

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE NR 80

LUDWIK KASZOWSKI, ADAM KOTARBA

WPLYW KATASTROFALNYCH WEZBRAŃ
NA PRZEBIEG PROCESÓW FLUWIALNYCH
(na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej)

WŁADYSŁAW A. NOWAK

RZEŻBA PODCZWARTORZĘDOWA
I EWOLUCJA UKŁADU SIECI DOLINNEJ
W PÓŁNOCNOŚRODKOWEJ CZĘŚCI
WYŻYNY MAŁOPOLSKIEJ

WARSZAWA 1970
PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

ERRATA

Strona	Wiersz		Jest	Powinno być
	od góry	od dołu		
5 8—9 (wklej- ka)	14 Ryc. 2 (legenda)		doliny kobyłańskiej morfodynamiczne, procesów, procesami,	Doliny Kobyłańskiej morfodynamiczne: $R_{EC}, R_A,$ procesów: od góry $N_{EW}, N_{EB}, N_{EC},$ $N_A,$ procesami: $R_{EW}/R_{EB},$ $R_A/R_{EC},$
9	Fot. 1 (podpis)		doliny	Doliny
45		2	zmiany	zmiany"
61	w schema- cie		flat	flood
65		10	transportowania	transportowa
74	4—5		maksymalnym	maksymalna
76	23		Kaszkowski	Kaszkowski

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 80

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 80

ЛЮДВИК КАШОВСКИ, АДАМ КОТАРБА

ВЛИЯНИЕ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ПАВОДКОВ
НА ХОД ФЛЮВИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ
(на примере реки Кобылянки на Краковском Плато)

ВЛАДЫСЛАВ А. НОВАК

ПОДЧЕТВЕРТИЧНЫЙ РЕЛЬЕФ И ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМЫ
ДОЛИННОЙ СЕТИ В СЕВЕРОЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
МАЛОПОЛЬСКОГО ПЛАТО

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 80

LUDWIK KASZOWSKI, ADAM KOTARBA

EFFECT OF CATASTROPHIC FLOODS
ON THE COURSE OF FLUVIAL PROCESSES

(with Kobyłanka creek on the Kraków upland as example)

WŁADYSŁAW A. NOWAK

THE SUB-QUATERNARY RELIEF
AND THE EVOLUTION OF THE VALLEY SYSTEM
IN THE NORTH-CENTRAL PART OF THE MAŁOPOLSKA UPLAND

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE NR 80

LUDWIK KASZOWSKI, ADAM KOTARBA

WPŁYW KATASTROFALNYCH WEZBRAŃ
NA PRZEBIEG PROCESÓW FLUWIALNYCH
(na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej)

WŁADYSŁAW A. NOWAK

RZEŻBA PODCZWARTORZĘDOWA
I EWOLUCJA UKŁADU SIECI DOLINNEJ
W PÓŁNOCNOŚRODKOWEJ CZĘŚCI
WYŻYNY MAŁOPOLSKIEJ

WARSZAWA 1970
PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR NACZELNY: M. KIELCZEWSKA-ZALESKA
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: K. DZIEWOŃSKI
CZŁONKOWIE: R. GALON, L. STARKEL
SEKRETARZ: I. STANČZAK

REDAKTOR TOMU: L. STARKEL

Państwowe Wydawnictwo Naukowe
Oddział w Łodzi 1970

Printed in Poland

Wydanie I. Nakład 700 + 90 egz. Ark. wyd. 9,75. Ark. druk. 8,00.
Papier rotogr. kl. III, 80 g, 70 × 100. Oddano do składania 25. VIII.
1969 r. Podpisano do druku 18. V. 1970 r. Druk ukończono w maju
1970 r. Zam. nr 708/A/69. H-2. Cena zł 30.—
Łódzka Drukarnia Dzielowa, Łódź, ul. Rewolucji 1905 r. nr 45

Ludwik KASZOWSKI, Adam KOTARBA

**WPLYW KATASTROFALNYCH WEZBRAŃ
NA PRZEBIEG PROCESÓW FLUWIALNYCH**
(na przykładzie Potoku Kobylanka
na Wyżynie Krakowskiej)

SPIS TREŚCI

Wstęp	6
Zarysowanie problemu i cel pracy	6
Charakterystyka obszaru	8
Warunki hydrometeorologiczne wezbrania	12
Metoda pracy	15
Morfologiczne skutki wezbrania w obrębie dna doliny kobyłańskiej	17
Formy erozji wgłębnej	17
Formy erozji bocznej	23
Formy akumulacyjne	27
Zróznicowanie erozji i akumulacji z biegiem koryta	32
Przebieg procesów erozji i akumulacji	32
Erozja wgłębna (EW)	32
Erozja boczna (EB)	34
Dostawa rumowiska (D)	37
Akumulacja (A)	39
Bilans procesów fluwialnych	41
Związki między procesami erozji i akumulacji	45
Odcinki morfodynamiczne	45
Przebieg transportu i sedymentacji rumowiska (T)	48
Rozmiary i natężenie transportu	48
Związki transportu rumowiska z erozją i akumulacją	50
Zdolność transportowa a obciążenie	54
Szerokość strefy transportu	55
Charakterystyka rumowiska. Problem kompetencji	58
Sposób transportu i sedymentacji	61

Mechanizm transformacji koryta Kobyłanki	66
Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych	71
Rozmieszczenie energii	72
Rola morfologiczna katastrofalnych wezbrań	74
Literatura	76
Załącznik 1	78
Резюме	78
Summary	83

WSTĘP

ZARYSOWANIE PROBLEMU I CEL PRACY

Powszechnie przyjmuje się, że intensywne przeobrażenie koryt rzecznych zachodzi podczas katastrofalnych wezbrań, gdy podstawowe parametry hydrodynamiczne zwiększają się kilkakrotnie lub kilkadziesiątkrotnie. Zachodzące wtedy procesy fluwialne wywierają decydujący wpływ na wykształcenie form w korycie powodziowym.

Badaniem morfologicznych skutków gwałtownych powodzi oraz rekonstrukcją przebiegu procesów fluwialnych zajmowało się szeregiem badaczy [8, 9, 10, 17, 18, 19, 21, 22, 23]. Wolman i Eiler przypisują dużą rolę spadkowi, szerokości rzeki oraz szerokości doliny — jako czynnikom warunkującym rozmieszczenie i przebieg erozji oraz akumulacji powodziowej [20]. Tricart odtwarza kierunki strumieni wodnych na podstawie przebiegu form akumulacyjnych [19]. Szereg polskich badaczy przyjmuje, że sporadyczne zjawiska katastrofalne, tzn. takie, podczas których procesy morfogenetyczne działają z wielką siłą w ciągu stosunkowo krótkiego czasu, odgrywają zasadniczą rolę w modelowaniu form powierzchni [8, 16, 17, 23]. Skutki nawet krótkotrwałego, gwałtownego opadu są większe niż efekty pracy wody w ciągu wieloletnich okresów o średnim natężeniu zjawisk atmosferycznych [8]. Stąd poglądy, że zespół form dolinnych powstaje w głównej mierze pod wpływem pracy wody przy stanach maksymalnych — powodziowych [22, 23], występujących w okresach wiosennych i w okresach gwałtownych ulew letnich [9, 16].

Działalność morfologiczna wód powodziowych polega na tworzeniu form erozyjnych i akumulacyjnych, których rozmiary niejednokrotnie są tak wielkie, że zmieniają cechy morfometryczne i morfologiczne den dolinnych i koryt rzecznych [8, 10, 16, 18, 19], a przemodelowywanie odbywa się skokowo [22, 23].

Osobnym zagadnieniem jest efektywność pracy wykonanej przez procesy morfogenetyczne o różnym natężeniu, wyrażone ilością materiału

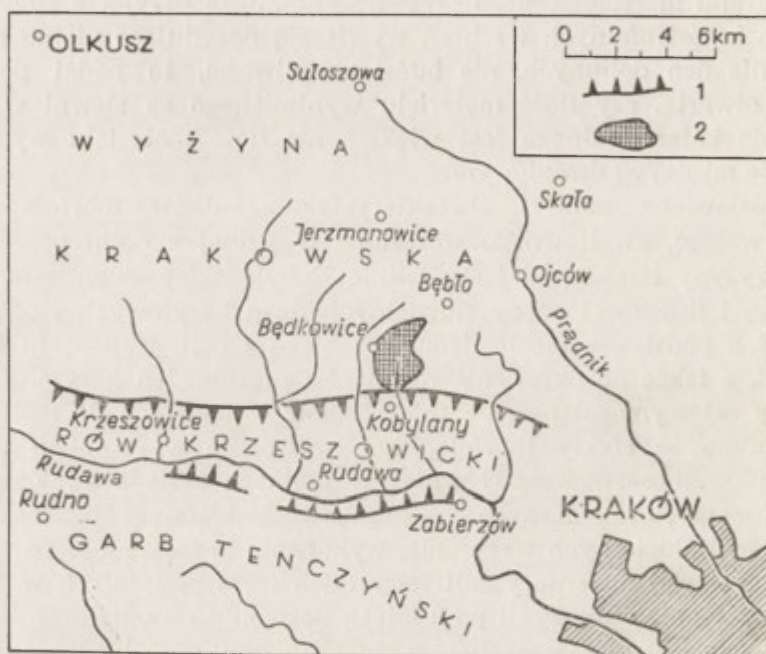
odprowadzonego poza zlewnię. Wolman i Miller przyjmują, że ze wzrostem siły wzrastają rozmiary wykonanej pracy, które można wyrazić iloczynem wielkości siły oraz czasu jej trwania [21]. Stąd wniosek, że np. rozmiary niszczenia zlewni podczas powodzi o wyjątkowej sile, lecz zdarzających się bardzo rzadko, są mniejsze niż rozmiary niszczenia przy stanach średnich, lecz występujących stosunkowo często. Nie należy utożsamiać rozmiarów odprowadzania materiału poza zlewnię z rozmiarami morfologicznego przeobrażania. Jeśli przyjęcie poglądu, że zjawiska katastrofalnych wezbrań wywierają decydujące piętno na wykształcenie den dolinnych, nie budzi wątpliwości, to nadal pozostaje sprawą otwartą, czy ilość materiału wyniesionego ze zlewni w czasie wezbrania katastrofalnego jest większa niż ilość materiału wynoszona w okresie międzywezbraniowym.

Przedstawiona poniżej charakterystyka skutków morfologicznych krótkotrwałego, gwałtownego wezbrania w jednej z dolin południowej części Wyżyny Krakowskiej — Dolinie Kobylańskiej — zmierza do jakościowej i ilościowej oceny fluwialnych form korytowych i odtworzenia na ich podstawie mechanizmu przebiegu erozji, transportu i sedymentacji, a także do określenia rozmiarów przeobrażeń koryta. Tak postawiony cel wymagał ograniczenia studiów terenowych do małego obszaru, mimo że efekty morfologiczne wywołane wezbraniem w dniu 27 VI 1965 r. obserwowano również w dolinach sąsiednich. Znajomość warunków meteorologicznych i stosunkowo dokładne odtworzenie warunków hydrologicznych wezbrania, wykonanie bezpośrednio po wezbraniu szczegółowej inwentaryzacji wszystkich form powstałych w łożysku oraz powtórzenie obserwacji po 3 latach pozwoliły na odtworzenie dynamiki procesów podczas wezbrania, mechanizmu przeobrażania łożyska w rezultacie dopasowywania się Kobyłanki do zmienionych warunków hydrodynamicznych.

W badaniach terenowych oraz w trakcie opracowywania materiałów wielką pomocą i radą służyła nam żona jednego z autorów, mgr M. Baugart-Kotarba, której serdecznie dziękujemy. Znajomość przebiegu burzy zawdzięczamy mgr T. Niedźwiedziowi, który śledził jej przebieg w terenie i był uprzejmy udostępnić nam swe obserwacje. Profesorowi dr M. Klimaszewskiemu oraz docentowi dr Leszkowi Starkłowi, którzy poświęcili dużo czasu na szczegółową analizę i dyskusję pracy oraz umożliwili jej druk w Pracach Geograficznych IG PAN-u, autorzy gorąco dziękują. Ponadto dziękujemy dr T. Gerlachowi, dr K. Klimkowi, magistrów L. Daukszy, E. Gilowi, J. Siwkowi i innym osobom za owocną dyskusję i podzielenie się z nami swymi uwagami. Mgr J. Kostonzowi dziękujemy za pomoc przy graficznym opracowaniu wykresów.

CHARAKTERYSTYKA OBSZARU

Dolina Kobyłańska rozcina tektoniczny próg Wyżyny Krakowskiej i uchodzi do zapadliskowego Rowu Krzeszowickiego we wsi Kobyłany, na północo-zachód od Krakowa (ryc. 1). Wycięta w odpornych wapieniach górnourajskich, posiada charakter dojrzałego jaru o skalistych.



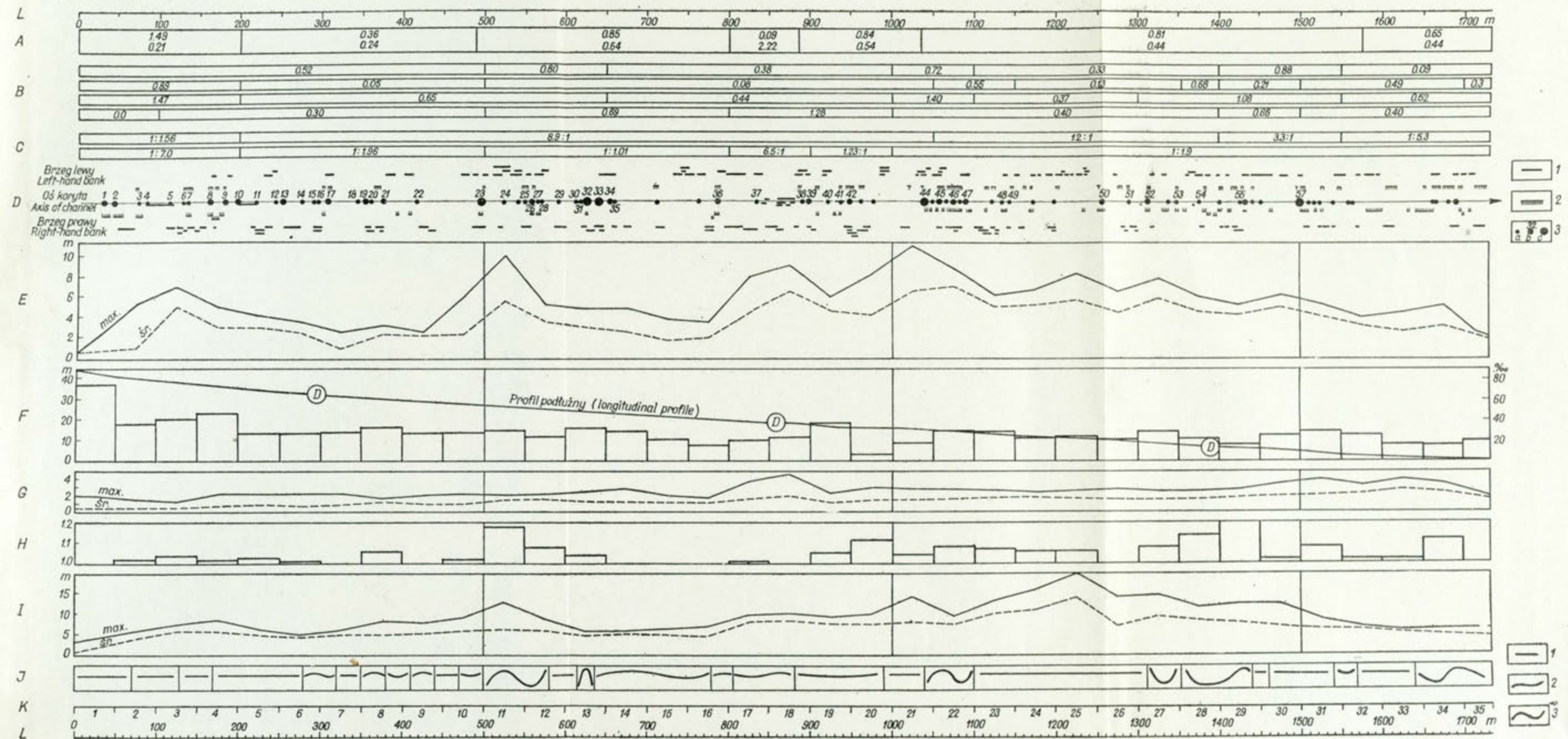
Ryc. 1. Mapa położenia obszaru badań

1 — krawędź progu tektonicznego, 2 — zlewnia Kobyłanki

Map showing situation of investigated area

1 — scarp of rift valley, 2 — Kobyłanka drainage basin

pionowych zboczach, przechodzących w silnie nachylone powierzchnie hałd usypiskowych oraz o płaskim, sterasowanym dnie (fot. 1). Krasowa rzeźba jest częściowo zamaskowana pokrywą lessową o średniej miąższości 4—8 m, co szczególnie dobrze widać w północnej, rozczłonkowanej rozłogami części zlewni. Doliny boczne mają charakter suchych wąwozów krasowych, odcinkami zamaskowanych lessem. Przebieg dolin uwarunkowany jest przebiegiem spękań ciosowych w wapieniach: NE—SW i NW—SE [3, 4]. W profilu podłużnym Kobyłanki, o spadku 33‰, zaznacza się kilka stopni związanych z regresyjnym, nierównomiernym rozcinaniem dna.



Ryc. 2. Profil syntetyczny

A. Odcinki morfodynamiczne, B. Natężenie procesów, C. Związki między procesami, D. Rozmieszczenie form: 1 — lawica rumowiskowa, 2 — podcięcie erozyjne, 3 — kocioł erozyjny (cyfra oznacza numer kotła), pojemność a — 0–1 m³, b — 1–3 m³, c — powyżej 3 m³, E. Szerokość strefy transportu (max. — maksymalna, śr. — średnia), F. Profil podłużny koryta (literą „D” zaznaczono ujścia głównych dolin bocznych) oraz wykres słupkowy spadku podłuż-

nego koryta, G. Szerokość koryta (max. — maksymalna, śr. — średnia), H. Rozwinięcie koryta, I. Szerokość łóżyska (max. — maksymalna, śr. — średnia), J. Przebieg łóżyska: 1 — prostoliniowy, 2 — lekko kręty, 3 — kręty, K. Podział koryta na odcinki (cyfry oznaczają numery odcinków), L. Skala długości koryta w metrach

Synthetic profile

A — morphodynamic creek sections, B — intensity of processes, C — interrelations between processes, D — distribution of forms: 1 — gravel bank, 2 — erosive undercut, 3 — erosive kettle (numeral indicates successive number of kettle), volume: a — 0–1 cu.m, b — 1–3 cu.m, c — more than 3 cu.m, E — width of zone of transportation (max. — maximum, śr. — mean), F — longitudinal profile of stream channel („D” marks points of junction of principal lateral

valleys), and histogram of channel gradient, G — Width of stream channel (max. — maximum, śr. — mean), — unwinding of stream channel, I — width of flood plain (max. — maximum, śr. — mean), J — course of flood plain: 1 — straight, 2 — slightly curved, 3 — curved, K — division of channel into sections (numerals indicate successive numbers of sections), L — scale of length of stream channel, in m



Fot. 1. Widok ogólny doliny Kobylańskiej w odcinku środkowym
General view of Kobylanka valley in its middle reach

Powierzchnia zlewni wynosi 5,4 km², długość zaś doliny od wododziału do krawędzi progu tektonicznego 5,4 km. Jedynie dolna część doliny, o długości 2,2 km, jest stale odwadniana przez potok Kobylański, który jest zasilany niemal wyłącznie wodami podziemnymi (źródła krasowe), a spływ powierzchniowy w przeciętnych warunkach opadowych jest nieznaczny wskutek dużej przepuszczalności podłoża. Szczególnie dogodne warunki infiltracyjne istnieją w północnej części zlewni. Tam też, na linii NE—SW, od wsi Bębło w kierunku wsi Będkowice ma również miejsce intensywny spływ wód podziemnych [4]. Warunki krasowe decydują o nieznacznych, rzędu 10—15 cm wahaniach stanu wody w potoku oraz o wyrównanym odpływie wody w ciągu roku. Przeważają stany niskie i średnie, którym odpowiadają przepływy rzędu 10—20 l/sek. Stany brzegowe (*bankfull stages*), o przepływach rzędu 50—80 l/sek oraz wyższych, są bardzo rzadkie i związane z opadami o dużym natężeniu. Opady roczne w tej części Wyżyny Krakowskiej wynoszą średnio 750 mm [15]. Zlewnia Kobylanki jest prawie bezleśna, a obszary wierzchowinowe zajęte są pod pola orne. Leży w wysokości 300—460 m n.p.m.

Badaniami objęty został dolny, najsilniej przeobrażony odcinek doliny o długości 1,6 km, któremu odpowiada wzrost powierzchni zlewni o 2 km². W szerokim, płaskim dnie doliny zaznacza się wyższy poziom terasowy (1—1,5 m) oraz równina zalewowa, częściowo zalana podczas we-

zbrania i stanowiąca łóżysko powodziowe. Szerokość równiny zalewowej jest zmienna i waha się od 3 do 20 m; jej przebieg jest na ogół lekko kręty lub prostoliniowy, a tylko lokalnie kręty (ryc. 2). Zbudowana jest z materiału gruzowo-piaszczystego, słabo wysortowanego i obrobionego. Najczęstsza wielkość okruchów wynosi 1—4 cm. Powierzchnia równiny zalewowej nie jest równa. Zaznaczają się w jej obrębie drobne deniwelacje o przebiegu podłużnym. Koryto rozcina równinę do głębokości około 0,2 m, maksymalnie 0,5—0,7 m, i nie sięga do podłoża skalnego. Przebieg oraz zmiany szerokości koryta przedstawia ryc. 2. W obrębie badanego odcinka zaznaczają się wyraźnie dwie części. Odcinek początkowy 0—200 m ma charakter wciosu rozcinającego do 3—5 m akumulacyjne dno doliny, ograniczonego stromo nachylonymi i nie utrwalonymi przez roślinność zboczami (fot. 2 i 3). Poniżej tego odcinka łóżysko, ogólnie biorąc, jest podobne; krawędzie ograniczającej je terasy o wysokości 1—1,5 m są zadarnione, podobnie jak i sama równina zalewowa, co powoduje stosunkowo małe tarcie przepływającej wody. Poza kilkoma odcinkami łóżysko jest odgraniczone od stoków wyższą terasą, dlatego też



Fot. 2. Fragment podcięcia terasy w odcinku początkowym (0—50 m). Budowa wskazuje na rolę wezbrań o różnej wielkości w formowaniu pokrywy

Fragment of terrace undercut in first creek section (0—50 m). Terrace structure illustrates the effect of floods of different intensities upon formation of terrace cover



Fot. 3. Wcios regresyjny rozcinający płaskie akumulacyjne dno doliny (dalszy plan) w odcinku 0—200 m. Z obu zboczy dostarczana jest duża ilość rumowiska. Wielkie bloki zadecydowały często o lokalizacji kotłów erozyjnych w korycie

Rearward incision dissecting the flat accumulation floor of valley (in background) in 0—200 m creek section. Both scarps supply abundant debris. Large rock fragments often affected sites where erosive kettles developed in creek channel

podczas wezbrania dostawa grubego rumowiska ze stoków do koryta była nie tylko utrudniona, lecz wręcz niemożliwa. Powyżej badanego odcinka dno doliny jest szerokie i płaskie, płytko nacięte korytem i przez większą część roku pozbawione odwodnienia powierzchniowego (ginięcie wody). Spośród kilku bocznych dolin — Dolina od Będkowic została najsilniej przeobrażona podczas wezbrania.

WARUNKI HYDROMETEOROLOGICZNE WEZBRANIA

Bezpośrednią przyczyną wezbrania była burza szkwałowa, która wystąpiła w dniu 27 VI 1965 r. w południowej części Wyżyny Krakowskiej. Jej centrum znajdowało się na NE od Doliny Kobylańskiej, między Bębłem i Ojcowem, gdzie wysokość opadu dobowego przekroczyła 70 mm. Dolina Kobylańska znalazła się w zasięgu opadu o wysokości 50—65 mm (ryc. 3), co w przeliczeniu na powierzchnię zlewni daje około 300 000 m³ wody. Burza rozpoczęła się o godzinie 18.28 i trwała do godziny 19.15, przy czym największe jej nasilenie trwało około 30 minut. O natężeniu zjawiska świadczyć może fakt, że w ciągu mniej więcej godziny spadło niemal 7—10% opadu rocznego. Jak wynika z danych klimatologicznych oraz wywiadu z ludnością, od 1937 r., kiedy to w tym rejonie Wyżyny wystąpiła gwałtowna burza [10], miały miejsce jeszcze dwie ulewy o podobnym natężeniu opadu (powyżej 40 mm), w latach 1941—1944 (?) oraz w roku 1956. A zatem w ciągu 28 lat (1937—1965) wystąpiły tu 4 gwałtowne ulewy, co daje prawdopodobieństwo ich wystąpienia 1 raz na 9 lat.

Gwałtowne wezbranie, które było bezpośrednim rezultatem burzy, miało złożony charakter. Do obliczenia przepływów maksymalnych wykorzystano zalecany przez Leopolda, Wolmana i Millera wzór Manninga na prędkość średnią [13]:

$$v_{sr} = \frac{1}{n} R^{\frac{2}{3}} s^{\frac{1}{2}}$$

gdzie v_{sr} — prędkość średnia w m/sek,
 n — współczynnik szorstkości,
 R — promień hydrauliczny w m,
 s — spadek w m.

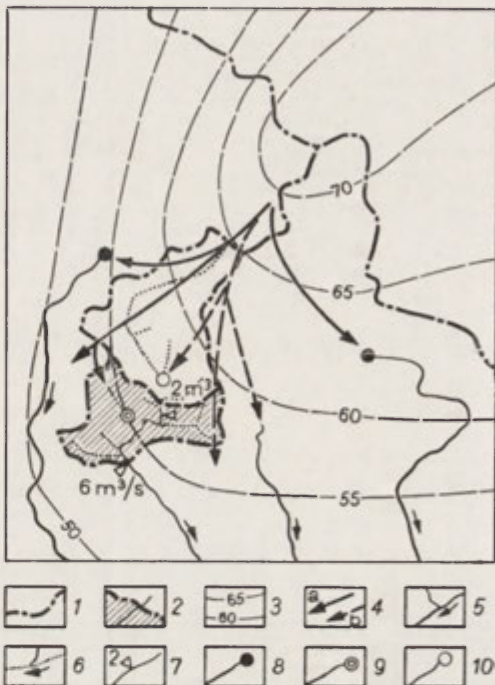
Promień hydrauliczny dla przekroju średniego obliczono z trzech pomierzonych przekrojów w odcinku prostym koryta o długości L i spadku s . Współczynnik szorstkości określono na 0,040, przez porównanie z wartościami obliczonymi przez B a r n e s a dla różnych typów koryt [1]. Prędkości średnie oraz przepływy maksymalne obliczono dla początkowego oraz dolnego odcinka Kobylanki. Dane do obliczeń zestawiono w tabeli 1.

Ryc. 3. Mapa warunków hydrometeorologicznych wezbrania

1 — dział wodny, 2 — część zlewni Kobylanki odpowiadająca badanemu odcinkowi koryta, 3 — izohiety dobowe w mm, 4 — główne (a) oraz drugorzędne (b) strefy przepływu podziemnego, 5 — doliny stale odwadniane, 6 — doliny odwadniane okresowo lub epizodycznie, 7 — maksymalny przepływ podczas wezbrania w m³/sek, 8 — źródła o znacznym zamięnieniu wody (Dolina Będkowska i Kluczwody), 9 — źródła o umiarkowanym zamięnieniu wody (Dolina od Będkowic), 10 — źródło bez zamięnienia wody (Dolina Kobylańska)

Map indicating hydro-meteorological conditions during flood period

1 — watershed divide, 2 — part of Kobylanka drainage basin representing investigated channel section, 3 — diurnal isohyets, in mm, 4 — principal (a) and secondary (b) zones of groundwater flow, 5 — permanently drained valleys, 6 — valleys drained seasonally or incidentally, 7 — maximum flow volume during flood, in cu. m, 8 — springs with markedly muddy water (Będkowska and Kluczwoda valleys), 9 — springs with slightly muddy water (Będkowie valley), 10 — spring with clear water (Kobylanka valley)



Na uwagę zasługuje nieproporcjonalnie mały przepływ, w stosunku do powierzchni zlewni, w odcinku górnym i znaczny jego wzrost w odcinku dolnym. Znaczne przeobrażenie bocznej Doliny od Będkowic wskazywało, że była ona intensywnie zasilana w wodę, podczas gdy boczne, lewobrzeżne dolinki zostały stosunkowo słabo przeobrażone, a więc i przepływ wody musiał być w nich stosunkowo niewielki. Fakty te przemawiają za silną infiltracją wody w północnej części zlewni, gdzie natężenie opadu było większe. Infiltracja wody zasilala bezpośrednio jeden z głównych systemów podziemnego odwodnienia krasowego w tej części wyżyny i powodowała gwałtowny odpływ wody z centrum opadowego w kierunku wsi Będkowice [4] (ryc. 3). Z tym właśnie systemem podziemnego odpływu związane jest bezpośrednio zasilanie Doliny od Będkowic, a więc podczas wezbrania musiało bardzo szybko nastąpić intensywne zasilanie podziemne, które nałożyło się na spływ powierzchniowy i spowodowało widoczne efekty morfologiczne.

Dowodu na taki kierunek zasilania podziemnego dostarczyły również obserwacje okolicznych źródeł krasowych, przeprowadzone w trzy dni po wezbraniu. Główne wywierzska Będkówki i Kluczwody, a także źródło w Dolinie od Będkowic, a więc związane bezpośrednio z główną strugą podziemną „Bęblo—Będkowice”, posiadały wodę mętną, przy czym w dwu pierwszych źródłach położonych bliżej centrum opadowego

Tabela 1

Dane do obliczeń przepływów

Położenie odcinka	Powierzchnia zlewni km ²	Spadek m	Pow. śr. przekroju m ²	Szer. maks. m	Głęb. średnia m	Promień hydraulic. m	Współcz. szorstkości	Prędkość śr. m/sek	Przepływ maksymalny m ³ /sek	Maksymalny spływ jednostkowy m ³ /sek/km ²
Początek (220 m)	3,4	0,018	1,55	5,5	0,28	0,255	0,04	1,348	2,09	0,61
Dolny	5,4	0,018	3,60	8,2	0,43	0,400	0,04	1,820	6,55	1,21

go zmaczenie było bardzo znaczne. Główne źródło Potoku Kobylańskiego zasilane przez drugorzędną strugę podziemną posiadało wodę czystą. Schemat zasilania w wodę zlewni Kobylanki podczas wezbrania przedstawiono na mapce (ryc. 3). Przebieg wezbrania i związane z nim rozmieszczenie skutków morfologicznych uwarunkowane były z jednej strony natężeniem opadu, a z drugiej krasowymi właściwościami obszaru.

METODA PRACY

Prace terenowe przeprowadzone bezpośrednio po wezbraniu polegały na wykonaniu szczegółowego zdjęcia koryta o długości 1 735 m w podziałce 1:500. Kartowaniem objęto wszystkie formy erozyjne i akumulacyjne występujące w łóżysku; znaczono je zgodnopolowierzchniowo, uwzględniając możliwie dużo cech morfometrycznych. Wykonano też plany batymetryczne kotłów i rynien erozyjnych w podziałce 1:20 i określono ich pojemność. W przypadku podcięć erozyjnych uwzględniono wysokość, długość, a także rozmiary cofnięcia brzegów. Przy nanoszeniu form i pokryw akumulacyjnych zwracano szczególną uwagę na ich rozmiary, miąższość, kształt oraz wielkość i rozmieszczenie frakcji materiału. Szczegółowa inwentaryzacja wszystkich form utworzonych podczas wezbrania była niezbędna dla określenia ilości materiału poruszonego i przemieszczonego. W celu odtworzenia warunków hydrodynamicznych wykonano podłużny profil niwelacyjny koryta oraz profile poprzeczne łóżyska w odcinku początkowym i końcowym. Dla całej długości łóżyska określono zasięg wielkiej wody na podstawie zasięgu materiału organicznego złożonego po obydwóch jego stronach. Ponadto wykonana została szczegółowa dokumentacja fotograficzna skutków wezbrania.

Dla poznania rozmiarów przeobrażeń w poszczególnych częściach łóżyska podzielono je na odcinki. Zasadę podziału przedstawiono na schemacie (ryc. 4). Dla poszczególnych odcinków obliczono pojemność dennych form erozyjnych, rozmiary cofnięcia brzegów w m³ oraz objętość materiału złożonego w formie ławic. Uzyskane dane zestawiono tabelarycznie. Ogólne zależności między różnymi wielkościami z biegiem koryta przedstawiono w układzie współrzędnych prostokątnych za pomocą krzywych kumulatywnych oraz linii regresji drugiego rodzaju; dla niektórych z nich obliczono równania oraz współczynniki korelacji. Podobnie wyznaczono zależności funkcyjne między erozją wgłębną, boczną i całkowitą, akumulacją i transportem a długością koryta i parametrami geometrycznymi łóżyska i koryta.

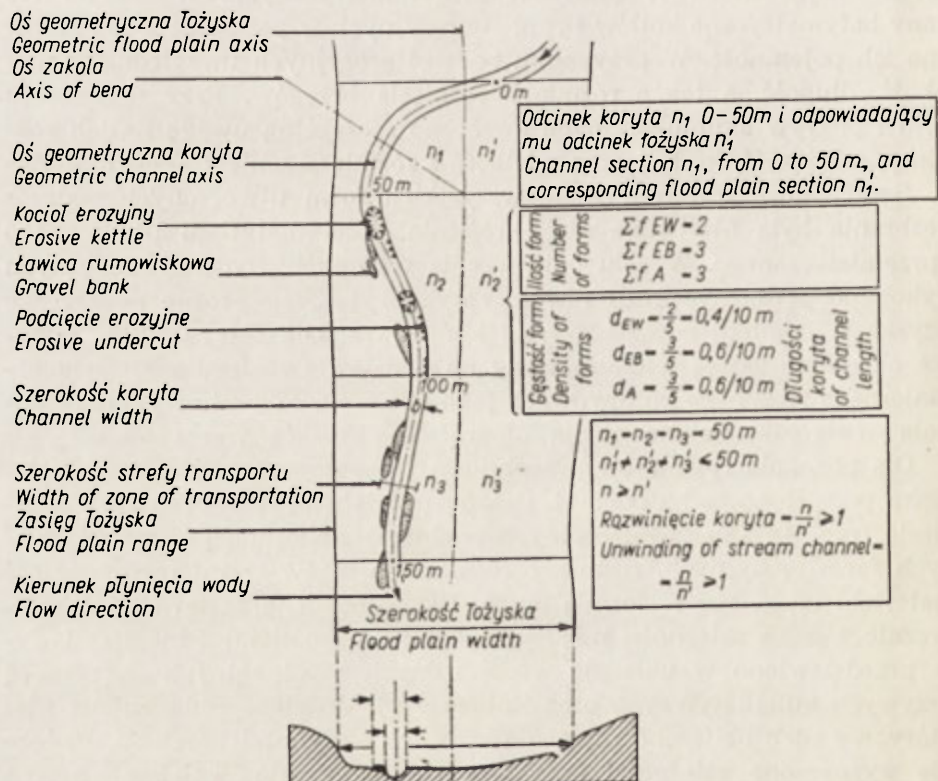
Ocenę rozmiarów erozji wgłębnej, bocznej i akumulacji przeprowadzono przy pomocy pięciu wskaźników liczbowych:

- 1) ilość form (f),
- 2) gęstość form (d),
- 3) rozmiary procesów (R),
- 4) natężenie procesów (N),
- 5) średni rozmiar form (f_{sr}).

Przez ilość form należy rozumieć sumę form erozji wgłębnej (f_{EW}), erozji bocznej (f_{EB}) lub akumulacji (f_A) w obrębie poszczególnych odcinków 50—metrowych (ryc. 4).

Gęstość form określono w odniesieniu do odcinków 10—metrowych, a więc w odcinku 50—metrowym $n d_n = \frac{f}{5}$.

Rozmiary procesów określono sumaryczną kubaturą (w m^3) materiału wyerodowanego lub osadzonego (równego pojemności kotłów, podcięć i objętości ławic rumowiskowych) w poszczególnych odcinkach.



Ryc. 4. Schemat ilustrujący podstawowe elementy morfologii i geometrii koryta i łożyska

Diagram illustrating basic elements of morphology and geometric shape of stream channel and flood plain

Natężenie procesów określono podobnie jak gęstość form w odniesieniu do odcinków 10—metrowych; i tak np.:

$$N_{EWn} = \frac{R_{EWn}}{5} \text{ m}^3/10 \text{ m długości koryta.}$$

Średni rozmiar form w odcinku n obliczono ze stosunku rozmiarów danego procesu do ilości odpowiadających mu form, np.

$$f_{EWsr} = \frac{R_{EWn}}{f_{EWn}} \text{ m}^3.$$

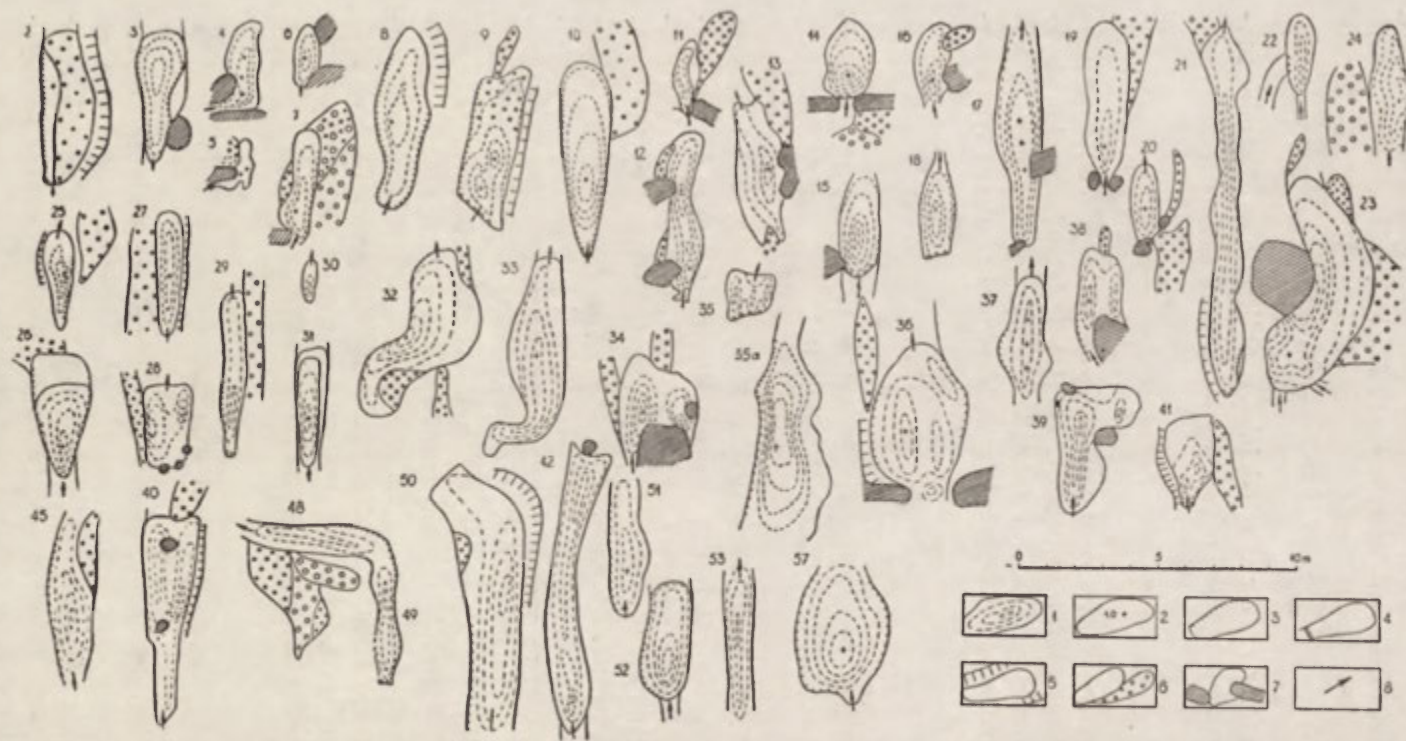
Każdy z procesów rozpatrywano w podwójnym aspekcie: rozmieszczenia form oraz rozmiarów procesów. Na tej podstawie można było określić zróżnicowanie procesów i tendencje ich przebiegu wzdłuż koryta. Starano się uchwycić i wyjaśnić prawidłowości rządzące tym zróżnicowaniem.

MORFOLOGICZNE SKUTKI WEZBRANIA W OBRĘBIE DNA DOLINY KOBYLAŃSKIEJ

W rezultacie wezbrania łóżysko Potoku Kobylańskiego zostało bardzo silnie przeobrażone. Na całej jego długości powstały liczne formy erozyjne i akumulacyjne. Biorąc pod uwagę gęstość form (d), a także różnice morfometryczne w ich wykształceniu, stwierdzono wyraźne zróżnicowanie rozmiarów przeobrażeń. Rozmieszczenie form wykazuje powiązanie z parametrami geometrycznymi koryta i łóżyska (ryc. 2) [20]. Można więc wyróżnić: a) odcinki o przewadze form erozyjnych, b) odcinki o przewadze form akumulacyjnych, c) odcinki występowania licznych form erozyjnych i akumulacyjnych, d) odcinki nieznacznie przeobrażone (ryc. 2). W rozmieszczeniu form erozyjnych i akumulacyjnych zaznacza się zmienność polegająca na współwystępowaniu lub wzajemnym zastępowaniu się form. Dla bliższego scharakteryzowania tych zjawisk i wyjaśnienia prawidłowości rządzących nimi należy rozpatrzeć najpierw osobno formy utworzone przez poszczególne procesy.

FORMY EROZJI WGŁĘBNEJ

Wskutek erozji wgłębnej powstały liczne przegłębienia w korycie i łóżysku. Są to rynny oraz kotły (ryc. 5), które często osiągają znaczne rozmiary i różnią się kształtem. Ze względu na kształt wyróżniono kotły pojedyncze o zarysie: kolistym, eliptycznym, wachlarzowym, nieregularnym — oraz kotły złożone, najczęściej podwójne.



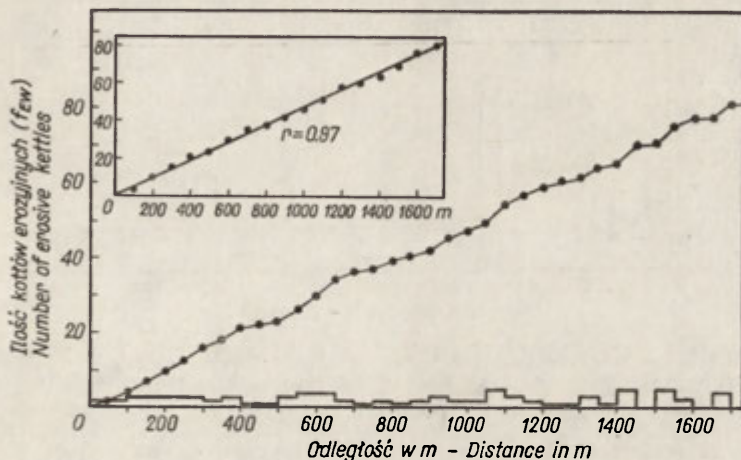
Ryc. 5. Kotły i rynny erozyjne

1 — zarys izobat, 2 — punkt maksymalnej głębokości, 3 — podcięcie brzegu, 4 — próg rumowiskowy, 5 — krawędzie teras, 6 — ławica rumowiskowa, 7 — głazy i inne przeszkody w korycie, 8 — kierunek odpływu

Erosive kettles and grooves

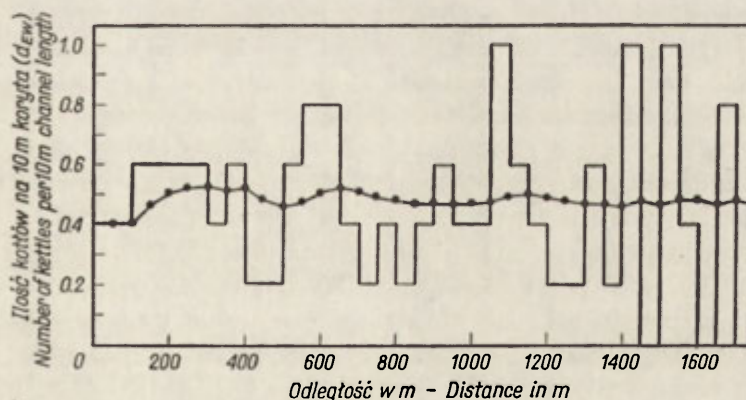
1 — run of isobaths, 2 — point of maximum depth, 3 — bank undercut, 4 — gravel bank step, 5 — terrace scarps, 6 — gravel bank, 7 — rock fragments and other obstructions in creek channel, 8 — flow direction

Rozmieszczenie form erozyjnych jest nierównomierne (ryc. 6, 7). Znaczący się wyraźny związek między ich rozmieszczeniem a przebiegiem łóżyska (ryc. 2, zał. 1). W krętych odcinkach łóżyska zwiększa się gęstość form erozyjnych, w prostych — maleje. Pewien wpływ na ich gęstość wywiera również rozwinięcie koryta. Istnieje zatem predyspozycja morfologiczna, która warunkuje wycinanie większej lub mniejszej ilości



Ryc. 6. Ilość kotłów erozyjnych w poszczególnych odcinkach koryta Kobylanki. Przrrost ilości kotłów erozyjnych z biegiem cieku (krzywa kumulacyjna)

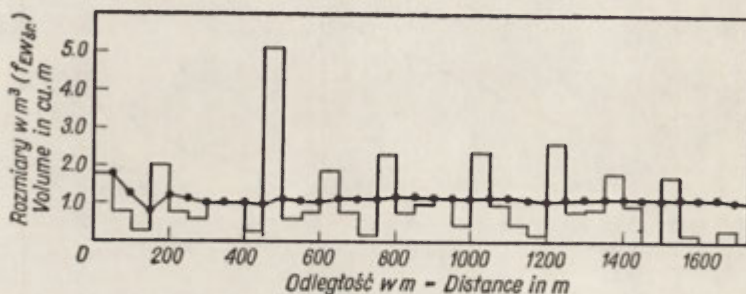
Number of erosive kettles in successive sections of Kobylanka channel. Noticeable is the downstream increase in number of kettles (cumulative curve)



Ryc. 7. Gęstość kotłów erozyjnych w poszczególnych odcinkach Kobylanki. Tendencje zmiany gęstości kotłów erozyjnych (d_{EW}) z biegiem cieku (krzywa kumulacyjna)

Density of erosive kettles in successive sections of Kobylanka channel. Noticeable is the tendency towards downstream changes in kettle density (cumulative curve)

form erozyjnych. Przebieg łóżyska i rozwinięcie koryta dość wyraźnie korelują ze sobą i pozwalają wyróżnić co najmniej trzy odcinki o krętym przebiegu łóżyska i koryta: 500—650 m, 1050—1100 m i 1300—1450 m. W tych odcinkach występują maksymalne gęstości form osiagające 0,8—1,0 kotła/10 m długości koryta. Odcinki o przebiegu lekko krętym posiadają odpowiednie wartości rzędu 0,4, a proste 0,2 kotła/10 m długości. Podobne tendencje wykazują rozmiary form (ryc. 8).



Ryc. 8. Średnie rozmiary (pojemność) kotłów erozyjnych (f_{EWsr}) w poszczególnych odcinkach Kobyłanki. Tendencja zmiany rozmiarów kotłów erozyjnych (f_{EWsr}) z biegiem cieku (krzywa kumulacyjna)

Mean content (volume) of erosive kettles in successive sections of Kobyłanka channel. Noticeable is the tendency towards a downstream increase in size of the erosive kettles (cumulative curve)

Kotły typowe dla odcinków krętych posiadają zarys wachlarzowy, rynnowy lub nieregularny, najczęściej z punktem maksymalnej głębokości w połowie kotła przy jednym z brzegów (asymetryczny profil poprzeczny) (ryc. 5: nr 24, 25, 32). Występują w korycie w osiowych częściach zakoli, przy brzegach wklęsłych. Natomiast w krótkich, prostych, wąskich odcinkach między zakolami powstały kotły wydłużone, eliptyczne lub krótkie rynny z punktem maksymalnej głębokości w odległości $\frac{1}{2}$ lub $\frac{1}{4}$ długości kotła (ryc. 5: nr 27, 29, 30, 31). Dla odcinków o przebiegu lekko krętym lub prostoliniowym typowe są przegłębienia w formie ciągów podłużnych rynien (ryc. 5: nr 21, 42, 50, 51, fot. 4, 5) wyciętych zarówno w korycie, jak i łóżysku (zadarnionym). Osiągają one długość do 10 m i szerokość 0,5—1,0 m. Rynny w korycie posiadają półkolisty profil poprzeczny, wskazujący, że wycinały je zstępujące strugi wody (drugi typ ruchu wody wg Ł o s i e w s k i e g o) [6, 14]. Kotły były tworzone często wokół drobnych przeszkód w korycie (pojedynczych bloków skalnych nie uruchomionych podczas wezbrania) (ryc. 5: nr 17) lub poniżej niskich progów rumowiskowych (ryc. 5: nr 18, 19, 20, 22). Jedne i drugie posiadają dość regularne zarysy eliptyczne z punktem maksymalnej głębokości w połowie długości kotła lub w proksymalnej części



Fot. 4. Rynna erozyjna w korycie w odcinku poniżej ujścia Doliny od Będkowic.
Widoczne świeże rozcięcie dna koryta

Trench eroded in creek channel, in valley section following the inflow of Będkowice valley. Noticeable is a recent gash in channel floor



Fot. 5. Kocioł erozyjny w odcinku początkowym 0—50 m
Erosive kettle in highest 0—50 m valley section

w odległości równej $\frac{1}{5}$ długości kotła, w przypadku gdy był on predysponowany istnieniem progu (wys. 0,2—0,3 m) w korycie.

W odcinkach prostoliniowych łóżyska, przy niewielkim rozwinieciu koryta powstały miejscami kotły złożone. Na planie batymetrycznym zaznaczają się one jako dwa lub trzy podłużne eliptyczne zagłębienia położone obok siebie. Istnienie tych kotłów sugeruje, że cyrkulacja wody była złożona, istniały na ogół dwa kręgi cyrkulacyjne składające się z szeregu drugorzędnych splotów.

Rozmieszczenie i rozmiary form erozji wgłębnej w znacznej mierze są uzależnione od szerokości łóżyska. W odcinkach wąskich (szerokość 5—6 m) powstały kotły o mniejszej pojemności (0,2—1,5 m³), a średnia odległość między nimi wynosi 10—12 m. Natomiast w odcinkach szerokich (12—20 m) pojemność form wahała się w granicach 1,5—8,0 m³ przy średniej odległości między nimi 20—70 m. Przedstawione dane obliczono tylko dla odcinków prostoliniowych lub lekko krętych. Rzucają one nieco światła na mechanizm pracy wody podczas wezbrania. Będzie o nim mowa w rozdziałach następnych.

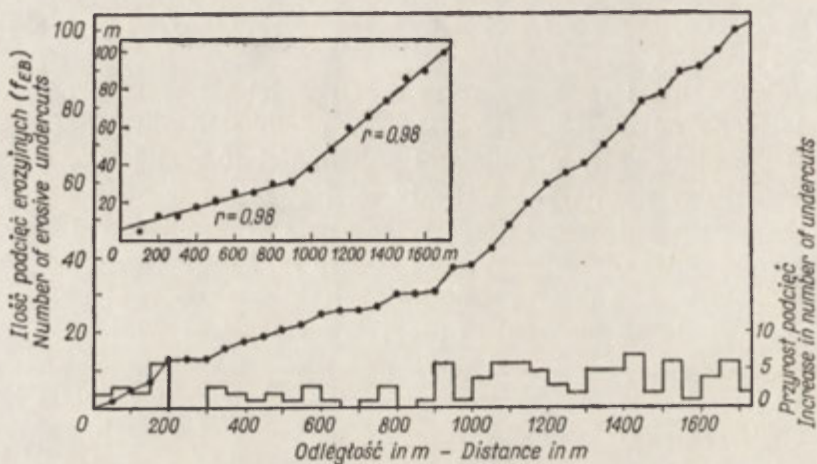
Ogólne tendencje rozmieszczenia form erozyjnych z biegiem koryta, przedstawione przy pomocy krzywych kumulatywnych, wykazują względnie wyrównany i jednostajny przebieg, który można wyrazić funkcją liniową (ryc. 6). Odchylenia poszczególnych punktów od prostej określają wpływ przebiegu łóżyska i koryta na rozmieszczenie form erozyjnych. Wyrażna prostoliniowa tendencja przebiegu zjawiska świadczy o dominującej roli warunków hydrodynamicznych, większej niż ukształtowanie zalanego dna doliny. Mówi o tym współczynnik korelacji ($r = 0,97$). Jego zmniejszenie świadczyłoby o zwiększaniu się roli warunków morfologicznych. Największe odchylenia punktów od prostej odpowiadają odcinkom łóżyska o największych krzywiznach, najmniejsze — odcinkom zbliżonym do prostych. Stąd wniosek, że te pierwsze są najintensywniej przemodelowywane podczas wezbrania. Można zatem stwierdzić, że o rozmieszczeniu form erozyjnych w korycie decydują w krętych odcinkach łóżyska głównie jego przebieg i stan hydrodynamiczny wezbrania, w odcinkach zaś prostoliniowych — stan hydrodynamiczny.

FORMY EROZJI BOCZNEJ

Formy erozji bocznej, podobnie jak formy erozji wgłębnej, nie są równomiernie rozmieszczone w profilu podłużnym łóżyska. Ilość, rozmiary i gęstość podcięć erozyjnych zmieniają się z biegiem w sposób wyraźnie rytmiczny (ryc. 9, 10, 11) oscylując między wartościami eks-

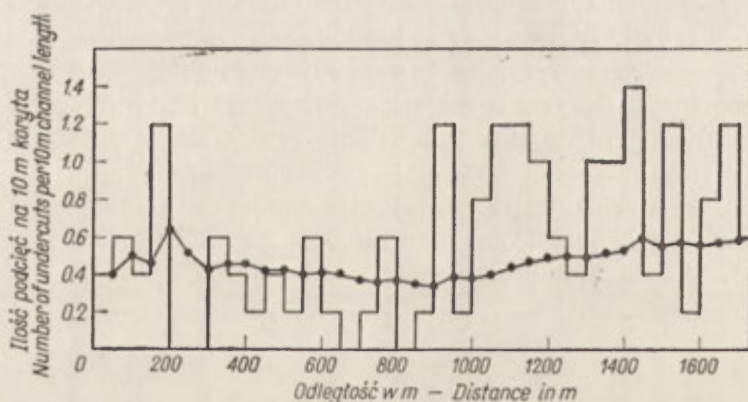
tremalnymi w odcinkach o różnej długości. Wyróżnić tu także można wyraźne trzy odcinki o różnym rozmieszczeniu podcięć: 0—200 m, 200—900 m, 900—1735 m.

Wielki przyrost podcięć w odcinku początkowym uwarunkowany był specyficzną morfologią łóżyska. Jest to bowiem rozcięcie erozyjne w ob-



Ryc. 9. Ilość podcięć erozyjnych (f_{EB}) w poszczególnych odcinkach koryta Kobylanki. Przyrost ilości podcięć erozyjnych z biegiem cieku (krzywa kumulacyjna)

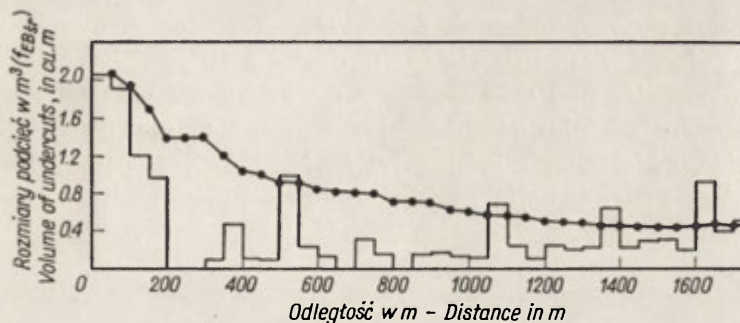
Number of bank undercuts in successive sections of Kobylanka channel. Noticeable is a downstream increase in bank undercuts (cumulative curve)



Ryc. 10. Gęstość podcięć erozyjnych (d_{EB}) w poszczególnych odcinkach Kobylanki. Tendencje zmiany gęstości podcięć erozyjnych z biegiem cieku (krzywa kumulacyjna)

Density of bank undercuts in successive sections of Kobylanka channel. Noticeable is the tendency towards downstream changes in density of bank undercuts (cumulative curve)

rębie terasy aluwialnej o stromych, często nie utrwalonych zboczach, które podczas wezbrania dostarczały dużej ilości materiału. Znaczna jego część prawdopodobnie była związana nie tylko z podcinaniem, lecz także z grawitacyjnym osiadaniem lub osuwaniem zboczy. Z tego względu trudno oddzielić formy erozji bocznej od innych, spowodowanych współ-



Ryc. 11. Średnie rozmiary podcięć erozyjnych ($f_{EB\acute{s}r}$) w poszczególnych odcinkach Kobylanki. Tendencje zmiany rozmiarów podcięć erozyjnych z biegiem cieku (krzywa kumulacyjna)

Mean volume of bank undercuts in successive sections of Kobylanka channel. Noticeable is the tendency towards a downstream increasing volume of bank undercuts (cumulative curve)

towarzyszącymi procesami niszczącymi. Podcięcia brzegowe posiadają znaczną wysokość (0,5—3,0 m) i długość (2—10 m). Poniżej tego odcinka łóżysko przybiera formę płaskodenną. Odcinek drugi, 200—900 m, charakteryzuje się powolnym, lecz jednostajnym przyrostem ilości podcięć przy jednoczesnym zmniejszaniu się ich gęstości z biegiem koryta (ryc. 9, 10). Zaznacza się tendencja zmniejszania się średnich rozmiarów podcięć w poszczególnych 50-metrowych odcinkach, co oznacza zmniejszenie natężenia erozji bocznej (ryc. 11).

W rozmieszczeniu podcięć obserwuje się pewną rytmikę. Mianowicie występują one w zgrupowaniach co 150—200 m. Najczęściej podcięcia powstawały w korycie i doprowadzały lokalnie do zwiększenia jego szerokości poprzez cofnięcie jednego z brzegów. Rozmiary ich są niewielkie; przeciętnie mają 0,2—0,5 m wysokości i 1—3 m długości. W przypadku, kiedy powstały w obrębie brzegu łóżyska (zbocza terasy aluwialnej), w odcinkach krętych, osiągają 0,5—1,5 m wysokości i 3—5 m długości (zał. 1). W nielicznych miejscach, w odcinkach prostych, podcięcia występują po obu stronach koryta poszerzając je znacznie. W tych wypadkach poszerzaniu koryta towarzyszyło pogłębianie (wycinanie podłużnych kotłów), które wskazuje, że natura procesu była złożona. Formy erozyjne w dnie musiały powstawać w strefach cyrkulacji wo-

dy charakteryzującej się silną koncentracją strumieni zstępujących, podczas gdy strumienie wstępujące, których wektory sił były skierowane skośnie ku brzegom, prowadziły do podcinania obydwóch brzegów. Zjawisko to jest typowe dla odcinków o mniejszej szerokości łóżyska (5—10 m).

Poniżej wylotu bocznej Doliny od Będkowic następuje nagłe zwiększenie ilości podcięć (odcinek 900—1735). O intensywnym podcinaniu brzegów zadecydowała tu zwiększona dostawa rumowiska z doliny bocznej (wzrost obciążenia) oraz wyraźny wzrost rozwinięcia koryta (ryc. 2). W środkowym odcinku również obserwowano rytmiczność występowania podcięć, zwiększa się jednak jej amplituda (250—300 m) oraz średnie rozmiary podcięć. Zwiększają się także długości podcięć brzegów koryta (przeciętna długość 4—6 m, wysokość 0,3—0,5 m) (fot. 6).



Fot. 6. Poszerzenie koryta wskutek erozji bocznej. Depozycja rumowiska nastąpiła w łóżysku powyżej jego zwężenia (odcinek 1050—1100 m)

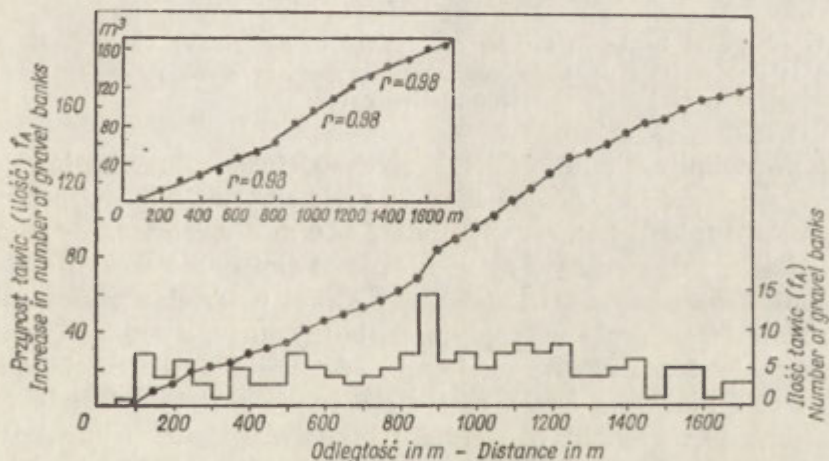
Widening of creek channel due to lateral erosion. Material deposition in creek channel took place ahead of its narrowed section (1050—1100 m section)

Przedstawiona charakterystyka podcięć erozyjnych informuje tylko o ogólnej prawidłowości w ich przestrzennym zróżnicowaniu. Proces erozji bocznej jest bardziej skomplikowany, gdyż na zwiększenie bezwzględnej ilości podcięć wywierają wpływ takie elementy, jak: duża

krętość koryta i łóżyska, szerokość koryta, wyloty bocznych dolin oraz odcinki o dużej gęstości kotłów erozyjnych. Związek z tymi ostatnimi jest taki, że poniżej odcinków z licznymi kotłami zwiększa się ilość podcięć (ryc. 2).

FORMY AKUMULACYJNE

Formy akumulacyjne występują na całej długości Kobylanki. Akumulacja miała miejsce przede wszystkim w łóżysku. Tylko niewielka część rumowiska złożona została w korycie (zał. 1). Zaznaczająca się rytmika w rozmieszczeniu odsypów bardzo ściśle nawiązuje do rozwinięcia koryta, zmiany jego szerokości i spadku (ryc. 2, 12). Odcinki o dużym rozwinięciu, znacznej szerokości i mniejszym spadku pokrywają się z odcinkami występowania licznych ławic. Wpływ rozwinięcia koryta na powstawanie ławic rumowiskowych wydaje się większy niż wpływ prze-

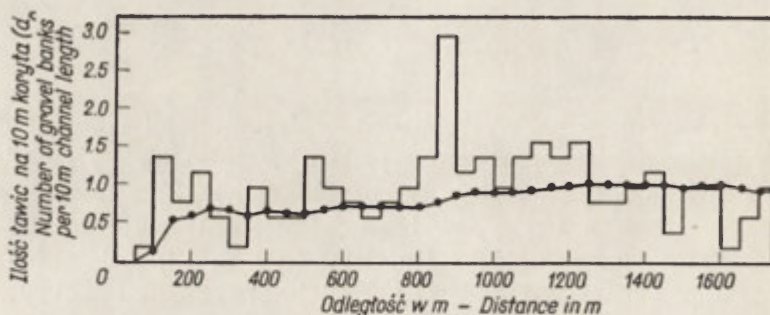


Ryc. 12. Ilość ławic rumowiskowych (f_A) w poszczególnych odcinkach koryta Kobylanki. Przyrost ławic rumowiskowych (f_A) z biegiem cieku (krzywa kumulacyjna)

Number of gravel banks in successive sections of Kobylanka channel. Noticeable is the tendency towards a downstream increase in number of gravel banks (cumulative curve)

biegu łóżyska. Świadczy to, że o rozmieszczeniu form akumulacyjnych decyduje głównie mikrorelief łóżyska. Ten ogólny schemat został całkowicie zaburzony u wylotu bocznej Doliny od Będkowic, gdzie wystąpiło maksimum akumulacji, a materiał dostarczony przez dopływ utworzył formę stożka napływowego porożcinanego bocznymi ramionami zdi-

czącego koryta. W odcinku powyżej wylotu bocznej doliny gęstość form akumulacyjnych wzrasta wolno, lecz jednostajnie, poniżej zaś zaznacza się pewne zwiększenie ich gęstości, a następnie, poniżej 1250 m, powolne zmniejszanie się (ryc. 13).

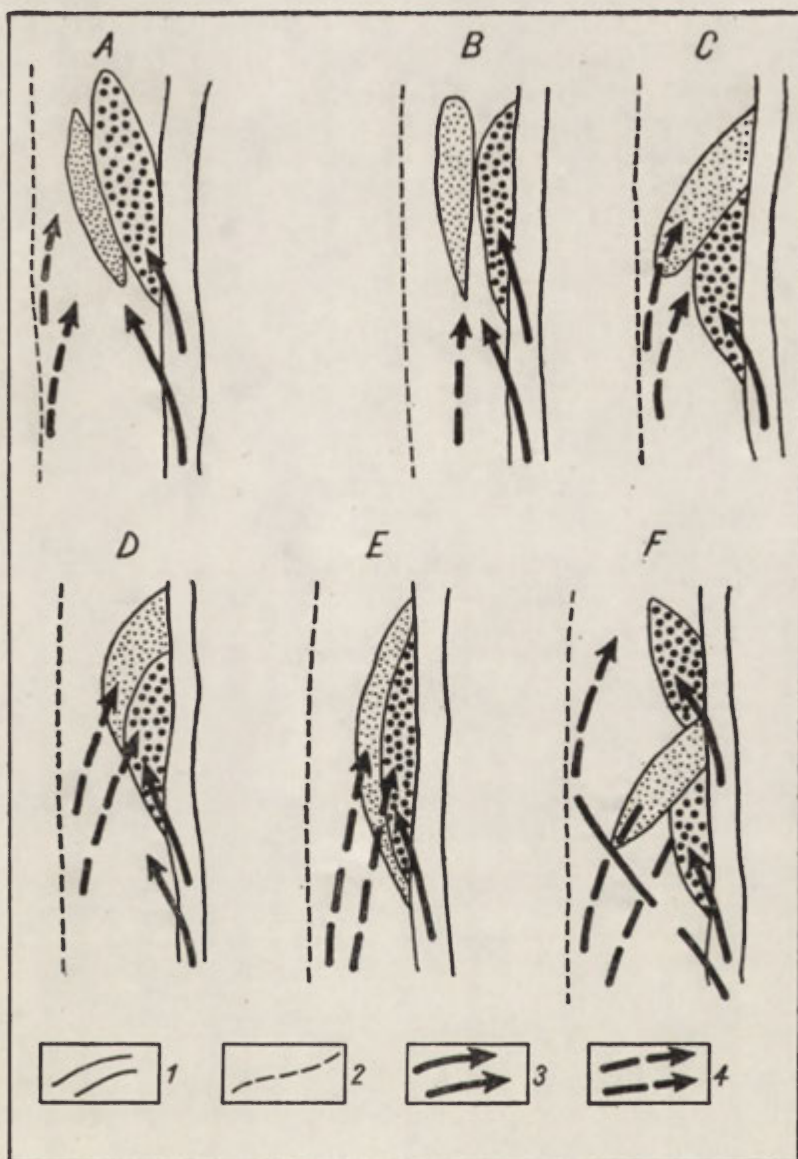


Ryc. 13. Gęstość ławic rumowiskowych w poszczególnych odcinkach koryta Kobylanki. Tendencje zmiany gęstości ławic rumowiskowych z biegiem cieku (krzywa kumulacyjna)

Density of gravel banks in successive sections of Kobylanka channel. Noticeable is the tendency towards a downstream increase in density of gravel banks (cumulative curve)

W prostoliniowych lub lekko krętych odcinkach łóżyska ławice rumowiskowe zostały utworzone w części przykorytowej na ogół bezpośrednio poniżej rynien i kotłów, w formie 5—10 m długich i 0,5—1,0 m szerokich ławic. Powszechnym zjawiskiem jest zmienność frakcji materiału w profilu poprzecznym ławic (ryc. 14). Nawet w obrębie poszczególnych ławic materiał najgrubszy znajduje się bliżej nurtu, a najdrobniejszy po zewnętrznej ich stronie. W miejscach, gdzie na krótkich odcinkach doszło do złożenia kilku ławic, często obserwuje się zmniejszanie frakcji budującego je materiału w kierunku brzegów łóżyska. Istnienie niezależnych, często nie łączących się ze sobą ławic o różnym składzie mechanicznym, pozostających względem siebie w różnym stosunku (równoległe, skośne, krzyżujące się), wskazuje na różnokierunkowy transport w wielostrumieniowym systemie cyrkulacyjnym wody przy równoczesnej segregacji materiału w profilu poprzecznym lub też sugeruje, że ławice były formowane podczas różnych faz wezbrania (fot. 7). Transport materiału, nawet jeśli odbywał się w szerokim łóżysku, był skoncentrowany w linii nurtu nawiązującego do przebiegu koryta.

Wspomniana uprzednio współzależność form akumulacyjnych z formami erozji wgłębnej wskazuje, że erozja wgłębna wymusza akumulację rumowiska w odcinku położonym niżej (ryc. 2). W odcinkach o krętym przebiegu i zmiennej szerokości łóżyska (3—15 m) formy akumulacyjne



Ryc. 14. Typy ławic rumowiskowych

1 — koryto, 2 — zasięg wielkiej wody (jedna strona łożyska), 3 — prądy wstępujące, 4 — prądy zstępujące

Types of gravel banks

1 — stream channel, 2 — high water range (on one side of flood plain), 3 — topflow whirls, 4 — underflow eddies



Fot. 7. W przejściu od odcinka początkowego (0—200 m) do niższego (200—490 m) odcinka morfodynamicznego następuje wzrost szerokości koryta i łóżyska i związana z tym intensywna akumulacja rumowiska w postaci ławic. Na zdjęciu widoczne są dwie krzyżujące się ławice, świadczące o zmiennych kierunkach transportu i o wielostrumieniowym systemie przepływu wody

Where highest (0—200 m) creek section passes into next morphodynamic section (200—490 m), channel and flood plain increase in width; this is connected with an intensive accumulation of material in the shape of gravel banks. Photo shows two gravel banks crossing each other — proof of changes in direction of material transport and of numerous streams of water flow

występują obok form erozyjnych (w profilu poprzecznym) lub je dzielają (w profilu podłużnym). Ławice akumulacyjne położone są zawsze po wewnętrznej stronie zakoli przy brzegu wypukłym (fot. 8), posiadają znaczne długości (10—15 m) i szerokości (2,5—5,0 m). Materiał najgrubszy przeważa w przykorytowych częściach odsypów, a ku brzegowi łożyska zastępowany jest przez ziarna drobniejsze. Powtarza się również omówiona powyżej zmienność frakcji w profilu podłużnym ławic.

Prostolinijna tendencja przyrostu form akumulacyjnych z biegiem wskazuje, podobnie jak w przypadku form erozji wgłębnej, że przebieg akumulacji związany był przede wszystkim z warunkami hydrodynamicznymi wezbrania (ryc. 12). Dopływ boczny oraz odcinki o krętym przebiegu zacierają nieco tę prawidłowość. Mikrorelief łożyska decydował o lokalizacji form w skali poszczególnych odcinków.

Przedstawiona powyżej charakterystyka form erozyjnych i akumulacyjnych pozwala na wydzielenie odcinków spełniających podczas wezbrania określone funkcje morfodynamiczne. Odcinki powtarzają się w profilu podłużnym koryta. O ich funkcjach morfodynamicznych decydował przebieg łożyska i koryta, boczne dopływy, szerokość łożyska i koryta, spadek oraz mikrorelief.

Odcinki o dużej krętości łożyska i koryta (erozyjno-akumulacyjne) zostały najbardziej przeobrażone. Ujście bocznego dopływu doprowadzającego dużą ilość materiału do głównego koryta wywołało zwiększenie obciążenia cieku, a tym samym spowodowało nadbudowywanie łożyska wskutek złożenia części materiału (odcinki akumulacyjne). Odcinki słabo przeobrażone posiadają przebieg prostolinijny lub lekko kręty oraz na ogół podobną szerokość. Utworzone w nich rynny położone w strefie nurtu wskazują, że spełniały one głównie funkcję transportową, przy czym transport koncentrował się w osi koryta.

Rozpatrując długość odcinków o różnym stopniu przeobrażenia w stosunku do całkowitej długości koryta stwierdzono, że ponad połowę jego długości stanowią odcinki, które pełniły funkcję transportową. Przedzielają one odcinki erozyjne, erozyjno-akumulacyjne i akumulacyjne, wśród których największy udział mają dwa pierwsze.

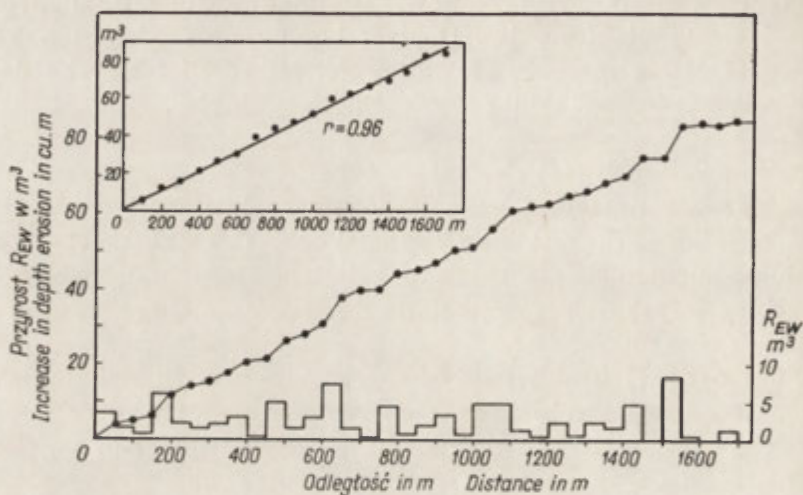
Biorąc pod uwagę, że na całej długości (łącznie z odcinkami transportowymi) występują formy erozyjne, dochodzimy do wniosku, że działalność wód wezbraniowych polegała przede wszystkim na niszczeniu istniejącej formy koryta i łożyska.

ZRÓŻNICOWANIE EROZJI I AKUMULACJI Z BIEGIEM KORYTA

PRZEBIEG PROCESÓW EROZJI I AKUMULACJI

Erozja wgłębna (EW)

Rozmiary i natężenie erozji wgłębnej zmieniają się z biegiem koryta w sposób rytmiczny (ryc. 15, 16). Minimalne i maksymalne wartości EW powtarzają się co 100–200 m. Wyznaczają one 12 odcinków, w tym 7 o długości 150 m, 4 o długości 100 m i jeden odcinek 200-metrowy. Po



Ryc. 15. Rozmiary erozji wgłębnej (R_{EW}) w poszczególnych odcinkach Kobylanki. Przyrost rozmiarów erozji wgłębnej (R_{EW}) z biegiem cieku (krzywa kumulacyjna)

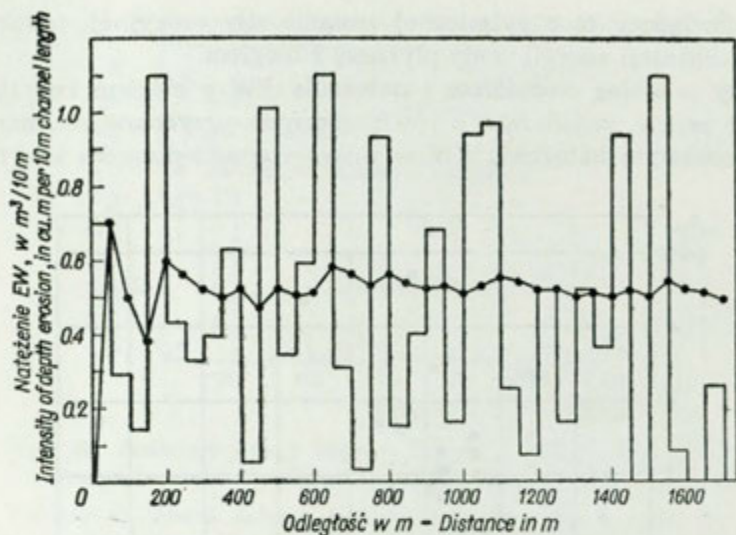
Volume of depth erosion in successive sections of Kobylanka channel. Noticeable is the downstream increase in volume of depth erosion (cumulative curve)

każdym minimum następuje stopniowy lub nagły wzrost EW, a po maksimum stopniowe lub gwałtowne jej zmniejszenie. Poszczególne minima i maksima różnią się między sobą wartościami; i tak np. natężenie EW posiada maksima w przedziale 0,26–1,1 m³/10 m długości koryta, minima 0–0,36 m³/10 m długości koryta, zaś amplitudy między kolejnymi wartościami ekstremalnymi 0,26–1,1 m³/10 m. Można też prześledzić pewien związek między odcinkami o dużych krzywiznach a maksimami o wyższych wartościach, i odwrotnie (ryc. 2, 15), co świadczy, że morfologia łóżyska wpływa nie tylko na rozmieszczenie form, ale też na rozmiary EW. Ponieważ nie zaznacza się silna korelacja między EW a właściwościami morfologicznymi łóżyska i koryta (ryc. 17, 18, 19), dlatego też należy ją wiązać z warunkami i ze stanem hydrodynamicznym we-

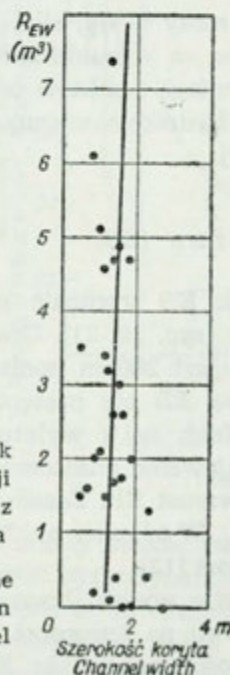


Fot. 8. Fragment zakola 500—550 m. Wskutek zmiany parametrów geometrycznych łóżyska i koryta nastąpiła intensywna akumulacja rumowiska w formie kilku współkształtnych z korytem ciągów ławic świadczących o znacznym rozszczepieniu strumieni transportujących na strugi składowe

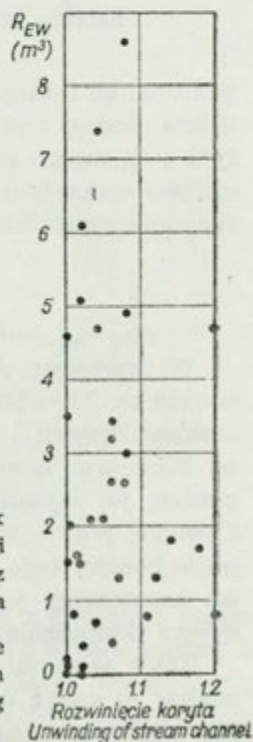
Fragment of 500—550 m creek bend. Changes in geometric parameters of creek channel and flood plain caused an intensive accumulation of deposits in the form of gravel banks paralleling the channel, proof of a considerable splitting-up of the streams carrying material into component ones (braided flow)



Ryc. 16. Natężenie erozji wgłębnej (N_{EW})
Intensity of depth erosion



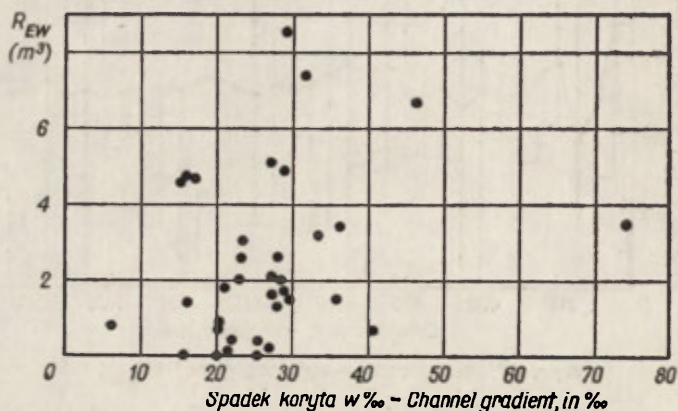
Ryc. 17. Związek rozmiarów erozji wgłębnej (R_{EW}) z szerokością koryta
Relation of volume of depth erosion (R_{EW}) to channel width



Ryc. 18. Związek rozmiarów erozji wgłębnej (R_{EW}) z rozwinięciem koryta
Relation of volume of depth erosion (R_{EW}) to unwinding of channel length

zbrania. Świadczy to o rytmicznej zmianie siły erozyjnej, o rozpraszaniu i koncentracji energii wody płynącej z biegiem.

Ogólny przebieg rozmiarów i natężenia EW z biegiem koryta wyrażają linie proste, świadczące o równomiernym przyroście rozmiarów EW oraz o podobnym natężeniu EW w miarę wzrostu długości koryta. Stąd



Ryc. 19. Związek rozmiarów erozji wgłębnej (R_{EW}) ze spadkiem koryta

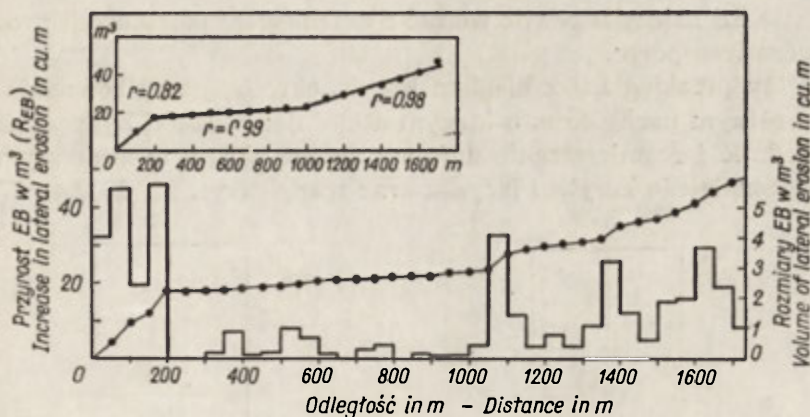
Relation of volume of depth erosion (R_{EW}) to channel gradient

wniosek, że z biegiem, mimo wzrostu masy wody, siła erozyjna jest podobna. Jedną z przyczyn tego zjawiska są warunki morfologiczne, których rolę można prześledzić w odchyleniach punktów od prostej. Świadczą one o dominującej roli warunków hydrodynamicznych w ilościowym rozmieszczeniu skutków erozji wgłębnej.

Erozja boczna (EB)

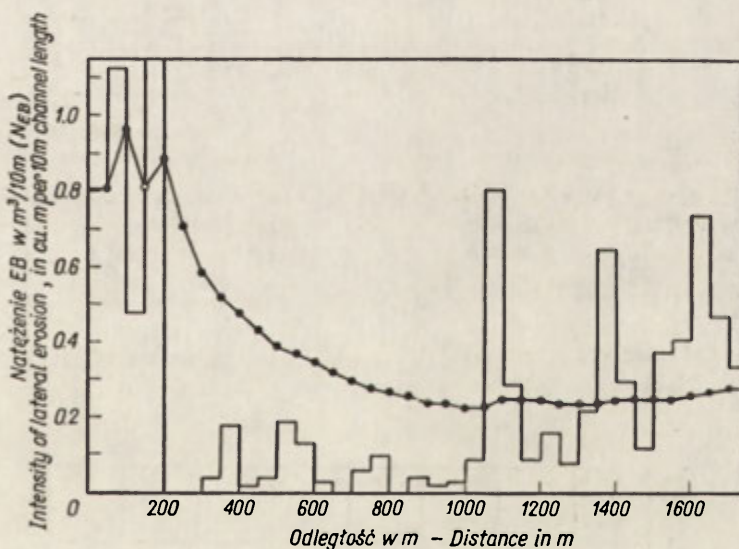
W przebiegu rozmiarów i natężenia EB wyróżnić można 3 odcinki: 0—200 m, 200—1050 m, 1050—1735 m (ryc. 20, 21). Granica między odcinkiem drugim i trzecim przesunięta jest 200 m poniżej ujścia Doliny od Będkowic, a więc wzrost rozmiarów EB nie następuje bezpośrednio poniżej jej wylotu. Znamienny jest fakt, że u wylotu bocznej doliny i poniżej jego wyraźnie zaznacza się zjawisko anastomozy koryta, a dopiero poniżej tego odcinka następuje wzrost EB . Zasadniczymi warunkami anastomozy jest wg Leopolda, Wolmana, Millera intensywna akumulacja i intensywny transport [13].

Takie warunki istniały w sąsiedztwie wylotu bocznej doliny. Potok musiał tu zużyć maksimum swej energii na transport, a dopiero poniżej obciążenie osiągnęło pewną wartość sprzyjającą EB . Świadczy to



Ryc. 20. Rozmiary erozji bocznej (R_{EB}) w poszczególnych odcinkach Kobylanki. Przrost rozmiarów erozji bocznej z biegiem cieku (krzywa kumulacyjna)

Volume of lateral erosion in successive Kobylanka sections. Noticeable is the downstream increase in volume of lateral erosion (cumulative curve)

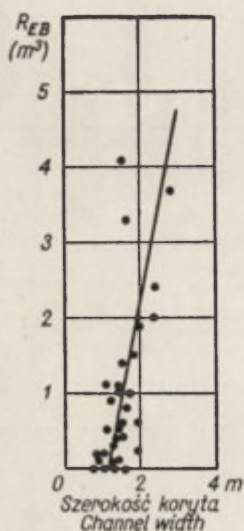


Ryc. 21. Natężenie erozji bocznej (N_{EB})
Intensity of lateral erosion

o tym, że należy szukać związku erozji bocznej z procesem anastomozy w warunkach hydrodynamicznych transportu. W odcinku poniżej 1050 m wzrost natężenia EB zachodzi skokowo. Zaznaczają się wyraźnie trzy maksima oddalone od siebie o 200–250 m, częściowo tylko związane ze wzrostem krzywizn koryta i łóżyska (ryc. 2). Coraz bardziej wzrastające

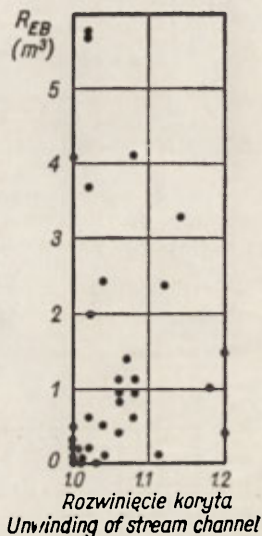
natężenie EB należy zapewne wiązać z przebiegiem pozostałych procesów, zwłaszcza transportu.

Ogólny przebieg EB z biegiem koryta określają trzy równania prostych o różnym nachyleniu, o którym decydują: warunki hydrodynamiczne, wielkość i rozmieszczenie dostawy rumowiska, a w mniejszym stopniu wykształcenie koryta i łóżyska oraz spadek (ryc. 22, 23, 24). Warun-



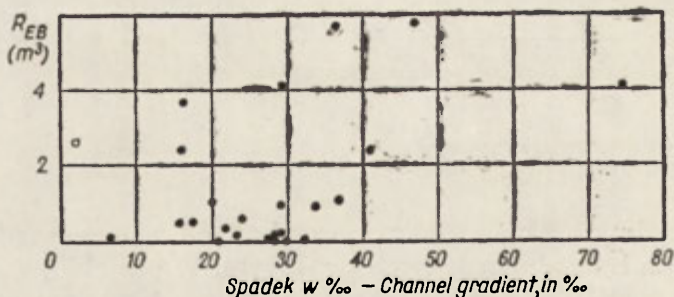
Ryc. 22. Związek rozmiarów erozji bocznej (R_{EB}) z szerokością koryta

Relation of volume of lateral erosion (R_{EB}) to channel width



Ryc. 23. Związek rozmiarów erozji bocznej z rozwinięciem koryta

Relation of volume of lateral erosion (R_{EB}) to unwinding of creek channel



Ryc. 24. Związek rozmiarów erozji bocznej (R_{EB}) ze spadkiem koryta
Relation of volume of lateral erosion (R_{EB}) to channel gradient

ki te pośrednio decydują o *EB* poprzez wpływ na proces transportu rumowiska. Współczynniki korelacyjne są bardzo wysokie (ryc. 20). Największe odchylenia zaznaczają się w odcinku dolnym, co świadczy o tym, że zwiększają się przeciwieństwa między różnymi czynnikami warunkującymi proces *EB*.

D o s t a w a r u m o w i s k a (D)

Rumowisko dostarczane było na skutek erozji wgłębnej i bocznej, transportu z dolin bocznych oraz degradacji stoków. Głównym źródłem dostawy było koryto i łożysko (*EW + EB*), które dostarczyły 133,5 m³ rumowiska, na ogół grubego. Dostawa z dolin bocznych była różna. Wyjątkową rolę odegrała Dolina od Będkowic, u wylotu której zostały usypane ławice o łącznej kubaturze około 19 m³. W przypadku pozostałych dolin bocznych nie stwierdzono wyraźnych i na większą skalę śladów transportu. Większa część rumowiska na ogół nie docierała do koryta Kobylanki, lecz tworzyła na powierzchniach starych stożków pasy kamieniste rozchodzące się promieniście, zgodnie z ich nachyleniem. W obrębie usypiskowych stożków tylko lokalnie i na niewielką skalę zachodziło zmywanie rumoszu, ale i ten materiał nie zawsze docierał do łożyska, tylko gromadził się na wyższej terasie. Głębokie rozcięcia erozyjne zostały stwierdzone na polnych drogach i ścieżkach (fot. 9), zwłaszcza na pokrytej lessem wierzchowinie. Materiał gruby jednak nie docierał do samego koryta, lecz po krótkim transportowaniu składany był na stoku lub na powierzchni wyższej terasy. Do koryta natomiast były dostarczane, w czasie wezbrania, jak też jeszcze przez kilka dni po nim, ogromne ilości zawiesiny, których niestety nie zdołano określić. Grube rumowisko nie było dostarczane również z górnej części Doliny Kobylańskiej, gdyż w obrębie szerokiego, płaskiego jej dna, powyżej badanego odcinka, nie stwierdzono żadnych śladów erozji i transportu. Dostawa w poszczególnych odcinkach jest nierównomierna, gdyż odzwierciedla natężenie głównie procesów erozji wgłębnej i bocznej (ryc. 25). Ogólna ilość dostarczonego rumowiska wynosi:

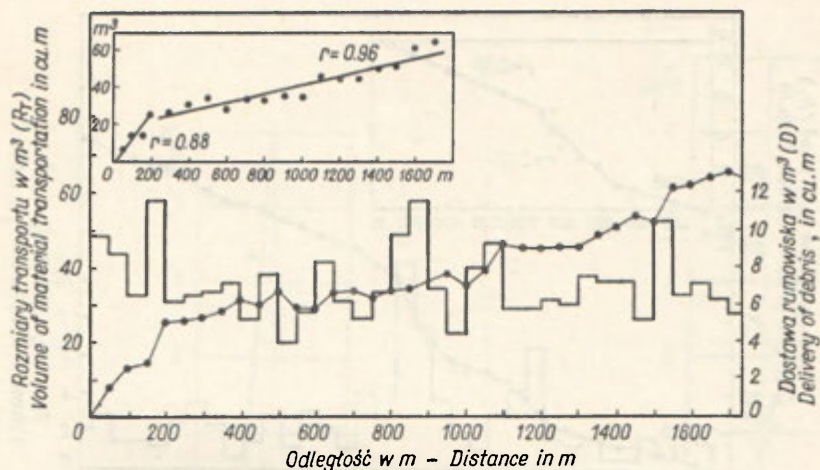
wskutek erozji wgłębnej	— 85,29 m ³
wskutek erozji bocznej	— 48,28 m ³
z Doliny od Będkowic	— 18,80 m ³

Razem	152,37 m ³
-------	-----------------------



Fot. 9. Rozcięcie erozyjne drogi polnej

Erosive cut across field road



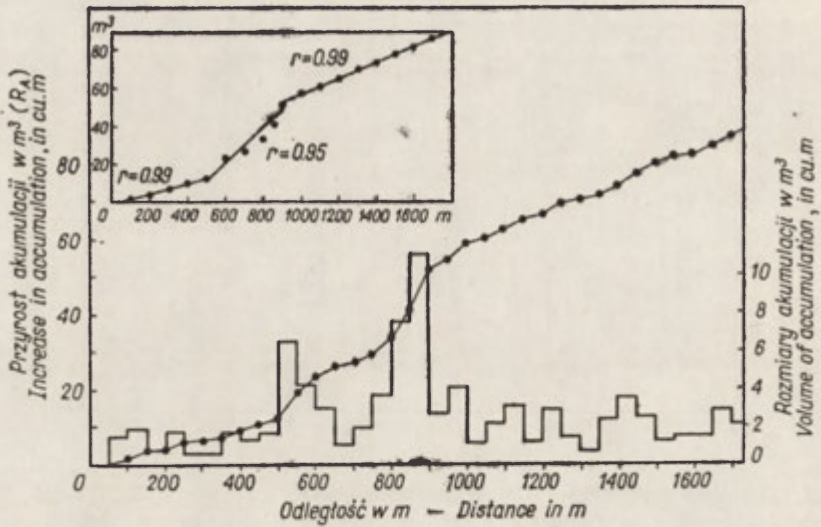
Ryc. 25. Dostawa rumowiska (D) w poszczególnych odcinkach Kobylanki. Wzrost rozmiarów transportu rumowiska (R_T) z biegiem cieku (krzywa kumulacyjna)

Delivery of transportated material in successive Kobylanka sections. Noticeable is the downstream increase in the volume of material transportated (cumulative curve)

A k u m u l a c j a (A)

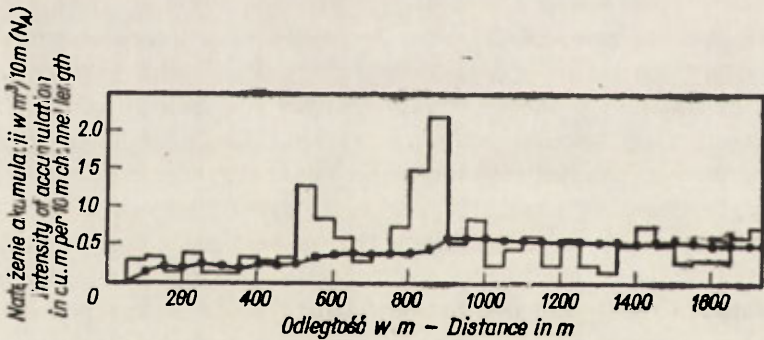
Rozmiary i natężenie akumulacji wykazują wyraźny związek z rozwinięciem koryta (ryc. 26, 27 i 2). Jednakże maksimum akumulacji ma miejsce u wylotu Doliny od Będkowic oraz w odcinku łóżyska o meandrowym przebiegu i jednoczesnym znacznym rozwinięciu koryta (odcinek 500—650 m). Oba odcinki intensywnej akumulacji spowodowały zaburzenie ogólnej prostolinijnej tendencji wzrostu akumulacji, o której świadczy przebieg A poniżej i powyżej wspomnianych odcinków: 0—500 m i 900—1735 m. Charakterystyczna jest zmienność natężenia A (ryc. 27). Pomijając odcinek początkowy 0—200 m aż do gwałtownego skrótu łóżyska (500—650 m), natężenie utrzymuje się na podobnym poziomie, a następnie wzrasta aż do wartości maksymalnej w odcinku 800—900 m. Poniżej wylotu bocznej doliny ponownie się zmniejsza, lecz nie osiąga już poprzedniej wartości, co świadczy o znacznym obciążeniu cieku.

Zarówno tendencja rozmieszczenia ławic (ryc. 12), jak też rozmiarów akumulacji (ryc. 26) świadczą, że przebieg procesu można wyrazić równaniem prostej. Prostolinijną tendencję wyraźniej widać w pierwszym przypadku niż w drugim. Zaburzenie przebiegu rozmiarów akumulacji spowodowane zostało nadmierną dostawą rumowiska spoza koryta oraz specyficznymi warunkami morfologicznymi (meandrowy przebieg łóżyska), które zadecydowały o gwałtownej akumulacji w postaci dużych



Ryc. 26. Rozmiary akumulacji (R_A) w poszczególnych odcinkach Kobyłanki. Przyrost rozmiarów akumulacji (R_A) z biegiem cieku (krzywa kumulacyjna)

Volume of accumulation in successive Kobyłanka sections. Noticeable is the downstream increase in accumulation (cumulative curve)

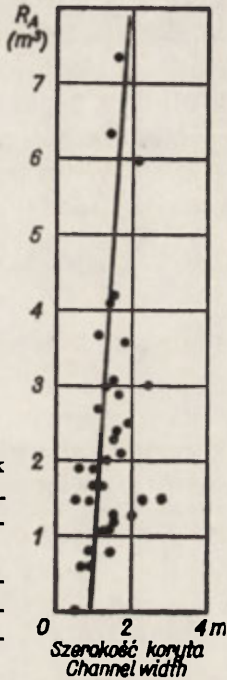


Ryc. 27. Natężenie akumulacji (N_A) w poszczególnych odcinkach Kobyłanki

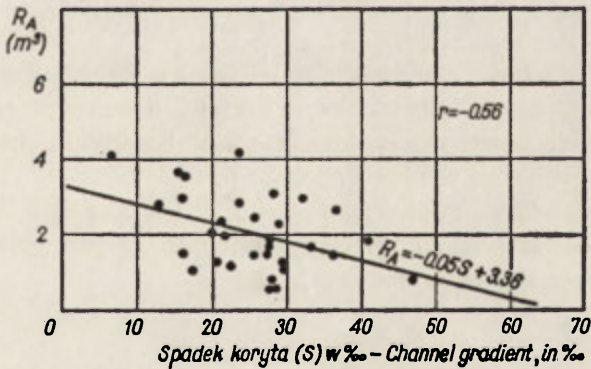
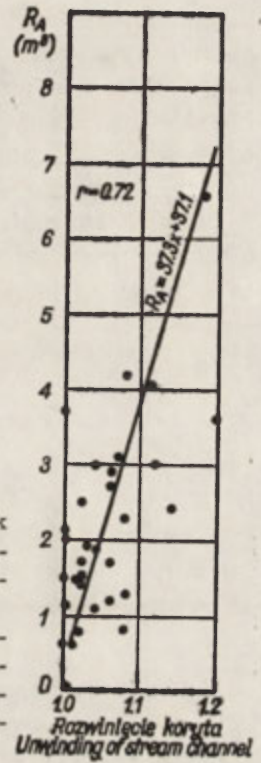
Intensity of accumulation in successive Kobyłanka sections

ławic (ryc. 2, zał. 1) i dlatego na wykresie przyrostu ławic z biegiem koryta przebieg zjawiska został stosunkowo słabo zaburzony. Przebieg A wykazuje zatem podobieństwo do przebiegu EW. Stąd też można przypuszczać, generalnie biorąc, że związany on jest z przebiegiem EW, a więc głównie z warunkami hydrodynamicznymi transportu. Maksima akumulacji są na ogół przesunięte w stosunku do maksimów erozji wgłębnej. Można zatem mówić, że akumulacja w danym odcinku wy-

Ryc. 28. Związek rozmiarów akumulacji (R_A) z szerokością koryta
Relation of volume of accumulation (R_A) to channel width



Ryc. 29. Związek rozmiarów akumulacji (R_A) z rozwinięciem koryta
Relation of volume of accumulation (R_A) to unwinding of creek channel



Ryc. 30. Związek rozmiarów akumulacji (R_A) ze spadkiem koryta
Relation of volume of accumulation (R_A) to channel gradient

Relation of volume of accumulation (R_A) to channel gradient

musza proces erozji wgłębnej w odcinku poniżej i odwrotnie. Związek między akumulacją i erozją wgłębą kształtuje przebieg akumulacji z biegiem koryta, natomiast gwałtowna dostawa rumowiska oraz lokalne nagłe zmiany w przebiegu łóżyska przeciwdziałają temu związkowi i zaburzą „normalny” przebieg procesu akumulacji. Ponieważ rozmieszczenie ławic oraz rozmiarów akumulacji wykazuje zbieżność z rozwinięciem koryta, z jego szerokością, a także spadkiem (ryc. 28, 29, 30), świadczy to o związku akumulacji ze strefą przylegającą bezpośrednio do koryta, a także o mechanizmie transportu i depozycji. W „normalnych” warunkach przebieg koryta, zmiany jego szerokości i spadku decydują o bezwzględnych wartościach akumulacji.

BILANS PROCESÓW FLUWIALNYCH

Materiał dostarczony przez erozję z obrębu koryta oraz spoza niego jest transportowany, a następnie częściowo lub całkowicie deponowany. Im mniej rumowiska zostało zdeponowane, tym więcej musiało być odtransportowane w dół koryta. A zatem:

$$T = D - A$$

gdzie T — rozmiary transportu (odprowadzanie rumowiska w m^3),

D — dostawa rumowiska w m^3 ,

A — depozycja w m^3 .

W obrębie odcinka n dostawa wynosi:

$$D_n = D_{EWn} + D_{EBn} + D_{dn} + D_{zn} + D_{Tn-1},$$

gdzie D_n — dostawa rumowiska w odcinku n ,

D_{EWn} — dostawa rumowiska w odcinku n wskutek erozji wgłębnej,

D_{EBn} — dostawa rumowiska w odcinku n wskutek erozji bocznej,

D_{dn} — dostawa rumowiska z dolin bocznych, których wyloty uchodzą w obręb odcinka n ,

D_{zn} — dostawa rumowiska ze zboczy odcinka n ,

D_{Tn-1} — dostawa rumowiska z odcinka koryta położonego wyżej (wskutek transportu).

A zatem:

$$T_n = D_n - A_n$$

$$T_n = D_{EWn} + D_{EBn} + D_{dn} + D_{zn} + D_{Tn-1} - A_n,$$

Ponieważ parametr D_{zn} jest bardzo mały, pominięto go w obliczeniach. Równanie bilansowe przedstawia się więc następująco:

$$T_n = (D_{EWn} + D_{EBn} + D_{Tn-1} + D_{dn}) - A_n,$$

Równania bilansowe wyliczono dla poszczególnych 35 odcinków 50-metrowych koryta Kobyłanki oraz dla całego koryta (tab. 2).

Z tabeli wynika, że dla wszystkich odcinków Kobyłanki spełniony jest warunek $D > T > A$, dla sumarycznego zaś bilansu całego koryta $D > T < A$. Ten fakt wiąże się z naturą procesu transportu i sedymentacji i świadczy o różnych czynnikach warunkujących ich przebieg. Akumulacja jest procesem nieciągłym, zachodzącym lokalnie, a jej rozmiary, jak w poprzednim rozdziale podano, uwarunkowane są przebiegiem EW z jednej strony oraz głównie rozwinięciem koryta z drugiej. Natomiast transport jest procesem ciągłym, którego rozmiary kumulują się z biegiem, lecz zależą przede wszystkim od masy wody i jej zdolności transportowej (*capacity*). Świadczy to o tym, że w skali poszczególnych odcinków rola wszelkich zmian morfologii koryta i łóżyska, a także nadmiernej dostawy spoza koryta, jest niewielka w porównaniu z rolą warunków hydrodynamicznych. Jednakże w skali całego koryta warunki hydrodynamiczne, z bilansowego punktu widzenia, okazały się mniej skuteczne od sumy pozostałych czynników, gdyż więcej rumowiska pozostało w łóżysku, aniżeli zostało wyniesionego poza zlewnię.

Aby stwierdzić, która z przyczyn odegrała rolę najważniejszą w przeciwdziałaniu warunkom hydrodynamicznym, porównano wartości transportu z wartościami kumulatywnymi akumulacji dla odcinków 0—50 m, 0—100 m, 0—150 m itd. Okazuje się, że aż do wylotu Doliny od Będkowiec $T > A$. Nieco powyżej jej wylotu już $T < A$, co należy tłumaczyć nagłą dostawą znacznej ilości rumowiska z tej doliny i zakumulowaniu jego nadmiaru u wylotu. Niemniej jednak rola morfologii koryta i łóżyska wydaje się równie ważna, gdyż w odcinku 0—750 m dysproporcje między transportem i akumulacją zmniejszają się z około 21 m³ na początku tego odcinka (0—200 m) do około 3 m³ przy jego końcu (200—750 m).

Relacje między T , D i A nie mówią wszakże o tendencjach modelowania koryta. Tendencje te wynikają z różnicy między EC (= erozja całkowita) i A .

Jeżeli $EC > A$, czyli $EC - A > 0$, to bilans jest ujemny,

$EC = A$, czyli $EC - A = 0$, to bilans jest równoważny,

$EC < A$, czyli $EC - A < 0$, to bilans jest dodatni.

Spełnienie warunku $EC = A$ wobec nieuniknionych błędów w pomiarach i obliczeniach jest mało prawdopodobne, dlatego wszystkie przypadki, gdzie $(-1) < EC - A < (+1)$ zaliczono do bilansu równoważnego lub quasi-równoważnego. Z tabeli 2 wynika, że spośród 35 odcinków koryta aż 18 posiada bilans ujemny, 9 quasi-równoważny, a tylko 8 dodatni. Sumaryczny bilans koryta jest zdecydowanie ujemny. Świadczy to o tendencji do niszczenia formy koryta podczas wezbrania, a więc o decydu-

Tabela 2

Bilans procesów fluwialnych

Odc. nr	EW	Dostawa (m³)				Aku- mulacja (m³)	Trans- port (m³)	EC—A
		EB	T_{n-1}	T_d	razem			
1	3,50	4,05	0,00	...	7,55	0,00	7,55	+7,55
2	1,47	5,65	7,55	...	14,67	1,50	13,17	+5,62
3	0,72	2,40	13,17	...	16,29	1,93	14,36	+1,19
4	6,14	5,76	14,36	...	26,26	0,77	25,49	+11,13
5	2,13	0,00	25,49	...	27,62	1,87	25,75	+0,26
6	1,63	0,00	25,75	...	27,38	0,60	26,78	+1,03
7	1,96	0,22	26,78	...	28,96	0,62	28,34	+1,56
8	3,15	0,91	28,34	...	32,40	1,70	30,70	+2,36
9	0,23	0,12	30,70	...	31,05	1,48	29,57	-1,13
10	5,07	0,21	29,57	...	34,85	1,69	33,16	+3,59
11	1,68	0,97	33,16	...	35,81	6,58	29,23	-3,93
12	2,95	0,65	29,22	...	32,82	4,22	28,60	-0,62
13	7,37	0,12	28,60	...	36,09	2,99	33,10	+4,50
14	1,54	0,00	33,10	...	34,64	1,14	33,50	+0,40
15	0,13	0,32	33,50	...	33,95	2,00	31,95	-1,55
16	4,63	0,47	31,95	...	37,05	3,70	33,35	+1,40
17	0,77	0,00	33,35	7,60	41,73	7,61	34,12	-6,84
18	2,02	0,16	34,12	11,22	47,52	11,22	36,30	-9,04
19	3,42	1,10	36,30	...	40,82	2,67	38,15	+1,85
20	0,80	0,13	38,15	...	39,08	4,08	35,00	-3,15
21	4,70	0,46	35,00	...	40,16	1,13	39,03	+4,03
22	4,87	4,06	39,03	...	47,96	2,25	45,71	+6,68
23	1,26	1,43	45,71	...	48,40	3,14	45,26	-0,45
24	0,35	0,43	45,26	...	46,04	1,18	44,86	-0,40
25	2,62	0,80	44,86	...	48,28	2,88	45,40	+0,54
26	0,80	0,42	45,40	...	46,62	1,32	45,30	-0,10
27	2,59	1,12	45,30	...	49,01	0,75	48,26	+2,96
28	1,80	3,26	48,26	...	53,32	2,39	50,93	+2,67
29	4,70	1,49	50,93	...	57,12	3,60	53,52	+2,59
30	0,00	0,60	53,52	...	54,12	2,47	51,65	-1,87
31	8,59	1,90	51,65	...	62,14	1,34	60,80	+9,15
32	0,40	2,00	60,80	...	63,20	1,47	61,73	+0,93
33	0,00	3,69	61,73	...	65,42	1,53	63,89	+2,16
34	1,30	2,36	63,89	...	67,55	2,96	64,59	+0,70
35	0,00	1,03	64,59	...	65,62	2,15	63,47	-1,12
Ogółem	85,29	48,29	—	18,82	152,40	88,93	63,47	+44,64

jącej roli erozji w modelowaniu koryta. Bilans dodatni posiadają odcinki leżące w bezpośrednim sąsiedztwie wylotu doliny bocznej oraz odcinki o nagłych zmianach w przebiegu oraz rozmiarach koryta i łóżyska. Bilans quasi-równoważny posiadają krótkie odcinki w różnych częściach koryta oraz odcinek liczący 200 m długości (1100—1300 m),

w obrębie którego zachodzą zmiany parametrów geometrycznych i hydrodynamicznych łóżyska. Wzajemne przeciwdziałanie różnych parametrów znajduje swoje odzwierciedlenie w równowadze procesów erozji i akumulacji.

ZWIĄZKI MIĘDZY PROCESAMI EROZJI I AKUMULACJI

Związki ilościowe zachodzące między *EW*, *EB* i *A* zmieniają się w różny sposób z biegiem koryta, w miarę jak zmienia się rola warunków hydrodynamicznych i morfologicznych. Przedstawiono je przy pomocy wartości kumulatywnych na wykresach (ryc. 31, 32). Sprowadzają się one do dwóch podstawowych związków: współwystępowania i prawie proporcjonalnego wzrostu oraz częściowego zastępowania się, czyli częściowej alternacji i nieproporcjonalnego wzrostu.

Pierwszy związek świadczy o bezpośrednim powiązaniu przyczynowym danych procesów w określonych warunkach. Pociąga to za sobą fakt, że procesy nawzajem się wymuszają, a przynajmniej jeden z procesów wymusza drugi. Przykładem jest tu związek między *EW* i *A*. Wspólną przyczyną obu procesów są warunki hydrodynamiczne, które decydują o rytmicznej erozji i akumulacji. Erozja powoduje wzrost obciążenia i pośrednio wymusza akumulację, akumulacja natomiast decyduje bezpośrednio o wzroście siły erozyjnej i rozcinaniu dna. Sugeruje to alternację podłużną obu procesów, ale w odcinkach mniejszych niż 50-metrowe, co znajduje potwierdzenie w rozmieszczeniu form i w równowadze bilansowej między *EW* i *A* w wielu odcinkach (tab. 2).

Częściowe zastępowanie świadczy, że procesy te uwarunkowane są różnymi przyczynami lub że nie istnieje bezpośredni związek przyczynowy między nimi. Związek ten może również świadczyć, że czynnik, który na ogół odgrywa rolę drugorzędną, lokalnie może mieć znaczenie pierwszorzędne. A zatem z alternacji można wnosić o tendencji modelowania danego odcinka oraz o tym, które czynniki aktualnie odgrywają zasadniczą rolę w przebiegu procesów.

ODCINKI MORFODYNAMICZNE

Rozmieszczenie form, ich rozmiary oraz natężenie procesów zmieniają się skokowo z biegiem koryta. Im krótsze odcinki, tym ta skokowość jest wyraźniejsza. Niemniej jednak w pewnych odcinkach, o różnej długości, zaznacza się różny przebieg procesów. Można więc w obrębie koryta wyróżnić odcinki morfodynamiczne, oddzielone od siebie „punktami” granicznymi. Są to fragmenty koryta, w których następuje zmiana natężenia i tendencji przebiegu procesów. „Punkty zmiany przebiegu różnych procesów pokrywają się ze sobą z dużą dokładnością. Są bardzo

Charakterystyka odcinków

Odcinki morfodyna- miczne		Spadek koryta ‰	Rozwinię- cie koryta	Średnia szerokość koryta w m	Średnia szerokość łożyska w m	Erozja wgłębna			
						f	d	R	N
1	0—200	44,5	1,02	0,6	4,4	10	0,50	11,8	0,59
2	200—490	27,4	1,02	0,9	5,2	12	0,41	9,10	0,31
3	490—800	24,6	1,05	1,3	5,5	17	0,55	23,37	0,76
4	800—885	22,2	1,00	1,7	8,2	1	0,12	0,77	0,09
5	885—1035	18,1	1,07	1,3	7,7	7	0,47	10,94	0,73
6	1035—1575	23,7	1,10	1,7	8,6	30	0,56	27,98	0,52
7	1575—1735	15,5	1,10	2,3	4,9	4	0,25	1,30	0,08
Całe koryto		26,4	1,06	1,4	6,6	81	0,46	85,29	0,49

f — ilość form, *d* — gęstość form na 10 m długości koryta, *R* — rozmiary procesów w m²,

wyraźne na wykresach obrazujących związki między tymi procesami (ryc. 31, 32). Ich położenie skorygowano z mapą i profilem syntetycznym koryta (zał. 1, ryc. 2). Są to następujące „punkty”:

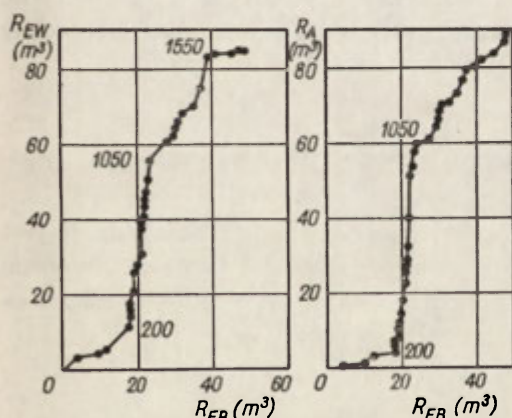
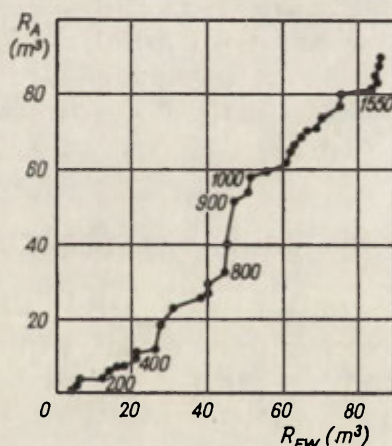
- 1) 200 m — oddziela początkowe głębokie rozcięcie erozyjne od szerokiego łożyska; w odcinku położonym powyżej „punktu” zaznacza się gwałtowny wzrost szerokości łożyska, w odcinku zaś położonym poniżej — powolny.
- 2) 490 m — początek dużego zakola łożyska, wzrost szerokości średniej i maksymalnej łożyska, gwałtowny wzrost rozwinięcia koryta.
- 3) 650 m — przejście zakola w odcinek prosty, zmniejszenie szerokości łożyska i koryta, gwałtowne zmniejszenie się rozwinięcia koryta.
- 4) 800 m — „punkt powyżej wylotu doliny bocznej związany z intensywną akumulacją dostarczanych z niej osadów.
- 5) 885 m — „punkt” poniżej wylotu doliny bocznej związany z intensywną akumulacją dostarczanych z niej osadów; poniżej gwałtowny wzrost rozwinięcia koryta.
- 6) 1035 m — początek zakola; poniżej gwałtowny wzrost szerokości łożyska.
- 7) 1575 m — poniżej „punktu” gwałtowne zmniejszenie średniej szerokości koryta.

Wszystkie „punkty zmiany” wiążą się z nagłą zmianą bądź parametrów geometrycznych łożyska i koryta, bądź ich przebiegu, wreszcie

Tabela 3

morfodynamicznych

Erozja boczna				EW+EB		Akumulacja				Trans- port	Związki między procesami			
f	d	R	N	R	N	f	d	R	N	R	EW:EB	EW:A	EB:A	EC:A
13	0,65	17,86	0,89	29,69	1,49	12	0,60	4,20	0,21	25,49	1 : 1,5	2,8 : 1	4,3 : 1	7,0 : 1
6	0,21	1,26	0,43	10,36	0,36	19	0,66	7,18	0,24	28,67	7,2 : 1	1,3 : 1	1 : 5,7	1,4 : 1
11	0,35	2,76	0,09	26,13	0,85	30	0,97	19,8	0,64	35,00	8,5 : 1	1,2 : 1	1 : 7,2	1,3 : 1
—	—	—	—	0,77	0,09	19	2,24	18,82	2,22	35,77	—	1 : 19	—	1 : 19
9	0,60	1,64	0,11	12,58	0,84	19	1,26	8,07	0,54	40,28	6,7 : 1	1,4 : 1	1 : 1,5	1,6 : 1
50	0,93	15,70	0,29	43,68	0,81	61	1,13	23,76	0,44	60,20	1,8 : 1	1,2 : 1	1 : 1,5	1,8 : 1
13	0,81	9,07	0,57	10,37	0,65	9	0,56	7,10	0,44	63,47	1 : 7,0	1 : 5,5	1,3 : 1	1,5 : 1
162	0,59	48,29	0,28	183,57	0,77	169	0,97	88,93	0,51	63,47	1,8 : 1	1 : 1,0	1 : 1,8	1,5 : 1

N — natężenie procesów w m³/10 m długości korytaRyc. 31. Związek erozji bocznej (R_{EB}) z erozją wgłębną (R_{EW}) i akumulacją (R_A)Relation of lateral erosion (R_{EB}) to depth erosion (R_{EW}) and accumulation (R_A)Ryc. 32. Związek erozji wgłębnej (R_{EW}) i akumulacji (R_A) — krzywa kumulacyjnaRelation of depth erosion (R_{EW}) to accumulation (R_A) — cumulative curve

z wylotem doliny bocznej. A zatem są to „punkty” nagłej zmiany warunków morfologicznych. Zmiany te pociągają za sobą jednocześnie na zasadach *hydraulic geometry* [12] zmianę parametrów hydraulicznych, a więc m. in. prędkości, czyli także zmianę stopnia turbulencji i cyрку-

lacji wody. „Punkty zmiany” odbiły się na przebiegu wszystkich procesów z wyjątkiem erozji wgłębnej. Płyynie stąd wniosek, że zaburzenia parametrów hydraulicznych nie były w strefie nurtu (koryta) na tyle duże, aby odbiły się na tendencji przebiegu *EW*.

„Punkty zmiany” wyznaczają 8 odcinków morfodynamicznych, których charakterystykę podaje tabela 3. Właściwości odcinków morfodynamicznych uzależnione są od roli, jaką spełniają poszczególne „punkty zmiany” oraz od tendencji przebiegu parametrów geometrycznych i hydraulicznych w obrębie odcinków. Ponieważ te ostatnie wykazują ukierunkowaną i ciągłą tendencję zmiany z biegiem (np. szerokość łóżyska zwiększa się lub zmniejsza, bądź zwiększa się szybciej lub wolniej itp.) — wydaje się, że decydują o zmiennych tendencjach przebiegu procesów. Między odcinkami istnieją różnice ilościowe, bowiem we wszystkich na ogół zachodziła *EW*, *EB* i *A*, ale różne proporcje ilościowe między tymi procesami w poszczególnych odcinkach decydują o ich różnej funkcji — o ich jakości.

Istnienie odcinków morfodynamicznych w korycie świadczy o niejednorodnym udziale i przebiegu poszczególnych procesów z biegiem cieku. Stąd sugestia, że dzielenie koryta na odcinki: górny, środkowy i dolny wówczas tylko może mieć praktyczne znaczenie, jeśli w tendencjach zmiany parametrów geometrycznych łóżyska czy koryta z biegiem nie ma znacznych lokalnych zaburzeń. W przeciwnym wypadku konieczne jest wydzielanie większej ilości odcinków morfodynamicznych.

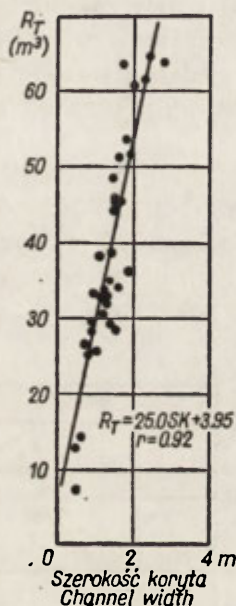
PRZEBIEG TRANSPORTU I SEDYMENTACJI RUMOWISKA (*T*)

Transport rumowiska w przeciwieństwie do erozji i akumulacji jest procesem ciągłym, odbywającym się na całej długości łóżyska. Zmienne jest obciążenie cieku w związku ze zróżnicowaniem dostawy oraz warunków morfodynamicznych i hydrodynamicznych.

ROZMIARY I NATĘŻENIE TRANSPORTU

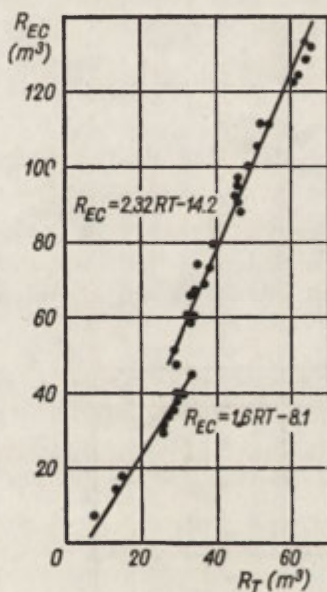
Rozmiary transportu obliczono z równania bilansowego (tab. 2). Wzrastają one z biegiem, lecz wzrost ten jest nierównomierny, gdyż uwarunkowany jest relacją między dostawą i sedymentacją (ryc. 25). W większości odcinków morfodynamicznych dostawa jest większa od akumulacji, dlatego też ilość transportowanego rumowiska kumuluje się z biegiem i wzrasta natężenie transportu (N_T), rozumiane jako koncentracja rumowiska w jednostce długości koryta.

Gwałtowny wzrost natężenia transportu, dochodzący do $5 \text{ m}^3/10 \text{ m}$, zaznacza się w początkowym odcinku (0—200 m) na skutek intensywnej erozji. Poniżej tego odcinka natężenie jest względnie jednostajne i wykazuje związek z przebiegiem, wymiarami oraz spadkiem koryta, a w mniejszym stopniu łóżyska (ryc. 33). Wzrost rozmiarów transportu jest szczególnie silny w odcinkach 1000—1100 m i 1500—1550 m, tak że powodują one wzrost ogólnej tendencji jego przebiegu. Odcinki wzrostu transportu są poprzedzone na ogół odcinkami intensywnej akumulacji i pokrywają się z odcinkami intensywnej EW. Erozja boczna prawdopodobnie spełnia rolę czynnika decydującego o wartościach bezwzględnych transportu, nie zaś o rozmieszczeniu jego ekstremów.



Ryc. 33. Związek rozmiarów transportu (R_T) z szerokością koryta

Relation of volume of material transportation (R_T) to channel width



Ryc. 34. Związek między rozmiarami erozji całkowitej (R_{EC}) i transportu (R_T) — wartości kumulative

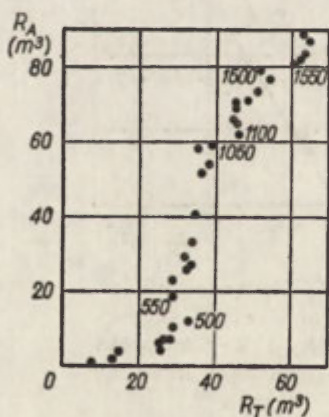
Relation of total erosion (R_{EC}) to material transportation (R_T) — cumulative values

Rozmiary transportu rumowiska można wyrazić równaniami prostych o różnym nachyleniu, związanym z rolą „punktów zmiany” i z właściwościami odcinków morfodynamicznych (ryc. 25).

ZWIĄZKI TRANSPORTU RUMOWISKA Z EROZJĄ I AKUMULACJĄ

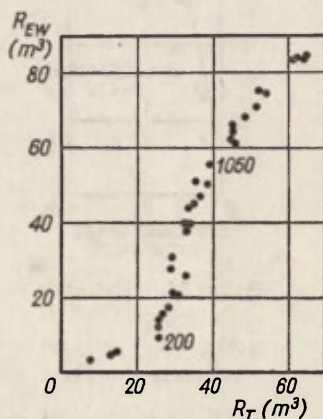
Przebieg i wielkość transportu związane są głównie z erozją całkowitą ($EC = EW + EB$). Związek między transportem i EC wyrażają dwa równania prostych (ryc. 34). Na całej długości Kobyłanki zaznacza się szybszy wzrost EC niż T , co uwarunkowane jest akumulacją części rumowiska. Ze wzrostem EC następuje równomierny wzrost obciążenia (T), czyli że obciążenie na jednostkę długości koryta zwiększa się z biegiem. W odcinku 500—550 m zachodzi gwałtowna zmiana proporcji między T i EC , a na pozostałej długości koryta zaznacza się zwiększenie tempa przyrostu EC wraz ze wzrostem obciążenia. Ta gwałtowna zmiana proporcji między EC i T związana jest z gwałtowną akumulacją w zakolu łożyska, która zmniejszając obciążenie spowodowała jednocześnie wzrost siły erozyjnej. Można zatem powiedzieć, że przebieg i natężenie transportu zależą od natężenia dostawy (EC) w odcinku początkowym oraz od gwałtownych zmian w przebiegu łożyska powodziowego.

Rozpatrując zależności między transportem i poszczególnymi procesami (ryc. 35, 36, 37), uderza podobieństwo kształtu wykresów zależności $R_T - R_{EW}$ i $R_T - R_A$. Wykresy te posiadają kształt krzywych złożonych, przesuniętych względem siebie z wyjątkiem ich górnych części (od 1000—1050 m do 1735 m) — generalnie biorąc, pokrywających się. Wykresy



Ryc. 35. Związek rozmiarów transportu (R_T) i akumulacji (R_A) — wartości kumulatorywne

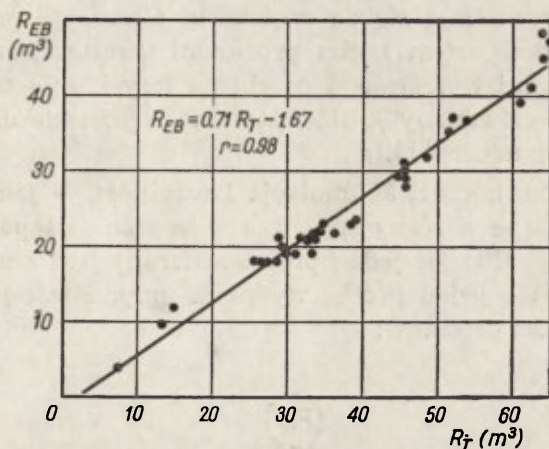
Relation of volume of material transportation (R_T) to accumulation (R_A) — cumulative values



Ryc. 36. Związek rozmiarów transportu (R_T) i erozji wgłębnej (R_{EW}) — wartości kumulatorywne

Relation of volume of material transportation (R_T) to depth erosion (R_{EW}) — cumulative values

ryc. 35 i 36 świadczą o prostym związku między EW i A , w którym transport odgrywa rolę „pośrednika”. Potwierdza to związek prostej proporcjonalności obu procesów, przesunięcie zaś krzywych względem siebie świadczy o alternacji podłużnej obu procesów, która poniżej „punktu zmiany” — 1050 m — jest mniej wyraźna wskutek wzrostu R_T i R_{EB} .



Ryc. 37. Związek między rozmiarami erozji bocznej (R_{EB}) i transportu (R_T)

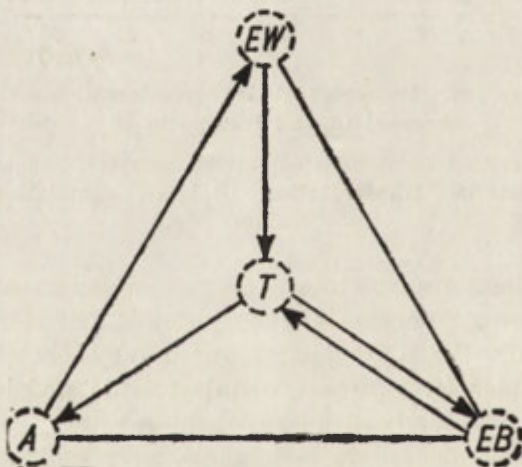
Relation of volume of lateral erosion (R_{EB}) to material transportation (R_T) — cumulative values

Ze wzrostem ilości transportowanego rumowiska zaznacza się równomierny przyrost erozji bocznej (R_{EB}); zależność odwrotna jest bowiem oczywista (ryc. 37). Stąd przypuszczenie; gdyby obciążenie wzrastało z biegiem równomiernie, wówczas rozmieszczenie podcięć i rozmiarów EB powinno być również bardziej równomierne. Przy większym obciążeniu ciek posiada tendencję do podcinania, przy mniejszym — do rozcinania, o czym świadczą alternatywne związki między R_T i R_{EW} oraz R_A . Ponadto sam wzrost obciążenia nie zawsze decyduje o akumulacji, co sugeruje, że sposób transportu jest niezwykle ważnym czynnikiem morfodynamicznym.

Zwiększeniu rozmiarów transportu o $10 m^3$ odpowiada wzrost erozji bocznej (R_{EB}) o $7 m^3$, podczas gdy zmniejszenie rozmiarów transportu z 4 do $2 m^3$ powoduje wzrost erozji wgłębnej z $1,5$ do $12 m^3$ w przypadkach skrajnych. Można zatem mówić o pewnych optymalnych warunkach EW , które określa następująca ilościowa zależność między R_T i R_{EW} : 2-krotne zmniejszenie obciążenia spowodowało 8-krotne zwiększenie natężenia EW . Te optymalne warunki nastąpiły wskutek gwałtownej zmia-

ny w przebiegu łożyska (490—650 m), która wymusiła bardzo intensywną akumulację. Są to zatem warunki szczególne. W innych warunkach morfologicznych łożyska 2-krotne zmniejszenie obciążenia spowodowało mniej niż 8-krotny wzrost natężenia E_W . Na wykresach ryc. 35 i 36 punkty przegięcia krzywych odpowiadają „punktom zmiany”, a zatem podkreślają ich rolę morfodynamiczną. Związki transportu z erozją wgłębną i akumulacją sprowadzają się do częściowej alternacji, przy czym proporcje między transportem i obu procesami uwarunkowane są przede wszystkim zmianami wymiarów i przebiegu łożyska. Są to albo zmiany nagłe (w „punktach zmiany”), albo powolne i jednokierunkowe (w odciśnięciach morfodynamicznych).

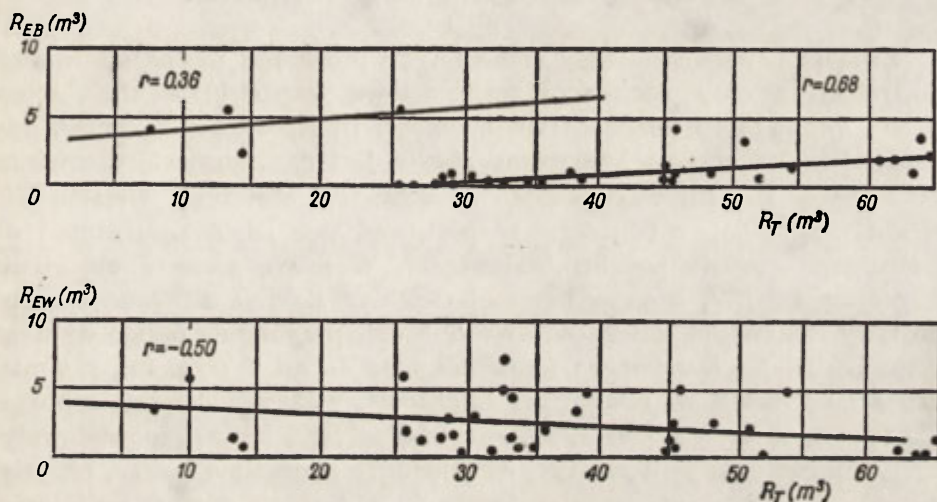
Erozja wgłębną, boczną, akumulacja i transport — jak wykazano — są ze sobą powiązane w różny sposób, a więc albo zastępują się częściowo lub całkowicie, albo też jeden proces związany jest z istnieniem drugiego, względnie też jeden proces wymusza inny. Poniżej podano schemat współzależności procesów:



Rola transportu jest szczególna. Wiąże on poszczególne procesy ze sobą, można powiedzieć, że jest czynnikiem regulującym związki między procesami. Między T i EB zachodzi bezpośredni związek proporcjonalności: wzrost T powoduje wzrost EB i odwrotnie, natomiast między EB i A istnieje zależność pośrednia: ze wzrostem EB wzrasta T , co prowadzi do akumulacji. Również między EW i EB istnieje tylko zależność pośrednia: EW dostarcza rumowiska, zwiększa obciążenie, a to prowadzi do zwiększenia EB . Wyjątkowa jest rola EW i A . Wpływ EW na A jest również pośredni: wzrost dostawy zwiększa T i prowadzi do A . Wówczas jednak następuje bezpośrednia reakcja odwrotna: wzrost sedimentacji

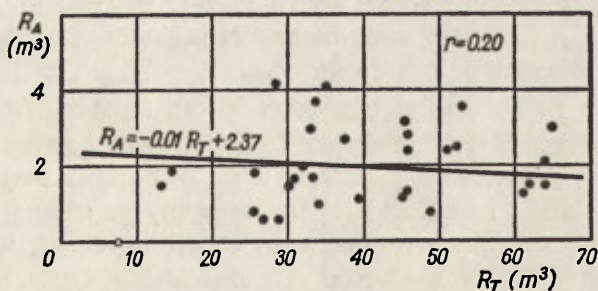
zwiększa siłę erozyjną. Mimo że między EW i A istnieje związek proporcjonalności, to jednocześnie zaznacza się przesunięcie form akumulacyjnych względem form erozyjnych z biegiem cieku (ryc. 2). Świadczy to o przemiennej rytmiczności przebiegu procesów erozji wgłębnej i akumulacji.

Wobec zasadniczej roli transportu należy sądzić, że jego mechanizm decyduje o mechanizmie erozji i akumulacji. Zrozumiałe też staje się, że korelacje między rozmiarami transportu a właściwościami morfologicznymi koryta i łóżyska są o wiele słabsze. Świadczy to jednak o tym, że



Ryc. 38. Związek między rozmiarami erozji bocznej (R_{EB}) i wgłębnej (R_{EW}) a transportem (R_T) — wartości bezwzględne

Relation of volume of lateral (R_{EB}) and depth erosion (R_{EW}) to material transportation (R_T) — cumulative values



Ryc. 39. Związek rozmiarów transportu (R_T) i akumulacji (R_A) — wartości bezwzględne

Relation of volume of material transportation (R_T) to accumulation (R_A) — absolute values

wymienione właściwości koryta i łóżyska decydują o erozji czy akumulacji w sposób pośredni, poprzez ich wpływ na transport. Podobnie też przedstawiają się korelacje między bezwzględnymi wartościami rozmiarów transportu a EW i A , w mniejszym stopniu EB (ryc. 38, 39). Współczynniki korelacji są stosunkowo niskie, gdyż odzwierciedlają złożone zależności między warunkami hydrodynamicznymi i morfologicznymi, które decydują o T , a pośrednio o EW , A i EB .

ZDOLNOŚĆ TRANSPORTOWA A OBCIĄŻENIE

Związki istniejące między omawianymi procesami można sprowadzić do relacji między zdolnością transportową (*capacity*) a obciążeniem (*load*). Potok może osiągnąć stan zdolności transportowej wówczas, gdy jego całkowita energia kinetyczna zużyta jest na transport rumowiska.

Związek T i EB wskazuje, że ze wzrostem obciążenia wzrasta EB , zatem przy stanie zdolności transportowej ciek zdolny jest tylko do transportu oraz do podcinania brzegów. W miarę wzrostu obciążenia zmniejsza się EW , a coraz bardziej zwiększa się rola EB jako sposobu dostawy rumowiska. Zależność EW — T będzie przybierała postać wykresu coraz bardziej spłaszczonego i równoległego do osi T (ryc. 36), zaś między EB i T ustali się równowaga bilansowa. Wówczas wszelkie zaburzenia spowodowane dostawą spoza koryta (dopływy, zbocza) spowodowałyby akumulację. Z wykresu ryc. 36 widać, że generalnie biorąc, na całej długości Kobyłanki nie istniały warunki obciążenia równego zdolności transportowej. Ciek osiągnął największe obciążenie w odcinku 0—200 m oraz poniżej 1050 m, zaś w odcinku środkowym (200—1050 m) istniały optymalne warunki EW , jednoznaczne z bardzo małym wzrostem obciążenia. Ponieważ jednak w łóżysku miała miejsce akumulacja rumowiska, sugeruje to sprzeczność z wyżej wyciągniętym wnioskiem. Dlatego należy zwrócić uwagę na zagadnienie zmienności procesów i zdolności transportowej w poprzecznym przekroju łóżyska.

W związku ze zmianą głębokości w profilu poprzecznym w różnych jego częściach różna jest zdolność transportowa. Ławice rumowiskowe usytuowane są przeważnie poza korytem. W obrębie łóżyska powodziowego stan zdolności transportowej był osiągany co pewną odległość, najczęściej poniżej odcinków intensywnej erozji wgłębnej, w strefie przylegającej do koryta. W zewnętrznych częściach łóżyska nie była osiągnięta wartość siły transportowej, gdyż nie stwierdzono tam śladów transportu rumowiska grubego.

Zdolność transportowa określa tę część swobodnej energii wody płynącej, która zużywana jest na erozję wgłębą, boczną i na transport, przy

czym dla każdego z tych procesów potrzebna jest różna ilość energii. Najwięcej energii zostaje zużyte na *EW* [6, 14]. Zdolność transportowa wzrasta ze zwiększeniem prędkości wody, a więc podobnie jak natężenie *EW* i *EB*. Ponieważ wzrost obciążenia powoduje zmniejszenie prędkości przepływu wody [6], wobec tego pośrednio wpływa na zmniejszenie się zdolności transportowej. Natężenie *EW* wykazuje tendencję do stałości lub do nieznacznego zmniejszania się z biegiem, natężenie *EB* zmniejsza się, i tylko w odcinku dolnym nieznacznie wzrasta, natomiast natężenie transportu wzrasta z biegiem. Stąd wniosek, że z biegiem koryta zachodzi raczej zmniejszanie się energii morfologicznie efektywnej, a co najwyżej istnieje tendencja do ustalenia nakładów tej energii na jednostkę długości koryta. Podobny jest też przebieg zdolności transportowej, który nigdzie w zasadzie nie zmniejsza się poniżej wartości obciążenia, gdyż na całej niemal długości potok posiada tendencję do erozji dennej.

Powyższe rozważania prowadzą do następujących wniosków: Zdolność transportowa wzrasta ze wzrostem głębokości oraz prędkości, podobnie jak erozja wgłębna, a zatem między *EW* a zdolnością transportową istnieje związek proporcjonalności. Znajac tendencję przebiegu natężenia *EW*, można określić tendencję przebiegu zdolności transportowej. Między zdolnością transportową i obciążeniem istnieje zależność odwrotnie proporcjonalna, przy czym zdolność transportowa nie decyduje o obciążeniu, lecz zależy od niego. Stąd też nie decyduje ona o rozmiarach erozji bocznej, które wzrastają wraz ze wzrostem obciążenia. Im obciążenie bliższe jest zdolności transportowej, tym *EB* jest większa i jeśli przy takim samym obciążeniu zdolność transportowa jest mniejsza, to *EB* również jest większa.

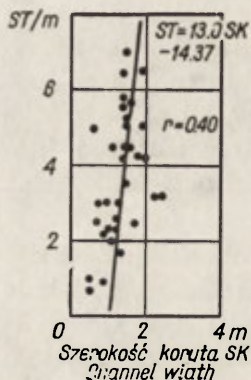
SZEROKOŚĆ STREFY TRANSPORTU

Rozmieszczenie ławic rumowiskowych oraz pojedynczych okruchów wyznacza maksymalną szerokość strefy transportu rumowiska grubego. Na zewnątrz od tej strefy istniały na skutek mniejszej głębokości lepsze warunki do depozycji. Jeśli rumowisko nie zostało tu złożone, to świadczy, że nie było ono transportowane na tej szerokości. Jedynie lokalnie występujące ławice mułków na zadarnionej powierzchni równiny zalewowej mówią o transporcie zawiesiny oraz o jej dekantacji.

Szerokość strefy transportu rumowiska zmienia się z biegiem łóżyska oscylując między wartościami 0,7—11,0 m, przy czym wzrost szerokości średniej, od 0,7—7,0 m, zaznacza się w odcinku 0—1050 m (ryc. 2). Poniżej 1050 m szerokość strefy transportu zmniejsza się do około 2,5 m w dolnej części łóżyska. Różna szerokość strefy transportu przy znacznej

zmienności przebiegu i wymiarów łóżyska i koryta oraz przy zmiennym obciążeniu wiąże się ze zdolnością erozyjną i z samym mechanizmem transportu.

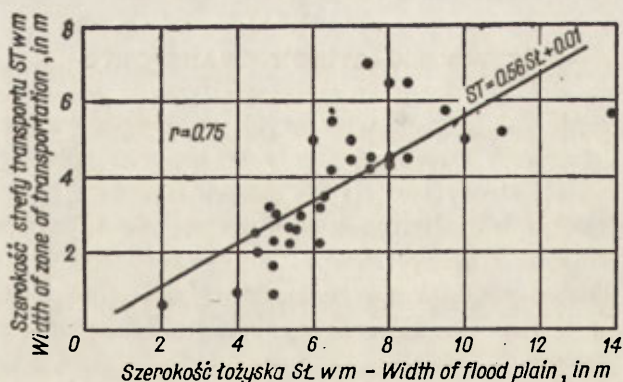
Relacje między szerokością strefy transportu a parametrami geometrycznymi i przebiegiem łóżyska oraz koryta przedstawiają ryc. 40, 41, 42, 43. Zaznacza się wyraźny związek prostej proporcjonalności między



Ryc. 40. Związek szerokości strefy transportu (ST) z szerokością koryta (SK)

Relation of width of zone of material transportation (ST) to channel width

szerokością strefy transportu a szerokością koryta i łóżyska (ryc. 40, 41). Ze wzrostem szerokości koryta i łóżyska zwiększa się szerokość strefy transportu. Jednocześnie świadczy to o zwiększeniu się tendencji do depozycji, bo chociaż transport odbywa się na szerszej powierzchni, jest jednak bardziej utrudniony. Im koryto jest węższe i większa jego głębokość, tym prędkość wody jest większa i bardziej proste warunki przepływu. W miarę wzrostu szerokości koryta warunki te coraz bardziej się komplikują, a główny nurt zaczyna się rozdzielać. Ze wzrostem głębokości cieku transport staje się coraz bardziej skoncentrowany, a główna masa rumowiska odprowadzana jest do koryta. Ze wzrostem szerokości koryta warunki transportu stają się bardziej złożone. Dysproporcje między prędkościami strug wodnych w korycie i na równinie zalewowej są mniejsze, co prowadzi do zwiększenia szerokości strefy transportu. Stąd też korelacje między szerokością



Ryc. 41. Związek między szerokością strefy transportu (ST) i szerokością łóżyska (SŁ)

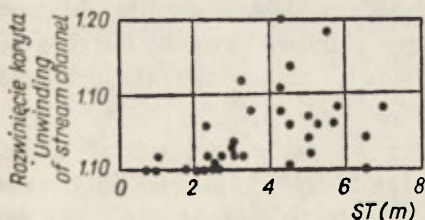
Relation of width of zone of material transportation (ST) to width of flood plain (SŁ)



Ryc. 42. Związek między szerokością strefy transportu (ST) i promieniem średnim krzywizny koryta

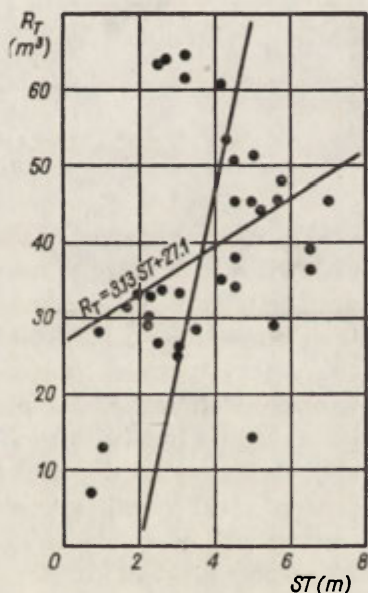
Relation of width of zone of material transportation (ST) to mean radius of channel curvature

strefy transportu oraz między rozmiarami transportu a szerokością koryta są różne (ryc. 33, 40, 41). Różny stopień korelacji między wyżej wymienionymi wielkościami pośrednio świadczy o różnej koncentracji rumowiska w różnych częściach przekroju poprzecznego koryta — większej w obrębie koryta, mniejszej poza nim. A zatem o wzroście ilości transportowanego rumowiska oraz o szerokości strefy transportu decydują przede wszystkim różne rozmiary koryta, którym odprowadzana jest główna masa rumowiska, zmiana zaś szerokości łóżyska odgrywa rolę drugorzędną. Szerokość strefy transportu wykazuje ponadto związek z przebiegiem koryta (ryc. 42, 43). Im większe są krzywizny koryta oraz im większe jego rozwinięcie, na tym większej szerokości odbywa się



Ryc. 43. Związek między szerokością strefy transportu (ST) i rozwinięciem koryta

Relation of width of zone of material transportation (ST) to unwinning of creek channel



Ryc. 44. Zależność między rozmiarami transportu (R_T) i szerokością transportu (ST) — nożyce korelacyjne

Dependence of volume of material transportation (R_T) on width of transportation (ST) flow (correlative scissors)

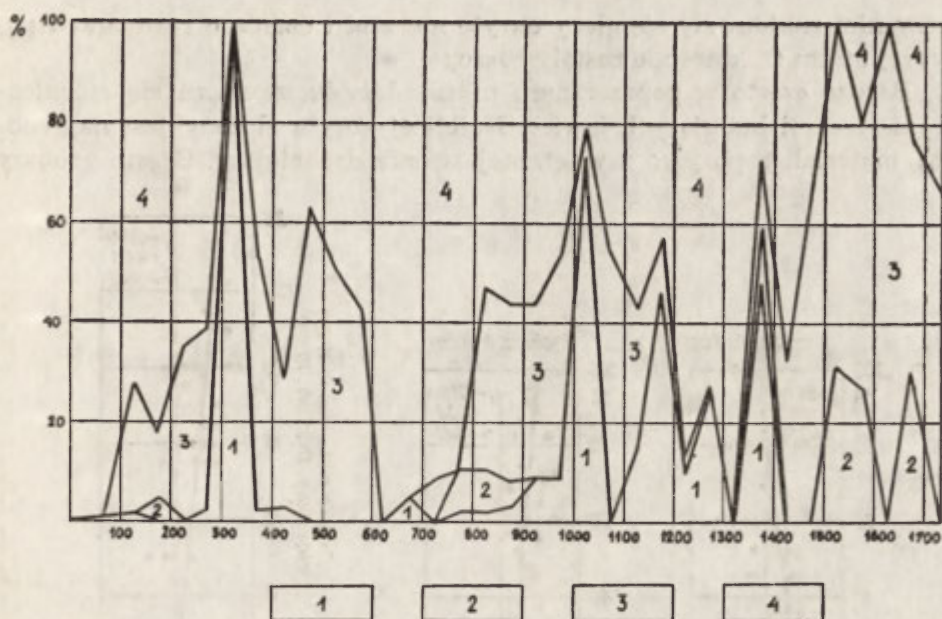
transport. A zatem w odcinkach prostych transport jest bardziej skoncentrowany i większe jest obciążenie na jednostkę powierzchni przekroju koryta. Tym też faktem można wytłumaczyć mniej intensywną erozję wgłębną w odcinkach prostolinijnych. W odcinkach zakoli wzrasta szerokość strefy transportu, zmniejsza się koncentracja rumowiska, za czym postępuje wzrost siły erozyjnej w nurcie.

Powyższe rozważania można sprowadzić do następującego stwierdzenia: W miarę wzrostu szerokości koryta i łożyska oraz w miarę wzrostu krzywizny jego odcinków wzrasta szerokość strefy transportu (ryc. 40, 41, 42, 43). Szerokość strefy transportu wzrasta jednocześnie wraz ze wzrostem obciążenia (ryc. 44). Prostolinijna zależność między tymi wielkościami świadczy o tendencji cieku do zachowania podobnej koncentracji rumowiska w przekroju poprzecznym strefy transportu, jednakże niski stopień korelacji świadczy o dużej, rzeczywistej zmianie koncentracji, która jest uwarunkowana głównie lokalną zmiennością parametrów geometrycznych oraz przebiegu koryta, a także łożyska. Wywiera to duży wpływ na rozmieszczenie i bezwzględne wartości erozji wgłębnej, erozji bocznej i akumulacji.

CHARAKTERYSTYKA RUMOWISKA. PROBLEM KOMPETENCJI

Ponieważ wstępne obserwacje rumowiska zakumulowanego w postaci ławic nie wykazały na ogół wyraźnego zróżnicowania frakcji w ich profilu pionowym, co jest charakterystyczne dla gwałtownej sedymentacji powodziowej [23], dlatego też ograniczono się do określenia frakcji charakterystycznych: najczęstszej i maksymalnej, występujących na powierzchniach ławic. Na podstawie frakcji najczęstszej zakwalifikowano poszczególne ławice lub ich części do czterech grup: mułkowej, piaszczystej, żwirowej do 4 cm Ø i żwirowej 4—8 cm Ø, a następnie obliczono procent, jaki zajmują poszczególne grupy rumowiskowe w obrębie 50-metrowych odcinków koryta. Ryc. 45 obrazuje zmienność składu mechanicznego z biegiem koryta.

Dominuje frakcja 4—8 cm; stosunkowo mały jest udział frakcji piaszczystej oraz żwirowej do 4 cm Ø, gdyż te frakcje łatwiej były transportowane niż frakcje grubsze. Z biegiem potoku charakterystyczny jest wzrost udziału frakcji piaszczystej i żwirowej do 4 cm kosztem frakcji 4—8 cm, co świadczyłoby o zmniejszeniu się kompetencji cieku (*competence*), uwarunkowanym w pierwszym rzędzie warunkami morfologicznymi (ryc. 46). Oprócz ławic piaszczystych i żwirowych, w łożysku Kobylanki spotykamy ławice mułkowe, świadczące o lokalnie istniejących



Ryc. 45. Skład mechaniczny osadów

1 — frakcja mulkowa, 2 — frakcja piaszczysta, 3 — frakcja żwirowa do 4 cm, 4 — frakcja żwirowa 4—8 cm

Mechanical composition of deposits

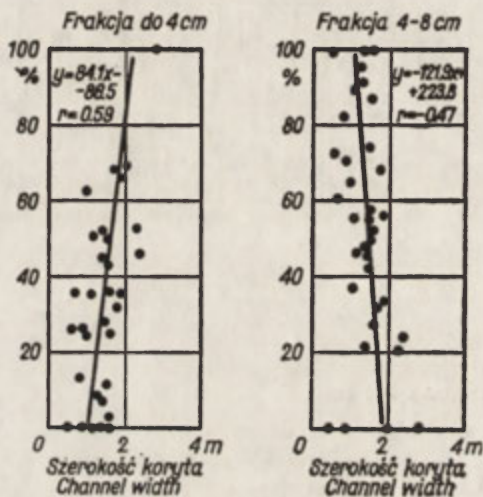
1 — silty fraction, 2 — sandy fraction, 3 — gravelly fraction up to 4 cm size, 4 — gravelly fraction from 4 to 8 cm size

warunkach do dekantacji. Warunki takie istniały szczególnie w odcinkach o prostoliniowym przebiegu i mniejszej szerokości łóżyska i koryta (zał. 1). Świadczy to o dużym skoncentrowaniu energii na transport rumowiska grubego w obrębie węższego, lecz za to głębszego koryta, a zatem o dużych kontrastach między prędkością wody w linii nurtu (koryta) oraz w obrębie równiny zalewowej. W takich warunkach mogły tworzyć się przy brzegach łóżyska prądy wsteczne i wiry, sprzyjające lokalnej dekantacji.

Z poprzednich rozważań wynika, że podczas wezbrania Kobylanka transportowała głównie materiał żwirowy 4—8 cm. Wśród tego materiału znajdował się również nieduży procent rumowiska grubego. Maksymalna jego frakcja wynosiła około 20—30 cm w odcinku górnym i środkowym oraz 10—20 cm w odcinku dolnym. Potwierdzałoby to przypuszczenie, że w dolnym odcinku nastąpiło pewne zmniejszenie kompetencji, uwarunkowane wzrostem szerokości koryta (ryc. 47). Wydaje się, że podane maksymalne frakcje określają maksymalną kompetencję cieku. Świadczy o tym fakt, że w wielu miejscach w samym korycie lub też

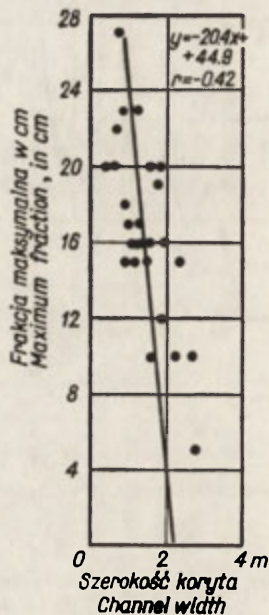
przy nim znajdowały się głazy okryte mchami i darnią o rozmiarach powyżej 30 cm Ø, które nie zostały ruszone.

Bardzo często w poprzecznym profilu łóżyska zaznacza się zróżnicowanie frakcji budujących ławice. Najbliżej koryta złożony jest najgrubszy materiał, a po jego zewnętrznej stronie drobniejszy. Często grubszy



Ryc. 46. Udział procentowy frakcji żwirowych w zależności od szerokości koryta

Per-cent share of gravel fractions depending on channel width



Ryc. 47. Rozmiary frakcji maksymalnej w zależności od szerokości koryta

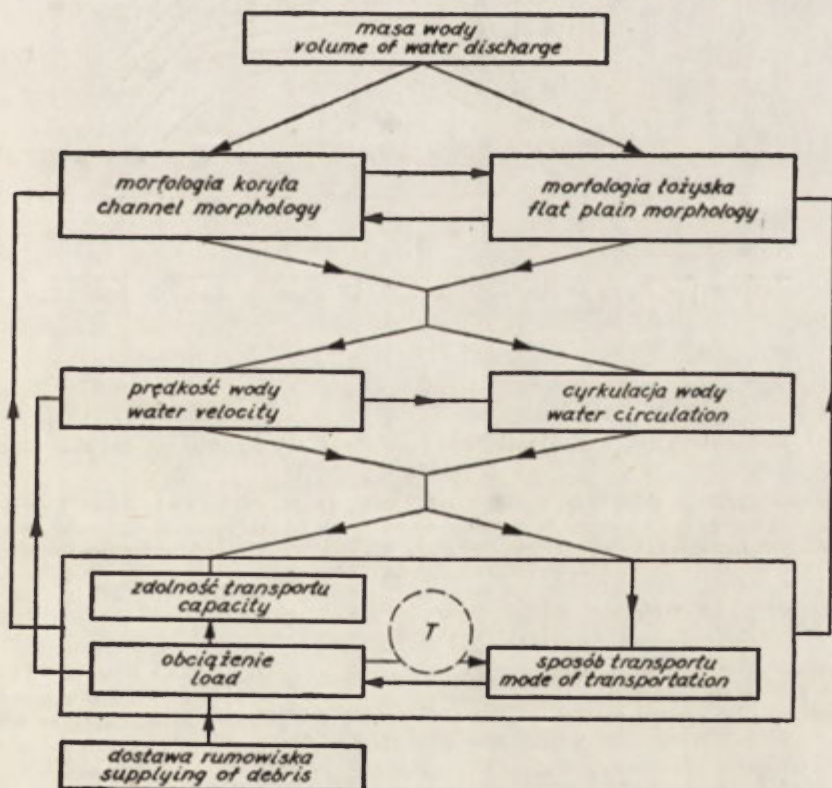
Volume of maximum fraction, depending on channel width

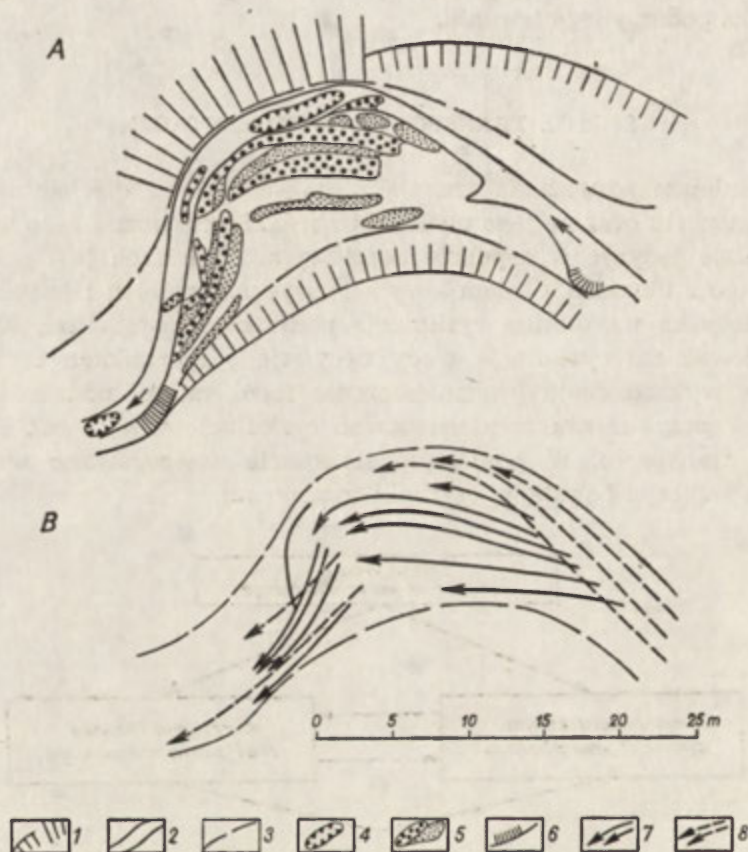
materiał zachodzi na drobniejszy opancerzając go. Nie da się tych faktów wytłumaczyć akumulacją coraz drobniejszego materiału w miarę zmniejszania się siły transportowej cieków, gdyż wówczas musiałaby istnieć wyraźna zmienność składu mechanicznego w profilu pionowym ławic, czego na ogół nie stwierdzono. Wymienione fakty wskazują na jednoczesność sedymentacji rumowiska różnej wielkości obok siebie w podłużnych strefach łóżyska o różnej głębokości. Sugerowałoby to, że już podczas transportu materiał jest segregowany w zależności od siły transportowej i kompetencji poszczególnych strug składowych. W rozdziale poprzednim na podstawie pewnych korelacji wysnuto wniosek, że w linii nurtu (koryta) koncentracja transportowanego rumowiska jest największa

sza (ryc. 33). Ponieważ wzrost koncentracji zwiększa kompetencję, należy sądzić, że wraz z głębokością zmienia się koncentracja rumowiska i kompetencja, co musi mieć wpływ na sposób transportu i proces segregacji rumowiska podczas jego trwania.

SPOSÓB TRANSPORTU I SEDYMENTACJI

Wcześniejsze rozważania rzucają nieco światła na mechanizm przebiegu transportu oraz na jego uwarunkowania. Mechanizmu tego nie można rozważać jedynie w aspekcie ilościowym. Konieczne jest ściśle powiązanie go z ukształtowaniem koryta i łóżyska. Przebieg i kształt koryta oraz łóżyska warunkują cyrkulację podłużną i poprzeczną wody [6, 14], ponieważ zaś cyrkulacja wody decyduje o kierunkach transportu, ten zaś o wykształceniu i rozmieszczeniu form, na tej podstawie spróbowano w przybliżeniu zrekonstruować cyrkulację wody oraz kierunki i sposób transportu. W poniższym schemacie uszeregowano w formie łańcucha przyczyn i skutków czynniki transportu:



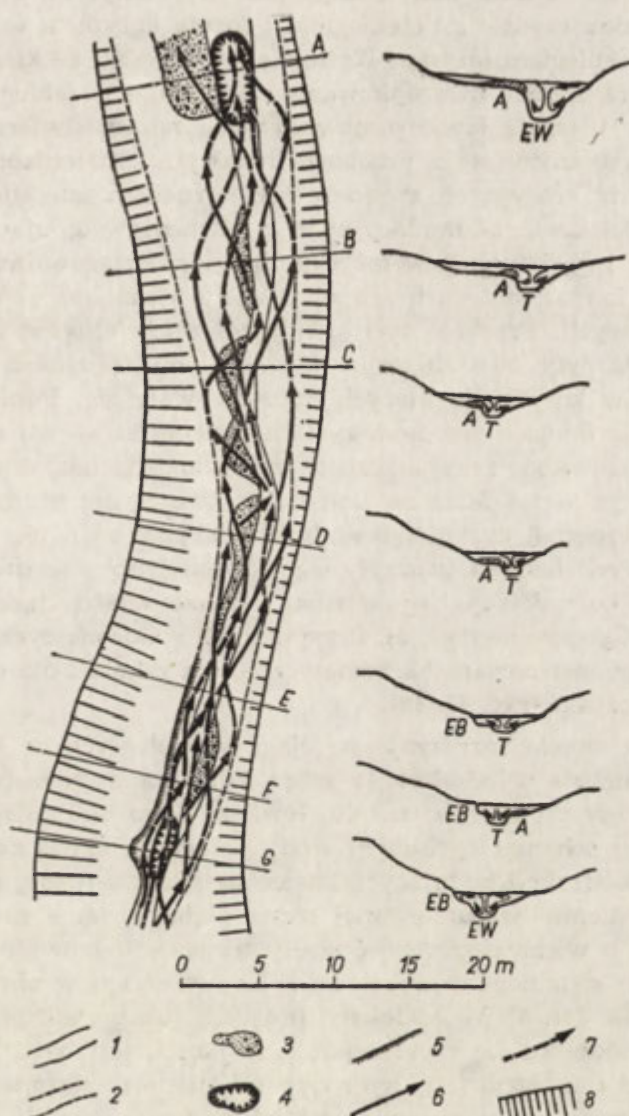


Ryc. 48. Rekonstrukcja cyrkulacji wody podczas wezbrania w zakolu (odcinek 500—550 m)

A. Mapa morfologiczna zakola; B. Schemat cyrkulacji wody. Objaśnienia: 1 — krawędzie teras i zboczy, 2 — koryto, 3 — zasięg wielkiej wody (łożyska), 4 — kocioł erozyjny, 5 — ławice rumowiskowe, 6 — podcięcie erozyjne, 7 — strumienie powierzchniowe (zstępujące), 8 — strumienie denne (wstępujące)

Reconstruction of swirling water flow in creek channel during flood period (500—550 m Section)

A — morphological map of channel bend; B — diagram of swirling water flow. Explanations: 1 — scarps of terraces and slopes, 2 — creek channel, 3 — high water range (flood plain), 4 — erosive kettles, 5 — gravel banks, 6 — erosive undercut, 7 — topflow whirls, 8 — underflow eddies



Ryc. 49. Rekonstrukcja cyrkulacji wody podczas wezbrania w odcinku 700–750 m
 1 — koryto, 2 — zasięg wielkiej wody, 3 — ławica rumowiskowa, 4 — rynna erozyjna, 5 — podcięcie erozyjne, 6 — prąd wstępujący, 7 — prąd zstępujący, 8 — krawędź i stok terasy

Reconstruction of water flow during flood in 700–750 m section

1 — stream channel, 2 — high water range, 3 — gravel bank, 4 — erosive groove, 5 — erosive undercut, 6 — topflow whirls, 7 — underflow eddies, 8 — terrace scarp and slope

Ilościowe rozważania nad transportem wykazały, że związany jest on w pierwszym rzędzie z przebiegiem i formą koryta, a w drugim dopiero — z przebiegiem łóżyska. Wynika stąd wniosek, że kierunek nurtu i kierunek transportu uwarunkowane są głównie przebiegiem koryta. Na podstawie ułożenia ławic rumowiskowych można stwierdzić, ogólnie biorąc, ich współzgodność z przebiegiem koryta. Stwierdzono także, że wycinanie form erozyjnych związane jest z ruchem zstępującym wody, odkładanie zaś ławic akumulacyjnych z ruchem wstępującym (Łosijewski [6, 14]). Istnienie w łóżysku Kobylanki ciągów ławic i kotłów sugeruje, że istniał tam ruch śrubowy wielu strumieni — splotu strumieni składowych. Przebieg tych strumieni i ich długość musiały być zmienne, gdyż były uwarunkowane przebiegiem i długością poszczególnych odcinków koryta, do których dopasowywały się. Ponieważ erozja wgłębna miała miejsce przede wszystkim w korycie — osi dynamicznej łóżyska — nasuwa się przypuszczenie, że zachodziła ona w fazie opadania wody, gdyż w tej fazie na linii nurtu tworzą się prądy zstępujące wskutek poprzecznej cyrkulacji wody (Łosijewski [6, 14]). W odcinkach prostych łóżyska tworzyły się wówczas zapewne dwa kręgi poprzeczne, na co wskazuje jego forma, a także występujące w korycie kotły złożone, podwójne (ryc. 5). Przypuszczalną złożoną cyrkulację strug wodnych „zrekonstruowano” schematycznie dla zakola i dla odcinka prostoliniowego łóżyska (ryc. 48, 49).

W obrębie zakola zaznaczają się ciągi równoległych do siebie ławic, które łatwo można wyodrębnić, a które świadczą o wielostrumieniowej strukturze wody płynącej w zakolu. Rozkład form akumulacyjnych dobrze tłumaczy schemat cyrkulacji wody w zakolu Griszanina [5]. Różna wielkość frakcji budujących ławice świadczy o różnej sile poszczególnych strumieni, uwarunkowanej różną głębokością, a zatem i prędkością wody, a większa szerokość strefy transportu mówi o silniejszym rozszczepieniu strumieni wodnych na składowe strugi w obrębie dużego zakola (ryc. 48, fot. 8). W odcinkach prostych lub prawie prostych (ryc. 49) transport odbywa się na mniejszej szerokości, jest bardziej skoncentrowany, lecz i tu struktura hydrodynamiczna jest złożona; występują pojedyncze ławice lub ciągi ławic, lecz ich budowa i kształt są niejednorodne. Są to dwie lub trzy ławice podłużnie łączone ze sobą, przy czym wewnętrzna ich część czasem zbudowana jest z frakcji grubszej, a zewnętrzna z drobniejszej (ryc. 14). Świadczy to o kilku strumieniach transportujących o różnej sile, które jednocześnie deponowały obok siebie materiał różnej frakcji.

Powyższa analiza wskazuje na bardzo złożony i zmienny turbulentny ruch wody. Cyrkulacja wody, będąca rezultatem dopasowywania się do formy koryta i łóżyska, jest wielostrumieniowa, przy czym strumienie:

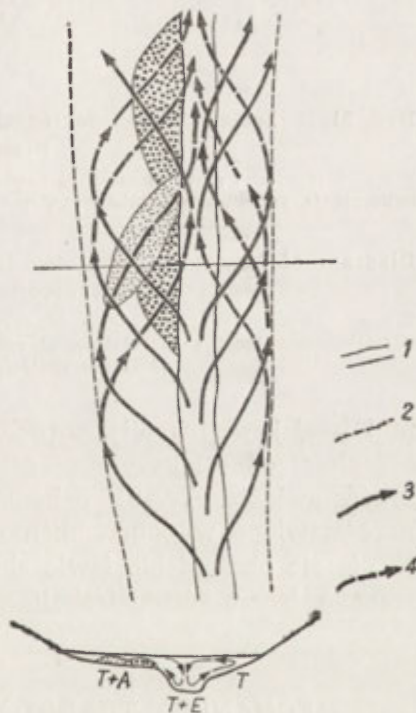
- 1) są bardziej skoncentrowane w odcinkach prostych, mniej — w odcinkach zakoli,
- 2) posiadają przebieg nieregularny w związku z różną długością odcinków koryta o różnych krzywiznach,
- 3) wraz ze zmianą warunków morfologicznych z biegiem koryta na przemian łączą się i rozdzielają na różną ilość strug składowych,
- 4) mają przebieg współkształtny lub są przesunięte względem siebie,
- 5) posiadają różną zdolność transportową i różną kompetencję,
- 6) reprezentują na ogół typ ruchu wody z dwoma kręgami w profilu poprzecznym w odcinkach prostych, z jednym kręgiem w odcinkach zakoli; przejścia jednego typu w drugi są niewyraźne.

Przedstawiona charakterystyka cyrkulacji wody podczas wezbrania odnosi się także do ruchu rumowiska. Tłumaczy ona jedną z podstawowych cech tak erozji wgłębnej, jak i akumulacji: nieciągłe, rytmiczne rozmieszczenie form oraz rytmiczne i cykliczne zmiany nałożenia obu procesów.

Transport rumowiska zachodzi w sposób gwałtowny i skokowy.

W taki sam sposób zmieniała się z biegiem dostawa oraz depozycja; następowała ciągła oscylacja obciążenia. Ta skokowość uwarunkowana była śrubowym ruchem wody oraz siłą strumieni wstępujących, które transportowały rumowisko dopóty, dopóki nie zmieniły się warunki morfologiczne i hydrodynamiczne i nie zmniejszyła się zdolność transportowania strumieni. Wówczas transport dopasowywał się do zmienionych warunków osadzających część rumowiska (ryc. 50).

Wszystko wskazuje na to, że transport rumowiska był masowy, ale jednocześnie uporządkowany. Wraz z przemieszczaniem rumowiska zachodził w jego masie ciągły proces segregacji. Najdrobniejsze okruchy mogły być bo-



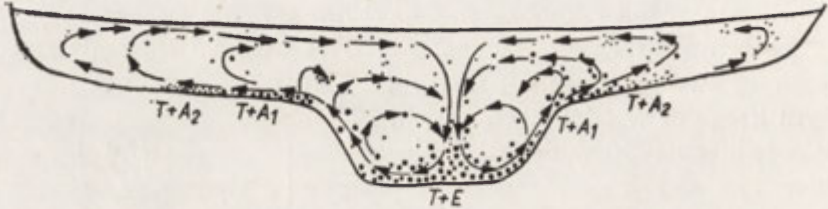
Ryc. 50. Schemat formowania ławic rumowiskowych

1 — koryto, 2 — zasięg wielkiej wody, 3 — prądy wstępujące, 4 — prądy zstępujące. T — transport, A — akumulacja, E — erozja

Diagram showing formation of gravel banks

1 — creek channel, 2 — high water range, 3 — topflow whirls, 4 — underflow eddies. T — transportation, A — accumulation, E — erosion

wiem z łatwością wyrzucone najdalej od koryta przez prądy poprzeczne i mogły być transportowane w dół przez słabsze zewnętrzne strumienie, których zdolność transportowa i kompetencja jeszcze na to pozwalały. Transport rumowiska wzdłuż stosunkowo wąskiej strefy korytowej i przykorytowej można przedstawić jako wirującą w profilu poprzecznym masę rumowiskową, ulegającą ciągłej segregacji i mieszaniu, o coraz



Ryc. 51. Schemat procesu segregacji rumowiska transportowanego w profilu poprzecznym łóżyska

$T + E$ — transport głównej masy rumowiska oraz lokalna erozja; $T + A_1$ — transport i lokalna akumulacja rumowiska grubego; $T + A_2$ — transport i lokalna akumulacja rumowiska drobniejszego

Diagram of how swirling water flow segregated transported material, shown in transversal profile of flood plain

$T + E$ — transportation of bulk of carried material, with local erosion; $T + A_1$ — transportation and local accumulation of coarse debris fraction; $T + A_2$ — transportation and local accumulation of finer debris fractions

mniej koncentracji i coraz drobniejszym materiale w miarę wzrostu odległości od osi koryta — osi dynamicznej transportu. Schematycznie przedstawia to ryc. 51. Schemat ten ma pewne uzasadnienie ilościowe przedstawione w poprzednich rozdziałach i tłumaczy jednocześnie tworzenie się obok siebie ławic zbudowanych z materiału dobrze wysortowanego, lecz o różnej frakcji.

MECHANIZM TRANSFORMACJI KORYTA KOBYŁANKI

Zdolność transportu nieznacznie zmienia się z biegiem, względnie nawet zachowuje podobną wartość. Dlatego też o sile erozyjnej musiały decydować zmiany obciążenia. O wycinaniu kotłów, jak też o tworzeniu ławic decydują jednak pewne optymalne obciążenia i optymalne warunki morfologiczne predysponujące cyrkulację wody. W miarę wzrostu obciążenia wzrasta potencjalna tendencja do sedymentacji. Dlatego też na ogół odcinki lub formy erozji wgłębnej są poprzedzielane odcinkami lub formami akumulacyjnymi. Jednakże często obserwujemy ciągi kotłów bez przedzielających je ławic rumowiskowych. Świadczy to, że w miarę

zmniejszania się siły erozyjnej, ale przy sprzyjającej cyrkulacji wody, nadal istnieje tendencja do wycinania kotłów w korycie, chociaż o mniejszych rozmiarach. Akumulacja ma miejsce tam, gdzie warunki morfologiczne wymuszają obniżenie się zdolności transportowej poniżej poziomu obciążenia. Ma to miejsce najczęściej w łózysku, w strefie przylegającej do koryta. Ponieważ w korycie ma miejsce największa koncentracja najgrubszego rumowiska, więc tylko jego część — wskutek poprzecznej cyrkulacji i sortowania — jest składana, a reszta odprowadzana jest w dół. Potwierdza to przewaga odcinków o ujemnym bilansie. Im bardziej zwiększa się rola warunków morfologicznych kosztem hydrodynamicznych, tym dysproporcje między erozją wgłębną i akumulacją są mniejsze, prowadząc w wypadkach dużych zakoli oraz odcinków położonych u wylotu bocznej doliny do przewagi akumulacji nad erozją wgłębną i nad erozją całkowitą (bilans dodatni).

Cykliczne zmiany siły erozyjnej dobrze obrazuje wykres średnich rozmiarów kotłów erozyjnych (ryc. 8), z którego wynika, że im krótsze odcinki, tym większe są dysproporcje między siłą erozyjną. W miarę wydłużania się odcinków zaznacza się wyraźna tendencja do stałości siły erozyjnej. Innymi słowy — można powiedzieć, że średnia ilość energii zużytej na erozję dna w odcinkach o równej długości jest podobna. Natomiast w obrębie tych odcinków w zależności od lokalnych przyczyn rozkład tej energii jest nierównomierny.

Specyficzna jest rola erozji bocznej. Podcięcia erozyjne często występują w odcinkach przejściowych między formami erozyjnymi (EW) i akumulacyjnymi, często też zazębiają się lub pokrywają się z odcinkami kotłów erozyjnych, rzadziej ławic rumowiskowych. Fakty te potwierdzają związek ilościowy zachodzący między erozją boczną i transportem. Na skutek wycięcia kotła musiało nastąpić nagłe zwiększenie obciążenia, dlatego obrzeżenia koryta po jednej lub po obu stronach kotła były intensywnie podcinane. Poniżej kotła ciek posiada również tendencję do podcinania brzegów i dopiero po zakumulowaniu części rumowiska tendencja ta zmniejsza się. Łatwo jednak zauważyć, że erozja boczna jest predysponowana również krzywiznami koryta (ryc. 2), a zatem jest ona bezpośrednio zależna od obciążenia (R_T) oraz od krzywizny koryta (siła odśrodkowa), przy czym zwiększenie jej następuje ze wzrostem obciążenia, lecz dopiero powyżej wartości granicznej (ryc. 38). Wspomniane następstwo erozji wgłębnej, erozji bocznej i akumulacji prowadzi do tworzenia w korycie charakterystycznych rozszerzeń oraz nabrzmiń (ławic) w obrębie równiny zalewowej (fot. 10).

W odcinkach prostych, w związku z bardziej skoncentrowanym transportem i cyrkulacją wody, ławice przykorytowe są węższe, formy erozyjne zaś mają kształt długich rynien o podobnej głębokości dna lub



Fot. 10. Rozszerzenie koryta wskutek erozji bocznej w odcinku 1250—1300 m: a) bezpośrednio po wezbraniu, b) stan w trzy lata po wezbraniu — nastąpiło utrwalenie ławic na równinie zalewowej (porośnięcie trawą) i złagodzenie podciętych brzegów koryta

Channel widening due to lateral erosion in 1250—1300 m creek section: a) directly after the flood, b) three years later: after the flood a gradual stabilization of the gravel banks took place on the flood plain; the area grew a turf cover and the undercuts of the channel banks were mitigated

z punktem maksymalnej głębokości przesuniętym w dolną część formy (ryc. 5). Jednak większość odcinków koryta składa się z łuków o różnej krzywiznie. Im krzywizny większe, tym silniejsze jest rozdzielenie wody na poszczególne strugi składowe [5] oraz tym szersza jest strefa transportu i większa ilość ciągów ławic równoległych do siebie (ryc. 48). Wraz ze wzrostem szerokości strefy transportu w tych odcinkach następowało zmniejszenie obciążenia na linii nurtu (koryta) i często jednoczesne wycinanie kotłów erozyjnych. W miejscu istnienia zakola składowe strumienie obciążone rumowiskiem ścinają je współkształtnie do biegu koryta i wówczas następuje gwałtowne przeciążenie i akumulacja.

Natężenie procesów zmienia się w profilu podłużnym i musiało się też zmieniać w czasie wezbrania. W wielu odcinkach w obrębie koryta występują małe ławice rumowiskowe, które nie mogły tworzyć się jednocześnie z ławicami na równinie zalewowej. Ponadto w korycie istnieją małe kotły o charakterystycznym krętym przebiegu izobat (ryc. 5) w przeciwieństwie do większości kotłów, w których ten przebieg jest bardzo regularny, prosty. Pierwszy typ kotłów świadczy o krętym przebiegu nurtu wycinającego kocioł, a więc o tym, że nurt ten w obrębie koryta meandrował, co mogło mieć miejsce przy stosunkowo niskim stanie wody. Drugi typ kotłów tworzył się wówczas, gdy cyrkulacja nurtu nawiązywała tylko do przebiegu koryta, a więc stan wody był wysoki. Ten typ kotłów przeważa, podobnie zresztą jak ławice pozakorytowe. Świadczy to o tym, że większość przeobrażeń dokonywała się w fazie wcześniejszej, gdy prędkość oraz szerokość strefy transportu były duże. W końcowej fazie wezbrania przeobrażane było na niewielką skalę samo koryto. Ponieważ w wielu miejscach łóżyska szerokość strefy transportu jest równa lub nieco mniejsza od maksymalnej wody (szerokość łóżyska), świadczy to o tym, że już podczas maksimum wezbrania zachodzi intensywny transport, a zatem musiała już istnieć dostawa rumowiska. Powyższe fakty oraz inne wnioski, wynikające z wcześniejszych rozważań, sugerują istnienie kilku faz podczas wezbrania:

1. Faza gwałtownego przyboru wody; wzrost niezgodności między warunkami morfologicznymi i hydrodynamicznymi; intensywna erozja wgłębna w obrębie łóżyska, wzrost transportu i erozji bocznej.

2. Faza gwałtownego opadania wody (po maksimum); dopasowywanie się warunków hydrodynamicznych do morfologicznych; intensywna erozja wgłębna w korycie i akumulacja poza korytem.

3. Faza końcowa wolnego opadania wody — zgodność warunków hydrodynamicznych z morfologicznymi — słaba erozja wgłębna i akumulacja w korycie.

Podczas fazy początkowej — gwałtownego przyboru wody — musiała już zachodzić i erozja, i transport, lokalnie mogła też mieć miejsce

akumulacja w łożysku, lecz w miarę dalszego wzrostu przepływu część ławic była prawdopodobnie rozmywana. W czasie maksimum wezbrania istniały na pewno dobre warunki dla ciągłego transportu, słabej erozji wgłębnej i stosunkowo silnej erozji bocznej.

Dopiero w fazie gwałtownego opadania wody lokalnie w obrębie łożyska istniały dobre warunki do sedymentacji, która powodowała wzrost siły erozyjnej. Dlatego też w tej fazie istniały warunki do intensywnej erozji wgłębnej na przemian z akumulacją. W odcinkach przejść od kotłów do ławic oraz w otoczeniu kotłów brzegi były podcinane. Ponieważ opadanie wody było gwałtowne, większość form musiała powstać w krótkim czasie. Ta faza wezbrania była morfologicznie najskuteczniejsza.

Wreszcie w końcowej fazie wezbrania, odpowiadającej stanowi brzegowemu lub nieco wyższemu, trwającemu kilkanaście godzin, następowało stosunkowo słabe przemodelowanie koryta (wycinanie małych kotłów oraz tworzenie małych ławic korytowych) i form powstałych wcześniej w jego obrębie. W tej fazie nastąpiło też częściowe zasypanie niektórych kotłów erozyjnych.

Przedstawione następstwo zdarzeń wynikało z różnego wzajemnego przeciwdziałania warunków morfologicznych i zmieniających się w czasie warunków hydrodynamicznych, czyli z większego lub mniejszego dopasowywania się warunków hydrodynamicznych do warunków morfologicznych podczas poszczególnych faz wezbrania. W pierwszej fazie wzrasta coraz bardziej znaczenie warunków hydrodynamicznych. Wzrasta odchylenie osi geometrycznej od osi dynamicznej transportu, a więc wzrasta tendencja do niszczenia formy koryta (ścinięcie meandrów, wycinanie nowych koryt w obrębie równiny zalewowej) (zał. 1, fot. 11). Maksimum wezbrania było punktem przesilenia tej tendencji. Faza opadania była fazą nie przeciwdziałania, ale raczej stopniowego i coraz większego dopasowywania się warunków hydrodynamicznych do morfologicznych. Zwiększa się zgodność między osią geometryczną i dynamiczną. Tę tendencję cieku odnajdujemy w kształcie ławic pozakorytowych. Podobnie też jest z kotłami wyciętymi w korycie, które utrwalają jego przebieg w planie. Jedynie lokalnie występująca erozja boczna zaburza kształt koryta, poszerzając je oraz podkreślając jeszcze silniej krzywizny brzegów. W fazie ostatniej dopasowanie warunków hydrodynamicznych do formy i przebiegu koryta jest już tak znaczne (oś geometryczna praktycznie pokrywa się z osią dynamiczną), że nawet w prostych odcinkach koryta następuje meandrowanie nurtu (kotły z krętym przebiegiem izobat) i powolne przystosowywanie przeobrażonego koryta do „normalnych” warunków hydrodynamicznych.



Fot. 11. Lokalnie łóżysko zostało rozcięte nowymi korytami wskutek niezgodności między parametrami geometrycznymi łóżyska oraz hydrodynamicznymi wezbrania (odcinek 1300—1350 m)

Here and there the flood plain became incised by new channels in consequence of the discrepancy between the geometric parameters of the flood plain and the hydrodynamic parameters of the flood waters (1300—1350 m valley section)

Podsumowując powyższe rozważania należy stwierdzić, że działalność wezbrania szła w kierunku:

1. zmiany pionowego profilu koryta i łóżyska poprzez przegłębienie koryta (*EW*) oraz nadbudowanie łóżyska (*A*),
2. zaburzenia przebiegu koryta w planie poprzez przesunięcie brzegów koryta, nieregularne powiększenie krzywizn (*EB*) oraz wytworzenie nowych koryt w obrębie równiny zalewowej (*EW*).

WPŁYW KATASTROFALNYCH WEZBRAŃ NA PRZEBIEG PROCESÓW FLUWIALNYCH

W badaniach skutków katastrofalnego wezbrania uwzględniono jedynie fragment Doliny Kobylańskiej aż po linię progu Wyżyny Krakowskiej. Powstaje pytanie: jak się ma badany odcinek do górnej części zlewni oraz do części dolnej, leżącej w obrębie Rowu Krzeszowickiego?

Badany odcinek doliny, czy też łożyska, jest przykładem układu otwartego [2], który z punktu widzenia morfodynamicznego stanowi naturalną całość. Z górnej części zlewni spływała woda obciążona jedynie zawiesiną. Rumowisko grube nie było dostarczane, gdyż bezpośrednio powyżej badanego odcinka szerokie i płaskie dno doliny całkowicie uniemożliwiałoby taki transport. Woda spadająca z powierzchni terasy w 3-metrowe rozcięcie powodowała obsuwanie się stromych brzegów, które dostarczały stosunkowo dużej ilości rumowiska do koryta już w początkowym odcinku, co zadecydowało o przebiegu innych procesów w kolejnych, niżej położonych odcinkach.

Na całej długości z wyjątkiem początkowych 200 m dno doliny jest jednorodne tak w budowie, jak i w wykształceniu morfologicznym. Poszczególne odcinki reprezentują na ogół ten sam typ doliny płaskodennej z równiną zalewową, rozciętą płytkim korytem i ograniczoną zboczami terasy wyższej, a wyjątkowo zboczami dolinnymi.

Na wyższym poziomie Rowu Krzeszowickiego, który jest zbudowany z mało odpornych utworów czwartorzędowych, dolina posiada wąskie dno i stosunkowo wysokie zbocza i nie jest typowym przykładem dolin występujących na Wyżynie Krakowskiej. Wymagałaby ona odrębnych obliczeń i osobnego opracowania w celu przeciwstawienia jej badanemu odcinkowi, którego jest uzupełnieniem i przedłużeniem.

ROZMIESZCZENIE ENERGII

W układzie otwartym łożyska Kobylanki zasadniczą rolę odegrała energia dużej masy wody, która w bardzo krótkim czasie znalazła się w obrębie dna doliny. Energia potencjalna wskutek ruchu wody zamieniana jest na równoważną ilość energii kinetycznej, która posiada znaczenie morfologiczne. Wskutek oporu podłoża, który zwiększa się z biegiem rzeki w miarę wzrostu szerokości jej łożyska oraz zmniejszenia spadku, zwiększają się straty energii. Zwiększa się entropia kosztem swobodnej energii kinetycznej. Ponieważ jednak w tym szczególnym przypadku — gwałtownej burzy — łożysko jest układem otwartym ze wszystkich stron, z góry zlewni i z obu jej zboczy dostarczona jest stosunkowo duża masa wody i mała ilość rumowiska. Dostawa wody do układu, a więc wzrost jej masy z biegiem cieku, powinna częściowo wyrównywać straty energii — tak że w poszczególnych odcinkach powinna się ustalać raczej quasi-równowaga między swobodną energią kinetyczną, to znaczy tą, która jest w stanie wykonać w danym miejscu pewną pracę. Świadczy o tym najlepiej przebieg średnich rozmiarów kotłów erozyjnych (ryc. 8) lub natężenia erozji wgłębnej (ryc. 16) z biegiem

cieku. Proces *EW* jest miernikiem tej części energii, która jest morfologicznie efektywna, a która w momencie wycinania kotła koncentruje się na dnie koryta. Podczas wycinania kotła, kosztem energii zużywanej na transport rumowiska, wykonana jest praca erozyjna, która powoduje wzrost entropii, a więc zmniejszenie siły erozyjnej. Ale nie tylko relacja między entropią a energią swobodną decyduje o sile erozyjnej. Istotna jest tu szybkość zmiany energii potencjalnej na kinetyczną, a ta zależy w dużej mierze od wymiarów oraz przebiegu koryta i łóżyska. Ze wzrostem szerokości koryta zmniejsza się tempo zamiany, gdyż zmniejsza się prędkość ($E_{kin} = \frac{mv^2}{2}$), a więc zmniejsza się też siła erozyjna.

W odcinkach szerszych tempo wzrostu entropii jest większe, w odcinkach zwężen — zmniejsza się, podczas gdy tempo wzrostu energii kinetycznej jest większe. Tak więc z biegiem cieku zaznacza się, generalnie biorąc, tendencja do ustalenia równowagi między energią kinetyczną w poszczególnych odcinkach, czyli że nakład energii kinetycznej na jednostkę długości czy powierzchni koryta w różnych jego odcinkach jest podobny [13]. Oczywiście, im krótsze odcinki będziemy porównywali, tym większe będą dysproporcje między rzeczywistą ilością energii. Jeśli energię kinetyczną w odcinku górnym oznaczmy przez E_{k1} , a w odcinku dolnym przez E_{k2} , to

$$\frac{E_{k1}}{100 \text{ m}} = \frac{E_{k2}}{100 \text{ m}},$$

czyli

$$E_{k1} = E_{k2}.$$

Jeśli energia kinetyczna w odcinku górnym jest podobna jak i w dolnym, świadczy to o ogromnych stratach energii mimo zwiększania się masy wody oraz o gwałtownym wzroście entropii z biegiem cieku. Ten gwałtowny wzrost entropii związany jest nie tylko z oporem podłoża, ale również z pracą wody nad erozją dna, brzegów oraz nad transportem rumowiska.

Jeżeli

$$E_{k1} = E_{k2},$$

to

$$\frac{m_1 v_1^2}{2} = \frac{m_2 v_2^2}{2},$$

gdzie $m_1 = Q_1$ — przepływ maksymalny w odcinku początkowym, równy 2,1 m³/sek,

$m_2 = Q_2$ — przepływ maksymalny w odcinku dolnym, równy 6,5 m³/sek,

v_1, v_2 — maksymalne prędkości nurtu odpowiednio w odcinku początkowym i dolnym.

Więc

$$\frac{v_1}{v_2} = \frac{Q_2^{\frac{1}{2}}}{Q_1^{\frac{1}{2}}}$$

$$\frac{v_1}{v_2} = \frac{1,75}{1}$$

Przy 3-krotnie większej masie wody w odcinku dolnym prędkość maksymalnym w nurcie zmniejszyła się prawie 2-krotnie z przyczyn morfologicznych (wzrost szerokości łóżyska i koryta), a przede wszystkim hydrodynamicznych (wzrost obciążenia rumowiskiem grubym i zawiesiną). Rola spadku została tu wyeliminowana, gdyż w obu porównywanych odcinkach wynosi on około 18‰.

ROLA MORFOLOGICZNA KATASTROFALNYCH WEZBRAŃ

Wezbranie w Dolinie Kobylańskiej było zjawiskiem wyjątkowym i nietypowym. Odegrało jednak ogromną rolę w przemodelowaniu współczesnego dna doliny. Stąd też nasuwa się przypuszczenie, że mimo nietypowości wezbrania takie są bardzo ważnym, jeśli nie decydującym, czynnikiem formującym dna dolinne na Wyżynie Krakowskiej, gdzie wskutek dużej stateczności krasowego zbiornika wód podziemnych, dużej przepuszczalności utworów, małego spływu powierzchniowego — odpływ w ciekach jest wyrównany i brak jest większych wahań w skali rocznej. Stąd też rezultaty jednego katastrofального wezbrania zdarzającego się raz na kilka lat są większe niż sumaryczne rezultaty zaszłe w okresach „stagnacji” morfologicznej.

Stan koryta sprzed wezbrania odpowiadał warunkom hydrodynamicznym małych wezbrań, które nieznacznie transformowały. Wskutek katastrofального wezbrania nastąpiło częściowe dopasowanie się koryta do zmienionych warunków hydrodynamicznych. Obecnie jednak stan koryta nie odpowiada aktualnym warunkom hydrodynamicznym. Dlatego też po okresie wezbraniowym rozpoczął się powolny proces adaptacji koryta do „normalnych” warunków. Polega on na zasypywaniu kotłów erozyjnych materiałem piaszczystym i żwirowym, który znajduje się w korycie i który jest tam dostarczany wskutek lokalnego osiadania brzegów (fot. 12). Rumowiska w korycie jest jednak o wiele za mało, aby wypełnić nierówności dna i „wygładzić” profil podłużny koryta, ponadto też siła transportowa w „normalnych” warunkach jest na ogół za mała, aby ruszyć rumowisko żwirowe z miejsca. Dlatego też proces przystosowania do normalnych warunków jest powolny. W ciągu 3 lat, które minęły od



Fot. 12. W osiowych częściach zakoli i poniżej, pod podciętym brzegiem wklęsłym, wycinane były kotły erozyjne, zaś przy brzegu wypukłym składane rumowisko w formie ciągów ławic (odcinek 1400—1450 m): a) stan bezpośrednio po wezbraniu, b) stan w trzy lata po wezbraniu — kocioł został wypełniony, przykorytowe ławice zostały rozmyte a położone wyżej częściowo utrwalone darnią

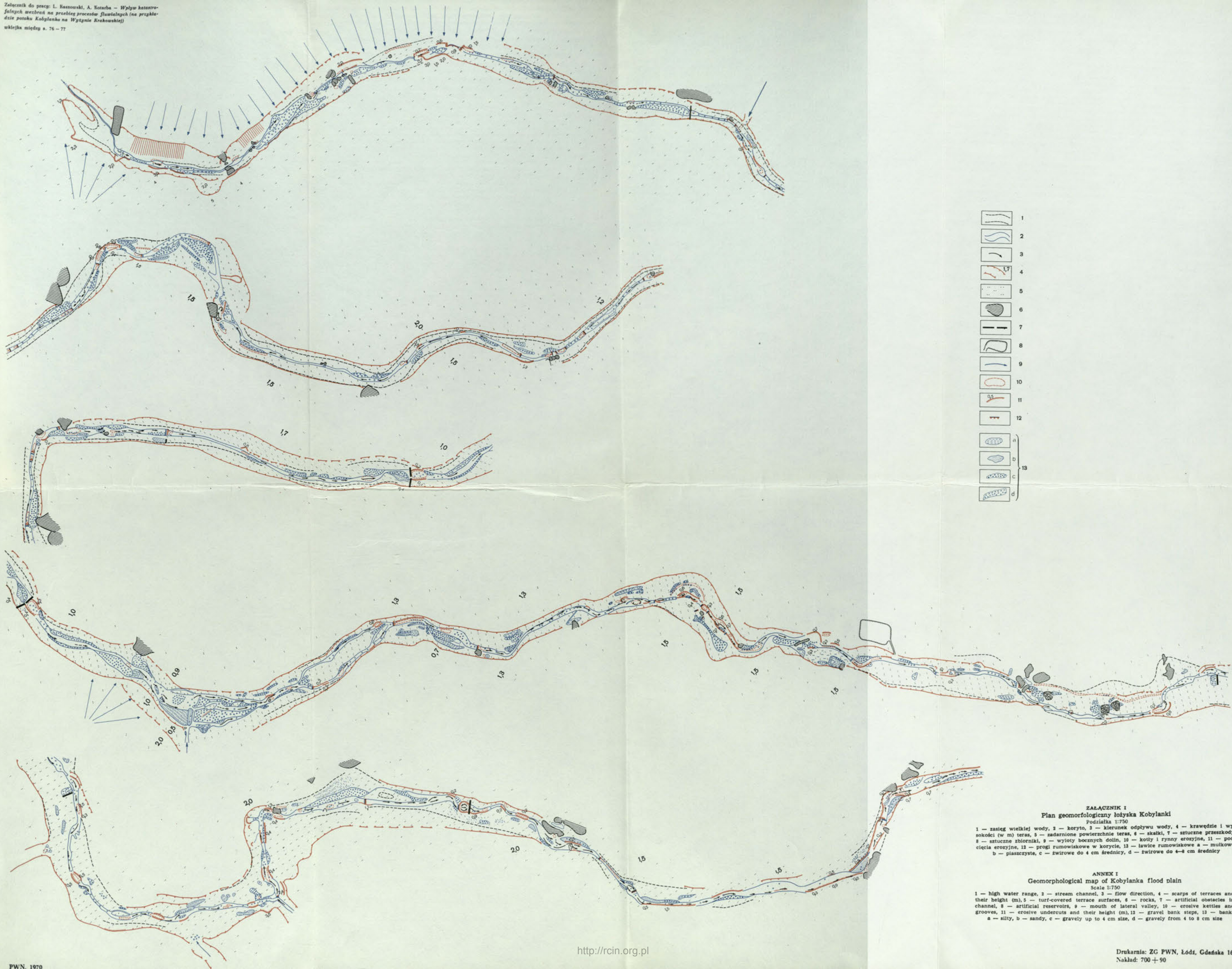
In the axial parts of the creek bends and below them, erosive kettles developed underneath concave creek banks; on the convex bank deposition occurred in the form of gravel banks (1400—1450 m valley section): a) conditions directly after the flood, b) three years later: the kettle has been filled-in, the gravel banks along the creek channel were swept away, those farer upstream are partly stabilized by turf growth

wezbrania, kotły erozyjne zostały w około 30—40% wypełnione rumowiskiem. Należy podkreślić, że w obrębie koryta istnieje zasadniczo możliwość przystosowania się do warunków wyrównanego profilu podłużnego, chociaż jest to proces powolny. Możliwość taka nie istnieje na równinie zalewowej, gdzie ławice zostały utrwalone darnią. Spowodowało to zarazem utrwalenie deniwelacji w obrębie równiny zalewowej, które w przyszłości podczas kolejnego katastrofalnego wezbrania będą predysponowały kierunki transportu i sedymentację oraz rozcinanie drugorzędnymi korytami. Następstwo wielu takich wezbrań będzie prowadziło do wzrostu deniwelacji w obrębie równiny zalewowej, a przede wszystkim do ciągłego, chociaż nierównomiernego jej narastania (fot. 10).

Erozja koryta, przy równoczesnym nadbudowywaniu równiny zalewowej i teras, prowadzi do zwiększenia deniwelacji w obrębie całego dna doliny.

LITERATURA

- [1] Barnes H. H., 1967. Roughness Characteristics of Natural Channels, Geol. Survey Water — Supply Paper 1849.
- [2] Chorley R. J., 1962. Geomorphology and general systems theory, Theoretical Papers in the Hydrologic and Geomorphic Sciences, Geological Survey Profes. Pap. 500-B, Washington.
- [3] Dzułyński S., 1953. Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej, Acta Geol. Polon., V.III/3.
- [4] Gil E., Kaszowski L., Kostorz J., Kowalska Z., Pieczyk H., Rauczyńska D., 1967. Wody podziemne południowej części Wyżyny Krakowskiej, Zesz. nauk. UJ, Prace geogr., z. 16, CLXVI.
- [5] Griszanin K. W., 1952. Riecznoj potok, Moskwa—Leningrad.
- [6] Jarocki W., 1957. Ruch rumowiska w ciekach, Gdynia.
- [7] Kaszowski L., Kotarba A., 1968. Rozmiary przeobrażeń koryta Kobyłanki podczas wezbrania z dnia 27.VI.1965 r (Bilans procesów). Przegl. geogr., T. XL, z. 2.
- [8] Klimaszewski M., 1935. Geomorfologiczne skutki powodzi w Małopolsce Zachodniej w lipcu 1934. Czas. geogr. t. 18, z. 2—4.
- [9] Klimaszewski M., 1935. Przyczynek do poznania morfologicznej działalności roztopów wiosennych. Czas. geogr. t. 13, z. 2—4.
- [10] Kondracki J., 1937. Skutki ulewy w dniu 22 maja 1937 roku w dolinie Prądnika, Przegl. geogr., t. 16.
- [11] Krumbein W. C., 1942. Flood deposits of Arroyo Seco, Los Angeles County, California. Bull. Geol. Soc. of Amer. vol. 53, Sept. 1.
- [12] Leopold L. B., Maddock T., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications, U.S. Geol. Survey Profes. Pap. 252.
- [13] Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J.P., 1964. Fluvial Processes in Geomorphology, San Francisco—London.
- [14] M a m a k W., 1958. Regulacja rzek i potoków, Warszawa.



- [15] Nowak A., 1966. Mezoklimat Rowu Krzeszowickiego. M-pis w Kat. Geogr. fiz. UJ.
- [16] Starkel L., 1960. Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie, *Prace geogr. IG PAN*, nr 22.
- [17] Starkel L., 1962. Stan badań nad współczesnymi procesami morfogenetycznymi w Karpatach, *Czas. geogr.*, t. 33.
- [18] Tricart J., 1960. Evolution du lit du Guil au course de la crue de Juin 1957. *Bull. de la Sec. de Géogr.* t. LXXII, Paris.
- [19] Tricart J., 1962. Etude morpho-dynamique du bassin du Gard. *Bull. de la Sec. de Géogr.* t. LXXIV, Année 1961, Paris.
- [20] Wolman M. G., Eiler J. P., 1958. Reconnaissance Study of Erosion and Deposition Produced by the flood of August 1955 in Connecticut. *Trans. Amer. Geoph. Union*, v. 39, n. 1.
- [21] Wolman M. G., Miller J. P., 1960. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *J. Geol.*, v. 68, nr 1.
- [22] Zierhoffer A., 1935. Kilka przykładów działania wód powodziowych w dorzeczu Stryja i Oporu. *Czas. geogr.* t. 13, z. 2—4.
- [23] Ziętara T., 1967. Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. *Prace geogr. IG PAN*, nr 60.
- [24] Ziętara T., 1968. Fazy erozji, transportu i akumulacji wód powodziowych w Beskidach Zachodnich. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balkanica*, vol. II.

Людвик КАШОВСКИ, Адам КОТАРБА

ВЛИЯНИЕ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ПАВОДКОВ НА ХОД ФЛЮВИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

(на примере реки Кобылянки на Краковском плато)

РЕЗЮМЕ

Вступ ление

В настоящей работе дается характеристика морфологических последствий кратковременного, бурного паводка в одной из долин южной части Краковского плато (Выжина Краковска) — в долине Кобылянки. Автор стремится дать качественную и количественную оценку русловых форм рельефа и воспроизвести на их основе механизм хода эрозии, транспорта и процессов отложения. Непосредственно после паводка производилась обстоятельная инвентаризация всех форм рельефа, которые образовались в русле реки.

Кобылянская долина на северо-запад от Кракова расчленяет тектоническую ступень Краковского плато и впадает в Кшешовицкий грабен тектонического происхождения (рис. 1). Долина выработана в устойчивых известняках верхне-юрского возраста, у ней характер ущелья с признаками зрелости, со скалистыми, отвесными склонами, которые переходят в поверхности сильно покатых отвалов. У долины плоское дно с террасами. Карстовый рельеф частично маскирует лессовой покров. Площадь бассейна равняется 5,4 км², а длина долины с водораздела до бровки тектонической ступени — 5,4 км. падение — 33‰. В нижней части долины длиной в 2,2 км. течет постоянно поток Кобылянка. Его питают почти исключительно подземные воды (карстовые источники), поверхностный сток незначительный из за сильной проницаемости основания. Преобладают уровни воды низкие и средние, с расходом воды в 10—20 л/сек.

Береговые уровни, для которых характерными являются расходы воды в 50—80 л/сек, а также более высокие, очень редки и связаны с выпадением осадков большой интенсивности. Годичная сумма осадков в этой части Краковского плато равняется в среднем 750 мм.

Исследовался участок долины расположенной вдоль нижнего течения потока, сильнее всего преобразованный, длиной в 1,6 км, которому соответствует увеличение площади бассейна на 2 км².

Непосредственной причиной паводка была гроза в день 27.VI.1965 г. которая разразилась в южной части Краковского плато (рис. 3). Кобылянская долина нашлась в пределах территории, на которой выпали осадки в 50—65 мм. При учете размеров площади долины бассейна этого потока, выходит, что на его территорию выпало 300 000 м³ воды. Гроза продолжалась около часа, причем наибольшая ее интенсивность продолжалась около 30 минут. Вероятность появления ливня такой интенсивности на этой территории — 1 раз в 9 лет. Наибольшие расходы, подсчитанные по формуле Маннинга равнялись 2,09—6,55 м³/сек. Пойма подразделяется на участки (рис. 4), для которых подсчитана вместительность донных, эрозионных форм рельефа, размеры отступления берегов (в м³) и объем материала, отложенного в виде отмелей. Оценка величины глубинной и боковой эрозии и аккумуляции выполнена на основе количественных показателей: количество форм f (рис. 4) плотность форм d (рис. 3), размеры процессов (R), интенсивность процессов (N), средний размер формы ($f_{\text{ср}}$).

Воды паводка выработали в пойме Кобылянки 81 эрозионных котловин, берега оказались подмытыми на 102 участках и образовалось 169 отмелей сложенных наносами. Сильнее всего преобразованными являются извилистые участки поймы и русла, а прямолинейные или слегка извилистые — преобразованы слабо. Ширина у них приблизительно одинаковая.

Изменчивость эрозионных и аккумулятивных процессов с ходом русла

На основе размеров преобразований и взаимных связей между отдельными процессами подсчитан баланс Кобылянки. Автор учитывает предпосылку, согласно которой $T = D - A$, где T — размеры транспорта (удаление наносов в м³), D — принос наносов в м³, A — отложение в м³. Полное уравнение баланса является следующим:

$$T_n = D_{EWn} + D_{EBn} + D_{dn} + D_{zn} + D_{Tn-1} - A_n,$$

где: T_n — размеры удаления наносов на участке n .

D_{EWn} — принос наносов на участке n вследствие глубинной эрозии (EW),

D_{EBn} — принос наносов на участке n вследствие боковой эрозии (EB),

D_{dn} — принос наносов из долин притоков, устья которых находятся в пределах участка n ,

D_{zn} — принос наносов со склонов участка n ,

D_{Tn-1} — принос наносов в результате транспорта (T) из участка расположенного в верх по течению,

A_n — отложение наносов на участке n .

Уравнения баланса подсчитанные для 35 участков 50-метрового русла Кобылянки а также для целого русла (таблица 2).

Между глубинной эрозией, боковой эрозией и аккумуляцией наблюдаются две основные связи: совместного выступления и почти пропорционального увеличения а также частичного замещения друг друга и непропорционального увеличения (рис. 31, 32). Размещение форм рельефа а также величина и интенсивность процессов изменяются вдоль русла скачками (рис. 6, 7, 8, 9, 10, 11,

12, 13, 15, 16, 20, 21, 25, 26, 27). В пределах русла можно выделить морфологические уястки разделенные между собой „точками изменения”, в которых наступает изменение интенсивности и тенденции хода процессов. „Точки изменения” определяются восьмью морфодинамическими участками, характеристика которых находится в таблице 3. Между отдельными участками существуют количественные различия, так как на всех участках в общем наблюдалась глубинная и боковая эрозия и аккумуляция, но разница между процессами в количественных пропорциях на отдельных участках является решающей относительно их различной функции — относительно их качества.

Ход транспорта наносов (T)

Транспорт является фактором регулирующим связи существующие между процессами. Между транспортом и боковой эрозией наблюдается непосредственная связь, которая выражается в сохранении пропорциональности в ходе этих процессов: увеличение размеров транспорта вызывает увеличение размеров боковой эрозии и наоборот. Но между боковой эрозией и аккумуляцией существует непосредственная зависимость: с увеличением размеров боковой эрозии растут размеры транспорта, а это вызывает перегрузку воды и аккумуляцию. Также между глубинной и боковой эрозией существует только косвенная зависимость: глубинная эрозия является поставщиком наносов, увеличивает нагрузку а это ведет к увеличению боковой эрозии. Влияние глубинной эрозии на аккумуляцию косвенное: увеличение поставки наносов увеличивает размеры транспорта и вызывает аккумулятивные процессы. Но тогда наступает непосредственная, обратная реакция: увеличение седиментации увеличивает эрозионную силу. Хотя между глубинной эрозией и аккумуляцией существует связь выраженная пропорциональностью в ходе этих процессов, но все же наблюдается перемещение вниз по течению аккумулятивных форм рельефа, по отношению к его эрозионным формам.

Связи существующие между отдельными процессами можно привести к соотношению между транспортной способностью и нагрузкой. Транспортная способность увеличивается вместе с увеличением глубины реки и скоростью ее течения также как глубинная эрозия, следовательно между глубинной эрозией и транспортной способностью существует связь выраженная пропорциональностью в ходе этих процессов. И так, если мы знаем ход интенсивности глубинной эрозии мы можем определить ход транспортной способности реки. Между транспортной способностью и нагрузкой наблюдается обратнопропорциональная зависимость, при чем транспортная способность не является решающей о нагрузке но обнаруживает зависимость от нее. Поэтому собственно транспортная способность не является решающей по отношению к размерам боковой эрозии, которая становится сильнее с увеличением нагрузки. Чем нагрузка ближе транспортной способности тем сильнее боковая эрозия и в условиях данной нагрузки чем меньше транспортная способность, тем сильнее опять таки боковая эрозия.

Размещение наносных отmelей а также отдельных обломков определяет наибольшую ширину зоны транспорта грубых наносов. Соотношения между шириной зоны транспорта и геометрическими параметрами и ходом поймы и русла представлены на рис. 40, 41, 42, 43. По мере увеличения ширины русла и поймы а также по мере увеличения изгибов отдельных его участков увеличивается ширина зоны транспорта. Ширина зоны транспорта растет одновре-

менно с увеличением нагрузки (рис. 44). Прямолинейная зависимость между этими величинами свидетельствует о тенденции водотока к сохранению подобной концентрации наносов в поперечном сечении зоны транспорта, но низкая степень корреляции является свидетельством крупного, действительного изменения геометрических параметров хода русла а также хода поймы. Это оказывает большое влияние на размещение и абсолютные величины глубинной эрозии, боковой эрозии и аккумулятивных процессов.

На основе размещения и оформления аккумулятивных и эрозионных форм рельефа, проводится реконструкция предположительной циркуляции воды во время паводка а также направления стока и способа транспорта (рис. 48 и 49). Циркуляция воды, которая является результатом приспособливания между собой формы русла и поймы слагалась из многочисленных струй, при чем струе: 1) Проявляли более сильную концентрацию в прямолинейных участках, более слабую в участках с излучинами. 2) У них был нерегулярный ход в связи с тем, что участки русла, у которых была неодинаковая длина имели неодинаковую кривизну. 3) В связи с изменениями морфологических условий с ходом русла, струе то сливались с собой, то разъединялись образуя ряд разобщенных струй. 4) У них был одинаковый ход или же они были сдвинуты по отношению друг к другу. 5) У них была неодинаковая транспортная способность и различная компетенция. 6) Представляли собой в общем на прямолинейных участках тип движения воды с двумя кругами в поперечном сечении, с одним другим в участках излучин.

Представленная характеристика циркуляции воды во время паводка касается также перемещения наносов.

Механизм трансформировки русла Кобылянки

Интенсивность процессов измерялась во время паводка. Паводок слагался из нескольких фаз, у которых была различная морфогенетическая функция: 1) Фаза бурного поднятия уровня воды — увеличение несогласия между морфологическими и гидродинамическими условиями; интенсивная глубинная эрозия в пределах поймы, увеличение размеров транспорта и боковой эрозии. 2) Фаза бурного понижения уровня воды (после максимума); приспособливание гидродинамических условий к морфологическим; интенсивная глубинная эрозия в русле и аккумуляция вне русла. 3) Конечная фаза медленного понижения уровня воды; согласованность гидродинамических условий с геоморфологическими; слабая глубинная эрозия и аккумуляция в русле.

Деятельность паводка шла в направлении:

1) Изменения вертикального профиля русла и поймы путем переуглубления русла (глубинная эрозия) а также путем повышения наносами поймы (аккумуляция). 2) Изменения хода русла путем перемещения его берегов, нерегулярное увеличение кривизны русла (боковая эрозия) а также путем образования новых русел в пределах поймы (глубинная эрозия).

Влияние катастрофических паводков на ход флювиальных процессов

Исследуемый участок долины является примером открытой системы, которая с морфодинамической точки зрения представляет собой естественную целостность. В открытой системе поймы Кобылянки основную роль сыграла энергия

большой массы воды, которая в очень коротком промежутке времени нашлась в пределах дна долины. Вниз по руслу, наблюдается, в общем, тенденция к установлению равновесия между кинетической энергией на его участках, иначе говоря величина кинетической энергии, которая приходится на единицу длины или площади русла в разных его участках является похожей, а это свидетельствует о громадной потере энергии с течением реки помимо увеличения массы воды. Это свидетельствует о бурном увеличении энтропии с течением водотока. Это бурное увеличение энтропии связано не только с сопротивлением основания, но также с работой воды над эрозией дна, берегов а также над транспортом наносов.

Результаты катастрофического паводка, который наблюдается раз на несколько лет, больше чем суммарные результаты выступающие в периоды морфологической „стагнации”. Русло Кобылянки перед паводком отвечало гидродинамическим условиям малых паводков, которые незначительно трансформировали русло. В результате паводка наступило частичное приспособление русла к измененным гидродинамическим условиям. Но в настоящее время русло не отвечает актуальным гидродинамическим условиям. Этим объясняется, что после паводка получил начало медленный процесс адаптации русла к „нормальным” условиям. Суть его в медленном засыпании эрозионных впадин песком и гравием, которые находятся в русле и которые кроме того поставляются в русло в результате местного оседания берегов. За три года, которые прошли от момента когда наблюдался паводок, эрозионные впадины наполнились наносами в 30—40%. Русло может получить выравненный продольный профиль хотя этот процесс пробегает очень медленно. Такая возможность не существует в пределах пойменной равнины где отмели покрылись дерном. Это явилось причиной закрепления деневияции в пределах пойменной равнины, которые в будущем, подчас очередных, катастрофических паводков будут направлять транспорт, управлять седиментацией а также расчленением второстепенными руслами.

Последовательность многих таких паводков ведет к увеличению деневияции в пределах пойменной равнины, а прежде всего к постоянному, хотя и неравномерному ее увеличению. Эрозия русла при одновременном повышении пойменной равнины и террас, ведет к увеличению деневияции в пределах всего дна долины.

Ludwik KASZOWSKI, Adam KOTARBA

EFFECT OF CATASTROPHIC FLOODS ON THE COURSE OF FLUVIAL PROCESSES

(with Kobylanka Creek on the Kraków Upland as Example)

SUMMARY

Introduction

The authors present a characteristic of the morphological consequences of a short-lived abrupt flood which were caused in one of the valleys of the southern part of the Kraków Upland, the Kobylanka valley. This study is meant to give a qualitative and quantitative appraisal of the fluvial forms observed in the creek channel and a reconstruction, on the basis of these observations, of the mechanics of the course of erosion, transportation and sedimentation. Immediately after the flood the authors carried out a detailed recording of all the land forms which had developed in the flood plain.

The Kobylanka valley dissects the fault scarp of the Kraków Upland and issues into the Krzeszowice rift valley NW of Kraków (Fig. 1). This creek valley, incised into recistant Upper Jurassic limestones, bears the features of a mature canyon with walls of vertical rocks; upwards these walls pass into sharply inclined surfaces of scree slopes, while downwards they change into a flat somewhat terraced valley floor. The karst relief is partly mantled by a loess cover. The drainage area is 5.4 sq. km, the length of the valley from the watershed divide down to the rim of the fault scarp is 5.4 km; the gradient is 33‰. The lower reach of the valley, some 2.2 km long, is continuously drained by the Kobylanka creek. This part is almost exclusively alimanted by underground water (karst springs); normally the surface flow is rather insignificant due to a high degree of ground infiltration. Low and medium stages of water flow predominate, equivalent to flow quantities of the order of 10 to 20 litres per second. Only rarely bank-full stages occur corresponding to 50—80 l/sec, or higher stages; they are always brought about by high-intensity rainfall. In this part of the Kraków Upland the mean annual precipitation is 750 mm. The observations made by the authors were concentrated on the lowermost part of the valley which has undergone the

highest degree of transformation; its length is 1.6 km and it increases the drainage area by 2 sq. km.

The direct cause of the flood under discussion was a heavy storm which on June 27, 1965 afflicted the southern part of the Kraków Upland (Fig. 3). The Kobylanka valley happened to lie in the range of a rainfall of 50–65 mm which, calculated for the whole drainage area, equals a quantity of some 300 000 cu.m water. The duration of the storm was about one hour, with its highest intensity lasting some thirty minutes. In the region under discussion the probability of storms as heavy as this is one in nine years. The maximum flow, calculated from Manning's formula, must have fluctuated from 2.09 to 6.55 cu.m/sec. The authors divided the flood plain into successive valley sections (Fig. 4) for which they figured the depth erosion forms, the volume of how far the banks retreated (in cu.m), and the quantity of material deposited in the form of gravel banks. They made their estimates of depth erosion, lateral erosion, and accumulation by using the following numerical symbols: number of forms (f) (Fig. 4), density of forms (d) (Fig. 4), volume of processes (R), intensity of processes (N), mean dimensions of forms (f_{sr}).

The result of this flood was, that in the flood plain of Kobylanka creek 81 kettles were eroded, that the banks were undercut at 102 places, and that 169 gravel banks were accumulated. Most intensively transformed were the valley parts containing sharp curvatures of the flood plain and the creek channel. On the other hand, least transformed were parts of the valley sections running in a straight line or only slightly winding; as a rule they also maintained uniform widths.

Differences in erosion and accumulation over the course of the flood plain

On the basis of the extent of the transformations observed and the interrelations of the processes involved, the authors calculated a balance sheet on the assumption that: $T = D - A$ where T is the quantity of transported material, i.e. the debris carried off, in cu.m; D = delivery of material in cu.m; A = material deposition in cu.m. The complete balance equation reads as follows:

$$T_n = D_{EWn} + D_{EBn} + D_{dn} + D_{zn} + D_{Tn-1} - A_n \text{ where}$$

T_n = quantity of material carried off from Section n of the creek valley,

D_{EWn} = delivery of material from section n due to depth erosion (EW),

D_{EBn} = delivery of material from section n due to lateral erosion (EB),

D_{dn} = delivery of material from subsidiary valleys issuing into section n ,

D_{zn} = delivery of material from slopes of section n ,

D_{Tn-1} = delivery of material due to transportation (T) from the preceding higher section,

A_n = accumulation of material in section n .

This kind of balance equations were calculated for 35 sections of the creek channel each 50 m long, as well as for the whole length of the channel (Table 2).

Two basic interrelations occur between depth erosion, lateral erosion and accumulation: a contemporaneous and almost proportional increase on the one hand, and a partial substitution and a non-proportional increase on the other (Figs. 31, 32). The grouping of the forms and the volume and intensity of the processes change step-by-step with the downstream run of the channel (Figs. 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 15, 16, 20, 21, 25, 26, 27). In the length of the creek channel different morphody-

namic sections can be distinguished separated by „points of change” in which the intensity and the trend of successive processes change. These „points of change” delineate eight separate morphodynamic creek sections for which Table 3 gives the characteristic. These sections differ by quantities: while in all of them depth erosion, lateral erosion and accumulation have been taking place, different quantitative proportions between the processes in the individual sections cause them to discharge different functions, i. e. to differ qualitatively.

The course of material transportation (*T*)

Material transportation is the agent which governs the relations between processes. Between material transportation and erosion a direct relation of proportionality exists: any increase in transported material causes an increase in lateral erosion, and vice versa. On the contrary, between lateral erosion and accumulation there exists an indirect relation: with any increase in quantity of lateral erosion the quantity of transported material increases, leading to overloading and accumulation. In the same way, between depth erosion and lateral erosion the relation is indirect: depth erosion delivers material, it increases overloading, and this in turn brings an increase in lateral erosion. In this case, however, an inverse direct reaction sets in: any increase in sedimentation leads to an increase in erosive force. And, in spite of the fact that a direct relation exists between depth erosion and accumulation, at the same time there takes place a downstream shifting of the forms of accumulation with regard to the forms of erosion.

The relations between the processes observed can be reduced to the relation between material carrying capacity and load. The carrying capacity increases with increased depth and flow velocity, much like does depth erosion; thus there exists a relation of proportionality between depth erosion and material carrying capacity; knowing the course of intensity of depth erosion one can define the course of material carrying capacity. On the other hand, between carrying capacity and load carried there exists a relation of inverse proportionality; here the carrying capacity does not bear on the load but it is rather conditioned upon it. This is why the material carrying capacity in itself is no decisive factor upon the extent of lateral erosion which increases with an increase of the load. The nearer the load approaches the material carrying capacity, the greater is lateral erosion; and for a given load, the slighter the material carrying capacity, the greater becomes also lateral erosion.

The distribution of gravel banks and of isolated rock fragments marks the maximum zone in which coarse material has been transported. The interrelation between the width of the transportation zone on the one hand and the geometric parameters and the run of the creek channel and the flood plain on the other is illustrated in Figs. 40, 41, 42, 43. At the rate how the width of the channel and the flood plain increase in width and how the curvatures of the channel sections increase, the zone of material transportation widens; the width of this zone also increases with an increase in the load carried (Fig. 44). A straight-line relation between these values would be proof that the creek tends to maintain a uniform concentration of material carried in the cross-section of its zone of material transportation; but a low degree of correlation between the values discussed would be evidence of a considerable change in concentration brought about mostly by locally changed geometric parameters and by changes in the course of the creek

channel and the flood plain. This very much affects the absolute quantities and the distribution of the sites of depth erosion, lateral erosion and accumulation.

With the distribution and the observed shapes of the forms of accumulation and erosion as basis, the authors have reconstructed the way how during the flood the water may have run, and the direction and the pattern how material has been transported (Figs. 48, 49). The water flow, resulting from the readjustment of the shape of both creek channel and flood plain, went by a number of streams: 1) the individual streams were more concentrated in straightline channel sections than in winding sections; 2) they ran rather chaotically due to the differences in the lengths of the channel sections winding at different curvatures; 3) in view of downstream changes in morphological conditions, the individual runnels alternately joined and separated into a variety of smaller streams; 4) the streams proceeded either congruously or anteceding each other; 5) the streams differed as to carrying capacity and competence; 6) in its cross-section the flow usually had a double whirl in straight-line channel sections and a single whirl in channel curvatures.

The above characteristic of water flow during the flood period applies also to the way how material was carried.

The mechanics of the transformation of the Kobylanka channel

The intensity of processes varied while the flood period lasted. The flood consisted of several stages differing in their morphogenetic functions:

1) a first stage of an abrupt flow increase — with an increased incompatibility between morphological and hydrodynamic conditions, leading to an intensive depth erosion in the creek channel, a growing volume of material carried off, and an increase in lateral erosion;

2) a stage of rapid flow decrease (after its peak stage had passed), combined with an adjustment of the hydrodynamic to the altered morphological conditions; this caused a powerful depth erosion in the creek channel and an accumulation of material outside the channel;

3) a final stage of gradual flow subsidence, in which hydrodynamic conditions came to conform to morphological conditions, and depth erosion in the channel and accumulation abated.

The effect of the flood was:

1) changes in the vertical profile of both creek channel and flood plain, brought about by overdeepening of the channel (depth erosion) and overspreading of the flood plain (accumulation),

2) changes in the course of the creek channel by a lateral shifting of its banks, by an irregular widening of its curvatures (lateral erosion), and by the formation of new flow channels within the flood plain (depth erosion).

Effect of catastrophic floods upon course of fluvial processes

The valley section under investigation is an example of an open system which from a morphodynamic point of view represents a natural whole. Of principal importance upon this open system of the Kobylanka flood plain was the part

played by the energy of the great mass of water, which in an extremely short space of time flooded the valley floor. On the whole, in downstream direction one observes a tendency towards a gradual equilibrium between the kinetic energy active in the successive valley sections; in other words, the kinetic energy spent per unit of valley length or flood plain surface tends to become identical in the different valley sections — proof how much energy is being spent in the water's downward course in spite of the gradually increasing mass of the water volume. This indicates the rapid rate at which the entropy grows in downstream direction — a fact not only due to friction against the channel sides, but also to the work done by water in eroding the floor and the banks, and in carrying material.

The results of one catastrophic flood which occurs once in several years are greater than the sum of the effects brought about during the intermediate period of what might be called „morphological stagnation”. Before the big flood, the Kobylanka channel was conforming to the hydrodynamic conditions of minor floods which used to transform it only to a slight degree. However, the catastrophic flood caused the creek channel to partly adjust itself to the transient changes in hydrodynamic conditions, so that afterwards it failed to fit the hydrodynamic conditions that again prevailed. This is why, after the heavy flood, a gradual process set in during which the channel readjusted itself to „normal” conditions. This readjustment brought a gradual filling of the erosive kettles with sandy and gravelly material carried in the channel and which, moreover, was fed into the channel at places where the banks were gradually settling. During the three years which followed the 1964 flood, some 30 to 40% of the erosive kettles had been filled-in with deposits. Little by little the channel is apt to regain its balanced longitudinal profile although this is a slow process. No such chance exists with regard to the flood plain where the gravel banks have been stabilized by vegetation, because this involves a perpetuation of the uneven surface of the flood plain which, at some later date when the next catastrophic flood happens, predetermines the directions in which material will be carried and where it will be deposited, and the pattern how secondary channels are going to dissect the flood plain.

The consequence of many heavy floods of this kind is bound to further an increase of the roughness of the flood plain surface and — most important — to bring about a continuous though slow and unequal rise of the ground level. Channel erosion, accompanied by a raised level of flood plain and terraces, will of necessity lead to greater altitude differences all over the valley floor.

Władysław Adam NOWAK

RZEŻBA PODCZWARTORZĘDOWA I EWOLUCJA UKŁADU SIECI DOLINNEJ W PÓŁNOCNOŚRODKOWEJ CZĘŚCI WYŻYNY MAŁOPOLSKIEJ

SPIS TREŚCI

Wprowadzenie	89
Rzeźba podczwartorzędowa	93
Układ sieci dolinnej	107
Fazy zmian układu dolin w trzeciorzędzie	110
Fazy zmian układu dolin w plejstocenie	113
Literatura	118
Резюме	121
Summary	123

WPROWADZENIE

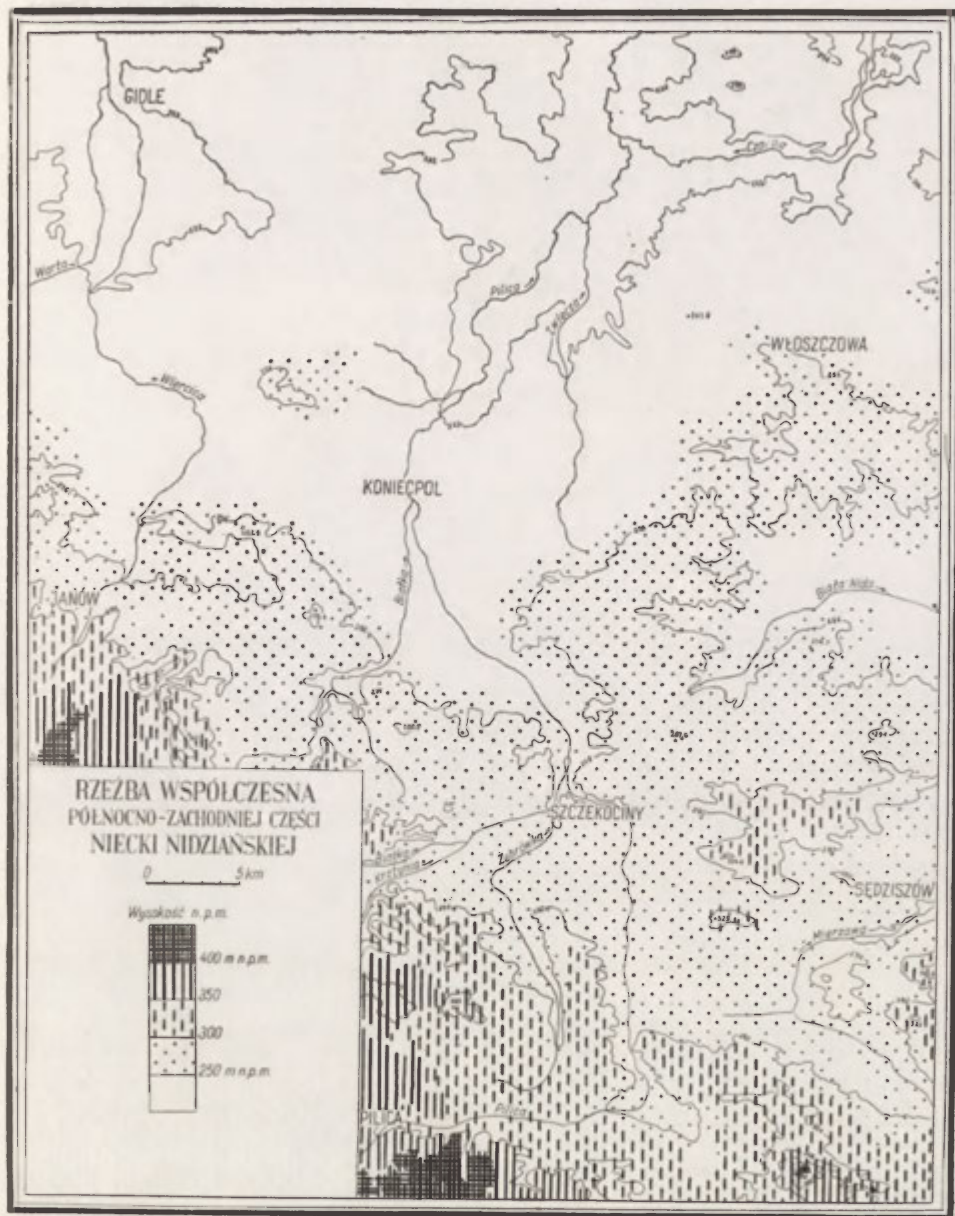
Zachodnia część Wyżyny Małopolskiej jest rozległą monokliną zbudowaną ze skał różnej odporności. Skały te zapadają pod kątem paru stopni ku północnemu wschodowi, a w osi synklinorium Nidy mają budowę zbliżoną do płytowej. Długotrwały rozwój rzeźby doprowadził do powstania progów strukturalno-denudacyjnych i obniżień subsekwentnych [13, 28]. Opracowany teren leży w północno-środkowej części Wyżyny Małopolskiej. Geologicznie i morfologicznie obejmuje on dorzecze Wiercicy i górnej Pilicy oraz górnej Nidy Białej i Mierzawy. Granicą zachodnią jest linia Pilica—Janów—Gidle, północną Gidle—Maluszyn, wschodnią Maluszyn—Sędziszów, południową Sędziszów—Pilica.

Subaeryczny rozwój rzeźby na tym terenie trwa od górnej kredy. Przerywał go tylko dwukrotny pobyt lądolodu. Morfologiczne skutki przedczwartorzędowych procesów rzeźbotwórczych nie były dotychczas badane. Wszystkie obniżenia obszaru wyżynnego są wyścielone utwora-

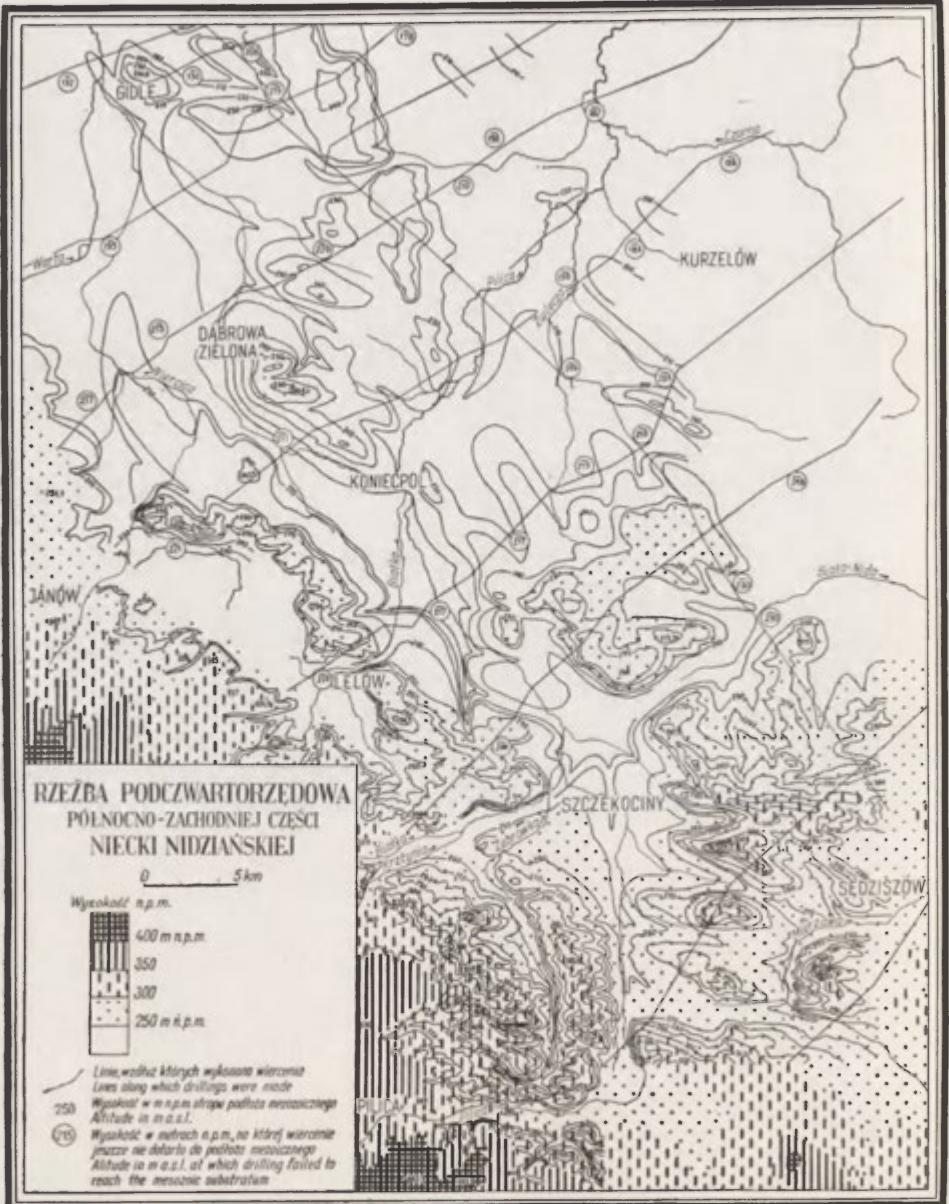
mi czwartorzędowymi, które maskują rzeźbę preglacjalną, odznaczającą się większymi deniwelacjami i dużo większą wyrazistością niż rzeźba współczesna [12]. Podczwartorzędowe dna dolin Wyżyny Śląsko-Małopolskiej znajdują się od kilku do kilkudziesięciu metrów poniżej dzisiejszych den rzecznych [2, 3, 5, 6, 8, 9, 10, 12, 13, 14, 15, 17, 21, 26, 30, 34, 35, 39, 40, 41, 43, 45, 46, 50, 52]. O rzeźbie sprzed okresu plejstocenińskiego wypowiadano również pogląd, że była ona bardzo zbliżona do współczesnej. Nie wiadomo tylko, w jakim stopniu powyższe uogólnienia dotyczyły również i badanego terenu, gdyż problemom tym poświęcano dotychczas niewiele uwagi. Są one celem niniejszego opracowania, które sprowadza się do próby wyjaśnienia kilku podstawowych, a nie rozstrzygniętych dotychczas problemów; charakteru i pochodzenia rzeźby podczwartorzędowej oraz jej stosunku do rzeźby obecnej (ryc. 1). Układ starszych poziomów gradacyjnych wyznaczających etapy rozwoju rzeźby w trzeciorzędzie oraz plejstoceniskie zdarzenia związane z dwukrotnym na tym terenie pobytem lodowca są podstawą rozważań nad ewolucją sieci dolinnej w okresie pokredowym.

Rzeźbę powierzchni podczwartorzędowej zrekonstruowano na podstawie około 1400 wierceń wykonanych przez Przedsiębiorstwo Geofizyki Przemysłu Naftowego w Krakowie, usytuowanych wzdłuż kilkunastu linii przecinających niekłą poprzecznie do osi, oraz jednego długiego profilu równoległego do osi niecki. Odległość odwiertów wynosiła 240—250 m, a ich średnia głębokość wahała się w granicach 21—25 m. Maksymalna głębokość odwiertów dochodziła do 48 m. W około 70% otworów przewiercono utwory czwartorzędowe. W pracy nad rzeźbą kopalną wykorzystano również około 1200 profili studni, położonych głównie na pograniczu Niecki Nidziańskiej z Wyżyną Częstochowską oraz u podnóża garbów kredowych, ponadto wykorzystano profile szeregu wkopów pod słupy linii wysokich napięć, mosty itp. Na podstawie tych materiałów określono miąższość utworów czwartorzędowych oraz bezwzględną wysokość spągu czwartorzędu. Interpolując naniesione punkty na podkładzie mapy w skali 1 : 100 000 wykreślono co 10 m poziomicę powierzchni podczwartorzędowej. Mapa ta (ryc. 2), wraz z szeregiem przekrojów paleogeomorfologicznych (ryc. 3—12), pozwala poznać i interpretować przestrzenne zróżnicowanie powierzchni stropu kredy, jak również i niektóre fakty z historii rzeźby w czwartorzędzie.

Podłoże podczwartorzędowe w części zachodniej jest zbudowane z wapieni górnourajskich. Od wschodu przylegają do nich piaskowce albu i cenomanu. Centralną i wschodnią część budują różne odmiany skał krzemionkowo-wapienno-ilastych górnych pięter kredy. Regionalna rozciągłość warstw ma kierunek północno-zachodni. Upad skał w skrzydle



Ryc. 1. Rzeźba współczesna północno-zachodniej części Niecki Nidziańskiej
Modern relief of north-western part of Nida Basin



Ryc. 2. Rzeźba podczwartorzędowa północno-zachodniej części Nidziańskiej
Sub-Quaternary relief of north-western part of Nida Basin

zachodnim niecki wynosi 4—5° na północny wschód, w osi synkliny maleje do 0° [18, 23, 33, 37, 38, 51, 53]. Występowanie utworów mezozoicznych na powierzchni jest ograniczone i maleje w kierunku północno-zachodnim, wraz z zanurzaniem się całej Wyżyny Śląsko-Krakowskiej pod utwory czwartorzędowe [43, 44, 45].

Opracowany teren wznosi się od 200 do 450 m n.p.m. W rzeźbie zaznaczają się podłużne garby kredowe, nieznacznie wyniesione ponad rozległe równiny plejstoceńskiej akumulacji, z rzadka usianej wydymami. Północno-zachodnia część obszaru jest odwadniana do Warty, głównie poprzez Wiercicę z dopływami, południowo-wschodnia przez Nidę Białą i Mierzawę, część środkową odwadnia na północ Pilica i jej dopływy.

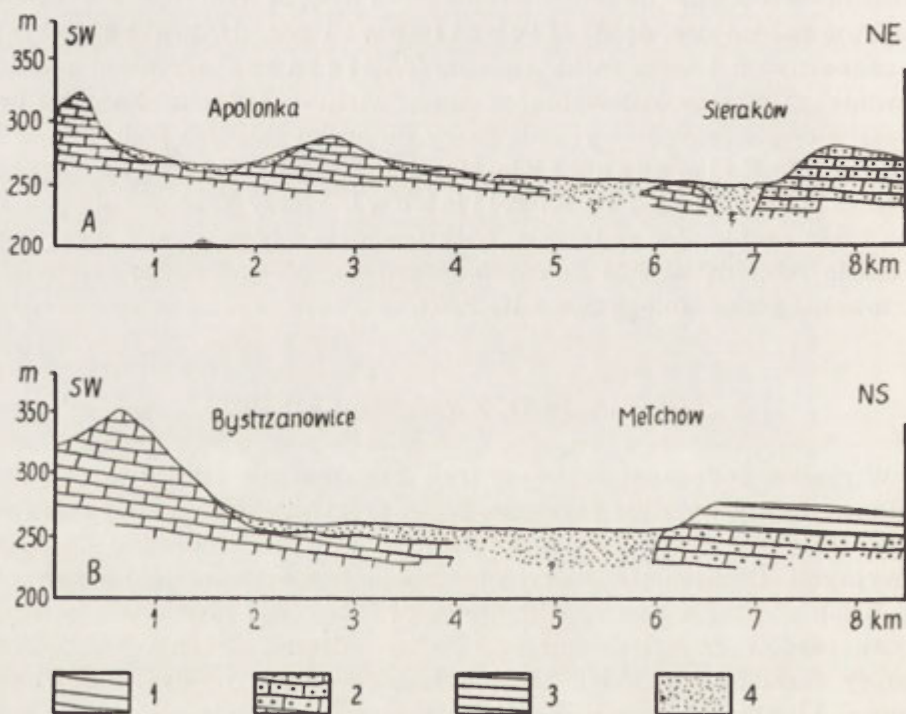
Praca niniejsza została wykonana pod kierunkiem doc. dr J. Flisa, któremu serdecznie dziękuję za pomoc i opiekę nad całością pracy. Dziękuję bardzo doc. dr A. Michalikowi i doc. dr. Z. Czepemu za cenne uwagi i wskazówki. Doc. dr T. Ziętarze wyrażam podziękowanie za przedyskutowanie ze mną wielu zagadnień. Za życzliwe uwagi w czasie przygotowywania pracy do druku składam podziękowanie prof. dr M. Klimaszewskiemu i doc. dr L. Starkłowi oraz dr S. Gilewskiej i dr K. Klimkowi, którzy przedyskutowali ze mną część problemów w terenie. Niektóre szczegóły tej pracy wykonano w czasie robienia zdjęcia geomorfologicznego, prowadzonego w ramach kartowania geomorfologicznego IG PAN.

RZEŻBA PODCZWARTORZĘDOWA

W rzeźbie podczwartorzędowej (ryc. 2) zaznaczają się wyraźnie duże, podłużne formy wypukłe i wklęsłe. Są to progi strukturalno-denudacyjne i obniżenia subsekwentne. Mezoformy te są rozczłonkowane dolinami erozyjnymi. Obniżenia subsekwentne mają liczne zwężenia i rozszerzenia, a ich dna także rozcinają doliny, dziś całkowicie zagrzebane pod pokrywą osadów czwartorzędowych. Po ich zdjęciu, wzdłuż wschodniej granicy formacji jurajskiej, na linii Irządze—Ślężany—Bystrzanowice—Janów—Lipnik—Mokresz—Krasice—Skrzydłów ciągnie się tylny, konsekwentny próg strukturalno-denudacyjny Wyżyny Częstochowskiej (ryc. 2). Jego wysokość względna dochodzi do 80 m. U wylotu dolin próg jest obniżony i silnie cofnięty. Wierzchowinowe kulminacje powierzchni tego progu zgodnie z ogólnym nachyleniem wyżyny maleją w części przykrawędziowej w kierunku północno-zachodnim od 340 do 240 m n.p.m.

Przed czołem tylnego progu, od Irządza przez Turzyn, Lelów, Sokole Pole, Juliankę i dalej Pniaki Mokreskie, Garnek ciągnie się bardzo wy-

rażna dolina kopalna. Jej dno w części źródłowej koło Irządz znajduje się na wysokości 250 m n.p.m. pod prawie dwudziestometrową warstwą ilów i proluwii lessowych. Na zachód od Lelowa kopalnego dna doliny nie uchwycono na wysokości 226 m n.p.m. pod 32 metrami piasków z wkładkami okruchów margli i ilów. Wiercenie koło Sierakowa nie osiągnęło podłoża czwartorzędowego na wysokości 221 m n.p.m.; nie przebiło ono 28-metrowej serii piasków i piasków ze żwirami krzemienisto-wapiennymi. Dalej na północ, koło Pniaków Mokrzeskich, nie uchwycono kopalnego dna doliny na wysokości 217 m n.p.m., jak również nie uchwycono go koło Garnka, w miejscu połączenia się doliny z doliną Warty, chociaż wiercenie dotarło tam do wysokości 195 m n.p.m. Dno doliny obniża się więc na północny zachód. Dolina ta ma zwężenia i rozszerzenia. Jedno z nich znajduje się koło Lelowa, w miejscu, gdzie uchodzą do niej więk-



Ryc. 3. Przekrój poprzeczny przez dolinę subsekwentną oddzielającą próg jurajski od kredowego progu strukturalno-denudacyjnego między A — Apolonką a Sierakowem, B — Bystrzynowicami a Mełchowem

1 — jura, 2 — kreda dolna, 3 — kreda górna, 4 — czwartorzęd

Section across subsequent valley separating Jurassic escarpment from structural-denudational Cretaceous escarpment between: A — Apolonka and Sieraków, B — Bystrzanowice and Mełchów

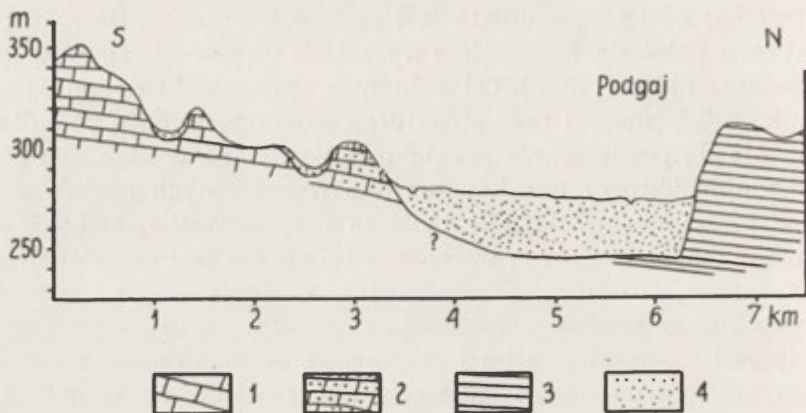
1 — Jurassic, 2 — Lower Cretaceous, 3 — Upper Cretaceous, 4 — Quaternary

sze doliny boczne rzek spływających z Wyżyny Częstochowskiej. Drugie rozszerzenie nie ma wyraźnych cech kotliny. Jest to dolina rozszerzająca się z biegiem dość znacznie, ale zamknięta koło Julianki wyraźnym zwężeniem o cechach przełomu strukturalnego. Na północ od tego przełomu kopalna dolina stopniowo się rozszerza. W profilu poprzecznym jest ona asymetryczna; oś jej przesunięta jest pod prawe zbocze. Szeroko pojęte dno jest formą złożoną. Szczególnie wyraziście uwidacznia się to w kotlinnych rozszerzeniach (ryc. 3). Od południowego zachodu dolinę ogranicza wspomniany już jurajski próg strukturalno-denudacyjny, u podnóża którego ciągnie się powierzchnia podstokowa pochylona w kierunku północno-wschodnim. Tworzy ona kopalne dno rozszerzonych odcinków obniżenia. W części wschodniej obniżenie to rozcina wąska, głęboka dolina o stromych zboczach. Prawe, wschodnie jej zbocze jest czołem górnokredowego progu strukturalno-denudacyjnego. Ponieważ w dnie doliny u podnóża kuesty kredowej występują mało odporne utwory kredy środkowej (piaski i piaskowce albu i cenomanu), opisana dolina kopalna jest więc bardzo wyraźną formą subsekwentną, powstałą na kontakcie jury z kredą. Zamknięcie doliny znajduje się koło Irządz.

Na południe od Irządz z wapieniami jurajskimi kontaktują bezpośrednio bardziej odporne ogniwa górnej kredy — i tu właśnie ciągnie się poprzecznie do osi poprzednio opisywanej doliny rodzaj pomostu łączącego Wyżynę Częstochowską z progiem kredowym. Kulminacje tego pomostu przekraczają nieco 300 m n.p.m.; jego szerokość wynosi niecałe 2 km. Koło Podgaja i Kulzowa opada on na południe w dolinę Białki i Krztyni stromym do ok. 30° stokiem, przy różnicy wysokości względnej nieco ponad 50 m. Stok ten, będący dziś w połowie formą kopalną, jest zarazem północnym zboczem doliny Białki, której podczwartorzędowe dno, powyżej Kulzowa, znajduje się na wysokości 250 m n.p.m., tj. o 28 m niżej od obecnego dna. Kopalna dolina tych rzek na odcinku Biała Błotna—Bonowice jest wybitnie asymetryczna. Oś doliny jest przesunięta pod zbocze północne (ryc. 4). Wymiary doliny na odcinku Kulzów—Bonowice nie są bliżej znane. Z faktu występowania senonu koło Kaszczora i na południe od Bonowic należy sądzić, że kopalna dolina ma do 0,5 km szerokości, a jej skalne dno koło Bonowic znajduje się prawdopodobnie około 30 m poniżej obecnego dna doliny Krztyni.

W dorzeczu Żebrówki brak jest wierceń. Przebadano tu wiele profili studni [32] i uzyskano niekiedy bardzo szczegółowe informacje o podłożu podczwartorzędowym, ale tylko przy niewielkiej miąższości czwartorzędu. Brak jest danych o położeniu kopalnego dna głównej doliny. Boczne dolinki Żebrówki, po zdjęciu czwartorzędu, mają charakter prawie wcisowy. Ich skalne dna stwierdzono w studniach o 20 m niżej od obecnego dna; nawiązują one do kopalnego dna doliny głównej. Stąd

wniosek, że skalne dno doliny Żebrówki znajduje się na podobnej głębokości poniżej obecnego dna doliny, czyli 290—260 m n.p.m. Kopalna dolina Żebrówki jest wyraźnie asymetryczna. Wschodnie zbocze jest strome, utworzone na czole warstw górnokredowych, i to na całej długości do-



Rys. 4. Przekrój poprzeczny przez kopalną dolinę Białki i Krztyni koło Podgaja
1 — jura, 2 — kreda dolna, 3 — kreda górna, 4 — czwartorzęd

Section across fossil valleys of Białka and Krztynia, near Podgaj

1 — Jurassic, 2 — Lower Cretaceous, 3 — Upper Cretaceous, 4 — Quaternary

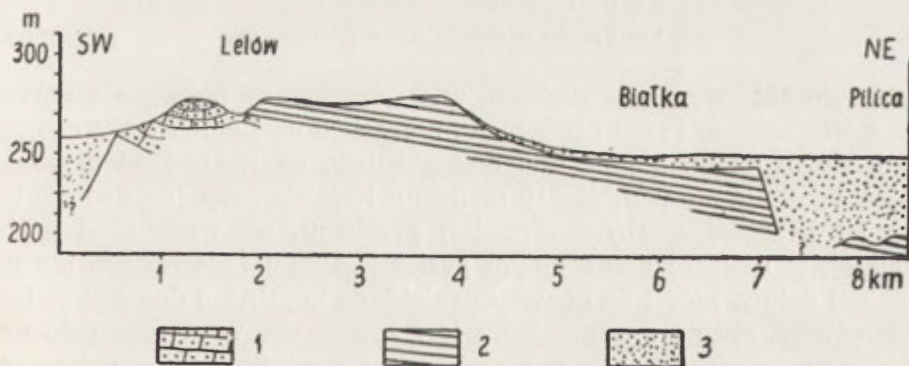
liny, łącznie z odcinkiem górnym, w którym dolina ma kierunek południowo-wschodni. Dolny odcinek Żebrówki nie pokrywa się z układem kopalnej doliny, która nie skręca w Kaszczorze na wschód, lecz zachowuje nadal kierunek subsekwentny aż do połączenia z doliną Krztyni, w miejscu, gdzie dziś Białka łączy się z Krztynią.

W dolnym odcinku Żebrówki oraz na południe od Kulzowa i Bonowic aż do Szczekocin rozciąga się na wysokość 270—260 m n.p.m. dosyć rozległy poziom erozyjno-denudacyjny, przykryty cienką pokrywą utworów czwartorzędowych. Poziom ten rozcina kopalna dolina Krztyni oraz dolny odcinek dzisiejszej Żebrówki, która nie trafiła tu na swoją dolinę podczwartorzędową.

Na południe od Wierzbicy, między górnym odcinkiem Żebrówki a równoleżnikowym odcinkiem górnej Pilicy, ciągnie się równoleżnikowe wzniesienie międziodolinne o charakterze pomostowym, podobne do wyniesienia na południe od Irządz. Rzuca to ciekawe światło na genezę i wiek progów strukturalno-denudacyjnych oraz etapy rozwoju sieci dolinnej w tej części Wyżyny Małopolskiej. Między innymi świadczy, że pierwotnie była tu konsekwentna sieć rzek płynących w kierunku wschodnim i północno-wschodnim. Na kontakcie jury i kredy rozwinęły się z czasem doliny subsekwentne. Dzisiejszy układ sprawia wrażenie, że

sieć ta nie osiągnęła jeszcze fazy pełnej subsekwencji. Spowodowane to jest zapewne między innymi stosunkami paleomorfologicznymi sprzed transgresji kredowej, która objęła nierówne podłoże jurajskie [37]. W miejscach, gdzie górna kreda leży bezpośrednio na jurze, nie było warunków do rozwoju sieci subsekwentnej z powodu braku mało odpornego ogniwa, jakim są tu utwory środkowej kredy. W tych miejscach utrzymywała się nadal sieć konsekwentna. Na działach międzydolinnych tych rzek powstały, na południe od Irządza i Wierzbicy, owe pomosty łączące jurajski próg Wyżyny Częstochowskiej z progiem kredowym.

Na wschód od doliny Żebrówki i ciągnącej się w jej przedłużeniu kopalnej doliny Irządza—Julianka, rozciąga się wypukła forma progu strukturalno-denudacyjnego, zwanego Progiem Lelowskim [6]. Jego rzeźbę opisano szczegółowo w oddzielnym opracowaniu [29]. Jest to pasmo wydłużone do 40 km, o szerokości 4—6 km, ciągnące się z północnego zachodu na południowy wschód. Powierzchnia wierzchowinowa jest wolna od utworów plejstocenijskich z wyjątkiem części środkowej, gdzie znajduje się cienka pokrywa lessowa. Kulminacje wierzchowinowe progu wynoszą w południowej części 332 m n.p.m., w środkowej części 294 m n.p.m. oraz 280 m w części północnej. Powierzchnia progu tworzy wyraźny poziom destrukcyjny. Ścina on bowiem różne rodzaje skał górnokredowych ułożonych monoklinalnie. Przed wypełnieniem subsekwentnych obniżen utworami czwartorzędowymi próg kredowy miał znacznie większą wysokość względną. Wahała się ona w granicach 60—80 m, przy nachyleniu stoku czołowego dochodzącego nierzadko do 20°. Po stronie północno-wschodniej kredowego progu istnieje wyraźny, kilku-



Ryc. 5. Przekrój geologiczny przez górnokredowy próg strukturalno-denudacyjny na północ od Lelowa

1 — kreda dolna, 2 — kreda górna, 3 — czwartorzęd

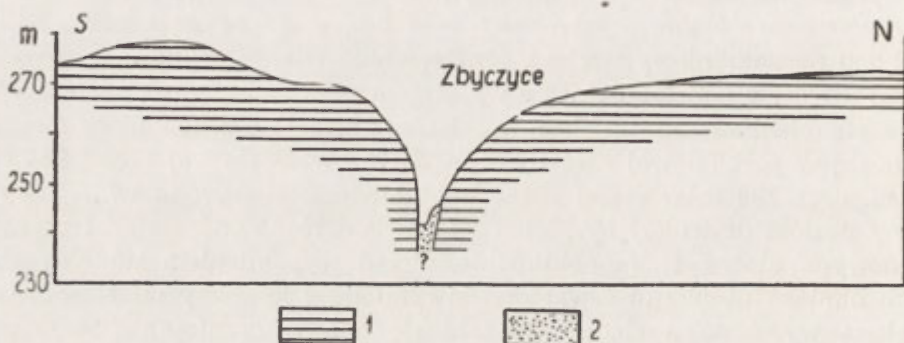
Geological section across Upper Cretaceous structural-denudational escarpment, N of Lelów

1 — Lower Cretaceous, 2 — Upper Cretaceous, 3 — Quaternary

nastometrowy załom oddzielający powierzchnię wierzchowinową od drugiego, niższego, wyraźnego poziomu, szerokiego od 1 do 2 km (ryc. 5). Dopiero ten niższy poziom przechodzi w dno następnego obniżenia subsekwentnego.

Prawie równoleżnikowe obniżenia Krztyń i Białki Lelowskiej dzielą Próg Lelowski na trzy części. Południowy odcinek ma charakter grzędy. Jej zachodnie i wschodnie stoki porozcinane są krótkimi, ale bardzo licznymi dolinkami wciosowymi. W środkowym i północnym odcinku czoło progu ma charakter prawie ciągły.

Równoleżnikowy odcinek doliny Białki Lelowskiej (ryc. 6), między Lelowem a Białą Wielką, ma charakter wyraźnie przełomowy. Jego szerokość jest niewielka i tylko miejscami dochodzi do 0,5 km, a zbocza są



Ryc. 6. Przekrój poprzeczny przez dolinę przełomową Białki Lelowskiej koło Zbyszyc

1 — kreda górna, 2 — czwartorzęd

Section across gap valley of Białka Lelowska, near Zbyszyc

1 — Upper Cretaceous, 2 — Quaternary

strome do 40°. Wysokość skalnego dna w przełomie nie została stwierdzona wierceniem. Przed przełomem, na zachód od Lelowa, leży ono poniżej 226 m n.p.m. Skalne dno doliny Pilicy, na wschód od przełomu Białki, znajduje się poniżej 210 m n.p.m. Najciekawszy jest jednak ten szczegół kopalnej rzeźby, że poniżej przełomu, na wschód od Białej Wielkiej, w niższym gradacyjnym poziomie Progu Lelowskiego nie ma kopalnej doliny, której dno nawiązywałoby do kopalnego dna Pilicy. Inaczej mówiąc, skalne dno przełomu jest zawieszone w stosunku do dna dolin subsekwentnych tak powyżej, jak i poniżej przełomu (ryc. 5). W stosunku do doliny Pilicy zawieszenie to wynosi ponad 20 m. Jest to niezmiernie ważny szczegół dla rozważań nad ewolucją układu sieci dolinnej tego obszaru.

Na północ od linii Bolesławów—Staropole—Zalesice kopalna forma kredowego progu ma swoje przedłużenie ku północnemu zachodowi aż

po Dąbek i Wolę Mokszeską. Stwierdzono ją w wykopach pod słupy wysokiego napięcia, pod cienką pokrywą czwartorzędową. Tworzy ona rozległy poziom destrukcyjny, niższy jednak o 30—50 m od wierzchowinowego poziomu Progu Lelowskiego. Chociaż ilość wkopów i wierceń była tu duża, ich przypadkowe usytuowanie nie pozwala powiedzieć zbyt wiele o szczegółach tej rzeźby. Wiemy jednak, że obecna rzeka Wiercica poniżej Julianki nie trafiła na swoją kopalną dolinę i płynie kilka kilometrów na wschód od osi tej doliny. Fakt ten powoduje, że przy młynie w Przyrowie rozcina ona skalne podłoże margli i opokę senońską na wysokości 232 m n.p.m., podczas gdy 6 km na zachód jej kopalne dno znajduje się poniżej 217 m n.p.m.

Skalne dno równoleżnikowego odcinka Pilicy między Pilicą a Żarnowcem jest przykryte utworami czwartorzędowymi o bliżej nie znanej miąższości. Z badań profili w studniach wynika, że koło Kleszczowej w dnie doliny znajduje się wzniesienie kredowe położone powyżej 300 m n.p.m., a oś doliny kopalnej jest przesunięta pod lewe, północne zbocze. Południowe zbocze tego odcinka doliny Pilicy jest porozcinane licznymi dolinkami, których charakterystyczną cechą jest asymetria. Jedna z nich, dolina Chlinki, jest najbardziej typowa. Prawe zbocze, eksponowane na zachód, jest nachylone 38° , a skalne dno doliny kopalnej u jej wylotu znajduje się poniżej 290 m n.p.m. R u s z c z y ń s k a [46] badając przedplejstoczeńskie poziomy gradacyjne w dorzeczu Uniejówki nie określiła położenia skalnego poziomu erozyjnego w dnie tej doliny. Stwierdziła jedynie, że wcięcie jej koło Żarnowca sięga poniżej 280 m n.p.m.

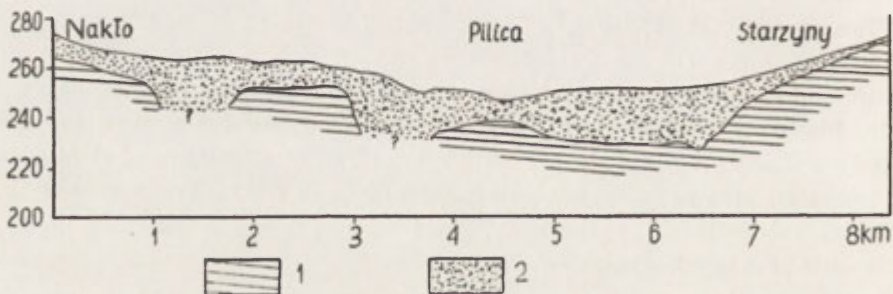
Od Żarnowca dolina Pilicy skręca na północ. O hipsometrycznych stosunkach kopalnej rzeźby od tego miejsca po Szczekociny wiadomo niewiele, bowiem dysponowano zbyt skąpymi danymi. Na północ od Żarnowca po Łany Wielkie dolina Pilicy nosi cechy przełomu. Jej kopalne dno położone jest prawdopodobnie poniżej 270 m n.p.m. Szerokość doliny dochodzi zaledwie do 1 km. Wyraźnie zaznacza się asymetria zboczy; wschodnie jest bardziej strome.

Dalej na północ dolina wybitnie się rozszerza. Zbocze zachodnie jest jednostajnie nachylone i porozcinane krótkimi, głębokimi dolinkami. W części północnej nachylenie zbocza maleje i na wysokości około 265 m n.p.m. przechodzi w dno rozległej kotliny, której wschodnie zbocze biegnie linią lobową z szeregiem półwyspów i zatok przy ujściach bocznych dolinek. Najbardziej południowa z nich wnika daleko na wschód aż po Mstyczów i łączy się z doliną górnej Mierzawy. Kopalne dno doliny Mierzawy Mstyczowskiej znajduje się na wschód od Mstyczowa na wysokości 263 m n.p.m. i hipsometrycznie koresponduje z kopalnym dnem martwej doliny znajdującej się w jej przedłużeniu, a skierowanej ku wschodowi, do Pilicy. Widać, że zaszedł tu stosunkowo niedawno

kaptaż [6]. Wskazuje na to nie tylko charakterystyczny układ sieci rzecznej, ale również i charakter kopalnej doliny Mierzawy poniżej Mstyczowa. Wyraźnie bowiem zwęża się ona, a jej zbocza, szczególnie wschodnie, stają się strome, rośnie spadek dna, tak że koło Sędziszowa znajduje się on już na wysokości około 250 m n.p.m.

Stoki dalej na północy leżących dolin zatokowych są wyraźnie dwuczęściowe. Górna część jest stroma, a dolna nachylona łagodnie. Stok łagodny przechodzi stopniowo w płaskie, rozległe dno kotliny. Stoki strome mają nachylenie do kilkunastu stopni. Wierzchowiny nie mają pokrywy czwartorzędowej i tworzą wyraźny, poziom pochyłony ku północy, który opada od 320 do 290 m n.p.m. Na zachód od Węgrzynowa zaznacza się poziom niższy, wzniesiony około 270 m n.p.m. Jak wygląda skalne dno tej kotliny, nie wiadomo. Wiadomo natomiast, że na północny wschód od Szczekocin, w kierunku Mękarzowa i Dzierzgowa, ku dolinie Białej Nidy kieruje się wyraźna dolina. Położenie jej skalnego dna koło Mękarzowa nie jest znane; koło Drużykowej schodzi ono poniżej 230 m n.p.m., tj. przeszło 20 m poniżej obecnego dna doliny Białej Nidy. Dolina ta była kiedyś drogą odwodnienia dzisiejszej górnej Pilicy ku rzece Nidzie [20].

Pomiędzy Nakłem a Starzynami (ryc. 7) kopalna dolina Pilicy zwęża się. Koło Starzyn jej wschodnie zbocze ma stok wypukły, wysoki do 40 m. U jego podnóża, na wysokości 230 m n.p.m., znajduje się płaskie



Ryc. 7. Profil paleogeomorfologiczny przez dolinę Pilicy wzdłuż linii Nakło—Starzyny

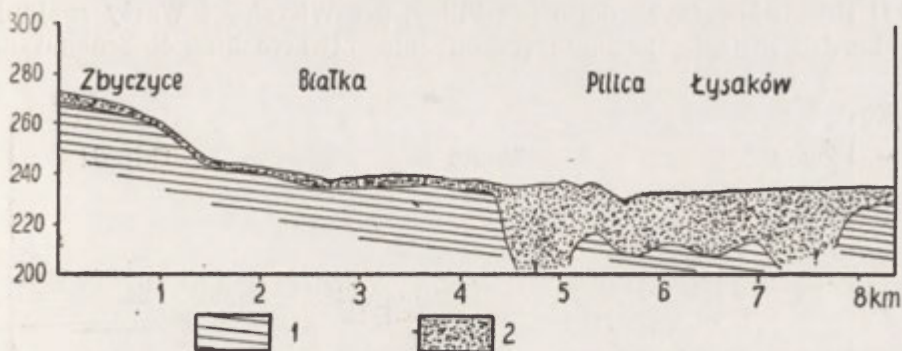
1 — kreda górna, 2 — czwartorzęd

Palaeogeomorphological profile across Pilica valley along line Nakło—Starzyny

1 — Upper Cretaceous, 2 — Quaternary

dno, a dalej na zachód niewielkie wzniesienie do 239 m n.p.m., stanowiące być może resztkę kopalnego działu wodnego między opisaną kotliną na południu a następną kotliną od północy. Pod zachodnim zboczem utwory czwartorzędowe nie zostały przewiercone do wysokości 230 m n.p.m. Jest to prawdopodobnie górny odcinek kopalnej doliny skiero-

wanej ku północy. Na przekroju Zbyszycze—Łysaków (ryc. 8) w podłożu kredowym obecnej doliny Pilicy znajdują się dwie doliny kopalne — jedna pod wschodnim, druga pod zachodnim zboczem. Ich skalne dna leżą poniżej 210 m n.p.m. Koło Wąsoszy doliny te prawdopodobnie łączą



Ryc. 8. Profil paleogeomorfologiczny przez dolinę Pilicy wzdłuż linii Zbyszycze—Łysaków

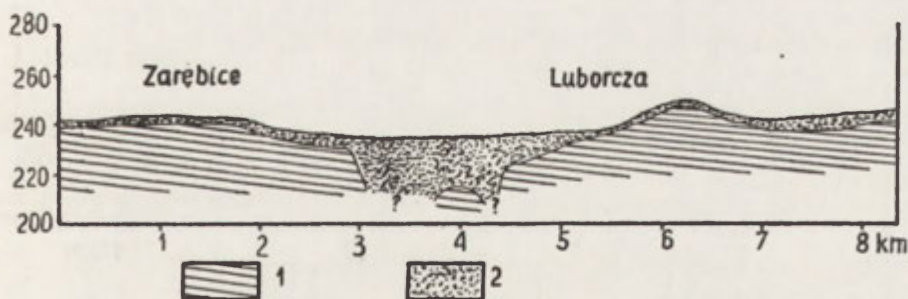
1 — kreda górna, 2 — czwartorzęd

Palaeogeomorphological profile across Pilica valley along line Zbyszycze—Łysaków

1 — Upper Cretaceous, 2 — Quaternary

się ze sobą i jako jedna forma kierują się nie, jak obecna Pilica, ku północy w kierunku Koniecpola (skalne dno na wysokości około 215 m n.p.m.), lecz na północny zachód, w kierunku Św. Anny, Garnka i Gidel [39].

Na przekroju Zarębice—Luborcza (ryc. 9) widać kopalny poziom denudacyjny wyraźnie towarzyszący dolinie kopalnej, na wysokości około 240 m n.p.m. Północny stok obniżenia Koniecpolsko-Przyrowskiego [48]



Ryc. 9. Profil paleogeomorfologiczny przez kopalną dolinę pra-Pilicy wzdłuż linii Zarębice—Luborcza

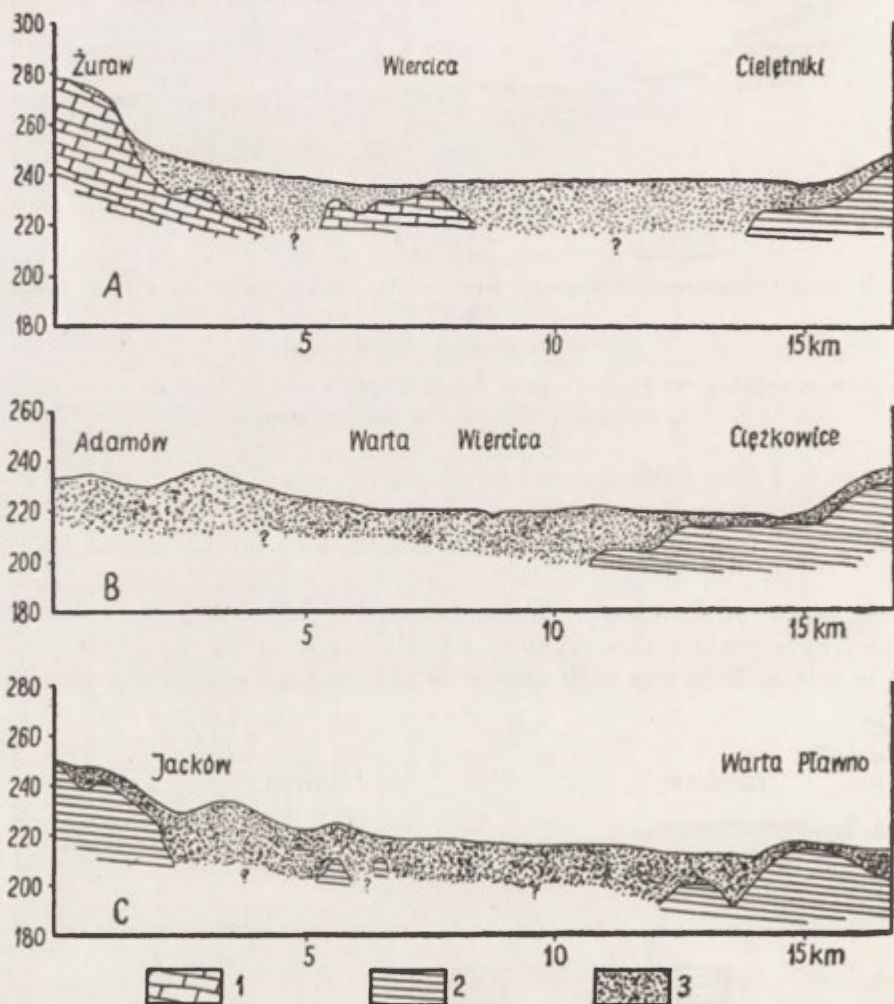
1 — kreda górna, 2 — czwartorzęd

Palaeogeomorphological profile across fossil pre-Pilica valley along line Zarębice—Luborcza

1 — Upper Cretaceous, 2 — Quaternary

jest łagodnie nachylony. Część kopalna stoku ma profil wypukło-wklęsły, zakończony od dołu bardzo stromym kopalnym zboczem podczwartorzędowej doliny. Stok ten jest założony na czołach warstw różnych odmian skał górnokredowych.

U zbiegu kopalnych dolin pra-Pilicy, pra-Wiercicy i Warty znajduje się bardzo rozległe, kotlinne rozszerzenie, otwarte ku północnemu za-



Ryc. 10. Profile paleogeomorfologiczne wzdłuż linii: A — Żuraw—Cieletniki, B — Adamów—Ciężkowice, C — Jacków—Pławno

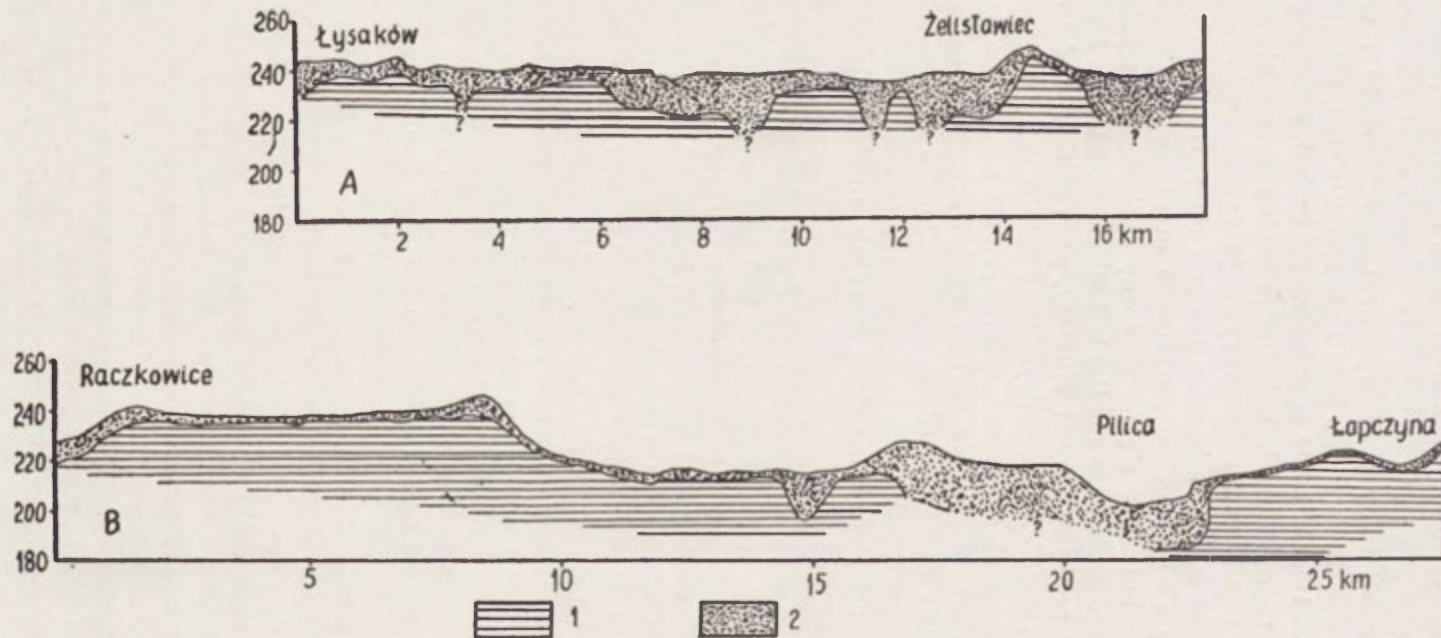
1 — jura, 2 — kreda górna, 3 — czwartorzęd

Palaeogeomorphological profiles along lines: A — Żuraw—Cieletniki, B — Adamów—Ciężkowice, C — Jacków—Pławno

1 — Jurassic, 2 — Upper Cretaceous, 3 — Quaternary

chodowi. Na zachód od Pławna do wysokości 192 m n.p.m. nie nawiercono skalnego podłoża; zapewne jest ono położone znacznie niżej. Zachodnią granicę obniżenia stanowi tylny próg Wyżyny Częstochowskiej i Wierchuńskiego, wschodnią — garby kredowe koło Dąbrowy Zielonej, Cielętnik, Ciężkowic i Gidel (ryc. 10). Garby te są założone na czołach warstw górnokredowych. Tylko najwyższe ich kulminacje wolne są od utworów czwartorzędowych, z reguły jednak przykrywa je czwartorzędowa pokrywa, której miąższość w tych miejscach nie jest duża. U ich podnóża rozciągają się zwykle skalne poziomy, o 20—30 m niższe od poziomu wierzchowinowego, a obniżające się na północny zachód. Jak wygląda kopalne dno skalne tego rozległego obniżenia kotlinnego, którego środek znajduje się gdzieś w pobliżu Garnka? Niestety, pewnej odpowiedzi dać nie można. Wydaje się jednak prawdopodobne istnienie na poziomie 220—230 m n.p.m. rozległych spłaszczeń, ciągnących się głównie na działach międziodoliny oraz u podnóża garbów kredowych, które są założone między całkowicie przykrytą niższą powierzchnią a powierzchnią wierzchowinową. Kopalna kotlina Garnka jest więc otoczona stromymi stokami, ma płaskie, rozległe, skalne dno, erozyjnie rozcięte głębokimi dolinami o stromych zboczach.

Północno-wschodnia część terenu jest prawie całkowicie zasypana utworami plejstoceniowymi, w związku z czym jest tu szczególnie trudno odtworzyć rzeźbę starszego podłoża. Dziś obszar ten jest odwadniany przez Pilicę wraz z dopływami: Zwleczą, Czarną, Silnicą i innymi mniejszymi strumieniami. Dla obszaru tego charakterystyczne są rozległe wzniesienia międziodoliny, układające się w dwa poziomy, położone na wysokościach różniących się od 20 do 30 m (ryc. 11). Dolny poziom jest znacznie rozleglejszy, górny natomiast jest zachowany fragmentarycznie na działach wodnych. Oba obniżają się na północny zachód. Dolny poziom jest rozcięty dolinami o bardzo stromych zboczach. Strop kredy w osi dolin najczęściej nie jest ustalony. Najniższe jego wartości układają się mniej więcej na osi doliny dzisiejszej Zwleczy i maleją w kierunku północnym, tak że na zachód od Bobrownik stropu kredy nie osiągnięto już na wysokości 182 m n.p.m. Kopalna dolina Zwleczy — a nie, jak dziś, Pilicy — była więc osią przedczwartorzędowego odwodnienia, skierowanego na północ. Dolina Zwleczy ma liczne odgałęzienia dolin bocznych. Osie tych dolin od działu wodnego z Nidą Białą mają kierunek północno-zachodni, a więc subsekwentny. Z lewej strony, w kierunku działu wodnego z Wartą, subsekwencja nie jest tak wyraźna. Na przekrojach (ryc. 12) dostrzega się brak większej doliny kopalnej w podłożu dzisiejszej doliny Pilicy. Jej skalne podłoże na zachód od Oblasów leży na wysokości 202 m n.p.m. Wskazuje to, że znajdująca się tu niewielka kopalna dolinka była lewym dopływem Zwleczy. Dowodzi-

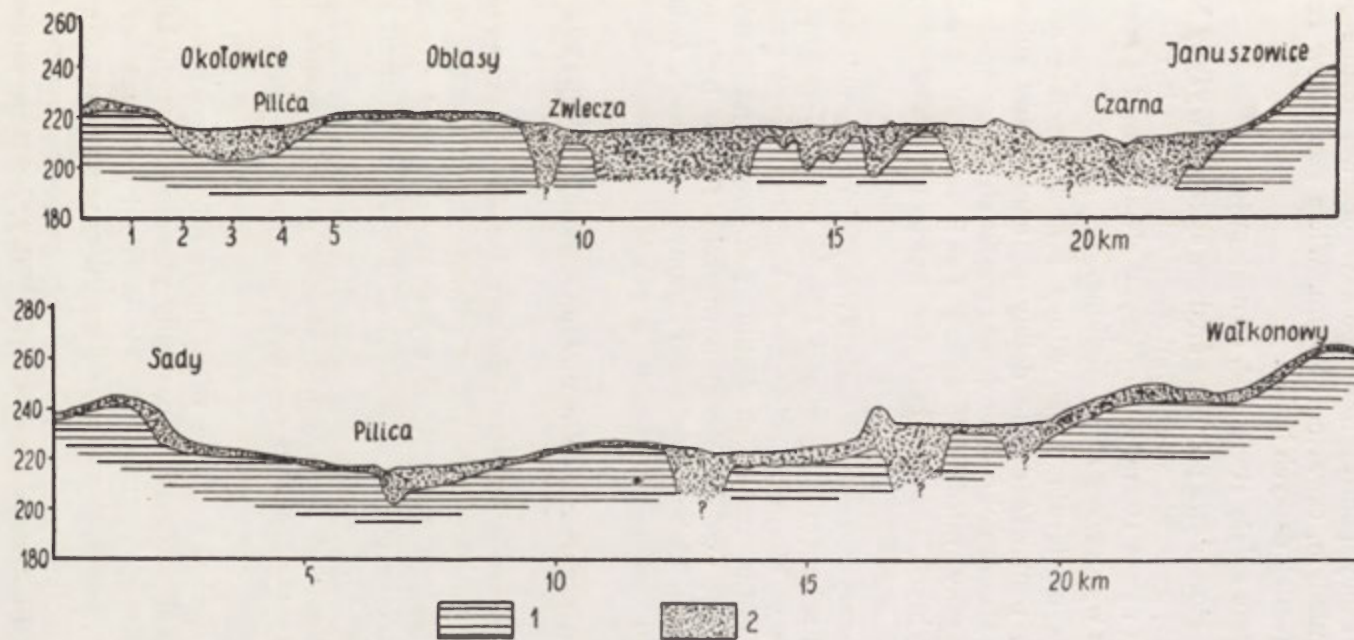


Ryc. 11. Profile paleogeomorfologiczne przez niekę Włoszczowską wzdłuż linii: A — Łysaków—Żeliszawice, B — Raczkowice—Łapczyzna

1 — kreda górna, 2 — czwartorzęd

Palaeogeomorphological profiles across Włoszczowa Basin along lines: A — Łysaków—Żeliszawice, B — Raczkowice—Łapczyzna

1 — Upper Cretaceous, 2 — Quaternary



Ryc. 12. Profile paleogeomorfologiczne przez Niekę Włoszczowską wzdłuż linii: A — Okołówice—Januszwice, B — Sady—Wałkonowy

1 — kreda górna, 2 — czwartorzęd

Palaeogeomorphological profiles across Włoszczowa Basin along lines: A — Okołówice—Januszwice, B — Sady—Wałkonowy

1 — Upper Cretaceous, 2 — Quaternary

łoby to, że odcinek Pilicy poniżej Koniecpola w obecnej formie jest zjawiskiem zupełnie młodym, czwartorzędowym. Wiele szczegółów rzeźby kopalnej wymaga jednak dalszych badań.

Reasumując powyższe należy stwierdzić, co następuje:

— Rzeźba podczwartorzędowa północno-środkowej części Wyżyny Małopolskiej odznacza się znacznie większymi deniwelacjami niż obecne; wynoszą one 50—80, a nawet 100 m. Zasadniczymi elementami tej rzeźby są kopalne doliny oraz wysoczyzny międziodolinne.

— Kopalna rzeźba nawiązuje do struktury i nosi wszelkie cechy rzeźby krawędziowej, ponieważ dawne doliny są obniżeniami subsekwentnymi, wschodnie zbocza dolin są czołami progów strukturalno-denudacyjnych, a wysoczyzny międziodolinne są powierzchniami progów strukturalno-denudacyjnych i mają charakter powierzchni destrukcyjnych.

— W obrębie wysoczyzn zaznaczają się dwa poziomy denudacyjne, oddzielone wyraźnym załomem o wysokości 20—30 m. Powierzchnie te na ogół pochylają się w kierunku północno-zachodnim. Niższy poziom denudacyjny stanowią dna rozległych kotlin, położonych na różnych wysokościach. Są to najprawdopodobniej powierzchnie typu pedymen-tów. Rozcinają je wąskie, głębokie doliny o stromych zboczach, świadczących o odmłodzeniu rzeźby bezpośrednio przed fazą czwartorzędowej akumulacji.

— Powszechna jest asymetria dolin uwarunkowana strukturalnie — wschodnie zbocza są strome.

— Miąższość czwartorzędu w osiach dolin z reguły nie przekracza 30 m. Materiałem wypełniającym doliny są głównie piaski i mułki oraz ły warwowe i torfy. Materiał ten, pochodzący z różnych okresów czwartorzędu, konserwuje rzeźbę podczwartorzędową. Stopień ekshumacji kopalnej rzeźby jest jeszcze znikomy.

— Stan zachowania form kopalnych i utwory czwartorzędowe pozwalają stwierdzić, że łądolód skandynawski nie przekształcił rzeźby podłoża.

— Obecny układ sieci rzecznej w wielu miejscach nie pokrywa się z kopalnym układem dolin. Nierzadko nastąpiły przesunięcia rzędu kilku kilometrów. W wielu miejscach zmieniły się kierunki dolin lub wręcz powstały nowe systemy odwodnienia (np. dolina Pilicy w obecnej postaci).

— Dział wód w rzeźbie podczwartorzędowej przebiega inaczej niż dziś. Przesunięcie działu nastąpiło na korzyść Pilicy, kosztem zarówno Nidy, jak też i Warty. Sporadycznie zmiany te mają charakter przeciwny (np. Mierzawa Mstyczowska).

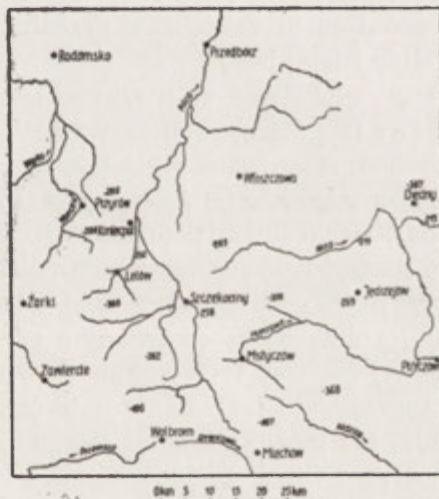
Co do wieku rzeźby kopalnej, to Różycki [39] w dnie tutejszych obniżen stwierdził na zerodowanym podłożu kredowym serię niewarstwowanych mułów z przewarstwieniami piaszczystymi. Jest to seria staroplejstocenska, poprzedzająca ingresję lodowców z północy [39]. Wynika stąd, że dna dolin kopalnych są dolinami preglacjalnymi, zakonserwowanymi preglacjalną i późniejszą serią akumulacyjną, nie usuniętą do dziś w młodszych fazach erozji. Tylko w sporadycznych przypadkach, np. dno skalne przełomu lelowskiego, jest wieku czwartorzędowego. Wierzchowiny i stoki garbów kredowych są przeobrażonymi w różnym stopniu elementami rzeźby preglacjalnej [30].

UKŁAD SIECI DOLINNEJ

Opracowany obszar należy do trzech dorzeczy: Warty, Pilicy i Nidy (ryc. 13). Rzeka Warta od Częstochowy do Kłobukowic płynie z zachodu na wschód doliną przełomową przez próg górnójurajski. Klimek [14] przełom ten określił jako epigenetyczno-przelewowy, powstały w schyłkowej fazie stadium Odry w wyniku przelania się wód górnej prawej Warty do Niecki Włoszczowskiej. Warta po opuszczeniu przełomu kieruje się na północo-wschód, a później na północ. Jej dno u wylotu z przełomu położone jest na wysokości 228 m n.p.m., a u zbiegu z Wiercicą na wysokości 211 m n.p.m. Średni spadek na tym odcinku wynosi nieco poniżej 1‰, a w przełomie jest znacznie większy — tak, że miejscami występują szypoty.

Wiercica, prawy dopływ Warty, przy wylocie z Wyżyny Częstochowskiej ma spadek ok. 1,4‰, a w dolnym biegu, podobnie jak i Warta — nieco poniżej 1‰. Pomiędzy Julianką a Lipnikiem dolina ma zwężenie typu przełomu strukturalnego. Poniżej Julianki obecna rzeka nie trafiła na preglacjalne koryto i płynie kilka kilometrów na wschód od kopalnej doliny.

Rzeka Pilica od źródeł do Żarnowca płynie wąską, głęboką doliną



Ryc. 13. Współczesny układ sieci rzecznej na terenie badań i w obszarach przyległych

Modern pattern of river system in investigated area and its vicinity

również z zachodu na wschód. Źródła Pilicy znajdują się na wysokości ok. 350 m n.p.m. Średni spadek na tym odcinku wynosi ok. 4‰. Bieg rzeki jest konsekwentny, pokrywający się na znacznych odcinkach z linią uskoku. Przy ujściu Uniejówki Pilica nagle zmienia swój bieg o 90° i płynie od Żarnowca do Koniecpola doliną subsekwentną na północ i północny zachód. Jej średni spadek maleje i wynosi między Żarnowcem a Szczekocinami 2‰ oraz między Szczekocinami a Koniecpolem 1,5‰. Dolina na tym odcinku ma dwa zwężenia: jedno koło Łanów, a drugie, mniej wyraźne, między Nakłem a Przyłękiem. Między zwężeniami znajdują się kotlinne rozszerzenia: jedno u zbiegu Pilicy z Uniejówką [22], w środku drugiego położone są Szczekociny, a trzecie znajduje się na południe od Koniecpola.

Od Mstyczowa na zachód, w kierunku zgodnym z górnym biegiem Mierzawy Mstyczowskiej, kieruje się do Pilicy szeroka, rozwartą dolina, przecięta w poprzek działem wodnym, wzniesionym ponad koryto Pilicy i lewy dopływ Mierzawy zaledwie o 4 m. Zarówno stosunki hipsometryczne, jak i układ sieci rzecznej wskazują, że zaszedł tu kaptaż na korzyść Mierzawy [6]. Druga taka martwa dolina znajduje się na północny wschód od Szczekocin, w przedłużeniu ku wschodowi doliny Krztyni do doliny Białej Nidy.

Na niektóre z tych faktów zwrócił już swego czasu uwagę L e n c e w i c z [20] pisząc: „Mierzawa i Biała Nida zataczają tu łuki z zachodu na wschód, skierowane wklęsłościami ku południowi. Łuk Białej Nidy był pierwotnie bardziej jeszcze wyraźny. Oto górna Pilica odpływała do niej pod Szczekocinami i dopiero później przyłączyła się do swego dorzecza, co zdarzyło się już w czasach polodowcowych”. Dolina Pilicy jest otwarta również od Kuźnicy, przez Michałów do Zwleczy.

Na dotychczas omawianym odcinku dolina Pilicy oprócz terasy zalewowej ma trzy terasy akumulacyjne o wysokościach względnych 4, 7—8 i 10—11 m [39]. Dwie górne terasy nie towarzyszą Pilicy poniżej Koniecpola, ale powierzchniami starych dolin kierują się prosto na północ do Garnka i Gidel, gdzie łączą się z terasami Warty. Obecny górny odcinek Pilicy według R ó ż y c k i e g o [39] stosunkowo jeszcze niedawno był jednym z dopływów Warty, a w starszych fazach rozwoju sieci rzecznej łączył się z Nidą. W omawianej strefie jest wiele martwych, zawieszonych i porzuconych dolin wskazujących na liczne zmiany kierunków płynięcia większych i mniejszych rzek. Czas, w którym odbywały się te przeciągnięcia, przypada według R ó ż y c k i e g o na okres po utworzeniu się 8-metrowej terasy Pilicy. Jej akumulacja, jak sądzi ten autor z występujących na jej powierzchni krioturbacji, zakończyła się w czasie ostatniego zlodowacenia, a więc wiek większości tych zmian kierunków rzek byłby postglacjalny [39].

Między Koniecpolem a Chrząstowem dolina Pilicy zwęża się. Odcinek ten ma cechy doliny przełomowej. Poniżej Koniecpola spadek w rzece wynosi około 1‰. Pilica płynie płytką doliną z zaznaczającymi się terasami wyścielonymi holocenijskimi madami i torfami. Odcinek Pilicy między Koniecpolem a Przedborzem nie jest zgodny ani z upadem warstw, ani z nachyleniem starych powierzchni gradacyjnych. Również obecny układ odwodnienia w wielu miejscach nie jest zgodny z układem doliny kopalnej. Dno Pilicy przy ujściu do niej rzeki Czarnej znajduje się na wysokości 202 m n.p.m.

Lewe dopływy Pilicy oraz Krztynia z Białką są rzekami spływającymi konsekwentnie z Wyżyny Częstochowskiej na wschód. Łączy się z nimi rzeka Żebrówka [32] płynąca doliną subsekwentną. Drugie takie subsekwentne obniżenie, skierowane na północny zachód, ciągnie się przed czołem środkowej i północnej części Progu Lelowskiego. Doliną tą od Wygiełzowa do Turzyna i od Staromieścia do Teodorowa płynęła jeszcze stosunkowo niedawno rzeczka stanowiąca dawniej prawy dopływ Wierci cy [38]. Obecny górny jej bieg został przeciągnięty przez Białkę Lelowską, środkowy zaś, pozbawiany dopływów, pozostał w formie martwej doliny. Dodać należy, że za poglądem tym dodatkowo przemawia istnienie wyraźnego przełomu Białki Lelowskiej między Lelowem a Białą Wielką. Stwarza on duży kontrast między charakterem doliny przed przełomem a odmłodzoną rzeźbą w przełomie.

Sieć dolinna badanego obszaru ma więc szereg osobliwych cech. Należą do nich:

- załamanie spadków w dnach dolin [16],
- częste dysproporcje między szerokością doliny a ilością płynącej w niej wody (bardzo szeroka dolina, mały ciek),
- kolana dolinne,
- istnienie opuszczonych dolin,
- młode przełomy rzeczne,
- zwężenia i rozszerzenia dolinne, nie uwarunkowane strukturą,
- krzyżowanie się sieci dolin konsekwentnych i subsekwentnych,
- działy wód nie biegają najwyższymi wzniesieniami terenu, lecz przekraczają niejednokrotnie w poprzek stare doliny i obniżenia,
- częsty brak zgodności układu dolin kopalnych z obecnymi kierunkami odwodnienia.

Fakty powyższe świadczą o tym, że sieć rzeczna badanego obszaru — nim stworzyła obecny układ, przeszła bardzo długą i złożoną drogę ewolucji, dokonującą się w różnych okresach trzeciorzędu i plejstocenu, a nawet w holocenie.

Na badanym terenie nie rozpoznano dotychczas żadnych utworów trzeciorzędowych, a poziom stratygraficzny utworów czwartorzędowych,

jeszcze nie wszystkich, jest całkiem jasny. Rekonstruując fazy zmian układ dolin brano pod uwagę wyniki badań paleogeograficznych w Polsce południowej [1, 13], uwzględniając też ruchy tektoniczne tej części Polski w trzeciorzędzie [4]. Opierano się na wynikach badań nad wiekiem poziomów zrównań na obszarach przyległych [2, 3, 5, 9, 13, 15, 34, 46] i na badanym terenie [30]. Uwzględniano wreszcie układ i przebieg dolin kopalnych oraz teras rzecznych w stosunku do osadów glacialnych.

FAZY ZMIAN UKŁADU DOLIN W TRZECIORZĘDZIE

Rozwój rzeźby erozyjnej na badanym obszarze rozpoczął się w mastrychcie w ślad za ustępującym morzem kredowym. Jakie były kierunki odwodnienia, które doprowadziły do powstania powierzchni zrównania w poziomie wierzchowinowym? Na pytanie to trudno odpowiedzieć ze względu na brak utworów korelatywnych oraz na późniejsze ruchy podnoszące, którym podlegała od oligocenu paleogeńska powierzchnia zrównania na Wyżynie Śląsko-Małopolskiej [13]. O poziomie tym wiemy, że była to powierzchnia destrukcyjna, ścinająca monoklinalnie ułożone utwory o różnej odporności. Największe natężenie ruchów przypada na miocen [4], kiedy to zostały podniesione Góry Świętokrzyskie i Wyżyna Krakowsko-Częstochowska. Obszar Niecki Nidziańskiej został wgięty tak, że od południa objęła je zatoka morza tortońskiego.

W czasie tak nierównomiernego dźwigania powierzchni rozwinęły się najstarsze — obecnie obserwowane — kierunki dolin konsekwentnych, rzek spływających z Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Gór Świętokrzyskich do środka Niecki Nidziańskiej. Jak wskazuje na to pochylenie średniego poziomu, powstała wówczas pra-Pilica w samym równoleżnikowym odcinku od źródeł do Żarnowca i dalej na wschód do Mierzawy. Rzeka ta wykorzystywała na znacznych odcinkach dyslokację tektoniczną. Również na linii uskoku, zgodnie z nachyleniem powierzchni inicjalnej, płynęła pra-Krztynia. Łączyła się ona z konsekwentną doliną Białej Nidy, tworząc jedną rzekę. Pra-Krztynia z pra-Nidą Białą oraz pra-Pilica z pra-Mierzawą i zapewne innymi jeszcze rzekami konsekwentnymi łączyły się w jedną rzekę, skierowaną na południe do zatoki morza miocenijskiego (ryc. 14).

Północna część Niecki Nidziańskiej była pochylona w stronę obniżenia miocenijskiego, położonego na północny zachód od Radomska [1]. W tym też kierunku podążała pra-Wiercica, zbierająca wody z północno-wschodniej części Wyżyny Częstochowskiej, oraz — być może — pra-Czarna, która płynie z Gór Świętokrzyskich.

Po okresie nasuwania się Karpat, na wale metakarpackim, na nowym systemie pęknięć, szczelin [24] i wychodni mało odpornych utworów rozwijała się nowa sieć rzeczna, która w kolejnej fazie swojego rozwoju nawiązywała do struktury. Na mniej odpornych utworach rozwijały się



Ryc. 14. Najstarsze kierunki odwodnienia (miocen)

Oldest drainage directions (Miocene)



Ryc. 15. Układ sieci rzecznej w fazie rozwoju sieci subsekwentnej

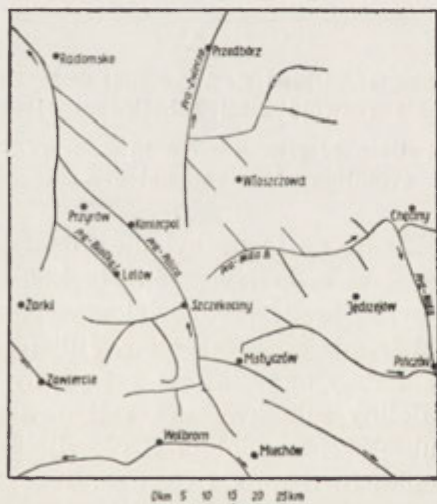
Pattern of river system in stage of evolution of subsequent system

doliny subsekwentne. Ich rozwój, jak wskazuje na to pochylenie niższego poziomu, dokonywał się od północnego wschodu [ryc. 15]. Na kontakcie jury z kredą w piaszczystych utworach kredy środkowej powstała dolina subsekwentna A ciągnąca się od Irządz poprzez Łelów, Juliankę i dalej na północny zachód do Garnka. Przyjmowała ona z Wyżyny Częstochowskiej i Wieluńskiej mniejsze doliny subsekwentne, skierowane z zachodu na wschód. Druga taka subsekwentna dolina B rozwijała się od Szczekocin do Koniecpola w kierunku Św. Anny i Garnka. Trzecia C na linii Soborzyce—Zawada, oraz równoległa do niej dolina D na linii Sekursko—Gidle. Pra-Czarna podążała prawdopodobnie w dalszym ciągu na zachód w kierunku miocenijskiej zatoki Radomska.

W tym okresie konsekwentny kierunek pra-Krztyń i pra-Nidy Białej utrzymywał się nadal. Tylko w górnej części dorzecza rozwijała się subsekwentna sieć skierowana na północny zachód. Były to: pra-Żebrowka i pra-Pilica na odcinku Szczekocin—Żarnowiec z pra-Uniejówką. Uległ więc zanikowi konsekwentny odcinek pra-Pilicy na wschód od Żarnowca, a na jego miejsce powstała z czasem subsekwentna dolina

pra-Mierzawy Mstyczowskiej, skierowanej do subsekwentnej pra-Pilicy. Czas, w którym dokonywały się przedstawione tu zmiany, można określić względnie. Są one młodsze od powierzchni zrównania wierzchowinowego, a starsze od okresu, w którym nastąpiło głębokie rozcięcie wszystkich kopalnych dziś dolin na wyżynie. Okresem synchronicznym owych zmian, przez analogię do innych obszarów wyżyny, może być górny miocen i dolny pliocen.

W miocen zaczęły się formować progi strukturalno-denudacyjne [13]. Zwiększały się również wysokości względne między poziomem wierzchowinowym a dnami obniżeń subsekwentnych. Prowadziło to do rozwoju szerokich obniżeń, często kotlinnych, między progami. Ich skalne dna położone były na różnych wysokościach. W związku z rodańską fazą ruchów górotwórczych nastąpiło nierównomierne, skośne podniesienie obszaru Polski południowej do mniej więcej dzisiejszej wysokości [13]. W związku z tym rzeki wyżyny wcięły się głęboko. Wcięcie to obserwujemy we wszystkich dolinach. Jednocześnie poprzez erozję wsteczną dokonywał się dalszy rozwój dolin subsekwentnych. Nastąpiło wówczas przerwanie spływu wód Krztyni i górnej Pilicy do Białej Nidy i utworzyła się oś subsekwentnej doliny pra-Pilicy łączącej Uniejówkę, Pilicę od Żarnowca do Koniecpola i dalej na północny zachód do Garnka i Gidel (ryc. 16) — tak, jak to znaczy A r e Ń [1] na mapie paleograficznej pliocenu.



Ryc. 16. Kierunki odwodnienia w okresie poprzedzającym zlodowacenie krakowskie

Directions of drainage in period preceding Cracovian Glaciation

W związku z wytworzeniem się przełomu Wisły przez wyżyny Polski południowej [49] oraz z głębokim wcięciem się Wisły baza erozyjna rzek spływających na północny wschód znalazła się najniżej. Jak świadczy o tym głębokie rozcięcie najniższego poziomu gradacyjnego, spowodowało to dodatkowo intensywną erozję wsteczną rzeki z kierunku obecnej dolnej Pilicy i uformowanie się tą drogą systemu rzeczno pra-Zwleczy. Żywa erozja wgłę-

ębna doprowadziła również do rozwoju dolinek subsekwentnych rozcinających Płaskowyż Jędrzejowski, a skierowanych do konsekwentnej doliny Białej Nidy.

Przed nastaniem plejstocenu dominowała tu więc subsekwentna sieć dolin głównych oraz przetrwałe odcinki sieci konsekwentnej (ryc. 16). Głębokie wcięcie dolin spowodowało wyraźne odmłodzenie rzeźby. Badany obszar, tak jak obecnie, był odwadniany w trzech kierunkach. Największe było dorzecze pra-Pilicy, ale nie w obecnym jej układzie, lecz skierowane od Koniecpola na północny zachód, w kierunku Garnka i Gidel. Taką odmłodzoną rzeźbę o kierunkach wyżej przedstawionych odziedziczył w spadku okres czwartorzędowy.

FAZY ZMIAN UKŁADU DOLIN W PLEJSTOCENIE

W dnach preglacjalnych dolin, na północ i wschód od Przyrowa i Koniecpola, Różycki [39] stwierdził obecność serii staroplejstocenijskiej, poprzedzającej transgresję lodowców z północy oraz utwory zlodowacenia krakowskiego. Wielki interglacjał zaznaczył się silną erozją, która zniszczyła dolną glinę morenową, oraz osadami rzecznyymi z warstwowaniem wskazującym na odpływ wód ku północnemu zachodowi [39]. Najstarsze zlodowacenie nie spowodowało prawdopodobnie na tym terenie długotrwałych zmian w dotychczasowym układzie rzeczny. Po ustąpieniu lodowca rzeki wróciły ponownie do swych głęboko wciętych dolin, zachowując pierwotny kierunek spływu wód.

W glacialu środkowopolskim czoło lodowca obejmowało badany teren w dwu fazach postojowych, to jest w stadium zasięgu maksymalnego i w fazie recesyjnej [30]. Na interesującym nas terenie zbierały się więc wody ekstraglacialne i proglacialne, tworzyły się zastoiska i przelewały się obniżeniami do jedyne go kierunku odpływu, jakim był wówczas system Nidy. Okres ten w ewolucji kierunków odwodnienia miał wielkie znaczenie i zostanie omówiony bardziej szczegółowo.

Starsze stadiały środkowopolskiego zlodowacenia, jak również starsze fazy stadiału maksymalnego zaznaczyły się według Czarnika [2] akumulacją serii A i B w dnach dolin. Łądocół ten w swoim maksymalnym zasięgu na Wyżynie Częstochowskiej zatrzymał się na czas dłuższy na linii Olsztyn, Ciecierzyn, Piasek [39, 41]. Dalej na wschód dotarł niewątpliwie do Zalesic, skąd pochodzi Różyckiego [36] opis dyslokacji glacitektonicznych. W czasie nasuwania się lodowca zlodowacenia środkowopolskiego (ryc. 17) został zabarykadowany górny odcinek Wierci cy wraz z subsekwentnym obniżeniem przed czołem Progu Lelowskiego. Wody proglacialne, jak i wody rzek spływających z Wyżyny Częstochowskiej, utworzyły jezioro zastoiskowe. Wypełniało ono subsekwentne obniżenie pra-Białki Lelowskiej. Na jego dnie osadzały się — stwierdzone w otworach wiertniczych — łyły, muły i piaski, a w stożkach na-

plywowych przy wylocie dolinek z Wyżyny Częstochowskiej piaski i żwiry. Miąższość tej serii akumulacyjnej przekracza w wielu miejscach 20 m. Wody zastoiska w początkowym okresie nie miały żadnego odpływu, ograniczały je bowiem od wschodu i zachodu progi strukturalno-denudacyjne, od południa lej źródłowy doliny Białki Lelowskiej, a od północy wody były podparte przez czoło lodowca. Spiętrzone wody szukały sobie ujścia. Znalazły go w kierunku wschodnim, koło Lelowa. Próg Lelowski jest tam przecięty uskokiem. W tej strefie ułatwionej filtracji



Ryc. 17. Kierunki odpływu wód podczas nasuwania się czoła lądolodu środkowopolskiego — etap I

Directions of drainage during transgression of front of Middle-Polish Glaciation — Stage I



Ryc. 18. Kierunki odpływu wód podczas nasuwania się czoła lądolodu środkowopolskiego — etap II

Directions of drainage during transgression of front of Middle-Polish Glaciation — Stage II

wody istniało nieznaczne obniżenie powierzchni progowej. Wykorzystały ją wody zastoiska, przelewając się do drugiego zbiornika zastoiskowego. Na wschód od Progu Lelowskiego w subsekwentnej dolinie pra-Pilicy stwierdzono bowiem również ily zastoiskowe na wysokości 262 m n.p.m. W miarę posuwania się czoła lodowca stadium maksymalnego [7] rosła wysokość piętrzenia. Już nie tylko w dolinach, ale i na niższym poziomie gradacyjnym, koło Celin i Szczekocin osadzały się w zastoisku muły i ily wyrwowe [30]. Wody tego zastoiska odpływały preglacjalną doliną pra-Nidy Białej na wschód. Transgredujący wciąż na południe Niecki Nidziańskiej, jezior lodowcowy wkroczył stopniowo na utwory zastoiskowe w Celinach, a później i w Szczekocinach, o czym świadczy pozostawiona na nich morena [30]. Przepływ doliną Białej Nidy został

przerwany wkroczeniem lądolodu, a spiętrzone wody górnej pra-Pilicy, pra-Uniejówki i pra-Mierzawy Mstyczowskiej przelały się pod Mierzawą, w poziomie 270 m n.p.m., do doliny Mierzawy Sędziszowskiej (ryc. 18).

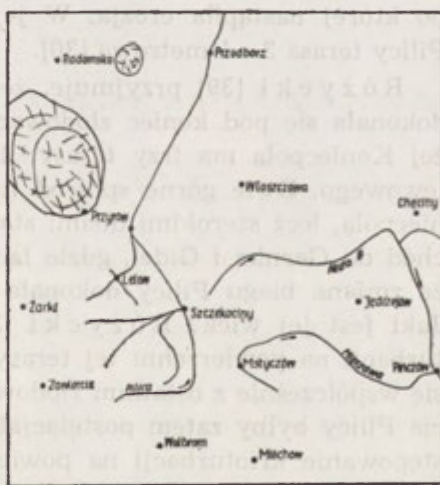
Maksymalny zasięg zlodowacenia środkowopolskiego w Niece Nidy nie zaznaczył się formami, lecz ma jedynie odzwierciedlenie w osadach. W okresie recesji czoło lodowca zatrzymało się dłużej na linii wyznaczonej morenami czołowymi ciągnącymi się równolegle do biegu Pilicy, na jej lewym brzegu, na północ od Koniecpola (ryc. 19). Przed czołem lodowca wytworzyło się rozległe jezioro zastoiskowe, powstałe przez spiętrzenie wód Warty i Pilicy oraz wód proglacialnych. W zastoisku na północ od Koniecpola wytworzyły się osady piasków poziomo warstwowych [2].

Rzeka Pilica na odcinku Koniecpol—Przedbórz była prawdopodobnie przez jakiś czas rzeką marginalną, prowadzącą wody roztopowe na południe do jeziora zastoiskowego. Przelew Białki Lelowskiej przez Próg Lelowski utrzymywał się w dalszym ciągu. Nie wróciła już do Pilicy Mierzawa Mstyczowska. Skutkiem podparcia doliny Pilicy, baza erozyjna Mierzawy Mstyczowskiej położona była niżej i rzeka ta poniżej Mstyczowa erodowała nawet skalne dno. Odpływem głównym z zastoiska był



Ryc. 19. Układ sieci dolin i kierunki odpływu wód w fazie recesyjnej zlodowacenia środkowopolskiego

Pattern of valley system and of directions of drainage during recession stage of Middle-Polish Glaciation



Ryc. 20. Układ sieci dolin i kierunki odwodnienia w czasie deglacjacji lodowca środkowopolskiego

Pattern of valley system and of directions of drainage during deglaciation of Middle-Polish ice sheet

jednak odpływ od Szczekocin w kierunku wschodnim, do Białej Nidy i dalej na południe — rzeką Nidą. Jak udowodnił to Klim ek [15], ładolód zlodowacenia środkowopolskiego w sąsiednim terenie wyżynnym rozpadał się arealnie na bryły martwego lodu. R ó ż y c k i [41] znaczący jedną z takich brył martwego lodu w kotlinie Garnek—Gidele. Tamowała ona swobodny odpływ wód dawną doliną pra-Pilicy na północny zachód (ryc. 20). Pilica — nie mogąc płynąć na północny zachód — od Koniecpola skierowała się na północny wschód, wykorzystując obniżenia i fragmenty dolin na przedpolu moren czołowych, pozostawionych po lewej stronie tego odcinka rzeki. Pilica pod Szczekocinami opuściła Białą Nidę i powróciła do swojej doliny skierowanej do Koniecpola. Czas i zdarzenia, które nastąpiły później, utrwaliły jedynie ten układ odwodnienia, który ukształtował się w obecnej postaci zasadniczo podczas zlodowacenia środkowopolskiego.

W interglacjale eemskim rzeki wcięły się głęboko, tak że Białka Lełowska w związku z obniżeniem bazy erozyjnej rozcięła skalne dno tworząc przełom między Lełowem a Białą Wielką [30]. Podobnie Pilica między Koniecpolem a Chrzastowem rozcięła w tym interglacjale skalne dno. Poniżej Koniecpola rozcięcie to doszło do poziomu 214—216 m n.p.m. [2]. Glacjał bałtycki zaznaczył się ponowną akumulacją, po której nastąpiła erozja. W jej wyniku wytworzyła się w dorzeczu Pilicy terasa 3—4-metrowa [30].

R ó ż y c k i [39] przyjmuje, że zmiana biegu Pilicy koło Koniecpola dokonała się pod koniec zlodowacenia bałtyckiego. Dolina Pilicy powyżej Koniecpola ma trzy terasy: 4, 7—8, 10—11 m, oprócz poziomu zalewowego. Dwie górne spośród nich nie towarzyszą Pilicy poniżej Koniecpola, lecz szerokimi dnami starych dolin kierują się na północny zachód do Garnka i Gidel, gdzie łączą się z terasami Warty. Świadczy to, że zmiana biegu Pilicy dokonała się tu po utworzeniu terasy 7—8 m. Jaki jest jej wiek? R ó ż y c k i [39] na podstawie występujących krioturbacji na powierzchni tej terasy uważa, że akumulacja jej zakończyła się współcześnie z ostatnim zlodowaceniem. Wiek zmian kierunku płynięcia Pilicy byłby zatem postglacjalny. Ale nasuwają się wątpliwości. Występowanie krioturbacji na powierzchni terasy 8-metrowej nie wystarcza jeszcze do określenia jej wieku na ostatni glacjał. Formy krioturbacyjne są w tym terenie zjawiskiem pospolitym. Występują na podłożu różnowiekowym, nie wyłączając utworów kredowych, w których są najbardziej pospolite [31]. Krioturbacje z okresu zlodowacenia bałtyckiego mogły tu więc powstawać na powierzchni terasy starszej, środkowopolskiej. Koło Bonowic, na zachód od Szczekocin, na 2—3-metrowej terasie Krztyni stwierdzono i opisano [30, 31] struktury po klinach mroźnych. Terasa ta koresponduje z 4-metrową terasą Pilicy poniżej Szcze-

kocin. A więc nie tylko wyższa terasa, ale również powierzchnia tej terasy była już wystawiona na działanie procesów peryglacialnych w czasie zlodowacenia bałtyckiego. Obecność 4-metrowej terasy w dolinie Pilicy poniżej Koniecpola świadczy, że Pilica już wówczas tędy płynęła.

Za starszym, ze schyłkowej fazy zlodowacenia środkowopolskiego, wiekiem zmiany biegu Pilicy między Koniecpolem a Chrzastowem przemawia również i ten jeszcze fakt, że skalne dno Pilicy między Koniecpolem a Chrzastowem znajduje się o przeszło 11 m poniżej obecnego dna rzeki [17]. Świadczy to, że w podłożu skalnym istnieje tutaj kopalna dolina, później jednak akumulacyjnie wypełniona. Określając wiek tych zmian układu sieci rzecznej na zlodowacenie środkowopolskie rozumiemy, że wycięcie tej doliny nastąpiło w okresie interstadiału eemskiego, a wypełnienie jej — podczas glaciału bałtyckiego. Przyjęcie postglacialnego wieku dla tych zmian, jak to czyni Różycki [39], nie tłumaczy, kiedy i dlaczego w okresie postglacialnym Pilica poniżej Koniecpola najpierw wcięła się do głębokości poniżej 215 m n.p.m., to jest poniżej obecnego dna, a następnie — kiedy i dlaczego nastąpiła tak silna akumulacja.

Reasumując należy stwierdzić, że obecny układ sieci rzecznej w tej części Wyżyny Małopolskiej jest wynikiem licznych zmian, które dokonały się tu od okresu górnej kredy do obecnych czasów. Najstarszy kierunek odwodnienia stanowią doliny konsekwentne, skierowane do osi Niecki Nidziańskiej. Są to doliny: Wiercicy na odcinku od źródeł do Julianki, lewe dopływy Białki Lelowskiej, płynące od Ślęzan i Sokolnik, Biała (południowa) z Krztynią, Pilica od źródeł do Żarnowca, Biała Nida oraz małe dolinki, bez stałych cieków, spływające z Wyżyny Częstochowskiej i Wieluńskiej na wschód i północny wschód. Kierunki tego odwodnienia mają założenia miocénskie, a może jeszcze starsze. Później sieć rzeczna rozwijała się w nawiązaniu do struktury. Doliny subsekwentne mają kierunek z południowego wschodu na północny zachód, to jest równoległy do osi Niecki Nidziańskiej. Rzekami subsekwentnymi są: Białka Lelowska na odcinku od źródeł do Lelowa, prawy dopływ Wiercicy uchodzący do niej koło Julianki, Żebrówka na odcinku od źródeł do Kaszczora, Chlinka, Uniejówka, Pilica na odcinku od Żarnowca do Koniecpola oraz inne, drobniejsze rzeczki. Rozwój sieci subsekwentnej dokonywał się stopniowo, drogą przeciągnięć i kaptaży, ale do glaciału krakowskiego nie dokonało się jeszcze pełne przeorganizowanie sieci na subsekwentną.

Pleystoceńskie zmiany sieci rzecznej były tu bardzo znaczne, a te które do dziś są widoczne, były związane przede wszystkim z lądolodem środkowopolskim, którego czoło przechodziło przez badany teren i zmu-

szało rzeki do zmiany kierunków biegu w związku z zatamowaniem odpływu ku północy. Niektóre z tych zmian były tylko okresowe, np. przepływ Pilicy do Białej Nidy; inne natomiast utrwaliły się w okresach późniejszych, czemu sprzyjało znaczne zasypanie obniżen dolinnych. Należy do nich przełom przelewowy Białki Lelowskiej przez próg kredowy między Lelowem a Białą Wielką, zmiana kierunku biegu Pilicy pod Koniecpolem i zmiana kierunku Mierzawy Mstyczowskiej.

LITERATURA

- [1] Areń B., 1957. Trzeciorzęd. Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Inst. Geol., nr 11, Warszawa.
- [2] Czarnik J., 1966. Stratygrafia czwartorzędu północnych okolic Koniecpola nad Pilicą. Acta Geol. Polon., vol. 3.
- [3] Drzał M., 1954. Morfologia dorzecza Prądnika. Ochrona Przyrody, t. 22, Kraków.
- [4] Dżułyński S., 1953. Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. Acta Geol. Polon., vol. 3.
- [5] Dżułyński S., Henkiel A., Klimek K., Pokorny J., 1966. Rozwój rzeźby dolinnej południowej części Wyżyny Krakowskiej. Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 36, Kraków.
- [6] Flis J., 1956. Szkic fizyczno-geograficzny Niecki Nidziańskiej. Czas. geogr., t. 27.
- [7] Galon R., Roszkówna L., 1967. Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. Czwartorzęd Polski, Warszawa.
- [8] Gilewska S., 1958. Rozwój geomorfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. IG PAN, Prace geogr., nr 13.
- [9] Gilewska S., 1963. Rzeźba progu środkowotriasowego w okolicy Będzina. IG PAN, Prace geogr., nr 44.
- [10] Gilewska S., Klimek K., 1967. Dotychczasowy stan znajomości czwartorzędu Wyżyny Śląskiej. Czwartorzęd Polski, Warszawa.
- [11] Jurkiewicz H., 1965. Problemy strukturalne Niecki Nidy i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz możliwości występowania na tych obszarach ropy naftowej i gazu. Przegl. geol., nr 8.
- [12] Klimaszewski M., 1952. Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. PIG Biul., 65.
- [13] Klimaszewski M., 1958. Rozwój morfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym. Przegl. geogr., t. 30, z. 3.
- [14] Klimek K., 1961. Morfologia przełomu Warty przez próg górnojurajski koło Częstochowy. Przegl. geogr., t. 33, z. 3.
- [15] Klimek K., 1966. Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. IG PAN, Prace geogr., nr 53.
- [16] Kołodziejska M., 1931. Doliny rzek Wyżyny Małopolskiej. Prace geogr., nr 14, Lwów.
- [17] Koroniewicz P., Rehbindler B., 1913. Geologiczneskije issledowanija wdol Gierby-Kieleckoj żeleznoj dorogi na uczastkie Gierby—Koniecpol w 1909—1911 g. Izw. Geol., Kom. 3.

- [18] Kowalski W. C., 1948. Szkic geologiczny utworów kredowych w okolicy Solcy. *PIG Biul.*, 51.
- [19] Lamparski Z., 1961. Udział materiału lokalnego w zespole głazowym form akumulacji czołowomorenowej w końcowej strefie zlodowacenia środkowopolskiego. *Prace o plejstocenie Polski Środkowej*, t. 1, Warszawa.
- [20] Lencewicz S., 1937. Polska. Wielka Geografia Powszechna.
- [21] Lewiński J., 1912. Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych wzdłuż linii kolejowej Herby—Kielce. *Spraw. Tow. Nauk.*, Warszawa.
- [22] Lindner L., 1967. Lessy dorzecza Uniejówki. *Acta Geol. Polon.*, vol. 17.
- [23] Łuniewski A., 1947. Z geologii okolic Radomska. *PIG Biul.*, 38.
- [24] Malicki A., 1947. Spękania kredy w górnym dorzeczu Nidy. *Annales UMCS*, t. 2.
- [25] Milthers V., Milthers K., 1938. Rozmieszczenie niektórych ważnych skandynawskich narzutników na Niżu Polskim. *PIG Biul.*, nr 5.
- [26] Mossoczy Z., 1955. Preglacjalna dolina górnej Warty. *Przegl. geol.*
- [27] Niklewski J., 1966. Plejstoceński profil pyłkowy z okolic Koniecpola nad Pilicą. *Acta Geol. Polon.*, vol. 16.
- [28] Nowak W. A., 1964. Z morfologii kredowych progów strukturalnych zachodniej części Wyżyny Małopolskiej. *Roczn. nauk. dydak. WSP*, t. 22, Kraków.
- [29] Nowak W. A., 1965. Rzeźba progu kredowego w Niece Nidziańskiej. *Czas. geogr.*, t. 36.
- [30] Nowak W. A., 1967. Studium nad morfogenezą północno-zachodniej części Niecki Nidziańskiej. *Rękop.*, Kraków.
- [31] Nowak W. A., 1968. Zaburzenia mrozowe w utworach kredowych północnej części Niecki Nidziańskiej. *Roczn. nauk. dydak. WSP*, t. 30, Kraków.
- [32] Nowak W. A., Pydziński B., 1968. Dorzecze Żebrówki jako przykład stonsunków wodnych na pograniczu Wyżyny Częstochowskiej i Niecki Nidziańskiej. *Roczn. nauk. dydak. WSP*, t. 30, Kraków.
- [33] Pożaryski W., 1962. Kreda. *Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne*. *Inst. Geol.*, nr. 10, Warszawa.
- [34] Radłowska C., 1963. Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *IG PAN, Prace geogr.* nr 38.
- [35] Radłowska C., 1967. Elementy rzeźby podczwartorzędowej w Górach Świętokrzyskich. *Przegl. geogr.*, t. 9, z. 3.
- [36] Różycki S. Z., 1934. Stratygrafia kredy i dyslokacje dyluwialne w okolicy st. Złoty Potok. *Posiedz. nauk. PIG*, nr 38, Warszawa.
- [37] Różycki S. Z., 1937. Alb, cenoman i turon w okolicy st. Złoty Potok. *Sprawozd. PIG*, t. 9.
- [38] Różycki S. Z., 1938. Stratygrafia i tektonika kredy w okolicach Lelowa. *Posiedz. nauk. PIG*, nr 48, Warszawa.
- [39] Różycki S. Z., 1960. Czwartorzęd regionu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów. *Przegl. geol.*, nr 8.
- [40] Różycki S. Z., 1965. Traits principaux de la stratigraphie et de la paleomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire. *Report of the VII INQUA 1961*, vol. I, Plenary sessions, Łódź.
- [41] Różycki S. Z., 1967. *Plejstocen Polski Środkowej*, Warszawa.
- [42] Różycki S. Z., Lamparski Z., 1967. Kierunki ruchu lodu w czasie transgresji zlodowacenia środkowopolskiego w północnej części Jury Polskiej. *Acta Geol. Polon.*, vol. 17, z. 3.

- [43] Rühle W., 1957. Mapa miąższości utworów czwartorzędowych Polski. Atlas geologiczny Polski 1:1 000 000, tabl. 8, Inst. Geol., Warszawa.
- [44] Rühle E., Sokołowska M., 1957. Mapa utworów czwartorzędowych Polski. Atlas geologiczny Polski 1:1 000 000, tabl. 2, Inst. Geol., Warszawa.
- [45] Rühle E., 1967. Podłoże czwartorzędu i jego wpływ na rozmieszczenie i charakter osadów czwartorzędowych w Polsce. Czwartorzęd Polski, Warszawa.
- [46] Ruszczyńska H., 1961. Przedplejstocieńskie powierzchnie gradacyjne i stratygrafia osadów czwartorzędowych w dorzeczu Uniejówki. Prace o plejstocenie Polski Środkowej, t. 1, Warszawa.
- [47] Samsonowicz J., 1922. Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą. Sprawozd. PIG, t. 1, z. 4/6.
- [48] Sawicki L., 1921. Wiadomości o środkowopolskiej morenie czołowej. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAN Ser. 3, t. 21, Dz. A.
- [49] Sawicki L., 1925. Przełom Wisły przez Średniogórze Polskie, Kraków.
- [50] Sujkowski Z., 1926. O utworach jurajskich, kredowych i czwartorzędowych okolic Wolbromia. Sprawozd. PIG., t. 3.
- [51] Sujkowski Z., 1934. Skąły kredowe między miastami Pilica i Szczekociny. Sprawozd. PIG., t. 8.
- [52] Walczak W., 1956. Czwartorzęd i morfologia południowej części Jury Krakowskiej. IG Biul., 100.
- [53] Znosko J., 1960. Tektonika obszaru częstochowskiego. Przegl. geol., nr 8.

Владыслав А. НОВАК

ПОДЧЕТВЕРТИЧНЫЙ РЕЛЬЕФ И ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМЫ ДОЛИННОЙ СЕТИ В СЕВЕРОЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МАЛОПОЛЬСКОГО ПЛАТО

РЕЗЮМЕ

Центральная часть северного участка Малопольского плато находящаяся в пределах бассейна рек Вертицы, верхнего течения Пилицы и Белой Нида а также Межавы, расположена на высоте от 200 до 450 м над уровнем моря. В рельефе этой центральной части наблюдаются увалы сложенные отложениями мелового возраста, у которых часто характер денудационных уступов. Они незначительно приподняты над обширными равнинами, сложенными аккумулятивными отложениями плейстоценового возраста. Четвертичные образования маскируют ископаемый рельеф характеризующийся большим разнообразием, выработанный в горных породах юрского и мелового возраста.

Реконструкция подчетвертичного рельефа проводилась на основе около 1 400 буровых скважин, 1 200 профилей колодцев и ряда шурфов для столбов линии высокого напряжения, для стройки мостов и т. п.

Этот рельеф представлен автором при помощи изогипс нарисованных каждые 10 метров на основе карты в масштабе 1 : 100 000 (рис. 2). Эта карта вместе с палеогеоморфологическими профилями (рис. 3—12) являлась основой пространственной интерпретации прикрытой кровли мезозойских образований а также и некоторых событияи в четвертичное время.

У воспроизведенного таким образом доледникового рельефа большие различия высот доходящие по местам даже до 100 м. относительной высоты. Основными его элементами являются ископаемые долины и междолинные плато. Этот рельеф зависит в большой степени от структуры местности и у него все признаки рельефа структурных уступов. Главные понижения территории, протягивающиеся с северо-запада на юго-восток являются субсеквентными долинами, а их восточные склоны — это фронтальные участки структурно-денудационных уступов. Междолинные плато являются поверхностями уступов и у них характер деструкционных поверхностей. В пределах плато наблюдаются две градационные поверхности разделенные уступом высотой в 20—50 м. Эти обе поверхности имеют уклон к северо-западу. У поверхности расположенной на более низком уровне характер педиплены. Эти поверхности расчле-

няют узкие, глубоко врезуемые долины с крытыми склонами. Они свидетельствуют о том, что непосредственно перел фазой процессов четвертичной аккумуляции наступило омоложение рельефа. Мощность четвертичных отложений в осях долин как правило не больше 30 метров. Долины выполнены песками и торфом. Они являются доводом существования главных происшествий в четвертичное время на этой территории и свидетельствуют о двухкратном посещении ледником этой территории в плейстоценовое время. Эти факты а также расположение более древних градационных поверхностей и ископаемых долин являлись основой, на которой проводились рассуждения по этапам развития долинной сети в послемеловое время. Автор настоящей статьи представил результаты этих соображений на палеогеографических картах (рис. 13—20).

Современная система речной сети является результатом многочисленных изменений, которые совершались начиная с верхнемелового времени. Консеквентные направления долин на приподнятой палеогеновой поверхности в неогеновое время постепенно замирали а более устойчивыми являлись долины приспособленные к структуре местности. Но до Краковского оледенения не осуществилась еще полная реорганизация речной сети в субсеквентную.

Современная система речной сети не совпадает во многих местах с системой ископаемых долин. Плейстоценовые изменения речной сети были здесь очень значительными, а устойчивые следы этих изменений связаны главным образом со среднепольским оледенением. В то время фронтальная часть остановившегося ледника заставляла реки менять направление стока, так как сток к северу был задержан ледником. Некоторые из этих изменений являлись только периодическими, в то время как другие закрепились в более позднее время.

Włodysław A. NOWAK

THE SUB-QUATERNARY RELIEF AND THE EVOLUTION OF THE VALLEY SYSTEM IN THE NORTH-CENTRAL PART OF THE MAŁOPOLSKA UPLAND

SUMMARY

The north-central part of the Małopolska Upland represents part of the drainage basin of the Wiercica and the upper Pilica rivers, and of the upper Biała Nida and the Mierzawa rivers; its elevation ranges from 200 to 450 m a.s.l. The relief of this area contains longitudinal Calcareous humps which often bear the features of denudation escarpments and which rise slightly above the extensive plain of Pleistocene accumulation. The Quaternary deposits are mantled by a variegated fossil relief developed in Jurassic and Cretaceous rocks.

The author reconstructed the Sub-Quaternary relief using as basis some 1400 bore holes, 1200 well profiles, and a number of pits excavated for setting high-tension transmission poles, bridge foundations, etc. He shows the relief by contour lines of 10 m intervals, entered on the 1:100 000 map (Fig. 2). This map, together with a number of palaeogeomorphological profiles (Figs. 3—12), served him as basis for his spatial interpretation of the mantled top surface of the Mesozoic sediments, as well as of some Quaternary occurrences.

The preglacial relief of the examined area, reconstructed in this manner, reveals altitude differences which locally are as much as 100 m in absolute height. Basic elements of this relief are fossil valleys and intervalley elevations. This relief ties in closely with the geological structure and bears fully the features of an escarpment relief. The main depressed areas running in NW-SE direction are subsequent valleys; their eastern slopes constitute faces of escarpments of a structural-denudational character. The intervalley elevations are escarpment plains and bear the character of surfaces subject to destruction. Within the limits of the elevated areas two gradation levels can be distinguished, separated by a curved ridge from 20 to 50 m high. Both these levels are subsiding — eastwards; the lower level shows the features of a pediplain. Both plains are dissected by narrow and deep valleys with steep scarps — proof of a rejuvenation of the relief directly preceding the phase of Quaternary accumulation. As a rule the thickness of the Quaternary deposits does not exceed 30 m. The material filling the valleys consists of sands and silts, as well as of varved clays and peats. These deposits are evidence testifying to the principal Quaternary events which occurred in this re-

gion: a twice repeated presence of glacier ice during the Pleistocene. These facts, as well as the arrangement of the older gradation plains and fossil valleys served the author as means for reflecting upon the stages, by which the valley system must have developed during the Post-Cretaceous period. This development he illustrates in a number of palaeogeographic maps (Figs. 13—20).

All these studies revealed, that today's river system is the result of a number of successive changes which occurred here beginning with the Upper Cretaceous. In the Neogene the consequent directions of the valleys on the raised Palaeogene plain were gradually replaced by valleys adjusted to the existing geological structure. Even so, up to the time of the Cracovien Glaciation the original river system had not yet been fully transformed into a subsequent system.

Today's pattern of the river system differs in many places from the fossil valley system. Here the changes brought about during the Pleistocene were considerable, and lasting traces of these changes were for the most part caused by the Middle-Polish Glaciation whose front during the glacier stoppage forced the rivers to alter their courses, because the northward escape of water had been blocked. Some of these changes were only temporary, others became permanent at a later period.

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

1. Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73, zł 10,—
2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, zł 8,—
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, zł 9,50
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90+7 map, zł 16,50
5. Kiełczewska-Zaleska M., O powstaniu i przeobrażaniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego.
Biskup M., Osady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224+3 mapy, zł 31,45
6. Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, zł 10,—
7. Jahn A., Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 453+5 map. zł 52,40
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848. 1956, s. 105, zł 20,—
9. Praca zbiorowa, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 526, zł 58,—
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, zł 32,—
11. Starkel L., Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą. 1957, s. 152+7 map+20 ilustr., zł 36,—
12. Olszewicz B., Geografia polska w Okresie Odrodzenia. 1957, s. 62, zł 15,50
13. Gilewska S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 70, zł 20,—
14. Staszewski J., Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 116+1 tabl., zł 40,—
15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, zł 24,—
16. Litterer M., Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950
Weipa B., Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950. 1955, s. 112, zł 22,—
17. Uhorczak F., Polska przeglądowa mapa użytkowania ziemi (w druku)
18. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu ceglarnianego na Ziemiach Zachodnich w epokę kapitalizmu. 1959, s. 156+19 wkładek, zł 49,—

19. Praca zbiorowa, Z badań środowiska geograficznego w powiecie mrągowskim. 1959, s. 132 + 6 wkładek, zł 45,—
20. Tobjasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 mapy, zł 33,—
21. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstoczeńskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75 + 6 map, s. 25,—
22. Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, s. 239 + 9 map + 35 fot., zł 78,—
23. Balińska-Wuttke K., Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112 + 3 mapy, zł 43,50
24. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, zł 24,—
25. Praca zbiorowa, Problems of Applied Geography. Proceedings of the Anglo-Polish Seminar Nieborów, September 15—18. 1959/1961, s. 148 + 10 wkładek (mapy) + 15 fot.
26. Gieysztor I., Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. 1961, s. 80 + 4 mapy, zł 26,—
27. Praca zbiorowa, Problems of Economic Regions. 1961, s. 360 + 11 map, zł 77,—
28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 79 + 3 tabl., zł 20,—
29. Galon R., On the Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń—Eberswalde) Ice Marginal Streamway. 1961, s. 129 + mapa, zł 32,—
30. Fleszar M., Zarys historii geografii ekonomicznej w Polsce do 1939 r. 1962, s. 173, zł 43,50
31. Praca zbiorowa, Land Utilization. Methods and Problems of Research. 1962, s. 250 + 13 wkładek, zł 63,—
32. Kosiński L., Miasta województwa białostockiego. 1962, s. 163 + 3 wkładki, zł 28,—
33. Kaczorowska Z., Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. 1962, s. 112 + wkładka, zł 28,—
34. Okołowicz W., Zachmurzenie Polski.
Stopa M., Burze w Polsce. 1962, s. 185 + 2 wkładki, zł 45,—
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, zł 48,—
36. Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie. 1962, s. 86 + 9 wkładek, zł 28,—
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, zł 38,—
38. Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. 1963, s. 178 + 12 fot. + 4 wkładki, zł 60,—
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162 + 4 mapy, zł 35,—
40. Kosiński L., Procesy ludnościowe na Ziemiach Odzyskanych, w latach 1945—1960, 1963, s. 128 + wkładki, zł 28,—
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych. 1963, s. 110 + 38 ilustr., zł 24,—
42. Stasiak J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. 1963, s. 94 + 19 ilustr. + 2 mapy, zł 27,—
43. Mileska M. I., Regiony turystyczne Polski. Stan obecny i potencjalne warunki rozwoju. 1963, s. 156 + 6 map, zł 34,—
44. Gilewska S., Rzeźba progu środkowotriasowego okolic Będzina. 1963, s. 135 + 24 ilustr., zł 36,—

45. Chłczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963, s. 155 + 55 ilustr. i map, zł 65,—
46. Praca zbiorowa, Problems of geomorphological mapping. 1964, s. 140 + anex + 9 ilustr. + 6 map, zł 43,—
47. Praca zbiorowa, Studia geograficzne w powiecie pińczowskim. 1966, s. 193 + 27 ilustr. + 7 map, zł 47,—
48. Wróbel A., Pojęcie regionu ekonomicznego a teoria geografii. 1965, s. 86, zł 21,—
49. Ratajski L., Polska kartografia ekonomiczna XX wieku. 1965, s. 144 + 16 ilustr., zł 30,—
50. Starkel L., Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich. 1965, s. 160, 35 ilustr. + 5 map + 16 fot., zł 48,—
51. Kostrowicki A. S., Regionalizacja zoogeograficzna Palearktyki, w oparciu o faunę motyli tzw. większych (Macrolepidoptera). 1965, s. 100 + 21 ilustr., zł 30,—
52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajarka (Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie). 1966, s. 111, 20 ilustr., zł 33,—
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136 + 26 ilustr., zł 32,—
54. Kosmowska-Suffczyńska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Cmielowa. 1966, s. 114 + 22 ilustr. + 7 fot. + 2 mapy, zł 33,—
55. Ziemońska Z., Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. 1966, s. 111 + 16 ilustr. + 2 wkładki, zł 34,—
56. Ratajski L., Mapy przemysłu, ich właściwości metodyczne i kartometryczne. 1966, s. 115 + 22 ilustr., zł 28,—
57. Więckowski K., Osady denne Jeziora Mikołajskiego. 1966, s. 112 + 12 ilustr. + 7 fot., zł 24,—
58. Szostak M., Pochodzenie Jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne. 1967, s. 70 + 11 ilustr., zł 20,—
59. Rościszewski M., Siemek Z., Rolnictwo krajów słabo rozwiniętych (Egipt, Syria, Turcja) 1967, s. 109 + 9 ilustr., zł 24,—
60. Ziętara T., Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. 1968, s. 116 + 12 ilustr. + 11 fot., zł 33,—
61. Urbaniak U., Wydmy Kotliny Płockiej. 1967, s. 79 + 43 ilustr. + 8 fot., zł 21,—
62. Jęwtuchowicz S., Geneza Pradoliny Warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą. 1967, s. 102 + 42 ilustr. + 19 fot., zł 30,—
63. Dziewoński K., Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast. Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań. 1967, s. 135, zł 32,—
64. Rychłowski B., Regionalizacja ekonomiczna — zagadnienia podstawowe. 1967, s. 139, zł 33,—
65. Bączek J., Masy wodne południowego Bałtyku i wpływ ich ruchów na polską strefę przybrzeżną. 1968, s. 120 + 32 ilustr., zł 31,—
66. Szulc H., Typy wsi Śląska Opolskiego na początku XIX wieku i ich geneza. 1968, s. 120 + 32 ilustr., zł 31,—
67. Szewczyk J., Włoka. Pojęcie i termin na tle innych średniowiecznych jednostek pomiaru ziemi. 1968, s. 113 + 6 ilustr., zł 30,—
68. Wojciechowski K., Zagadnienie metody bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera w zastosowaniu do Polski 1968, s. 79 + 23 ilustr., zł 18,—
69. Praca zbiorowa, Problemy regionalizacji fizycznogeograficznej. Materiały z sym-

- pozeum zorganizowanego przez P.T.G. w dniach 16—24 września 1966. 1968, s. 114 + 4 ilustr. + 1 wkładka, zł 28,—
70. Pulina M., Zjawiska krasowe we wschodniej Syberii. 1968, s. 94 + 34 ilustr. + 4 fot., zł 19,—
 71. Szupryczyński J., Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu. 1968, s. 127 + 15 ilustr. + 35 fot. + 1 wkładka, zł 34,—
 72. Kosiński L., Migracje ludności w Polsce w latach 1950—1960. 1968, s. 106 + 41 ilustr., zł 28,—
 73. Korolec H., Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego. 1968, s. 67 + 16 ilustr. + 6 fot. + 1 wkładka, zł 24,—
 74. Praca zbiorowa, Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce (w druku)
 75. Praca zbiorowa, Procesy i formy wydmowe w Polsce. Zbiór prac pod redakcją R. Galona 1969, s. 390 + 72 ilustr. + 75 fot., zł 98
 76. Iwanicka-Lyra L., Delimitacja aglomeracji wielkomiejskich w Polsce 1969, s. 118 + 12 ilustr., zł 28
 77. Praca zbiorowa, Z zagadnień ludnościowych krajów gospodarczo słabo rozwiniętych 1969, s. 146 + 9 ilustr., zł 32
 78. Korcelli P., Rozwój struktury przestrzennej obszarów metropolitalnych Kalifornii 1969, s. 125 + 34 ilustr., zł 28,—
 79. Koter M., Geneza układu przestrzennego Łodzi przemysłowej 1969, s. 135 + 13 ilustr. + 2 wkładki, zł 34
 80. Kaszowski L., Kotarba A., Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych (na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej)
Nowak W. A., Rzeźba podczwartorzędowa i ewolucja układu sieci dolinnej w północnośrodkowej części Wyżyny Małopolskiej
 81. Stola W., Próba typologii rolnictwa Poniżnia (w druku)

Varia

- Kaczorowska Z., Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o ziemi znajdujących się w bibliotekach polskich. 1957, s. 377, zł 100,—
- Ratajski L., Szewczyk J., Zwoliński P., Nazewnictwo geograficzne świata. 1959, s. 857, zł 135,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, zł 28,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801—1919. 1965, s. 343, zł 76,—
- Chilczuk M., Ciołkosz A., Zastosowanie zdjęć lotniczych w geografii. 1966, s. 131, ilustr. 84 (w tym 3 wielobarwne jako wkładki), zł 24,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 4. Katalog atlasów 1920—1945. 1968, s. 160, zł 48,—

Cena zł 30,—