew było wydłużenie wąwozów w Dzierzkowicach o kilka do kilkudziesięciu metrów. W naszych warunkach klimatycznych normalny, wsteczny przyrost długości wąwozów jest niewielki i tylko procesy suffozji w pojedynczych przypadkach dają większe efekty. Dla porównania można podać, iż w obszarach stepowych południowo-wschodniej Europy, gdzie istnieją warunki sprzyjające szybkiemu rozwojowi wąwozów, wielkość przyrostu wynosi nad Dolnym Donem średnio 0,3—1,5 m na rok (27). Nad Dnieprem zaś szybkość ta dochodzi do 5,5 m/rok, a podczas ulew i w okresie wiosny — do 12 m/rok (4). Największe wartości przyrostu wąwozów notuje się w obszarze wiecznej zmarzliny, w strefie tundry, gdzie w wyniku termoerozji wąwozy narastają z szybkością średnią od kilku do kilkunastu metrów rocznie (21, 34).

W rok po ulewie dokonano rekonensansu dla stwierdzenia stopnia przetrwania (zachowania) form wywołanych przez ulewę. Przeważnie były one na tyle czytelne, że można je było jeszcze bez trudu odszukać*. Tylko na polach ornych żłobiny zostały zlikwidowane. W wąwozach natomiast zarówno formy erozyjne, jak i akumulacyjne były dobrze czytelne. Zachowane zostały progi i ławice żwirowe, które w wielu przypadkach tworzą jakby terasy. Bardzo dobrze widoczne były ściany osuwisk i obrywisk, na których znać było świeże ruchy masowe, prawdopodobnie z okresu wiosennego. Stosunkowo trwale okazały się formy suffozyjne, jakkolwiek uległy one znacznym zmianom. Suffozja okazuje się więc jednym z żywszych procesów działających w wąwozach w czasie „normalnego” cyklu denudacji.

Reasumując trzeba stwierdzić, że ulewa w Dzierzkowicach, która wywołała olbrzymią denudację, zostawiła dość trwałe ślady w wąwozach.

BILANS PROCESÓW

Ilościowy obraz danych zawartych w przestrzennym obrazie mapy przedstawiono w tabeli (tab. 6). Wyniki te należy traktować jako orientacyjne, obciążone błędami wynikającymi z metody badań (kartowanie na mapie o zbyt małej dla tego celu podziałce), terminu przeprowadzenia obserwacji, a także z lokalnej niedostępności terenu oraz likwidowania śladów ulewy przez człowieka. Spowodowało to naszym zdaniem dość znaczne

* Niezależnie od nas zwrócił na to uwagę M. Widz, który w r. 1970, a więc po upływie jednego roku, zbierał w tym terenie materiały do swojej pracy magisterskiej (Widz M.: Czapa lessowa między Kraśnikiem a Annopolem. Lublin 1971. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Geografii Fizycznej UMCS).

zaniżanie ogólnej długości żłobin erozyjnych i objętości usuniętego z nich materiału. Uwaga ta dotyczy szczególnie terenów stokowych i wierzchowinowych, które zajmują przecież ponad 90% powierzchni zlewni i w obrębie których miały miejsce intensywne procesy erozji żłobinowej i zmywu powierzchniowego, w znacznej części trudne do skartowania ze względu na niewielkie ich rozmiary.

Z wyliczeń wynika, że ogólna długość zarejestrowanych w terenie rozcięć wynosiła 8,935 km, a średnia gęstość około 0,5 km/km². Są to wskaźniki około czterokrotnie mniejsze od wskaźników wyliczonych taką samą metodą dla zilustrowania skutków ulewy w Piaskach Szlacheckich w r. 1956 (25). Największą łączną długość i gęstość rozcięć zanotowano w zlewni III, natomiast największą gęstość rozcięć przypadających na same powierzchnie wąwozowe stwierdzono w wąwozie nr II, wyróżniającym się dużym obszarem zlewni od szczytu wąwozu i dużym spadkiem dna wąwozu, przy jednoczesnym występowaniu czynnika hamującego w postaci roślinności leśnej. Obliczając wskaźnik erozji żłobinowej (rozumiany jako ilość usuniętego ze żłobin materiału z 1 km²) dla stoków i wierzchowin widać, że w zalesionej zlewni II jest on prawie dwukrotnie mniejszy niż w wylesionej zlewni III. Ogólna objętość materiału usuniętego z zarejestrowanych żłobin we wszystkich zlewniach wynosiła 10 767 m³, co daje przeciętną 622,2 m³/km² (tab. 6).

W celu uzyskania pełniejszego obrazu procesów spowodowanych ulewą dokonano wyliczeń wielkości akumulacji. Dało to podstawę do przeprowadzenia próby zbilansowania procesów w poszczególnych zlewniach, a to z kolei umożliwiło wyliczenie ogólnych rozmiarów erozji i denudacji. Trzeba tu jednak podkreślić, że w obliczeniach bilansowych nie wzięto pod uwagę materiału, który z badanego obszaru spłynął wraz z wodami ulewowymi do Wyżnicy. Podstawowy materiał uzyskano z badań stożków napływowych, pięknie wykształconych u wylotu wąwozów na dnie doliny Wyżnicy (ryc. 7). Objętość materiału w stożkach obliczono poprzez dokładne skartowanie ich zasięgów i pomiary miąższości osadu, dochodzącej do 0,5 m. Największy stożek powstał u wylotu wąwozu III. Jego objętość była 2,5 raza większa od wyliczonej dla zlewni III ogólnej objętości materiału usuniętego ze żłobin. Wielkość akumulacji na całym badanym obszarze oszacowano na 22 890 m³, co daje 1 337 m³/km². Zaledwie około 6% ogólnej wielkości akumulacji przypadało na wnętrze zlewni, tzn. głównie na dna wąwozów. Na zewnątrz zlewni znalazło się 94% materiału wyerodowanego i osadzonego w postaci stożków na dnie doliny Wyżnicy.

Jak wynika z powyższych danych (tab. 6), objętość materiału osadzonego w stożkach przewyższa około dwukrotnie objętość materiału usuniętego ze skartowanych żłobin. Powstaje pytanie, skąd pochodzi ta masa materiału osadzona w stożkach, a nie zarejestrowana w czasie badań

Tab. 6. Efekty geomorfologiczne ulewy
Conséquences géomorphologiques de

Części zlewni Parties du terrain d'alimentation	Powierz- chnia Superficie km ²	Długość żłobin erozyjnych Longueur des entailles d'érosion km		
		Żłobiny duże *	Żłobiny małe *	Razem na 1 km ²
		Grandes entailles	Fetites entailles	Total sur 1 km ²
Zlewnia I	7,15	1,020	0,690	0,239
Stoki i wierzchowiny	6,43	—	0,230	0,035
Wąwozy	0,72	1,020	0,460	2,055
Stożek napływowy	(0,10)	—	—	—
Zlewnia II	4,56	1,810	0,540	0,515
Stoki i wierzchowiny	4,41	0,430	0,140	0,129
Wąwozy	0,15	1,380	0,400	11,866
Stożek napływowy	(0,08)	—	—	—
Zlewnia III	5,41	2,670	2,205	0,829
Stoki i wierzchowiny	4,98	0,380	0,600	0,196
Wąwozy	0,43	2,290	1,605	9,058
Stożek napływowy	(0,16)	—	—	—
Ogółem	17,12	5,500	3,435	0,499

* Żłobiny duże o powierzchni przekroju powyżej 0,8 m², małe poniżej 0,4 m².

w obrębie zlewni. Jakie elementy rzeźby zlewni i jakie procesy można czynić odpowiedzialnymi za dostawę owego materiału? Należy tu wykluczyć dna wąwozów, które zbadano najdokładniej. Wydaje się, że głównym źródłem dodatkowej masy materiału wyniesionego ze zlewni były stoki, na których zachodził intensywny zmyw powierzchniowy. Proces ten z przyczyn podanych wyżej nie mógł być zmierzony bezpośrednio. Przebiegał on bardzo nierównomiernie w poszczególnych zlewniach i w obrębie każdej z nich, zależnie od nachylenia powierzchni, a przede wszystkim od stanu użytkowania gruntów i rodzaju pokrywy roślinnej.

Udział zachodzącego na stokach procesu zmywu powierzchniowego był ogólnie duży, jednak różny w poszczególnych zlewniach. Wynosił od 34,8 do 65,5% ogółu procesów denudacji ulewowej (tab. 6). Warto podkreślić, że udział wszystkich procesów erozyjnych, które wystąpiły na stokach w czasie ulewy, wahał się od 41,0 do 70,9%. Gdy porównuje się zlewnie

w Dzierzkowicach z dnia 15 VI 1969 r.
l'averse du 15 juin 1969 à Dzierzkowice

Objętość materiału usuniętego ze żłobin w m ³ Volume des matériaux enlevés des entailles d'érosion en m ³			Wielkość denudacji powierz- chniowej (wartość z wylcze- nia) Ruisselle- ment diffus (valeurs calculées) m ³	Wielkość akumulacji Accumulation m ³	
Żłobiny duże Grandes entailles	Żłobiny małe Petites entailles	Razem na 1 km ² Total sur 1 km ²		Ogółem Total	Na 1 km ² Per 1 km ²
2152	565	380,0		4 755	665,0
—	115	17,8		—	—
2152	450	3 613,8	2 048	255	354,1
—	—	—		4 500	—
3275	410	808,1		5 635	1235,7
275	85	81,6		—	—
3000	325	22 166,6	1 950	635	4233,3
—	—	—		5 000	—
2895	1470	806,9		12 490	2308,6
305	440	149,5		—	—
2590	1030	8 418,5	8 125	490	1139,5
—	—	—		12 000	—
8322	2445	622,2	12 123	22 890	1337,0

ze sobą, zwraca uwagę charakterystyczne minimum udziału procesów erozji zachodzącej na stokach w zlewni II, zalesionej w 80%. W stosunku do zlewni III, najbardziej wylesionej, stwierdzamy tam prawie dwukrotnie mniejszy udział procesów erozji na stokach. Ze względu na pełną porównywalność obu zlewni, także pod względem budowy geologicznej, należy podkreślić bardzo efektywną rolę pokrywy leśnej w hamowaniu procesów erozji i denudacji w czasie gwałtownych ulew.

Ogólne rozmiary erozji — czy szerzej ujmując denudacji — określono w Dzierzkowicach na 1 337 m³/km² albo inaczej 2 289,9 t/km², jeśli przyjmiemy średni ciężar objętościowy produktów akumulacji 1,7 g/cm³. Przemieszczony materiał, rozłożony równomiernie na powierzchnię badanego obszaru, utworzyłby warstwę o grubości 1,2 mm. Dane te są tego samego rzędu co dla ulewy w Piaskach Szlacheckich, z tym zastrzeżeniem,

Tab. 7. Ogólna wielkość dotychczasowej erozji wąwozowej w badanych zlewniach w Dzierzkowicach

Erosion globale jusqu'à la date de l'averse dans les ravins des terrains d'alimentation étudiés

Zlewnia Terrain d'alimen- tation	Ilość materiału usuniętego z wąwo- zów Volume des matériaux enlevés des ravins:		Grubość warstwy usuniętego materiału ze zlewni Epaisseur de la couche des matériaux érodés de terrain d'alimenta- tion
	ogółem total m ³	w przeliczeniu na jednostkę powierzchni zlewni w m ³ /km ²	
I	1 570 900	219 706,3	21,9
II	282 900	62 039,5	6,2
III	929 200	171 756,0	17,2
I—III	2 783 000	162 748,5	16,2

że w Piaskach Szlacheckich uzyskane zostały wyłącznie na drodze pomiarów (ze skartowania żłobin erozyjnych) i stąd rzeczywiste rozmiary erozji były tam prawdopodobnie większe od wykazanych. Skutki ulew są też porównywalne ze względu na bardzo zbliżone wielkości opracowywanych zlewni. Od wielkości zlewni zależą bowiem uzyskiwane, bądź to na podstawie pomiarów, bądź wyliczone, wskaźniki denudacji. Dla przykładu przytoczymy dwa skrajne niejako przypadki dla bardzo małych zlewni i dla zlewni dużych. A. Reniger (31) badała skutki ulew w zlewniach bardzo małych, o powierzchni rzędu kilkuset m². Wyliczone przez nią wskaźniki erozji były bardzo wysokie. I tak straty gleby w Lipowej koło Puław wynosiły 3 200—29 400 t/km² i 2,3—21,8 mm warstewki zmytej gleby, a w Parchatce koło Puław 18 100—46 200 t/km² i 12,7—34,2 mm grubości zmytej gleby. K. Dębski (10) i M. Jaworska (13) wyliczyli natężenie procesów denudacji mechanicznej i chemicznej w zlewni Wieprza do przekroju hydrometrycznego Kośmin na podstawie pomiarów zawiesin i roztworów. Obszar zlewni o powierzchni 10 573 km² obejmował zatem nie tylko Wyżynę Lubelską, ale i jej północne przedpole. Wyniki tych autorów są zgodne — określili oni średnie roczne rozmiary całkowitej denudacji w zlewni na około 30 t/km², co jest jednoznaczne

z obniżeniem powierzchni o 0,0237 mm/rok. Poszukując dalszych danych w nielicznych zresztą tego typu opracowaniach, warto zacytować obliczenia T. Ziętary (39) dla doliny Soły, według których średni przyrost żwirowiska rzecznego podczas gwałtownych ulew i powodzi w ciągu jednego roku wyniósł $2\,798\text{ m}^3/\text{km}^2$. Zdaniem tego autora ta imponująca liczba odpowiada 34-letniemu przyrostowi dla lat normalnych, wynoszącemu dla wielolecia 1937—1957 średnio $80\text{ m}^3/\text{km}^2$.

Jak ocenić znaczenie ulew typu Piaski Szlacheckie i Dzierzkowice w cyklu denudacyjnym działającym na Wyżynie Lubelskiej? Odpowiedź na to pytanie jest trudna ze względu na brak w pełni porównywalnych, a dostatecznie ścisłych danych pomiarowych. Wiemy na przykład, że w zlewni górnego odcinka Bystrej do profilu Wojciechów ($36,6\text{ km}^2$) średnia roczna wielkość denudacji mechanicznej wynosi $43,2\text{ t}/\text{km}^2$ lub $0,033\text{ mm}$ (33). Można by też efekty ulewy w Dzierzkowicach porównać z rocznymi maksymalnymi wartościami wskaźników denudacji mechanicznej, które dla obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej i małych zlewni wynoszą w Wojciechowie $133,8\text{ t}/\text{km}^2$ (33), w Felinie $170\text{ t}/\text{km}^2$ albo $0,12\text{ mm}$ (35) i w Elizówce $167,1\text{ t}/\text{km}^2$ albo $0,12\text{ mm}$ (26, 28). Biorąc pod uwagę te dane, można stwierdzić, iż skutki ulewy typu Dzierzkowice odpowiadają mniej więcej 15—30-letniemu cyklowi „normalnej” denudacji na obszarach lessowych Wyżyny Lubelskiej.

Bardzo wymowne wreszcie jest porównanie skutków ulewy w Dzierzkowicach z sumarycznymi wskaźnikami charakteryzującymi rozmiary dotychczasowej erozji wąwozowej na badanym obszarze. Obliczono mianowicie ogólną objętość wąwozów, czyli inaczej mówiąc ilość materiału wyniesionego z tych form od czasu ich powstania (tab. 7). Do wyliczeń przyjęto, w oparciu o pomiary terenowe, średni profil wąwozu o wymiarach: szerokość dna 3 m, głębokość 4 m, nachylenie zboczy 40° i odległość między krawędziami górnymi 20 m. Obliczona w ten sposób średnia ilość materiału usuniętego z wąwozów wyniosła $162\,748,5\text{ m}^3/\text{km}^2$. Materiał ten rozłożony równomiernie na całą powierzchnię zlewni utworzyłby warstwę 16,2 cm. Prawie identyczne liczby uzyskał J. Buraczynski (1) dla Rostocza Zachodniego — $169\,124,4\text{ m}^3/\text{km}^2$ i 16,9 cm. Porównując sumaryczną ilość materiału wyniesionego ze zlewni w czasie ulewy, czyli objętość stożków u wylotu wąwozów głównych ($= 21\,500\text{ m}^3$), z ogólną objętością wąwozów ($= 2\,783\,000\text{ m}^3$) obliczymy, że dla uformowania tych wąwozów potrzeba by było około 130 ulew tej wielkości jak w r. 1969. Przy uwzględnieniu wielkości normalnej, corocznej denudacji i znając częstotliwość nawalnych ulew, moglibyśmy obliczyć w przybliżeniu wiek wąwozów.

Badania tego typu mają duże znaczenie dla poznania rozmiarów denudacji zachodzącej współcześnie. Pozwalają one określić tempo rozwoju form erozyjnych, ich ewolucję oraz wiek.

LITERATURA

1. Buraczyński J.: Typy dolin Roztocza Zachodniego (Types de vallés du Roztocze Occidental). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XXIII (1968), Lublin 1970, ss. 47—86.
2. Buraczyński J., Wojtanowicz J.: Przebieg i skutki gwałtownej ulewy w Dzierzkowicach na Wyżynie Lubelskiej (La durée et les suites d'une violente averse à Dzierzkowice — Plateau de Lublin). Biul. Lub. Tow. Nauk., sectio D, 12 Lublin 1971, ss. 61—68.
3. Bury - Zaleska J., Pięta J.: Przebieg procesów przemieszczania materiału ziemnego w wąwozie lessowym (Processes of Soil Material Transfer in a Loess Gully). Pamiętnik Puławski — Prace IUNG, 34, Puławy 1968, ss. 31—53.
4. Czerwjakow W. A.: Opredielenie skorosti rosta owragow pri pomoszczi aerofotosnikow. Wiestnik Mosk. Uniw., Geografija 1963, 1, ss. 23—27.
5. Chomicz K.: Ulewy i deszcze nawalne w Polsce. Wiadomości Służby Hydr. i Met., 2, 3, 1951, ss. 5—88.
6. Chomicz K.: Przebieg, rozmieszczenie i częstotliwość deszczów nawalnych w Polsce. Gospodarka Wodna, 11, 1951, ss. 262—265.
7. Ciepiewski A.: Maksymalne wielkości spływów jednostkowych z deszczów nawalnych (Maximum Unit Discharges from Rain Showers). Przegl. Geofiz., 15 (23), 1970, ss. 179—193.
8. Ciepiewski A., Dąbkowski L.: Wezbranie małych dopływów Wojsławki w dniu 28 V 1965 r. (High Water in Small Tributaries of the Wojsławka River on May 28, 1965). Prace i Stud. Kom. Gosp. Wodnej i Surowcowej, 9, Warszawa 1968, ss. 289—298.
9. Dębski K.: Odpyływ z deszczu nawalnego we wsi Piaski Szlacheckie pod Krasnymstawem w czerwcu 1956 r. Gospodarka Wodna, 1958, ss. 339—342.
10. Dębski K.: Natężenie procesów erozji w zlewni Wieprza (Erosion Processes Intensity in the Wieprz River Catchment Area). Prace i Stud. Kom. Gosp. Wodnej i Surowcowej, 9, Warszawa 1968, ss. 269—287.
11. Dorywalski M.: Przykład mapy morfodynamicznej (An Example of Morphodynamic Map). Acta Geogr. Univ. Lodz., 8, Łódź 1958, ss. 67—97.
12. Jahn A.: Wyżyna Lubelska — rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau). Prace Geogr. IG PAN, 7, Warszawa 1956.
13. Jaworska M.: Erozja chemiczna i denudacja zlewni rzek Wieprza i Pilicy (Chemical Erosion and Denudation of Wieprz and Pilica Basins). Prace PIHM, 95, Warszawa 1968, ss. 29—47.
14. Karwowski A.: Opady o większym stopniu wydajności w Polsce w okresie 1954—1958. Prace PIHM, 77, Warszawa 1963.
15. Kaszowski L., Kotarba A.: Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych (na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej) (Effect of Catastrophic Floods on the Course of Fluvial Processes (with Kobylanka Creek on the Kraków Upland as Example)). Prace Geogr. IG PAN, 80, Warszawa 1970, ss. 5—87.

16. Kęsik A.: Vallées des terrains loessique de la partie Ouest du Plateau de Nałęczów. *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XV (1960), Lublin 1961, ss. 123—153.
17. Klatkowa H.: Studium morfodynamiczne pewnego wąwozu w Górach Świętokrzyskich (Monographie d'échantillon morphodynamique). *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 8, Łódź 1958, ss. 99—164.
18. Klimaszewski M.: Morfologiczne skutki powodzi w Małopolsce Zachodniej w lipcu 1934 r. (Les consequences morphologiques de la crue d'été dans le Sud-ouest de la Pologne, Juillet 1934). *Czas. Geogr.*, 13, 1935, ss. 283—291.
19. Kondracki J.: Skutki ulewy w dniu 22 maja 1937 r. w dolinie Prądnika (Effets de l'averse du 22 mai 1937 dans la vallée du Prądnik). *Przegl. Geogr.*, 16, 1937, ss. 161—165.
20. Koziejowa U.: Denudacja stoków w rocznym cyklu klimatycznym (Erosion des versants au cours du cycle climatique d'une année). *Acta Geogr. Lodz.*, 16, Łódź 1963, ss. 7—56.
21. Kosow B. F., Konstantinowa G. S.: Intensywność rosta owragów w osławajemych rajonach siewiera Zapadnoj Sibiri. *Wiestnik Mosk. Uniw., Geografija*, 1961, 1, ss. 46—51.
22. Malicki A.: Kras loessowy (The Karst Phenomena in the Beds of Loess). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. I (1946), Lublin 1946, ss. 131—155.
23. Maruszczak H.: Wertebý obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej (Dolinen auf Lössgebieten der Lubliner Hochfläche). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. VIII (1953), Lublin 1954, ss. 123—262.
24. Maruszczak H.: Główne cechy klimatycznej asymetrii stoków w obszarach peryglacialnych i umiarkowanych (Hauptmerkmale der klimatischen Hängeasymmetrie in der periglazialen und gemässigten Zonen). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XI (1956), Lublin 1958, ss. 161—237.
25. Maruszczak H., Trembaczowski J.: Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulewy w Piaskach Szlacheckich koło Krasnegostawu (Geomorphological Effects of a Cloudburst at Piaski Szlacheckie near Krasnystaw). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XI (1956), Lublin 1958, ss. 129—160.
26. Mazur Z.: Określenie natężenia erozji wodnej na terenie lessowym Zakładu Rolniczo-Doświadczalnego Elizówka (An Attempt at Determining the Intensity of Water Erosion on the Loess Soil of the Agricultural Experimental Station Elizówka). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio E*, vol. XIII (1958), Lublin 1960, ss. 145—193.
27. Mołodkin P. F.: O sowremiennom rostie owragów w bassejnie Niżniego Dona. *Izwestia WGO*, 94, 6, 1962, ss. 506—507.
28. Olecki Z.: Przebieg i skutki silnej ulewy w dniu 29 maja 1968 roku w Gaiku Brzezowej (Cours et effets d'une violente averse le 29 mai 1968 à Gaik-Brzezowa). *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, 4, Kraków 1970, ss. 101—105.
29. Polak S.: Erozja gleb w obrębie zlewni potoku Brzeźnianka w powiecie Nowy Sącz (Soil Erosion in the Basin Area of the Brzeźnianka Stream District Nowy Sącz). *Roczniki Glebozn.*, 15, 1, Warszawa 1965, ss. 205—230.
30. Reniger A.: Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce (Location, Extent and Severity of Potential Soil Erosion in Poland). *Roczn. Nauk Roln.*, 54, Warszawa 1950, ss. 1—59.
31. Reniger A.: Erozja gleb w okresie ulew i sływów wód wiosennych w zależności od przebiegu pogody (Soil Erosion During the Period of Rainfall and

- Downflow of Spring Waters as Depending upon Climatic Conditions). *Roczn. Nauk Roln.*, 73, F-4, Warszawa 1959, ss. 599—642.
32. Rodziewicz N. N., Sietunskaja L. E.: Ocenka intensywności rosta owragow po ich morfologiczieskim priznakam. *Izwestia AN SSSR, ser. geogr.*, 1961, ss. 91—95.
 33. Sadurska E.: Materiał unoszony przez rzekę Bystrą jako miernik natężenia erozji wodnej gleb (Amount of Matter Carried Down by the Bystra River, Treated as an Estimate of the Rate of Water Erosion of Soil). *Pamiętnik Puławski — Prace IUNG*, 12, Puławy 1964, ss. 89—106.
 34. Tołstow A. N.: Skorost' rosta owragow w nizowjach Indigarki. *Wiestnik Mosk. Uniw., Geografija*, 1964, 1, ss. 67—68.
 35. Ziemnicki S.: Wstępne badania nad erozją lessów Lubelszczyzny (Preliminary Studies on the Erosion of Loesses in the Province Lublin). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio E, vol. VI* (1951), Lublin 1952, ss. 131—200.
 36. Ziemnicki S.: Zasięgi erozji wodnej gleb w południowej części województwa lubelskiego (The Extent of Water Erosion of Soil in the Southern Part of the Lublin District). *Biul. Lub. Tow. Nauk., sectio B*, 3—4, Lublin 1964, ss. 21—28.
 37. Ziemnicki S., Naklicki J.: Stan i rozwój trzech wąwozów na Wyżynie Lubelskiej (The Present State and Development of Three Gullies on the Lublin Plateau). *Zeszyty Probl. Post. Nauk Roln.*, 119, Warszawa 1971, ss. 23—45.
 38. Ziemnicki S., Orlik T.: Charakterystyka okresowych spływów z falistej zlewni lessowej (Characteristic of Periodic Runs-off from a Rolling Watershed). *Zeszyty Probl. Post. Nauk Roln.*, 119, Warszawa 1971, ss. 7—22.
 39. Ziętara T.: Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów (Part Played by Torrential Rains and Floods on the Relief of Beskid Mts.). *Prace Geogr. IG PAN*, 60, Warszawa 1968.

OBJAŚNIENIA FOTOGRAFII

- Fot. 1. Wymoki lessowe w strefie wierzchowinowej wypełnione po ulewie wodą.
- Fot. 2. Żłobiny erozyjne na zboczu wypukłym. Zwraca uwagę ostra linia zasięgu żłobin na granicy upraw.
- Fot. 3. Płytką żłobina erozyjna w dnie suchej dolinki denudacyjnej.
- Fot. 4. Kocioł suffozyjny (tylna ściana) w przedłużeniu szczytu wąwozu.
- Fot. 5. Wysoki próg w dnie wąwozu. Forma charakterystyczna dla górnych i środkowych odcinków wąwozów.
- Fot. 6. Struktura osadów wyścielających dno wąwozu, odsłonięta w progu.
- Fot. 7. Nisza erozyjna wycięta w utworach kredowych.
- Fot. 8. Potok kamienisto-ziemny w zalesionym parowie lessowym.
- Fot. 9. Ławica żwirowa kontaktująca się z lessowymi zboczami wąwozu.
- Fot. 10. Mała teraska akumulacyjna o wysokości 20 cm i szerokości 1 m, utworzona w dnie wąwozu.
- Fot. 11. Szeroka żłobina erozyjna w dolnej części wąwozu.
- Fot. 12. Charakter przeobrażenia jednego z bocznych wąwozów; żłobiny erozyjne i ławica żwirowa.
- Fot. 13. Akumulacja materiału drobnodziarnistego pochodzącego ze splukiwania na zadarnionym zboczu.

Fot. 14. Pokrywa akumulacyjna u podnóża zbocza, a na zboczu dość gęsta sieć małych żłobin erozyjnych, zamaskowana przez roślinność uprawną.

Fot. 15. Akumulacja w dnie doliny Wyżnicy u wylotu wąwozu nr II; zniszczona droga, zasypany rów przydrożny.

Fot. 16. Fragment stożka żwirowo-piaszczystego w dnie doliny Wyżnicy, usypanego u wylotu wąwozu nr II.

РЕЗЮМЕ

Сильные ливни в некоторых районах зоны умеренного климата играют огромную рельефообразующую роль. Это явление тесно связано с хозяйственной деятельностью человека, в результате которой в рассмотренной зоне была уничтожена или значительно сокращена лесная растительность, а на ее место были введены полевые культуры.

Предметом настоящей статьи являются геоморфологические эффекты ливня, который прошел 15 VI 1969 г. в западной части Люблинской возвышенности. Ливень продолжался 30 минут (начался в 14 час. 30 мин.). Из-за отсутствия измерительной станции количество осадков вычислялось по формуле К. Хомича: $U = At^{0,5}$ (U — количество осадков, A — коэффициент насыщения осадков, t — продолжительность ливня в минутах) и для центра ливня было равно 65 мм. Интенсивность ливня (i), таким образом, можно обозначить величиной 2,17 мм/мин. Судя по последствиям ливня, эти величины являются несколько заниженными.

Ливень прошел над территорией, покрытой лессами с мощностью от нескольких до выше десяти метров. Лесс залегает непосредственно на известняках (опока) верхнего кампана. Эта поверхность изрезана оврагами. Геоморфологические исследования проводились на поверхности 18,8 км², охватывая бассейны трех боковых долинок, отходящих от долины Выжницы (рис. 1, 2). Именно по этим долинам, по которым обычно водотоки не текут, во время ливня текли большие потоки. В результате исследований установлено, что высота воды в нижней части долин с шириной дна 15—20 м, во время ливня составляла 1 м. В то же время в их средних и верхних частях при ширине дна 2—3 м вода поднялась до высоты 2,5—3,0 м.

На основе измерений следов большой воды и поперечных разрезов центрального оврага (№ II) были подсчитаны: средняя скорость течения (V) объем течения (Q) и модуль стока. Вычисления были выполнены для 2-х пунктов: А — при устье оврага, В — в его средней части. Результаты представлены в табл. 2. Следует подчеркнуть, что из трех главных исследованных оврагов, только овраг № II был покрыт лесной растительностью, что несомненно повлияло на некоторое уменьшение стока воды. Несмотря на это, представленные величины очень высоки.

Детальный ход и интенсивность процессов эрозии и аккумуляции как в поперечных профилях (на вершинах, склонах и на дне), так и в продольных, представлены в табл. 6 и на карте геоморфологических процессов. Интенсивность эрозии на склонах, большая на выпуклых склонах, зависела прежде всего от длины склона и от вида культур. Самые большие эрозионные разрушения наблюдались в культуре пшпашных растений.

В продольных профилях долин наблюдались то процессы эрозии, то аккумуляции, однако, разной интенсивности и при разных взаимоотношениях. В верхних частях оврагов отчетливо преобладали процессы глубинной эрозии и процессы роста оврагов. Характерной формой, образованной в этих частях оврагов, были поперечные уступы высотой до 3 м и эвразийские котлы в верховьях оврагов. Эффектом ливня было удлинение некоторых главных оврагов на несколько, а иногда и на несколько десятков метров. В некоторых оврагах, особенно, в боковых, произошла отчетливая активизация процессов суффозии.

У выхода оврагов к главной долине Выжницы образовались конусы выноса объемом 4,5—12 тыс. м³ и мощностью около 0,5 м (фото 15). Эти конусы были образованы из песчанистого, илистого и галенного материалов; характерно было присутствие известнякового щебня со средней фракцией 3—10 см, максимальной — 20—40 см.

Путем геоморфологического картирования была разработана карта эрозионных и аккумуляционных форм, образованных во время ливня. Примененный метод позволил также правильно оценить последствия ливня (табл. 6). Из расчетов вытекает, что общая длина зарегистрированных размоин составляла 8,935 км, а средняя густота — около 0,5 км⁴/км². Общие размеры денудации были 1 337 м³/км² или 2 289,97 т/км². Перемещенный материал, если его равномерно разложить на этой поверхности, дал бы слой мощности 1,2 мм. Установлено, что 94% эродированного материала было вынесено из пределов бассейна и отложено в виде конусов. Полученные величины денудации похожи на данные, полученные Марущаком и Трэмбачовским для ливня в Пясках Шляхетских, где общая денудация составляла 1 432,5 м³/км², что соответствует слою 1,42 мм.

Сравнивая последствия ливня в Дежковицах с максимальными величинами „нормальной“ денудации в небольших лессовых бассейнах Люблинской возвышенности, можно сделать вывод, что ливень в Дежковицах соответствует 15—30-летнему циклу „нормальной“ денудации.

ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ И ТАБЛИЦ

Рис. 1. Карта района бурного ливня в окрестности Дзежковиц 15 VI 1969 г.; 1 — мощность слоя осадка в плевнометрических станицах (в мм), 2 — изогисты, 3 — глав-

ные направления линий стока осадковых вод, 4 — район геоморфологических исследований.

Рис. 2. Геоморфологическая карта окрестностей Дзержковиц; 1 — пойменные террасы, 2 — аккумуляционные равнины у подножий склонов, 3 — овраги, 4 — сухие долины, 5 — крутые склоны ассиметрических долин, 6 — приводораздельные уровни, образованные на меловых отложениях; абсолютные высоты 210—220 м; 7 — приводораздельные уровни с лессовым покровом; абс. выс. 230—250 м; 8 — склоны, 9 — обнажения горных пород на склонах и днах сухих долин.

Рис. 3. Сеть оврагов в окрестности Дзержковиц на основании карты масштаба 1 : 21000 из 1892 г.

Рис. 4. Картограмма густоты овражной сети в окрестности Дзержковиц сделанная на основании измерений на карте из 1892 г.; основное поле измерения о поверхности 1 км².

Рис. 5. Карта использования земель в окрестности Дзержковиц; 1 — луга, 2 — леса, 3 — сады, 4 — пахотные земли, 5 — здания и огороды.

Рис. 6. Пример развития форм и процессов во фрагменте одного из оврагов в восточной части исследованной территории. I — ситуационный эскиз, II — формы образованные в овраге во время ливня: 1 — большие эрозионные размоины глубиной 1—2 м, 2 — малые эрозионные размоины 0 глубиной 0,2—0,5 м, 3 — гравевые наносы на дне оврага, 4 — эрозионные подмывы на склонах оврага, 5 — оползневые формы, 6 — место взяти проб гравия для морфометрического анализа. III — графики

обработки: O_{\circ} — показатель окаткнности $\frac{K+1/2 CO}{1/2 CO+O}$ (K — острогранные, CO — частично окатанные, O — окатанные); $\frac{2r}{L}$ — показатель округления по А. Кайе (1945); $\frac{L+1}{2E}$ — показатель сплюсненности по А. Кайе (1945).

Табл. 1. Сопоставление показателей интенсивности ливня в Дзержковицах с другими ливнями в Польше.

Табл. 2. Гидрологические характеристики ливня для оврага № II.

Табл. 3. Морфометрические характеристики долин около Дзержковиц.

Табл. 4. Характеристика исследованных бассейнов около Дзержковиц.

Табл. 5. Морфометрические показатели оврагов около Дзержковиц, подсчитанные на основании карты 1 : 21000 1892 г.

Табл. 6. Морфологические эффекты ливня в Дзержковицах 15 VI 1969 г.

Табл. 7. Общие величины овражной эрозии в исследованных бассейнах перед ливнем.

Фото 1. Дессовые блюдца в приводораздельной зоне, заполненные водой после ливня.

Фото 2. Эрозионные размоины на выпуклом склоне. Внимание острая линия распространения размоин на границе выпаживания.

Фото 3. Мелкая эрозионная размоина на дне сухой денудационной долиньки.

Фото 4. Суффозионный котел (тыловая стена) в продолжении вершины оврага.

Фото 5. Высокий порог в дне оврага. Характеристическая форма для отвершков в средних участках оврагов.

Фото 6. Структура отложений выстелających дно оврага, обнаженная в пороге.

Фото 7. Эрозионная ниша сформированная в меловых горных породах.

Фото 8. Каменный поток в лесистом лессовом овраге.

Фото 9. Нанос гравия соприкасающаяся с лессовыми склонами оврага.

Фото 10. Малая аккумуляционная терраса высотой 20 см и ширины 1 м, образованная в дне оврага.

Фото 11. Широкая эрозионная размоина в нижнем участке оврага.

Фото 12. Характер преобразования одного из боковых оврагов; размоины и нанос гравия.

Фото 13. Отложение мелкозернистого материала из размыва на задернованном склоне.

Фото 14. Аккумуляционный покров у подножий склона, а на склоне довольно густая сеть малых эрозионных размоин, замаскированная распахной растительностью.

Фото 15. Отложения на дне долины реки Выжницы у устья оврага № II; разрушенная дорога, засыпанная придорожная канава.

Фото 16. Фрагмент гравийно-песчанистого конуса выноса в дне долины Выжницы, сформированного устья оврага № II.

RESUMÉ

Dans certaines régions de la zone de climat tempéré, les averses violentes exercent une importante action sur le relief. Ce fait est lié à l'activité économique de l'homme contribuant à la destruction ou à la réduction considérable de la végétation forestière, remplacée par des cultures champêtres.

La présente étude a pour objet les conséquences géomorphologiques de l'averse du 15 juin 1969 dans la partie occidentale du Plateau de Lublin. L'averse commença à 14 h 30 pour durer 30 minutes environ. Vu qu'il n'y a pas de station de mesurage sur le terrain, la précipitation a été calculée d'après la formule de K. Chomicz, $U = At^{0,5}$ (dans laquelle U représente l'importance de la précipitation, A — le coefficient du débit de la précipitation, t — la durée de l'averse). Au centre de l'averse, la précipitation s'élevait à 65 mm environ. Ainsi, l'intensité de l'averse (i) peut être déterminée par la valeur de 2,17 mm/min. Toutefois, si l'on considère les conséquences de l'averse, ces valeurs semblent plutôt basses.

Le phénomène s'est produit sur un terrain à couverture de loess d'une épaisseur de quelques mètres à plusieurs mètres. Ces loess se trouvent situés directement sur des calcaires du haut Campan. Le terrain est coupé de ravins. Les investigations géomorphologiques ont été effectuées sur une superficie de 18,8 km², comportant les terrains d'alimentation de trois vallons latéraux aboutissant à la vallée de la Wyżnica (fig. 1, 2). Normalement, les vallées étudiées ne conduisent pas de cours d'eau permanents, mais pendant l'averse, de forts torrents y coulaient. Au cours des études, on a pu constater que, pendant l'averse, et dans la partie inférieure des vallons d'une largeur de fond de 15 m à 20 m, la hauteur de la précipitation s'élevait à 1,0 m. Par contre, dans leurs parties centrales et supérieures, à fonds d'une largeur de 2 à 3 m, l'eau montait jusqu'à 2,5 m — 3,0 m.

En basant leurs calculations sur les données provenant des mesurages de traces laissées par les eaux de la grande crue, ainsi que de coupes transversales du ravin central (N°II), les auteurs ont calculé la vitesse moyenne du débit d'eau (V), le volume de débit d'eau (Q) et l'écoulement d'eau par unité de surface. Les calculations ont été faites pour deux places: le point A, situé sur le débouché du ravin, et le point B, placé dans la partie centrale de celui-ci. Les résultats sont présentés au tableau 2. Il y a lieu d'observer que le ravin II est le seul boisé parmi les trois ravins principaux et étudiés, ce qui a sûrement contribué à une certaine retention de l'écoulement. Malgré cela, les valeurs obtenues sont très hautes.

Les détails de l'évolution et de l'intensité des processus d'érosion et d'accumulation, aussi bien dans les profils transversaux (sur les hauts niveaux, les talus et les fonds) que dans les profils longitudinaux des vallées, sont présentés au tableau 6 et sur la carte des processus géomorphologiques, ci-annexée. L'intensité de l'érosion sur les versants, plus importante sur les versants convexes que sur ceux concaves, dépendait avant tout de la longueur du talus et du type de culture. Les plus grandes destructions par érosion se sont produites dans les cultures de plantes sarclées.

Dans le profil longitudinal des vallons, on a constaté l'apparition de processus d'érosion et d'accumulation alternants à intensité et à relations réciproques différentes. Dans les secteurs supérieurs des ravins, les processus de creusement de fond et ceux d'érosion remontante prédominaient. Les formes caractéristiques produites dans ces secteurs sont des gradins transversaux d'une hauteur de 3 m au maximum, et des cuves d'évorsion sur les sommets des ravins. À la suite de l'averse, les principaux ravins ont été prolongés de quelques mètres ou de plusieurs mètres. Une importante activation des processus de suffosion s'est produite avant tout dans les ravins latéraux.

À l'embouchure des ravins dans la vallée principale de la Wyżnica, ont été formés des cônes de déjection d'une capacité — d'un volume de 4,5 à 12 mille mètres cubes et d'une épaisseur de 0,5 m (photo 15). Les cônes ont été construits de matériaux sablonneux, limoneux et de graviers caractérisés par la présence d'éboulis calcaires à fraction moyenne de 3 à 10 cm, jusqu'à 20 à 40 cm au maximum.

Par la méthode de cartographie géomorphologique, a été élaboré une carte des formes d'érosion et d'accumulation produites pendant l'averse. La méthode appliquée a permis également de faire une juste estimation des conséquences de l'averse, (tab. 6). Des calculations effectuées, il résulte que la longueur totale des entailles enregistrées s'élève à 8.935 km, et la densité moyenne à 0,5 km/km² environ. Les dimensions globales de

la dénudation ont été déterminées par les chiffres $1\,337\text{ m}^3/\text{km}^2$ ou bien en d'autres termes, $2\,289,98\text{ t}/\text{km}^2$. Les matériaux transportés et déposés uniformément sur toute la surface du terrain pourraient former une couche de $1,2\text{ mm}$ d'épaisseur. Il a été constaté que 94% des matériaux érodés avaient été charriés en dehors du terrain d'alimentation et déposés en cônes de déjection. Les valeurs calculées de la dénudation sont pareilles aux nombres obtenus par H. Maruszczak et J. Trembaczowski pour l'averse de Piaski Szlacheckie, où la dénudation globale s'élevait à $1\,432,5\text{ m}^3/\text{km}^2$, ce qui correspond à une couche épaisse de $1,42$ millimètres.

En comparant les conséquences de l'averse de Dzierzkowice aux valeurs annuelles maxima de la dénudation „normale” pour les petits terrains d'alimentation sur les loess du Plateau de Lublin, il faut bien constater que l'averse de Dzierzkowice équivaut à un cycle de 15 à 30 années de dénudation „normale”.

EXPLICATION DES TABLES

Photo 1. Dépressions fermées remplies d'eaux stagnantes après d'averse, dans le loess du haut niveau.

Photo 2. Entailles d'érosion sur versant convexe. A remarquer la ligne très nette marquant le début de leur évolution à la limite des cultures.

Photo 3. Une entaille d'érosion plate dans le fond d'un vallon sec de dénudation.

Photo 4. Cuve de suffosion (paroi d'arrière) en prolongation du sommet du ravin.

Photo 5. Gradin haut dans le fond d'un ravin. Forme caractéristique pour les secteurs supérieurs et moyens du ravin.

Photo 6. Structure des sédiments tapissant le fond du ravin découvert dans le gradin.

Photo 7. Niche d'érosion, taillée dans des formations du Crétacé.

Photo 8. Coulée de pierres et de terre dans un ravin boisé.

Photo 9. Banc de graviers aboutissant aux versants loessiques du ravin.

Photo 10. Petite terrasse d'accumulation formée dans le fond du ravin (20 cm de hauteur, 1 m de largeur).

Photo 11. Large entaille d'érosion dans la partie inférieure du ravin.

Photo 12. Transformation d'un ravin latéral; entailles d'érosion et banc de graviers.

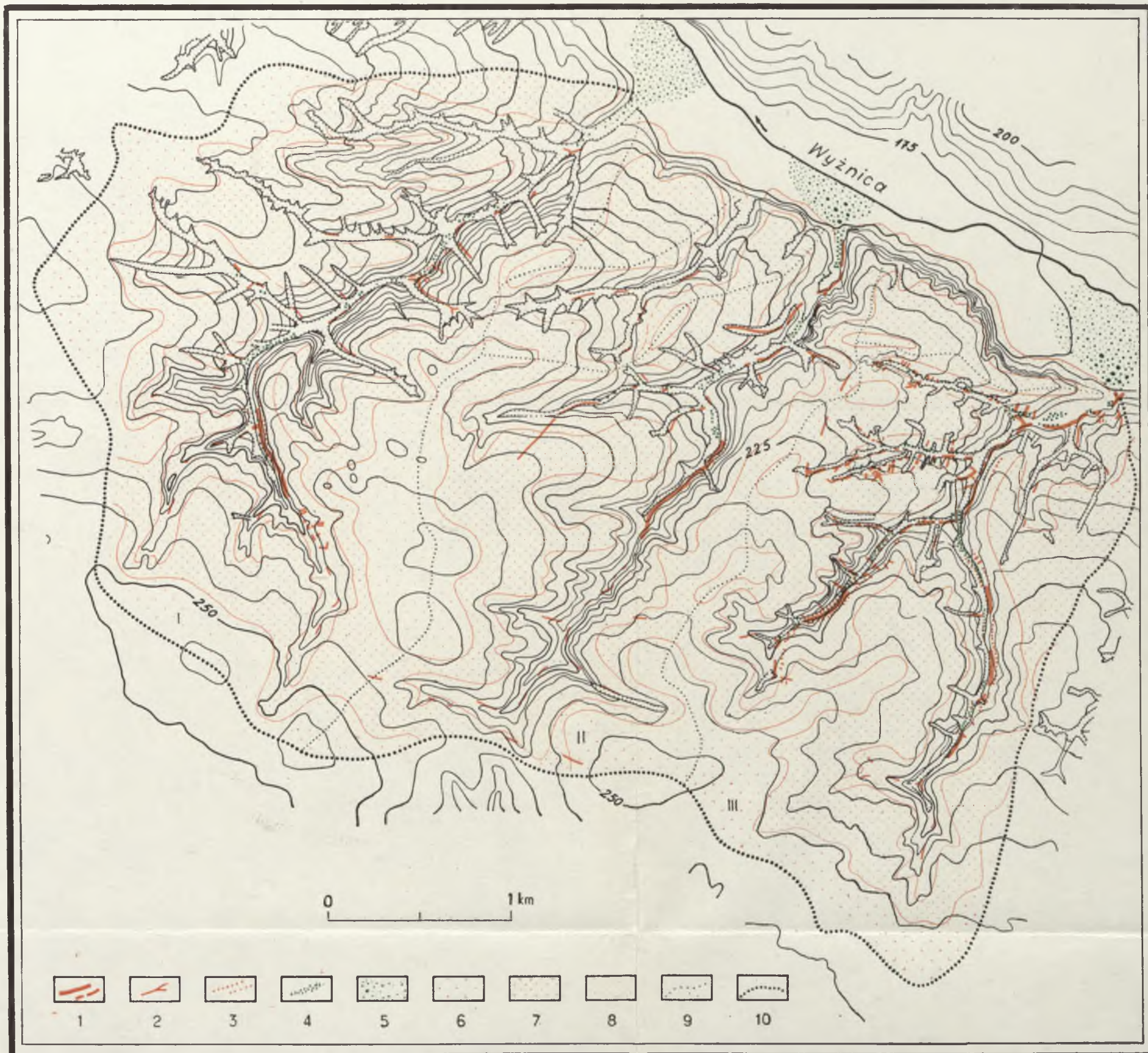
Photo 13. Accumulation de matériaux fins transportés par ruissellement diffus, sur un versant avec la couverture végétale.

Photo 14. Couverture d'accumulation au pied versant sur lequel, un réseau assez dense de petites entailles d'érosion est visible.

Photo 15. Accumulation dans le fond de la Wyżnica, au débouché du ravin N°II; route détruite, le fossé latéral comblé.

Photo 16. Fragment du cône chaotique dans la vallée de la Wyżnica, formé au débouché du ravin N°II.

GEOMORFOLOGICZNE SKUTKI ULEWY W DNIU 16. VI. 1969 ROKU W ZLEWNIACH KOŁO DZIERZKOWIC
 SUITES GÉOMORPHOLOGIQUES DE L'AVERSE DU 16 JUIN 1969 DANS LES TERRAINS D'ALIMENTATION PRÈS DZIERZKOWICE



Objaśnienie znaków:

1 - duże żłobiny i inne formy erozyjne, 2 - małe żłobiny erozyjne, 3 - zsuwy na zboczach wąwozów, 4 - ławice żwirowo-piaszczyste w dnach wąwozów, 5 - stożki napływowe żwirowo-piaszczysto-gliniaste, 6 - wierzchowiny i spłaszczenia stoku o nachyleniu do 2°, 7 - stoki wypukłe o nachyleniu 2-4°, 8 - stoki wklęsłe o nachyleniu 4-10°, 9 - działy wodne zlewni, 10 - granica badanego obszaru.

Légende:

1 - ravineaux et autres formes d'érosion, 2 - rigoles, 3 - éboulements sur les versants des ravins, 4 - bancs de graviers et de sables dans les fonds des ravins, 5 - cônes déjections de graviers, sables et limons, 6 - plateaux et versants aplatis à inclinaison de 2°, 7 - versants convexes à inclinaison de 2° à 4°, 8 - versants concaves à inclinaison de 4° à 10°, 9 - lignes de partage des eaux des terrains d'alimentation, 10 - limite du territoire étudié.



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6



Fot. 7



Fot. 8

Jan Buraczyński, Józef Wojtanowicz



Fot. 9



Fot. 10

Jan Buraczyński, Józef Wojtarowicz



Fot. 11



Fot. 12



Fot. 13



Fot. 14

Jan Buraczyński, Józef Wojtanowicz



Fot. 15



Fot. 16

Jan Buraczyński, Józef Wojtanowicz