

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ANDRZEJ RACHOCKI

PRZEBIEG I NATEŻENIE
WSPÓŁCZESNYCH
PROCESÓW RZECZNYCH
W KORYCIE RADUNI



W A R S Z A W A 1 9 7 4 — Z E S Z Y T 4

**WYKAZ ZESZYTÓW
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ**

za ostatnie lata

1968

- 1 **Problemy krajów rozwijających się (Zagadnienia ogólne) — Część II, s. 184**
zł 27,—
- 2/3 **Studia nad paleogeografią holocenu, s. 180 + nlb., zł 30,—**
- 4 **Ogólne zagadnienia kartografii tematycznej, s. 121, zł 24,—**
- 4a **Spis rzeczy zawartych w „Przełęczach Zagranicznej Literatury Geograficznej”
za lata 1950—1968, s. 89, zł 21,—**

1969

- 1 **Zagadnienia bilansu wodnego, s. 156 + nlb., zł 27,—**
- 2 **Postępy metodyczne geografii brytyjskiej, s. 167 + nlb., zł 30,—**
- 3/4 **Modele w geografii, s. 184 + nlb., zł 36,—**

1970

- 1 **Geografia stosowana — cz. IV, s. 128, zł 24,—**
- 2 **Prace z terminologii i metodyki badań osadnictwa wiejskiego, s. 110 + nlb.,
zł 24,—**
- 3 **Metody ilościowe w radzieckiej geografii ekonomicznej, s. 127 + nlb., zł 18,—**
- 4 **Współczesne procesy geomorfologiczne. Metody badań, s. 149, zł 27,—**

1971

- 1/2 **Teoretyczne problemy współczesnej kartografii**
- 3/4 **Problemy regionalizacji w krajach trzeciego świata.**

1972

- 1 **Procesy urbanizacji w ZSRR. Materiały z I polsko-radzieckiego seminarium geo-
graficznego, s. 132, zł 27,—**
- 2 **Metody fotointerpretacyjne w badaniach geograficznych, s. 173 + nlb., zł 30,—**
- 3/4 **Metody i modele migracji ludności (w druku)**

1973

- 1 **Geografia rolnictwa. Problematyka i kierunki badań**
- 2 **Problemy urbanizacji w krajach Trzeciego Świata, s. 174, zł 27,—**
- 3/4 **Kartograficzna metoda badań w geografii (w druku)**

**PRZEBIEG I NATEŻENIE
WSPÓLCZESNYCH PROCESÓW RZECZNYCH
W KORYCIE RADUNI**

POLISH ACADEMY OF SCIENCES

INSTITUTE OF GEOGRAPHY

ANDRZEJ RACHOCKI

COURSE AND INTENSITY
OF PRESENT-DAY FLUVIAL PROCESSES
IN THE RADUNIA RIVER AS EXAMPLE



WARSAW — 1974

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ANDRZEJ RACHOCKI

Przebieg i natężenie
współczesnych
procesów rzecznych
w korycie Raduni

W A R S Z A W A 1 9 7 4 — Z E S Z Y T 4

KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny: H. Szulc
Z-ca Red. Naczelnego: K. Klimek
Sekretarz Redakcji: Z. Siemek
Członkowie Redakcji: B. Rogalewska, A. Żeromski

Opracowano pod kierunkiem prof. dr hab. **J. Szupryczyńskiego**

Redaktor techniczny W. Spryszyńska

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN,
Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30

Ark. wyd. 8. Ark. druk. 7,625 + wkl. Pap. druk. sat. kl. III 70 g. B1. Nakład 525 egz.
Druk ukończono w styczniu 1976 r. Zam. 2318/75. W-122
Wrocławska Drukarnia Naukowa. Wrocław, ul. Lelewela 4.

SPIS TREŚCI

WSTĘP	7
Rozdział I. CEL I METODY PRACY	11
Rozdział II. CHARAKTERYSTYKA TERENU BADAŃ	14
Rozdział III. CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH ELEMENTÓW HYDRO- GRAFICZNYCH	30
Rozdział IV. WSPÓŁCZESNE FORMY I PROCESY RZECZNE	38
1. Uwagi ogólne	38
2. Rozmieszczenie, typy i dynamika podcięć brzegowych	41
3. Korytowe formy transportu materiału	58
4. Formy okresowej akumulacji korytowej	76
5. Formy erozji dna koryta	84
6. Budowa i narastanie terasy zalewowej	89
7. Wpływ form korytowych na hydrauliczne warunki przepływu	92
8. Rola zbiornika Rutki jako basenu sedymentacyjnego	97
9. Ocena rozmiarów współczesnych przeobrażeń badanego odcinka doliny	106
ZAKOŃCZENIE	109
LITERATURA	114
Summary	118
Резюме	120

CONTENTS

1	WATER
2	WATER
3	WATER
4	WATER
5	WATER
6	WATER
7	WATER
8	WATER
9	WATER
10	WATER
11	WATER
12	WATER
13	WATER
14	WATER
15	WATER
16	WATER
17	WATER
18	WATER
19	WATER
20	WATER
21	WATER
22	WATER
23	WATER
24	WATER
25	WATER
26	WATER
27	WATER
28	WATER
29	WATER
30	WATER
31	WATER
32	WATER
33	WATER
34	WATER
35	WATER
36	WATER
37	WATER
38	WATER
39	WATER
40	WATER
41	WATER
42	WATER
43	WATER
44	WATER
45	WATER
46	WATER
47	WATER
48	WATER
49	WATER
50	WATER
51	WATER
52	WATER
53	WATER
54	WATER
55	WATER
56	WATER
57	WATER
58	WATER
59	WATER
60	WATER
61	WATER
62	WATER
63	WATER
64	WATER
65	WATER
66	WATER
67	WATER
68	WATER
69	WATER
70	WATER
71	WATER
72	WATER
73	WATER
74	WATER
75	WATER
76	WATER
77	WATER
78	WATER
79	WATER
80	WATER
81	WATER
82	WATER
83	WATER
84	WATER
85	WATER
86	WATER
87	WATER
88	WATER
89	WATER
90	WATER
91	WATER
92	WATER
93	WATER
94	WATER
95	WATER
96	WATER
97	WATER
98	WATER
99	WATER
100	WATER

WSTĘP

Rzeźbotwórcza działalność rzek jest od dawna jednym z podstawowych przedmiotów badań geomorfologii. Postęp wiedzy i udoskonalenie metod badawczych doprowadziły do metamorfozy metodologicznych podstaw badań. Generalny kierunek przemian scharakteryzować można słowami T. Kotarbińskiego (1958) piszącego co następuje: „... tylko we wczesnych stadiach rozwoju poszczególne dyscypliny naukowe dociekają stałego następstwa zdarzeń, póki nie dojdą do pewnej sprawności w wyznaczaniu ich ilościowym”.

Z powyższego nie wynika bynajmniej, iż przechodząc do badań prowadzonych w celu określenia ilościowych zależności wiążących zjawiska geomorfologiczne, winno się zaniechać dociekań zmierzających do ustalenia „następstwa zdarzeń”. Przeciwnie, dla uzyskania możliwie najpełniejszego obrazu ewolucji, jakiej podlegała rzeźba, rekonstrukcja minionych zdarzeń jest rzeczą konieczną. Pozwala ona odtworzyć czynniki decydujące o rozwoju form, określić ich natężenie i główne kierunki działania. Aby móc stosować zasadę aktualizmu przy tworzeniu rekonstrukcji paleomorfologicznych, a w dalszym etapie paleogeograficznych, niezbędne jest dokładne poznanie współcześnie działających czynników rzeźbotwórczych, ich mechanizmu, oraz rozmiarów przeobrażeń, jakie powodują wzbudzone przez nie procesy, a więc tego wszystkiego, co J. Dylik (1958) określa wspólnym mianem „środowiska morfogenetycznego”.

O celowości badań współczesnych procesów rzeźbotwórczych L. Starkeł (1965) pisze: „... poznanie ewolucji rzeźby należy rozpocząć od poznania współczesnego zróżnicowania procesów i młodych form. Tu możemy popełnić najmniej błędów. Współczesna zmienność i zróżnicowanie może być podstawą do poznania i zrozumienia zmienności w okresach dawniejszych”. Oprócz wartości poznawczych, badania nad współczesnymi procesami rzeźbotwórczymi mają często znaczenie praktyczne, a ich rezultaty mogą być wykorzystywane w różnych dziedzinach gospodarczej działalności człowieka.

Literatura dotycząca przepływu wody w naturalnych i sztucznych

korytach otwartych oraz związanych z nim procesów jest ogromna i zróżnicowana (L. Kaszowski 1970), tak jak zróżnicowane są aspekty problematyki i metody badawcze stosowane przez specjalistów dyscyplin nauk przyrodniczych, technicznych i ekonomicznych zajmujących się rzekami i kanałami. Obok monografii całokształtu zjawisk towarzyszących przepływowi wody ujętych w aspekcie praw hydrauliki i hydrodynamiki (K. W. Griszanin 1969, S. Leliavsky 1955, J. Nougaro i C. Thieriot 1966), spotykamy opracowania wykonane przez hydrologów i hydrografów (E. Czetwertyński 1958, K. Dębski 1968, J. Lambor 1970, M. Pardé 1957) uwypuklające zagadnienia stanów wody i przepływów, ich czasów trwania oraz metod prognozowania zjawisk hydrologicznych.

Transport osadów oraz mechanika przeobrażeń koryt rzecznych są poruszane bądź jako jedno z wielu zagadnień w pracach obu wymienionych wyżej typów, bądź też stanowią przedmiot opracowań odrębnych (W. Jarocki 1957).

Problematyka związana z gospodarczym użytkowaniem rzek jako śródlądowych dróg wodnych lub źródeł energii omawiana jest przez A. W. Sieriebriakowa (1970), T. Tillingerera (1948), J. Dziewańskiego (1970), B. Wiśniewskiego (1966).

Katastrofalne przepływy powodziowe oraz ich rola w kształtowaniu rzeźby koryt i dolin rzecznych były przedmiotem prac m. in. geomorfologów polskich M. Klimaszewskiego (1935), A. Zierhoffera (1935), L. Kaszowskiego i A. Kotarby (1970), T. Ziętary (1968). Obrazy poziomej migracji koryt rzecznych odtworzone w oparciu o analizę materiałów kartograficznych znajdujemy w publikacjach A. Sundborga (1956) i M. Pelczar (1966). Również na podstawie analizy materiałów kartograficznych H. Mansikkaniemi (1970, 1972) przedstawia zagadnienie krętości koryt rzecznych Finlandii oraz wpływu na to zjawisko struktur głębszego podłoża.

Wpływ transportu rzecznego na charakterystykę i rozmieszczenie materiału wleczonego w korycie oraz odtworzenie na tej podstawie warunków hydrodynamicznych, w jakich się on odbywał, analizowany był z autorów polskich m. in. przez A. Kostrzewskiego (1966), K. Nawarę (1964), R. Unruga (1957), E. Mycielską-Dowgiałło (1969) oraz J. Borzyszkowskiego (1971) którzy na podstawie badań sedymentologicznych zrekonstruowali warunki i przebieg tworzenia kopalnych form i osadów fluwialnych. Genezie równin zalewowych oraz analizie budującego je materiału poświęcone są prace M. G. Wolmana i L. B. Leopolda (1957), S. A. Schumma (1969) i częściowo B. Rosy (1964). Teoretyczne rozważania nad pojęciem profilu równowagi oraz jego rozwojem i stabilnością podejmują: A. Jahn (1953), H. Baulig (1958) oraz L. B. Leopold i W. B. Langbein (1962).

Powszechnie występujące na rzekach zjawisko tworzenia zakoli od dawna przyciąga uwagę badaczy. Literatura dotycząca powstawania tych form oraz zjawisk w nich zachodzących jest ogromna i ukazuje usiłowania zmierzające do wyjaśnienia natury tego procesu. Jedną z nowszych w tym zakresie prób ujęcia stanowi praca W. B. Langbeina i L. B. Leopolda (1966), którzy oparli swe wnioski na rachunku prawdopodobieństwa. Jako swego rodzaju ciekawostkę wymienić można fakt, że także najwybitniejszy fizyk naszych czasów, Albert Einstein wygłosił w roku 1926 na posiedzeniu Pruskiej Akademii Nauk referat o powstawaniu zakoli (A. Rachocki 1973).

Wśród prac typowo geomorfologicznych wiele poświęconych jest analizie rzeźbotwórczej działalności rzek dokonywanej w oparciu o badania wytworzonych przez nie zespołów form (teras, powierzchni zrównań, etc.). Przykładowo wymienić tu można publikacje L. Starkla (1960, 1965), H. Mansikkaniemiego (1970), D. Piaseckiego (1962). Typ kompleksowej analizy warunków środowiska naturalnego dorzecza dla wykorzystania rzeki do celów irygacyjnych przedstawia studium A. V. Karpova (1964).

Prace A. Sundborga (1956), F. Hardemanna (1966), L. Kaszowskiego i M. Niemirowskiego (1972) zawierają analizę procesów rzecznych zarówno w aspekcie ilościowym jak i jakościowym. Jakościową analizę form i osadów dna dolinnego małego cieku daje B. Manikowska (1958), dzieląca procesy kształtujące dno na „podłużne” i „poprzeczne” w stosunku do osi doliny. Zbliżony pogląd na podział osadów występujących w dnach dolin rzecznych prezentowany jest także przez badaczy amerykańskich.

Odrębną pozycję w nowszej literaturze poświęconej zagadnieniu procesów rzecznych zajmuje publikacja L. B. Leopolda, M. G. Wolmana i J. P. Millera (1964), która przynosi usystematyzowane podsumowanie aktualnego stanu wiedzy. Wydana w roku 1970 pod redakcją R. J. Chorleya obszerna praca zbiorowa pt. „Water, earth and man” jest próbą syntetycznego ujęcia wzajemnych związków zjawisk hydrologicznych, geomorfologicznych oraz ich wpływu na działalność gospodarczą.

Rozwój szybkich technik obliczeniowych, umożliwiające na szerszą skalę badanie sformalizowanych modeli zjawisk towarzyszących przepływowi wody przyczynił się do powstania, głównie w Stanach Zjednoczonych, nowego kierunku badawczego określanego mianem „Hydrologii stochastycznej” w odróżnieniu od klasycznej „Hydrologii parametrycznej” (52, 165). W maju 1971 r. na Uniwersytecie w Pittsburgu odbyło się Międzynarodowe Sympozjum Hydrologii Stochastycznej (21, 1971). Przykładowe tematy przedstawionych tam referatów:

- Wstęp do teorii losowości i jej zastosowania do badań przepływu w korytach otwartych;
 - Probabilistyczny model osadzania cząsteczek mineralnych;
 - Stacjonarny, gaussowski model fal piaszczystych;
 - Ogólny stochastyczny model dla transportu osadów korytowych;
- pozwalają zorientować się w ogólnych tendencjach metodologicznych tego kierunku.

Negatywnym zjawiskiem towarzyszącym tematycznemu i metodologicznemu zróżnicowaniu, z jakim spotykamy się w ramach omawianych zagadnień, jest chaos terminologiczny. Dobitym tego wyrazem jest opublikowane w roku 1966 (49, 1966) sprawozdanie wymieniające 10 terminów, tylko angielskich, używanych dla określenia ukształtowania koryta, 7 oznaczających ogół form dennych, 5 używanych dla określenia łańcuchów korytowych i stwierdzające, że termin fale piaszczyste (sand waves) używany jest w pięciu różnych znaczeniach. W tym miejscu warto jednak przypomnieć, że nawet tak podstawowe pojęcie jak „erozja” i „denudacja” musiały być uściślone pod względem zakresu swych znaczeń (A. Dylikowa 1954).

Możliwa do prześledzenia, zwłaszcza w nowszej literaturze przedmiotu, tendencja do używania w większości prac ujęć matematycznych, będąca odbiciem generalnej matematyzacji metod stosowanych w badaniach geograficznych (Z. Chojnicki 1971), nakazuje zastanowić się nad odpowiedzią na pytanie: Czy rzeczywiście geomorfologia osiągnęła już wspomnianą przez Kotarbińskiego „sprawność w wyznaczaniu ilościowym”? W moim przekonaniu odpowiedź na nie jest negatywna. Z faktu stosowania w pracach ujęć matematycznych nie wynika bynajmniej, że w pełni opanowano umiejętność określania ścisłych zależności, które wiążą poszczególne elementy decydujące o rozwoju rzeźby. Jako przykład mogą służyć badania nad procesami korytowymi, gdzie od dawna poszukuje się zależności wiążących charakter przepływu z geometrycznymi wymiarami kształtów koryta i cechami materiału, z którego jest ono zbudowane. Dotychczas rezultaty tych badań nie są w pełni zadowalające, a badacz zajmujący się tą problematyką skazany jest na błędzenie w gąszczu formuł empirycznych, stosowanych z ograniczeniami lub do pewnych tylko sytuacji. Najdobitniejszy wyraz niewiary w możliwość znalezienia ogólnych zależności określających prawa rozwoju rzeźby fluwialnej dał H. Baulig (1958) stwierdzając: „Myślano, że będzie można ustanowić prawo lub prawa morfologii rzecznej, tak jak się tworzy zwyczajne prawo fizyczne, począwszy od kilku praw prostych i ogólnych...”.

W istocie, dotychczas takich praw nie sformułowano.

Rozdział I

CEL I METODY PRACY

Celem niniejszej pracy jest możliwie pełne poznanie form rzeźby fluwialnej w ich przestrzennym zróżnicowaniu oraz obserwacja i badania procesów, których działanie wpływa na przeobrażenie form istniejących oraz powstawanie form nowych. W ramach tematu ogólnego zarysowały się następujące zadania częściowe:

- 1 — Rejestracja, obserwacja i typologia form brzegowych oraz wybranych form korytowych
- 2 — Badania i pomiary wielkości zmian dokonywanych w ich obrębie przez procesy rzeczne
- 3 — Określenie ogólnych rozmiarów przeobrażeń badanego odcinka doliny w okresie badań.

Wykonując powyższe zadania posłużono się metodami powszechnie stosowanymi w badaniach geomorfologicznych. Podstawowym sposobem zbierania materiału były badania terenowe prowadzone systematycznie w okresie 1970—1972, poprzedzone rekonesansem terenowym w sezonie letnim 1969 r. Badania terenowe obejmowały:

1. Badania ogólnomorfologiczne
2. Badania form rzeźby fluwialnej
3. Badania hydrologiczne
4. Badania wybranych form korytowych i brzegowych w aspekcie dynamicznym,
5. Badania nad rozmiarami akumulacji materiału wynoszonego poza odcinek doliny.

W ramach prac kameralnych opracowywano wyniki badań terenowych, ponadto wiele czasu poświęcono na analizę dokumentacji oraz archiwalnych materiałów kartograficznych znajdujących się w zbiorach Wojewódzkiego Archiwum Państwowego w Gdańsku. Badaniami ogólnomorfologicznymi objęto obszar wykraczający poza ramy terenu przedstawionego na mapach. Obserwacje morfologii doliny oraz jej oto-

I. Mapa morfodynamiczna

Objaśnienie znaków:

1. Płaskie lub lekko faliste tereny o małej aktywności procesów denudacyjnych.
2. Płaskie lub lekko faliste tereny zalesione praktycznie nie objęte oddziaływaniem procesów denudacyjnych.
3. Zbocza rynien, dolin i obniżeń oobjęte działaniem powolnych procesów zboczowych.
4. Zalesione zbocza rynien, dolin i obniżeń mniej podatne na działanie procesów zboczowych.
5. Tereny lekko faliste objęte intensywniejszym działaniem procesów denudacyjnych.
6. Strome i bardzo strome zbocza dolin objęte obrywami, osunięciami, osiadaniem oraz innymi przejawami gwałtownych ruchów mas.
7. Agradacyjne dno doliny.
8. Erozyjne dno doliny.
9. Tereny sztucznie zabezpieczone przed denudacją.
10. Obszary akumulacji osadów organicznych i mineralno-organicznych.
11. Jeziora i ciek.
12. Młode formy dolinne i rozcięcia drogowe.
13. Zasięg zwartej zabudowy wiejskiej.

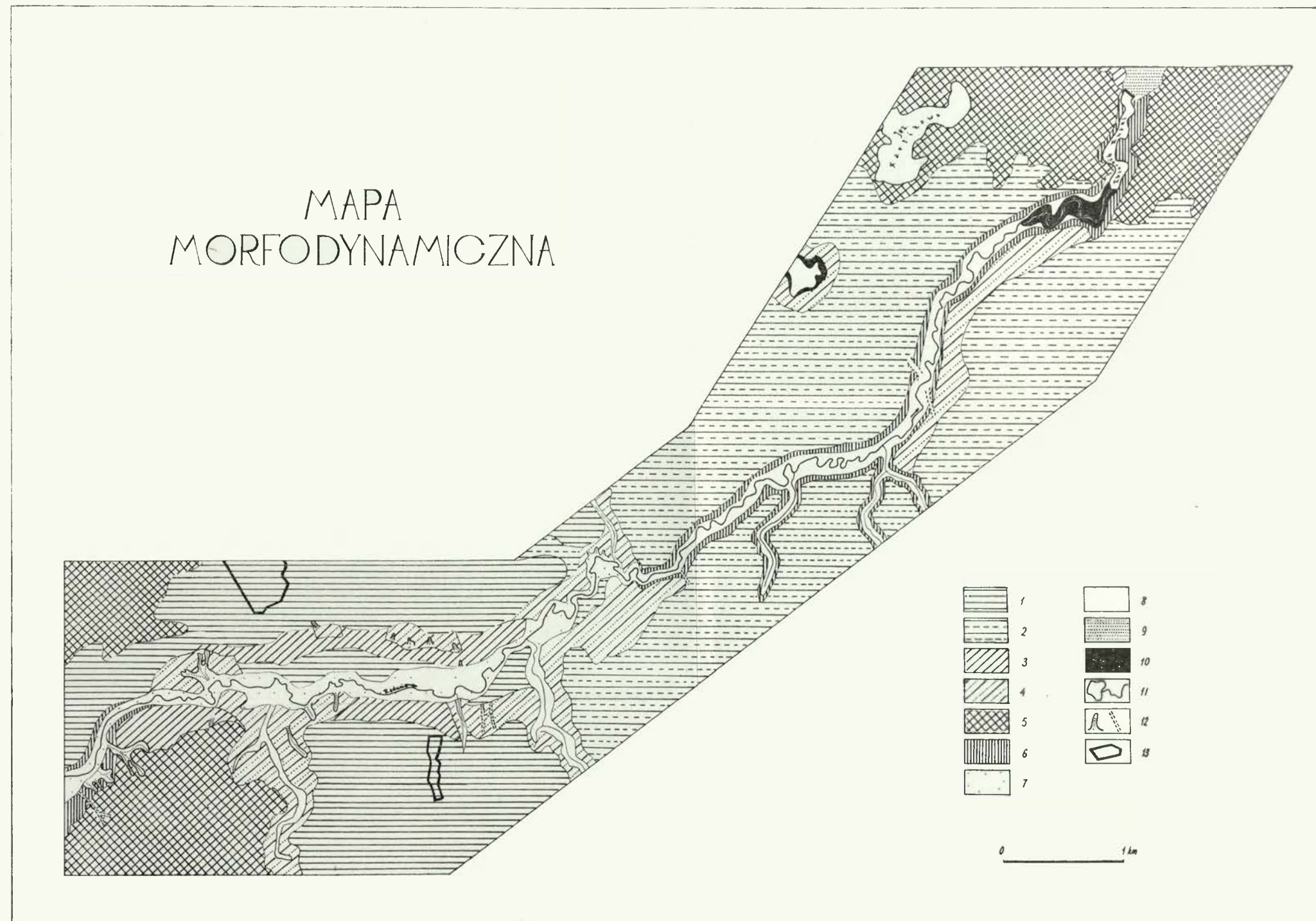
Annex I. Morphodynamic map — Explanation of markings:

1. Level of slightly wavy areas showing negligible denudation processes
2. Level or slightly wavy areas forest-covered, practically unaffected by the action of denuding processes.
3. Scarp of channels, valleys and depressions subject to slow slope processes
4. Forested scarps of channels, valleys and depressions less subject to slope processes
5. Slightly wavy areas subject to stronger action of denuding processes
6. Steep and very steep valley scarps exposed to slumps, slides, settling, and other features of abrupt mass movements
7. Valley floor subject to aggradation
8. Valley floor subject to erosion
9. Areas artificially protected against denudation
10. Areas of accumulation of organic and mineral-organic deposits
11. Lakes and streams
12. Young valley forms and road incisions
13. Range of compact rural settlement

Морфодинамическая карта

Условные обозначения

1. Плато или слабо волнистые территории с малоактивными денудационными процессами
2. Плато или слабо волнистые облесенные территории с практически неразвивающимися денудационными процессами
3. Склоны рывин, долин и понижений, подверженные медленно развивающимся склоновым процессам
4. Облесенные склоны рывин, долин и понижений в меньшей степени подверженные развитию склоновых процессов
5. Слабо волнистые территории, подверженные более интенсивным денудационным процессам
6. Крутые и очень крутые склоны долин, подверженные обвалам, оползням, ниюасед и другим резко выраженным движениям масс
7. Инстративное дно долины
8. Констративное дно долины
9. Территории, искусственно охраняемые от денудации
10. Территории, на которых происходит аккумуляция органических отложений и минерально-органических отложений
11. Озера и водотоки
12. Молодые долинные формы и дорожные врызы
13. Границы плотной деревенской застройки



czenia prowadzone były powyżej i poniżej odcinka wytypowanego do badań szczegółowych. Jakkolwiek ich rezultaty nie są bezpośrednio zawarte w opracowaniu, pozwoliły one uzyskać pogląd na niektóre, znane autorowi uprzednio tylko z literatury, zagadnienia związane z morfogenezą górnego i środkowego biegu doliny Raduni. Badaniami szczegółowymi wszystkich form rzeźby fluwialnej objęty został jedynie 15 km odcinek środkowego biegu rzeki zaczynający się w miejscowości Somonino (most drogowy), a kończący się zaporą wodną w Rutkach k. Borkowa. W ramach tych badań skartowano na mapie topograficznej w podziałce 1:10 000 (powiększonej fotograficznie z mapy 1:25 000) wszystkie istniejące czynne i martwe podcięcia brzegowe ze szczególnym uwypukleniem ich cech morfometrycznych, a także występujące wzdłuż brzegu rzeki poziomy terasowe. Ze względu na daleko posuniętą niewspółmierność kształtów doliny oraz nikłe rozmiary form terasowych zrezygnowano w końcowym etapie z przedstawiania ich na mapie, a jedynie ciekawsze sytuacje przedstawiono w formie szkiców morfologicznych w podziałkach 1:2000 i większych. Jednocześnie z kartowaniem form prowadzone były badania nad ich budową geologiczną, a w miarę możliwości, także nad cechami strukturalnymi budującego je materiału. Badania hydrologiczne obejmowały, wykonywane niesystematycznie, pomiary objętości przepływu w różnych kształtem i głębokością przekrojach poprzecznych koryta. Za regułę przyjęto wykonywanie pomiarów hydrometrycznych, przepływu oraz rękładów prędkości w korycie, w trakcie prowadzonych badań nad dynamiką form korytowych. Podczas tych pomiarów wykorzystano łapaczki materiału dennego zbudowane we własnym zakresie i dostosowane rozmiarami do warunków panujących w rzekach o niewielkiej głębokości. Rezultaty osiągnięte przy użyciu tych przyrządów są zadawalające mimo stwierdzonej konieczności pewnych zmian konstrukcyjnych, których poczynienie poprawi ich działanie.

Badania dynamiki wybranych form korytowych i brzegowych obejmowały przede wszystkim pomiary cofania się czynnych podcięć brzegowych, pomiary przeobrażeń przybrzeżnych i śródkorytowych łąch (odsypów), oraz pomiary przemieszczania się ripple marków prądowych w różnych sytuacjach dna koryta.

Pomiary prędkości cofania podcięć brzegowych prowadzono w nawiązaniu do wybranych naturalnych (drzewa) lub sztucznych (kołki) reperów znajdujących się na niszczonych brzegach koryta. Ze względu na znaczną liczbę podcięć badaniami objęto jedynie najaktywniejsze, lecz zarazem różniące się między sobą zarówno rozmiarami, jak też charakterem budującego je materiału.

W celu określenia przeobrażeń, jakim podlegają przybrzeżne

i śródkorytowe odsypy materiału, w zależności od wahań poziomu wody, na trzech z nich zainstalowano proporcjonalnie do wielkości powierzchni od 5 do 8 płytek z tworzywa sztucznego. Aby poprzez zmianę współczynnika szorstkości nie zaburzać warunków przepływu wody, płytki zakopane zostały na pewnej głębokości i pokryte materiałem wydobytym z otworów, równo z pierwotną powierzchnią odsypów. Płytki zakopane na jesieni 1971 r. wydobyte zostały wiosną 1972 r. po ustąpieniu wezbrania zimowego. Na podstawie zmian grubości warstwy piasku nad poszczególnymi płytkami określono, czy dane punkty form podlegały erozji, czy też były akumulacyjnie nadbudowane. Dla określenia prędkości przesuwania ripple marków prądowych posłużono się metodą okresowo powtarzanych zdjęć fotograficznych.

Na podstawie zmian batymetrii zbiornika Rutki, jakie zaszły w okresie jednego roku (VII.1971 — VII.1972), określono ogólną kubaturę materiału wyniesionego przez rzekę poza ramy badanego odcinka doliny i zakumulowanego w zbiorniku.

R o z d z i a ł I I

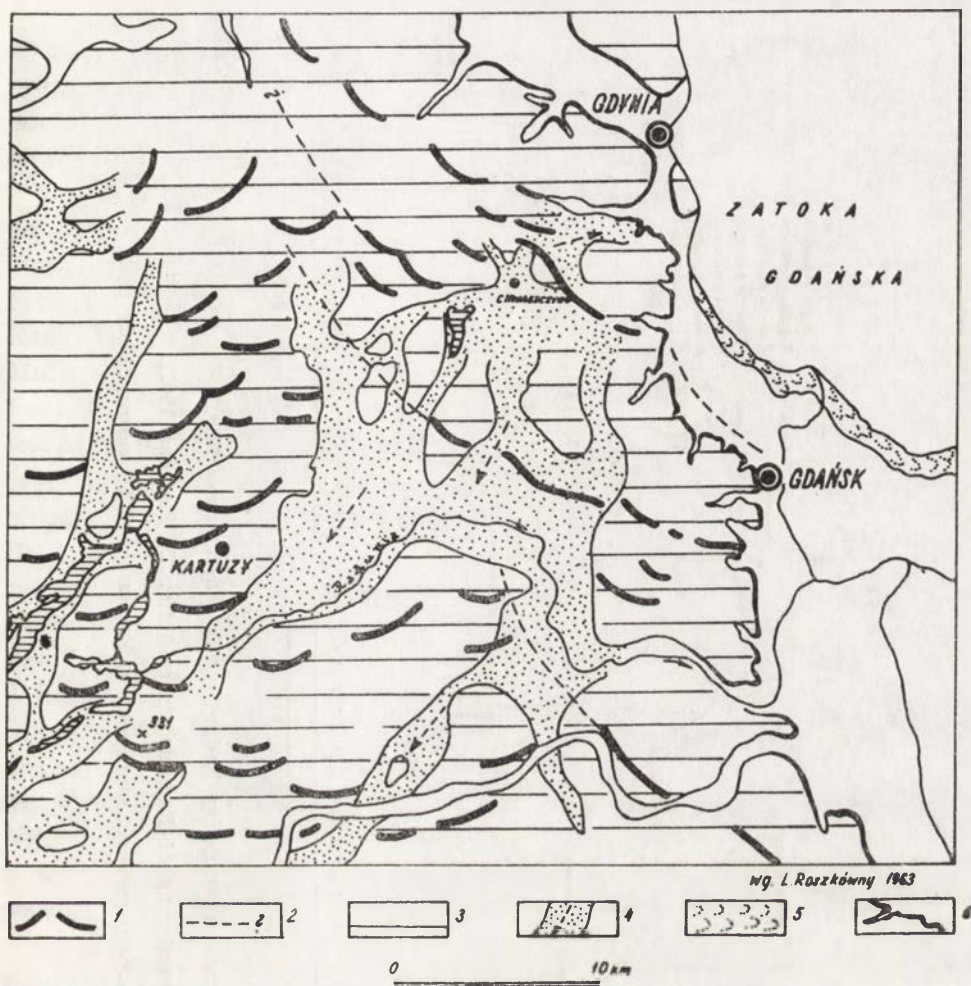
CHARAKTERYSTYKA TERENU BADAŃ

1. Dolina Raduni na tle rzeźby Pojezierza Kaszubskiego

W polodowcowej rzeźbie makroregionu Pojezierza Wschodnio-Pomorskiego (J. Kondracki 1965) mezoregion Pojezierze Kaszubskie wyróżnia się doskonale wykształconymi formami glacialnymi. Bezpośrednie sąsiedztwo ciągów morenowych stadium pomorskiego z głębokimi rynnami lodowcowymi tworzy krajobraz o silnej rytmice rzeźby. Wybijającym się elementem morfologicznym jest na omawianym terenie dolina rzeki Raduni. Cechuje ją złożoność genetyczna, znajdująca wyraz w naprzemianległym występowaniu rozszerzeń i zwężeń. Związane jest to z wypreparowaniem poszczególnych odcinków bądź przez wody glacialofluwialne (rozszerzenia), bądź rzeczne (zwężenia).

Dorzecze Raduni położone jest w całości po wewnętrznej stronie głównego ciągu moren czołowych stadium pomorskiego w zasięgu drobnych ciągów morenowych, jakie znaczyły recesję czoła lądolodu z fazy kaszubsko-warmińskiej do zasięgu fazy gardzieńskiej (ryc. 1) (L. Roszkówna 1963, R. Galon 1972). We wschodniej części dorzecza są to moreny kielpińskie (J. Szukalski 1962), w środkowej, lepiej wykształcone pasmo moren chwasczyńskich (L. Roszkówna 1961, J. Szukalski 1962) dających początek sandrowi o tej samej nazwie. Sandr ów kilkoma odnogami, omijającymi wyspy moreny dennej, dochodzi do doliny Raduni, która odcinkami całkowicie wycięta jest w piaszczystych pokrywach glacialofluwialnych.

Oprócz moren czołowych i sandrów równie charakterystycznym elementem rzeźby glacialnej są liczne rynny lodowcowe (B. Augustowski i J. Sylwestrzak 1973). Szczególnie licznie występują one w zachodniej części dorzecza w postaci różnokierunkowych, krzyżujących się ciągów, na które składają się: Rynna Raduńska, Ostrzycka, Rynna Czapelska

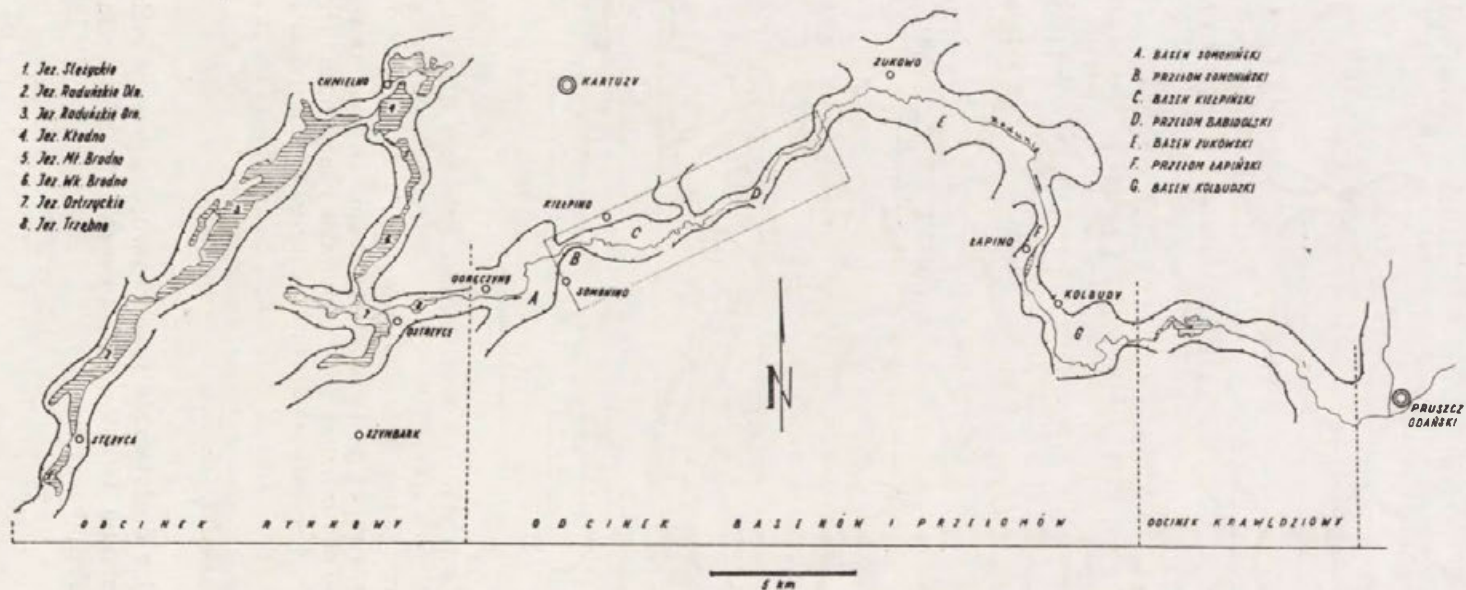


Ryc. 1. Radunia na tle morfologii wschodniej części Pojezierza Kaszubskiego (wg. L. Roszkówny 1963) 1. Moreny czołowe, 2. Przypuszczalne położenie krawędzi lądolodu, 3. Morena denna, 4. Sandry, 5. Wydmy, 6. Krawędzie.

Fig. 1. The river Radunia shown in terms of the Kashubian Lake District (after L. Roszkówna, 1963) 1 — end moraines, 2 — presumable run of inland ice margin, 3 — ground moraine, 4 — outwash fans, 5 — dunes, 6 — marginal edges

Рис. 1 Радуня на фоне рельефа восточнокашубского Поозерья (по Л. Рошкówne 1963) 1 — краевые морены, 2 — предполагаемое положение края ледника, 3 — моренное плато, 4 — зандры, 5 — дюны, 6 — уступы

i inne. Nie wyjaśniając dostatecznie przekonywująco genezy tych skomplikowanych przestrzennie układów, D. Piasecki (1962) proponuje dla nich nazwę „rynny obwodowej”.



Ryc. 2. Szkic morfologiczny doliny Raduni wg D. Piaseckiego (1962).

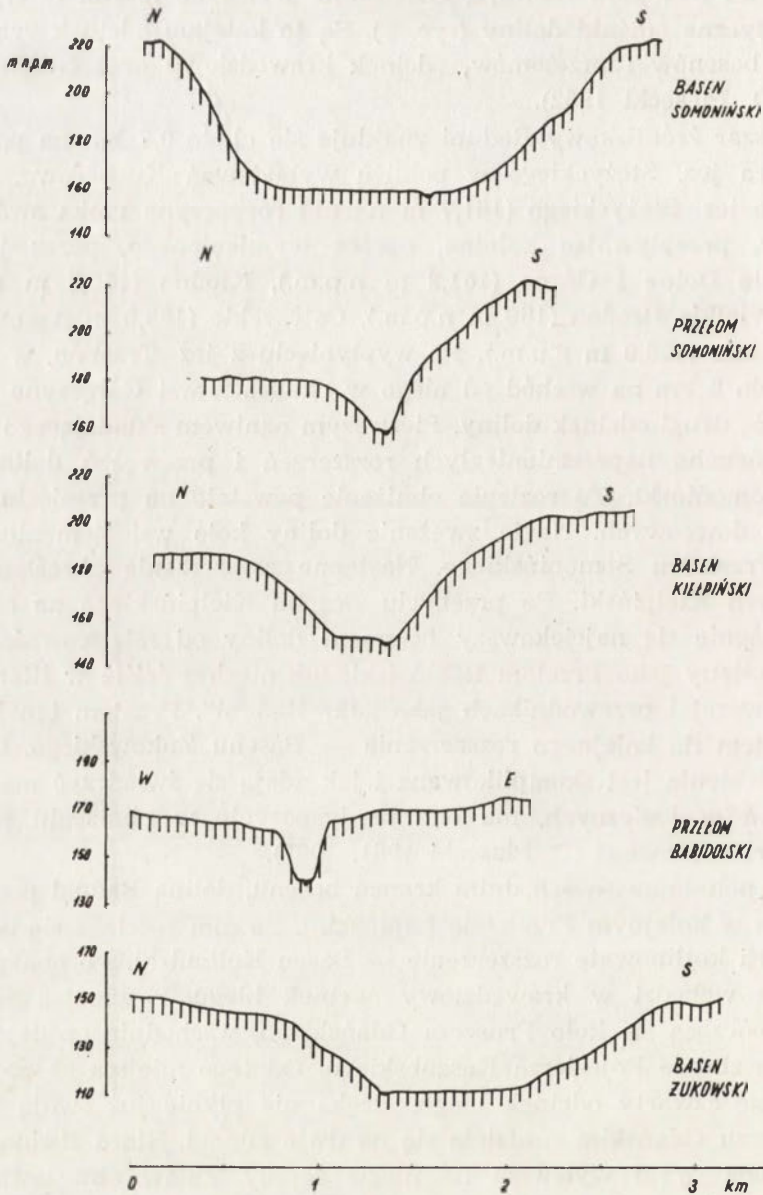
Fig. 2. Morphological map of Radunia valley (after D. Piasecki, 1962)

Рис. 2 Эскизная морфологическая карта долины Радуня по Д. Пясецкому (1962)

Jak już wspomniano, dolina Raduni składa się z elementów o różnym wieku i stopniu rozwoju. Generalnie wydzielić można cztery charakterystyczne odcinki doliny (ryc. 2). Są to kolejno: odcinek rynnowy, odcinek basenów i przełomów, odcinek krawędziowy oraz odcinek ujściowy (D. Piasecki 1962).

Obszar źródliskowy Raduni znajduje się około 0,7 km na południe od krańca jez. Stężyckiego w pobliżu wybudowań Kuchorowo. Wpływając do jez. Stężyckiego (161,7 m n.p.m.) rozpoczyna rzeka swój bieg rynnowy, przepływając kolejno, oprócz wymienionego, przez jeziora: Raduńskie Dolne i Górne (161,3 m n.p.m.), Kłodno (160,5 m n.p.m.) Małe i Wielkie Brodno (160 m n.p.m.), Ostrzyckie (159,0 m n.p.m.) oraz jez. Trzebno (158,0 m n.p.m.). Po wypłynięciu z jez. Trzebno, w odległości około 2 km na wschód od niego w okolicach wsi Goręczyno rozpoczyna się drugi odcinek doliny. Pierwszym ogniwem składającego się na niego łańcucha naprzemianległych rozszerzeń i przewężeń doliny jest Basen Somoński. To rozległe obniżenie powstało na przecięciu kilku rynien lodowcowych. Nagłe zwężenie doliny koło wsi Somonino nosi nazwę Przełomu Somońskiego. Następne rozszerzenie określane jest jako Basen Kiepiński. Po przebyciu Basenu Kiepińskiego na odcinku 6 km ciągnie się najciekawszy fragment doliny od miejscowości Babi Dół, określane jako Przełom Babidolski, lub niezbyt ściśle w literaturze krajoznawczej i przewodnikach jako „Jar Raduni”. Przełom ten kończy się wylotem do kolejnego rozszerzenia — Basenu Żukowskiego. Geneza tego zagłębienia jest skomplikowana i jak zdają się świadczyć materiały z wierceń geologicznych, ma ono predyspozycje w obniżeniu podłoża podczwartorzędowego (D. Piasecki 1961, 1962).

Na południowo-wschodnim krańcu basenu, dolina Raduni ponownie zwęża się w kolejnym Przełomie Łapińskim. Za nim rozciąga się ostatnie w tej serii kotlinowate rozszerzenie — Basen Kolbudzki. Po opuszczeniu go rzeka wchodzi w krawędziowy odcinek biegu, rozcinając rozległą dolinę kończącą się koło Pruszcza Gdańskiego, wschodnie opadające ku Żuławom zbocze Pojezierza Kaszubskiego. Od tego miejsca aż po ujście ciągnie się czwarty odcinek biegu. Rzeka nie płynie już swoją doliną. W Pruszczu Gdańskim rozdziela się na dwie odnogi. Stara Radunia, zabezpieczona przed wylewem na niskie tereny Żuław obwałowaniami, kieruje się ku ujściu do Motławy. Nowa Radunia, będąca wykonanym przez Krzyżaków w latach 1348—1354 sztucznym kanałem, równoległe do podnóża wysoczyzny prowadzi wodę do Gdańska. W średniowieczu jej energia wykorzystywana była m. in. do napędzania 18 żarn Wielkiego Młyna, największego wówczas zakładu przemysłowego w Europie.



Ryc. 3. Profile poprzeczne środkowego odcinka doliny Raduni.

Fig. 3. Transverse profiles across middle reach of Radunia

Рис. 3. Поперечные разрезы участка среднего течения долины Радуня

2. Rzeźba i budowa geologiczna badanego odcinka

Badania obejmowały odcinek środkowego biegu doliny Raduni o długości 15 km, z odpowiadającym mu około 10 km odcinkiem doliny. W skład jego wchodziły następujące jednostki morfologiczne: Przełom Somoniński, Basen Kiełpiński i Przełom Babidolski.



Fot. 1. Przełom Somoniński
1. The Somonino gap
1. Сомонинский прорыв

Przełom Somoniński jest wybitnym zwężeniem doliny (fot. 1), którym Radunia przepływa z Basenu Somonińskiego do Basenu Kiełpińskiego. Morfologicznie jest to płaskodenna dolina rzeczna o wyrównanym spadku (poniżej 1‰). Mimo iż z mianem przełomu kojarzą się zazwyczaj spadki niewyrównane i wyższe niż w odcinkach przyległych, wpływające na przyspieszenie prędkości płynięcia wody, w omawianym przypadku zjawisko to nie występuje. Pierwszy człon nazwy odnosić więc należy raczej do cech rzeźby doliny niż cech hydrologicznych rzeki. Szerokość dna dolinnego w obrębie przełomu waha się od 30 do 60 m. Na wyrównanie jego spadku, przynajmniej w początkowym odcinku, miał wpływ zamulony obecnie całkowicie, sztuczny staw dostarczający

wody do napędzania młyna pracującego tam od końca XVII w. do osiemdziesiątych lat XIX w. W morfometrii zboczy przełomu rysuje się wyraźna przewaga wysokości względnej zbocza południowego (patrz ryc. 3). Wynika ona, jak przypuszczam, z faktu wypreparowania doliny na kontrakcie wysoczyzny morenowej (220—240 m n.p.m.) ze zdegradowanym erozyjnie sandrem (170—175 m n.p.m.) budującym zbocze północne. Tłumaczenie różnic wysokości zboczy przełomu rozcięciem przez ciek insekwentny jest mało przekonywujące (D. Piasecki 1962, str. 100). Doliny insekwentne nie zawsze cechują się zboczami o nierównej wysokości względnej (M. Klimaszewski 1963, str. 216). Natomiast z definicji wynika, że nie wykazują one żadnego związku z budową geologiczną podłoża. Nasuwa się więc myśl, iż na obszarach zasypania lodowcowego, mamy do czynienia prawie wyłącznie z dolinami insekwentnymi wykazującymi słaby lub żaden związek z warunkami geologicznymi podłoża. W tym rozumieniu Przełom Somoniński nie jest zjawiskiem wyjątkowym, a przypisywanie mu cech zapożyczonych z terminologii właściwej geomorfologii strukturalnej prowadzi do nieporozumień.

Basen Kiełpiński, w którym kończy się omówiony przełom (fot. 2), jest rozciągającym się w kierunku równoleżnikowym rozsze-



Fot. 2. Środkowa część Basenu Kiełpińskiego
2. Middle part of Kiełpino basin
2. Центральная часть Келпинского водоема

rzeniem doliny. Szerokość dna tej formy wynosi od około 400 m w części centralnej do 100—150 m na krańcach wschodnim i zachodnim. Zbocza znacznie łagodniejsze niż w przełomie mają nachylenie 15—35°. Jedyne w miejscach martwych, utrwalonych roślinnością, podcięć brzegowych nachylenia zboczy przekraczają 40°. Oprócz tych przypadków zbocza basenu łączą się z jego dnem łagodnie bez widocznych załomów. W obrębie dna basenu stwierdzono istnienie poziomów terasowych o wysokościach względnych: 2,5; 4; 6 i 10 m. Badania materiału budującego poszczególne poziomy wykazują znaczne różnice. Poziomy wyższe zbudowane są z warstwowych piasków średnioziarnistych z przewarstwieniami żwirków i piasków gruboziarnistych. Poziomy niższe 2,5 i 4 m zbudowane są z utworów, które powstały w zamkniętym zbiorniku wodnym. Są to naprzemianległe warstwy mułków i drobnoziarnistych lub pylastych piasków. Taką budowę wewnętrzną poziomu 4 m obserwować można w podcięciu brzegowym na wysokości przystanku kolejowego Kiełpino Kartuskie (fot. 3), a także we fragmentach poziomu 2,5 m na wschód od drogi Kiełpno — Wyczechowo oraz na wschodnim krańcu basenu.



Fot. 3. Basen Kiełpiński — podcięcia poziomu terasy 4 m
3. The Kiełpino basin — undercut level of 4 m terrace
3. Келпинский водоем — размываемый склон террасы 4 м

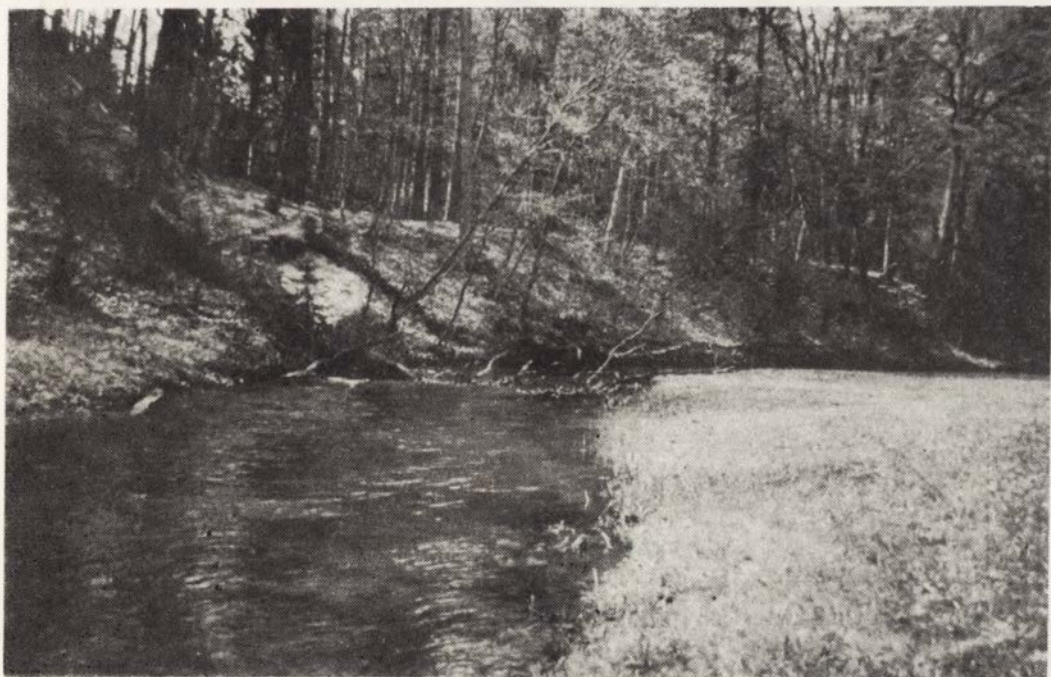
Zaburzenia w obrębie osadów zastoiskowych świadczą o tym, że przynajmniej częściowo akumulacja odbywała się na podścielających je bryłach martwego lodu. Za przyjęciem takiego wyjaśnienia przemawia również istnienie deformacji powierzchni poziomu 4 m koło Kiełpina, której powstania nie da się wyjaśnić działaniem normalnych procesów denudacyjnych. Współczesna powierzchnia dna Basenu Kiełpińskiego powstała w wyniku erozyjnej działalności rzeki oraz maskującej starsze zagłębienia akumulacji osadów organicznych. W trakcie badań w dnie terasy zalewowej stwierdzono istnienie zagłębień wypełnionych takimi osadami, w tym również kredą jeziorną. W osadach kredy miejscami wycięte jest także współczesne koryto Raduni. Na podstawie dowodów morfologicznych (krawędzie pczior. 6 m) oraz geologicznych (szare ily), można przypuszczać, iż Basen Kiełpiński posiadał kiedyś łączność z przylegającą do jego krańca rynną jez. Mezowo. Być może stanowiły one w przeszłości jeden zbiornik zastoiskowy. Ciekawym momentem mogącym rzucić światło na wiek Basenu Kiełpińskiego jest znalezienie na powierzchni terasy 2,5 m warstwy kredy jeziornej o miąższości 0,4 m. W kredzie tej dobrze zachowały się szczątki malakofauny w postaci fragmentów lub całych muszli małż. Pobrane próbki osadów



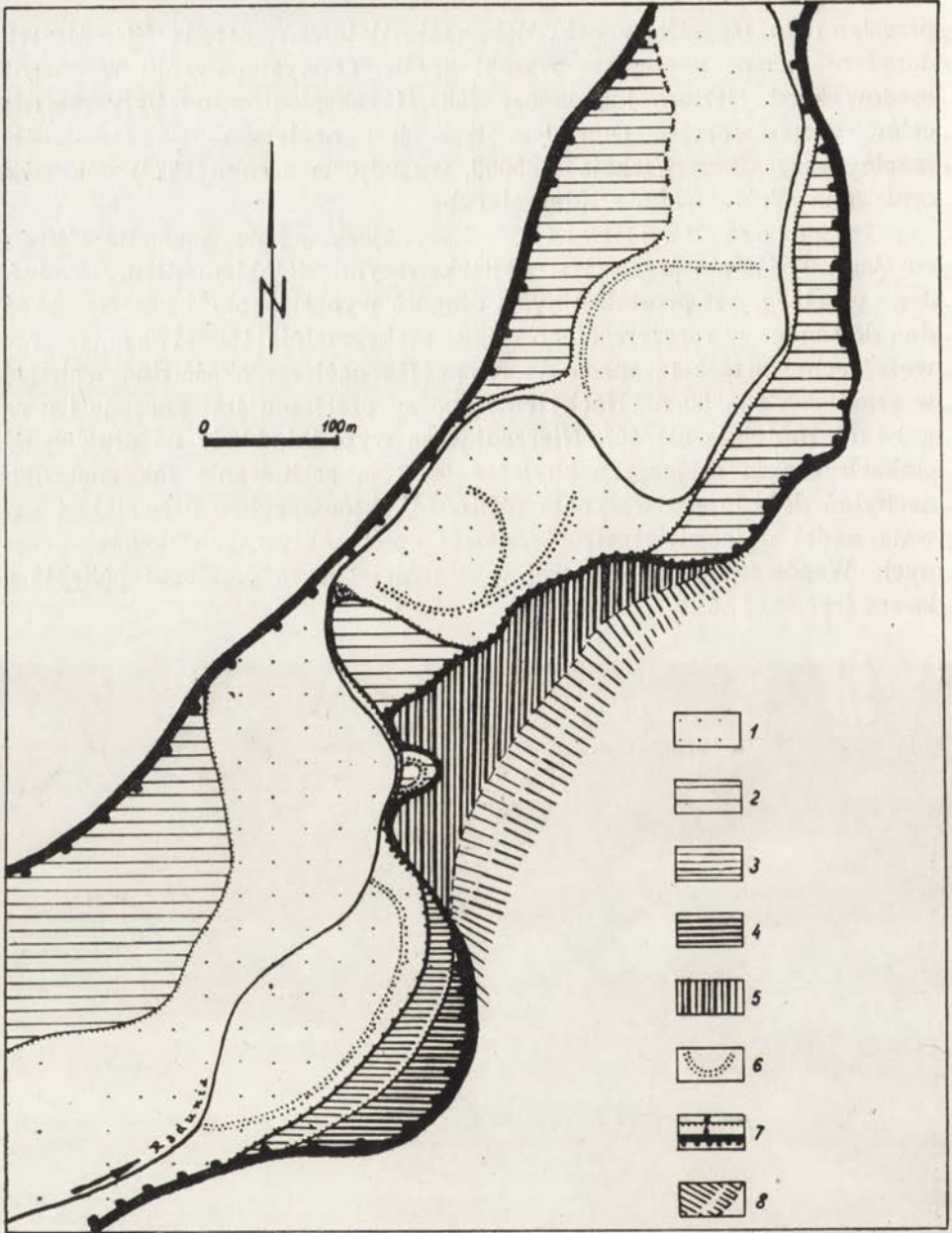
Fot. 4. Przełom Babidolski
4. The Babidoły gap
4. Бабидольсктй прорыв

przesłano do Uppsali w celu dokonania datowań metodą ^{14}C , niestety dotąd nie znane są jeszcze wyniki analiz. O występowaniu w basenie osadów kredy jeziornej świadczy fakt, iż eksploatowane były one dla celów gospodarczych. Dowodem tego jest naniesiona na niemieckiej mapie topograficznej (skala 1:25000, wg zdjęcia z roku 1875) odkrywka oznaczona skrótem Mgr = Mergelgrube.

Przełom Babidolski, zaczynający się na wschodnim krańcu Basenu Kiełpińskiego, jest najciekawszym odcinkiem doliny Raduni. Jego przebieg jest prostoliniowy, a długość wynosi około 6 km. Szerokość dna dolinnego w rozszerzeniach osiąga maksymalnie 150—170 m, w przewężeniach wartość ta spada do 30 m. Na ogół szerokość dna waha się w granicach 50—80 m. Nachylenie zboczy przełomu jest znaczne i z reguły nie mniejsze niż 40° . Nierzadkie są wypadki, kiedy na długich odcinkach zbocza osiągają nachylenie 60° . Na zachowanie tak znacznych nachyleń decydująco wpłynęła roślinność, która szybko utrwałała i utrwała nadal najbardziej strome nawet części aktywnych podcięć rzecznych. Współcześnie, na całej swej długości zbocza przełomu pokryte są lasem (ryc. 4, 5, 6).



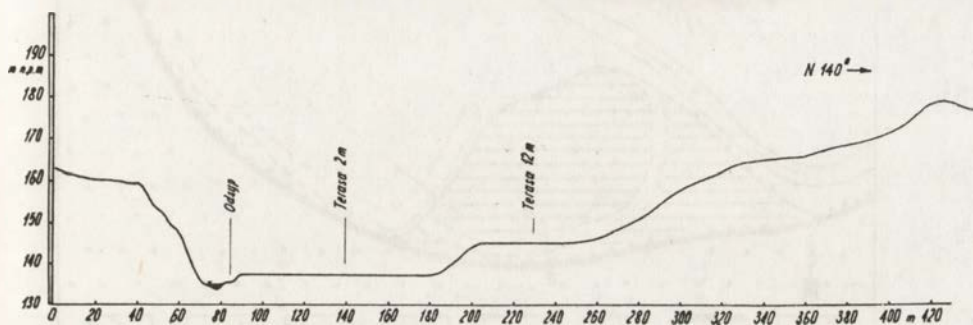
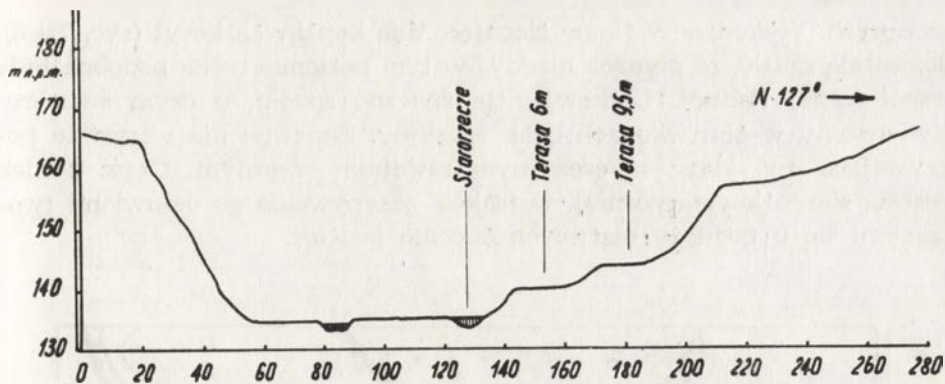
Fot. 5. Terasa 4 m w Przełomie Babidolskim
5. 4 m terrace in Babidoły gap
5. Терреса 4м в Бабидольском прорыве



Ryc. 4. Szkic morfologiczny teras w środkowym odcinku Przełomu Babidolskiego.
 1. Terasa zalewowa, 2. Terasa 2 m, 3. Terasa 6m, 4. Terasa 9,5–10 m, 5. Terasa 12 m, 6. Starorzecza, 7. Krawędzie: a) teras, b) wysoczyzny, 8. Łagodne zbocza.

Fig. 4. Morphological map of terraces in middle valley reach of the Babidoły gap
 1 — overflow terrace, 2 — 2 m terrace, 3 — 6 m terrace, 4 — 9.5 — 10 m terrace, 5 — 12 m terrace, 6 — abandoned river bed, 7 — edges of a) terraces, b) plateau, 8 — gentle slopes

Рис. 4 Эскизная карта распространения террас в среднем участке Бабидольского прорыва
 1 — пойма, 2. терраса 2 м, 3. терраса 6 м, 4. терраса 9,5 — 10 м, 5. терраса 12 м, 6. старицы,
 7. уступы: а) террас, в) моренной возвышенности, 8. пологие склоны

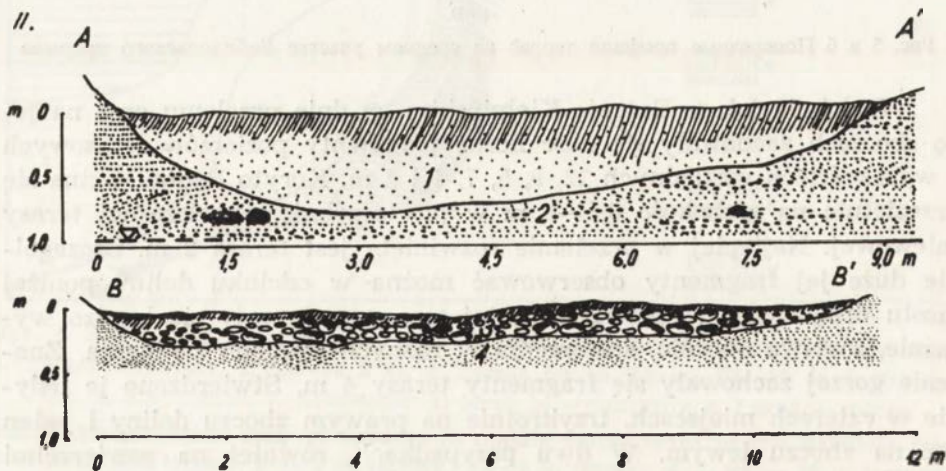
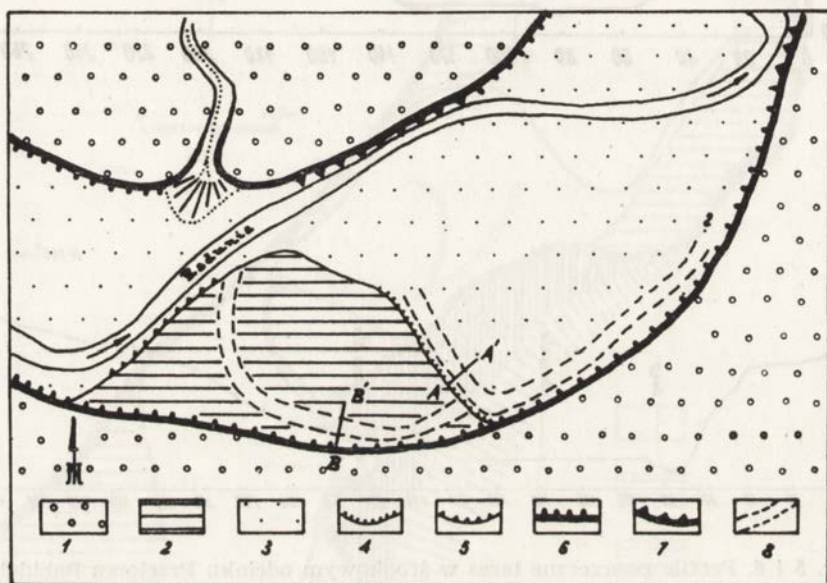


Ryc. 5 i 6. Profile poprzeczne teras w środkowym odcinku Przełomu Babidołskiego
 Fig. 5 and 6. Transverse profiles across terrace in middle reach of Babidoły
 gap

Рис. 5 и 6 Поперечные профили террас на среднем участке Бабидо́льского прорыва

Podobnie jak w Basenie Kiepińskim, w dnje przełomu oraz na jego zboczach zachowały się dość liczne fragmenty poziomów terasowych o wysokościach względnych 12, 9, 5, 7, 4 i 2 m. Koryto Raduni wcina się przeciętnie na głębokość 0,5—1 m w powierzchnię współczesnej terasy zalewowej. Najlepiej w przełomie rozwinięta jest terasa 2 m. Szczególnie duże jej fragmenty obserwować można w odcinku doliny poniżej mostu drogowego. W powierzchni tej terasy zachowały się bardzo wyraźnie, martwe obecnie, starorzecza w różnych stadiach zanikania. Znacznie gorzej zachowały się fragmenty terasy 4 m. Stwierdzono je jedynie w czterech miejscach, trzykrotnie na prawym zboczu doliny i jeden raz na zboczu lewym. W dwu przypadkach, również na powierzchni tego poziomu, zachowały się doskonale zawieszane fragmenty zakoli

rzecznych. Wykonane wykopy sięgające dna kopalnych koryt (ryc. 7 i 8), pozwalają sądzić, że płynąca niegdyś w tym poziomie rzeka podobna była współczesnej Raduni. Cechowały ją znaczne spadki, o czym świadczy stwierdzony w obu wkopach bruk erozyjny. Zapewne nie wszystkie pokrywające dno głazy są erozyjnym residuum rzecznych. Część z nich dostała się do koryta później, w trakcie zasypywania go deluwiami tworzącymi się u podnóża martwych obecnie podcięć.

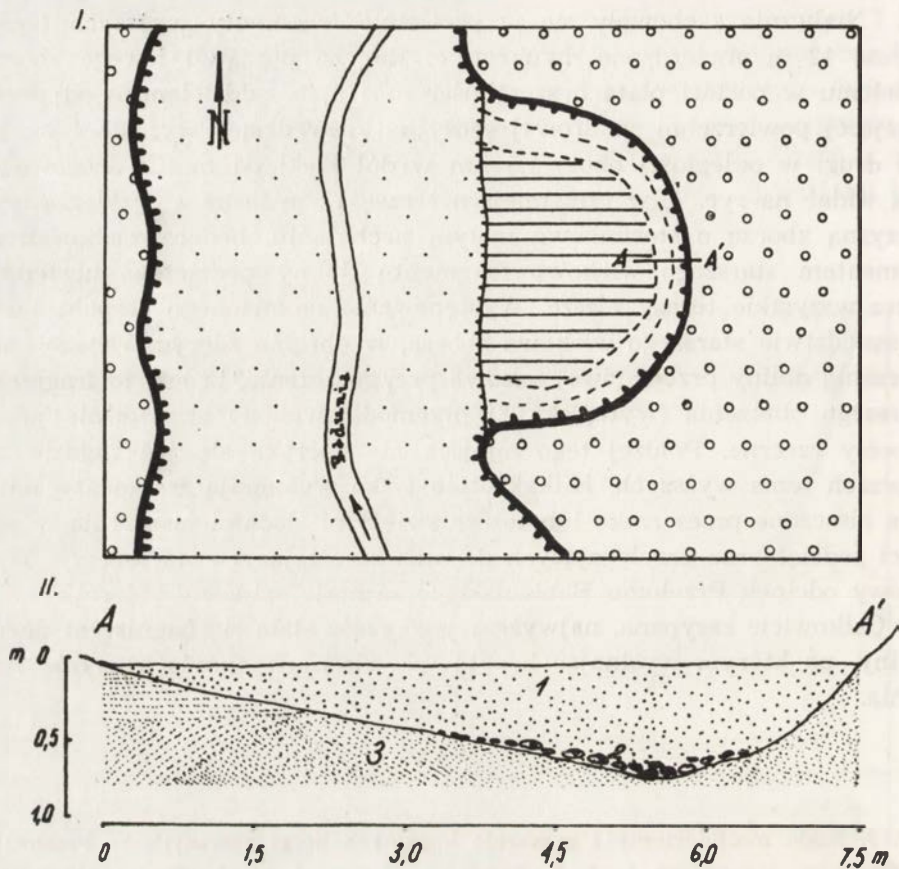


Nielicznie zachowały się w przełomie fragmenty wyższych teras. Terasę 12 m stwierdzono dwukrotnie. Raz na początku lewego zbocza przełomu w postaci płata o szerokości 10—15 m, oddzielonego od przylegającej powierzchni sandrowej erozyjną krawędzią o wys. 3—4 m, po raz drugi w odległości około 1,5 km w dół rzeki od mostu drogowego. Jak widać na ryc. 4, w tym miejscu terasę 12 m łączy z przyległą wysoczyzną zbocze o stosunkowo małym nachyleniu, będące zachowanym elementem starszego wiekowo fragmentu doliny podciętego następnie przez wszystkie terasy niższe. Występowanie omówionego zespołu teras w sąsiedztwie starszego wiekowo zbocza, w obrębie zdecydowanego rozszerzenia doliny przełomowej nasuwa przypuszczenie, iż jest to fragment starszego obniżenia (wytopiska ?) przemodelowanego gruntownie przez procesy rzeczne. Poniżej tego miejsca nie spotyka się już nigdzie na zboczach teras wyższych. Kilkakrotnie tylko występują fragmenty teras 2 m niszczone przez rzekę lub też ze świeżymi śladami niszczenia w postaci podcięć oraz przylegających do nich zarastających starorzeczy. Wylotowy odcinek Przełomu Babidolskiego zajmuje sztuczny zbiornik wodny. Całkowicie zasypana, najwyższa jego część stała się bagnistym dnem doliny, po którym wycinając koryto we własnych aluwiach płynie Radunia.

Ryc. 7. Szkic morfologiczny i przekroje kopalnych koryt rzecznych w Przełomie Babidolskim, stanowisko 1. I. 1. Sandr, 2. Terasa 4 m, 3. Terasa zalewowa, 4. Martwe krawędzie teras, 5. Aktywne podcięcia teras, 6. Martwe zbocza doliny, 7. Zbocza podcinane, 8. Koryta kopalne. II. 1. Bezstrukturalne piaski brunatne, 2. Gruboziarniste piaski warstwowane, 3. Bruk erozyjny i pseudoresidua, 4. Drobnaziarniste piaski warstwowane.

Fig. 7. Morphological map and sections a cross fossil river channels in Babidoły gap, locality 1 I. 1 — outwash sheet, 2 — 4 m terrace, 3 — overflow terrace, 4 — inert terrace margins, 5 — active terrace undercuttings, (— inert valley scarps, 7 — undercut scarps, 8 — fossil channels II. 1 — structureless brown sands, 2 — coarse-grained stratified sands, 3 — erosive pavement and pseudo-residua, 4 — fine-grained stratified sands

Рис. 7 Эскизная морфологическая карта и разрезы погребенных русел реки в Баби́дольском прорыве, пункт 1 I. 1 — зандр, 2 — терраса 4 м, 3. пойма, 4. жертвые уступы террас, 5. активные размываемые участки террас, 6. мертвые склоны долины, 7. размываемые склоны, 8. погребенные русла II. 1 — неслоистые бурые пески, 2. крупнозернистые слоистые пески, 3. образовавшийся в результате эрозионного размыва слой валунов и псевдодрезидуальные образования, 4. мелкозернистые слоистые пески



Ryc. 8. Szkic morfologiczny i przekrój kopalnego koryta w Przelomie Babidolskim, stanowisko 2. I. Objasnienia patrz ryc. 7 II. 1. Piaski bezstrukturalne, 2. Bruk erozyjny i pseudoresiduum, 3. Drobnziarniste piaski warstwowane.

Fig. 8. Morphological map and sections across fossil channel in Babidół gap, locality 2 I. for explanation see Fig. 7 II. 1 — structureless sands, 2 — erosive pavement and pseudo-residuum, 3 — fine-grained stratified sands

Рис. 8 Эскизная морфологическая карта и разрез погребенного русла в Бабидольском прорыве, пункт 2 I. объяснения м. рис. 7 II. 1. неслоистые пески, 2. образовавшийся в результате эрозионного размыва слой валунов и псевдорезидуальные образования, 3. мелкозернистые слоистые пески

Budowa geologiczna. Utwory geologiczne, z jakimi spotykamy się w obrębie badanego terenu należą do plejstocenu i holocenu. Utwory plejstocenijskie reprezentują osady bezpośredniej akumu-

lacji lodowcowej i osady glaciefluwalne. Do osadów akumulacji bezpośredniej zaliczają się gliny brunatne o różnym stopniu spiaszczenia i różnej zawartości CaCO_3 . Ich miąższość stwierdzona w istniejących odkrywkach osiąga 4 m. Powierzchniowy zasięg glin ograniczony jest do południowych i południowo-zachodnich części badanego terenu. Gliny brunatne tworzą tam formy wysoczyzny moreny dennej na prawym brzegu doliny pomiędzy Somoninem i Babim Dołem. Starszą od glin brunatnych, glinę szarą stwierdzono w kilku pocięciach brzegowych w Przełomie Babidolskim. Na podstawie obserwacji stwierdzono, że w istniejących odsłonięciach strop szarej gliny zalega około 3—6 m powyżej współczesnego poziomu terasy zalewowej, co odpowiada mniej więcej rzędnej + 140 m n.p.m. Jedynie w obrębie dolinki rozcinającej prawe zbocze doliny Raduni stwierdzono istnienie szarej gliny na rzędnej + 170 m n.p.m. Na kontakcie szarej gliny oraz nadległej, międzymorenowej serii osadów glaciefluwalnych, reprezentowanych głównie przez różnej frakcji piaski występują z reguły wysięki wód gruntowych. Utwory glaciefluwalne powierzchniowo zajmują największą część terenu. W górnej części są to najmłodsze pokrywy sandrowe. Pionowa zmienność utworów glaciefluwalnych wyraża się grubieniem ku górze frakcji materiału przechodzącego stopniowo w gruboziarniste piaski i żwiry, co być może miejscami wynika z bezpośredniego nakładania się na siebie pokryw glaciefluwalnych różnego wieku. Osady schyłku plejstocenu reprezentowane są na badanym odcinku doliny przez zastoiskowe utwory poziomów terasowych w Basenie Kiełpińskim.

Najmłodsze osady holocenijskie, budują przede wszystkim różnej szerokości listwy deluwii oraz stożki napływowe (tylko w Basenie Kiełpińskim). Holocenijskie osady organogeniczne wypełniają obecnie zanikające starorzecza w poziomych terasach zalewowej oraz terasy 2 m. Tylko w jednym przypadku i to w Basenie Kiełpińskim stwierdzono organiczne osady jeziorne na powierzchni terasy 2,5 m. Poza obrębem dna dolinowego, najniższego aktualnie poziomu morfologicznego, występowanie organicznych osadów holocenijskich wykształconych w postaci torfów stwierdzono w torfowisku powstałym w wyniku całkowitego zarośnięcia wytopiskowego obniżenia na sandrze położonego w odległości około 1,5 km na południowy-wschód od stacji kolejowej Babi Dół, oraz w pobliżu zanikających drobnych „oczek” zajmujących jeszcze kilka obniżen podobnego typu.

Rozdział III

CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH ELEMENTÓW HYDROGRAFICZNYCH

Spadki. Radunia wypływa koło miejscowości Kucborwo na rzędnej 163—165 m n.p.m. i uchodzi do Motławy w obrębie Żuław w poziomie morza. Na 100 km odcinku biegu rzeki daje to średni spadek około 1,64‰. Wartość ta daleka jest od obrazu rzeczywistych spadków spotykanych w terenie, które wynoszą w odcinkach przełomowych miejscami 4—7‰. W przedzielających odcinki przełomowe basenach spadki nie przekraczają 2,5‰ (ryc. 9).

Badany 15 km odcinek rzeki, zaczynający się od mostu drogowego w Somoninie, a kończący zaporą zbiornika Rutki, składa się z trzech odcinków różniących się morfologią doliny i dwu odcinków wyraźnie różniących się spadkami (ryc. 10).

Pierwszy z nich, obejmujący Przełom Somoniński i Basen Kiełpiński, charakteryzują spadki od 0,75—1,13‰. Początkowy fragment drugiego odcinka — Przełomu Babidolskiego — zaczyna się spadkami 2,40‰. W części środkowej spadki rosną do około 4,0‰, a w obrębie bystrz osiągną wartości 6,50—6,80‰, po czym ponownie maleją nie przekraczając 3‰. Przed wybudowaniem zapory w Rutkach spadki w ujściowym odcinku Przełomu Babidolskiego wynosiły około 4,3‰. Obecnie na skutek zalania wodą zbiornika odcinka ujściowego oraz częściowo agradacyjnego podniesienia dna w obrębie jego zasypanej części górnej, spadki nie przekraczają tam 2,4‰.

Ogólnie profil podłużny Raduni uznać należy za przykład profilu inwersyjnego, cechującego się znacznie wyższymi spadkami w części środkowej i ujściowej niż w części źródłowej. Stan ten jest wynikiem oddziaływania przez rzekę doliny kształtowanej przez czynniki rzeźbotwórcze związane z ostatnim stadium zlodowacenia.

Ponieważ badany odcinek rzeki cechuje się wysoką krętością, znajdującą odbicie we współczynnikach rozwinięcia poszczególnych segmentów, wydzielonych metodą przyjętą za H. Mansikkaniemim (1971, 1972),

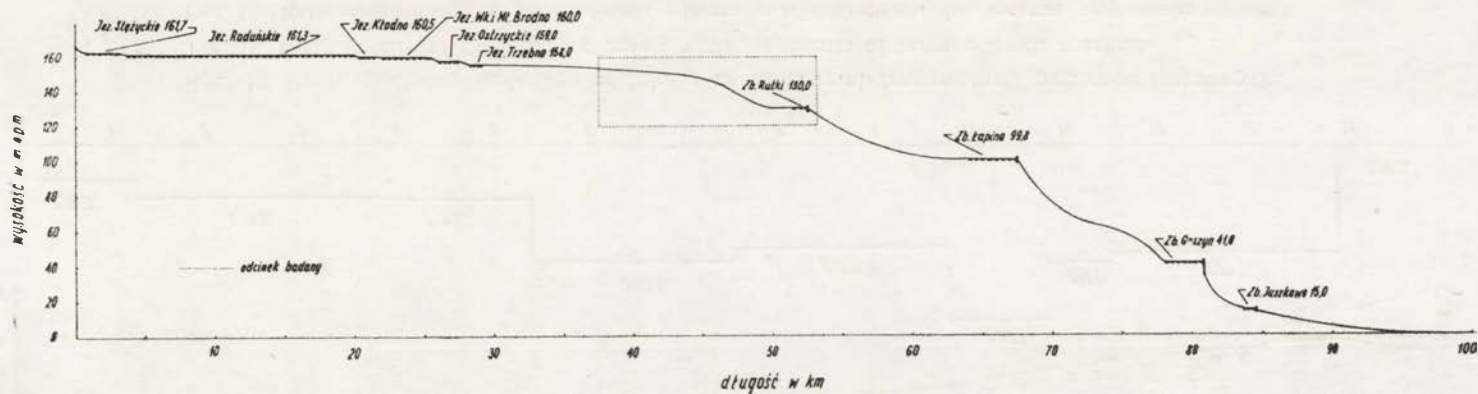


Fig. 9. Long profile of river Radunia

Рис. 9. Профиль подлужны Радуні.

Рис. 9. Продольный профиль Радуні

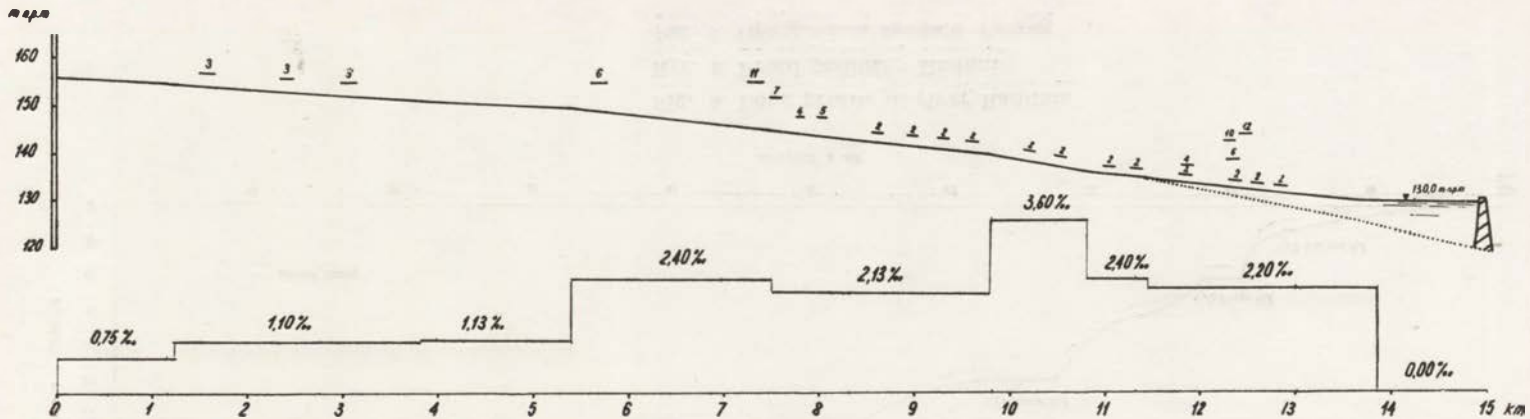
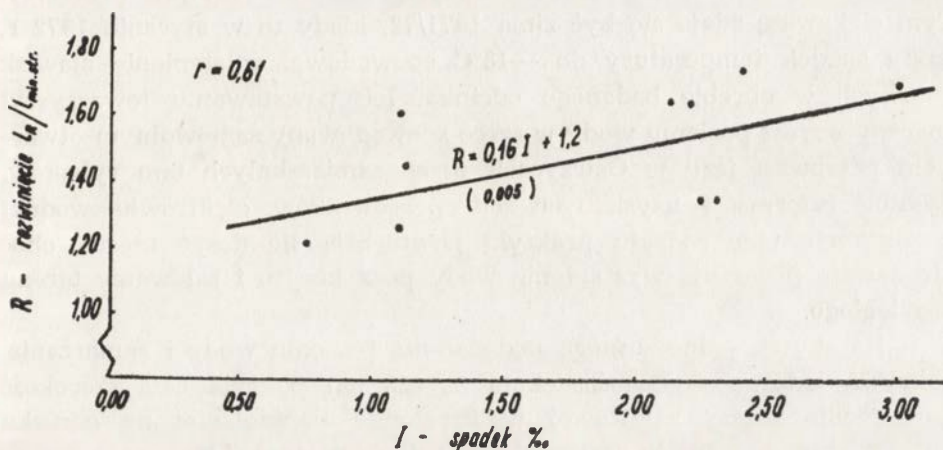


Рис. 10. Профиль продольный badanego odcinka z zaznaczonymi fragmentami poziomów terasowych.

Fig. 10. Long profile of investigated reach, with fragments of terrace levels marked

Рис. 10 Продольный профиль исследуемого участка с обозначением фрагментов террасовых уровней

wahających się w granicach 1,2—1,8, podjęto próbę określenia wpływu spadków na rozwinięcie biegu rzeki. W tym celu obliczono współczynnik korelacji obu cech. Jego niska wartość równa 0,61 wskazuje jednak na minimalny, w tym przypadku związek występujący między nimi (ryc. 11).



Ryc. 11. Związek pomiędzy spadkami a rozwinięciem badanego odcinka

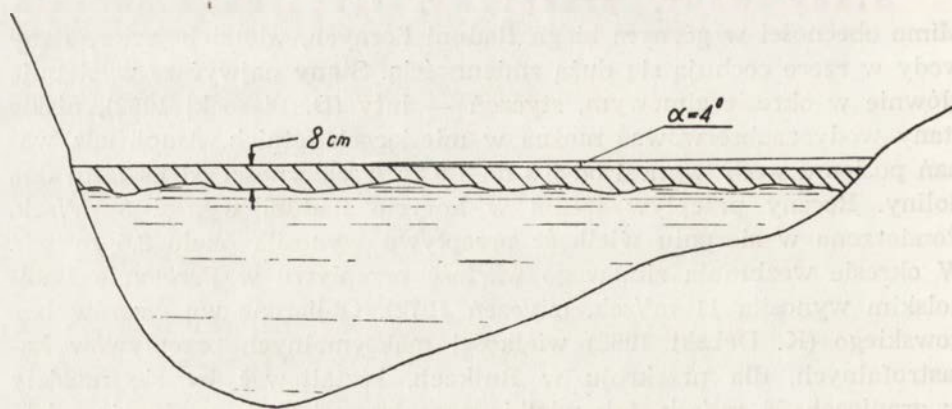
Fig. 11. Relation between gradient and unwinding of examined river reach

Рис. 11 Взаимосвязь между уклонами и меандрированием исследуемого участка

Stany wody, przepływy, zjawiska zlodzenia. Mimo obecności w górnym biegu Raduni licznych, wielkich jezior, stany wody w rzece cechują się dużą zmiennością. Stany najwyższe występują głównie w okresie zimowym, styczeń — luty (D. Piasecki 1962), niskie stany wody zaobserwować można w miesiącach letnich. Amplituda wahań poziomu wody wynosi od 0,3 do 1,5 m w zależności od kształtu dna doliny. Roczny przepływ średni w korycie Raduni wynosi 3 m³/sek. Pomierzona w sierpniu wielkość przepływu wynosiła około 2,5 m³/sek. W okresie wezbrania zimowego wartość przepływu w Przełomie Babi-dolskim wynosiła 11 m³/sek. (styczeń 1972). Obliczone wg wzorów Iszkowskiego (K. Dębski 1968) wielkości maksymalnych przepływów katastrofalnych, dla przekroju w Rutkach, kształtować by się musiały w granicach 55 m³/sek, tak wielkie przepływy jak się zdaje nie miały jednak ostatnio miejsca, tym bardziej że na przestrzeni najmniej 300 lat zarówno stany wody, a co za tym idzie i przepływy rzeki są regulowane sztucznie przez szereg istniejących w dolinie jazów, młynów, przepustów, a obecnie także przez sztuczne zbiorniki elektrowni wodnych.

Ze względu na znaczne spadki, Radunia jest rzeką, na której zjawiska lodowe obserwowane są stosunkowo rzadko. Do najrzadziej występujących postaci zlodzenia zaliczyć można pokrywę lodową. E. Okulanis i J. Szukalski (1960) podają, że w profilu Goręczyno, a więc w odcinku o niewielkich spadkach, w okresie 1947—1958 pokrywa lodowa pojawiła się jedynie dwukrotnie na przełomie lat 1947/48 i 1950/51. Tym ciekawszą zdaje się być zima 1971/72, kiedy to w styczniu 1972 r. nagły spadek temperatury do -18°C spowodował wystąpienie zjawisk lodowych w obrębie badanego odcinka. Ich powstawaniu towarzyszył znaczny wzrost poziomu wody w rzece spowodowany samowolnym otwarciem przepustu jazu w Ostrzycach przez zamieszkałych tam rybaków. Według informacji uzyskanych od pracowników elektrowni wodnej w Rutkach, tego rodzaju praktyki powtarzają się dosyć często, choć nie zawsze powodują wystąpienie wody poza koryto i zalewanie terenu przyległego.

Na skutek jednoczesnego podnoszenia poziomu wody i zamarzania, pokrywa lodowa o grubości około 20—25 cm pokryła całą szerokość powierzchni terasy zalewowej w Przełomie Babidolskim na odcinku o długości około 3 km w górę rzeki od zapory wodnej (fot. 7) oraz znaczne obszary terasy zalewowej w Basenie Kiepińskim (fot. 8). Pod lodem znalazło się więc łącznie około 40 ha dna dolinnego. Lodem pokryty był także cały zbiornik Rutki, a maksymalna grubość lodu dochodziła do 25 cm.



Ryc. 12. Poprzeczny spadek pokrywy lodowej w zakolu Raduni.

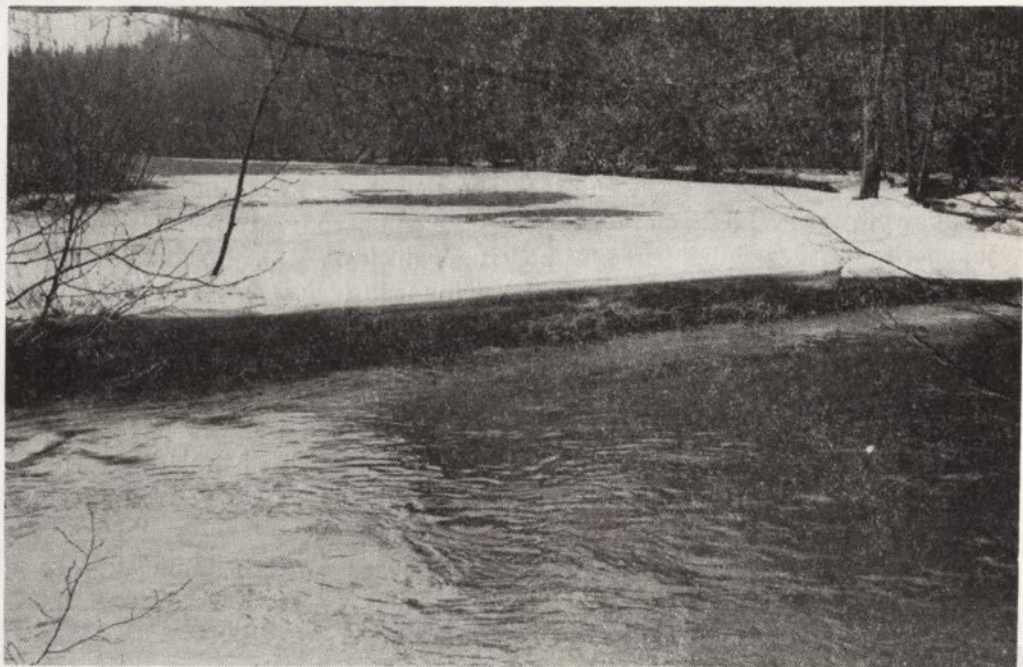
Fig. 12. Transverse slant of ice cover in Radunia meander

Рис. 12. Уклон ледяного покрова в поперечном разрезе меандра Радуня

Na rzece bez uprzedniego wystąpienia śryżu, utworzyła się miejscami pokrywa lodowa o grubości od 12—15 cm w części brzegowej, do 0,5—1,0 cm w części nurtowej. Penetrując teren w dniu 13.01.72 r. na jednym z zamarzniętych zakoli stwierdzono występowanie poprzecznego spadku lodu w kierunku od erodowanego do nadbudowywanego brzegu rzeki. Spadek ten miał wartość 4° , a jego powstanie związane było z odśrodkowym przyspieszeniem cząstek płynącej wody i podniesieniem jej poziomu w pobliżu brzegu podcinanego (ryc. 12). Po opadnięciu poziomu wody do stanu zbliżonego do średniego obserwowano spływanie obłamanych tafli lodowych w kierunku zbiornika. Okresowo tworzyły one niewielkie zatory w korycie, które likwidowała woda w przeciągu 5—20 godzin. Po spłynięciu kry od początku lutego pojawiał się miejscami lód brzegowy (głównie w miejscach oddalonych od nurtu) o grubości 2—4 cm (fot. 9). Okres występowania zjawisk lodowych na rzece trwał łącznie 35 dni. Na terasie zalewowej zanik pokrywy lodowej, w miejscach zacienionych, odbywał się aż do połowy kwietnia 1972 r.



Fot. 6. Ślad maksymalnego wezbrania w Przełomie Babidolskim
6. Trace of highest flood level in Babidoły gap
6. Следы половодья в Бабидольском прорыве



Fot. 7. Przełom Babidolski, lód na powierzchni terasy zalewowej
7. The Babidoły gap, with ice cover on surface of overflood terrace
7. Бабидольский прорыв, лед на пойме



Fot. 8. Basen Kiełpiński pokryta lodem terasa zalewowa
8. The Kiełpino basin, ice-covered overflood terrace
8. Келпинский бассейн, пойма, покрытая льдом



Fot. 9. Przykład zlodzenia rzeki w Przełomie Babidolskim (luty 1972) A. wtórny lód brzegowy, B. Pokrywa lodowa na terasie zalewowej

9. Example of freezing of river in Babidoły gap (February 1972) A — secondary bank ice, B — ice cover on overflood terrace

9. Пример ледяного покрова реки в Бабидольском прорыве (февраль 1972). А. вторичный береговой лед, В. покров льда на пойме

Rozdział IV

WSPÓŁCZESNE FORMY I PROCESY RZECZNE

1. Uwagi ogólne

Na desygnat pojęcia rzeka składają się dwa elementy, z których pomijając względność ruchu, pierwszy — koryto, stanowi pozornie stabilny człon będący dla drugiego, mobilnego — wody płynącej, układ odniesienia. Rozdzielenie tych dwu podstawowych elementów nie jest możliwe bez naruszenia istoty pojęcia. Przez każdy z nieprzeliczalnego zbioru przekrojów poprzecznych jakie można przeprowadzić na badanym, przez autora, odcinku rzeki przepływa w ciągu roku 74,6 mln m³ wody co daje średni roczny przepływ rzędu 3 m³/sek. Jest oczywistym, że kontakt tych elementów nie odbywa się bez wzajemnego oddziaływania zwrotnego w dwu, przeciwnie skierowanych relacjach: woda — koryto i koryto — woda.

Dla celów badań praktycznych, niekiedy, sprzężenie to pozornie rozrywa się, co znajduje wyraz w koncentracji pomiarów na jednym lub drugim kierunku relacji. Ten tryb postępowania, z punktu widzenia prowadzonych prac, jest dopuszczalny pod warunkiem istnienia ciągłej świadomości, że w układzie tak wysoce zintegrowanym dynamicznie nie ma jednodrożnych łańcuchów przyczynowych, a dzięki sprzężeniom każda zmiana w jednym elemencie, teoretycznie równocześnie, znajduje odbicie w transformacjach elementów pozostałych.

O słuszności powyższego, przekonać może fakt, iż niezupełnie precyzyjnie potrafimy określać czy tzw. „głębokość rzeki” jest własnością elementu „koryto” czy też elementu „woda”, jako że jej zmiany mogą być wywoływane bądź poniesieniem stanu wody przy zachowaniu stałego poziomu dna, bądź też przez częściowe rozmycie dna przy zachowaniu stałego poziomu wody. Przy czym, w obu przypadkach to co nazwaliśmy „głębokością rzeki” będzie wykazywało zmiany w tym samym kierunku (wzrostu lub malenia) bez względu na to, na który z wymienionych sposobów przemiana będzie się odbywała. Nie wymaga udowadniania stwier-

dzenie, iż każda zmiana układu, jak przedstawiona powyżej, nie odbywa się bez naruszenia pozostałych jego cech, takich jak: szerokość, prędkość płynięcia, spadek itd.

Odzwierciedleniem konieczności integralnego ujmowania przemian zachodzących w rzece stało się stworzone w roku 1953 przez L. B. Leopolda i T. Maddocka (G. H. Dury 1971) pojęcie „hydraulic geometry”, sugerujące równoczesne rozpatrywanie zmian koryta jako funkcji przepływu.

Przystępując do omówienia przejawów zachowania się badanego odcinka rzeki Raduni rozumianego jako układ dynamiczny należy dokonać wydzielenia elementów podległych badaniom. Przedmiotem badań był głównie jego element stabilny, tzn. koryto oraz jego brzegi. Koncentracja uwagi na tym elemencie wynika z trudności uzyskania odpowiednich przyrządów niezbędnych do badań elementu ruchomego — wody. Zespół form występujących w obrębie elementu badanego podzielono na dwie grupy:

Grupa I. Formy brzegowe

Grupa II. Formy denne

Do grupy I zaliczono wszystkie stwierdzone aktualnie czynne podcięcia brzegu lub inne formy powstałe w wyniku podcinania. Do grupy II, przy przyjęciu założenia, że wszystek materiał, który dostał się do koryta jest w ruchu, a nawet formy określane jako akumulacyjne są jedynie okresowo nieruchome i mogą być przemodelowywane, w momencie zaistnienia odpowiednich warunków przepływu, zaliczono następujące formy:

A. Formy transportu materiału

1. Ripple marki

2. Smugi piaszczysto-żwirowe

B. Formy okresowej akumulacji korytowej

1. Przybrzeżne odsypy materiału

2. Ławice śródkorytowe

3. Wały podwodne

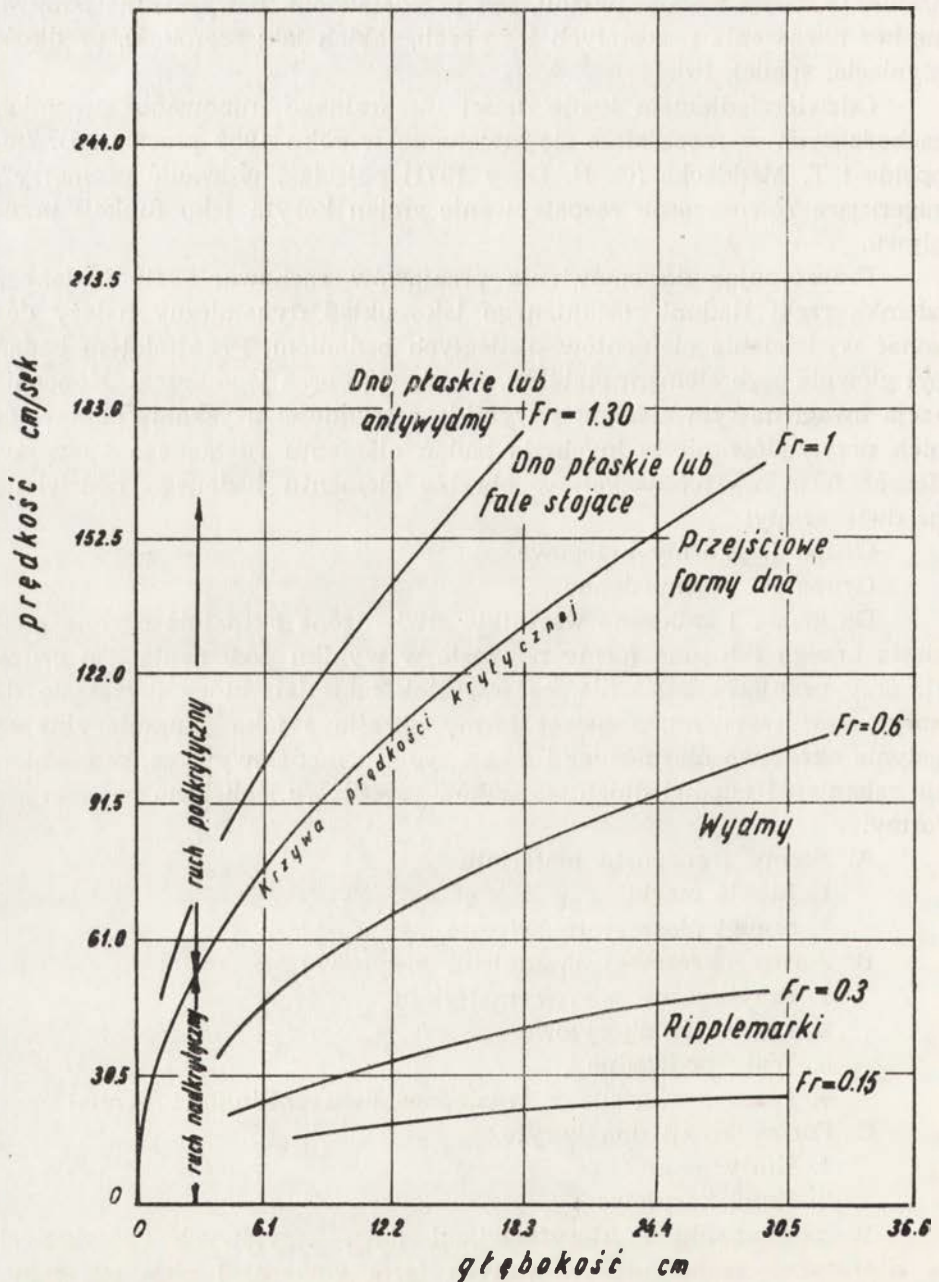
4. Formy związane z występowaniem roślinności dennej

C. Formy erozji dna koryta

1. Kotły

2. Progi korytowe.

W porównaniu z klasyfikacjami form korytowych spotykanych w literaturze, zespół obserwowanych form wykroczył poza ich ramy. Klasyfikacje te tworzone przeważnie w oparciu o badania laboratoryjne koryt piaszczystych, stąd nie uwzględniały one form powstających w związku z istnieniem w korytach naturalnych materiału o wielkim zróżnicowaniu frakcji.



Ryc. 13. Zależności form dennych od warunków przepływu (wg D. B. Simonsa i E. V. Richardsona 1960).

Fig. 13. Interdependence between forms of river floor and flow conditions (after D. B. Simons and E. V. Richardson, 1960)

Рис. 13. Зависимость форм, выступающих на дне, от расходов воды (по Д. Б. Симонсу и Е. В. Ричардсону 1960)

Przykładem jednej z powszechniej znanych klasyfikacji tego typu jest klasyfikacja D. B. Simonsa i E. V. Richardsona (1960) (1963), wymieniająca cztery podstawowe kategorie form transportu w korytach piaszczystych (ripple marki, wydmy, dno płaskie, antywydmy) powstające w zależności od zmian warunków hydrodynamicznych wyrażonych zmianą wartości liczby Frouda (ryc. 13).

Również inne klasyfikacje rozszerzone w stosunku do omówionej, jak np. opracowana przez grupę hydraulików amerykańskich, kierowaną przez J. F. Kennedy'ego (1966), obejmująca obok form transportu także formy okresowej akumulacji korytowej, nie obejmuje np. form erozji korytowej.

2. Rozmieszczenie, typy i dynamika podcięć brzegowych

Na badanym odcinku doliny Raduni stwierdzono 60 aktywnych podcięć brzegowych różniących się między sobą, w zależności od miejsca występowania i budowy geologicznej brzegów, rozmiarami i kształtem. Najmniej, bo 5 podcięć zarejestrowano w obrębie Przełomu Somonińskiego. Trzy z nich nieprzekraczające wysokości 1 m utworzone zostały w brzegach terasy zalewowej. W ich budowie geologicznej pod warstwą gleby o miąższości 20 — 50 cm odsłaniają się średnio i gruboziarniste piaski z soczewkami żwirów. Utwory odsłonięte w pozostałych dwu podcięciach w wysokościach 2 i 6 m to również warstwowane utwory piaszczysto — żwirowe międzymorenowej serii glacjaofluwialnej.

W obrębie następnej jednostki morfologicznej — Basenu Kiełpińskiego liczba podcięć brzegowych rośnie. Łącznie stwierdzono tam 14 form, w tym o wysokości:

poniżej 1 m	—	2
od 1 do 5 m	—	11
od 5 do 10 m	—	0
od 10 do 20 m	—	1

Z powyższego zestawienia widać, że formy o wysokościach najniższych reprezentowane są nielicznie. Jest to odbiciem rzeczywistego, słabego niszczenia brzegów terasy zalewowej, którego przyczyną jest ogólne powiększenie głębokości koryta i towarzyszące temu zmniejszenie prędkości płynięcia wody, a głównie zamiana w charakterze materiału budującego brzegi terasy zalewowej. Materiał ten, o znacznej zawartości części organicznych (często wyłącznie organiczny), cechuje się zwiększoną w stosunku do żwirów i piasków odpornością na upłynnienie przez infiltrującą w brzegi wodę rzeczna. Podcięcia zawarte w drugiej, najliczniejszej grupie o wysokościach 1 — 5 m wytworzone są prawie wyłącznie w obrębie krawędzi istniejących w dnie basenu teras 2,5 i 4 m. W ich budowie

geologicznej występują, omawiane wcześniej, utwory o charakterze zastoisowym.

Mimo niewielkich wysokości względnych podcięcia utworzone w tym materiale charakteryzują się dużą stromością osiągając nachylenia do 90°.

Odcinkiem najsilniej atakowanym przez podcinanie brzegów jest Przełom Babidolski. W jego obrębie naliczono 41 form. W poszczególnych grupach wysokości zarejestrowano odpowiednio:

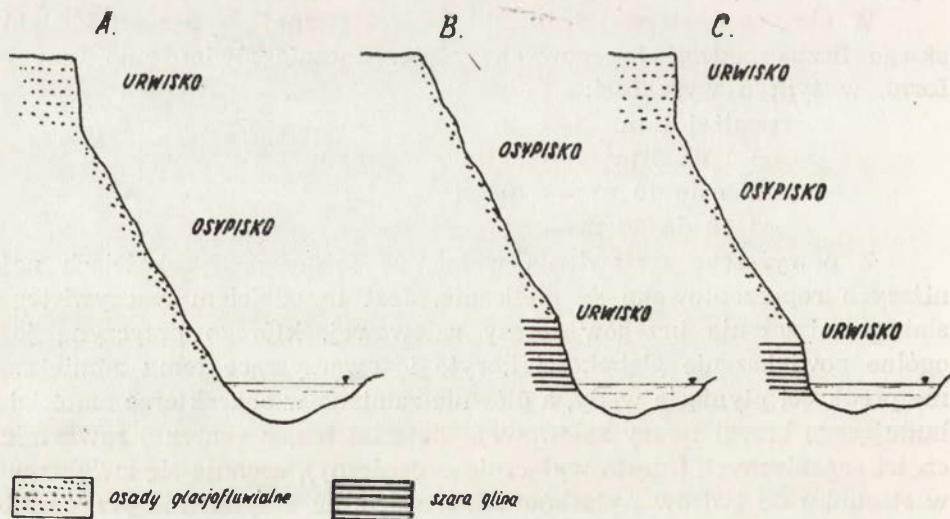
poniżej 1 m	—	0
od 1 — 5 m	—	17
od 5 do 10 m	—	9
od 10 do 20 m	—	8
powyżej 20 m	—	7

Podobnie jak w Basenie Kiełpińskim część form niskich (do 5 m) utworzona jest w zboczach poziomów terasowych, jednak napotyka się również niewysokie, inicjalne, podcięcia atakujące bezpośrednio zbocza doliny.

Formy o wysokościach przekraczających 5 m utworzone są wyłącznie w miejscach, w których zbocze doliny stanowi zarazem brzeg koryta rzecznego.

W zależności od budowy geologicznej zboczy doliny, podcięcia wysokie w przełomie podzielić można na trzy typy (ryc 14):

Typ A — podcięcia utworzone całkowicie w materiale glacjofluwialnym,



Ryc. 14. Typy wysokich podcięć w Przełomie Babidolskim.

Fig. 14. Types of high undercuttings in Babidolski gap

Рис. 14. Типы высоких размываемых берегов в Бабиладельском прорыве

Typ B — Podcięcia mające u podstawy szarą glinę morenową,
Typ C — Mieszany.

Występowanie podcięć typów B i C jest wyraźnie ograniczone istnieniem wychodni szarej gliny. Obserwować je można głównie w dolnym odcinku przełomu (poniżej mostu drogowego). Stanowiąca warstwę nieprzepuszczalną, szara glina morenowa powoduje, iż na kontakcie jej stropu z nadległymi osadami glacjofluwialnymi z reguły tworzą się liczne wysięki wód gruntowych. Dają one początek nikłym strugom wody rozcinającym dolne, gliniaste części podcięć. W okresie letnim działalność tych strug ogranicza się wyłącznie do erozji liniowej modelującej dolną część podcięcia przy pomocy drobnych żłobin, z których materiał wynoszony jest bądź bezpośrednio do rzeki, bądź na okres międzywezbraniowy, deponowany jest w formie małych stożków napływowych rozmywanych następnie w czasie trwania podwyższonych stanów wody. U wylotów nielicznych dolin bocznych, odwadnianych przez cieki stałe będące odpykami Raduni tworzą się również stożki napływowe, które bądź są częściowo rozmywane przez rzekę główną bądź w okresach obniżonych stanów wody rozcinane i wyprzątane przez ciek, który je pierwotnie usypał (fot. 10).



Fot. 10. Rozcięcie stożka napływowego bocznego dopływu Raduni
10. Dissection of alluvial cone in lateral Radunia tributary
10. Размыв конуса притока Радуня

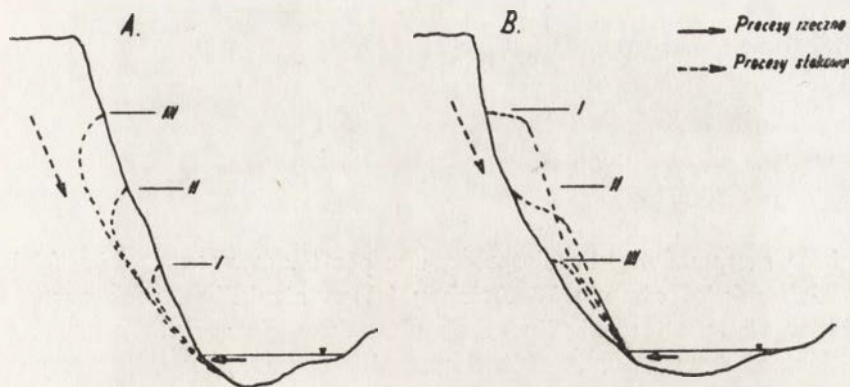
W okresie zimowym wypływająca z wysięków woda zamarza i tworzy na podcięciach lodospady, które spływają do rzeki tworząc klify lodowe o wysokościach 0,2 — 0,3 m. Wysięki położone poza obrębem podcięć z dala od koryta pokrywają lodową skorupę znaczne niekiedy powierzchnie terasy zalewowej lub teras wyższych (fot. 11).



Fot. 11. Lodospady w obrębie zboczy i powierzchni terasy 2 m
11. Icefalls within scarps and surface of 2 m terrace
11. Сползание льдин на склонах и поверхности террасы 2м

Oprócz zróżnicowania wynikłego z niejednorodnej budowy geologicznej istnieją też różnice profilu podłużnego stoku wynikłe z odmiennie przebiegającego rozwoju. Niektóre podcięcia uzyskują profil o mniej więcej jednakowym spadku na całej długości, inne wykazują wyraźną dwudzielność, w której wyróżnić można urwisty stok w części górnej oraz występujący poniżej niego stok usypiskowy (ryc. 15).

Uzyskanie jednego z dwu wymienionych profilów uwarunkowane jest sposobem rozwoju. Profil jednostajny uzyskują podcięcia o rozwoju wstępującym, tzn. takie, na których po wytworzeniu podcięcia inicjalnego w miarę postępowania procesu osuwają się coraz wyższe partie zbocza powodując tym samym przesuwanie górnej krawędzi podcięcia w stronę



Ryc. 15. „Wstępujący” i „zstępujący” rozwój podcięć brzegowych.

Fig. 15. “Upward” and “downward” directed development of scarp undercuttings

Рис. 15 „Восходящее” и „нисходящее” развитие размываемых берегов

przeciwną niż zachodzące procesy stokowe. Profil dwudzielny uzyskują formy, które w wyniku zaburzenia równowagi objęte zostały osuwaniem zbocza na całej jego długości. Podcięcia takie, wyglądem nie różnią się od typowych osuwisk.

Urwisko w górnej części podcięcia jest zarazem krawędzią powstałą z osunięcia. Stok usypiskowy częściowo tworzy materiał biorący udział w pierwotnym osuwaniu, częściowo nadbudowany jest materiałem odpadającym z urwiska. Przyjmuje on nachylenia uwarunkowane kątem naturalnego spoczynku materiału przeważającego w budowie geologicznej.

Omówione powyżej dwa sposoby rozwoju podcięć dotyczą wyłącznie form utworzonych w materiale piaszczystym lub piaszczysto — żwirowym, glacyjfluwialnym.

Należy zauważyć, że wiele podcięć typu pierwszego nie osiągnęło jeszcze w rozwoju górnego załomu doliny. Procesy, decydujące o rozwoju podcięcia wysokiego już po jego utworzeniu, to przede wszystkim odpadanie i osypywanie po stoku usypiskowym materiału, kończącego swą drogę w wielu przypadkach w dnie rzeki. Dotyczy to głównie odpadających od urwiska i przebywających tranzytem stok usypiskowy głazów, których wielkość z reguły przekracza kompetencję transportową rzeki. Fakt ten powoduje gromadzenie się w dnie koryta u podnóży podcięć, głazowisk, tworzących także w korytach kopalnych, pseudo-residua erozyjne. W okresach wiosennych, podcięcia, zwłaszcza te, w których występuje szara glina, objęte są spływaniem i ściekaniem nawodnionego materiału. W procesie tym duży udział mają topniejące na nasłonecznionym zboczu lodospady (fot. 12).



Fot. 12. Sciekanie materiału w górnej części podcięcia
12. Downglide of loose material in upper part of undercutting
12. Стеkanie материала в верхней части подмытого берега

Oprócz omówionych tu pokrótce czynników naturalnych, na rozwój wysokich podcięć wpływ ma zjawisko wywołane przez człowieka, które określiłbym jako „erozję turystyczną”. Jej rola tylko z pozoru jest błaża i nieistotna dla rozpatrywanych zagadnień. Prosty rachunek przekonuje, że udział człowieka w przeobrażeniu podcięć nie może być pominięty bez szkody dla całości obrazu. Mimo, iż wyliczenia przedstawione poniżej nie są ścisłe i mają wartość szacunkową, dane wyjściowe, które

posłużyły do ich przeprowadzenia oparte są na wielkościach realnych i obserwacjach zjawisk zachodzących w terenie.

Łączna długość wysokich podcięć, posiadających stok usypiskowy, w obrębie Przełomu Babidolskiego, mierzona na linii kontaktu z wodą, wynosi 650 m. W przybliżeniu odpowiada to 1100 krokom o długości 0,6 m (a takie kroki można przyjąć ze względu na dość trudne warunki przechodzenia podcięć). Przyjmując, że liczba przechodzących w lecie Przełom Babidolski turystów i rybaków wynosi tylko 2000, oraz że każdy postawiony w sypkim materiale krok (co stwierdzono eksperymentalnie) spycha średnio 0,5 kg materiału na odległość 0,05 m w dół stoku, to mnożąc przez siebie podane wielkości ($1100 \times 2000 \times 0,5$ kg) otrzymamy, iż turyści spychają w trakcie przechodzenia podcięć około 1000 t materiału. Przy przeliczeniu $1 \text{ m}^3 = 1,5 \text{ t}$, odpowiada to objętości około 750 m^3 . Przyjmując z kolei, że tylko 1/3, tj. 250 m^3 owego materiału dociera ostatecznie do koryta rzeki, to ilość ta stanowi około 10% ogółu rumowiska wleczonego, deponowanego średnio rocznie przez Radunię w zbiorniku Rutki.

W rzeczywistości objętość uruchomionego wskutek „erozji turystycznej” materiału jest znacznie większa, gdyż z reguły oprócz spychanego w dół materiału przemieszczają się także utwory położone powyżej miejsca postawienia stopy. Osypują się one nierzadko znacznie poniżej miejsca, w którym nastąpiło stąpienie. Mimo iż globalnie ilość osuwanego w ten sposób materiału jest dość znaczna z poszczególnych podcięć dostaje się do rzeki ilość, którą jest ona w stanie od razu odtransportować, przeciwdziałając tym samym uzyskaniu przez podcięcia profilu równowagi, a tym samym zahamowaniu procesu.

Na podstawie przytoczonego oszacowania można stwierdzić, że „erozja turystyczna” jest jednym z bardziej wydajnych procesów przeobrażających stoki wysokich podcięć brzegowych.

Nieco odmiennie w porównaniu z przedstawionym, przebiega rozwój podcięć niższych (do 5 m wysokości). Podobnie jak w przypadku podcięć wysokich i tutaj w mechanizmie zachodzenia procesów zaobserwować można różnice wynikłe z budowy geologicznej. Tylko niektóre z niskich podcięć posiadają np. stoki usypiskowe, ponadto nieliczne tylko narażone są na niszczenie przez turystów, gdyż z reguły omijane są one powyżej górnej krawędzi, w większym więc stopniu procesy, jakie się na nich obserwuje zbliżone są w swym przebiegu do modelowania naturalnego. Podcięcia te charakteryzują się wysoką intensywnością cofania, wynoszącą na obserwowanych stanowiskach od 10 do 40 cm/rok.

W przebiegu procesu cofania zboczy niskich podcięć najwyraźniej widać złożoność tego co potocznie określimy mianem „erozji bocznej”.

Na podstawie obserwacji stwierdzić można, że w okresie pozazimo-

wym najważniejszym procesem przygotowującym niszczenie podcięcia jest infiltracja wody rzecznej w brzegi koryta. Na skutek infiltracji, której zasięg pionowy zgodny jest z oscylacjami stanów wody, zmieniają się cechy stabilności przepojonego wodą materiału brzegowego. Warstwa nawodniona upłynnia się, ścieka ku osi koryta i tym samym pozbawia nadległy materiał podparcia, co z kolei powoduje jego osuwanie się również do koryta.

Najbardziej typowy przebieg omówionych procesów obserwowany był w niskich podcięciach na obszarze Basenu Kiełpińskiego. Podobny mechanizm niszczenia podcięć brzegowych opisał również K. Klimek (1971) na przykładzie rzek południowej Islandii płynących na przedpolu Skeidarárjokull.

W świetle poczynionych spostrzeżeń można stwierdzić, iż to co powszechnie rozumie się pod mianem erozji bocznej brzegów rzeki jest kompozycją procesów, z których część tylko wiązać należy z obecnością wody płynącej. Pozostałość zjawisk zachodzących powyżej zmiennego zasięgu poziomu wody w rzece zaliczyć należy do normalnych procesów stokowych (obrywanie, osiadanie, osuwanie itp.), których podstawową przyczyną sprawczą jest istnienie siły ciężkości (fot. 13).



Fot. 13. Przykład niszczenia podcięcia w terasie 4 m

13. Example of destruction of an undercutting in 4 m terrace

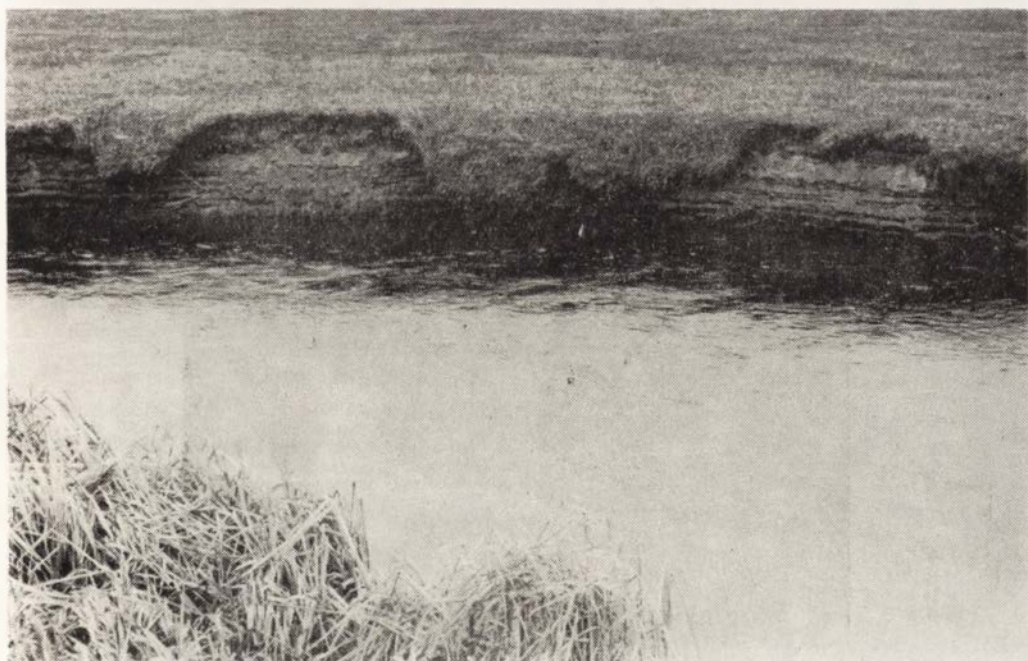
13. Пример разрушения подмытого берега террасы 4 м

Podcięcia najniższe, wytworzone w brzegach terasy zalewowej wykazują również związek z budową geologiczną. Najszybciej (do 30 cm/rok) cofają się podcięcia utworzone w piaskach i żwirach glacjofluwialnych, wolniej (do 10 cm/rok) zbudowane z osadów facji powodziowej, najwolniej te, w których istnieje znaczna przewaga osadów organogenicznych.

Przebieg niszczenia podcięć terasy zalewowej zachodzi w dwojaki sposób. Albo podcinane przez wodę brzegi po utracie stabilności odpadają na dno koryta w postaci zwartych brył, albo też woda infiltruje w brzeg i wymywając nawodnione osady doprowadza do wytworzenia okapów darniowych („przewieszki darniowe” wg M. Klimaszewskiego 1963), fot. 14. O ile pierwszy sposób niszczenia brzegów niskich cechuje się gwałtownym przebiegiem lecz obejmuje krótkie stosunkowo (5—7 m) odcinki brzegu, drugi sposób niszczenia, mimo iż powolniejszy, atakuje brzegi na znacznych długościach przekraczających nawet 100 m.

Wykonane pomiary płatów darniowych wykazują, iż mogą one osiągać około 1 m długości. Niekiedy takie zwisające płaty przyczyniają się do okresowego hamowania procesów podcinania brzegów.

Zupełnie odmiennie przebiegają procesy decydujące o rozwoju podcięć brzegowych w okresie zimy. Ciekawego w tym względzie materiału



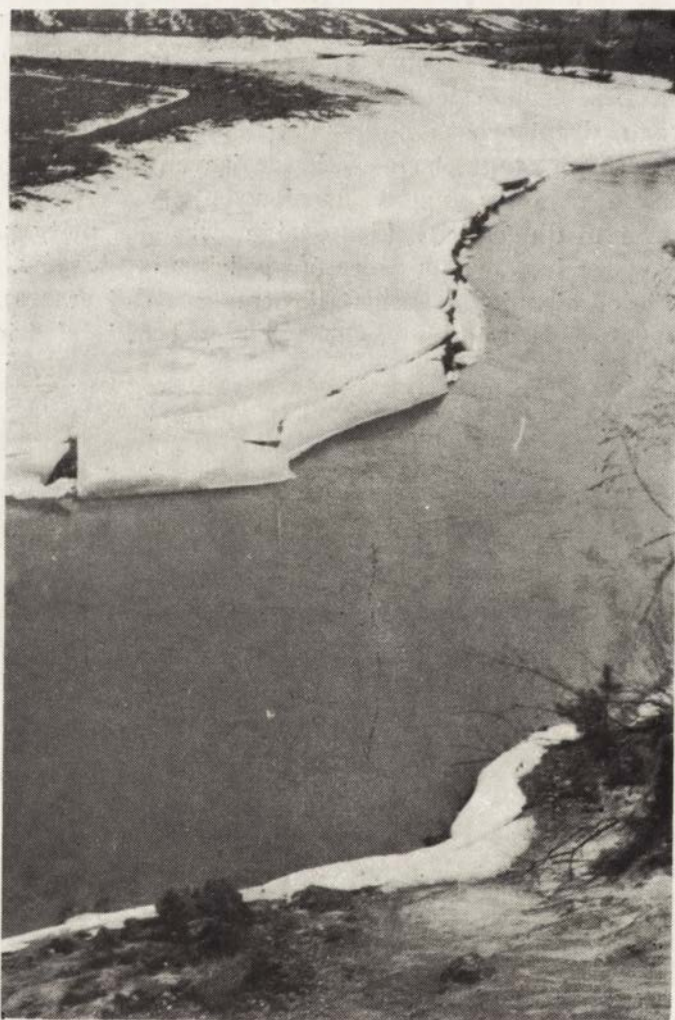
Fot. 14. Okapy darniowe na brzegu terasy zalewowej w Basenie Kiełpińskim

14. Overhanging turf patches on edge of overflow terrace in Kiełpino basin

14. Навесы дерна на берегу поймы в Келпинском бассейне

dostarczyły systematyczne, cotygodniowe obserwacje dokonane w ciągu krótkiej lecz mroźnej zimy 1971/72. Na ich podstawie stwierdzić można, że o przebiegu procesów w tym okresie decydował tylko fakt, czy podcięcie było utworzone w terasie zalewowej, czy też w poziomie wyższym. Przebieg procesów na podcięciach o wysokości 2 m nie różnił się od takiegoż na podcięciach najwyższych.

Opisane w charakterystyce hydrograficznej rzeki zjawiska lodowe na Raduni w zimie 1971/72 znalazły swe odbicie w niszczeniu podcięć



Fot. 15. Tafle lodowe załamane na krawędzi zalewowej
15. Ice slabs broken up against edge of overflow terrace
15. Дед растискивающийся на уступе поймы

brzegowych. Wbrew oczekiwaniom piszącego, wpływ i skutki zlodzenia nie były tak znaczne, jak spodziewał się zaobserwować i to zarówno w obrębie podcięć najwyższych jak i najniższych.

Podniesienie stanu wody połączone z jej jednoczesnym zamrażaniem spowodowało pokrycie terasy zalewowej powłoką lodową o grubości 20 — 25 cm. Po opadnięciu wezbrania, średnio o 0,5 m w stosunku do maksimum, w wyniku utraty podparcia, tafla lodowa zaczęła się obłamywać zgodnie z przebiegiem krawędzi terasy zalewowej. Część odłamanych płyt lodowych spłynęła w dół rzeki, nie pociągając za sobą większego obrywania przemarzniętego materiału brzegowego (fot. 15).

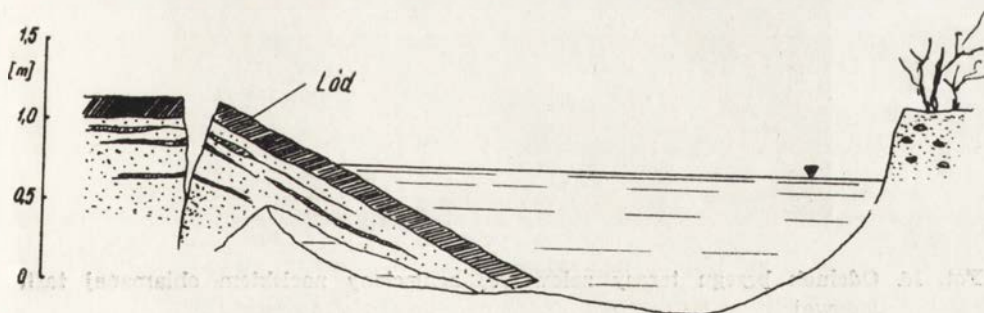
Mimo, iż generalnie raz jeszcze należy podkreślić niewielki wpływ pokrywy lodowej na przebieg procesów niszczenia terasy zalewowej, to jednak lokalnie obserwowano i rejestrowano uaktywnienie procesów brzegowych w związku z obłamywaniem pokrywy lodowej. Przykład efektu statycznego nacisku obłamanej pokrywy lodowej w postaci „zgniecionego” odcinka brzegu o długości 5,6 m przedstawia fotografia 16.

Odmienne mechanizm działania obłamującej się pokrywy lodowej przedstawia fot. 17.

W tym przypadku lód odłamując się „odklei” od brzegu, przy-marznięty do swego spodu płat darni wraz z przemarzniętą glebą o grubości około 20 cm i szerokości 0,6 m.

Niekiedy na terasie zalewowej obserwowano tworzenie się szczelin powstających w wyniku odłamywania przepojoną wodą i przemarzniętego materiału. Odłamywanie to następowało również w wyniku statycznego przeciążenia zalegającym lodem (fot. 18). Prostolinijny przebieg szczelin świadczy, że odłamany brzeg zachował się jak ciało sztywne.

Wykonany w obrębie szczeliny wkop, pozwolił stwierdzić w jej budowie wewnętrznej warstewki lodu o grubości 2—3 cm dodatkowo usztywniające odłamany odcinek (ryc. 16).



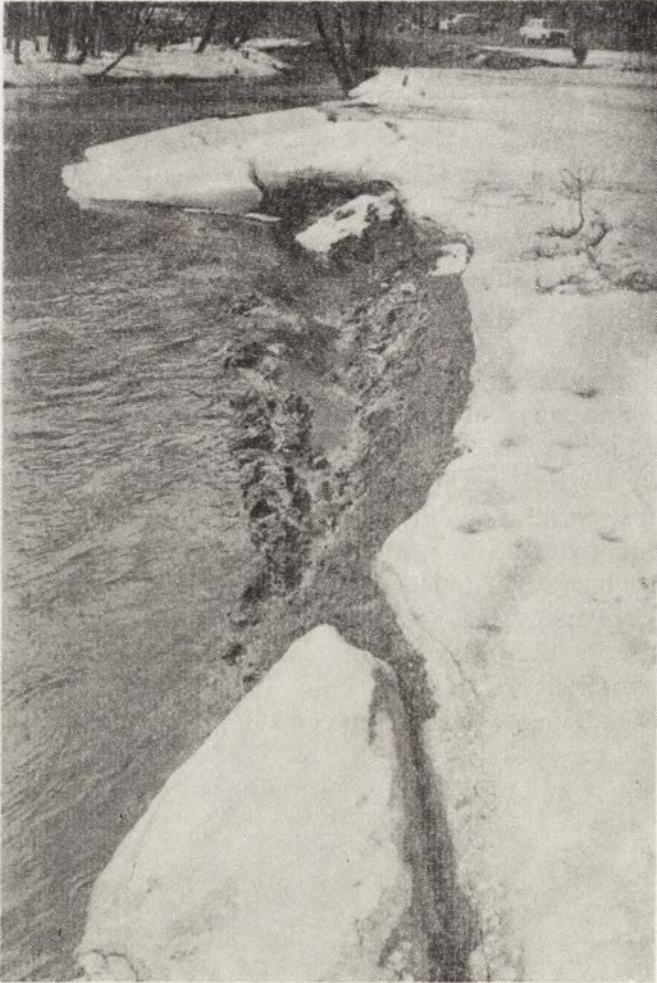
Ryc. 16. Budowa wewnętrzna odłamanego fragmentu brzegu.

Fig. 16. Internal structure of broken-off bank fragment

Рис. 16 Строение обрвавшегося фрагмента берега

Oprócz nieznacznego oddziaływania lodu na brzegi terasy zalewowej, co było już podkreślane, warto wspomnieć, iż pozałamany lód w wielu wypadkach był naturalną ochroną znacznych odcinków brzegu przed mechanicznym niszczeniem przez uderzające o niego kry lodowe (fot. 19).

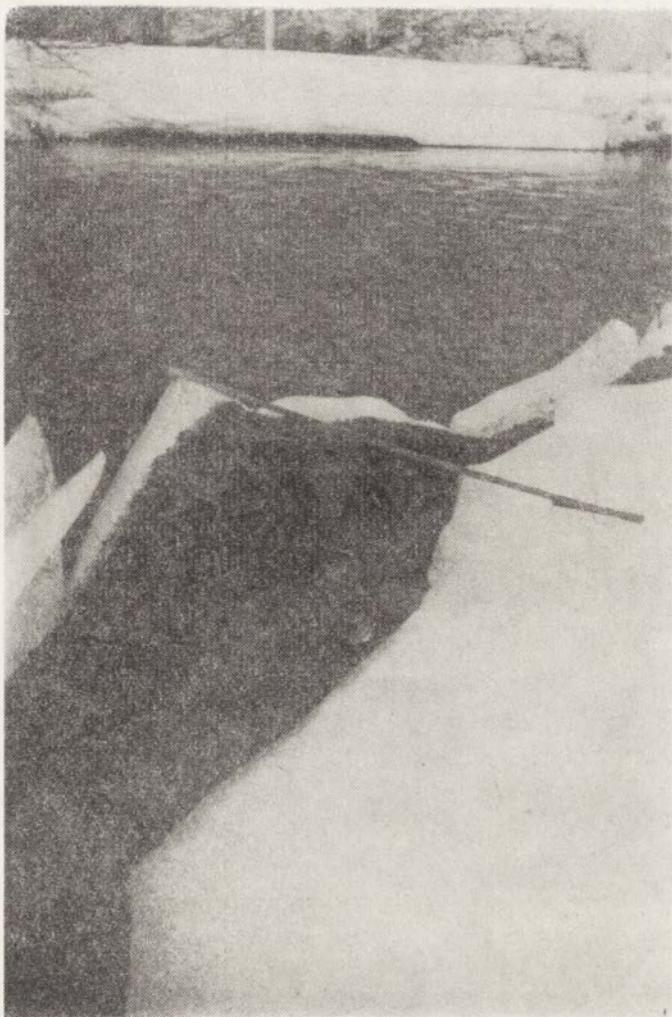
Analogicznie do omówionego przypadku podcięć niskich, również przemodelowywanie podcięć wyższych przez lód cechowało się minimal-



Fot. 16. Odcinek brzegu terasy zalewowej zgnieciony naciskiem obłamanej tafli lodowej

16. Stretch of edge of overflow terrace crushed by impact of broken-off ice slab

16. Фрагмент берега поймы, смятый давлением обломанного льда



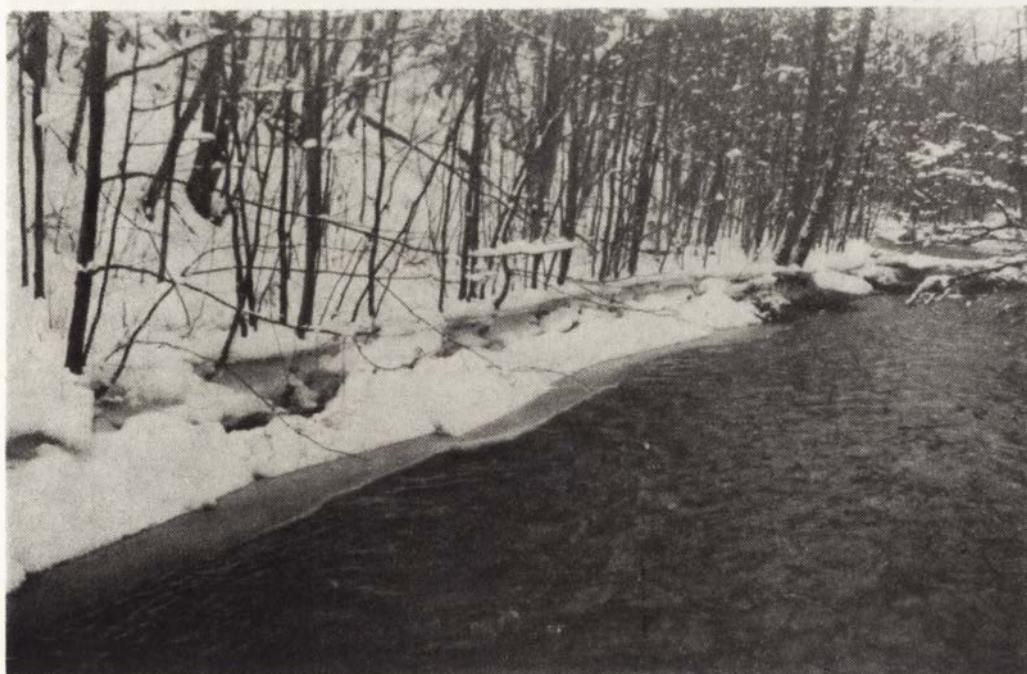
Fot. 17. Przełom Babidolski, niszczenie przez lód brzegu terasy zalewowej
17. The Babidoły gap, ice-damaged edge of overflow terrace
17. Бабидольский прорыв, разрушение льдом берега поймы

nymi rozmiarami. Przymarznęte do stoków podcięć tafle lodowe w miarę opadania wezbrania załamywały się opadając do rzeki. Na ścianach podcięć pozostawały jedynie przymarznęte „kołnierze lodowe” o szerokościach 0,2 — 0,5 m, których powolne wytapianie obserwowano aż do połowy kwietnia 1972 r. (fot. 20 i 21). Czasami na kołnierzach tych okresowo zatrzymywał się odpadający z wyższych partii podcięć materiał (fot. 21).



Fot. 18. Odłamany fragment brzegu terasy zalewowej
18. Broken-off fragment of edge of overflood terrace
18. Оборвавшийся фрагмент берега поймы

Świadectwem minionej aktywności rzeki w niszczeniu brzegów są podcięcia obecnie martwe. Zachowały się one wyraźnie na całej długości badanego odcinka doliny. Szczególnie dużo tego typu form znajduje się w Przełomie Babidolskim, tam też doskonale zachowały się liczne podcięcia wiekowo starsze, związane z płynięciem rzeki w poziomach 2,5 i 4 m. Mówiąc w tym miejscu o podcięciach martwych mam na myśli jedynie te formy, u podnóży których zachowały się czytelne w morfologii



Fot. 19. Lód ochraniający brzegi terasy zalewowej w Przełomie Babidolskim
19. Ice, protecting edges of overflow terrace in Babidoły gap
19. Лед охраняющий берег поймы в Бабидольском прорыве

terenu fragmenty paleokoryt rzecznych bądź starorzecza znajdujące się w różnych obecnie stadiach zanikania. Podkreślenie to jest konieczne, gdyż np. w Przełomie Babidolskim, charakter zboczy, a przede wszystkim ich znaczne nachylenia świadczą iż w niedalekiej przeszłości były one na całej niemal długości tego odcinka doliny przedmiotem przekształcenia poprzez procesy stymulowane boczną migracją koryta rzecznego.

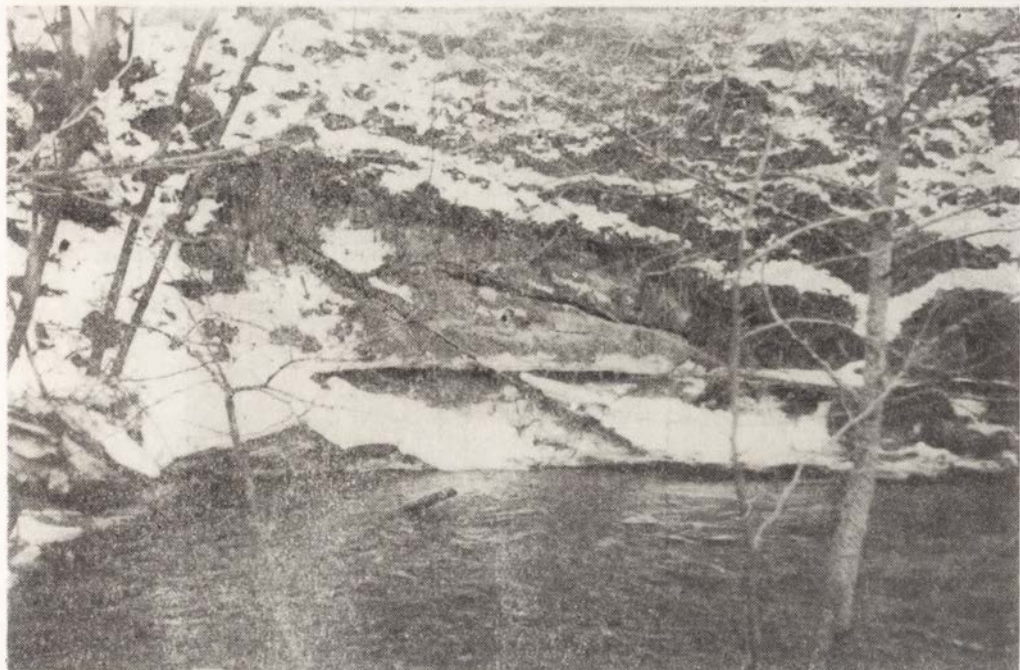
Interesujące, z punktu widzenia badań nad współczesną dynamiką doliny rzecznej, zjawisko rozwoju podcięć brzegowych, z punktu widzenia gospodarki ludzkiej jest zjawiskiem negatywnym i częściowo podejmowane są próby jego zahamowania. Najczęściej napotykaną formą ochrony brzegu przed podcinaniem jest obkładanie go na linii styku z wodą gałęziami drzew umocowanymi przy pomocy kołków wbitych w dno rzeki, (fot. 23).

Czasami procesy niszczenia brzegu zatrzymywane są w sposób naturalny poprzez roślinność wodną rozwijającą się u stóp podcięcia, która zmniejszając prędkość płynięcia wody hamuje wymywanie materiału brzegowego i jego osuwanie (fot. 24).



Fot. 20. Kołnierz lodowy na podcięciu o wysokości 7,5 m
20. Ice collar on 7.5 m undercutting
20. Скопление льда на размываемом берегу 7,5 м высоты

Na zahamowane w ten sposób w rozwoju zbocze podcięcia z reguły wkracza roślinność zielona umacniająca je systemem korzeniowym. W momencie utrwalenia materiału, podcięcie ulega dalszemu zarastaniu, przy czym w tej sytuacji odnowienia rozwoju nie obserwowano.



Fot. 21. Kołnierz lodowy na podcięciu o wysokości 2,5 m

21. Ice collar on 2.5 m undercutting

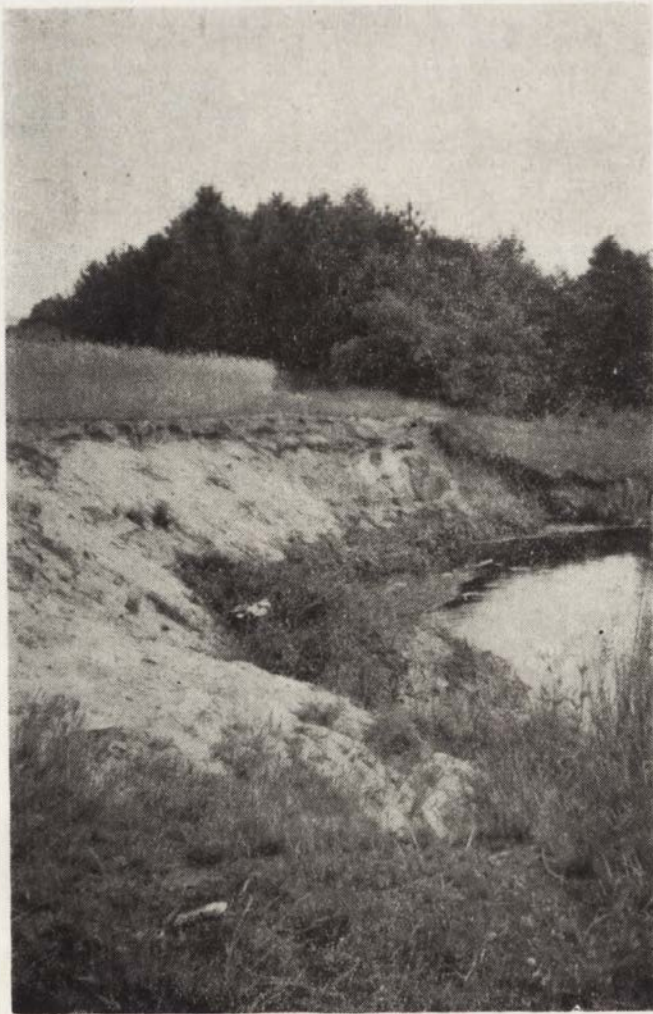
21. Скопление льда на размываемом берегу 2,5 м высоты



Fot. 22. Okresowa depozycja materiału na kołnierzu lodowym

22. Seasonal debris deposition on ice collar

22. Временное отложение наносов на скоплении льда



Fot. 23. Umocnienie gałęziami podcinanego brzegu terasy w Basenie Kiełpińskim
23. Stabilization by brushwood of undercut terrace edge in Kiełpino basin
23. Укрепление ветками размываемого берега террасы в Келпинском бассейне

3. Korytowe formy transportu materiału

W celu uporządkowania opisu form korytowych dokonano ich podziału przyjmując za kryterium czas konieczny dla zmiany kształtu lub położenia w stosunku do układu odniesienia jaki stanowią brzegi rzeki. Do najszybciej zmiennych form korytowych należą formy transportu materiału: ripple marki i smugi kamieniste.

Ripple marki. Powszechność występowania tych form od dawna skłaniała badaczy różnych specjalności do podejmowania prób wy-



Fot. 24. Zahamowanie rozwoju podcięcia przy udziale roślinności wodnej

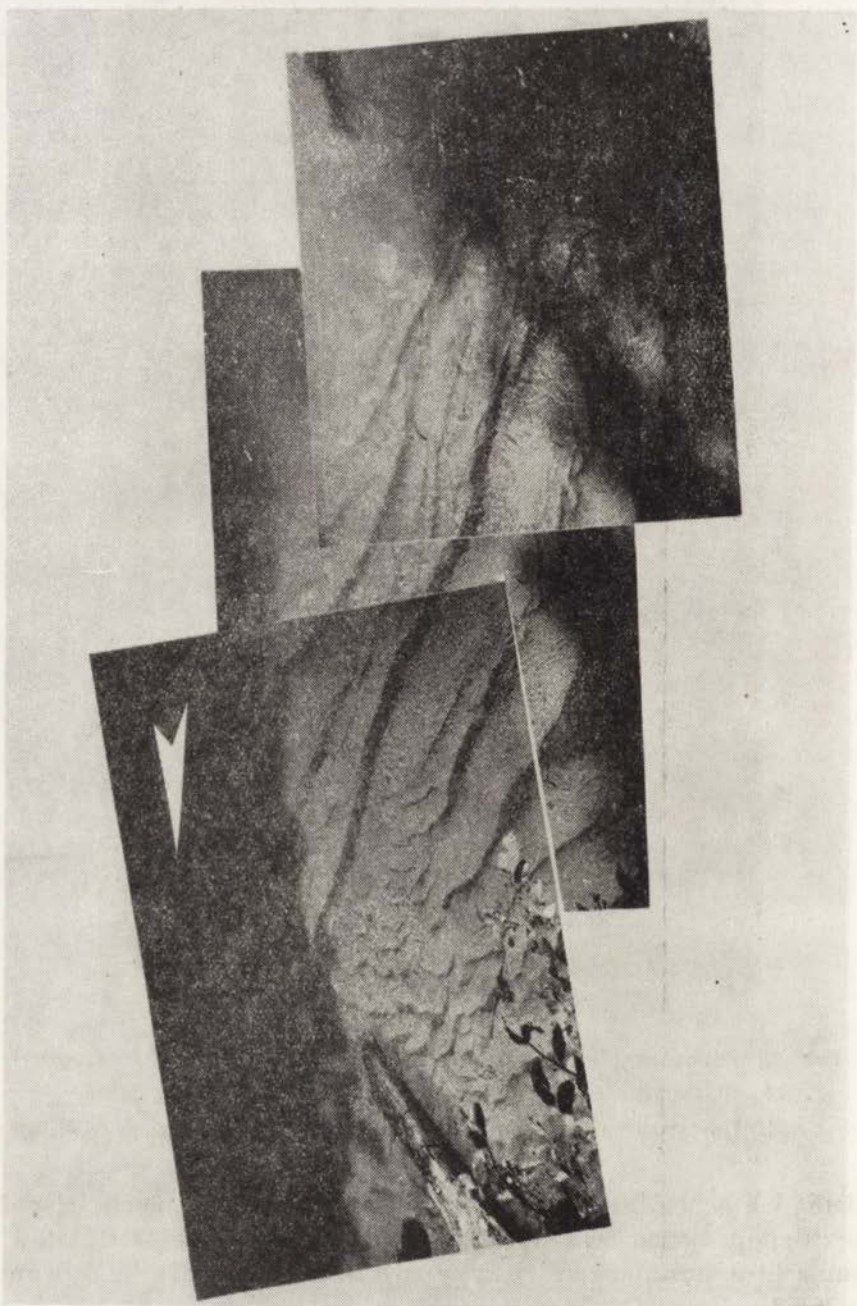
24. Retardation of undercutting by planting aqueous vegetation

24. Приостановление развития размыва в результате зарастания береговой зоны

jaśnienia ich genezy oraz mechaniki ruchu. Efektem odmienności podejść do przedmiotu badań oraz wynikłej z tego różnorodności rezultatów jest ogromna literatura naukowa jaka w związku z problemem „fal dennych” narosła od połowy XIX w. (fot. 25).

Najogólniej publikacje dotyczące ripple marków podzielić można na trzy grupy:

1. Prezentujące badania zjawiska w warunkach cieków naturalnych,



Fot. 25. Fragment dna Raduni (zdjęcie z dnia 23.06.1971 r.)
25. Fragment of Radunia channel floor (photo taken June 23, 1971)
25. Фрагмент dna Радуні (фот. от 23.06.1971)

2. Poświęcone opisowi rezultatów badań modelowych w laboratoriach hydraulicznych,

3. Omawiające próby tworzenia matematycznych modeli „fal piaszczystych”.

Najmniej liczną jest grupa pierwsza. Najliczniejszą, grupa druga, w której znaleźć można wyniki badań prowadzonych nad różnorodnym pod względem frakcji oraz ciężaru właściwego materiałem w zmiennych warunkach hydrodynamicznych przepływu. Mimo dużego zaangażowania środków rezultaty badań modelowych odbiegają od rzeczywistości spotykanej w naturze głównie z dwu powodów:

1. Trudności przeniesienia do laboratorium całokształtu warunków naturalnych (R. J. Chorley 1968),

2. Niemożności zachowania w badaniach laboratoryjnych zasady „hydraulic geometry” decydującej o ostatecznym przebiegu warunków przepływu.

W trzeciej grupie opracowań wymienić warto stworzony przez Eksnera matematyczny model kształtu „ripple marka idealnego” odpowiadającego zarysem formom spotykanym w rzeczywistości (K. W. Griszczanin 1969, S. Leliavsky 1955).

Podsumowując ówczesny stan badań nad naturą i mechaniką ripple marków, S. Leliavsky (1955) napisał co następuje: „Nawet jeśli osiągniemy w tym zakresie największe postępy, wiedza nasza będzie niepełna i empiryczna aż do chwili kiedy nauczymy się to specyficzne zjawisko wyrażać w terminach teorii mechaniki”. Mimo upływu lat, stan wiedzy o tych formach pozostał „empiryczny i niepełny”.

Nie prowadząc badań wyłącznie nad tym typem form dennych w trakcie prac terenowych poczyniono jednak kilka spostrzeżeń dotyczących ich występowania oraz ruchu.

Przypadek 1 (fot. 26).

Widoczny na zdjęciu układ ripple marków zaobserwowano na przybrzeżnym odsypie materiału przyległym do wypukłej części zakola. Głębokość wody w momencie wykonywania zdjęcia wahała się od 0,1 m w części przybrzeżnej do 0,3 m na skraju czytelności form. Powierzchniowa prędkość prądu wynosiła około 0,1 m/sek. w obrębie całej widocznej części odsypu objętej ripple markami. Wysokość widocznych form od 4 do 20 cm. Formy zachowywały się stabilnie przez okres 10 dni, po czym zostały zniszczone przez chodzących brzegiem rybaków i do końca sezonu badawczego, tj. przez okres 5 miesięcy nie zostały odtworzone w przedstawionym na zdjęciu układzie.

Przypadek 2 (Brak fotografii z powodu bardzo złych warunków oświetleniowych)

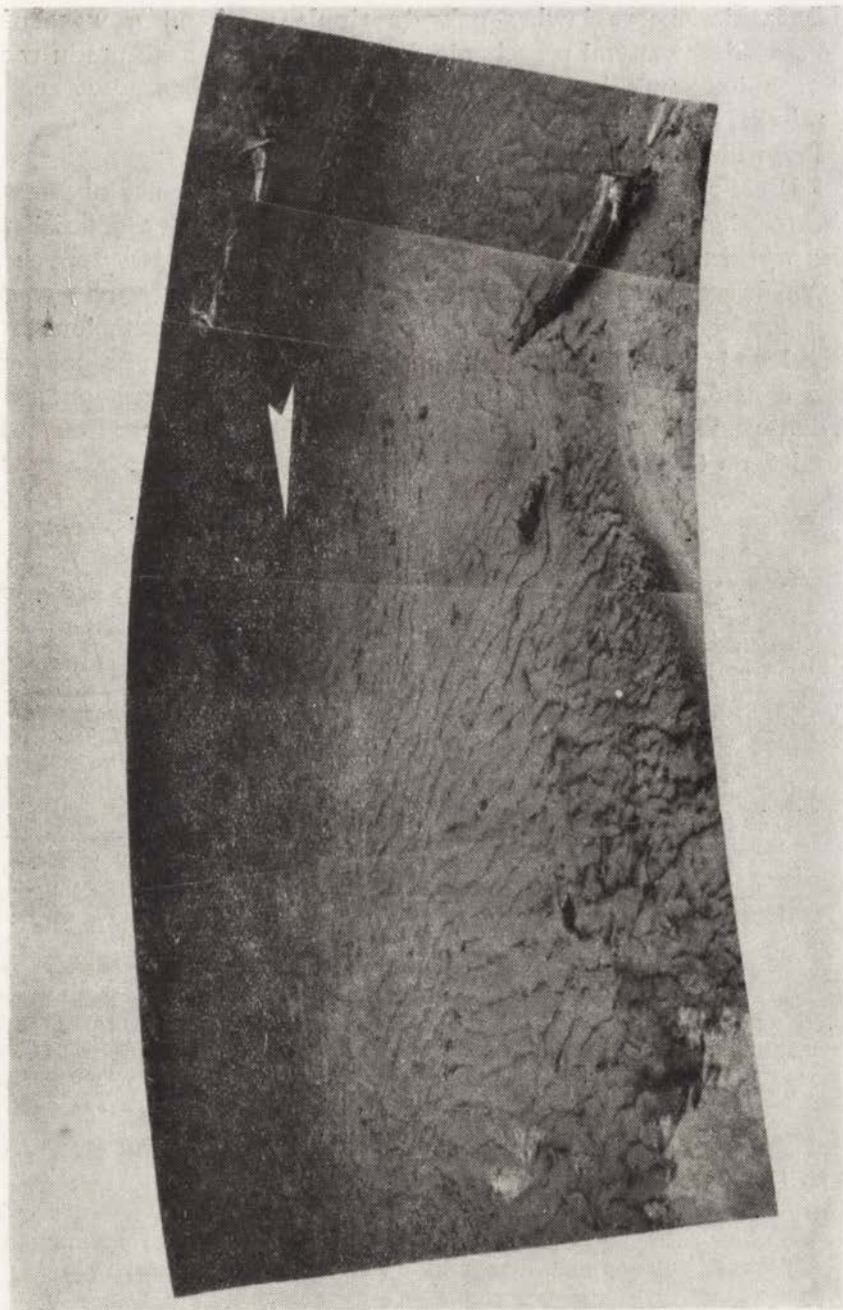
Prosty odcinek koryta, przybrzeżna ławica o nachyleniu stoku 34°



Fot. 26. Ten sam co na fot. 25 fragment dna (zdjęcie z dnia 11.05.1972)

26. Fragment like in Fig. 25, (photo taken May 11, 1972)

26. Тот же фрагмент dna (фот. 25) снятый 11. 05. 1972



Fot. 27. Fragment dna Raduni (zdjęcie z dnia 4.09.1972)

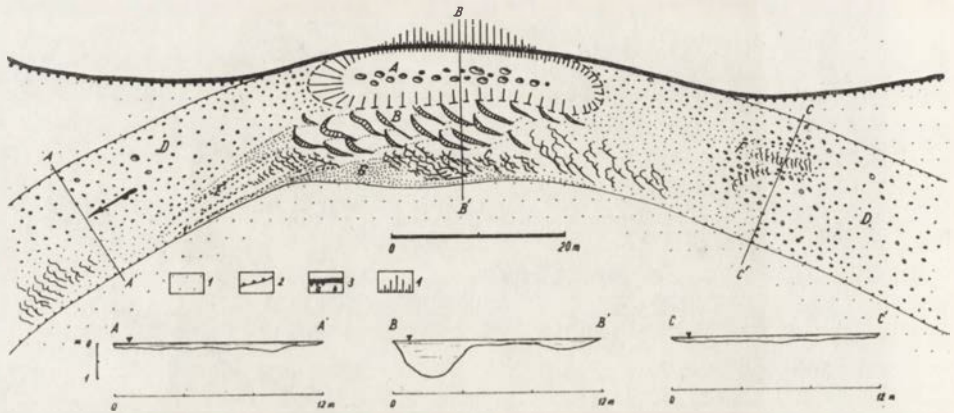
27. Fragment of channel floor, (photo taken September 4, 1972)

27. Фрагмент dna Радуни (снимок от 4. 09. 1972)

ku osi rzeki. Zbocze ławicy pokryte ripple markami o wysokościach 2 — 4 cm skierowanymi przeciwnie do kierunku głównego prądu w rzece. Powierzchniowa prędkość prądu wstecznego, który je utworzył około 0,05 m/sek.

Przypadek 3 (fot. 27).

Zdjęcie wykonane na stanowisku opisanym w przypadku pierwszym po 11 miesiącach, przy identycznym stanie wody i prędkości prądu Oprócz wyraźnej zgodności w przebiegu ripple marków tworzonych przez prąd „do brzegowy” (porównać prawą część fot. 26 i 27) na uwagę zasługują formy utworzone po obu stronach widocznego, zatopionego pnia. Po jego lewej stronie, ripple marki ułożone są występująco na podwodnym skłonie o nachyleniu 12°, po prawej, występuje układ zastępujący przy nachyleniu stoku podwodnego 29°. Wysokość widocznych na zdjęciu form od 3 do 8 cm.



Ryc. 17. Plan fragmentu koryta Raduni w Przełomie Babidolskim (wykonany dnia 21. 08. 1972) 1. Powierzchnia terasy zalewowej, 2. Krawędź terasy zalewowej, 3. Zbocze doliny: a) martwe, b) podcinane 4. Podcięcie. A. Kocioł erozyjny, B. Strefa ripple marków wysokich (20 cm), C. Strefa ripple marków niskich (5 cm), D. Płaskie dno kamieniste, E. Smugi piaszczysto-kamieniste, F. Ripplemarki w obrębie smug, G. Odsyp materiału.

Fig. 17. Map showing fragment of Radunia channel in Babidoły gap (drawn August 21, 1972) 1 — surface of overflood terrace, 2 — edge of overflood terrace, 3 — valley scarps: a) inert, b) being undercut, 4 — undercuttings A — erosive kettle, B — zone of high (20 cm) ripple marks, C — zone of low (5 cm) ripple marks, D — streaks, F — ripple marks within streak, G — material slide

Рис. 17 План фрагмента русла Радуні в Бабидольском прорыве (составленный 21.08.1972) 1. Поверхность поймы, 2. Уступ поймы, 3. Склон долины: а) мертвый, в) размываемый, 4. Размытый берег А. Эрозионный „котел”, В. Зона высоких форм ряби течения (20 см) С. Зона низки форм ряби течения (5 см), Д. Плоское каменистое дно, Е. Песчано-каменистые полосы, Z. Рябь течения в границах полосы, ZG. Прирусловая отмель

Przypadek 4 (ryc. 18)

Podobnie jak w przypadku pierwszym plan przedstawia odcinek zagięcia koryta rzecznego. Widoczne są na nim dwa typy form: ripple marki wysokie (20 — 22 cm) strefa B, oraz ripple marki niskie (3 — 6 cm), strefa C. Ripple marki wysokie utworzone na głębokości 0,3 m, ripple marki niskie w strefie przybrzeżnej na głębokości od 0,05 do 0,1 m.

Wykonana w dwa tygodnie po sporządzeniu załączonego planu fot. 28 przedstawia całkowicie odmienny obraz, pozbawiony form wysokich zastąpionych przez skierowane, częściowo prostopadle do brzegu układy ripple marków o wysokościach poniżej 55 cm. Stan wody w momencie wykonywania zdjęcia o 0,13 m niższy od stanu sprzed dwu tygodni. Na opisanym stanowisku przeprowadzono także pomiary przemieszczania ripple marków wysokich. W celu uzyskania możliwie dokładnego obrazu ruchu, posłużono się metodą powtarzanych, co 5 minut, zdjęć fotograficznych.

W celu wydzielenia badanej powierzchni oraz stworzenia dla pomiarów układu odniesienia, w dnem rzeki, a dokładniej 10 cm ponad grzbietami ripple marków zainstalowano sztywną ramę drewnianą, kwadratową o boku 1 m. Boki ramy pomalowano na biało — czerwone odcinki o długości 10 cm. Aby jak najmniej zaburzyć warunki przepływu w warstwie przydennej, ramę zamocowano przy pomocy czterech umieszczonych w jej wierzchołkach sztywnych lecz cienkich drutów wbitych w dno.

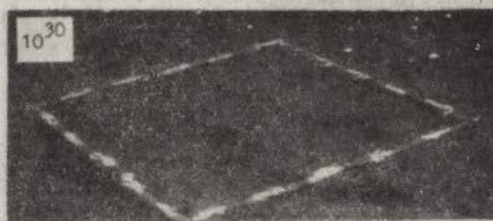
Otrzymana seria 10 zdjęć dostarczyła interesującego, choć nieoczekiwanego materiału (fot. 29). Z ich analizy (zdjęcia od 4 — 10) wynika, że widoczne formy, mimo iż nie istniały warunki dla zaistnienia ruchu podkrytycznego ($F = 0,21$), przesuwały się pod prąd nie będąc antywydmami (porównaj ryc. 13).

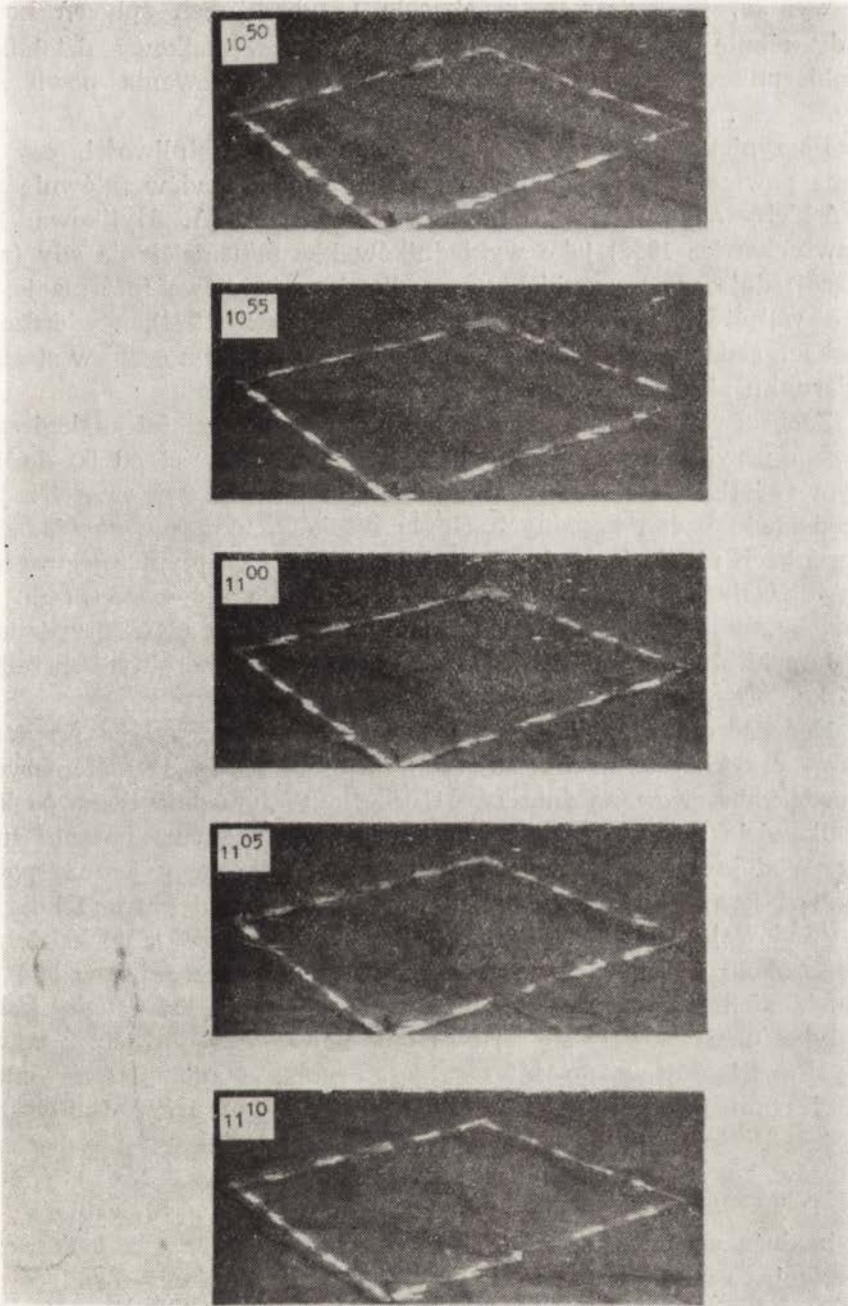
Zaistnienie tego zjawiska wyjaśnić można działaniem „erozji wstecznej” cofającej okresowo pod prąd niszczone krawędzie ripple marków.

Na podstawie analizy zaobserwowanych układów ripple marków można wydzielić sześć grup form występujących na skłonach podwodnych:

1. Równoległe do stoku — zgodnoprądowe,
2. Równoległe do stoku — przeciwproudowe,
3. Prostopadłe do stoku — wstępujące,
4. Prostopadłe do stoku — zastępujące,
5. Skośne — zgodnoproudowe,
6. Skośne — przeciwproudowe.

Z przedstawionych dotychczas zdjęć fotograficznych fragmentów





Fot. 28. Przykład ruchu rumowiska wleczonego w korycie Raduni
28. Example of motion of debris dragged in Radunia channel
28. Пример движения влекомых наносов в русле Радуня

dna wynika, że zwłaszcza w obrębie przybrzeżnych spłyceń koryta, układy ripple marków powstają jako efekt wypadkowy działalności różnokierunkowych prądów przydennych oraz falowania powierzchni wody.

Poczynione obserwacje nasunęły autorowi wątpliwości, czy stosowana powszechnie w badaniach strukturalnych osadów (głównie plejstocenijskich) analiza ripple marków kopalnych (A. Dylikowa 1953, S. Jewtuchowicz 1952) jako wykładników kierunku działania siły (wody płynącej) daje we wszystkich przypadkach prawidłowe informacje. Podobne wątpliwości wyraża również K. Klimek (1971), stwierdzający w rzekach sandrowych odchylenie przebiegu czoła form o 45° w stosunku do kierunku płynięcia wody.

Zaobserwowane w trakcie badań na Raduni wartości analogicznych odchyżeń przybierały w skrajnych wypadkach wartości od 90° do 180° . W tym świetle zdaje się być uzasadnionym postulat ostrożności z jaką, na podstawie badań kopalnych ripple marków, można wypowiadać się o kierunkach płynięcia wody. Formy te są bardzo czułym rejestratorem, który utrwała nie tylko informacje o kierunku głównego prądu lecz i będące „szumem” dane o lokalnym rozkładzie prądów przydennych (W. Jarocki 1957), nie mówiące często nic o generalnym przebiegu zjawiska.

Kończąc omawianie ripple marków warto jeszcze przytoczyć ciekawy przykład tworzenia się tych form na lodzie. Ów efemeryczny przypadek obserwowano dnia 23. 01. 1972 r. W tym dniu rzeka odcinkami całkowicie pokryta była lodem, przy podniesionym znacznie stanie wody. W dolnej części Przełomu Babidolskiego rosnący jeszcze poziom wody warstwą o głębokości 0,2 m przepływał ponad powierzchnią pokrywy lodowej. Odcinek, w którym odbywał się przepływ po lodzie miał długość około 30 m, a pokrywa lodowa urywała się krawędzią nad przegłębieniem koryta (fot. 30). Na utworzonej przez lód drugiej kondygnacji dna ukształtowały się formy ripple marków prądowych. Z powodu niemożliwości dojścia do interesującego obiektu nie przeprowadzono żadnych pomiarów, ani nie pobrano, co byłoby w tym przypadku ciekawe, próbek materiału budującego ripple marki. Materiał ten nie pochodził z brzegów koryta, za czym przemawia:

- a) silne przemarznięcie brzegów utrudniające wymywanie,
- b) duża zawartość części organicznych (próchnicy) w budowie terasy zalewowej, co spowodować musiałoby ciemne zabarwienie form.

Ponadto, przyjmując brzegowe pochodzenie materiału należałoby założyć silną cyrkulację poprzeczną w 20 cm warstwie wody płynącej po

ludzie, rozkładającej mniej więcej równomiernie materiału na 30 m długim i 8 m szerokim odcinku koryta. Pozostaje więc przyjąć, iż ripple marki utworzone zostały z materiału piaszczystego transportowanego przez wodę częściowo w zawieszeniu lub unoszonego w warunkach silnej turbulencji spowodowanej obecnością w korycie licznych, różnie usytuowanych tabli lodowych.

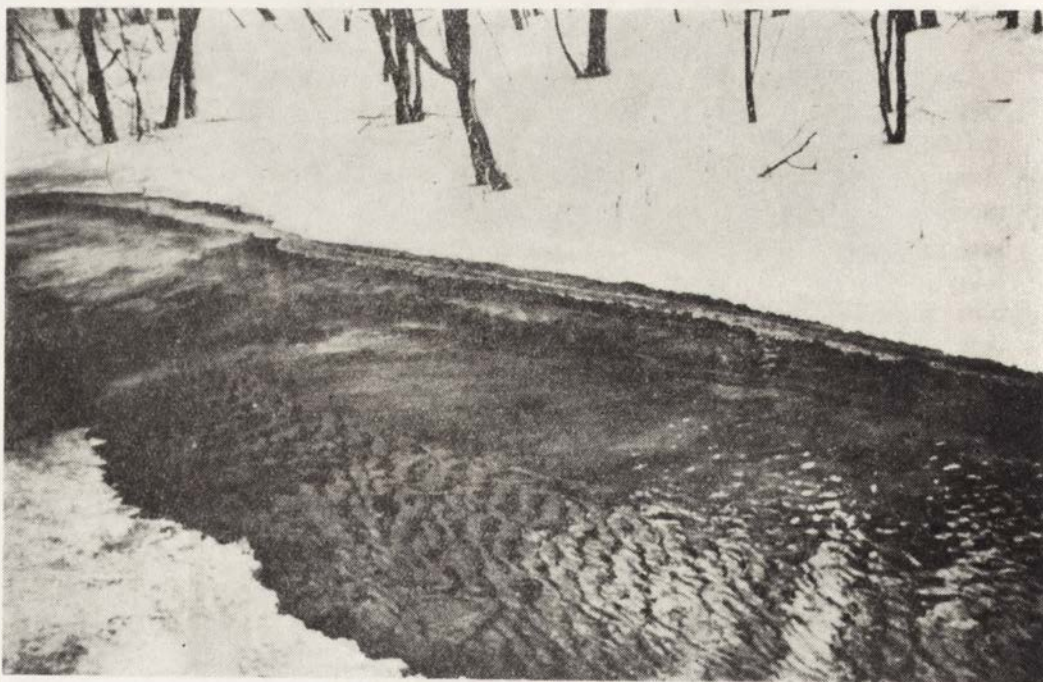


Fot. 29. Krawędź dna lodowego
29. Edge of ice bottom
29. Уступ ледяного дна

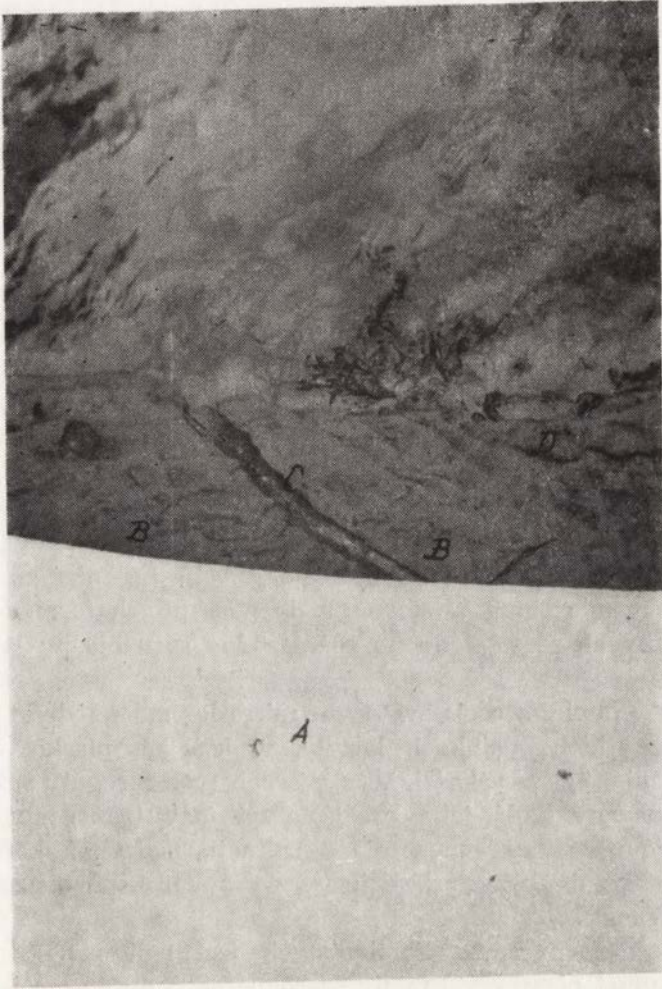
Fakt napotykania ripple marków na lodzie (fot. 31) o tyle godzien jest opisu, iż znaczna liczba prac poświęconych tym formom (S. Leliavsky 1955) bardzo silnie podkreśla rolę jaką w procesie ich tworzenia odgrywa, zależny od jednorodności materiału, współczynnik szorstkości dna. W tym przypadku, jak się zdaje, trudno określić wpływ szorstkości dna (podobne sytuacje, o ile wiadomo, nie były przedmiotem badań laboratoryjnych).

W najnowszych publikacjach hydrodynamicznych (G. D. Ashton i J. F. Kennedy 1972, P. Larsen 1973) przedstawione są, co prawda, rezultaty badań nad ripple markami, lecz utworzonymi w dennej części pokrywy lodowej na rzekach, mimo iż są to również formy ciekawe, trudno je uznać za ripple marki sensu stricto.

Wyjaśnienia form ripple marków na lodzie można częściowo poszukać w sugestiach wysuniętych przez R. A. Bagnolda (1941), który badając formy ripple marków wiatrowych stwierdził, iż ich wymiary uzależnione są od średniej drogi saltacji poszczególnych ziarn. Za przyjęciem tych sugestii przemawia fakt, iż obserwowane formy oddzielone były od siebie płaszczyznami czystego lodu, na których nie odbywała się depozycja materiału.



Fot. 30. Ripple marki na powierzchni dna lodowego
30. Ripple marks on surface of ice bottom
30. Рифели на поверхности ледяного дна



Fot. 31. Przypadek powstania ripple marków na powierzchni pochyłej tafli lodu. A. Lód na powierzchni terasy zalewowej, B. Odłamany fragment tafli lodowej o nachyleniu 14° , C. Szczelina, D. Ripple marki (kierunek prądu w prawo).

31. Instance of ripple mark formation on inclined surface of ice slab A — ice on surface of overflow terrace, B — fragment of ice slab inclined 14° , C — ice fissure, D — ripple marks (flow direction towards right)

31. Случай образования рифели на наклонной поверхности льда А. Лед на поверхности поймы, В. Оборвавшийся фрагмент льда с наклоном 14° , С. Трещина, Д. Рябь течения (направление течения в право)

Podobny układ separowanych ripple marków obserwowano także w kwietniu 1973 r. na asfaltowej powierzchni ulicy w trakcie spływu wody po intensywnym opadzie deszczu.

Oprócz przykładu opisanego powyżej, dwukrotnie jeszcze w trakcie badań zarejestrowano ripple marki złożone na lodzie. Jeden z tych przypadków przedstawia fot. 32. Dolna biała część zdjęcia jest powierzchnią 20 cm grubej tafli lodu, pokrywającej terasę zalewową. Część jej załamana na krawędzi koryta opadła opierając się o dno i utworzyła płaszczyznę o nachyleniu 14° ku osi koryta. Przepływająca po niej woda (0,15 m/sek) pokryła lód warstwą materiału o grubości 0,5 — 1 cm, tworzącego nieregularne formy o wysokościach do 2 cm.

Ostatnim przykładem było odnalezienie ripple marków falowych powstałych na przymarzniętej do brzegu rzeki krze lodowej (fot. 29, 30 i 31).

Smugi piaszczysto-kamieniste. Są drugim, powszechnie występującym w korycie typem transportowych form dennych. Ich rozmieszczenie w korycie trudne jest do zgeneralizowania, gdyż ich obecność stwierdzono zarówno w odcinkach płytkich (0,2 — 0,3 m) o prądzie szybkim (0,6 — 0,7 m/sek), jak i w odcinkach głębokich (0,9 — 1,1 m) o prądzie przydennym wolnym (0,2 — 0,3 m/sek). Również określenie zasady występowania smug w stosunku do pozostałych form dennych nie należy do łatwych ze względu na różnorodne sytuacje, w jakich smugi napotymano.

Pewną prawidłowością w tym zakresie można było stwierdzić głównie w płytkich odcinkach koryta, w których płaskie dno stanowiło co najmniej $\frac{4}{5}$ szerokości. W miejscach tych z reguły smugi kamieniste występowały bądź jako przejście od fazy transportu w postaci ripple marków do fazy unoszenia i saltacji, bądź też kończyły fazą saltacji i unoszenia przy przejściu w formy transportu zorganizowanego (ryc. 17).

Szerokość form smug kamienistych jest zmienna. Obserwowane i mierzone smugi piaszczyste miały szerokość od 5 do 40 cm i przedzielone były smugami gładzików o szerokościach zmiennych w tych samych mniej więcej granicach.

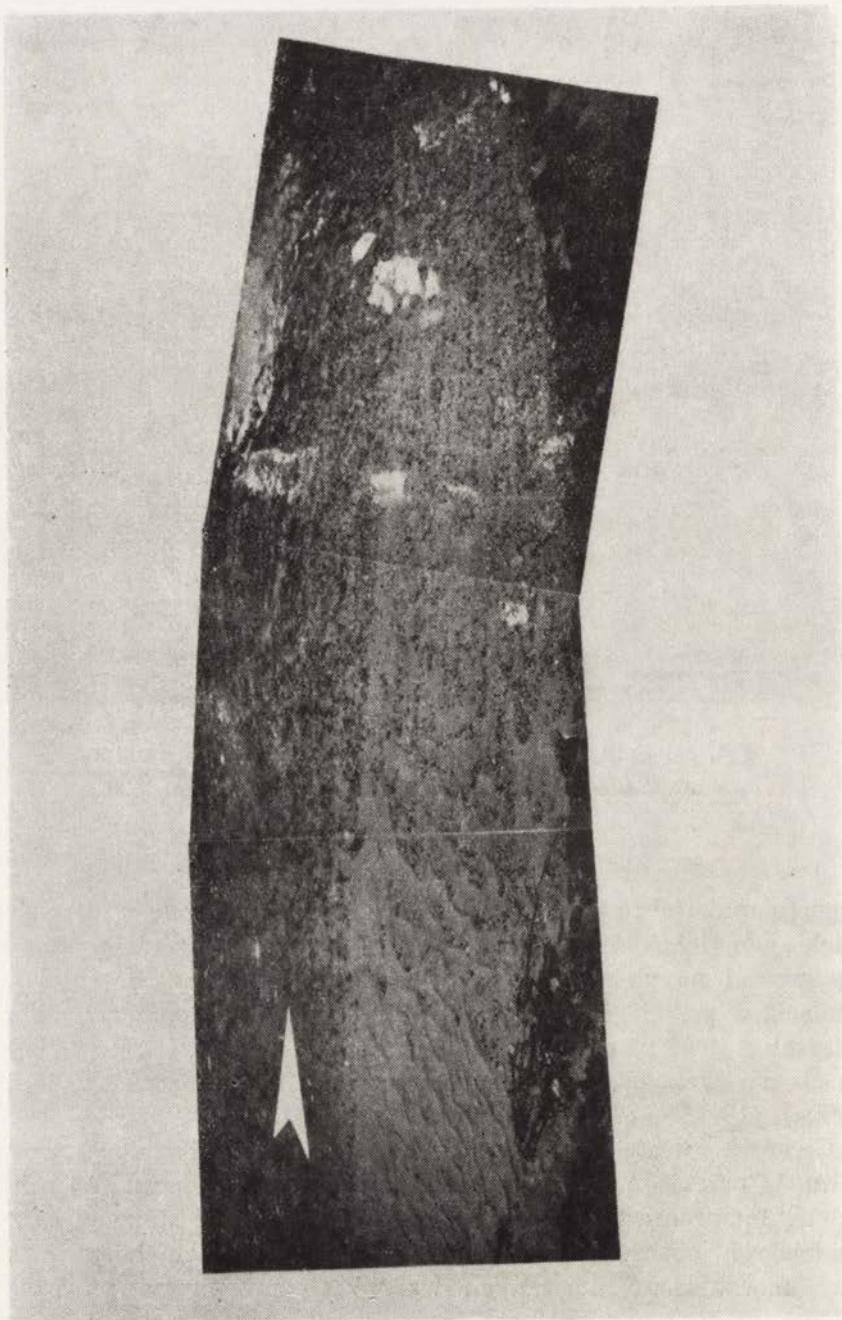
W tym układzie, dwu odmiennych frakcji składających się na formy smug, elementem ruchomym jest piasek. Szczególnie wyraźnie jest to zauważalne w przypadku smug znajdujących się w zasięgu szybkich prądów (0,6—0,8 m/sek) przy niewielkich głębokościach (do 0,3 m). W takich wypadkach transport piasku odbywa się na całej szerokości smugi. Przykładowo, pomiar wykonany na smudze piasku o szerokości 10 cm, wykazał iż w stojącej na niej łapaczce w przeciągu 10 minut zebrało się $1,18 \text{ dcm}^3$ materiału, podczas gdy w łapaczce ustawionej na przyległej smudze żwirowej w tym samym czasie objętość osadzonego materiału wyniosła jedynie 21 cm^3 . Wynik ten świadczy, że smugi piaszczyste są miejscem szczególnie intensywnego, skoncentrowanego linijnie



Fot. 32. Smugi piaszczysto-kamieniste w korycie Raduni
32. Sand-and-stone streaks in Radunia channel
32. Песчано-каменистые полосы в русле Радуня

transportu materiału piaszczystego. W przypadkach smug występujących na większych głębokościach transport ten jest znacznie mniejszy. Na smudze położonej na głębokości 0,8 m przy prędkości prądu przydenne go 0,06 m/sek, w przeciągu 10 minut zgromadziła się w łapaczce praktycznie niemierzalna ilość piasku. Niekiedy w obrębie szerszych smug piaszczystych obserwowano transport materiału w postaci niewysokich (3—5 cm) i krótkich (10—25 cm) ripple marków (fot. 33).

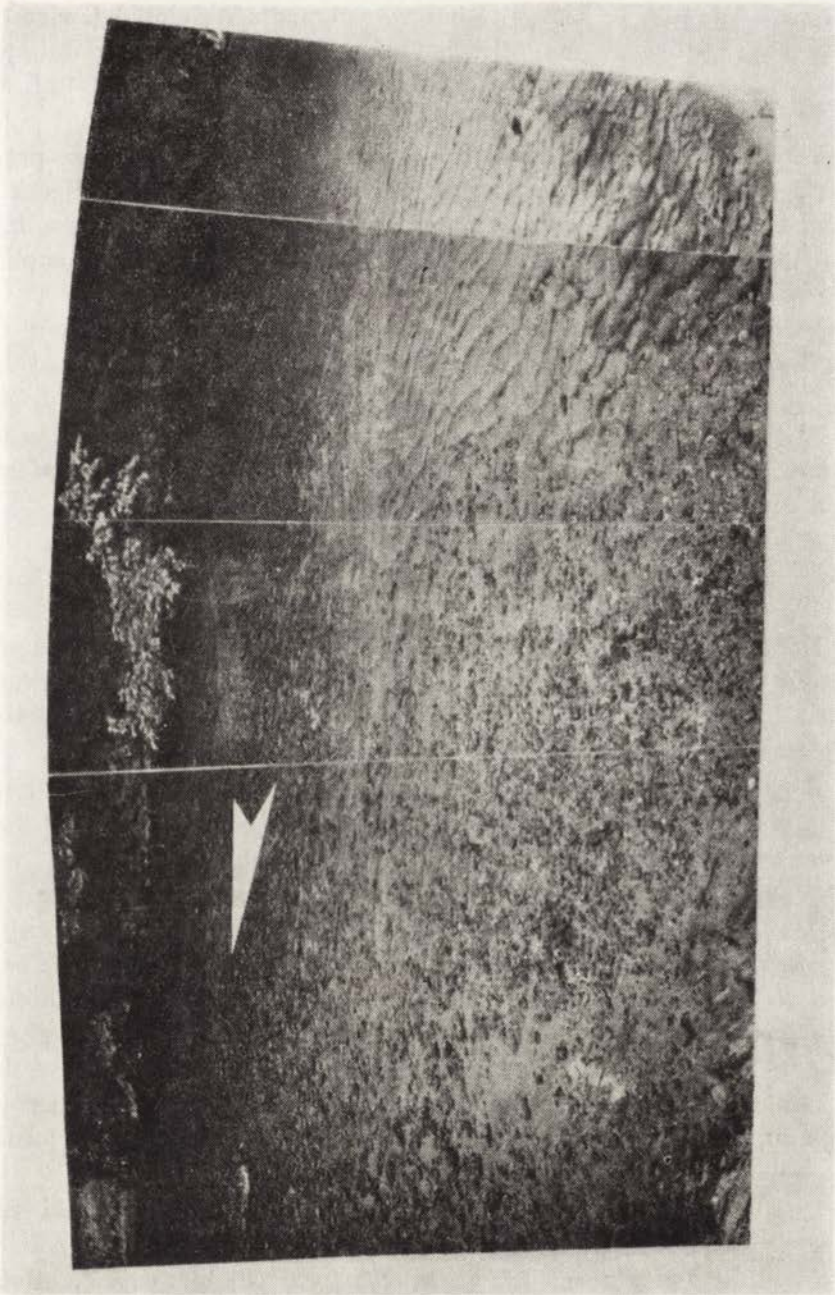
Ciekawą właściwością smug jest ich zdolność dopasowywania kształtu do przebiegu koryta, szczególnie wyraźnie widoczna na zakolach o niewielkim promieniu krzywizny (fot. 35). Istnienie smug piaszczysto-kamienistych obserwowanych w różnych sytuacjach koryta Raduni i przy znacznie zróżnicowanych warunkach przepływu, przynajmniej częściowo, przeczy przypisywanej przez niektórych autorów (L. Kaszowski i A. Kotarba 1970, W. Jarocki 1957), dużej roli, jaką w segregacji materiału odgrywają układy prądów poprzecznych. W przestudiowanej literaturze, autor nie napotkał nigdzie opisu form podobnych do przedstawionych. Wprawdzie K. Klimek (1971) przytacza przykłady sandro-



Fot. 33. Przykład powstawania smug piaszczysto-kamienistych (zdjęcie z dnia 16.08. 1972)

33. Example of formation of sand-and-stone streaks (photo taken August 16, 1972)

33. Пример образования песчано-каменистых полос (снимок от 16.08.1972)



Fot. 34. Przykład występowania smug piaszczysto-kamienistych obok form ripple marków

34. Example of occurrence of sand-and-stone streaks next to ripple marks

34. Пример размещения песчано-каменистых полос возле форм ряби течения

wych rzek Islandii, w których obserwował podłużne cienie (żwirowe lub piaszczyste usytuowane za tkwiącymi w korycie przeszkodami, jednak nie są to formy analogiczne ze stwierdzonymi w korycie Raduni. Szczególnie wyraźnie dowodzi tego fot. 33. Widoczne na niej smugi położone na głębokości 0,08 m powstały w wyniku przedłużenia przez prąd zagiętych ramion ripple marków. Długość widocznych na zdjęciu form wynosi około 6 m. Nie zawsze smugi powstają w podobny sposób. Często spotykanym wypadkiem są smugi występujące niezależnie obok form transportu materiału w postaci ripple marków (fot. 34).

Prowadzone przez okres 3 lat obserwacje opisanych dwu typów form transportu materiału, pozwoliły zauważyć, iż mimo znacznej zmienności warunków hydrodynamicznych związanych ze zmianami stanów wody i przepływów, zarówno ripple marki jak i smugi piaszczysto-kamieniste mają tendencję do odtwarzania się w tych samych odcinkach koryta oraz w rozmiarach o mało zmiennych wielkościach.

4. Formy okresowej akumulacji korytowej

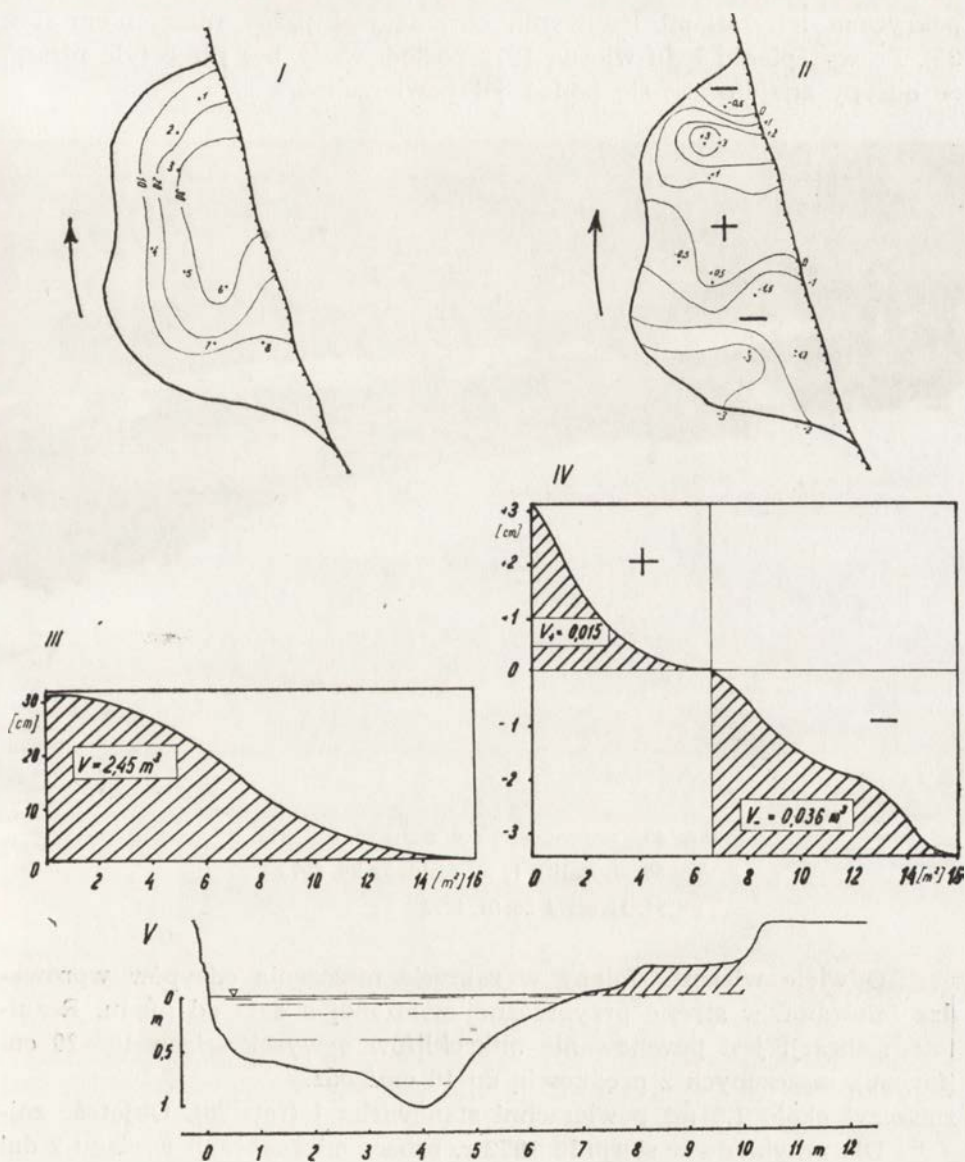
Do tej kategorii form korytowych zaliczono ulegające wolniejszym (w porównaniu z formami transportu) transformacjom formy akumulacyjne w postaci: przybrzeżnych odsypów materiału, ławic śródkorytowych oraz wałów podwodnych.

Przybrzeżne odsypy materiału występujące po wypukłej stronie zakoli, odpowiadają dokładnie temu, co w literaturze anglosaskiej określane jest jako „point bars” (49, 1966).

W celu zbadania rozmiarów przeobrażeń jakim owe formy podlegają, a głównie trwałości depozycji materiału na nich złożonego, na dwu odsypach w październiku 1971 r. zakopano — na jednej 8, na drugiej 5 — płytek do pomiarów tempa akumulacji. Przed zakopaniem płytek sporządzono dla obu stanowisk plany poziomicowe w cięciu 0,1 m (ryc. 18 — I) przyjmując za poziom odniesienia stan wody w danym dniu odniesiony do wyciętych na przybrzeżnych drzewach reperów. Po zakopaniu, płytki pokryto warstewką piasku zgodnie z pierwotną powierzchnią odsypów.

Po okresie zimowym 1971/72 w kwietniu 1972 r. płytki zostały wykopane, po czym pomierzono ponownie grubość warstwy ponad poziomem minii wpisując na planie przyrosty ze znakiem „+”, ubytki ze znakiem „-”. Na tej podstawie, geometrycznie wyinterpolowano izolynie przyrostów i ubytków (ryc. 18 — II). W dalszej kolejności obliczono, sporządzając krzywe hipsograficzne (ryc. 19 — III i IV), bilans materiału przemieszczonego w obrębie odsypu.

W przypadku stanowiska I (ryc. 18) w przeciągu 6 miesięcy przemieszczone zostało łącznie w obrębie odsypu (o powierzchni 16 m²) 0,051 m³, przy czym ogólny bilans zmian był ujemny i wyrażał się wielkością 0,021 m³ materiału wyniesionego poza obręb odsypu.



Ryc. 18. Zastosowana metoda określenia przeobrażeń odsypów brzegowych.
 Fig. 18. Description of method applied to define transformations due to bank slides
 Рис. 18. Приложенный метод определения перестройки прирусловых отелей

Na stanowisku II zlokalizowanym około 1,5 km poniżej pierwszego w tym okresie czasu zakumulowana została warstwa materiału o miąższości 0,8—1 cm, co przy powierzchni odsypu równej $4,5 \text{ m}^2$ dało objętość $0,004 \text{ m}^3$. Tak nikłe rozmiary przeobrażeń, mimo zaistniałych w tym okresie wysokich wahań poziomu wody, wytłumaczyć można jedynie pokryciem ich taflami lodowymi, chroniącymi przed niszczeniem (fot. 35). Po wytopieniu lodu wiosną 1972 poziom wody był już o tyle niższy, że odsypy znajdowały się ponad jej powierzchnią.



Fot. 35. Stanowisko I w dniu 26. 01. 1972
35. Locality 1, on January 26, 1972
35. Пункт I 26. 01. 1972

O wiele większe zmiany w zakresie niszczenia odsypów wprowadza falowanie w strefie przybrzeżnej położonej z dala od nurtu. Rezultatem abrazji jest powstawanie mikroklifów o wysokościach 10—20 cm (fot. 36), niszczonych z prędkością do 10 cm/godz.

zniszczył około $1,5 \text{ m}^2$ powierzchni stanowiska I (fot. 38). Objętość zni-

Dla przykładu w sierpniu 1972 r. proces mikroabrazji w ciągu 2 dni zniszczonego brzegu wynosiła $0,13 \text{ m}^3$, była więc 2,5 krotnie większa od ogólnej objętości materiału przemieszczonego w okresie październik 1971 — kwiecień 1972 (fot. 37).



Fot. 36. Mikroklif podcinający odsyp brzegowy
36. Microcliff, undercutting bank slide
36. Микроклифф в прирусловой отмели

Ławice śródkorytowe są formami okresowo wylaniającymi się na powierzchnię przy niskich (letnich) stanach wody. W obrębie badanego odcinka rzeki ich występowanie zaobserwowano jedynie w Przełomie Babidolskim, w którym występują płytkie, szerokie fragmenty koryta. W zależności od budującego je materiału wydzielić można dwa rodzaje ławic: piaszczyste i żwirowe. Pomierzona wielkość tych form wahała się od 1,5—23 m².

Wykopy wykonane w powierzchniach ławic piaszczystych ukazywały pod cienką 2—5 cm warstwą piasku, istnienie dużej zawartości części organicznych. Niekiedy osady powierzchniowe złożone były na „rusztowaniu” zbudowanym z naniesionych przez wodę drobnych gałęzi.

W obrębie niskich ławic żwirowych (fot. 38) obserwowano pionową dwudzielność ich budowy wewnętrznej. Warstwę górną stanowiła cienka — 5—10 cm, warstwa gładzików będąca brukiem erozyjnym chroniącym przed rozmywaniem zalegające pod nią różnej frakcji osady piaszczyste.

Na ławicach wyższych, o powierzchniach wzniesionych do 0,5 m ponad średni poziom wody, stwierdzono poziomą zmienność frakcji bu-



Fot. 37. Zniszczona przez mikroabrazję powierzchnia odsypu
37. Surface of bank slide destroyed by microabrasion
37. Разрушенная микроабразией поверхность отмели

dującego je materiału. Część proksymalna, starsza, zbudowana jest z głazów i głazików (fot. 39), dobudowana do niej część dystalna, zawiera wyłącznie materiał piaszczysty (fot. 40). Podobnie jak odsypy, ławice śródkorytowe również ulegają niszczeniu przez abrazję lub podcinanie w wyniku zmiany rozkładu prądów w korycie (fot. 41).

Żwirowe ławice śródkorytowe występują głównie w odcinkach koryta cechujących się dużą szerokością (do 20 m) i małymi głębokościami. Budująca ich powierzchnię warstwa bruku erozyjnego ma charakter residuum, gdyż rzeka nie posiada zdolności transportu materiału frakcji kamienistej. Większa lub mniejsza zawartość kamieni w dnie wynika głównie z ich obecności w podłożu koryta oraz jego brzegach.

Formy wałowe. Obserwowane były w korycie Raduni dwukrotnie. Ich kształtowanie w obu przypadkach przebiegało pod wpływem odmiennych typów cyrkulacji wody.

Pierwsza forma (ryc. 19) utworzyła się w wąskiej (2,5 m szerokości) odnodze koryta rzecznego w „cieniu” tkwiącego w środku głazu o średnicy 60 cm. Wał ten o długości 3,5 m cechował się wybitnie regularnym kształtem. Jego część grzbietowa przebiegała prostolinijnie zgodnie



Fot. 38. Przykład niskiej ławicy żwirowej
38. Example of shallow gravel shoal
38. Пример низкой гравиевой отмели



Fot. 39. Proksymalna część tej samej ławicy
39. Proximal part of mid-channel shoal
39. Проксимальная часть русловой отмели



Fot. 40. Dystalna część tej samej ławicy
40. Distal part of mid-channel shoal
40. Дистальная часть той же отмели



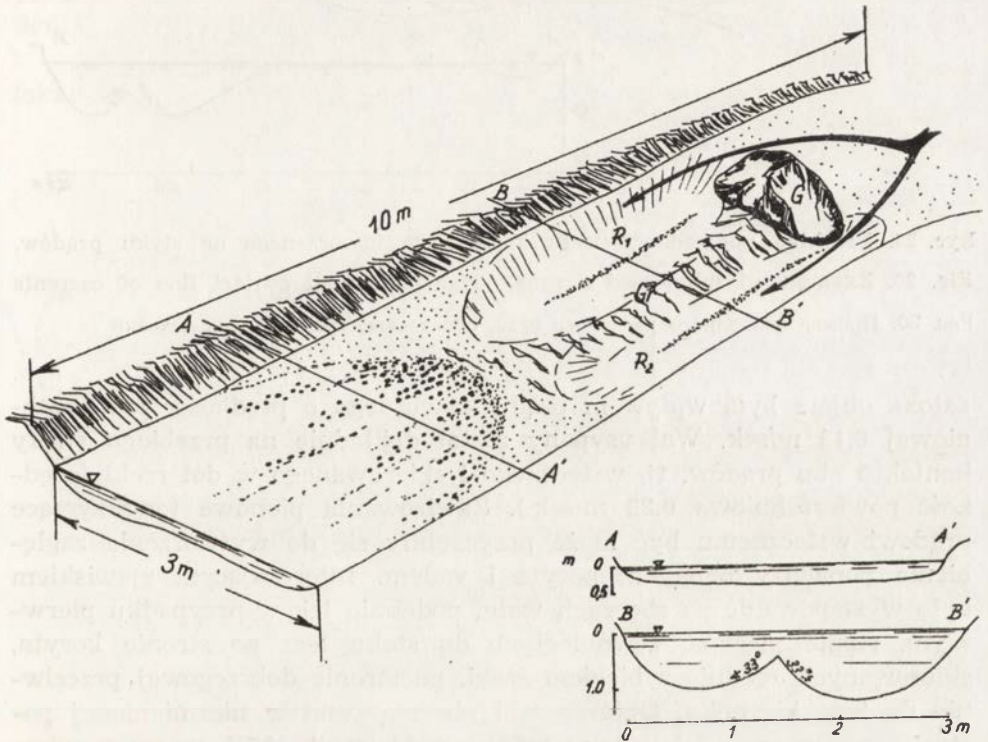
Fot. 41. Zniszczona na skutek zmiany układu prądów część dystalna ławicy śródkorytowej

41. Distal part of mid-channel shoal, destroyed by change of current pattern

41. Разрушенная в результате изменения течений дистальная часть русловой отмели

z osią koryta. Obustronnie towarzyszyły mu dwa obniżenia o kształcie owalnych kotłów, ku którym jego zbocza opadały pod kątem 33° . Zarówno prawe jak i lewe zbocze formy na całej długości pokrywały ripple marki równoległe do linii spadku o wysokościach 3 cm i bardzo regularnym układzie.

Zarówno usytuowanie formy jak też zgodność wysokości linii grzbietowej z poziomem dna powyżej głazu oraz poniżej końca formy zdaje się przemawiać za tym, iż jest on „ostańcem” zachowanym w „cieniu” głazu. Rozdzielony przez głaz prąd wody wyerodował po obu jego stronach zagłębienia towarzyszące wałowi.

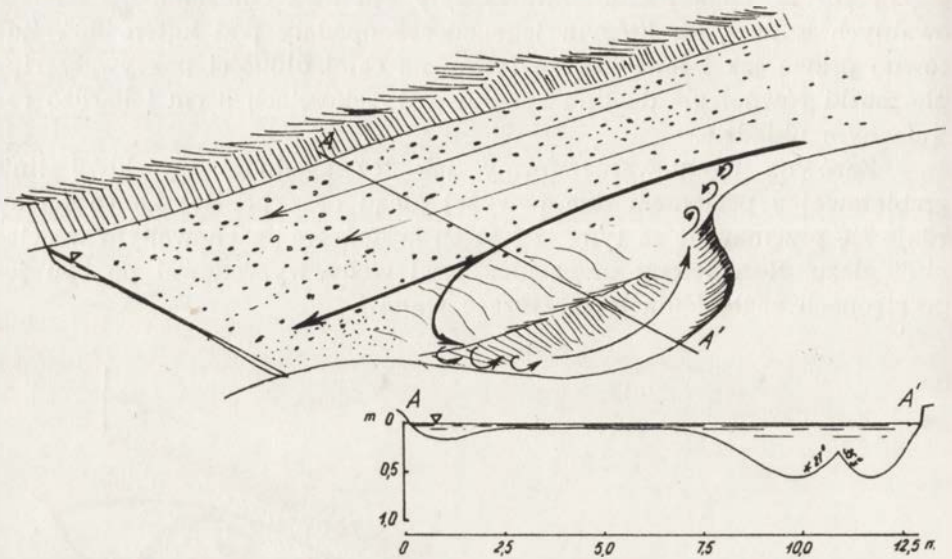


Ryc. 19. Przykład podwodnego wału korytowego. R₁ i R₂ owalne zagłębienia, Gr — grzbiet formy, G — głaz \varnothing 0,6 m.

Fig. 19. Example of submerged ridge in channel. R₁ and R₂ — oval depressions, Gr — ridge crest, G — rock block 0.6 m in dia

Рис. 19. Пример подводного руслового вала. R₁ и R₂ овальные углубления Gr — гребень формы. G — валун 0,6 м

Druga forma wału podwodnego ukształtowała się również w „cieniu” lecz tym razem w cieniu brzegu swym występem odsuwającego główny prąd ku środkowi koryta (ryc. 20). Istniejąca w tym miejscu



Ryc. 20. Przykład podwodnego wału korytowego utworzonego na styku prądów.
 Fig. 20. Example of submerged channel ridge formed at contact line of currents
 Рис. 20. Пример подводного руслового вала, образовавшегося на стыке течений

zatoka objęta była wpływem prądu wstecznego o prędkości powierzchniowej 0,15 m/sek. Wał usypany został dokładnie na przebiegu strefy kontaktu obu prądów, tj. wstecznego i skierowanego w dół rzeki (prędkość powierzchniowa 0,33 m/sek.). Zawirowania pionowe towarzyszące prądowi wstecznemu być może przyczyniły się do wytworzenia zagłębienia pomiędzy brzegiem koryta i wałem. Interesującym zjawiskiem było występowanie na zboczach wału, podobnie jak w przypadku pierwszym, ripple marków równoległych do stoku lecz po stronie koryta, skierowanych zgodnie z biegiem rzeki, po stronie dobrzegowej przeciwnie do tego kierunku. Opisany wał obserwowano w niezmienionej postaci przez przeszło 2 lata (maj 1969 — październik 1971), po czym zniszczony został przez lód w zimie 1971/72.

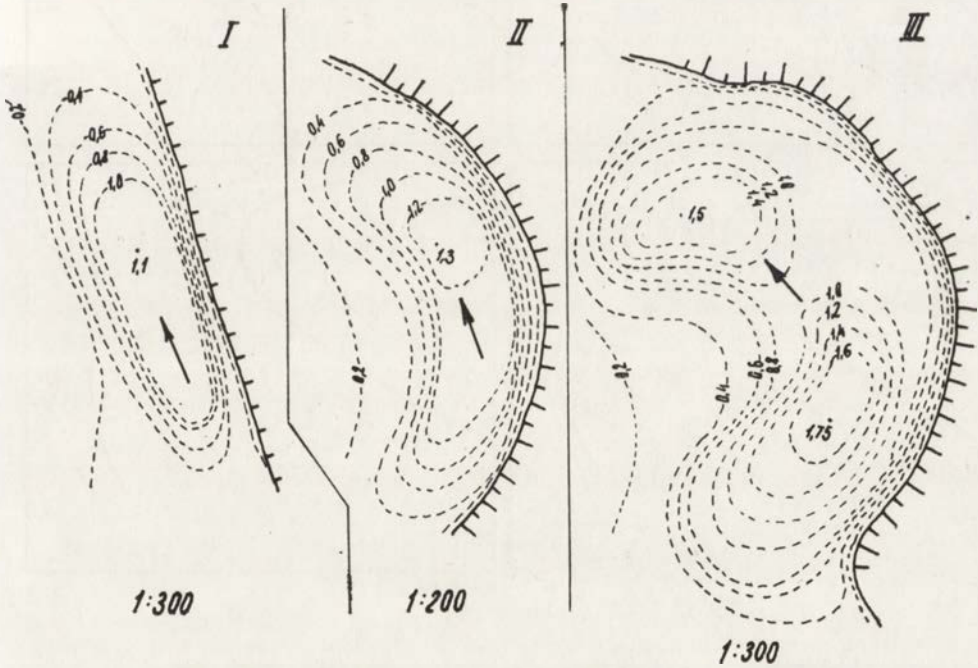
5. Formy erozji dna koryta

Wklęsłe formy dna koryta podzielono na dwie grupy:

1. Zagłębienie trwale towarzyszące podcinanym brzegom rzeki,
2. Zagłębienia okresowe, wycinane w miejscach intensywnej erozji dennej.

Pomiary tych form prowadzone w Przełomie Babidolskim przy niskich stanach wody w lecie 1971 i 1972 wskazują, iż średnia maksymalna głębokość kotłów nie przekracza 1,0—1,3 m. Typowe kotły towarzyszące brzegom podcinanym, na prostych odcinkach koryta, mają przeważnie kształt wydłużonej elipsy lub owalu. Ich maksymalna szerokość nie przekracza 1/4 szerokości koryta. W dnach kotłów z reguły zalegają znacznych (do 0,4 m średnicy) rozmiarów gązdy odpadłe z podcinanego brzegu. Zagłębienia o największych rozmiarach mają zarys nieregularny i swym zasięgiem obejmują prawie całą szerokość koryta (ryc. 21). Obniżenia omówionej grupy cechują się względnie małą ruchliwością, tzn. przez szereg lat nie zmieniają zarówno swego położenia jak i kształtów.

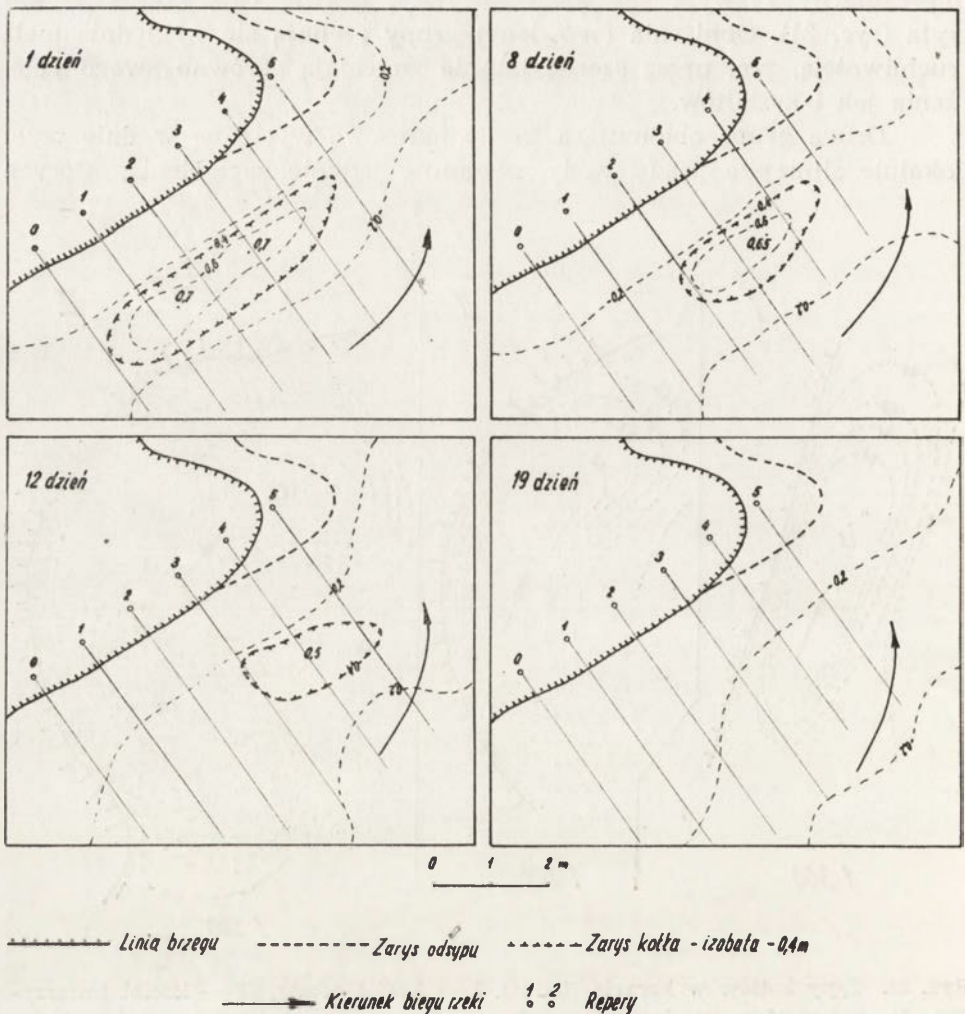
Druga grupa obejmująca formy okresowo wycinane w dnie przez lokalnie silniejsze prądy wody, obejmuje jedynie zagłębienia, których



Ryc. 21. Typy kotłów w korycie Raduni. I — kocioł prosty, II — kocioł towarzyszący. Fig. 21. Types of kettles in Radunia channel I — regular kettle, II — kettle following concave river bend, III — irregularly shaped kettle

Рис. 21. Типы углублений в русле Радуні I — простое углубление, II — углубление типа сопутствующих вогнутым берегам реки, III — углубление неправильной формы

powstanie związane było z nietrwałymi zaburzeniami układu strug wody. W miesiącu lipcu 1971 r. przez okres przeszło 2 tygodni prowadzono obserwacje i pomiary takiego kotła wyerodowanego w dnie na skutek okresowej zmiany nurtu rzeki. Rozmiary form wynosiły odpowiednio: długość 4,5 m, szerokość 1,0—1,3 m, głębokość maksymalna 0,7 m. Poszczególne etapy zanikania kotła przedstawia ryc. 23. Podobny przebieg zasypywania okresowych zagłębień dna powstałych w wyniku



Ryc. 22. Zanikanie okresowego kotła w korycie Raduni.
 Fig. 22. Seasonal obliteration of kettle in Radunia channel
 Рис. 22. Отмирание временного котла в русле Радуня

erozji wód powodziowych opisują L. Kaszowski i A. Kotarba (1971), a K. Klimek (1972) podaje przykłady zasypywania efemerycznych zagłębień dennych powstałych w wyniku wytapiania brył martwego lodu w rzekach przedpola Skeidararjokull. Nie prowadząc pomiarów, w marcu 1972 r. obserwowano także zanikanie zagłębień wyerodowanych w wyniku opływania przez strugi wody tkwiących w korycie kier lodowych (ryc. 22).

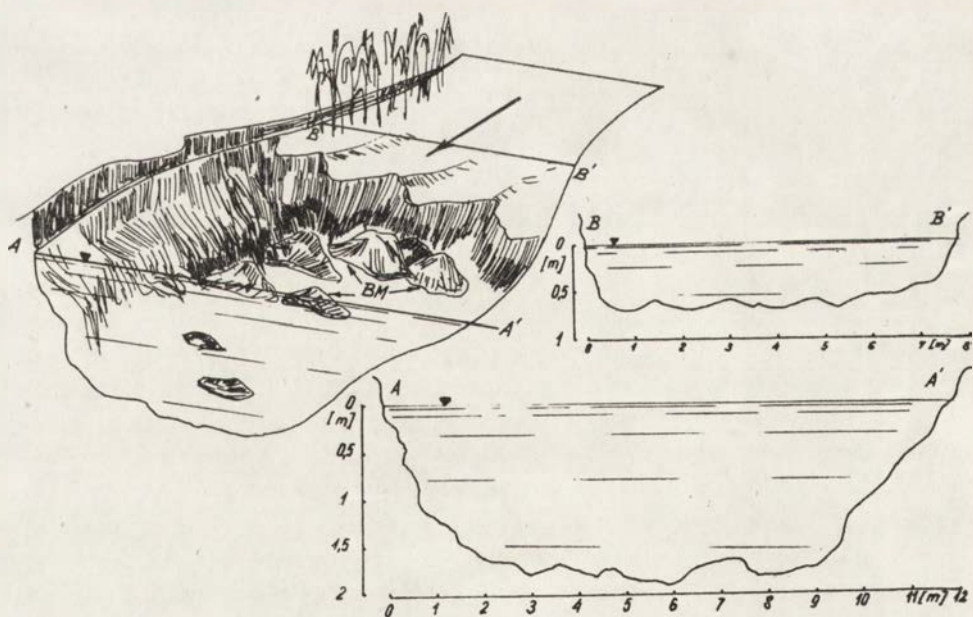
Trwalsze od opisanych powyżej są zagłębienia wycinane w pobliżu zwalonych do rzeki pni drzew. Ponieważ na niektórych odcinkach koryta nagromadzenie ich jest bardzo znaczne (fot. 42), komplikuje to warunki przepływu wody. Dno koryta w tych miejscach cechuje się urzeźbieniem niespokojnym pełnym przegłębień i płycizn. W przypadkach całkowitego zatopienia pni w korycie, przelewająca się przez nie woda tworzy odskoki hydrauliczne erodując równoległe do przeszkody zagłębienia rozciągnięte w poprzek koryta. Przy spadkach stanu wody i likwidacji odskoków, obniżenia te są spłycone poprzez zasypywanie transportowanym materiałem.



Fot. 42. Przełom Babidolski — zwalone pnie drzew w korycie Raduni
42. The Babidoły gap, tree trunks tumbled into Radunia channel
42. Бабидольский прорыв, поваленные стволы деревьев в русле Радуня

Ciekawym choć odosobnionym przypadkiem trwałego obniżenia dna koryta jest wytworzone poniżej progu ciągnące się w poprzek całej szerokości koryta obniżenie o maksymalnej głębokości 2,1 m (najgłębsze miejsce w całym odcinku badanym) i długości około 25 m. Próg, poniżej którego owo obniżenie powstało, zbudowany jest z utworów wyłącznie organicznych o przewadze margla łukowego. W przeciągu 3 lat prowadzenia obserwacji nie stwierdzono cofania się progu, jednak leżące u jego podnóża nierozmyte bryły margla, z których największa miała rozmiary $1,5 \times 1 \times 0,5$ świadczą iż jego krawędź ulega cofaniu (ryc. 23).

O genezie tego zagłębienia trudno powiedzieć coś pewnego. Wytłomaczenie jego powstania na drodze erozji wgłębnej jest mało przekonujące. Bardziej prawdopodobne, iż jama owa powstała w wyniku eksploatacji margla, a następnie zalana została przez wodę po zmianie biegu rzeki. Za takim wyjaśnieniem przemawia obecność na prawym brzegu rzeki rozległego starorzecza, którego początek położony jest w bezpośrednim sąsiedztwie stromego i wysokiego progu jakim współczesne koryto rzeki opada do dna wyrwy.



Ryc. 23. Basen Kielpiński — próg i przegłębienie koryta.

Fig. 23. Kielpiński basin — channel step and overdeepening in channel

Рис. 23, Келпинский бассейн — порог и углубление в русле

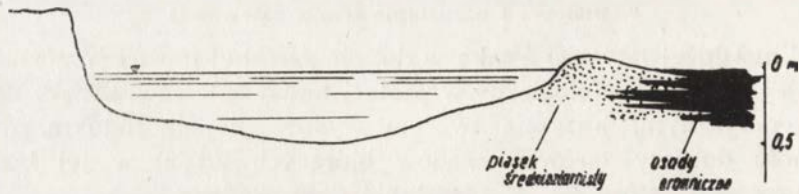
6. Budowa i narastanie terasy zalewowej

Mimo dużej łatwości z jaką w dolinie rzecznej można wyróżnić najniższy jej poziom morfologiczny w postaci terasy zalewowej w rozumieniu morfogenetycznym, jest ona tworem wysoce niejednorodnym. Niejednorodność dotyczy zarówno osadów biorących udział w jej budowie, jak i procesów, które do jej powstania doprowadziły.

W przypadku terasy zalewowej erozyjnej w budowie wewnętrznej przeważa materiał, w którym wycięte jest koryto rzeczne. Terasa zalewowa agradacyjna cechuje się występowaniem w budowie wewnętrznej osadów narastania pionowego facji powodziowej. Zarówno jednak w przypadku terasy agradacyjnej jak i degradacyjnej nie należy pomijać poziomego nadbudowywania terasy, postępującego w miarę migracji koryta. Dobrym przykładem doliny posiadającej terasę zalewową dwudzielną (agradacyjną i erozyjną) jest będący przedmiotem badań fragment doliny Raduni.

Rozległe dno Basenu Kiełpińskiego jest terasą zalewową agradacyjną. Wypukłe, narastające brzegi zakoli towarzyszą większości krzywizn koryta. Materiał stwierdzony w ich budowie wewnętrznej to głównie najdrobniejsze frakcje piasków oraz mułów i ilów o bardzo znacznej zawartości części organicznych pochodzenia roślinnego. Rola roślinności przybrzeżnej w dobudowywaniu brzegów wypukłych jest bardzo duża. W okresie letnim wszystkie niepodcinane brzegi zakoli porośnięte są roślinnością przybrzeżną, w której składzie gatunkowym przeważają: tatarak (*Acorus calamus*), oraz trzcina (*Phragmites conimunis*), utrwalające systemem kłączy odłożony materiał. W okresie jesiennym i zimowym obumarłe części roślin przybrzeżnych wzbogacają materiał odpływów w części organiczne. Ponieważ roślinność przybrzeżna opanowuje bardzo szybko każdy przyrośnięty fragment brzegu, ulega on utrwaleniu i nawet przy podwyższonych stanach wody nie ulega rozmywaniu. Przeciwnie, w takich sytuacjach jest nadbudowywany przez osadzony w gęszczu łądyg materiał niesiony przez wodę jako zawiesina.

Ogólnie można zauważyć, iż proces niszczenia brzegu wklęsłego jest równoważny przez proces narastania brzegu wypukłego tak, iż średnia szerokość rzeki nie ulega większym wahaniom. Narastanie pionowe terasy zalewowej w Basenie Kiełpińskim obserwowane jest jedynie w okresie wysokich stanów wody. Przy stanach wyższych od brzegowych, na krawędzi koryta tworzą się niewysokie i niezaznaczające się w morfologii doliny wały przykorytowe. Ich wysokość waha się od 10—15 cm, szerokość 0,5—1 m. W budowie tych form przeważają średnio — ziarniste piaski bezstrukturalne (ryc. 24). Nierzadko, zamiast wałów, możliwa jest do przesłedzenia tylko pozioma zmienność materiału budującego terasę zalewową.



Ryc. 24. Przykład wału przykorytowego.

Fig. 24. Example of ridge running parallel with channel

Рис. 24. Пример прируслового вала

Słabo wykształcone wały brzegowe występują jedynie w obrębie Basenu Kiełpińskiego. W Przełomie Babidolskim brzegi terasy zalewowej jak też jej powierzchnia mają charakter erozyjny.

Wyrazem pionowego narastania terasy zalewowej jest także jej budowa wewnętrzna, na którą składają się naprzemianległe warstwy drobnych piasków oraz cienkie warstwy ciemnych osadów mułkowych i ilastych. Penetrując w okresie zimowym 1972 r. Basen Kiełpiński, stwierdzono w pokrywającym terasę zalewową lodzie istnienie ciemnych smug składających się z cząsteczek zawieszin utrwalonych w lodzie (fot. 43).



Fot. 43. Smugi zawiesziny w pokrywie lodowej

43. Streaks left on ice cover by suspended matter

43. Полосы взвешенного материала в ледяном покрове

Przeprowadzone po wytopieniu lodu obserwacje wykazały, iż z materiału w nim zawartego utworzyła się na zeschniętych liściach pokrywających brzegi terasy, warstewka osadu o grubości przypuszczalnie nie przekraczającej 0,1 mm. Ponieważ powierzchnia zalanego w okresie wezbrania dna doliny wynosiła łącznie około 0,4 km², to przyjmując iż średnia grubość warstewki namułu była rzędu 0,1 mm, na terasie zalawowej osadziło się około 40 m³ tego najdrobniejszego materiału. Przy takim tempie i założeniu, że wylewy powtarzają się rokrocznie (co nie



Fot. 44. Budowa wewnętrzna terasy zalawowej
44. Interior structure of overflow terrace
44. Строение поймы

odpowiada rzeczywistości) narastanie pionowe terasy zalewowej odbywałoby się z prędkością 1 cm/100 lat.

Z większą prędkością odbywa się lokalnie pionowe narastanie małych odcinków terasy zalewowej w Przełomie Babidolskim. W okresie wezbrań, dzięki większej prędkości, a tym samym i zdolności transportowej, na niektórych odcinkach zalewanej powierzchni terasy osadzone są warstwy piasków średnio i drobnoziarnistych o miąższościach 4—10 cm (fot. 44).

Widoczny na zdjęciu wkop wykonany w powierzchni terasy ujawnia kilka takich warstw średnioziarnistego piasku, przewarstwowanego mułkami o zabarwieniu czarnym z rozpoznawalnymi makroskopowo, nierozłożonymi częściami liści roślin. Tkwiącą w zalonym dnie wykopu gałąź oraz wydobyte oprócz niej wióry drzewne ze śladami uderzeń siekierą, świadczą iż akumulacja tej około 50 cm warstwy osadów odbywać się musiała niedawno w pięciu fazach powodziowych przedzielonych okresami rozwoju roślinności.

Oprócz osadów narastania pionowego i poziomego, wymienić należy również tworzące się w podmokłych, bagnistych częściach terasy zalewowej osady torfów i giti.

U wylotów rozcięć zboczy w obrębie terasy zalewowej składane są niekiedy stożki napływowe nielicznych dopływów i strug okresowych.

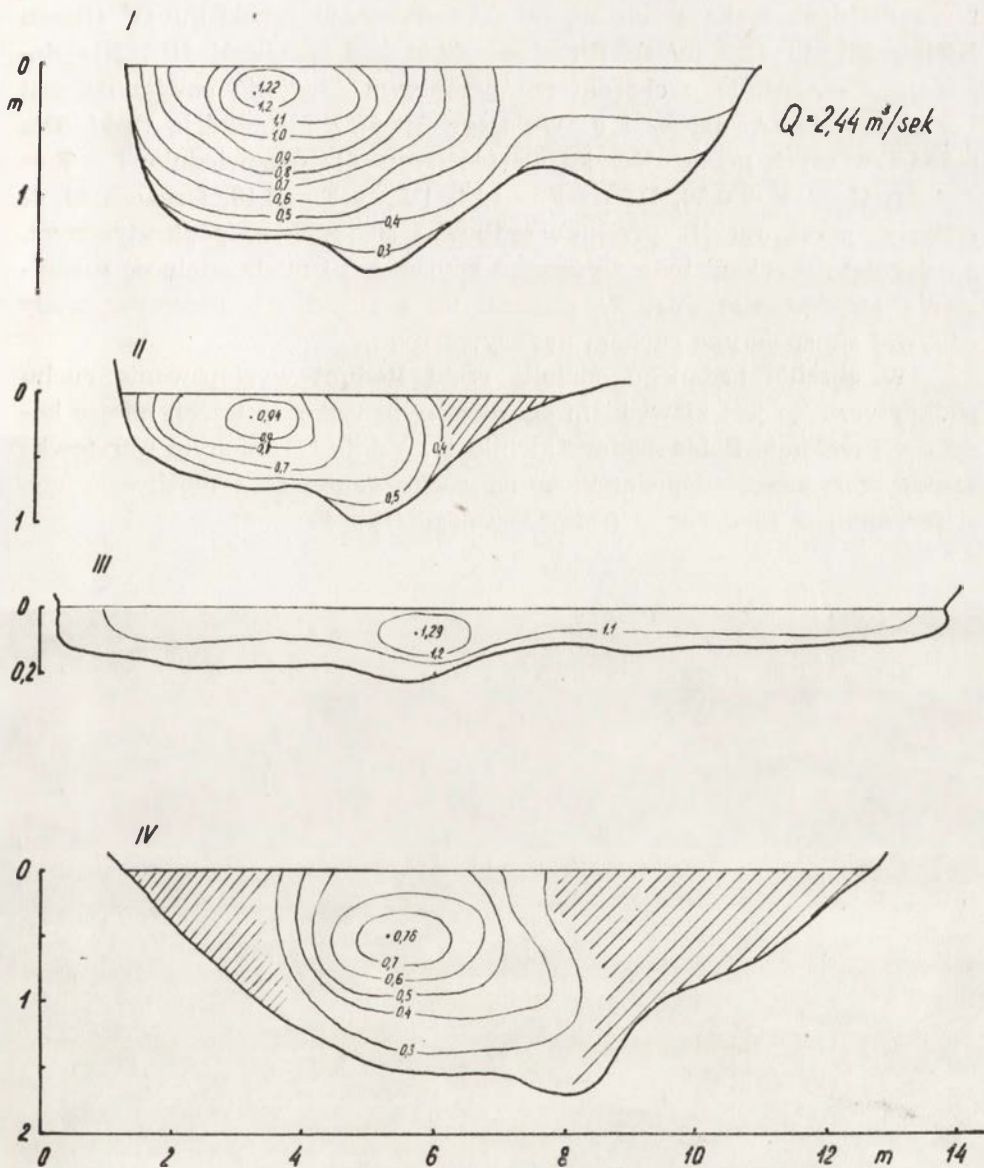
7. Wpływy form korytowych na hydrauliczne warunki przepływu

Omawiając w dotychczasowym toku pracy głównie jeden kierunek oddziaływania elementów składających się na pojęcie rzeki, tzn. wpływ płynącej wody na kształtowanie form brzegowych i korytowych, pomijano świadomie relację przeciwną. Dla dokładnego jej badania niezbędną rzeczą jest posiadanie odpowiedniego sprzętu. Brak przyrządów o wysokiej dokładności uniemożliwił wykonywanie pomiarów, stąd ogólnikowy charakter stwierdzeń tu zawartych.

Radunia w obrębie badanego odcinka jest rzeką o średnim rocznym przepływie rzędu 3 m³/sek. Na warunki przepływu wody duży wpływ wywierają takie elementy jak kształt oraz charakter koryta. Odbiciem tego zjawiska jest rozkład izotach w korycie.

Wykonane w ciągu jednego dnia pomiary przepływu w różnych przekrojach poprzecznych dały obraz zmienności zależnych od kształtu koryta (ryc. 25).

Przy przepływie wynoszącym wówczas dla wszystkich przedstawionych przekrojów 2,44 m³/sek. widać wyraźną zmienność prędkości



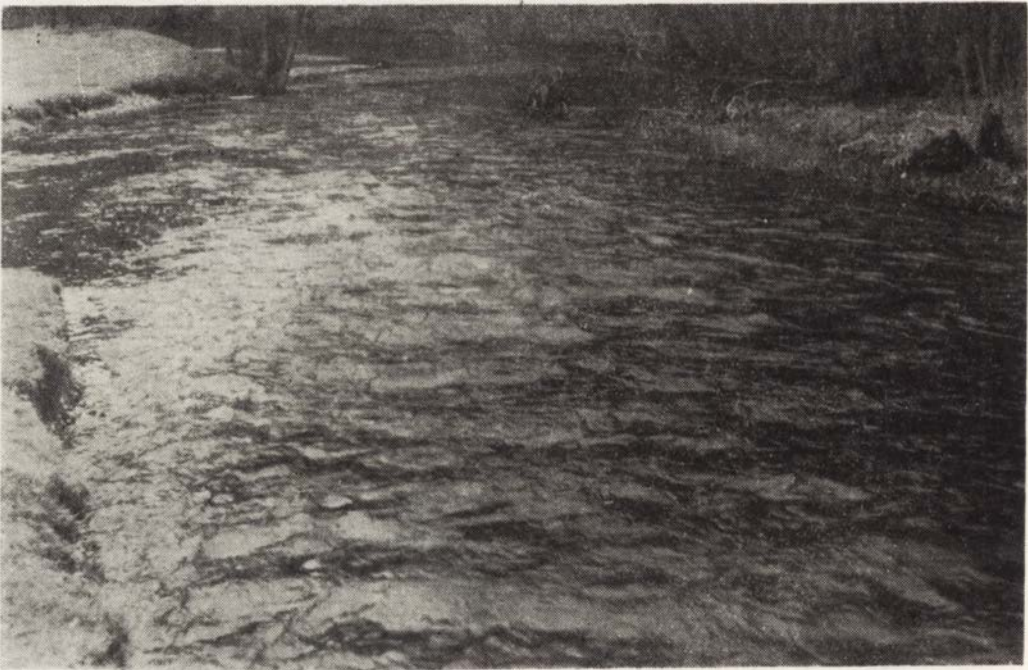
Ryc. 25. Przykłady przebiegu izotach w korycie Raduni. (zakreskowane części profili oznaczają strefy objęte falowaniem lub prądami wstecznymi)

Fig. 25. Example of run of isotach lines in Radunia channel (stippled parts of profiles represent zones marked by waves of reverse flow direction)

Рис. 25. Примеры изотач в русле Радуні (штриховской обозначены на разрезе зоны волнового движения и обратных течений)

maksymalnych wahających się od 0,76 m/sek w przekroju IV (Basen Kiełpiński) do 1,29 m/sek (Przełom Bibidołski, przekrój III). Nie decydująca samoistnie o charakterze przepływu prędkość powiązana jest liczbą Frouda (A. Jarosz i J. Wołoszyn 1966) z głębokością rzeki. Dla przedstawionych przekrojów jej wartość wynosiła odpowiednio: I — $F = 0,32$, II — $F = 0,30$, III — $F = 1,24$, IV — $F = 0,18$. Oznacza to, iż tylko w przekroju III przepływ odbywał się ruchem podkrytycznym, a osiągnięta prędkość była wyższa od krytycznej i miała zdolność rozmywania (erodowania) dna. W pozostałych przypadkach przepływ wody odbywał się spokojnie ruchem nadkrytycznym.

W obrębie badanego odcinka rzeki Raduni występowanie ruchu podkrytycznego jest zjawiskiem ograniczonym tylko do trzech miejsc koryta w Przełomie Babidołskim. Odcinki te, o dnie chronionym warstewką bruku erozyjnego, niepodatne są na rozmywanie, stąd możliwość występowania na nich ruchu podkrytycznego (fot. 45).



Fot. 45. Ruch podkrytyczny w korycie Raduni
45. Subcritical flow in Radunia channel
45. Подкритическое движение в русле Радуня

Przy dnie zbudowanym z osadów piaszczystych występowanie tego zjawiska nie jest możliwe, gdyż nastąpiłoby jego erozyjne pogłębienie, a tym samym, po osiągnięciu głębokości krytycznej, zanik ruchu podkrytycznego.

Oprócz wymienionych miejsc spotyka się w korycie rzeczonym izolowane miejsca, w których zachodzi ruch podkrytyczny. Są to przeważnie nagłe jego zważenia spowodowane przez pnie drzew lub ławice śródkorytowe (fot. 46), przez które ze znacznymi prędkościami przepływa większość masy wody. Przypadki takie są jednak dość rzadkie i nietrwałe, gdyż na ogół dno pomiędzy przeszkodami ulega rozmyciu, a tym samym ruch rwący przechodzi w spokojny.



Fot. 46. Ruch podkrytyczny w lokalnym przewężeniu koryta

46. Subcritical flow in locally narrowed channel

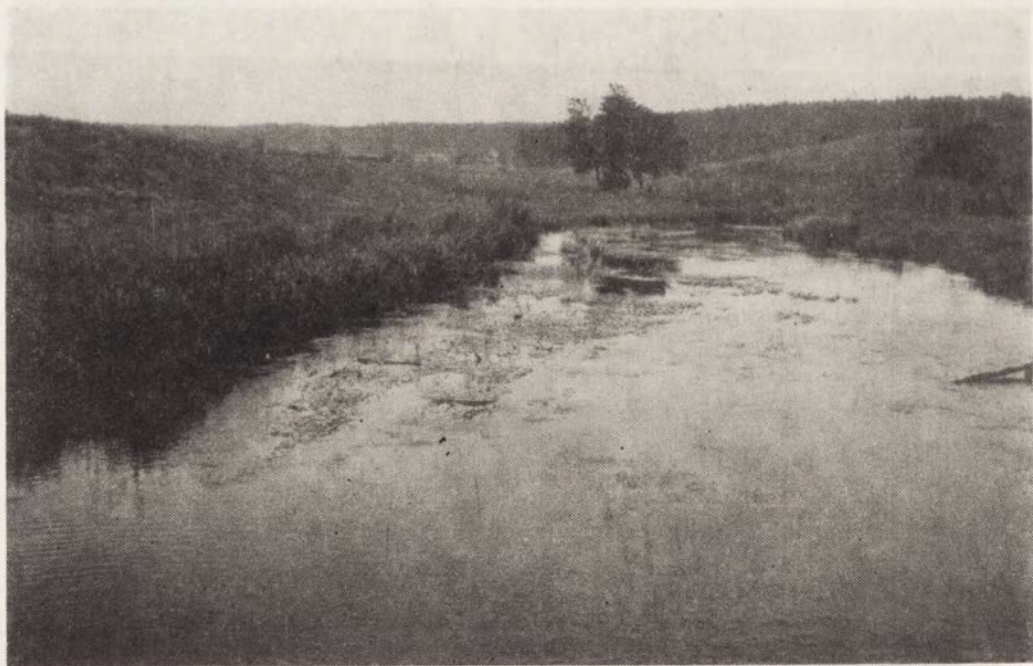
46. Подкритическое движение в локальном сужении русла

Większe formy korytowe: ławice i odsypy materiału, wywierają wpływ na rozkład prądów wody, powodując powstawanie prądów wstępujących, wstecznych oraz w strefach odległych od nurtu, falowania skierowanego ku brzegowi rzeki. Podobną rolę spełniają nierówności

brzegu. Oprócz odpychania strug wody pod brzeg przeciwny są one miejscem tworzenia płytkich pionowych zawirowań powierzchni wody przesuwających się z biegiem rzeki. Obserwowane długości drogi zawirowań nie przekraczały 4—5 m, a powstanie ich ograniczone było wyłącznie do głębokich odcinków koryta, w których prędkość powierzchniowa płynącej wody nie przekraczała 0,3 m/sek.

Poza wypadkami opisanymi, zawirowania pionowe tworzą się także w strefach kontaktu lokalnych prądów wstecznych z prądem skierowanym w dół rzeki (w takim wypadku wiry często wędrują pod prąd) lub w strefach kontaktu prądów znacznie różniących się między sobą prędkościami (wówczas zawirowania przesuwiają się z biegiem rzeki).

Nie bez wpływu na ruch wody w rzece jest także roślinność wodna, rozwijająca się głównie w odcinkach koryta o małych spadkach (fot. 47). Poprzez zwalnianie prędkości przepływu doprowadza ona lokalnie do zwiększenia między jej łodygami akumulacji zawiesiny i unosi powodując powstawanie wydłużonych zbiegiem rzeki nabrzmięń dna o charakterze wałów podwodnych (fot. 48).



Fot. 47. Okresowe zarastanie koryta Raduni w Basenie Kiełpińskim
47. Seasonal overgrowing of Radunia channel in Kiełpino basin
47. Временное зарастание русла Радуні в Келпинском бассейне



Fot. 48. Przybrzeżny wał podwodny zakumulowany w ławicy roślinności
48. Bank-near submerged ridge of vegetation accumulated in shoal
48. Прибрежный подводный вал, образовавшийся на месте занятом растительностью

8. Rola zbiornika Rutki jako basenu sedymentacyjnego

Nie bez znaczenia przy wyborze terenu badań był fakt, że wylot Raduni do Basenu Żukowskiego zamknięty jest zaporą wodną za którą rozciąga się sztuczny zbiornik wodny. Jego obecność w tym miejscu czyni zeń szczególnie korzystny obiekt do badań nad osadzaniem materiału transportowanego przez rzekę z odcinka najintensywniej obecnie erodowanego. Zbiornik Rutki jest pierwszym sztucznym zbiornikiem jaki napotykamy idąc z biegiem rzeki. Oprócz niego, poniżej, sztuczne zbiorniki są także w: Łapinie, Kolbudach, Straszynie i Pruszczu Gdańskim (J. Szukalski 1960) (fot. 49, 50).

Zbiornik Rutki powstał w roku 1910 w wyniku przegrodzenia doliny Raduni ziemno-kamienistą zaporą o długości 78 m i wysokości strony odpowietrznej 10 m. Ma on wydłużony kształt odpowiadający zarysem zalanej części doliny. Oprócz podstawowej funkcji, zasilania turbin elektrowni, od momentu wypełnienia go wodą stał się zbiornik również lokalnym basenem sedymentacyjnym dla osadów transportowanych przez Radunię. Ponieważ, między innymi, celem badań było określenie na-



Fot. 49. Zapora zbiornika Rutki
49. Retaining wall of Rutki storage basin
49. Запруда искусственного бассейна Рутки

teżenia współcześnie działających procesów rzecznych, zbiornik badano pod kątem określenia rozmiarów rocznej akumulacji rumowiska, nie zaś pod kątem jego cech hydrologicznych.

W celu określenia tempa akumulacji w 1971 r. wykonano dokładne pomiary głębokości zbiornika na podstawie których sporządzono plan batymetryczny (ryc. 26). Aby móc pomiary powtórzyć dokonano ich przy linii cechowanej co 5 m, rozciąganej wzdłuż każdej linii profilu poprzecznego. Nawet pobieżne spojrzenie na załączony plan pozwala wydzielić dwie różniące się między sobą części zbiornika. Część górną spłyconą i część dolną, głębokowodną. W części górnej izobata — 0,5 m ogranicza część praktycznie zasypaną z widoczną wcięcią w jej subakwalną powierzchnię rynną, którą Radunia wpływa do zbiornika.

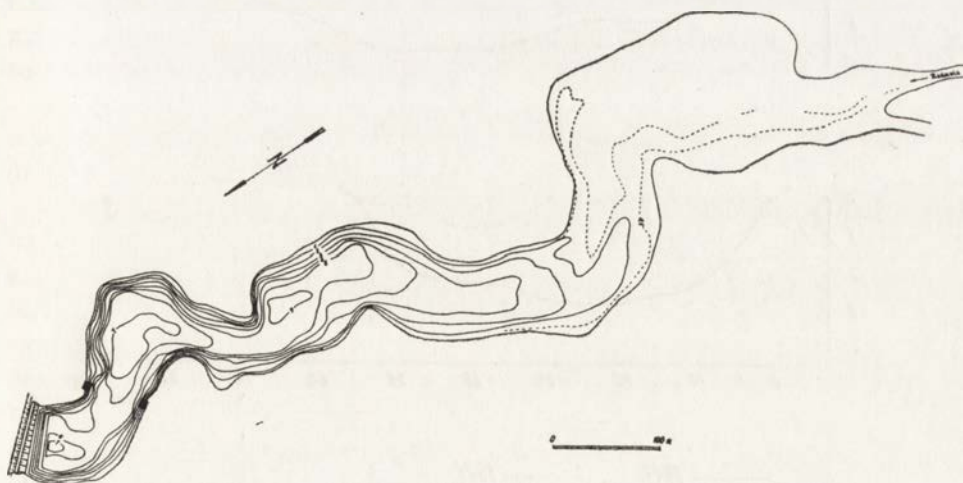
Na podstawie wykreślonej krzywej batygraficznej stwierdzono, że w 1971 r. 51,5% powierzchni zbiornika miało głębokość mniejszą niż — 1,0 m. Całkowita pojemność zbiornika w tymże roku wynosiła 194 tys. m³, a jego średnia głębokość 213 cm. Nie dysponując w roku 1971 porównywalnym materiałem, którego dostarczyło dopiero sondowanie wykonane w rok później, podjęto próbę wstępnego oszacowania zmian pojemności



Fot. 50. Zbiornik Rutki widok w górę rzeki

50. Rutki storage basin, upstream view

50. Бассейн Рутки, вид в направлении верхнего течения реки

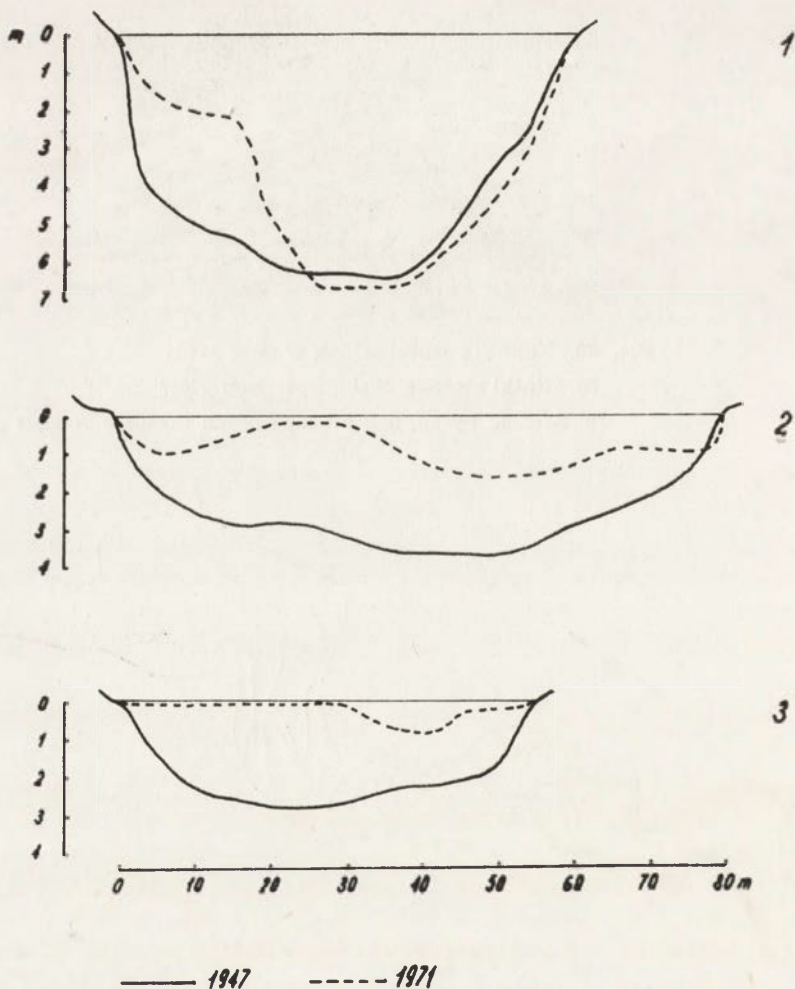


Ryc. 26. Plan batymetryczny zbiornika Rutki wg pomiarów z VII 1971.

Fig. 26. Bathymetric layout of Rutki basin (after measurements made in July 1971)

Рис. 26. Батиметрический план бассейна Рутки по измерениям от VII. 1971

w drodze porównania własnych pomiarów z danymi zawartymi w „Operacie hydrologicznym zbiornika Rutki”, sporządzonym w roku 1947, a udostępnionym przez Zarząd Elektrowni Wodnych w Straszynie. Niestety operat zawierał jedynie określenie jego pojemności użytecznej, która jak wiadomo jest od pojemności całkowitej mniejsza. Aby chociaż w przybliżeniu określić rozmiary akumulacji materiału zdecydowano się na dokonanie porównania profili poprzecznych, aktualnych z wykonanymi w roku 1947 (ryc. 27). Z porównania tego wynika, że w górnej części zbiornika w 1947 r. występowały głębokości rzędu 2,5 m. Ponieważ po-



Рыс. 27. Порівняние профилі поперечных.

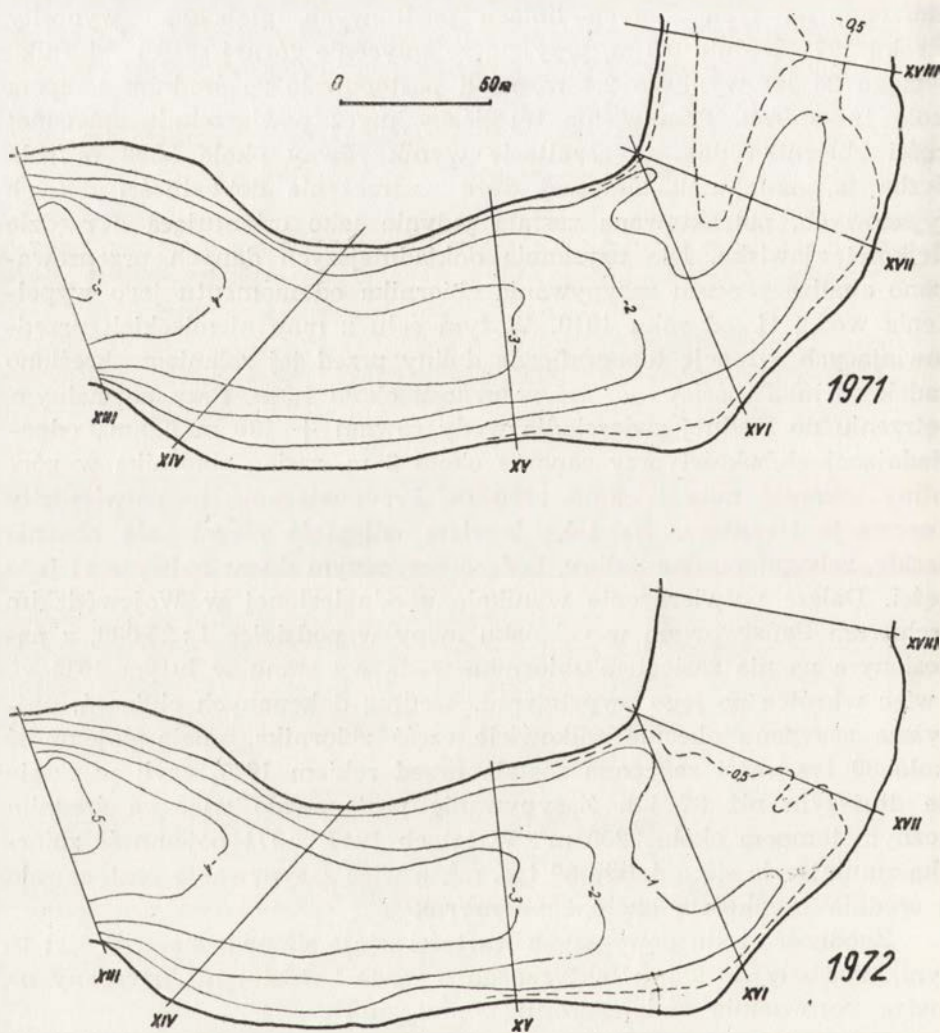
Fig. 27. Correlation of transverse profiles

Рис. 27. Сравнение поперечных разрезов

mierzone, na tych samych liniach profilowych, głębokości wynosiły w roku 1971 średnio 0,3 m, przyjęto że spłylenie górnej części zbiornika w ciągu 24 lat wyniosło 2,4 m, czyli postępowało ze średnim tempem około 10 cm/rok. Pomnożenie tej liczby przez powierzchnię spłyconej części zbiornika dało w rezultacie wynik równy około 3800 m³/rok. Liczba ta, na skutek budzącej duże zastrzeżenia dokładności danych wyjściowych, potraktowana została jedynie jako orientująca o rzędzie wielkości zjawiska. Dla uzyskania dokładniejszych danych przeprowadzono analizę procesu zasypywania zbiornika od momentu jego wypełnienia wodą, tj. od roku 1910. W tym celu z map niemieckich przedstawiających sytuację topograficzną doliny przed jej zalaniem określono spadek odcinka ujściowego, który wynosił około 4,3‰. Przy normalnym piętrzeniu do rzędnej zwierciadła wody równej + 130 m n.p.m., odpowiadającej głębokości przy zaporze około 8 m, zasięg zbiornika w górę doliny wynosić musiał około 1700 m. Przypuszczenie to potwierdziły obserwacje terenowe. Na taką bowiem odległość ciągnie się obecnie płaskie, zabagnione dno doliny, będące zasypnym dnem najwyższej jego części. Dalsze potwierdzenie wynikało z odnalezionej w Wojewódzkim Archiwum Państwowym w Gdańsku mapy w podziałce 1 : 25 000, z naniesionym na nią zasięgiem zbiornika wodą wg stanu w lutym 1911 r., a więc wkrótce po jego wypełnieniu. Według dokonanych obliczeń, najwyższa zasypana obecnie całkowicie część zbiornika, miała pojemność około 80 tys. m³ i zasypana została przed rokiem 1947, czyli w czasie nie dłuższym niż 37 lat. Zasypywanie postępowało więc ze średnim rocznym tempem około 2200 m³. W latach 1947—1971 pojemność zbiornika zmniejszyła się o dalsze 60 tys. m³, a więc zasypywanie postępowało ze średnią prędkością około 2500 m³/rok.

Zgodność rzędu powyższych wartości zdaje się świadczyć, iż jest to wynik zbliżony do stanu faktycznego o wiele bardziej niż uzyskany na drodze porównania zmian profili poprzecznych.

Ostatecznie słuszność przeprowadzonych analiz potwierdziły dane uzyskane z porównania wyników sondowania z lat 1971 i 1972. Na podstawie pomiarów głębokości wykonanych w lipcu 1972 r., a więc dokładnie w rok po pierwszym sondowaniu sporządzono ponownie plan batymetryczny zbiornika. Porównanie wykonanych w odstępach rocznych planów dało wynik możliwy do przewidzenia, cechujący się brakiem wyraźnych zmian w części głębokowodnej. Największe zmiany stwierdzono w obrębie zawartym pomiędzy liniami profili XIII i XVIII (ryc. 28), a więc na obszarze narastającej podwodnej delty zasypującego zbiornik rumowiska wleczonego. Przeobrażenia te znalazły wyraz w zmianie przebiegu izobat — 0,5, — 1,0, i mniej wyraźnie — 2,0 m. Przesunięcie tych linii generalnie w kierunku zapory odpowiada postępującemu zasypywaniu.



Ryc. 28. Zmiany ukształtowania dna zbiornika Rutki w okresie VII. 1971 — VII. 1972.
 Fig. 28. Changes in floor relief of Rutki basin, determined for period from July 1971 to July 1972

Рис. 28 Перестройка рельефа дна бассейна Рутки в период VII. 1971 — VII. 1972

Zmiany w morfologii dna omawianej części polegają głównie na częściowym zasypaniu rynny wlotowej oraz równomiernym rozproszczeniu osadów, powodującym wygładzenie istniejących w dnie nierówności. W przebiegu wyrównywania nie mały udział miała pokrywa lodowa. Grubość jej w styczniu 1972 r. wynosiła w obrębie zbiornika 25 cm, a oddziaływanie najwyraźniej zauważyć było można w okresie dezinte-

gracji jednolitej początkowo pokrywy, kiedy to popękała ona na poszczególne, oddzielone od siebie swobodną powierzchnią wody tafle. Tafle osiadając swym ciężarem na płytkim choć nierównym dnie (fot. 51), wywierały w zależności od miejsc podparcia, naciski statyczne rzędu 0,5 — kilkadziesiąt KG/cm², powodując rozpływanie się na boki materiału dennego, a tym samym likwidację istniejących nierówności.



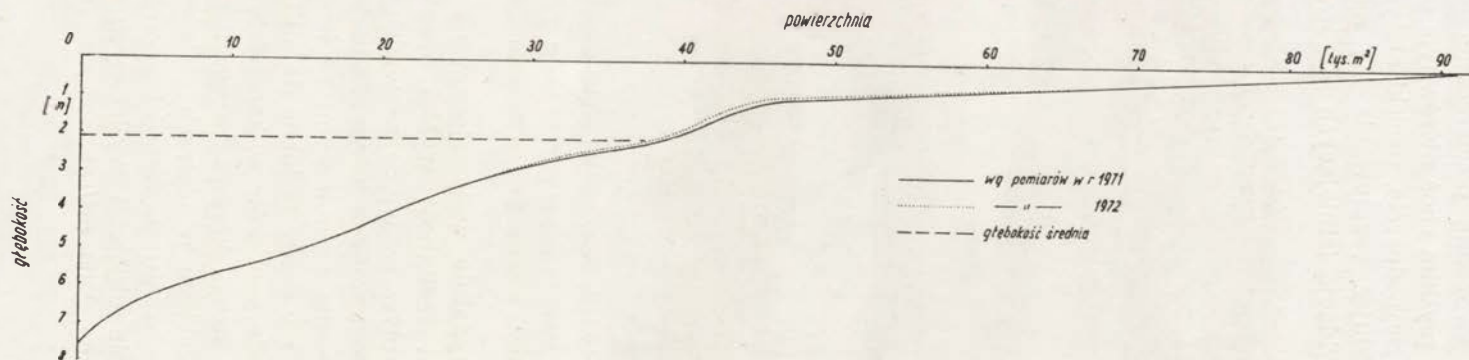
Fot. 51. Płyty lodowe w górnej części zbiornika

51. Ice slabs in upper part of basin

51. Льдины в верхней части бассейна

Drugim czynnikiem wydatnie wpływającym na postęp spływania górnej części zbiornika jest roślinność szybko opanowująca spływcone obszary i utrudniająca przepływ wody, co prowadzi do osadzania pomiędzy jej kępkami transportowanego przez Radunię materiału. Materiał ten, wzbogacany corocznie organicznymi częściami pochodzącymi z obumierających roślin, tworzy osady podobne do gitii.

Wykreślona na podstawie pomiarów wykonanych w oparciu o plan batymetryczny z roku 1972 druga krzywa batygraficzna (ryc. 29) wykazuje wyraźnie zmiany przebiegu w piętrach głębokości — 0,5 do — 2,0 m, odpowiadające zmniejszeniu pojemności spowodowanej akumulacją rumowiska. Porównanie objętości wyliczonych z obu krzywych wskazuje na zasypanie równe 2200 m³/rok.

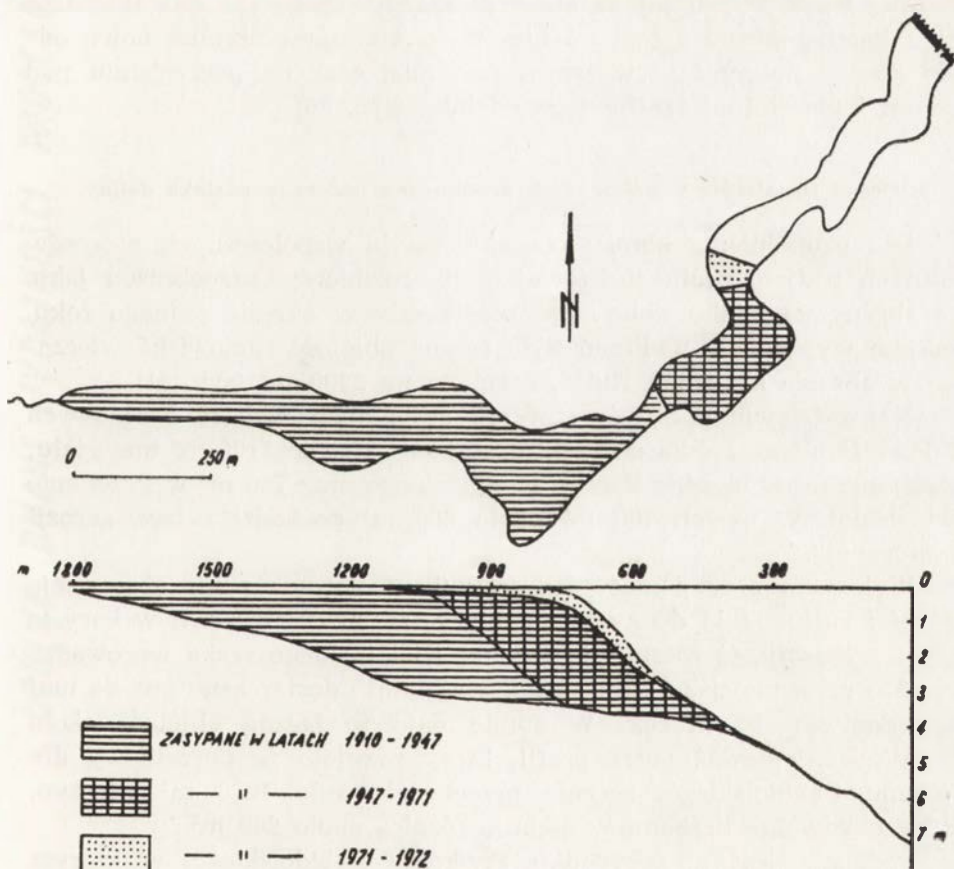


Ryc. 29. Krzywe batygraficzne zbiornika Rutki.

Fig. 29. Bathymographical curves for Rutki basin

Рис. 29. Батиграфические кривые бассейна Рутки

Oczywiście określone na drodze różnych porównań i pomiarów roczne tempo zasypywania nie obejmuje całości materiału transportowanego przez Radunię. Część jego akumulowana jest w czasie wysokich stanów wody na terasie zalewowej, część, przynajmniej okresowo, deponowana jest na ławicach brzegowych i z pewnym opóźnieniem włączana do ogólnego transportu ku zbiornikowi. Materiał wleczony nie jest także jedyną formą transportu rzeczno-łazowego. Według D. Piaseckiego (1962) Radunia transportuje w 1 l wody około 0,02 g zawiesiny, co przy średnim rocznym przepływie wynoszącym 3 m³/sek., daje całkowitą masę 1900 t/rok, odpowiadającą około 1000 m³. W przyzaporowej części zbiornika osady zawiesin narastają ze średnią prędkością około 1 cm/rok.



Ryc. 30. Zmiany powierzchni i profilu podłużnego zbiornika Rutki w latach
 Fig. 30. Changes in surface and long profile of Rutki basin in the time from 1910 to 1972

Рис. 30. Перестройка рельефа дна и его продольного профиля в бассейне Турки в 1910 — 1972 годах

Sumując, Radunia wprowadza rocznie do zbiornika Rutki około 3300 m³ materiału, co powoduje jego systematyczne zasypywanie. Jeśli tempo zasypywania utrzyma się na dotychczasowym poziomie, a brak przesłanek pozwalających sądzić, że ulegnie ona zmniejszeniu, zbiornik Rutki przestanie istnieć po upływie następnych 60 lat, czyli około roku 2040. Da to całkowity okres istnienia zbiornika, wynoszący 130 lat. Przedtem jeszcze około roku 2010 utraci on znaczenie jako zbiornik zasilający turbiny elektrowni (B. Wiśniewski 1966).

Rola jaką zbiornik odegrał w kształtowaniu rzeźby wylotowego odcinka Przełomu Babidolskiego polega głównie na skróceniu biegu rzeki i zmniejszeniu spadków, a więc na zahamowaniu intensywnej erozji wgłębnej i zastąpieniu jej na obszarze zasypywanego już dna zbiornika erozją boczną meandrującej po nim rzeki atakującą obecnie nowe odcinki zboczy doliny i w wyższym poziomie, oraz na pogrzebaniu pod osadami i pierwotnej rzeźby tego odcinka (ryc. 30).

9. Ocena rozmiarów współczesnych przeobrażeń badanego odcinka doliny

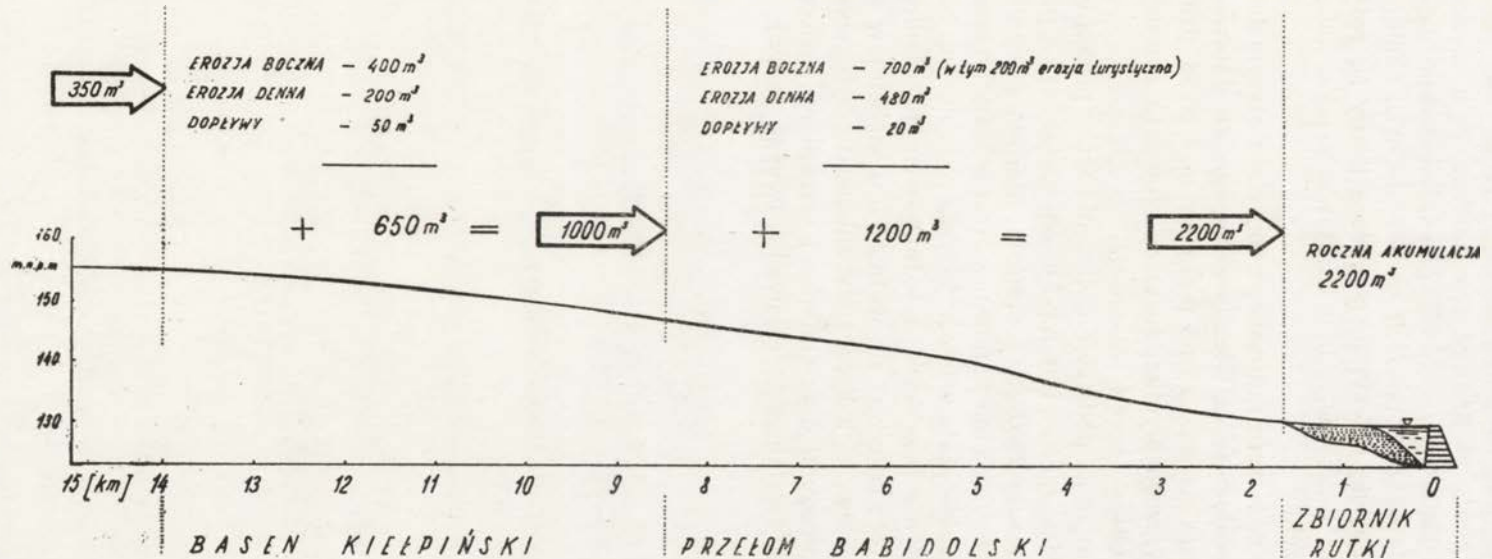
Dla uzupełnienia obrazu charakterystyki współczesnych procesów rzecznych podjęto próbę ilościowej oceny rozmiarów przeobrażeń jakie w wybranym odcinku doliny rzecznej zaszły w okresie jednego roku. Punktem wyjścia dla wyliczeń była roczna objętość rumowiska wleczonego w obrębie zbiornika Rutki, oceniana na 2200 m³ (ryc. 31).

Na podstawie pomiarów cofania aktywnych podcięć brzegowych ustalono, iż z tego źródła do rzeki dostaje się łącznie 1100 m³ materiału, z czego 400 m³ w obrębie Basenu Kiełpińskiego oraz 700 m³ w Przełomie Babidolskim. W owych 700 m³ około 200 m³ pochodzi z tzw. „erozji turystycznej”.

Wykonane przy pomocy łapaczek (kontrolowane przez obserwacje prędkości ruchu „fałd dennych” (pomiaru transportu wleczyn w korycie Raduni wykazały, iż rocznie do Basenu Kiełpińskiego rzeka wprowadza około 350 m³ rumowiska wleczonego, oraz tamże dostarczane jest do niej przez dopływy 50 m³/rok. W sumie daje to łączną objętość około 800 m³/rok. Ponieważ przez profil, który przyjęto za początkowy dla Przełomu Babidolskiego, rocznie przechodzi około 1000 m³ wleczyn, między obydwoma liczbami występuje różnica około 200 m³.

Podobnie jest w przypadku Przełomu Babidolskiego, w którym łączna suma materiału (1000 m³/rok wchodząc z Basenu Kiełpińskiego, 700 m³ z podcinania brzegów oraz 20 m³ z dopływów) jest o około 500 m³ mniejsza od rozmiarów akumulacji w kończącym przełom zbiorniku Rutki. Wytlumaczenie tych deficytów jest możliwe jeśli przyjąć, iż brakujące objętości materiału uzupełnia erozja dna rzeki. Przy założeniu,

OGÓLNY BILANS WYDAJNOŚCI PROCESÓW RZECZNYCH W OKRESIE VII.1971 - VII.1972



Ryc. 31. Ogólny bilans wydajności procesów rzecznych w okresie VII. 1971 — VII. 1972.

Fig. 31. Total result of effects of fluvial processes for period from July 1971 to July 1972

Рис. 31. Общий баланс эффективности речных процессов в период VII — 1971 — VII. 1972

że erodowane jest równomiernie dno rzeki na całej swej szerokości, jego powierzchnia w Basenie Kiełpińskim wynosi około 60 000 m², zaś w Przełomie Babidolskim 80 000 m². Odpowiednio daje to średnią prędkość wcinania około 3 mm/rok w basenie oraz około 6 mm/rok w przełomie. Zastrzec się należy, że powyższe liczby są jedynie uproszczonym oszacowaniem i nie mogą być traktowane jako wskaźniki rzeczywistej erozji dna rzeki.

Już po napisaniu niniejszego rozdziału otrzymałem od p. dr. Ingrid U. Olsson wiadomość iż wiek przesłanego do datowania drewna znalezione w dnie starorzecza na terasie 2 m wynosi 1970 ± 70 B. P.

Z powyższego wynika, że w oszacowaniu przedstawionym powyżej zażyto prędkość erozji wgłębnej.

Przyjmując za podstawę obliczenia wiek próbki oraz głębokość rozcięcia stwierdzić można, iż tempo erozji wgłębnej na przestrzeni ostatnich 2000 lat wynosiło średnio 1 mm/rok. Zarówno wynik oszacowania jak i wynik otrzymany z mechanicznego podzielenia głębokości wcięcia (2 m) przez wiek próbki mają wartość jedynie przybliżoną. Należy przypuszczać iż proces ten nie przebiegał z jednakowym natężeniem przez tak długi okres czasu lecz odbywał się wolniej lub szybciej w zależności od wielkości przepływów, te z kolei uwarunkowane były występującymi wahaniami klimatycznymi oraz zmianami warunków hydrograficznych zlewni związanych z działalnością człowieka (wyrąb lasów).

ZAKOŃCZENIE

Prowadząc w okresie trzech lat badania i obserwacje różnorodnych przejawów rzeźbotwórczej działalności rzeki niejednokrotnie stwierdzałem występowanie trudności z identyfikacją poszczególnych form. O ile formy rzeźby pozakorytowej kłopotów tych nie nastroczały w przypadku form korytowych były one częste.

Formy korytowe są jeszcze bowiem ciągle poligonem prób terminologicznych i klasyfikacyjnych podejmowanych przez specjalistów różnych dziedzin. Hydraulicy zajmujący się laboratoryjnymi badaniami skutków przepływu wody w korytach piaszczystych tworzą klasyfikacje form powstających głównie w materiale jednorodnym. Dla przykładu przytoczę tu dwie klasyfikacje: D. B. Simonsa i M. L. Albertsona oraz D. B. Simonsa i E. V. Richardsona. Obie one powstały w roku 1960.

Simons i Albertson

Ruch nadkrytyczny $F < 1$

1. Dno płaskie brak ruchu materiału
2. Ripple marki
3. Ripple marki nałożone na wydmy
4. Wydmy
5. Przejście od wydm do prądu szybkiego
6. Płaskie dno z występującym ruchem materiału

Ruch podkrytyczny $F > 1$

7. Stojące fale wodne i fale piaszczyste
3. Antywydmy

Simons i Richardson

Ruch nadkrytyczny $F < 1$

1. Dno płaskie — brak ruchu materiału
2. Ripple marki
3. Wydmy z nałożonymi ripple markami
4. Wydmy
5. Przejście od form wydm do dna płaskiego

Ruch podkrytyczny $F > 1$

6. Płaskie dno i powierzchnia wody

7. Fale stojące

8. Antywydmy.

Porównanie obu klasyfikacji, mimo iż sporządzonych w jednym roku i praktycznie przez jednego badacza (Simonsa), pozwalają dostrzec istniejące między nimi różnice oraz brak konsekwencji. Przejawia się on zwłaszcza w grupach przejściowych, a wyrazem tego jest łączenie cech typów form z cechami przepływającej wody (transition from dunes to rapid flow). Obie klasyfikacje obejmują ponadto jedynie wąski wachlarz form, które określiłbym jako formy transportu.

Opracowana przez grupę wybitnych hydraulików amerykańskich (L. M. Brush'a, H. A. Einsteina, D. B. Simonsa, V. A. Vanoniego, którą kierował J. F. Kennedy), próba klasyfikacji ogółu form dennych również obejmuje tylko formy utworzone przez wodę w materiale piaszczystym oto ona:

1. Ukształtowanie dna (bed configuration)
2. Dno płaskie (flat bed)
3. Ripple marki (ripples)
4. Ławice (bars)
 - a. ławice zakolowe (point bars)
 - b. ławice naprzemianległe (alternating bars)
 - c. ławice poprzeczne (transverse bars)
 - d. ławice dopływowe (tributary bars)
5. Wydmy (dunes)
6. Antywydmy (antidunes).

Uderzające w powyższej klasyfikacji są niektóre definicje form cechujące się brakiem precyzji. Już określenie ukształtowania dna budzi pewne zastrzeżenia, gdyż sformułowane jest następująco: „Ukształtowanie dna — jakikolwiek zespół form dennych lub brak takiego, wywołany przez przepływ wody w korycie piaszczystym”. Po czym dalej: „Dno płaskie — powierzchnia dna pozbawiona form dennych”. Również określenie form wydmy wydaje się mało dokładne „Wydmy — formy dna mniejsze niż ławice, ale większe od ripple marków”.

Przytoczone przykłady klasyfikacji form dennych, jak łatwo dostrzec, pomijają erozyjne formy dna koryta, oraz nie uwzględniają form wynikłych z obecności w korytach naturalnych materiału różnej frakcji. L. Kaszowski (1970), analizując liczne pozycje literatury stwierdza również brak klasyfikacji form w przypadku koryt skalistych.

Na przykładzie przeprowadzonych badań i obserwacji, w przypadku Raduni, a także innych rzek Pojezierza Kaszubskiego podjęto próbę stworzenia własnej klasyfikacji, która obejmuje następujące formy:

A. Formy brzegowe

(podcięcia czynne teras i zboczy doliny)

B. Formy korytowe

I. Formy genetycznie związane z bocznym przesuwaniem brzegów

II. Formy dna

1. Dno płaskie piaszczyste
2. Dno płaskie kamieniste
3. Dno z występującymi nierównościami większymi od największych form transportu

III. Formy transportu dennego

1. Ripple marki prądowe na skłonach powodnych
2. Ripple marki prądowe w dnie płaskim
4. Formy wynikłe ze zróżnicowania frakcji materiału korytowego

IV. Formy okresowej akumulacji

1. Ławice brzegowe (zakolowe)
2. Ławice śródkorytowe
3. Formy wałów podwodnych związanych występowaniem z obecnością roślinności wodnej

V. Trwałe i efemeryczne formy rozmywania dna

1. Kotły i przegłębienia
2. Progi

C. Inne akumulacyjne i erozyjne formy dna występujące sporadycznie w zależności od lokalnych warunków przepływu i kształtów koryta

Oczywiście i ta próba klasyfikacji nie jest pełna. Uwzględnia ona jedynie formy zarejestrowane w trakcie penetracji terenowej. Z tego powodu np. nie włączono do niej form wydm i antywydm, które w przypadku wystąpienia znaleźć musiałyby miejsce w grupie III punktu B.

Wydzielając do badań odcinek dolny rzecznej, rozumiany jako układ dynamiczny, dokonano jednocześnie konwencjonalnego podziału terenu na część badaną czyli układ i część położoną poza jego, równie konwencjonalnymi granicami, czyli otoczenie. Mówiąc o konwencjonalności tego podziału należy rozumieć niemożność rzeczywistego oddzielenia badanego terenu od reszty otaczającego go obszaru. Postulat maksymalnej izolacji, w przypadku sztucznych układów fizycznych, możliwy do spełnienia w przypadku układów naturalnych staje się niespełnialny (J. Werle 1967, F. Reif 1971).

Badaniami bezpośrednimi objęty był przede wszystkim wykazujący największą, wyrażającą się szybkimi zmianami, dynamikę układ „rzeka”. Oprócz niego w dolinie wydzielić można także układy: „rzeka — dno dolinne”, „dno dolinne — zbocza”, „zbocza — otoczenie poza ich górną krawędzią”.

Każdy z tych układów może z zachowaniem szczebli pośrednich, lub też z pominięciem niektórych z nich, przekazywać zmiany swego stanu

pociągając za sobą jednoczesne lub opóźnione reakcje układów pozostałych. Dla przykładu, płynąca woda poprzez brzegi koryta (niszczone bądź nadbudowywane) powoduje jego migrację w płaszczyźnie poziomej. Jeżeli w wyniku przesunięcia koryta wody bezpośrednio zacznie atakować zbocza doliny (które wówczas automatycznie stają się brzegami koryta) tworzy się układ, w którym czasowo wyeliminowane jest dno doliny a przeniesienie zmian odbywa się na skróconej drodze: woda płynąca-zbocze doliny-otoczenie. Podobnie ogniwa pośrednie eliminowane są w wypadku podniesienia stanu wody aż poza stan brzegowy. W takim przypadku, okresowo, dno doliny staje się dnem koryta przejmując jego funkcje, poddając się modelacji przez procesy denne, a płynąca jego szerokością woda bezpośrednio na zboczach dokonywać może przeobrażeń ich kształtów.

Przy wystąpieniu tego przypadku trudnym niekiedy staje się określenie terasy zalewowej. W badanym odcinku doliny w zimie 1971/72 terasa zalewowa, w zależności od kształtu doliny, położona była w poziomie 0,5 lub 1,0 — 1,4 m ponad średni poziom wody, a więc de facto funkcjonowała ona równocześnie w dwu poziomach.

Oczywiście wymienione układy są możliwe do wydzielenia i mogą być traktowane jako występujące w danym miejscu jedynie w ograniczonych okresach czasu. Liczne dowody zapisane w rzeźbie doliny świadczą, iż to co do niedawna jeszcze było układem rzeka — zbocze — otoczenie, obecnie na skutek odsunięcia się koryta uległo przekształceniu w układ: dno doliny zbocze — otoczenie, cechujący się większą stawką: dno doliny — zbocze — otoczenie, cechujący się większą stawką wolniejszym tempie.

Jeśli układ „rzeka” uznać w dolinie za najbardziej dynamiczny i na nim prześledzić oddziaływanie elementów pozostałych, to stwierdzić można iż obdarzony jest on własnością homeostazy. Mimo występujących zakłóceń pochodzenia zewnętrznego (nagłe obrywy brzegów, osunięcia, zatory i t.p.) powodujących zmianę warunków płynięcia, dąży on do zachowania swej podstawowej funkcji, to jest odprowadzanie wody w ilości określonej aktualną objętością przepływu.

Wszelkie zmiany „hydraulic geometry” są przejawami owej homeostazy układu. Przy średnich stanach wody analizowany układ cechuje się względną stabilnością. Przy wielkich zmianach katastrofalnych (susze lub stany powodziowe) przekracza swe ramy, lub przestaje funkcjonować, a tym samym przestaje być układem „rzeka”.

Pełną analogię znaleźć tu można z homeostatem Ashby'ego (W. R. Ashby 1963), który działania swe dopasowuje do zmiennych sytuacji najróżnorodniejszego pochodzenia, tak zewnętrznego jak i wewnętrznego, jednak w przypadku odebrania bodźców przekraczających

jego możliwości reagowania, ulega zniszczeniu nie mogąc odpowiednio do ich siły zareagować zmianą stanu swoich elementów.

Kończąc niniejsze opracowanie chciałbym zacytować następujące słowa H. Bauliga (1958), które zawsze starałem się mieć na uwadze prowadząc badania: „...podstawowe procesy są nieskończenie złożone i zagmatwane, wynikające z nich formy równowagi są proste i harmonijne i trudno jest dostrzec w jaki sposób dokonuje się przemiana”. Oraz dalsze: „...Bez wątpienia można i powinno się badać procesy, starać się sprowadzić je do mechanizmów prostszych i ogólnych. Jednakże tak daleko jak sięgniemy do szczegółów znajdziemy się zawsze nie wobec pojedynczych elementów lecz zespołów, systemów sił i oporu, które jako takie nadają się do obserwacji, do wymierzenia, a nawet do eksperymentowania, lecz nie mogą zostać rozłożone bez szkody dla swego zasadniczego charakteru, to znaczy charakteru systemów”.

Przedstawiając niniejszą publikację pragnę stwierdzić iż zebranie materiału i napisanie jej możliwe było dzięki udziałowi szeregu osób, którym jako autor wyrażam najserdeczniejsze podziękowania.

Przede wszystkim wyrazy prawdziwej wdzięczności składam prof. dr K. Dziewońskiemu, którego oddziaływanie moralne pozwoliło mi przetrwać okres zwątpienia.

Równie wyrazy wdzięczności składam prof. dr hab. J. Szupryczyńskiemu za cenną pomoc i radę w trakcie badań terenowych jak i w okresie opracowywania materiałów.

Za słowa zachęty i pomoc w uzyskaniu wielu przyrządów i materiałów serdecznie dziękuję pracownikom Instytutu Geografii Uniwersytetu Gdańskiego: dr M. Pelczar, dr J. Drwałowi, mgr J. Błaszowskiemu oraz mgr P. Lange.

Pani dr Ingrid U. Olsson z Uniwersytetu w Uppsali dziękuje za bezinteresowne wykonanie datowań próbek osadów organicznych.

Wyrażam podziękowanie mojej Żonie za pomoc w okresie badań terenowych jak i w czasie przygotowania pracy do druku.

Podziękowania składam także tym wszystkim nie wymienionym tu z nazwiska, których życzliwa, bezinteresowna pomoc w sprawach drobnych i większych przyczyniła się do zakończenia obecnego etapu badań.



LITERATURA

1. Ashby W. R., 1963. Wstęp do cybernetyki. Warszawa.
2. Ashton G. D., Kennedy J. F., 1972. Ripples on underside of river ice covers. Journ. Hydr. Div. Vol. 98, No. HY 9.
3. Augustowski B., Sylwestrzak J., 1973. Z morfogenezy centralnej części Pojezierza Kaszubskiego. Przegl. Geogr. t. 45, z. 2, Warszawa.
4. Bagnold R. A., 1941. The physics of blown sands and desert dunes. London.
5. Baulig H., 1958. Studia geomorfologiczne. Warszawa.
6. Borzyszkowski J., 1971. Rozwój i zanik swobodnego meandru Warty koło Twarzykowa. Bad. Fizjogr. nad Polską Zach. t. 24, seria A. Poznań.
7. Chojnicki Z., 1971. Metody matematyczne w geografii fizycznej. Przegl. Geogr. t. 43, z. 2, Warszawa.
8. Chorley R. J., Models in geomorphology. w: Models in geography. London.
9. Czetwertyński E., 1958. Hydrologia. Warszawa.
10. Dąbkowski L., 1972. O przydatności niektórych wzorów empirycznych do określania intensywności wleczenia. Prace PIHM. z. 106. Warszawa.
11. Dębski K., 1968. Hydrologia. Warszawa.
12. Dury G. H., 1970. Hydraulic geometry. w: Water, earth and man. London.
13. Dylkowa A., 1953. Metody sedymentologiczne i próby ich stosowania w geomorfologii. Przegl. Geogr. t. 25, z. 2. Warszawa.
14. Dylkowa A., 1954. W sprawie nieporozumień terminologicznych w geomorfologii: pojęcia erozji i denudacji. Czas. Geogr. t. 25, z. Warszawa—Wrocław.
15. Dylk J., 1958. Istota i metody geomorfologii dynamicznej. acta Geogr. Univ. Lodz. Nr 8, Łódź.
16. Dziewański J., 1970. Problematyka badań geologicznych dla potrzeb budownictwa wodnego. Post. Nauk Geol. t. 1. Warszawa.
17. Einstein A., 1926. Die Ursachen der Maanderbildung der Flusslaufe und des sogenannten Baerschen Gesetzes. Die Naturwiss. Vol. 14, H. 2. Berlin.
18. —, 1972. Geomorfologia Polski. t. 2. Praca zbiorowa pod red. R. Galona. Warszawa.
19. Grisanin K. W., 1970. Dynamika rusłowych potokow. Leningrad.
20. Hardeman F., 1966. Some aspects of river activity as illustrated by the river Lesse. Acta Geogr. Lov. Vol. 4. Louvain.
21. —, 1971. International symposium on stochastic hydraulics. Eos. Vol. 52. No. 5.
22. Jahn A., 1953. O wpływie zmian bazy erozyjnej na działalność rzek. Przegl. Geogr. t. 25, z. 2. Warszawa.
23. Jarocki W., 1957. Ruch rumowiska w ciekach. Gdynia.
24. Jarosz A., Wołoszyn J., 1966. Hydraulika. Warszawa.
25. Jewtuchowicz S., 1952. Ripple marki wodne jako kryterium w ocenie procesu sedymentacyjnego. Czas. Geogr. t. 23/24. Warszawa—Wrocław.
26. Karpow A. V., 1964. Indus valley — West Pakistan's life line. Journ. Hydr. Div. Vol. 90, No. HY. 1.
27. Kaszowski L. 1970. Współczesne kierunki badań nad procesami rzecznyymi. Czas. Geogr. t. 51, z. 3. Wrocław.

28. Kaszowski L., Kotarba A., 1967. Charakterystyka morfodynamiczna koryta Sanu k. Myczkowiec. Stud. Geomorph. Carpatho — Balcanica. Vol. 1. Kraków.
29. Kaszowski L., Kotarba A., 1969. Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych. Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN 80. Warszawa.
30. Kaszowski L., Niemirowski M., 1972. Trends of action and intensity of fluvial processes forming the bottoms of Carpathians valleys in the holocene. Studia Geomorph. Carpatho — Balcanica. Vol. VI. Kraków.
31. Klimaszewski M., 1935. Morfologiczne skutki powodzi w Małopolsce Zachodniej. Czas. Geogr. t. 13. Lwów.
32. Klimaszewski M., 1963. Geomorfologia. Warszawa.
33. Klimek K., 1972. Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidararsandur (Islandia). Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN 94. Warszawa.
34. Kondracki J., 1965. Geografia fizyczna Polski. Warszawa.
35. Kotarbiński T., 1958. Elementy teorii poznania logiki formalnej i metodologii nauk. Wrocław.
36. Kostrzewski A., 1966. Zmienność osadów środowiska rzecznego w świetle uziarnienia i obróbki. Mat. Sem. Metod Sed. Poznań.
37. Lambor J., 1971. Hydrologia inżynierska. Warszawa.
38. Langbein W. B., Leopold L. B., 1966. River meanders-theory of minimum variance. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 422 — H. Washington.
39. Larsen P., 1973. Hydraulic roughness of ice covers. Journ. Hydr. Div. Vol. 99. No. HY 1.
40. Leliavsky S., 1955. An introduction to fluvial hydraulics. London.
41. Leopold L. B., Langbein W. B., 1962. The concept of entropy in landscape evolution. U.S. Geol. Curv. Prof. Paper 500 — A. Washington.
42. Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P., 1964. Fluvial processes in geomorphology. San Francisco — London.
43. Manikowska B., 1958. Dynamika dna doliny Czarnawki. Acta Geogr. Univ. Lodz. Nr. 8. Łódź.
44. Mansikkaniemi H., 1970. Deposits of sorted material in the Inarijoki — Tana river valley in Lapland. Ann. Univ. Turk. Seria A II, 43. Turku.
45. Mansikkaniemi H., 1970. Sinuosity of rivers in Northern Finland. Ann. Univ. Turk. Seria A II, 46. Turku.
46. Mansikkaniemi H., 1972. Regional differences in the sinuosity of rivers in Finland. Fennia 118.
47. Mycielska-Dowgiało E., 1969. Próba rekonstrukcji warunków hydrodynamicznych rzeki na podstawie badań sedimentologicznych w dolinie Wisły pod Tarnobrzegiem. Przegl. Geogr. t. 41. z. 3. Warszawa.
48. Nawara K., 1964. Transport i sedimentacja współczesnych żwirów Dunajca i jego niektórych dopływów. Prace Muzeum Ziemi. Nr. 6. Warszawa.
49. —, 1966. Nomenclature for bed forms in alluvial channels. Journ. Hydr. Div. Vol. 92. No. HY 3.
50. Nougaro J., Thieriot C., 1966. Przeływ wody w korytach otwartych. Wrocław—Warszawa—Kraków.
51. Okulanis E., Szukalski J., 1960. Zjawiska zlodzenia na rzekach Pojezierza Kaszubskiego. Zesz. Geogr. WSP. w Gdańsku. R. II. Gdynia.
52. —, 1965. Parametric hydrology and stochastic hydrology. Journ. Hydr. Div. Vol. 91. No. HY. 6.
53. Pardé M., 1957. Rzeki. Warszawa.

54. Pelczar M., 1966. Dzieje zmian koryta Wisły pod Białą Górą w okresie od XV do XIX w. Zesz. Geogr. WSP w Gdańsku. R. VIII. Gdańsk.
55. Piasecki D., 1961. Z problematyki terasy wycieczkowej VI kongresu INQUA na Pojezierzu Pomorskim. Zesz. Geogr. WSP w Gdańsku. R. III. Gdańsk.
56. Piasecki D., 1962. Fizjografia dorzecza Raduni i morfogeneza jej doliny. Zesz. Geogr. WSP w Gdańsku, R. IV. Gdańsk.
57. Rachocki A., 1973. Some observations on Albert Einstein's theory of river meanders. Terra. Vol. 85. No. 3.
58. Reif F., 1971. Fizyka statystyczna. Warszawa.
59. Rosa B., 1964. O utworach aluwialnych wyścielających dna dolin rzek nadbałtyckich i ich związku z transgresją morza i znaczeniu dla badań nad neotektoniką obszaru. Zesz. Nauk. UMK. Nauki Mat.-Przyr., z. 10. Geografia. Toruń.
60. Roszkówna L., 1961. End moraines of Chwaszczyno. Guide — book of excursion from Baltic to the Tatras, part I. Łódź.
61. Roszkówna L., 1963. Le recul de l'inlandsis baltique aux environs de la basse Vistule pendant le Stade de Pomeranie. Raport of the VI-th Intern. Congr. on Quat. Vol. III. Łódź.
62. Schumm S. A., 1969. River metamorphosis. Journ. Hydr. Div. Vol. 95. No. HY 1.
63. Sieriebriakow A. W., 1970. Rusłowyje prociesy na sudochnych riekach z zariegulirowannym stokom. Moskwa.
64. Simons D. B., 1970. Open channel flow. w: Water, earth and man. London.
65. Simons D. B., Albertson M. L., 1960. Uniform water conveyance channels in alluvial material. Journ. Hydr. Div. Vol. 86. No. HY 5.
66. Simons D. B., Richardson E. V., 1960. Resistance to flow in alluvial channels. Journ. Div. Vol. 86, No. HY 5.
67. Starkel L., 1965. Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich (Na przykładzie dorzecza górnego Sanu). Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN 50. Warszawa.
68. Sundborg A., 1956. The river Klaralven, a study of fluvial processes. Geogr. Ann. 38.
69. Szukalski J., 1960. Gospodarcze znaczenie Raduni. Geogr. w Szkole. z. 2.
70. —, 1970. Sediment sources and sediment yields. Journ. Hydr. Div. Vol. 96. No. HY 6.
71. Tillinger T., 1948. Drogi wodne. Warszawa.
72. Unrug R., 1957. Współczesny transport i sedymentacja żwirów w dolinie Dunajca. Acta Geol. Pol. Vol. VII, z. 2. Warszawa.
73. Werle J., 1964. Termodynamika fenomenologiczna. Warszawa.
74. Wiśniewski B., 1966. Badanie odkładania się rumowiska w zbiornikach wodnych. Mat. Bad. IGW. t. 2, z. 1. Warszawa.
75. Wolman M. G., Leopold L. B., 1957. River flood plains: some observations on their formation. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 282 — C. Washington.
76. Zierhoffer A., 1935. Kilka przykładów działania wód powodziowych w dorzeczu Stryja i Oporu. Czas. Geogr. t. 13. Lwów.
77. Ziętara T., 1968. Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN 60. Warszawa.

Mapy topograficzne

78. 1 : 25.000 arkusz Karthaus (Kartuzy) wg zdjęcia z roku 1875.
79. 1 : 25.000 arkusz Kelpin (Kiełpino) wg zdjęcia z roku 1875, zreambulowanego w roku 1911.

80. 1 : 25.000 arkusz Zuckau (Żukowo) wg zdjęcia z roku 1898, zreambulowanego w roku 1925.

Mapy archiwalne

81. Deutsche übersichts Karte 1 : 25.000. Tytuł tuszem: Talsperre in der Radaune bei Ruthken Kreis Karthaus. Februar 1911.
82. Situations Plan der Radaune Flusses Section I von Start 1 bis 100 von der Mühle in Zemlin durch die Feldmark Kelpin. (Zdjęcie z roku 1859. Wyk. Buschwald. Podziałka obliczona 1 : 5.000).
83. Reduzierter Plan vom Lauf der Radaune in West Preussen, von ihren Anfang beim Dorf Ostritz bis zu den Wallen von Danzig. Aufgenommen und reduziert 1794 durch Cochius. Copiert 1795 Steinman. (Podziałka przeliczona około 1 : 25000).
84. Reduzierter Plan von dem Laufe des Radaune Flusses in West Preussen, nebs den zunahst belegenen Konigl. Waldungen die zur Kloben, Holz, Schwemerei darauf contribuiren mogten. (Zdjęcie wykonał Cochius w latach 1790—1793 liniowa podziałka oryginału 15 cm — 1 ówczesna mila pruska).

A. RACHOCKI

COURSE AND INTENSITY OF PRESENT-DAY FLUVIAL PROCESSES,
IN THE RADUNIA RIVER AS EXAMPLE

Summary

The Radunia is a small river, draining the eastern part of the plateau of the Cashubian Lake District. In terms of its morphology the valley of this river is an interesting example of a polygenetic land form, developed towards the decline of the Pleistocene from fragments of erosive channels and glacial depressions joined by gap valleys.

Along the course of this river four reaches can be distinguished differing as to the valley relief: an erosive channel, a reach consisting of water basins and gaps, a reach of escarpments, and an estuary reach.

For his field examinations the author selected a 10 km reach of the valley taking in the Somonino gap, the Kiełpino basin, and the Babidoły gap. From this valley stretch he was able to report all land forms genetically associated with the present-day relief-forming action of a river. All these land forms he subdivided into two groups: one of bank forms, the other of channel forms.

To the former group he assigned the currently observed bank undercuttings or other land forms produced by lateral incision. The land forms included in the latter group are: 1) forms of material transport (ripple marks, sand-and-stone streaks); 2) forms of seasonal channel accumulation (bank slides, mid-channel shoals, submerged ridges, forms connected with aqueous vegetation; 3) forms of erosion of the channel floor (kettles and overdeepened spots, floor steps).

In the 15 km river reach subject to examination the author recorded a total of 61 bank undercuttings, with heights ranging from 0.5 m to 35.0 m. Depending on their geological structure he distinguished three types of undercuttings, differing by the long profile of the scarp and by the way these changes were produced.

Measurements revealed, that earliest destroyed are undercuttings of up to 5 m height (up to 40 cm annually). The basic agency promoting such rapid destruction is infiltration of fluvial water into the edges of the undercuttings and liquefaction of the material adjoining the edges. During winter the sculpturing of banks is to some extent additionally affected by an ice cover; but, on the whole, the impact of ice seems rather insignificant.

Among the channel forms most readily subject to transformation are the ripple marks. Observations show the remarkable fact, that these forms retreat against the current flow although no conditions exist causing a subcritical motion ($F = 0,21$). Ripple marks developed on an ice surface imply, that the production of ripple marks is rather affected by the mean track of material saltion (Bagnold) than

by the roughness of the channel floor which depends upon grain size of the bottom deposits. The analytical study of photos of the channel floor, annexed to the text, suggests that fossil ripple marks discovered in fluvioglacial deposits cannot be looked upon as indices of the true flow direction of the waters which have caused these marks to develop.

The second type of channel forms associated with bottom transportation, the sand-and-stone streaks, have so far not been described in literature. In origin and occurrence these forms differ from what are called "gravel and sand shades" examined by some authors (K. Klimek among them), and cannot be taken for identical with them.

Land forms of seasonal channel accumulation like bank slides and mid-channel shoals are also transformed by the river; however, their sculpturing goes rather back to minor-scale processes (like micro-abrasion) than to processes initiated by high oscillations in water levels and flow volumes.

For defining in general outlines the deformations which have taken place in the valley reach under examination, measurements were made in 1971 and 1972 in the Rutki storage basin which blocks this part of the valley. It appeared, that in this basin the river Radunia is annually accumulating some 2200 — 2400 cu m sand-and-stone streaks, have so far not been described in literature. In origin and dragged debris and some 100 cu m suspended matter. These data were confirmed by records which were kept since the construction of the Rutki basin in 1910. The principal sources of the dragged material are the river banks, carried off or undercut (1100 cu m), and erosion of the river floor (700 cu m). By dating a wood sample, taken from an ancient valley incised into the 2 m terrace, it was found that erosion of the channel floor amounts approximately to 1 mm per year.

Translated by *A. Machowski*

ХОД И ИНТЕНСИВНОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ РЕЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ПРИМЕРЕ УЧАСТКА РЕКИ РАДУНЯ

РЕЗЮМЕ

Радуня — это небольшая река, отводящая воду с восточной части плато Кашубского поозерья. В морфологическом отношении ее долина — это интересный пример полигенической формы, образовавшейся в конце плейстоценового периода из соединенных прорывами реки частей ложбин стока и гляциальных понижений.

Вдоль ее течения можно выделить четыре участка, отличающихся друг от друга характером рельефа долины: ложбинный участок, участок поширений и прорывов, бровковый участок, устьевой участок,

Местом исследований автора являлся 10-километровый участок долины, в котором находятся Сомонинский прорыв, Келпинский водоем и Бабидольский прорыв. В пределах этого участка наблюдались все генетические формы, связанные с современной рельефообразующей деятельностью реки. Все формы были разделены на группу береговых и группу русловых форм.

К первой группе отнесены актуально наблюдаемые активные береговые подсеки или другие формы, образовавшиеся вследствие бокового подсекания. Ко второй группе отнесены такие формы, как: 1. формы транспорта материала рифели, песчанно-каменные полосы; 2. формы периодической русловой аккумуляции (береговые отложения средьрусловые отмели, подводные валы, формы, связанные с наличием водяной растительности); 3. формы эрозии руслового дна (котловны и дифференцы, пороги).

На исследуемом 15 км участке реки отмечено всего 61 береговых подсеков разной высоты от 0,5 до 35,0 м. В зависимости от геологической структуры было выделено три типа подсеков, отличающихся друг от друга продольным профилем склона, а также механизмом преобразований.

На основании измерений установлено, что быстрее всего разрушаются подсеки высокой до 5 м (до 40 см/год). Основным фактором, стимулирующим так быстрое разрушение является инфильтрация речной воды в берега подсеков и разжижение соприкасающегося с ней материала. Зимой, некоторое участие в моделировании берегов принимал ледяной покров, но в общем однако, его влияние было сравнительно небольшое.

Среди русловых форм быстрее всего преобразуются рифели. На основании наблюдений установлен интересный факт отступления этих форм против течения, несмотря на отсутствие подкритического движения ($F = 0,21$). Обнаружение рифели на поверхности льда позволяет предполагать, что может быть образованием этих форм решает средний путь сальтации материала (Bagnold), а не зависящая от фракции материала шероховатость русла. Анализ помещенных в статье съемок дна русла внушает мысль, что рифели обнаруженные в водноледниковых отложениях нельзя считать показателем действительного направления течения

вод, которые это эти отложения образовали. Второй тип русловых форм связанных с данным транспортом, песчано-обломочные полосы, не были, до сих пор, в литературе описаны. Эти формы своим генезисом отличаются от исследуемых (м. пр. К. Климком) „щебневых и песчаных теней” и не могут с ними отождествляться.

Формы периодической русловой аккумуляции такие, как береговые отложения и средь-русловые отмели также видоизменяются рекой, однако большую роль в их моделировании играют процессы, происходящие в малом масштабе (микрообразия), а не связанные с большими колебаниями уровня воды.

С целью определения общих размеров видоизменений исследуемой части долины, в 1971 и 1972 гг. проводились измерения на замыкающем ее водохранилище Рутки. Эти измерения показали, что Радуня аккумулирует в нем ежегодно в среднем ок. 2200—24030 м³ катучих наносов и ок. 1000 м³ пульпы. Это подтверждает также анализ документации водохранилища с начала его существования (с 1910 г.). Главными источниками катучих наносов являются разрушаемые и подсекаемые берега русла (11000 м³), а также эрозия дна русла (700 м³). Образчик древесины, взятый из палеорусла, существующего на поверхности террасы 2 м, вследствие определения возраста этого образчика, позволяет приблизительно установить темп донной эрозии на около 1 мм в год.

B. Michowski

Faint, illegible text at the top of the page, possibly bleed-through from the reverse side.

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ
za ostatnie lata

1972

- 1 PRACA ZBIOROWA — **Katalog rękopisów geograficznych. Zeszyt 2, s. 76, zł 21,—**
- 2 PRACA ZBIOROWA — **Bilans użytkowania ziemi, s. 135, zł 21,—**
- 3 PRACA ZBIOROWA — **National and Regional Atlases. For. 1968—1971, s. 92, zł 24,—**
- 4 M. Z. PULINOWA — **Procesy osuwiskowe w środowisku sztucznym i naturalnym, s. 112 + nlb., zł 24,—**
- 5 J. OSTROWSKI — **World Literature on General Theoretical Problems in Cartography. Bibliography for 1945—1971. Światowa literatura z zakresu ogólnych problemów teoretycznych w kartografii. Bibliografia za okres 1945—1971, s. 99, zł 21,—**
- 6 PRACA ZBIOROWA — **Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich 1971, s. 199, zł 30,—**

1973

- 1 PRACA ZBIOROWA — **Gleby i zbiorowiska leśne okolic Szymbarku, s. 97 + ryc., tab. nlb., zł 24,—**
- 2 J. SŁUPSK — **Zróźnicowanie splywu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich, s. 118 + ryc. nlb., zł 24,—**
- 3 W. STOLA — **Rolnictwo departamentu Vancluse (Francja). Próba typologii, s. 86 + nlb., zł 21,—**
- 4 J. GROCHOLSKA — **Bilans użytkowania ziemi. Cz. II**
- 5 B. OBRXBSKA-STARKLOWA — **Mezo- i mikroklimat gromady Szymbark**
- 6 PRACA ZBIOROWA — **Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1963**

1974

- 1 I. BURLIKOWSKA — **Zaopatrzenie w wodę wsi województwa lubelskiego (w druku)**
- 2 PRACA ZBIOROWA — **Studia nad strukturą sieci osadniczej wybranych powiatów**
- 3 M. GRZEŚ — **Badania nad termiką i zlodzeniem jeziora Gopło (w druku)**
- 4 A. RACHOCKI — **Przebieg i natężenie współczesnych procesów rzecznych na przykładzie rzeki Raduni (w druku)**

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ

za ostatnie lata

1968

- 1 PRACA ZBIOROWA — **National and Regional Atlas — Supplement for 1963—1967**, s. 73, zł 21,—
- 2 M. STOPA — **Temperatura powietrza w Polsce**. Część I, s. 210, zł 30,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — *Land use Studies in Eó*
- 3 PRACA ZBIOROWA — **Land use Studies in East Central Europe**, s. 89, zł 24,—
Zakładu Geogr. Roln. IG PAN, s. 113, zł 24,—
- 5 PRACA ZBIOROWA — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej okol. NOWOGRÓD** — 1 : 50 000, s. 45 + tab. i mapy nlb., zł 18,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — **Abstrakty prac habilitacyjnych i doktorskich, 1967**, s. 186, zł 30,—

1969

- 1 J. OSTROWSKI — **Mapy hipsometryczne Polski**, s. 173 + nlb., zł 27,—
- 2/3 PRACA ZBIOROWA — **Analiza i ocena środowiska geograficznego powiatu ropczyckiego**, s. 136 + nlb., zł 27,—
- 4 A. GAWRYSZEWSKI — **Polskie mapy narodowościowe, wyznaniowe i językowe**. Bibliografia za lata 1827—1967, s. 155, zł 24,—
- 5 PRACA ZBIOROWA — **użytkowanie ziemi i rolnictwo w krajach Europy Środkowo-Wschodniej**. Wyniki badań, s. 168, zł 24,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — **Abstrakty prac habilitacyjnych i doktorskich, 1968**

1970

- 1 PRACA ZBIOROWA — **Agricultural Typology Selected Methodological Materials**, s. 60 + nlb., zł 15,—
- 2 PRACA ZBIOROWA — **Materiały do klimatologii Polski**, s. 118 + nlb., zł 21,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — **Badania fizyczno-geograficzne otoczenia Stacji Naukowo-Badawczej IG PAN w Szymbarku (Tom I)**, s. 72 + nlb., zł 18,—
- 1 ZS(4) J. GLAZIK — **Wody podziemne w dorzeczu Skarlanki i ich stosunek do rynien jeziornych**, s. 70 + nlb., zł 18,— (do użytku wewn.)
- 2 ZS(5) PRACA ZBIOROWA — **Objaśnienia do map geograficznych okol. WĄBRZEŻNO i LĘBORK**, s. 110 + nlb., zł 18,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — **Abstrakty prac habilitacyjnych i doktorskich 1969**, s. 156, zł 27,—