

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 157

ZYGMUNT BABIŃSKI

WSPÓŁCZESNE PROCESY
KORYTOWE
DOLNEJ WISŁY

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

**POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA**

•

PRACE GEOGRAFICZNE NR 157

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 157

ZYGMUNT BABINSKI

**THE PRESENT-DAY FLUVIAL PROCESSES
OF THE LOWER VISTULA RIVER**

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 157

ZYGMUNT BABIŃSKI

WSPÓŁCZESNE PROCESY
KORYTOWE
DOLNEJ WISŁY

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

1992

Komitet redakcyjny

**REDAKTOR NACZELNY: ROMAN SZCZĘSNY
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: ZBIGNIEW TAYLOR
CZŁONKOWIE: ANDRZEJ S. KOSTROWICKI, LESZEK STARKEL
ANDRZEJ STASIAK, JAN SZUPRYCZYŃSKI
SEKRETARZ: IRENA STAŃCZAK**

Recenzent:

Prof. dr hab. Jan Szupryczyński

Praca habilitacyjna

**Redaktor Wydawnictwa Hanna Jurek
Redaktor techniczny Ryszard Ulanecki**

© *Copyright by Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo. Wrocław 1992*

Printed in Poland

**PL ISSN 0373-6547
ISBN 83-04-04016-6**

**Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo Wrocław 1992
Objętość: ark. wyd. 12,80, ark. druk. 10,75 + I wkł. A₁-14,3.
Zam. 2115/92**

SPIS TREŚCI

1. Zarys problemu	7
2. Cel, zakres i metody pracy	12
3. Ogólna charakterystyka dolnej Wisły	19
3.1. Warunki geomorfologiczne i geologiczne	19
3.2. Wybrane elementy reżimu hydrologicznego	22
4. Zmiany koryta Wisły w holocenie	26
4.1. Rozwój koryta Wisły w warunkach naturalnych	26
4.2. Rozwój koryta Wisły w warunkach ingerencji człowieka	32
4.2.1. Wpływ prac regulacyjnych na procesy korytowe	32
4.2.2. Wpływ stopnia wodnego Włocławek na procesy korytowe poniżej zbiornika	50
5. Zmiany litologiczne łach koryta dolnej Wisły	68
6. Morfodynamika mezoform koryta dolnej Wisły	81
6.1. Typologia mezoform korytowych	84
6.2. Morfodynamika mezoform korytowych	90
6.2.1. Dynamika mezoform koryta nie uregulowanego	91
6.2.2. Dynamika mezoform koryta uregulowanego	103
6.3. Morfotwórcza rola przepływów Wisły	121
6.4. Czynniki niehydrologiczne oddziałujące na dynamikę dna koryta	130
7. Hydromorfologiczne uwarunkowania procesu korytowego dolnej Wisły	140
8. Próba oceny transportu rumowiska wlezonego dolnej Wisły	146
9. Podsumowanie	154
Literatura	159
Summary	169

1. ZARYS PROBLEMU*

Procesy korytowe, rozumiane jako zmiany koryta pod wpływem wód płynących (Babiński 1982, s. 9), są uważane za jedno z najbardziej dynamicznych zjawisk przekształcających powierzchnię Ziemi. W środowisku fluwialnym zachodzi bowiem zarówno proces erozji, jak i przeciwstawny mu proces sedymentacji, połączony transportem rumowiska. L. M. Glymp i M. C. Storey (1962 – za McHenry 1974, s. 329) erozję i akumulację traktują jak procesy towarzyszące, które wraz z procesami orogenicznymi kształtują powierzchnię Ziemi. I. R. McHenry (1974, s. 329) ponadto twierdzi, że głównym czynnikiem morfotwórczym jest erozja, gdyż „bez erozji nie byłoby sedymentacji”.

Proces erozji w środowisku aluwialnym jest ściśle związany z energią kinetyczną rzeki. W miejscach, gdzie siła prądów rzecznych przekracza wartość krytyczną oporów, powodując ruch wznoszący osady budujące dno, następuje wymywanie utworów, określane ujemnym bilansem rumowiska dennego (Wagner 1931 za Panzer 1975; Knighton 1984, s. 56–59). Poniżej strefy erozyjnej następuje transport rumowiska wlezonego, który trwa do momentu osiągnięcia warunków hydrodynamicznych rzeki sprzyjających depozycji. Procesy te, oparte na zależności średniej prędkości płynięcia wód i średnicy ziarn piasku budującego dno, zostały łącznie scharakteryzowane między innymi przez F. Hjulströma (1935), A. Sundborga (1956, 1967), D. Knightona (1984, s. 59). Alternatywny przebieg erozji i akumulacji, wraz z zależnym od nich transportem rumowiska, może być generalnie rozpatrywany z punktu widzenia zmienności w czasie i przestrzeni w ujęciu zarówno mikro-, mezo-, jak i makroskalowym. Zróżnicowanie w makroskali mieści się w granicach całej zlewni bądź łóżyska rzeki, na które składa się koryto oraz równina zalewowa, w przedziale czasowym określanym epokami lub okresami. W mezoskali procesy te mają wymiar form mezokorytowych oraz rozmiary danych morfometrycznych koryta (np. głębokość, szerokość), ze zmiennością czasową odpowiadającą okresowym fluktuacjom klimatu (reżimu wód). Problem erozji i akumulacji w skali mikro, badany głównie w warunkach laboratoryjnych, dotyczy natomiast mikroform i ich chwilowej zmienności w czasie.

Procesy korytowe, podczas których określonej skali czasowej odpowiadają

* Pracę wykonano w ramach problemu CPBP 03.13.02.2. – „Zmiany wybranych elementów środowiska geograficznego pod wpływem zabudowy hydrotechnicznej Wisły”.

dane wielkości zmiany koryta, mają charakter procesu ciągłego, jednolitego – unimorficznego (Coates i Vitek 1980). W przypadku, gdy w rozwoju koryta następują pewne perturbacje związane głównie z przyspieszeniem zmian w czasie, niezgodnie z wyżej przedstawioną zasadą, przybierają one charakter skokowy, a nawet katastrofalny dla człowieka. S. A. Schumm (1980, s. 473) nazywa to epizodyczną erozją lub depozycją w ujęciu progowym (*threshold*). Z kolei badacze radzieccy utożsamiają nagle zmiany koryt z tzw. przepływami „korytoformującymi” (Makkaveev 1955; Kondratev i inni 1975; Chalov 1979). Istnieje również pogląd o złożonym charakterze tego procesu stwierdzający, że rozwój form korytowych w ramach jednej jednostki geomorfologicznej następuje w niektórych przypadkach skokowo, w innych zaś jednostajnie. D. R. Coates i J. D. Vitek (1980, s. 4–7), zwolennicy progowego, a przynajmniej progowo-unimorficznego rozwoju procesów fluwialnych twierdzą, że preferowanie przez wielu badaczy – zwłaszcza dawniejszych – jednostajnego charakteru przekształceń koryt rzecznych wynikało i wynika w dalszym ciągu z braku lub niepełnej informacji dotyczącej zjawisk katastrofalnych.

Podstawowym czynnikiem wpływającym na rozwój procesów korytowych jest klimat. Jego oddziaływanie na zmiany koryt czy całych systemów rzecznych może być bezpośrednie – dzięki reżimowi wód płynących lub pośrednie – poprzez czynniki niehydrologiczne takie, jak: wieloletnia zmarzlina, śnieg i lód rzeczny czy roślinność. W obydwu przypadkach jego znaczenie może uwidocznić się w sposób zarówno unimorficzny, jak i progowy. Ta podwójna rola dotyczy szczególnie czynnika hydrologicznego. On to bowiem, w sposób unimorficzny, wpływa na formowanie się systemów (typów) rzecznych zgodnie ze strefowością klimatu na kuli ziemskiej. Jego długotrwałe fluktuacje oddziałują również na powolne przekształcenia koryt rzecznych, np. koryta Wisły w okresie holocenu.

Rola klimatu jako czynnika progowego w procesie korytowym wiąże się przede wszystkim z ekstremalnymi zjawiskami klimatycznymi, np. deszczami nawalnymi, przyczyniającymi się najczęściej do powstawania wylewów powodziowych. Podobny efekt może wywołać również czynnik niehydrologiczny w postaci szybko topniejącej zmarzliny, śniegu czy lodu oraz tworzenie się na rzece zatorów śryżowo-lodowych. Podczas stanów katastrofalnych (powodzi) następuje wzmożony transport rumowiska rzeczno, który może obejmować do 70% całkowitej kompetencji rzeki (Costa 1988). Często dokonuje się wówczas przebudowa koryta czy łóżyska rzeki. Stwierdzono, że to powodzie kształtują orientację form korytowych, a tylko w 15% ich układ jest czynnikiem przepływów minimalnych i przeciętnych (Ashley 1982). Problem ten w sposób dość szczególny został scharakteryzowany przez P. C. Pattona (1988), który uważa, że tylko zdarzenia powodziowe przyczyniają się do ewolucji sieci rzecznej, natomiast inne czynniki odgrywają wyłącznie rolę kontrolującą zmiany koryt – niewątpliwie jest tak w strefie klimatu suchego.

Oprócz zwolenników progowego rozwoju koryt, związanego z wysokimi – powodziowymi stanami wody, istnieje grupa badaczy wiążąca ten proces z niżówkami (Gupta i Fox 1974; Reid i inni 1985; Richards 1976a; Babiński 1987).

Uczni radzieccy, których prekursorem był N. I. Makkaveev (1955), paralelizują te zmiany z najmniejszymi przepływami formującymi koryta. Mają one często znaczenie główne w przekształcaniu strefy dennej koryt (Vlasov i Chalov 1981; Makkaveev i Chalov 1986), przede wszystkim wywierają ogromny wpływ na kształtowanie mezofর্ম korytowych (Babiński 1987).

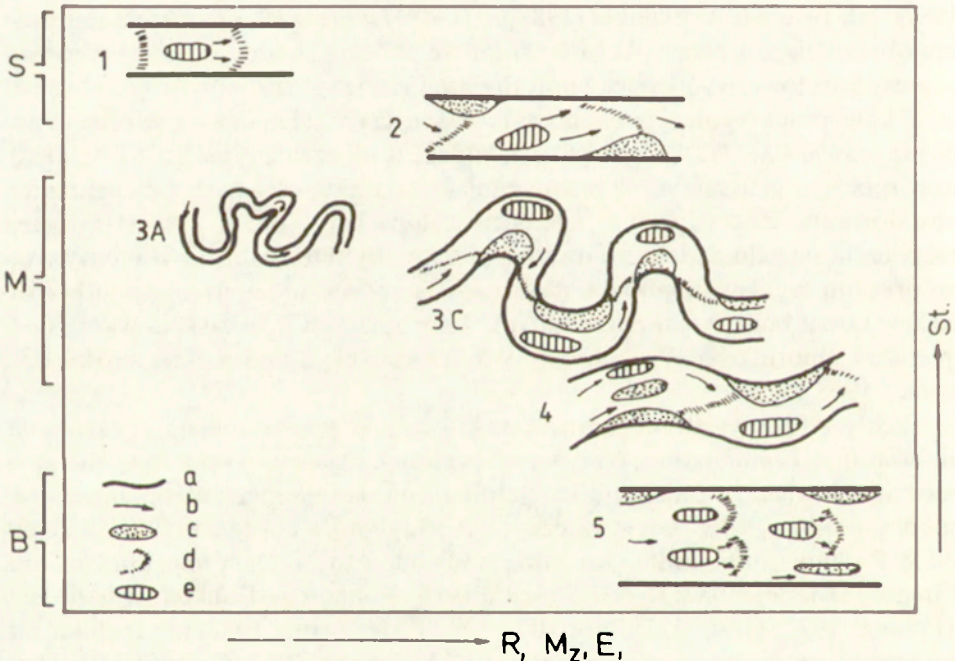
Generalnie w naszych warunkach środowiska geograficznego procesy rozwoju koryt, spowodowany czynnikami klimatycznymi bezpośrednimi i niehydrologicznymi, wpływa modyfikująco na procesy unimorficzne. Znaczenie modyfikujące (choć nie zawsze) procesy korytowe mają również ruchy neotektoniczne (Fairbridge 1980; Baumgart-Kotarba 1983; Burnett i Schumm 1983; Gregory Schumm 1987), budowa geologiczna, np. poprzez progi strukturalne (Wolman i Miller 1960; Begin i inni 1980; Knighton 1984) i warunki hipsometryczne – rzeźba terenu (Sundborg 1978; Shen 1979). W ostatnich czasach, w okresie historycznym, wielką – jeśli nie decydującą – rolę w kształtowaniu koryt odgrywa jednak gospodarcza działalność człowieka (Hickin 1983; Gregory 1987). Jak twierdzi A. Brookes (1988, s. 3), wpływ człowieka na przekształcanie krajobrazu sięga okresu około 6000 lat; jego bezpośrednie oddziaływanie na procesy korytowe, wynikające z prac drenarskich, trwa natomiast już około 5200 lat. Z kolei prace regulacyjne, zapoczątkowane na rzecz Huang-ho, są prowadzone już prawie 4000 lat. W Europie działalność w tej dziedzinie sięga XI w., kiedy to rozpoczęto systematyczne prace regulacyjne rzek, polegające głównie na ich obwałowaniu. Zdecydowana ingerencja człowieka w procesy korytotwórcze rozpoczęła się jednak dopiero dwa wieki temu. Było to związane z intensywnymi pracami regulacyjnymi rzek (dolna Wisła została uregulowana pod koniec XIX w.) oraz budową stopni wodnych, zmierzających do skaskadowania rzek (pierwszy zbiornik na Wiśle dolnej pod Włocławkiem oddano do użytku pod koniec 1968 r.).

Efekty oddziaływania człowieka na procesy korytowe można podzielić na nieświadome i zamierzone. Wpływ nieświadomy, najczęściej szkodliwy dla gospodarki człowieka, wynika z ubocznych skutków nadmiernego wycinania lasów, poboru osadów z den koryt rzecznych (Castiglioni i Pellegrini 1981; Klimek 1983; Raynov i inni 1986), jest także spowodowany intensywną uprawą roli (Gregory i Madew 1982; Lyons i Beschta 1983). Ponadto jest efektem urbanizacji (Hammer 1972; Graf 1975; Park 1977; Oya i Maruyama 1987) lub rozbudowy infrastruktury, np. budowy mostów (Bray i Kellerhals 1982; Gregory i Brookes 1983).

Zamierzona działalność człowieka, której celem jest między innymi kontrola reżimu hydrologicznego rzek głównie podczas powodzi, drenażu wód ze zlewni, poprawienie warunków żeglugowych, redukcja erozji bocznej i wgłębnej (Brookes 1988, s. 5), wynika natomiast z prac kanalizacyjnych rzeki (*channelization*). Do tych prac należą: pogłębianie i zmiany szerokości koryt (*resectioning*), ich wyprostowanie (*realigning*), konstrukcje wałów bocznych (*embanking*), zabezpieczenie brzegów (*bank protection*), prace bagrownicze (*dredging*) oraz pełna regulacja koryta w postaci budowy stopni wodnych (Brookes 1988, s. 6).

Unimorficzny i progowy rozwój procesów korytowych, zależny głównie od klimatu i modelowany przez czynniki niehydrologiczne, a ostatnio przede wszystkim przez działalność gospodarczą człowieka, mają swoje odzwierciedlenie w morfologii łóżyska rzeki. Powodują, że występuje zróżnicowanie w przebiegu koryt i odpowiadających im układów mezoform korytowych.

Badacze anglo-amerykańscy wyróżniają trzy główne typy koryt: prostoliniowe (*straight*), meandrujące (*meandering*) i roztokowe (*braided*): (Leopold i inni 1964; Leopold i Wolman 1957, 1970; Schumm 1985) – por. ryc. 1, nr 2. 3C, 5. Pracownicy naukowcy Państwowego Instytutu Hydrologicznego ZSRR (GGI) wydzieliłi natomiast aż siedem typów procesów korytowych (Makkaveev 1955; Rossinski i Kuzmin 1958; Popov 1960, 1965, 1977; Kondratev i Popov 1967; Davydov i inni 1973; Vaznov 1976; Znamenska 1976; Kurpijanov i Kopaljani 1979; Chalov 1983, 1984): rycina 1 – wszystkie sytuacje oraz 2 typy koryt rzeki anastomozującej z wyspami. Takie ponaddwukrotne rozbudowywanie typologii



Ryc. 1. Typy koryt rzecznych według S. A. Schumma (1981) i układ łach i plos według R. I. Fergusona (1987, s. 151); zmienione

a – brzeg koryta, b – kierunki prądów rzecznych, c – lachy wynurzone, d – lachy zanurzone, e – plosa.

Typy koryt: S – prostoliniowe, M – meandrujące, B – roztokowe;

R – rumowisko wleczone, M_z – średnica ziarn utworów budujących dno koryta, E – energia rzeki, St – stabilność koryta.

Objaśnienia cyfr 1 – 5 w tekście

Pattern of river channels according to S. A. Schumm (1981) and sequences of bars and pools after R. I. Ferguson (1987, p. 151); changed

a – river bank, b – directions of river current, c – emerged bars, d – submerged bar parts, e – pools.

Type of channels: S – straight, M – meandering, B – braided; R – bed-load, M_z – grain-size of sand building the channel bottom,

E – energy of river, St – channel stability.

Explanation points 1 – 5 in text

koryt w stosunku do propozycji anglo-amerykańskiej, należy uznać za uzupełnienie powyższego zestawu trzech typów podstawowych o typy koryta o charakterze przejściowym. Fakt ten znalazł swe odzwierciedlenie dopiero w późniejszych pracach zachodnich, prawdopodobnie zapoczątkowanych przez S. A. Schumma (1981, s. 24). Autor ten wiąże rozwój poszczególnych typów koryt z wielkością transportu rumowiska wleczonego — R , uziarnieniem dna i rumowiska — M_z i energią rzeki — E (ryc. 1). Charakteryzuje poszczególne typy koryt w zależności od ich stabilności. Podobną klasyfikację przeprowadzają M. Church i D. Jones (1982, s. 305), przy czym wyraźnie określają przejściowy charakter rozwoju koryt, a wraz z nim zróżnicowanie mezoform korytowych typu łach.

Generalnie, każdemu typowi koryta (procesowi korytowemu) odpowiada odpowiedni typ mezoform korytowych. Dotyczy to szczególnie trzech głównych układów koryt (ryc. 1, nr 2, 3C i 5). W przypadku koryta prostoliniowego, z nurtem nieznacznie krętym podczas niżówek, charakterystycznymi mezoformami są łachy skośne (ryc. 1, nr 2), będące w alternacji z plosami. Formami typowymi dla rzek meandrujących są z kolei łachy zakolowe, powstające przy brzegach wypukłych koryta (ryc. 1, nr 3C). Po przeciwnej stronie, u brzegów wklęsłych, występują przegłębienia w postaci plos. Często na odcinkach prostych, łączących poszczególne zakola, tworzą się łachy skośne. Koryta rzek roztokowych wypełnione są natomiast bezładnie usytuowanymi łachami centralnymi (ryc. 1, nr 5). W przypadku rzek roztokowych-anastomozujących łachy centralne zastępują wyspy rzeczne. Ten typ koryt, pomijany w klasyfikacji anglo-amerykańskiej, jest uwzględniany przez badaczy radzieckich jako typ procesu korytowego niezakończonego meandrowania i wieloramiennej równiny zalewowej (Kondratev i Popov 1967). Pozostałe typy koryt, zwane w niniejszej pracy przejściowymi (ryc. 1), mają łachy podobne do tych, które występują w korytach głównych typów, bądź są również ich fazą przejściową. Należy dodać, że te uznane za nietypowe formy mogą występować także w obrębie koryt głównych typów.

Zgodność między typami koryt i odpowiadającymi im układami mezoform korytowych, bądź jej brak, świadczy o stadium rozwoju koryta — wskazuje na jego stałość (prawidłowe wykształcenie koryta i mezoform) lub na przekształcanie się na skutek zmian klimatycznych, wpływu czynników niehydrologicznych czy wreszcie działalności gospodarczej człowieka. Badanie morfodynamiki mezoform korytowych na tle makroformy daje więc możliwość określenia fazy rozwoju koryta w danym okresie i ustalenie przyczyn zmian zachodzących w korycie. Poznanie dynamiki łach stanowi także jedną z metod określania wielkości transportu rumowiska wleczonego (Kondratev i inni 1982; Leopold 1982; Makkaveev i Chalov 1986; Babiński 1987). To szczególne znaczenie mezoform w procesie korytowym podkreślają N. E. Kondratev i inni (1982, s. 23); autorzy jednoznacznie stwierdzają, że „badanie mezoform korytowych jest drogą do odkrycia podstawowych prawidłowości właściwego procesu korytowego i do zrozumienia jego logiki”. Stwierdzenie to przyjęto za myśl przewodnią niniejszej pracy.

2. CEL, ZAKRES I METODY PRACY

Jedną z pierwszych prac kompleksowych, dotyczących geologii i badań geomorfologicznych w dolinie dolnej Wisły, była rozprawa R. Galona z 1934 r. W tej pracy, a także innej (z 1953 r.) autor ten wyróżnił 11 teras Wisły, w tym również łóżysko rzeki. Później, w latach sześćdziesiątych, pojawiły się liczne prace z zakresu geologii teras Wisły na odcinku od Wyszogrodu do Płocka (Skompski 1960, 1961; Borówko-Dłużakowa 1961; Laskowska-Wysoczyńska 1964; Ruszczyńska-Szenajch 1964; Makowska i Skompski 1966; Skompski 1969) oraz dotyczących odcinka Wisły poniżej Włocławka (Kucharski 1966; Niewiarowski i Tomczak 1969). W następnym dziesięcioleciu badania były skoncentrowane głównie na zagadnieniu rozwoju doliny dolnej Wisły, w tym również geomorfologii równiny zalewowej (Tomczak 1971; Drozdowski 1974; Drozdowski i Berglund 1976; Wiśniewski 1976) i koryta (Tomczak 1971; Koc 1972, 1975). Dopiero lata osiemdziesiąte przyniosły sporo szczegółowych opracowań dotyczących rozwoju dna doliny dolnej Wisły, w tym również łóżyska rzeki (Drozdowski 1982; Tomczak 1982, 1987; Wiśniewski 1982, 1987; Florek i inni 1987; Niewiarowski 1987). Podjęto także badania zmian koryta Wisły wywołanych działalnością gospodarczą człowieka (Augustowski 1982a i b; Babiński 1981, 1982, 1984, 1985, 1986, 1987; Falkowski 1982). Trzeba tu dodać, że wpływ prac regulacyjnych dolnej Wisły i stopnia wodnego we Włocławku na warunki hydrodynamiczne rzeki był przedmiotem prac między innymi R. Ingardena (1921), M. Rybczyńskiego (1935), A. Bittnera (1976), Z. Kornackiego (1965, 1966), A. Śliwczyńskiego (1973), W. Machalewskiego i innych (1974), J. Mrozińskiego i A. Połujkisa (1974).

Wszystkie wymienione prace w mniejszym lub większym stopniu charakteryzują procesy korytowe dolnej Wisły w holocenie. Przedstawiają jednak to zagadnienie w formie cząstkowej – dotyczą bądź naturalnego procesu korytowego, bądź wpływu działalności człowieka na zmiany koryta.

Celem niniejszej pracy jest: (1) kompleksowa ocena procesów korytowych dolnej Wisły przebiegających w warunkach naturalnych i pod silnym wpływem gospodarczej działalności człowieka; (2) określenie tych zmian w formie ilościowej i jakościowej, zarówno w sferze makroformy, jaką jest koryto, jak i odpowiadających jej mezoform korytowych; (3) ustalenie pewnych prawidłowości-związków między tymi formami i zjawiskami hydrologicznymi rzeki. Ostatecznym efektem analizy procesów korytowych jest (4) próba określenia

wielkości transportu rumowiska wleczonego na odcinkach o różnym stopniu rozwoju koryta dolnej Wisły.

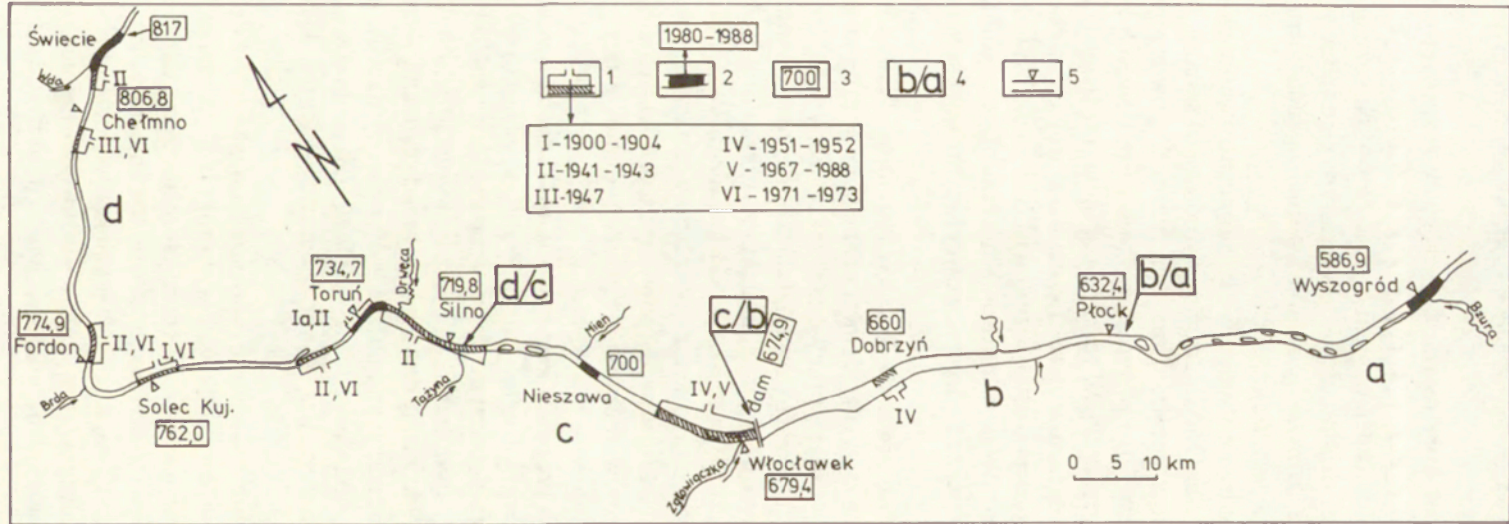
Charakterystykę procesów korytowych dolnej Wisły rozpoczęto od zagadnień ogólnych: budowy geologicznej, warunków geomorfologicznych dna doliny i charakterystyki hydrologicznej, następnie omówiono ich rozwój w holocenie i w okresie intensywnej działalności człowieka, uwzględniając wpływ tej działalności na litologię dna, kończąc szczegółową analizą mezoform korytowych, która stanowi podstawową część pracy.

Badania procesów fluwialnych dolnej Wisły skoncentrowano głównie na obszarze współczesnego koryta. Dotyczą one strefy dennej określanej brzegami koryta oraz warstwą aluwiiów o miąższości ograniczonej powierzchnią łach i przegłębieniami plos. Stanowi to zarazem wysokość form dennych będących warstwą saltacji (Van den Berg 1987). W ramach tak ujętej przestrzeni mieszczą się utwory fluwialne, które w formie dynamicznej stanowią część rumowiska wleczonego, natomiast statycznej – osady (rumowisko) denne. Tylko w przypadku analizy zmian dna doliny Wisły w okresie holocenu obszar badań rozszerzono na tereny nowo powstałej równiny zalewowej (obszar koryta Wisły przed regulacją).

Badania dotyczące rozwoju procesów korytowych dolnej Wisły rozpoczęto w 1972 r. na około 12-kilometrowym odcinku erozyjnym poniżej stopnia wodnego „Włocławek”. Główny etap tej pracy został zakończony w 1980 r. rozprawą doktorską (Babiński 1982). W następnych latach kontynuowano analizę tego problemu, traktując go jak uzupełnienie do badań rozszerzonych do około 230-kilometrowego odcinka od Wyszogrodu (587 km biegu Wisły) do Świecia (817 km). Doboru odcinka dokonano w ten sposób, aby zawierał on fragmenty z oddziaływaniem procesów naturalnych (powyżej zbiornika Włocławskiego) i będące pod silnym wpływem działalności człowieka (odcinek dolny – uregulowany, ryc. 2).

W badaniach terenowych procesów korytowych wykorzystano metody kartowania geomorfologicznego i hydrograficznego, pobrano próbki osadów dennych, wykorzystano pomiary geodezyjne form, echosondażę profilów poprzecznych i podłużnych koryta oraz pomiary hydrologiczne. Dzięki kartowaniu geomorfologicznemu określono zasięg dawnego – przed regulacją – koryta od Włocławka do Świecia. Pomocne w tej analizie były mapy sytuacyjno-wysokościowe w skali 1:5000, pochodzące z końca XIX w. (*Weichsel-Strom-Karte*). Zbadano również formy powierzchni nowej równiny zalewowej jako efekty działalności człowieka.

W celu określenia chwilowych zmian morfologii dna koryta kilkakrotnie w ciągu roku wykonano pomiary geodezyjne dynamiki łach na czterech odcinkach szczegółowej analizy w Nieszawie, Toruniu, Świeciu i sporadycznie w Wyszogrodzie (ryc. 2, p. 2). Metodę pomiarów schematycznie przedstawiono na rycinie 3 – I. Polega ona na pomiarach geodezyjnych kątów poziomych α i pionowych β charakterystycznych fragmentów łach ze stałych (zaniwelowanych) reperów terenowych (A – C) względem niezmiennych punktów namiarowych



Ryc. 2. Szkic sytuacji koryta dolnej Wisły

1 – odcinki koryta mające plany batymetryczne dna wykonane w okresach I – VI (Ia – odnoszący się do 1818 r.); 2 – odcinki szczegółowych pomiarów geodezyjnych łach; 3 – kilometraż Wisły; 4 – strefy przejściowe pomiędzy odcinkami o różnym stopniu rozwoju koryta: a – nieuregulowany, roztokowy, b – zbiornik Włocławek, c – poniżej zbiornika o charakterze erozyjno-akumulacyjnym, d – uregulowany pod koniec XIX w.; 5 – wodowskazy wraz z kilometrążem Wisły

Sketch-map of the lower Vistula channel

1 – segments of the bed having bathymetric plans performed in periods I – VI (Ia – 1818); 2 – reaches of detailed geodetic measurements of bars; 3 – kilometric scale of Vistula; 4 – transition zones between the segments of different degree of the bed development: a – unregulated, braided, b – Włocławek Reservoir, c – downstream from the reservoir of erosive-accumulative character, d – regulated in the end of XIXth century; 5 – water gauges with kilometric scale of Vistula

(D – ryc. 3–1). Zaletą tych pomiarów jest szybkie wykonanie bez użycia dodatkowego sprzętu mierniczego (laty) i personelu pomocniczego. Ich mankamentem z kolei jest ograniczenie przestrzenne, wynikające z pomiarów przy dużym kącie pionowym (warunek – wysokie brzegi koryta), i czasowe, uzależnione stanami wody, podczas których łachy są wynurzone bądź ich powierzchnie zalegają na nieznacznych głębokościach (zaznaczają się na powierzchni wody).

Badania sedymentologiczne dna koryta dolnej Wisły wykonano dwukrotnie: w sierpniu 1973 r. na 9-kilometrowym odcinku poniżej zbiornika wrocławskiego (Babiński 1979, 1982) i na odcinku od Włocławka do Świecia w listopadzie 1988 r. Próbkę pobierano czerpakiem Ekmana z głębszych fragmentów dna (płosa), natomiast zwykłym naczyniem z powierzchni łach. W pierwszym okresie pobór próbek wykonano systemem dywanowym – 14 przekrojów poprzecznych po 8 próbek w każdym z nich (Babiński 1979). W 1988 r. pomiary wykonano punktowo z czoł łach (x), przy czym co 20–25 km biegu Wisły zaczerpnięto dodatkowo materiał ze strefy zaprądowej łach poniżej ich czoł (a) i w tych samych morfologicznie miejscach, ale w linii nurtu (odpowiednio b i c) – rycina 3–1. Uznano, że w ten sposób pobrane próbki charakteryzują te same, a przynajmniej podobne, warunki hydrodynamiczne rzeki, dzięki czemu są porównywalne. Ponadto, jak wykazały późniejsze analizy sedymentologiczne wszystkich próbek, najbardziej odpowiednie do określenia warunków sedymentacyjnych Wisły w profilu podłużnym okazały się utwory pobrane z czoł łach. Wykazywały one bowiem najmniejsze zróżnicowanie składu mechanicznego i innych wskaźników uziarnienia w przypadku pięciu szczegółowo rozpatrywanych łach (rozd. 5). Nie nadawały się natomiast do tych celów utwory budujące przegłębienia dna – płosa, ze względu na duże zróżnicowanie frakcyjne materiału. Należy dodać, że metodę poboru próbek z czoł łach zastosował również B. J. Bluck (1987, s. 176), natomiast A. Kostrzewski (1970) proponuje pobór próbek z czterech różnych morfologicznie miejsc przekroju poprzecznego, przy czym uznaje za najdogodniejszy tzw. pobór bruzdowy.

Pobrane próbki poddano analizie sitowej. Z otrzymanych wyników badań laboratoryjnych w niniejszej pracy wykorzystano tylko dwie charakterystyki ziarn piasku – ich przeciętną średnicę (Mz) i wskaźnik obróbki (W_o). Wskaźnik obróbki zastosowano do ziarn o średnicy 0,8–1,0 mm, tylko w sporadycznych przypadkach (próbki o drobnej frakcji) do ziarn o grubości 0,5–0,8 mm.

Podczas prac kameralnych korzystano głównie z materiałów kartograficznych w postaci wielkoskalowych (1:5000, 1:10000) map sytuacyjno-wysokościowych z okresu od II połowy XIX w. do czasów obecnych. Ze starszych map nie korzystano ze względu na ich małą dokładność. Zinterpretowano zdjęcia lotnicze pod kątem przebiegu koryta Wisły i układu łach. Dokonano podziału łach na fragmenty wynurzone i zanurzone. Dzięki temu określono stan dynamiczny łach i prądów rzecznych dla okresów, w których były wykonane zdjęcia lotnicze. Metodą kolejnych porównań sytuacji koryta określono tempo i kierunki rozwoju makroskalowych zmian zarówno koryta, jak i nowo powstałej równiny zalewowej Wisły.

W celu poznania współczesnych procesów zachodzących w korycie rzeki, wykorzystano przekroje poprzeczne i podłużne koryta wykonane echosondą przez „Hydroprojekt” we Włocławku i częściowo przez ODGW w Toruniu. Przekroje te naniesiono na ryciny zbiorcze, zachowując zasadę odniesienia ich do tej samej rzędnej – do średniego wieloletniego stanu wody, dzięki czemu materiały te stały się porównywalne. Jednocześnie zaistniała możliwość przedstawienia ilościowej oceny zmian koryta przez zastosowanie metody planimetrycznej. Metodą tą obliczono bądź powierzchnie przekrojów poprzecznych koryta, bądź tylko różnice pomiędzy kolejnymi przekrojami. W obydwu przypadkach otrzymano wielkość erozji lub akumulacji w danym przekroju. Wyniki te były jednak zadowalające tylko w strefie erozyjnej poniżej stopnia wodnego Włocławek, a więc na odcinku o jednokierunkowym – erozyjnym rozwoju procesów korytowych. Dla tego bowiem odcinka wystarczyło wykonać pomiary przekrojów poprzecznych koryta odległych od siebie co 2–3 km, aby uzyskać efekt erozji wgłębnej (Babiński 1982). W przypadku odcinków koryta o tendencjach erozyjno-akumulacyjnych, charakterystycznych dla koryta roztokowego lub prostoliniowego (uregulowanego), tak rzadkie przekroje poprzeczne nie przedstawiały rzeczywistych zmian koryta. Tu bowiem można było przypadkowo wykonać przekroje poprzeczne bądź tylko w samych płosach (oznaczałoby to fazę erozyjną), bądź w miejscach występowania łach czy przejść międzypłosowych (faza akumulacyjna). Dlatego – na bazie wieloletnich badań terenowych – przyjęto, że do prawidłowego określania tempa erozji czy akumulacji w korycie, należy wykonywać przekroje poprzeczne w odległości od siebie nie większej niż 1/2 szerokości koryta i to na odcinku nie krótszym niż 3 długości mezoform typu łach lub płos, a więc na odcinku ponad 3 km.

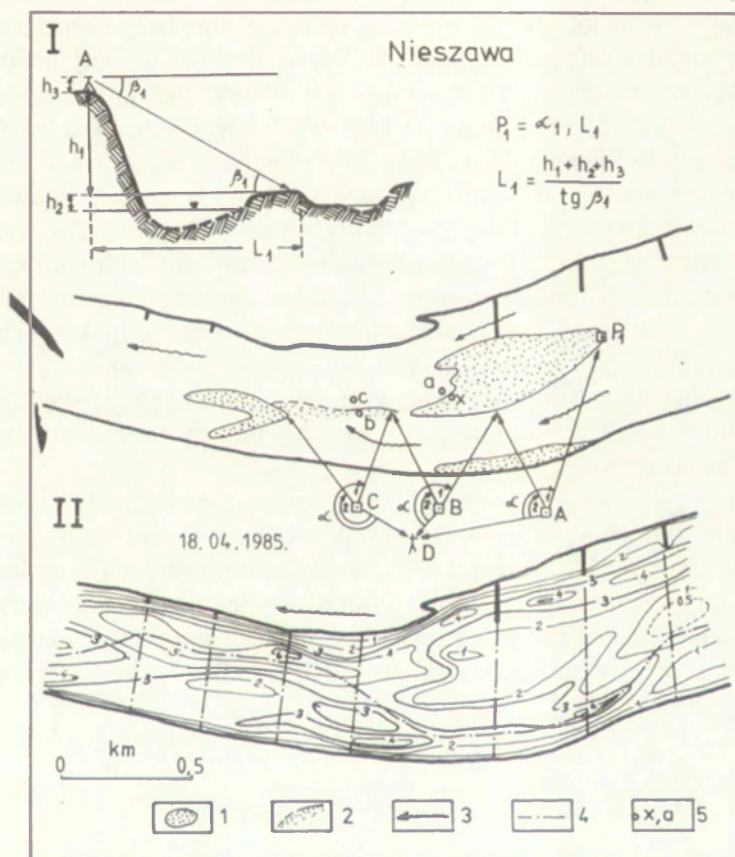
W przeważającej części przekroje poprzeczne znalazły swą interpretację w formie planów batymetrycznych dna koryta, wykonanych na podkładzie map w skali 1 : 10000. Było to jednak możliwe do wykonania tylko dla tych odcinków, które miały odpowiednią, wyżej opisaną, gęstość przekrojów poprzecznych. Wykorzystując dane z sondażu koryta Wisły pod Toruniem z 1818 r., wykonano plan głębokościowy rzeki, być może pierwszy dla tak odległego czasu.

Uznając plany batymetryczne za podstawowy i najbardziej wiarygodny materiał do określania procesów korytowych, dokonano ich dalszej obróbki metodą planimetryczną. Splanimetrowano powierzchnie pomiędzy poszczególnymi izobatami o wartości 1 m, w sposób całościowy dla każdego odcinka, bądź w układzie połowicznym koryta. W drugim przypadku przeprowadzono geometryczny podział 0,5-kilometrowych odcinków koryta na połowy. Otrzymane dane planimetryczne posłużyły następnie do wykreślenia krzywych batygraficznych koryta Wisły i określenia między innymi średnich głębokości koryta (h_a). Umożliwiły więc dokonanie schematycznej interpretacji koryta, generalnie zaś pozwoliły na statystyczne ujęcie podstawowych danych morfometrycznych koryta.

Ponadto w pracy wykorzystano profile podłużne dna koryta, wykonane echosondą przez ODGW w Toruniu dla strefy szlaku żeglownego (ryc. 3 – II). Na ich podstawie określono wysokość łach i głębokość płos w odniesieniu do

kilometrażu rzeki i ustalonego, średniego wieloletniego stanu wody. Materiały te, w powiązaniu z pomiarami geodezyjnymi łach, stały się podstawą do przeprowadzenia charakterystyki dynamicznej łach i transportu rumowiska wlezonego. Za ich bowiem pośrednictwem obliczono tempo przemieszczania się łach (w formie wektorów i powierzchni), jak również miąższość warstwy aluwioów biorących udział w procesie korytowym. To z kolei dało możliwość określenia ilości materiału wlezonego w formie łach (Babiński 1987).

Poziomem odniesienia do wszelkich obliczeń charakterystyk morfometrycznych koryta Wisły był, jak już wspomniano, średni wieloletni stan wody. Do 1968 r., a więc do zakończenia budowy stopnia wodnego Włocławek, wszystkie dane wodowskazowe z punktów pomiarowych od Wyszogrodu do Chełmna



Ryc. 3. Schemat pomiarów geodezyjnych łach i poboru próbek osadów dennych koryta (I) na tle batymetrii (II) odcinka szczegółowej analizy pod Nieszawą

1 – wynurzone fragmenty łach, 2 – zanurzone fragmenty łach, 3 – główne kierunki płynięcia prądów rzecznych, 4 – przekroje poprzeczne i podłużne wykonane echosondą, 5 – miejsca poboru próbek osadów dennych koryta (przykład)

The scheme of the geodesic measurements method of bars and places of sand-sample levy from the channel bottom (I) on the background of bathymetrie (II) of the Vistula channel near Nieszawa

1 – emerged bar parts, 2 – submerged bar parts, 3 – main channel currents, 4 – cross-sections and longitudinal profiles, 5 – the places of sand-sample levy (examples)

przyjęto bez zastrzeżeń z Roczników Hydrologicznych IMGW. Późniejsze dane, dotyczące głównie wodowskazu Włocławek i punktów pomiarowych usytuowanych w dół rzeki, zostały obarczone błędem wynikającym ze szczytowo-interwencyjnej pracy elektrowni oraz postępującym procesem pogłębiania się dna koryta poniżej zbiornika (Babiński 1982). Dlatego wszelkie dane hydrologiczne i wielkości im pochodne morfometryczne koryta Wisły na odcinku erozyjnym związane z wodowskazem Włocławek odniesiono do stanów wody w Chełmnie na drodze ustaleń związków obydwu wodowskazów. Dane te, pochodzące z IMGW, a od 1983 r. z ODGW w Toruniu, określono symbolem H_Q . Tego typu przeliczenia stanów wody umożliwiły określenie rzeczywistych przepływów rzeki i jej energii w szybko zmieniającym się przekroju wodowskazowym Włocławek. Ponadto wykorzystano codzienne pomiary przepływów Wisły notowane na stopniu wodnym we Włocławku. Otrzymane wartości odniesiono bezpośrednio do analizowanego odcinka powyżej stopnia (do Waszogrodu) i poniżej do początku koryta uregulowanego (ryc. 2). Natomiast dla odcinka uregulowanego uwzględniono przeciętną 7,5% poprawkę na dopływy Wisły, traktowaną jako średnią wartość między profilem w Toruniu (+4%) i Świeciem (+11%).

W celu określenia hydromorfologicznych współzależności procesu korytowego dokonano analizy statystycznej danych morfometrycznych koryta z elementami hydrologicznymi. Określono proste regresji dla tych charakterystyk oraz współczynniki korelacji liniowej r ; zdając sobie sprawę z tego, że część z nich wchodzi ze sobą w funkcje krzywoliniowe. Zrezygnowano jednak z tych funkcji głównie ze względu na możliwość łatwiejszego ich porównywania. Zastosowano wobec nich natomiast (np. wobec krzywych batygraficznych) pewne uproszczenia, w celu uniknięcia błędów interpretacyjnych. Polegały one m.in. na opuszczeniu wartości skrajnych.

Stosowanie w pracy różnych metod badawczych, typowych dla badań hydrologicznych i geomorfologicznych, ma na celu rozwiązanie problemu zmian koryta dolnej Wisły z punktu widzenia tych nauk z jednoczesną ich weryfikacją. To dwojake podejście świadczy zarazem o interdyscyplinarnym charakterze analizowanego zagadnienia, które w przypadku badaczy radzieckich przychyliła się bardziej ku hydrologii niż geomorfologii – i na odwrót, jak to widzą uczeni angloamerykańscy.

3. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA DOLNEJ WISŁY

3.1. WARUNKI GEOMORFOLOGICZNE I GEOLOGICZNE

Dolina dolnej Wisły, na którą składa się kompleks teras rzecznych, równina zalewowa i koryto, odznacza się generalnie kotlinowo-przewężeniowym zarysem. Na analizowanym odcinku znajduje się 6 rozszerzeń – kotlin (Warszawska, Płocka, Toruńska, Unisławska, Świecka i Grudziądzka) oddzielonych przewężeniami (ryc. 4). Z morfometrycznego punktu widzenia pomiędzy wymienionymi kotlinami istnieje wyraźna granica, jaką stanowi przełom Wisły pod Fordonem. Pierwsze trzy kotliny, obejmujące fragment pradoliny, mają znacznie większe rozmiary – ich długość waha się od 50 do 100 km, a szerokość od 20 do 25 km (Wiśniewski 1987). Kotliny na północ od Fordonu mają charakter zakolowy i osiągają długość 18–20 km przy szerokości 5–9 km. Poszczególne kotliny oddzielone są przewężeniami (przełomami) o szerokości 3–5 km.

Naprzemianległy układ kotlin i przewężeń doliny dolnej Wisły, uwarunkowany głównie działalnością ostatniego lądolodu i budową geologiczną, ma swe odzwierciedlenie także w zarysie równiny zalewowej. Poziom zalewowy w formie ciągłej, jedno- lub dwustronnej, występuje w obrębie wszystkich wymienionych kotlin, oprócz zachodniej części kotliny Płockiej (ryc. 4). Jego słaby rozwój bądź całkowity brak w tej części kotliny wynika, być może, z jednokierunkowego, ograniczonego warunkami geologicznymi, rozwoju procesów korytowych Wisły w okresie holocenu. Taki kierunek rozwoju Wisły na tym terenie potwierdzają między innymi badania E. Wiśniewskiego (1987) w okolicy Wyszogrodu.

Szerokość równiny zalewowej na analizowanym odcinku Wisły wynosi od kilkuset metrów do 4 km, najczęściej około 2 km (ryc. 4). Spadek podłużny powierzchni równiny zalewowej generalnie nawiązuje do spadku zwierciadła wody Wisły i zawiera się w granicach $0,17-0,20\text{‰}$. Jej powierzchnia wznosi się ponad średni stan wody Wisły w obrębie:

- Kotliny Warszawskiej – 2–3 m (Biernacki 1975),
- Kotliny Płocka – 3–4 m (Tomczak 1982),
- Kotliny Toruńskiej – 2–3 m (Tomczak 1987),
- Kotliny Unisławskiej – 3–4 m (Niewiarowski 1987),
- Kotliny Świeckiej – 2–3 m (Drozdowski 1987),
- Kotliny Grudziądzkiej – 3–4 m (Drozdowski 1987).

Nowym elementem krajobrazu równiny zalewowej są wały przeciwpowodziowe.

Pojawiły się one na badanym terenie w II połowie XIX w. jako jeden z elementów regulacji Wisły. Wały przeciwpowodziowe z jednej strony ochraniają tereny pozawałowe, z drugiej zaś potęgują falę powodziową. Wzmożenie działalności wód powodziowych wynika ze zmniejszenia szerokości poziomu zalewowego do około 600 m średnio na odcinku warszawskim i około 1125 m na odcinku dolnej Wisły poniżej Płocka (*Monografia...*, 1985). Wały przeciwpowodziowe przyczyniają się także do zróżnicowania procesów korytowych, wynikającego ze zmiennej szerokości trasy regulacyjnej wynoszącej od 600 do 2250 m (Babiński 1990).

Dno doliny zajmuje współczesne koryto Wisły. Ze względu na zróżnicowanie procesu działalności gospodarczej człowieka można w nim wyróżnić 4 główne odcinki (ryc. 2, 4):

a) nie uregulowany o charakterze roztokowym powyżej zbiornika „Włocławek”,

b) Zbiornik Włocławski,

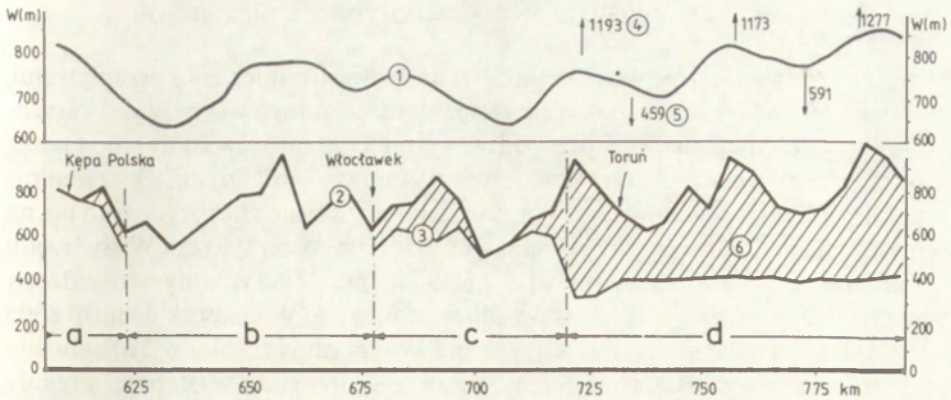
c) w stadium regulacji – poniżej stopnia wodnego do ujścia rzeki Tążyny.

d) uregulowany pod koniec XIX w. – poniżej ujścia Tążyny.

Odcinki a i c są charakterystyczne dla typu rzeki roztokowej, częściowo anastomozującej (a), o szerokości koryta od 0,4 do 1,8 km – przeciętnie 0,6–0,8 km, z dużą ilością łach centralnych i bocznych oraz kęp (ryc. 4G, fot. 1, 2). Należy jednak zaznaczyć, że górna część odcinka c, na skutek wybudowania stopnia wodnego „Włocławek” w ostatnich latach przekształciła się w typ koryta o tzw. wymuszonej erozji (Babiński 1982, 1986 – por. rozdz. 4.2.2). Odcinek b jest z kolei typowy dla obszarów zbiornikowych, ze złagodzonego spadkiem zwierciadła wody do 0,05‰ oraz procesem sedimentacji rumowiska wlezonego w górnej czaszy zbiornika (Banach 1985). Odcinek d, typowy dla rzeki prostoliniowej lub o ograniczonym przez ostrogi meandrowaniu, charakteryzuje naprzemianległy układ łach skośnych i płos, których przegłębienia mogą dochodzić do 15 m w stosunku do powierzchni równiny zalewowej (Babiński 1985).

Podobnie jak w przypadku morfometrii doliny lub równiny zalewowej, również w korycie przed regulacją występował naprzemianległy układ rozszerzeń i przewężeń. Według analizy autora, polegającej na określeniu średniej szerokości koryta dla odcinków o długości 5 km, co około 35 km biegu rzeki można stwierdzić wyraźnie cykliczne przewężenia koryta o szerokości 0,4–0,6 km, oddzielające „kotliny” o szerokości 1,2–1,3 km (ryc. 5). Najprawdopodobniej cykliczność tę należy wiązać z erozyjno-agradacyjnym charakterem procesu korytowego rzeki.

Budowę geologiczną doliny Wisły przedstawiono schematycznie na rycinie 4 B-E. Generalnie, dolina jest wcięta w utwory trzeciorzędowe reprezentowane przez ility pliocenские bądź piaski miocenские o różnym składzie mechanicznym. Sporadycznie ma bezpośredni kontakt z formacją starszą: jurajską lub kredową (ryc. 4 D). Niekiedy jej dno jest wyścielone gliną morenową, całe zaś dno doliny jest wypełnione czwartorzędowymi utworami piaszczystymi, przewarstwionymi żwirami i głazikami (ryc. 4 B–E), o generalnej tendencji malejącej składu



Ryc. 5. Szerokość koryta Wisły (W) w profilu podłużnym na odcinku od Kępy Polskiej do Świecia z podziałem na odcinki o różnym stopniu rozwoju koryta (a–d)

1 – przed regulacją, uśredniona do odcinków o długości 5 km (krzywa wyrównana); 2 – przed regulacją wraz z kępami, średnia dla odcinków o długości 1 km; 3 – po regulacji wykonanej pod koniec XIX w.; 4 – maksymalna i 5 – minimalna szerokość koryta przed regulacją; 6 – nowy poziom zalewowy powstały w wyniku prac regulacyjnych

The width of Vistula channel (W) in longitudinal profile from Kępa Polska to Świecie with it's partition on reaches of different channel development (a–d)

1 – before the regulation (the equalize curve for 5 km long reaches of channel). 2 – before the regulation with islands (mean for 1 km long reaches), 3 – after the regulation in XIXth century, 4 – maximum and 5 – minimum width of channel before the regulation, 6 – newly formed flood plain

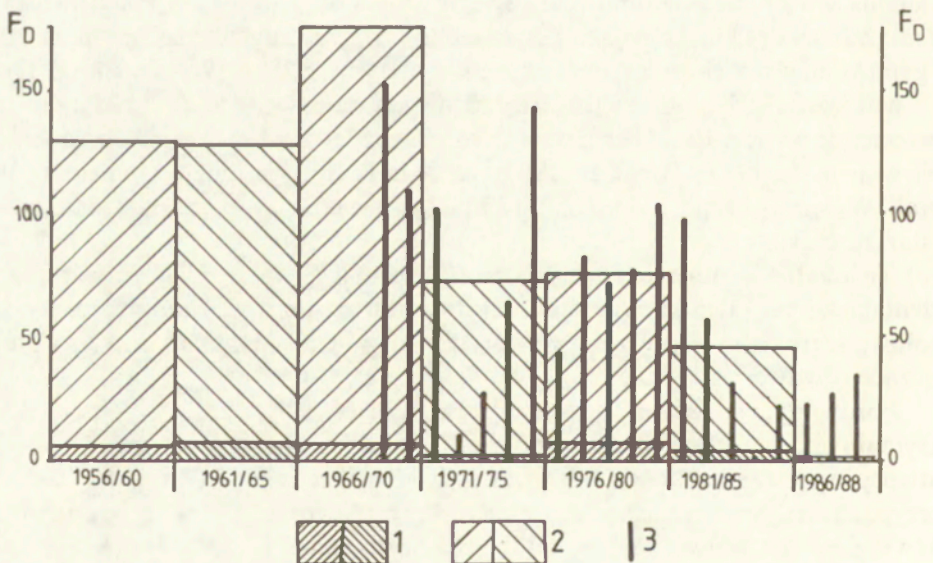
mechanicznego ku powierzchni. Ta ogólna sekwencja sedymentacyjna jest zakłócona w obrębie poziomu zalewowego. Pokrywa go bowiem mada rzeczna o miąższości do 3 m, istniejące zaś na jej powierzchni zagłębienia wypełnia torf i gytia o miąższości do 3,8 m (Tomczak 1987), czy 4,25 m (Wiśniewski 1987).

Miąższość serii utworów czwartorzędowych waha się od kilku do 25 metrów, przeciętnie wynosi 10–11 m (ryc. 4 B–E) (Drozdowski 1982; Wiśniewski 1982; Niewiarowski 1987; Tomczak 1987). Są jednak miejsca, gdzie tych utworów brak. Wówczas bezpośrednio na powierzchni występują utwory trzeciorzędowe i starsze, często przykryte brukiem morenowym (np. w rejonie Płocka, Włocławka). Te lokalne i trudne do rozmycia progi, często nazywane „rafami”, rozprzestrzeniają się na odcinkach o długości do kilkaset metrów, zajmując niekiedy połowę szerokości współczesnego koryta (Ingarden 1921); rzadko są to formy łączące obydwaj jego brzegi.

Porównując miąższości utworów czwartorzędowych dna doliny Wisły z maksymalnymi przegłębieniami współczesnego koryta (do 15 m) należy uznać utwory wypełniające łóżisko główne za aluwia rzeczne. Tylko w niektórych przypadkach, w miejscach obniżen stropu trzeciorzędu, mogą to być utwory fluwioglacjalne. Aluwia rzeczne, budujące koryto dolnej Wisły, a reprezentowane przez dynamiczne formy typu łach, składają się z utworów piaszczystych o średniej średnicy ziarn w granicach od 0,37 do 0,57 mm (rozd. 5). Poza łachami, w przegłębieniach i plosach, skład mechaniczny utworów jest bardziej zróżnicowany, mogą tu bowiem występować zarówno mułki ilaste, jak i głazy (*in situ*). Najczęściej jednak zalegają tu utwory piaszczyste o różnej granulacji ziarn.

3.2. WYBRANE ELEMENTY REŻIMU HYDROLOGICZNEGO

Stany wody dolnej Wisły są kształtowane w głównej mierze jej przepływami, sporadycznie jednak ich wahania są uzależnione od zatorów śryżowych i śryżowo-lodowych (Grześ 1985). W przypadku wystąpienia zatorów stany wody nie są funkcją przepływu. Dlatego wiązanie ich z zimowo-wiosennymi, ekstremalnie wysokimi falami wezbraniowymi – notowanymi w czasach historycznych np. na murach miasta Torunia czy Włocławka, dużych przepływów Wisły rzędu $11 \text{ mln m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (tzw. woda 0,1%) – jest błędne. Maksymalny stwierdzony w marcu 1924 r. przepływ Wisły w profilu wodowskazu Włocławek wynosił $8305 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; odpowiadał mu stan wody 838 cm. W tym samym roku w Toruniu fala wezbraniowa osiągnęła stan 916 cm. Wysokie stany wody występują z reguły w marcu lub kwietniu, rzadziej w lipcu lub sierpniu. Pierwsze z nich są związane z wczesnowiosennym spływem wód roztopowych, potęgowanym często pochodem śryżu i kry lodowej. Drugie zaś, najczęściej krótkotrwałe, są wynikiem letnich opadów rozlewnych. W obydwu przypadkach tworzą się fale wezbraniowe o wysokości względnej 3–5 m, maksymalnie do 6 m (Babiński 1982, s. 21), przemieszczające się z prędkością 3,0–3,5 km na godzinę (Cyberski 1982). Fale wezbraniowe wkraczające na powierzchnię równiny zalewowej w ciągu ostatnich 30 lat trwały przeciętnie od 5 do 7 dni w roku (ryc. 6). Bywały jednak lata, np. 1962 czy 1979, że okres zalewu wydłużał się do 15 dni i to z podziałem na powódź wiosenną i letnią. Wpływom fal wezbraniowych nie podlega obecnie odcinek



Ryc. 6. Liczba dni (F_D) z zalewem równiny zalewowej (1) i nowego poziomu zalewowego powstałego poniżej stopnia wodnego Włocławek (2)

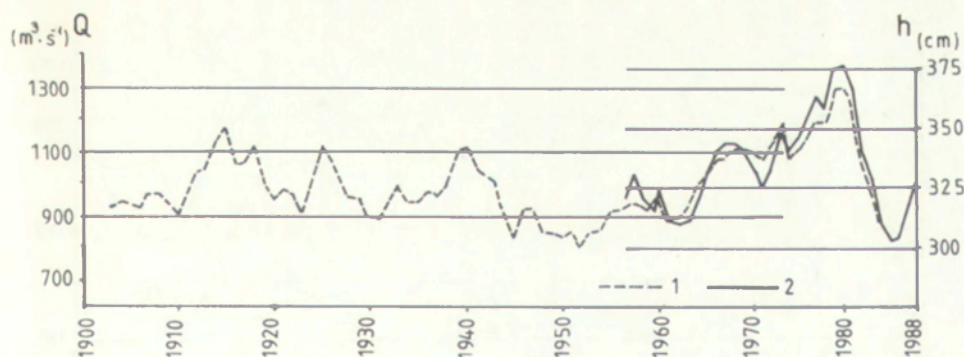
1, 2 – wartość średnia wieloletnia, 3 – liczba dni z zalewem w roku hydrologicznym

The number of days (F_D) with submerged „old” flood plain (1) and newly formed flood plain downstream from the Włocławek dam (2)

intensywnej erozji wgłębnej poniżej stopnia „Włocławek” (rozdz. 4.2.2). Na tym odcinku bowiem problem fal wezbraniowych może dotyczyć głównie powierzchni nowej równiny zalewowej (ryc. 6).

Najniższe stany wody na dolnej Wiśle występują przede wszystkim na przelomie jesieni i zimy, rzadziej latem (Babiński 1986). Podczas trwania niżówek przepływy dolnej Wisły osiągają wartość poniżej $300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Minimalny przepływ notowany w latach 1951 – 1975, który wystąpił w grudniu, wynosił w Toruniu $234 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Cyberski 1982, tab. 3), natomiast we Włocławku 13 I 1933 r. tylko $141 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Głazik 1978, s. 55). Tym najmniejszym przepływom, np. w Toruniu, odpowiadają stany wody poniżej 200 cm.

Z porównania wartości ekstremalnych stanów wody wynika, że amplituda położenia zwierciadła wody dolnej Wisły, na przykładzie profilu w Toruniu, może przekraczać 7 m. Te ekstremalne wartości występują najczęściej w tym samym roku hydrologicznym (Babiński 1986, tab. 1). Można by więc przypuszczać, że przepływy Wisły w przebiegu wieloletnim są w miarę wyrównane. Tymczasem, jak wykazała analiza stanów (przepływów) wody Wisły w profilu wodowskazu Toruń (ryc. 7), w latach 1901 – 1988 zarysowała się wyraźna ich cykliczność krótko- i długookresowa. J. Cyberski (1982, s. 115) wymienia dla Torunia cykle o czasie trwania: 3,5; 5,5; 6,5; 13,5; 25,0; 57 lat. Niewątpliwie w tym okresie można mówić o trzech okresach wilgotnych, znaczonych uśrednionymi kulminacjami w latach 1915, 1940 i 1980, przedzielonych niżówkami w latach 1910, 1930, 1952 i 1986 (ryc. 7). Wilgotnym okresom odpowiadały średnie roczne przepływy Wisły w Toruniu w granicach $1300\text{--}1450 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (np. lata 1975, 1980, 1981), okresom zaś suchym – przepływy rzędu $610\text{--}800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (np. 1984, 1986 rok). Przeciętny roczny przepływ Wisły w profilu wodowskazu Toruń dla ostatnich 18 lat wynosił $1052 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Średni roczny przepływ Wisły za okres 1971 – 1981 był natomiast, w stosunku do profilu hydrometrycznego Toruń, mniejszy o około $51 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ na początku analizowanego odcinka w Kępie



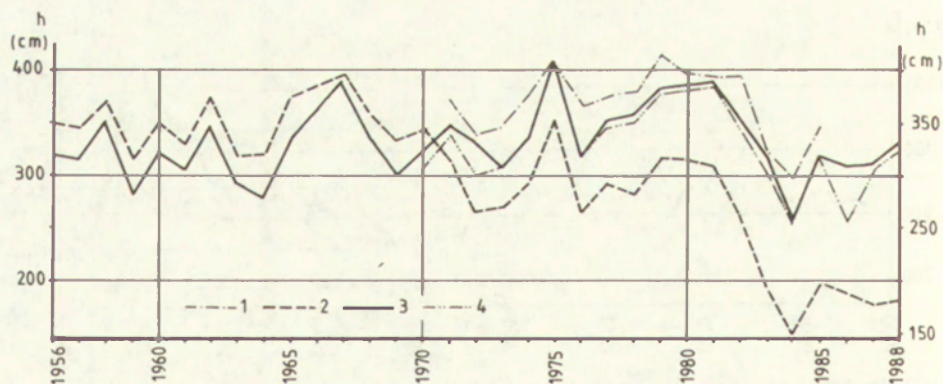
Ryc. 7. Przebieg średnich wyrównanych tzw. przesuwanych 5-letnich przepływów Q (1) i stanów wody h (2) Wisły w przekroju hydrometrycznym Toruń w okresie 1901 – 1988. Przepływy do 1973 r. według J. Cyberskiego (1982, ryc. 4)

Mean-equalize (for 5 years) discharges – Q (1) and water levels – h (2) of Vistula river in hydrometrical profile in Toruń for period 1901 – 1988. The discharges to 1973 after J. Cyberski (1982, fig. 4)

Polskiej i większy o około $122 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ na jego końcu w punkcie pomiarowym w Tczewie (ok. 100 km poniżej Chełmna). Z tego wynika, że na całym analizowanym odcinku od Wyszogrodu do Chełmna przeciętny przybór wód Wisły wynosi około $173 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Reżim hydrologiczny Wisły, w formie średnich rocznych stanów wody za okres 1956–1988, dla odcinka reprezentowanego przez punkty pomiarowe: Wyszogród, Włocławek, Toruń i Chełmno, przedstawia rycina 8. Analiza statystyczna tych danych w odniesieniu do punktu pomiarowego Chełmno wykazała ściśle ich związki wodowskazowe (współczynniki korelacji $r = 0,93$ i $0,95$), z wyjątkiem stacji pomiarowej Włocławek ($r = 0,84$) i to głównie od momentu powstania zbiornika. Tu bowiem proces erozji wgłębnej powodował ustawiczne obniżanie się dna koryta, a zatem i stanów wody (rozdz. 4.2.2; ryc. 23). Jest to także związane z przypadkowością pomiarów stanów wody w cyklu szczytowo-interwencyjnej pracy elektrowni (Babiński 1982).

Mając na względzie prawie funkcyjny związek wodowskazów Wyszogród, Toruń i Chełmno, każdy z nich może w pełni charakteryzować reżim hydrologiczny dolnej Wisły, nie zakłócany gospodarczą działalnością człowieka. Niemniej jednak do analizy hydrologicznej wpływu zbiornika wodnego Włocławek na procesy erozyjne wykorzystano dane z punktu pomiarowego Chełmno, ponieważ dopiero tam nie obserwuje się już dobowych wahań stanów wody powodowanych pracą elektrowni (Machalewski i inni 1974). Niewykorzystanie do tych celów danych z Wyszogrodu wynika m.in. z wpływu procesu parowania z powierzchni zbiornika włocławskiego na przepływy dolnej Wisły. Tak więc, ograniczając się głównie do przebiegu stanów wody w punkcie wodowskazowym Chełmno (dla lat hydrologicznych 1956–1970 – Toruń), można stwierdzić, że w okresie od 1956 do 1988 r. zaznaczyło się (przeciętnie co 4–6 lat) 6 kulminacji okresów wilgotnych przedzielonych niżówkami (ryc. 8). W okresie lat wilgotnych wartość średnich rocznych stanów wody dochodziła do 400 cm, podczas lat



Ryc. 8. Przebieg średnich rocznych stanów wody Wisły h w przekrojach hydrometrycznych Wyszogród (1), Włocławek (2), Toruń (3) i Chełmno (4) w okresie 1956–1988

Mean annual water level of Vistula river – h in hydrometrical profiles: Wyszogród (1), Włocławek (2), Toruń (3) and Chełmno (4) for period 1956–1988

suchych zaś wahała się w pobliżu 300 cm. Od tego zmiennego co 4–6 lat cyklu procesów wilgotnych i suchych odbiega ostatnie z sześciu analizowanych lat hydrologicznych (ryc. 7 i 8). Wówczas bowiem wystąpiła głęboka niżówka na Wiśle, niemal pozbawiona stanów wezbraniowych, powodziowych (przeciętnie 1 dzień w ciągu roku z zalewem równiny zalewowej). Z tych względów przeprowadzona w rozdziale 6 analiza dynamiki mezoform korytowych, a następnie próba oceny ruchu rumowiska wleczonego (rozd. 8), jest niepełna, ograniczona głównie do stanów (przepływów) niskich i średnich.

4. ZMIANY KORYTA WISŁY W HOLOCENIE

Decydujący wpływ na zmiany koryta Wisły w okresie holocenu wywarł klimat. Wraz z jego wahaniami następowały zmiany reżimu hydrologicznego rzeki, które z kolei przyczyniały się do przekształceń koryta. W ostatnim trzechsetleciu (Falkowski 1967), a tym bardziej w ciągu minionego wieku, głównym czynnikiem w kształtowaniu koryta jest gospodarcza działalność człowieka. Na analizowanym odcinku działalność człowieka jest reprezentowana przede wszystkim przez prace regulacyjne koryta oraz budowę pierwszego z 8 zaplanowanych stopni wodnych kaskady dolnej Wisły we Włocławku. Czynniki niehydrologiczne, takie jak budowa geologiczna, neotektonika czy bezpośredni wpływ roślinności, w przypadku tak wielkiej rzeki, jaką jest Wisła, są mało znaczące, najwyżej modyfikujące główny proces. W związku z tym, problem zmiany koryta dolnej Wisły scharakteryzowano w odniesieniu do dwóch najważniejszych czynników: naturalnego, jakim jest klimat (reżim hydrologiczny), oraz działalności człowieka. Granicę wiekową pomiędzy tymi dwoma czynnikami wyznaczają intensywne prace regulacyjne zapoczątkowane w II połowie XIX w.

4.1. ROZWÓJ KORYTA WISŁY W WARUNKACH NATURALNYCH

Równina zalewowa wraz z korytem, jak się powszechnie przyjmuje, odzwierciedla trój etapowy charakter rozwoju dna doliny Wisły w okresie holocenu: od rzeki roztokowej, poprzez meandrującą, do ponownie roztokowej w ostatnich wiekach (Falkowski 1967, 1982, Mycielska-Dowgiałło 1972, 1977). Podobny kierunek rozwoju rzek stwierdzili między innymi S. Kozarski i K. Rotnicki (1978) w dorzeczu Odry, W. Florek (1982) na rzece Bóbr, A. Szumański (1982) na rzece San czy L. Andrzejewski (1984) na Zgłowiączce. Dzięki takiemu rozwojowi procesów korytowych w okresie holocenu, powierzchnia współczesnej równiny zalewowej górnej i środkowej Wisły odznacza się licznymi śladami (formami erozyjnymi) paleokoryt o charakterze koryt roztokowych w strefie przykrawędziowej wyższych poziomów terasowych i w bezpośrednim sąsiedztwie z korytem Wisły oraz kilkoma generacjami koryt rzeki meandrującej w strefie centralnej (m.in. Mycielska-Dowgiałło 1972, 1977).

Ten powszechnie uznawany kierunek rozwoju den dolin rzecznych nie odnosi się jednak do dolnej Wisły. Jak wykazały badania, między innymi A. Tomczak (1982) w Kotlinie Toruńskiej i W. Niewiarowski (1987) w Kot-

linie Unisławskiej, dno doliny dolnej Wisły nie zawiera śladów przemawiających za typem rzeki meandrującej w holocenie. Podobnie jest w przypadku fragmentu równiny zalewowej powyżej Płocka (ryc. 4 G) i Równiny Ciechocińskiej (ryc. 4 F), gdzie powierzchnia poziomego zalewowego jest pocięta licznymi kanałami odwadniającymi wody powodziowe, nadając jej charakter typowej rzeki roztokowej. Stwierdzenie przez E. Wiśniewskiego (1976) na obszarze Równiny Ciechocińskiej kopalnych torfów o miąższości 1,3 m, na głębokości ponad 4 m, przy braku dowodów na ciągłość tej formy, także nie upoważnia, aby ten ślad po paleokorycie, uznać za fragment meandru. Meandrowy charakter koryta Wisły przyjmują jedynie E. Drozdowski i B. E. Berglund (1976) w Kotlinie Świeckiej i Grudziądzkiej, mówiąc o zachowaniu się Wisły w tym stanie od początku holocenu przez kilka tysięcy lat.

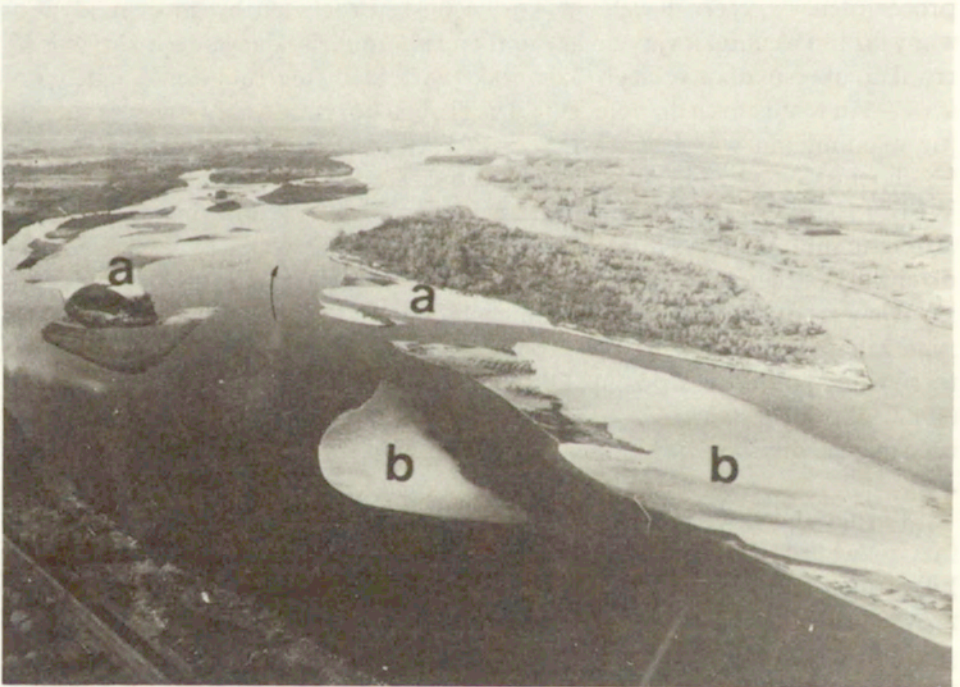
Specyficzny charakter dna doliny dolnej Wisły, różny od innych rzek w Polsce, a także Wisły górnej i środkowej, jest wynikiem nakładania się procesów erozyjno-akumulacyjnych w okresie holocenu. Wielu badaczy, między innymi E. Wiśniewski (1976), L. Starkel (1977), M. D. Baraniecka i K. Konecka-Betley (1987), W. Niewiarowski (1987), A. Tomczak (1987), twierdzi, że od późnego glacjału, a więc od poziomu terasy nadzalewowej (ryc. 4 A – E), rozpoczął się proces intensywnej erozji wgłębnej koryta Wisły. Proces ten, być może modyfikowany fazami akumulacyjnymi, asymptotycznie zmniejszający swoją aktywność, trwał do okresu atlantyckiego (Tomczak 1987). Ślady tego obniżenia o głębokości 4 – 5 m w stosunku do położenia dzisiejszego koryta zostały stwierdzone, jak już wspomniano wyżej, przez E. Wiśniewskiego (1976) na obszarze Równiny Ciechocińskiej. Od okresu atlantyckiego następowała agradacja dna doliny Wisły. Proces ten, z niewielkimi wahaniami o charakterze erozyjnym – głównie w okresie subborealnym (Starkel 1977; Baraniecka i Konecka-Betley 1987), trwa do chwili obecnej. Jak twierdzi E. Mycielska-Dowgiałło (1972, 1977), w przypadku Wisły środkowej, w ciągu ostatnich 1800 lat nastąpiła akumulacja na równinie zalewowej rzędu 6 – 7 m, tylko zaś w okresie ostatnich 300 lat powierzchnia tej równiny podniosła się o 4 m. Dla tego samego odcinka Wisły H. Maruszczak (1982) określił tę wartość na 2,5 m. A. Tomczak (1987) zaś stwierdziła podniesienie się dna koryta Kotliny Toruńskiej w okresie subatlantyckim o około 2 m.

Ten agradacyjny charakter Wisły w ostatnim okresie sprawił, że poszczególne fazy rozwoju koryta – od późnoplejstocенskiej terasy nadzalewowej, poprzez kilka (nie zawsze) poziomów równiny zalewowej – zostały niemal zatarte, zrównane. Na skutek trudności w ich określeniu (brak m.in. wyraźnych krawędzi, poziomy o niemal jednakowej wysokości) wśród badaczy istnieją pewne rozbieżności co do liczby i charakteru występowania równin zalewowych oraz teras nadzalewowych; np. R. Galon (1934) i M. Kucharski (1966) na Równinie Ciechocińskiej wyróżnili jeden poziom zalewowy i dwa nadzalewowe Ia i Ib; W. Niewiarowski (1987) w Kotlinie Unisławskiej określił dwa poziomy zalewowe B₁ i B₂ oraz jedną terasę nadzalewową A; Z. Biernacki (1975) w przypadku Wisły na odcinku przepływającym przez Warszawę wydzielił poziomy Ia – nizina zale-

wowa, Ib i Ic – powierzchnie równin zalewowych kopalnych i IIa – terasa nadzalewowa; E. Florek i inni (1987) natomiast wymieniają aż 4 różne holoceni-
skie poziomy zalewowe.

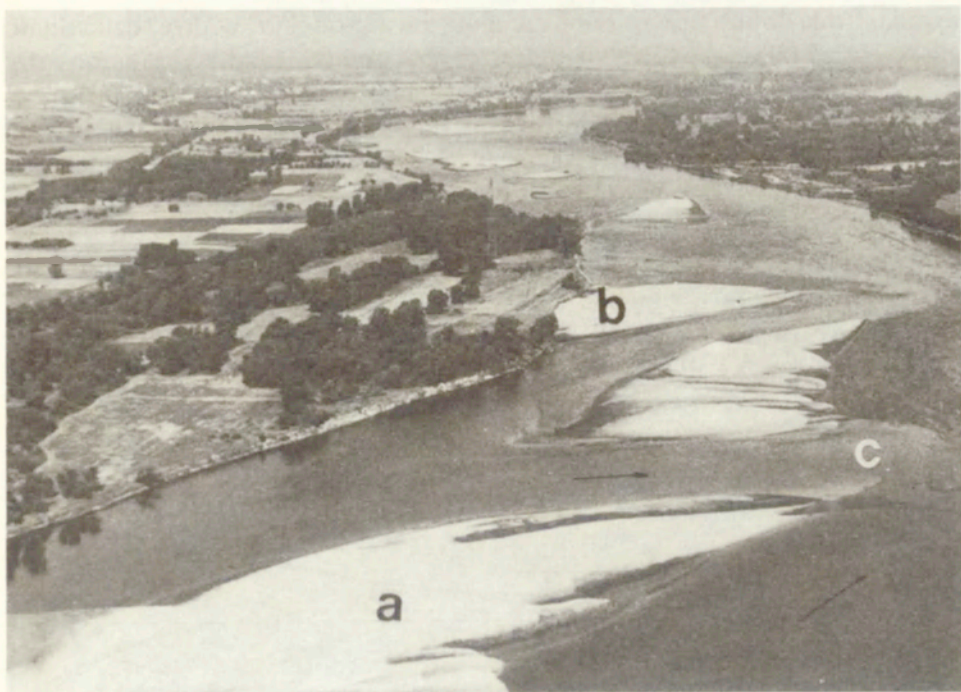
Jak już wspomniano wyżej, zarówno poziom zalewowy, jak i terasa nadzalewowa odznaczają się małym zróżnicowaniem wysokości. Wiek terasy nadzalewowej o wysokości 5–6 m w Kotlinie Warszawskiej, 6–9 m w Kotlinie Toruńskiej (Tomczak 1987) i 6–7 m w Kotlinie Unisławskiej (Niewiarowski 1987), określany analizą TL, został ustalony na późny glacjał (ryc. 4 A – E), a być może i na starszy dryas (Skompski 1969 – w odniesieniu do Kotliny Warszawskiej, Niewiarowski 1987 – w przypadku Kotliny Unisławskiej). Również wyższy poziom zalewowy, którego powierzchnia jest obniżona w stosunku do terasy nadzalewowej o około 1–2 m, zaznaczył się już na przełomie późnego glacjału (Niewiarowski 1987) i wczesnego holocenu (Florek i inni 1987) – rycina 4 A – E. Jedynie najniższe fragmenty równiny zalewowej pochodzą z holocenu (Niewiarowski 1987) lub tylko z okresu subborealnego (Baraniecka i Konecka-Betley 1987) czy subatlantyckiego (Florek i inni 1987; Starkel 1977).

Skomplikowany charakter równiny zalewowej wynika także z pocięcia jej



Fot. 1. Nie uregulowany odcinek Wisły poniżej Kępy Polskiej z licznymi kępami oraz łachami przykępowymi (a) i łachami centralnymi (b) – rzeka roztokowa, anastomozująca – podczas trwania niskich stanów wody (lipiec 1988 r.). Strzałką oznaczono kierunek płynięcia wody

Unregulated Vistula segment downstream from Kępa Polska with numerous islands and near-island bars (a) and central bars (b) – braided river, anastomosing – at the time of low water levels duration (July 1988). The arrow marks the direction of river current



Fot. 2. Nie uregulowany, o charakterze agradacyjnym (strefa akumulacyjna), odcinek Wisły poniżej stopnia wodnego Włocławek w okolicy Ciechocinka, z licznymi łachami centralnymi (a), bocznymi (b) i językowymi (c) podczas trwania niskich stanów wody (lipiec 1988 r.). Strzałką oznaczono kierunek płynięcia wody

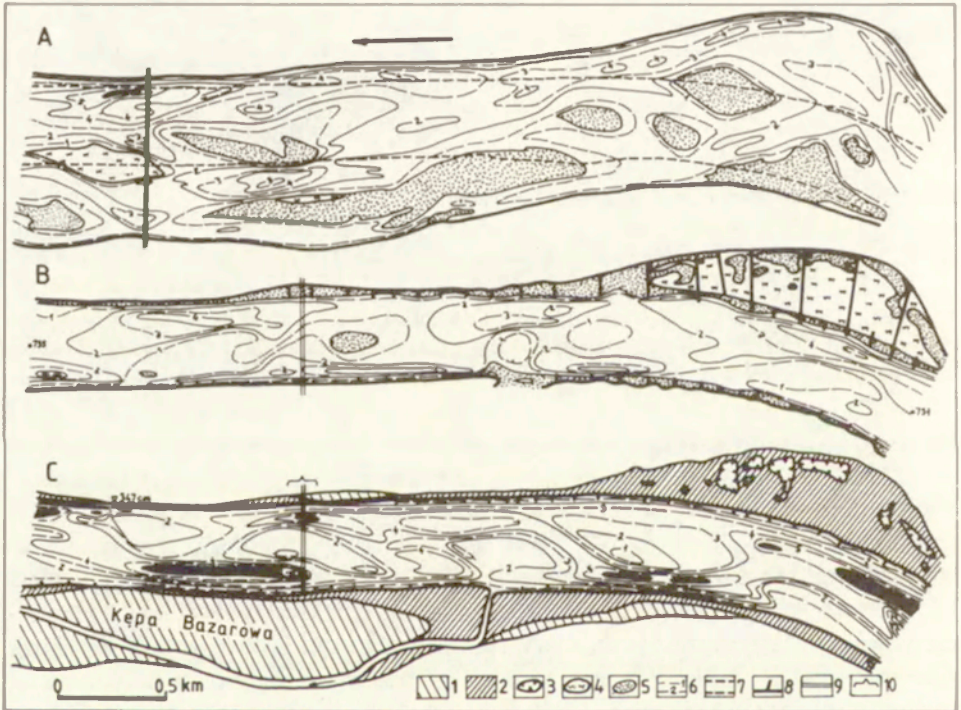
Unregulated Vistula segment downstream from the Włocławek reservoir in surroundings of Ciechocinek, of aggradational character, with numerous central bars (a), side bars (b) and linguoid bars (c) at the time of low water levels duration (July 1988). The arrow marks the direction of river current

licznymi, różnowiekowymi kanałami odprowadzającymi wody powodziowe – przykłady na rycinie 4 F i G. A. Tomczak (1987) w Kotlinie Toruńskiej wyróżnia dwie generacje koryt rzeki roztokowej – starsza, około 5500 lat BP, i młodsza, 3200–3100 lat BP. Fakt ten w dużym przybliżeniu (nieznacznie większa rozpiętość wiekowa) potwierdzają również wyniki datowania ^{14}C z Kotliny Warszawskiej, Unisławskiej i Świecko-Grudziądzkiej (ryc. 4 A – E). Generalnie wskazywałoby to na dwufazowy rozwój tych form erozyjnych na równinie zalewowej w holocenie. Proces ten został zahamowany w okresie tworzenia się torfów, a następnie przykrycia ich falcją powodziową. Zgodnie z otrzymanymi datami ^{14}C stropu torfów wypełniających te kanały (ryc. 4 B – E) nastąpił on około 2000 lat BP. W. Niewiarowski (1987) uważa, że wody powodziowe wyższy poziom zalewowy w Kotlinie Unisławskiej osiągnęły już 3000–4000 lat BP, a terasę nadzalewową – 2000 lat BP. Autor ten twierdzi również, że maksymalne stany powodziowe wystąpiły na początku naszej ery. Być może pozostałościami (ślądami) po tych powodziach, jak i późniejszych zalewach, są kanały odwadniające, typowe dla rzeki roztokowej, zaznaczone na rycinie 4 F i G. Proces

agradacji dna doliny Wisły, ponownie spotęgowany od XVII w. przez działalność gospodarczą człowieka (Falkowski 1967), w ostatnim wieku został zahamowany (przynajmniej częściowo) dzięki pracom regulacyjnym (Babiński 1985).

Z tej krótkiej charakterystyki rozwoju dna doliny dolnej Wisły w holocenie wynika, że jej koryto w tym okresie nie uległo istotnym zmianom, a tym bardziej przemianom typologicznym. Opierając się na tym twierdzeniu można przyjąć, że istniejący do dnia dzisiejszego nie uregulowany odcinek między Warszawą a Płockiem (odcinek a – rycina 2) stanowi przykład koryta, które nie podlegało wyraźnym wpływom działalności człowieka. Fakt ten potwierdza duża zbieżność układów koryta przedstawionych na mapach pochodzących sprzed regulacji (patrz rycina 9 – A i 10), a zdjęciami współczesnego koryta nie uregulowanego (fot. 1 i 2).

Analizując poszczególne sytuacje koryta z okresu poprzedzającego regulację, trudno określić jednoznacznie typ koryta dolnej Wisły – można je sklasyfiko-



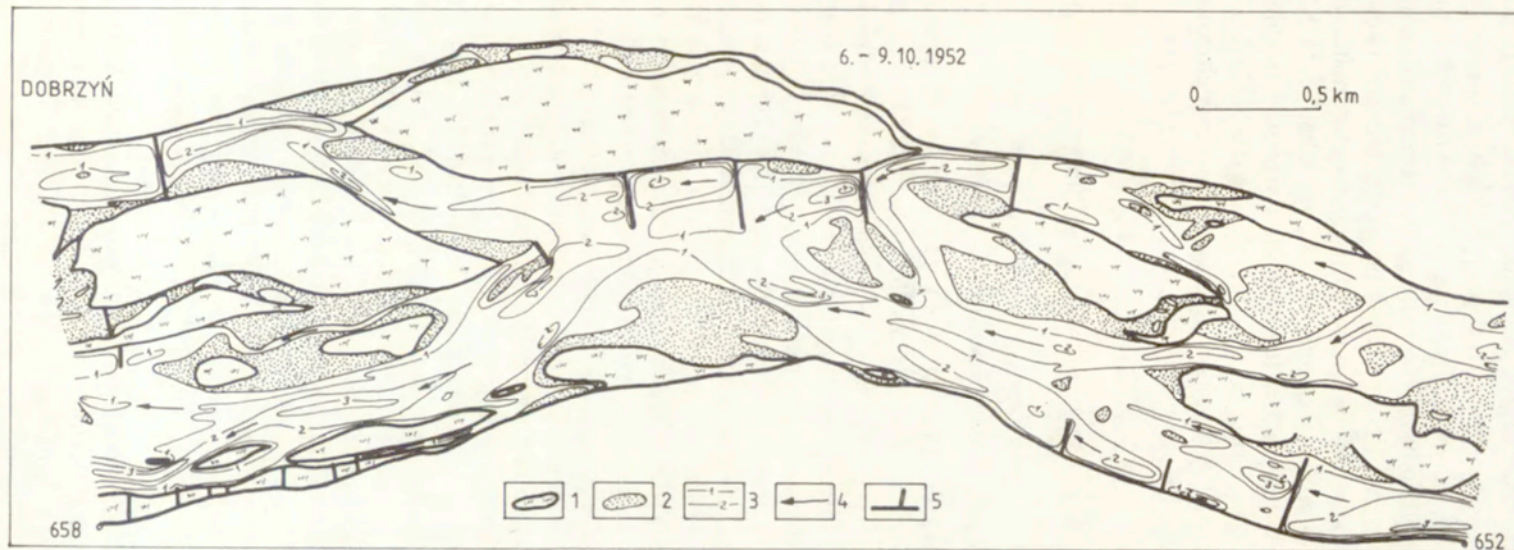
Ryc. 9. Morfologia dna koryta Wisły pod Toruniem (731–735 km): A – 06.–07. 1818 r., B – 06.–07. 1942 r., C – 06. 1988 r. przy stałym stanie wody $h = 347$ cm (Toruń)

1 – równina zalewowa sprzed regulacji, 2 – równina zalewowa powstała w wyniku regulacji, 3 – zbiorniki wodne poregulacyjne – obniżenia dekantacyjne, 4 – kępy, 5 – wynurzone fragmenty łach, 6 – izobaty, 7 – trasa regulacyjna, 8 – ostrogi, 9 – mosty, 10 – strefa szczegółowa przedstawiona na rycinie 58

Configuration of the Vistula channel bottom near Toruń (731–735 km)

A – 06.–07. 1818, B – 06.–07. 1942, C – 06. 1988, (h – in Toruń = 347 cm)

1 – flood plain before the regulation, 2 – newly formed flood plain, 3 – old channel lakes-decantative channels, 4 – islands, 5 – emerged parts of bars, 6 – isobaths, 7 – regulation zone, 8 – groynes, 9 – bridges, 10 – the zone detail presented in figure 58



Ryc. 10. Charakterystyka morfologiczna dna koryta Wisły pod Dobrzyń (652 – 658 km) przy niskim stanie wody przed okresem piętrzenia zbiornika (6. – 9. 10. 1952 r.)

1 – kępy i odsypy brzegowe, 2 – wynurzone fragmenty łach, 3 – izobaty, 4 – kierunki płynięcia prądów, 5 – ostrogi

Configuration of the Vistula channel bottom near Dobrzyń (652 – 658 km) during low water level and before reservoir creating (6. – 9. 10. 1952)

1 – islands and fixed side bars, 2 – emerged fragments of bars, 3 – isobaths, 4 – directions of river current, 5 – groynes

wać zarówno jako koryto rzeki anastomozującej (fot. 1, ryc. 10), jak i rzeki roztokowej (fot. 2, ryc. 9 – A). W obydwu przypadkach w korycie Wisły nie uregulowanej występuje duże nagromadzenie bezładnie ułożonych łach głównie centralnych, bocznych i przykępowych o wysokości powierzchni odpowiadającej średnim stanom wody (rozdz. 6). Przebiegający pomiędzy łachami i kępami nurt dzieli się tu bowiem na wiele ramion, przy czym jego maksymalna głębokość mierzona od średniego stanu wody osiąga 4,0–4,5 m, lokalnie do 5,5 m (ryc. 9 i 10). Średnia głębokość koryta dla tego odcinka wynosi natomiast około 1,6–1,7 m (ryc. 10), przy głębokości na tzw. przejściach dla żeglugi 0,7–0,8 m (Babiński 1985). W tej sytuacji, ze względu na duże trudności żeglugowe i częste powodzie typu zatorowego, nieodzowne stały się prace regulacyjne.

4.2. ROZWÓJ KORYTA WISŁY W WARUNKACH INGERENCJI CZŁOWIEKA

4.2.1. WPLYW PRAC REGULACYJNYCH NA PROCESY KORYTOWE

Prace regulacyjne koryta dolnej Wisły

Projektodawcą generalnej regulacji Wisły na odcinku od ujścia Tążyny w dół rzeki (ryc. 2) był Sewerin (Rybczyński 1935). Już w 1830 r. na podstawie analizy 27 przekrojów poprzecznych ustalili szerokość koryta średniej wody na 377 m dla odcinka ujście Drwęcy – Nogat, na 350 m zaś – od byłej granicy prusko-rosyjskiej (ujście Tążyny) do ujścia Drwęcy. Później dokonał korekty dolnego odcinka na 375 m. Regulacja tego odcinka (ryc. 2) miała polegać na budowie ostróg z faszyny ubezpieczonych kamieniami do wysokości koron 0,3–0,5 m ponad średni wieloletni stan wody, nadając nieznacznie kręty przebieg korytu średniej wody. Do prac regulacyjnych przystąpiono w 1856 r., prowadzono je jednak niesystematycznie. Dopiero na prośbę rolników pomorskich w 1879 r. podjęto intensywne prace, które w ciągu następnych 10 lat zostały ukończone. Później odcinek ten był uzupełniany ostrogami poprzez ich zagęszczenie lub też odnawianie po niszczycielskich powodziach.

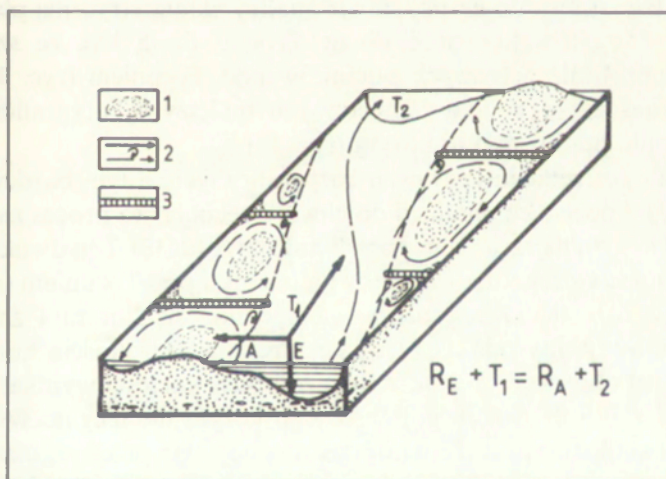
Już na początku bieżącego wieku stwierdzono, że uregulowanie odcinka Wisły nie przyniosło oczekiwanych rezultatów. Jak twierdził R. Ingarden (1921), Wisła była zbyt wyprostowana i za szeroka dla średnich, a tym bardziej dla niskich stanów wody. W czasie niżówek nurt rzeki silnie meandrował, tworząc liczne mielizny (łachy) o głębokości przejść 0,7–0,8 m (projektowano 1,67 m) oraz lokalne przegłębienia do 10 m. Twierdzono nawet, że bardzo słabo uregulowany odcinek w zaborze rosyjskim ma lepsze warunki do żeglugi podczas niżówek niż uregulowany odcinek pruski. Pewne polepszenie warunków żeglugowych uzyskano po wykonaniu w latach 1920–1921 prac renowacyjnych silnie zniszczonych ostróg. Taki stan regulacji Wisły poniżej ujścia Tążyny przetrwał do chwili obecnej.

Dla zaborcy rosyjskiego Wisła była rzeką prowincjonalną. Dlatego, mimo porozumień z rządami austriackim i pruskim i jednoczesnej regulacji, prac regulacyjnych na Wiśle na odcinku a do c nie prowadzono. Dopiero na usilne

domagania się rządu pruskiego w okresie od początku bieżącego stulecia do wybuchu I wojny światowej wykonano część budowli regulacyjnych między Nieszawą a granicą z Prusami (Ingarden 1921) – rycina 2. Głównym zadaniem tych budowli (prostopadłych i równoległych do brzegów tam) było zamknięcie, a następnie wypełnienie rumowiskiem odnóg bocznych koryta. Regulacji opartej na założeniach Kostanieckiego (Rybczyński 1935), według których szerokość Wisły miała tu być ograniczona do 300 m, nie zrealizowano. Dopiero w Polsce Ludowej, w latach pięćdziesiątych, przeprowadzono regulację, która jednak nie miała tak generalnego charakteru jak w byłym zaborze pruskim. Dlatego obecnie istnieje duże zróżnicowanie konfiguracji koryta pomiędzy obydwu tymi odcinkami (fot. 3). Należy dodać, że od końca 1968 r. ogromny wpływ na ten odcinek wywiera stopień wodny Włocławek (Babiński 1982).

Hydromorfologiczne konsekwencje regulacji dolnej Wisły

Wybudowanie ostróg o długości od kilku do kilkuset metrów, prostopadle do brzegów koryta, przyczyniło się do zmian warunków hydrodynamicznych rzeki. Nastąpiły zmiany przebiegu nurtu i prądów rzecznych (ryc. 11). W konsekwencji tej zabudowy hydrotechnicznej i związanych z nią układów prądów rzecznych, można mówić generalnie o dwóch kierunkach rozwoju procesu korytowego: erozyjnym i akumulacyjnym. Powstanie strefy erozyjnej należy wiązać ze wzrostem prędkości przepływu wody, spowodowanym koncentracją nurtu w strefie między lewo- i prawobrzeżnymi ostrogami.



Ryc. 11. Schematyczny układ prądów rzecznych oraz przebieg procesów erozyjno-akumulacyjnych na odcinku uregulowanym Wisły (faza początkowa)

1 – strefa akumulacyjna (A – akumulacja), 2 – prądy rzeczne, 3 – ostrogi, E – erozja, R – rumowisko, T – transport rumowiska
 $E > A \rightarrow T_1 < T_2$; $E < A \rightarrow T_2 < T_1$

Schematic arrangement of the river currents and the course of erosive-accumulative processes in the regulated segment of Vistula (initial phase)

1 – accumulative zone (A – accumulation), 2 – river currents, 3 – groynes, E – erosion, R – bed-load, T – bed-load transport
 $E > A \rightarrow T_1 < T_2$; $E < A \rightarrow T_2 < T_1$

Z kolei przyczyny akumulacji pomiędzy kolejnymi ostrogami należy upatrywać w załamywaniu się prądów rzecznych na główkach ostróg i osadzaniu w ich „cieniu” rumowiska wlezonego (Babiński 1985). W konsekwencji następuje spływanie obszarów leżących pomiędzy ostrogami kosztem strefy nurtu. Generalnie proces ten odbywa się zgodnie z równaniem:

$$R_E + T_1 = R_A + T_2,$$

gdzie: R_E – rumowisko wyerodowane, R_A – rumowisko zakumulowane, T_1 – ilość rumowiska transportowanego na początku analizowanego odcinka i T_2 – na jego końcu (ryc. 11).

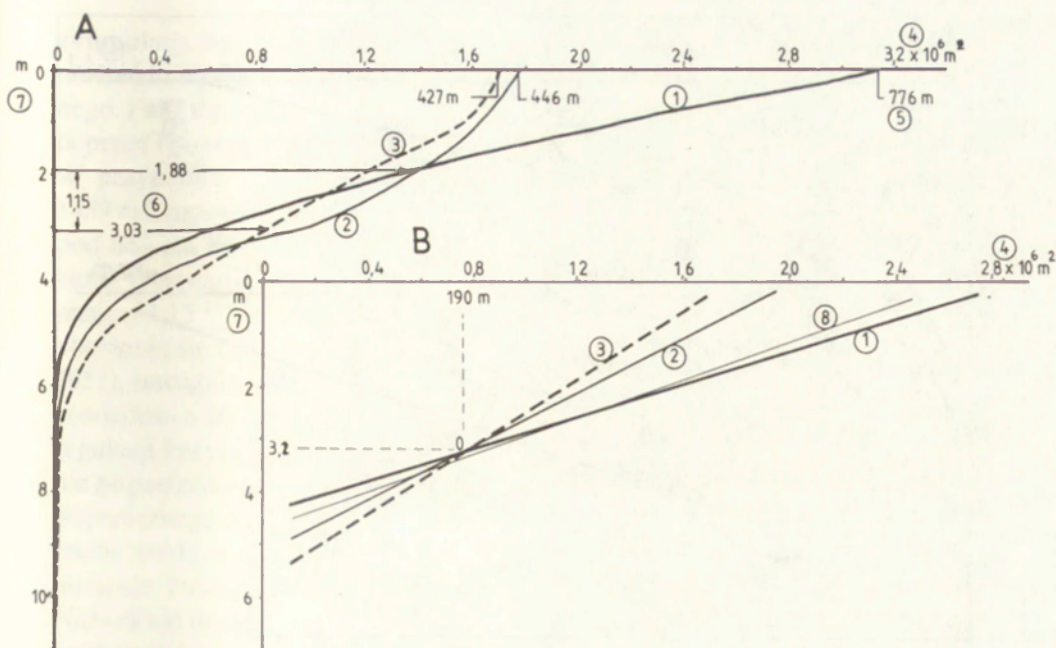
W zależności od lokalnych warunków morfometrycznych koryta i rodzaju zabudowy hydrotechnicznej, w niektórych odcinkach koryta może być $E > A$, a więc $T_1 < T_2$ – wówczas następuje ubytek materiału z dna, w innych $E < A \rightarrow T_2 < T_1$, zaznacza się wówczas faza akumulacyjna. Zależności te mają wpływ głównie na rozwój nowego poziomu zalewowego, a tym samym na tworzenie się nowego typu koryta. W przypadku fazy erozyjnej powstająca równina zalewowa przejawia powolny przyrost, w drugim zaś następuje szybka jej nadbudowa do momentu osiągnięcia poziomu dawnej równiny zalewowej. Taki stan dynamiczny koryta trwa do chwili wykształcenia się nowego typu koryta, a więc do stanu o zróżnicowanym bilansie rumowiska, gdy $E = A$.

Zmiany przekroju poprzecznego koryta

Tempo erozji dna koryta wraz z procesem tworzenia się nowej równiny zalewowej Wisły określono na podstawie analizy planimetrycznej planów batymetrycznych odcinków koryta o długości od 3 do 5 km, ze szczególnym uwzględnieniem 4-kilometrowych odcinków pod Toruniem (ryc. 9) i Solcem Kujawskim. Efektem tej analizy są między innymi krzywe batygraficzne (ryc. 12 i 13) oraz profile podłużne dna koryta (ryc. 14).

Jak wynika z przebiegu krzywych batygraficznych, a tym bardziej ich prostych regresji, od początku regulacji do chwili obecnej trwa proces zmniejszania się szerokości koryta na rzecz jego pogłębienia (ryc. 12, 13). Ten dwukierunkowy rozwój koryta jest szczególnie widoczny na odcinku pod Toruniem (ryc. 12). Tu bowiem, przez cały ten okres, proces pogłębienia się koryta i zmniejszania szerokości miał wspólny punkt „zerowy” określany szerokością koryta równą 190 m i jego głębokością – 3,2 m. Z iloczynu tych wartości wynika, że prawie 608 m² powierzchni przekroju poprzecznego koryta nie ulegało w tym czasie zmianie. W stosunku do przekroju poprzecznego koryta przed regulacją – 1459 m² (ryc. 12), stanowi to 42% jego powierzchni. Jest to dowodem przewagi akumulacji bocznej nad erozją wglębną ($E < A$) na tym odcinku. Należy dodać, że wartość 50% określa stan równowagi bilansu rumowiska dennego.

Średnie tempo obniżania się strefy dennej koryta w okresie od 1888 r. (dane z 1818 r. uważa się za wyjściowe dla okresu początkowego regulacji) do 1988 r. wynosiło 1,05 cm · rok⁻¹ (ryc. 12), natomiast tempo przyrostu bocznej równiny zalewowej – 3,2 m · rok⁻¹.



Ryc. 12. Krzywe batygraficzne koryta Wisły pod Toruniem (731–735 km) – A oraz ich proste regresji dla głębokości koryta 0–5 m – B, dla lat:

1 – 1818 (czerwiec, lipiec), 2 – 1942 (czerwiec, lipiec), 3 – 1988 (kwiecień) i 8 – 1903 (kwiecień) dla Solca Kujawskiego;
4 – powierzchnie w m^2 ograniczone izobatami co 1 m, 5 – średnia szerokość koryta w danym okresie, 6 – średnia głębokość koryta w danym okresie, 7 – głębokość koryta w metrach

$$\text{Równania (B): } 1 - y = -1,51x + 4,36 \quad (r = -0,97)$$

$$2 - y = -2,59x + 5,15 \quad (r = -0,97)$$

$$3 - y = -3,11x + 5,58 \quad (r = -0,99)$$

$$8 - y = -1,66x + 4,60 \quad (r = -0,97)$$

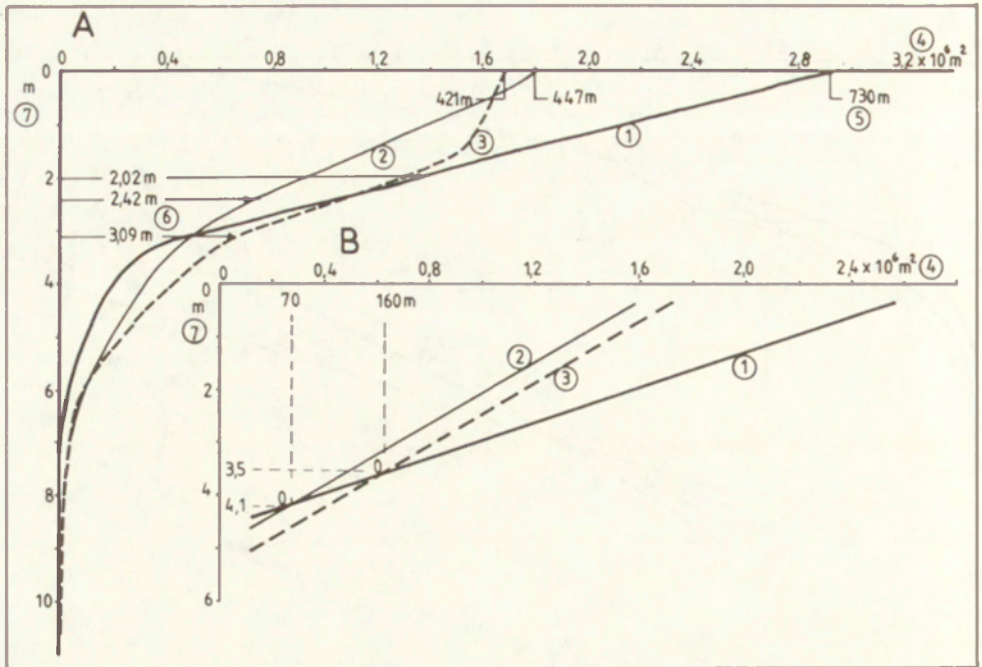
Bathymographic curves of Vistula bed near Toruń (731–735 km) – A and their regression lines for the depths of bed 0–5 m – B, for years:

1 – 06.–07.1818, 2 – 06.–07.1942, 3 – 04.1988 and 8 – 04.1903, for Solec Kujawski; 4 – areas in million sq m limited by isobaths every 1 m, 5 – average width of channel in a given period, 6 – average depth of the channel in a given period, 7 – the depth of the channel in m

B – mathematical equations as above

Nieco inaczej przedstawiają się zmiany koryta w okolicy Solca Kujawskiego. W pierwszym okresie, przypadającym na lata 1903–1944, zaznacza się wyraźna faza akumulacyjna z przyrostem równiny zalewowej ($E < A$). Tak zwany punkt zerowy określa szerokość koryta 70 m i głębokość 4,1 m, dlatego tylko 287 m^2 przekroju poprzecznego koryta nie ulegało zmianom sprzed regulacji, wynoszącej 1475 m^2 (ryc. 13). Stanowi to tylko 19% powierzchni przekroju koryta. Fakt ten wyraźnie wskazuje na dużą dynamikę koryta Wisły z tendencją do wypełniania przestrzeni pomiędzy ostrogami rumowiskiem wleczonym.

W drugim analizowanym okresie, 1944–1973, nastąpiła erozja niemal w całym przekroju poprzecznym (z wyłączeniem warstwy powierzchniowej i przegłębień), na co wskazuje m.in. równoległe położenie obydwu prostych regresji (rys. 13). Dlatego punkt zerowy, wyznaczający przejście erozji włąębnej w akumulację



Ryc. 13. Krzywe batygraficzne koryta Wisły pod Solcem Kujawskim (758 – 762 km) – A oraz ich proste regresji dla głębokości koryta 0–5 m – B, dla lat:

- 1 – 1903 (kwiecień), 2 – 1944 (czerwiec), 3 – 1973 (październik); 4–7 jak rycina 12
 Równania (B): 1 – $y = -1,66x + 4,60$ ($r = -0,97$)
 2 – $y = -2,91x + 4,95$ ($r = -0,97$)
 3 – $y = -2,94x + 5,42$ ($r = -0,98$)

Bathymographic curves of Vistula bed near Solec Kujawski (758 – 762 km) – A and their regression lines for the depths of bed 0–5 m – B, for years:

- 1 – 03.1903, 2 – 06.1944, 3 – 10.1973; 4–7 as in figure 12
 B – mathematical equations as above

boczną, był możliwy do określenia tylko z okresem początkowym. Parametry tego punktu: szerokość 160 m, głębokość 3,5 m, świadczą o wzroście do 38% zmienności koryta na tym odcinku, co jednak w dalszym ciągu jest wartością określającą ogólną tendencję akumulacyjną w korycie Wisły.

Średnie tempo obniżania się strefy regulacyjnej dna koryta pod Solcem Kujawskim w okresie badawczym 1883 – 1973 wynosiło $1,52 \text{ cm} \cdot \text{rok}^{-1}$, przyrost boczny zaś równiny zalewowej $4,4 \text{ m} \cdot \text{rok}^{-1}$ (Babiński 1985) – rycina 13. Z porównania tych parametrów z danymi dla odcinka pod Toruniem wynika, że odcinek Wisły pod Solcem Kujawskim miał większą dynamikę. Koryto ulegało tu szybszym zmianom zarówno w procesie zwięzania (przeciętnie o $1,2 \text{ m}$ rocznie), jak i pogłębienia ($0,47 \text{ cm} \cdot \text{rok}^{-1}$).

Jak już wspomniano wyżej, pomimo stałej tendencji do obniżania się dna koryta w strefie regulacji z $1,88 \text{ m}$ na $3,03 \text{ m}$ pod Toruniem i z $2,02 \text{ m}$ na $3,09 \text{ m}$ na odcinku pod Solcem Kujawskim (ryc. 15), dominował na tych odcinkach proces

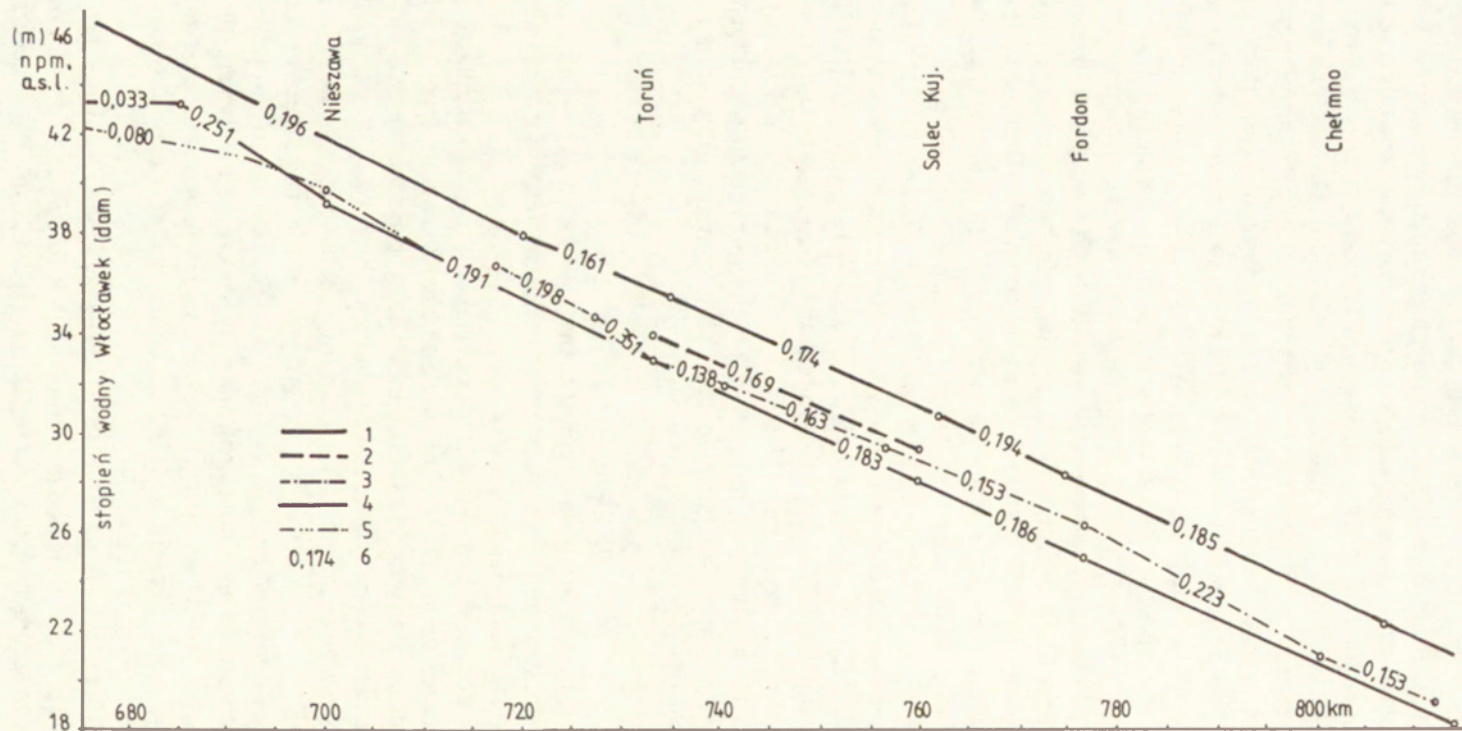
akumulacji. Był on związany z przechwytywaniem przez strefy międzyostrogowe materiału wyerodowanego z dna i części transportowanego rumowiska wleczonego. Fakt ten wynika z porównania uśrednionych parametrów przekroju koryta przed i po regulacji, przy założeniu stałego poziomu zwierciadła wody (ryc. 15). W przypadku odcinka pod Toruniem, wartość ta przed regulacją wynosiła 1459 m², natomiast po regulacji w 1988 r. już tylko 1292 m². Dla odcinka koryta pod Solcem Kujawskim wynosiła ona odpowiednio 1475 i 1302 m². Z porównania tych danych wynika, że mimo obniżenia się strefy regulacyjnej pod Toruniem o 1,15 m i pod Solcem Kujawskim o 1,06 m (prawdopodobnie całkowite obniżenie się dna na skutek prac regulacyjnych wynosi tu 1,36 m – Babiński 1985), nastąpiło zmniejszenie powierzchni przekroju poprzecznego koryta odpowiednio o 166 m² i 172 m² (ryc. 15). Z tego można wnosić, że przy tym rodzaju regulacji koryta polepszeniu stosunków głębokościowych towarzyszy nieznacznie pogorszenie warunków przepływu przez zmniejszenie powierzchni przekroju poprzecznego o około 12%. W rezultacie daje to w przypadku Torunia nadpiętnienie wody o około 0,39 m, w odniesieniu zaś do Solca Kujawskiego, podniesienie zwierciadła wody przy tym samym przepływie o 0,40 m (ryc. 15). Naturalnie to niedogodne dla człowieka zjawisko jest w znacznej mierze rekompensowane wzrostem prędkości płynięcia wód w strefie regulacyjnej. Podobne efekty wpływu regulacji stwierdzili D. B. Simons, T. J. Ward i R. M. Li (1979) na rzece Missisipi w pobliżu St. Louis. Obliczyli bowiem, że dno rzeki w ciągu około 100 lat maksymalnie obniżyło się o 11 stóp w odniesieniu do niskich stanów wody, zachowało dawny stan przy średniej wodzie, a już przy stanie wysokim dno podniosło się o 2,5 stopy. Świadczy to generalnie o przewadze akumulacji rumowiska nad erozją dna na odcinku uregulowanym.

Zmiany pionowe koryta Wisły

Pogłębianie się koryta Wisły na odcinku dolnym – d (ryc. 2) w wyniku prac regulacyjnych przedstawiono w formie profilów podłużnych spadków dna koryta (ryc. 14) i jego średnich głębokości (ryc. 16).

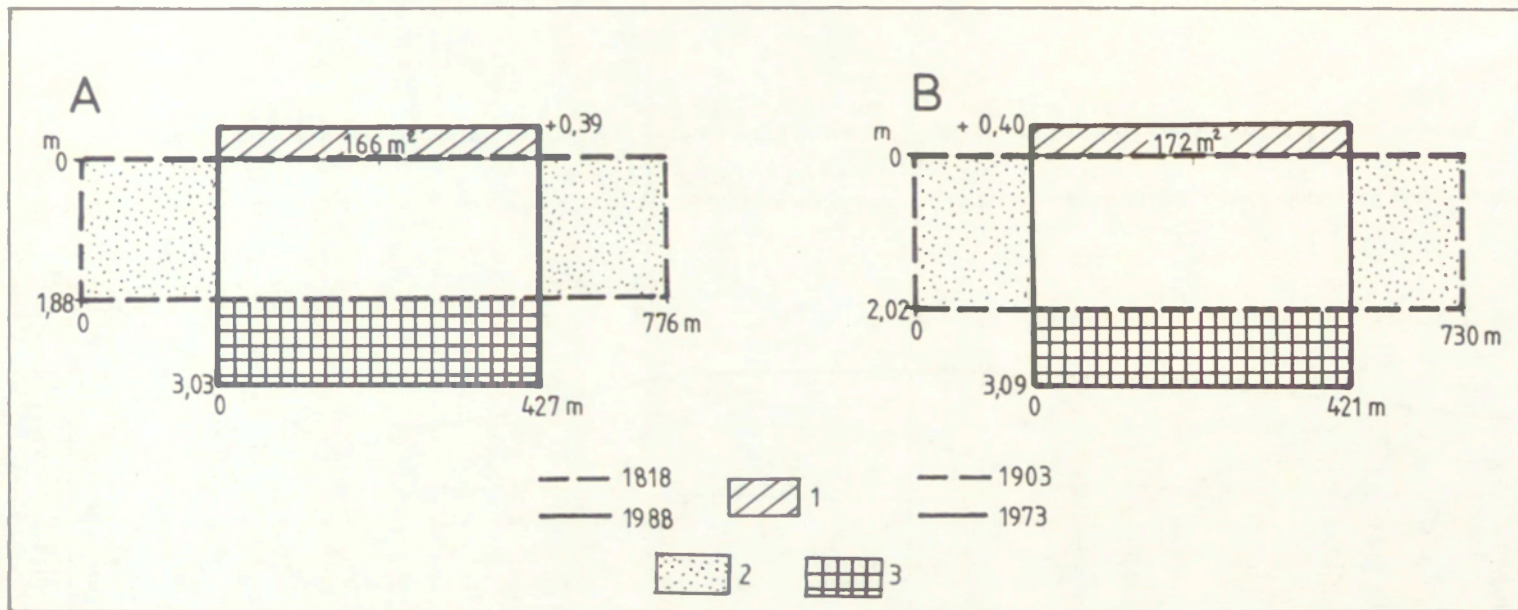
Przebieg dna koryta dolnej Wisły z okresu poprzedzającego regulację obrazuje prosta łącząca miejscowości Toruń z Solcem Kujawskim (ryc. 14 i 16). Linia ta, choć bardzo uproszczona (brak innych danych pomiędzy tymi punktami), ilustruje spadek dna na tym odcinku wynoszący około 0,17% oraz średnie głębokości koryta w granicach 1,88–2,02 m (minimalna przybliżona 1,73 m). Podobną wartość, bo wynoszącą 1,6 m, otrzymano dla nie uregulowanego odcinka Wisły pod Dobrzyniem (ryc. 10) oraz odcinka usytuowanego powyżej ujścia Tążyny, które w okresie pomiarów nie były jeszcze pod wpływem zbiornika Włocławskiego. Można więc przyjąć, że średnia głębokość nie uregulowanego koryta Wisły, o szerokości 730–780 m, może wahać się od 1,6 do 2,0 m (przeciętna 1,8 m – ryc. 17).

Trwający prawie pół wieku (do lat 1942–1947) wpływ prac regulacyjnych na procesy korytowe przyczynił się do zmian profilu podłużnego dna koryta. Zmienił się przebieg jego średnich głębokości i spadków (ryc. 14 i 16). W górnej części



Ryc. 14. Spadki zwierciadła wody w ‰ (6) dla lat hydrologicznych 1956 – 1970 (1) oraz dna koryta w latach 1818 – 1849 (2), 1942 – 1947 (3), 1973 (4) w profilu podłużnym na odcinku Wisły od stopnia wodnego Włocławek do Świecia oraz na odcinku Wisły poniżej stopnia wodnego w 1986 r. (5)

The slopes of water level in ‰ (6) for hydrological years 1956 – 1970 (1) and the channel bottom in years 1818 – 1849 (2), 1942 – 1947 (3), 1973 (4) in longitudinal profile of Vistula in segment from Włocławek dam to Świecie and in segment of Vistula downstream from the dam in 1986 (5)

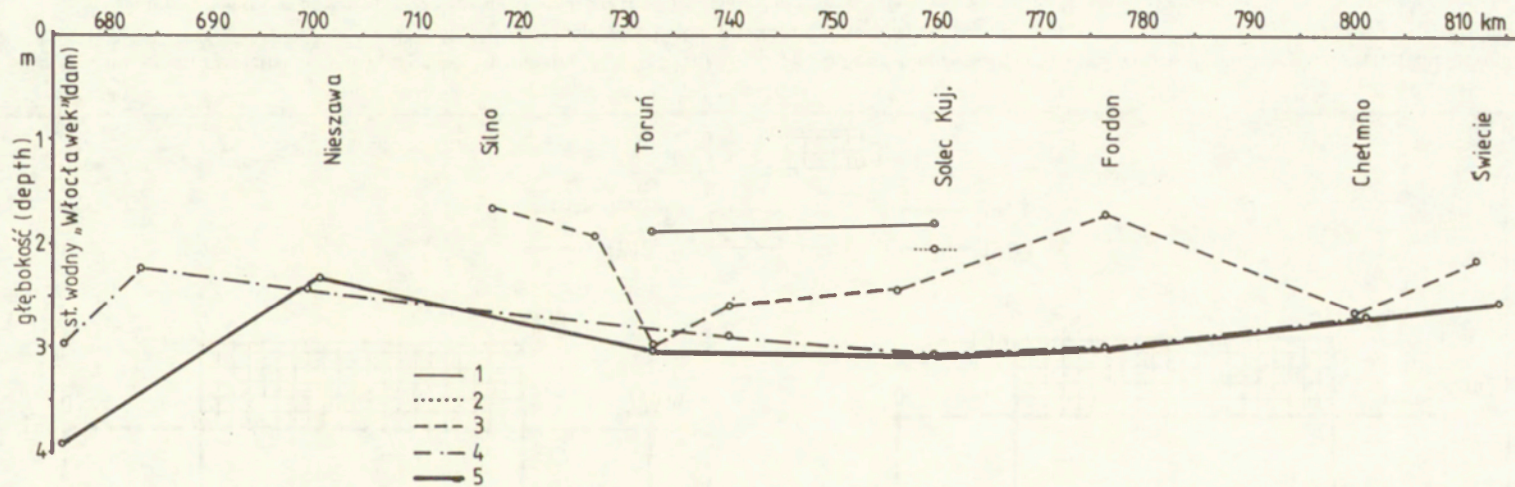


Ryc. 15. Zmiany morfometrii koryta Wisły pod Toruniem (731 – 735 km) – A i pod Solcem Kujawskim (758 – 762 km) – B między poszczególnymi latami spowodowane pracami regulacyjnymi

1 – różnica powierzchni przekroju poprzecznego koryta wynikająca ze zmniejszenia objętości koryta średniej wody po regulacji, 2 – strefa akumulacyjna, 3 – strefa erozyjna

The changes of morphometry of the Vistula channel near Toruń (731 – 735 km) – A and near Solec Kujawski (758 – 762 km) – B, caused by regulation works

1 – difference of the channel cross-section area resulting from diminution of capacity of the channel limited on average water level after the regulation, 2 – accumulative zone, 3 – erosive zone



Ryc. 16. Średnie głębokości koryta w profilu podłużnym Wisły na odcinku od stopnia wodnego Włocławek (675 km) do Świecia (817 km) w latach:
1 – 1818–1849, 2 – 1903, 3 – 1941–1947, 4 – 1973, 5 – 1988

The average depths of channel in longitudinal profile of Vistula river in segment from Włocławek dam (675 km) to Świecie (817 km) in years:
1 – 1818–1849, 2 – 1903, 3 – 1941–1947, 4 – 1973, 5 – 1988

odcinka, między 717 a 727 km biegu Wisły, pomimo zwężenia koryta przeciętnie z 719 m do 350 m szerokości, nadal utrzymywały się jego małe głębokości rzędu 1,63 – 1,92 m (ryc. 16). Było to spowodowane silnym oddziaływaniem wyżej od niego leżącego odcinka nie uregulowanego, dzięki któremu w dalszym ciągu odbywał się intensywny napływ rumowiska wlezonego. Dopiero poniżej 727 km, na tak zwanym odcinku toruńskim, koryto osiągnęło żądaną głębokość 2,58 – 2,96 m (ryc. 16) przy jednoczesnym wzroście spadku do $0,351\text{‰}$ (ryc. 14). Od Torunia w dół rzeki, tj. od 741 km, koryto ustawicznie spłycało się, osiągając minimalną głębokość 1,71 m pod Fordonem. Średni spadek dna koryta na tym odcinku wynosił wówczas od 0,138 do $0,163\text{‰}$. Fakt ten niewątpliwie należy wiązać z wpływem przelomu Wisły pod Fordonem na procesy korytowe. Poniżej tego przelomu średnie głębokości ponownie wzrosły do 2,28 – 2,65 m, natomiast spadki dna osiągały wartość do $0,223\text{‰}$ (ryc. 14 i 16).

Pomiary w ostatnim okresie badawczym (1973–1988) wykazały, że dno koryta uległo znacznemu wyrównaniu (ryc. 14 i 16). Na całym odcinku uregulo-



Fot. 3. Strefa przejściowa koryta pomiędzy odcinkiem nie uregulowanym (obecnie odcinek akumulacyjny poniżej stopnia wodnego Włocławek) z licznymi łachami centralnymi (a) i bocznymi (b) i odcinkiem uregulowanym pod koniec XIX wieku. Linia ciągłą oznaczono granicę między odcinkami o zróżnicowanym rozwoju koryta Wisły.

Fot. lipiec 1988 r.

Channel transition zone between unregulated segment (at present accumulative segment downstream from the Włocławek dam) with numerous central bars (a), side bars (b) and with a segment which was regulated in the end of XIXth century. Continuous line marks the border between segments of differential development of Vistula channel.

Photo July 1988



Fot. 4. Nowo powstały poziom zalewowy Wisły pod Toruniem (Brzoza Toruńska) będący efektem prac regulacyjnych przeprowadzonych pod koniec XIX wieku (a). Wyższy poziom (b) wraz z krawędzią – dawny poziom zalewowy

Newly formed flood plain of Vistula near Toruń (Brzoza Toruńska), being an effect of regulating works, carried out in the end of XIXth century (a). Higher level (b) together with its edge – a former flood plain

wanym Wisły średnia głębokość koryta w tym okresie wahała się od 2,44 m pod Silnem do 3,07 m pod Solcem Kujawskim (ryc. 16). Spadki dna koryta i zwierciadła wody były natomiast podobne (w granicach 0,174–0,194‰). Od tych wartości znacznie odbiegają spadki dna i głębokości koryta na odcinku będącym w stadium początkowym regulacji powyżej Silna (ryc. 14 i 16). To zróżnicowanie parametrów dna koryta w chwili obecnej jest związane przede wszystkim z wpływem na nie stopnia wodnego we Włocławku (rozd. 4.2.2).

Zmiany poziome koryta

Jak już wspomniano poprzednio, w wyniku prac regulacyjnych, nastąpił wzmożony proces akumulacji i wypełnianie rumowiskiem strefy objętej zabudową hydrotechniczną w postaci ostróg. W rezultacie tego procesu, po ponad stu latach od momentu rozpoczęcia intensywnych prac regulacyjnych, utworzył się nowy poziom zalewowy o spadku równym spadkowi zwierciadła wody rzeki współczesnej i powierzchni od 0,0 do 2,5 m niższej od dotychczasowej równiny zalewowej (fot. 4); (Babiński 1985). To zróżnicowanie wysokości poziomu jest związane zarówno z dynamiką rzeki, jak i możliwością dostawy rumowiska

wlezonego. Na odcinkach o dużej dynamice wód, takich jak odcinek pomiędzy ujściem Tażyny i ujściem Drwęcy (ryc. 2), gdzie nastąpiło prawie dwukrotne zwężenie koryta oraz duża dostawa materiału z wyżej leżącego odcinka nie uregulowanego, proces nadbudowy poziomu zalewowego był bardzo intensywny. W tym miejscu, podobnie jak na odcinkach o zwężonej strefie regulacji (ryc. 5), poziom zalewowy mógł osiągnąć wysokość dawnej równiny zalewowej. Na odcinkach o małej dostawie rumowiska (odcinki, gdzie $E > A$), gdzie szerokość regulacji (nowego poziomu zalewowego) określona długością ostróg prostopadłych do nurtu była większa niż 0,3 km, proces tworzenia poziomu zalewowego nie został zakończony do chwili obecnej. Dlatego jego powierzchnia wyraźnie różni się od obszarów „dawnej” równiny zalewowej – jest nierówna, dynamicznie niestabilizowana. Na jej powierzchni, wzdłuż uregulowanego koryta, biegnie często piaszczysty wał przykorytowy typu *levee* o wysokości do 1 m i szerokości 2 – 10 m. W strefie przykrawędziowej z wyższymi terasami rzecznyymi znajduje się natomiast ciąg zagłębień wypełnionych wodą (ryc. 17, p. 4; fot. 5). Zagłębienia te (ryc. 9; p. 3), spełniające podczas powodzi rolę obniżen dekantacyjnych, nie zostały dotychczas wypełnione rumowiskiem wleczonym, o czym świadczą mię-



Fot. 5. Jezioro starorzeczowc będące przed regulacją XIX-wieczną dnem koryta, spełniające dziś rolę obniżenia dekantacyjnego nowego poziomu zalewowego, powstałego w okolicy Brzozy Toruńskiej.
Strzałkami oznaczono ostrogi rzeczne

Oxbow lake which was a river channel before the regulation from XIXth century, at present playing a part of decantation channel of a new flood plain, formed in surroundings of Brzoza Toruńska. The arrows mark river groynes



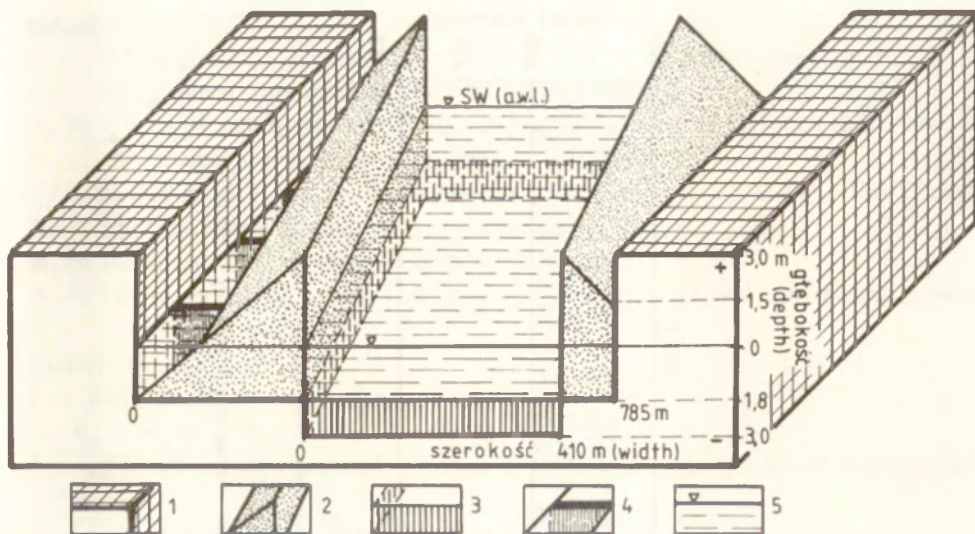
Fot. 6. Fragment zabudowy hydrotechnicznej koryta Wisły pod Toruniem (ostroga) wraz z powierzchnią nowo powstałego poziomu zalewowego (a)

Fragment of hydrotechnical structures of the Vistula channel near Toruń (groynes) together with newly formed flood plain area (a)

dzy innymi wystające na powierzchnię fragmenty ostróg (fot. 5 i 6). Utrudniony proces wypełniania tych zagłębień wynika przede wszystkim ze zmniejszenia się mocy transportowej rzeki na odległość 0,3 – 0,8 km od brzegów koryta, hamowanej dodatkowo przez krzewy i drzewa. W chwili obecnej jeziorka starorzeczowe – poregulacyjne na odcinku od 719 – 814 km biegu Wisły, o przeciętnej głębokości do 1,8 m (ryc. 17), zajmują powierzchnię około 3,42 km², co stanowi pas szerokości około 36 m. Należy dodać, że proces akumulacji i nadbudowywania powierzchni poregulacyjnej równiny zalewowej zachodzi nadal, lecz jest mniej intensywny i dotyczy głównie utworów facji powodziowej.

Przestrzenny rozkład nowo powstałego poziomu zalewowego przedstawiają ryciny 5 i 18. Można zauważyć, że analizowany obszar wyraźnie dzieli się na dwa odcinki o różnym rozwoju równiny zalewowej. Oddziela je dawna granica byłych zaborów rosyjskiego i pruskiego (ujście Tążyny – ryc. 2). Różnice między tymi odcinkami, jak już wspomniano wyżej, wynikają z charakteru i okresu przeprowadzenia prac regulacyjnych.

Wcześniejsze i intensywniejsze prace regulacyjne przeprowadzone przez rząd pruski przyczyniły się do wykształcenia nowego poziomu zalewowego o przeciętnej szerokości pasa około 375 m. W odcinku od ujścia Tążyny do ujścia Drwęcy (ryc. 2), gdzie szerokość trasy regulacyjnej zwiększono o dalsze 25 m, wynosi on



Ryc. 17. Blokdiagram zmian koryta dolnej Wisły (719 – 814 km) powstałych na skutek prac regulacyjnych w ciągu ostatnich stu lat (1888 – 1988)

1 – „dawna” równina zalewowa, 2 – nowy poziom zalewowy (strefa akumulacyjna), 3 – strefa erozji dennej, 4 – ostrogi w strefie jeziorzek starorzeczowych – obniżenia dekantacyjne, 5 – powierzchnia wody, SW – średni wieloletni stan wody

Block-diagram of the lower Vistula channel changes (719 – 814 km) originated in consequence of the regulation works during the last hundred years (1888 – 1988)

1 – former flood plain, 2 – new flood plain (accumulative zone), 3 – zone of bed erosion, 4 – groyne in zone of old channel lakes-decantative channels, 5 – water level, a.w.l. – average water level

natomiast 448 m (ryc. 18). Dzięki tej regulacji zmniejszono powierzchnię wodną Wisły o 48%, uzyskując prawie 36 km² nowych gruntów.

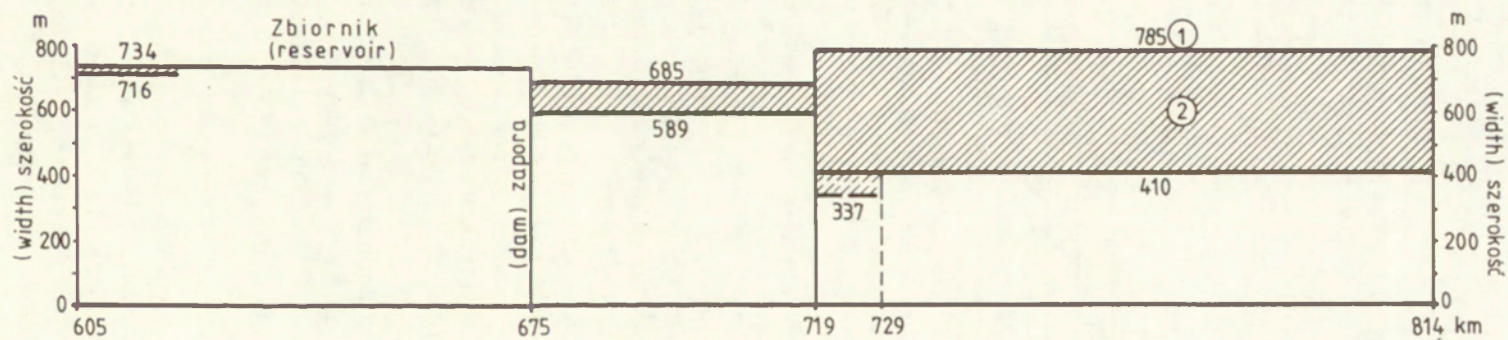
Inaczej ten proces przebiegał w byłym zaborze rosyjskim. Na skutek braku zainteresowania zaborcy Wisłą, program regulacji zrealizowano dopiero w Polsce Ludowej około 35 lat temu. Rozwój równiny zalewowej jest w związku z tym dopiero w fazie początkowej. Niemniej jednak uzyskano już pas o przeciętnej szerokości około 100 m poniżej stopnia wodnego „Włocławek” (duży wpływ na to wywarł sam zbiornik – rozdział 4.2.2) i około 20 m na odcinku powyżej zbiornika (ryc. 18).

W sumie na badanym obszarze od stopnia wodnego „Włocławek” do Świecia w wyniku regulacji uzyskano nowy poziom zalewowy o przeciętnej szerokości pasa 284 m i powierzchni ponad 40 km². Są to na ogół tereny porośnięte wikliną i trawą; w bardzo niskim stopniu są wykorzystywane pod uprawę.

Zmiany ilościowe rumowiska dennego

Powyższa analiza zmian koryta Wisły, powstałych na skutek prac regulacyjnych, pozwala na dokonanie charakterystyki obiegu rumowiska wlezonego (dennego). Jest to jednak możliwe tylko w formie wartości uśrednionych dla odcinka od 719 do 814 km Wisły i dla okresu ostatnich stu lat (1888 – 1988).

Opierając się na schematycznym ujęciu zmian koryta Wisły (ryc. 17 i 18) przy



Ryc. 18. Średnia szerokość koryta Wisły

1 – przed regulacją (1888 r.) i po regulacji (1988 r.), 2 – szerokość pasa nowo powstałej równiny zalewowej

Average width of Vistula channel

1 – przed regulacją (1888 r.) i po regulacji (1988 r.), 2 – szerokość pasa nowo powstałej równiny zalewowej

założeniu, że:

$w_1 = 785$ m (średnia szerokość koryta bez kęp przed regulacją),

$w_2 = 410$ m (średnia szerokość koryta po regulacji),

$w_3 = 36$ m (średnia szerokość pasa zajmowanego przez jeziora starorzeczowe powstałe po regulacji),

$l = 95\,000$ m (długość analizowanego odcinka Wisły – 719–814 km Wisły),

$h_1 = 1,8$ m (średnia głębokość koryta przed regulacją),

$h_2 = 3,0$ m (średnia głębokość koryta po regulacji),

$h_3 = 3,0$ m (przeciętna wysokość nowego poziomu zalewowego ponad średni stan wody),

można obliczyć:

1 – ilość materiału wyerodowanego z dna koryta

$$R_E = w_2 \cdot (h_2 - h_1) \cdot l = 46\,740\,000 \text{ m}^3 \cdot 10^{-2} \text{ lat}$$

2 – ilość materiału zakumulowanego w formie nowego poziomu zalewowego

R_A :

a) dla strefy powyżej poziomu średniej wody:

$$R_{A1} = w_1 - (w_2 + w_3) \cdot 1/2 \cdot h_3 \cdot l = 48\,307\,500 \text{ m}^3 \cdot 10^{-2} \text{ lat};$$

b) dla strefy poniżej poziomu średniej wody:

$$R_{A2} = w_1 - (w_2 + 1/2 w_3) \cdot h_1 \cdot l = 61\,047\,000 \text{ m}^3 \cdot 10^{-2} \text{ lat};$$

łącznie:

$$R_A = R_{A1} + R_{A2} = 109\,354\,500 \text{ m}^3 \cdot 10^{-2} \text{ lat}.$$

Przekształcając wyżej cytowany wzór (ryc. 11)

$$R_E + T_1 = R_A + T_2 \text{ na}$$

$$R_A - R_E = T_1 - T_2 \text{ i podstawiając dane dla } R_A \text{ i } R_E \text{ otrzymamy:}$$

$$T_1 - T_2 = 62\,614\,500 \text{ m}^3 \cdot 10^{-2} \text{ lat},$$

co dla roku przeciętnego wynosi około 626 tys. m³ materiału. Jest to przeciętna roczna wartość różnicy między ilością rumowiska Wisły dostarczonego w miejscu ujścia Tążyny a profilem końcowym w okolicy Świecia. Jest to, inaczej mówiąc, ubytek rumowiska wlezonego Wisły spowodowany pracami regulacyjnymi, a tym samym przejściem procesów korytowych z typowych dla rzeki roztokowej w typowe dla koryta prostoliniowego lub ograniczonego ostrogami meandrowania.

Podstawiając następnie za T_1 przeciętną ilość transportowanego rumowiska na odcinku nieuregulowanym powyżej zbiornika włocławskiego – wynoszącą 1,9 mln m³ materiału¹ (Banach 1986, tab. 3), otrzymamy:

$$T_2 = T_1 - 626\,000 \text{ m}^3 = 1,274 \text{ mln m}^3 \text{ materiału}.$$

¹ Wartość tę, pochodzącą z okresu 1971–1984, uznano za reprezentatywną dla okresu stuletniego, ponieważ:

- w ciągu tego całego okresu praktycznie nie zmieniła się przeciętna moc transportowa rzeki roztokowej (podobne przepływy),
- na odcinku od Płocka do Ciecchocinka brak większych dopływów, które mogłyby znacząco wpłynąć na przyrost transportu rumowiska wlezonego Wisły,
- stanowi całkowitą ilość rumowiska wlezonego, możliwą do akumulacji (osady w zbiorniku),
- zawiera niewielki procent zawiesiny, która również w podobny sposób jest akumulowana na nowym poziomie zalewowym.

Wartość ta jest przeciętną, za okres ostatnich stu lat, ilością transportowanego rumowiska Wisły w profilu pod Świeciem (rozdz. 8).

Zmiany typu koryta Wisły

Dwukrotne zwężenie koryta i wykształcenie się równiny zalewowej przyczyniło się do zmiany typu koryta Wisły (Babiński 1985). Przed regulacją dominował typ koryta roztokowego (ros. *oseredkowy* – łachowy typ procesu korytowego); obecnie ten typ reprezentuje odcinek Wisły powyżej zbiornika wrocławskiego (fot. 1), natomiast odcinek uregulowany ma cechy koryta o ograniczonym przez ostrogi meandrowaniu lub prostoliniowego. W obydwu przypadkach koryto odznacza się krętym przebiegiem nurtu podczas średnich i niskich stanów wody oraz naprzemianległym układem plos i łach skośnych (fot. 7).



Fot. 7. Uregulowany odcinek Wisły pod Świeciem, charakterystyczny dla typu koryta prostoliniowego wraz z łachami skośnymi podczas trwania niskich stanów wody (lipiec 1988 r.). Strzałkami oznaczono kierunek płynięcia wody

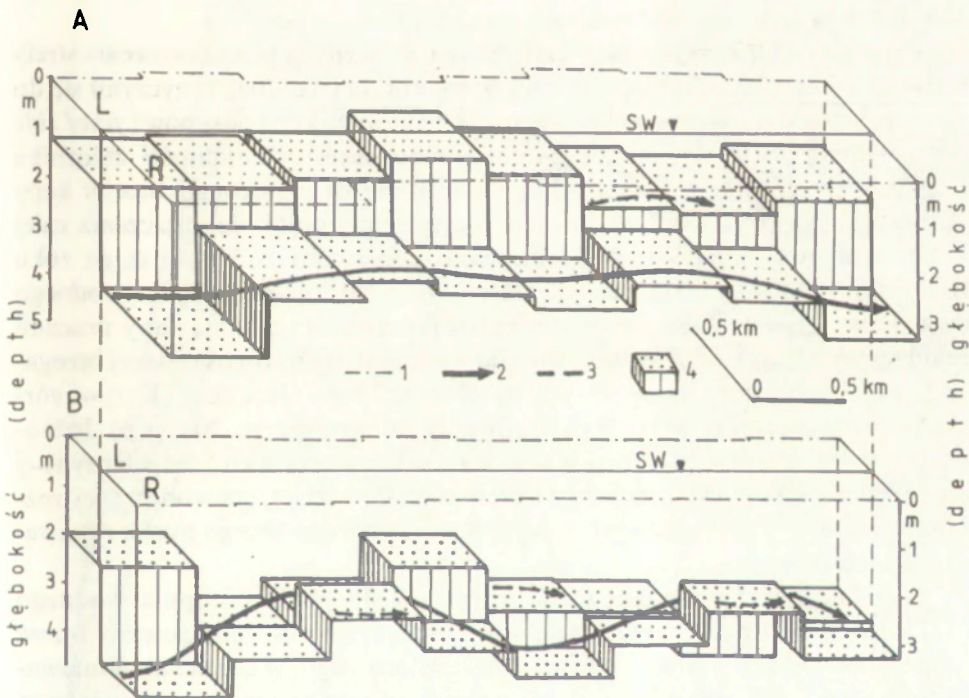
Regulated Vistula segment near Świecie, characteristic for a type of straight channel with alternate bars at the time of low water levels duration (July 1988). The arrow mark the direction of river current

Konfigurację dna koryta o typie łachowym (A) i ograniczonego meandrowania (B), opartą na analizie średnich głębokości koryta dla odcinków o długości 0,5 km, przedstawiono na rycinie 19. Obydwie sytuacje różnią się zarówno przebiegiem prądów rzecznych, jak i – będących pod ich wpływem – układem form korytowych. W przypadku rzeki roztokowej (ryc. 19A), oprócz głównego

prądu o nieregularnym przebiegu, występują liczne prądy boczne, opływające bezładnie ułożone łachy centralne (ryc. 10). Typowy odcinek dna koryta uregulowanego Wisły (ryc. 19B) charakteryzuje zaś kręty, niemal sinusoidalny, przebieg nurtu rzeki w okresach średnich i niskich stanów wody (ryc. 9C). Poza nurtem często występują prądy o zmniejszonej dynamice wzdłuż brzegów lub linii główek ostróg (ryc. 19B).

Odmienne warunki hydrodynamiczne rzeki występują w okresie niżówek na odcinkach zbyt wyprostowanych. Tworzą się tu bowiem dwa główne, równoległe do siebie prądy przybrzeżne, prądy zaś nadające rzece charakter meandrowy (prądy międzyplosowe) bądź nie występują, bądź są mało dynamiczne (rozd. 6).

Powyższa charakterystyka dna koryta uregulowanego dowodzi, że przebieg prądów (nurtu) i układ form korytowych jest zróżnicowany w zależności od stanów wody i krętości trasy regulacyjnej. Regulacja nie stworzyła więc jednolitych warunków hydrodynamicznych rzeki, co w znacznej mierze utrudnia



Ryc. 19. Konfiguracja dna koryta i przebieg prądów rzecznych Wisły pod Toruniem (731 – 735 km):

A – przed regulacją w 1818 r. i B – po regulacji w 1988 r.

1 – szerokość koryta, 2 – przebieg głównego prądu rzeczno, 3 – przebieg prądów rzecznych o zmniejszonej dynamice, 4 – blok diagramy średnich głębokości koryta dla odcinków o długości 0,5 km mierzonych od zwierciadła średniej wody z okresu 1966 – 1970 (SW), L – lewa połowa koryta, R – prawa połowa koryta

Configuration of the channel bottom and run of Vistula currents near Toruń (731 – 735 km):
A – before the regulation in 1818, B – after the regulation in 1988

1 – width of the channel, 2 – run of the main river current (thalweg), 3 – run of river currents of abated dynamics, 4 – block-diagrams of average channel depths for segments of 0,5 km in length, measured from the table of average water level from the period 1966 – 1970, L – left side of channel, R – right side of channel

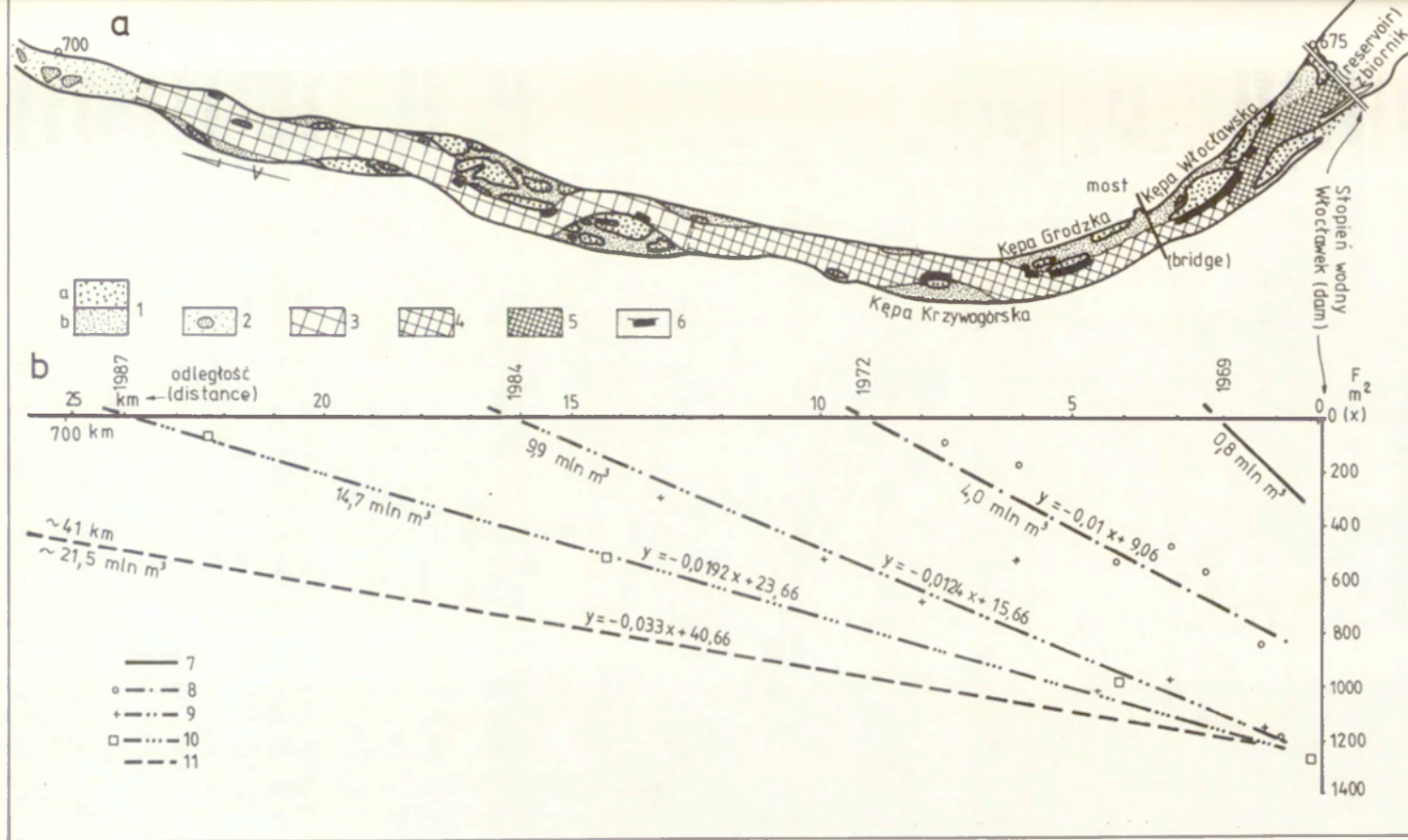
żeglugę. Pogorszenie warunków dla żeglugi wynika między innymi z tego, że ostrogi rzeczne ograniczyły swobodny (naturalny) rozwój procesów korytowych, głównie w czasie niskich stanów wody. Zmuszono rzekę do rozwoju tych procesów niezgodnie z zasadami hydrodynamiki (m.in. przez zbyt wyprostowany przebieg trasy regulacyjnej, na co zwrócił szczególną uwagę J. Wierzbicki 1985, przy projektowaniu regulacji rzek). Obecnie zaniechano renowacji i uzupełnienia niszczonej podczas powodzi zabudowy hydrotechnicznej, co w sumie prowadzi do dziczenia rzeki (rozdz. 9). Warunki te uległyby radykalnej zmianie w przypadku budowy kaskady dolnej Wisły. Istniejący bowiem pierwszy z ośmiu (wariantowo 7–9) planowanych stopni wodnych pod Włocławkiem nie daje ustabilizowanego ruchu rumowiska.

4.2.2. WPŁYW STOPNIA WODNEGO „WŁOCŁAWEK” NA PROCESY KORYTOWE PONIŻEJ ZBIORNIKA

Przegrodzenie koryta Wisły stopniem wodnym pod Włocławkiem, które nastąpiło w październiku 1968 r., zapoczątkowało rozwój intensywnych procesów erozji bocznej (*lateral erosion*) i wgłębnej (*bed erosion*).

Proces **erozji bocznej**, będący następstwem sztucznego przemieszczenia strefy nurtu w osi zapory z prawego na lewy brzeg koryta (ryc. 20a), przyczynił się do niszczenia mało odpornych na erozję stref brzegowych kęp i odsypów (*fixed side bars*). Dotyczyło to szczególnie początkowego okresu działalności zbiornika i lewych brzegów kęp Włocławskiej i Grodzkiej oraz prawego brzegu kępy Krzywogórskiej (ryc. 20a). Proces ten, o przeciętnej prędkości niszczenia całej strefy brzegowej kępy Włocławskiej wynoszącej około 1,75 m w ciągu roku (Babiński 1982, s. 75), już w odległości około 20 km od stopnia wodnego całkowicie wygasł. Obecnie proces erozji bocznej, silnie hamowany pracami regulacyjnymi, ogranicza się wyłącznie do wąskiej strefy nurtu określanej brzegami kępy Włocławskiej, szczątkowymi fragmentami kępy Grodzkiej i Krzywogórskiej oraz brzegami nowo powstałej równiny zalewowej (ryc. 20a, p. 6). Jednocześnie należy zwrócić uwagę na wystąpienie w ciągu ostatnich 5 lat intensywnej erozji bocznej Kępy Włocławskiej i częściowo Grodzkiej, spowodowanej rozbudową bulwaru nadrzecznego – czynnika przemieszczającego nurt ku prawemu brzegowi Wisły.

Najistotniejszy w kształtowaniu koryta Wisły poniżej stopnia wodnego „Włocławek” jest proces **erozji wgłębnej**. Proces ten został zainicjowany i trwa nadal dzięki odciążeniu wód od rumowiska wleczonego, w całości akumulowanego w górnej części zbiornika. Wody wypływające ze zbiornika pozbawione są tego ładunku, muszą go więc uzupełnić na drodze erozji wgłębnej. Sprzyja temu aluwialne dno koryta. Również inni badacze (m.in. Veksler i Donenberg 1984; Williams i Wolman 1984; Raynov, Pechinov i Kopaliany 1986) upatrują w zahamowaniu transportu rumowiska wleczonego główną przyczynę rozwoju procesów erozyjnych poniżej zbiorników. Oprócz tego, jak wykazały badania przeprowadzone na zbiorniku włocławskim (Babiński 1982), czynnikiem modyfikującym ten proces okazały się duże przyrosty energii kinetycznej i potencjalnej wód wypływających ze zbiornika, a powodowane szczytowo-interwencyjną pracą elektrowni.



Ryc. 20. Zmiany koryta Wisły poniżej stopnia wodnego Włocławek

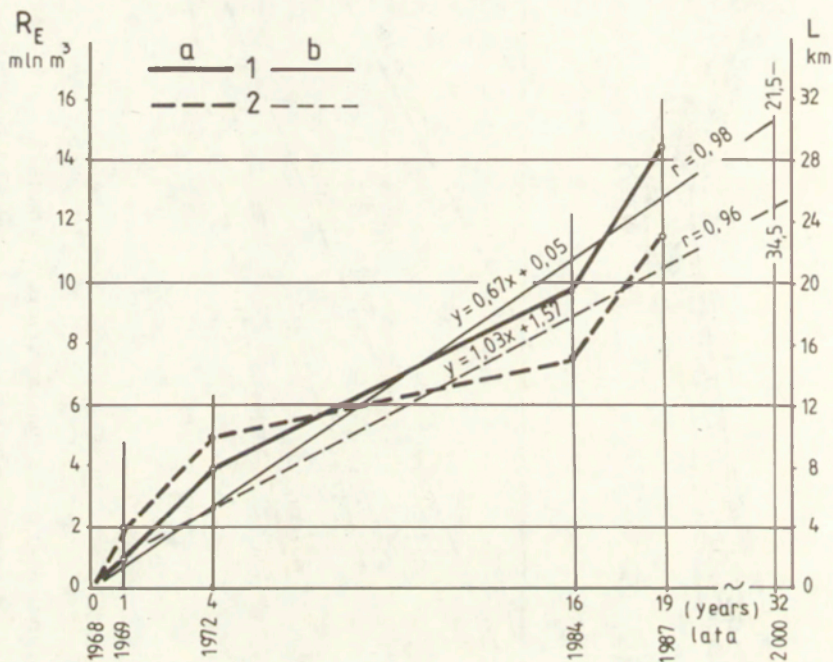
a) w planie, po 19 latach istnienia zbiornika: 1 – nowo powstały poziom zalewowy składający się z kęp i odsypów brzegowych (a) oraz zarastających łach piaszczystych (b); 2 – odcinek akumulacyjny z łachami centralnymi, 3–5 – odcinek erozyjny o obniżonej strefie dna koryta o 0–1 m (3), 1–2 m (4) i 2–3 m (5), 6 – strefy intensywnej erozji bocznej koryta; b) proste regresji erozji głębokiej i bilansu rumowiska dennego dla okresu istnienia zbiornika: 7 – 1 roku, 8 – 4 lat, 9 – 16 lat, 10 – 19 lat, 11 – prawdopodobny zasięg erozji głębokiej po 33 latach

The Vistula channel changes downstream from the Włocławek dam

a) in a plane after 19 years of reservoir existing: 1 – newly formed flood plain consist from island and fixed side bars (a) and covered by vegetation sand bars (b); 2 – accumulation zone with central bars, 3–5 – erosional zone with degree of the channel bottom incision: 0–1 m (3), 1–2 m (4), 2–3 m (5); 6 – the zone of intensive lateral erosion; b) the straight regression of the bed erosion and the bed-load balance for the periods of reservoir existin : 7 – 1 ear, 8 – 4 ears, 9 – 16 ears, 10 – 19 ears, 11 – robable reach of bed erosion after 33 years

Proces erozji wgłębnej

Jak wynika z 19-letnich (1968 – 1987) badań, rozwój działalności erozyjnej wód nie przebiegał jednostajnie i, jak pierwotnie przypuszczano, ze stałą tendencją do wygasania (Babiński 1982). Przeciwnie – cechował się zróżnicowanym tempem przemieszczania się czoła strefy erozyjnej w dół rzeki (L) i zmiennym ubytkiem materiału dennego (R_E) (ryc. 21).



Ryc. 21. Bilans erozji rumowiska dennego R_E (1a) i tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej L (2a) poniżej stopnia wodnego Włocławek w latach 1968 – 1987 i ich proste regresji do roku 2000 (odpowiednio 1b i 2b)

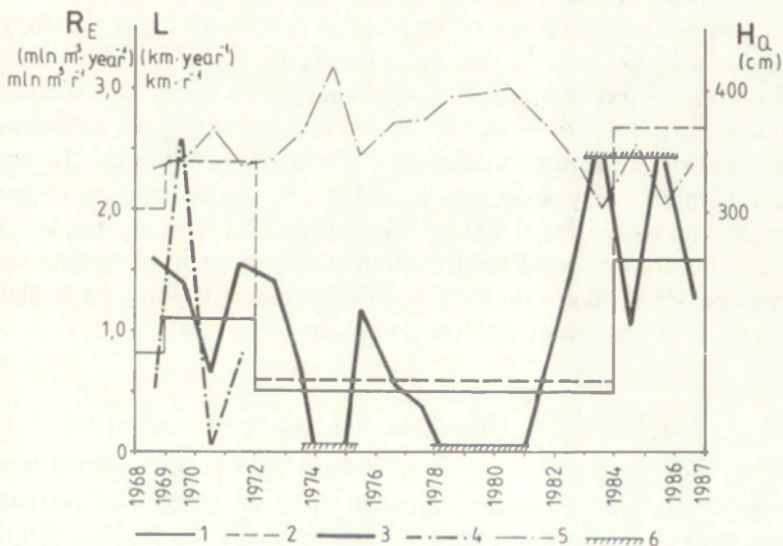
The balance of the bed erosion – R_E (1a) and the rate of the front of erosional zone shifting – L (2a) downstream from the Włocławek dam between 1968 – 1987, and it's straight regression until 2000 (1b and 2b respectively)

W początkowym okresie działalności stwierdzono, podobnie jak w przypadku rzeki Ter w W. Brytanii (Peets i Pratts 1983), nasilenie procesu erozji wgłębnej koryta (ryc. 20, 21). Już po czterech latach strefa erozyjna przemieściła się na odległość ponad 9 km od stopnia wodnego, przy ubytku materiału dennego wynoszącym ponad 4 mln m^3 (ryc. 21). Wartości te dają przeciętną prędkość przesuwania się czoła odcinka erozyjnego 2 km rocznie, z ubytkiem utworów dennych około 1,0 mln $\text{m}^3 \text{rok}^{-1}$ (tab. 1). W tym samym okresie w bliskim sąsiedztwie stopnia wodnego dno koryta obniżyło się o ponad 2,5 m i powstało lokalne, ponad 10-metrowe plosko; w odległości około 4,6 km od zbiornika dno obniżyło się o prawie 0,5 m. Nieznaczne zmniejszenie dynamiki ruchu rumowiska

Tabela 1. Sumaryczna ilość wyerodowanego z dna koryta materiału poniżej stopnia wodnego Włocławek (R_E) wraz z jego wartością przeciętną roczną oraz średnie roczne tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej (L) na tle średnich za dany okres stanów wody (H_a) i liczby dni z zalewem powierzchni nowej równiny zalewowej (F_D)

Total quantity of material eroded from the channel bottom downstream from the Włocławek Dam (R_E) together with its yearly average value and average rate of erosive zone's front shifting (L) against a background of average water levels (H_a) for a given period and number of days with a flood of the new flood plain area (F_D)

Lata hydrologiczne Hydrological years	Liczba lat Number of years	R_E (mln m ³)	R_{E1} (mln m ³ rok ⁻¹)	L (km·rok ⁻¹)	$F_E = R_{E1} \cdot L^{-1}$ m ²	H (cm)	F_D (dni)
1968 – 1969	1	0,8	0,8	2,0	400	342	152
1969 – 1972	3	4,0	1,1	2,4	458	356	74
1972 – 1984	12	9,9	0,5	0,6	833	370	67
1984 – 1987	3	14,6	1,6	2,7	593	333	24



Ryc. 22. Średnie wieloletnie wartości ubytku materiału dennego poniżej stopnia wodnego Włocławek – R_E (1) i średnie tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej – L (2) w 19-letnim okresie istnienia zbiornika oraz rzeczywisty przebieg przeciętnego rocznego ubytku materiału dennego (4) (Babiński 1982, s. 72) i jego wielkości prawdopodobne (3) obliczone na podstawie korelacji ze stanami wody (H_Q); 5 – średnie roczne stany wody we Włocławku obliczone na podstawie związku wodowskazów z punktem pomiarowym Chełmno; 6 – granice ufności obliczonych wartości

The average values of bed material decrease downstream from the Włocławek dam – R_E (1) and the average rate of the front of erosional zone shifting – L (2) for 19 years of the reservoir existing and the real run of the average annual bed material decrease (4) (Babiński 1982, p. 72) and its probable values (3) calculated from correlation of water level (H_Q); 5 – mean annual water level in Włocławek calculated from correlation of water gauge station data at Chełmno; 6 – the confidence boundary

w pierwszym roku badań (ryc. 22) było związane z procesami piętrzenia i wypełniania zbiornika wodą.

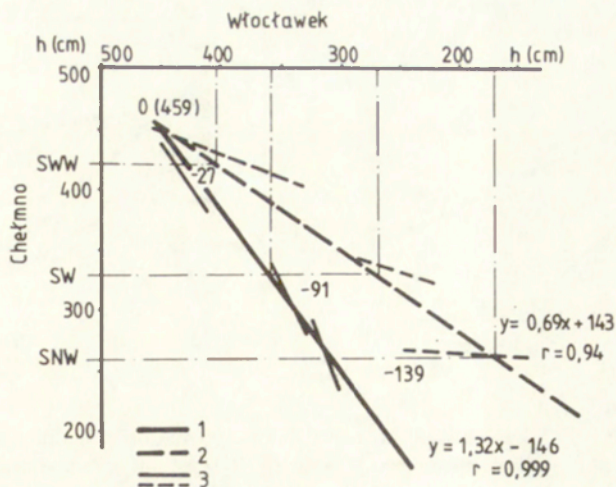
W następnych 12 latach, zamykających 16-letni okres działalności zbiornika, tempo przemieszczania się czoła odcinka erozyjnego spadło do $0,6 \text{ km} \cdot \text{rok}^{-1}$, ze średnim ubytkiem materiału dennego $0,5 \text{ mln m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ (ryc. 22; tab. 1). Oznaczało to przemieszczenie się czoła strefy erozyjnej na odległość 15,7 km, z ujemnym bilansem wyerodowanego rumowiska dennego wynoszącym $9,9 \text{ mln m}^3$ (ryc. 20).

Z porównania danych z okresu pierwszych czterech lat i następnych dwunastu można by sądzić, że proces erozji wgłębnej poniżej zbiornika przyjął zależność krzywoliniową, z tendencją do wygasania w czasie (ryc. 21, p. 1a i 2a — Babiński 1982). Świadczyć o tym mogłoby również osiągnięcie przez koryto trudno rozmywalnych utworów budujących dno — ilitu i gładów. Dowodem na taki przebieg procesu erozji mogłoby być także wygasanie energii kinetycznej rzeki wraz z oddalaniem się z czoła tej strefy od zbiornika.

Tymczasem kolejny trzyletni okres badawczy (1984–1987) wykazał ponowny wzrost dynamiki strefy erozyjnej. Jego intensywność przekroczyła nawet wartość z okresu początkowego. Tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej wzrosło do $2,7 \text{ km} \cdot \text{rok}^{-1}$ z przeciętną ilością materiału wyerodowanego z dna $1,6 \text{ mln m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ (ryc. 22; tab. 1). Strefa erozyjna od początku istnienia zapory przemieściła się już na odległość 23,7 km od zbiornika (ryc. 20), natomiast bilans ubytku rumowiska dennego zamknął się wartością $14,6 \text{ mln m}^3$. Dane te, przy założeniu w miarę równomiernego rozkładu procesu erozyjnego w profilu podłużnym koryta o szerokości 400 m, wskazują na obniżenie się dna koryta strefy erozyjnej od 2 do 3 m na około trzykilometrowym odcinku poniżej zbiornika, 1–2 m na dalszych 10 km do 0–1 m na końcowych 10 km. Jest to efekt 19 lat działalności erozyjnej zbiornika włocławskiego (ryc. 20a).

Przyczyny i czynniki modyfikujące procesy erozyjne

Procesy erozyjne poniżej stopnia wodnego „Włocławek”, jak już wspomniano wyżej, zostały spowodowane wzrostem mocy erozyjnej wód pozbawionych rumowiska wleczonego oraz znacznymi chwilowymi przyrostami energii kinetycznej i potencjalnej rzeki, wyzwolonej szczytowo-interwencyjną pracą elektrowni. Przyczyny te w pełni wyjaśniają tworzenie się strefy erozyjnej, zwłaszcza w początkowej fazie działalności zbiornika. Nie można jednak za ich pośrednictwem wytłumaczyć zmienności tej strefy w czasie i przestrzeni. Aby ją wyjaśnić, dokonano analizy statystycznej procesu erozyjnego w powiązaniu z elementami hydrologicznymi rzeki. Proces erozyjny został określony tempem przemieszczania się czoła strefy erozyjnej L oraz ilością materiału wyerodowanego z dna R_E (ryc. 21, 22; tab. 1). Uwzględnionym elementem hydrologicznym jest średni roczny stan wody z profilu pomiarowego Włocławek H_Q , obliczony na podstawie związku wodowskazów Włocławek i Chełmno (ryc. 23 — rozdz. 3.2). Stan wody posłużył także do scharakteryzowania, w sposób pośredni, zmian warunków



Ryc. 23. Proste regresji związku wodowskazów Włocławek i Chełmno z okresu 1956 – 1970 (1) i 1971 – 1985 (2) dla wszystkich charakterystycznych stanów wody i poszczególnych ich grup: średnia wysoka woda SWW, średnia woda SW i średnia niska woda SNW (3)

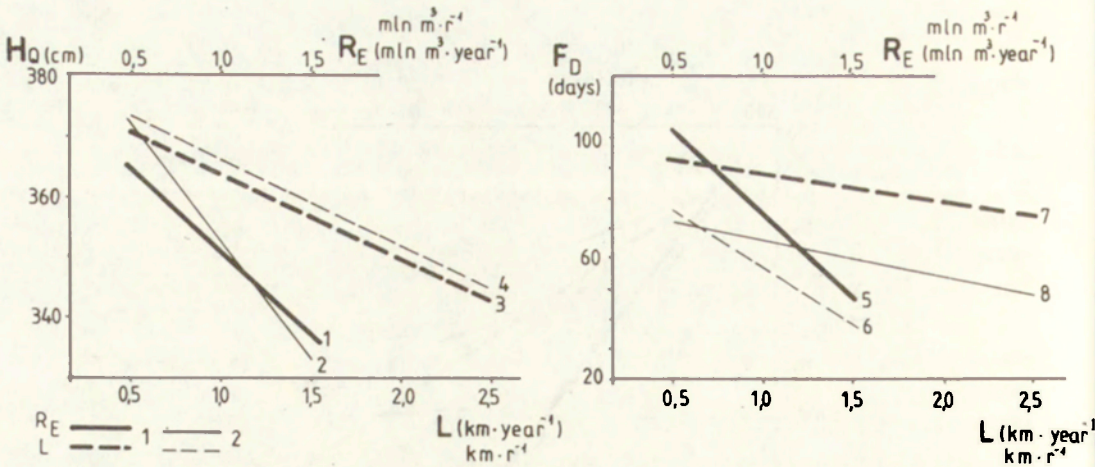
The straight regression of water gauges connection between Włocławek and Chełmno stations for the periods: 1956–1970 (1) and 1971–1985 (2) for all water level data and for its group: SWW – average high water level, SW – mean water level, SNW – average low water level (3)

hydrodynamicznych koryta. Dokonano tego poprzez określenie liczby dni z zalewem nowo tworzonej równiny zalewowej (F_D). Założono, że w tym okresie następuje intensywne przebudowanie koryta połączona ze zmiennym przebiegiem transportu rumowiska i jego depozycji. Przeprowadzono analizę statystyczną procesu erozji w powiązaniu z elementami hydrologicznymi, ustalając dla nich równania prostych regresji i współczynniki korelacji liniowej (ryc. 24, 25).

W związku z tym, że proste regresji powstały tylko na bazie wartości średnich wieloletnich, ich ufnosć ogranicza się również do tych stanów wody z rozpiętością ± 40 cm. Poza tymi stanami i odpowiadającymi im przepływami, a tym bardziej w sferze ich wartości ekstremalnych, dają wypaczony obraz zależności. Dlatego na ich podstawie można ustalić tylko ogólne i długoterminowe (nie zawsze roczne – ryc. 22) tendencje rozwoju procesu korytowego.

Z przebiegu prostych regresji i ujemnych współczynników korelacji wynika, że ilość wyerodowanego materiału dennego R_E i tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej L są odwrotnie proporcjonalne do stanów (przepływów) wody Wisły H_Q i liczby dni z zalewem powierzchni nowej równiny zalewowej F_D – rycina 24. Iloraz charakterystyk $R_E:L$, przedstawiający przeciętną wartość obniżania się dna strefy erozyjnej w formie uśrednionego przekroju podłużnego koryta (F_E)² i odpowiednio obliczonej z niego średniej głębokości koryta h_a , ma tendencję zgodną ze wzrostem przepływu wody (ryc. 25). Dwukierunkowy roz-

² Nie jest to całkowita powierzchnia przekroju poprzecznego koryta, lecz jej wyerodowanego fragmentu strefy nurtowej.



Ryc. 24. Proste regresji i ich współczynniki korelacji liniowej (r) zależności średnich wielkości ubytku materiału dennego poniżej stopnia wodnego Włocławek (R_E) i średniego tempa przemieszczania się czoła strefy erozyjnej (L) ze stanami wody we Włocławku (H_Q) i liczbą dni z zalewem powierzchni nowej równiny zalewowej (F_D);

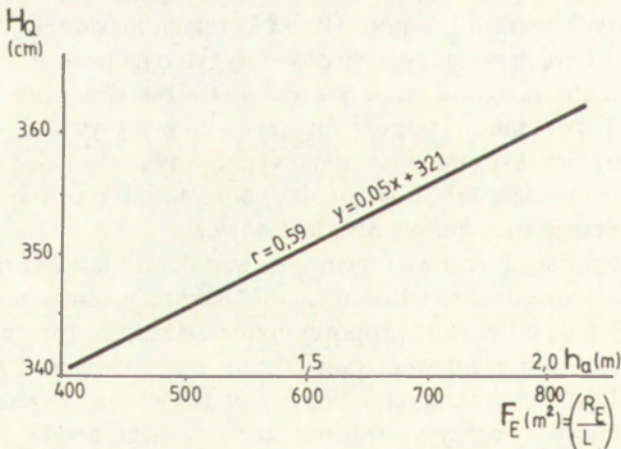
1 – na podstawie wartości uśrednionych z lat 1968–1969, 1969–1972, 1972–1984, 1984–1987; 2 – wartości jak wyżej bez roku początkowego 1968–1969 (tab. 1)

1 – $y = -27x + 378$ ($r = -0,79$)	5 – $y = -63,79x + 143$ ($r = -0,56$)
2 – $y = -33x + 389$ ($r = -0,98$)	6 – $y = -37,42x + 95$ ($r = -0,76$)
3 – $y = -14x + 378$ ($r = -0,83$)	7 – $y = -9,13x + 97$ ($r = -0,16$)
4 – $y = -14x + 380$ ($r = -0,95$)	8 – $y = -11,98x + 78$ ($r = -0,50$)

The straight regression and correlation coefficients (r) of relations of the average volume of bed material decrease downstream from the Włocławek dam – (R_E) and the average rate of the front of erosional zone shifting – (L), together with the water level at Włocławek (H_Q) and number of days with new flood plain submerged (F_D)

1 – based on the average data for years: 1968–1969, 1969–1972, 1972–1984 and 1984–1987; 2 – data as before without 1968–1969

The mathematical equations 1–8 as above



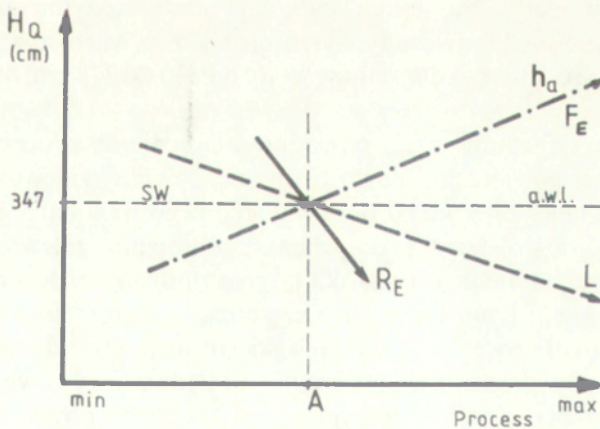
Ryc. 25. Prosta regresji zależności procesu erozji wgłębnej (średnie tempo przyrostu głębokości koryta – h_a i profilu podłużnego koryta – F_E) od stanów wody we Włocławku, obliczonych na podstawie związku wodowskazów z punktem pomiarowym Chelmino – H_Q

The straight regression of relations between bed erosion (average rate of depth increase – h_a and depth increase of the channel cross-profile – F_E) and water level at Włocławek, based on connection of water level at Chelmino station – H_Q

wój procesów erozyjnych poniżej stopnia wodnego Włocławek polega więc na zmiennej, względem przepływów (stanów wody), intensywności przemieszczania się czoła strefy erozyjnej w dół rzeki oraz jej pogłębiania się (ryc. 26, 27).

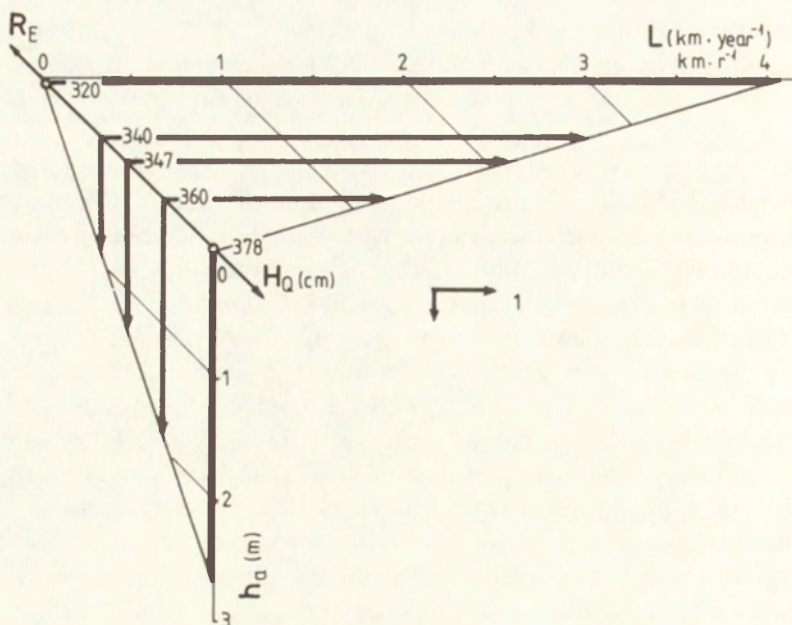
Ten nietypowy jak na warunki fluwialne proces rozwoju koryta jest ściśle związany z jego progowym charakterem, wynikającym z gospodarczej działalności człowieka (Babiński i Koutaniemi, w druku). W warunkach naturalnych bowiem, podczas jego najczęściej unimorficznego rozwoju, miałby on przebieg jednokierunkowy, wprost proporcjonalny do energii rzeki. Generalnie oznacza to, że wzrostowi przepływów rzeki, intensyfikujących ruchy wznoszące osady denne, towarzyszy nasilenie procesów erozyjnych. W przypadku progowego rozwoju procesów korytowych, takiego jaki występuje poniżej stopnia wodnego Włocławek, następuje zachwianie równowagi pomiędzy zjawiskami hydrologicznymi rzeki a szybko zmieniającą się morfologią koryta. Dotyczy to z jednej strony wahań stanów wody przy stale obniżającym się dnie koryta, z drugiej zaś zmian koryta wynikających z tworzenia się nowego poziomu zalewowego.

W okresie trwania niskich stanów wody, nowo tworzona w strefie odcinka erozyjnego równina zalewowa nie bierze udziału w procesie korytowym. Proces ten zostaje więc ograniczony z około 685 m szerokości koryta (ryc. 18) do około 400 m (ryc. 28). Zwężenie strefy dennej koryta o prawie 40% wraz z ukierunkowaniem jej przebiegu (strefa regulacji, częściowe ograniczenie występowania łąk na odcinku erozyjnym – Babiński 1982) powoduje koncentrację wód płynących. To z kolei przyczynia się do wzrostu ich dynamiki, a tym samym do wzrostu energii kinetycznej rzeki. Dzięki temu następuje szybszy rozwój strefy erozyjnej, charakteryzowany ilością wyerodowanego materiału dennego i tempem przemieszczania się czoła strefy erozyjnej w dół rzeki. Obydwie te składowe procesy erozyjne nie są jednak względem siebie w ścisłej zależności. General-



Ryc. 26. Kierunki rozwoju poszczególnych elementów procesu erozji wgłębnej (R_E , L , h_a , F_E) poniżej stopnia wodnego Włocławek w zależności od stanów (przepływów) wody – H_Q

The directions of development of particular elements of bed erosion (R_E , L , h_a , F_E) downstream from the Włocławek dam related to water level (discharge) – (H_Q)



Ryc. 27. Wektory przeciętnego, rocznego tempa przemieszczania się czoła strefy erozyjnej (L) i obniżania dna koryta (h_a) w zależności od średnich rocznych stanów wody (H_Q)

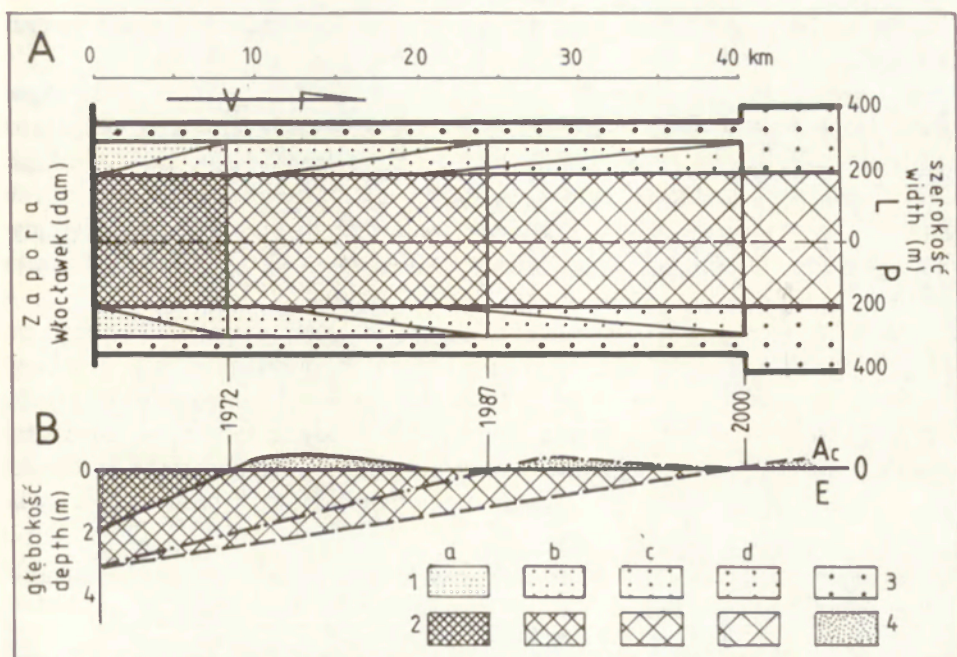
1 – kierunki rozwoju procesu korytowego poniżej stopnia wodnego Włocławek

The vectors of the mean annual rate of front of erosional zone shifting (L) and channel depth increase (h_a) related to mean annual water level (H_Q)

1 – the directions of fluvial processes development downstream from the Włocławek dam

nie, za wzrostem prędkości przemieszczania się czoła strefy erozyjnej nie nadąża proces wynoszenia z niej materiału dennego. Funkcję tę wyraża stosunek R_E do L na tle stanów wody. Na skutek tego, cała strefa erozyjna ulega spłyceniu podczas obniżania się stanów wody, co rzutuje także na wartość h_a . Zależności te, w granicach ufności procesu dla stanów wody od 320 do 378 cm, obrazuje rycina 27.

Podnoszenie się stanów wody powoduje włączenie do procesu korytowego coraz to większej powierzchni nowo tworzonej równiny zalewowej (wysokość powierzchni waha się obecnie od poziomu średniego wieloletniego stanu wody sprzed piętrzenia do powierzchni dotychczasowej równiny zalewowej). Następuje dodatkowe uruchomienie rumowiska i jego wzmożony ruch w obrębie całego łóżyska rzeki. Dzięki temu rzeka traci część energii, która mogłaby być przeznaczona na rozwój procesów erozyjnych skierowanych w dół rzeki. Uaktywnia się ruch rumowiska prowadzący generalnie do nadbudowy równiny zalewowej kosztem pogłębiania się strefy erozyjnej (ryc. 27), czego dowodem jest wprost proporcjonalna zależność H_Q od F_E i h_a (ryc. 25). Stwierdza się to również z porównania wielkości obniżania się dna w postaci uśrednionego przekroju podłużnego F_E , czyli $R_E:L$, obliczonego z prostej regresji H_Q (ryc. 25) na przykładzie przeciętnych stanów wody, np. 360 cm i 340 cm. Wartości te wynoszą odpowiednio 780 m^2 i 380 m^2 (ryc. 25, po przekształceniu równania). Oznacza to,



Ryc. 28. Tempo zmian koryta Wisły poniżej stopnia wodnego Włocławek
A – w planie, B – w profilu podłużnym

1 – etapy rozwoju nowego poziomu zalewowego, 2 – etapy rozwoju strefy erozyjnej dna koryta: a – do roku 1972, b – do roku 1987, w wyniku prac regulacyjnych, 4 – strefa agradacyjna – rzeka rozłokowa (Ac), E – strefa erozyjna, L – lewobrzeżna połowa koryta, P – prawobrzeżna połowa koryta

The rate of channel changes downstream from the Włocławek dam in a plane – A and longitudinal profile – B

1 – the stages of the new flood plain development, 2 – the stages of the erosional zone development: a – until 1972, b – until 1987, c – do roku 2000, d – do roku 2020, do momentu wykształcenia się całego poziomu zalewowego, 3 – poziom zalewowy powstały w wyniku prac regulacyjnych, 4 – aggrading zone – braided channel (Ac), E – erosional zone, L – left side of channel, R – right side of channel

że podniesienie się stanów wody o 20 cm przeciętnie w ciągu roku spowoduje pogłębienie się strefy erozyjnej w formie przekroju podłużnego rzeki o 400 m^2 , ich obniżenie natomiast zmniejsza ten proces na korzyść wzrostu tempa przemieszczania się czoła strefy erozyjnej w dół rzeki. Punkt zwrotny w tym procesie stanowi stan wody 347 cm (ryc. 26), odpowiadający w przybliżeniu średniemu wieloletniemu stanowi sprzed budowy stopnia wodnego (ryc. 23) i minimalnej wysokości powierzchni nowo tworzonej równiny zalewowej. Wartość tę otrzymano ze zrównania danych R_E i L , obliczonych z przekształconych równań prostych regresji (ryc. 24 i 25).

Opierając się na odwrotnej proporcjonalności ilości materiału wyerodowanego z dna poniżej zbiornika stopnia wodnego Włocławek ze stanami wody (przepływami), określono na bazie rzeczywistych wartości uśrednionych (tab. 1; ryc. 22, p. 1–2) średnie roczne wielkości ubytku materiału dennego w całym analizowanym okresie (tab. 2; ryc. 22, p. 3). Dane te, w celu weryfikacji, porównano z wynikami analiz planimetrycznych przekrojów poprzecznych koryta przeprowadzonych dla początkowych 4 lat istnienia zbiornika (Babiński 1982, s.

72). Okazało się, że wartości roczne ubytku materiału dennego obliczone dwiema różnymi metodami wykazują podobne tendencje (ryc. 22, p. 3 i 4).

Stosując wyżej przedstawioną zasadę odwrotności funkcji $H_Q:L$, dokonano również obliczeń rocznego tempa przemieszczania się czoła strefy erozyjnej (tab. 2), ponieważ jednak wykazuje ono taką samą tendencję przebiegu jak R_E (funkcja stanów wody – rycina 22, p. 3 i 5), bliżej go nie analizowano. Podobnie pominięto charakterystykę R_E i L w powiązaniu z liczbą dni z zalewem równiny zalewowej (ryc. 24). Jest to z kolei związane z niskimi współczynnikami korelacji liniowej r , wynoszącymi od $-0,16$ do $-0,76$ (ryc. 24, p. 5–8).

Proces erozji wgłębnej, określanej rocznym ubytkiem materiału dennego ze strefy erozyjnej poniżej zbiornika w ciągu 19 lat jego istnienia, miał przebieg oscylacyjny przeciętnie co 2–4 lata, z wyraźnym podziałem na dwa okresy (tab. 2; ryc. 22). W pierwszym z nich, trwającym około 13 lat do 1981 r., od momentu maksimum przypadającego na początkowe lata działalności zbiornika (Babiński 1982), przejawiał tendencję malejącą. Jej powodem były zarówno zjawiska hyd-

Tabela 2. Przeciętne roczne tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej (L) i ilości wyerodowanego materiału (R_E) w zależności od średnich rocznych stanów wody (H_Q) w okresie od roku hydrologicznego 1968/1969 do 1986/1987

Average yearly rate of erosive zone's front shifting (L) and quantity of eroded material (R_E), according to yearly average water levels (H_Q) at the period from hydrologic year 1968/1969 to 1986/1987

Lata hydrologiczne Hydrological years	H_Q (cm)	R_E (mln m ³)	L (km)
1968/1969	334	1,59	3,14
1969/1970	343	1,39	2,64
1970/1971	367	0,67	0,93
1971/1972	338	1,55	3,00
1972/1973	343	1,39	2,64
1973/1974	365	0,72	1,07
1974/1975	419	-0,90	-
1975/1976	349	1,21	2,21
1976/1977	371	0,55	0,64
1977/1978	376	0,39	0,29
1978/1979	396	-0,21	-
1979/1980	398	-0,27	-
1980/1981	402	-0,39	-
1981/1982	373	0,48	0,50
1982/1983	342	1,42	2,71
1983/1984	303	2,61	5,50
1984/1985	352	1,12	2,00
1985/1986	306	2,52	5,29
1986/1987	342	1,42	2,71
1968 – 1987	359		

Uwaga: wartości ujemne lub ich brak wskazują na przekroczenie granicy ufności

rologiczne (ryc. 22, p. 5), jak i proces tworzenia się nowej równiny zalewowej. Później w ciągu ostatnich trzech analizowanych lat, „sprzyjające” warunki hydrologiczne w powiązaniu z utwaleniem powierzchni równiny zalewowej przez roślinność (fot. 8) przyczyniły się do uaktywnienia procesu erozji. Przekroczyła ona wówczas nawet wartości z pierwszych lat istnienia zbiornika. W przypadku dłużej trwającego tak intensywnego procesu erozji poniżej zbiornika (do 1990 r. włącznie obserwowano dalsze obniżanie się stanów wody Wisły) czoło strefy erozyjnej osiągnie odcinek uregulowany pod Ciechocinkiem szybciej niż to wskazuje prosta regresji (ryc. 21).

Konsekwencje procesów erozyjnych poniżej zbiornika

Proces intensywnej erozji wgłębnej poniżej stopnia wodnego Włocławek spowodował i przyczynia się w dalszym ciągu do zmian zarówno morfologii koryta, jak i przebiegu zjawisk hydrologicznych. Efektem zmian przebiegu zjawisk hydrologicznych jest stałe obniżanie się zwierciadła wody w Wiśle na odcinku erozyjnym. Szczególnie jest to widoczne przy porównaniu stanów wody wodowskazu Włocławek ze stanami punktu pomiarowego Chełmno (ryc. 23),



Fot. 8. Nowo powstały poziomy zalewowy powyżej mostu drogowego we Włocławku (prawy brzeg), będący efektem procesów erozyjnych poniżej stopnia wodnego we Włocławku
Fot. lipiec 1988 r.

Newly formed flood plain upstream of the road-bridge in Włocławek (right bank), being an effect of erosive-accumulative processes downstream from the Włocławek Dam
Photo July 1988

który nie podlega już wpływom zbiornika (Machalewski i in. 1974). Analiza statystyczna danych wodowskazowych obydwu punktów pomiarowych wykazała znaczne rozbieżności w poszczególnych przedziałach stanów: średnich niskich (SNW), średnich (SW) i średnich wysokich (SWW). Największe różnice między danymi tych wodowskazów wystąpiły w zakresie stanów niskich (różnica prawie 1,4 m), najmniejsze zaś — powyżej stanów wysokich (ok. 0,3 m — ryc. 23). Ten rozbieżny charakter przebiegu prostych regresji związków wodowskazów obydwu punktów pomiarowych wskazywałby na tendencję malejącą zmian koryta pod Włocławkiem od erozyjnej strefy dennej do poziomu wysokich stanów wody. Już bowiem na wysokości odpowiadającej powierzchni nowo powstałej równiny zalewowej nie obserwuje się różnic w zachowaniu się stanów wody (ryc. 23). Jest to dowód na to, że procesom erozyjnym ulega głównie strefa denna w granicach regulacji koryta, na obszarach pozaregulacyjnych natomiast erozja jest ograniczona lub występuje akumulacja.

Nierównomierny rozwój procesu erozji wglębnej w czasie i przestrzeni (ryc. 20 i 21), a także praca elektrowni sprawiły, że zmienił się spadek zarówno dna koryta, jak i zwierciadła wody. Te dwie charakterystyki hydromorfologiczne koryta, w przypadku wpływu na nie erozji wglębnej, przejawiają tendencje stałej, nieodwracalnej zmienności. W odniesieniu do wpływu pracy elektrowni należy mieć na uwadze tylko chwilowe wahania zwierciadła wody.

Porównanie danych wodowskazowych ze stopnia wodnego „dolna woda” z danymi limnigraficznymi we Włocławku (4,6 km poniżej zbiornika) wykazało, iż w pierwszych czterech latach działalności stopnia wodnego średni spadek zwierciadła wody zmalał na tym odcinku od $0,196\text{‰}$ (ryc. 14) do $0,109\text{‰}$. W tym samym czasie notowano chwilowe spadki zwierciadła wody powodowane pracą elektrowni, dochodzące maksymalnie do $0,45\text{‰}$, w okresie zaś minimalnego upustu wód ze zbiornika (zamknięte jazy), do około $0,01\text{‰}$ (Babiński 1982).

Nieco inaczej przedstawiały się spadki zwierciadła wody obliczone metodą pośrednią z użyciem równań prostych regresji przedstawionych na rycinie 20. Z ich analizy statystycznej wynika, że w 1972 r. spadek dna koryta i zwierciadła wody podczas trwania średnich niskich stanów wody wynosił tylko $0,033\text{‰}$. W okresie występowania tzw. wody brzegowej (*full bank stage*) wzrastał ponad dwukrotnie, osiągając wartość $0,078\text{‰}$. Generalnie są to więc wartości zaniżone ponad trzykrotnie dla koryta ograniczonego stanem SNW i prawie 1,4-krotnie dla koryta wody brzegowej w stosunku do tych, które otrzymano drogą analizy hydrologicznej. Za przyczynę tych rozbieżności należy niewątpliwie uznać zastosowanie różnych metod badawczych, hydrologicznej i geomorfologicznej. Pierwsza z nich, bazująca na bezpośrednich pomiarach terenowych określa rzeczywisty spadek zwierciadła wody, będący elementem składowym reżimu hydrologicznego rzeki. Z kolei metoda geomorfologiczna, o charakterze pośrednim, obarczona jest większymi błędami pomiarowymi, ma jednak tę zaletę, że daje możliwość w analizowanym przypadku określania warunków hydromorfologicznych koryta na odcinku dłuższym niż 4,6 km. Pozwala na badania tych

zmian wraz z rozwojem strefy erozyjnej w czasie. Na tej m.in. podstawie stwierdzono, że po 1972 r. następował wzrost spadku dna koryta, a wraz z nim zwierciadła wody. W 1985 r. dla koryta ograniczonego średnim stanem wody wynosił on już $0,063^0/_{00}$, a dla wody brzegowej – $0,099^0/_{00}$ (przeciętnie $0,080^0/_{00}$ – ryc. 14). Następne pomiary, przypadające w 19 roku istnienia zbiornika, potwierdziły te tendencje wzrostowe (ryc. 20), ujawniły zarazem pewną stabilizację dna koryta w bezpośrednim sąsiedztwie zapory (ryc. 20). Jest to niewątpliwie związane z zahamowaniem erozji wgłębnej przez trudno rozmywalne utwory denne w tej strefie koryta. Taki kierunek rozwoju spadku dna koryta będzie występował do chwili osiągnięcia przez czoło strefy erozyjnej odcinka uregulowanego Wisły.

Proces erozji wgłębnej poniżej stopnia przyczynił się i będzie w dalszym ciągu powodował tworzenie się dwóch, odmiennych pod względem morfologicznym, stref akumulacyjnych: równiny zalewowej i odcinka wymuszonej akumulacji, występującego poniżej czoła strefy erozyjnej.

Tworzenie się nowego poziomu zalewowego, towarzyszącego odcinkowi erozyjnemu Wisły poniżej stopnia wodnego, jest efektem procesu akumulacji materiału dennego wyerodowanego ze strefy nurtu, z jednoczesnym obniżaniem się dna koryta. W początkowej fazie działalności zbiornika – do 1972 r., następowało szybkie wypełnianie rumowiskiem obszarów zaprądowych rzeki, a więc zakępowych odnóg bocznych koryta oraz stref międzyostrogowych (strefa regulacji). Sprzyjały temu procesowi zarówno duże wahania stanów wody związane z bliskością stopnia wodnego, jak również niestabilizowane warunki hydrodynamiczne koryta rzeki roztokowej. Później następowało powolne wykształcanie się równiny zalewowej, zakończone w latach osiemdziesiątych utrwaleniem jej powierzchni przez roślinność (fot. 8). Do 1978 r. powstał poziom zalewowy o długości około 8 – 12 km (ryc. 20a, 28). Jest on jednak niejednolity, składa się bowiem z masywów o długości około 2 km (prawobrzeżny masyw usytuowany w sąsiedztwie stopnia ma długość ponad 6 km) i powierzchni doniżonej w stosunku do dawnego poziomu zalewowego o około 0 – 2,5 m. Fazę inicjalną tego poziomu zalewowego obserwowano w tym okresie już w odległości około 25 km od zbiornika (ryc. 28). Typową cechą tej fazy było (jest nadal) to, że podczas jej trwania nowo tworzony poziom zalewowy po części zachował się jak dno koryta, po części zaś jak strefa pozakorytowa łożyska. W tej sytuacji część utworów powierzchniowych poziomu bierze w dalszym ciągu udział w procesie korytowym, część natomiast stanowi już fację powodziową. Dowodem na jednokierunkowy rozwój tej formy, zmierzający do wykształcenia się poziomu zalewowego, są piaszczyste wały brzegowe typu *levee*.

W świetle analizy statystycznej opartej na dotychczasowych badaniach tempa przemieszczania się czoła strefy erozyjnej (ryc. 21) można stwierdzić, że faza inicjalna równiny zalewowej osiągnęła już początek odcinka Wisły uregulowanego w XIX w. Z tych samych danych wynika, że zakończenie procesu kształtowania się nowej równiny zalewowej tego odcinka o charakterze roztokowym nastąpi w latach 2000 – 2020 (ryc. 28).

Poniżej czoła strefy erozyjnej, która zarazem wyznacza początek powstającej równiny zalewowej (faza inicjalna), znajduje się odcinek o wzmożonej akumulacji rumowiska wlezonego (ryc. 28). Ten agradacyjny charakter procesu korytowego nadaje Wiśle na tym odcinku zarys typowej rzeki roztokowej z licznymi łachami centralnymi i bocznymi (fot. 2). Łachy te są wyższe niż ich odpowiedniki na innych odcinkach koryta nieuregulowanego (roztokowego) Wisły, np. w okolicy Wyszogrodu — wynurzają się na prawie 0,2–0,4 m ponad średni stan wody. Są one zarazem wskaźnikiem pojawienia się strefy akumulacyjnej poniżej stopnia wodnego.

Jak wykazały badania terenowe, po czterech latach działalności zbiornika odcinek akumulacyjny znajdował się pomiędzy 9 a 20 km poniżej stopnia wodnego (ryc. 28). Strefa denna koryta na tym odcinku podniosła się średnio o około 0,21 m (Babiński 1982). W latach osiemdziesiątych odcinek ten przesunął się już na odległość większą niż 16 km od zbiornika, zachowując tę samą wysokość łach jak w poprzednim okresie. W 1987 r. natomiast strefa akumulacyjna znajdowała się na odcinku odległym od zbiornika już o 25–40 km (ryc. 28). Dowodzą tego między innymi wyniki bezpośrednich pomiarów przekrojów poprzecznych dna koryta wykonanych w Nieszawie odległej o 25–27 km (rozd.



Fot. 9. Wynurzone fragmenty drewnianych pali po dawnym moście drogowym we Włocławku — jako efekt erozji wgłębnej poniżej zbiornika

Fot. sierpień 1991 r.

Emerged fragments of wooden pales after former road-bridge in Włocławek — as an effect of bed erosion downstream from the reservoir

Photo August 1991



Fot. 10. Port zimowy we Włocławku (dno), który na skutek erozji wgłębnej poniżej zbiornika zatracił swoje znaczenie z powodu braku wody nawet przy średnich przepływach Wisły

Fot. sierpień 1991 r.

Winter port in Włocławek (bottom), which lost its importance in consequence of water lack even with average Vistula discharges

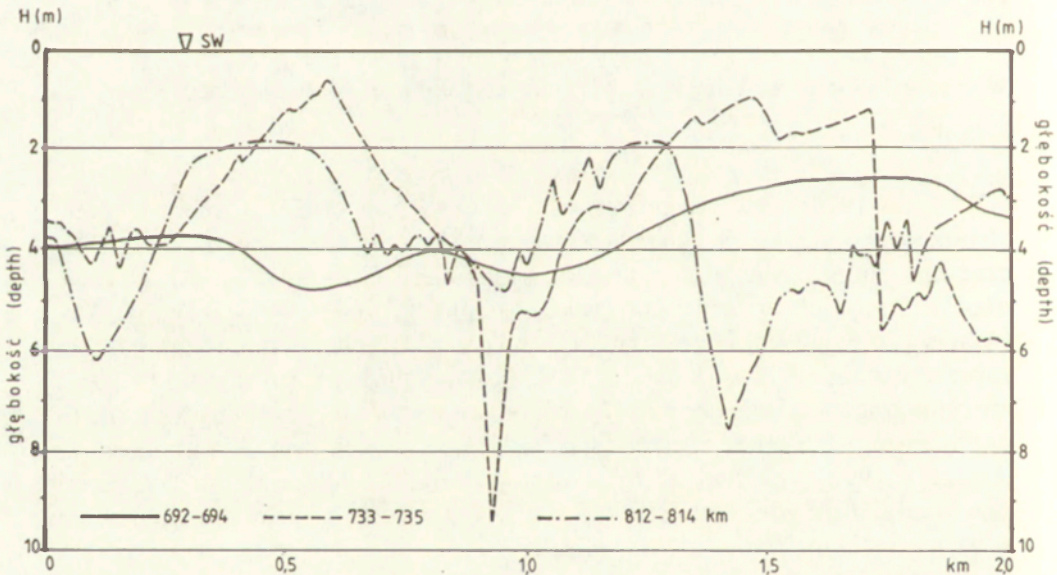
Photo August 1991

6.2) — do 1976 r. nie stwierdzono bowiem na tym odcinku zmian średniej głębokości koryta, która wynosiła wówczas 2,44 m. Później następowało ustawiczne jego podnoszenie, aż do wartości minimalnej 1,99 m w 1987 r. To spłycenie o 0,45 m strefy dennej koryta już w roku następnym zmniejszyło się o około 0,3 m, świadcząc o pojawieniu się na tym odcinku czoła strefy erozyjnej. Wynikom tym zaprzeczają dane A. Rosickiego (1987, s. 28), który twierdzi, że już w 1985 r. strefa erozyjna osiągnęła odległość aż 37,5 km od stopnia wodnego Włocławek; wkroczyłaby więc na odcinek obecnie typowy dla rzeki roztokowej. Wiadomo zaś, że jeszcze w 1990 r. na tym odcinku występowały łacze centralne o wysokości przekraczającej średni wieloletni stan wody Wisły, co wyżej uznano za kryterium wyznaczające odcinek akumulacyjny.

Namacalnym efektem procesu erozji wgłębnej poniżej stopnia wodnego Włocławek są wynurzone fragmenty pali po dawnym moście drewnianym (fot. 9). Zanim powstał zbiornik, były one niewidoczne nawet przy bardzo niskich stanach wody. Dowodem na istnienie erozji wgłębnej poniżej stopnia jest również fakt, że port zimowy we Włocławku staje się suchym portem już podczas średnich stanów wody (fot. 10). Także proces erozji wstecznej dna koryta lewobrzeżnej rzeki Zgłowiączki, zahamowany obecnie przez progi korekcyjne, świadczy o po-

głębianiu bazy erozyjnej, jaką jest dla niej rzeka Wisła. Procesy erozyjne mają odzwierciedlenie w zmianie składu mechanicznego osadów budujących dno koryta (rozdz. 5). Największy wpływ tego procesu obserwuje się jednak w sferze przekształcania koryta rzeki roztokowej w koryto typu prostoliniowego lub ograniczonego zabudową hydrotechniczną meandrowania o tzw. wymuszonej erozji. Ma to również odbicie w układzie mezoforn korytowych. W przypadku rzeki roztokowej, a tym bardziej rzeki uregulowanej, prostoliniowej (rozdz. 4.2.1) o wyrównanym bilansie rumowiska wleczonego (nieujemnym), w profilu podłużnym koryta biegnącym w linii nurtu zaznaczają się formy typu łach i plos; na odcinku erozyjnym poniżej zbiornika tej sekwencji brak (ryc. 29). Dno koryta jest tu najczęściej wyrównane, niemal pozbawione form akumulacyjnych. Tylko w nielicznych przypadkach profil podłużny koryta urozmaicają wychodnie trudno rozmywalnych utworów ilasto-gliniastych czy glazy, tzw. „rafy”.

Proces przekształcania koryta Wisły poniżej stopnia wodnego Włocławek, przy założeniu średniej prędkości przemieszczania się czoła strefy erozyjnej wynoszącej około $1,3 \text{ km} \cdot \text{rok}^{-1}$, dotrze do początku odcinka uregulowanego pod koniec XIX w. (ujście Tażyny) już około 2000 r. (ryc. 28). Przy uwzględnieniu przeciętnego, prawdopodobnego tempa przemieszczania się czoła tej strefy,



Ryc. 29. Przekroje podłużne dna koryta Wisły w linii nurtu wykonane echosondą w dniach 6–7 kwietnia 1988 r. w odcinkach: erozyjnym – poniżej stopnia wodnego Włocławek (692–694 km), uregulowanym – pod Toruniem, w którym zaznacza się oddziaływanie mostów na procesy korytowe (733–735) i pod Świeciem (812–814 km)

Longitudinal profiles of channel bottom (thalweg) made in 6–7 April 1988 in segments: erosional – downstream from the Włocławek dam (692–694 km), regulated near Toruń (733–735) and near Świecie (812–814 km)

określonego na podstawie prostej regresji (ryc. 21) nastąpi to dopiero około roku 2010. Można przypuszczać, że pełne wykształcenie się nowego poziomu zalewowego, a tym samym nowego typu koryta, odpowiadającego w przybliżeniu warunkom niżej leżącego odcinka uregulowanego, nastąpi do 2020 r. (ryc. 28). Do tego czasu ze strefy dennej koryta zostanie wyerodowane około 35 mln m³ materiału, przy przeciętnym rocznym jego ubytku wynoszącym około 0,7 mln m³ (ryc. 21).

5. ZMIANY LITOLOGICZNE ŁACH KORYTA DOLNEJ WISŁY

Proces sedymentacji w środowisku rzeczonym jest ściśle związany z dynamiką wód płynących. Energia kinetyczna rzeki, będąca funkcją prędkości płynięcia wody, kształtuje proces erozji, transportu rumowiska, a następnie ma wpływ na sedymentację. W powiązaniu z rodzajem transportowanego rumowiska, z jego średnicą i obróbką, tworzy sekwencje uziarnienia dna koryta. Jest to szczególnie widoczne przy porównaniu facji korytowej z facją powodziową rzeki.

Generalnie środowisko fluwialne uważa się za bardzo zróżnicowane pod względem sedymentacyjnym (Mycielska-Dowgiałło 1980), niekiedy nawet wręcz chaotyczne (Kostrzewski 1970). Stwierdza się brak wyraźnych prawidłowości w zmienności uziarnienia dna w profilu poprzecznym czy podłużnym koryta. Trudno więc na podstawie układu sedymentacyjnego osadów dennych określić rozwój procesów korytowych, a szczególnie oddzielić proces naturalny od będącego wynikiem działalności gospodarczej człowieka. Dodatkowo komplikuje to metodyka poboru próbek. Na wynik wpływa miejsce poboru próbki, w którym może zaznaczać się oddziaływanie morfologii koryta (morfodynamiki rzeki), czynników zewnętrznych, np. budowy geologicznej (progi, „rafy”) czy dopływów (Knighton 1980, Troutman – za Knighton 1987, s. 120, Kostrzewski 1970, s. 152, Kociszewska-Musiał 1969). Szczególną rolę odgrywa tu czynnik morfologiczny, gdzie na stosunkowo niewielkich odległościach notuje się znaczne zróżnicowanie uziarnienia osadów dennych. Stwierdza się bowiem występowanie, w ramach tej samej formy, jaką jest łacha, utworów piaszczystych od frakcji najdrobniejszej do gruboziarnistej (tab. 3), a nawet żwirów. W jej profilu pionowym, w warstwie o miąższości nie przekraczającej 1 metra, może występować kilka lamin o różnym składzie mechanicznym (Baśniński 1979, s. 11). Sekwencję taką można spotkać w każdym profilu pionowym łachy czy w facji korytowej równiny zalewowej. Zróżnicowanie granulometryczne osadów występuje także w zależności od sytuacji morfodynamicznej łachy, a więc od tego czy jest to w czole łachy (x), czy poniżej niego na zboczu (a), lub też w podobnym układzie, ale w linii nurtu (odpowiednio w punktach b i c – por. ryc. 3, p. 5). Największe jednak różnice budowy geologicznej dna koryta występują w obrębie plos, gdzie obok utworów mułkowo-ilastych mogą występować utwory piaszczyste o różnym składzie mechanicznym, a nawet materiał *in situ* – il, glina morenowa bądź pozostałości po jej rozmyciu – poziom bruku morenowego. Wobec tak znacznego zróżnicowania utworów budujących dno koryta trzeba zadać pytanie,

Tabela 3. Przeciętna średnica (GSS) i stopień obróbki (W_0) osadów budujących łachy dolnej Wisły
Average grain's size (GSS) and a treatment degree (W_0) of deposits building bars of the Lower Vistula

Lp.	Km biegu Wisły	GSS		W_0	Głębokość poboru próbek w metrach względem zw. wody
		Perc. 50	mm		
1	686,5	0,83	0,55	1205	-1,0
2	690,0	0,85	0,60	1194	-1,0
3	694,5	1,13	0,52	1084	-0,5
4	698,5	1,27	0,39	1123	+0,6
5	700,0	1,22	0,42	1216	-0,8
6	701,0	1,01	0,49	1139	0,0
7a	701,0	0,98	0,48	1146	-2,0
8b	701,0	1,04	0,51	1080	-0,5
9	705,0	1,38	0,60	1258	+0,5
10	708,0	1,72	0,57	983	0,0
11	709,2	1,41	0,46	1140	+0,3
12	713,0	1,33	0,63	881	0,0
13	716,0	1,42	0,50	1172	-0,5
14	717,2	1,35	0,49	1136	-0,9
15	719,0	1,20	0,46	1107	-1,5
16	722,2	1,03	0,48	1177	0,0
17a	722,2	2,04	0,25	1137	-2,0
18b	722,2	1,15	0,47	1206	-0,7
19	723,2	0,86	0,59	1185	-1,3
20	728,8	1,44	0,44	1159	-0,9
21	731,5	1,45	0,44	1059	-0,5
22	735,0	1,37	0,45	1173	-1,0
23	740,0	1,51	0,41	1146	+0,1
24a	740,0	1,52	0,41	945	-1,0
25b	740,0	1,33	0,35	1000	-0,2
26c	740,0	1,50	0,40	961	-1,0
27	745,0	1,24	0,45	1116	-1,5
28	750,0	1,17	0,49	1139	-0,2
29	755,2	1,07	0,75	1160	-0,1
30	760,2	1,30	0,49	1242	-0,3
31	765,5	1,15	0,46	1112	0,0
32a	765,5	1,74	0,95	1112	-2,0
33b	765,5	1,07	0,48	1149	-0,3
34	770,0	1,05	0,65	1056	-0,8
35	780,2	1,36	0,37	1227	-0,1
36	785,2	1,12	0,64	1197	-0,3
37	790,0	1,49	0,50	1031	+0,3
38a	790,0	1,76	0,43	1054	-2,0
39b	790,0	1,24	0,45	1225	-0,5
40	795,5	1,57	0,57	985	+0,8
41	800,0	1,10	0,68	1224	-1,0
42	805,5	1,32	0,56	1156	-1,0
43	811,0	1,37	0,56	1294	-0,5
44	815,0	1,13	0,54	1204	-0,8
45	817,0	1,01	0,78	1192	-0,5

a - zbcze łachy poniżej czoła

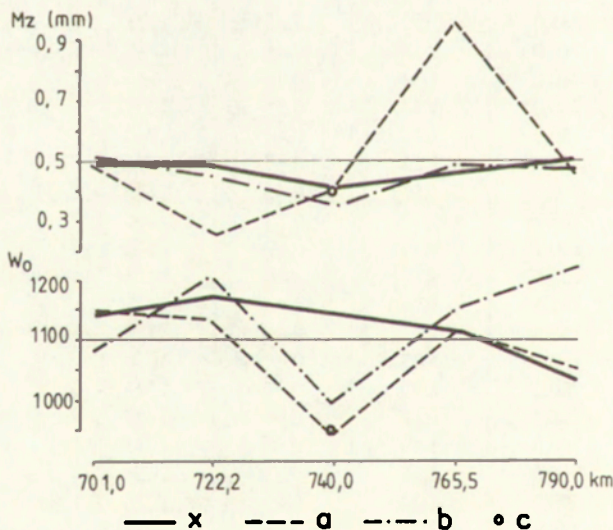
b - czoło łachy w linii nurtu

c - zbcze łachy poniżej czoła w linii nurtu

x - czoło łachy, najczęściej wynurzone (pozostałe dane)

w którym jego miejscu należy pobrać próbki, aby na podstawie ich analizy granulometrycznej było możliwe określenie zmienności frakcji utworów z biegiem rzeki (proces naturalny – czy powstały w wyniku działalności gospodarczej człowieka).

Niewątpliwie do tych celów nie nadają się utwory pobrane z plos. Problematiczne pod tym względem są także utwory pobrane z głębszych warstw łach. Pozostaje więc jednoczesny pobór próbek z łach i to z różnych ich fragmentów. Najmniejsze ich zróżnicowanie granulometryczne określonego pod względem morfologicznym miejsca łachy jest najwłaściwsze do scharakteryzowania tego problemu. Podobnie, w sposób pośredni, wniosek co do reprezentatywności łach w określaniu uziarnienia dna koryta przedstawili L. B. Leopold i inni (1964). Wskazują oni, że łachy typu *riffle* (patrz rozdz. 6) zbudowane są na ogół z materiału grubszego, zaś ich przeciętna średnica jest typowa dla całej rzeki. Natomiast plosa pod względem granulometrycznym są bardziej zróżnicowane, przy czym są to najczęściej piaski drobnoziarniste (Richards 1976a). To zróżnicowanie jest niewątpliwie związane z dużą zmiennością warunków hydrodynamicznych rzek (Keller 1971). Reprezentatywność łach w poborze próbek osadów, w przeciwieństwie do plos, widzi również D. S. Cherkauer (1973). Odmienne zdania są D. I. Smith i P. Stopp (1978), którzy stwierdzają, że w plosach przeważa frakcja dominująca w rzece, a tym samym z tych form należy dokonywać poboru próbek.



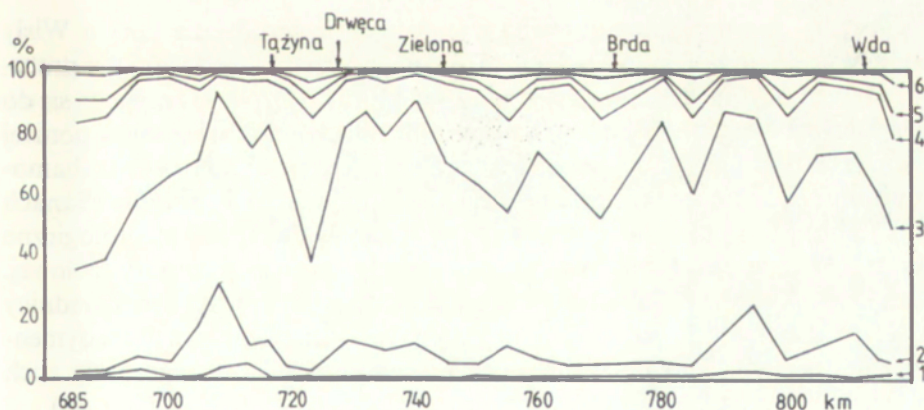
Ryc. 30. Przeciętna średnica ziarn piasku M_z i wskaźnik obróbki W_0 w miejscu: x – czoł łach, a – zboczy łach poniżej czoł, b – czoł łach w linii nurtu, c – zboczy łach poniżej czoł będących w linii nurtu (patrz ryc. 3, p. 5)

The average grain-size of sand M_z and treatment coefficient – W_0 in places of channel: x – the front of bars, a – the slope of bar below it's front line, b – the front of bars in thalweg, c – the slope of bar below it's front line in thalweg (see Fig. 3, p. 5)

Jak już wspomniano, pobrano próbki z pięciu łach dolnej Wisły, usytuowanych na 701,0 km, 722,2, 740,0, 765,5 i 790,0 km biegu Wisły, na miejscu ich czoł (x), ze zboczy poniżej czoł (a), z powierzchni łach w linii nurtu (b) i poniżej nich ze zboczy (c) (ryc. 3, p. 5). Z analiz granulometrycznych wynika, że najmniejsze zróżnicowanie frakcji występowało na miejscu czoł łach, najczęściej ich wynurzonych fragmentów (tab. 3; ryc. 30). Wynosiło ono od 0,41 do 0,50 mm. Nieco większe, bo w granicach 0,35–0,51 mm, było także na powierzchni łachy, ale w linii istniejącego wówczas nurtu. Największe różnice uziarnienia występowały na zboczu łachy, gdzie obok frakcji drobnoziarnistej (0,25 mm) zalegały utwory gruboziarniste – 0,95 mm (tab. 3, ryc. 30). Ze względu na to, że w miejscu c pobrano tylko jedną próbkę, trudno stwierdzić charakter osadów na tych zboczach łach w profilu podłużnym rzeki. Należy przypuszczać, że jest on podobny do punktu a, o czym świadczy zbieżność pod względem uziarnienia (Mz) i obróbki (Wo) – rycina 30.

Podobnie jak przeciętna średnica ziarn piasku budującego łachy, również wskaźnik obróbki w miejscu czoł łach był najbardziej jednolity – 1031–1177 (tab. 3; ryc. 30). W pozostałych punktach poboru próbek (a, b i c) był on bardziej zróżnicowany – wahał się od 945 do 1225 (tab. 3). Potwierdzałoby to reprezentatywność czoła łachy (x) jako miejsca poboru próbek. Jednocześnie eliminuje to punkt poboru b, z którego przeciętna średnica ziarn piasku (Mz) była podobna do wartości z czoła łach.

Wykorzystując dane granulometryczne w postaci przeciętnych średnic ziarn piasku (Mz), pochodzące z czoł łach (x), dokonano analizy zmian uziarnienia dna w profilu podłużnym koryta dolnej Wisły (ryc. 31 i 32). Do celów porównawczych, wskazujących na wpływ działalności człowieka na procesy sedymentacyjne, posłużyły dane w postaci mediany, pochodzące z I połowy bieżącego stulecia



Ryc. 31. Kartogram syntetyczny składu mechanicznego aluwium budujących czoła łach (x) w profilu podłużnym koryta Wisły w odcinku od Włocławka do Świecia

1 – do 0,125 mm, 2 – do 0,25 mm, 3 – do 0,5 mm, 4 – do 0,8 mm, 5 – do 1,0 mm, 6 – do 2,5 mm

Synthetical cartogram of aluvium grain-size building the front sand bars (x) in longitudinal profile of Vistula river from Włocławek to Świecie

1–6 – as above in mm

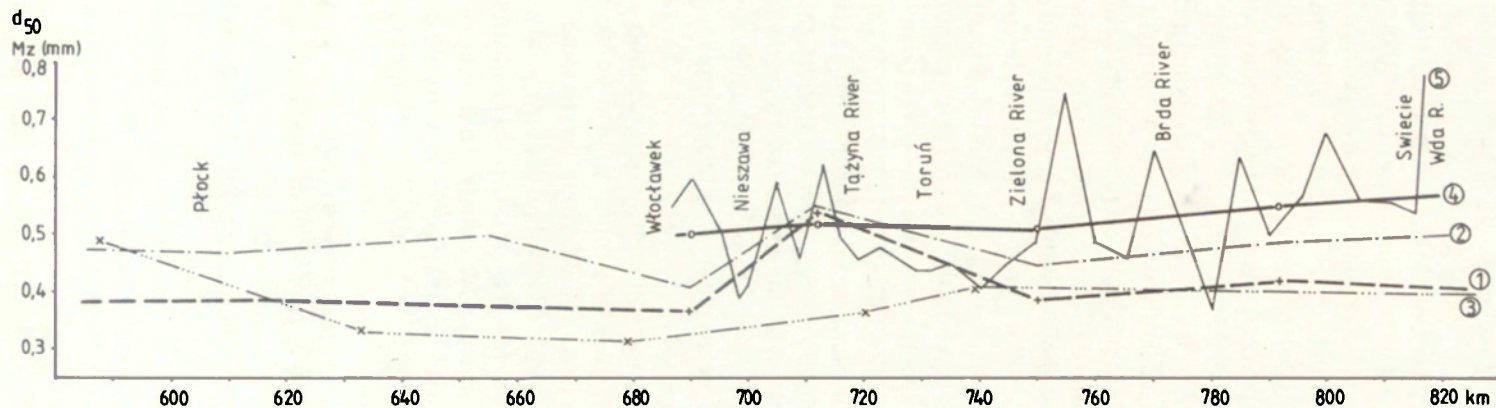
(*Material...*, 1954; Born 1958) — rycina 32. Należy dodać, że pomiędzy wartościami M_z i medianą występują pewne różnice wynikające z metod badawczych, są one jednak niewielkie.

Generalnie, analizowany odcinek Wisły od Wyszogrodu do Świecia, można podzielić na cztery strefy sedymentacyjne, w których widoczny jest wpływ czynników naturanych i działalności człowieka (ryc. 2): a) odcinek górny, b) Zbiornik Włocławski, c) odcinek poniżej zapory i d) odcinek dolny — uregulowany (rozdz. 3).

Strefa górna (a), charakterystyczna dla rzeki roztokowej — nie uregulowanej, do wybudowania w 1969 r. stopnia wodnego we Włocławku, rozciągała się aż do ujścia Tażyny (ryc. 32). Typową jej cechą był w miarę wyrównany przebieg średnic d_{50} ziarn piasku budującego dno w miejscu występowania łąch (0,37–0,39 mm), w nurcie (0,41–0,51 mm) oraz w materiale wleczonym (0,32–0,49 mm); (*Material...*, 1954; Born 1958). Pomędzy tymi trzema wielkościami rumowiska dennego w profilu podłużnym rzeki występowała niemal równoległa zależność, z gradacją od utworów najgrubszych w miejscu nurtu poprzez łąchy do utworów wleczonych (ryc. 32). Był to prawidłowy układ sedymentacyjny, wynikający z możliwości transportowych wód płynących. Pewne odstępstwo od tej zasady występowało w punkcie pomiarowym w Wyszogrodzie, gdzie mediana ziarn transportowanego rumowiska była większa od pozostałych próbek pobranych w nurcie i w łasze. Prawdopodobnie wynikało to z dużej zmienności warunków hydrodynamicznych rzeki w powiązaniu z przypadkowością poboru tylko jednej próbki i to w miejscu przewężenia koryta Wisły. Zmniejszenie mediany ziarn piasku w linii nurtu poniżej Włocławka należy niewątpliwie wiązać z efektem podparcia wód powyżej przewężenia koryta na 701 km Wisły pod Nieszawą i wytrącania się utworów nawet drobniejszych (ryc. 32).

Zdecydowana ingerencja człowieka w postaci przegrodzenia koryta Wisły stopniem wodnym pod Włocławkiem (675 km) przyczyniła się do zmiany procesów sedymentacyjnych w dolnej części strefy a, która do tej pory rozciągała się do ujścia Tażyny. Nastąpił jej podział na Zbiornik Włocławski (b) i odcinek poniżej zbiornika (c) (ryc. 2). Na odcinku b, w cofce zbiornika, został całkowicie zahamowany transport rumowiska: przeciętnie 1,9 mln m³ materiału rocznie (Banach 1986). Czoło stożka akumulacyjnego, jak wykazały badania sedymentologiczne (Banach 1985, ryc. 2), dotarło na odległość około 35 km powyżej zapory czołowej. Poniżej tego kilometra, zamiast utworów piaszczystych o przeciętnej średnicy 0,32–0,51 mm (ryc. 32), pojawiły się utwory pylasto-ilaste, typowe dla sedymentacji zbiornikowej. Jedynie w strefie brzegowej zbiornika zaznacza się ruch rumowiska wlezonego, związany z procesami abrazyjnymi (Banach 1985).

Na skutek pozbawienia wód płynących rumowiska wlezonego oraz dzięki dobowym wahaniom stanów wody, związanym z pracą elektrowni, w październiku 1968 r. została zainicjowana i trwa nadal intensywna erozja wgłębna poniżej zbiornika Włocławek (Babiński 1982, 1986 — por. rozdz. 4.2.2). W wyniku tego procesu następuje selektywne wymywanie coraz grubszego materiału z dna



Ryc. 32. Przeciętna średnica ziarn (M_z) i mediana (d_{50}) piasku budującego dno koryta Wisły w profilu podłużnym od 600–820 km jej biegu w miejscu: łach – (1, 4 i 5), nurtu – (2) i w postaci rumowiska wlezonego – (3).

Punkty 1–3 (d_{50}) wg: *Material...*, 1954; Born, 1958.

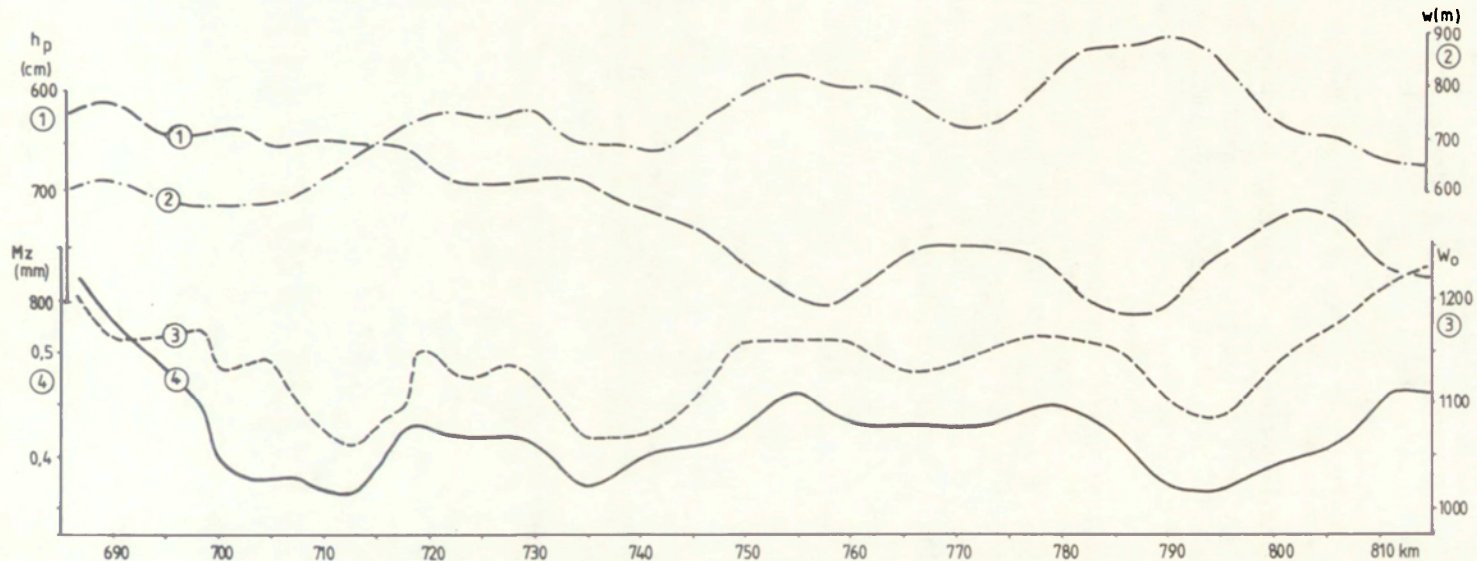
The grain-size of sand (M_z and d_{50}) building of Vistula channel bottom in longitudinal profile from 600–820 km in place: bars (1, 4 and 5), thalweg (2) and as the bed-load (3).

Points 1–3 as the d_{50} values according: *Material...*, 1954; Born, 1958

koryta w strefie c od stopnia w dół rzeki (ryc. 2). W efekcie, po czterech latach istnienia zbiornika, średnia ważona średnica utworów budujących dno w profilu poprzecznym (8 próbek), w odległości około 0,3 km poniżej stopnia wodnego, wzrosła prawie 14-krotnie, osiągając przeciętną wartość 5,088 mm (Babiński 1979, 1982). W odległości około 4 km od zapory czołowej średnica d_{50} , obliczona również z 8 próbek wynosiła 0,48 mm, tzn. była już tylko 1,3-krotnie większa niż wartość podana dla lat 1923–1954 przez A. Borna (1958). Strefa erozyjna o zwiększonej średnicy utworów piaszczystych budujących dno koryta rozciągała się wówczas na dystansie około 10 km.

Po 19 latach działalności zbiornika czoło strefy erozyjnej przemieściło się w dół rzeki na odległość około 25 km (ryc. 20, 28). W górnym prawie dwukilometrowym odcinku dno zostało pozbawione piaszczystego rumowiska dennego. Obecnie jest ono zbudowane z ilu bądź gliny, często przykrytej warstwą głazów (fot. 11), co w znacznym stopniu zapobiega jego dalszemu obniżaniu się. Utwory piaszczyste w formie łach pojawiają się w korycie dopiero około 7–8 km poniżej stopnia wodnego. W odległości ponad 11 km od zbiornika przeciętna średnica (Mz) utworów piaszczystych budujących czoła łach (zanurzonych) osiąga wartość 0,55–0,60 mm, ustawicznie malejąc do przewężenia koryta znajdującego się na 701 km Wisły pod Nieszawą (tab. 3; ryc. 32, p. 5). Zmniejszeniu się średnicy Mz towarzyszy obniżenie się wskaźnika obróbki Wo . Te tendencje zmian średnich średnic ziarn piasku i ich obróbki są szczególnie widoczne w ujęciu tzw. wartości przesuwanych pięciu kolejnych danych, scharakteryzowanych w formie krzywych wyrównanych (ryc. 33). Prawidłowość tę wykazuje również analiza statystyczna prostych regresji dla tego odcinka poniżej stopnia wodnego, wyrażających się równaniami: dla Mz $y = -0.012x + 8.78$, dla Wo zaś $y = -7.89x + 6650$, przy współczynnikach regresji odpowiednio $-0,64$ i $-0,58$ (ryc. 34). Przypadek jednokierunkowej, prostoliniowej zależności układu uziarnienia łach poniżej zbiornika wskazuje na szybkie „wygasanie” energii rzeki, związane ze zmniejszaniem się amplitudy wahań stanów wody i nasycaniem wyerodowanymi z dna utworami piaszczystymi, przekształcanymi następnie w rumowisko wleczone. Charakterystyka Wo świadczy natomiast o selektywnym wymywaniu utworów piaszczystych z dna, gdzie w warunkach zwiększonej energii rzeki mogą być zachowane utwory bardziej obtoczone (lepsze upakowanie ziarn) i lepiej wysortowane.

Wyraźnie ukierunkowany rozwój procesu sedymentacyjnego, charakteryzowanego przez wielkości Mz i Wo w profilu podłużnym rzeki (ryc. 33 i 34), wskazuje na zdecydowany wpływ jednego czynnika – stopnia wodnego na uziarnienie dna koryta (łach). Sięgał on – w formie strefy erozyjnej – jak już wspomniano wyżej, po 19 latach istnienia zbiornika na odległość prawie 25 km (ryc. 33). Nie jest to jednak maksymalny zasięg wpływu stopnia wodnego na procesy sedymentacyjne. Na dalszym odcinku, ciągnącym się aż do Torunia, można bowiem zauważyć wyraźny wzrost frakcji drobnoziarnistej (ryc. 31, 32). Tylko w dwóch przypadkach, w strefie przewężenia koryta pod Nieszawą (ryc. 32, p. 5) i na odcinku nadmiernego, sztucznego zwężenia koryta (rozdz. 4.2.1)



Ryc. 33. Niektóre charakterystyki morfologiczno-litologiczne koryta Wisły w formie krzywych wyrównanych (wartości uśrednione dla pięciu danych – dane pentadowe) w profilu podłużnym na odcinku od Włocławka do Świecia

1 – głębokość pios – h_p , 2 – szerokość koryta (bez kęp) – w , 3 – wskaźnik obróbki ziarn – W , 4 – przeciętna średnica ziarn aluwioń rzecznych – M_z .

Some morphological-lithological characteristics of Vistula channel in a form of the equalize curve (for 5 data) in longitudinal profile from Włocławek to Świecie

1 – the depth of pools – h_p , 2 – the width of channel (without islands) – w , 3 – treatment coefficient of sand – W_0 , 4 – average grain-size of sand – M_z .

poniżej 718 – 730 km (ryc. 33), jest on zakłócony wzrostem średnicy ziarn piasku. Najprawdopodobniej pojawienie się tak wielkiej ilości frakcji drobnoziarnistej, której udział w próbce ziarn o średnicy mniejszej niż 0,25 mm dochodzi do 10%, do 0,5 mm zaś ponad 80% (ryc. 31), jest związane z tworzeniem się strefy akumulacyjnej rzeki roztokowej poniżej odcinka o wymuszonej erozji (rozdz. 4.2.2).

Wydłużenie zasięgu oddziaływania stopnia wodnego Włocławek na procesy korytowe aż do Torunia (ponad 55 km poniżej zbiornika), określone dzięki analizie sedymentologicznej jest niezgodne z wcześniejszymi badaniami morfologicznymi koryta (rozdz. 4.2.2). Stwierdzono bowiem, na podstawie kryterium form korytowych i ruchów dna, że strefa akumulacyjna związana z procesem erozji poniżej stopnia wodnego sięga obecnie do początku odcinka uregulowanego (ryc. 28), jest więc o ponad 10 km krótsza od wyznaczonej metodą sedymentologiczną. To oznaczałoby, że badania sedymentologiczne dają dokładniejsze (choć nie w wartościach bezwzględnych) efekty w określaniu wpływu działalności gospodarczej człowieka. Są jednak mniej precyzyjne od metod hydrologicznych, za których pośrednictwem wpływ ten stwierdza się na odcinku dłuższym

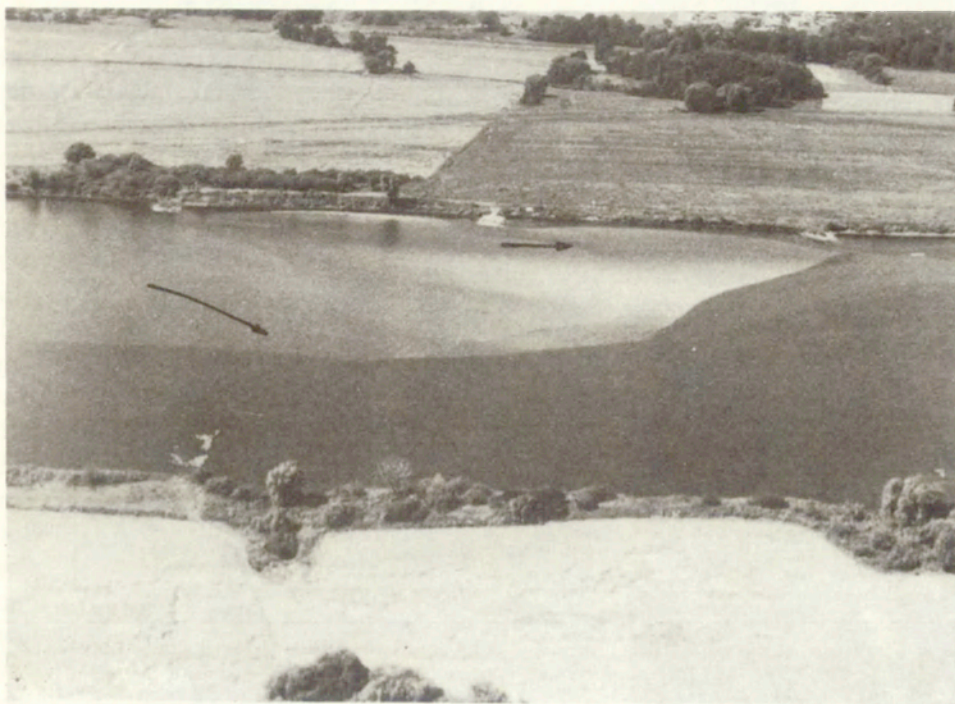


Fot. 11. Odcinek erozyjny koryta Wisły poniżej stopnia wodnego Włocławek (bezpośrednie sąsiedztwo zapory) o dnie pokrytym głazami (bruk)

Fot. lipiec 1988 r.

Erosive segment of Vistula channel downstream from Włocławek Dam (close neighbourhood of the dam), of a bottom covered with stones (a pavement)

Photo July 1988



Fot. 12. Uregulowany, prostoliniowy odcinek koryta Wisły powyżej ujścia Drwęcy z typowymi łachami skośnymi-naprzemiałymi (II – 1, ryc.35). Strzałkami oznaczono kierunek płynięcia wody
Fot. lipiec 1988 r.

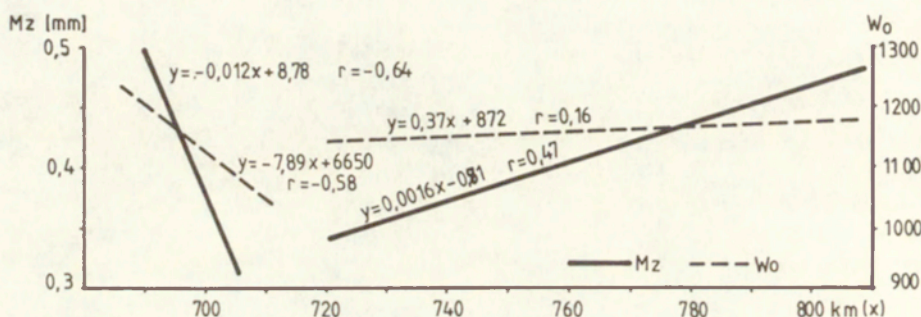
Regulated, straight segment of Vistula channel upstream from Drwęca mouth with typical alternate bars (II – 1, fig. 35). The arrows mark the river current.
Photo July 1988

niż 200 km od zbiornika (Machalewski i in. 1974). Z tego wynika, że w rozwoju procesów korytowych czynnikiem o największym zasięgu reakcji na wszelkie zmiany (wpływ człowieka) są zjawiska hydrologiczne, później warunki sedymentologiczne poprzedzające ruchy dna, zmierzające do przekształceń koryta.

Strefa dolna (d), która została uregulowana pod koniec XIX w. w czasie badań prowadzonych w latach 1923–1954 przez A. Borna (1958), była pod wpływem trwających ponad 50 lat przekształceń procesów korytowych, polegających na przejściu z typu koryta roztokowego w typ prostoliniowy lub ograniczonego ostrogami meandrowania (rozdz. 4.2.1). Efekty tych zmian można zaobserwować między innymi w procesie sedymentacyjnym, który w porównaniu z górnym odcinkiem nie uregulowanym (a) odznaczał się mniejszymi różnicami wartości ekstremalnych mediany ziarn piasku budującego koryto w miejscu łach (0,39–0,42 mm), w nurcie (0,45–0,47) oraz w postaci materiału wlezonego (0,41–0,47), z wyraźnym wzrostem średnicy transportowanego rumowiska (*Material...*, 1954; Born 1958). Za przyczynę tych zmian należy uważać przede wszystkim wzrost mocy transportowej rzeki, spowodowany prawie dwukrotnym

zmniejszeniem szerokości koryta (rozdz. 4.2.1). W ślad za tym następowało bardziej aktywne wymieszanie rumowiska w całym profilu poprzecznym koryta.

Od tych ogólnych zmian procesu sedymentacyjnego, wynikających z prac regulacyjnych, odbiegały dane z punktu pomiarowego usytuowanego w pobliżu ujścia Tażyny, dotyczące osadów dennych budujących łachy i plosa (ryc. 32). Należy przypuszczać, że było to związane ze wzmożoną ingerencją człowieka polegającą na nadmiernym, prawie 2,5-krotnym zwężeniu szerokości koryta (ryc. 18).



Ryc. 34. Proste regresji współzależności średniej średnicy ziarn piasku (M_z) i wskaźnika obróbki (W_o) w powiązaniu z przebyтым dystansem (x) na odcinku od Włocławka do Świecica

Regression lines of correlation between average grain-size of sand (M_z) and treatment coefficient (W_o) in connection with a covered distance (x) in the segment from Włocławek to Świecice

Na podstawie danych z *Materialów...* (1954) i z pracy A. Borna (1958), pochodzących z trzech różnych pod względem hydrodynamicznym miejsc koryta (nurt, łachy, rumowisko wleczone), można stwierdzić nieznaczny wzrost wartości d_{50} ziarn piasku wraz z biegiem rzeki (ryc. 32). Wynika to także z równań prostych regresji dla tych danych, choć ich współczynniki regresji r – wynoszące odpowiednio 0,24 w przypadku łach, 0,06 dla nurtu i 0,08 dla rumowiska wleczonego – nie potwierdzają tej zależności. Wniosek o niewielkim wzroście średnicy osadów budujących dno koryta Wisły wraz z jej biegiem wynika dopiero z danych cytowanych za *Materialami...* (1954) przez J. Skibińskiego (1985, s. 36). Podaje on między innymi, że wartość mediany dla Wisły środkowej wynosiła wówczas 0,43 mm, natomiast dla Wisły dolnej 0,53 mm. Z kolei badania autora przeprowadzone na bazie danych z 1988 r. i ujętych w formie analizy statystycznej związku średnich średnic ziarn piasku (M_z) z przebyтым dystansem rzeki (722–817 km) wykazały, że istnieje między nimi słaba korelacja o współczynniku $r = 0,47$, z równaniem prostej regresji $y = 0,0016x - 0,81$; gdzie $x = \text{km}$ biegu Wisły (ryc. 34). Opierając się na tym równaniu, z zastrzeżeniem co do jego właściwej korelacji, można przyjąć, że na badanym odcinku dolnej Wisły następuje wzrost średniej średnicy ziarn piasku przeciętnie o 0,15 mm na 100 km przebytego dystansu. Fakt ten jest szczególnie widoczny w odniesieniu do danych uśrednionych dla takich samych odcinków rzeki jak to przedstawił A. Born (1958) (ryc. 32, p. 1). Ponadto z porównania wartości cytowanych przez A. Borna

(1958), a pochodzących z lat 1923–1954 i autora z 1988 r., wynika, że w ciągu tych ponad 35 lat nastąpił wzrost średnicy ziarn piasku budujących łachy przeciętnie o 0,1 mm (ryc. 32, por. linie 1 i 4). Ten ponad 20-procentowy wzrost średnicy aluwioów niewątpliwie należy wiązać z ciągłym przekształcaniem się, w wyniku przeprowadzonych pod koniec XIX w. prac regulacyjnych, procesu korytowego typowego dla rzeki roztokowej w typowy dla rzeki prostoliniowej lub ograniczonego ostrogami meandrowania (rozd. 4.2.1). Być może pewien udział w tych zmianach uziarnienia odgrywa czynnik subiektywny – stosowanie innych metod badawczych, między innymi użycie różnych wskaźników d_{50} i Mz . Dość problematyczny jak na środowisko fluwialne wzrost składu mechanicznego rumowiska budującego łachy wraz z biegiem rzeki (ryc. 34) jest natomiast wynikiem zachowania tej samej szerokości koryta uregulowanego (Babiński 1985) pomimo przyrostu dorzecza, spowodowanego dopływami Wisły (rozd. 3.2). Jest to więc zjawisko nietypowe dla rzek naturalnych, które nie występuje np. na rzece Bóbr (Kostrzewski 1970, s. 152), czy na rzekach badanych przez D. Knightona (1984), który wręcz stwierdza zmniejszanie się średnicy ziarn piasku wraz z biegiem rzeki. Może ono występować jedynie w warunkach ingerencji człowieka, którą w analizowanym przypadku określa niezgodność reżimu hydrologicznego rzeki z morfologią koryta wymuszoną zabudową hydrotechniczną. Jest to również dowód na mylne przeprowadzenie prac regulacyjnych tego odcinka, niezgodne z naturalnym procesem korytowym Wisły (rozd. 4.2.1).

Badania przeprowadzone w 1988 r. wykazały dużą zmienność w profilu podłużnym rzeki przeciętnej średnicy (Mz) i wskaźnika obróbki (W_0) ziarn osadów budujących czoła łach (tab. 3; ryc. 32, p. 5). Wynika ona nie tylko z działalności gospodarczej człowieka, jak już wspomniano wyżej, lecz również z naturalnego procesu sedymentacyjnego, związanego z morfologią koryta i w nikłym stopniu z dopływami. Powiązanie czynników naturalnych ze zróżnicowanym przebiegiem przeciętnej średnicy ziarn piasku i jego obróbki jest szczególnie widoczne w przypadku przedstawienia tych charakterystyk w formie krzywych wyrównanych – tzw. przesuwanych – 5 kolejnych danych na tle morfologii koryta, reprezentowanej przez głębokość plos i szerokość koryta przed regulacją (ryc. 33). Można bowiem zauważyć pewną tendencję wzrostu przeciętnej średnicy ziarn piasku i jego obróbki wraz ze wzrostem głębokości plos i szerokości koryta przed regulacją i na odwrót, w przypadku tych charakterystyk o przeciwnych cechach. Ponadto występuje cykliczna, niemal harmonijna ich zmienność w profilu podłużnym koryta, przeciętnie co 25–30 km (ryc. 33). Należy przypuszczać, że ta zbieżność procesu sedymentacyjnego z morfologią koryta wynika między innymi z budowy geologicznej dna doliny Wisły (rozd. 6.4), dzięki której koryto nawet po regulacji zawiera pewne stałe cechy, typowe dla rzeki naturalnej. Wpływ dopływów na zmienność uziarnienia łach Wisły jest raczej niewielki (np. Wda – wzrost średnicy ziarn poniżej jej ujścia), bądź w ogóle nie występuje (ryc. 31, 32).

Duże zróżnicowanie uziarnienia łach w profilu podłużnym rzeki Wisły i brak wyraźnej ciągłości ich jednokierunkowych zmian wraz z przebytą drogą (ryc. 31,

32, 33) dowodzą dużej dynamiki środowiska fluwialnego, a co za tym idzie i procesu sedymentacyjnego. Trudno więc na podstawie charakterystyk uziarnienia łach (strefy dennej) koryta określić zmienność warunków hydrodynamicznych rzeki w profilu podłużnym. Można jednak stwierdzić w analizowanym przypadku zdecydowany wpływ działalności gospodarczej człowieka na procesy fluwialne i sedymentacyjne środowiska rzecznoego. Polega on przede wszystkim na podziale dolnej Wisły na odcinki o zróżnicowanym procesie sedymentacyjnym, przejawiającym się między innymi w różnym składzie mechanicznym osadów budujących łachy (i nie tylko). Ta sytuacja ulegnie dalszym przekształceniom w przypadku całkowitej regulacji Wisły bądź jej skaskadowania (rozd. 9).

6. MORFODYNAMIKA MEZOFORM KORYTA DOLNEJ WISŁY

Wpływ klimatu na zmiany koryta w okresie holocenu oraz ponadwiekowe intensywne oddziaływanie człowieka na procesy korytowe, przy prawie niezauważalnym współdziałaniu czynników niehydrologicznych sprawiły, że dolna Wisła obecnie nie stanowi jednolitego systemu fluwialnego (rozdz. 4). Dzieli się bowiem na odcinki o różnym pod względem typologicznym rozwoju koryta (ryc. 2, p. 4). Wraz z tą odmiennością typów koryta stwierdzono również zróżnicowane warunki transportu rumowiska wlezonego. Przejawiają się one zarówno w jego wielkości (rozdz. 4 i 8), rodzaju materiału (rozdz. 5), jak i w formie transportu.

Głównymi formami korytowymi są mikro- i mezoformy oraz makroforma, jaką jest koryto wraz z równiną zalewową. A. J. Sidorčuk (1984) wymienia ponadto najmniejsze formy typu ultramikrofon, natomiast M. Church i D. Jones (1982) rozszerzają ten podział o mezoformy. Jest to podział form korytowych bazujący na zróżnicowaniu morfometrycznym (skali zjawiska), dynamice i formach transportu rumowiska dennego. W podobny sposób dokonał klasyfikacji form V. Yerjevich (1979) mówiąc o wariantach małej rangi (mikroformy), średniej rangi (mezoformy – kształtowane często przez człowieka oraz klimat, doprowadzające do procesu degradacji i akumulacji środowiska), i dużej rangi (makroformy – cała zlewnia). Generalnie jednak, w literaturze fluwialnej przedstawiony wyżej podział jest rzadko stosowany, względnie ma charakter cząstkowy – niepełny. Istnieją bowiem duże rozbieżności co do interpretacji form. Badacze anglo-amerykańscy mówią o formach transportu rumowiska, wśród których wymieniają (Allen 1965, 1976):

- płaskie dno bez ruchu rumowiska,
- małoskalowe riplemarki,
- wieloskalowe riplemarki (wały piaszczyste lub wydmy) pokryte małymi riplemarkami,
- formy tranzytowe-przejściowe między wieloskalowymi riplemarkami a płaskim dnem,
- płaskie dno z ruchem tranzytowym rumowiska wlezonego,
- antywydmy.

Ten sam układ form szorstkości dna koryta, lub im podobny, cytują w swych pracach także: *Task force...* (1966), D. B. Simons i inni (1972), M. Church i R. Gilbert (1975), S. A. Schumm (1977), R. W. Fairbridge i J. Bourgeois (1978),

Tabela 4. Nazewnictwo mezoform korytowych w języku angielskim (nazwy polskie z tłumaczenia) i ich odpowiedniki w języku rosyjskim wraz z cytowanymi w literaturze i w powiązaniu z klasyfikacją form – rycina 35

Names of channel mezoforms in English (polish names from translation) and their equivalents in Russian, with quotations in bibliography and in connection with classification of forms – figure 35

Lp.	Wg ryc. nr 35	Nazwy			Cytowania w literaturze
		anglojęzyczna	w tłumaczeniu polskim	w języku rosyjskim	
1	1.1	<i>transverse</i>	poprzeczne		48, 54
2	1.1	<i>chute-bar</i>	rynnowo-lachowe		54, 72
3	1.1	<i>cross-channel</i>	poprzeczne-korytowe	<i>ploskije griady</i>	28, 54; e, f, g, i, o, l, r, y
4	1.2	<i>small sand flat with „horn”</i>	małe płycizny piaszczyste z „rogami”		27
5	1.3	<i>channel-junction</i>	dopływowe		10, 17, 20, 48, 54
6	1.3	<i>tributary</i>	dopływowe		5, 30, 40, 54
7	1.3	<i>linear</i>	linijne		63, 73
8	2.1	<i>alternate</i>	naprzemianległe	<i>pobocznie</i>	5, 24, 30, 40, 46, 49, 54, 58, 61, 64, 71, 74; d, f, g, i, m, n, o, t, x
9	2.1	<i>diagonal cross-channel</i>	poprzeczne-przekątne		28, 54
10	2.1	<i>riffle</i>	skośne-przemiałe	<i>pierekaty</i>	3, 6, 7, 9, 11, 14, 15, 16, 17, 18, 21, 22, 23, 26, 29, 32, 34, 36, 38, 39, 42, 44, 47, 48, 49, 50, 54, 57, 59, 62, 66, 67, 68, 70, 71; a, c, g, h, i, k, l, m, n, o, p, s, t, u, v, x, z
11	2.2	<i>diagonal</i>	przekątne	<i>pieriekaty</i>	17, 20, 48, 54, 56, 63, 70, 74; jw.
12	2.2	<i>transverse-riffle</i>	skośne-poprzeczne		54
13	3.1	<i>lateral</i>	boczne (brzegowe)	<i>pobocznie</i>	17, 48, 54, 56, 70, 72; jw.
14	3.1	<i>side</i>	boczne (brzegowe)	<i>pobocznie</i>	8, 20, 35, 54, 63, 72, 74; jw.
15	3.1	<i>scroll (by side)</i>	spiralne	<i>kosy</i>	19, 35, 54 b, m
16	3.2	<i>meander</i>	zakolowe	<i>pljażi</i>	54; m
17	3.2	<i>point</i>	zakolowe	<i>pobocznie</i>	liczna literatura; jw.
18	3.2	<i>corner</i>	rożne-brzegowe		31, 52
19	4.1	<i>longitudinal</i>	podłużne		12, 17, 35, 48, 53, 54, 55, 56, 70
20	4.1	<i>straight</i>	proste-podłużne		31, 52
21	4.1	<i>creescentic-longitudinal</i>	sierpowate-podłużne		48
22	4.2	<i>central</i>	centralne		3
23	4.2	<i>channel</i>	korytowe		4, 54
24	4.2	<i>diamond</i>	rombowe		20, 21, 54
25	4.2	<i>medial</i>	środkowe		48, 54, 60, 70
26	4.2	<i>mid-channel</i>	środkowe		25, 54, 56, 60, 65, 67, 74
27	4.2	<i>middle</i>	środkowe	<i>oseredki</i> <i>lentoczynje griady</i>	13, 40; e, f, j, m, o, x, i, j, m, o
28	4.2	<i>shoal</i>	ławicowe		17, 45, 65
29	4.2	<i>spool</i>	szpulowe		2, 10, 54, 65
30	4.2	<i>spoor</i>	śladowe		10
31	4.2	<i>triangular</i>	trójkątne		17, 54
32	4.2	<i>horseshore</i>	podkowiaste		10, 41, 54

Lp.	Wg ryc. nr 35	Nazwy			Cytowanie w literaturze
		anglojęzyczna	w tłumaczeniu polskim	w języku rosyjskim	
33	4.2	<i>overflow</i>	przelewowe		10
34	4.2	<i>fingere-diffle</i>	przemiały palczaste		70
35	4.3	<i>oblique</i>	centralne-ukośne		10, 27
36	4.3	<i>transverse</i>	centralne-poprzeczne	<i>oseredki</i> <i>płaskie griady</i>	5, 19, 24, 30, 33, 35, 44, 48, 55, 63, 70, 74; jw.
37	5.1	<i>braid</i>	roztokowe	<i>oseredki</i>	1, 4, 10, 24, 35, 43, 46, 51, 54, 72; jw.
38	5.2	<i>linguoid</i>	językowe		8, 17, 20, 28, 35, 48, 54, 55, 56, 74
39	5.2	<i>lobate</i>	lobowe		46, 54, 56, 63
40	5.2	<i>transverse-lobate</i>	lobowe-poprzeczne		54
41	5.2	<i>transverse-lunate</i>	poprzeczne-księżycowate		54
42	5.2	<i>large dune</i>	wielkie wydmy		8, 41
43	5.3	<i>sand (braid) island</i>	wyspy piaszczyste		8, 45, 65
44	5.3	<i>near-island</i>	przywyspowe		69

Nazwy mezoforn o nieokreślonych cechach morfologicznych: 45 – *compound* (54), 46 – *foreset* (54), 47 – *remnant* (54), 48 – *unit* (54), 49 – *slip-face bounded* (46), 50 – *ribbon form (bar)* (37), 51 – *sheet* (54, 70), 52 – *tongue* (65)

Cytowana literatura według liczb i liter:

Anglojęzyczna: 1 – L. B. Leopold i M. G. Wolman (1957), 2 – A. Krigström (1962), 3 – L. B. Leopold i inni (1964), 4 – J. R. L. Allen (1965), 5 – Task Force.. (1966), 6 – R. K. Dolling (1968), 7 – G. H. Dury (1969), 8 – J. D. Collinson (1970), 9 – G. H. Dury (1970), 10 – A. M. J. Meyerink (1970), 11 – Ch. T. Yang (1971), 12 – B. R. Rust (1972), 13 – D. B. Simons i inni (1972), 14 – D. S. Cherkauer (1973), 15 – E. A. Keller i W. N. Melhorn (1973), 16 – A. Gupta i H. Fox (1974), 17 – M. Church i R. Gilbert (1975), 18 – J. S. Bridge i J. Jarvis (1976), 19 – R. G. Jackson II (1976), 20 – R. Kellerhals i inni (1976), 21 – K. S. Richards (1976a), 22 – K. S. Richards (1976b), 23 – V. R. Baker (1977), 24 – S. A. Schumm (1977), 25 – J. H. Barwis (1978), 26 – M. J. Bradshaw i inni (1978), 27 – D. J. Cant (1978), 28 – D. J. Cant i R. G. Walker (1978), 29 – T. Dune i L. B. Leopold (1978), 30 – R. W. Fairbridge i J. Bourgeois (1978), 31 – W. L. Graf (1978), 32 – E. A. Keller i W. N. Melhorn (1978), 33 – R. A. Levey (1978), 34 – K. S. Richards (1978), 35 – D. E. Schwartz (1978), 36 – D. I. Smith i P. Stopp (1978), 37 – P. F. Friend i inni (1979), 38 – T. Lisle (1979), 39 – J. A. Milne (1979), 40 – D. B. Simons (1979), 41 – J. Thornes (1979), 42 – R. I. Ferguson (1981), 43 – A. H. Rachocki (1981), 44 – E. D. Andrews (1982), 45 – G. M. Ashley (1982), 46 – P. E. Ashmore (1982), 47 – J. S. Bridge i J. Jarvis (1982), 48 – M. Church i D. Jones (1982), 49 – L. B. Leopold (1982), 50 – J. A. Milne (1982), 51 – M. P. Mosley (1982), 52 – W. R. Osterkamp (1982), 53 – K. Page i G. Nanson (1982), 54 – N. D. Smith (1982), 55 – K. D. Crowley (1983), 56 – R. I. Ferguson i A. Werritty (1983), 57 – J. M. Hooke i A. M. Harvey (1983), 58 – T. Nakagawa (1983), 59 – K. L. Prestegaard (1983), 60 – M. A. Carson (1984), 61 – M. N. R. Jaeggi (1984), 62 – D. A. Knighton (1984), 63 – G. E. Petts (1984), 64 – H. H. Chang (1985), 65 – A. Rundle (1985), 66 – R. D. Hey (1986), 67 – J. M. Hooke (1986), 68 – A. Thompson (1986), 69 – Z. Babiński (1987), 70 – B. J. Bluck (1987), 71 – W. E. Dietrich (1987), 72 – R. I. Ferguson (1987), 73 – G. E. Petts i M. C. Thoms (1987), 74 – K. Gohain i B. Parkash (1990).

Radziecka: a – N. I. Makkaveev (1955), b – I. V. Popov (1960), c – V. A. Apollov (1963), d – N. E. Kondratev (1968), e – E. A. Abdullajev (1973), f – L. K. Davydov i inni (1973), g – R. S. Chalov (1974), h – N. E. Kondratev i B. K. Trachtenberg (1974), i – R. S. Chalov (1975), j – N. E. Kondratev i inni (1975), k – A. N. Butakov i M. A. Ilina (1976), l – A. A. Levašov (1976), ł – A. N. Vaznov (1976), m – N. S. Znamieńska (1976), n – I. V. Popov (1977), o – R. S. Chalov (1979), p – K. V. Grišanin (1979), r – B. F. Sniščenko (1980), s – N. E. Kondratev i inni (1982), t – A. A. Levašov (1982), u – B. V. Bielyj i inni (1983), v – R. S. Chalov (1984), w – A. J. Sidorcuk (1984), x – K. M. Bierkovič i inni (1985), y – N. I. Alekseevskij (1986).

D. B. Simons (1979), J. Thornes (1979), G. M. Ashley (1982), M. R. Leeder (1983) i A. D. Knighton (1984). Jest on również stosowany w pracach radzieckich (Znamenska 1976, Kondratev i inni 1982) i polskich (Gradziński 1973, Gradziński i inni 1976). Wymienione formy transportu rumowiska wlezonego, w zależności od prędkości płynięcia wody, głębokości koryta i średnicy ziarn transportowanego materiału, stanowią dynamiczną warstwę powierzchniową mezoform korytowych. Zaliczone przez autora do mikroform nie są rozpatrywane w dalszej części pracy. Jest to związane z ich niewielkimi rozmiarami – rzędu centymetrów w wysokości i szerokości form i rzędu metrów w długości – oraz z ich permanentnym przemieszczaniem się i przekształcaniem, co w przypadku tak wielkiej rzeki, jaką jest Wisła, jest trudne do badań.

Mezoformy korytowe, zwane łachami, są rozmiarami współmierne do szerokości koryta często ją przekraczając i powierzchni osiąganey przez przeciętny roczny stan wody (Fairbridge i Bourgeois 1978; Smith 1982; Babiński 1987) lub też są nieznacznie zanurzone (Babiński 1987; Gohain i Parkash 1990). Cechuje je duża stabilność i bezwładność. Mogą przetrwać w tej samej formie nawet wiele sezonów o zmieniającym się reżimie hydrologicznym (Cant i Walker 1978). Występują zwykle w postaci dużych pojedynczych wałów piaszczysto-żwirowych oraz odsypów brzegowych (Kondratev i Popov 1967; Znamenska 1976; Chalov 1979), wielkoskalowych riplów (Jackson 1976), nadbudowywanymi podczas wezbrań, przekształcanymi zaś przy obniżaniu się stanów wody (Babiński 1987). Do tak rozumianych mezoform zalicza się anglojęzyczne formy typu *bars*, a w języku rosyjskim – *perekaty*, *poboczne*, *oseredki* i *griady* (tab. 4). W języku polskim oprócz nazwy łacha (Gradziński 1973; Teisseyre 1984; Babiński 1982) spotyka się często określenia przemiały (Śliwczyński 1973; Bittner 1976), brody, mielizny (Falkowski 1967) lub, rzadziej, ławice (Kaszowski i Kotarba 1970).

Ta schematyczna charakterystyka mezoform korytowych w literaturze fluwialnej nie jest jednak tak prosta i jednoznaczna. Często bowiem do mezoform zalicza się małe wały piaszczyste, natomiast do mikroform łacha piaszczyste (Grišanin 1979; Sinščenko 1980). Innym razem łacha typu poboczni i perekatów (por. tab. 4 i ryc. 35) nazywane są makroformami (Berkovic i inni 1985). Podobnego zdania jest K. D. Crowley (1983) klasyfikując formy typu *bars* do makroform.

W niniejszej pracy za mezoformy korytowe uważa się formy akumulacyjne typu łach, którym towarzyszą formy negatywne w postaci plos (ros. *plesa*, ang. *pools*), będące często z nimi w alternacji. Związek ten, w sposób schematyczny na tle typów koryt rzecznych został przedstawiony przez R. I. Fergusona 1987 – (ryc. 1).

6.1. TYPOLOGIA MEZOFORM KORYTOWYCH

Duża różnorodność typów mezoform korytowych, jak również ich niejednoznaczne określenie, wynikają zarówno z przyczyn obiektywnych, jak i subiektywnych. Przyczyny obiektywne są związane głównie ze zróżnicowaniem typów koryt czy typów procesu korytowego, każdemu bowiem typowi makroformy odpowiada charakterystyczny rodzaj mezoform – łach.

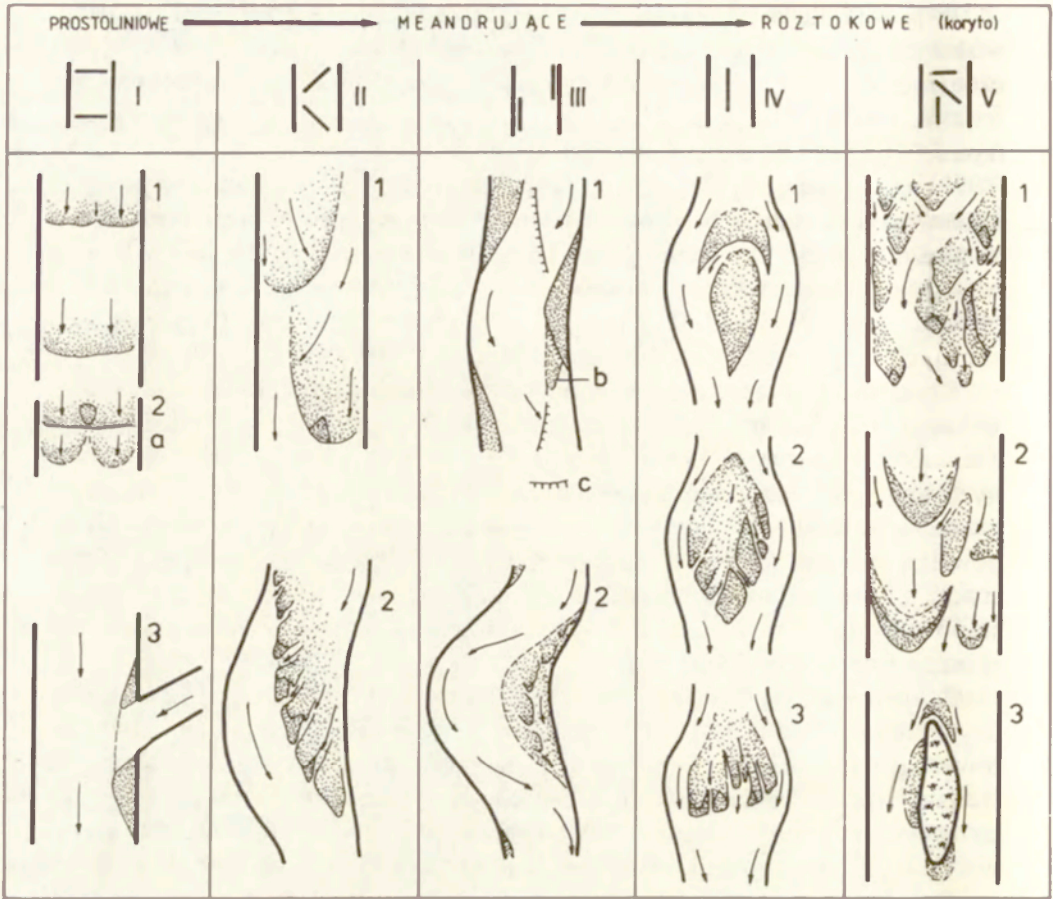
W przypadku koryta prostoliniowego, które faktycznie w tej formie w środowisku naturalnym występuje rzadko, typowymi mezoformami są łachy poprzeczne (ryc. 35-1). Przy nieznacznych krętościach koryta (nurtu), zwłaszcza podczas trwania niskich stanów wody, pojawiają się łachy skośne – naprzemianległe (ryc. 35-11). Termin „łacha skośna” został użyty między innymi przez K. Klimka (1972) na określenie dynamicznych form dna koryta utworzonych pod pewnym kątem względem linii brzegowej. Wraz z nimi występują formy negatywne – plosa. Łachy skośne sporadycznie łączą się z brzegami koryta. Jeśli jednak to następuje, zwłaszcza podczas niżówek, tworzą się tzw. brody lub bystrza z łachami bocznymi (ryc. 35-III-1). Wówczas także często wynurzone fragmenty łach skośnych mogą być błędnie interpretowane jako łachy centralne (fot. 7).

Rzeki meandrujące z kolei są zdominowane przez łachy zakolowe (meandrowe) oraz łachy skośne usytuowane na odcinkach prostoliniowych między krzywiznami koryta (ryc. 1). Łachy zakolowe stanowią szczególnie rodzaj łach bocznych, których dynamika przejawia najczęściej tendencje przyrostowe. Wkraczanie na nie roślinności i uodpornianie ich powierzchni na erozję przyczynia się do powstawania nowej równiny zalewowej (Chalov 1979). Łachy zakolowe podczas zmian warunków hydrodynamicznych rzeki powodowanych obniżaniem się stanów wody są niszczone, a z wyerodowanego materiału tworzą się łachy spiralne (tab. 4; ryc. 35-III-1b).

Rzeki roztokowe charakteryzuje nagromadzenie licznych rodzajów łach o różnych układach (ryc. 35-IV-V), jednak z przewagą łach centralnych, śródkorytowych (fot. 1, 2, 13, 14). W przypadku ingerencji człowieka w procesy fluwialne tych rzek (prace regulacyjne), obok zanikających łach centralnych, pojawiają się łachy boczne, przekształcane w nową równinę zalewową (rozdz. 4.2.1). Przyczynia się to również do całkowitej redukcji łach przykępowych (ryc. 35-V-3).

Przedstawiony wyżej schematyczny układ mezoform dotyczy trzech głównych typów koryt rzecznych (ryc. 1). Oprócz nich występują liczne inne rodzaje łach (tab. 4), których ważność w procesie korytowym wzrasta wraz z przejściowym charakterem koryta.

Subiektywną przyczyną dużej ilości typów mezoform korytowych jest ich określanie przy różnych stanach (przepływach) wody. Formy te bowiem mają inną konfigurację przy wyższych niż średnie stany wody (zaznaczają się tylko zasadnicze krawędzie łach), inną zaś przy przepływach mniejszych niż średnie roczne – wówczas wynurzone fragmenty łach mogą przyczynić się do mylnej ich interpretacji, np. część łachy skośnej może być uznawana za łachę centralną (fot. 7). Ewidentnym tego przykładem może być typologia zaproponowana przez F. Hjulströma (1935) i zaadoptowana między innymi przez A. M. J. Meyerinka (1970). Często więc używa się różnych terminów na tę samą formę (Hein i Walker 1977). Aby tych błędów interpretacyjnych uniknąć, należy wyróżniać i klasyfikować nie tylko wynurzone fragmenty łach, lecz i ich części podwodne, przede wszystkim jednak krawędzie czołowe łach. Jak wykazały badania, krawędzie te są łatwe do ustalenia nawet przy wysokich stanach wody, a ich przebieg służy nie tylko do określania zarysu formy, lecz i do badania jej dynamiki.



Ryc. 35. Schematyczny układ mezofrom korytowych rzek o dnach piaszczysto-żwirowych (objaśnienia w tekście, tab. 4)

I. Układ poprzeczny – rzeka prostoliniowa:

1 – lachy poprzeczne; 2 – lachy poprzeczne z „rogami”; a – stadium rozwoju; 3 – lachy poprzeczne ujściowe (względem dopływu);

II. Układ przekątny – rzeka prostoliniowa-meandrująca:

1 – lachy skośne-naprzemianległe; 2 – lachy skośne;

III. Układ boczny – rzeka meandrująca:

1 – lachy boczne; 2 – lachy zakolowe; c – przemiały;

IV. Układ środkowy-podłużny – rzeka roztokowa:

1 – lachy podłużne; – lachy podłużne z lachami księżycowatymi; 2 – lachy środkowe-centralne; – lachy środkowo-centralne w zarysie ich wynurzonych fragmentów; 3 – lachy środkowe-poprzeczne;

V. Układ zróżnicowany – rzeka roztokowa:

1 – lachy rzeki roztokowej, 2 – waly (lachy) piaszczyste, – lachy językowe, – wielkoskalowe wydmy, 3 – lachy wyspowe i przywyspowe

Schematic sequence of river channels mezoforms of sandy-gravelly bottoms (explanation in the text, table 4)

I. Transverse sequence – straight channel:

1 – transverse, cross-channel bars; 2 – transverse bars with “horns” (small sand flat with “horn”); a – developing stadium; 3 – junction and tributary transverse bars, linear bars;

II. Diagonal sequence – straight-meandering channel:

1 – alternate, diagonal, cross-channel bars, riffles; 2 – diagonal bars;

Zdając sobie sprawę z możliwości błędnej interpretacji form, polegającej między innymi na różnicowaniu tych samych genetycznie form (Znamenska 1976, Babiński 1987), stwierdzono w literaturze anglosaskiej aż 52 wyróżnienia rodzajów mezoform korytowych (tab. 4). Jako podstawę przyjęto najbardziej rozbudowany zestaw typów mezoform korytowych zaproponowany przez N. D. Smitha (1982). Celem zamieszczenia w tabeli 4 tak liczego nazewnictwa w języku angielskim z jego odpowiednikami polskimi oraz określeniami w języku rosyjskim było uporządkowanie klasyfikacji mezoform wraz z podaniem ich cytatów w literaturze przedmiotu.



Fot. 13. Łacha centralna-podłużna (IV-1, ryc. 35), w odcinku agradacyjnym poniżej stopnia wodnego Włocławek pod Ciechocinkiem. Strzałkami oznaczono kierunek płynięcia wody.

Fot. lipiec 1988 r.

Central – longitudinal bar (IV-1, fig. 35), in an aggradational segment downstream from the Włocławek Dam near Ciechocinek. The arrows mark the river current.

Photo July 1988

III. Lateral sequence – meandering channel:

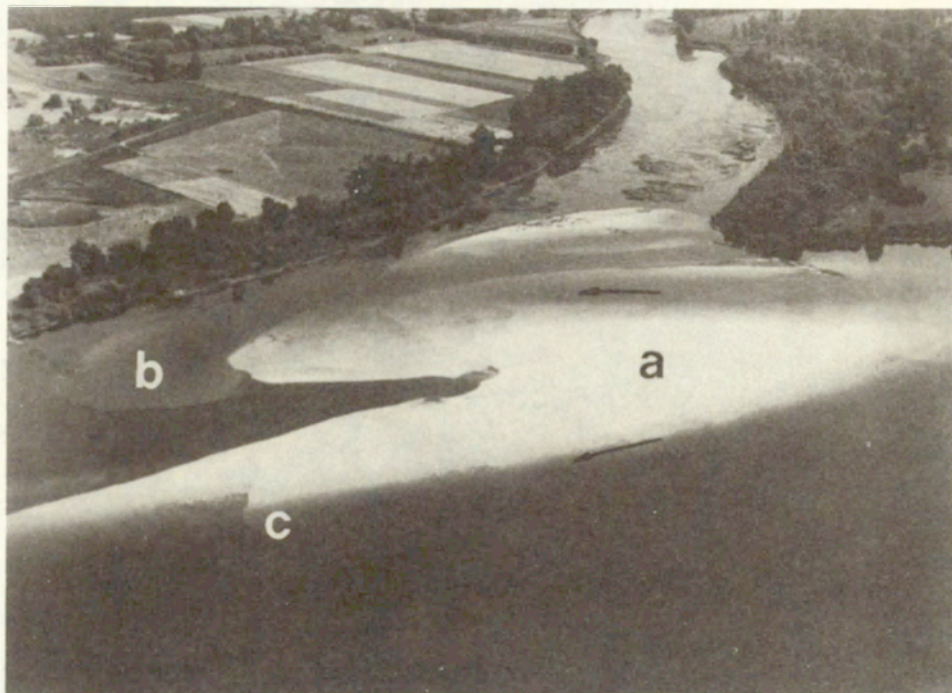
1 – lateral, side bars, b – scroll bars; 2 – meander, point, corner bars, c – riffles;

IV. Medial-longitudinal sequence – braided channel:

1 – longitudinal, straight bars, crescentic-longitudinal bars; 2 – central, channel, diamond, medial, mid-channel, middle, shoal, spool, apool, triangular bars; – mid-channel bars (emerged fragments) – oblique, horseshoe-shaped, sheet, overflow, fingered-riffle bars;
3 – transverse bars;

V. Differential sequence – braided channel:

1 – braid, channel, medial, mid-channel, middle, central bars; 2 – sand waves (bars) – linguoid, lobate, transverse-lobate, transverse-lunate, scroll bars; – large dune; 3 – sand island, near-island bars



Fot. 14. Łacha centralna (a) wraz z łachą językową (b) i łachami spiralnymi (c) (III – 1b, ryc. 35), w odcinku roztokowym pod Ciechocinkiem. Strzałkami oznaczono kierunek płynięcia wody.

Fot. lipiec 1988 r.

Central bar (a) together with linguoid bar (b) and scroll bars (c) (III – 1b, fig. 35) in braided segment near Ciechocinek. The arrows mark the river current.

Photo July 1988

Wśród wymienionych rodzajów łach wiele z nich powtarza się (por. tab. 4 z ryc. 35). Jest to związane przede wszystkim z używaniem różnych określeń na tę samą formę, przykładem mogą być np. łachy poprzeczne (nr 1 i 3), dopływowe (5 i 6), boczne (13 i 14) czy zakolowe (16 i 17). Dotyczy to szczególnie łach rzek roztokowych, dlatego nazewnictwo jest bardzo rozbudowane (tab. 4).

Innego zdania są badacze radzieccy. Używają oni tylko sześciu podstawowych określeń mezoform dla siedmiu typów procesu korytowego (tab. 4). Należy jednak tę klasyfikację uznać za błędną ze względu na „uniwersalność” form odnoszących się do różnych typów procesów korytowych.

W niniejszej pracy klasyfikację mezoform korytowych oparto na zasadzie ujednoczenia nazewnictwa anglojęzycznego w odniesieniu do poszczególnych typów rzek i układu form względem koryta (ryc. 35). W ten sposób typologia łach została podporządkowana zasadzie współzależności makroformy z odpowiednim układem mezoform korytowych (Babiński 1987). Każda rozbieżność między tymi rodzajami form może więc świadczyć o przejściowym charakterze rzeki.

Jak wynika z charakterystyki zmian koryta dolnej Wisły w holocen (rozdz. 4), dzieli się ono obecnie na cztery odcinki o różnym stopniu rozwoju koryta (ryc. 2, p. 4). W odcinku górnym – a – roztokowo-anastomozującym występują

niemal wszystkie rodzaje łach mieszczące się w IV i V grupie klasyfikacyjnej (ryc. 35). Znajdują się tu łachy przywyspowe (a) czołowe, boczne i zakępowe (fot. 1; ryc. 35-V-3) i różnego rodzaju łachy centralne (b) (fot. 1), nie występuje tu jednak takie nagromadzenie łach, jakie spotyka się w strefach proglacialnych, np. na sandrze Skeidarar (Klimek 1972), nadające korytu charakter typowy dla rzeki roztokowej (ryc. 35-V-1). Uzupełnienie typologii łach rzeki roztokowej stanowi dolny, akumulacyjny fragment strefy c (ryc. 2), usytuowany poniżej Zbiornika Włocławskiego (rodz. 4.2.2). Występują tu wszystkie rodzaje łach podłużnych (ryc. 35-IV-1; fot. 13; ryc. 35-IV-2-3; ryc. 40; ryc. 35-IV-1-2; fot. 2, 14, 15), a także łachy skośne przedstawione na rycinie 35-II-2 (fot. 16). Uregulowany odcinek d (ryc. 2), o charakterze koryta prostoliniowego lub ograniczonego ostrogami meandrowania (rozd. 4.2.1), ma natomiast typowe łachy skośne naprzemianległe (ryc. 35-II-1; fot. 12, ryc. 42 i 43). W okresie niżówek powstają tu także łachy poprzeczne z „rogami” (ryc. 35-I-2a; ryc. 43). Ponadto w miejscu krzywizn koryta (brak typowych meandrów) tworzą się łachy boczne, pseudozakolowe (ryc. 35-III; ryc. 42). Analizowany odcinek dolnej Wisły zawiera więc wszystkie typy mezoform przedstawione na rycinie 35 (rozd. 6.2), oprócz łach dopływowych, których nie stwierdzono.



Fot. 15. Łachy podłużne roztokowego odcinka rzeki usytuowane w sąsiedztwie czoła strefy erozyjnej, około 20 km poniżej stopnia wodnego Włocławek. Kierunek płynięcia wody oznaczono strzałką.
Fot. lipiec 1988 r.

Longitudinal bars of a braided channel situated in neighbourhood of erosive zone front, about 20 km downstream from the Włocławek Dam. River current is marked by an arrow.

Photo July 1988



Fot. 16. Łacha skośna silnie niszczone podczas obniżania się stanów wody występująca w strefie wstępnej regulacji koryta pod Ciechocinkiem
Fot. lipiec 1988 r.

Alternate bar, strongly devastated during lowering of water levels, occurring in initial zone of regulation near Ciechocinek.
Photo July 1988

6.2. MORFODYNAMIKA MEZOFORM KORYTOWYCH

Oparta na metodzie pomiarów geodezyjnych i interpretacji zdjęć lotniczych analiza dynamiki łach jest niepełna, dotyczy bowiem głównie rzeki podczas trwania średnich i niskich stanów (przepływów) wody (rozd. 2). Przy wyższych stanach wody jedynym analitycznym materiałem badawczym okazały się przekroje poprzeczne i podłużne koryta. Na bazie tych danych opracowano szczegółową analizę odcinka Wisły pod Wyszogrodem, Nieszawą, Toruniem i Świeciem (ryc. 2).

Pomiary dynamiki łach rozpoczęto w maju 1981 r., zakończono zaś w październiku 1989 r. W początkowej fazie dokonywano pomiarów z częstością co dwa miesiące, później rzadziej – dwukrotnie w ciągu roku. Było to związane z powolnym przemieszczaniem się łach, dzięki czemu małe interwały czasowe pomiędzy kolejnymi badaniami dawały różnice mieszczące się w granicach błęd pomiaru. W ten sposób, w ciągu dziewięciu lat, wykonano od 31 do 36 pomiarów, wykorzystano zaś przeciętnie 1 sytuację w roku. Wyjątek stanowi tu odcinek Wisły pod Wyszogrodem, gdzie przeprowadzono tylko 6 analiz dynamiki dna koryta.

Odcinek koryta Wisły pod Wyszogrodem

Koryto Wisły pod Wyszogrodem (583–589 km), podobnie jak cały jej odcinek od cofki Zbiornika Włocławskiego do ujścia Narwi pod Modlinem, jest generalnie charakterystyczne dla typu rzeki roztokowo-anastomozującej wraz z odpowiadającymi mu łachami głównie centralnymi (ryc. 36-A). Całkowita szerokość koryta wynosi tu od 1,1 do 1,6 km, natomiast z wyłączeniem kęp – 0,6–0,9 km. Z kolei koryto główne bez odnóg bocznych ma szerokość od 0,32 km w środkowej części badanego odcinka do 0,7 km w jego częściach peryferyjnych (ryc. 36 i 37). Z punktu widzenia warunków morfodynamicznych koryta, górna jego część wykazuje stałą tendencję do zwężania, dolna zaś – poszerzania; strefa graniczna przebiega powyżej mostu drogowego. Fakt ten ma niewątpliwie wpływ zarówno na rodzaj łach, jak i ich dynamikę (tab. 5; ryc. 36).

Sytuację wyjściową do analizy dynamiki mezoform stanowi szkielet fotointerpretacyjny koryta pochodzący z 11 września 1982 r. (ryc. 36-A). W tym czasie w korycie głównym stwierdzono wiele typów mezoform (ryc. 36-A, p. 7 i 8), przy czym scharakteryzowano jedynie łachy: boczne (a, c) o przeciętnej szerokości 0,2 km i długości 0,7 km; skośną (a_1) i centralne (b i d). Innych łach nie analizowano ze względu na brak ciągłości ich występowania i przemieszczania się. Równocześnie należy dodać, że nietypowa dla tego rodzaju koryta łacha skośna (a_1) powstała na skutek oddziaływania na procesy korytowe mostu drogowego przy jednoczesnym zwężeniu koryta.

W ciągu 450 dni (11.09.1982 – 5.12.1983), dla których średni przepływ Wisły wynosił $755 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (dane z „Hydroprojektu” Włocławek określające wielkość dopływu wód do zbiornika Włocławek), łachy przemieściły się na odległość od 281 m (łacha a_1) do 527 m (b), z przeciętną prędkością od 0,62 do 1,17 m na dobę (tab. 5, ryc. 38). Łachy przesuwały się niemal równolegle wzdłuż brzegów koryta w odległości 0,9 do 1,1 km mierzonych od ich krawędzi czołowych. Odległości tych nie zachowały jedynie łachy a i a_1 . Na skutek znacznych różnic tempa przemieszczania się zaczęły się do siebie zbliżać. W momencie połączenia przekształciły się w jedną łachę językową (tab. 5; ryc. 37 i 38).

Kolejny okres badawczy trwający 782 dni (do 4 lutego 1986 r.), odznaczał się generalnie wzrostem tempa przemieszczania się łach, pomimo nie zmienionego średniego przepływu Wisły – $748 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (ryc. 38). Łachy przemieszczały się ze średnią prędkością od 0,71 do 1,39 m na dobę (tab. 5). Jedynie łacha centralna b przesuwała się o 40% wolniej niż w okresie poprzednim. Było to niewątpliwie związane z ograniczającym wpływem niżej usytuowanego mostu drogowego. Później gdy znalazła się w świetle mostu, nastąpiło jej rozdzielenie na prawobrzeżną łachę językową b_1 i jej kontynuację w kierunku centralnym koryta (ryc. 37A). Duży udział w jej podziale miało również pojawienie się w sąsiedztwie mostu łachy bocznej c (3,0–3,5 km – rycina 36 C), która zintensyfikowała dynamikę strefy prawobrzeżnej nurtu.

Łacha językowa b_1 początkowo przemieszczała się z prędkością 1,36 m na

Tabela 5. Tempo przemieszczania się czół łach Wisły pod Wyszogrodem
The rate of Vistula bars' shifting near Wyszogród

Lp.	Rodzaj łachy według rycin 36 i 37	Okres badań (liczba dni)											
		11.09.1982 – 5.12.1983 (450)		5.12.1983 – 4.02.1986 (782)		4.02.1986 – 11.11.1987 (645)		11.11.1987 – 3.08.1988 (271)		8.08.1988 – 13.07.1989 (339)		11.09.1982 – 13.07.1989 (2497)	
		m	m.doba ⁻¹	m	m.doba ⁻¹	m	m.doba ⁻¹	m	m.doba ⁻¹	m	m.doba ⁻¹	m	m.doba ⁻¹
1	<i>a</i> – boczna/językowa	365	0,81	781	0,99	318	0,49	370	1,37	450	1,33	2284	0,91
2	<i>a</i> ₁ – skośna	281	0,62	561	0,71	–	–	–	–	–	–	842 ¹	0,68 ¹
3	<i>b</i> – centralna	527	1,17	564	0,71	269	0,42	310	1,14	88	0,26	1758	0,70
4	<i>b</i> ₁ – językowa	–	–	1074	1,36	407	0,63	255	0,94	275	0,81	2012 ¹	0,98 ¹
5	<i>c</i> – boczna	375	0,83	1098	1,39	279	0,43	194	0,72	150	0,44	2096	0,84
6	<i>d</i> – centralna	342	0,76	–	–	–	–	–	–	1808 ¹	0,88 ¹	2150	0,86

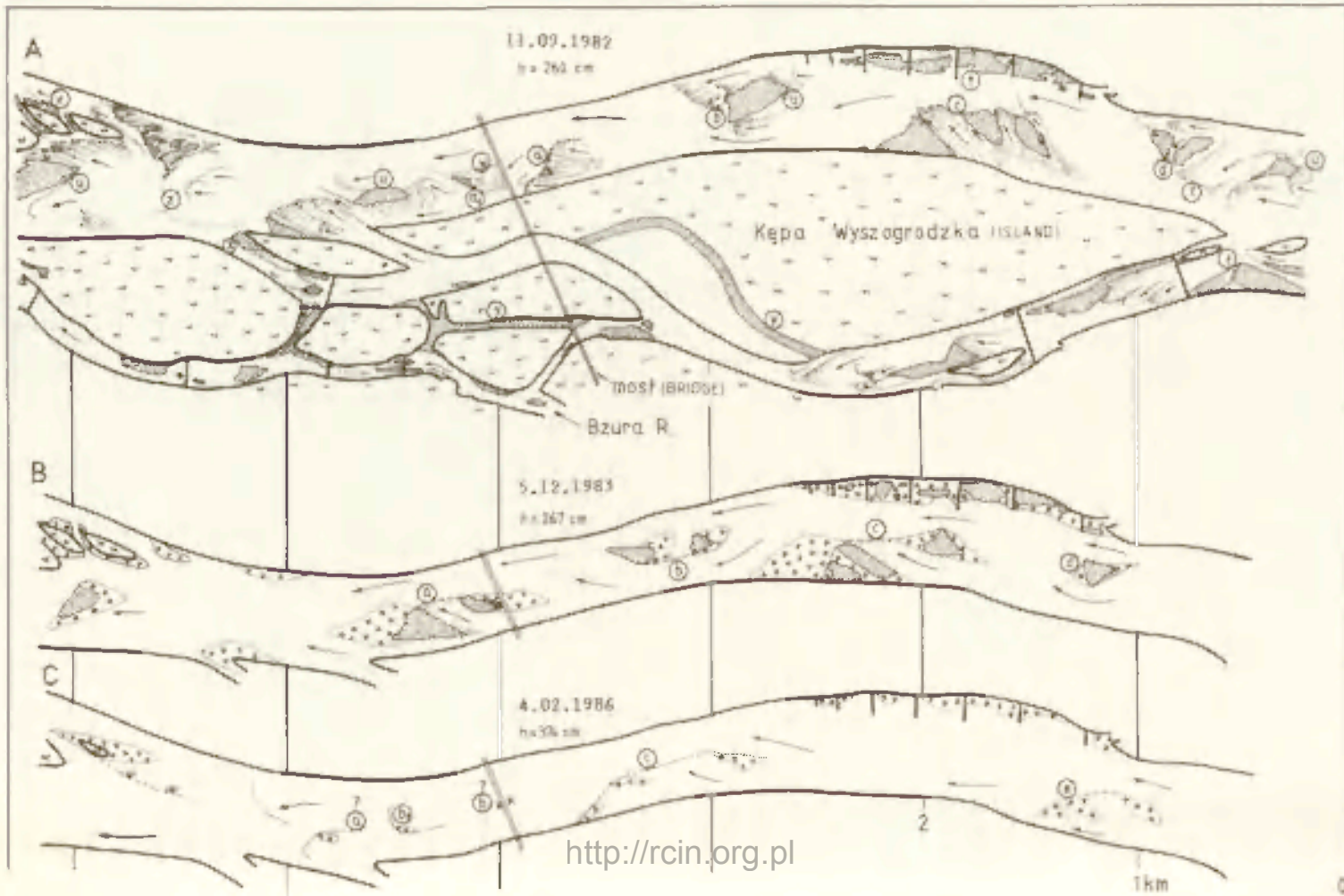
¹ Wartości dla niepełnych okresów badawczych

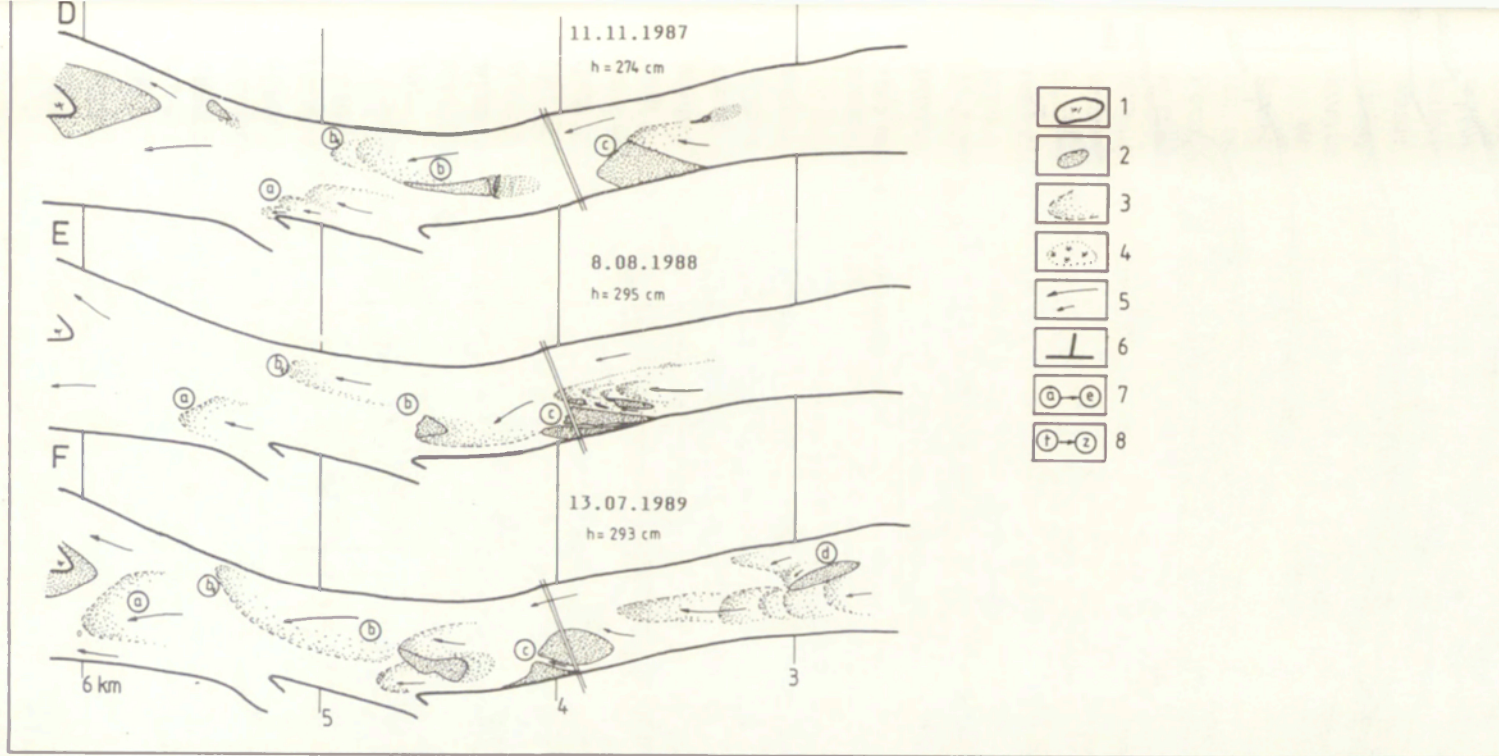
dobę. Później, pomiędzy okresami D i F (ryc. 36), jej tempo zmalało do 0,63 m na dobę (tab. 5; ryc. 38); powodem było wkroczenie w strefę rozszerzonego koryta. Tu bowiem, na skutek rozczepiania się prądów rzecznych następowało wytracanie się i spowolnianie ruchu rumowiska dennego. Temu samemu prawu podlegała, przekształcona z łachy bocznej a i skośnej a_1 , łacha językowa a w okresie od 4 lutego 1986 r. do listopada 1987 r. (tab. 5; ryc. 37 A).

Wpływ morfologii koryta na dynamikę łach zaznaczył się także w zmianach powierzchni określonej drogą przebytą przez krawędź czołową łachy c. W pierwszym okresie łacha podlegała koncentracji przed przewężeniem koryta (ryc. 36 A-B) i tempo powierzchniowe jej przemieszczania się — (P) było małe 187 m² na dobę (ryc. 37 B). Z momentem wkroczenia w przewężenie koryta wzrosło ono o prawie 57%, osiągając przeciętną wartość 293 m² na dobę (ryc. 36 C, 37 B). Ten stan nie trwał jednak długo — zmienił się pod wpływem mostu drogowego (ryc. 37 B, p. 7). Most stanowi bowiem przeszkodę w transporcie rumowiska wleczonego poprzez ograniczenia podporami i osłonami przeciwlodowymi (izbice) czynnego przekroju poprzecznego koryta o prawie 10–15% (Grześ 1991).

W trzecim okresie badawczym trwającym 645 dni (4.02.1986–11.11.1987) tempo przemieszczania się łach spadło do 0,63 m na dobę w przypadku łachy b_1 i aż do 0,42 m na dobę — b (tab. 5; ryc. 38). Tym samym zmniejszyły się różnice prędkości przesuwania się czoł łach bez względu na ich rodzaj. Zostało to spowodowane zmniejszeniem się przepływu rzeki, który w tym okresie osiągnął najmniejszą wartość — 735 m³·s⁻¹ (ryc. 38). W tym czasie również powierzchnia zakreślona drogą przebytą przez czołową krawędź łachy c uległa redukcji do 76000 m² — przeciętnie 118 m² na dobę. Znaczny udział w spowolnieniu ruchu łachy miał, jak już wspomniano, most drogowy (ryc. 37B, p. 7).

Najkrótszy z analizowanych okresów, czwarty, trwający tylko 271 dni (11.11.1987–8.08.1988), był najbardziej dynamiczny. Przepływy Wisły osiągnęły wówczas średnią wartość dla przeciętnego roku hydrologicznego wynoszącą prawie 934 m³·s⁻¹ (rozdz. 3.2). Ten 27% wzrost przepływów w stosunku do poprzedniego „suchego” okresu przyczynił się do ponad dwukrotnego wzrostu tempa przemieszczania się łach (tab. 5). Wynosiło ono od 0,72 m na dobę dla łachy bocznej c do maksymalnie 1,37 m na dobę w przypadku łachy językowej (tab. 5, ryc. 38). Przemierzające się czoło łachy bocznej c zakreśliło w tym czasie powierzchnię 44 000 m², co w przeliczeniu na dobę wynosiło 162 m². Jest to wartość o prawie 40% większa od tej z okresu poprzedniego. Oznacza to, że nawet wpływ mostu nie zahamował wzrostu tempa przemieszczania się łachy. Spadło ono jednak radykalnie w następnym okresie, gdy średnie przepływy Wisły zmalały o 15% — do 798 m³·s⁻¹. W tym czasie, trwającym od 8.08.1988 do 13.07.1989 (339 dni), osiągnęło ono najmniejszą z dotychczasowych wartość 16000 m², co w przeliczeniu na dobę daje tylko 47 m². Stwierdzono wówczas również obniżanie się tempa przemieszczania czoł pozostałych łach do ekstremalnie niskiej wartości 0,26 m na dobę w przypadku łachy centralnej b (tab. 5; ryc. 38). Oprócz zjawisk hydrologicznych złożyły się na to inne przyczyny. Najważniejszą z nich było przemieszczanie się łachy ku lewemu brzegowi koryta



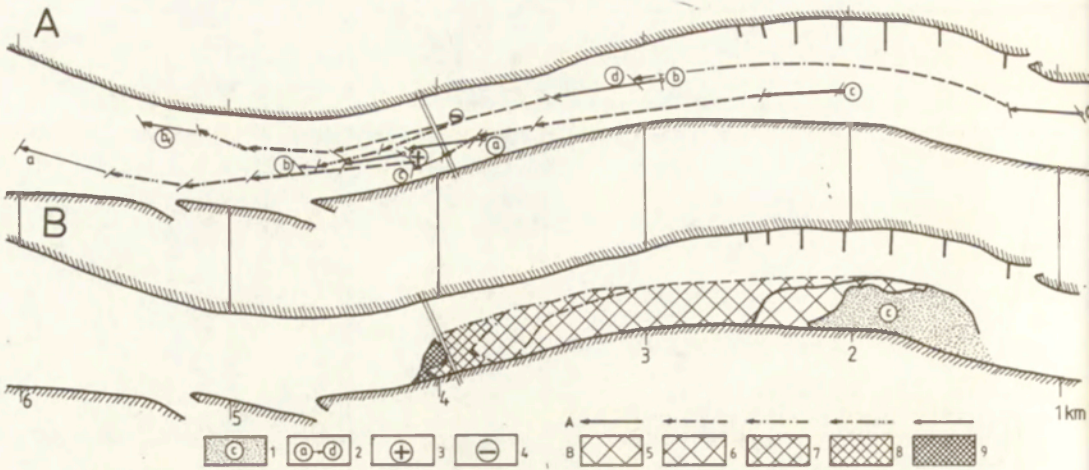


Ryc. 36. Sytuacje morfologiczne dna koryta Wisły pod Wyszogrodem (583–589 km) w okresie od 11.09.1982 do 13.07.1989 r.

1 – kępy, 2 – wynurzone fragmenty łach, 3 – zanurzone fragmenty łach, 4 – „łachy” śrżyżowo-lodowe, 5 – kierunki płynięcia wody, 6 – ostrogi rzeczne, 7 – łachy szczegółowo analizowane (ryc. 38), 8 – przykłady rodzajów łach: t – boczne, u – centralne, w – skośne, x – przykępowe, y – korytowe, z – językowe (tab. 4, ryc. 35)

Morphological situations of Vistula bottom near Wyszogród (583–589 km) at the period from 11.09.1982 to 13.07.1989

1 – islands, 2 – emerged fragments of bars, 3 – submerged fragments of bars, 4 – frazil-ice “bars”, 5 – water flowing directions, 6 – groynes, 7 – bars analysed in detail (fig. 38), 8 – examples of bars’ types: t – lateral, u – central, w – alternate, x – near-island, y – mid-channel, z – linguoid (table 4, fig. 35)



Ryc. 37. A – Tempo przesuwania się czoł łach szczegółowej analizy pod Wyszogrodem (1, 2);

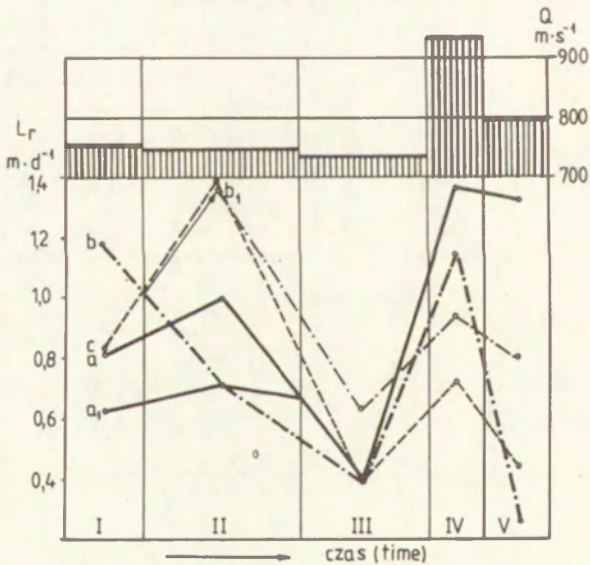
B – Powierzchniowe przemieszczenia łachy – c w okresach:

5 – 11.09.1982–5.12.1983; 6 – 5.12.1983–4.02.1986; 7– 4.02.1986–11.11.1987; 8 – 11.11.1987–8.08.1988; 9 – 8.08.1988–13.07.1989;

3 – połączenie się łach, 4 – rozczepienie łachy

A – the rate of bar' front shifting near Wyszogród (1, 2) and B – surface shifting of the bar c at periods:

5–9 – as above, 3 – union of bars, 4 – split of bars



Ryc. 38. Średnie dobowe tempo przemieszczania się czoł łach – L_r pod Wyszogrodem na tle średnich przepływów Wisły (dopływ do Zbiornika Włocławskiego) w okresach:

I – 11.09.1982–5.12.1983; II – 5.12.1983–4.02.1986; III – 4.02.1986–11.11.1987; IV – 11.11.1987–8.08.1988; V – 8.08.1988–13.07.1989;

a – łacha boczna, po połączeniu z łachą skośną a₁ – językowa; b – łacha centralna, b₁ – łacha językowa, c – łacha boczna

Average daily rate of bars fronts shifting – L_r near Wyszogród against a background of average Vistula discharges (flowing into Włocławek reservoir) at periods: I–V – as above;

a – lateral bar, after union with a diagonal bar a₁ – linguoid bar; b – central bar, b₁ – linguoid bar, c – lateral bar

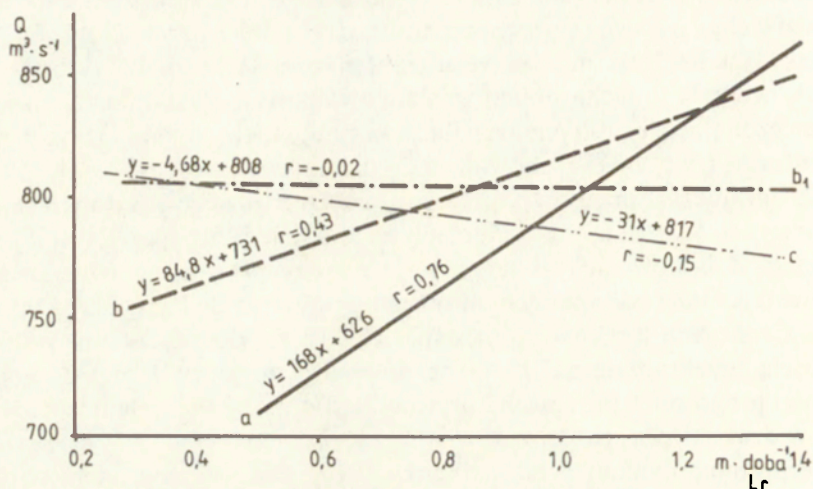
(wpływ mostu) w strefę „cienia” łachy bocznej c (ryc. 36). Ponadto łacha ta wkroczyła w rozszerzenie koryta. Pośrednio zmniejszenie dynamiki łachy wynikało z odsunięcia jej od prawobrzeżnej strefy nurtu rzeki. Nurt z kolei zdecydowanie przyczynił się do intensywnego rozwoju łachy językowej b_1 (ryc. 36F). Uaktywniła się w tym czasie także łacha językowa a_1 , zajmując centralną część koryta.

W ostatnim okresie, po 799 dniach „zaniku” (brak możliwości określenia krawędzi łachy), pojawiła się łacha centralna d (ryc. 36F). Przemierzyła ona przez ten czas dystans 1808 m z przeciętną prędkością 0,88 m na dobę (tab. 5). Początkowo była to łacha silnie rozczłonkowana (ryc. 36A). Później, wchodząc w przewężoną strefę wstępnej regulacji koryta, zajęła w nim pozycję podłużno-centralną (ryc. 36B) i zachowała ją do ostatniego okresu (ryc. 36F). W przewężeniu ograniczyła przekrój poprzeczny koryta, rozdzielając jednocześnie nurt na dwie części. Wzrost prędkości przepływu w strefie łachy spowodował jej silne niszczenie. Z boków łachy oderwały się utwory piaszczyste tworzące łachy językowe (ryc. 36F), nadając jej ogólny kształt podobny do łachy z „rogami” (ryc. 35-1-2). Czoła łach językowych przemieszczały się z dotychczas nie notowaną prędkością przekraczającą 2,15 m na dobę. Jest to jeden z przykładów tzw. prędkości progowej w procesach korytowych (Babiński 1987, Babiński i Koutaniami, w druku – por. rozdz. 6.3).

Interpretując dynamikę łach odcinka Wisły pod Wyszogrodem w prawie siedmioletnim okresie badań należy stwierdzić, że tempo przemieszczania się łach w głównej mierze zależy od warunków hydrologicznych rzeki. W przypadku około 30-procentowego wzrostu przepływu (w granicach $\pm 1,0$ m od średniego stanu wody) następuje ponad dwukrotny wzrost tempa przemieszczania się czoł łach, przy czym tempo to nie jest jednakowe dla wszystkich rodzajów łach. Łachy centralne i boczne (skośne), o wysokości odpowiadającej średnim stanom wody (por. wynurzone fragmenty łach względem stanów wody – średni ok. 350 cm – rycina 36A—F), przemieszczały się wolniej z przeciętną prędkością 0,68 – 0,86 m w ciągu doby (tab. 5). Łachy językowe natomiast, powstałe z erozji bocznej wyżej wymienionych łach o powierzchni niższej o 0,5 – 1,0 m od średnich stanów wody (ryc. 36A—F), przesunęły się z prędkością większą niż 0,9 m na dobę (tab. 5; ryc. 38).

Ogromną rolę w kształtowaniu dynamiki łach odegrały morfologia koryta i most drogowy. Ich oddziaływanie miało wpływ zarówno opóźniający, jak i przyspieszający ruch rumowiska wleczonego w postaci łach, dlatego trudno jest dopatrzeć się ścisłej korelacji pomiędzy prędkością przemieszczania się łach a przepływami rzeki (ryc. 39). Jedynie w przypadku łachy a, która w momencie rozpoczęcia badań znajdowała się w obrębie mostu, później zaś znalazła się w warunkach o stałej tendencji rozszerzającego się koryta, współczynnik korelacji dla obydwu charakterystyk (Lr i P) był zadowalający i wynosił 0,76 (ryc. 39). Dla pozostałych łach korelacja ta była bądź słaba ($b - 0,43$), bądź w ogóle nie występowała, świadcząc zarazem o wpływie czynników innych niż hydrologiczne na dynamikę łach. Fakt zakłócenia dynamiki łach przez morfologię koryta i most drogowy wynika również z równań regresji i przebiegu ich prostych dla łach b_1

i c, które przejawiają tendencje odwrotnie proporcjonalne do przepływów rzeki (ryc. 39). Przejawem tego wpływu są także zmiany typologiczne łach (tab. 5). Z kolei nałożenie się odpowiednich warunków hydrologicznych i niehydrologicznych (np. zjawiska lodowe) z określoną sytuacją morfologiczną koryta może przyczynić się do wystąpienia zjawisk katastrofalnych – takich jak zerwanie mostu drogowego w Wyszogrodzie (Grześ i Babiński 1987 – rozdz. 6.4).



Ryc. 39. Proste regresji i ich współczynniki korelacji r zależności średniego dobowego tempa przemieszczania się czoł łach L_r , pod Wyszogrodem (oznaczenia łach jak na ryc. 38) od średnich wieloletnich przepływów Wisły (dopływ do zbiornika Włocławek)

Regression lines and their correlation coefficients – r – dependences of average daily rate of bars shifting – L_r – near Wyszogród (marks of bars as in fig. 38) upon many years' average Vistula discharges (flowing into Włocławek reservoir)

Odcinek koryta Wisły pod Nieszawą

Odcinek Wisły pod Nieszawą (ryc. 2) reprezentuje typ koryta rzeki roztokowej. W okresie badań ten fragment koryta znajdował się w strefie agradacyjnej odcinka erozyjnego usytuowanego poniżej stopnia wodnego Włocławek (rozdz.4.2.2). W jego obrębie występowały wszystkie rodzaje łach typowe dla rzeki roztokowej (fot. 2, 3, 13, 14, 15 i 16), przede wszystkim łachy centralne, boczne i językowe (ryc. 40).

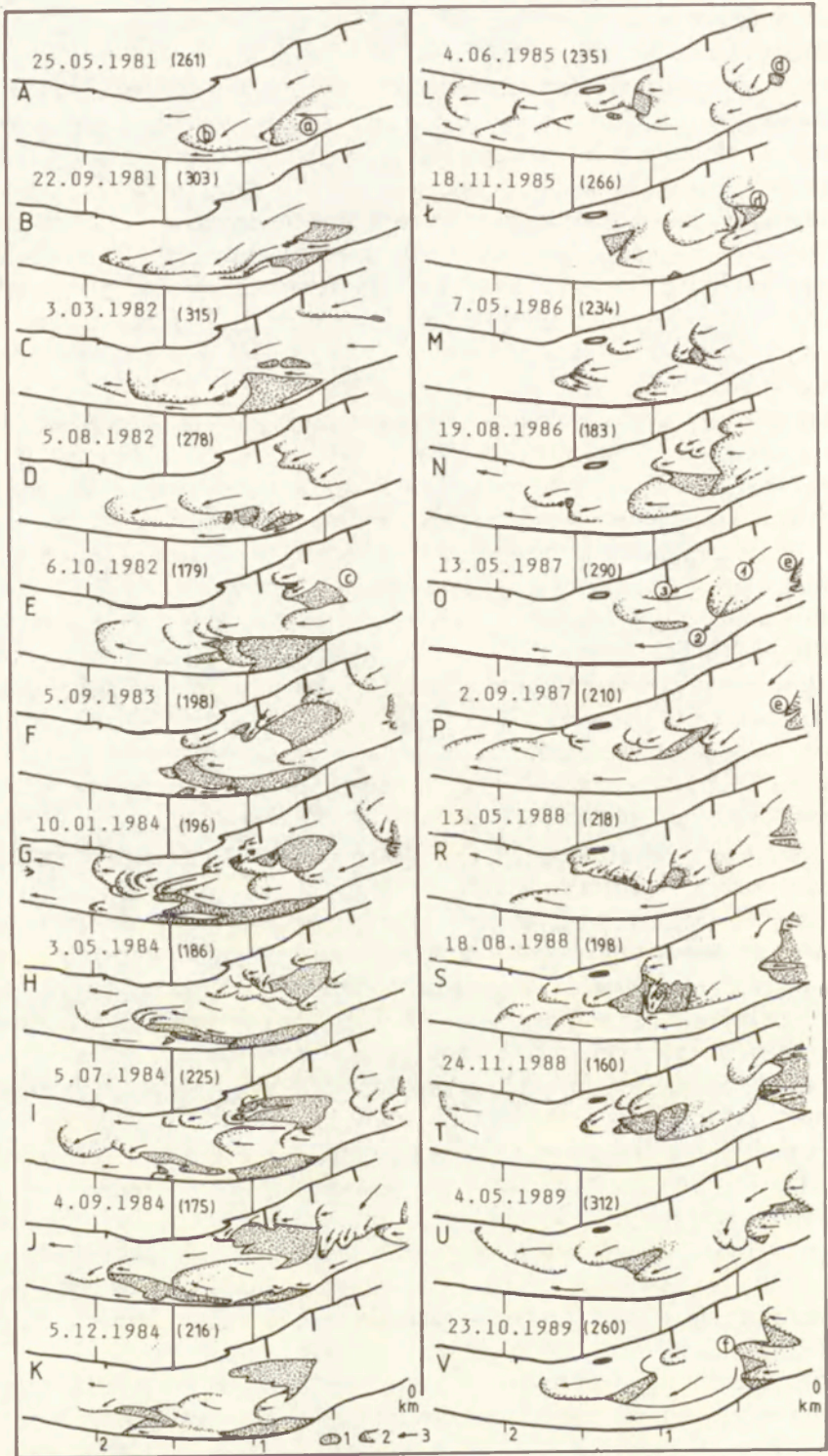
Analizowany odcinek koryta o długości 2 km (700 – 702 km) charakteryzują zróżnicowane warunki morfologiczne koryta. Jego górna część, o szerokości ponad 0,6 km, ograniczona ostrogami do szerokości 0,5 km, przechodzi pod kątem 25° w dolny, prostoliniowy odcinek o szerokości 0,4 km. Dzięki tej zmienności warunków hydraulicznych rzeki, powyżej przewężenia koryta następuje lokalne podparcie wód i wytracanie prędkości przepływu. Uaktywnia to akumulację transportowanego materiału w postaci łach, głównie centralnych i bocznych (ryc.40). Ma to także wpływ na skład mechaniczny osadów dennych (rozdz. 5). W przewężeniu koryta, gdzie następuje silna koncentracja prądów rzecznych,

dokonyuje się proces przekształcania wyżej wymienionych łach w łachy językowe, a niekiedy skośne.

Cykl rozwojowy mezoform na odcinku Wisły pod Nieszawą jest uzależniony od zjawisk hydrologicznych i modyfikowany zmienną morfologią koryta. Wynika także z położenia łach pod względem przekroju poprzecznego koryta w momencie ich wkroczenia na badany odcinek. W tym przypadku należy rozpatrzeć trzy warianty: prawobrzeżny, lewobrzeżny i centralny, choć w trakcie badań trwających od maja 1981 do 23 października 1989 r. powstały tylko dwa z nich. Nie wystąpił wariant związany z pojawieniem się łachy u prawego brzegu koryta (ryc. 40). Ma to ścisły związek ze stałymi warunkami hydrodynamicznymi rzeki powyżej tego odcinka, świadczy również o złym przeprowadzeniu regulacji (ostrogi w linii nurtu).

Badania rozpoczęto w momencie pojawienia się łachy bocznej, wraz z łączącą się z jej czołem łachy językowej b (ryc. 40A), reprezentujących wspólnie tzw. wariant lewobrzeżny rozwoju mezoform. Rozmiary łachy bocznej początkowo były niewielkie, a jej powierzchnia sięgała wysokości średnich-niskich stanów wody — typowych dla łach językowych. Później, wraz ze zbliżaniem się do krzywizny koryta, następowała jej nadbudowa pionowa — do osiągnięcia średniego stanu wody i pozioma — do zajęcia prawie 45% szerokości koryta (ryc.40B—C). Wkraczając w przewężenie, na skutek koncentracji prądów rzecznych dostosowujących się do zmniejszonej szerokości koryta, podlegała procesowi erozji bocznej. Z wyerodowanego materiału piaszczystego tworzyły się dynamiczne łachy językowe przemieszczające się z prędkością do 5 m na dobę (ryc.40B—D). Równocześnie wzrosło z 0,7 do 0,85 m na dobę tempo przesuwania się czoła łachy bocznej. Doprowadziło to do oddzielenia się łachy od brzegu koryta odnogą boczną o szerokości 50 — 100 m (ryc. 40D). Proces przekształcania się łachy bocznej w centralną trwałby do chwili jej zaniku w przewężeniu koryta (co nastąpiło dopiero po 3 latach — ryc. 40L), gdyby nie pojawienie się na początku analizowanego odcinka łachy centralnej c (ryc. 40E). Dzięki istnieniu tej łachy (wariant centralny) zajmującej ponad 50% szerokości koryta, prądy rzeczne zmieniły kierunek, uderzając w górną część łachy bocznej a. Następowало szybkie niszczenie tego fragmentu łachy i przemieszczanie wyerodowanego materiału w formie łach — kos ku środkowi koryta (ryc. 40F—H), co doprowadziło do zmniejszenia szerokości koryta średniej wody do około 150 m (ryc. 40F), i w dół rzeki z prędkością 0,8 — 3,5 m na dobę (ryc. 40G—J). Zahamowanie tego dwukierunkowego procesu nastąpiło w momencie osiągnięcia przez łachę boczną przewężenia koryta przy równoczesnym przemieszczeniu się łachy centralnej w dół rzeki (od sytuacji E do K w tempie 0,55 m na dobę — ryc. 40). Łacha boczna a, a w ponad 14 miesięcy po niej również łacha centralna c, w przewężeniu koryta przekształciły się w łachy językowe (ryc. 40L—N), zamykając ponad czteroletni cykl rozwoju łach, zaliczany do wariantów lewobrzeżnego i centralnego.

Powtórzenie opisanego cyklu, jak zakładano (Babiński 1987), miało nastąpić w chwili pojawienia się nowej łachy centralnej d w górnym odcinku w pobliżu lewego brzegu koryta (ryc. 40L—Ł). Nie doszło do tego z powodu dotarcia na



początek analizowanego odcinka lewobrzeżnego łachy bocznej e (ryc. 40 O—V), odsunęła ona bowiem nurt ku prawemu brzegowi koryta (1), ograniczając go do szerokości 130 m (ryc. 40S); poniżej jej czoła nurt rozdzielił się na dwie odnogi (2—3) otaczające łachę centralną (ryc. 40 O). W ten sposób łacha d utrzymywała środkowe położenie, przemieszczając się z przeciętną prędkością 0,76 m na dobę (sytuacje Ł—T, ryc. 40). Od niej odrywały się lewo- i prawobrzeżne łachy językowe, które poruszały się z maksymalną prędkością do 1,8 m na dobę. Oprócz nich tworzyły się łachy językowe o krótkiej żywotności (do kilku tygodni): tempo przemieszczania się czoł tych łach dochodziło do 8 m na dobę. Wykształcił się tu również nowy typ łach językowych — f, powstałych w wyniku niszczenia łachy bocznej e przez prądy rzeczne przepływające po jej powierzchni (ryc. 40 S—V; fot. 2 i 16).

Dotarcie łachy bocznej e do łuku krzywizny koryta, które nastąpiło pod koniec 1989 r. (ryc. 40V) jest niewątpliwie przypomnieniem sytuacji wyjściowej z września 1981 r. (ryc. 40B). Można więc stwierdzić, że po ponad 8 latach został zamknięty pełny cykl rozwoju łach na tym odcinku.

Generalnie w badanym odcinku Wisły łachy boczne osiągają długość do 1100 m i szerokość rzędu 200—480 m. Ich czoła przemieszczają się z prędkością od 0,51 m (łacha e od sytuacji O do V) do 0,94 m na dobę (łacha a od C do K) — maksymalnie do 3,5 m na dobę (ryc. 40). Łachy centralne, o długości około 650 m i szerokości 250 m, przesuwają się w odległości około 0,8—0,9 km od siebie z przeciętną prędkością 0,61—0,63 m na dobę (łacha b pomiędzy sytuacjami E i K oraz łacha d — Ł—V) (ryc. 40).

Charakterystyczną cechą analizowanego odcinka koryta jest tworzenie się licznych łach językowych. Odzwierciedlają one proces dostosowywania się łach centralnych i bocznych do zmiennych warunków morfologicznych koryta. Powstają z erodowanych fragmentów tych łach. Są to formy efemeryczne o dużej zmienności w czasie i przestrzeni. Ich czoła przemieszczają się z prędkością od 1,8 do 5,0 m na dobę, maksymalnie do 8,0 m na dobę (ryc. 40).

W sąsiedztwie łach bocznych i centralnych, a także często u czoł łach językowych, występują formy erozyjne — płosa. Jak wynika z planów batymetrycznych (ryc. 41) oraz przekrojów poprzecznych i podłużnych koryta, w analizowanym odcinku występują płosa o przeciętnej głębokości 4—5 m mierzonej od średnich wieloletnich stanów wody. Mogą one w przegłębieniach osiągać wartości do 6,0—6,5 m (ryc. 41), a lokalnie w obrębie przeszkód np. ostróg do 8 m. Formy te są

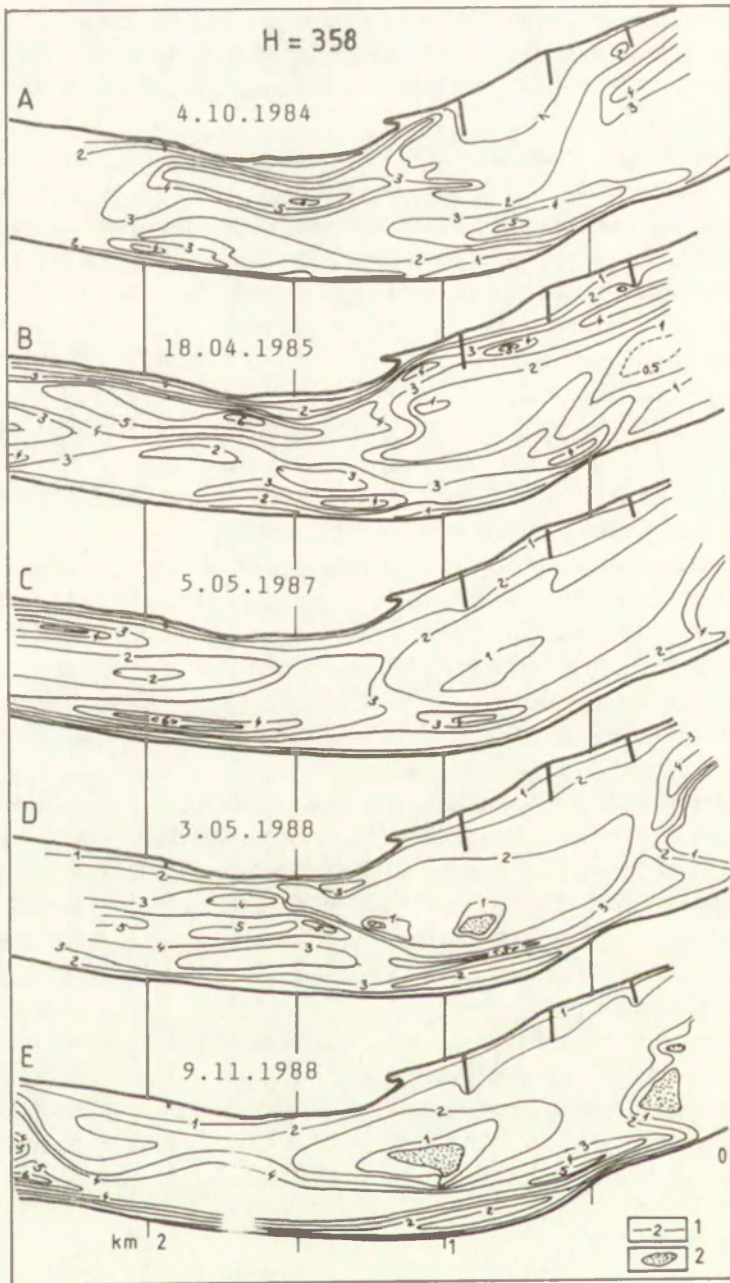
Ryc. 40. Sytuacje morfologiczne dna koryta Wisły pod Nieszawą (700—702 km) w okresie od 25.05.1981 do 23.10.1989 r.

1 — wynurzone fragmenty łach, 2 — zanurzone fragmenty łach, 3 — kierunki płynięcia wody.

W nawiasie podano stan wody (cm) w Silnie — 719,8 km biegu Wisły

Morphological situations of Vistula channel bottom near Nieszawa (700—702 km) at the period from 25.05.1981 to 23.10.1989

1 — emerged fragments of bars, 2 — submerged fragments of bars, 3 — directions of water flowing
In brackets it is given a water level (cm) in Silno (719,8 km)



Ryc. 41. Plany batymetryczne dna koryta Wisły pod Nieszawą odniesione do średniego wieloletniego stanu wody w Silnie – 358 cm

1 – izobaty, 2 – wynurzone fragmenty łach

Bathymetric plans of the Vistula channel bottom, related to the average many years' water level in Silno – 358 cm

1 – isobaths, 2 – emerged fragments of bars

węższe od łach, rzadko zajmując połowę szerokości koryta (pole zakreślone izobata 4 m – ryc. 41). Ich długość często dwukrotnie przekracza długość łach.

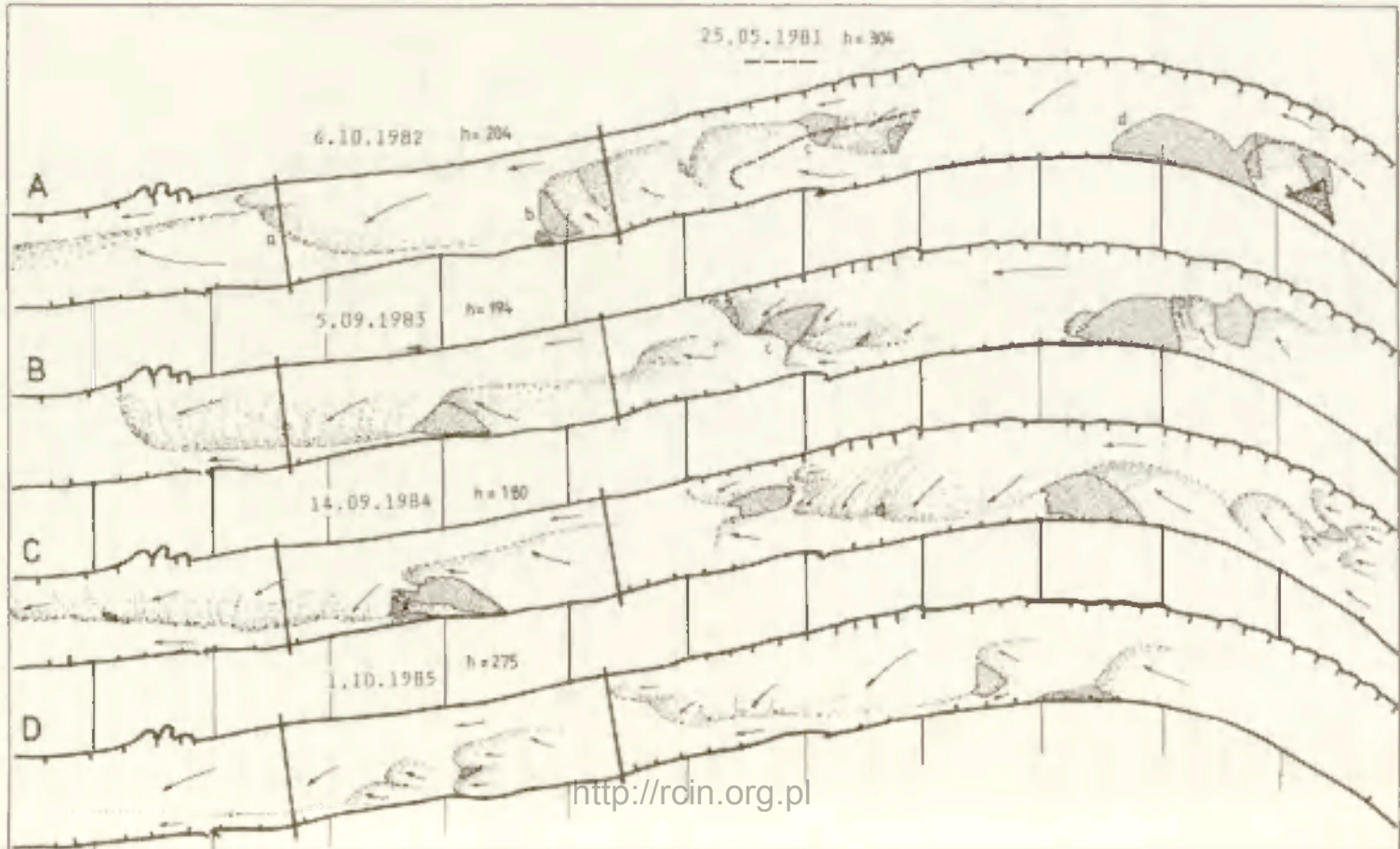
W ostatnim piętnastoleciu znaczny wpływ na dynamikę łach analizowanego odcinka wywarł zbiornik wrocławski. Jego bliskie sąsiedztwo (25 km) sprawiło, że w tym okresie znajdował się on w strefie agradacyjnej poniżej odcinka erozyjnego (rozdz. 4.2.2). Dostarczanie z wyżej leżącej strefy erozyjnej dna dużej ilości materiału czyniło ten odcinek typowo roztokowym. Z kolei dobowe wahania stanów wody, często przekraczające swe średnie i średnie-wysokie wartości, powodowały dodatkowo nadmierne spływanie dna koryta. Na skutek tego powierzchnie łach zalegały w latach 1976–1988 o 0,2–0,4 m ponad średnim stanem wody (rozdz. 4.2.2). Sprzyjało to tworzeniu się zatorów śrężowo-lodowych (rozdz. 6.4).

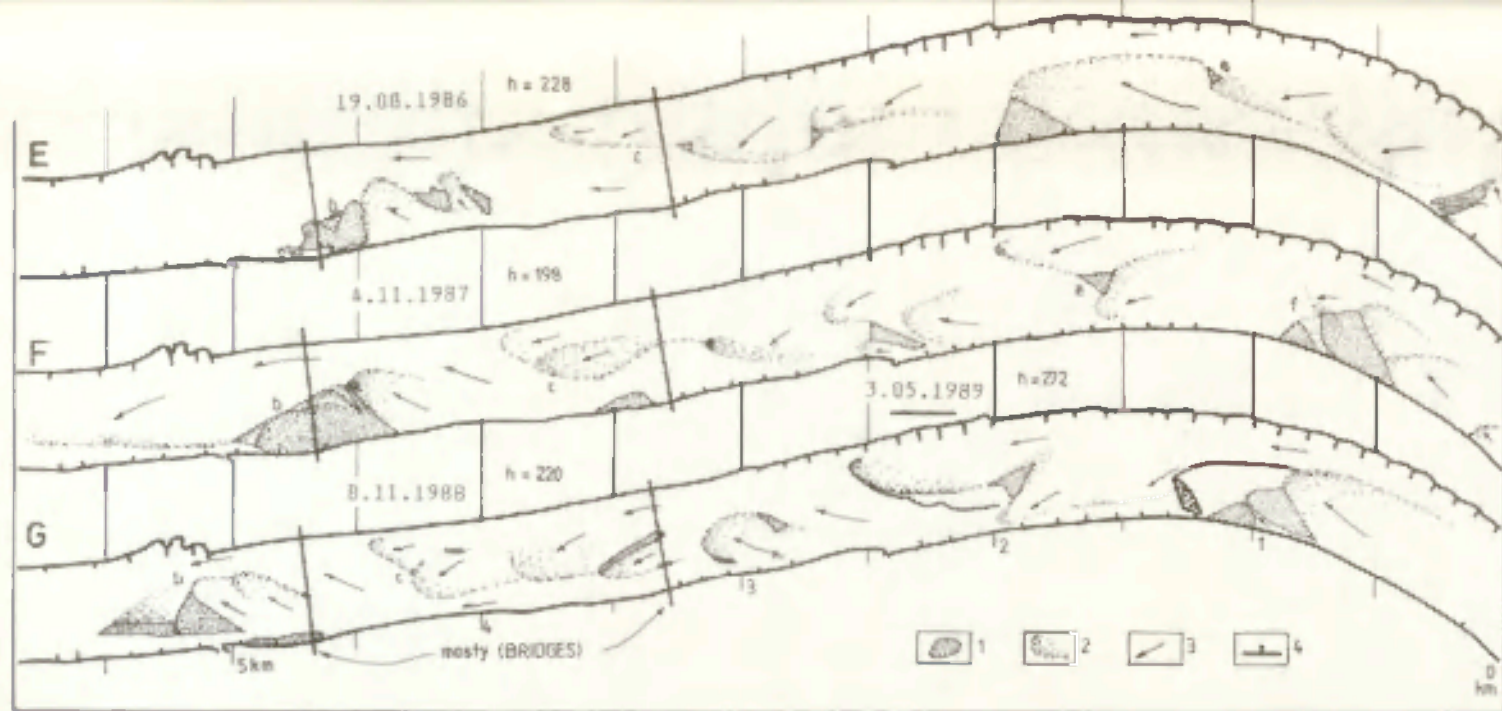
6.2.2. DYNAMIKA MEZOFORM KORYTA UREGULOWANEGO

Analizowane odcinki koryta Wisły pod Toruniem (730–736 km) i Świeciem (813–817 km) są przykładami koryta uregulowanego, charakterystycznego dla Wisły od ujścia rzeki Tążyny do jej strefy deltowej (ryc. 2). Koryto na całym tym odcinku ma szerokość około 410 m z zachowaniem 375 m trasy regulacyjnej (rozdz. 4.2.1). Przebieg nurtu jest nieznacznie kręty (przy wysokich stanach wody), na licznych odcinkach prostoliniowy. Badane fragmenty koryta Wisły (ryc. 42 i 43) charakteryzują nietypowe jak na te warunki odcinki zakolowe, przechodzące pod kątem 45° – 55° w prostoliniowe. Dlatego oprócz dominujących łach skośnych naprzemianległych występują tu przy brzegach wypukłych łachy boczne pseudozakolowe (ryc. 42 i 43).

Łachy skośne naprzemianległe mają kształt wydłużonych języków, ale nie są łachami językowymi. Wynika to z ich stałego charakteru występowania. Zajmują najczęściej ponad 50% szerokości koryta. Nie łączą się z brzegami koryta, oddzielone są bowiem odnogami bocznymi o szerokości 30–150 m (ryc. 42 i 43). Wyjątek stanowią tu odcinki zakolowe oraz miejsca, w których zaznacza się wpływ mostów. Tam najczęściej ulegają one przekształceniu w łachy boczne (ryc. 42). Czoła łach skośnych jako najwyższe ich fragmenty osiągają wysokość średnich-niskich stanów wody, rzadko dochodząc do stanów średnich. Podczas niżówek powierzchnie te wynurzają się, a przepływające po nich prądy rzeczne powodują ich niszczenie. Z wyerodowanego materiału tworzą się często łachy językowe (ryc. 42 i 43). Te wyniesione ponad zwierciadło wody fragmenty łach, ze względu na ich generalnie naprzemianległy układ, nie zajmują centralnej części koryta, lecz są związane bądź z lewym, bądź z prawym brzegiem (ryc. 42 i 43; fot. 7, 12).

Na odcinkach prostoliniowych łachy skośne przemieszczają się równolegle wzdłuż brzegów koryta (ryc. 44 i 45). Ruch rumowiska odbywa się głównie w ramach tej samej formy, chociaż nieznaczna jego część może być oderwana i w postaci łach kos i łach językowych przeniesiona przez prądy boczne na następną, niżej leżącą łachę. Dlatego aby określić wielkość transportowanego rumowiska, należy badać więcej niż jedną formę.



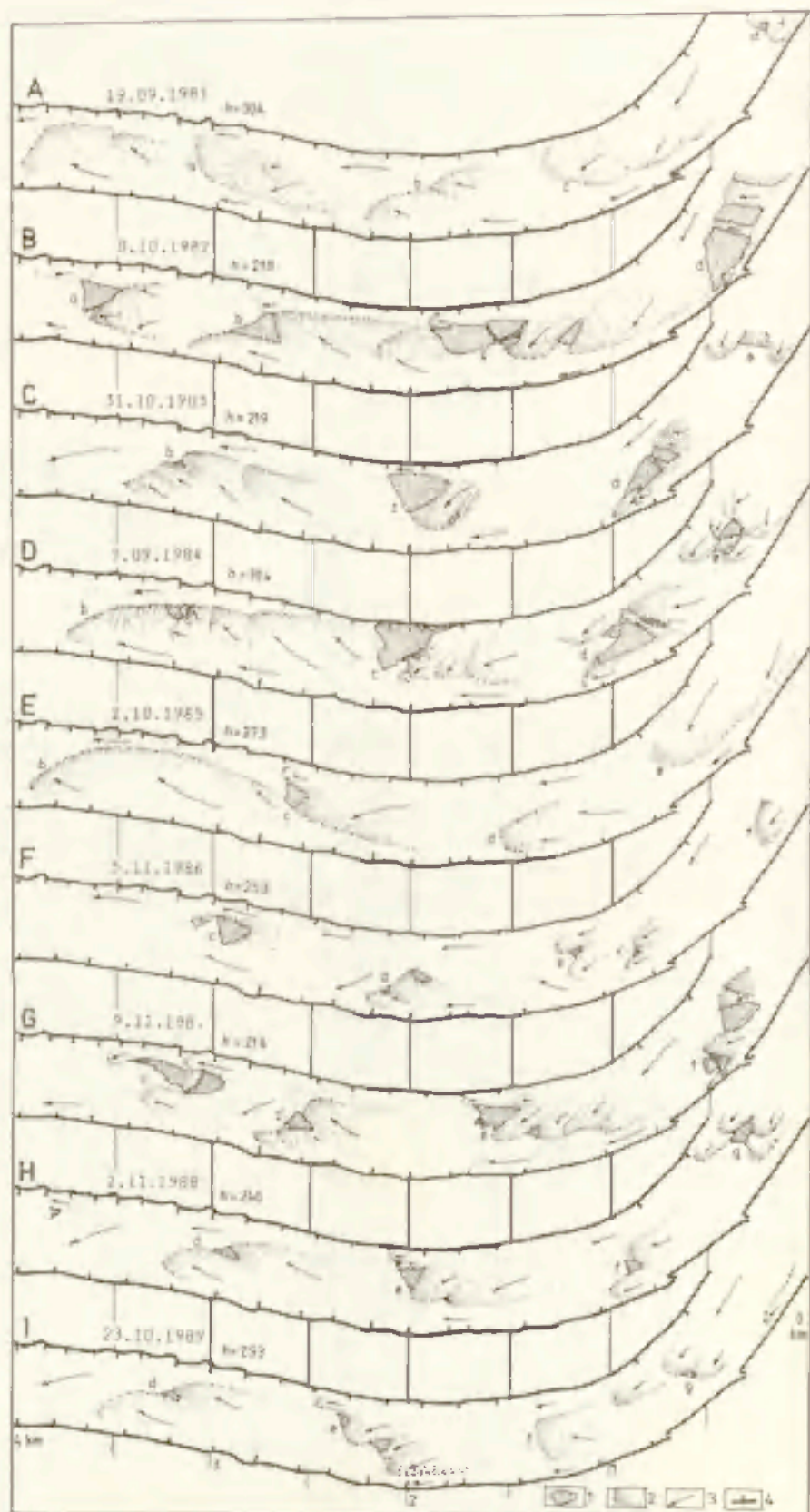


Ryc. 42. Sytuacje morfologiczne dna koryta Wisły pod Toruniem (730–736 km) w okresach od 25.05.1981 do 3.05.1989 r.

1 – wynurzone fragmenty łach, 2 – zanurzone fragmenty łach, 3 – kierunki płynięcia wody, 4 – ostrogi rzeczne, h – stany wody na wodowskaziu w Toruniu – 734,7 km biegu Wisły

Morphological situations of Vistula channel bottom near Toruń (730–736 km) at the period from 25.05.1981 to 3.05.1989

1 – emerged fragments of bars, 2 – submerged fragments of bars, 3 – directions of water flowing, 4 – graynes, h – water levels on the water gauge station in Toruń – 734,7 km of Vistula course



Od tego ogólnego schematu ruchu łach skośnych naprzemianległych odbiegają formy, które znajdują się w zakolu rzeki. Tam, w zależności od tego, czy znajdują się bliżej brzegu wklęsłego czy wypukłego przekształcają się w łachy centralne z układem łach językowych z „rogami” w pierwszym wypadku (ryc. 43, początek analizowanego odcinka) lub łączą się z nim tworząc łachy pseudozakolowe – boczne w drugim (ryc. 42 i 43). Są to jednak formy przejściowe i po przemieszczeniu się na odcinki prostoliniowe, powracają do dawnej postaci (ryc. 42 i 43).

Łachom skośnym towarzyszą zagłębienia w postaci plos o głębokości 4 – 6 m w stosunku do średnich stanów wody (ryc. 9C, 46). W obrębie tych form erozyjnych mogą występować przegłębienia dochodzące do 12 m (ryc. 9C, 12A, 13A, 29, 46). Przegłębienia te są najczęściej wynikiem wpływu lokalnych przeszkód w postaci główek ostróg, filarów mostów itp. (rozdz. 6.4). Plosa mają długość podobną do łach skośnych, ale szerokość mniejszą – od 100 do 150 m. Formy te łączą się ze sobą przejściami międzyplosowymi o głębokości 1 – 3 m w stosunku do średnich stanów wody (ryc. 9 C, 46), nadając strefie nurtowej w okresie trwania niskich stanów wody kręty przebieg (ryc. 19 B).

Łachy skośne i plosa tworzą charakterystyczny dla koryt prostoliniowych i meandrujących układ naprzemianległy (*riffle-pool sequence*). W tej formie zachowują się bez względu na zmieniające się warunki hydrologiczne rzeki. Od reżimu wodnego zależą jednak warunki wysokościowo-głębokościowe form (rozdz. 6.3) oraz przebieg strefy nurtowej. Przebieg ten może być zdominowany przez przejścia międzyplosowe naprzemianległe lewo- i prawobrzeżne, nadające mu kręty charakter. Rzadziej nurt biegnie między kolejnymi plosami, tworząc dwa równoległe do brzegów koryta prądy rzeczne. W obydwu przypadkach formy erozyjne występują zawsze w obrębie brzegów koryta, natomiast łachy zajmują centralne położenie (ryc. 47).

Odcinek koryta Wisły pod Toruniem

Przemieszczanie się łach skośnych naprzemianległych na odcinku Wisły pod Toruniem w okresie 2724 dni (25.05.1981 – 8.11.1988) było zróżnicowane (ryc. 44, 48), co wynikało głównie z zakłócania zjawisk hydrologicznych obecnością mostów i krzywizną (morfologią) koryta Wisły.

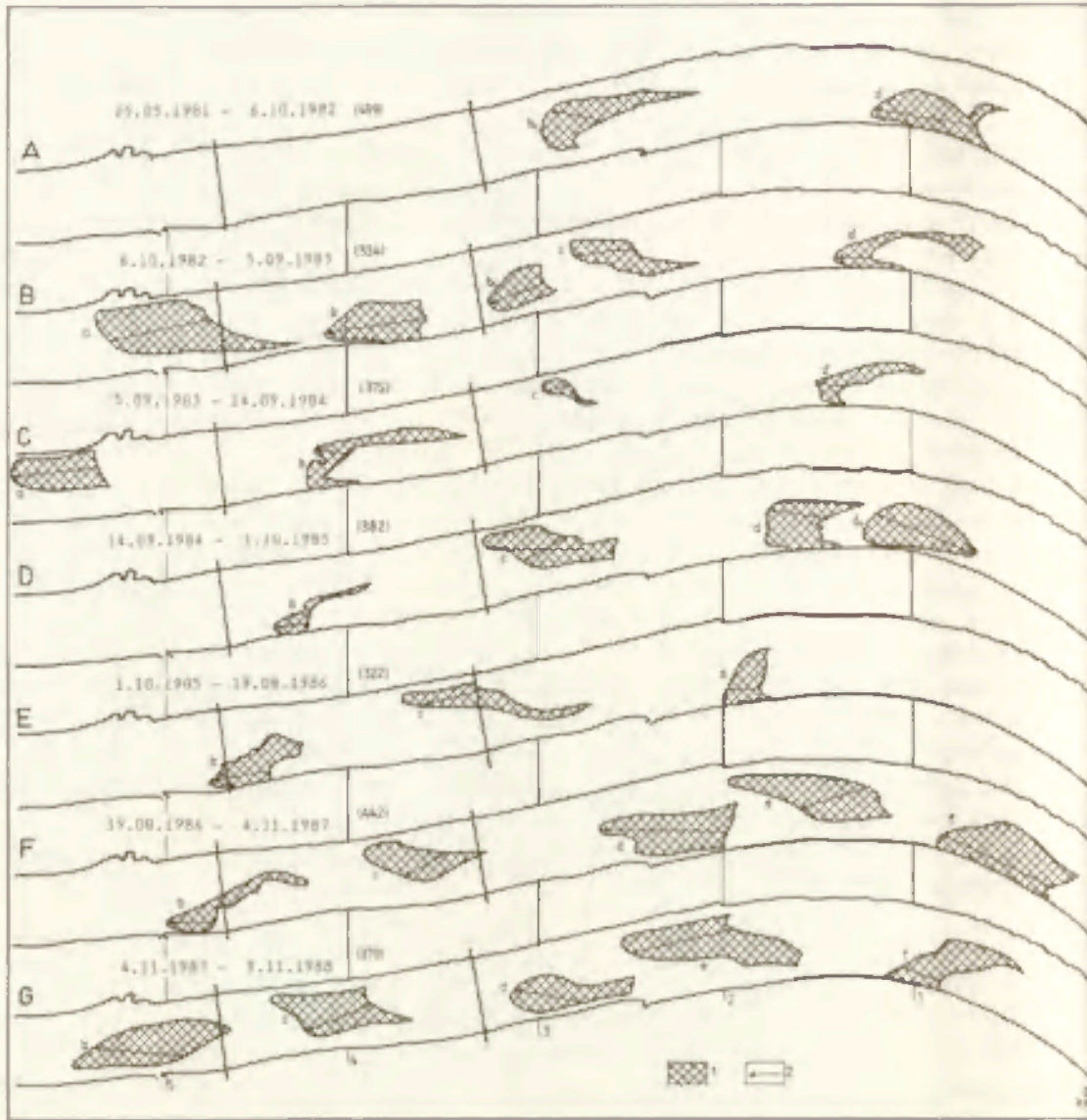
W pierwszych trzech okresach badawczych (A – C), odznaczających się ustawnym obniżaniem się stanów wody (ryc. 8), a tym samym zmniejszaniem się przepływów (ryc. 7, 48), następowało systematyczne spowalnianie tempa przemieszczania się czoł łach skośnych (ryc. 44 i 48). Zmieniało się ono od 1,6 m na dobę (okres B, łachy a i b) i 1,1 m na dobę w przypadku łachy d (okres A) do 0,4 m na

Ryc. 43. Sytuacje morfologiczne dna koryta Wisły pod Świeciem (813–817 km) w okresie od 19.09.1981 do 23.10.1989 r.

Oznaczenia jak przy rycinie 42, h – stany wody na wodowskazie w Chelmnie – 806,8 km biegu Wisły

Morphological situations of Vistula channel bottom near Świecie (813 – 817 km) at the period from 19.09.1981 to 23.10.1989

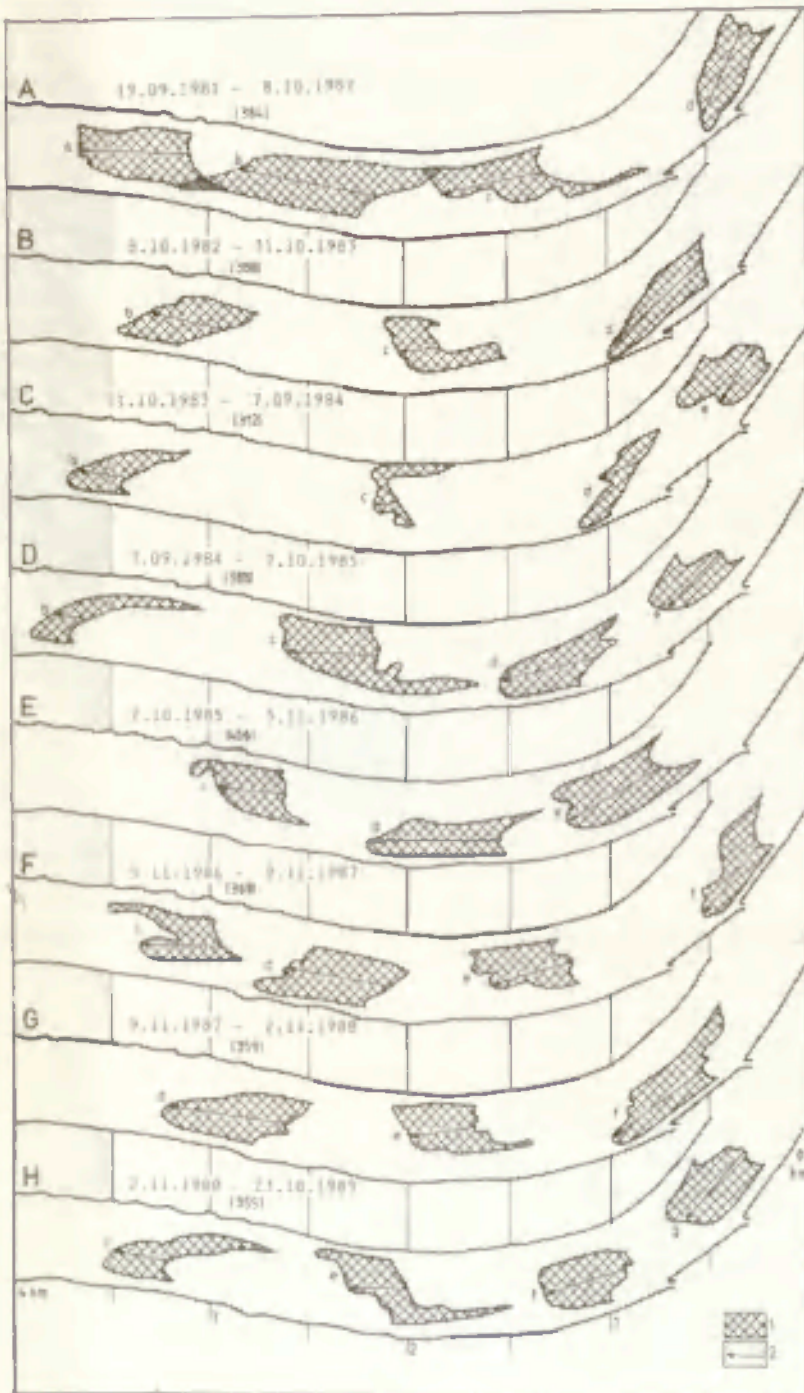
Marks as in fig. 42, h – water levels on the water gauge in Chelmo – 806,8 km of Vistula course



Ryc. 44. Powierzchniowe (1) i liniowe (2) tempo przemieszczania się czoł łach na odcinku pod Toruniem pomiędzy okresami pomiarowymi A – G.

W nawiasach podano liczbę dni, podczas których następowało przemieszczanie się łach Surface (1) and lineal (2) rate of bars' fronts shifting in the segment near Toruń between measuring periods A – G.

In brackets it is given a number of days, during which the shifting of bars took place

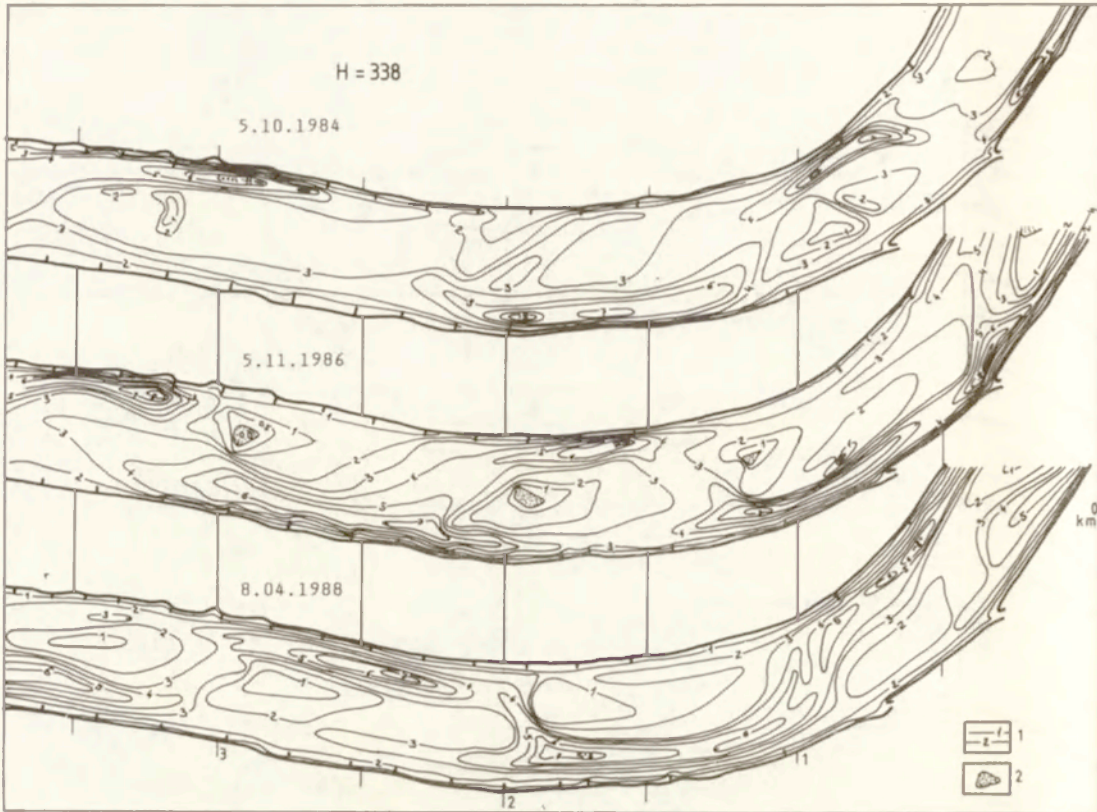


Ryc. 45. Powierzniowe (1) i liniowe (2) tempo przemieszczania się czół łach na odcinku pod Świeciem pomiędzy okresami pomiarowymi A – H.

Oznaczenia w nawiasach jak przy rycinie 44

Surface (1) and lineal (2) rate of bars' fronts shifting in the segment near Świecie between measuring periods A – H.

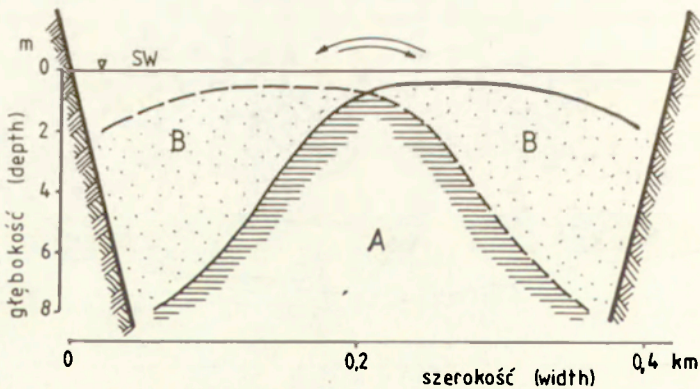
Marks in brackets as in fig. 44



Ryc. 46. Plany batymetryczne dna koryta Wisły pod Świeciem odniesione do średniego wieloletniego stanu wody w Chełmnie – SW 338 cm

Bathymetric plans of the Vistula channel bottom near Świecie related to many years' average water level in Chełmno – SW-338 cm

1 – isobaths, 2 – emerged fragments of bars



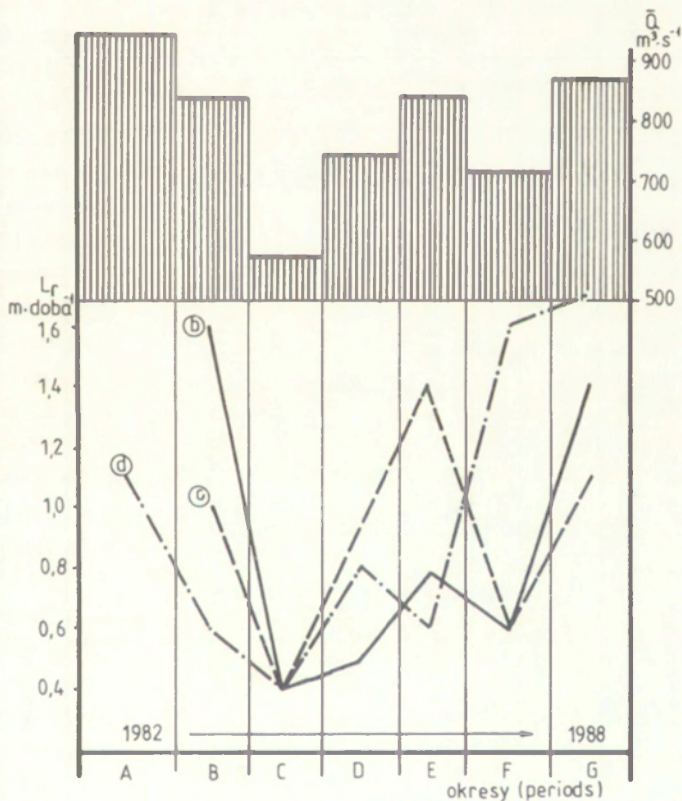
Ryc. 47. Schemat rozwoju profilu poprzecznego uregulowanego koryta Wisły związanego z dynamiką łach skośnych-naprzemianległych i plos (częściowo według A. Śliwczyńskiego, 1973)

A – stały fragment koryta, B – zmieniająca się część koryta

Scheme of cross-section development of regulated Vistula channel connected with dynamic of alternate bars and pools (partly after A. Śliwczyński, 1973)

A – stable channel fragment, B – changing part of channel

dobę w okresie C (tab. 6, ryc. 48). Stałą tendencję malejącą zanotowano również w wypadku powierzchni zakreślonych przez przemieszczające się czoła łach (tab. 6). Biorąc pod uwagę wartości uśrednione dla łach a-d z okresów B i C, w przypadku zarówno tempa przemieszczania się czoł, jak i powierzchni zakreślonych przez te czoła zmalały one o 50% przy zmniejszeniu się przepływów rzeki o 40%. Na tę różnicę z pewnością miały wpływ mosty. One między innymi przyczyniły się do zwiększenia tempa przemieszczania się czoł łach a i b w okresie B do przeciętnej wartości 1,6 m na dobę (tab. 6). Oddziaływanie mostów na dynamikę form zaznaczyło się również w następnym okresie C (ryc. 42 i 44), choć w odniesieniu do łachy b miało ono skutek odwrotny. Nastąpiło bowiem ograniczenie tempa przesuwania się łachy, spowodowane podparciem wód przez niżej usytuowany most drogowy (ryc. 42 i 44). Takiemu samemu kierunkowi rozwoju podlegała łacha b₁ w sezonie A (ryc. 42). Już w okresie następnym jednak, znajdując się w świetle mostu i poniżej niego, poruszała się o 50% szybciej, wbrew ogólnym tendencjom reprezentowanym przez pozostałe łachy (tab. 6, ryc. 48).



Ryc. 48. Średnie dobowe liniowe (L_r) tempo przemieszczania się czoł łach (b–d) na odcinku Wisły pod Toruniem na tle średnich przepływów Wisły we Włocławku (\bar{Q}) w okresach A–G (tab. 6, ryc. 44)
Average daily lineal (L_r) rate of bars' fronts shifting (b–d) in the Vistula segment near Toruń against a background of average Vistula discharges (\bar{Q}) at periods A–G (table 6, fig. 44)

Tabela 6. Tempo przemieszczania się łach na odcinku Wisły pod Toruniem (730–736 km) w okresach A–G (według ryc. 44)

The rate of bars' shifting in the Vistula segment near Toruń (730–736 km) at periods A–G (after fig. 44)

Okresy (dni)		A 499		B 334		C 375		D 382		E 322		F 442		G 370		A–G 2724	
Śr. Q^2 ($m^3 \cdot s^{-1}$)		940		835		568		739		840		715		868		786	
Łacha \ Tempo		L_r		P		L_r		P		L_r		P		L_r		P	
		L_r	P	L_r	P	L_r	P	L_r	P	L_r	P	L_r	P	L_r	P	L_r	P
a	1	–	–	541	18,7	449	7,6	–	–	–	–	–	–	–	–	990 ¹	26,3 ¹
	2	–	–	1,6	560	1,2	203	–	–	–	–	–	–	–	–	1,4	371
b	1	–	–	540	8,9	153	8,5	190	9,4	270	6,1	260	4,6	500	12,0	1913 ¹	49,5 ¹
	2	–	–	1,6	266	0,4	227	0,5	246	0,8	189	0,6	104	1,4	324	0,9	222
b ₁	1	286	9,3	306	4,5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	592 ¹	13,8 ¹
	2	0,6	186	0,9	135	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,7	166
c	1	–	–	326	6,2	139	1,3	330	11,4	450	8,2	250	7,6	420	13,2	1915 ¹	47,9 ¹
	2	–	–	1,0	186	0,4	35	0,9	298	1,4	255	0,6	172	1,1	357	0,9	215
d	1	551	9,8	194	6,7	147	5,3	310	9,4	190	4,7	700	13,0	630	9,6	2722	58,5
	2	1,1	196	0,6	201	0,4	141	0,8	246	0,6	146	1,6	294	1,7	259	1,0	215
e	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	480	12,0	560	16,0	1040 ¹	28,0 ¹
	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,1	271	1,5	432	1,3	345
f	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	670	16,7	220	8,0	890 ¹	24,7
	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,5	378	0,6	216	1,1	304

¹ dane z niepełnych okresów² średnie przepływy na stopniu wodnym Włocławek (dane zaniżone o 4% w stosunku do przepływów w profilu wodowskazu Toruń)Tempo przemieszczania się łach: L_r – liniowe: 1 – m
2 – m doba⁻¹ P – powierzchniowe: 1 – ha
2 – m² doba⁻¹

Dynamika łach skośnych b-d w następnych, prawie rocznych, okresach C–D zmieniła się z przeciętnej wartości 0,4 m na dobę na 0,7 m na dobę (tab. 6). Wzrost tempa przemieszczania się czoł łach o 75% był spowodowany prawie 77-procentowym wzrostem wartości średnich przepływów Wisły (tab. 6, ryc. 48). Tę tendencję zaobserwowano również w okresie następnym – E, z wyjątkiem łachy d. Łacha ta osiągnęła bowiem moment krytyczny w procesie przekształcania się z łachy pseudozakolowej w skośną (ryc. 42), świadcząc zarazem o wpływie morfologii koryta na dynamikę łach.

W ostatnich dwóch okresach badawczych (F–G) stwierdzono pojawienie się kolejnych łach e i f (ryc. 44). Łacha e, w przeciwieństwie do jej poprzedniczki d oraz następczyni f, zajmowała od samego początku prawobrzeżną pozycję (ryc. 42). Prawdopodobnie tak samo przebiegały łachy b₁ i c. Dzięki temu formy te nie przeszły rozwoju związanego z brzegiem wypukłym rzeki, a więc nie były łachami bocznymi – pseudozakolowymi. Dowodzi tego również ich zarys z łachami językowymi tworzącymi tzw. układ łach z „rogami” (sytuacje B i C między 2,5 a 3,0 km oraz F i G – 1,5–2,5 km – ryc. 42).

Tempo przemieszczania się niemal wszystkich analizowanych łach w ciągu sezonów F i G, zgodnie ze wzrostem przepływów Wisły o ponad 20%, zwiększyło się aż o 50% (tab. 6, ryc. 48). Zarówno w tym, jak i wyżej opisanym przypadku, te dysproporcje były związane z wpływem mostów. Złożyły się na nie przede wszystkim dane dotyczące łach b i c (tab. 6). Łachy te znalazły się bowiem w strefie mostów bądź poniżej nich, dzięki czemu ponad dwukrotnie wzrosło tempo ich liniowego i powierzchniowego przemieszczania się (tab. 6). Tych tendencji nie przejawiała jedynie łacha f (tab. 6), u której następował w tym czasie przyrost pionowy i scalający ją z brzegiem koryta (sytuacje E–G, ryc. 42).

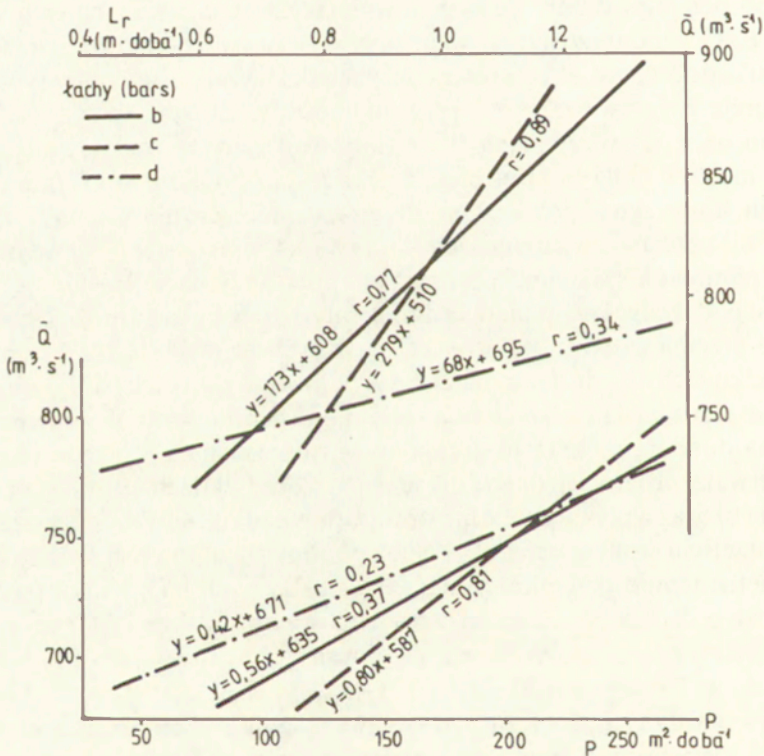
Biorąc pod uwagę cały ponad siedmioletni okres badawczy można stwierdzić, że tempo przemieszczania się czoł łach skośnych wynosiło od 0,7 m na dobę w przypadku łachy b₁ do 1,4 m na dobę w odniesieniu do łachy a. Powierzchnie zakreślone przez czoła tych łach osiągnęły odpowiednio wielkości od 166 m² do 371 m² na dobę (tab. 6). Te ekstremalne wartości wynikają przede wszystkim z krótkotrwałej obserwacji (łacha a) i małej żywotności (łacha b₁ uległa połączeniu z łachą b) oraz wpływu na nie mostów (w przypadku łachy a – przyspieszony ruch po przejściu strefy mostu; b₁ – spowolniony ruch powyżej światła mostu). Za przeciętne tempo przemieszczania się łach skośnych na odcinku pod Toruniem (łachy b-d) należy uznać wartości odpowiednio 0,9 m i 217 m² na dobę (tab. 6). Średni przepływ Wisły w tym okresie wynosił 786 m³·s⁻¹ w profilu Włocławek, w Toruniu zaś 817 m³·s⁻¹ (+4%).

Bazując na danych dotyczących średniego tempa przemieszczania się czoł łach (L_r) i zakreślonych przez nie powierzchni (P) pomiędzy poszczególnymi okresami badawczymi (tab. 6), ustalono związki korelacyjne między nimi a średnimi przepływami Wisły (ryc. 49). Otrzymanych tą drogą równań prostych regresji nie należy jednak stosować do obliczeń dynamiki łach dla wartości ekstremalnych zjawisk hydrologicznych, a tylko dla przeciętnych – rocznych lub wieloletnich. Wraz ze zmniejszaniem się wartości współczynników korelacji

liniowej r następuje wzrost udziału czynników niehydrologicznych, takich jak morfologia koryta czy mosty, w dynamice łąch.

Z obliczonych prostych regresji i współczynników korelacji dla trzech łąch wynika, że pełną zależnością dynamiki – zarówno tempa przemieszczania się czoła, jak i zakreślonej przez nie powierzchni – od przepływów odznacza się tylko łącha c (ryc. 49). Pozostałe łąchy bądź tylko w części mają tę zależność (łącha b w przypadku tempa przemieszczania się jej czoła), bądź ta zależność jest niewielka, wręcz problematyczna. To zróżnicowanie niewątpliwie wynika z wpływu czynników niehydrologicznych na procesy korytowe. Łącha c podlegała tylko raz procesowi zmniejszania tempa swej wędrówki przez most i jego zwiększenia poniżej niego (ryc. 42), łącha b przeszła ten proces dwukrotnie (ryc. 42). Z kolei łącha d była pod silnym wpływem zakola rzeki, przechodząc jednocześnie transformację z łąchy bocznej w skośną (ryc. 42); to zaważyło na obniżeniu wartości współczynnika korelacji liniowej r do 0,13!

Interesujące jest łączenie się w wiązkę prostych regresji tempa przemieszczania się czoł łąch w strefie przepływów $760 - 810 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (+ 4%) i dla powierzchni



Ryc. 49. Proste regresji i ich współczynniki korelacji liniowej (r) zależności średniego dobowego liniowego (L_r) i powierzchniowego (P) tempa przemieszczania się czoł łąch b–d pod Toruniem od średnich przepływów Wisły (stopień wodny Włocławek) dla okresu badań 6.10.1982 – 8.11.1988 r. Regression lines and their lineal correlation (r) coefficients of dependence of average daily lineal (L_r) and surface (P) rate of bars' fronts shifting b–d near Toruń upon average Vistula discharges (Włocławek Dam) for the study period 6.10.1982 – 8.11.1988

określonych tempami tych przemieszczeń w strefie przepływów $750-760 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (+4%) (ryc. 49). Analizowanym okresem B–G odpowiadał średni przepływ Wisły 790 m^3 na sekundę (306 cm na wodowskazie w Toruniu). Taki układ prostych regresji na tle przepływów świadczy o tym, że przy przeciętnych w danym okresie badawczym przepływach (stanach) rzeki tempo przemieszczania się czoł poszczególnych łach jest najbardziej zbliżone (podobne). Rozbieżności tempa poza tą strefą przepływów wynikają głównie ze zmienności warunków morfologicznych koryta oraz wpływu mostów. Nie było bowiem możliwości analizy dynamiki wszystkich łach w tych samych warunkach od początku do końca badanego odcinka. Szczególny układ prostej regresji dla tempa przemieszczania się czoła łachy d był niewątpliwie związany z wyżej opisanym już procesem transformacji w zakolu koryta.

Odcinek koryta Wisły pod Świeciem

Analizowany odcinek Wisły pod Świeciem (ryc. 2 p. 2) stanowi typowy przykład koryta uregulowanego z układem łach skośnych-naprzemianległych (ryc. 35 II-1). Ten typ łach uwidoczni się szczególnie w okresie trwania średnich stanów wody, reprezentowany przez sytuacje dna koryta A, E i H (ryc. 43; fot. 12). W tym czasie nurt zachowuje kręty przebieg z możliwością tworzenia się dwóch równoległych „odnóg” przybrzeżnych (ryc. 43 i 46). Główna strefa nurtu osiąga w obrębie łach głębokość 5–6 m z przegłębieniami do 8–9 m, a lokalnie nawet do 11 m (ryc. 46), natomiast przebiegające pod kątem $30-40^\circ$ w stosunku do osi koryta przejścia międzyplosowe mają głębokość do 3 m przy średnich stanach wody (ryc. 46) i około 1 m podczas niżówek. Taki układ form negatywnych zapewnia swobodną żeglugę na Wiśle, nie spełnia jednak warunków nawigacyjnych obniżenia wzdłuż brzegów koryta.

Podczas obniżania się stanów wody, aż do momentu osiągnięcia przez rzekę minimalnych przyływów, powierzchnie łach skośnych są silnie niszczone. Następuje proces wcinania się w nie pojedynczych prądów rzecznych, tworzących z jednej strony bruzdy erozyjne w łachach, z drugiej zaś łachy językowe z wyerodowanego materiału (ryc. 43). Dokonuje się więc podział jednolitych łach na wiele wystających ponad zwierciadło wody fragmentów, nadających rzece charakter roztokowy (ryc. 43; fot. 7). W przypadku skrajnie niskich stanów wody z jednoczesnym powolnym wcinaniem się prądów międzyplosowych może zaistnieć sytuacja, w której występują dwa równoległe prądy przybrzeżne z śródkorytowym kompleksem łach skośnych (ryc. 43B). Jest to niekorzystny dla żeglugi układ form, spowodowany złą regulacją koryta, nie uwzględniającą dostosowania jego morfologii (zbyt wyprostowana i szeroka strefa regulacyjna) do odpowiadających okresowi niskiej wody warunków hydrodynamicznych rzeki.

Oprócz tego ogólnego schematu morfodynamiki łach, w strefie zakola istnieją sprzyjające warunki do tworzenia się łach poprzeczno-centralnych z „rogami” w postaci łach językowych (ryc. 43. łachy e, g). Żywotność tych łach jest jednak krótka, gdyż po przebyciu około 1 km ulegają ponownej transformacji w łachy

Tabela 7. Tempo przemieszczania się czoł łach na odcinku Wisły pod Świeciem (813–817 km)

The rate of bars' fronts shifting in the Vistula segment near Świecie (813–817 km)

Lp.	Okres badań	Liczba dni	Średnie		Łachy (według ryc. 43)									
			stany h (cm) **	przepływy Q ($m^3 s^{-1}$) ***	a		b		c		d		e	
					L_r	P	L_r	P	L_r	P	L_r	P	L_r	P
1	1981 05 26–1981 07 08	43	344	942	1,63	791	1,67	907	1,63	744	–	–	–	–
2	1981 07 08–1981 08 14	37	321	798	0,95	270	1,03	514	0,68	378	–	–	–	–
3	1981 08 14–1981 09 19	36	294	753	1,44	250	0,56	111	0,42	111	–	–	–	–
*	1981 05 26–1981 09 19	116		837	1,35	457	1,12	534	0,95	431	–	–	–	–
4	1981 09 19–1982 03 06	168	382	1113	1,04	274	2,41	679	1,90	667	–	–	–	–
5	1982 03 06–1982 05 05	60	452	1568	6,25	1750	5,58	1083	3,42	783	–	–	–	–
6	1982 05 05–1982 08 05	92	320	828	0,22	163	0,05	283	0,11	163	1,52	380	–	–
7	1982 08 05–1982 10 08	64	217	423	0,23	141	0,16	141	0,19	141	0,47	234	–	–
A*	1981 09 19–1982 10 08	384		1001	1,52	456	1,97	557	1,42	477	–	–	–	–
8	1982 10 08–1983 03 05	148	289	708	1,62	365	1,39	223	0,17	115	0,74	264	–	–
9	1983 03 05–1983 05 09	65	432	1483	–	–	2,08	800	2,08	538	5,08	800	–	–
10	1983 05 09–1983 06 07	29	351	859	–	–	0,69	483	0,17	207	0,69	207	–	–
11	1983 06 07–1983 09 06	91	260	578	–	–	0,05	88	0,38	132	0,33	110	–	–
12	1983 09 06–1983 10 31	55	210	434	–	–	0,27	36	0,18	55	1,09	236	–	–
B*	1982 10 08–1983 10 31	388		783	–	–	0,98	281	0,54	188	1,42	309	–	–
13	1983 10 31–1984 01 07	68	212	476	–	–	0,15	44	0,12	44	0,07	59	0,66	176
14	1984 01 07–1984 03 09	62	255	565	–	–	1,53	355	0,16	81	0,08	97	0,89	419
15	1984 03 09–1984 04 25	47	265	664	–	–	0,53	319	0,32	43	0,74	149	1,70	574
16	1984 04 25–1984 09 07	135	276	642	–	–	1,30	237	0,64	200	1,04	252	1,26	252
C*	1983 10 31–1984 09 07	312		594	–	–	0,98	231	0,38	119	0,59	163	1,12	317

17	1984 09 07 – 1984 12 24	108	237	536	–	0,14	56	0,14	370	0,56	111	0,51	28
18	1984 12 24 – 1985 07 31	219	346	905	–	0,59	237	1,76	356	1,71	320	1,12	260
19	1985 07 31 – 1985 10 02	63	326	890	–	0,32	143	0,71	317	0,48	286	1,27	206
D*	1984 09 07 – 1985 10 02	390		801	–	0,42	172	1,14	354	1,19	256	0,97	187
20	1985 10 02 – 1986 05 06	216	353	990	–	–	1,28	278	2,50	639	1,94	486	
21	1986 05 06 – 1986 08 21	107	270	585	–	–	0,33	84	0,23	56	0,65	178	
22	1986 08 21 – 1986 11 05	76	233	460	–	–	0,33	105	0,16	66	0,92	132	
E*	1985 10 02 – 1986 11 05	399		781	f	–	0,85	193	1,47	373	1,40	336	
23	1986 11 05 – 1987 09 16	315	312	798	1,37	235	–	1,24	178	1,76	400	1,33	270
24	1987 09 16 – 1987 11 09	54	247	487	0,28	111	–	0,28	222	0,28	259	0,28	130
F*	1986 11 05 – 1987 11 09	369		753	1,21	217	–	1,10	184	1,54	379	1,18	249
25	1987 11 09 – 1988 05 02	175	368	1136	2,71	474	–	–	2,69	594	1,94	469	
26	1988 05 02 – 1988 08 19	109	283	680	0,23	156	–	–	1,06	147	0,37	128	
27	1988 08 19 – 1988 11 02	75	264	548	0,80	347	–	–	0,27	107	0,13	160	
G*	1987 11 09 – 1988 11 02	359	–	875	1,56	351	g	–	1,68	357	1,09	301	
28	1988 11 02 – 1989 05 03	182	312	833	1,35	258	2,03	500	–	0,93	302	0,93	341
29	1989 05 03 – 1989 10 23	173	179	725	0,98	266	0,43	104	–	0,75	185	0,64	197
H*	1988 11 02 – 1989 10 23	355		780	1,17	262	1,25	307	–	0,85	245	0,79	270

* Wartości średnie obliczone z danych wyjściowych, a nie na podstawie wyników tabeli

** Średnie stany wody na wodowskazie w Chełmnie według ODGW w Toruniu

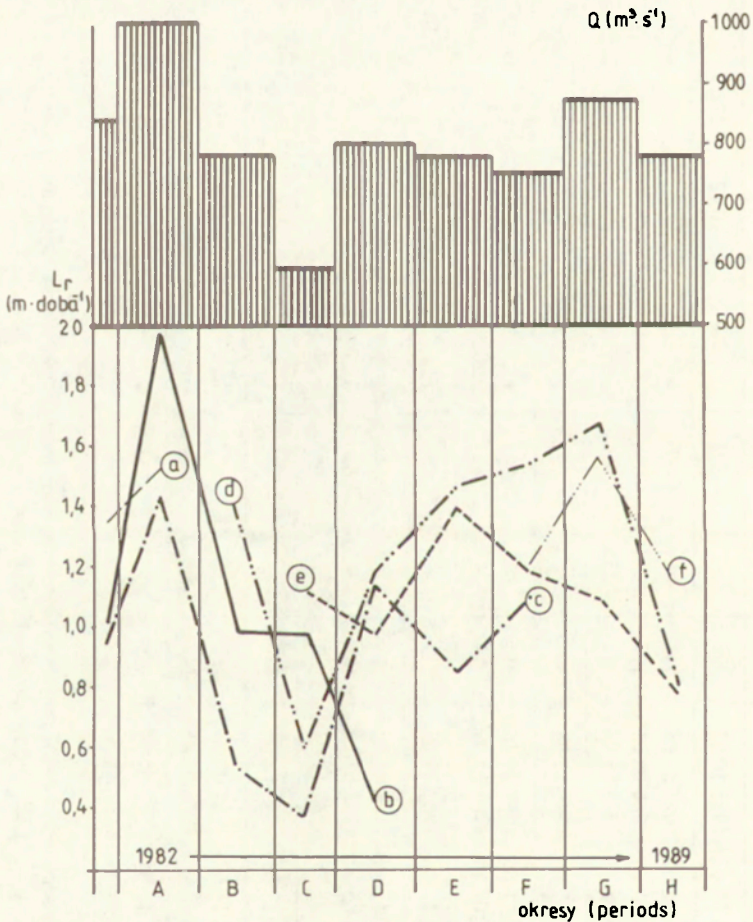
*** Średnie przepływy na stopniu wodnym Włocławek (dane zaniżone o 10–12% w stosunku do przepływów rzeczywistych w profilu wodowskazowym Chełmno)

Tempo przemieszczania się czoł łach:

L_v – liniowe ($m \cdot doba^{-1}$); P – powierzchniowe ($m^2 \cdot doba^{-1}$)

skośne (ryc. 43). Ponadto, podczas 8-letnich obserwacji stwierdzono dwa nietypowe dla tego odcinka koryta przypadki odnoszące się do łachy c. Uległa ona bowiem trzykrotnemu przekształceniu: początkowo z łachy skośnej w boczną (sytuacje A – C i D), a następnie w łachę podłużną (por. ryc. 35 IV-1 z 43 syt. G i fot. 13), aby w końcu stać się ponownie łachą skośną. Te anomalie należy niewątpliwie wiązać z wyraźnie prawobrzeźnym przebiegiem łachy c; w pozostałych bowiem przypadkach łachy wkraczając na analizowany odcinek zajmowały bądź centralne, bądź lewobrzeżne położenie (ryc. 43). Należy dodać, że tę samą prawidłowość stwierdzono również na odcinku szczegółowej analizy pod Nieszawą (rozdz. 6.2.1).

Analizę dynamiki łach skośnych-naprzemianległych a – g z uwzględnieniem ich chwilowych i częściowych transformacji, opartą na pomiarach tempa liniowego



Ryc. 50. Średnie dobowe liniowe (L_r) tempo przemieszczania się czół łach a – f na odcinku Wisły pod Świeciem na tle średnich przepływów Wisły (Q) w okresach A – H (ryc. 45)

Average daily linear (L_r) rate of bars' fronts shifting a – f in the Vistula segment near Świecie against a background of average Vistula discharges (Q) at periods A – H (fig. 45)

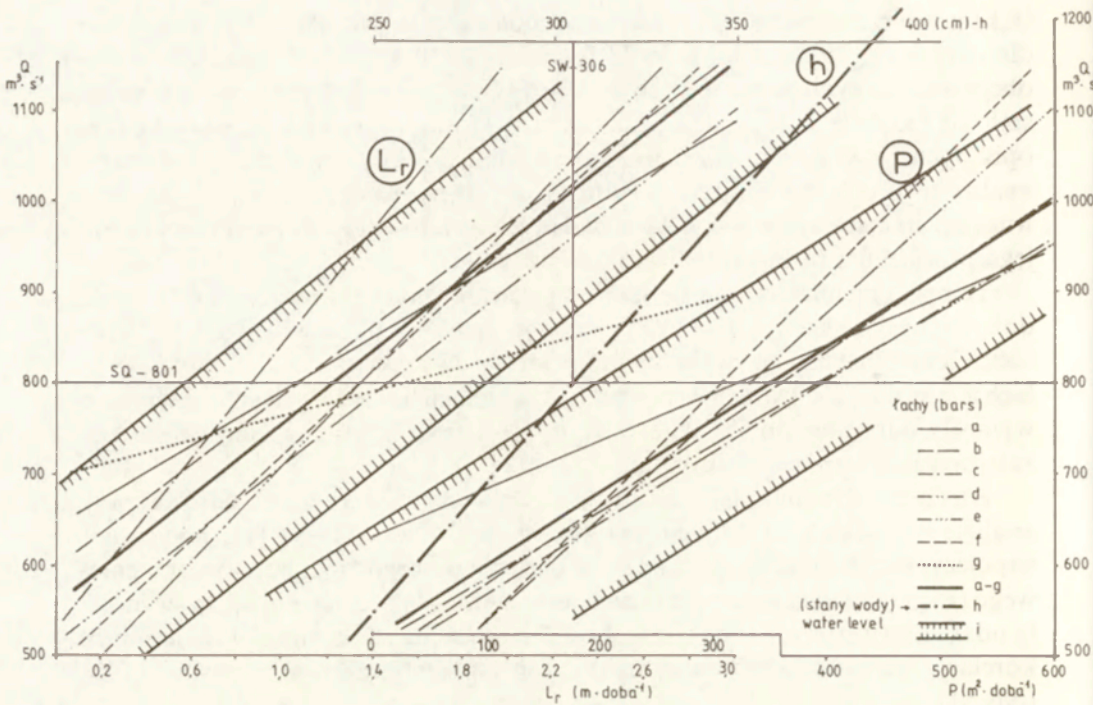
(L_r) i powierzchniowego (P) przemieszczania się czół (ryc. 45), przeprowadzono dla okresu od 25 maja 1981 do 23 października 1989 r. (3072 dni). Okres ten obejmował 29 cykli pomiarowych (tab. 7). Wykonanie tak dużej liczby pomiarów stało się możliwe dzięki stałemu charakterowi form, w przeciwieństwie do wyżej opisanych przykładów mezoform koryta dolnej Wisły. Następnie dokonano analizy tego procesu w ujęciu przybliżonych lat hydrologicznych (ryc. 50) oraz w ujęciu statystycznym wszystkich badanych okresów (ryc. 51) w celu ustalenia jego powiązań z reżimem hydrologicznym rzeki.

Tempo przemieszczania się łach w ujęciu rocznym wynosiło od 0,38 m na dobę (łacha c w okresie C) do 1,97 m na dobę (łacha b w okresie A – tab. 7, ryc. 45 i 50). Generalnie nawiązywało ono do przepływów rzeki (ryc. 50) – dotyczyło to łach a, b, c, d i f, dla których współczynniki korelacji liniowej tych charakterystyk wynosiły odpowiednio 1,0, 0,62, 0,82, 0,76 i 0,95; łacha nie wykazywała takiej zależności – współczynnik korelacji –0,11!

Zależność dynamiki łach od przepływów rzeki zaznaczyła się bardziej przy analizie wszystkich 29 sytuacji dna koryta (tab. 7, ryc. 51). W tym przypadku współczynniki korelacji r , zarówno dla tempa liniowego (L_r) jak i powierzchniowego (P) przemieszczania się czół łach, były zadowalające, niemal ściśle i wynosiły od 0,71 do 1,0 (ryc. 51). „Wyłamała się” tylko łacha e, dla której współczynnik korelacji przemieszczeń powierzchniowych z przepływami Wisły wyniósł 0,56 (ryc. 51).

Analizując układ prostych regresji zależności tempa przemieszczania się czół łach od przepływów dla wszystkich łach łącznie, można zaobserwować, że często przebiegają one równolegle, bądź tworzą wiązkę o ściśle określonej strefie (ryc. 51). Strefę tę wyznaczają wartości odchyłeń standardowych, wynoszące dla prostej regresji łach a – g łącznie 1,08 w przypadku tempa przemieszczeń liniowych i 260 dla przemieszczeń powierzchniowych, przy wartości 270 dla Q . Generalnie wartości odchyłeń standardowych dla osi Y (Q) i X (L_r i P) są wyolbrzymione. Nadmierne rozszerzenie strefy zawierającej współrzędne prawie 70% danych pomiarowych jest spowodowane między innymi krótkim okresem badań niektórych form (duża przypadkowość pomiarów na przykładzie łach g i a – ryc. 51) oraz użyciem do analizy wartości związanych z tzw. prędkościami progowymi (rozdz. 6.3). Dlatego, aby wyraźnie zaznaczyć ruch jednostajny form, strefę tę dwukrotnie zwężono. W ten sposób zawarto w niej znaczną część przebiegu prostych regresji poza ich przypadkami ekstremalnymi (ryc. 51 i). Dane wykraczające poza tę strefę wskazują na progowy rozwój form (rozdz. 6.3).

Chcąc umożliwić określenie dynamiki łach na podstawie danych wodowskazowych, dokonano analizy statystycznej zależności stanów wody h od przepływów Q (ryc. 51 h). Zależność tę przedstawiono w formie prostej regresji, a nie jak się to zwykle czyni – krzywej konsumpcyjnej. Było to możliwe dzięki ograniczeniu zjawisk hydrologicznych i hydrodynamicznych łach dla warunków przeciętnych, mieszczących się w strefie stanów (przepływów) średnich (SW), średnich niskich (SNW) i średnich wysokich (SWW). Dane te nie dotyczą wartości ekstremalnych, które wynoszą w przypadku liniowego tempa przemiesz-



Ryc. 51. Proste regresji zależności średniego dobowego liniowego (L_r) i powierzchniowego (P) tempa przemieszczania się czoł łach a – g pod Świeciem oraz średnich stanów wody h (Chełmno) od średnich przepływów Wisły dla poszczególnych pomiarów wykonanych w okresie od 26.05.1981 do 23.10.1989 r. (tab. 7)

Uwaga! Wartości przepływów na rycinie są заниżone o 10–12% w stosunku do Q rzeczywistych (różnica między przepływami we Włocławku i Chełmnie).

Równania prostych regresji i współczynniki korelacji r :

L_r	P
$Q = 146,7a + 646 \quad r = 0,84$	$Q = 0,52a + 631 \quad r = 0,84$
$Q = 189,5b + 596 \quad r = 0,78$	$Q = 0,85b + 439 \quad r = 0,85$
$Q = 312,7c + 529 \quad r = 0,88$	$Q = 0,78c + 489 \quad r = 0,78$
$Q = 196,8d + 512 \quad r = 0,87$	$Q = 1,13d + 425 \quad r = 0,86$
$Q = 262,2e + 446 \quad r = 0,73$	$Q = 0,74e + 509 \quad r = 0,56$
$Q = 233,6f + 486 \quad r = 0,92$	$Q = 1,27f + 410 \quad r = 0,71$
$Q = 67,5g + 696 \quad r = 1,00$	
dla wszystkich łach – for all bars a–g (a–f):	
$Q = 199,8x + 554 \quad r = 0,80$	$Q = 0,80x + 520 \quad r = 0,77$
dla stanów wody – for water levels – h:	
$Q = 4,58h - 600 \quad r = 0,98$	

Regression lines of dependence of average daily lineal (L_r) and surface (P) rate of bars' fronts a – g shifting near Świecie and average water levels – h (Chełmno) upon average Vistula discharges for particular measurements made at the period from 26.05.1981 to 23.10.1989 (table 7)

Attention! Values of discharges in the figure are understated of 10–12% in relation to real Q (the difference between discharges in Włocławek and Chełmno)

Regression lines equations and correlation coefficients – r – as above

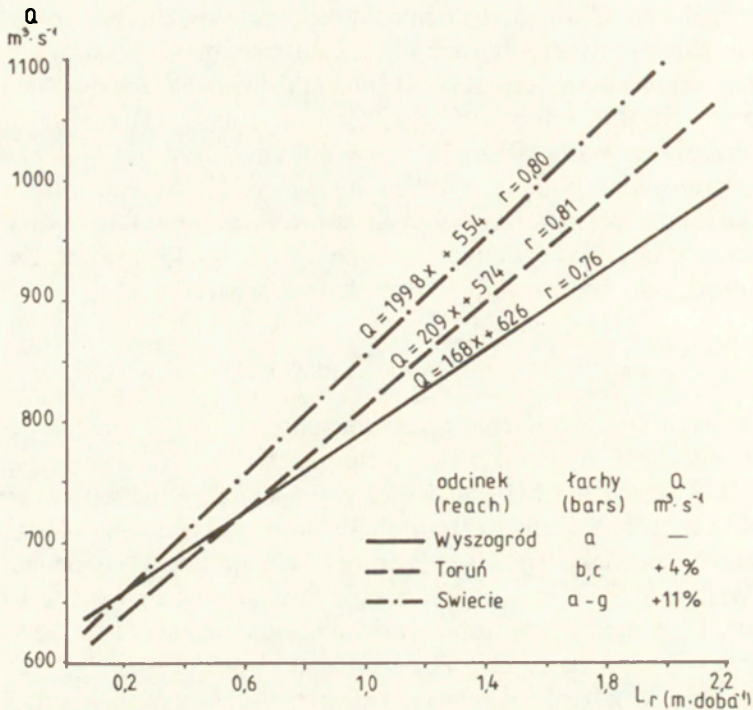
czania się czoł łąch od 0,05 do 6,26 m na dobę, a powierzchniowego – od 28 do 1750 m² na dobę przy przepływach od 423 do 1568 m³ s⁻¹ (tab. 7). Przeciętne tempo przemieszczania się czoł wszystkich analizowanych łąch dla całego okresu badawczego wynosiło odpowiednio 1,26 m na dobę i 351 m² na dobę przy średnim przepływie Wisły 801 m³ s⁻¹ ($h = 306$ cm – ryc. 51). Należy dodać, że wartości przepływów podane w tabeli 7 i na rycinie 51 są zaniżone o 11% w stosunku do przepływów rzeczywistych w profilu wodowskazowym Chelmino. Wynika to z różnicy między danymi ze stopnia wodnego Włocławek a zasilaniem rzeki na drodze do analizowanego odcinka pod Świeciem.

6.3. MORFOTWÓRCZA ROLA PRZEPLÝWÓW WISŁY

Analiza wyników pomiarów geodezyjnych łąch, na tle przepływów Wisły wykazała zależność dynamiki mezoform od reżimu hydrologicznego rzeki (rozd. 6.2). Związek ten był tym większy, im mniejszy był wpływ czynników niehydrologicznych, takich jak morfologia koryta czy przejawy działalności gospodarczej człowieka (mosty). Warunek tej zgodności najlepiej spełniał odcinek Wisły pod Świeciem (współczynniki korelacji dla L_r w granicach 0,73 – 1,0 – ryc. 51); w mniejszym stopniu odcinki pod Toruniem ($r = 0,35 - 0,89$ – ryc. 49) oraz w Nieszawie i pod Wyszogrodem ($r = -0,15 - 0,76$ – ryc. 39). Były również przypadki, gdzie tych powiązań nie było (współczynnik korelacji poniżej 0,5).

Generalnie każdemu przyrostowi przepływów odpowiadał proporcjonalny wzrost dynamiki mezoform i odwrotnie (rozd. 6.2). Zależność tę w formie wartości uśrednionych dla zbioru wybranych łąch o podobnych wartościach współczynników korelacji ($r = 0,76$ do 0,81) dla odcinków pod Wyszogrodem, Toruniem i Świeciem przedstawia rycina 52. Ogólnie tempo przemieszczania się czoł łąch w tych trzech odcinkach Wisły jest podobne w obrębie przepływów minimalnych i średnich niskich. Pewne rozbieżności zaznaczają się już przy przepływach średnich (801 m³ s⁻¹) i wraz ze wzrostem przepływów coraz bardziej rosną (ryc. 52). Towarzyszy temu generalna zasada zmniejszania się tempa przemieszczania łąch wraz z biegiem rzeki. Oznacza to, że w istniejących warunkach Wisła przejawia wzrost stałości dna koryta w dół rzeki (rozd. 7). Powyższa analiza dynamiki łąch na tle zjawisk hydrologicznych dotyczy przeciętnych warunków hydrodynamicznych rzeki. Uwzględnia ona bowiem tempo przemieszczania się mezoform korytowych w określonych badaniach terenowymi długoterminowych interwałach czasowych (kilkumiesięcznych, rocznych, wieloletnich). Dlatego w tych przypadkach można mówić o danych dla ruchu jednostajnego form uzależnionego od przepływów rzeki i modyfikowanego przez morfologię koryta, mosty itp. Otrzymane tą drogą wyniki badań mogą więc odnosić się wyłącznie do warunków hydrodynamicznych przejściowych, a nie ekstremalnych.

Podczas pomiarów terenowych dynamiki łąch w szczegółowo analizowanych odcinkach stwierdzono przypadki tempa przemieszczania się czoł łąch wyraźnie



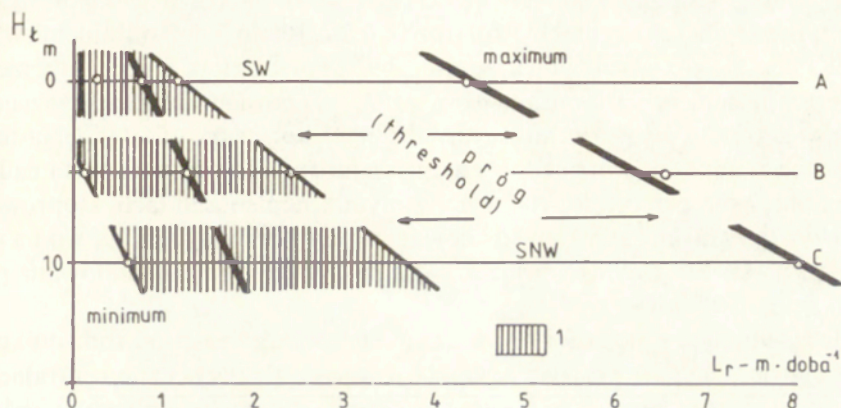
Ryc. 52. Proste regresji i ich współczynniki korelacji liniowej (r) zależności liniowego tempa przemieszczania się czoł łach (L_r) od średnich przepływów na stopniu wodnym Włocławek (Q) z uwzględnieniem 4% (Toruń) i 11% (Świecie) przyrostów przepływów Wisły

Regression lines and their coefficients of lineal correlation (r) of dependence of lineal bars' fronts shifting rate (L_r) upon average discharges on the Dam in Włocławek (Q) with regard to 4% (Toruń) and 11% (Świecie) increases of Vistula discharges

odbiegające od przeciętnych. Wychodząc poza określoną strefę dla ruchu jednostajnego łach skośnych naprzemianległych na odcinku pod Świeciem (ryc. 51 i) osiągały one wartości od mieszczących się w granicach 3,42–6,25 m na dobę (tab. 7) do 6,5 m na dobę (Babiński 1987). Podobne wielkości przemieszczeń czoł łach stwierdzono na odcinku Wisły pod Nieszawą (Babiński 1987). Wynosiły one dla łach centralnych do 4,33 m na dobę, dla łach językowych zaś do 8,0 m na dobę.

Umiejscawiając te dane na tle wartości przeciętnych (ryc. 53, p. 1) można stwierdzić wyraźną przestrzeń między nimi, określaną jako zjawisko progowe – *threshold* (ryc. 53). Oznacza to, że w pewnym momencie (punkcie) rozwoju procesów korytowych związanych z reżimem hydrologicznym następują nagłe zmiany w morfologii koryta. Zmiany te, zwane w literaturze progami geomorficznymi (Schumm 1977, 1979, 1980; Bull 1979; Coates i Vitek 1980; Smith 1980), wynikają również z tektoniki, glaciologii, ruchów eustatycznych, klimatu czy sedymentologii (Fairbridge 1980). Intensywność tych krótkich, często kilkogodzinnych zjawisk jest często porównywalna z procesami trwającymi przez miliony lat (Schumm i Lichy 1965, za Bull 1979). W geomorfologii fluwialnej za

próg geomorficzny (hydrauliczny) uznaje się np. liczbę Frouda, Reynoldsa czy krzywą Hjulströma (Schumm 1979). Z kolei W.B. Bull (1980) definiuje go w postaci proporcji wskaźnika siły prądów rzecznych do siły krytycznej rzeki (siła potrzebna do transportu rumowiska) równej 1. Wielkości powyżej tej cyfry wskazują na transport rumowiska, poniżej zaś – na jego deponowanie (Bull 1980, s. 261).



Ryc. 53. Przeciętne (1) i maksymalne tempo przemieszczania się czół łach (L_r):

A – centralnych i bocznych, B – skośnych-naprzemianległych i C – językowych na tle wysokości powierzchni łach względem stanów wody (H_t): SW – średnich i SNW – średnich niskich

Average (1) and maximum rate of bars' fronts shifting (L_r):

A – central and lateral, B – alternate and C – linguoid against a background of bars areas heights in relation to water levels (H_t): SW – average, SNW – average low

Badacze radzieccy najbardziej intensywnie zmiany koryt rzecznych wiążą z tzw. przepływami formującymi koryto (Makkaveev 1955; Chalov i Belyj 1975, 1984a, 1984b; Kondratev i inni 1975; Znamenska 1976; Chalov 1979, 1983; Vlasov i Chalov 1981). Przy ich określaniu wzięto pod uwagę spadki dna koryta, skład mechaniczny rumowiska wlezonego oraz przepływ rzeki. W sumie określono dla rzek europejskich ZSRR od 1 do 3 interwałów formujących koryto związanych głównie ze stanami średnimi, powodziowymi i niżówkami (Babiński i Koutaniami, w druku).

W przypadku dolnej Wisły stwierdza się, na podstawie badań terenowych, kilka przejść progowych w rozwoju dna koryta. Wynikają one generalnie z dostosowywania się warunków hydrodynamicznych rzeki do istniejącej hydrauliki (morfometrii) koryta. Oznacza to, że w procesach korytowych zazaczają się takie momenty, podczas których występuje niezgodność zjawisk hydrologicznych z morfologią koryta. Ich odzwierciedleniem jest zwiększenie tempa przemieszczania się czół łach (ryc. 53) lub ich intensywnie przekształcanie się.

Zmienność dynamiki łach wynika głównie z ich przemieszczania się w zróżnicowanych warunkach morfologicznych koryta (rozdz. 6.2). Nagłe zmiany hydrauliki koryta, związane z jego przewężeniami lub rozszerzeniami bądź meandrowym charakterem, powodują chwilowe przyspieszenia lub opóźnienia

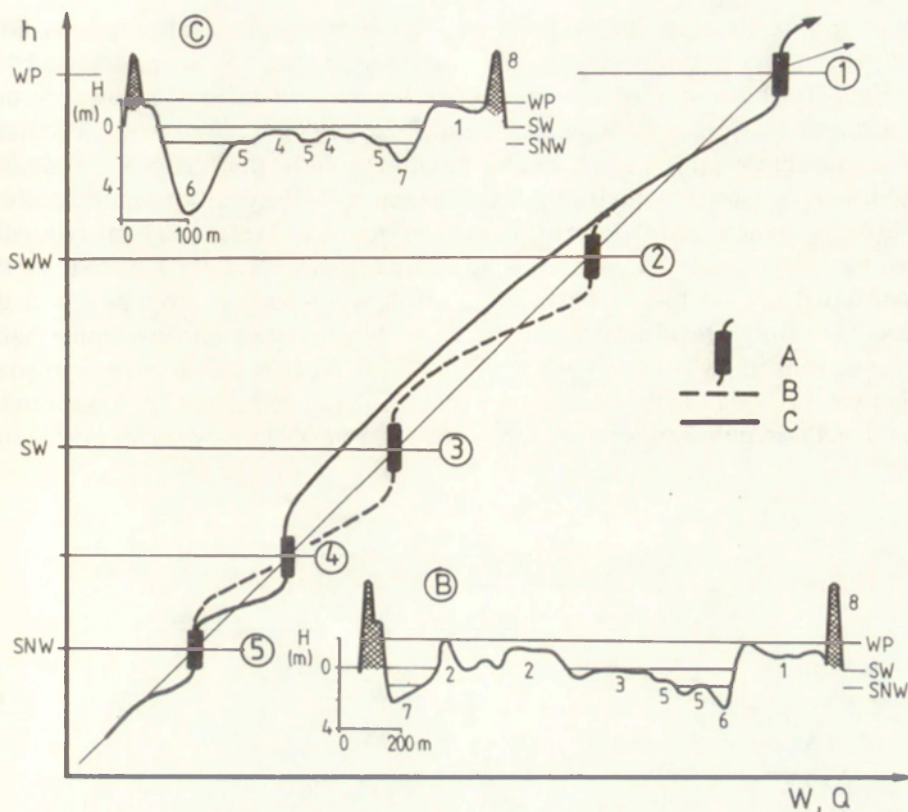
ruchu rumowiska wlezonego w postaci łach. Doprowadzają także do przekształceń łach. Są głównym czynnikiem tworzenia się, z łach bocznych lub centralnych, łach językowych (ryc. 36, 40). Ten rodzaj zmian progowych mezoform korytowych, przedstawiony w podrozdziale 6.2, ma charakter lokalny.

Stale progi geomorficzne w procesach korytowych związane są z reżimem hydrologicznym Wisły. Generalnie powodują je sezonowe wahania stanów wody, a poniżej stopnia wodnego Włocławek są dodatkowo efektem szczytowo-interwencyjnej pracy elektrowni (rozdz. 4.2.2, Babiński i Koutaniami, w druku). Występują bądź w chwili wkraczania, bądź opuszczania przez prądy rzeczne powierzchni łach czy poziomu zalewowego. W tym bowiem momencie zaznaczają się największe zmiany warunków hydraulicznych koryta (ryc. 54B i C). Następuje radykalna zmiana układu prądów rzecznych (nurtu) lub podział koryta na kilka odnóg bocznych przedzielonych wynurzonymi fragmentami łach. Doprowadza to do ekstremalnych zachwian równowagi między hydrodynamiką wód a morfologią koryta. Ma to także związek z siłą krytyczną rzeki sformułowaną przez W. B. Bulla (1980).

Uwzględniając wysokości powierzchni łach w zależności od rodzaju koryta można stwierdzić, że w przypadku rzeki roztokowej (łachy boczne, centralne i ich pochodne) próg geomorficzny występuje w strefie stanów (przepliwów) średnich, w przypadku koryta uregulowanego zaś (łachy skośne-naprzemianległe) – między stanami średnimi a średnimi niskimi w danym okresie (ryc. 53, 54, rozdz. 6.2). Próg ten zaznacza się podczas obniżania stanów wody wcinaniem się prądów rzecznych w powierzchnię łach i tworzeniem się z wyerodowanego materiału łach językowych (fot. 2, 16). W ten sposób część wynurzona łachy zostaje wyłączona z procesów korytowych, część natomiast ulega nagłemu rozczłonkowaniu upodabniając się generalnie do łach centralnych (fot. 7 i 16). Przemiany te nabierają szczególnego tempa na odcinku będącym pod wpływem dobowych wahań stanów wody stopnia wodnego Włocławek (rozdz. 4.2.2). Tu bowiem niemal codziennie zaznaczają się przejścia progowe, zwłaszcza w okresie trwania stanów średnich (Babiński 1982; Babiński i Koutaniami, w druku). Jest to jedna z podstawowych przyczyn intensywnego procesu erozji wgłębnej poniżej zbiornika (rozdz. 4.2.2).

W podobny sposób jak w przypadku łach głównych koryta roztokowego i uregulowanego są również niszczone i przekształcane łachy językowe. Dla nich próg geomorficzny występuje w strefie stanów średnich niskich (ryc. 53, 54). Podczas obniżania się stanów wody do niżówek włącznie, tworzą się nowe łachy językowe drugiej generacji. Za ich pośrednictwem dno koryta ulega dalszemu rozczłonkowaniu. Strefa nurtu z dotychczasowej harmonijno-meandrowej (ryc. 19B) zmienia się w chaotyczno-zygzakowatą, co w dużym stopniu utrudnia żeglugę.

Trzeci próg w rozwoju koryta, związany z przepliwami ponad pełnokorytowymi (*bank-full stage*), nie został określony (ryc. 54). Było to związane ze zmniejszoną podczas ostatnich 9 lat obserwacji liczbą dni z zalewem równiny zalewowej (ryc. 6), a więc i z ograniczeniem przepliwów powodziowych – lata „suche”



Ryc. 54. Schematyczny układ przejść progowych (A) procesów korytowych dolnej Wisły dla odcinka nie uregulowanego (B) i uregulowanego (C), związany ze zmianami szerokości koryta – zwierciadła wody (W) i przepływów (Q) na tle charakterystycznych stanów wody:

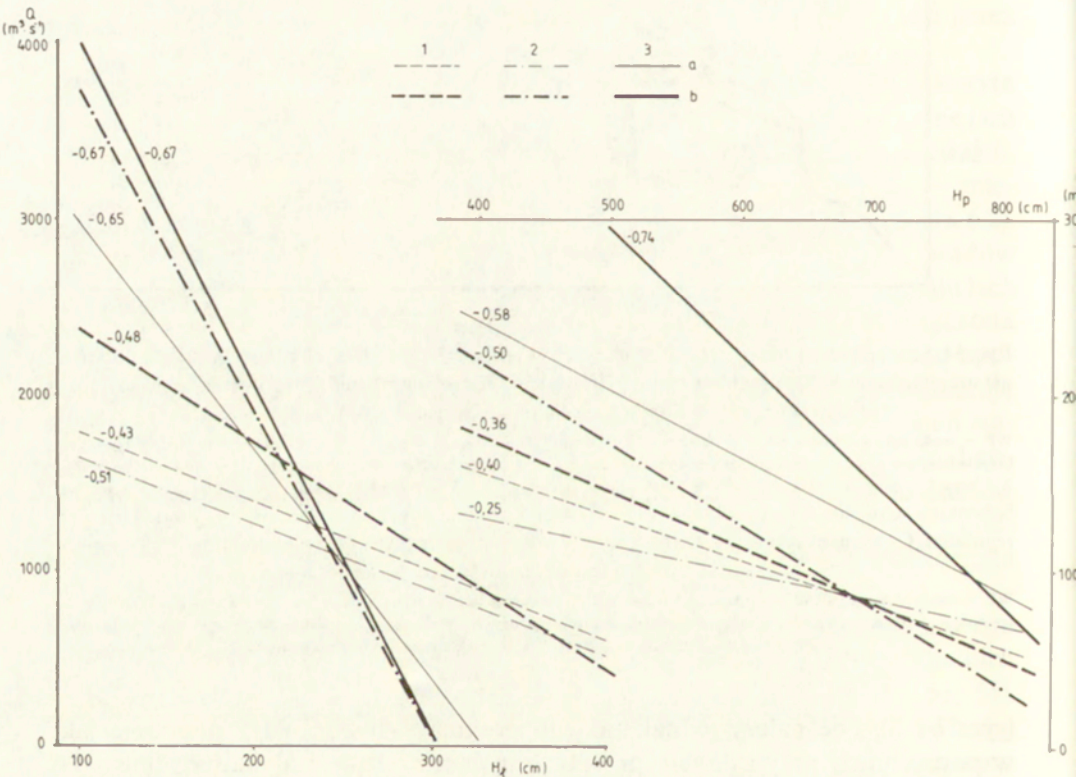
WP – woda pełnokorytowa, SWW – średnia wysoka woda, SW – średnia woda, i SNW – średnia niska woda z typowymi przykładami przekrojów poprzecznych koryta (odcinków B i C) z uwzględnieniem morfologii koryta: 1 – równina zalewowa, 2 – kępy, 3 – łachy centralne, 4 – łachy skośne, 5 – łachy językowe, 6 – płosa, 7 – odnogi boczne, 8 – wały przeciwpowodziowe
Schematic sequence of thresholds (A) of the Lower Vistula channel processes for unregulated (B) and regulated (C) segment connected with a channel width – water levels (W) and discharges (Q) changes against a background of characteristic water levels:

WP – full-bank stage, SWW – average high water, SW – average water, SNW – average low water with typical examples of cross-sections (segments B and C) with regard to the channel morphology: 1 – flood plain, 2 – islands, 3 – central bars, 4 – diagonal bars, 5 – linguoid bars, 6 – pool, 7 – lateral channel, 8 – embankments

(ryc. 7 i 8). Nie należy jednak takiego progu wykluczać, gdyż podobnie jak w poprzednich przypadkach, przepływy pełnokorytowe radykalnie zmieniają hydraulikę koryta. W warunkach dolnej Wisły próg ten może mieć wymiar dwustopniowy lub zróżnicowany, co wynika z dwuzielności równiny zalewowej odcinka uregulowanego (rozdz. 4) lub jej złożonego charakteru (Babiński 1990). Próg tego rodzaju związany z przepływami wody brzegowej rzędu $2100 - 2500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ w profilu Włocławek ustalili A. Szubstarski i W. Wszelaczyński (1976).

Zmieniające się warunki hydrologiczne Wisły wpływają nie tylko na przekształcenia poziome mezofর্ম koryta – w tym także na tempo przemieszczania

się — lecz również na ruchy pionowe. Świadczy o tym analiza przekrojów podłużnych dna koryta wykonanych w linii nurtu (ryc. 55). Jej podstawą było określenie głębokości plos i wysokości łach (przejścia międzyplosowe) w odniesieniu do stałego — średniego z okresu 1976 — 1986 — stanu wody. Pomiar tych form, stanowiących wartości ekstremalne profilów podłużnych, wykonano jednorazowo w dwukilometrowych odcinkach, z krótszych bowiem odcinków (1 km) otrzymano często błędne dane, zawierające charakterystyki bądź tylko dla plos, bądź wyłącznie dla łach. Obliczono średnie ich wartości z okresu 11 lat z podziałem na odcinki: erozyjny i akumulacyjny poniżej stopnia wodnego Włocławek oraz uregulowany (tab. 8). Dane te przedstawiono następnie bądź w formie funkcji prostoliniowych z przepływami Wisły w całym okresie między kolejnymi badaniami, bądź w ostatnim miesiącu, uwzględniając 7,5% poprawkę dla odcinka uregulowanego (tab. 8, ryc. 55 i 56). Poprawka ta stanowi przeciętny



Ryc. 55. Przebieg prostych regresji i wartości ich współczynników korelacji zależności wysokości łach (H_p) i głębokości przegłębiń plos (H_q) od przepływów Wisły (Q) dla odcinków:

1 — erozyjnego poniżej stopnia wodnego Włocławek (685–700 km), 2 — akumulacyjnego (700–720 km) i 3 — uregulowanego (720–820 km) z uwzględnieniem średnich przepływów za dany okres (a) i miesiąc poprzedzający pomiary (b).

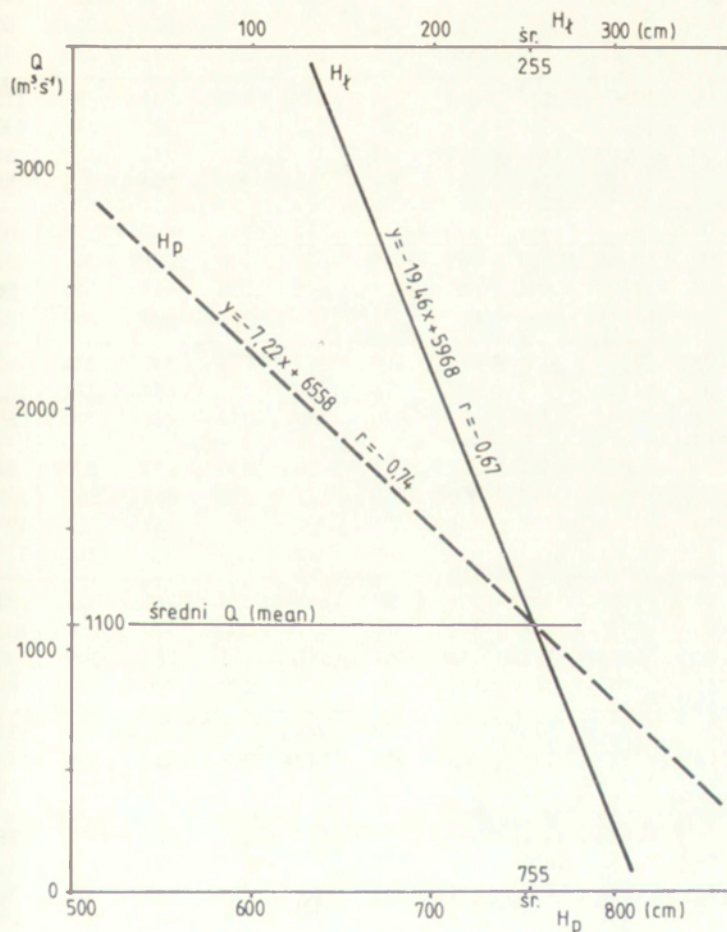
Proste regresji obliczono na podstawie danych z tabeli 8

Course of regression lines and values of their correlation coefficients of dependence of bars' surface heights (H_p) and pools' overdeepenings depths (H_q) upon Vistula discharges (Q) for segments:

1 — erosive downstream from the Włocławek Dam (685–700 km) 2 — accumulative (700–720 km) and 3 — regulated (720–820 km) with regard to average discharges for a given period (a) and a month previous to measurements (b)

wzrost przepływu Wisły na odcinku między Toruniem (+4%) a Świeciem (+11%).

Z przebiegu prostych regresji i ich współczynników korelacji – r wynika, że pomiędzy wysokością łach i głębokością plos a przepływami Wisły istnieje na ogół słaby związek (ryc. 55). Dotyczy to szczególnie odcinków erozyjnego (1) i akumulacyjnego (2) poniżej stopnia wodnego Włocławek (r od $-0,25$ do $-0,51$, jeden przypadek $-0,67$), co potwierdzałoby fakt jego wpływu na dynamikę mezoforn korytowych. Zadawalający związek ruchów pionowych łach i plos od przepływów zaznacza się już w odcinku uregulowanym (r od $-0,58$ do $-0,74$ – ryc. 55), wskazując tym samym na bardziej stabilne warunki hydrodynamiczne



Ryc. 56. Proste regresji i ich współczynniki korelacji liniowej r zależności wysokości łach H_l i głębokości przegłębień plos H_p od przepływów Wisły ($Q + 7,5\%$ – tab. 8) dla odcinka uregulowanego (720–820 km)

Regression lines and their correlation coefficients (r) of dependence of bars surface heights (H_l) and pools' overdeepenings depths (H_p) upon Vistula discharges ($Q + 7,5\%$ – table 8) for the regulated segment (720–820 km)

Tabela 8. Przeciętne głębokości plos (a) i wysokości łach w linii nurtu (b) w centymetrach na tle przepływów (Q) Wisły we Włocławku średnich w danym okresie (1) i ostatnim miesiącu poprzedzającym pomiary (2) oraz powiększonych o 7,5% dla odcinka uregulowanego

Average pools' depth (a) and bars' heights in a thalweg line (b) against a background of Vistula discharges in Włocławek (Q), average for a given period (1) and in last month previous to measurements (2) and increased of 7.5% for regulated segment

okres		Q		Odcinek Wisły (km biegu)						Q + 7,5%	
rok	miesiące	1	2	685 – 700		700 – 720		720 – 820		1	2
				a	b	a	b	a	b		
1976	04	917	1124	506	249	582	211	712	211	987	1208
	06	1393	959	510	231	589	197	753	228	1497	1031
	09	632	440	629	279	598	258	826	258	679	473
	11	494	532	610	291	597	263	843	258	531	572
1977	04	1075	2146	614	235	548	180	735	236	1156	2307
	06	1210	990	595	233	552	204	782	237	1301	1064
	09	822	1184	590	241	555	231	718	265	884	1273
	12	827	740	585	296	644	295	790	255	889	796
1978	04	1014	1883	550	241	532	211	652	215	1090	2024
	07	1243	889	665	284	636	240	771	241	1336	956
	08	894	894	644	273	615	230	815	244	961	961
	11	954	1157	640	291	634	254	697	250	1026	1244
1979	05	1675	3418	610	266	515	204	549	223	1801	3674
	07	1148	678	618	314	610	281	684	279	1234	729
	11	643	558	635	320	659	311	721	290	691	600
1980	04	771	686	713	353	620	310	697	269	829	737
	07	1301	1145	600	288	527	217	663	261	1399	1231
	10	1796	1108	648	301	709	275	657	229	1931	1191
	12	2201	2213	625	309	699	256	693	214	2366	2379
1981	05	1626	1354	551	290	661	234	766	221	1748	1456
	06	936	936	578	311	732	260	779	226	1006	1006
	09	844	778	554	291	681	253	780	240	907	836
	11	797	746	573	305	712	289	776	260	857	802
1982	04	1301	1631	620	289	623	270	701	214	1399	1753
	06	1287	1134	583	266	641	228	762	229	1384	1219
	08	729	766	631	333	710	321	808	259	784	823
1983	04	726	1465	585	314	627	281	723	219	780	1575
	06	1258	1019	651	345	703	345	821	259	1352	1095
	08	653	633	568	333	683	310	840	261	702	680
	10	438	387	744	365	709	344	876	282	471	416
1984	04	512	554	717	350	696	356	771	268	550	596
	06	707	685	678	349	695	327	766	269	760	736
	08	746	821	683	354	694	330	777	266	802	883
	11	515	646	710	366	727	366	789	271	554	694

1985	04	599	1080	664	305	671	275	724	266	644	1161
	06	1308	1192	707	345	711	345	749	253	1406	1281
	09	939	986	628	316	636	319	738	265	1009	1060
	11	706	603	680	374	690	336	796	267	760	648
1986	05	1045	1356	676	320	630	302	724	243	1123	1458
	06	694	694	780	395	716	367	826	258	746	746
	09	558	472	736	365	698	358	815	271	600	507
	11	454	433	763	375	723	353	834	271	488	465

Dane obliczone na podstawie przekrojów podłużnych koryta wykonanych przez ODGW Toruń w linii nurtu, mierzonych co 2 km biegu Wisły względem średniego (stałego) stanu wody

rzeki. We wszystkich analizowanych przypadkach wzrost przepływów powodował „podnoszenie się” powierzchni form. Jest to więc niepodważalny dowód na przyrost pionowy powierzchni łąch i spływanie plos wraz ze wzrostem stanów wody. Zmniejszanie przepływów rzeki powoduje natomiast obniżanie się form, aż do procesu progowego wcinania się nurtu w powierzchnie łąch włącznie. Ponadto ruchy pionowe mezoform nie są jednakowo intensywne – amplituda wahań powierzchni plos jest ponad trzykrotnie większa niż łąch (ryc. 56).

Przedstawiony wyżej kierunek rozwoju form, oparty na metodzie statystycznej, jest jednak trudny do przyjęcia ze względu na fakt zachowania równowagi bilansu rumowiska dennego. Oznacza on bowiem generalną tendencję tworzenia się fazy akumulacyjnej podczas wysokich stanów wody i erozyjnej podczas zmniejszania się przepływów. Wytłumaczenie tego zjawiska leży w błędnej interpretacji plos, które w tym przypadku są analizowane w postaci jakościowej (lokalne maksymalne przegłębienie), a nie – jak należałoby to uczynić – w formie ilościowej – objętościowej. Przepływy wpływają bowiem inaczej na mezoformę, jaką jest plosa, a inaczej na jego przegłębienie – mikroformę. Dlatego podczas podnoszenia się wód plosa są pogłębiane (Vaznov 1976; Keller i Melhorn 1978), a z wyerodowanego materiału nadbudowywane są łąchy. Równocześnie następuje wyrównanie dna plosa poprzez zasypywanie (spłykanie) przegłębień. Obniżeniu stanów wody towarzyszy natomiast proces zasypywania plos materiałem pochodzącym z wcinających się w powierzchnię łąchy prądów rzecznych oraz tworzenie się lokalnych przegłębień koryta. Przegłębienia te nabierają szczególnych rozmiarów podczas przepływów mniejszych niż przeciętne, gdy powstaje nowy układ nurtu (rozdz. 7).

Powyższa charakterystyka dynamiki mezoform Wisły jest z kolei niezgodna z wywodami K. S. Richardsa (1976a, s. 83 i 1978, s. 350). Z przedstawionych w formie rycin związków korelacyjnych wynika, że ruchy pionowe zarówno plos, jak i przemiałów są wprost proporcjonalne do przepływów. Oznacza to, że każdemu przyrostowi przepływów towarzyszy wzrost głębokości plos i obniżenie powierzchni przemiałów i na odwrót. Dopuszczanie takiego kierunku rozwoju mezoform jest możliwe tylko wówczas, gdy podane głębokości form dotyczą bezpośrednich wartości pomierzonych, a nie zredukowanych do stałego pozio-

mu wody, jak to uczyniono w niniejszej pracy. W tym przypadku każde zwiększenie przepływu spowoduje wzrost głębokości form, przy czym za podnoszeniem się wody nie nadąża spływanie się powierzchni form.

Przeprowadzenie dodatkowej analizy ruchów pionowych łach i plos na tle przepływów rzeki nie tylko dla całych okresów badawczych (a), lecz również dla okresów miesięcznych poprzedzających pomiary (b), miało na celu wykazanie zależności kształtowania się mezoform od czasów trwania zjawisk hydrologicznych (ryc. 55). Porównanie współczynników korelacji liniowej obydwu okresów wykazuje większy wpływ krótkich okresów na dynamikę form. Są one bowiem wyższe średnio o 0,08 dla plos i o 0,12 dla łach (rys. 55). Duży w tym udział może więc mieć krótkotrwały, progowy rozwój procesów korytowych. Niezależnie jednak od tego, czy formę kształtuje ruch poziomy, jednostajny, zakłócany przejściami progowymi, czy mamy do czynienia z ruchami pionowymi, generalnie zachowuje ona swój zarys typowy dla danego rodzaju koryta. Dotyczy to szczególnie koryta ustabilizowanego, uregulowanego (rys. 43 i 44). Regule tej nie podlegają odcinki, na których zaznacza się wyraźny wpływ czynników niehydrologicznych, modyfikujących procesy korytowe.

6.4. CZYNNIKI NIEHYDROLOGICZNE ODDZIAŁUJĄCE NA DYNAMIKĘ DNA KORYTA

Czynniki niehydrologiczne, takie jak geologia, neotektonika, roślinność, zjawiska lodowe – poza wpływem działalności człowieka – odgrywają mniej ważną rolę we współczesnych procesach korytowych dolnej Wisły. Ich znaczenie jest najczęściej drugorzędne, a nawet niezauważalne. Jeśli jest stwierdzalne, to ma ono głównie charakter lokalny i tylko modyfikujący zasadniczy czynnik hydrologiczny rzeki.

Jak wynika z budowy geologicznej łóżyska dolnej Wisły (rys. 4), procesy korytowe współczesnej rzeki odbywają się głównie w utworach piaszczystych fluwialnych i fluwioglacjalnych (rozd. 3.1, 5). W wielu przypadkach jednak dno koryta i jego brzegi są zbudowane z utworów odpornych na erozję – iłów, gliny czy bruku morenowego. Ich występowanie sygnalizował już w 1921 r. R. Ingar-den. Wschodnie tych utworów zajmują fragmenty linii brzegowej lub części profilów poprzecznych koryta, co wskazuje na ich lokalny charakter. Z tego względu nie mają one większego znaczenia w rozwoju współczesnych procesów korytowych. Dowodzi tego między innymi brak załamań (progów) w nowo powstałym, wskutek prac regulacyjnych, profilu podłużnym dna koryta, obniżonym przeciętnie o 1,3 m (rozd. 4.2.1). Nie stwierdza się również zmian w przebiegu trasy regulacyjnej powodowanych wynurzeniem się tzw. „raf”. Tym samym działalność erozyjna wód przeważa nad odpornością gruntu na ten proces.

Są jednak przypadki i to nie tylko o charakterze lokalnym, gdzie dynamika dna koryta jest uzależniona od warunków geologicznych. Dotyczy to np. odcinka Wisły pod Chełmnem między 799 a 803 km jej biegu, gdzie na skutek obecności wychodni żwiru i bruku morenowego w dnie całego profilu poprze-

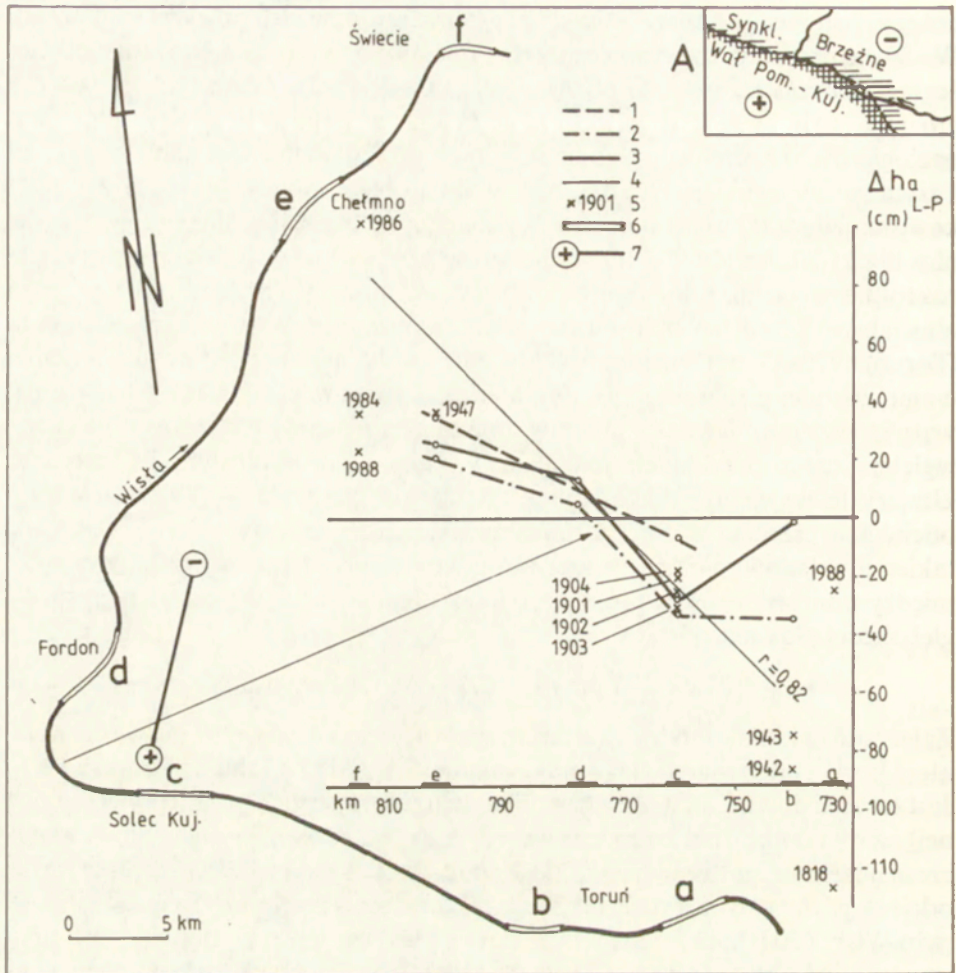
cznego następuje „podparcie” wód i nagromadzenia się łańcuch powyżej tego progu. W efekcie prowadzi to do spłylenia dna (plos) koryta (ryc. 33 p. 1) i utrudnienia żeglugi podczas niszówek. O płytkim zaleganiu utworów odpornych na procesy erozyjne można wnioskować pośrednio (nie prowadzono szczegółowych badań geologicznych) z przebiegu głębokości plos w profilu podłużnym na tle szerokości koryta przed regulacją (ryc.33). Aby uniknąć błędu wynikającego z przypadkowości jednorazowego pomiaru, wykonano wykres uśrednionych głębokości plos dla 11-letnich (1976–1986) pomiarów przeprowadzonych przeciętnie czterokrotnie w ciągu roku (łącznie 42). W warunkach koryta o dnie w pełni aluwialnym profil ten byłby wyrównany. Tymczasem w strefie 735 kilometra (Toruń), 770–775 (Fordon) i 800–805 km (Chełmno) występują odcinki o zmniejszonej głębokości plos. Ograniczenie pionowego rozwoju plos jest niewątpliwie związane z zaleganiem w dnie koryta utworów odpornych na erozję wgłębną, czego przykładem jest opisany wyżej odcinek Wisły pod Chełmnem. Utwory te wywierają także wpływ na szerokość koryta – jest ona w tych odcinkach przeciętnie o 15% mniejsza niż w rozszerzeniach (ryc. 33). Dzięki takiemu układowi plos na tle szerokości koryta przedregulacyjnego, występuje między nimi zależność wprost proporcjonalna. Równanie prostej regresji dla głębokości plos ma postać:

$$h_p = 0,32w + 495 \text{ przy } r = 0,56 \text{ (} w \text{ – szerokość koryta).}$$

Zależność ta jest niezgodna z naturalnym procesem korytowym, gdzie przewężeniom koryta odpowiadają jego maksymalne głębokości (Gohain i Parkash 1990). Jest to więc dowód na wpływ czynnika niehydrologicznego (budowy geologicznej) na dynamikę dna, zwłaszcza że występuje on również w warunkach współczesnej rzeki uregulowanej (ryc. 33). Zgodnie z tą zasadą należy przypuszczać, że odcinek górny a, b i c (ryc. 2) także charakteryzuje się tą zależnością i w kilometrażu Wisły 630 (Płock), 670 (Włocławek) i 705 (Nieszawa) występują wychodnie utworów odpornych na erozję (ryc. 5). Określony kilometraż nie oddaje jednak rzeczywistych warunków, a tylko przybliżone, pochodzące z danych przetworzonych – uśrednionych.

Obszarem świadczącym o wyraźnym wpływie budowy geologicznej na procesy korytowe jest odcinek erozyjny poniżej stopnia wodnego Włocławek (rozd. 4.2.2.). Tu bowiem obnażone przez erozję wgłębną wychodnie ilu, gliny, a przede wszystkim bruku morenowego (fot. 11, 17), zahamowały proces korytowy, kształtując nowe, „bezpieczne” dno koryta. Dzięki temu erozja nie następuje w kierunku pogłębiania dna koryta, a tylko w dół rzeki (ryc. 20b, 28B). Jest to jednak ewidentny przykład wpływu działalności gospodarczej człowieka na procesy korytowe. Warunki geologiczne są tu czynnikiem wtórnym.

Czy na procesy korytowe dolnej Wisły mają wpływ ruchy neotektoniczne związane z podnoszeniem się Wału Pomorsko-Kujawskiego? (ryc. 57A). Poszukiwanie efektów tego zjawiska jest bardzo trudne ze względu na słabe ruchy wznoszące i dużą dynamikę wód płynących. Niemniej jednak analiza różnicy głębokości lewej i prawej połowy dna koryta wskazała pewną prawidłowość, nie



Ryc. 57. Różnice średnich głębokości dna Δh_a między lewo- i prawobrzeżną strefą koryta w centymetrach na tle przebiegu koryta i głównych jednostek strukturalnych Polski według W. Pożaryskiego (Galon 1972 s. 39)

w latach: 1 – 1971, 2 – 1972, 3 – 1973, 4 – prosta regresji wraz ze współczynnikiem korelacji r dla wszystkich danych oprócz wielkości dla 1818 r., 5 – dane za poszczególnych lat, 6 – analizowane odcinki koryta (por. ryc. 2), 7 – kierunek ruchów wznoszących Wał Pomorsko-Kujawski

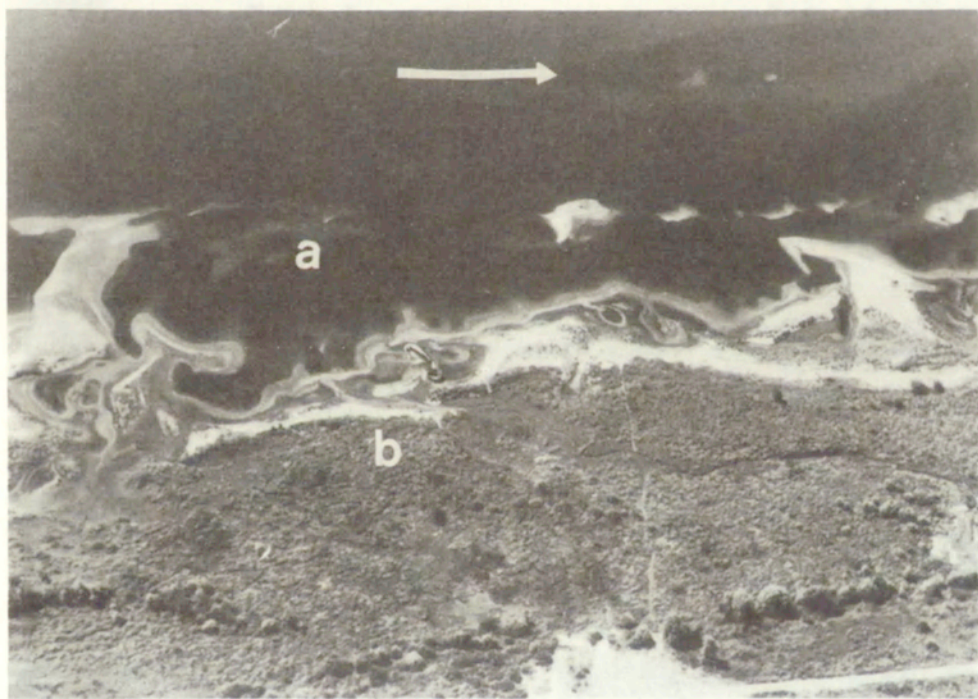
Differences of average channel depth Δh_a between left- and right-bank channel zone in centimetres against a background of the channel course and the main structural (geological) units of Poland after W. Pożaryski (Galon 1972, p. 39)

in years: 1 – 1971, 2 – 1972, 3 – 1973, 4 – regression line with correlation coefficients r for all data except of values for 1818 yr, 5 – data from particular years, 6 – analysed channel segments (compare fig. 2), 7 – direction of movements raising the Pomeranian Wall

związaną z warunkami hydrodynamicznymi rzeki. Określono ją na podstawie szczegółowej analizy planimetrycznej planów batymetrycznych dna koryta wybranych odcinków (a-f), pochodzących z różnych okresów badawczych od 1818 do 1988 r. (ryc. 57B). Odcinki te miały taką długość, aby zawierały w sobie co najmniej dwa układy form negatywnych – plos i pozytywne – łach; nie obejmowały fragmentów zakoli o stałym układzie prądów rzecznych.

We wszystkich analizowanych przypadkach średnie dno koryta na odcinku pradolinowym o przebiegu W – E miało obniżoną prawą część koryta w stosunku do lewej do 127 cm (ryc. 57) – średnio o 37 cm. Na odcinku północnym poniżej przełomu pod Fordonem występowała tendencja odwrotna – obniżony był lewobrzeżny fragment koryta, od 4 do 101 cm (ryc. 57) – średnio o 32 cm. Przyczyną tego zmiennego układu może być przebieg koryta Wisły względem Wału Pomorsko-Kujawskiego (ryc. 57, p. 7) oraz stabilność dna koryta odcinka uregulowanego. Należy dodać, że fakt ten nie byłby możliwy do stwierdzenia w warunkach dużej zmienności morfometrycznej koryta i nieustabilizowanego ruchu rumowiska rzeki roztokowej. Problem ten jest jednak otwarty i wymaga odrębnych szczegółowych badań terenowych.

Czynnikami niehydrologicznymi wpływającymi na procesy korytowe, a związanymi z warunkami klimatycznymi, są roślinność i zjawiska lodowe. Pierwszy z nich ma szczególne znaczenie w obrębie małych zlewni – tam, gdzie roślinność trawiasta wspólnie z drzewami kształtują koryta rzeczne i ich równiny zalewowe (Rachocki 1978), nie odgrywają natomiast większej roli w przypadku



Fot. 17. Prawobrzeżny odcinek erozyjny koryta Wisły około 8 km poniżej stopnia wodnego Włocławek, którego dno pokryte warstwą ochronną głazów (a) nie jest niszczone, lecz tworzy się w tym miejscu nowy poziom zalewowy (b). Strzałką oznaczono kierunek płynięcia wody.

Fot. lipiec 1988 r.

Right-bank erosive segment of Vistula channel about 8 km downstream from the Włocławek Dam, the bottom of which, covered with a protective bed (a), is not being devastated, but at this place a new flood plain is being formed (b). The arrow marks the river current.

Photo July 1988



Fot. 18. Inicjalna faza rozwoju poprzez pokrywanie się roślinnością nowo tworzonej równiny zalewowej około 23 km poniżej stopnia wodnego Włocławek. Strzałką oznaczono kierunek płynięcia wody.

Fot. lipiec 1988 r.

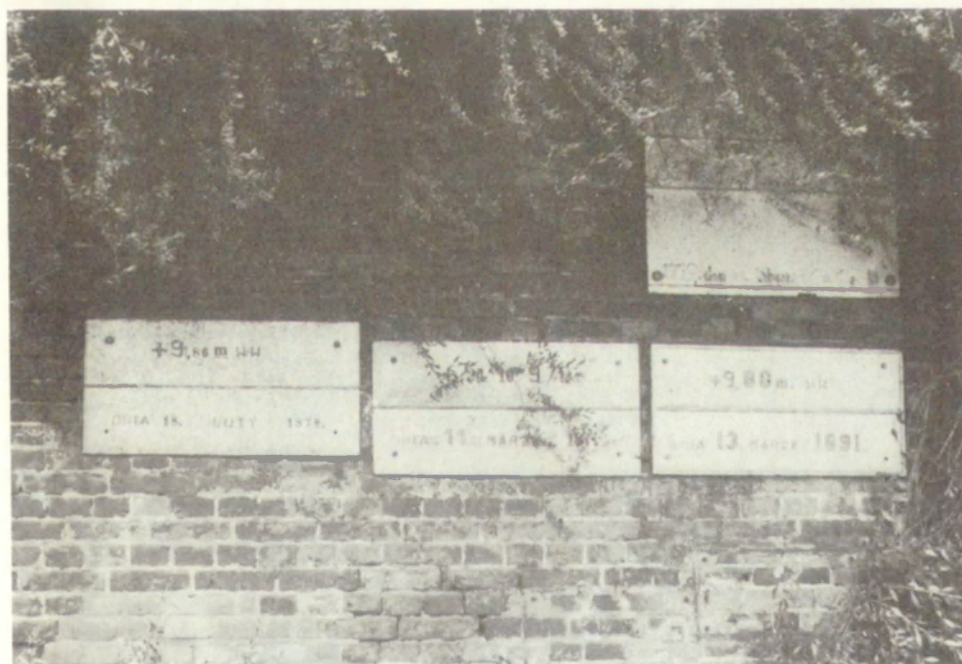
Initial development stage, by covering with vegetation of the new flood plain about 23 km downstream from the Włocławek Dam. The arrow marks the river current.

Photo July 1988

tak wielkiej rzeki, jak dolna Wisła. Efektywny wpływ roślinności na zmiany koryta obserwuje się w obrębie nowo tworzonej równiny zalewowej poniżej stopnia wodnego Włocławek (rozdz. 4.2.2.). Dzięki systematycznemu pokrywaniu przez nią powierzchni równiny zalewowej (fot. 8, 17 i 18) następuje ograniczenie transportu rumowiska wleczonego. Prowadzi to do przekształceń typologicznych koryta (rozdz. 4.2.2.). Należy przypuszczać, że podobnie przebiegał proces „utrwalania” przez roślinność powierzchni równiny zalewowej powstałej na skutek prac regulacyjnych (rozdz. 4.2.1. – fot. 4, 6). W obydwu przypadkach odcinków uregulowanego i usytuowanego poniżej zbiornika Włocławek nieodzownym czynnikiem warunkującym oddziaływanie roślinności na zmiany koryta była gospodarcza działalność człowieka. Ten sam warunek dotyczy w znacznej mierze i zjawisk lodowych.

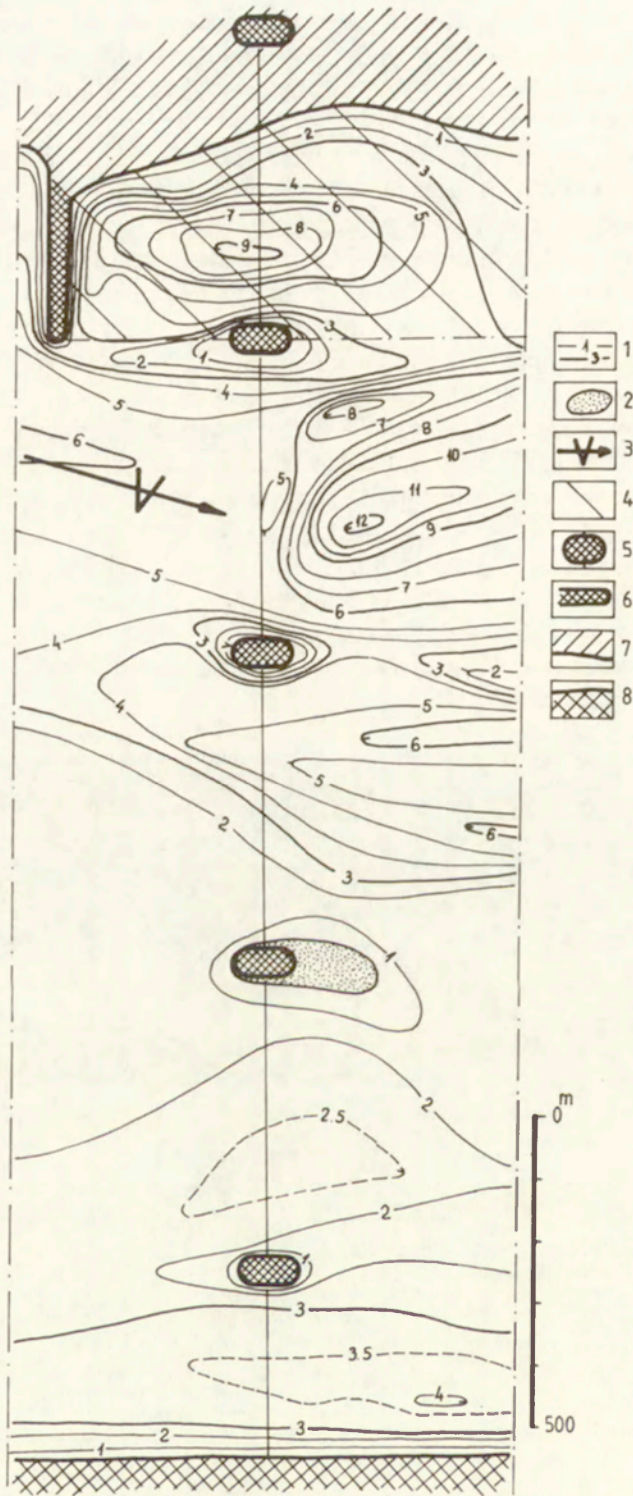
Wpływ zjawisk lodowych na dynamikę dna koryta jest bardzo złożony i wynika z powiązań tych zjawisk zarówno z warunkami hydrologicznymi rzeki, jak i z morfologią koryta. Określenie ich znaczenia w rozwoju koryta dodatkowo komplikuje trudność badań terenowych podczas ich trwania.

Pełną charakterystykę zjawisk lodowych w obrębie analizowanego odcinka Wisły przedstawił M. Grześ (1991). Autor ten omówił nie tylko proces formowania się zjawisk lodowych, w tym zatorów śryżowo-lodowych na tle zjawisk hydrologicznych, lecz również ich wpływ na morfologię koryta. Zwrócił także uwagę na odwrotność tych powiązań, a więc na zależność występowania zatorów od morfologii koryta. Stwierdził ponad wszelką wątpliwość olbrzymią rolę zbiornika Włocławek w kształtowaniu zatorów śryżowo-lodowych w jego obrębie. Pod tym względem zbiornik jest przykładem szkodliwej dla gospodarki ingerencji człowieka w środowisko geograficzne. Jaskrawym dowodem jest groźna w skutkach powódź w cofce zbiornika w styczniu 1982 r. (Grześ 1991). Poniżej stopnia odcinkiem sprzyjającym tworzeniu się zatorów na Wiśle jest odcinek akumulacyjny (rozdz. 4.2.2). Zaobserwowano tu kilkakrotny rozwój zatorów śryżowo-lodowych w zimie 1984/85 i 1986/87, niebezpiecznych dla Niziny Ciechocińskiej (Grześ 1991). Podobne znaczenie zatorogenne miała również początkowa faza zabudowy hydrotechnicznej koryta w postaci ostróg rzecznych. Śladami tych efektów są wartości stanów powodziowych pochodzących głównie z końca XIX w., a przedstawionych na tablicach wodowskazowych zainstalowanych między innymi na murach Torunia (fot. 19). Konsekwencją zjawisk lodowych w powiązaniu z morfologią koryta było zerwanie w lutym 1987r. przęsła mostu drogowego pod Wyszogrodem (Grześ i Babiński 1987). W ten sposób most ten był już wielokrotnie niszczoney.



Fot. 19. Tablice wodowskazowe zainstalowane na murze w Toruniu informujące o powodziach na Wiśle w końcu XIX w.

Water gauge tables installed on a wall in Toruń which inform about floods on Vistula in the end of XIXth century



Rola zjawisk lodowych, w tym głównie zatorów śryżowo-lodowych, w kształtowaniu łóżyska rzeki w sposób trwały dotyczy przede wszystkim równiny zalewowej (Babiński 1990). W strefie koryta znaczenie morfotwórcze zjawisk lodowych ma charakter lokalny i krótkotrwały, choć mogą trwać od 0 do 100 dni w ciągu roku. Określane przez M. Grzesia (1991) efekty morfologiczne w postaci: zmian linii nurtu wraz z formowaniem się nowych plos, tworzenia się efemerycznych form korytowych często zmieniających charakter rzeki, czy podziału koryta przez tzw. „łachy śryżowe” na kilka strug, należy więc uznać za zjawiska efemeryczne. Potwierdzają to wyniki badań terenowych przeprowadzonych w latach 1981 – 1989, między innymi na odcinkach szczegółowej analizy pod Wyszogrodem (ryc. 36), Nieszawą (ryc. 40), Toruniem (ryc. 42) i Świeciem (ryc. 43). W żadnym z cytowanych odcinków nie stwierdzono zauważalnych przekształceń koryta, zarówno w skali mezofarm, jak – tym bardziej – w skali makro. Stabilność warunków hydromorfologicznych rzeki, pomimo występowania corocznie zjawisk lodowych, widać przede wszystkim w niezmiennej sekwencji łach skośnych i plos na odcinku uregulowanym (ryc. 42 i 45). Tylko w strefie zatorów śryżowo-lodowych mogą wystąpić nagle zmiany morfologii koryta, które natychmiast po ustąpieniu zatorów dostosowują się do odpowiednich (dawnych) warunków hydrodynamicznych rzeki.

Ze względu na zróżnicowany charakter badanego odcinka Wisły (ryc. 2) trudno uznać za słuszne powyższe wywody na temat wpływu zjawisk lodowych na morfologię koryta. Dotyczy to przede wszystkim koryta nie uregulowanego-roztokowego – a (ryc. 2), na którym z wyjątkiem odcinka pod Wyszogrodem (rozdz. 6.2.1) nie prowadzono szczegółowych badań terenowych. Należy sądzić, że w warunkach niestabilizowanego przebiegu nurtu i dużej dynamiki form mogą wystąpić przedstawione wyżej za M. Grzesiem (1991) zjawiska. Sprzyja temu niejednolite, silnie rozczłonkowane przez łachy centralne i kępy koryto. W tych warunkach każde z ramion bocznych, przy zablokowaniu strefy nurtu przez zator śryżowo-lodowy może spełniać rolę tzw. kanału ulgi, a następnie stać się głównym korytem rzeczonym. Przykładem tego typu przekształceń koryta jest między innymi zmiana położenia względem brzegów koryta Kępy Słowińskiej pod Ciechocinkiem (Koc 1975). Obecnie nie obserwuje się tego typu zjawisk, zwłaszcza w uregulowanym odcinku dolnej Wisły – d (ryc. 2).

Szczególą rolę wśród czynników niehydrologicznych wpływających na dynamikę dna koryta odgrywa gospodarcza działalność człowieka. Ze względu na ważność tego czynnika, porównywalną z rolą zjawisk hydrologicznych rzeki,

Ryc. 58. Plan batymetryczny dna koryta Wisły w strefie mostu kolejowego w Toruniu (ryc. 9, p. 10) wykonany w dniu 11 września 1986 r.

1 – izobaty, 2 – wynurzone fragmenty łachy, 3 – kierunek płynięcia wody w linii nurtu, 4 – obszar zaregulowany, 5 – filary mostu, 6 – ostroga, 7 – nie umocniony brzeg koryta, 8 – umocniony brzeg koryta (bulwar)

Bathymetric plan of Vistula channel bottom in the railway bridge zone in Toruń (fig. 9, p. 10) made on September the 11th 1986

1 – isobaths, 2 – emerged fragments of bar, 3 – direction of water flowing in a thalweg line, 4 – filled by sand area, 5 – bridge piers, 6 – groyne, 7 – unstrengthened channel bank, 8 – strengthened channel bank (embankment)

został on już omówiony w poprzednich rozdziałach. Pominięto w nich jednak zagadnienie wpływu człowieka na procesy korytowe o zasięgu lokalnym, np. wpływu mostów czy umocnień brzegowych.

Przedstawiona w rozdziale 6.2 charakterystyka wpływu mostów na dynamikę koryta nie uwzględnia stałych efektów morfologicznych dna, jakimi są plosa. Tworzą się one w linii nurtu między filarami mostu na skutek koncentracji wód spowodowanej ograniczeniem szerokości koryta o 10%. W tych miejscach koryto osiąga maksymalne dla dolnej Wisły przegłębienia dochodzące do 13 m w stosunku do średniego stanu wody – około 16 m względem powierzchni równiny zalewowej (ryc. 9C, 58). Należy przypuszczać, że gdyby nie warunki geologiczne w postaci odpornego na erozję bruku morenowego, plosa te osiągałyby większą głębokość. Ten czynnik ograniczający rozwój procesów erozyjnych jest szczególnie widoczny w strefie nurtu mostu drogowego we Włocławku.

Erozja wgłębna w obrębie mostów jest zjawiskiem szkodliwym i niebezpiecznym dla człowieka. Spotęgowana innymi czynnikami, np. zjawiskami lodowymi, może spowodować zniszczenie mostu poprzez podmycie jego często zbyt krótkich filarów (nieuwzględnienie w projekcie maksymalnych przegłębienia koryta), jak np. w przypadku mostu drogowego pod Wyszogrodem w lutym 1987 r. (Grześ i Babiński 1987). W tym miejscu należy zwrócić uwagę na inny rodzaj budowli – na rurociągi. Na analizowanym odcinku dolnej Wisły występują kilka nitek rurociągów przechodzących przez koryto. Co prawda nie wpływają one na morfologię koryta, jednak ich istnienie jest związane z morfodynamiką koryta. Podobnie jak w przypadku filarów mostów, płytkie położenie rur może być przyczyną ich podmycia i zerwania. Aby temu zaradzić, trzeba uwzględnić maksymalne przegłębienia koryta, które w odcinku roztokowym dochodzą do 10 m, w uregulowanym zaś do 12 m.

Czynnikiem zaznaczającym swój udział w morfodynamice koryta o charakterze lokalnym są boczne budowle koryta typu umocnień brzegów. Ich wpływ jest widoczny tam, gdzie przyczyniają się do zwężenia koryta – w tych miejscach z jednej strony zgodnie z przeznaczeniem zapobiegają erozji bocznej, z drugiej zaś ją potęgują. Przykładem tego procesu może być bulwarowy odcinek Wisły we Włocławku. Przemieszczenie do kilkunastu metrów lewobrzeżnego bulwaru ku środkowi koryta wyzwoliło intensywny proces erozji bocznej prawobrzeżnej, nie notowany od początku wybudowania stopnia wodnego Włocławek (rozdz. 4.2.2; Babiński 1982). Ponownemu niszczeniu uległ lewy brzeg Kępy Włocławskiej i częściowo Kępy Grodzkiej, a tym samym poziomowi nowej równiny zalewowej (ryc. 20a). Możliwości rozwoju erozji bocznej są jednak ograniczone ze względu na krępujące ją ostrogi rzeczne.

Nieco inną sytuację zaobserwowano w strefie mostu kolejowego pod Toruniem (ryc. 58). Tu bowiem, na skutek obawy przed erozją boczną lewobrzeżnego plosa zagrażającego wymianie przęsła mostu, wypełniono strefę międzyostrogową, zwężając koryto do około 360 m (ryc. 58). Reakcją na to było intensywne niszczenie prawego brzegu bulwarowego. Nieodzwonne stały się w tym momencie dodatkowe prace zabezpieczające brzeg przed erozją boczną. Należy dodać, że

o tych konsekwencjach sygnalizowano już w specjalnym operacie (Babiński i Rosicki 1986). W pracy tej zawarto również szczegółową analizę morfodynamiki dna, na podstawie której określono „bezpieczny czas” niezbędny do prac związanych z wymianą przęsła mostu.

Z przedstawionej wyżej charakterystyki czynników niehydrologicznych wynika, że nie wpływają one w sposób istotny na dynamikę dna koryta; zaznaczają się w procesach korytowych głównie jako zjawiska progowe o zasięgu lokalnym. Mogą pozostawić trwale ślady w dnie koryta, lub zarysować się tylko jako proces przejściowy. Nie stanowią większego zagrożenia dla gospodarki człowieka, z wyjątkiem niektórych zjawisk lodowych. One bowiem w sporadycznych przypadkach mogą w znaczący sposób wpłynąć na zmiany koryta.

7. HYDROMORFOLOGICZNE UWARUNKOWANIA PROCESU KORYTOWEGO DOLNEJ WISŁY

Wysztalcenie odpowiedniego typu koryta (ryc. 1) wraz z układem mezoforn jest ściśle zależne od zjawisk hydrologicznych będących funkcją klimatu i czynników niehydrologicznych. Klimat niemal przez cały holocen warunkował rozwój górnego i środkowego odcinka Wisły. Potwierdzeniem tego faktu jest takie samo zachowanie się innych rzek w Polsce (rozd. 4.1). Badany odcinek dolnej Wisły natomiast nie zmieniał się w tym czasie w większym stopniu – był cały czas korytem rzeki roztokowo-anastomozującej. Jeśli więc zmiany klimatu od skrajnie polarnego okresu preborealnego do ciepłego i wilgotnego okresu atlantyckiego nie przyczyniły się do przekształcenia typu rzeki, to musiały istnieć inne przyczyny warunkujące ten rodzaj koryta. Niewątpliwie dotyczy to czynników niehydrologicznych, które również obecnie, oprócz działalności człowieka, odgrywają rolę w dynamice dna. Są to przede wszystkim budowa geologiczna i zjawiska lodowe.

W pierwszym przypadku odporne na erozję utwory denne doliny na niektórych jej odcinkach uniemożliwiały prawidłowy rozwój koryta meandrującego. Z ich powodu rzeka nie mogła osiągnąć wyrównanego profilu podłużnego dna i zwierciadła wody, nie mogły również wykształcić się zakola wraz z głębokimi plosami u ich wklęsłych brzegów. Tym bardziej byłoby to niemożliwe w warunkach obniżonego przeciętnie o 2 m dna, a następnie jego agradacji do stanu obecnego, jak to widzi A. Tomczak (1987). Głębokie wcięcie koryta stwierdzone przez E. Wiśniewskiego (1976) na obszarze Równiny Ciechocińskiej nie może także mieć większego zasięgu niż lokalny.

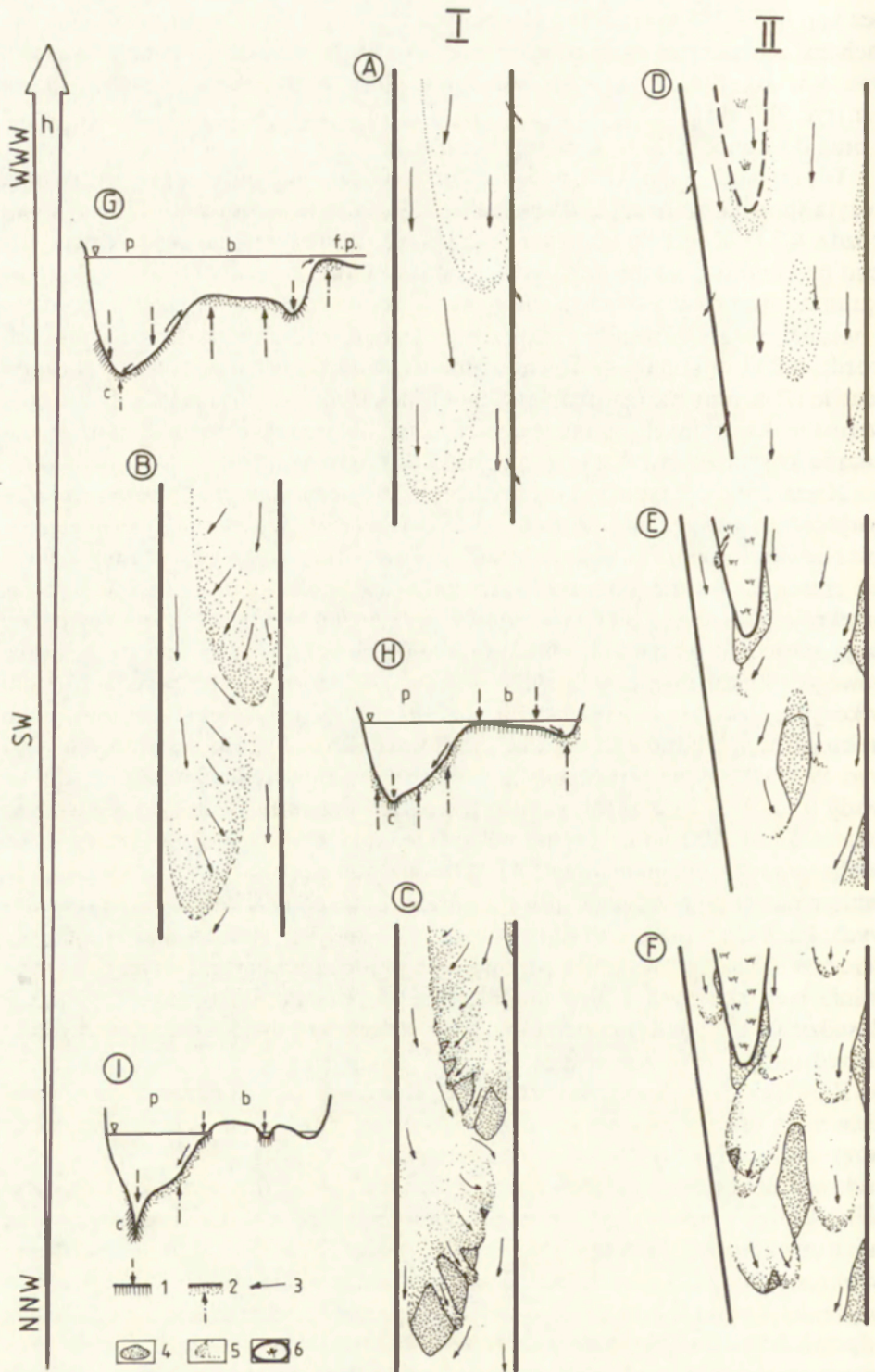
Rozwojowi koryta meandrującego nie sprzyjają również zjawiska lodowe; są one powodem ciągłych modyfikacji reżimu hydrologicznego Wisły. Kształtowany u źródeł rzeki wezbraniami letnimi jest następnie różnicowany na dolnym odcinku zimowo-wiosennymi wezbraniami zatorowymi, które powodują prawie 2,5-krotny wzrost czasu trwania stanów zalewowych na dolnej Wiśle (Babiński i Klimek 1990, ryc. 27). Sprzyja temu także inny reżim hydrologiczny prawobrzeżnych, północnych dopływów Wisły, począwszy od Narwi. Za wtórny czynnik zatorogenny, inny niż dopływów, należy uznać kępy i łachy centralne tego odcinka. Najczęściej dwukrotnie w ciągu roku fale wezbraniowe powodują destabilizację ruchu rumowiska wlezonego, sprzyjając zarazem roztokowości koryta. W tych warunkach koryto dolnej Wisły osiągnęło przeciętną szerokość

bez kęp 685 – 785 m (ryc. 18), głębokość 1,8 m (ryc. 17) z bezładnie ułożonymi łachami centralnymi i językowymi (ryc. 9A, 10, 36, 40) oraz zmiennym nurtem (ryc. 9A, 10, 19A), w którym występują plosa o głębokości przekraczającej 6 m (ryc. 9). Taki stan koryta przetrwał do chwili obecnej w odcinku a i częściowo c oraz do końca XIX w. w odcinku d (ryc. 2).

W przypadku odcinka d, w ciągu ponad 100 lat, dokonały się przekształcenia koryta spowodowane czynnikiem niehydrologicznym – pracami regulacyjnymi (rozdz. 4.2.1). Zwężenie koryta o połowę (ryc. 17) przyczyniło się do całkowitej jego przebudowy z typu roztokowego-anastomozującego w typ prostoliniowy ograniczony przez ostrogi meandrowania; bezładnie ułożone łachy centralne i boczne zostały zastąpione naprzemianległymi łachami skośnymi i plosami (rozdz. 4.2.1), dokonały się również zmiany w morfometrii mezoform. Nastąpił prawie 1,7-krotny wzrost średniej głębokości koryta (ryc. 17) i prawie dwukrotny wzrost maksymalnych jego przegłębień. Zmieniły się także warunki hydrodynamiczne koryta związane z tzw. przejściami progowymi (rozdz. 6.3).

Niezależnie od typu koryta, hydromorfologiczne uwarunkowania procesu korytowego w sferze mezoform są ściśle związane ze zjawiskami hydrologicznymi. Niewątpliwie główny zarys mezoform kształtują przepływy (stany) większe niż przeciętne roczne. Podczas ich trwania łachy są bowiem zanurzone (ryc. 54, przekroje poprzeczne B i C) i w całości biorą udział w procesie korytowym. Nie mają one jednak wpływu na zmiany typologiczne koryta, a więc na kształtowanie nowego układu miejsc głębszych – (plos – przyp. aut.) i płytszych (łach) w korycie rzeki, jak twierdzi A. Bittner (1976). Przepływy pełnokorytowe tylko „rekonstruuja” odpowiednie dla tych warunków hydrodynamicznych dno (ryc. 59A, D) z sytuacji powstałych w okresie trwania średnich i niskich stanów wody (ryc. 59C, F), z zachowaniem tempa ich przemieszczania się w dół rzeki (rozdz. 6.2.3). Uzasadnia to stały charakter dna koryta Wisły w szczegółowo analizowanych odcinkach (ryc. 42, 43). Nie ulegało ono istotnym przekształceniom nawet po przejściach prawie corocznych, krótkotrwałych fal wezbraniowych. Łachy, a wraz z nimi plosa, pozostały względem siebie w stałym związku przestrzennym, typowym dla odpowiedniego rodzaju koryta. Dotyczy to szczególnie łach skośnych i plos uregulowanego odcinka Wisły (rozdz. 4.2, 6.2). Zasadzie tej nie podlegają odcinki koryta, na których uwidoczniają się czynniki niehydrologiczne (rozdz. 6.4).

Zjawiska hydrologiczne, kształtując odpowiedni układ przestrzenny mezoform mają także wpływ na ich rozwój pionowy (rozdz. 6.3). Wraz ze wzrostem przepływów od momentu zalewu powierzchni łach następuje ich pionowa „nadbudowa” utworami wyerodowanymi z plos (ryc. 59G). Intensywność tego dwukierunkowego procesu jest wprost proporcjonalna do wysokości i czasu trwania fali wezbraniowej. Podczas długotrwałej powodzi (czego nie zaobserwowano w okresie ponad 8-letnich badań, ale stwierdzono na podstawie wywiadów w terenie) wysokość powierzchni łach może przekroczyć przeciętnie o 0,2 – 0,8 m odpowiednią dla siebie strefę stanów wody oznaczoną na rycinie 54. Z kolei brak takich wezbrań powodziowych przez wiele lat może spowodować obniżenie powierzchni łach o te same wartości względem średnich danych. Taką sytuację



obserwuje się na dolnej Wiśle w ciągu ostatnich sześciu (1984 – 1990) lat (ryc. 36, 40, 42 i 43).

Utworzony podczas przepływu pełnokorytowego i większego układ mezoform wraz z jego parametrami wysokościowymi (głębokościowymi) zmienia się podczas obniżania się stanów wody. Powierzchnie łach obniżają się, a wyerodowany z nich materiał jest akumulowany w obrębie plos (ryc. 59H, I). Proces arealnej degradacji łach trwa do obniżenia się wody, do poziomu, przy którym istnieje jeszcze swobodny przepływ wód po powierzchni łach (ryc. 59B, D, E). Poniżej tej wysokości, koniecznej do transportu rumowiska, następuje wcinanie się pojedynczych prądów rzecznych w powierzchnie łach, zapoczątkowujące proces rozczłonkowania form (ryc. 59C, F). Do tego momentu, ważnego z punktu widzenia transportu rumowiska wlezonego, należy rozpatrzeć dwa warianty zmian koryta.

W przypadku wysoko zalegającej powierzchni łach (do +0,8 m), szybkiego opadania fali wezbraniowej, a następnie wcinania się prądów rzecznych w osady denne łach, dochodzi do maksymalnego wyeliminowania z transportu rumowiska wlezonego. Zawiera się ono w wynurzonych fragmentach łach (rys. 59C, F). Dzięki temu kształtuje się nowy przebieg strefy nurtowej nie przeładowanej rumowiskiem, mniej zmiennej i dogodnej dla żeglugi. Przeciwnieństwem tego jest sytuacja z głębszym (od –0,8 m w stosunku do wartości przeciętnej) zaleganiem powierzchni łach (brak fali wezbraniowej bądź jej krótki czas trwania) i w przepływach w strefie stanów średnich i średnich niskich. Wówczas w procesie korytowym bierze udział całe rumowisko denne. Strefa nurtu staje się zmienna i trudna do określenia dla żeglugi. Taką sytuację w nawigacji śródlądowej nazywa się „zamazanym” obrazem dna koryta.

W przeciętnych warunkach hydrologicznych zarówno w odcinku roztokowym (ryc. 59F), jak i uregulowanym (ryc. 59C), moment wynurzenia się fragmentów łach zapoczątkowuje zmiany przebiegu nurtu (ryc. 59). Wyeliminowuje z transportu część rumowiska wlezonego i powoduje tworzenie się przegłębień w dnie plos (ryc. 59I). Stwarza więc nową sytuację dna koryta, na którą składa się nowy typ mezoform – łachy językowe.

Łachy językowe, pomimo swojej tożsamości genetycznej (materiał na budowę pochodzi z erozji powierzchniowej i bocznej łach głównych) i kształtu (język),

Ryc. 59. Schemat rozwoju dna koryta uregulowanego – I (A–C) i roztokowego – II (D–F) Wisły wraz z układem prądów rzecznych (3) na tle stanów wody – h (NNW – najniższa niska woda, SW – średnia woda, WWW – najwyższa wysoka woda, i w przekroju poprzecznym koryta (G–I) 1 – strefy obniżającego się dna (erozja), 2 – strefy podnoszącego się dna (akumulacja), 4 – wynurzone fragmenty łach, 5 – zanurzone fragmenty łach, 6 – kępy, b – łachy, c – przegłębienia plos, p – plosa, f.p. – równina zalewowa

Scheme of regulated Vistula channel bottom development – I (A–C) and braided – II (D–F) together with layout of river currents (3) against a background of water levels – h (NNW – lowest low water level, SW – average water level, WWW – highest high water level) and in a channel cross-section (G–I)

1 – zones of lowering bottom (erosion), 2 – zones of raising bottom (accumulation), 4 – emerged fragments of bars, 5 – submerged fragments of bars, 6 – islands, b – bars, c – overdeepenings of pools, p – pool, f.p. – flood plain

rozwijają się inaczej w odcinku koryta roztokowego, a inaczej w odcinku prostoliniowym uregulowanym. W korycie roztokowym formy te są bardziej rozwinięte i trwałe, czasowo związane z całym okresem niżówkowym. Stanowią w ten sposób wyraźny – trzeci próg geomorficzny w procesach korytowych (ryc. 54). W odcinku uregulowanym łachy te, powstałe wyłącznie z erozji powierzchniowej łach (bez bocznej), są natomiast słabo rozwinięte. Ich przestrzenny rozwój uniemożliwiają stałe prądy rzeczne, określone schematycznie przez A. Thompsona (1986), powodujące, że kształt tych łach zmienia się tylko nieznacznie (ryc. 59C). W tych warunkach nie spełniają one roli progu geomorficznego – zaznaczony w ich miejscu na rycinie 54 próg geomorficzny dotyczy uregulowanych odcinków Wisły o zakolowym przebiegu koryta. Jest związany z tymi jego fragmentami, w których uwidoczniają się czynniki niehydrologiczne. Na nich bowiem tworzą się efemeryczne łachy z tzw. „rogami”, czyli z łachami językowymi (rozdz. 6). Są to jednak zjawiska o charakterze lokalnym.

Mając na względzie zróżnicowane warunki morfologiczne koryta dolnej Wisły, w tym także różnorodny charakter łach językowych, można przyjąć, że uregulowany odcinek Wisły ma jeden, a roztokowy trzy (+ równina zalewowa) progi geomorficzne (ryc. 54). Fakt ten ma ogromne znaczenie w procesie dostosowywania się morfologii koryta do zmieniających się warunków hydrodynamicznych rzeki.

W obrębie koryta roztokowego-anastomozującego, podczas obniżania się stanów wody, sukcesywnie zostaje wyeliminowana z procesów korytowych najpierw strefa równiny zalewowej i kęp, później łach centralnych i bocznych, a na koniec łach językowych. Za każdym razem w sposób skokowy (progowy) tworzy się nowa strefa nurtu. Stwarza to znaczne utrudnienia np. w nawigacji. Jest jednak czynnikiem „stabilizującym” ruch rumowiska, odróżniającym go od typowej rzeki roztokowej, np. strefy sandrowej. Koryto prostoliniowe natomiast ma – poza równiną zalewową – tylko jeden próg geomorficzny w postaci łach skośnych. Próg ten ma więc znaczenie uniwersalne. Często nie spełnia tej roli podczas niskich stanów wody i w odcinkach, gdzie uwidoczniają się czynniki niehydrologiczne; jak stwierdził R. Ingarden (1921), Wisła nie uregulowana staje się wtedy dogodniejsza dla żeglugi niż niektóre jej fragmenty uregulowane. Z tego względu należałoby wykonać dwustopniowe ostrogi, które z punktu widzenia hydrauliki koryta spełniałyby rolę łach językowych odcinka nie uregulowanego. Podobny efekt można by osiągnąć regulując koryto o przebiegu meandrowym z rozwiniętymi łachami zakolowymi i plosami. Ten typ regulacji zaproponował J. Wierzbicki (1985) dla środkowego odcinka Wisły.

Od drugiej połowy 1968 r. środkowa część analizowanego odcinka dolnej Wisły (odcinki b i c – ryc. 2) znalazła się w zasięgu wpływu czynnika niehydrologicznego – stopnia wodnego Włocławek. Jego bezpośredni wpływ na uwarunkowania hydromorfologiczne koryta jest związany ze zmianami warunków hydrodynamicznych rzeki (rozdz. 4.2.2.). W górnej czaszy zbiornika, na skutek cofki i załamania się spadku zwierciadła wody oraz zmniejszenia jej prędkości płynięcia, następuje akumulacja rumowiska wleczonego; tworzy się piaszczysta

forma deltowa. Pozostałą, dolną część zbiornika wypełnia zawiesina i w strefie brzegowej utwory pochodzące z erozji bocznej (Banach 1985). Poniżej stopnia wodnego natomiast brak rumowiska wleczonego wraz z dobowymi wahaniami stanów wody spowodowały intensywną erozję wglębną (rozdz. 4.2.2). Dzięki niej i poczynionym pracom regulacyjnym nastąpiło przekształcenie typologiczne koryta. Wraz z przemieszczającą się sukcesywnie w dół rzeki strefą erozyjną dno koryta pozbawiane jest łach typowych dla Wisły pod względem kształtu i morfometrii. Dno koryta, zbudowane najczęściej z utworów odpornych na erozję, pokrywają stale zanurzone formy piaszczyste o wysokości do 2 m (ryc. 29, 692 – 694). W ten sposób odcinek ten został pozbawiony progów geomorfologicznych związanych z mezoformami; powstał natomiast nowy próg związany z nowo tworzoną równiną zalewową (rozdz. 4.2.2).

Poniżej odcinka erozyjnego tworzy się z kolei odcinek typowy dla rzeki roztokowej. Różni się on od naturalnego odcinka roztokowego (a – ryc. 2) jedynie wysokością powierzchni występujących na nim łach, wznoszą się one bowiem o 0,2 – 0,4 m wyżej niż w odcinku naturalnym. Zmiany morfometryczne łach są wywołane częstymi przejściami progowymi związanymi z dobowymi wahaniami stanów wody (rozdz. 6.3). Ma to z kolei ogromny wpływ na utrudnienia w nawigacji. Jak wykazuje prognoza (rozdz. 4.2.2), wahania te zostaną całkowicie zredukowane do około 2020 r. na skutek transgresji odcinka erozyjnego.

Zjawiska hydrologiczne wspólnie z czynnikami niehydrologicznymi sprawiły, że obecnie warunki hydromorfologiczne dolnej Wisły są zróżnicowane. Zróżnicowanie koryta na kilka odcinków stwarza w dalszym ciągu nie tylko utrudnienia dla żeglugi, lecz i zagrożenia powodziowe, nie jest także jednolitym systemem fluwialnym o ustalonym transporcie (bilansie) rumowiska wleczonego.

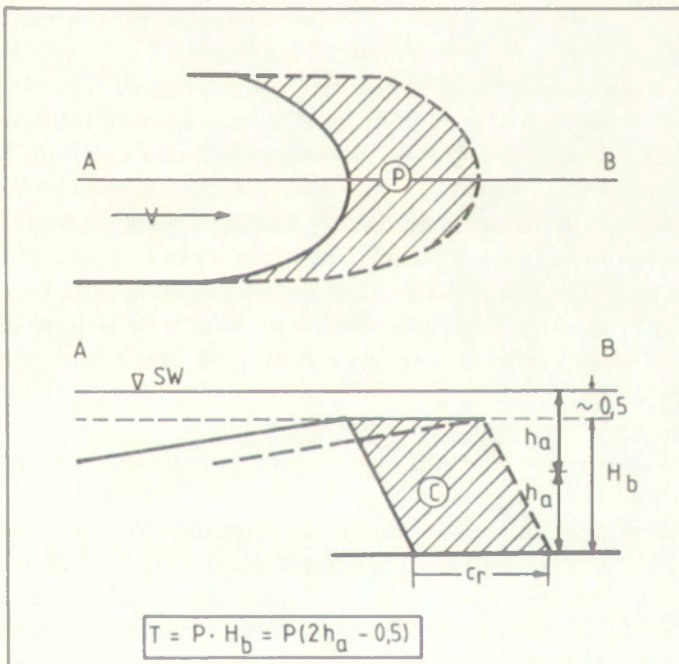
8. PRÓBA OCENY TRANSPORTU RUMOWISKA WLECZONEGO DOLNEJ WISŁY

Obecne, zróżnicowane warunki hydromorfologiczne koryta dolnej Wisły sprawiają, że transport rumowiska wlezonego na tym odcinku odznacza się dużą zmiennością w czasie i przestrzeni. Z tego względu ten najważniejszy z elementów procesu korytowego jest trudny do określenia. Dodatkowo komplikuje to stosowanie różnych i do tego niedoskonałych metod badawczych. Opracowane przez A. Borna (*Material...*, 1954) bezpośrednie pomiary transportu rumowiska wlezonego skonstruowaną przez niego, a następnie udoskonaloną przez PIHM, łapaczką, dawały bowiem różne w tym samym miejscu wyniki. Zawierały się one przy tych samych przepływach w granicach 5–725%! (Born 1958). Dane te, odnoszące się do kilku przekrojów hydrometrycznych, stanowiły punkt wyjścia do obliczeń średniej wartości materiału wlezonego w przekroju poprzecznym koryta. Tak ujęty transport rumowiska wlezonego na tle innych charakterystyk, takich jak przepływ (Q), spadek zwierciadła wody i przeciętna średnica materiału budującego dno koryta ($d_{50}\%$), umożliwił przedstawienie go w profilu podłużnym rzeki. Niestety zastosowanie metody A. Borna nie dało pełnej (np. rocznej) charakterystyki transportu rumowiska wlezonego, a tylko dane dotyczące jego bezpośrednich pomiarów (*Material...*, 1954, Born 1958). Nie przyniosły także zadowalających rezultatów w tym zakresie badania J. Brańskiego (1972) i pracowników Instytutu Budownictwa Melioracyjnego i Rolniczego SGGW oraz J. Skibińskiego (1985) nad skonstruowaniem empirycznych wzorów transportu rumowiska Wisły.

Jedną z metod całkowitego (nie chwilowego i lokalnego) ujęcia transportu rumowiska wlezonego jest analiza ilościowa materiału dennego przemieszczanego w formie łach. Polega ona na porównywaniu powtarzalnych przekrojów poprzecznych koryta (łach), bądź wykonanych na ich podstawie planów batymetrycznych, lub też – jak to przedstawił Z. Babiński (1987) – na określeniu dynamiki łach. Stosowanie tej metody daje jednak zadowalające wyniki na odcinkach koryta o stałych tendencjach rozwoju lub o jednolitym charakterze dna. Dotyczy to między innymi formy deltowej tworzonej w części cofkowej zbiornika włocławskiego lub odcinka uregulowanego Wisły. Nie nadaje się do tych celów odcinek rzeki roztokowej o zmiennej przestrzennie, a więc trudnej do określenia morfodynamice dna.

Na podstawie porównań przekrojów poprzecznych koryta cofkowej części zbiornika Włocławskiego ustalono, że w formie stożka delty osadza się 1–4 mln m³ materiału dennego rocznie (Banach 1986, s. 32). Oznacza to prawie czterokrotną zmienność transportu rumowiska wlezonego Wisły między tzw. okresem suchym (lata 1981–1984) i wilgotnym, 1978–1981 (ryc. 7, 8). Przeciętnie w okresie 1971–1984 było akumulowane w zbiorniku 1,9 mln m³ materiału wlezonego (dennego) rocznie. W związku z tym, że stożek delty kończy odcinek Wisły nie uregulowanej, wartość tę uznaje się za przeciętną ilość materiału transportowanego w korycie dolnej Wisły o charakterze roztokowo-anastomozującym (rozdz. 4.2.1).

Dla odcinka uregulowanego Wisły – d (ryc. 2) wartość transportowanego rumowiska dennego opracowano na podstawie analizy dynamiki mezoform koryta (Babiński 1987). Polega ona na zastosowaniu uproszczonej dla mezoform metody pomiaru ruchu rumowiska wlezonego w postaci mikroform, zaproponowanej przez K.V. Grišanina (1979, s. 228) i L.B. Leopolda (1982, s. 384). W obydwu przypadkach ilość materiału przemieszczanego w jednostce szerokości formy – T jest uzależniona od przeciętnej miąższości (wysokości) form (łachy) H_b i prędkości jej przemieszczania się c_r , z uwzględnieniem zmian powierzchni



Ryc. 60. Ideogram określenia transportu rumowiska wlezonego (T) na podstawie pomiarów dynamiki łach skośnych odcinka uregulowanego Wisły.

Objaśnienia w tekście

Ideogram of bed-load transport definition (T) basing on measurements of regulated Vistula segment alternate bars' dynamics.

Explanation in the text

przekroju formy – C (ryc. 60). W opracowanej przez autora metodzie dokonano zmian, zastępując prędkość przemieszczania się form w jednostce szerokości (c) powierzchniowym tempem przemieszczania się czół łach (P) (tab. 7). Dzięki temu uniknięto przypadkowości analizy transportu rumowiska w miejscu zwiększonego lub zmniejszonego tempa przemieszczania się czół łach. Jednocześnie wynikł problem wysokości łach – H_b , która na skutek całościowego ujęcia strefy przemieszczeń łach stała się wartością zróżnicowaną przestrzennie. Rozwiązano go poprzez wykorzystanie średniej głębokości koryta dla danego odcinka – h_a . Podwojona jej wartość, następnie pomniejszona o głębokość zalegania powierzchni łach skośnych przeciętnie o 0,5 m (ryc. 53), wskazuje przeciętną miąższość utworów biorących udział w procesie korytowym (ryc. 60). W ten sposób przeciętna miąższość łach skośnych przyjmuje postać:

$$H_b = 2 h_a - 0,5,$$

wzór końcowy zaś na transport rumowiska wleczonego na odcinku uregulowanym Wisły:

$$T = P \cdot (2h_a - 0,5)$$

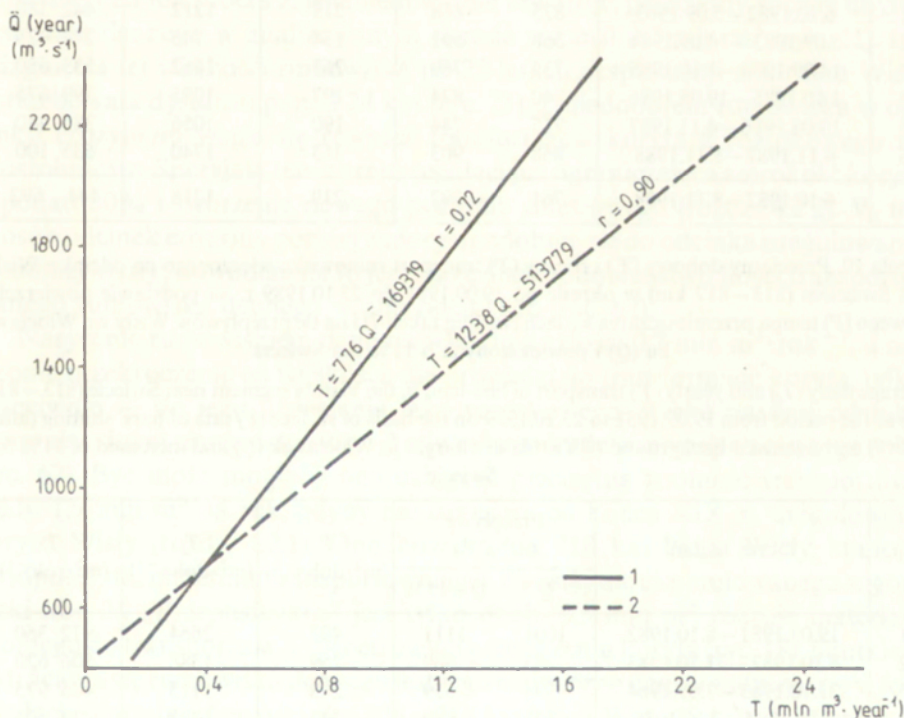
W przypadku odcinka koryta Wisły pod Toruniem, szczegółowo analizowanym w rozdziale 6.2.2, wartość h_a ustalono na 3,03 m (ryc. 12, 15A), a pod Świeciem, na podstawie analizy planimetrycznej planów batymetrycznych (ryc. 46), na 2,93 m. Wykorzystując powyższe dane i wartości uśrednione powierzchniowego tempa przemieszczania się czół łach – P dla Torunia (tab. 6) i Świecia (tab. 7), określono przeciętny dzienny (T_d) i roczny (T) transport rumowiska dennego Wisły na tych odcinkach (tab. 9 i 10). Jednocześnie należy dodać, że wartości średnie – P obliczono na podstawie danych z wielu (a nie jednej!) łach. Uwzględniono w ten sposób także transport rumowiska odbywający się w strefie plos, który na skutek odpowiedniego układu prądów rzecznych (ryc. 59 I) musi dotrzeć do łach niżej leżących, co wynika z alternatywnego układu plos i łach skośnych. Podobną zasadę zastosował K.V. Grišanin (1979), sugerując pomiary grzęd (mikroform) echosondą w liczbie nie mniejszej niż 20 – 30.

Jak wynika z tabeli 9, w formie przeciętnych łach skośnych w odcinku Wisły pod Toruniem przemieszczało się w okresie od 6.10.1982 do 8.11.1988 od 271 927 m³ do 635 100 m³ materiału dennego rocznie. W wydłużonym okresie 19.09.1981 – 23.10.1989 na odcinku pod Świeciem wartości te wynosiły odpowiednio 406 975 i 972 360 m³ · rok⁻¹ (tab. 10). Uwzględniając dla obydwu odcinków te same okresy badawcze jak dla Torunia, można zauważyć generalny przyrost transportowanego rumowiska z biegiem rzeki przeciętnie o 77 988 m³ w ciągu roku (214 m³ s⁻¹). Jest to zjawisko niekorzystne dla żeglugi. Ma ono odmienny kierunek rozwoju niż ten, jaki wynikał z prac regulacyjnych (rozdz. 4.2.1).

Mając na uwadze ekstremalne wartości P (zawarte w tabeli 6 i 7 i odniesione do okresów rocznych), można stwierdzić, że na odcinku pod Toruniem Wisła transportowała od 71 029 m³ do 1 136 464 m³ materiału w ciągu roku.

Dla odcinka pod Świeciem wartości te wahają się od $232\,812\text{ m}^3$ do $1\,089\,715\text{ m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$. Ze względu na trwające w analizowanym okresie przepływy, mieszczące się w strefie od niskich do średnich (tab. 9 i 10), powyższe dane ekstremalne należy uznać za wartości odnoszące się do lat suchych i przeciętnych. Brak jest więc danych, które uzupełniałyby okres wilgotny. Pomocna w tym względzie jest analiza statystyczna w formie równań prostych regresji (ryc. 61), oparta na wartościach Q (+% na przyrost zlewni) i T , ale ograniczająca się do tzw. wody brzegowej. Powyżej tych przepływów, związanych z wylewem wód na powierzchnię równiny zalewowej, nie istnieje bowiem zależność prostoliniowa między tymi charakterystykami. Związek korelacyjny $Tz Q$ nie uwzględnia także przejść progowych w transporcie rumowiska wleczonego.

Bazując na danych hydrologicznych w postaci dopływu wód Wisły do zbiornika (Q) z okresu 1971–1990, a następnie odnosząc je do Torunia z +4% poprawką i +11% do Świecia ustalono, że średnie niskie przepływy (SNQ) wynoszą odpowiednio dla tych odcinków 327 i $349\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, średnie (SQ) – 962 i $1\,027\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ oraz średnie wysokie (SWQ) – woda brzegowa – $3\,222$ i $3\,439\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Przepływom tym, zgodnie z równaniami prostych regresji (ryc. 61)



Ryc. 61. Proste regresji i ich współczynniki korelacji (r) zależności średniego rocznego transportu rumowiska wleczonego (T) od średnich rocznych przepływów Wisły (Q) w profilach:

1 – wodowskazu w Toruniu, 2 – w Świeciu

Regression lines and their correlation coefficients (r) of dependence of average yearly bed-load transport (T) upon average yearly Vistula discharges (Q) in profiles:

1 – of water gauge station in Toruń and 2 – in Świecie

odpowiada transport rumowiska wlezonego w Toruniu: przy SNQ – 84 433 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, SQ – 567 573 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ i SWQ – 2 330 953 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ oraz Świeciu: przy SNQ – poza strefą ufnosci równania, SQ – 757 647 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ i SWQ – 3 743 703 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Osiągnięte dotychczas wyniki badań transportu rumowiska wlezonego pozwalają na skonstruowanie jego schematycznego ujęcia w profilu podłużnym

Tabela 9. Przeciętny dobowy (T_d) i roczny (T) transport rumowiska wlezonego na odcinku Wisły pod Toruniem (730–736 km) w okresie od 6.10.1982 do 8.11.1988 r. na podstawie powierzchniowego (P) tempa przemieszczania się lach b, c i d (według tabeli 6, ryciny 44) i na tle przepływów Wisły we Włocławku (Q) i powiększonych o 4% dla Torunia

Average daily (T_d) and yearly (T) bed-load transport in the Vistula segment near Toruń (730–736 km) at the period from 6.10.1982 to 8.11.1988 on the basis of surface (P) rate of bars' b, c, d shifting (after table 6, fig. 44) and against a background of Vistula discharges in Włocławek (Q) and increased of 4% for Toruń

Lp.	Okres badań	Przepływy ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)		P ($\text{m}^2 \text{ doba}^{-1}$)	T_d ($\text{m}^3 \text{ doba}^{-1}$)	T ($\text{m}^3 \text{ rok}^{-1}$)
		Q	$Q+4\%$			
1	6.10.1982–5.09.1983	835	868	218	1212	442 380
2	5.09.1983–14.09.1984	568	591	134	745	271 925
3	14.09.1984–1.10.1985	739	769	263	1462	533 630
4	1.10.1985–19.08.1986	840	874	197	1095	399 675
5	19.08.1986–4.11.1987	715	744	190	1056	385 440
6	4.11.1987–8.11.1988	868	903	313	1740	635 100
	6.10.1982–8.11.1988	761	792	219	1218	444 692

Tabela 10. Przeciętny dobowy (T_d) i roczny (T) transport rumowiska wlezonego na odcinku Wisły pod Świeciem (813–817 km) w okresie od 19.09.1981 do 23.10.1989 r. na podstawie powierzchniowego (P) tempa przemieszczania się lach (według tabeli 7) i na tle przepływów Wisły we Włocławku (Q) i powiększonych o 11% dla Świecia

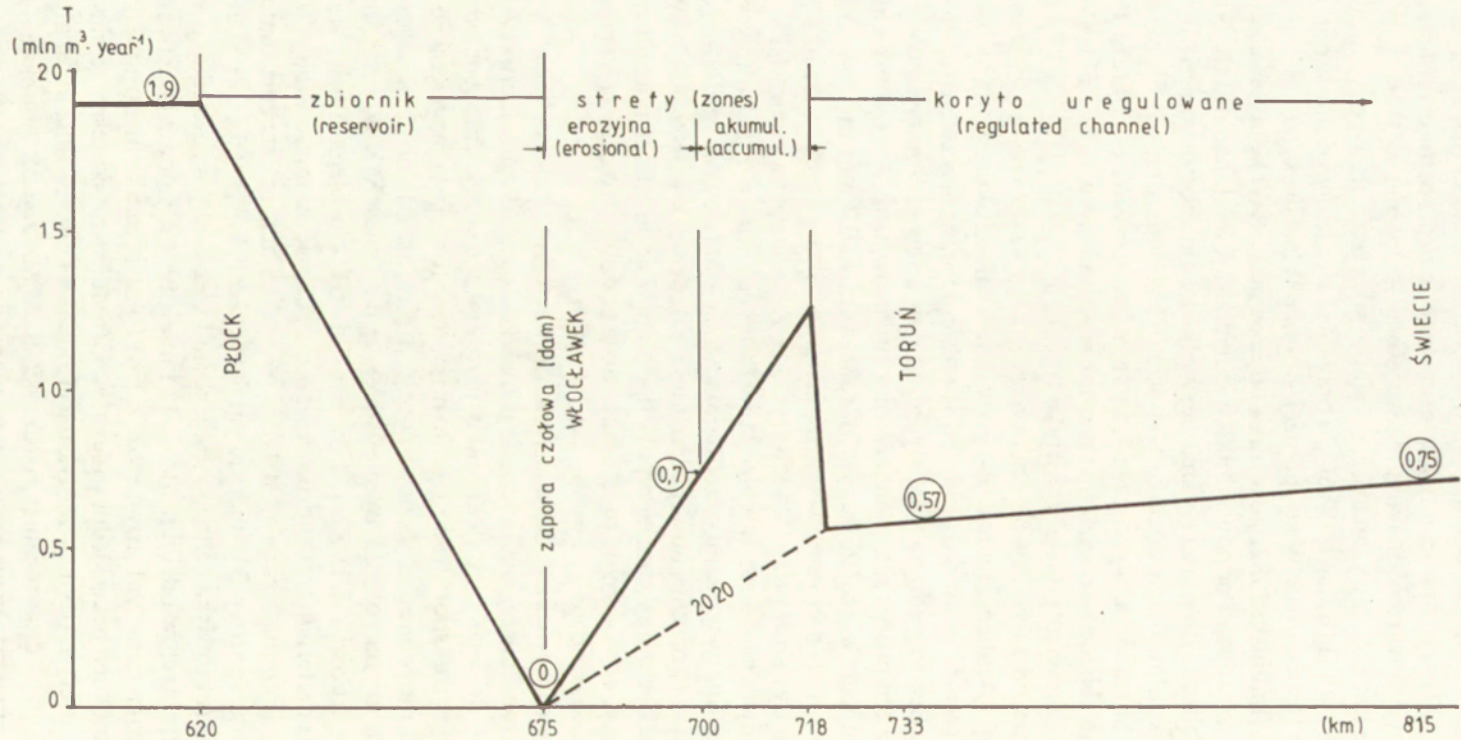
Average daily (T_d) and yearly (T) transport of bed-load in the Vistula segment near Świecie (813–817 km) at the period from 19.09.1981 to 23.10.1989 on the basis of surface (P) rate of bars' shifting (after table 7) and against a background of Vistula discharges in Włocławek (Q) and increased of 11% for Świecie

Lp.	Okres badań	Przepływy ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)		P ($\text{m}^2 \text{ doba}^{-1}$)	T_d ($\text{m}^3 \cdot \text{doba}^{-1}$)	T ($\text{m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$)
		Q	$Q+11\%$			
1	19.09.1981–8.10.1982	1001	1111	497	2664	972 360
2	8.10.1982–31.10.1983	783	869	259	1388	506 620
3	31.10.1983–7.09.1984	594	659	208	1115	406 975
4	7.09.1984–2.10.1985	801	889	242	1297	473 405
5	2.10.1985–5.11.1986	781	867	301	1613	588 745
6	5.11.1986–9.11.1987	753	836	257	1378	502 970
7	9.11.1987–2.11.1988	875	971	336	1801	657 365
8	2.11.1988–23.10.1989	780	866	271	1453	530 345
	19.09.1981–23.10.1989	796	884	296	1589	579 848

koryta dla analizowanego odcinka Wisły w formie wartości przeciętnych rocznych okresu 1971 – 1990 (ryc. 62). Dla górnego odcinka, roztokowo-anastomozującego, przyjęto wartość podaną już wcześniej – $1,9 \text{ mln m}^3 \text{ rok}^{-1}$. Wydaje się jednak, że jest ona zawyżona przez wyjątkowo wysoki transport rumowiska w latach 1978 – 1981 (Banach 1986). Co prawda stwierdzono zdolność redepozycji materiału (transportu) Wisły poniżej stopnia Włocławek ponad 4 mln m^3 w ciągu roku (Babiński 1982) – wynika ona również z SWQ dla Świecia – nie ma ona jednak żadnego odpowiednika w dotychczasowych badaniach. Najbardziej chyba zbliżoną do właściwej średniej wielkości transportowanego rumowiska dla nie uregulowanego odcinka jest wartość podana przez J. Skibińskiego (1985) za W. Śliwińskim, wynosząca $1,4 \text{ mln m}^3$ w ciągu roku (z okresu 1971 – 1978); jest ona zbliżona do wielkości transportu rumowiska na odcinku akumulacyjnym-roztokowym poniżej zbiornika (ryc. 62).

Niezależnie od tego, czy przeciętny roczny dopływ osadów do zbiornika wynosi $1,9$ czy $1,4 \text{ mln m}^3$ na rok, jest on w nim w całości akumulowany (ryc. 62). Jego „odtworzenie” poniżej stopnia odbywa się poprzez proces erozji wgłębnej (rozd. 4.2.2). Bez względu na stałe wydłużanie się strefy erozyjnej powodowane odpornym na ten proces zaleganiem w dnie utworów, przeciętny roczny ubytek materiału dennego w analizowanym okresie wynosił $0,7 \text{ mln m}^3$ (ryc. 21). Do osiągnięcia tej wielkości rumowiska po 22 latach eksploatacji zbiornika Wisła potrzebowała dystansu ponad 24 km (ryc. 21). Z niedoborem rumowiska w odcinku erozyjnym wiąże się również transformacja koryta z roztokowego na prostoliniowe. Sprzyjają temu prace regulacyjne ograniczające szerokość koryta o ponad 50% i tworzenie nowego poziomu zalewowego (rozd. 4.2.2). W ten sposób odcinek erozyjny poniżej zapory upodobnia się do odcinka uregulowanego dolnej Wisły; dowodem na to jest także duże podobieństwo ilości transportowanego rumowiska dennego w obu odcinkach (ryc. 62).

Nasylenie rumowiskiem dennym wód do wartości $0,7 \text{ mln m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$, a następnie przekroczenie tej wielkości, nie prowadzi do transformacji koryta, tylko przeciwnie – do jego utrwalenia jako roztokowego. Rzeka na tym odcinku akumulacyjnym transportuje do $1,3 \text{ mln m}^3$ materiału w ciągu przeciętnego roku (ryc. 62). Być może mogłaby ona osiągnąć przeciętną zdolność transportową rzędu $1,9 \text{ mln m}^3$ na rok, gdyby nie istniejące od końca XIX w. uregulowane koryto Wisły (rozd. 4.2.1). Ono bowiem, od 718 km biegu Wisły, stanowi „podporę” dla materiału transportowanego, a następnie akumulowanego w górę rzeki (fot. 3). „Przepuszczane” jest tylko około $0,5 \text{ mln m}^3$ rocznie materiału zdolnego do transportu w 337-metrowym przewężeniu koryta (ryc. 18). Skutkiem wytrącania się rumowiska dennego jest jego nadmierne nagromadzenie się w formie łach centralnych w odcinku $708\text{–}718 \text{ km}$ biegu Wisły (fot. 2, 3). Stwarza to potencjalne zagrożenie zatorowe (rozd. 6.4) i jest czynnikiem utrudniającym żeglugę. Odcinek ten będzie jednak ulegał stałej redukcji na skutek przemieszczania się czoła strefy erozyjnej, zamykającej bilans około $0,7 \text{ mln m}^3$ materiału wyerodowanego z dna rocznie (rozd. 4.2.2). Wraz z jego zanikiem będzie następowało przekształcenie koryta do osiągnięcia stanu transportu rumowiska



Ryc. 62. Średni roczny w okresie 1971–1990 transport rumowiska włączonego dolnej Wisły (T) na odcinku od strefy cofkowej zbiornika do Świec
 Average yearly bed-load transport of the Lower Vistula River (T) in the segment from the back-water zone of the reservoir to Świecie, at the period 1971–1990

koryta uregulowanego. Jak przewiduje prognoza (rozdz. 4.2.2), nastąpi to do 2020 r. (ryc. 62).

Na pozostałym odcinku uregulowanym Wisły, od 720 km w dół rzeki, obserwuje się małe zróżnicowanie transportu rumowiska (ryc. 62). Waha się ono przeciętnie od 0,5 do 0,75 mln m³ na rok, z tendencją wzrostową wraz z biegiem. Różnice między początkiem a końcem analizowanego odcinka uregulowanego są wprost proporcjonalne do przepływów rzeki (ryc. 61): nieznaczne przy przepływach średnich minimalnych i rozbieżne o ponad 1,4 mln. m³ materiału przy przepływach pełnokorytowych. Przyczyną tego jest przede wszystkim wzrost dynamiki łach z biegiem rzeki (por. wartości *P* w tab. 6 i 7 oraz 9 i 10), związanej z zachowaniem stałej szerokości trasy regulacyjnej – 375 m i koryta – 410 m (ryc. 17 i 18), niezależnie od wzrostu (o 7%) przepływu rzeki. Niewielką rolę odgrywa tu rumowisko wleczone dostarczane przez dopływy takie jak Zielona, Brda, Wda. W ostatnim czasie znaczącą rolę we wzroście transportu rumowiska wleczonego odgrywa proces dziczenia rzeki (rozdz. 9).

9. PODSUMOWANIE

Rzeczony procesy korytowych Wisły w okresie holocenu jest nierozdzielnie związane z zmianami klimatu i wpływem gospodarczej działalności człowieka. Holocenijskie fluktuacje klimatu, mające decydujący wpływ na przekształcenie koryt wielu rzek w Polsce, w tym górnej i środkowej Wisły, nie przyczyniły się jednak do istotnych zmian badanego odcinka dolnej Wisły (rozdz. 4.1). Przez cały ten okres reprezentował on typ rzeki roztokowej i częściowo anastomozującej z licznymi wyspami (ryc. 10, 36A) oraz łachami centralnymi, bocznymi i językowymi (ryc. 36, 40). Przykładem tego może być koryto współczesnej Wisły powyżej zbiornika Włocławek oraz odcinek agradacyjny poniżej strefy erozyjnej stopnia wodnego (odpowiednio odcinek a i część dolna c – ryc. 2).

Jednolity charakter procesów korytowych dolnej Wisły, typowy dla rzeki roztokowo-anastomozującej, w okresie średniowiecza nie stanowił utrudnień dla ówczesnej żeglugi. W tym bowiem czasie notuje się rozkwit transportu rzeczno-żeglownego na Wiśle. Dopiero ostatnie trzysta lat intensywnej działalności człowieka w obrębie całej zlewni odmieniło gospodarczy obraz rzeki. Na skutek upraw roślin (głównie okopowych), wycięcia lasów itp. nastąpił wzrost dostawy rumowiska wlezonego do koryta. Za jego przyczyną górny i środkowy odcinek Wisły uległ przekształceniu z rzeki meandrującej w roztokową (Falkowski 1967), natomiast dolny utrwalił się jako „dziki”. Z tego względu, jak i wzrostu tonażu statków, dalsze korzystanie z Wisły jako arterii komunikacyjnej stało się niemożliwe, co najmniej utrudnione. Dodatkowo ten typ koryta stwarzał zagrożenie powodziowe (zatory śryżowo-lodowe – Grześ 1991). W tej sytuacji należało dokonać prac regulacyjnych koryta.

Zapoczątkowane w połowie XIX w. i zintensyfikowane pod jego koniec prace regulacyjne na odcinku dolnym d (ryc. 2) spowodowały radykalne zmiany warunków hydrodynamicznych i morfologicznych rzeki. Dzięki budowie ostróg rzecznych nastąpiło prawie dwukrotnie zwężenie koryta i wyprostowanie jego strefy nurtu. Dało to impuls do pogłębienia się strefy regulacyjnej, a ponadto przyczyniło się do podnoszenia się obszarów międzyostrogowych, co jest zgodne z twierdzeniem I.R. McHenry'ego (1974) o roli erozji w procesie sedymentacji. W rezultacie, po ponad stu latach istnienia zabudowy hydrotechnicznej, dno koryta obniżyło się przeciętnie o 1,3 m, natomiast strefa międzyostrogowa podniosła się około 1,8 m (ryc. 17), tworząc pas nowo powstałej równiny zalewowej o szerokości około 375 m (ryc. 18). Spowodowało to również przekształcenie

procesu korytowego rzeki roztokowej w typ rzeki prostoliniowej lub częściowo ograniczonego ostrogami meandrowania (ryc. 19). Wyspy rzeczne oraz łachy centralne i boczne (fot. 1) zostały zastąpione łachami skośnymi będącymi w alternacji z plosami (fot. 7, 12, ryc. 9). Wraz z tymi przekształceniami koryta nastąpiły także zmiany w ilości transportowanego rumowiska wleczonego z przeciętnie 1,9 mln m³ na rok na 1,3 mln m³ w ciągu roku (rozdz. 4.2.1). Badania dynamiki łach wykazały (rozdz. 6.2.2), że obecnie Wisła na odcinku uregulowanym pod Toruniem transportuje od 84 433 m³ w ciągu roku „suchego” do 2 330 953 m³ w roku wilgotnym – przeciętnie 567 573 m³ za okres lat 1971 – 1990. Transport ten nieznacznie wzrasta wraz z przebytem dystansem w dół rzeki.

W rezultacie XIX-wiecznych prac regulacyjnych, analizowany odcinek dolnej Wisły uległ podziałowi na górny (a, b i c – ryc. 2) – w dalszym ciągu roztokowy i dolny – d (ryc. 2), uregulowany z granicą między nimi w ujściu rzeki Tążyny (fot. 3). Miało to swe odbicie zarówno w zróżnicowaniu transportu rumowiska wleczonego (rozdz. 8), w zmiennej dynamice łach (rozdz. 6.2), jak i w tzw. przejściach progowych procesów korytowych (rozdz. 6.3). Związane z korytem rzeki roztokowej trzy progi geomorficzne zostały zastąpione jednym uniwersalnym progiem wynikającym z dominacji łach skośnych-naprzemianległych odcinka uregulowanego (ryc. 54).

Prace regulacyjne, choć zmniejszyły zagrożenie powodziąmi śróżowo-lodowymi (na początku regulacji nawet je spotęgowały, były to ostatnie tego typu powódzie na tym odcinku – fot. 19), to jednak nie przyczyniły się do wzrostu znaczenia Wisły jako arterii wodnej. Zdaniem R. Ingardena (1921) wręcz spowodowały na niektórych jej odcinkach utrudnienia w żegludze, przewyższając pod tym względem nawet warunki rzeki roztokowej. Było to związane ze zbyt wyprostowanym przebiegiem strefy nurtu, nadmierną akumulacją rumowiska stref międzyostrogowych (generalne podniesienie dna koryta – ryc. 15), oraz wpływem czynnika niehydrologicznego – budowy geologicznej (rozdz. 6.4).

Po II wojnie światowej, w celu „udroźnienia” rzeki, podjęto budowę kaskady dolnej Wisły z jednoczesnym zaniechaniem jej regulacji oraz odnawianiem starej zabudowy hydrotechnicznej. Wybudowanie pierwszego z 7–9 zaprojektowanych stopni wodnych tej kaskady we Włocławku spowodowało zmiany w całym środowisku geograficznym jego sąsiedztwa (Szupryczyński 1986). Tu bowiem, na skutek całkowitego zahamowania transportowanego rumowiska wleczonego w górnej czaszy zbiornika, na dotychczas nie uregulowanym odcinku – c (ryc. 2) dokonały się zmiany o intensywności wiekowych efektów prac regulacyjnych, ale w 5-krotnie krótszym czasie. Po 20 latach działalności zbiornika, poniżej zapory czołowej, wykształcił się na odcinku długości ponad 26 km typ koryta prostoliniowego o obniżonym do 3,5 m dnie erozyjnym i nowej równinie zalewowej (ryc. 28). Natomiast poniżej tej strefy erozyjnej utworzył się odcinek agradacyjny z „utrwalonym” typem rzeki roztokowej (fot. 2, 13 i 14). Strefa ta ulega jednak ustawicznemu kurczeniu się na korzyść transgresywnego odcinka erozyjnego (ryc. 20, 28). Wraz z tymi przekształceniami hydromorfologicznymi koryta następują zmiany w ruchu rumowiska wleczonego (ryc. 62), jak i w składzie

mechanicznym osadów budujących dno – łachy (rozd. 5). Generalnie zaznaczyl się wzrost średniej średnicy ziarn piasku o około 0,1 mm (odcinek uregulowany w XIX w.), przy czym w bezpośrednim sąsiedztwie stopnia wodnego stwierdzono brak aluwów rzecznych. Dno koryta jest tu bowiem zbudowane z ilu, gliny lub pokryte jest glazami (fot. 11, 17). Takie wykształcenie się typu koryta z nowym poziomem zalewowym i erozyjnym dnem strefy regulacyjnej (wyłączając bezpośrednie sąsiedztwo zapory) w znacznej mierze nawiązuje do charakteru odcinka uregulowanego d (ryc. 2). Potwierdza także kierunek rozwoju procesów korytowych określony przez I.R. McHenry'ego (1974). Jest jednocześnie jego odwrotnością, to proces sedymentacji bowiem w zbiorniku wyzwolił impuls do rozwoju procesów erozyjnych poniżej stopnia wodnego.

Istnienie samodzielnego zbiornika na odcinku dolnej Wisły przyczynia się nie tylko do różnicowania procesów korytowych, ale ma także wpływ na gospodarkę człowieka. Działalność erozyjna wód wypływających ze zbiornika powoduje między innymi utrudnienia w poborze i zrzutach wód do Wisły poprzez „zawieszenie” urządzeń hydrotechnicznych. Temu zjawisku podlega także port zimowy we Włocławku (fot. 10) oraz awanport stopnia wodnego. Trudności wynikające z procesu erozji wgłębnej ma żegluga śródlądowa. Wynikają one głównie z wychodni trudno rozmywalnych utworów dennych, tworzących tzw. „rafy” w strefie erozyjnej (fot. 11, 17) i z nagromadzenia się łach piaszczystych w strefie agradacji (fot. 2, 3, 13, 14 i 15). Strefa akumulacyjna stanowi ponadto potencjalne zagrożenie powodzią zatorowymi śryżowo-lodowymi dla Niziny Ciechocińskiej (rozd. 6.4).

Aby zmniejszyć zróżnicowanie procesów korytowych dolnej Wisły, związanych przede wszystkim ze stopniem wodnym Włocławek, a mających generalnie szkodliwy wpływ na gospodarkę człowieka, należy wybudować kaskadę dolnej Wisły, bądź przyspieszyć prace regulacyjne powyżej i poniżej zbiornika. Prace regulacyjne poniżej zbiornika wiążą się ściśle z rozwojem strefy erozyjnej zmierzającej do połączenia się z odcinkiem Wisły (718 km) uregulowanym w II połowie XIX w. Jak wykazuje analiza statystyczna (ryc. 21) danych dotyczących rozwoju strefy erozyjnej (tab. 1), jej czoło osiągnie odcinek uregulowany w około 2008 r. Natomiast dalsza prognoza, dotycząca pełnego wykształcenia się równiny zalewowej, a tym samym nowego typu koryta, nastąpi do około 2020 r. (rozd. 4.2.2). Po tym okresie należy liczyć się ze zmniejszeniem natężenia erozji wgłębnej. Będzie ono wynikało z wyrównywania się spadku dna koryta w profilu podłużnym (ryc. 14) (świadczy o tym m.in. zmieniający się układ prostych regresji – ryc. 20b), wygasania energii rzeki wraz z oddalaniem się czoła strefy erozyjnej od zbiornika oraz ze skoncentrowania procesów korytowych do strefy określonej istniejącą już zabudową hydrotechniczną. Zabudowa hydrotechniczna w postaci ostróg rzecznych odcinka uregulowanego musi jednak ulec renowacji ze względu na jej zły stan. Częste przepływy pełnokorytowe, a przede wszystkim powodziowe występujące w I połowie XX w., jak również nieprawidłowa gospodarka człowieka w obrębie koryta (fragmentaryczne ubytki kamieni z ostróg odcinka uregulowanego zostały przeznaczone na budowę ostróg odcinka

– c (ryc. 2) – informacja od miejscowej ludności) doprowadziły do częściowego zniszczenia ostróg. W ślad za tym następuje rozwój prądów rzecznych wywołujących erozję boczną poszerzającą uregulowane koryto. W strefie między ostrogami tworzą się nowe zatoki o szerokości przekraczającej 20 m (fot. 20). Prowadzi to w efekcie do „dziczenia” rzeki. Dolna Wisła, łącznie z innymi odcinkami, staje się dzięki temu najbardziej zróżnicowanym systemem fluwialnym w Polsce (i nie tylko). Z tego też względu zaleca się podjęcie budowy kaskady dolnej Wisły bądź natychmiastowe wykonanie prawidłowej regulacji koryta odcinków nie uregulowanych z odnową starej zabudowy hydrotechnicznej łącznie. W ten sposób dokona się ujednoczenia warunków hydrodynamicznych rzeki wraz z wyrównaniem transportu rumowiska wlezonego (ryc. 62). Procesy korytowe w jeszcze większym stopniu uzależnione będą od działalności człowieka i w bardziej odpowiedni sposób przez niego kształtowane.



Fot. 20. Brzeg poregulacyjny koryta Wisły powyżej Torunia (Brzoza Toruńska) niszczone na skutek „dziczenia” rzeki (zniszczona zabudowa hydrotechniczna). Linią przerywaną oznaczono maksymalny zasięg linii brzegowej poregulacyjnej.

Fot. lipiec 1991 r.

Post-regulation bank of Vistula channel upstream of Toruń (Brzoza Toruńska), being devastated in consequence of river „braiding” (destroyed hydrotechnical structures). Dashed line marks maximum reach post-regulation bank-line.

Photo July 1991

*

Serdecznie dziękuję Kierownikowi Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Niżu, Profesorowi Janowi Szupryczyńskiemu za ukierunkowanie mnie w pracy badawczej, za zachętę i pomoc w jej realizacji. Dziękuję także Kolegom z Zakładu za owocne dyskusje, pracownikom technicznym zaś za pomoc w pracach terenowych i przygotowaniu niniejszej pracy. Ponadto składam podziękowania pracownikom ODGW w Toruniu i CBSiPBW „Hydroprojekt” – Włocławek za udostępnienie materiałów badawczych.

LITERATURA

- Abdullaev E. A. 1973, *Eksperimentalnoe issledovanie formirovanija oseredkov na rozmyvaemoj modeli*, Trudy GOTKZGI, Gidrometeoizdat, Leningrad, vyp. 209, s. 103–116.
- Alekseevskij N. I. 1986, *Struktura i dynamika grjadovych form ruslovogo reliefa (na primere niznego Dnestra)*, Geomorfologija, VI–VII, 3, s. 36–44.
- Allen J. R. L. 1965, *A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments*, Sedimentology, 5, s. 89–191.
- 1976, *Bed forms and unsteady processes: Some concept of classification and response illustrated by common one-way types*, Earth Surf. Processes, 1, s. 361–374.
- Andrews E. D. 1982, *Bank stability and channel width adjustment, East Fork River, Wyoming*, Water Resour. Res., 18, 4, s. 1184–1192.
- Andrzejewski L. 1984, *Dolina Zgłowiączki – jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i holocenie*, Dok. Geogr., 2.
- Apollov V. A. 1963, *Ucenie o rekach*, Izdat. Mosk. Univ., Moskva.
- Ashley G. M. 1982, *Bedforms in the Pitt River, British Columbia* (w:) A. D. Miall (red.) *Fluvial sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol., Calgary, Alberta, s. 88–104.
- Ashmore P. E. 1982, *Laboratory modelling of gravel braided stream morphology*, Earth Surf. Processes and Landforms, 7, s. 201–225.
- Augustowski B. 1982a, *Wisła Pomorska* (w) A. Piskozub (red.) *Wisła. Monografia rzeki*, WKiŁ, Warszawa, s. 169–180.
- 1982b, *Charakterystyka geomorfologiczna, III* (w:) *Dolina Dolnej Wisły*, Ossolineum, Wrocław, s. 61–79.
- Babiński Z. 1979, *Wstępna charakterystyka utworów powierzchniowych koryta Wisły poniżej stopnia we Włocławku*, Gosp. Wodna, 1, s. 10–12.
- 1981, *Wstępna charakterystyka morfologiczna dna koryta dolnej Wisły na odcinku Włocławek-Świecie w świetle map i fotointerpretacji*, Gosp. Wodna, 4/5, s. 105–109.
- 1982, *Procesy korytowe Wisły poniżej zapory wodnej we Włocławku*, Dok. Geogr., 1/2.
- 1984, *The effects of human activity on changes in the Lower Vistula channel*, Geogr. Pol., 50, s. 271–282.
- 1985, *Hydromorfologiczne konsekwencje regulacji dolnej Wisły*, Przegl. Geogr., 57, 4, s. 471–486.
- 1986, *Zmiany warunków hydrologicznych i morfologicznych Wisły poniżej stopnia wodnego „Włocławek”* (w:) J. Szupryczyński (red.) *Zbiornik Włocławski – niektóre problemy z geografii fizycznej*, Dok. Geogr., 5, s. 41–54.
- 1987, *Morphometry and morphodynamics of the Lower Vistula channel mesoforms*, Geogr. Pol., 53, s. 85–100.
- 1990, *Charakterystyka równiny zalewowej Dolnej Wisły*, Przegl. Geogr., 62, 1/2, s. 159–192.
- Babiński Z., Klimek K. 1990, *The present-day channel and flood-plain of the River Vistula* (w:) L. Starkel (red.) *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years, Part III*, Geogr. Studies, Spec. Iss. 5, s. 62–75.
- Babiński Z., Koutaniemi L. (w druku), *Thresholds and their identification in the Vistula channel*, Quest. Geogr., Poznań.

- Babiński Z., Rosicki A. 1986, *Procesy korytowe Wisły w strefie mostu kolejowego w Toruniu*, maszynopis w Hydroprojekcie O. Włocławek, Włocławek.
- Baker V. R. 1977, *Stream-channel response to floods, with examples from Central Texas*, Geol. Soc. Amer. Bull. 88, s. 1057–1071.
- Banach M. 1985, *Osady denne – wskaźnik hydrodynamiki Zbiornika Włocławskiego*, Przegł. Geogr., 57, 4, 487–497.
- 1986, *Przekształcenia brzegów zbiornika włocławskiego* (w:) J. Szupryczyński (red.) *Zbiornik Włocławski – niektóre problemy z geografii fizycznej*, Dok. Geogr., 5, s. 25–37.
- Baraniecka M. D., Konecka-Betley K. 1987, *Fluvial sediments of the Vistulian and Holocene in the Warsaw Basin* (w:) L. Starkel (red.) *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years, Part II*, Geogr. Studies, Spec. Iss., 4, s. 151–170.
- Barwis J. H. 1978, *Sedimentology of some South Carolina Tidal-Creek Point Bars, and a comparison with their fluvial counterparts* (w:) A. D. Miall (red.) *Fluvial sedimentology*, Can. Soc. of Petrol. Geol., Calgary, Alberta, s. 129–161.
- Baumgart-Kotarba M. 1983, *Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych*, Prace Geogr. IGI/PZ PAN, 145.
- Begin Z. B., Meyer D. F., Schumm S. A. 1980, *Knickpoint migration due to baselevel lowering*, J. Waterway Port Coast. Ocean Div., WW3, s. 369–387.
- Belyj B. V. i inni, 1983, *Usłowija formirowanija, morfologija, dinamika i regulirovanie rusła srednego i niznego Wiluja* (w:) R. S. Chalov (red.) *Erozija pocv i ruslowye processy*, Izdat. Mosk. Univ., Moskwa.
- Berkovic K. M., Zajcev A. A., Lodina R. V., Chalov R. S. 1985, *Ruslowye processy na bolsich rekach Vostocnoj Sibirii s galecno-volunnym alluwiem i osobennosti ich regulirovanija*, Vestn. Mosk. Univ., Geogr., 5, 3, s. 35–41.
- Biernacki Z. 1975, *Holocene and Late Pleistocene alluvial sediments of the Vistula River near Warsaw*, Bull. Geol., 19, s. 199–217.
- Bittner A. 1976, *Poprawa głębokości żeglugowych na Wiśle poniżej Włocławka*, Gosp. Wodna, 10.
- Bluck B. J. 1987, *Bed forms and clast size changes in gravel-bed rivers* (w:) K. Richards (red.) *River channels: Environment and process*, Basil Blackwell Inc., New York, s. 159–178.
- Born A. 1958, *Włeczenie materiału dennego w korytach rzek i potoków*, Wiad. Sl. Hydrol. Met. PIHM, Warszawa, 3, s. 3–29.
- Borówko-Dłużakowa Z. 1961, *Badania Palynologiczne torfowisk na lewym brzegu Wisły między Gąbinem, Gostyninem a Włocławkiem*, Z. Badań Czwartorzędu w Polsce, 10, Biul. PIG, 169, s. 107–130.
- Bradshaw M. J., Abbott A. J., Gelsthorpe A. P. 1978, *The Earth's changing surface*, Hodder and Stroughton, London-Sydney-Auckland-Toronto, II, s. 115–185.
- Brański J. 1972, *Bilans transportu rumowiska unoszonego wzdłuż biegu Wisły*, Gosp. Wodna, 3, s. 93–95.
- Bray D. J., Kellerhals R. 1982, *Some Canadian examples of the response of rivers to man-made changes* (w:) D. D. Rhodes, G. P. Williams (red.) *Adjustment of the fluvial system*, London.
- Bridge J. S., Jarvis J. 1976, *Flow and sedimentary processes in the meandering river South Esk, Glen Clova, Scotland*, Earth Surf. Processes, 1, s. 303–336.
- 1982, *The dynamics of a river bend: A study in flow and sedimentary processes*, Sedimentology, 4, s. 499–541.
- Brookes A. 1988, *Channelized rivers, Perspectives for environmental management*, J. Wiley and Sons, Chichester-New York-Brisbane-Toronto-Singapore.
- Bull W. B. 1979, *Threshold of critical power in streams*, Geol. Soc. Am. Bull., 90, s. 453–464.
- 1980, *Geomorphic thresholds as defined by ratios* (w:) D. R. Coates i J. D. Vitek (red.) *Thresholds in geomorphology*, Allen and Unwin, s. 259–263.
- Burnett A. W., Schumm S. A. 1983, *Alluvial-river response to neotectonic deformation in Louisiana Mississippi*, Science, 222, s. 49–50.
- Butakova N., Ilina M. A. 1976, *Sezonnye pereformirovanija rusła Maloj Severnoj Dviny na učastke Aristovskich perekatov*, Mosk. Univ. (materiały z konferencji), s. 266–268.

- Cant D. J. 1978, *Development of a facies model for sandy braided river sedimentation: comparison of the South Saskatchewan River and the battery point formation* (w:) A. D. Miall (red.), *Fluvial sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol., Calgary, Alberta, s. 627–639.
- Cant D. J., Walker R. G. 1978, *Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada*, *Sedimentology*, 25, s. 625–648.
- Carson M. A. 1984, *Observations on the meandering-braided river transition, the Canterbury Plains, New Zealand*, *New Zealand Geogr.*, 40, 1, s. 12–17.
- Castiglioni G. B., Pellegrini G. B. 1981, *Two maps on the dynamics of a river bed*, International Symposium on Erosion and Sediment Transport Measurement, Florence.
- Chalov R. S. 1974, *Vijanie pobočnej perekatov na dinamiku recnych beregov*, *Vestn. Mosk. Univ.*, 4, s. 35–39.
- 1975, *Ispol'zovanie osobennostej režima razvetvlennych rusel dla rekonstrukcii vodnych putej*, *Vestn. Mosk. Univ.*, 4, s. 51–58.
- 1979, *Geografičeskie issledovanija ruslovyh processov*, Izdat. Mosk. Univ., Moskva.
- 1983, *Factory ruslovyh processov i ierarchija ruslovyh form*, *Gcomorf.*, 2, s. 16–26.
- 1984, *Gornyje, polugornyje i ravninnye reki. Tipy rusel, ich relief i zakonomernosti formirovanija* (w:) N. I. Makkaveev, R. S. Chalov (red.) *Eroziennye processy, IV, Rečnaja erozija*, Mysl', Moskva, s. 169–191.
- Chalov R. S., Belyj B. V. 1975, *Rajonirovanie territorii Sibiri po charakteru rusloformirujuščich dejatelnosti rek*, *Met. Hidrol.*, 12, s. 76–88.
- 1984a, *Regionalnye osobennosti rusloformirujuščich raschodov vody na rekach srednej Asii*, *Izv. AN SSSR, Geogr.* 5, s. 107–116.
- 1984b, *Rusloformirujuščie raschody vody* (w:) N. I. Makkaveev, R. S. Chalov (red.) *Eroziennye processy, IV, Rečnaja erozija*, Mysl', Moskva, s. 155–162.
- Chang H. H. 1985, *Formation of alternate bars*, *J. Hydraul. Engin., Am. Soc. Civ. Engrs (ASCE)*, 111, 11, s. 1412–1427.
- Cherkauer D. S. 1973, *Minimization of power expenditure in a rifflepool alluvial channel*, *Water Resour. Res.* 9. 6. s. 1613–1628.
- Church M., Gilbert R. 1975, *Proglacial fluvial and lacustrine environments*, *Glaciofil. Glaciolacustr. Sed.*, 23, s. 22–100.
- Church M. Johnes D. 1982, *Channel bars in gravel-bed rivers* (w:) R. D. Hey, J. C. Bathurst, C. R. Thorne (red.) *Gravel-bed rivers*, J. Wiley and Sons, Chichester-New York-Brisbane-Toronto-Singapore, s. 291–338.
- Coates D. R., Vitek J. D. 1980, *Perspectives on geomorphic thresholds*, (w:) D. R. Coates, J. D. Vitek (red.) *Thresholds in geomorphology*, G. Allen and Unwin, London-Boston-Sydney, s. 3–23.
- Collinson J. D. 1970, *Bedforms of the Tana River, Norway*, *Geogr. Annaler*, s. 31–56.
- Costa J. E. 1988, *Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flow, and debris flows* (w:) V. R. Baker, R. C. Kochel, P. C. Patton (red.) *Flood geomorphology*, J. Wiley and Sons, New York-Chichester-Brisbane-Toronto-Singapore, s. 113–122.
- Crowley K. D. 1983, *Large-scale bed configuration (macroforms), Platte River Basin, Colorado and Nebraska: Primary structures and formative processes*, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, s. 117–133.
- Cyberski J. 1982, *Charakterystyka hydrologiczna dolnej Wisły* (w:) B. Augustowski (red.) *Dolina Dolnej Wisły*, Ossolineum, Wrocław, s. 103–153.
- Davydov L. K., Dmitreva A. A., Konkina N. G. 1973, *Obščaja gidrologija*, *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
- Dietrich W. E. 1987, *Mechanics of flow and sediment transport in river bends* (w:) K. Richards (red.) *River channels: Environment and process*, Basil Blackwell Inc., New York, s. 179–227.
- Dolling R. K. 1986, *Occurrence of pools and riffles: An element in the quasi-equilibrium state of river channels*, *Ontario Geogr.*, 2, s. 3–11.
- Drozdowski E. 1974, *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*, *Prace Geogr. IG PAN*, 104.
- 1982, *The evolution of the Lower Vistula River valley between the Chełmno Basin and the Grudziądz*

- Basin (w:) L. Starkel (red.) *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years, Part I*, Geogr. Studies, Spec. Iss., s. 131–148.
- 1987, *Streamflow characteristics of the Lower Vistula River and general morphological features of the Lower Vistula valley* (w:) Joint Meeting IGU Guide-Book of Excursion, IGiPZ PAN, Toruń, s. 7–12.
- Drozdowski E., Berglund B. E. 1976, *Development and chronology of the Lower Vistula River valley, North Poland*, Boreas, 5, s. 95–107.
- Dunne T., Leopold L. B. 1978, *Water in environmental planning*, W. H. Freeman and Co., San Francisco.
- Dury G. H. 1969, *Relation of morphometry to runoff frequency* (w:) R. J. Chorley (red.) *Introduction to fluvial processes*, Methuen and Co. Ltd. London.
- 1970, *General theory of meandering valleys and underfit streams* (w:) G. H. Dury (red.) *Rivers and river terraces*, New York-Washington, s. 264–275.
- Fairbridge R. W. 1980, *Thresholds and energy transfer in geomorphology* (w:) D. R. Coates, J. D. Vitek (red.) *Thresholds in geomorphology*, G. Allen and Unwin, London-Sydney, s. 43–49.
- Fairbridge R. W., Bourgeois J. 1980, *The encyclopedia of sedimentology*, Dowdco, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, s. 56–59.
- Falkowski E. 1967, *Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost-Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju*, Biul. Inst. Geol., 198, IV, Warszawa, s. 57–131
- 1982, *Wisła Mazowiecka* (w:) A. Piskozub (red.) *Wisła. Monografia rzeki*, II, WKiŁ, Warszawa.
- Ferguson R. I. 1981, *Channel forms and channel changes*, (w:) J. Lewin (red.) *British rivers*, IV, G. Allen and Unwin, s. 90–125.
- 1987, *Hydraulic sedimentary controls of channel pattern* (w:) K. Richards (red.) *River channels: environment and process*, Basil Blackwell Inc., New York, s. 129–158.
- Ferguson R. I., Werritty A. 1983, *Bar development and channel changes in the gravelly river feshie, Scotland*, Sedimentology, 6, s. 181–193.
- Florek E., Florek W., Mycielska-Dowgiałło E. 1987, *Morphogenesis of the Vistula valley between Kępa Polska and Płock in the Late Glacial and Holocene* (w:) L. Starkel (red.) *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years, Part II*, Geogr. Studies, Spec. Iss., 4, s. 189–205.
- Florek W., 1982, *Development of the Lower Bóbr valley floor with emphasis on the Late Holocene*, Quest. Geogr., 8, s. 91–119.
- Friend P. F., Slater M. J. Williams R. G. 1979, *Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain*, J. Geol. Soc., London, 136, s. 39–46.
- Galon R. 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, Bad. Geogr. Pol. Półn.-Zach., 12/13, Poznań.
- 1953, *Morfologia doliny i sandru Brdy*, Studia Soc. Sci. Toruń., C, 1, 6, Toruń.
 - 1972, *Geomorfologia Polski, T 2, Niż Polski*, PWN, Warszawa.
- Glazik R. 1978, *Wpływ zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku na zmiany stosunków wodnych w dolinie*, Dok. Geogr., 2/3.
- Gohain K., Parkash B. 1990, *Morphology of the Kosi Megafan* (w:) A. H. Rachocki, M. Church (red.) *Alluvial fans: A field approach*, J. Wiley and Sons, Chichester-New York-Brisbane-Toronto-Singapore, s. 151–178.
- Gradziński R. 1973, *Wyróżnienie i klasyfikacja kopalnych osadów rzecznych*, Postępy Nauk Geol., 5, s. 57–112.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R. 1976, *Sedymentologia*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Graf W. L. 1975, *The impact of suburbanization of fluvial geomorphology*, Water Resour. Res., 11, 5, s. 690–692.
- 1978, *Fluvial adjustments to the spread of tamarisk in the Colorado Plateau Region*, Geol. Soc. Amer. Bull. 89, s. 1491–1501.
- Gregory D. I., Schumm S. A. 1987, *The effect of active tectonics on alluvial river morphology* (w:) K. Richards (red.) *River channels: Environment and process*, Basil Blackwell Inc., New York, s. 41–68.

- Gregory K. J. 1987, *River channels* (w:) K.J. Gregory, D. E. Walling (red.) *Human activity and environmental processes*, J. Wiley and Sons, Chichester-New York-Birsbane-Toronto-Singapore, s. 207–235.
- Gregory K. J., Brookes A. 1983, *Hydromorphology downstream from bridges*, Appl.Geogr., 3, s. 145–159.
- Gregory K. J., Madew J. R. 1982, *Land use change frequency and channel adjustment* (w:) R. D. Hey, J. C. Bathurst, C. R. Thorne (red.) *Gravel-bed rivers*, J. Wiley and Sons, Chichester-New York-Brisbane-Toronto-Singapore, s. 757–781.
- Grišanin K. V. 1979, *Dinamika ruslovyh potokov*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Grześ M. 1985, *Problem zatorów i powodzi zatorowych na dolnej Wiśle*, Przegł. Geogr., 57, 4, s. 499–525.
- 1991, *Zatory i powódzie zatorowe na dolnej Wiśle. Mechanizmy i warunki*, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Grześ M., Babiński Z. 1987, *Analiza morfologii dna koryta Wisły w rejonie mostu w Wyszogrodzie*, maszynopis w IGiPZ PAN w Toruniu.
- Gupta A., Fox H. 1974, *Effects of high-magnitude floods on channel form: A case study in Maryland Piedmont*, Water Resour. Res. 10, 3, s. 499–509.
- Hammer T. R. 1972, *Stream channel enlargement due to urbanization*, Water Resour. Res., 8, 6, s. 1530–1540.
- Hein F. J., Walker R. G. 1977, *Bar evolution and development of stratification in the gravelly braided Kicking Horse River*, B. C., Can. J. Earth Sci., 14, s. 562–570.
- Hey R. D. 1986, *River mechanics*, J. Inst. Water Engin., The Lovensham Press, England, 40, 2, s. 139–158.
- Hickin E. J. 1983, *River channel changes: Retrospect and prospect* (w) J. D. Collinson, J. Lewin (red.) *Modern and ancient fluvial system*, Special Publ. Intern. Ass. Sediment., 6, Oxford-London-Edinburgh-Boston-Melbourne, s. 61–83.
- Hjulström F. 1935, *Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris*, Inaugural Dissertation, Uppsala, s. 251–257.
- Hooke J. M. 1986, *The significance of mind-channel bars in an active meandering river*, Sedimentology, 33, s. 839–850.
- Hooke J. M., Harvey A. M. 1983, *Meander changes in relation to bend morphology and secondary flows* (w) J. D. Collinson, J. Lewin (red.) *Modern and ancient fluvial system*, Blackwell Sci. Publ., s. 121–132.
- Ingarden R. 1921, *Rzeki i kanały żeglowne w b. trzech zaborach i znaczenie ich gospodarcze dla Polski*, Ministerstwo Robót Publicznych, Warszawa.
- Jackson II R. G. 1976, *Largescale ripples of the Lower Wabash River*, Sedimentology, 23, s. 593–623.
- Jaeggi M. N. R. 1984, *Formation and effects of alternate bars*, J. Hydraul. Engin., Am. Soc. Civ. Engrs (ASCE), 110, 2, s. 142–156.
- Kaszowski L., Kotarba A., 1970, *Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych*, Prace Geogr. IG PAN, 80, s. 5–87.
- Keller E. A. 1971, *Areal sorting of bed-load material: Hypothesis of velocity reversal*, Geol. Soc. Am. Bull., 82, s. 753–756.
- 1972, *Development of alluvial channels; A five-stage model*, Geol. Soc. Am. Bull., 83, s. 1531–1536.
- Keller A. E., Melhorn W. N. 1973, *Bedforms and fluvial processes in alluvial stream channels: Selected observation* (w:) M. Morisawa (red.) *Fluvial geomorphology*, State Univ. of New York, Binghamton, s. 253–284.
- 1978, *Rhythmic spacing and origin of pools and riffles*, Geol. Soc. Am. Bull., 89, s. 723–730.
- Kellerhals R., Church M., Bray D. I. 1976, *Classification and analysis of river processes*, J. Hydraul. Div., HY 7, s. 813–829.
- Klimek K. 1972, *Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidararsandur (Islandia)*, Prace Geogr. IG PAN, 94.
- 1983, *Erozja wgłębna dopływów Wisły na przedpolu Karpat* (w:) *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, PWN, Warszawa-Łódź.

- Knighon A. D. 1980, *Longitudinal changes in size and sorting of stream-bed material in four English rivers*, Geol. Soc. Am. Bull. 91, s. 55–62.
- 1984, *Fluvial forms and processes*, E. Arnold, London.
- 1987, *River channel adjustment – the downstream dimension* (w:) K. Richards (red.) *River channels: Environment and process*, Basil Blackwell Inc., New York, s. 95–108.
- Koc L. 1972, *Zmiany koryta Wisły w XIX i XX wieku między Plockiem a Toruniem*, Przegl. Geogr., 44, 4, s. 703–719.
- 1975, *Zmiany koryta Wisły między kotliną Plocką a ujściem Drwęcy*, maszynopis w IGiPZ PAN w Toruniu.
- Kociszewska-Musiał G. 1969, *The part played in the deposits of today's Vistula by material brought in the tributaries*, Geogr. Pol., 17, 353–369.
- Kondratev N. E. 1968, *Gidromorfologičeskie osnovy rascetov svobodnogo meandrirovaniija*, Trudy GGI. 155, Leningrad, s. 5–38.
- Kondratev N. E., Popov I. V. 1967, *Metodiceskie predposylki k postanovke setevych nabljudenij za ruslovym processom*, Trudy GGI, 144, Leningrad, s. 118–149.
- Kondratev N. E., Popov I. V., Sniščenko B. E. 1975, *Teorija i metody rasceta ruslovych processov* (w:) *Trudy IV Vsesojuznogo Hidrologičeskogo S'ezda*, 1, Hidrometeoizdat, Leningrad, s. 139–151.
- 1982, *Osnovy gidromorfologičeskoj teorii ruslovogo processa*, Hidrometeoizdat, Leningrad.
- Kondratev N. E., Trachtenberg B. K. 1974, *Gidravličeskij rasčet plosovoj lozbniny*, Trudy GOTKZGI, 216, Leningrad, s. 5–24.
- Kornacki Z. 1965, *Prace regulacyjne na Wiśle i osiągnięte wyniki*, Gosp. Wodna, 10, s. 369–371.
- 1966, *Oddziaływanie stopnia piętrzącego na koryto rzeki w dolnym stanowisku*, Gosp. Wodna, 1.
- Kostrzewski A. 1970, *Uziarnienie i obróbka współczesnych aluwiów Bobru jako wyraz dynamiki rzeczno-środowiska sedymentacyjnego*, Pozn. TPN, Wydz. Mat.-Przyr., 8, 4 Poznań.
- Kozarski S., Rotnicki K. 1978, *Problemy późnowurmiskiego i holocenińskiego rozwoju den dolinnych na niżu Polskim*, Pozn. TPN, PWN, Warszawa – Poznań.
- Krigström A. 1962, *Geomorphological studies of sandur plains and their braided rivers in Iceland*, Geogr. Ann., 3/4.
- Kucharski M. 1966, *Geomorfologia i czwartorzęd doliny Wisły w okolicach Ciechocinka*, Zesz. Nauk. UMK, Geogr., V, 14, s. 37–58.
- Kurpijanov V. V., Kopaljani Z. D. 1979, *Resume of research into river channel changes conducted in the USSR*, Hydrol. Sci. Bull. Sci. Hydrol., 24, 3, s. 345–349.
- Laskowska-Wysoczyńska W. 1964, *Przekrój geologiczny przez utwory czwartorzędowe na linii Wyszogród–Sochaczew*, Acta Geol. Pol., 14, 3, s. 361–374.
- Lceder M. R. 1983, *On the interactions between turbulent flow, sediment transport and bedform mechanics in channelized flows* (w:) J. D. Collinson, J. Lewin (red.) *Modern and ancient fluvial system*, Special Publ. Intern. Ass. Sedim., 6, Oxford – London – Edinburgh – Boston – Melbourne, s. 5–18.
- Leopold L. B. 1982, *Water surface topography in river channels and implications for meander development* (w:) R. D. Hey, J. C. Bathurst, C. R. Thorne (red.) *Gravel-bed rivers*, J. Wiley and Sons, Chichester-New York-Toronto-Singapore, s. 359–388.
- Leopold L. B., Wolman M. G. 1957, *River channel patterns: Braided, meandering and straight*, Geol. Surv. Prof. Paper, 282-B, Washington.
- 1970, *River channel patterns* (w:) G. H. Dury (red.) *Rivers and river terraces*, New York-Washington, s. 197–237.
- Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P. 1964, *Fluvial processes in geomorphology*, Freeman and Co., San Francisco.
- Levasov A. A. 1976, *Donnyje nanosy i grjady r. Nadm*, Met. Hidrol., 3, s. 85–88.
- 1982, *Ob opredelenii skorosti razvitija morfologičeskich obrazovanij v ruzlach rek po kosvennym priznakom*, Met. Hidrol., 1, s. 97–99.
- Levey R. A. 1978, *Bedform distribution and internal stratification of coarse-grained point bars*, Upper

- Congaree River S. C. (w:) A. D. Miall (red.) *Fluvial sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol., Calgary, Alberta, Canada, s. 105–129.
- Lisle T. 1979, *A sorting mechanism for a riffle-pool sequence: Summary*, Geol. Soc. Am. Bull., 90, s. 616–617.
- Lyons J. K., Beschta R. L. 1983, *Land use, floods, and channel changes: Upper Middle Fork Willamette River, Oregon (1936–1980)*, Water Resour., 19, 2, s. 463–471.
- Machalewski W., Miłkowski M., Rozwadowski J. 1974, *Wpływ stopnia wodnego we Włocławku na warunki żeglugowe dolnej Wisły*, Gosp. Wodna, 3, s. 114–117.
- Makkaveev N. I. 1955, *Ruslo reki i erozja w eo baseine*, Izdat. Akad. Nauk SSSR, Moskva.
- Makkaveev N. I., Chalov R. S. 1986, *Roslovyje processy*, Izdat. Mosk. Univ., Moskva.
- Makowska A., Skompski S. 1966, *Przekrój geologiczny przez dolinę Wisły w okolicy Dobrzykowa*, Przegł. Geol., 5, s. 214–218.
- Maruszczak H. 1982, *Wisła Lubelska (w:) A. Piskozub (red.) Wisła. Monografia rzeki, II, WK i Ł, Warszawa*, s. 125–136.
- Material włączony i unoszony w korycie Wisły*, 1954, Prace PIHM, 33, Warszawa
- McHenry I. R. 1974, *Reservoir sedimentation*, Water Res. Bull., Am. Water Res. Ass., 10, 2, s. 329–337.
- Meyerink A. M. J. 1970, *Photo-interpretation in hydrology. A Geomorphology approach*, ITC Textbook, Delft.
- Milne J. A. 1979, *The morphological relationships of bends in confined stream channels in Upland Britain (w:) A. F. Pitty (red.) Geographical approaches to fluvial processes*, Geo-Abstracts, Norwich, England, 13, s. 215–239.
- 1982, *Bed forms and bend-arc spacing of some coarse-bedload channels in Upland*, Earth Surf. Processes and Landforms, 7, s. 227–240.
- Monografia dróg wodnych śródlądowych w Polsce*, 1985, WKiŁ, Warszawa.
- Mosley M. P. 1982, *Analysis of the effect of changing discharge on channel morphology and instream uses in a braided river, Ohau River, New Zealand*, Water Resour. Res., 18, 4, s. 800–812.
- Mroziński J., Polujkis A. 1974, *Analiza przebiegu procesu erozji koryta rzeki Wisły poniżej stopnia we Włocławku w latach 1971–1973. Podsumowanie badań i opracowanie zasad określania zmian zachodzących w korytach rzek na odcinkach o wymuszonej erozji*, Zakład Fizyki Wody IMGW, Warszawa.
- Mycielska-Dowgiałło E. 1972, *Rozwój doliny środkowej Wisły w holocenie w świetle badań z okolic Tarnobrzega*, Przegł. Geogr., 44, s. 73–83.
- 1977, *Channel pattern changes during the Last Glaciation and Holocene, in the Northern Part of the Sandomierz Basin and the Middle Part of the Vistula Valley, Poland*, (w:) K. J. Gregory (red.) *River channel changes*, J. Wiley and Sons, Chichester-New York-Brisbane-Toronto, s. 75–87.
- 1980, *Wstęp do sedimentologii*, WSP, Kielce.
- Nakagawa T. 1983, *Boundary effects on stream meandering and river morphology*, Sedimentology, 30, s. 117–127.
- Niewiarowski W. 1987, *Evolution of the Lower Vistula valley in the Unisław Basin and at the river gap to the north of Bydgoszcz-Fordon*, (w:) L. Starkel (red.) *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years, Part II*, Geogr. Studies, Spec. Iss., 4, s. 233–252.
- Niewiarowski W., Tomczak A. 1969, *Morfologia i rozwój rzeźby obszaru miasta Torunia i jego okolic*, Zesz. Nauk. UMK. Geogr., 6, s. 39–89.
- Osterkamp W. R. 1982, *Invariant power fluctuations as applied to fluvial geomorphology*, (w:) D. D. Rhodes, G. P. Williams (red.) *Adjustment of the fluvial system, I – Fluvial theory*, G. Allen and Unwin, London, s. 33–54.
- Oya M., Maruyama S. 1987, *Flooding and urbanization in the lowlands of Tokyo and vicinity*, Natural Disaster, 9, 2, s. 1–21.
- Page K., Nanson G. 1982, *Concave-bank benches and associated floodplain formation*, Earth Surf. Processes and Landforms, 7, s. 529–543.
- Panzer W. 1975, *Geomorphologie. Das geographische Seminar*, Westermann.

- Park C. C. 1977, *Man-induced changes in stream channel capacity* (w:) K.J. Gregory (red.) *Rivier channel changes*, J. Wiley and Sons, Chichester-New York-Brisbane-Toronto, s. 121–144.
- Patton P. C. 1988, *Drainage basin morphometry and floods* (w:) V. R. Baker, R. C. Kochel, P. C. Patton (red.) *Flood geomorphology*, J. Wiley and Sons, New York-Chichester-Brisbane-Toronto-Singapore, s. 51–64.
- Petts G. E. 1984, *Sedimentation within a regulated river*, *Earth Surf. Processes and Landforms*, 9, s. 125–134.
- Petts G. E., Pratts J. D. 1983, *Channel changes following reservoir construction on a lowland English rivers*, *Catena*, 10, s. 77–85.
- Petts G. E., Thoms M. C. 1987, *Morphology and sedimentology of a tributary confluence bar in a regulated river: North Tyne, U. K.*, *Earth Surf. Processes and Landforms*, 12, s. 433–440.
- Popov I. V. 1960, *Issledovanie morfologii rek pri rešeni zadač chozjajstvennogo osvoenija pojm*, *Trudy GGI*, 74, Leningrad, s. 22–54.
- 1965, *Primenenie gidrologo-morfologičeskogo analiza pri projektirovanii vodozaborov*, *Trudy GGI*, 120, Leningrad, s. 37–54.
- 1977, *Zagadki rečnogo rusla*, *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
- Prestegard K. L. 1983, *Bar resistance in gravel bed streams at bankfull stage*, *Water Resour. Res.* 19, 2, s. 472–476.
- Rachocki A. H. 1978, *Wpływ roślinności na kształtowanie koryt i brzegów rzek*, *Przegl. Geogr.*, 50, 3, s. 469–481.
- 1981, *Alluvial fans*, J. Wiley and Sons, Chichester-New York-Brisbane-Toronto.
- Raynov S., Pechinov D., Kopaliany Z. 1986, *River response to hydraulic structures* (w:) R. D. Hey (red.), UNESCO, Paris.
- Reid I., Frostick I. E., Layman J. T. 1985, *The incidence and nature of bedload transport during flood flows in coarse-grained alluvial channels*, *Earth Surf. Processes and Landforms*, 10, s. 33–44.
- Richards K. S. 1976a, *Channel width and the riffle-pool sequence*, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, s. 883–890.
- 1976b, *The morphology of riffle-pool sequences*, *Earth Surf. Processes*, 1, s. 71–88.
- 1978, *Simulation of flow geometry in a riffle-pool stream*, *Earth Surf. Processes*, 3, s. 345–354.
- Rosicki A. 1987, *Erozja rzeki poniżej stopnia we Włocławku* (w:) *Konferencja Naukowo-Techniczna „Problemy Eksploatacyjne Zbiornika Wodnego Włocławek”*, NOT, Płock, s. 23–44.
- Rossinski K. I., Kuzmin I. A. 1958, *Zakonomernosti formirovanija rečnih rusel* (w:) *Ruslovyje processy*, Izdat. AN SSSR, Moskva.
- Rundle A. 1985, *Braid morphology and the formation of multiple channels*, *The Rakaia, New Zealand*, *Z. Geomorph.*, Berlin-Stuttgart, 55, s. 15–37.
- Rust B. R. 1972, *Structure and process in a braided river*, *Sedimentology*, 18, 3/4, s. 221–245.
- Ruszczynska-Szenajch H. 1964, *Plejstocen w okolicach Wyszogrodu nad Wisłą*, *Acta Geol. Pol.*, 14, 3, s. 341–362.
- Rybczyński M. 1935, *Drogi wodne na Pomorzu*, Wyd. Inst. Bałtyckiego, Toruń.
- Schumm S. A. 1977, *The fluvial system*, J. Wiley and Sons, New York-London-Sydney-Toronto.
- 1979, *Geomorphic thresholds: the concept and its applications*, *Transactions. New Series 4*; 4, s. 485–515.
- 1980, *Some applications of the concept of geomorphic thresholds* (w:) D. R. Coates, J. D. Vitek (red.) *Thresholds in geomorphology*, G. Allen and Unwin, London-Boston-Sydney, s. 473–485.
- 1981, *Evolution and response of the fluvial system sedimentologic implications*, *SEPM, Special Publ.* 31, s. 19–29.
- 1985, *Explanation and extrapolation in geomorphology: Seven reasons for geologic uncertainty*, *Transactions, Japan Geomorph. Union*, 6/1, s. 1–18.
- Schwartz D. E. 1978, *Hydrology and current orientation analysis of a braided-to-meandering transition: The Red river in Oklahoma and Texas, USA* (w:) A. D. Miall (red.) *Fluvial sedimentology*, *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Calgary, Alberta, Canada, s. 231–256.
- Shen H. W. 1979, *Additional remarks on extremal floods channel patterns*, (w:) H. W. Shen (red.) *Modeling of rivers*, J. Wiley and Sons, New York-Chichester-Brisbane-Toronto.

- Sidorčuk A. J. 1984, *Struktura reliefu rečnogo rusla*, Vestnik Mosk. Univ., 2, s. 17–23.
- Simons D. B. 1979, *River and canal morphology* (w:) H. W. Shen (red.) *Modelling of rivers*, J. Wiley and Sons, New York-Chichester-Brisbane-Toronto.
- Simons D. B., Richardson E. V., Nordin C. F. 1972, *Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels* (w:) S. A. Schumm (red.) *River morphology*, Benchmark Papers in Geology, Dowden, Hutchinson and Poss, Stroudsburg, Pennsylvania.
- Simons D. B., Ward T. J., Li R. M. 1979, *Sediment sources and impact in the fluvial system* (w:) H. W. Shen (red.) *Modelling of rivers*, J. Wiley and Sons, New York-Chichester-Brisbane-Toronto.
- Skiibiński J. 1985, *Charakterystyka morfologiczna Wisły na odcinku Modlin-Włocławek oraz zmiany powstałe w ukształtowaniu dna w wyniku spiętrzenia wody w Zbiorniku Włocławskim* (w:) W. Majewski (red.) *Powódź zatorowa na Wiśle w rejonie Zbiornika Włocławek w zimie 1982 r.*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 35–49.
- Skompski S. 1960, *Najmłodsze utwory geologiczne okolic Gąbina*, Przegl. Geol., 7, s. 385–386.
- 1961, *Stratygrafia geologiczna niektórych torfowisk na lewym brzegu Wisły między Gąbinem, Gostyninem a Włocławkiem*, Z badań Czwartorzędu w Polsce, 10, Biul. PIG, 169, s. 91–105.
- 1969, *Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej*, Z badań Czwartorzędu w Polsce, Biul. PIG, 220, s. 175–258.
- Smith D. G. 1980, *River ice processes: Thresholds and geomorphologic effects in northern and mountain rivers* (w:) D. R. Coates i J. D. Vitek (red.) *Thresholds in geomorphology*, G. Allen and Unwin, s. 323–343.
- Smith D. I., Stopp P. 1978, *The river basin*, Cambridge Univ., London-New York-Melbourne.
- Smith N. D. 1982, *Some comments on terminology for bars in shallow rivers* (w:) A. D. Miall (red.) *Fluvial sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol., Calgary, Alberta, Canada, s. 85–88.
- Sniščenko B. F. 1980, *K rasčetu dliny pieszczanych grjad w otkrytych potokach*, Met. Hidrol., 2, s. 89–96.
- Starkel L. 1977, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa.
- Sundborg A. 1956, *The river Klarälven. A study of fluvial processes*, Stockholm.
- 1967, *Some aspects on fluvial sediments and fluvial morphology*, Geogr. Ann., 49, Seria A., s. 333–343.
- 1978, *River processes in different climates*, Japan Geomorph. Union, 87,3(825), s. 114–128.
- Szubstarski A., Wszelaczyński W. 1976, *Regulacja uzupełniająca dolnej Wisły*, Gosp. Wodna, 6, s. 182–186.
- Szumański A. 1982, *The evolution of the lower San river valley during the late glacial and the Holocene*, (w:) L. Starkel (red.) *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years, Part I*, Geogr. Studies, Spec. Iss., 1, s. 57–78.
- Szupryczyński J. 1986, *Zbiornik Włocławek – niektóre problemy z geografii fizycznej*, Dok. Geogr., 5.
- Śliwczyński A. 1973, *Procesy dynamiczne w korycie Wisły dolnej i ich wpływ na warunki żeglugi*, Gosp. Wodna, 6.
- Task force on bed forms in alluvial channels of the Committee on Sedimentation*, 1966, J. Hydraul. Div., HY 3, s. 51–64.
- Teisseyre A. K. 1984, *Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967-1982)*, Geol. Sudet., 19, 1, s. 7–71.
- Thompson A. 1986, *Secondary flows and the pool-riffle unit: A case study of the processes of meander development*, Earth Surf. Processes and Landforms, 11, s. 631–641.
- Thornes J. 1979, *Fluvial processes* (w:) C. Embleton, J. Thornes (red.) *Process in geomorphology*, E. Arnold, London, 7, s. 213–271.
- Tomczak A. 1971, *Kępa Bazarowa na Wiśle w Toruniu w świetle badań geomorfologicznych oraz archiwalnych materiałów kartograficznych*, Studia Soc. Sci. Torun., 7, 6, Toruń.
- 1982, *The evolution of the Vistula River valley between Toruń and Solec Kujawski during the late Glacial and the Holocene* (w:) L. Starkel (red.) *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years, Part I*, Geogr. Studies, Spec. Iss., 1, s. 109–130.
- 1987, *Evolution of the Vistula valley in the Toruń Basin in the late Glacial and Holocene* (w:)

- L. Starkel (red.) *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years, Part II*, Geogr. Studies, Spec. Iss., 4, s. 207–231.
- Van den Barg J. H. 1987, *Bedform migration and bed-load transport in some rivers and tidal environments*, Sedimentol., 34, s. 681–698.
- Vaznov A. N. 1976, *Gidrologija rek*, Izdat. Mosk. Univ., Moskva.
- Veksler A. B., Donenberg V. M. 1984, *Transformacja rusła r. Obi w niznim biegu Novosibirskiego gidrouzla*, Hidrotechn. Stroit., 9, s. 46–50.
- Vlasov B. N., Chaiov R. S. 1981, *Rusloformirujuščie raschody r. Volgi*, Izv. AN SSSR, Ser. Geogr. 6, s. 75–81.
- Wierzbicki J. 1985, *Wybrane zagadnienia geometrii koryt rzecznych i zasad regulacji rzek nizinych. Seminarium pt. „Projektowanie regulacji rzek żeglownych i splawnych”*, Kazimierz n. Wisłą.
- Williams G. P., Wolman M. G. 1984, *Downstream effects of dam on alluvial rivers*, Geol. Surv. Prof. Pap., 1286, Washington.
- Wiśniewski E. 1976, *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Tbruńską*, Prace Geogr. IG PAN, 119.
- 1982, *The geomorphological evolution of the Vistula River valley between Włocławek and Ciechocinek during the last 15 000 years* (w:) L. Starkel (red.) *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years, Part I*, Geogr. Studies, Spec. Iss., 1, s. 93–108.
- 1987, *Evolution of the Vistula valley between Warsaw and Plock Basins during the last 15 000 years* (w:) L. Starkel (red.) *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years, Part II*, Geogr. Studies, Spec. Iss., 4, s. 171–188.
- Wolman M. G., Miller J. C. 1960, *Magnitude and frequency of forces in geomorphic process*, J. Geol., 68, s. 54–74.
- Yang C. T. 1971, *Formation of riffles and pools*, Water Resour. Res., 7, 6, s. 1567–1574.
- Yerjevich V. 1979, *Flow variability and modelling of river processes* (w:) H. W. Shen (red.) *Modelling of rivers*, J. Wiley and Sons, New York-Chichester-Brisbane-Toronto.
- Znamenska N. S. 1976, *Donnye nanosy i ruslovyje processy*, Gidrometeoizdat, Leningrad.

THE PRESENT-DAY FLUVIAL PROCESSES OF THE LOWER VISTULA RIVER

Summary

The progress of fluvial processes of Vistula at the period of Holocene is indissolubly connected with changes of climate and influence of a human activity. Holocene fluctuations of climate, having a decisive influence upon deformations of many Polish river channels deformations, including upper and middle Vistula, did not contribute, however, to fundamental changes of the studied segment of the Lower Vistula (chapter 4.1). For all that period it represented a type of a braided river and partly anastomosing, with numerous islands (figs 10, 36A) and central, side and linguoid bars (figs 36, 40). Example of this can be the channel of the present-day Vistula, upstream from the Włocławek Reservoir and an aggradational segment downstream from the erosional zone of the dam (respectively segment a and lower part c— fig. 2).

Homogenous character of channel processes of the Lower Vistula, typical for a braided — anastomosing river, at the period of Middle Ages did not make difficulties for contemporary shipping. Because at this period it is noted a full bloom of the river transport on Vistula. Only the last three hundred years of an intensive human activity within the whole water basin changed an economic view of the river. In consequence of plant cultivations (root crops mainly), forest clearing etc., an increase of a bed-load supply to the channel took place. For this reason the upper and middle segments of Vistula were deformed from meandering river to braided river (Falkowski 1967), while the lower one became strengthened as a braided segment. Considering this, and also an increase of ships' tonnage, a further use of Vistula as a waterway became impossible, at least restricted. In addition, this type of a channel produced a flood threat (ice-jams-Grześ 1991). In this situation regulating works of the channel were to be carried out .

Regulating works in the lower segment, initiated in the middle of XIXth century and intensified by its end (fig. 2), caused sweeping changes of hydrodynamic and morphological conditions of the river. Thanks to building of groynes almost double channel narrowing and straightening of its thalweg took place. It gave an impulse to deepening of regulating zone. Finally, after over one hundred years of hydrotechnical structures existence, the channel bottom lowered on an average about 1,3 m, whereas the intergroynes zone raised of about 1,8 m (fig. 17), forming a strip of new originated flood plain of width about 375 m (fig. 18). This caused also a deformation of channel process of braided river to a type of straight river or partly limited meandering by groynes (fig. 19). River islands, central and lateral bars (photo 1) were replaced by alternate bars, being in alternation with pools (photo 7, 12, fig. 9). Together with these channel deformations took place changes of transported bed-load from on an average 1,9 mln m³ to 1,3 mln m³ during one year (chapter 4.2.1). Study on bars dynamics showed (chapter 6.2.2) that at present Vistula in a regulated segment near Toruń transports from 84 433 m³ during a "dry" year to 2 330 953 m³ of material in a wet year — on an average 567 573 m³ for the period 1971 — 1990. This transport slightly increases with a covered distance downstream the river.

In consequence of regulating works carried on in XIXth century, the analysed segment of the Lower Vistula was divided in an upper segment (a, b, and c — fig. 2) — continually braided and lower segment — d (fig. 2), regulated, with a border between them in the mouth of Tążyna River (photo 3). It found its reflection both in differentiation of bed-load transport (chapter 8), changing dynamics of

bars (chapter 6.2) and in so called thresholds in channel processes (chapter 6.3). Sudden changes of the braided river channel (three of them) were replaced by one universal threshold resulting from dominance of alternate bars of regulated segment (fig. 54).

Though regulating works decreased a threat ice-jam flooding (in the beginning of regulation even intensified them, but they were the last floods of this type in this segment — photo 19), they still did not contribute to increase of Vistula importance as a waterway. In opinion of R. Ingarden (1921) they simply caused restrictions in shipping in some segments, being superior in this respect to conditions of a braided river. It was connected with too straight course of a thalweg zone, excessive bed-load accumulation of intergroyne zones (in general — rise of the channel bottom — fig. 15), and influence of unhydrologic factor — geological structure (chapter 6.4).

After the Second World War, in order to “opening a passage” of the river, building of the Lower Vistula cascade was undertaken, with simultaneous desistance from its regulation and with renewing of old hydrotechnical structures. Construction of the first of 8–9 projected dams of this cascade in Włocławek caused changes in the whole geographical environment in its surroundings. Because here, in consequence of total stop of transported bed-load in upper part of the reservoir, in an unregulated before segment — c (fig. 2) took place changes of secular regulating works effects intensity, but during five times shorter time. After 20 years of Reservoir’s existing, downstream of the frontal dam, in a segment of length over 26 km, a type of straight channel developed, of erosive bottom lowered to 3,5 m and with a new flood plain (fig. 28). Whereas downstream from this zone an aggradational segment was formed with “strengthened” type of a braided river (photo 2, 13, 14). This zone, however, undergoes a constance contactation for the benefit of transgressive erosive segment (figs. 20, 28). Together with these hydromorphological channel deformations changes of a bed-load movement take place (fig. 62), and also a grain size of bed-load and bars changes (chapter 5). Generally an increase of average sand grains diameter of about 0,1 mm appeared (segment regulated in XIXth century), with that alluvia were not found in the direct neighbourhood of the dam. Because the channel bottom is built here of clay, till or it is covered with stones (photo 11, 17). Such a formation of a channel type with a new flood plain and erosive bottom of regulating zone (excepting the direct neighbourhood of the dam) considerably refers to a character of the regulated segment — d (fig. 2).

Existance of individual reservoir in a segment of the Lower Vistula contributes not only to differentiation of channel processes, but has got also an influence upon a human activity. Erosive activity of waters flowing out from the reservoir causes, among other things, restrictions in drawing and throwing out of water into Vistula by “hanging” of hydrotechnical installations. This phenomenon appears also in the winter port in Włocławek (photo 10) and navigation lock of the dam. Process of a bottom erosion causes difficulties in shipping. They arise mainly from an outcrop of hard-outwashing bottom forms (e.g. stones) in erosive zone (photos 11, 17) and excessive accumulation of sand bars in aggradational zone (photos 2, 3, 13, 14, 15). Furthermore the accumulative zone makes a potential threat of ice-jam floods for Nizina Ciechocińska (chapter 6.4).

Differentiation of a channel pattern of the Lower Vistula, arising from climatic conditions and a human economic activity, finds also its reflection in a changing bottom morphology and morphodynamics represented by mezoforms — bars. At present their hydromorphological conditions are closely connected with hydrological phenomena. Undoubtedly a principal outline of mezoforms is formed by discharges greater than yearly average. At the time of their duration bars are submerged (fig. 54, cross-sections B and C) and altogether take part in the channel process. These discharges, however, do not influence on typological channel changes, that is on forming of a new sequence of bars and pools in the river channel. Bank-full discharge only “reconstruct” a bottom which is proper for these hydrodynamic conditions (fig. 59A, D) from situations originated at the time of low and average waterlevels duration (fig. 59C, F), with maintainance of their shifting rate downstream the river (chapter 6.3). This motivates the stable character of the Vistula channel bottom in analysed in detail segments (fig. 42, 43). It was not deformed in an essential way, even after passing of annual short-lived flooding waves. Bars, and pools together with them, were in a stable spatial connection, typical for a proper type of channel. This refers especially to alternate bars and pools of the regulated Vistula segment (chapter 4.2, 6.2). This principle does not apply to these channel segments, in which not hydrologic factors appear (chapter 6.4).

Hydrologic phenomena, which form a proper spatial sequence of mezoforms, has also an influence on their vertical development (chapter 6.3). Together with discharges' increase from the moment of bars' areas flood, their vertical „addition” with forms eroded from pools takes place (fig. 59G). Intensity of this two-way process is directly proportional to a height and time of high water wave duration.

Sequence of mezoforms, formed during a bank full stage and higher discharges, together with its height (depth) parameters changes while water levels lowering. Areas of bars lower and material eroded from them is accumulated within pools (fig. 59H, I). Process of bars' areal degradation lasts until the moment of water lowering to a level with still exists free discharge of water on the bars surface (fig. 59B, E). Lower than this height, necessary for bed-load transport, cut in of single river currents in bars' areas takes place, initiating a process of forms' dissection (fig. 59C, F). Under average hydrologic conditions both in the braided (fig. 59F) and regulated (fig. 59C) segment, a moment of emerging of bars' fragments initiates changes in a thalweg course (fig. 59). It eliminates a part of bed-load from the transport and causes forming of overdeepenings in pools' bottom (fig. 59I). Thus it creates a new situation of the channel bottom, consisting of a new type of mezoforms – linguoid bars. Linguoid bars connected first of all with a braided river, are a fundamental factor differentiating a bottom morphology of the analysed segment.

The aim of reduction of the Lower Vistula channel processes differentiation (division into segments a – d – fig. 2), thereby their unification, a cascade of the Lower Vistula should be built, or regulating works upstream and downstream from the Włocławek Reservoir should be quickened. Regulating works downstream from the Włocławek Reservoir are strictly connected with development of erosive zone tending towards a union with Vistula segment regulated in the latter part of XIXth century. As a statistic analysis (fig. 21) of the data referring to the development of erosive zone shows (table 1), its front will reach the regulated segment in about 2008 yr. Whereas a further prognosis, referring to a full formation of the flood plain, and thus also a new type of channel, will take place until about 2020 yr (chapter 4.2.2). After this period a decrease of bottom erosion process intensity should be taken into account. It will result from levelling of a channel bottom slope in long profile (fig. 14) (among other things a changing layout of regression lines testifies to this – fig. 20b), extinction of river energy as moving of erosive zone's front from the reservoir and channel processes concentration to a zone defined by existing hydrotechnical structures. The hydrotechnical structures in shape of groynes of regulated segment – d (fig. 2) must be however renovated, considering its bed condition. Frequent bank full stages and first of all flooding discharges occurring in the early part of XXth century, and also incorrect human activity within the channel, had conducted to a partly devastation of groynes. Soon after this a development of river currents takes place, releasing a side erosion which extends the regulated channel. In a zone between groynes new bays form, of width exceeding 20 m (photo 20). This leads in effect to braiding of the river. Owing to this the Lower Vistula, together with other segments, becomes the most differentiated fluvial system in Poland (and not only). Considering this, undertaking of a Lower Vistula cascade building is recommended or immediate realization of a correct unregulated channel segments regulation, including renovation of the old hydrotechnical structures. In this way unification of hydrodynamic river conditions together with bed load transport equalization will be achieved (fig. 62).

*Translated by
Dorota Szupryczyńska-Gembala*

ERRATA

Str.	Wiersz	Jest	Powinno być
10	ryc. 1.	sequnces	sequences
10	ryc. 1.	botom	bottom
19	6 od d.	Płocka	Płockiej
23	6 od g.	$m^2 \cdot s^{-1}$	$m^3 \cdot s^{-1}$
32	2 od d.	pruskim i	pruskim o
37	11 od d.	0,17%	0,17‰
41	ryc. 3.	in the and	in the end
46	ryc. 18.	obj. po polsku	1 – before the regulation (1888) and after the regulation (1988), 2 – the width of the strip of newly formed flood plain
53	tab. 1.	Ha	H ₀
59	ryc. 28.	brak obj. w jęz. polskim brak obj. w jęz. angielskim	jest w obj. angielskim c – until 2000, d – until 2020, till the process of new flood plain creation will be ending, 3 – the flood plain created by regulation
63	10 od d.	ciągu	ciągu
115	20 od d.	spełnia	spełniają jednak tych
115	18 od d.	Podczas	Podczas
119	13 od g.	łacha nie	łacha e nie
167	20 od g.	Thresholds	Thresholds
169	5 od g.	channels deformations, including	channels, including
169	19 od g.	inreze	increase
169	20 od g.	wate rway	waterway
169	14 od d.	integroyne	intergroyne
170	21 od g.	contaction	contraction
170	9 od d.	dischage	discharge
171	14 od d.	chanigin	changing
171	7 od d.	bays	bars

Tytuł: Współczesne procesy...

PRACE GEOGRAFICZNE IGiPZ PAN

140. Dziewoński K., Korcelli P. (red.), *Studia nad migracjami i przemianami systemu osadniczego w Polsce*, 1981, s. 267, 63 il., zł 82, —
141. Rościszewski M., Mashbits Y. S., Siemek Z. (red.), *Third World, geographical problems of development*. Proceedings of the III Polish-Soviet Seminar, Warsaw, September 1979, 1981, s. 121.
142. Słupik J., *Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych*, 1981, s. 98, 34 il., 10 fot., zł 32, —
143. Froehlich W., *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, 1982, s. 144, 68 il., 17 fot., zł 120, —
144. Rościszewski M. (red.), *Różnicowanie się i nowe podziały światowej przestrzeni społeczno-gospodarczej*, 1983, s. 96, 13 il., zł 50, —
145. Baumgart-Kotarba M., *Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala)*, 1983, s. 145, 39 il., 13 fot., zł 110, —
146. Drozdowski E., *Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia wistulian w północnej części dolnego Powiśla*, 1986, s. 90, 22 il., 25 fot., zł 150, —
147. Kostrowicki A. S. (red.), *Studium geologiczne rejonu jezior wigierskich*, 1988, s. 134, 23 il., zł 210, —
148. Eberhardt P., *Regiony wyludniające się w Polsce (w druku)*
149. Szulc H., *Morfogenetyczne typy osiedli wiejskich na Pomorzu Zachodnim*, 1988, s. 138, 36 il., 3 mapy, zł 300, —
150. Leszczycki S., *Badania geograficzne nad osadnictwem w południowej Anatolii*, 1987, s. 113, 7 il., 45 fot., zł 230, —
151. Rykiel Z. (red.), *Struktury i procesy społeczno-demograficzne w regionie katowickim*, 1988, s. 148, 31 il., zł 650, —
Kawecka-Endrukajtis B., Tuszyńska-Rękawek H., *Spis zawartości Prac Geograficznych 1-150 (1954-1987)*, s. 43.
152. Korcelli P., Gawryszewski A. (red.), *Współczesne przemiany regionalnych systemów osadniczych w Polsce*, 1989, s. 176, 35 il.
153. Bogacki M. (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski południowo-wschodniej*, 1990, s. 145, 9 il., 1 wkł.
154. Dziewoński K., *Koncepcje i metody badawcze z dziedziny osadnictwa*, 1990, s. 228.
155. Kotarba A. (red.), *System denudacyjny Polski*, 1991
156. Kostrowicki A. S., *System „człowiek-środowisko” w świetle teorii ocen*, 1992

134745

ISBN 83-04-04016-6
PL ISSN 0373-6547

<http://rcin.org.pl>

Z. BABIŃSKI: WSPÓŁCZESNE PROCESY KORYTOWE DOLNEJ WISŁY

<http://rcin.org.pl>