

Andrzej Karol TEISSEYRE*

PROCESY FLUWIALNE I ROZWÓJ KORYTA GÓRNEGO BOBRU NA ODCINKU BADAWCZYM W BŁĄZKOWEJ (1967–1982)

SPIS TREŚCI

Streszczenie	7
Wykaz symboli	08
Wstęp	09
Geologia doliny Bobru w rejonie Lubawki	10
Charakterystyka hydrologiczna górnego Bobru i jego zlewni	12
Metody badań terenowych i laboratoryjnych	15
Opis hydrologiczny odcinka badawczego w Błazkowej	16
Charakterystyka hydrauliczna przepływu	18
Odwroćenie hydrauliczne – czynnik sterujący rozwojem koryta krętego	22
Rozkład prędkości w pionie. Stała von Kármána	25
Obciążenie rzeki i jego przepływ	27
Przebieg procesów korytowych i rozwój dna rzeki	30
Przebieg procesów fluwialnych i stokowych w strefie brzegów rzeki	41
Rozwój koryta Bobru na odcinku mostowym w Błazkowej w latach 1967–1982	53
Ku modelowi rzeki meandrującej o dużym spadku	57
Wnioski	57
Literatura	60
The River Bóbr in the Błazkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology – summary	66

Streszczenie

W pracy przedstawiono wyniki badań geologiczno-środowiskowych odcinka górnego Bobru w Błazkowej (Brama Lubawska, Sudety Środkowe) prowadzonych w ciągu 15 lat (1967–1982). Bóbr jest tu małą rzeką górską (Q ok. $1,1 \text{ m}^3/\text{s}$) o dużym spadku (S ok. $0,011$) i żwirowym dnie. Mimo znacznego spadku, w kotlinowatych rozszerzeniach dolin występują dobrze rozwinięte równie zalewowe wyścielone warstwą glin aluwialnych i mad o grubości $0,5\text{--}3 \text{ m}$. Meandrujący przed regulacją bieg rzeki oraz powstanie w dolinach górskich mad stanowią najbardziej rzucające się w oczy efekty geomorfologiczne gospodarczej działalności człowieka (wylesienie, rolnictwo) w okresie historycznym

obejmującym ostatnie 700 lat. W niniejszej pracy omówiono procesy prowadzące do powstania nowego swobodnego koryta krętego w miejscu umocnionej trasy regulacyjnej. Badania tych procesów pozwalają na dokładniejsze poznanie genezy niektórych form oraz osadów rzecznych deponowanych w dolinach rzek górskich.

Stwierdzono, że na odcinku mostowym w Błazkowej nowe koryto naturalne rozwijało się w trzech fazach. W fazie pierwszej (1967–1977) w regulacyjnym korycie prostym doszło do zasadniczej i trwałej deformacji dna, polegającej na powstaniu w korycie układu symetrycznych w planie bystrzyków i przegłębień. Deformacja dna i związane z nią zakłócenia

* Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław.

przepływu postępowały stopniowo w dół rzeki. W fazie drugiej (1977–1981) jeden z układów bystrzyk/przełębień obraział się nagle (powódź w sierpniu 1977) w inicjalny zakręt rzeki z asymetrycznym przełębieciem korytowym i zaczął łachy meandrowej. W styczniu 1982 r. zakręt ten został zasypany żwirem, koryto wyprostowało się w sposób naturalny, a w rozszerzonym odcinku koryta powstała łacha śródkorytowa, znamionująca lokalne przejście do roztokowego biegu rzeki (faza trzecia). Wspomniane zmiany biegu rzeki łączyły się z powodziami. Stwierdzono, że na górnym Bobrze powodzie letnie powodują najczęściej rozwój i wzrost meandrów oraz zwiększenie krętości rzeki, czyli progresywne zmiany w cyklu meandrowym. Z drugiej strony powodzie zimowe, a zwłaszcza powódź w styczniu 1982 r., prowadzą najczęściej do zmian wstecznych przez nadmierne rozszerzanie koryta i częściowe odcinanie łach meandrowych. Lokalnie powstają w ten sposób odcinki roztokowe lub meandrująco-roztokowe. Stwierdzono, że nadmierne rozszerzanie koryta przez powodzie zimowe związane jest w dużym stopniu z termoerozją boczną.

W pracy omówiono najważniejsze wyniki badań hydrologicznych, geomorfologicznych i sedymentologicznych. Stwierdzono, że górny Bóbr jest rzeką o znacznej przewadze obciążenia zawiesinowego nad epizodycznie lub okresowo transportowanym obciążeniem dennym. Zmiana charakteru obciążenia rzeki z mieszanego na zawiesinowe dokonała się prawdopodobnie w okresie historycznym. Okresowe pomiary hydrologiczne wykazały, że najważniejszym zjawiskiem hydraulicznym kontrolującym rozwój koryta krętego jest odwrócenie hydrauliczne. Polega ono na przemieszczaniu się, w miarę wzrostu stanu i przepływu wody, stref największej prędkości i maksymalnego naprężenia ścinającego z bystrzyków (stany niskie i średnie) do przełębień (duże wezbrania i powodzie). W wyniku tego zjawiska przesunięciu ulegają także strefy erozji i depozycji. W czasie przepływów niskich i średnich erozyjnie rozcinane są bystrzyki (erozja wsteczna i denna na bystrzykach), a depozycja ma miejsce w przełębień. Deniwelacje dna ulegają zmniejszeniu. W czasie dużych wezbrań i powodzi, przy ruchomym żwirowym dnie

rzeki, depozycja zachodzi na bystrzykach (efekt ekspansji strumienia) i na łachach meandrowych (efekt dyfuzji obciążenia rzeki), a erozja w przełębień. Zasadnicze zmiany w ukształtowaniu dna rzeki powodują wezbrania i powodzie wywołujące uruchomienie żwirowego dna koryta (stany i przepływy 3/4 pełnokorytowe lub wyższe). Powodują one zwiększenie deniwelacji między koronami bystrzyków a dnami przełębień, przy czym zmiany te są na ogół względnie trwałe i po powodzi zanikają bardzo powoli.

W pracy omówiono przebieg wietrzenia i procesów stokowych zachodzących na erodowanych skarpach nadrzecznych oraz ich udział w procesie migracji bocznej koryta. Stwierdzono, że procesy te przebiegają z największą intensywnością w zimnej połowie roku, przy znacznym udziale lodu gruntowego i rzecznoego. Wykazano, że najważniejszym procesem kontrolującym migrację koryta jest termoerozja boczna. Omówiono budowę litologiczną łach bocznych i meandrowych górnego Bobru. Wykazano, że łachy te składają się z dwóch członów: dolnego nazwanego platformą łachy i górnego określanego jako łacha ponadplatformowa. Stwierdzono, że żwirowa platforma łachy powstaje w wyniku przyrastania bocznego z obciążenia dennego rzeki, natomiast łacha ponadplatformowa zbudowana jest z mulastego piasku jako osadu obciążenia zawiesinowego, deponowanego w wyniku przyrastania pionowego przy udziale roślinności. Łachy rzek krętych o dużym spadku różnią się więc w sposób istotny od łach rzek nizinnych, różne są także fizyczne warunki ich powstawania.

Stwierdzono, że model meandrującej rzeki nizinnej nie opisuje wielu zjawisk występujących w krętych i meandrujących rzekach górskich. Przebieg procesów fluwialnych w rzekach górskich jest w dużym stopniu uzależniony od klimatycznego rytmu pór roku. W zimnej i ciepłej połowie roku występują klimatycznie uwarunkowane zjawiska dające przeciwstawne skutki geomorfologiczne. W rzekach górskich pory roku mogą wywołać efekty przypominające różny przebieg procesów fluwialnych w skrajnych warunkach klimatycznych czwartorzędu.

WYKAZ SYMBOLI

A	– pole przekroju przepływowego, m^2 cross-sectional area of flow	g	– przyspieszenie siły ciężkości, m/s^2 gravitational acceleration
A_w	– amplituda względna przepływu relative amplitude of discharge	h	– stan wody, cm stage
a	– stała w równaniu Keulegana constant in Keulegan equation	\bar{h}_s	– średnia wysokość elementów szorstkich, m mean height of roughness elements
D	– średnica ziarna D_{25} (większa niż średnia), m gravel size D_{25} (larger than median)	L	– długość fali meandrowej, m meander wave length
d	– głębokość koryta, m channel depth	n	– współczynnik oporu Manninga Manning roughness coefficient
E_t	– wysokość energii całkowitej strumienia, m height of total energy of stream	P	– krętość koryta channel sinuosity
Fr	– liczba podobieństwa Froude'a Froude number	R	– promień hydrauliczny, m hydraulic radius
		r_m	– promień meandra, m

	meander radius	V	– prędkość przepływu, m/s flow velocity
Re	– liczba Reynoldsa Reynolds number	V	– średnia przekrojowa prędkość przepływu, m/s mean cross-sectional flow velocity
Q	– objętościowe natężenie przepływu, m ³ /s discharge	V^*	– prędkość ścinania, m/s shear velocity
Q	– średni roczny przepływ, m ³ /s mean annual discharge	x	– odległość wzdłuż osi koryta, m distance along channel axis
Q_p	– przepływ pełnokorytowy, m ³ /s bankfull discharge	y	– odległość od dna, m distance from bed
Q_{mm}	– średni przepływ w miesiącu o największym przepływie, m ³ /s mean discharge in month of maximum discharge	z	– kierunek prostopadły do x i y , m direction perpendicular to x and y
$Q_{50\%/0}$	– przepływ o prawdopodobieństwie 50%/0, m ³ /s discharge with 2-year recurrence interval	α	– współczynnik prędkości (w równaniu energii) velocity (energy) coefficient
Q_{sh}	– przepływ obciążenia dennego, kG/s, T/s bed-load material discharge	γ	– ciężar właściwy, kG/m ³ specific gravity
Q_{ss}	– przepływ obciążenia zawiesinowego, kG/s, T/s suspended sediment discharge	λ	– stała von Kármána von Kármán constant
S	– spadek hydrauliczny, m/m hydraulic slope	λ	– współczynnik nieregularności przepływu coefficient of discharge irregularity
S_{ef}	– spadek efektywny, m/m effective slope	τ	– naprężenie ścinające, kG/m ² shear stress
w	– szerokość koryta na poziomie wody, m channel width	ω	– jednostkowa moc strumienia, kG m s ⁻¹ unit stream power
		Ω	– całkowita moc strumienia, kGm/s total stream power

WSTĘP

Rzeki górskie i wyżynne płynące korytami swobodnymi są najwładźniejszym obiektem badań procesów fluwialnych (Lobeck 1939; Sundborg 1956; Doeglas 1962; Leopold *et al.* 1964; Kaszowski i Kotarba 1970; Bluck 1971; Slaymaker i McPherson 1972; Kaszowski 1973; Crickmay 1974; Niemirowski 1974; Schumm 1977; Froehlich *et al.* 1977; Starkel 1979; Starkel *et al.* 1982; Froehlich 1982). Stosunkowo niewielka szerokość i głębokość koryta tych rzek czynią je dostępnymi do bezpośredniej obserwacji i znakomicie ułatwiają wszelkie pomiary, które mogą być wykonywane bez użycia łodzi. Jednocześnie znaczna energia tych rzek sprawia, że procesy fluwialne przebiegają w nich bardzo szybko i wyjątkowo wydajnie. Oznacza to, że przy wielu procesach o charakterze cyklicznym cykl zjawisk zamyka się nierzadko w ciągu kilku do kilkunastu lat. Dla geomorfologa i geologa stwarza to zupełnie wyjątkową okazję badania przebiegu procesów fluwialnych i ich wytworów, jakimi są formy i budujące je osady.

Do wyjątkowo interesujących procesów cyklicznych należy powstawanie, rozwój i zanik meandrów w aluwialnych dolinach rzek górskich (Teisseyre 1977a, b, 1980). Cytowane badania autora wykazały, że energochłonne procesy fluwialne, do których należą rozwój meandrów i zmiany biegu rzeki, przebiegają tym szybciej, im większa jest energia rzeki (por. Richards 1972; Schumm 1977). Wielokrotnie obserwowano, że w dolinach sudeckich, w których wadliwie uregulowano potoki prostując ich bieg bez wystarczających zabiegów hydrotechnicznych mających na celu zmniejszenie energii strumienia, nowe strefy meandrowe rozwijają się tym szybciej, im większy jest spadek doliny (np. Lesk w Czarnym Borze, Teisseyre 1977a). W Sudetach nowe strefy meandrowe powstają w takich miejscach w ciągu 20–40 lat (Teisseyre 1977a, 1980). Oczywiście wzrost spadku powodujący przyspieszenie meandrowania jest ograniczony krytycznymi warunkami przepływu. Innymi słowami wzrost spadku nie może spowodować powstania w rzece trwa-

łego przepływu rwącego ($Fr > 1$), który uniemożliwia rozwój prawdziwych meandrów (Leopold *et al.* 1964; Crickmay 1974; Scheidegger 1974). Pogląd powyższy potwierdziły badania autora nad meandrami dolnej Złotnej (dopływ górnego Bobru, Teisseyre 1977a, b, 1980). Od czasu klasycznych badań de Chézy'ego (por. Biswas 1978) wiadomo, że średnia prędkość przepływu w korycie otwartym, a tym samym ustrój prądu, nie zależy jedynie od spadku dna. Zależność ta jest kontrolowana przez opory przepływu wynikające z szorstkości koryta. Nie można zatem określić żadnej uniwersalnej wartości liczbowej dla spadku krytycznego, jak to sugerował Lagrange (1786), a po nim de Saint-Venant (1831) (por. Traskolański 1969; Ven Te Chow 1964; Henderson 1966). Przeciwnie, wartość spadku krytycznego jest zmienną zależną od szorstkości koryta i lokalnych warunków przepływu. W korytach potoków i rzek sudeckich możliwe jest utrzymanie spokojnego ustroju prądu ($Fr < 1$), a tym samym meandrującego biegu rzeki, przy spadkach bardzo dużych, dochodzących do 0,08 (por. Dąbkowski *et al.* 1982). W dolinach o dużym spadku (0,02–0,08) procesy fluwialne przebiegają wprawdzie bardzo prędko, ale mała szerokość i głębokość potoków wyklucza badania wielu zjawisk.

W tej sytuacji miejscami szczególnie interesującymi są te odcinki koryt większych rzek górskich, na których efekt mniejszego spadku hydraulicznego jest równoważony przez przeobrażenia energetyczne strumienia wody wymuszone w sposób naturalny lub sztuczny. Jednym z takich miejsc jest odcinek mostowy Bobru w Błażkowej, gdzie nowy most na szosie Błażkowa–Lubawka powoduje dławienie przepływów powodziowych i wezbrań. Most ten, zbudowany w r. 1966,

powoduje od tego czasu piętrzenie przepływów powodziowych i powstanie na niżej położonym odcinku koryta Bobru przepływu nierównomiernego. W ciągu 15-letniego okresu obserwacyjnego (1967–1982) można tu było stwierdzić powstanie w miejscu prostego koryta regulacyjnego nowego koryta swobodnego z inicjalnym zakrętem rzeki. Zakręt ten pogłębiał się i rozwijał do roku 1982, kiedy w wyniku powodzi w styczniu zdegenerował się, przeobrażając się w naturalne koryto proste z wynurzającą się łachą śródkorytową (pl. I, XIV–XVI).

Artykuł niniejszy jest opracowaniem z dziedziny geologii środowiskowej lub jak kto woli nauki o środowisku. Reprezentuje ona nie tyle nową dyscyplinę naukową, ile nowe podejście do odwiecznej problematyki nauk o Ziemi – procesów i ich efektów w postaci form i osadów. Właściwa i nowoczesna interpretacja osadów współczesnych i kopalnych wymaga wszechstronnej i coraz dokładniejszej znajomości środowiska przyrodniczego, w którym powstają skały osadowe, a zatem znacznie szerszego spojrzenia na środowisko sedymentacji niż w tradycyjnej sedymentologii. W podejściu geologicznośrodowiskowym na plan pierwszy wysuwają się dwa zagadnienia: fizyka procesów geomorfologicznych i klimatyczno-botaniczne uwarunkowanie środowiska ich działania. W przypadku utworów holocenских dochodzi do tego decydujący niejednokrotnie wpływ działalności gospodarczej człowieka (Starkel 1977; Schumm 1977; Gregory 1977). Nietrudno zauważyć, że między tak określonym podejściem geologicznośrodowiskowym a nowoczesnymi kierunkami w geomorfologii klimatycznej i dynamicznej nie ma zasadniczej różnicy (por. Gregory 1977; Schumm 1977; Klimaszewski 1978).

GEOLOGIA DOLINY BOBRU W REJONIE LUBAWKI

Odcinek badawczy koryta górnego Bobru w Błażkowej leży w szerokiej płaskodennej dolinie między Bukówką a Błażkową (fig. 1). Dolina górnego Bobru ma tu charakter poligeniczny (Teisseyre 1980). Składa się ona z późnoplejstoceńskich odcinków przelomowych, ukształtowanych ostatecznie zapewne po zlodowaceniu środkowopolskim, oraz ze znacznie starszych i szerszych odcinków o wydatnie przegłębionym dnie skalnym, reprezentującym nierzadko jeszcze trzeciorzędowe założenia dolinne, przemodelowane następnie w starszym plejstocenie (Szczepankie-

wicz 1954; Jahn 1960, 1980, Jahn *et al.* w druku; Walczak 1968, 1972; Teisseyre 1980). W obszarze pokazanym na figurze 1 widać fragmentarycznie dwa odcinki przelomowe: w Bukówce i w Błażkowej. Rozszerzone kotlinowato dno doliny między Bukówką a Lubawką jest odcinkiem plejstoceńskiej doliny Bobru, który w okresie zlodowacenia środkowopolskiego płynął ku wschodowi, a następnie doliną Czarnuszki kierował się ku południowi i przez Przełęcz Lubawską (516 m n.p.m.) zdążył ku rzece Upie. Miąższość plejstoceńskich żwirów w dolinach Bobru i Czar-

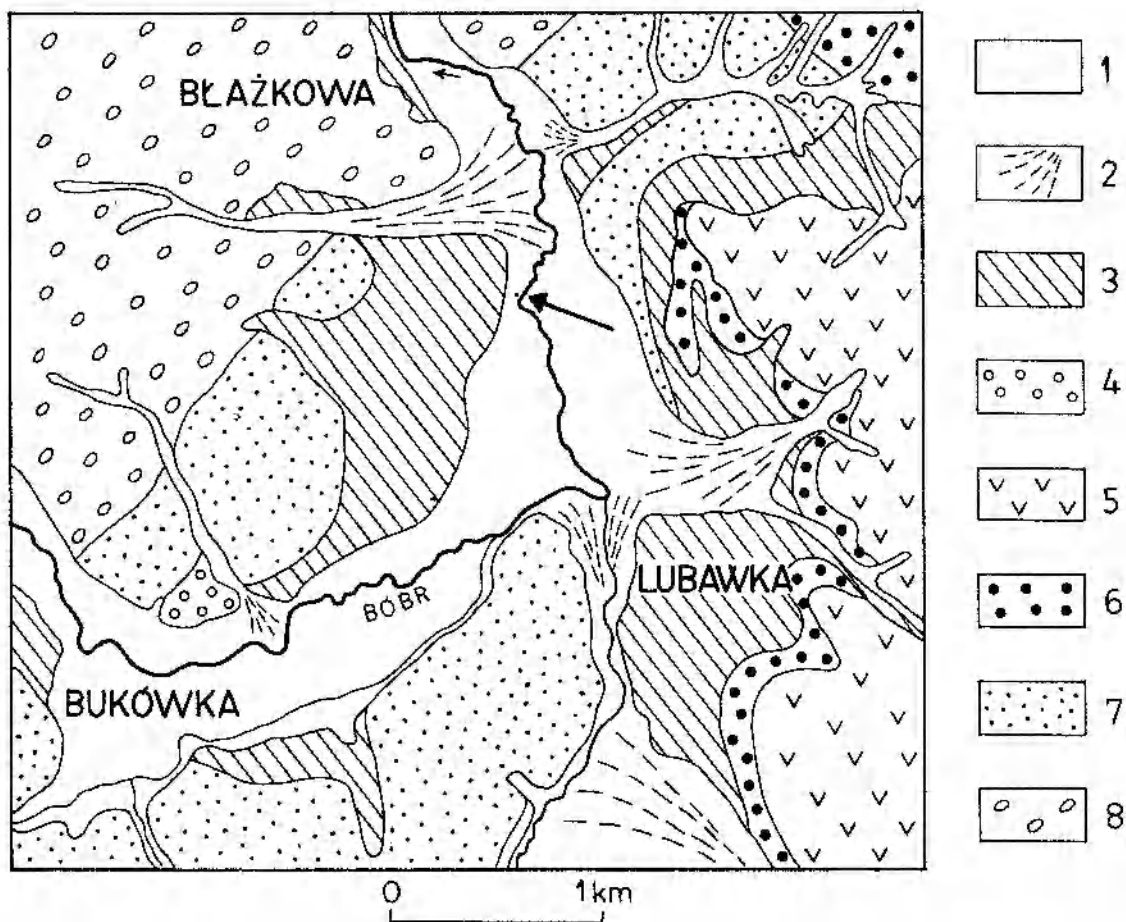


Fig. 1

Lokalizacja odcinka badawczego w Błażkowej na mapie geologicznej według Berga (1940a, b). Strzałka wskazuje położenie odcinka mostowego

1 – gliny aluwialne i żwiry (holocen), 2 – żwiry stożków napływowych (holocen-plejstocen); 3 – gliny stokowe z gruzem (holocen-plejstocen); 4 – żwiry terasy 5-8 m (plejstocen); 5 – porfiry (czerwony spągowiec); 6 – zlepieńce i piaskowce (czerwony spągowiec); 7 – zlepieńce, piaskowce i łupki (karbon górny); 8 – zlepieńce i piaskowce (karbon dolny)

Location of the Błażkowa study reach on the geological map after Berg (1940a, b). Arrow shows location of the bridge reach

1 – alluvial loam and gravel (Holocene); 2 – gravel of alluvial fans (Holocene-Pleistocene); 3 – residual loam with rubble (Holocene-Pleistocene); 4 – gravel of 5-8 m terrace (Pleistocene); 5 – porphyry (Lower Permian); 6 – conglomerate and sandstone (Lower Permian); 7 – conglomerate; sandstone and shale (Upper Carboniferous); 8 – conglomerate and sandstone (Lower Carboniferous)

nuszki w rejonie Lubawki osiąga 20-40 metrów.

Dno doliny Bobru wyścielają utwory holoceni-
skie o miąższości do kilku metrów. Granica holo-
cen/plejstocen jest trudna do uchwycenia ze
względu na wykształcenie osadów (żwiry) i całko-
wity brak danych paleontologicznych. Wiadomo
jednak, że górna część pokrywy żwirowej, repre-
zentowana przez żwiry zaglinione z pniami drzew
(olsza, wierzba, dąb, świerk, jesion) reprezentuje
holocen (Teisseyre 1977a, 1980). Żwiry te przy-
kryte są warstwą glin aluwialnych i mań, których
miąższość waha się w granicach 0,5-3 m (pl. I, 1,
IX, 1, XI-XIV). Gliny aluwialne reprezentują
osad pozakorytowy rzek krętych i meandrujących
(Teisseyre 1977a, b). Zgodnie z dotychczas posia-
danymi informacjami i datowaniem archeologicz-
nym gliny aluwialne należy zaliczyć do najmlod-

szego holocenu, a ściślej okresu historycznego –
ostatnich 700 lat (Teisseyre 1977a, b, 1980). Średnie roczne tempo przyrostu tych osadów
waha się w przedziale 0,7-4,3 mm/rok.

Łagodnie nachylone stoki doliny Bobru pod-
ścielone są przez miękkie i łatwo wietrzejące
utwory górnego karbonu oraz dolnego permu.
Stoki te zaścielają rezydualno-deluwialne gliny
stokowe o miąższości do kilku metrów. W dol-
nych poziomach gliny te zazębiają się z typow-
ymi utworami soliflukcyjnymi. Górne poziomy
glin stokowych zawierają natomiast liczne po-
ziomy glin, piasków i druzgotów deluwialnych,
a miejscami zazębiają się z torfami. Gliny sto-
kowe są więc utworem poligenicznym i rozwijały
się przez dłuższy czas, co najmniej od schyłku
plejstocenu po czasy obecne (Teisseyre 1981).

Ukształtowanie dzisiejszego dna doliny Bobru na omawianym tu obszarze jest dziełem rzeki meandrującej. Świadczą o tym m. in. potężne łukowate podcięcia w zboczach doliny, widoczne zwłaszcza u podnóża stoków otaczających dno doliny od wschodu. Z rozmiarów podcięć można wnioskować, że paleomeandry pra-Bobru były znacznie większe niż meandry przed regulacją rzeki (XIX–XX w.), a długość fali meandrowej dochodziła do kilkuset metrów (w pobliżu Lubawki $L = 800$ m). Posługując się formułami empirycznymi tzw. geometrii hydraulicznej, ustalonymi przez Leopolda i Maddocka (1953) oraz Leopolda i Wolmana (1957, 1960), można określić parametry geometryczne koryta pra-Bobru:

szerokość koryta	$w = 71$ m,
promień meandra	$r_m = 190$ m,
iloraz r_m/w	2,68 oraz

wskaźnik kształtu koryta $w/d = 14,2 \div 17,75$.

Bardzo podobna szerokość koryta ($w = 72$ m) wynika z formuły Zellera (1967). Równania empiryczne natomiast, opublikowane przez Carlstona (1965), zdają się sugerować bardzo duży przepływ pra-Bobru. Przepływ średni roczny wynosił prawdopodobnie $Q \approx 30$ m³/s, a średni przepływ w miesiącu o największym przepływie $Q_{mm} = 55$ m³/s. Z empirycznej formuły Leedera (1963) wynika, jak się wydaje, że głębokość przy stanie pełnokorytowym wynosiła w pra-Bobrze co najmniej 4–5 m. Podane wyżej parametry geometryczne oraz wyraźnie meandrujący bieg pra-Bobru, czytelny na mapie topograficznej, wskazują jednoznacznie na jednokorytowy, meandrujący typ jego koryta. Równocześnie wysoki wskaźnik w/d sugeruje raczej mieszany zawieszinowo-denny charakter obciążenia meandrującego pra-Bobru (por. Schumm 1960, 1967, 1968, 1972, 1977; Schumm *et al.* 1972). Zgadza się to dobrze z wynikami badań terenowych wskazujących, że równia zalewowa pra-Bobru była zbudowana ze żwirów z cienką i prawdopodobnie nieciągłą pokrywą względnie gruboziarnistych osadów pozakorytowych.

O ile powyższa rekonstrukcja paleomorfologiczna znajduje dobre potwierdzenie w faktach obserwowanych w terenie, o tyle rekonstrukcja paleohydrauliczna jest mimo wszystko dysku-

syjna. Tak duże przepływy należałoby łączyć raczej z klimatem zimnym wilgotnym, w którym odpływ jest największy, zbliżony do 90% (Jahn 1970, 1971, 1975). Proste obliczenie wykazuje jednak, że nawet w takim klimacie, przy średnim rocznym opadzie 1100 mm, ilość wody pochodzącej z opadów pokryłaby zaledwie 10% domniemanego odpływu pra-Bobru. Nawet gdyby zlewnia rzeki była dużo większa (istnieje taka możliwość), opady mogłyby zapewnić nie więcej niż 20% odpływu pra-Bobru. Przepływy sugerowane przez równania empiryczne geometrii hydraulicznej mogły mieć miejsce raczej tylko w cieku proglacjalnym lub proniwalnym i to prawdopodobnie tylko w okresie krótkiego raczej lata. Problem paleohydrologii pra-Bobru pozostaje więc zagadnieniem otwartym. Jest on zresztą tylko częścią znacznie szerszego zagadnienia paleohydrologii rzek sudeckich w ciągu ostatnich kilku tysięcy lat. Badania paleohydrologiczne mogłyby w przyszłości umożliwić określenie morfogenezy dolin sudeckich, których rozmiary pozostają często w jaskrawej sprzeczności z niewielkimi ciekami istniejącymi obecnie na ich dnie. Wydaje się, że są to typowe „underfit streams” Dury’ego (1970), choć musimy brać pod uwagę, że w klimacie zimnym nadmierne rozszerzanie dolin może być wynikiem termoerozji bocznej (Czudek 1982). Jednocześnie, bynajmniej nie jest pewne, czy formuły geometrii hydraulicznej, wyprowadzone dla określonych współczesnych warunków klimatycznych, mogą mieć także zastosowanie do klimatu zimnego w innym środowisku geograficznym (por. Ferguson 1973). Łatwo można bowiem wykazać, że niektóre z tych formuł nie sprawdzają się nawet na przykładzie dzisiejszych rzek sudeckich.

Wspomniane duże paleomeandry pra-Bobru i ich osady występują pod cienkim przykryciem utworów holocenu. Fakt ten, podobnie jak świeżość form, wskazuje na późnoplejstoceński lub wczesnoholoceński wiek dużych paleomeandrów pra-Bobru (por. Dury 1970; Klimek i Starkel 1974; Gregory 1977; Starkel 1977, 1982; Falkowski 1967, 1975, 1982; Florek 1978; Starkel *et al.* 1982; Szumański 1982).

CHARAKTERYSTYKA HYDROLOGICZNA GÓRNEGO BOBRU I JEGO ZLEWNI

Zlewnia górnego Bobru leży w większości w obrębie Bramy Lubawskiej, stanowiącej najdalej ku zachodowi wysunięty mezoregion Sudeców Środkowych, graniczący z Sudetami Zachod-

nimi (Kondracki 1978). Brama Lubawska jest strefą obniżen morfologicznych ciągnących się niemal południkowo między pasmem Gór Kamiennych na wschodzie oraz pasmami Lasoc-

kiego Grzbietu i Rudaw Janowickich na zachodzie. Wysokości bezwzględne doliny Bobru w granicach Polski wahają się od 470 do ok. 570 m n.p.m., wysokości względne na obszarze Bramy Lubawskiej nie przekraczają 200 m. Duża część zlewni mieści się w obrębie piętra pogórza – do 500 m n.p.m., reszta należy głównie do regła dolnego (Wodziczko *et al.* 1948, Szafer 1964; Szata roślinna Polski 1972; Starkel 1977; Podbielkowski 1982). Obszary wchodzące w piętro pogórza i w dolną część regła dolnego (do 600 m n.p.m.) są dzisiaj silnie wylesione i intensywnie użytkowane rolniczo od ok. 700 lat (*Historia Śląska* 1960). Według Kajetanowicza (1948) średnie zalesienie górnej części dorzecza Bobru wynosi 36% (por. Uhorczak 1969).

Potoki, stanowiące dopływy Bobru, odwadniają pasma górskie o znacznie większych wysokościach bezwzględnych i względnych. Na zachodzie granica zlewni przebiega wzdłuż Lasockiego Grzbietu (900–1188 m n.p.m.) odwadnianego przez Ostrężnik, Opawę i Złotną. Są to zasobne w wodę potoki górskie niosące okresowo gruby żwir skał krystalicznych, a w czasie wezbrań i powodzi także znaczne ilości zawiesiny. Szczytowa partia Lasockiego Grzbietu sięga częściowo w strefę świerczyn regła górnego. Pokrywa śnieżna utrzymuje się tu długo, płatami śnieg leży zwykle do maja, grubość pokrywy śnieżnej przekracza 1 m.

Od wschodu granica zlewni biegnie grzbietem Gór Kruczych – najdalej ku zachodowi wysuniętego pasma Gór Kamiennych. Góry Krucze, położone w cieniu opadowym Karkonoszy i Rudaw Janowickich, nie są zasobne w wody powierzchniowe, źródła zaś są tu mało wydajne. Ubóstwo wód powierzchniowych związane jest także z przepuszczalnością podłoża. Spękane porfiry i przepuszczalne utwory permskie odprowadzają wody gruntowe po upadzie warstw, ku położonej na wschodzie Kotlinie Krzeszowskiej, w dorzecze Zadrnej. Dlatego też z zachodnich zboczy Gór Kruczych spływają małe i ubogie w wodę potoki, które w ciągu suchego lata wysychają. Zlewnia górnego Bobru jest więc wyraźnie asymetryczna, a około 90% odpływu pochodzi z rzeki głównej i z lewej części zlewni.

Związłą charakterystykę klimatu omawianego obszaru przedstawiono w innej pracy (Teisseyre 1980). Wyczerpujące omówienie klimatu Sudetów można znaleźć w pracach Schmucka (1952, 1959, 1960, 1967, 1969) oraz Paszyńskiego (1955).

We wspomnianych uprzednio odcinkach przełomowych Bóbr ma charakter rzeki górskiej

o dużym spadku ($S > 0,012$), dnie wyścielonym grubym żwirem, cienkich osadach pozakorytowych i stosunkowo małej krętości (przed regulacją 1,3–1,5). W rozszerzonych kotlinowato odcinkach dolin spadek rzeki jest mniejszy (0,004–0,012), dno wyścielone drobniejszym żwirem, krętość koryta znaczna (przed regulacją 1,5–3), a utwory pozakorytowe dobrze rozwinięte (0,5–3 m grubości). Są to cechy odpowiadające właściwościom rzek sudeckich kotlin śródgórskich. Odcinek badawczy w Błażkowej należy do drugiego z wyżej wymienionych typów koryta (pl. I–VI).

Bóbr jest rzeką o deszczowo-śnieżnym ustroju zasilania według klasyfikacji Pardégo (1957, por. też Dynowska i Tlałka 1982). Średni roczny przepływ Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej wynosi ok. 1,1 m³/s przy zlewni ok. 90 km². Wahania przepływów są dość znaczne. Niżówki letnie i jesienne (czerwiec–listopad) odznaczają się przepływami 0,1–0,3 m³/s, a nawet mniejszymi (pl. XV, 4). W zimie, w dłuższych okresach mroźnych, przepływ jest z reguły niższy od średniego (Teisseyre 1979a). Największe powodzie występują w lecie (czerwiec–sierpień) w związku z deszczami nawalnymi i nawalno-rozlewnymi (pl. II i III). Na drugim miejscu stoją wezbrania i powodzie zimowe (grudzień–luty) oraz wiosenne (marzec–kwiecień). Wiążą się one z zatorami śryżowymi, odwilżami, roztopami i deszczami występującymi zwłaszcza po wiatrach halnych. W czasie największej z obserwowanych przez autora powodzi (31 VII–2 VIII 1977) maksymalny przepływ wynosił w rejonie Lubawki co najmniej 80 m³/s (pl. II i III). Średnie spływy jednostkowe kształtują się następująco: w czasie niżówek 0,8–3,3 l s⁻¹ km⁻², a w czasie powodzi (1 VIII 1977) ok. 900 l s⁻¹ km⁻². Średni roczny spływ jednostkowy autor ocenia na 12,2 l s⁻¹ km⁻². Według metody opracowanej przez Szpindora średni roczny spływ jednostkowy w zlewni górnego Bobru powinien wynosić 14,5 l s⁻¹ km⁻² (Szpindor 1965, 1974). Bilans wodny dorzecza Bobru według Kajetanowicza (1948) przedstawia się następująco: średni roczny opad 720 mm, średni roczny odpływ 287 mm, czyli 1702 mln m³, średni roczny spływ jednostkowy dla całego dorzecza 9,1 l s⁻¹ km⁻², współczynnik odpływu 39,9%. Wodowskaz założony na odcinku mostowym w Błażkowej przez autora wykazał, że w okresie 1966–1982 wahania stanów były zawarte w granicach 40–320 cm.

Przebieg zjawisk w roku hydrologicznym jest w skrócie następujący: W listopadzie mogą wy-

stąpić bardzo różne stany i przepływy od głębokich niżówek (listopad 1978, październik 1982) po duże wezbrania związane z deszczami rozlewnymi. W ciągu listopada lub na początku grudnia średnia temperatura wody w rzece spada do minimum ($0 \div +1^\circ\text{C}$). Od tego momentu zaczynają się na rzece zjawiska lodowe, które trwają tu do 130 dni w roku. Okres zlodzenia rzeki jest znacznie krótszy, niemniej z przerwami związanymi z odwilżami może dojść do 50 dni w roku (od końca grudnia do końca lutego). Pokrywa lodowa, dochodząca do 40–50 cm grubości, wywiera znaczny wpływ na przebieg procesów fluwialnych (pl. IV i V). Zjawiska lodowe na górnym Bobrze opisano w innej pracy (Teisseyre 1979a). Tu warto wspomnieć jeszcze o wezbraniach i powodziach związanych z zatorami śryżowymi. Na górnym Bobrze występują one w okresie od połowy grudnia do połowy lutego, rzadko później. Zatorów kry lodowej, powodujących duże wezbrania i powodzie, autor nie obserwował. Zapewne wynika to z małej szerokości koryta, w którym kra jest dobrze zakotwiczona na brzegach, jak i z szybkiego wytapiania lodu przez wody rzeczne, zwłaszcza w strefach silnej turbulencji (pl. V, 4). Wezbrania roztopowe występują w okresie od drugiej połowy lutego do kwietnia. W kwietniu nierzadko dochodzi do powstania grubej wtórnej pokrywy śnieżnej, która szybko topniejąc daje duże wezbrania. Wezbrania roztopowe powodują zwykle stany niższe niż pełnokorytowe. W okresie luty–kwiecień rzeka ma często charakter cieku proniwalnego. Dotyczy to zwłaszcza okresu głównych roztopów w marcu. Dobowe wahania stanu wody mogą wówczas dochodzić do 300‰ stanu średniego, ze stanami i przepływami maksymalnymi występującymi wczesnym popołudniem.

Pomiary temperatury, prowadzone przez autora w ciągu 6 lat (1977–1982), wykazały, że średnia temperatura wody w rzece przekracza znów wartość minimalną ($0 \div +1^\circ\text{C}$) w drugiej dekadzie lutego lub w marcu. Poczynając od tego momentu temperatura wody w rzece wzrasta osiągając maksimum ($18\text{--}19^\circ\text{C}$) w czerwcu lub w lipcu. Roczna amplituda temperatury wody rzecznej wynosi $18\text{--}19^\circ\text{C}$.

Wysokie stany i przepływy wody w rzece, związane ze zmagazynowaniem dużych ilości wody w pokrywie śnieżnej (Sadowski 1971), trwają zwykle od marca przez kwiecień do połowy, a nawet do końca maja. W maju mogą już wystąpić powodzie i wezbrania związane z deszczami rozlewnymi lub z pierwszymi deszczami nawalnymi

(np. 20–22 V 1977, Teisseyre 1980). Powodzie związane z deszczami nawalnymi występują najczęściej w okresie od końca czerwca (świętojanki) do połowy sierpnia, rzadziej we wrześniu lub październiku (por. Tomaszewski 1979). W tych ostatnich miesiącach mogą wystąpić zarówno niżówki, jak i wezbrania związane z deszczami rozlewnymi. Ogólnie biorąc, w okresie od czerwca do października przepływ jest często niższy od średniego (z wyjątkiem lat mokrych).

W ciągu roku hydrologicznego zmieniają się także warunki przepływu osadu. Przy ujemnych temperaturach powietrza i zamrożonych gruntach rzeka jest zasilana materiałem detrytycznym wyłącznie ze strefy łóżyska zwilżonego. Wezbrania zimowe powodują więc znaczną erozję w strefie koryta, a w szczególności duże pogłębianie przegłębień korytowych. Koncentracja zawiesiny, mimo wysokiego stanu wody i jej dużej lepkości (niska temperatura), może być mała, dużo mniejsza niż przy podobnych stanach w cieplej połowie roku. W czasie odwilży koncentracja zawiesiny bardzo wzrasta w wyniku termeroerozji atakującej nieumocnione brzegi w zasięgu stanów roztopowych (Teisseyre 1979a). Bardzo istotnym czynnikiem, powodującym wzrost koncentracji zawiesiny, jest soliflukcyjne ściekanie powierzchniowej warstwy tającego gruntu, którego strukturę zniszczył lód gruntowy lub włóknisty. Ściekanie i osypywanie się gruntu obserwowano na wszystkich nagich skarpach nadrzecznych, a w szczególności na podcięciach o ekspozycji południowej. W niektórych latach największe koncentracje zawiesiny obserwowano właśnie w czasie wezbrań roztopowych. W późniejszym okresie roztopów zawiesina dostarczana jest w dużych ilościach z dróg gruntowych i z pól ornych (por. Gerlach 1966).

Drugim okresem dużej chwilowej koncentracji zawiesiny w wodzie rzecznej jest jesień. Źródłem zawiesiny są głównie drogi gruntowe, a także podcięcia nadrzeczne i niektóre pola orne, na których gleba nie jest broniona przed erozją przez roślinność. Koncentracja zawiesiny osiąga minimum w czasie niżówek letnich, jesiennych i zimowych. Mętnienie wody w czasie niżówek w cieplej połowie roku związane jest z koncentracją ścieków i z rozkładem substancji organicznych. Przepływ żwiru w korycie Bobru jest zjawiskiem okresowym, związanym z bardzo dużymi wezbraniem i powodziami.

Aż do ujścia Czarnuszki, poniżej Lubawki, wody Bobru są czyste i odpowiadają I klasie czystości wód (*Atlasz zanieczyszczenia rzek w*

Polsce z lat 1967, 1970; Szpindor 1974; Jasiński et al. 1977). Poniżej ujścia Czarnuszki wody Bobru są silnie zanieczyszczone i nie odpowiadają normom. Przyczyną tego jest brak oczyszczalni ścieków miejskich w Lubawce i nieefektywność oczyszczalni ścieków w znajdujących się tam zakładach przemysłowych. W ciepłej połowie roku wody Bobru mogą być dość silnie zagłonięte. Glony pojawiają się zwykle na dnie rzeki w drugiej połowie maja. Wezbrania i powódzie, powodujące uruchomienie żwirowego dna, oczyszczają żwiry bruków korytowych z glonów.

Do roku 1978 przepływ wody w górnym Bob-

rze był kontrolowany przez zaporę w Bukówce. Był to suchy zbiornik przeciwpowodziowy o pojemności 2,4 mln m³ (Banach 1979). Zbiornik ten powodował spłaszczanie fal powodziowych, które na odcinku od zapory do ujścia Lesku utrzymywały się zazwyczaj w granicach stanu pełnokorytowego. Jesienią 1978 r., w związku z przebudową zbiornika, w zaporze wybito duży otwór. Tym samym przepływ Bobru powrócił do charakterystyki zbliżonej do stanu pierwotnego. Jednocześnie prace ziemne, prowadzone w czasach zbiornika Bukówka, spowodowały w górnym Bobrze wyuczulany wzrost przepływu osadu.

METODY BADAŃ TERENOWYCH I LABORATORYJNYCH

Praca niniejsza jest podsumowaniem wyników badań hydrologicznych, geomorfologicznych i geologicznych prowadzonych w korycie Bobru w rejonie Błazkowej, Lubawki i Bukówki. Badania hydrologiczne objęły okresowe pomiary stanu i przepływu wody, pomiary prędkości przepływu w celu scharakteryzowania jej rozkładu w planie i w pionie, pomiary koncentracji zawiesiny, temperatury wody oraz obserwacje turbulencji przy różnych stanach i przepływach w ciągu całego roku hydrologicznego. Objętościowe natężenie przepływu obliczano metodą graficznego całkowania przekroju przepływowego, na którym izotachy wykreślono na podstawie pomiarów prędkości przepływu w kierunku x tarowanym młynkiem hydrometrycznym produkcji radzieckiej. W każdym punkcie pomiarowym ustalano średnią punktową prędkość przepływu w czasie. Podczas niżówek i przy wysokich stanach wody stosowanie młynka hydrometrycznego było niecelowe lub niemożliwe. W takich przypadkach natężenie przepływu obliczano wyliczając prędkość średnią w poszczególnych paskach elementarnych z prędkości powierzchniowej przy założeniu logarytmicznego rozkładu prędkości w pionie. Natężenie przepływu wody mierzono każdorazowo w czasie prowadzenia okresowych badań terenowych, a w dłuższych okresach obserwacyjnych (do 2 tygodni) – codziennie. Równocześnie notowano: stan pogody, godzinę wykonania pomiaru, zachmurzenie, wiatr, temperaturę powietrza (z dokładnością do 0,1°C) i wody (w zimie z dokładnością do 0,05°C), opady, grubość pokrywy śnieżnej i zjawiska lodowe w rzece. Co najmniej raz w miesiącu pobierano próbę wody w celu ustalenia koncentracji zawiesiny metodą sączkową. Wielkość prób wody wahała się od 2 l przy małej koncentracji zawiesiny do 0,5 l przy dużej

koncentracji zawiesiny. W czasie powodzi próby pobierano co 15 lub 30 minut (stany rosnące i szczyt fali powodziowej), a następnie co 1,5, 3, 6, 12 i 24 godziny.

Badania geomorfologiczne objęły wykonanie planów odcinka badawczego w skali 1:100, przekrojów poprzecznych i podłużnych przez koryto rzeczne, profilów skarp oraz obserwacje transportu osadu dennego, obciążenia saltacyjnego i flotacyjnego. Systematycznie obserwowano procesy korytowe, a więc zjawiska erozji, transportu i depozycji na dnie rzeki, tworzenie się, rozwój i zanik form dennych oraz strukturę budujących je osadów. Badano także procesy wietrzenia, erozję boczną i procesy stokowe na erodowanych skarpach nadrzecznych. Obserwowane procesy notowano oraz dokumentowano rysunkami, planami, szkicami i zdjęciami fotograficznymi. Cofanie się brzegu kontrolowano systematycznie dzięki sieci reperów stalowych i drewnianych, założonej na brzegu rzeki i bezpośrednio w skarpace nadrzecznych.

Zebrany w ciągu lat duży materiał obserwacyjny można było tylko częściowo przedstawić. Celem niniejszej pracy nie jest jednak publikowanie wyników pomiarów i obserwacji, lecz syntetyczne przedstawienie przebiegu procesów fluwialnych ze szczególnym uwzględnieniem wpływu, jaki wywiera na nie rytm pór roku. Z dużej ilości wyników pomiarów i obserwacji wybrano zatem tylko te, które były niezbędne do udokumentowania najważniejszych tez pracy. W celu nadania zwartości poszczególnym zagadnieniom i zapewnienia porównywalności najważniejsze procesy omówiono na przykładzie krótkiego odcinka mostowego, ukazanego na figurze 1 strzałką (pl. I). Większość wyników obserwacji geologicznych trzeba będzie przedstawić w osobnym artykule.

OPIS HYDROLOGICZNY ODCINKA BADAWCZEGO W BŁĄZKOWEJ

Na przełomie XIX i XX wieku dolinę górnego Bobru nawiedziły trzy duże powodzie: w lipcu 1897 (powódź katastrofalna, bardzo liczne ofiary), w czerwcu 1902 oraz w lipcu 1903 (Kajetanowicz 1948; Margas i Szymczak 1970; Dubicki 1979; Orłowska 1979; Tomaszewski 1979). W związku ze znacznymi stratami powstałymi w wyniku tych powodzi przystąpiono w dorzeczu Bobru do regulacji rzek i potoków oraz do wznoszenia zbiorników przeciwpowodziowych. Jednym z pierwszych zbiorników przeciwpowodziowych w Sudetach był zbiornik Bukówka (2,4 mln m³), którego budowę zaczęto w r. 1902 i ukończono w r. 1907. Zbiornik ten położony jest ok. 4 km powyżej odcinka mostowego w Błazkowej.

Po powodzi w r. 1903 koryto Bobru zostało ponownie uregulowane na całej długości. W rejonie Błazkowej koryto Bobru miało pojedynczy trapezowy przekrój przepływowy o powierzchni $A = 9-15 \text{ m}^2$, co przy stanie wody brzegowej zapewniało przepływ $Q_p = 30-40 \text{ m}^3/\text{s}$ (pl. XVI, 1). Większe przepływy były zatrzymywane przez zbiornik w Bukówce. Utrzymano kręty bieg koryta, jednakże trasa rzeki została znacznie skrócona przez ścięcie wszystkich meandrów. W miejsce koryta o naturalnej krętości 2,5-3 wykonano trasę regulacyjną złożoną ze sztucznie wytyczonych łuków o różnym promieniu, połączonych niejednokrotnie długimi odcinkami prostymi (krętość ok. 1,20). Warto tu wspomnieć o bardzo starannym zabezpieczeniu koryta regulacyjnego przed erozją. Dno koryta wyłożono faszyną, na której ułożono ręcznie bruk z dużych otoczków i kamieni, klinując płaskie kamienie w ułożeniu zimbrykowanym pod prąd. Brzegi rzeki zabezpieczono podwójnymi płotkami, między którymi ułożono na przemian warstwy faszyny oraz ziemi z kamieniami. Między wewnętrznym płotkiem a brzegiem wykonano narzut z dużych kamieni (do 1,5 m średnicy). Na odcinkach prostych faszynę układano pod małym kątem do osi koryta tworząc zbieżny układ choinkowy. Na zakrętach faszyna ułożona była prostopadle do ściany koryta, a grubość warstwy faszynowej dochodziła do 2 m. Tak zabezpieczone koryto przetrwało w stanie prawie nie zmienionym do lat siedemdziesiątych. Pewne uszkodzenia brzegów i dna spowodowała powódź z r. 1958, a następnie powódzie w latach 1971, 1977 (Teisseyre 1979b). Obecnie płotki i faszyna są już silnie zbutwiały, toteż

dalsze niszczenie koryta regulacyjnego będzie postępowało coraz szybciej.

Zrelizowana tak dużym nakładem sił i środków regulacja była zaprojektowana raczej na wyuczucie niż według nowoczesnych zasad projektowania koryta stabilnego. Pozostawiono pewną liczbę ostrych zakrętów, w których umocnienia brzegów zostały dość prędko zniszczone. Innym błędem było wytyczenie licznych pojedynczych zakrętów, powodujących znaczne i nie wygaszone deformacje pola prędkości, zwłaszcza przy wysokich stanach wody. Ze względu na duży spadek w niektórych odcinkach koryta dochodziło do powstania przepływu rwącego. W takich miejscach powstają znaczne zakłócenia przepływu, które odbijając się od brzegów koryta działają na nie erozyjnie. Największe zniszczenia brzegów związane są jednak z zarośnięciem skarp koryta przez wikliny, dające w wielu miejscach zarośla nie do przebycia (Teisseyre 1977a, 1979a, pl. V, 2).

Odcinek mostowy w Błazkowej zaczyna się od ostrego zakrętu w prawo (pl. VI, 1, XVI, 4), tuż powyżej mostu na szosie Błazkowa-Lubawka. Niżej wytyczono odcinek prosty przechodzący następnie w lekki łuk w prawo (pl. XV, 4, XVI, 1, 3). W r. 1966 zastąpiono stary most nowym. Zakłócenia przepływu spowodowane przez nowy most stały się przyczyną zniszczenia przez powódzie i wezbrania umocnień koryta poniżej mostu i zainicjowały zmiany koryta opisane w tej pracy (pl. I, XVI).

Nowy most ma przepustowość ok. 60 m³/s, to znaczy jego światło jest co najmniej o połowę za małe dla bezpiecznego przepuszczenia fal powodziowych o prawdopodobieństwie 1%. Według formuły podanej przez Lambora (1971) przepływ o prawdopodobieństwie 1-0,5% powinien osiągnąć tu $Q_{0,5-1\%} = 388 \text{ m}^3/\text{s}$, co jednak nie wydaje się prawdopodobne. Okazuje się, że nawet przy wezbraniach most powoduje piętrzenie wody, ponieważ szerokość przesła jest za mała. Do tego dołącza się jeszcze dławiące działanie resztek przyczółków starego mostu, które pozostawiono na brzegach rzeki. Zwężenie koryta na odcinku mostowym powoduje powstanie w wyżej położonym korycie przepływu nierównomiernego zwolnionego. W czasie wezbrań i powodzi woda ulega tu spiętrzeniu, czyli zachodzi zamiana energii kinetycznej strumienia na energię potencjalną poło-

żenia. Proces ten odbywa się przy dużych stratach energetycznych związanych ze strefami silnych wirów przy brzegach i przy dnie koryta. Silne wiry tworzą się w dennej części koryta m. in. w związku z opływem dużych bloków skalnych, które dostały się tu z rozmytych umocnień brzegów. W rezultacie między oboma mostami powstały duże nisze brzegowe, zagrażające przyczółkom nowego mostu, a także doszło do znacznego przegłębienia dna na odcinku 24 m. Głębokość koryta dochodzi tu do 1 m przy stanie średnim, czyli jest trzykrotnie większa od głębokości trasy regulacyjnej. Na całym tym odcinku spadek dna rzeki jest dodatni i znacznie większy od spadku średniego.

Pod mostem prędkości przepływu powodziowego wynoszą 3–4 m/s, co spowodowało rozmycie dna do rzędnej 0,1–0,2 m niżej stopy fundamentowej przyczółków mostowych.

Pod mostem i na pewnym odcinku poniżej mostu zachodzi w czasie powodzi ruch nierównomierny przyspieszony, ponieważ przyczółki mostowe działają jak ściany dyszy powodując kontrakcję strumienia. Na odcinku tym stwierdzono erozję dna na długości 28 m (fig. 6). Dno rzeki wykazuje tu znaczny przeciwsfadek. Łączna długość przegłębienia korytowego (bez długości mostu) wynosi 52 m, czyli ok. 8 szerokości koryta. Poniżej odcinka rozmytego dno koryta podnosi się szybko osiągając rzędną ok. +0,4 m w stosunku do dna trasy regulacyjnej. Podniesienie dna związane jest z dużym nagromadzeniem grubego żwiru. W korycie rzeki powstał więc szeroki bystrzyk o bardzo szorstkiej koronie (pl. I). Pierwszym etapem „dziczenia” rzeki – czyli jej powrotu do warunków naturalnych – było więc powstanie w regulacyjnym korycie prostym układu bystrzyków i przegłębien (por. Leopold i Langbein 1966; Keller 1972). Obserwacje poczynione przez autora pozwalają więc na uściślenie modelu przeobrażania się koryta prostego przez wykrycie wczesnego stadium symetrycznych bystrzyków i przegłębien, które poprzedza fazę bystrzyków i przegłębien asymetrycznych stanowiących pierwsze stadium w modelu Kellera (1972). W fazie drugiej, poniżej wspomnianego bystrzyka, rozwinął się zaczątkowy zakręt rzeki (fig. 6). W okresie 1967–1981 zakręt ten przesunął się konsekwentnie ku północy kosztem rozmywanego stopniowo brzegu lewego. Po powodzi w r. 1977 powstało tu już dobrze rozwinięte przegłębienie asymetryczne, a w następnych latach przy brzegu prawym wynurzyła się żwirowa platforma

łachy meandrowej (pl. I, 2, XIV). Tę fazę rozwoju koryta przerwała powódź w styczniu 1982 r. inicjująca fazę trzecią. Długotrwały wysoki stan wody, wynikający ze zżewienia koryta przez zwały kry brzegowej, spowodował uruchomienie żwirowego dna rzeki przez okres nie notowany w czasie powodzi letnich. Przegłębienie asymetryczne zostało zasypane żwirem, koryto wyprostowało się, nurt przeniósł się pod brzeg prawy, przy czym rozmyta została platforma łachy meandrowej. W lecie 1982 r. w korycie wynurzyła się łacha śródkorytowa (pl. XV). Odcinek mostowy zamyka u dołu znaczne zżewienie koryta w miejscu wejścia w trasę regulacyjną (pl. I, 2–4, XIV, 3, XV, 4, XVI, 2, 3).

Oto zestawienie parametrów określających warunki przepływu w korycie Bobru na odcinku mostowym:

spadek średni dna doliny	$S_{\text{dol}} = 0,011\ 429,$
spadek doliny na odcinku mostowym	$S = 0,011\ 442,$
średni spadek koryta	$S = 0,011\ 468.$

Parametry trasy regulacyjnej:

krętość koryta sztucznego	$P = 1,19,$
szerokość koryta	$w = 3,0\ \text{m},$
średnia głębokość (stan średni)	$d = 0,35\ \text{m},$
przekrój przepływowy	$A = 9\text{--}15\ \text{m}^2,$
średni roczny przepływ	$\bar{Q} = 1,1\ \text{m}^3/\text{s},$
przepływ pełnokorytowy	$Q_p = 30\text{--}40\ \text{m}^3/\text{s},$

Parametry koryta naturalnego powstałego w latach 1967–1982:

wysokość bezwzględna odcinka mostowego	480,6–481,85 m npm.,
szerokość koryta (średnia woda)	$w = 6,5\text{--}12\ \text{m},$
głębokość koryta (średnia woda)	$d = 0,1\text{--}1,1\ \text{m},$
przekrój przepływowy (stan pełnokorytowy)	$A = 12,5\text{--}22\ \text{m}^2,$
przepływ o prawdopodobieństwie 50%	$Q_{50\%} = 15,8\ \text{m}^3/\text{s},$
przepływ pełnokorytowy	$Q_p = 36\ \text{m}^3/\text{s},$
współczynnik nieregularności	$\lambda = 640,$
amplituda względna	$A_w = 72,6,$
wahania stanu (1967–1982)	$h = 40\text{--}320\ \text{cm},$
całkowity współczynnik oporu Manninga	$n = 0,025\text{--}0,030.$

Spadki obliczono na podstawie mapy topograficznej 1:10000 z r. 1978. Zero wodowskazu: 303 cm poniżej korony mostu.

CHARAKTERYSTYKA HYDRAULICZNA PRZEPLYWU

Warunki przepływu w „zdziczałym” korycie Bobru kształtują się pod wpływem zmian przekroju przepływowego, zmian geometrii koryta (szerokości i głębokości średniej, zmian kształtu przekroju przepływowego) oraz zmian nachylenia jego dna i szorstkości. W czasie przechodzenia przez koryto fal powodziowych i wezbraniowych występuje ruch nieustalony nierównomierny (ang. unsteady non-uniform flow). Wspomniane wyżej zmiany powodują, że w okresach quasi-ustalonego przepływu ruch jest również zawsze nierównomierny (ang. non-uniform flow). Przy stanach niskich, średnich i małych wezbraniach warunki przepływu komplikują się dodatkowo przez infiltrację wody w bardzo przepuszczalne osady bystrzyków. W takich okresach znaczna część wody płynie pod bystrzykami podziemnie, co powoduje wyraźnie wyczuwalne zmiany natężenia przepływu wzdłuż osi koryta (por. Hjulström 1955). Okresowe badania hydrologiczne prowadzone przez autora wykazały istnienie charakterystycznych zmian warunków przepływu uzależnionych z jednej strony od stanu i natężenia przepływu, a z drugiej od krętości i układu koryta rzeki. Wnioski wypływające z tych obserwacji są bardzo interesujące z przyrodniczego punktu widzenia. Ponieważ jednak metodyka badań hydrologicznych nie jest w środowisku przyrodniczym powszechnie znana, a wyniki badań rzek sudeckich nie są często publikowane, istotne wydaje się przedstawienie w największym skrócie przynajmniej niektórych obserwacji zebranych w ciągu lat przez autora. Podane w tym rozdziale przykłady ograniczono do odcinka mostowego w Błazkowej.

Przykład 1. Przepływ niżówkowy 20 X 1982 r. Parametry przepływu były następujące: Profil pod mostem (prześwietlenie):

$$Q_1 = 0,128 \text{ m}^3/\text{s}, Re = 6,0 \cdot 10^4, Fr = 0,017.$$

Profil na zejściu z bystrzyka (58 m niżej mostu):

$$Q_2 = 0,016 \text{ m}^3/\text{s}, Re = 2,3 \cdot 10^5, Fr = 1,00.$$

A zatem przepływ na zejściu z bystrzyka wynosił tylko 12,5% przepływu pod mostem (pl. XV, 4). Różnica, $\Delta Q = 0,112 \text{ m}^3/\text{s}$, przypada na przepływ podziemny w bardzo porowatych i przepuszczalnych żwirach bystrzyka. Stwierdzona różnica przepływu nie wystarcza jednak do określenia efektów geomorfologicznych obserwowanego zjawiska. Dzieje się tak dlatego, ponieważ przy ruchu nieustalonym nierównomiernym transport

osadu nie może być rozpatrywany w kategoriach natężenia przepływu, a inicjacja ruchu osadu dennego w kategoriach prędkości średniej (Einstein 1964; Henderson 1966; Yalin 1972; Jackson 1978). A zatem, aby ocenić efekty geomorfologiczne zróżnicowanego przepływu niżówkowego konieczne jest uwzględnienie naprężeń ścinających na dnie, określających transport obciążenia dennego, oraz całkowitej mocy strumienia, decydującej o całkowitym obciążeniu rzeki (Einstein 1964; Briggs i Middleton 1965; Henderson 1966; Yalin 1972). Wielkości te określają równania:

Średnie naprężenie ścinające

$$\text{na dnie} \quad \tau = \gamma R S_{ef}, \quad (1)$$

$$\text{Całkowita moc strumienia} \quad \Omega = \gamma Q E_t, \quad (2)$$

$$\text{Energia całkowita strumienia} \quad E_t = \alpha V^2/2g + d. \quad (3)$$

Symbol S_{ef} oznacza spadek efektywny obliczony w tym przypadku z formuły Manninga przy założeniu lokalnej równomierności przepływu i empirycznym ustaleniu wartości V , n i R . (Określenie „lokalna równomierność przepływu” oznacza, że w przepływie wolnozmiennym jest on traktowany jako równomierny na krótkim odcinku koryta, obejmującym rozpatrywany przekrój przepływowy.) Spadek efektywny można obliczyć z równania:

$$S_{ef} = \left(\frac{Vn}{R^{2/3}} \right)^2. \quad (4)$$

Taki tok postępowania jest niezbędny, ponieważ przy ruchu nieustalonym nierównomiernym nie można stosować równań ruchu równomiernego (równanie 1), a przy obliczaniu naprężeń ścinających nie można posługiwać się spadkiem powierzchni swobodnej wody (por. Bridge i Jarvis 1976). Najprostszą metodą dostosowania równań ruchu równomiernego do obliczeń przepływu nierównomiernego jest metoda spadku efektywnego (znacznie bardziej skomplikowane rozwiązanie tego problemu przedstawił Engelund, 1974). Metodę spadku efektywnego autor stosuje od kilku lat (Teisseyre 1980) osiągając dobrą zgodność obliczeń z obserwacjami terenowymi. Wartości współczynnika oporu Manninga, n , ustalano empirycznie w sposób podany przez Ven Te Chow (1959; por. też Albertson i Simons 1964; Yalin 1972; Wołoszyn 1974; Byczkowski 1979; Dąbkowski *et al.* 1982). Tak ustalone wartości n są o 10–20% większe od tak zwanego „ziarnowego współczynnika oporu” Manninga, określonego równaniem empirycznym ważnym dla prze-

plywu w pełni turbulentnego (Henderson 1966):

$$n = 0,03779 D^{1/6}. \quad (5)$$

Średnia wartość współczynnika prędkości α wynosi ok. 1,25.

W rozpatrywanym przypadku średnie naprężenie ścinające i całkowita moc strumienia były następujące:

profil pod mostem (przełębie):

$$\tau_1 = 0,0008 \text{ kG/m}^2, \quad \Omega_1 = 76,88 \text{ kGm/s};$$

profil na zejściu z bystrzyka:

$$\tau_2 = 1,480 \text{ kG/m}^2, \quad \Omega_2 = 26,25 \text{ kGm/s}.$$

Z powyższych obliczeń wynika, że w przełębie pod mostem mogły być transportowane tylko najdrobniejsze cząstki zawiesiny, a prawie cały materiał detrytyczny i roślinny dostarczany z góry (piasek, muł, liście itp.) osadzał się na dnie przełębia. Prognoza powyższa znalazła pełne potwierdzenie w wynikach badań terenowych. W okresie 22 VII–18 XI 1982 r. dno przełębia podniosło się na skutek depozycji o 34–51 cm (fig. 7).

W profilu na zejściu z bystrzyka naprężenia ścinające na dnie i moc strumienia były wystarczające do uruchomienia piasku i drobnego żwiru (do kilkunastu mm średnicy) oraz odprowadzenia tego materiału w niżej położoną część koryta. W tych warunkach żwir zejścia z bystrzyka powinny ulegać przemywaniu i utworzyć zimbrykowany bruk korytowy. Prognoza powyższa znalazła również pełne potwierdzenie w obserwacjach terenowych. Na zejściu z bystrzyka obserwowano w okresie 22 VII–18 XI 1982 r. przemywanie żwiru i tworzenie silnie zimbrykowanego bruku. Piasek i drobny żwirek wprowadzony tu sztucznie w objętości ok. 10l został przez strumień usunięty już w czasie kilku godzin.

Pomiary innych przepływów niżówkowych wykonane w r. 1982 wykazały, że przepływ podziemny w żwirach bruku korytowego i bystrzyka wahał się w granicach 0,07–0,13 m³/s, co stanowiło 10–75% przepływu całkowitego pod mostem. Jaki jest zatem wpływ zmian natężenia przepływu Q wzdłuż osi koryta na przebieg procesów korytowych? Church (1972) oraz Church i Gilbert (1975) wnioskuje na podstawie pomiarów terenowych, że wpływ ten jest pomijalny. Podobnie czyni Eagleson (1978) na podstawie rozważań teoretycznych. Autor niniejszej pracy proponuje stanowisko ostrożniejsze i przeanalizowanie problemu w zależności od stanu i przepływu wody. Ostrożność jest tu konieczna, ponieważ w układzie o tak delikatnej równowadze, jakim jest rzeka, w odpowiednich warunkach li-

czyć się może każdy czynnik (Leopold i Maddock 1953; Leopold i Wolman 1957). Omówiony wyżej przykład wskazuje wyraźnie, że przy przepływie niżówkowym wpływ zmian natężenia przepływu na przebieg procesów korytowych jest całkowicie pomijalny, mimo że wahania przepływu są wówczas wyjątkowo duże. W przełębiach energia kinetyczna strumienia jest bowiem tak mała, że nawet większe natężenie przepływu nie jest w stanie zrównoważyć spadku mocy strumienia. Używając tradycyjnych określeń geologicznych można powiedzieć, że wydolność rzeki spada w przełębiach prawie do zera, a jej obciążenie bardzo znacznie maleje. Jednocześnie na zejściu z bystrzyka spadek jest tak duży, że mimo małej głębokości wody i dużej szorstkości dna energia kinetyczna strumienia wzrasta tak znacznie, iż z nawiązką równoważy zmniejszenie się natężenia przepływu. Inaczej mówiąc, wydolność rzeki wzrasta znacznie i, mimo zmniejszenia się debitu, jej obciążenie także wzrasta. Oto najbardziej oczywisty przykład wpływu nieustaloności (ang. unsteadiness) przepływu wody na przebieg procesów geomorfologicznych. Zarazem jest to doskonały przykład na poparcie wypowiedzianego wyżej twierdzenia, że przy przepływie nieustalonym obciążenie rzeki nie może być rozpatrywane w kategoriach debitu, a inicjacja ruchu – w kategoriach prędkości średniej. A zatem w rzece o dużym spadku różnice natężenia przepływu w systemie bystrzyk/przełębie nie mają żadnego wpływu na przebieg procesów korytowych w czasie niżówek, ponieważ są gruntownie maskowane przez efekty piętrzenia wody na koronach bystrzyków. Ten pozorny paradoks wyjaśnia forma równania (2), w którym średnia prędkość przepływu występuje w kwadracie.

Identyczne wyniki osiągnięto w czasie badań innych przepływów niżówkowych w okresie 1977–1982. Upoważnia to do stwierdzenia, że w czasie niżówek przełębie korytowe rzeki krętej stają się miejscami powolnej depozycji materiału detrytycznego i roślinnego dostarczanego z góry. W dużych i głębokich przełębiach osadza się prawie cały materiał detrytyczny, z wyjątkiem najdrobniejszych zawiesin. W czasie długotrwałych niżówek w przełębiach takich powstają ławice o uziarnieniu gradacyjnym (fig. 7). Strefa dna pokrytego mułem niżówkowym nie jest jednak ciągła, gdyż mułu z reguły brak na zejściach z bystrzyków (Teisseyre 1980). W czasie niżówek zejścia z bystrzyków są strefami erozji i przemywania żwirowego

dna. A zatem w czasie niżówek przepływ osadu (głównie zawiesiny) w korycie rzeki górskiej jest nieustalony, przerywany i lokalny. Ciągły transport zawiesiny ograniczony jest tylko do frakcji najdrobniejszych, a osad wymywany na zejściach z bystrzyków jest w większości deponowany w niżej położonych przegłębieniach.

Przykład 2. Przepływ niższy od średniego w dniu 27 VII 1982 r. (tab. 1).

W profilu pod mostem (przegłębienie):

$$Q_1 = 0,584 \text{ m}^3/\text{s}, Re = 3,1 \cdot 10^5, Fr = 0,04, \\ \tau_1 = 0,0079 \text{ kG/m}^2, \Omega_1 = 322,3 \text{ kGm/s}.$$

W profilu na zejściu z bystrzyka:

$$Q_2 = 0,496 \text{ m}^3/\text{s}, Re = 1,7 \cdot 10^6, Fr = 0,68, \\ \tau_2 = 2,733 \text{ kG/m}^2, \Omega_2 = 201,3 \text{ kGm/s}; \Delta Q = \\ = 0,088 \text{ m}^3/\text{s} (15,1\% Q_1).$$

Efekty geomorfologiczne tego przepływu były bardzo podobne do przykładu 1. W dalszym ciągu przegłębienie korytowe wylapywało całą dostawę obciążenia dennego dostarczanego z góry i część obciążenia zawiesinowego. Na zejściu

z bystrzyka odbywało się przemywanie żwiru z efektywnym odmywaniem piasku i drobnego żwiru (do 32 mm średnicy). Wyniki pomiarów wykonanych w dniu 27 VII 1982 r. zestawiono w tabeli 1.

Przykład 3. Wezbranie roztopowe w dniu 18 IV 1980 r. (tab. 2).

W profilu pod mostem (przegłębienie):

$$Q_1 = 2,985 \text{ m}^3/\text{s}, Re = 1,5 \cdot 10^6, Fr = 0,32, \\ \tau_1 = 0,678 \text{ kG/m}^2, \Omega_1 = 2232 \text{ kGm/s}.$$

W profilu na zejściu z bystrzyka:

$$Q_2 = 2,729 \text{ m}^3/\text{s}, Re = 8,6 \cdot 10^5, Fr = 0,48, \\ \tau_2 = 1,132 \text{ kG/m}^2, \Omega_2 = 1360 \text{ kGm/s}, \Delta Q = \\ = 0,256 \text{ m}^3/\text{s} (\text{ok. } 8,6\% Q_1).$$

W porównaniu z uprzednio omówionymi przykładami należy odnotować znaczny wzrost naprężeń ścinających i mocy strumienia w profilu pod mostem. Spowodowało to zerodowanie wszystkich osadów drobnoziarnistych, aż do warstwy bruku korytowego, a tym samym obniżenie dna rzeki średnio o 0,4 m.

Tabela 1

Warunki przepływu w korycie Bobru (odcinek mostowy w Błażkowej) w dniu 27 VII 1982 r., $Q = 0,584 \text{ m}^3/\text{s}$

Flow characteristics on July 27, 1982, bridge study reach at Błażkowa, $Q = 0,584 \text{ m}^3/\text{s}$

Lokalizacja Location	V [m/s]	Re	Fr	τ [kG/m ²]	ω [kG m ⁻¹ s ⁻¹]	Ω [kGm/s]
1. Koryto regulacyjne, 35 m wyżej zakrętu, $x = 0$ m Regulation channel, 35 m above bend	0,448	$6,1 \cdot 10^5$	0,23	0,201	0,090	235,5
2. Oś zakrętu, $x = 35$ m Channel bend	0,597	$1,5 \cdot 10^6$	0,22	0,410	0,245	434,2
3. Zejście z bystrzyka, $x = 48$ m Riffle descent	0,660	$1,1 \cdot 10^6$	0,31	0,510	0,337	285,1
4. Przegłębienie pod mostem, $x = 78$ m Pool below bridge	0,147	$2,8 \cdot 10^5$	0,06	0,014	0,002	322,3
5. Wyjście z przegłębienia, $x = 99$ m Pool outlet	0,203	$3,6 \cdot 10^5$	0,09	0,033	0,007	293,8
6. Grzbiet bystrzyka, $x = 112$ m Riffle crest	0,612	$1,0 \cdot 10^6$	0,29	0,408	0,250	288,7
7. Zejście z bystrzyka, krawędź ściany zsypu, $x = 137$ m Riffle descent, crest of slip face	1,397	$1,1 \cdot 10^6$	0,95	2,733	3,818	201,3
8. Przegłębienie w korycie prostym, $x = 142$ m Pool in straight channel	0,650	$1,6 \cdot 10^6$	0,25	0,350	0,228	419,1
9. Grzbiet bystrzyka, koryto proste, $x = 153$ m Riffle crest, straight channel	0,983	$9,3 \cdot 10^5$	0,60	1,264	1,243	193,8
10. Przegłębienie w korycie prostym, $x = 171$ m Pool, straight channel	0,206	$3,2 \cdot 10^5$	0,10	0,047	0,010	264,6

Tabela 2

Warunki przepływu w korycie Bobru (odcinek mostowy w Błażkowej) w dniu 18 IV 1980 r., $Q = 2,958 \text{ m}^3/\text{s}$
 Flow characteristics of the April 18, 1980 freshet, bridge study reach at Błażkowa, $Q = 2,958 \text{ m}^3/\text{s}$

Lokalizacja Location	V [m/s]	Re	Fr	τ [kG/m ²]	ω [kG m ⁻¹ s ⁻¹]	Ω [kGm/s]
1. Bystrzyk powyżej mostu, $x = 0 \text{ m}$ Riffle above the bridge	1,410	$1,5 \cdot 10^6$	0,67	2,528	3,564	1714,3
2. Przegłębienie powyżej mostu, $x = 18 \text{ m}$ Pool above the bridge	0,838	$1,5 \cdot 10^6$	0,32	0,678	0,568	2249,6
3. Wyjście z przegłębienia, $x = 38 \text{ m}$ Pool outlet	0,560	$7,4 \cdot 10^5$	0,24	0,272	0,152	1661,7
4. Wyjście z przegłębienia, spadek przeciwny, $x = 56 \text{ m}$ Pool outlet, adverse slope	0,825	$1,0 \cdot 10^6$	0,36	0,735	0,606	1740,2
5. Grzbiet bystrzyka, $x = 68,5 \text{ m}$ Riffle crest	0,995	$8,2 \cdot 10^5$	0,56	1,313	1,306	1156,6
6. Przegłębienie, miejsce najgłębsze, $x = 74,5 \text{ m}$ Pool, deepest point	1,221	$2,7 \cdot 10^6$	0,45	2,077	2,536	2491,1
7. Wyjście z przegłębienia, $x = 78,5 \text{ m}$ Pool outlet	0,552	$8,0 \cdot 10^5$	0,21	0,405	0,224	2100,0
8. Grzbiet bystrzyka, $x = 90,5$ Riffle crest	0,924	$8,6 \cdot 10^5$	0,48	1,132	1,046	1297,3
9. Przegłębienie, koryto proste, $x = 112,5 \text{ m}$ Pool, straight channel	1,589	$1,7 \cdot 10^6$	0,74	3,387	5,382	1857,6

W trakcie wykonywania hydrologicznych pomiarów terenowych zaobserwowano inne interesujące zjawisko. Polega ono na charakterystycznych zmianach prędkości średniej w profilu podłużnym odcinka mostowego. Zmiany te można łatwo zauważyć przyglądając się danym zestawionym w tabeli 2. Zmiany warunków przepływu staną się jeszcze wyraźniejsze, jeżeli porównamy naprężenia ścinające i moce strumienia w kolejnych bystrzykach i przegłębieniach omawianego odcinka rzeki. Oto zestawienie wspomnianych wielkości dla dwóch kolejnych par form bystrzyk/przegłębienie: bystrzyk górny: $\tau_3 = 1,313 \text{ kG/m}^2$, $\Omega_3 = 1156,6 \text{ kGm/s}$, przegłębienie asymetryczne: $\tau_4 = 2,077 \text{ kG/m}^2$, $\Omega_4 = 2491,1 \text{ kGm/s}$; bystrzyk dolny: $\tau_5 = 1,132 \text{ kG/m}^2$, $\Omega_5 = 1297,3 \text{ kGm/s}$, przegłębienie dolne: $\tau_6 = 3,387 \text{ kG/m}^2$, $\Omega_6 = 1857,6 \text{ kGm/s}$.

Porównując powyższe wartości z wartościami obliczonymi dla przepływów niżówkowych i średnich dochodzimy do wniosku, że już przy przepływie ok. $3 \text{ m}^3/\text{s}$ dochodziło w krętym korycie Bobru do przesunięcia stref największej prędkości średniej z bystrzyków do przegłębień. Na przy-

kład przy przepływie $0,584 \text{ m}^3/\text{s}$ (27 VII 1982 r.) średnie przekrojowe prędkości przepływu na bystrzykach wynosiły $1,268\text{--}1,410 \text{ m/s}$, a w przegłębieniach $0,147\text{--}0,650 \text{ m/s}$ (tab. 1). Już jednak przy przepływie ok. $3 \text{ m}^3/\text{s}$ obserwujemy zjawisko odwrotne: na bystrzykach średnia prędkość przekrojowa wynosiła w dniu 18 IV 1980 r. $0,924\text{--}0,995 \text{ m/s}$, a w przegłębieniach $1,221\text{--}1,589 \text{ m/s}$ (tab. 2). Zjawisko to znane jest pod nazwą *odwrócenia prędkości* (Keller 1971, 1977, 1978; Keller i Melhorn 1973, 1978; Teisseyre 1980; por. też Gustavson 1974; Hooke 1974, 1975; Richards 1976a, b).

Ze zjawiskiem odwrócenia prędkości łączy się odwrócenie w układzie bystrzyk/przegłębienie naprężeń stycznych i mocy strumienia (ω , tab. 2). Łącznie zmiany te autor proponuje nazwać zjawiskiem *odwrócenia hydraulicznego*. Pomiaru terenowe wykazały także, że przy odpowiednio wysokim stanie i przepływie, w warunkach odwrócenia hydraulicznego, zmiany natężenia przepływu, związane z przepływem podziemnym w aluwiach rzeki, mogą mieć wyczuwalny wpływ na przebieg procesów korytowych. Jest to znów

pozornie paradoksalne, ponieważ zmiany natężenia przepływu wzdłuż osi koryta są wówczas stosunkowo niewielkie. Jednakże efekt tych zmian jest taki sam, jak zmian wywołanych przez od-

wrócenie hydrauliczne: oba te czynniki powodują zgodnie zmniejszenie naprężeń stycznych i mocy strumienia na bystrzykach i wzrost wartości tych parametrów w przegłębieniach.

ODWRÓCENIE HYDRAULICZNE – CZYNNIK STERUJĄCY ROZWOJEM KORYTA KRĘTEGO

Zjawisko odwrócenia hydraulicznego wymaga uzasadnienia i wyjaśnienia, ponieważ już hipoteza odwrócenia prędkości spotkała się z zarzutami, niesłusznymi zresztą, jakoby była sprzeczna z zasadami mechaniki płynów.

Odwrócenie hydrauliczne łączy się ze wzrostem stanu wody i natężenia przepływu powyżej pewnej wartości progowej. Wzrost stanu wody prowadzi do zatapiania koron bystrzyków i do przesuwania się efektu fali negatywnej w górę strumienia (Henderson 1966). Zatopione korony bystrzyków zaczynają oddziaływać na przepływ, jak jaz zatopiony o szerokiej koronie. W takiej sytuacji mogłoby się wydawać, że średnie prędkości przepływu na bystrzykach powinny być nadal większe niż w przegłębieniach. Jako na rzekomo decydujący argument powoływano się w takich rozumowaniach na głębokość przepływu, która jest mniejsza na bystrzykach niż w przegłębieniach. Rozumowanie to jest błędne, ponieważ rozpatrując średnią prędkość przepływu w korycie nieregularnym należy rozważać zmiany pola czynnego przekroju przepływowego, a nie jedynie zmiany głębokości koryta, nie mówiąc już o innych parametrach hydraulicznych. Podobnie powoływanie się na równanie Bernoulliego jako na rzekomy argument, decydujący o błędności koncepcji odwrócenia hydraulicznego, w rzeczywistości dowodzi jedynie zupełnego pomieszania pojęć, ponieważ równanie to nie opisuje przepływu turbulentnego w korycie nieregularnym.

Powracając do konkretnego przykładu odcinka mostowego w Błażkowej można wykazać, że przy przepływie ok. $3 \text{ m}^3/\text{s}$ średnie prędkości przekrojowe w kolejnych bystrzykach i przegłębieniach kształtowały się w związku ze zmianami czynnego pola przekroju przepływowego (czynny przekrój przepływowy = całkowity przekrój zwilżony – pole przekroju stref separacji prądu):

bystrzyk górny: $A_3 = 2,999 \text{ m}^2$, $V_3 = 0,995 \text{ m/s}$, $Fr_3 = 0,56$;

przegłębienie: $A_4 = 2,247 \text{ m}^2$, $V_4 = 1,221 \text{ m/s}$, $Fr_4 = 0,45$;

bystrzyk dolny: $A_5 = 3,094 \text{ m}^2$, $V_5 = 0,924 \text{ m/s}$, $Fr_5 = 0,48$;

przegłębienie: $A_6 = 1,879 \text{ m}^2$, $V_6 = 1,589 \text{ m/s}$, $Fr_6 = 0,74$.

A zatem, przyczyną i zarazem wytłumaczeniem odwrócenia hydraulicznego jest zmniejszenie się pola czynnego przekroju przepływowego w przegłębieniach. Jest to spowodowane zjawiskiem oderwania prądu, co prowadzi do powstania przy brzegach i dnie koryta stref separacji (fig. 10, pl. VII, IX, 2, XIII, 1, 4, XIV, XV, 4, XVI, 3). Szczególnie duże strefy separacji prądu powstają przy brzegu wewnętrznym koryt krętych. W związku z dużymi prędkościami przepływu w korytach rzek górskich separacja prądu przy brzegu wewnętrznym zachodzi już przy małych krzywiznach koryta, jak to obserwowano wielokrotnie na odcinku mostowym w Błażkowej (fig. 9 i 10). Wewnętrzne i zewnętrzne strefy separacji prądu dławią przepływ w przegłębieniach, który ulega tu kontrakcji. Już to samo zjawisko tłumaczy wzrost średniej prędkości przepływu w przegłębieniu w stosunku do bystrzyków. Dochodzimy w ten sposób do wniosku, że w miarę wzrostu przepływu bystrzyki i przegłębienia wymieniają się funkcją elementów powodujących dławienie przepływu i kontrakcję strumienia. Przy stanach niskich rolę tę pełnią bystrzyki, a przy wysokich – przegłębienia i to właśnie stanowi istotę odwrócenia hydraulicznego. Z punktu widzenia hydrauliki koryt otwartych zjawisko to jest zupełnie oczywiste i nie wymaga wyjaśnienia. Jeżeli przy stanach niskich rolę elementów dławiących przepływ pełnią korony bystrzyków, to w miarę wzrostu stanu i zatapiania koron bystrzyków efekt ten musi przesuwać się w górę koryta (Henderson 1966).

Warto tu jeszcze wspomnieć o innych dodatkowych czynnikach, które mają wpływ na odwrócenie hydrauliczne. Można wymienić trzy takie czynniki: względną szorstkość koryta, zmiany natężenia przepływu oraz tzw. „uwolnienie strumienia”. Względna szorstkość koryta, y/k_s , jest na bystrzykach z reguły mniejsza niż w przegłębieniach. Ponieważ średnia prędkość przepływu na dnie szorstkim jest proporcjonalna do logarytmu szorstkości względnej, przeto przy pozostałych

parametrach porównywalnych prędkość średnia na bystrzykach powinna być mniejsza niż w przegłębieniach (wynika to z równania 6, Keulegan 1938). O zmianach natężenia przepływu i wpływie tego czynnika była już mowa wyżej. Ponieważ przy wezbraniach przepływ na bystrzykach jest także mniejszy niż w przegłębieniach, powoduje to dodatkowe zmniejszenie prędkości średniej i mocy strumienia w strefie bystrzyków. Ponadto na bystrzykach intensywność turbulencji jest z reguły mniejsza (pl. VI, 3 i VIII), a zatem mniejsza jest koncentracja zawiesiny, co z kolei powoduje zmniejszenie mocy strumienia przez zmniejszenie ciężaru właściwego wody. W końcu ze zjawiskiem uwolnienia strumienia mamy do czynienia wówczas, gdy w górnej części przegłębienia, poniżej nagłego załamania dna na zejściu z bystrzyka zasilającego, powstanie przydenne strefa separacji prądu. Ponieważ tarcie warstwy wody płynącej po innej warstwie wody jest małe w porównaniu z tarciami o ściany koryta, przeto dochodzi wówczas do znacznego zwiększenia prędkości średniej oderwanego strumienia na zasadzie nagłego zmniejszenia oporów przepływu (Henderson 1966). Na powierzchni strumienia oderwanego pojawiają się często fale stacjonarne (pl. XV, 3), a liczba Fr waha się w przedziale 0,50–1,20 (por. ASCE 1962; Henderson 1966; Douglas *et al.* 1979). Zjawisko przydennej separacji prądu i uwolnienia strumienia mogłoby na pierwszy rzut oka wydawać się pomijalne, ponieważ powoduje ono powstanie w strumieniu swobodnej powierzchni ścinania (ang. loose boundary, Raudkivi 1967). Wbrew pozorom uwolnienie strumienia ma jednak bezpośredni wpływ na wartość naprężeń stycznych na dnie, ponieważ prędkość prądu wstecznego w przydennej strefie separacji jest wprost proporcjonalna do prędkości strumienia oderwanego (Laursen 1952; Raudkivi 1967).

Z kolei kilka słów o geomorfologicznym i geologicznym znaczeniu zjawiska odwrócenia hydraulicznego. W czasie wezbrań i powodzi rzeka deponuje część lub nawet całość obciążenia dennego na bystrzykach, gdzie naprężenia ścinające i moce strumienia nie są wystarczające do zapewnienia ciągłości ruchu osadu dennego. Przy wezbraniach obciążenie denne uruchomione w danym przegłębieniu może w ogóle nie docierać do korony niżej położonego bystrzyka, jak to miało miejsce np. w dniu 18 IV 1980 r. Drobnny żwir i piasek, stanowiący w tym dniu obciążenie denne rzeki, był w całości deponowany na wyjściach z przegłębień i na podwodnych stokach

platform łąch meandrowych. W czasie powodzi drobniejsze frakcje obciążenia dennego, a zwłaszcza żwiry o wysokiej sferyczności, mogą być transportowane w sposób ciągły na dłuższych odcinkach koryta, przechodząc po drodze przez dziesiątki układów bystrzyk/przegłębienie (Teisseyre 1980; Bluck 1982a, b). Składniki natomiast wleczone po dnie i transportowane w saltacji, a więc duże nieregularne żwiry o małej sferyczności, są deponowane na grzbietach bystrzyków, co powoduje podnoszenie się dna na zasadzie przyrastania pionowego (Teisseyre 1980; Bluck 1982a, b). Pozostawienie części obciążenia rzeki na bystrzyku oznacza, że w niżej położonym przegłębieniu rzeka dysponuje nadmiarem mocy w stosunku do transportowanego osadu, przy czym nadmiar ten zwiększa się jeszcze w wyniku odwrócenia hydraulicznego. Przegłębienia są więc miejscami bardzo silnej turbulencji, znacznych mocy strumienia i dużych naprężeń stycznych na ścianach koryta (pl. VI, 1, 4, VIII, XV, 3, XVI, 3, 4). Sprzyja to rozwojowi erozji dennej, w wyniku której obciążenie rzeki wzrasta proporcjonalnie do zwiększonej mocy strumienia. W czasie powodzi przegłębienia ulegają zatem pogłębieniu.

Podsumowując, można więc powiedzieć, że odwrócenie hydrauliczne oznacza w aluwialnym korycie krętym odwrócenie położenia stref depozycji i erozji. Przy stanach i przepływach nie powodujących odwrócenia hydraulicznego depozycja ma miejsce w przegłębieniach, a erozja wsteczna i wgłębna na grzbietach i na zejściu z bystrzyków (pl. I, 2, 4, IV, 4, IX, 4, XIV, XV, XVI, 1, 2). Przy stanach i przepływach wyższych, powodujących odwrócenie hydrauliczne, depozycja obejmuje stopniowo całe bystrzyki, a erozja ma miejsce w przegłębieniach (pl. VI, 1, 4, VIII, XV, 3, XVI, 3, 4). Efektem przejścia przez koryto fali powodziowej jest więc zwiększenie deniwelacji dna między przegłębieniami a grzbietami bystrzyków (Scott i Gravlee 1968; Teisseyre 1980). Na przykład w wyniku powodzi w sierpniu 1977 r. przyrost rzędnej korony bystrzyka górnego wynosił ok. 0,2–0,3 m, przegłębienie zaś zostało pogłębione o 0,6–0,8 m. Deniwelacje dna w pierwszym układzie bystrzyk/przegłębienie idąc od mostu wzrosły zatem o 0,8–1,1 m. Przy przepływach popowodziowych natomiast, nie powodujących odwrócenia hydraulicznego, deniwelacje dna koryta ulegają zmniejszeniu. Na przykład w wyniku niżówki w październiku–listopadzie 1978 r. grzbiet bystrzyka górnego obniżył się o ok. 0,05–0,1 m, a dno przegłębienia podniosło się o 0,25–0,3 m. Deniwelacje dna w rozpatrywanym

układzie bystrzyk/przeźębienie zmniejszyły się zatem o 0,3–0,4 m.

Odwroćenie hydrauliczne powoduje powodziowe powiększenie i nadbudowę bystrzyków grubym żwirem, a zatem pewną stabilizację tych form. Zjawisko to wpływa także na przebieg erozji bocznej. W strefie bystrzyków erozja boczna jest umiarkowana i może zachodzić z tym samym natężeniem na obu brzegach rzeki. W przeźębeniach rzeki krętej erozja boczna osiąga duże natężenie na brzegu wklęsłym powodując migrację boczną koryta. Erozja brzegu wypukłego (akumulacyjnego) jest znacznie słabsza, może w ogóle nie występować lub też jest maskowana przez efekty przyrastania bocznego. Odwróćenie hydrauliczne jest więc bardzo ważnym czynnikiem rządzącym rozwojem koryta krętej lub meandrującej rzeki górskiej (Keller 1971, 1977, 1978; Keller i Melhorn 1973, 1978; Teisseyre 1980).

Osobnym problemem jest kwestia, czy odwróćenie hydrauliczne występuje we wszystkich rze-

stym badano przy stanach niskich, średnich i w czasie wezbrania w dniu 21 VII 1982 r. W czasie stanów niskich i średnich nie stwierdzono różnic w porównaniu z dawniej wykonanymi obserwacjami, gdy bieg koryta był kręty. Interesujące wyniki dały natomiast badania przepływu w czasie wezbrania w dniu 21 VII 1982 r. (pl VI–VIII). Przepływ maksymalny wystąpił wówczas o godz. 15⁴⁵ (Q ok. 20,4 m³/s), co odpowiadało stanowi 3/4 pełnokorytowemu. Zestawienie parametrów hydraulicznych przepływu uzyskanych przy stanie rosnącym (godz. 14²⁰–14⁴⁵) przedstawiono w tabeli 3. Z tabeli tej wynika, że zjawisko odwróćenia hydraulicznego nie wystąpiło. Naprężenia ścinające i moce strumienia były największe nad grzbietem bystrzyka i malały w przeźębeniach. Może to wskazywać, że czynnikiem warunkującym odwróćenie hydrauliczne mogą być zakłóćenia przepływu związane z krętością koryta, o których była mowa wyżej. Rozstrzygnięcie powyższego problemu wymaga kontynuowania badań.

Tabela 3

Warunki przepływu w korycie Bobru (odcinek mostowy w Błażkowej) w czasie wezbrania w dniu 21 VII 1982 r., godz. 14²⁰–14⁴⁰, Q = ok. 15 m³/s

Flow characteristics of the July 21, 1982 freshet, bridge study reach at Błażkowa, h. 14²⁰–14⁴⁰, Q ca. 15 m³/s

Lokalizacja Location	V [m/s]	Re	Fr	τ [kG/m ²]	ω [kG m ⁻¹ s ⁻¹]	Ω [kGm/s]
1. Przeźębienie pod mostem, $x = 0$ m Pool below bridge	1,09	$3,1 \cdot 10^6$	0,40	0,689	0,751	23990
2. Wyjście z przeźębenia, $x = 25$ m Pool outlet	2,11	$3,9 \cdot 10^6$	0,95	4,741	10,004	23350
3. Grzbiet bystrzyka, $x = 36$ m Riffle crest	2,15	$2,8 \cdot 10^6$	1,16	5,536	11,902	18948
4. Przeźębienie dolne, $x = 69$ m Lower pool	1,65	$6,7 \cdot 10^6$	0,50	2,228	3,676	27762

kach (także roztokowych), czy też jest związane z korytami krętymi i meandrującymi. Pewne światło na to zagadnienie rzucają obserwacje koryta Bobru w czasie wezbrania w dniu 21 VII 1982 r. Nim przejdziemy do ich omówienia należy przypomnieć, że w wyniku powodzi w styczniu 1982 r. charakter koryta uległ zmianie. Inicjalny zakręt w prawo wraz z przeźębeniem asymetrycznym (fig. 6) został zasypany żwirem. Koryto rzeki przerzuciło się samorzutnie pod brzeg prawy i bieg rzeki uległ naturalnemu wyprostowaniu (fig. 6). Warunki przepływu w nowym korycie pro-

Przebieg zjawisk erozji i depozycji w czasie omawianego wezbrania był następujący: W czasie stanów rosnących erozja występowała przede wszystkim w przeźębeniach. Już po kilkudziesięciu minutach od początku wezbrania przeźębenia korytowe zostały wymiecione z drobnoziarnistych osadów nagromadzonych w nich uprzednio, po czym zaczęło się przemywanie i erodowanie żwirowego dna. Ze względu na dużą stromość fali powodziowej okres erozji trwał nie dłużej jak cztery godziny. Już o godz. 16 notowano na dnie przeźębenia początek akumulacji, a więc zaraz po

przejściu szczytu fali powodziowej. Na grzbiecie bystrzyka erozja zaczęła się przemywaniem żwiru, usunięciem drobnoziarnistych osadów cieni sedymentacyjnych oraz tworzeniem bruku. Część żwi-

rów frakcji 32–128 mm została uruchomiona i przetransportowana kilka do kilkunastu metrów w dół koryta.

ROZKŁAD PRĘDKOŚCI W PIONIE. STAŁA VON KÁRMÁNA

Na odcinku mostowym w Błażkowej przeprowadzono wstępne badania rozkładu przepływu w pionie. Pomiaru wykonano przy różnych stanach wody. W pracy przedstawiono wyniki pomiarów wykonanych przy stanie niższym od średniego (27 VII 1982 r., $Q = 0,584 \text{ m}^3/\text{s}$) oraz w czasie wezbrania roztopowego (18 IV 1980 r., $Q = 2,958 \text{ m}^3/\text{s}$). Uzyskane wyniki zestawiono na figurach 2, 3 i 4.

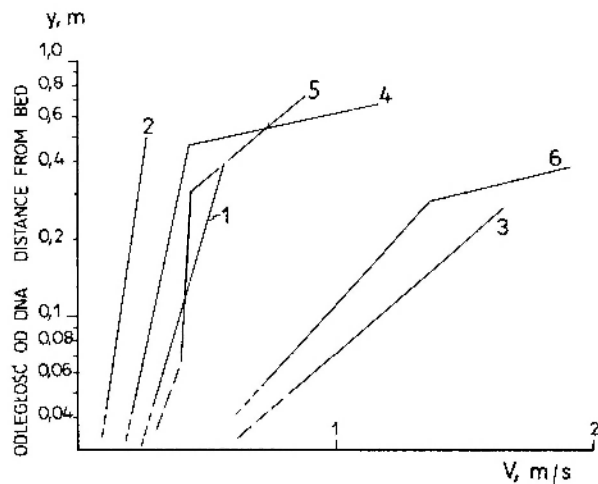


Fig. 2

Pionowe profile prędkości w półlogarytmicznym układzie współrzędnych dla odcinka mostowego Bobru w Błażkowej. (Pomiar dnia 27 VII 1982 r., $Q = 0,584 \text{ m}^3/\text{s}$, $t = 14,8^\circ\text{C}$.)
Objaśnienia w tekście

Vertical velocity profiles on a semi-logarithmic paper for the River Bóbr, bridge study reach. (27 July 1982, $Q = 0.584 \text{ m}^3/\text{s}$, $t = 14.8^\circ\text{C}$.) Explanation in the text

Przy przepływie niższym od średniego, w zakresie liczb $Re < 6,1 \cdot 10^5$, rozkład prędkości w pionie podlegał prawu logarytmicznemu Keulegana (1938; por. też ASCE 1962; Einstein 1964; Boyer 1964; Nordin i Dempster 1963; Yalin 1972):

$$V/V^* = a + (2,3/\kappa) \log y/k_s. \quad (6)$$

Na diagramach z półlogarytmicznym układem współrzędnych rozkłady te odwzorowują się jako linie proste (proste 1–3 na fig. 2). W czasie wezbrania rozkłady takie występowały we wszystkich zakresach liczb $Re (7,4 \cdot 10^5 < Re < 2,7 \cdot 10^6$, fig 4).

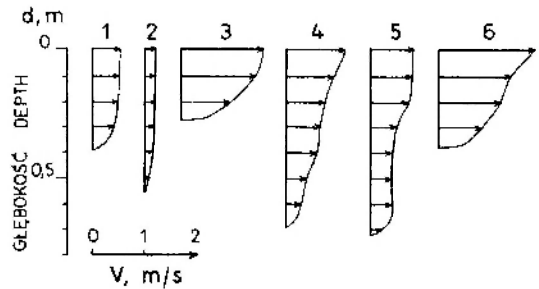


Fig. 3

Tachoidy ilustrujące pionowe profile prędkości w sześciu profilach ukazanych na figurze 2. Objasnienia w tekście

Vertical velocity profiles in six profiles shown in figure 2. Explanation in the text

Przy przepływie niższym od średniego, w zakresie liczb $1 \cdot 10^5 < Re < 1,7 \cdot 10^6$, pionowy profil prędkości składał się z dwóch, a może nawet z trzech odcinków prostych (linie 4–6 na fig. 2). Porównanie figur 2 i 3 wskazuje, że tachoidy nieregularne (4–6 na fig. 3) odpowiadają wspo-

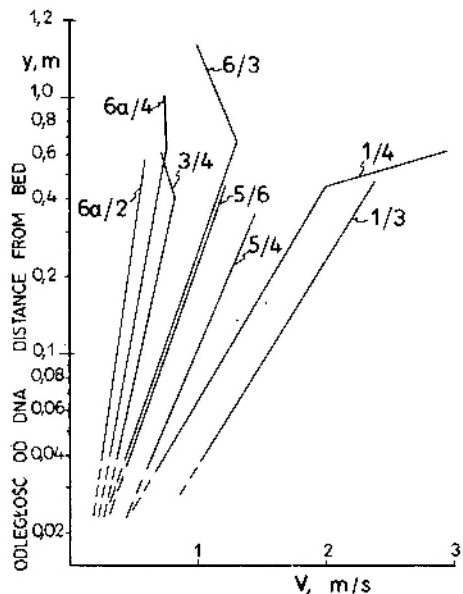


Fig. 4

Pionowe profile prędkości w półlogarytmicznym układzie współrzędnych dla odcinka mostowego Bobru w Błażkowej. (Pomiar dnia 18 IV 1980 r., $Q = 2,958 \text{ m}^3/\text{s}$, $t = 5,5^\circ\text{C}$.)
Objasnienia w tekście

Vertical velocity profiles on a semi-logarithmic paper for the River Bóbr, bridge study reach. (April 18, 1980, $Q = 2.958 \text{ m}^3/\text{s}$, $t = 5.5^\circ\text{C}$.) Explanation in the text

mnianym złożonym profilom prędkości. Profile te składają się z dwóch lub trzech odcinków prostych, a więc także o logarytmicznym rozkładzie prędkości w pionie. A zatem, przy małych głębokościach przepływu, przy $Re > 7 \cdot 10^5$ i $0,22 < Fr < 0,87$, przepływy w korycie Bobru są niejednorodne i mają charakter warstwowy (nie mylić z przepływem laminarnym), przy czym w każdej z warstw rozkład prędkości jest logarytmiczny.

W czasie wezbrania dwuczłonowy profil logarytmiczny tego typu, jak profile wyżej opisane, stwierdzono tylko w jednym przypadku, przy $Re = 1,5 \cdot 10^6$ i $Fr = 0,67$ (fig. 4). Trzykrotnie stwierdzono natomiast rozkłady dwuczłonowe o przeciwnym nachyleniu górnej części wykresu (profile 3/4, 6/3 i 6a/4 na fig. 4). Występują one w zakresie $7,4 \cdot 10^5 < Re < 2,7 \cdot 10^6$ oraz $0,21 < Fr < 0,45$.

Z powyższego wynika, że o charakterze pionowego profilu prędkości decyduje w rozpatrywanym korycie głębokość przepływu, a ściślej biorąc szorstkość względna y/k_s . Im głębsze jest koryto, tym liczniejsze są jednoczłonowe rozkłady logarytmiczne. W korycie prostym przepływy warstwowe są charakterystyczne zwłaszcza dla małych głębokości i dużych wartości liczb Re i Fr . W korytach krętych, na zakrętach i w meandrach, przepływy warstwowe są natomiast charakterystyczne dla dużych głębokości i względnie małych wartości liczb Re i Fr , przy dużych zakłóceniach przepływu. Przepływy o dwuczłonowym logarytmicznym profilu prędkości z przeciwnym nachyleniem górnych odcinków wykresu (spadek prędkości przy rosnącym y) są charakterystyczne dla odcinków koryta z przeciwnospadkiem (wyjścia z przegłębienia).

Stała a w równaniu (6) ma wartość 6,25. Wartość jej może jednak zależeć od warunków przepływu, a ustalenie tej zależności wymaga kontynuowania badań terenowych.

Obliczono także stałą von Kármána:

$$\kappa = \left(\frac{2,3}{m} \right) \cdot V^*, \quad (7)$$

$$m = (V_1 - V_2) : (\log y_1 - \log y_2), \quad (8)$$

$$V^* = \sqrt{gRS}. \quad (9)$$

Przy przepływie niższym od średniego i $Re > 7 \cdot 10^5$ uzyskano następujące wartości stałej von Kármána (koncentracja zawiesiny była minimalna, około $10\text{--}20 \text{ G/m}^3$):

- profil 1, $\kappa = 0,35$,
- profil 2, $\kappa = 0,19$,
- profil 3, $\kappa = 0,22$ (fig. 2).

W czasie wezbrania stała von Kármána zmieniała się w granicach $0,24\text{--}0,39$, a więc w zakresie zbliżonym, mimo znacznie większej koncentracji zawiesiny (około $400\text{--}800 \text{ G/m}^3$). W trzech profilach wartość stałej von Kármána była większa niż $0,4$, a mianowicie:

- profil 6a/2, $\kappa = 0,82$,
- profil 6a/4, $\kappa = 0,51$,
- profil 1/4, $\kappa = 0,68$ (fig. 4).

Były to miejsca o względnie małej koncentracji zawiesiny (w porównaniu z wartościami maksymalnymi w przegłębieniach). Stała von Kármána nie ma więc charakteru uniwersalnego, lecz jest zmienną zależną nie tyle od koncentracji zawiesiny (ASCE 1963), co od struktury turbulencji, z którą związany jest pionowy gradient prędkości. Obserwacje terenowe wskazują, że stała ta zależy od względnej szorstkości koryta, a zatem także od spadku. Wieloczłonowe pionowe rozkłady prędkości, związane z przepływem warstwowym, są charakterystyczne zwłaszcza dla zejść z bystrzyków przy średniej i niskiej wodzie i małej wartości y/k_s . Rozkłady dwuczłonowe z przeciwnie nachylonym odcinkiem górnym są typowe dla stref wyjść z przegłębienia korytowych, gdzie spadek dna jest przeciwny, a wartość y/k_s duża.

Przy złożonych (wieloczłonowych) profilach prędkości wartości stałej von Kármána dla dolnych odcinków tachoid wynosiły $0,87$ (wykres 4, fig. 2), $1,19$ (wykres 5, fig. 2), $0,34$ (wykres 6, fig. 2) i $0,28$ (profil 1/4, fig. 4). Wartości κ dla górnych odcinków tachoid, ilustrujących przepływ niższy od średniego, wynosiły $0,08\text{--}0,12$ (fig. 2), a dla wezbrania $0,10$ (profil 1/4, fig. 4). Znajomość wartości stałej von Kármána jest istotna, ponieważ zależy od niej koncentracja i pionowy rozkład zawiesiny (ASCE 1962, 1963; Yalin 1972).

OBCIĄŻENIE RZEKI I JEGO PRZEPLÝW

Górny Bóbr jest rzeką żwirową, co na pierwszy rzut oka mogłoby sugerować, że obciążenie denne stanowi przeważającą formę ładunku tej rzeki. Ponieważ wniosek taki może być nie-

prawdziwy, przeprowadzono okresowe badania i obserwacje przepływu osadu na odcinku mostowym w Błażkowej.

Żwir wysięlający koryto rzeki ma prawie

wszędzie charakter bruku korytowego, czyli utworu rezydualnego powstałego dzięki odmyciu bardziej ruchliwych frakcji drobniejszych (ang. channel lag deposit). Naturalny bruk korytowy nie jest utworem stabilnym. Obserwacje terenowe wykazały, że uruchomienie żwiru bruku korytowego zachodzi na odcinku badawczym w Błażkowej przy stanach i przepływach 3/4 pełnokorytowych lub wyższych (pl. I, 3). Przy stanie pełnokorytowym lub wyższym naturalne żwirowe dno rzeki może być ruchome na całej długości koryta, o ile stan taki trwa odpowiednio długo (przynajmniej kilka godzin). Przeciętnie stany takie nie trwają dłużej niż parę dni w roku, toteż przepływ w korycie najgrubszego obciążenia dennego na całej długości koryta jest zjawiskiem okresowym. Duże natężenie transportu obciążenia dennego jest zjawiskiem epizodycznym. W korycie Bobru zjawisko to wystąpiło ostatnio w czasie powodzi w latach 1971, 1977, 1979 i 1982. W okresie od grudnia 1981 do stycznia 1982 stany zapewniające ruch obciążenia dennego trwały co najmniej przez kilkanaście dni. Jak wspomniano wyżej, epizod ten wywołał zasadnicze zmiany w układzie koryta Bobru na odcinku mostowym w Błażkowej.

W czasie powodzi w sierpniu 1977 stwierdzono, że żwir stanowiący obciążenie denne rzeki jest w korycie Bobru transportowany na długich odcinkach, znacznie dłuższych niż się to zwykle w literaturze przyjmuje. W czasie dużych powodzi żwir może być transportowany na odcinku do kilkunastu kilometrów, jak o tym świadczą obserwacje przeprowadzone w korycie Złotnej (lewy dopływ górnego Bobru) w sierpniu 1977 (Teisseyre 1979b, 1980). Znaczone żwiry frakcji 256–512 mm, umieszczone w korycie Bobru wiosną 1977 (po opadnięciu wezbrania roztopowego), znaleziono w październiku 1977 w odległości do 500 m od miejsca umieszczenia. Odległość, na jaką były transportowane drobniejsze żwiry, była bez porównania większa. Fragmenty cegieł (64–256 mm) z wysypiska śmieci w rejonie Lubawki znaleziono po powodzi na łasze bocznej przy ujściu do Bobru Świdnika (odległość transportu 3,8 km). O dalekim transporcie żwiru w czasie dużych powodzi donoszą też Scott i Gravlee (1968). W czasie obserwowanych przez autora powodzi (1965, 1971, 1977) stwierdzono, że długość drogi transportu żwiru zależy w bardzo dużym stopniu od kształtu otoczek (por. Sneed i Folk 1958; Meland i Norrman 1969; Bradley *et al.* 1972). Stwierdzono, że im większa była sferyczność żwirów, tym dłuższa droga

transportu. Potwierdzają to wyniki najnowszych badań Blucka (1982b), który stwierdził wzrost zawartości żwirów kulistych w kierunku w dół rzeki w kilku rzekach Walii, Szkocji i Islandii. Fakt ten znajduje częściowo wytłumaczenie w wynikach badań autora nad sposobem transportu żwiru. Autor stwierdził mianowicie, że żwiry o dużej sferyczności toczą się po dnie wzdłuż talwegu i mogą wędrować w czasie powodzi na długich odcinkach koryta. Przykładowo można podać, że w czasie powodzi w sierpniu 1977 niektóre kuliste żwiry znaczone przetoczyły się w Polskim Potoku przez 69 zakrętów i meandrów, co nigdy nie zdarzyło się żwirom płaskim. W meandrach żwiry płaskie podlegają sortowaniu hydraulicznemu i w wyniku dyfuzji są przerzucane w poprzek koryta, na łachy boczne i meandrowe.

Przepływ obciążenia dennego Q_{sb} jest w korycie górnego Bobru trudny do ustalenia. Ze względu na dość duże głębokości i bardzo duże moce strumienia powodziowego ustalenie przepływu obciążenia dennego metodą łapaczek jest niewykonalne bez specjalnych urządzeń hydrotechnicznych. Stąd posłużyć się można jedynie obserwacjami jakościowymi i przybliżonymi danymi wyliczonymi z bilansu erozyjno-akumulacyjnego koryta. Bilans taki można było obliczyć dla odcinka mostowego w Błażkowej, który stanowi znaczne rozszerzenie koryta, wyłapujące prawie cały materiał gruboklastyczny dostarczany z góry. Nie wchodząc w szczegóły można podać, że w okresie obserwacyjnym na odcinku mostowym w Błażkowej zostało zdeponowane ok. 400 m³ grubego żwiru. Daje to średni przepływ najgrubszego obciążenia dennego ok. 27 m³/rok, czyli ok. 68 T/rok. Oczywiście przepływ ten odbywał się okresowo i w sumie nie przekraczał w okresie obserwacyjnym (1967–1982) kilku miesięcy.

Przepływ zawiesiny jest w korycie górnego Bobru również zjawiskiem okresowym. W czasie stanów i przepływów średnich oraz niżówkowych rzeka niesie minimalne ilości zawiesiny, zwykle poniżej 20 G/m³. Woda jest wówczas praktycznie przezroczysta (powyżej ujść ścieków z Lubawki). Największe koncentracje zawiesiny notowano w późnym okresie roztopów, po rozmarznieniu powierzchni gruntu (marzec–kwiecień) i w jesieni (wrzesień–listopad), gdy gleby gruntów ornych nie są chronione przez roślinność. Wezbrania deszczowe przedwiośnia i jesieni powodują często większe koncentracje zawiesiny niż powódzie letnie (por. Gerlach 1966, 1976). W pierwszym przypadku obserwowano koncentracje zawiesiny do

30 kG/m³, w drugim — do 10 kG/m³. Najważniejszymi dostawcami zawiesiny do rzeki są drogi gruntowe, pola zajęte przez rośliny okopowe oraz nagie skarpy podcięć nadrzecznych. W czasie deszczów w ciepłej połowie roku dostarczają one znacznych ilości zawiesiny. Według Fatygi (1974, 1979) erozja gleby ornej po ulewach letnich waha się na omawianym obszarze w przedziale 1–20 m³/ha. W wodach spływających ze stoków ornych autor notował koncentrację zawiesiny do 90% wagowo, a w spływach błotnych — do 40% wagowo. Materiał uruchamiany przez splukiwanie stokowe w większości nie dociera jednak do rzeki, z wyjątkiem miejsc, gdzie zmywy stokowe są drenowane przez rowy melioracyjne lub drogi gruntowe przecinające koryto rzeki. Obwód zwilżony koryta jest głównym, ale nie jedynym źródłem zawiesiny w zimie. Przykładowo, w styczniu i w lutym 1978 i 1979 r. obserwowano przy ujemnych temperaturach powietrza tajanie powierzchniowej warstwy gruntu pod wpływem insolacji. Jeżeli odbywa się to na nagich podcięciach brzegów o ekspozycji południowej, wówczas odtajale warstwy gruntu spływają lub osuwają się na lód rzeczny lub wprost do wody.

Niestety brak oficjalnych danych o przepływie zawiesiny w górnym Bobrze, co uniemożliwia określenie obciążenia rzeki i obliczenie wskaźników denudacji. Według okresowych pomiarów autora średnia roczna koncentracja zawiesiny wynosi w Błażkowej ok. 100 G/m³. Pomiarzy wykonane przez autora wykazały jednak, że zmienność koncentracji zawiesiny w wodach Bobru jest tak duża, a zmiany zachodzą tak prędko, że nawet wieloletnie obserwacje prowadzone rutynowo o godz. 7 nie dadzą w żadnym przypadku rzetelnej informacji o omawianym zjawisku. Na rzekach górskich konieczne jest zainstalowanie nowoczesnych posterunków kontrolno-pomiarowych, dających ciągły i automatyczny zapis zjawisk hydrologicznych.

Wstępne ustalenia autora można w pewnym stopniu zweryfikować na podstawie ogólnie dostępnych danych. Jeżeli przyjąć, że średnie tempo denudacji w zlewni górnego Bobru jest zbliżone do średniego tempa denudacji dla Europy, można próbować ocenić wartość podanej wyżej średniej. Przyjmując za Klimaszewskim (1978) średnie tempo denudacji dla Europy 0,05 mm/rok, uzyskamy średnią koncentrację zawiesiny w zlewni górnego Bobru ok. 271 G/m³. Z danych przytoczonych przez Holemana (1968) wynikają jednak mniejsze wartości średniego tempa denudacji, wynoszące dla Europy średnio ok. 0,017 mm/rok.

Odpowiada to dość dokładnie wskaźnikowi denudacji dla zlewni górnego Bobru w przekroju hydrologicznym Pilchowice, wynoszącym 0,0179 mm/rok (Orth 1934; Chomiak *et al.* 1969). Przyjmując zatem powyższe dane jako miarodajne można obliczyć, że średnia koncentracja zawiesiny w wodach górnego Bobru powinna wynosić 94 G/m³. Przyjmując zatem uzyskany przez autora wynik ok. 100 G/m³ jako pierwsze przybliżenie można obliczyć całkowity średni przepływ osadu na odcinku mostowym w Błażkowej na ok. 3570 T/rok. Jeżeli tak jest w istocie, oznacza to, że przepływ zawiesiny, wynoszący ok. 3500 T/rok, stanowi ok. 98% całkowitego obciążenia rzeki. Nawet jeżeli wartość ta jest obciążona pewnym błędem, można przypuszczać, że udział obciążenia dennego w całkowitym obciążeniu detrytycznym rzeki z pewnością nie przekroczy kilku procent. Tak więc górny Bóbr jest obecnie rzeką o obciążeniu zawiesinowym.

Stwierdzenie znacznej przewagi obciążenia zawiesinowego w ogólnym ładunku rzeki ma duże znaczenie geomorfologiczne, pozwala bowiem na wyjaśnienie szybkiego rozwoju w okresie historycznym glin aluwialnych wyścielających prawie wszędzie terasy zalewowe rzek sudeckich. Charakter obciążenia rzek sudeckich i fakt powstania glin aluwialnych wyjaśnia z kolei wykształcenie się w dolinach tych rzek meandrującego typu koryt. Górny Bóbr, podobnie jak inne rzeki sudeckie płynące dolinami użytkowanymi rolniczo, jest więc rzeką żwirową, ale o znacznej przewadze obciążenia zawiesinowego nad obciążeniem dennym. Przypomina to żywo stosunki znane od dawna z Karpat (Froehlich 1972, 1975, 1976, 1982; Froehlich *et al.* 1972; Gil 1974, 1976; Gil i Słupik 1972; Welc 1972).

Innym interesującym problemem geomorfologicznym jest charakter przepływu zawiesiny wzdłuż biegu rzeki. Przepływ ten jest bez wątpienia niestabilny, a dokładne zbadanie tego zjawiska mogłoby mieć duże znaczenie geomorfologiczne i praktyczne. Z pomiarów wykonanych przez autora w czasie powodzi sierpniowej w r. 1977 wynika, że maksymalna koncentracja zawiesiny w Bobrze powyżej Bukówki dochodziła do 15–20 kG/m³, podczas gdy w Jeleniej Górze obserwowano maksymalne koncentracje 0,433 kG/m³ (Mielczarek *et al.* 1979). Wynika stąd, że duża część zawiesiny pochodzącej z obszaru źródłowego nie dociera nawet do Kotliny Jeleniogórskiej. Jeżeli weźmiemy pod uwagę fakt, że obciążenie zawiesinowe górnego Bobru ma przede wszystkim charakter zawiesiny gradacyjnej, nie jest to zaskakujące.

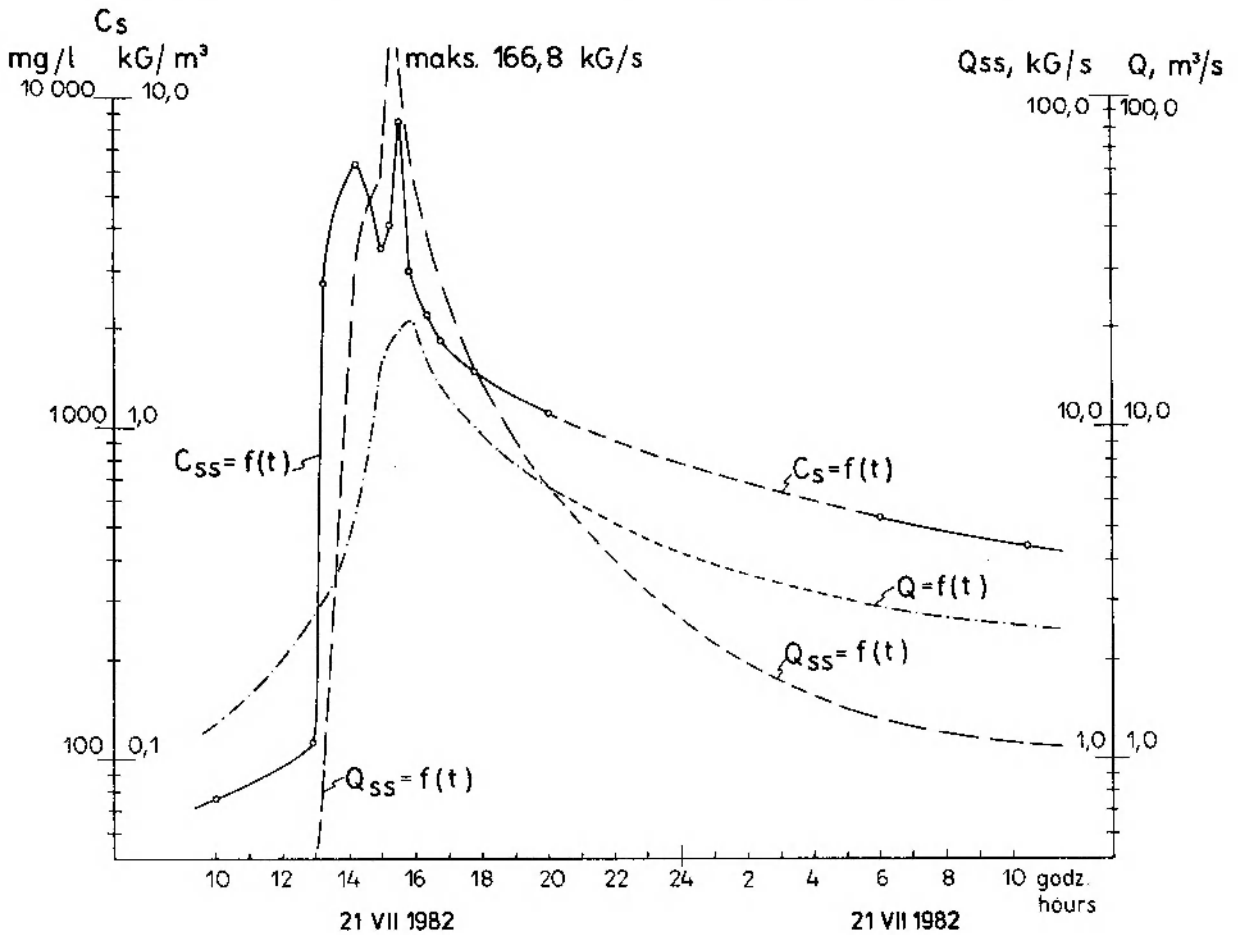


Fig. 5

Przepływ wody (Q), przepływ obciążenia zawiesinowego (Q_{ss}) oraz koncentracja zawiesiny w wodzie (C_s) w czasie wezbrania w dniach 21-22 VII 1982 r., odcinek mostowy w Błazkowej. Według pomiarów i oznaczeń autora. Objasnienia w tekście

Discharge (Q), suspended sediment discharge (Q_{ss}) and suspended sediment concentration (C_s) during the July 21-22, 1982 freshet. River Bóbr, bridge study reach. Measurements by the author. Explanation in the text

W czasie wezbrania nawalnego w dniu 21 VII 1982 r. udało się zaobserwować zmiany koncentracji zawiesiny i zależność przepływu zawiesiny od przepływu wody. Uzyskane wyniki ilustruje figura 5. Z omawianego wykresu wynika, że maksymalna koncentracja zawiesiny i maksymalny przepływ obciążenia zawiesinowego bardzo nieznacznie wyprzedzały maksymalny przepływ wody. Wyraźnie widać nagły wzrost koncentracji i przepływu zawiesiny przy stanach rosnących oraz stopniowy spadek przy stanach malejących. Można też obliczyć, że w czasie omawianego wezbrania przez odcinek mostowy w Błazkowej przepłynęło w ciągu 2,5 doby ok. 890 T zawiesiny. Gdyby zawiesina ta była dostarczana równomiernie z całej zlewni, wówczas warstwa gleby zerodowanej w wyniku burzy w dniu 21 VII 1982 r. miałaby 0,0047 mm grubości (28% średniej rocznej denudacji według Holemana 1968). Dla porównania można dodać, że w czasie niżówki w lecie 1982 r.

przepłynęło przez odcinek mostowy w ciągu trzech miesięcy nie więcej niż 93 T zawiesiny.

W czasie obserwowanego wezbrania w lipcu 1982 r. zaznaczył się także ruch żwiru stanowiącego dno koryta. Uruchomieniu uległy żwiry frakcji 4-64 mm, a także 64-128 mm. Transport obciążenia dennego nie wyszedł jednak poza fazę inicjalną, czyli fazę transportu pojedynczych żwirów. Powierzchnia bystrzyka i łachy śródkorytowej została tylko lekko posypana luźno rozrzuconymi żwirami, które nie tworzyły jednolitej warstwy. Nie było też slychać łoskotu charakterystycznego dla masowego transportu żwirów.

Obserwacje łachy po powodzi i ważenie żwirów w poszczególnych polach elementarnych wykazały, że ciężar przetransportowanego żwiru nie przekraczał 0,5 T. Umożliwia to określenie proporcji przepływu obciążenia dennego do obciążenia zawiesinowego i do ciężaru przepływu wody. Proporcja ta, wyliczona dla okresu wspomnianego

nych 2,5 doby, wyraża się stosunkiem 0,5 : 890 : 67 1760, czyli 1 : 1780 : 1 343 520. Przetransportowanie przez odcinek mostowy 1 T zawiesiny wymagało więc średnio przepływu 755 m³ wody. Równocześnie przetransportowanie 1 T obciążenia dennego w warunkach transportu inicjalnego wymagało przepłynięcia średnio po-

nad 1,3 mln m³ wody. W warunkach masowego transportu obciążenia dennego ten ostatni wskaźnik powinien być mniejszy, może nawet dwukrotnie. W czasie omawianego okresu 2,5 doby średnia koncentracja zawiesiny na odcinku mostowym w Błażkowej wynosiła 1,325 kg/m³.

PRZEBIEG PROCESÓW KORYTOWYCH I ROZWÓJ DNA RZEKI

Dno Bobru na odcinku mostowym w Błażkowej uległo w ciągu ostatnich 15 lat zróżnicowaniu na bystrzyki i przegłębienia (fig. 6). W latach 1967–1982 można było obserwować zmiany układu koryta, rozwój form dennych oraz przebieg procesów fluwialnych w zależności od zmieniających się warunków przepływu wody i osadu.

Niżej będą omówione osobno przegłębienia i bystrzyki, a w każdej z tych kategorii form zostaną podkreślone różnice między formami symetrycznymi koryta prostego i formami asymetrycznymi koryta krętego lub koryta prostego, w którym nurt meandruje. W pracy tej bystrzyk określa się jako symetryczny, gdy jego korona biegnie w

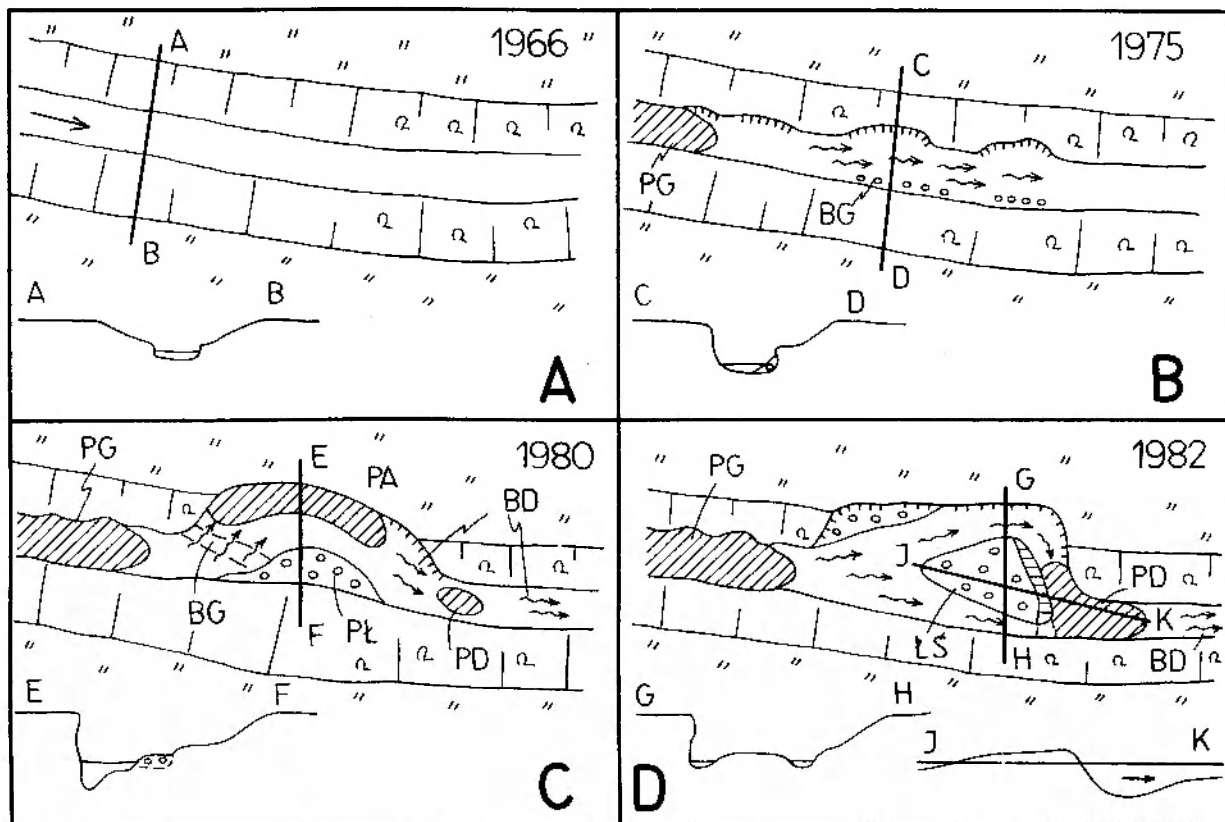


Fig. 6

Przeobrażenie trasy regulacyjnej w nowe koryto naturalne. Bóbr, odcinek mostowy w Błażkowej. Długość odcinka ok. 100 m, szerokość trasy regulacyjnej 3 m

Stadia zmian układu koryta: A – trasa regulacyjna (przed 1966 r.); B – początek erozji brzegu lewego, powstanie w korycie pierwszej pary form bystrzyk/przegłębienie (lata 1967–1977); C – stadium koryta krętego (lata 1977–1981); D – początkowa faza rozwoju koryta roztokowego (po powodzi w styczniu 1982 r.). PG – przegłębienie górne; BG – bystrzyk górny; PD – przegłębienie dolne; BD – bystrzyk dolny; PA – przegłębienie asymetryczne w korycie krętym; PL – platforma łacha meandrowej; LŚ – łacha środkokorytowa

Development of a new free channel at the expense of a regulation channel. River Bóbr, bridge study reach. Length of the reach some 100 m, width of the regulation channel 3 m (not drawn to scale)

Stages of the process of channel modification: A – regulation channel (before 1966); B – beginning of erosion at the left bank, development of a first riffle/pool system (1967–1977); C – stage of sinuous channel (1977–1981); D – incipient stage of braided channel (after January 1982 flood). PG – upper pool; BG – upper riffle; PD – lower pool; BD – lower riffle; PA – asymmetrical pool in the sinuous channel; PL – bar platform; LŚ – mid-channel bar

poprzek koryta, a charakter przepływu w strefie zejścia z bystrzyka jest w przybliżeniu dwuwymiarowy (pl. I, 4, VI, 3, XV, 1, 2, XVI, 1, 2). Bystrzyki symetryczne występują z reguły na przemian z przegłębieniami symetrycznymi. Zajmują one całą szerokość koryta i są symetryczne w planie (pl. I, 4, IV, 3, V, 1, 2, XV, 3, 4, XVI, 1, 2, 3). Bystrzyki asymetryczne biegną skośnie do osi koryta i, podobnie jak towarzyszące im przegłębienia, są z reguły łukowate w planie (pl. I, 2, IV, 4, XIV, XVI, 4).

Przykład 1: Przepływ malejący i długotrwała niżówka w symetrycznym przegłębieniu kory-

towym (przegłębienie górne, lipiec-listopad 1982 r., warunki przepływu wolnozmiennego, fig. 6D i 7). Profil osadów nagromadzonych w tym przegłębieniu w okresie 22 VII-18 XI 1982 r. przedstawia figura 7. W profilu pionowym zaznacza się dobrze rozwinięte uziarnienie gradacyjne. Podobne osady gromadzą się tu po każdej powodzi i każdym dużym wezbraniu. Nie zawsze jednak powstaje pełna gradacja ziarna od żwiru po muł, wymaga to bowiem dość długiego okresu przepływu niżówkowego (co najmniej 3-4 tygodnie, jak w listopadzie 1978 r.). Gradacja ziarna umożliwia odróżnienie osadów niżówkowych od zbliżonych,

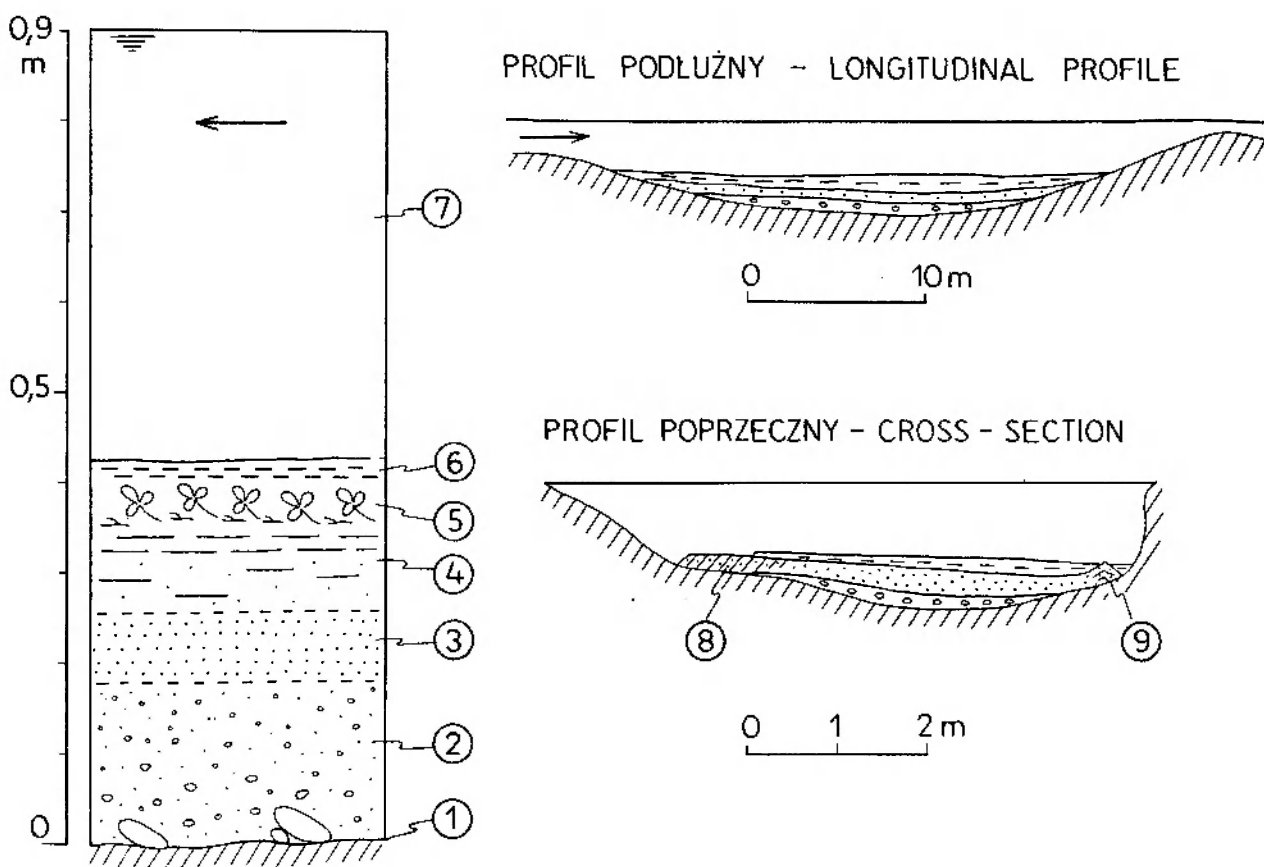


Fig. 7

Osady niżówkowe górnego przegłębienia korytowego (przegłębienie pod mostem). Bóbr, odcinek mostowy w Błażkowej. Osad powstał w okresie 21 VII-18 XI 1982 r.

1 - powierzchnia erozyjna powstała przy stanie rosnącym (27 VII 1982 r., godz. 11⁴⁵-15⁴⁵, $V = 0,25-2,89$ m/s). Widoczne są pojedyncze zimbrykowane żwiry luźnego bruku korytowego; 2 - drobnoziarnisty żwir z piaskiem, przechodzący ku górze w gruboziarnisty piasek. Osad początkowych faz stanu opadającego (27 VII 1982 r.); 3 - piasek o uziarnieniu gradacyjnym, od grubo- do drobnoziarnistego. Osad stanu opadającego i przepływu niżówkowego, nagromadzony w czasie dwóch tygodni od szczytu wezbrania; 4 - muł piaszczysty; 5 - muł z dużą liczbą liści i innym drobnym detritusem roślinnym; 6 - muł płynny. Warstwy 4-6 reprezentują osad nagromadzony w okresie od 5 VIII do 18 XI 1982 r. ($V = 0,1-0,02$ m/s); 7 - woda; 8 - pokrywa akumulacyjna typu mikrodelty utworzona w dużej bocznej strefie separacji prądu przy brzegu prawym (widok w górę koryta); 9 - cień sedimentacyjny. Profile nieco przewyższone. Dalsze objaśnienia w tekście

Low stage deposits of the upper pool (under the bridge). River Bóbr, bridge study reach. The deposit was accumulated during the period of July 21 to November 18, 1982

1 - erosional surface originated at rising stage (July 21, 1982, h. 11⁴⁵-15⁴⁵ $V = 0.25-2.89$ m/s). Note isolated pebbles dipping upcurrent (loose pavement); 2 - fine-grained gravel with sand passing upwards into coarse-grained sand. The deposit indicates initial phases of falling stage (July 21-22, 1982); 3 - graded sand passing upwards from coarse- to fine-grained. The deposit of falling stage accumulated during two weeks after the peak discharge; 4 - sandy mud; 5 - mud with abundant leaves and another fine plant fragments; 6 - liquid mud. Strata no. 4-6 correspond to deposits accumulated during low stage (August 5 to November 18, 1982, $V = 0.1-0.02$ m/s); 7 - water; 8 - a microdelta formed in a large zone of flow separation near right bank of the channel (view is upchannel); 9 - sediment shadow.

In profiles vertical scale slightly exaggerated. See text for more details

ale pozbawionych gradacji utworów drobnoziarnistych, które gromadzą się w przegłębieniach w pierwszej fazie szybkiego wzrostu wód, w czasie dużych powodzi. Jeżeli w wyniku powodzi lub dużego wezbrania na początku zimy przegłębienie zostanie wymiecione z osadów drobnoziarnistych, wówczas w czasie wezbrań zimowych i wiosennych tworzy się zestaw warstw (ławic) piaszczystych i żwirowych, nierzadko z wyraźną gradacją normalną lub pensymetryczną (zima-wiosna 1979, 1983).

W czasie niżówki drobnoziarniste osady wypełniają stopniowo całą głębszą część przegłębienia. W przekroju podłużnym osady te wykazują warstwowanie lub laminację równoległą nieckowatą, naśladującą kształt dna przegłębienia. Bardziej drobnoziarniste osady warstw górnych zalegają przekraczając na grubiej uziarnionych osadach dolnych. W przekroju poprzecznym nieckowaty zarys warstw jest jeszcze lepiej widoczny. Przy brzegach koryta osady przegłębienia mogą przechodzić w osady dużych cieni sedymentacyjnych lub w osady nagromadzone w dużych brzegowych strefach oderwania prądu (Teisseyre 1978). W końcowej fazie depozycji powierzchnia osadów staje się coraz bardziej pozioma, a przegłębienie znacznie słyca się. Depozycja mułu i drobnego detritusu roślinnego ustaje, gdy wskutek słylenia naprężenia ścinające na dnie wzrosną na tyle, że dalsze odkładanie tego materiału nie będzie już możliwe. Stan taki może być lokalnie osiągnięty w czasie długotrwałych i głębokich niżówek (na przykład lato 1975, listopad 1978, lato i jesień 1982).

Obserwacja omawianego przegłębienia w czasie kolejnych wezbrań i powodzi wskazuje, że usuwanie drobnoziarnistych osadów niżówkowych zachodzi bardzo prędko, niekiedy już w ciągu kilkunastu minut od momentu początku wezbrania. Drobnoziarniste osady niżówkowe przegłębień korytowych mają zatem małe szanse zachowania się w stanie kopalnym. Uwaga ta dotyczy całych ławic o uziarnieniu gradacyjnym, z wyjątkiem najniższych warstw żwirowo-piaszczystych fazy opadania wód. W literaturze sedymentologicznej opisy drobnoziarnistych osadów niżówkowych są rzadkie (por. Teisseyre 1975). Niemniej profile osadów holoceniowych, obserwowane w dolinach rzek sudeckich, wskazują, że osady przegłębień mogą zachować się w stanie kopalnym, gdy w czasie powodzi koryto zostanie zasypane żwirem (czopowanie koryta, ang. channel plugging) lub porzucone na zasadzie awulsji bądź przecięcia szyi meandrowej (Teisseyre 1975,

1977a, b, c; 1978; 1980; por. też Allen 1965a, b; Bluck 1971).

Przykład 2: Przepływ powodziowy i malejący w symetrycznym przegłębieniu korytowym (przegłębienie dolne, styczeń-maj 1982 r., fig. 6D i 8). W przegłębieniu tym występują w czasie powodzi duże zakłócenia przepływu związane z nagłym załamaniem spadku dna na granicy bystrzyk/przegłębienie i ze zważeniem koryta (wikli-

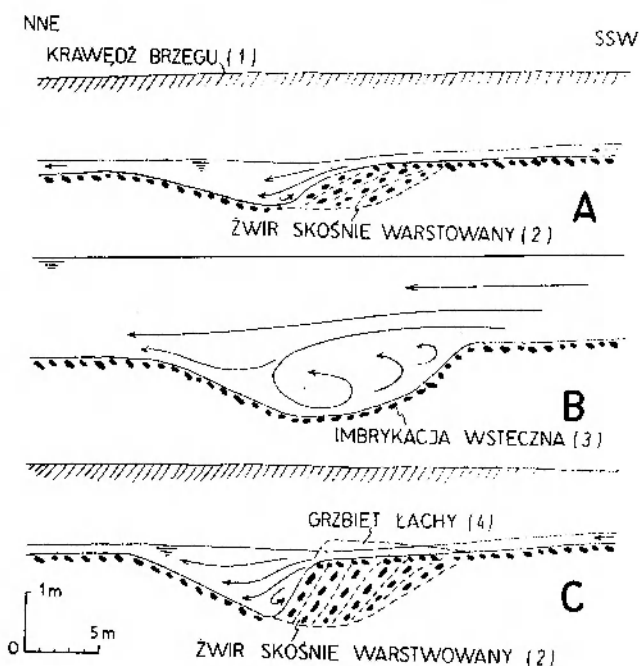


Fig. 8

Erozja i sedymentacja gruboziarnistego żwiru w przegłębieniu dolnym. Bóbr, odcinek mostowy w Błażkowej

A – profil podłużny koryta w dniu 11 IX 1981 r., $Q = 0,736 \text{ m}^3/\text{s}$. Dolna część zejścia z bystrzyka łagodnie nachylona, strefa separacji prądu mała, prąd wsteczny bardzo słaby; B – sytuacja w czasie powodzi, styczeń 1982 r., Q ca. $35 \text{ m}^3/\text{s}$. Przegłębienie wymiecione z osadów, pogłębione i powiększone w wyniku erozji dennej i wstecznej. Bystrzyk opada w stronę przegłębienia strumą krawędzią. Widoczna duża strefa separacji prądu, prąd wsteczny bardzo silny, skrajnie silna turbulencja; C – profil w dniu 3 VII 1982 r., $Q = 0,421 \text{ m}^3/\text{s}$. Przegłębienie częściowo wypełnione skośnie warstwowanym żwirem. Widoczne rozcięcie grzbietu ławy

Erosion and deposition of coarse gravel in the lower pool. River Bóbr, bridge study reach

A – longitudinal profile on September 11, 1981, $Q = 0.736 \text{ m}^3/\text{s}$. Lower part of the riffle descent slopes gently to the pool, the zone of separation is small and the backflow rather weak. 1 – bank margin, 2 – cross-bedded gravel; B – during the January 1982 flood (Q ca. $35 \text{ m}^3/\text{s}$) the pool was deepened and enlarged, mostly owing to backward erosion occasioned by backflow and strong vortices. Note steep upcurrent margin of the pool and large zone of flow separation. 3 – backflow imbrication; C – longitudinal profile on July 3, 1982, $Q = 0.421 \text{ m}^3/\text{s}$. The pool is partly filled by cross-bedded gravel (2). Note also dissection of the bar ridge (4)

ny na brzegu lewym). W grę wchodzi tu zatem przepływ szybkozmenny (ang. rapid-varying flow).

Na figurze 8A ukazano sytuację z września 1981 r. Dolna część zejścia z bystrzyka uzyskała profil łagodnie zaokrąglony, a kat nachylenia na-

sypu żwirowego był niewielki (15–20°). We wnętrzu nasypu żwirowy krył zestaw warstw skośnych (por. Gustavson 1978), zbudowanych głównie z grubego żwiru (64–256 mm). Zakłócenia przepływu u czoła nasypu były niewielkie, strefa separacji prądu prawie nieuchwytna, muł i piasek występowały na dnie w małej ilości, głównie w przestrzeniach między dużymi żwirami. Skośnie warstwowany nasyp żwirowy reprezentował osad wezbrań wiosennych 1981 r., nadsypany i przedłużony w czasie małej powodzi po burzy w nocy z 2 na 3 sierpnia 1981 r.

W czasie powodzi w styczniu 1982 r. przegłębienie zostało wymiecione ze żwiru (fig. 8B). Za krawędzią kończącą zejście z bystrzyka powstała duża denna strefa separacji prądu z cyrkulacją wsteczną, komplikowaną jeszcze przez prąd boczny docierający tu z lewej, rozszerzonej części koryta. W rezultacie przepływ w przegłębieniu był silnie zakłócony, a intensywność turbulencji skrajnie duża. W tych warunkach przegłębienie dolne stało się miejscem intensywnego uruchamiania i transportu żwiru, zostało erozyjnie pogłębione i poszerzone. Powiększenie przegłębienia nastąpiło głównie w kierunku w górę rzeki, w wyniku erozji wstecznej, związanej z wirami i cyrkulacją wsteczną w dennej strefie separacji prądu (fig. 8B). Tak znaczny rozwój erozji związany był z długotrwałością wysokich przepływów w zimie 1981/1982 (co najmniej dwa–trzy tygodnie). Inną przyczyną było łatwiejsze uruchamianie żwirowego dna rzeki w zimie. O ile uruchamianie żwirowego dna rzeki w ciepłej połowie roku ma miejsce przy stanach 3/4 pełnokorytowych, to w zimie obserwowano inicjalny ruch żwiru już przy stanach nieznacznie wyższych od półpełnokorytowych. Wynika to z jednej strony z większej lepkości wody w zimie, a z drugiej strony związane jest z działalnością lodu rzeczno, którego kry uszkodzają naturalne struktury dachówkowe bruku korytowego i tym samym ułatwiają inicjację ruchu.

W okresie od stycznia do lipca 1982 r. górna część przegłębienia została ponownie zasypana żwirem o warstwowaniu skośnym (fig. 8C). Kąt nachylenia czoła tego nasypu był duży (30–35°). Obserwowano tworzenie się skośnie warstwowanego nasypu. Trzy czwarte formy ukazanej na figurze 8C powstało w czasie opadania wód w styczniu, a następnie w wyniku wezbrań zimowych i wiosennych (luty–maj 1982 r.). W czasie wezbrania w dniu 21 VII 1982 r. zaobserwowano w fazie stanów rosnących erozję części nasypu i cofnięcie się ściany zsypana o parę decymetrów w

górze koryta. Potężne wiry, które tu występowały, unosiły w zawieszaniu nawet żwirek (2–4 mm), a drobny żwir (4–64 mm) w saltacji (pl. VIII). Powierzchnia zsypana uległa zestromieniu (do 40–50°). Po tym wezbraniu obserwowano przez dwa miesiące sukcesywne narastanie nasypu w kierunku w dół rzeki i wypełnianie przegłębienia. Było to związane z fazą opadania wód, a później z przepływem niższym od średniego (lipiec–październik 1982 r.). Żwir deponowany wówczas u czoła nasypu pochodził z wolno rozmywanego zejścia z bystrzyka (fig. 6D). Duży spadek tej części koryta ($S = 0,011–0,020$) powodował, że powstał tu przepływ krytyczny lub zbliżony do krytycznego (pl. XV, 1–3, XVI, 3). Żwir złożony wcześniej na bystrzyku ulegał w tych warunkach silnemu przemywaniu i stopniowej erozji. Erozja ta miała charakter erozji dennej i wstecznej. Ustała ona dopiero w czasie głębokiej niżówki w końcu października 1982 r. W ciągu stycznia i lutego 1983 erozja na zejściu z bystrzyka i erozja boczna na brzegu prawym spowodowały przesunięcie się czoła nasypu żwirowego o 5 m w kierunku w dół rzeki.

Ponieważ opisane miejsce znajduje się stale pod wodą, przeto możliwości rozkopania nasypu w celu zbadania jego struktury były ograniczone. Niemniej można było stwierdzić, że pod cienką warstwą stropową (grubości 0,2–0,3 m) występuje żwir skośnie warstwowany. Większość klastów płaskich leży tu równoległe do powierzchni czołowej nasypu, podkreślając w ten sposób warstwowanie skośne. U czoła nasypu stwierdzono nagromadzenie dużych i bardziej sferycznych żwirów tworzących na dnie przegłębienia rodzaj bruku. W podcinanych brzegach rzek sudeckich ukazujących utwory holoceniowe można stwierdzić, że ten rodzaj warstwowania żwirów jest bardzo pospolity w osadach dolin i stożków napływowych. Istotne byłoby więc podanie kryteriów umożliwiających rozróżnienie imbrykacji normalnej, związanej z przepływem w dół koryta, od imbrykacji wstecznej, będącej wynikiem prądów wstecznych w bocznych strefach separacji, oraz warstwowania skośnego powstającego w wyniku przyrastania czołowego w dużych dennych strefach separacji prądu. Warstwowanie skośne w żwirach przybiera często formę pseudoimbrykacji trudnej do odróżnienia od struktury dachówkowej (Teisseyre 1975). Omówienie tego problemu wymagałoby jednak napisania osobnego artykułu.

Przykład 3: Rozwój asymetrycznego przegłębienia korytowego przy różnych stanach i przepływach wody (fig. 6C).

W latach 1977–1981 można było obserwować zjawiska przepływu wody i osadu oraz procesy erozji i depozycji w przegłębieniu asymetrycznym związanym z korytem krętym. Mimo niewielkiej krętości odcinka mostowego (fig. 6C, pl. XIV), w przegłębieniu tym obserwowano zjawiska typowe dla zakrętu rzeki w stadium inicjalnym. Stąd opis tych procesów jest interesujący z geomorfologicznego i sedimentologicznego punktu widzenia, wyjaśnia bowiem powstawanie i rozwój inicjalnej formy zakrętu rzeki o dużym spadku i jej początkowej łachy meandrowej (pl. XIV).

Inicjalny zakręt koryta rozwinął się z prostej podcinanej skarpy brzegu lewego (fig. 6A i B). Przyczyną erozji i podcinania brzegu lewego było zakłócenie przepływu przez nowy most drogowy wzniesiony w r. 1966. Aż do powodzi w dniach 1–3 VIII 1977 r. brzeg lewy cofał się powoli (0,2–0,35 m/rok), początkowo wzdłuż dwóch oddzielnych podcięć (pl. I, 1), które stopniowo zbliżały się do siebie. Znaczne zmiany w ukształtowaniu brzegu lewego i dna koryta zostały wywołane skokowo przez wspomnianą powódź sierpniową. W czasie tej powodzi skarpy brzegu lewego zostały połączone, a brzeg cofnął się o 1–2 m tworząc długie podcięcie o poszarpanym zarysie (fig. 6C) z niszami eworsyjnymi w części dolnej (pl. XIII, 4).

W czasie powodzi w sierpniu 1977 r. warunki przepływu kształtowały na omawianym odcinku koryta następujące czynniki: (1) stosunkowo mała szerokość koryta; (2) nierówny zarys brzegu lewego z wydatnym cyplem powodującym znaczne zakłócenia przepływu; (3) obecność w dolnej części brzegu lewego nisz eworsyjnych oraz (4) przepływ obciążenia dennego mniejszy niż w czasie powodzi w styczniu 1982 r. i trwający znacznie krócej (3 doby).

W tych warunkach asymetryczny bystrzyk górny został nadbudowany warstwą grubego żwiru, a u jego dołu utworzyła się stroma ściana zsypana biegnąca skośnie do osi koryta (fig. 6C, pl. I, 2, IV, 4, XIV, 1, 2). Ściana ta biegła równoległe do brzegu lewego i ustabilizowała się w odległości kilku metrów od jego krawędzi. Takie zakończenie bystrzyka zostało wymuszone przez układ prądów w powstałym równocześnie przegłębieniu korytowym. W czasie powodzi działał tu bardzo silny przydenny wir śrubowy o osi poziomej, wygiętej równoległe do zarysu brzegu i osi przegłębienia. Był to wir śrubowy normalny, to znaczy lewoskrętny przy brzegu lewym (fig. 9A, por. Teisseyre 1980). Z silnymi wirami przydennymi

tego typu związana jest erozja, transport osadu, a także jego depozycja. Jak na to wskazuje opisywane przegłębienie, wiry śrubowe są zdolne do erodowania nawet grubego żwiru bruku korytowego. Materiał zerodowany u podstawy skarpy i w dnie przegłębienia ulegał w czasie powodzi rozsortowaniu hydraulicznemu na cztery frakcje

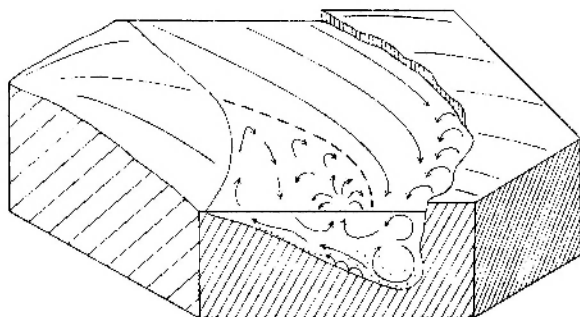


Fig. 9A

Przepływ warstwowy w krętym korycie rzeki o dużym spadku (Fr ok. 0,8–0,9, Re ok. 10^6). Na podstawie pomiarów i obserwacji na odcinku mostowym Bobru w Błażkowej. Przy brzegu wewnętrznym widoczne wiry śrubowe, w strefie separacji prądu – wir grzybowy. Dalsze objaśnienia w tekście

Stratified flow in a sinuous channel of a steep-slope stream (Fr ca. 0,8–0,9, Re ca. 10^6). Based on measurements and observations in the bridge study reach of the River Bóbr (Błażkowa). Note spiral vortices at the outer bank and mushroom-like eddy in the zone of flow separation. Explanation in the text

(por. Bluck 1982a, b). Muł, piasek i drobny żwir były wynoszone poza przegłębienie w zawieszynie (podłużny transport zawieszinowy). Żwir płaskie frakcje 4–128 mm były w dużej mierze saltacyjnie wynoszone w dół i częściowo deponowane na niżej położonym bystrzyku (podłużny transport saltacyjny, fig. 6C). Żwir płaskie frakcje 64–256 mm były przenoszone po dnie lub przez saltację w poprzek koryta (poprzeczny transport saltacyjny). Jest to dyfuzja obciążenia dennego z osi hydrodynamicznej koryta w jego części boczne – tutaj pod ścianę zsypaną bystrzyka i pod prawy brzeg akumulacyjny (por. Boothroyd i Timson 1982). Żwir ten był deponowany w dolnej części ściany zsypana i u jej podnóża, a także na niżej położonym akumulacyjnym brzegu prawym, tworząc załączek (platformę) przyszłej łachy meandrowej (pl. XIV). W końcu najgrubsze żwir o dużej sferyczności pozostały w większości na dnie przegłębienia tworząc bruk, a żwir nieco mniejsze, ale kuliste były wynoszone w dół koryta wzdłuż talwegu (podłużny transport obciążenia dennego).

Stwierdzenie różnicy wielkości żwiru wynoszonego z przegłębienia, który był bardziej drobnoziarnisty niż żwir osadzony przy brzegu prawym, wskazuje, że składowe V_z i τ_z prędkości obwodowej i naprężeń ścinających w kierunku prostopadłym do osi przegłębienia mają w przypadku wiru śrubowego wartości dużo większe niż odpowiednie składowe w kierunku x (por. Allen 1970b). Pozwala to zrozumieć i wyjaśnić od dawna znane zjawisko „wyorywania” żwiru z przegłębienia korytowych rzek i potoków krętych i przetrzucanie ich na łachę meandrową tego samego zakrętu (por. Leopold *et al.* 1964; Kaszowski i Kotarba 1970; Kaszowski 1973; Niemirowski 1974; Teisseyre 1980; Boothroyd i Timson 1982). Jest to klasyczna dyfuzja obciążenia dennego rzeki, powodująca przenoszenie osadu dennego w poprzek koryta, w strefy o mniejszej turbulencji i mniejszych naprężeniach ścinających. Dyfuzja ta, tak charakterystyczna dla koryta krętego rzeki górskiej, prowadzi do depozycji żwiru przy akumulacyjnym brzegu rzeki, gdzie turbulencja jest znacznie słabsza i ma inną strukturę (mikroturbulencja), a naprężenia ścinające i jednostkowe moce strumienia nie pozwalają na dalszy transport żwiru (fig. 9A). Zjawisko to pozwala wytłumaczyć akumulację żwiru w dolnej części łachy meandrowej (na platformie łachy), w pozycji dużo wyższej niż bruk korytowy. Zjawisko to, znane od dawna (por. Leopold *et al.* 1964), nie było przekonywająco wyjaśnione. Z powyższego wynika także, że traktowanie wszystkich żwirów dolnego członu cyklu prostego jako osadów bruku korytowego jest grubym błędem.

Bezpośrednio po powodzi w sierpniu 1977 r. można było stwierdzić, że ściana zsyu kończąca bystrzyk uległa zestromieniu (do 50°). Liczne płaskie żwiry widoczne na dnie przegłębienia były zimbrykowane z zapadem powierzchni AB w kierunku osi koryta, świadcząc tym samym o kierunku ruchu przydennej warstwy wody. Był to kierunek prawie prostopadły do osi koryta i skierowany ku brzegowi akumulacyjnemu (por. Teisseyre 1980, fig. 9A i 9B).

W związku z powyższymi obserwacjami nasuwa się pytanie, czym jest właściwie dyfuzja obciążenia rzeki? W literaturze przeważa pogląd, że dyfuzja łączy się z przenoszeniem obciążenia zawiesinowego rzeki przez wiry wędrujące w poprzek koryta rzecznoego. Zgodnie z obserwacjami terenowymi dyfuzji osadu nie można ograniczyć jedynie do obciążenia zawiesinowego rzeki lub do działalności wirów wędrujących. Jak wykazano wyżej, stacjonarne wiry śrubowe powodują pow-

stanie silnych przydennych prądów skierowanych w poprzek koryta, ku brzegowi akumulacyjnemu. Prądy te transportują osad w trakcji dennej, a także przez saltację. Saltacja jest inicjowana przez dosłowne wyrzucenie żwirów z przydennego wiru śrubowego w kierunku brzegu akumulacyjnego. Żwiry jako ziarna o dużej masie nie zataczają

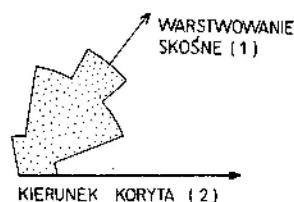


Fig. 9B

Rozkład kierunków zapadu warstwowania skośnego w żwirach bystrzyka asymetrycznego (por. figura 6C, bystrzyk górny). Na podstawie pomiarów na odcinku mostowym w Błazkowej. Kwiecień 1980

Azimuths of dip of cross-beds in gravels of asymmetric riffle (see figure 6C, upper riffle). Based on field measurements and observations in the bridge study reach. April 1980

koniecznie w wirze śrubowym łuków, jak cząstki wody i zawiesiny, lecz są często wyrzucane przez siłę odśrodkową po torze stycznym do obwiedni rury wirowej. Dzieje się to w swobodnej części wiru, w której rura wirowa nie przylega do ściany koryta i dna. Wyrzucane w ten sposób żwiry wykonują dłuższy lub krótszy skok saltacyjny (fig. 9A), po czym nieruchomieją w końcu pod brzegiem akumulacyjnym. Zjawisko to było przez autora wielokrotnie obserwowane podczas dużych wezbrań i powodzi. Można to łatwo stwierdzić stojąc w czasie powodzi w pobliżu wiru śrubowego lub umieszczając tam nad dnem odpowiednią łapaczkę. Odczuwa się wówczas silne uderzenia wyrzucanych z wiru śrubowego żwirów, a łapaczka trzymana nad dnem wypełnia się po pewnym czasie żwirem. Lekkie składniki (np. fragmenty drewna) mogą być wówczas wyrzucane nawet ponad powierzchnię wody, co również było obserwowane. Opisana działalność przydennych wirów śrubowych jest bardzo ważna, tłumaczy bowiem przetrzucanie w poprzek koryta dużych mas żwirów erodowanych w dnie przegłębienia lub dostarczanych z góry. Żwiry te, wprawione przez wir śrubowy w chwilową suspensję i saltację, są następnie deponowane na podwodnym stoku platformy łachy bocznej lub meandrowej powodując boczne jej przyrastanie. W krętej lub meandrującej rzece górskiej żwiry deponowane na stoku platformy łachy poruszają się zatem

głównie w poprzek koryta lub skośnie do jego osi, a nie równoległe do niej, jak to zakładają niektóre geologiczne modele nizinnej rzeki meandrującej. Dowodem na działalność przydennego wiru śrubowego jest też przrzucanie dużych płytów darni oderwanych z brzegu zewnętrznego na platformę łachy lub łachę meandrową tego samego zakrętu (pl. XIV). Przrzucanie materiału wymytego lub oderwanego z górnej części skarpy do środka rzeki powoduje powierzchniowy wir śrubowy (pl. VI, 4, VII, 1, 2). Przrzucanie materiału odbywa się prawie prostopadle do brzegu rzeki, po powierzchni wody, ponieważ powierzchniowy wir śrubowy ma zawsze kierunek obrotu od brzegu do środka rzeki (Teisseyre 1980).

Opisany wir śrubowy nie może być w żadnym przypadku uważany za odpowiednik przepływu wtórnego (helikoidalnego) znanego z meandrujących rzek nizinnych i podgórszych. Przeciwnie, układ prądów na zakręcie rzeki górskiej jest znacznie bardziej skomplikowany (fig. 9A; por. też Teisseyre 1980, fig. 8). W omawianym przegłębieniu układ prądów w czasie powodzi obejmował (fig. 9A): przydenny wir śrubowy (normalny), wir śrubowy powierzchniowy (odwrócony, czyli prawoskrętny, przy brzegu lewym), prąd powierzchniowy skierowany w dół koryta, przydenny dobrzegowy prąd wtórny wywołany przez przydenny wir śrubowy oraz prąd przy brzegu prawym, skierowany w dół koryta (nie pokazany na fig. 9A). A zatem przepływ powodziowy w zakręcie rzeki górskiej jest typowym przepływem warstwowym (nie mylić z laminarnym), w którym poszczególne warstwy wody mogą poruszać się w różnych kierunkach, z różnymi prędkościami i mogą wykazywać różną strukturę turbulencji. W przegłębieniu zakrętu rzeki górskiej przy wysokich stanach wody występują zatem liczne swobodne powierzchnie ścinania. Jak to będzie wykazane niżej, z powierzchniami tymi łączą się wiry stacjonarne wywołujące eworsję.

Powstanie na zakręcie rzeki górskiej pary stacjonarnych wirów śrubowych (przydennego i powierzchniowego) jest zjawiskiem typowym i charakterystycznym, powtarzającym się regularnie w czasie kolejnych wezbrań i powodzi. Rodzi się zatem pytanie: jaka jest przyczyna takiej struktury turbulencji? Zgodnie z obserwacjami terenowymi wypada stwierdzić, że wiry śrubowe są wynikiem naporu hydrodynamicznego strumienia o zagłębionej strudze największej prędkości na ścianę wklęsłą i zakrzywioną w planie, ustawioną pod kątem do osi koryta („impact and jet reac-

tion” Crickmayera 1974, „submerged jet” Laursena 1952). Podniesienie poziomu wody przy brzegu zewnętrznym jest związane głównie z powierzchniowym wirami śrubowymi, a więc z ruchem wirowym cząstek wody wzdłuż osi poziomej. Przy dużym promieniu zakrętu wpływ siły odśrodkowej, wywołanej zakrzywieniem torów cząstek cieczy w płaszczyźnie xz , może być pomijalnie mały. Powyższe obserwacje wskazują jednoznacznie, że przepływ wody na zakręcie rzeki górskiej nie ma charakteru potencjalnego i nie może być rozpatrywany jako zjawisko dwuwymiarowe.

Warunki przepływu zbadano w omawianym przegłębieniu m. in. w czasie wezbrania w dniu 18 IV 1980 r. (tab. 2). Jak już zaznaczono wyżej, w czasie tego wezbrania można było stwierdzić początki zjawiska odwrócenia prędkości. Część wyników wykonanych wówczas pomiarów przedstawiono na figurze 10. W strefie grzbietu bystrzyka górnego (fig. 10A) występował mało zakłócony przepływ, zbliżony do przepływu dwuwymiarowego. Naprężenia styczne i moc strumienia były tu wystarczająco duże, by zapewnić przemywanie żwiru z efektywnym odmywaniem piasku i drobnego żwiru (tab. 2, pozycja piąta). Przemywanie żwiru powodowało tu powstanie bruku korytowego złożonego głównie ze żwirów frakcji 64–256 mm. Fakt intensywnego przemywania żwiru na koronie bystrzyka pozostaje w związku z niepełnym odwróceniem hydraulicznym i tylko lokalnym uruchomieniem żwirowego dna rzeki.

Warunki przepływu w najgłębszym miejscu przegłębienia ukazuje figura 10B. Układ prądów był tu skomplikowany, warstwowy i trójwymiarowy, a struktura turbulencji w poszczególnych strugach odmienna. Na przekroju przejawia się to niezwykle kształtem izotach oraz zagłębieniem strugi największej prędkości. Strumień główny skierowany w dół koryta dzielił się tu na dwie strugi przedzielone rozległą strefą separacji prądu. W strefie separacji działały: prąd przydenny poprzeczny skierowany w stronę brzegu wewnętrznego, wiry wstępujące typu grzybowego, prąd wsteczny powierzchniowy oraz prądy rozchodzące się w różnych kierunkach wokół wirów grzybowych. Struga główna pozostawała w zasadzie w styczności z brzegiem zewnętrznym. Za niewielkimi nierównościami brzegu zewnętrznego występowały jednak małe, płytkie strefy oderwania prądu (fig. 10B). Strefy takie są bardzo typowe dla nierównego brzegu zewnętrznego zakrętów i meandrów rzek górskich, zwłaszcza przy wezbraniach i powodziach, na odcinkach koryta, gdzie liczba Fr przekracza wartość 0,5. Ponieważ

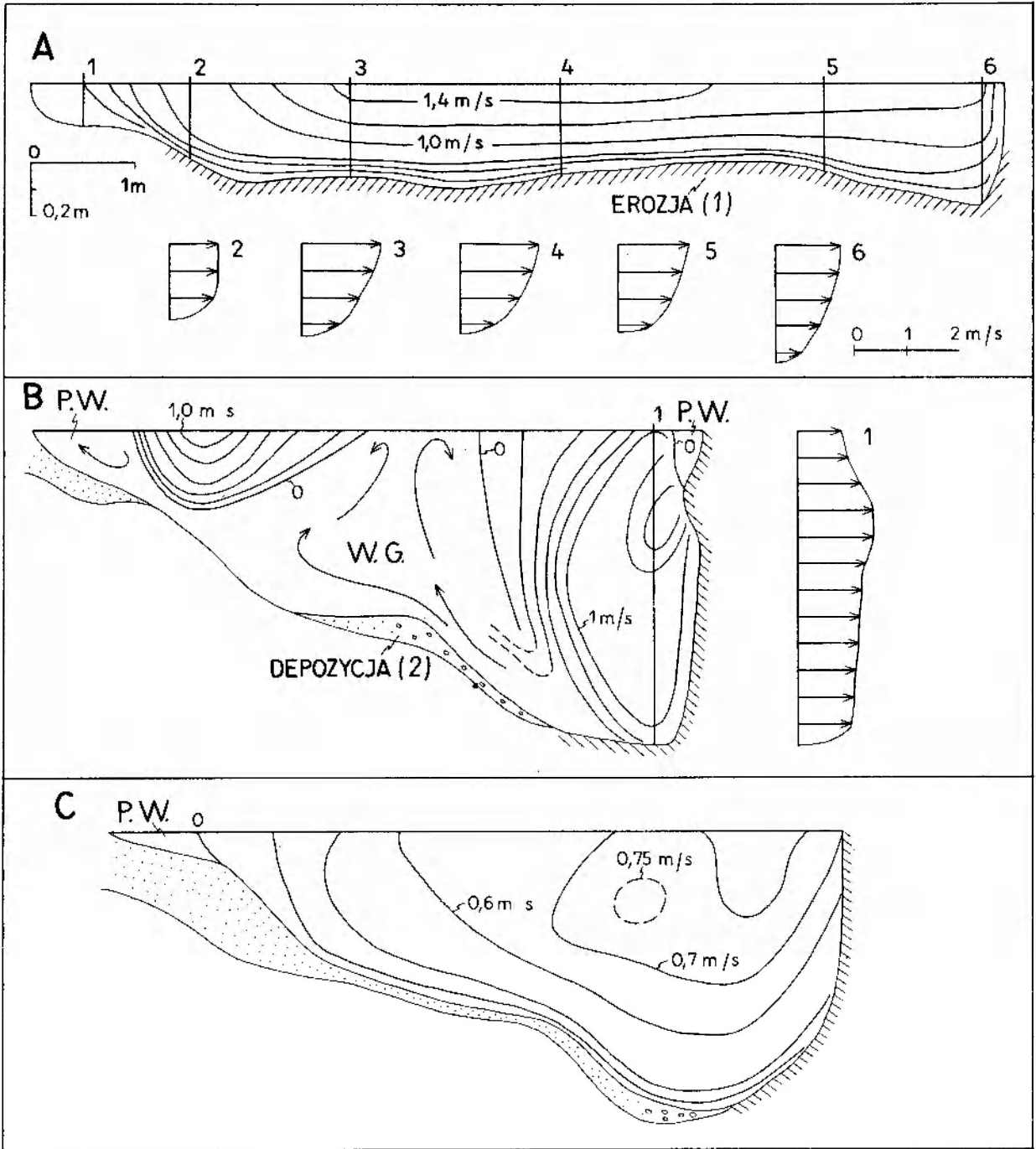


Fig. 10

Przekroje poprzeczne przez koryto Bobru między grzbietem bystrzyka górnego a wyjściem z przegłębienia asymetrycznego (por. figura 6). Odcinek mostowy w Błażkowej, pomiar dnia 18 IV 1980 r. (por. tabela 2). Wszystkie przekroje widziane w kierunku pod prąd

A – grzbiet bystrzyka górnego, odległość od początku odcinka $x = 68,5$ m; B – najgłębsza część przegłębienia, $x = 74,5$ m. P. W. – prąd wsteczny w strefie separacji prądu. W. G. – wir grzybowy; C – wyjście z przegłębienia, $x = 78,5$ m. Dalsze objaśnienia w tekście

Cross-sections through the Bóbr channel between the crest of the upper riffle and the outlet from the asymmetrical pool (see figure 6). Bridge study reach, April 18, 1980 (see table 2). Sections looking upchannel

A – crest of the upper riffle, distance from the beginning of the reach, $x = 68.5$ m, (1) – erosion; B – the deepest part of the pool, $x = 74.5$ m. P. W. – backflow in a zone of flow separation, W. G. – mushroom-like eddy. (2) – deposition; C – pool outlet, $x = 78.5$ m. See text for more details

strefy te są położone blisko strugi największej prędkości, a prędkość prądu powrotnego (lub prędkość obwodowa wirowego ruchu wody w rozpatrywanym przypadku) jest proporcjonalna do prędkości prądu oderwanego, przeto jest oczywiste, że w strefach tych odbywa się bardzo szybki wirowy ruch wody. Powoduje to przyspieszone rozmywanie gliniastego brzegu i tworzenie w nim zawieszonych mis eworsyjnych, leżących w pobliżu aktualnego stanu wody. Przykłady takich mis będą omówione niżej (pl. VII, 2-4, IX, 2, XIII, 1).

Przydenny wir śrubowy i związana z nim mikroturbulencja powodowały podcinanie dolnej części brzegu zewnętrznego i silne przemywanie oraz erozję żwirowego dna przegłębienia. W przegłębieniu tym żwir i piasek erodowany w dnie, a także dostarczany z góry, nie wędrował po torach równoległych do brzegu. Większość piasku i żwiru była przenoszona w poprzek koryta przez prąd przydenny skierowany na podwodny stok platformy łachy meandrowej (dyfuzja osadu). Prędkość wspomnianego przydennego prądu poprzecznego wahała się w granicach 30-70% prędkości średniej skierowanej w dół koryta, V_x . Prąd ten spowodował powstanie piaszczysto-żwirowego nasypu na stoku platformy łachy (fig. 10, por. pl. XIV, 1, 3). Jedynie największe i najbardziej sferyczne żwiry były transportowane po dnie w kierunku w dół rzeki.

Warunki przepływu w dolnej części przegłębienia ilustruje figura 10C. Było to miejsce położone już w zasadzie poza zasięgiem dużej brzegowej strefy oderwania prądu przy brzegu wewnętrznym. W przekroju tym stwierdzono jednak nadal dość silny przydenny prąd poprzeczny skierowany skośnie ku brzegowi wewnętrznemu. Prąd ten powodował depozycję piasku i drobnego żwirku. Z przydennymi prądami poprzecznymi związane jest zatem boczne przyrastanie platformy łachy meandrowej. Gruby nasyp piaszczysty, widoczny na figurze 10C przy brzegu wewnętrznym (lewa część przekroju), powstał na tej samej zasadzie, lecz przy wyższym stanie wody, w dużej brzegowej strefie separacji prądu. Świadczy o tym laminacja skośna zapadająca ku brzegowi i w górę koryta. Przydenny prąd poprzeczny, stwierdzony tu w dniu obserwacji, związany był ze zjawiskiem naporu hydrodynamicznego i ze strukturą prądu w wyżej położonej części przegłębienia.

Na wyjściu z przegłębienia układ izotach i struktura turbulencji ulegały zmianie. Zmiany te polegały na ukształtowaniu się układu izotach prawie równoległych do płaskiego dna, a więc

wskazującego na przepływ zbliżony do dwuwymiarowego, dalej na zmniejszeniu się średnicy wirów, zaniku wirów śrubowych, wirów grzybowych i wirów zstępujących o osi pionowej. Przy dnie koryta, pokrytego tu grubym żwirem, rozwinęła się silna mikroturbulencja, z którą związane było przemywanie żwiru. Obserwacje te wskazują na kolejną rolę bystrzyków w korycie rzeki krętej: są to poprzeczne groble żwirowe powodujące wygaszanie zjawisk turbulencji typowych dla meandrów, w miejsce których pojawia się mikroturbulencja o innej strukturze, przypominająca zjawiska występujące w płytkim korycie prostym.

Powyższe obserwacje wskazują, że asymetryczne przegłębienie koryta krętego, nawet w rzece o małej krętości, nie jest identyczne pod względem struktury prądu i przebiegu procesów fluwialnych z przegłębieniem symetrycznym koryta prostego. W symetrycznym przegłębieniu koryta prostego, w zależności od stanu i przepływu wody, występuje albo erozja, albo depozycja. W asymetrycznym przegłębieniu koryta krętego przy większości stanów i przepływów (z wyjątkiem głębokich niżówek) występuje równocześnie erozja i depozycja, a jedynie zasięg tych stref kurczy się lub rozszerza i ulega pewnym przesunięciom wzdłuż i w poprzek koryta. Strefą prawie wyłącznej erozji jest stromy, podcinany brzeg zewnętrzny i mniejsza lub większa część dna przegłębienia korytowego (zasięg erozji na dnie wzrasta prędko ze wzrostem stanu i przepływu). Erozja brzegu zewnętrznego na linii aktualnej wody jest w dużym stopniu związana z małymi strefami separacji prądu przy brzegu zewnętrznym oraz z działalnością fal stacjonarnych, o czym świadczy znaczne przyspieszenie erozji bocznej przy $Fr > 0,5$ (pl. IV, 4, VI, 2, IX, 1, 2, XIII, 1, XV, 2, 3, XVI, 1, 3, 4). Równocześnie przy brzegu wewnętrznym, na podwodnym stoku platformy łachy bocznej lub meandrowej, odbywa się depozycja części osadu aktualnie niesionego przez rzekę. Depozycja zachodzi tu przede wszystkim w dużych brzegowych strefach oderwania prądu, a także w strefach słabych prądów skierowanych w dół koryta, występujących poniżej dużych brzegowych stref separacji. Przy stanach i przepływach malejących depozycja ta przybliżyła się stopniowo do dna koryta.

Zasypanie żwirem przegłębienia asymetrycznego w czasie powodzi w styczniu 1982 r. spowodowało powstanie w nim zestawu żwirowych warstw skośnych. Kierunki zapadu warstw skośnych są w tym przypadku skośne do osi koryta (fig. 9B). Sytuację taką można uznać za

typową dla żwirów stanowiących wypełnienia asymetrycznych przegłębień korytowych rzek krętych i meandrujących.

Warstwowanie żwirów stanowiących wypełnienie przegłębień korytowych może być bardzo podobne do warstwowania żwirów odsypów przelewowych (ang. chute bars) opisanych z rzek krętych o dużym spadku przez McGowena i Garnera (1970). Wskazuje to na konieczność zachowania daleko posuniętej ostrożności przy interpretowaniu warstwowania skośnego w żwirach rzecznych. Opisane wyżej warstwowania skośne występują w przegłębieniach, a zatem reprezentują osady dolnej części łachy meandrowej lub bocznej, czyli platformę łachy („lower point bar” McGowena i Garnera 1970). Natomiast skośnie warstwowane osady odsypów przelewowych, opisane przez cytowanych autorów, należą do górnej części łachy bocznej lub meandrowej, czyli do łachy ponadplatformowej („upper point bar” McGowena i Garnera 1970). Można tu dodać, że bardzo podobne warstwowania skośne z osadów przegłębień rzek krętych środkowego Teksasu opisał Gustavson (1978).

Na omawianym odcinku Bobru występują także bystrzyki (fig. 6). Należy tu zaznaczyć, że bystrzyki nie są formą liniową lub wąską strefą spłylenia ustawioną w poprzek koryta. Przez bystrzyk należy rozumieć odcinek koryta o pewnej długości, którego przekrój podłużny i kształt w planie zależą od rodzaju i krętości rzeki. Na odcinku badawczym w Błazkowej bystrzyki związane z fazą koryta krętego miały inną formę w planie i w przekroju podłużnym niż symetryczny bystrzyk, powstały w styczniu 1982 r. (por. fig. 6C i D). Formę w pełni rozwiniętego bystrzyka asymetrycznego reprezentował w latach 1977–1981 bystrzyk górny (fig. 6C). Idąc w kierunku w dół koryta w przekroju podłużnym bystrzyka można było wyróżnić część naprądową o dużym przeciwnadbrzościowym, stanowiącą przedłużenie wyjścia z wyżej położonego przegłębienia, grzbiet bystrzyka ustawiony skośnie do osi koryta oraz krótką i stromą ścianę zsyłu opadającą w kierunku dna przegłębienia (fig. 6C, pl. I, 2, IV, 4, XIV, 1, 2). Takie ukształtowanie bystrzyka jest charakterystyczne dla przejścia z koryta prostego w odcinek kręty. Formę taką ma często pierwszy bystrzyk w ciągu meandrów doliny górskiej, a także bystrzyki zakrętów inicjalnych. Strukturę prądu w strefie tego bystrzyka omówiono wyżej.

Odwrócenie hydrauliczne powodowało, że w czasie dużych wezbrań i powodzi naprądowa i grzbietowa część bystrzyka była depozycyjnie

nadbudowywana na zasadzie przyrastania pionowego, a częściowo także wstecznego. Na stromej ścianie zsyłu zachodziło lawinowe staczanie się żwirów dostarczanych na jej krawędź w formie obciążenia dennego i saltacyjnego (przyrastanie czołowe). Muł, piasek i drobny żwirek były w całości usuwane i wynoszone poza strefę bystrzyka. Zgodnie z zasadą odwrócenia hydraulicznego w czasie opadania wód korona bystrzyka ulegała powolnemu przemywaniu i rozcinaniu, a u stóp ściany zsyłu gromadził się okresowo klin osadów piaszczystych o mniejszym nachyleniu (20–35°). Żwirowa ściana zsyłu miała nachylenie 35–50°.

Struktura osadów omawianego bystrzyka była następująca. W naprądowej części bystrzyka występował zestaw warstw wypukłych ku górze, nachylonych początkowo pod dość znacznym kątem (do 12°) pod prąd i stopniowo przechodzących w warstwy poziome. Warstwy te były złożone z grubego (64–256 mm), ciasno upakowanego i silnie zimbrykowanego żwiru. W dolnej części zestawu występowały cienkie przewarstwienia grubego piasku i drobnego żwirku, zanikające stopniowo w kierunku grzbietu bystrzyka. Są to osady faz opadania wód i przepływów średnich. W części grzbietowej bystrzyka warstwy żwiru przechodziły nagle w zestaw warstw skośnych, których nachylenie bardzo szybko wzrastało dochodząc do 50°. Otoczaki płaskie leżały tu w przybliżeniu równolegle do ściany zsyłu dając strukturę określoną jako pseudoimbrykacja. Bystrzyk dolny znajdował się do końca r. 1981 we wstępnej fazie rozwoju. Była to po prostu podwodna grobla żwirowa ustawiona skośnie do osi koryta i zakończona u dołu wąską ścianą zsyłu.

W dłuższych odstępach czasu bystrzyki koryt krętych i meandrujących nie są ustabilizowane, lecz przemieszczają się po równinie aluwialnej razem z meandrami rzeki (Bluck 1971; Teisseyre 1980). Śladem tej wędrówki są wydłużone żwirowe formy akumulacyjne, których osie ustawione są skośnie względem osi doliny (Bluck 1971). Osady bystrzyków mają duże szanse zachowania się w stanie kopalnym i są niewątpliwie reprezentowane we wszystkich gruboziarnistych utworach cyklu prostego rzek górskich (Bluck 1971; Gradziński *et al.* 1976; Teisseyre 1977a, b). Prawidłowa interpretacja tych osadów wymaga zatem umiejętności rozróżniania osadów bystrzyków od osadów łach, na co zwrócił już uwagę Bluck (1971).

W wyniku powodzi w styczniu 1982 r. układ koryta uległ zmianie i powstał jeden długi bystrzyk (fig. 6D, pl. I, 4, XV, 1, XVI, 1, 2). Bystrzyk

ten można uznać za typowy dla koryta prostego rzeki żwirowej. Przekrój podłużny przez koryto ukształtowane w wyniku powodzi styczeniowej ukazuje figura 11. Na rysunku tym widać długą żwirową formę akumulacyjną o szerokiej, prawie poziomej koronie, stromym, erodowanym zejściu z bystrzyka oraz u dołu część łachy wynurzoną ponad stan średni. Łacha ta ma charakter mikrodelty (pl. XV). Powstała ona przez nadsypanie

części koryta. Jeszcze jeden bystrzyk poprzeczny powstaje z czasem u dołu łachy śródkorytowej. Koryta opływające z obu stron łachę śródkorytową uzyskują w ten sposób duży spadek i odznaczają się dużą szorstkością dna (pl. XV, 2-4). Wzrost spadku tych koryt na odcinku łachy śródkorytowej spowodowany jest większymi oporami przepływu w takim miejscu, zwłaszcza w czasie powodzi (wzrost obwodu zwilżonego,

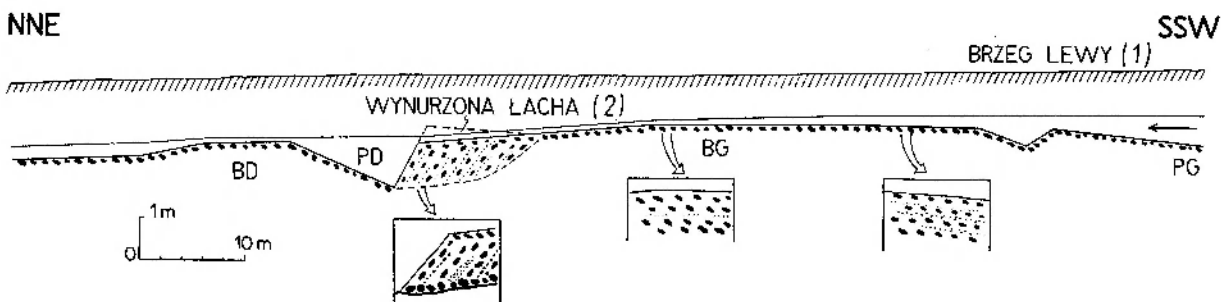


Fig. 11

Przekrój podłużny przez koryto Bobru na odcinku mostowym w Błażkowej, stan z lipca 1982 r.

Rysunki pomocnicze ukazują strukturę osadów bystrzyka (łachy śródkorytowej). PG – przegłębienie górne; BG – bystrzyk górny; PD – przegłębienie dolne; BD – bystrzyk dolny

Longitudinal section through the River Bóbr channel, bridge study reach (July 1982)

Insets show structure of the riffle deposits (mid-channel bar). PG – upper pool; BG – upper riffle; PD – lower pool; BD – lower riffle. (1) – left bank, (2) – emerged bar

żwirowej powierzchni bystrzyka drobniejszym żwirem i piaskiem w strefie spiętrzenia wód powodziowych, w dolnej części rozszerzonego odcinka koryta (piętrzenie wody zachodziło na niżej położonym zwężeniu koryta, pl. XV, 4, XVI, 2, 3).

Obserwacje innych odcinków badawczych na Bobrze i Bystrzycy wskazują, że opisany bystrzyk symetryczny jest zapewne formą inicjalną łachy śródkorytowej. Forma taka może przeobrazić się w łachę śródkorytową w sposób następujący: W pierwszym etapie erozja wsteczna na zejściu z bystrzyka powoduje wsteczne cofanie się korony bystrzyka i powstanie przy jednym z brzegów rzeki koryta bocznego opływającego jądro przyszłej łachy śródkorytowej (pl. XV). Z czasem wytwarza się drugie koryto boczne, opływające łachę śródkorytową z drugiej strony. Z powstaniem tych koryt łączy się inicjacja erozji bocznej i rozszerzenie koryta na odcinku łachy śródkorytowej. Równocześnie u górnego końca łachy śródkorytowej powstaje bystrzyk biegnący w poprzek obu koryt opływających łachę. Ścisłej biorąc jest to miejsce stabilizacji cofających się w wyniku erozji wstecznej koron bystrzyków w korytach opływających łachę (pl. XV, 1). Bystrzyk ten powoduje piętrzenie wody u wejścia do rozwidnionej

szorstkości dna i brzegów, zakłócenia przepływu związane z dzieleniem się strugi największej prędkości, dławienie przepływu przez łachę śródkorytową). Wzrost spadku, o którym mowa, jest wyraźnie dostrzegalny, nawet dla mało wprawnego obserwatora.

Przedstawiony wyżej przebieg rozwoju łach śródkorytowych ma charakter prawidłowości ważnej dla wszystkich rzek żwirowych. Autor obserwował liczne przykłady takich łach na rzekach sudeckich, podsudeckich i na rzekach karpaccich. Na Bystrzycy w rejonie Mietkowa łachy takie powstały w krótkim okresie (1977-1981) w regularnym korycie prawie prostym, początkowo o stałym spadku i szerokości.

Struktura osadów opisanego bystrzyka symetrycznego (fig. 11) jest nieco inna niż bystrzyka asymetrycznego związanego z korytem krętym. Różnice te są istotne, umożliwiają bowiem rozróżnienie kopalnych osadów rzek o małej i dużej krętości. W części na prądowej i środkowej bystrzyka symetrycznego występują warstwy żwiru subhoryzontalne lub lekko nachylone pod prąd, przy czym kąt nachylenia tych ławic jest mniejszy niż w przypadku bystrzyków rzeki krętej (fig. 11). Żwiru te są wyraźnie zimbrzykowane, a po-

wierzchnie AB otoczków płaskich zapadają stromo pod prąd (30–50°). W części dolnej bystrzyka występuje wielozestaw warstw skośnych. Żwir wykazują tu pseudoimbrykację. Długość tego wielozestawu jest większa niż w przypadku bystrzyków rzeki krętej. Wielozestaw ławic skośnych może zawierać powierzchnie reaktywacji zaznaczone klinowatymi ławicami piasku, niekiedy z detritusem roślinnym. Są to osady dolnej części ściany zsypana, nagromadzone w czasie niskiego stanu wody.

Warto tu jeszcze podkreślić, że wielozestaw żwirowych warstw skośnych bystrzyka symetrycznego lub łachy śródkorytowej rzeki prostej może w utworach kopalnych wyglądać podobnie, jak wielozestaw warstw skośnych związanych z asymetrycznym bystrzykiem rzeki krętej, mimo że warunki powstawania osadu są w obu przypadkach różne. Przy stanie rosnącym i w czasie przechodzenia przez koryto szczytu fali powodziowej w obu przypadkach mamy do czynienia z erozją, z tym że w korycie krętym cofanie się ściany zsypana dolnej części bystrzyka zachodzi w kierunku skośnym do osi koryta, a w korycie prostym jest to czysta erozja wsteczna, idąca w górę koryta wzdłuż jego osi. Zasięg erozji wstecznej w tym drugim przypadku jest z reguły większy. Depozycja, odbywająca się w obu przypadkach przez przyrastanie czołowe, związana jest z fazą opadania wód i z przepływami popowodziowymi. Jednakże przy bystrzykach symetrycznych depozycja trwa dłużej, ponieważ utrzymuje się w czasie przepływów średnich i trwa dopóty, dopóki działa erozja denną i wsteczna na zejściu z bystrzyka. Ponieważ grzbietowe części bystrzyków symetrycznych są znacznie dłuższe niż bystrzyków asymetrycznych, przeto depozycja związana ze wspomnianą erozją trwa dłużej, gdyż dłużej trwa dostawa materiału wymywanego z rozległego grzbietu bystrzyka. Większy zasięg erozji i bardziej długotrwała depozycja powodują, że wielozestawy warstw skośnych bystrzyków sy-

metrycznych są znacznie dłuższe niż bystrzyków asymetrycznych.

Jest oczywiste, że bystrzyki symetryczne i asymetryczne różnią się także ze względu na wymiarowość hydrodynamiczną przepływu. Przy asymetrycznych bystrzykach koryta krętego przepływ jest zawsze trójwymiarowy, natomiast w przypadku bystrzyka symetrycznego przepływ u jego czoła jest często dwuwymiarowy. Rzutuje to na kierunki zapadu warstw skośnych, a także na ułożenie żwirów (por. Allen 1966, 1968, 1969, 1970; Harms 1969). Wynika to stąd, że przy przepływie trójwymiarowym powstają zawsze prądy wtórne równoległe do ściany zsypana. W rzece krętej rozrzut kierunków zapadu opisanych warstw skośnych odniesiony do osi koryta jest bimodalny. Pomiary kierunków zapadu warstw skośnych nie odniesione do osi koryta dają z reguły rozrzut w przedziale 180–360° (Teisseyre 1978). W rzece prostej rozrzut kierunków zapadu warstw skośnych, związanych z wypełnieniami przegłębień, jest unimodalny z maksimum w kierunku osi koryta, a rozrzut kierunków zapadu nie odniesionych do osi koryta jest zawsze mniejszy niż w przypadku pierwszym.

Na zakończenie warto podkreślić, jak bardzo przebieg procesów korytowych zależy od symetrii takich form dna, jak bystrzyki. W okresie styczeń–luty 1983 r. opisany wyżej bystrzyk przeobraził się w formę asymetryczną ustawioną skośnie do osi koryta (wezbrania odwilżowe). Spowodowało to przeobrażenie koryta opływającego łachę śródkorytową w koryto asymetryczne z przegłębieniem (0,6 m głębokości) pod brzegiem prawym. Brzeg prawy został podmyty na głębokość 0,3–0,9 m, a zerodowany tu żwir osadził się w niższej położonym przegłębieniu. W ciągu dwóch miesięcy ściana zsypana kończąca bystrzyk przesunęła się o 5–6 m w dół koryta przybierając kierunek skośny względem jego osi. Zmiana symetrii bystrzyka powoduje więc w krótkim czasie zmianę symetrii form dna na niższej położonym odcinku koryta.

PRZEBIEG PROCESÓW FLUWIALNYCH I STOKOWYCH W STREFIE BRZEGÓW RZEKI

Na odcinku badawczym w Błażkowej występują brzegi erozyjne, brzegi akumulacyjne i brzegi akumulacyjno-erozyjne (fig. 6. 12–18). Brzegami akumulacyjno-erozyjnymi są brzegi zajęte przez zarośla wierzbowe (por. Klimek 1974b, Rachocki 1978). Ogólnie biorąc na brzegach tych przeważa depozycja żwirku, piasku i mułu, stanowiących obciążenie zawieszinowe przepływów po-

wodziowych. Są to zatem strefy, w których względnie szybkie przyrastanie pionowe prowadzi do narastania nowych naturalnych wałów brzegowych wzdłuż sztucznego koryta Bobru (pl. II, 1–3, III, 1, 2, 4, IV, 3, V, 2, 3). W pobliżu zarośli wierzbowych występują w czasie powodzi krytyczne warunki przepływu lub też przepływ jest rwący. W konsekwencji po naprądowej stronie

wierzb tworzą się ślady opływania, w których erozja przeważa nad depozycją.

Brzegi erozyjne. Systematycznie badanym brzegiem erozyjnym jest przede wszystkim brzeg lewy na odcinku mostowym (fig. 6, pl. I). Erozja boczna zaznacza się także na brzegu prawym, od dolnego przegłębienia w dół, gdzie poważnie została zniszczona zabudowa brzegu (pl. XVI, 3). Od stycznia 1982 r. erodowany jest także brzeg prawy wzdłuż całego zejścia z bystrzyka (fig. 6, pl. XV, 2-4).

Erozję boczną obserwowano i badano przede wszystkim na podcinanym lewym brzegu odcinka mostowego, który w okresie obserwacyjnym był brzegiem swobodnym, a przebieg procesów nie był na ogół zakłócany przez człowieka (pl. I, IV, 4, VI, 4, VII, IX-XIII, XIV, 1-3, XV, XVI, 1-3). W brzegu tym erodowane są utwory młodoholocenijskie zdeponowane przed regulacją rzeki. Średnie tempo migracji bocznej tego brzegu wynosiło w latach 1967-1977 ok. 0,2-0,35 m/rok, a w okresie 1977-1981 wzrosło do 0,74 m/rok. Przyspieszone cofanie się brzegu było związane z fazą koryta krętego (por. Ackers i Charlton 1971).

W geomorfologii fluwialnej cofanie się brzegu określa się ogólnie jako erozję boczną stanowiącą część erozji rzecznej (lateral erosion, non-vertical corrasion Crickmayera 1974). W procesie erozji bocznej główną rolę odgrywa oczywiście działalność wody płynącej (Gregory i Walling 1973), którą w przypadku gruntów niezłityfikowanych określa się zazwyczaj ogólną nazwą „rozmywanie” (pl. IV-VII, IX-XIII). Tak ogólne, a jednocześnie zawężone pojmowanie erozji rzecznej w korycie aluwialnym nie wydaje się uzasadnione i nie jest adekwatne do rzeczywistości. W zależności od stanu gruntów brzegu, ich spójności, wilgotności, gęstości poszczelinienia, twardości spowodowanej przez wysychanie, kąta nachylenia skarpy i jej wysokości na aluwialnych brzegach rzek sudeckich działają też inne czynniki, jak: podcinanie brzegu u dołu w wyniku falowania, eworsji, rozmywania lub termoerozji bocznej (pl. IX, X, 1, 3, XI, 1, 2), abrazja (pl. VII, IX), wyrywanie brył suchego gruntu (ang. quarrying, pl. XII, 2, 4) oraz eworsja (pl. XIII). Z erozją rzecznią współdziałają także inne procesy, mieszczące się w grupie zjawisk wietrzenia i procesów stokowych, a także związane z działalnością lodu rzeczego (por. Fisk 1952; Sundborg 1956; Wolman 1959; Turnbull *et al.* 1966; Laury 1971; Klimek 1972, 1974a; Teisseyre 1977a, 1979a, 1980; Czudek 1982). Między procesami czysto erozyjnymi a procesami stokowymi istnieją sprzę-

żenia zwrotne, przy czym pełna pętla sprzężenia zwrotnego obejmuje też etap wietrzenia. Z kolei wypada też podkreślić, że zarówno erozja, wietrzenie i procesy stokowe działające na brzegach rzeki są kontrolowane przez czynnik klimatyczny, którego rola, mechanizm działania i natężenie zmieniają się wraz z porami roku. Ponieważ przy omawianiu erozji bocznej wielu badaczy pomija w ogóle procesy stokowe, wietrzenie i działalność lodu rzeczego, przeto na zjawiska te należy zwrócić szczególną uwagę. W niniejszym rozdziale erozja boczna będzie zatem omówiona na tle procesów stokowych i zjawisk wietrzenia, które są czynnikami inicjującymi i przyspieszającymi erozyjne cofanie się brzegu rzeki. W ciągu roku hydrologicznego przebieg tych procesów można w skrócie przedstawić następująco:

Czas późnej jesieni i przedzimia to okres od początku roku hydrologicznego (1 IX) do utworzenia się pierwszej pokrywy lodowej, zwykle z końcem grudnia. W okresie tym na nagich brzegach rzeki działają następujące czynniki: splukiwanie atakujące przesuszone w jesieni gliny aluwialne nie chronione przez przewieszki darniowe, odpadanie i osypywanie rozwijające się na glinach silnie przesuszonych w wyniku fenów jesiennych (por. Kwiatkowski 1979) oraz spływanie i osypywanie się gruntu u dołu skarpy, jeżeli jego struktura została zniszczona przez lód włóknisty powstający w czasie przymrozków jesiennych (pl. IX, 1, 3, XIII, 1; por. Gerlach 1966; Jahn 1979). Obserwacje terenowe wykazały, że w okresie tym lód włóknisty tworzy się głównie w dolnej części podcinanego brzegu, gdzie grunt jest kapilarnie zwilżony, a miejscami zraszany rozpryskiem. Grunt o strukturze zniszczonej przez lód włóknisty lub gruntowy ulega w czasie odwilży szybkiemu termoerozyjnemu rozmyciu do wysokości aktualnego stanu wody, a powyżej tego stanu odpada lub spływa.

Pomiary wykonywane na szpilkach stalowych wykazały, że efekty geomorfologiczne splukiwania i odpadania są niewielkie. Nawet w skali rocznej powodują one cofanie się brzegu o kilka milimetrów do kilku centymetrów. Efekty działania lodu włóknistego są bez porównania większe. W czasie jednego cyklu gelacja/degelacja dolna część brzegu gliniastego cofa się o 2-5 cm, a nawet więcej. W jesieni powstaje zatem podcięcie brzegu u dołu, w strefie między średnią wodą jesienną a zasięgiem wezbrań. Cofa się głównie brzeg zbudowany z gruntu kohezyjnego (głina aluwialna, piasek gliniasty, muł), powyżej górnej granicy żwirów, ponieważ lód włóknisty nie rozwija się na

żwirach. Podcięcie brzegu może spowodować powstanie półek brzegowych oraz wydłużonych, a niskich nisz o głębokości 0,2–0,3 m. W niektórych latach podcinanie brzegu w jesieni spowodowało lokalnie obrywy ziemne.

Zima to okres występowania względnie trwałej pokrywy śnieżnej i lodu rzecznoego oraz przemarzania gleby i gruntów brzegu. Warunki takie trwają zwykle od końca grudnia do początku marca. W zlewni górnego Bobru pokrywa śnieżna jest jednak nietrwała i może zanikać nawet kilkakrotnie w czasie jednej zimy (Teisseyre 1979a).

Brzegi rzeki zawiązane zaspami śniegu (pl. IV, 1, 3, V, 1, 3, 4) są na ogół chronione przed erozją aż do czasu roztopów. Liczba dni z opadem śnieżnym wynosi tu 50–60, a średnia liczba dni z szatą śnieżną 100–150 dni. Pod zaspami śniegu grunt jest wprawdzie zamarznięty, ale zwykle płycej. Suchy śnieg jest złym przewodnikiem ciepła, toteż nawet w czasie silnych mrozów temperatura gruntu i wewnętrznych warstw śniegu jest tylko nieznacznie niższa od zera (por. Bac i Rojek 1981).

Strome, podcinane skarpy są w zimie przeważnie nagie (pl. IV, 4, V, 2, 3). Grunty brzegów powyżej powierzchni wody są zamarznięte na głębokość 0,4–0,5 m, zwykle jednak płycej (0,1–0,2 m). Okres występowania średnich temperatur dobowych poniżej zera trwa w tym rejonie średnio 95–115 dni w roku. Zamarznięty grunt kohezyjny ma barwę jasną i już na pierwszy rzut oka różni się od gruntu nie zamarzniętego. Na podcinanych skarpach nadrzecznych i w gruntach brzegów obserwowano następujące rodzaje lodu: kry lodu rzecznoego przymarznięte do gruntu brzegów (pl. V, 3, 4), lód przezroczysty lub lekko mleczny będący produktem oblodzenia (deszcz, rozprysk wody rzecznej), lód włóknisty na glinach aluwialnych i gliniastych piaskach (pl. X, 1), szron, lód segregacyjny tworzący żyły i wprysnięcia w gruntach kohezyjnych (pl. X, 2), lód cementujący w piaskach i żwirach oraz lód sieciowy w szczelinach. Lód sieciowy występuje zwłaszcza w szerokich szczelinach kontrakcyjnych (pl. X, 3) charakterystycznych dla glin aluwialnych. Forma lodu gruntowego zależy m. in. od szybkości zamarzania. Przy szybkim i dużym spadku temperatury tworzą się w glinie aluwialnej nieregularne wprysnięcia lodu, natomiast w czasie powolnego i długotrwałego spadku temperatury powstają żyły lodowe (por. Kirkham 1964; Meier 1964).

Pakiety lodu włóknistego mają do 15 centymetrów grubości. Lód włóknisty jest wyraźnie warstwowany i często zawiera warstewki prze-

marzniętego gruntu. W niektórych cyklach obserwacji ciągłej można było stwierdzić, że lód włóknisty przyrasta stopniowo w czasie pogody odwilżowej przy nocnych spadkach temperatury powietrza poniżej 0°C. Każdy przymrozek nocny dawał kolejną warstwę lodu włóknistego narastającego od dołu, na wilgotnym gruncie. W czasie aktywnego przyrostu lodu włóknistego grunt pod lodem nie jest bowiem zamarznięty. Powierzchnia lodu włóknistego może mieć charakterystyczny ospowaty wygląd, nierzadko jednak jest ukryta pod warstewką przymarzniętego gruntu. Warto tu też wspomnieć o lodzie powstającym z wody wolnej zawartej w szerokich szczelinach kontrakcyjnych w dolnej części skarpy (makrogeliwacja, pl. X, 3). Woda ta zamarzając daje lód rusztowy złożony z wielobocznej sieci płaskich kryształów lodu, podobny do lodu rusztowego tworzącego się na brzegu rzeki (Teisseyre 1979a). Z zamarzaniem glin aluwialnych łączą się także różne formy lodu segregacyjnego w postaci żył i żyłek oraz wyprysnięć. Żyły lodu segregacyjnego przebiegają równoległe do powierzchni oziębiania (frontu mrozu). A zatem w górnej części glin aluwialnych i w glebie żyły lodu segregacyjnego przebiegają poziomo, a w strefie skarpy stromo – równoległe do jej powierzchni. Zamarznięte gliny aluwialne pęcznią (co najmniej parę centymetrów), a szpilki stalowe umieszczone w brzegu dla kontrolowania erozji bocznej chowają się pod powierzchnią gruntu (lód gruntowy nie powoduje wyciągania szpilek, robi to natomiast z łatwością lód rzeczny; por. Bieroński i Tomaszewski 1979). Z poziomymi żyłami lodu segregacyjnego łączy się powstawanie charakterystycznych szczelin poziomych, występujących dość gęsto w strefie 0,2–0,4 m poniżej powierzchni terenu (fig. 18; pl. XI, 3). Wspomniane żyły lodu segregacyjnego i wywołane przez nie szczeliny odgrywają ważną rolę w procesie powstawania przewieszek darniowych, które wiosną pełzną w stronę koryta.

Tajanie lodu włóknistego i innych odmian lodu gruntowego powoduje silne nasycenie wodą powierzchniowej strefy gruntu, którego struktura została w dodatku zniszczona przez lód. W czasie odwilży i roztopów warstwy takie ściekają lub osuwają się wprost do rzeki (pl. X, 4). Powierzchniowe warstwy gruntu znajdujące się w zasięgu gelacji i degelacji przypominają własnościami warstwy czynne znane z krajów polarnych (Meier 1964; Jahn 1970, 1971, 1975; Washburn 1973; Klimaszewski 1978). Ubytek brzegu związany z tymi procesami jest bardzo duży. W jednym cyklu gelacja/degelacja może on wynosić nawet 0,2–

0,4 m (Teisseyre 1979a). Cofanie się brzegu związane z opisywanymi procesami jest proporcjonalne do liczby dużych odwilży w ciągu zimy. Należy tu dodać, że w zimie rozmywanie odtajających brzegów może trwać dłużej niż odwilż, ponieważ gliny aluwialne zamarzają w temperaturze poniżej 0°C, a wychłodzenie gruntu do takiej temperatury wymaga zwykle kilku mroźnych dni ze średnią temperaturą powietrza poniżej 0°C (por. Głazer 1977; Grabowska-Olszewska i Siergiejew 1977; Teisseyre 1979a).

Według obserwacji autora cała warstwa gruntu zamrożonego w zimie jest w czasie odwilży lub roztopów termerozyjnie rozmywana do wysokości maksymalnego stanu odwilżowego lub roztopowego (termerozja boczna; fig. 12; pl. IX, 1). Zwykle na granicy takiego stanu tworzy się wyraźne podcięcie brzegu, widoczne na wiosnę jeszcze długo po roztopach.

Na nagich skarpach nadrzecznych obserwuje

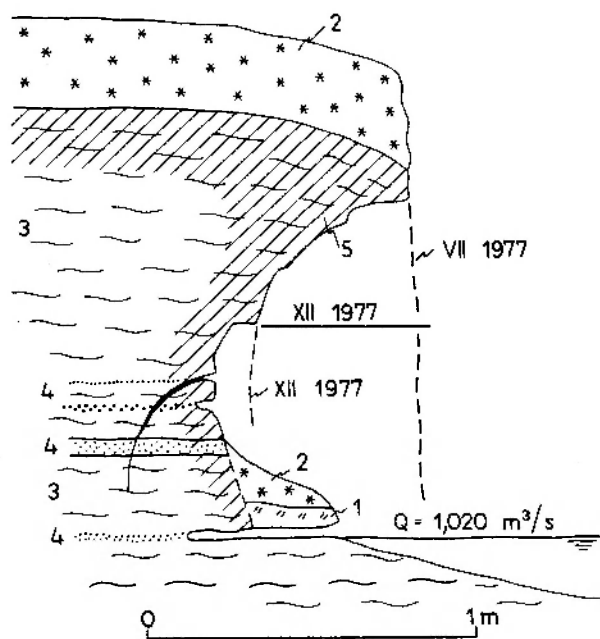


Fig. 12

Podcięcie brzegu lewego w dolnej części brzegu erozyjnego. Bóbr, odcinek mostowy w Błażkowej, stan z dnia 3 II 1978 r. Przekrój nieprzewyższony

1 – lód brzegowy; 2 – śnieg; 3 – glina aluwialna; 4 – piaski i drobnopziarniste żwiry (osady glifów krewasowych); 5 – grunt zamrożony. Widoczna jest lukowata szczelina i wąskie podcięcie brzegu u dołu (nisza termerozyjna). Ubytek brzegu w okresie lipiec 1977–luty 1978 związany był z dwoma okresami erozji: z powodzią w dniach 1–3 VIII 1977 r. i z wezbraniem w grudniu 1977

Eroded scarp on the left bank. River Bóbr, bridge study reach, February 3, 1978. No vertical exaggeration

1 – bank ice; 2 – snow; 3 – alluvial loam; 4 – sands and fine gravels (crevasse-splay deposits); 5 – frozen soil. Note crescentic crack and narrow niche at the base (thermal erosion). Bank retreat in the period of July 1977 to February 1978 was connected with two stages of erosion: August 1–3, 1977 flood and the December 1977 freshet

się też w zimie erozję niweo-eoliczną. Erozja ta powoduje na ogół niewielkie ubytki brzegu (por. Jahn 1969; Gerlach 1976; Teisseyre 1979a).

Przedwiośnie i wczesna wiosna (od początku marca do początku maja) cechuje się dużym natężeniem erozji brzegu, związanym z topnieniem śniegu i lodu rzeczno, wezbraniem roztopowymi i wiosennymi, a także z multigelacją spowodowaną przez przymrozki wiosenne. Przymrozki te występują w omawianym rejonie średnio do 20 kwietnia, a w skrajnych przypadkach nawet do 10 czerwca. W sumie okres występowania przymrozków trwa tu łącznie około 7 miesięcy, średnio od 20 września (Bac i Rojek 1981). Podane wyżej daty występowania przymrozków pokrywają się z obserwacjami i pomiarami cofania się brzegu rzeki. W latach 1981 i 1982 ok. 90–98% rocznego ubytku brzegu na odcinku mostowym w Błażkowej było związane z termerozją boczną i przypadło na okres przymrozków, z tym że cofanie się brzegu zachodziło najszybciej w czasie roztopów i dużych odwilży (por. Walker i Morgan 1964; Czeppe 1965; Walker i Arnborg 1966; Dylik 1970; Jahn 1970, 1971, 1975, 1976; French 1976, Teisseyre 1979a; Czudek 1982). Obserwacje te zgadzają się z wcześniejszymi ustaleniami autora (Teisseyre 1979a). Proporcje ubytku brzegu przypadającego na odwilże i roztopy bywają w poszczególnych latach hydrologicznych bardzo różne. Zależy to nie tylko od zjawisk pogodowych, ale także od ekspozycji skarpy nadrzecznej, ocienienia przez drzewa, przewieszki darniowe itp. Na przykład na skarpach nagich o ekspozycji południowej udział ubytku brzegu związanego z odwilżami może być nawet większy niż ubytku roztopowego. Na skarpach o ekspozycji północnej i na skarpach zawianych śniegiem cały ubytek brzegu może być związany z roztopami.

Wiosna jest także okresem powstawania nowych i powiększania się dawnych przewieszek darniowych (pl. I, 1, XII, 4, XIII, 4). Na brzegach górnego Bobru występują zarówno przewieszki jednoroczne (obrywane co roku w sposób naturalny lub sztuczny), jak i przewieszki wieloletnie. Interesujące jest powstawanie przewieszek darniowych na idealnie poziomych brzegach rzeki. Ponieważ przewieszki powstają i rozwijają się przede wszystkim w czasie roztopów, jest oczywiste, że ich geneza wiąże się z wytapianiem opisanych wyżej poziomych pył lodu segregacyjnego. Tworzenie się przewieszek darniowych jest ułatwione przez poziome szczeliny powstające w miejscu topienia się żył lodu segregacyjnego. Powstaniu przewieszek sprzyja zapewne także ciśnienie spły-

wowe. Wieloletnie przewieszki darniowe obwisają każdej wiosny coraz niżej, a w skrajnych przypadkach mogą nawet zejść do wody. Jeżeli brzeg nie jest zbyt stromy, może to spowodować zapętnienie brzegu (pl. XIV, 1).

Wiosna jest też porą roku, w której najczęściej zachodzą duże obrywy ziemne. Obrywy są inicjowane przez termerozyjne podcinanie brzegów u dołu przez wody roztopowe. W glinie aluwialnej obrywy mogą obejmować tylko powierzchniową warstwę gruntu pociętego szczelinami kontrakcyjnymi z wysychania, które powstały w poprzednim roku. Nie jest więc prawdą, że obrywy ziemne są zawsze ograniczone powierzchniami ścinania. Przy odpowiednim podcięciu brzegu obrywy zachodzą rzeczywiście wzdłuż szczelin ścinających, które zakładają się głęboko, w gruncie nie spękany, o wilgotności naturalnej. W pierwszym przypadku obryw obejmuje cienką powierzchniową warstwę gliny (0,3–0,5 m grubości; pl. XII, 3, 4). W drugim przypadku obrywają się często duże bryły gliny, o objętości kilku, a nawet kilkunastu m³. Powierzchnie ścinania są z reguły wklęsłe i zakrzywione w planie. Na powierzchni ścinania zwykle występują rysy mówiące o kierunku obrywu. Śledząc rysy można odróżnić obrywy powstające przy udziale prądów wstecznych, prądów skierowanych w dół koryta oraz obrywy zachodzące wyłącznie pod wpływem grawitacji. W pierwszym przypadku rysy zapadają w górę rzeki, w drugim – w dół koryta, w trzecim są pionowe. Liczba obrywów z rysami pionowymi jest dość duża. Wskazuje to, że obrywy ziemne nie zawsze zachodzą w czasie powodzi i wezbrań, a przeciwnie – nierzadko przy średnich i niskich stanach wody, bez związku z aktualnymi zjawiskami hydrologicznymi. Obrywy takie mają miejsce późną wiosną, a nawet w lecie (pl. XII, 3).

Oberwana bryła gliny aluwialnej rozpada się zwykle na mniejsze fragmenty. Fragmenty o średnicy 0,3–0,5 m są łatwo transportowane przez wezbrania wiosenne i zamieniają się w toczące.

Późna wiosna (maj, czerwiec) jest okresem, w którym na erodowanych brzegach rzek odbywa się nadal obrywanie i osuwanie, a także splukiwanie resztek glin aluwialnych o strukturze zniszczonej przez lód gruntowy. Stany wody są nadal podwyższone, co sprzyja dalszemu erozyjnemu podcinaniu brzegu. W maju pojawiają się pierwsze duże wezbrania i powodzie spowodowane przez deszcze nawalne (np. maj 1977 roku). W czasie takich powodzi z erodowanych skarp nadrzecznych znikają resztki glin przemarzniętych

poprzedniej zimy i rozpoczyna się erozja wodna gruntu o wilgotności naturalnej, położonego głębiej.

Po wezbraniach i powodziach wiosennych erozyjne brzegi rzeki, zbudowane z glin aluwialnych, są zwykle wyrównane, zmyte, a gliny wilgotne i niespękane. Wzrost temperatury powietrza w maju i czerwcu powoduje stopniowe wysychanie glin w strefie między zasięgiem zwilżenia kapilarnego (zwykle parę dcm ponad średni poziom wody w rzece) a górną krawędzią skarpy. Optymalne warunki wysychania trwają co najmniej 80–100 dni w roku, gdy średnia temperatura powietrza przekracza 15°C. Wysychanie posuwa się od powierzchni w głąb i powoduje powstanie w glinach aluwialnych szczelin kontrakcyjnych. Po utworzeniu się szczelin przebieg frontu wysychania komplikuje się, ponieważ glina wysycha także wzdłuż szczelin. Układ i przebieg omawianych szczelin zależą nie tylko od składu mineralnego i granulometrycznego gliny, ale także od nachylenia skarpy. Na skarpach nachylonych łagodnie lub pod średnimi kątami rozwijają się sieci wielobocznych szczelin z wysychania sięgających płytko (parę centymetrów) w głąb gliny (pl. XI, 4, XIII, 2, 3). Jest to przypadek raczej nietypowy, ponieważ większość erodowanych brzegów rzeki ma znaczne nachylenie skarp, a ściany pionowe też nie należą do rzadkości. Na brzegach pionowych lub stromych występują w glinie aluwialnej wyłącznie lub prawie wyłącznie szczeliny pionowe (pl. IX, 3, XI, 1, 2, XII, XIII, 1). Szczeliny poziome mogą wówczas pojawiać się lokalnie, zwłaszcza na wkładkach sypkich piasków i żwirów (osady glifów krewasowych; pl. XII, 1, 2). Znaczna przewaga w glinach aluwialnych brzegów stromych szczelin pionowych wynika zapewne z faktu, że szczeliny te rozwijają się w warunkach ciśnienia wywieranego przez nadkład, co nie sprzyja otwieraniu się szczelin poziomych.

Raz założone pionowe szczeliny kontrakcyjne rozszerzają się stopniowo i sięgają coraz głębiej w głąb aluwialną (pl. XII). Już jednak na głębokości 0,1–0,3 m szczeliny pierwszej generacji, idące od powierzchni w głąb, rozszczepiają się dając początek szczelinom drugiej generacji. W sumie tworzy się wieloboczny w planie układ szczelin, które powodują, że powierzchniowa warstwa gliny aluwialnej dzieli się na słupy, podobne nieco do słupów bazaltowych (pl. XII, 2–4). Zazwyczaj słupy w glinie aluwialnej są zrosnięte jedną ścianą z wilgotną gliną w głębi brzegu. W planie układ szczelin kontrakcyjnych może być prostokątny (fig. 13) lub wieloboczny (fig. 14). Nie udało się

ustalić, od czego zależy powstanie jednego z wyżej omówionych układów szczelin. Pewne jest natomiast, że oba układy mogą rozwijać się równocześnie i że mogą wzajemnie w siebie przechodzić. Szczeliny w układzie wielobocznym dają słupy bardziej regularne. Szczeliny pierwszej i trzeciej generacji są wówczas prostopadłe do brzegu, a szczeliny drugiej i czwartej generacji – ukośne względem brzegu. W głębi brzegu daje

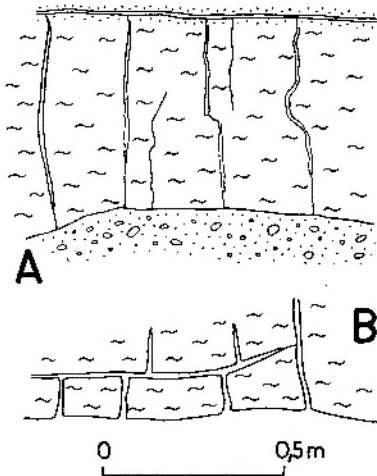


Fig. 13

Szczeliny kontrakcyjne z wysychania w dolnej warstwie gliny aluwialnej. Bóbr, odcinek mostowy w Błażkowej, brzeg lewy, wrzesień 1982 r.

A – widok dolnej części skarpy (ściana pionowa); B – widok układu szczelin w planie. Przekrój słupów jest prostokątny

Contraction cracks originated by desiccation in a lower layer of alluvial loam. River Bóbr, bridge study reach, left bank, September 1982

A – view of a lower part of the scarp (vertical wall); B – crack pattern in plan. Note rectangular pattern of loam columns

to regularne słupy sześć- i pięcioboczne (fig. 14, pl. XII).

W roku hydrologicznym 1981/82 obserwowano tworzenie się szczelin kontrakcyjnych założonych wiosną 1982 r. od nowa, na brzegu nie spękanym (pl. XI, 2, XII, 1, 2). Odstępy między pionowymi szczelinami pierwszej generacji w dolnej bardziej ilastej warstwie gliny aluwialnej wynosiły średnio 23,2 cm (wahania od 10 do 45 cm), a w górnej bardziej piaszczystej warstwie gliny 28,8 cm (wahania od 12 do 68 cm). Rozwarcie szczelin w warstwie dolnej dochodziło do 2–3 cm, a w warstwie górnej do paru milimetrów. Podobne rozwarcie osiągały szczeliny drugiej generacji.

Powstanie w glinie aluwialnej erodowanego brzegu rzeki szczelin kontrakcyjnych i oddzielności słupowej ma duże znaczenie dla stabilności brzegu i jego odporności na erozję. Przesuszone

głina osłabiona przez szczeliny ulega łatwo obrywom ziemnym w wyniku podcinania brzegu lub nadmiernego obciążenia przez ludzi lub zwierzęta. Najczęściej obserwowane następstwo zdarzeń było takie, że gliny aluwialne wysuszone i spękanne w lecie i jesieni jednego roku ulegały oberwananiu w zimie lub na wiosnę roku następnego. Obrywy ziemne związane są także z powodziami letnimi (pl. XII, 3).

W lecie i wczesną jesienią aktywność erodowanych brzegów rzeki jest zwykle najmniejsza. Erozyjny ubytek brzegu w okresie suchego lata może być nawet praktycznie zerowy, jak to miało miejsce w latach 1975 i 1982. Latem i wczesną jesienią rozwijają się natomiast szczeliny kontrakcyjne, grunt wysycha powierzchniowo i wzdłuż rozszerzających się szczelin, zwłaszcza w czasie fenów jesiennych, na niewielką skalę rozwija się spłukiwanie gruntu i odpadanie. Miejscami daje się zauważyć niszczenie brzegu przez zwierzęta i ludzi.

Warto jeszcze zwrócić uwagę na skutki długotrwałych fenów w jesieni. Powodują one szybkie i bardzo efektywne przesuszenie glin aluwialnych i to niezależnie od ekspozycji skarpy. W glinie powstają wówczas układy gęstych, ale drobnych szczelinek biegnących równoległe do

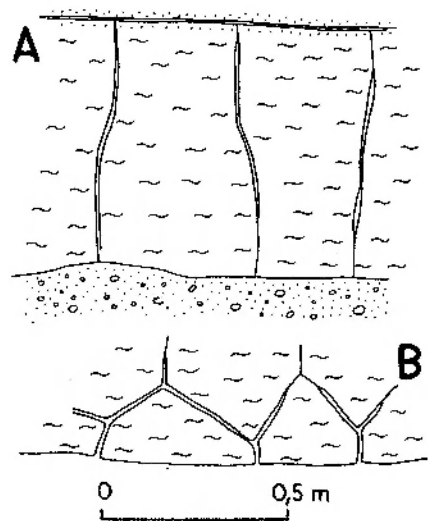


Fig. 14

Szczeliny kontrakcyjne z wysychania w dolnej warstwie gliny aluwialnej. Bóbr, odcinek mostowy w Błażkowej, brzeg lewy, wrzesień 1982 r.

A – widok dolnej części ściany (ściana pionowa); B – widok układu szczelin w planie. Przekrój słupów jest wieloboczny

Contraction cracks originated by desiccation in a lower layer of alluvial loam. River Bóbr, bridge study reach, left bank, September 1982

A – view of a lower part of the scarp (vertical wall); B – crack pattern in plan. Note polygonal pattern of loam columns

powierzchni brzegu lub szerokich szczelin kontrakcyjnych. Tak zniszczona glina jest bardzo podatna na osypywanie i odpadanie. Być może szczelinki te odgrywają też pewną rolę w procesie niszczenia brzegu przez lód gruntowy. W szczelinach tych obserwowano w listopadzie i grudniu tworzenie się żyłek lodu, a nawet lodu włóknistego, oczywiście po uprzednim nawilżeniu gliny przez deszcze jesienne. Należy podkreślić, że raz przesuszona i spękana glina nie namaka łatwo i praktycznie nigdy nie wraca do stanu pierwotnego. Dlatego grunt kohezyjny o raz zniszczonej strukturze, niezależnie od tego, czy przez wysychanie i kontrakcję czy przez lód gruntowy, jest nieodporny na erozję i jego usunięcie przez rzekę jest tylko kwestią czasu.

Interesującymi formami erozyjnego brzegu rzeki są nisze brzegowe. Autor wyróżnia nisze brzegowe małe i duże (pl. VII, XIII, XVI, 3). Nisze małe mają średnice (długości) porównywalne ze średnicami przybrzeżnych wirów o osi pionowej lub wirów śrubowych o osi poziomej, stanowiących elementy mikroturbulencji w strefie bliskiej brzegowi (pl. VII, XIII). Wymiary nisz małych są dużo mniejsze od szerokości koryta. Nisze duże mają długości znacznie większe, porównywalne z szerokością koryta lub większe. W niszach dużych (pl. XIII, 4, XVI, 3) odbywa się skomplikowana cyrkulacja wody obejmująca strefę cyrkulacji wstecznej, strefę napływu, w której oderwany od brzegu prąd kieruje się w jego stronę, oraz strefę prądu zgodnego z przepływem w korycie. Na cyrkulację tę nakłada się mikroturbulencja. Duże nisze brzegowe powstają często przez połączenie się nisz małych w wyniku zerodowania dzielących je cypłów.

Obserwacje terenowe wskazują, że nisze małe są typowymi bocznymi kotłami lub misami eworsyjnymi. Przez eworsję rozumie się zwykle za Geinitzem drażnienie skał litych przez wirującą wodę (Klimaszewski 1978; Książkiewicz 1979). Autor nie widzi jednak przyczyn, dla których termin „eworsja” miałby być ograniczony wyłącznie do form utworzonych w skałach litych. Obserwacje terenowe wskazują, że identyczne formy rozwijają się także w miękkich skałach kohezyjnych, jak iłolupki, gliny i iły (por. Zierhoffer 1935; Lobeck 1939). Formy identyczne uzyskiwano w glinach i iłach eksperymentalnie (Shepherd i Schumm 1974), przy czym formy koliste w planie były określane przez cytowanych autorów jako „pot-holes”, czyli misy eworsyjne.

Nad Bobrem brzegowe kotły i misy eworsyjne rozwijają się w glinach aluwialnych w czasie wez-

brań i powodzi. Czynnikiem sprzyjającym powstawaniu kotłów eworsyjnych jest duża prędkość przepływu w pobliżu brzegów i duże liczby Froude'a (por. Henderson 1966). Na przykład na lewym brzegu odcinka mostowego w Błażkowej, przy prędkości przepływu w pobliżu brzegu ok. 0,8 m/s i liczbie $Fr = 0,51$, utrzymuje się brzeg równy. W dolnej części brzegu lewego, przy prędkości przepływu w pobliżu brzegu 2,11 m/s i liczbie $Fr = 1,14$, brzeg jest bardzo nierówny (pl. VII, 2-4), porzeźbiony niszami eworsyjnymi i cyplami, a gdzieś tam zauważyć można nisze poziome w miejscu występowania sypkich osadów żwirowych i piaszczystych (glify krewasowe w glinie aluwialnej, pl. XI, 1, 2). Podobne fakty stwierdzono wielokrotnie w innych miejscach.

Przy dużych prędkościach przepływu i nierównym brzegu prąd na cyplach odrywa się od brzegu i powstają boczne strefy separacji. Prąd oderwany od brzegu przylega do niego ponownie w strefie cypla niżej położonego. Uderzenie strugi szybko poruszającej się wody o cypel brzegowy powoduje powstanie zjawiska naporu hydrodynamicznego i dzielenie się strugi na dwie części: część skierowaną w dół koryta i część skierowaną w górę rzeki. Ta ostatnia jest po prostu prądem wstecznym. Dopóki nisza brzegowa jest mała, prąd wsteczny ma dużą prędkość i powoduje szybką boczną i wsteczną erozję gliniastego brzegu. Jednocześnie cypel ograniczający misę eworsyjną od dołu cofa się wolno, ponieważ znajduje się w tzw. strefie zerowej prędkości związanej ze zjawiskiem naporu hydrodynamicznego. W małych niszach prąd wsteczny przybiera często postać stacjonarnego wiru zstępującego o osi pionowej (pl. XIII, 1). Szybko wirująca woda rozmywa ściany kotła, zwłaszcza jeżeli zawierają one wkładki sypkich osadów glifów krewasowych (piasek, żwirek). Jednocześnie żwiry przetaczane po dnie kotła powodują pogłębianie jego dna. Dna bocznych kotłów eworsyjnych mogą leżeć na poziomie dna rzeki (pl. XIII, 4) lub niżej. Typowe kociołki eworsyjne mogą jednak leżeć na półkach brzegowych wyerodowanych w glinie (pl. XIII, 2, 3). W takim przypadku na dnie kotłów i mis eworsyjnych mogą znajdować się żwiry wymyte z gliny albo dostarczone z koryta (obciążenie saltacyjne rzeki, pl. XIII, 2, 3, XVI, 3). Interesujące jest, że bardzo podobne formy powstają także w skałach litych (Lorenc i Saavedra 1980).

Na odcinku mostowym w Błażkowej obserwowano tworzenie się kotłów i mis eworsyjnych w czasie powodzi w sierpniu 1977 r. (pl. XIII, 4). Rozwój tych form obserwowano przy stanie ros-

nącym niższym od pełnokorytowego i przy stanie opadającym. Przy stanie rosnącym obserwowano szybkie tworzenie się mis eworsyjnych przy prędkościach przepływu przy brzegu w granicach 2,4–3,1 m/s i liczbie Fr w przedziale 0,81–1,19. Prędkości prądu wstecznego wynosiły ok. 45–56% prędkości prądu przy brzegu. W ciągu sierpnia 1977 r. część tych mis połączyła się i przeobraziła w nisze duże, o długości porównywalnej z szerokością koryta (pl. XIII, 4).

Przykład brzegowej misy eworsyjnej położonej kilka decymetrów ponad poziomem średniej wody w górnej części brzegu lewego ukazuje figura 15. Misa ta powstała w styczniu 1982 r. w miejscu, gdzie gliny aluwialne były podatne na

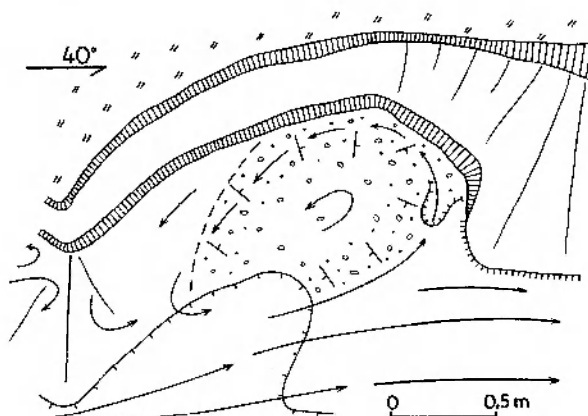


Fig. 15

Duża misa eworsyjna w glinach aluwialnych terasowato rozciętego brzegu lewego. Bóbr, odcinek mostowy w Błażkowej (plan). Misa powstała w styczniu 1982 r. Widoczne są trzy stopnie terasowe przedzielone skarpami. Znaki biegu i upadu warstw oznaczają kierunki zapadu powierzchni AB żwirów płaskich

Large pothole (evorsion kettle) in alluvial loam of terraced left bank. River Bóbr, bridge study reach (in plan). The kettle originated in January 1982. Note three terrace-like benches separated by scarps. Signs of strike and dip indicate dip directions of AB-planes of flat pebbles

erozję w związku z licznymi wkładkami piasków glifów krewasowych. Dno misy zaścienione było żwirem doprowadzonym tu z koryta przez prąd kierujący się na cypel brzegu. Żwiry te wykazały charakterystyczną imbrykację, zaznaczoną schematycznie na rysunku, która wyraźnie wskazywała na wirowy ruch wody i otoczków (pl. XIII, 2, 3).

Przykłady dwóch małych brzegowych mis eworsyjnych w tym samym brzegu rzeki ilustruje figura 16. Misy te powstały również w styczniu 1982 r. Dna obu mis zostały tu pogłębione do poziomu dna rzeki (duże prędkości przepływu, wysokie liczby Fr).

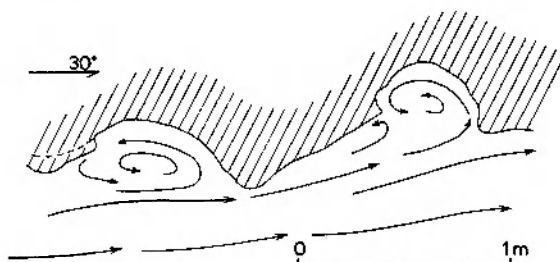


Fig. 16

Dwa kotły eworsyjne w glinach aluwialnych pionowego brzegu lewego. Bóbr, odcinek mostowy w Błażkowej (plan). Kotły powstały w styczniu 1982 r. Gliny aluwialne są rozcięte aż do żwirów podłoża

Two small potholes (evorsion kettles) in alluvial loams of vertical left bank. River Bóbr, bridge study reach (in plan). The kettles originated in January 1982. Alluvial loams are worn down to the underlying gravels

W czasie wezbrania w dniu 27 VII 1982 r. opisane misy eworsyjne nie uległy prawie żadnemu przeobrażeniu. Gliniaste ściany mis były wyschnięte i bardzo twarde, miejscami zauważano jedynie odrywanie małych bryłek gliny w sąsiedztwie szczelin z wysychania. Obie misy zostały natomiast szybko zniszczone w czasie wyjątkowo ciepłej zimy, w okresie grudzień 1982–styczeń 1983. Przyczyną było przemarznięcie gliny, co spowodowało rozmycie tych form w czasie odwilży. W klimacie umiarkowanym boczne misy i kotły eworsyjne utworzone w glinie lub w ile mają więc małe szanse zachowania się w stanie kopalnym. Zachować się mogą natomiast kotły eworsyjne wyżłobione w dnie rzeki.

Obserwacje i pomiary terenowe wskazują, że szybkie niszczenie aluwialnych brzegów rzeki przez eworsję łączy się z przepływami w zakresie liczb Fr 0,50–1,20. Ponieważ w tym zakresie Fr na powierzchni wody z reguły występują fale stacjonarne (Henderson 1966), stąd jest oczywiste, że między eworsją a falami stacjonarnymi musi zachodzić jakiś związek. Związek ten ujawniły obserwacje terenowe prowadzone dzień po dniu na odcinku sztucznego koryta Złotnej w Miszkowicach (marzec 1980 r.). Fale stacjonarne wywołują nierównomierną erozję brzegu i powstanie w nim występów, poniżej których tworzą się małe strefy oderwania prądu. Strefy te przeobrażają się szybko (niekiedy w ciągu godzin) w misy i kotły eworsyjne. Przy większych liczbach Fr misy eworsyjne są bardzo szybko niszczone lub zasypane na skutek masowego transportu obciążenia dennego (por. Simons *et al.* 1965). Boczne połączenie mis eworsyjnych powoduje często powstanie półek brzegowych. Warto tu jeszcze

wspomnieć o szybkim niszczeniu brzegów rzeki przez przepływy krytyczne. Łączy się to z występowaniem w korycie rzeki fal uderzeniowych odbijających się od brzegów, czego przejawem są fale stacjonarne biegnące skośnie przez całą szerokość koryta (por. Henderson 1966; Scheidegger 1974; Eagleson 1978).

Wietrzenie, procesy stokowe i erozja rzeczna powodują łącznie powstawanie charakterystycznego profilu erodowanego brzegu rzeki (pl. I, 1, IX, 1, XI, 1, 2, XII, 3, 4, XIV, 1, 2). Profile lewego podcinanego brzegu na odcinku mostowym w Błażkowej ukazuje figura 17: Profil łagodnie nachylony (fig. 17A) jest charakterystyczny dla gór-

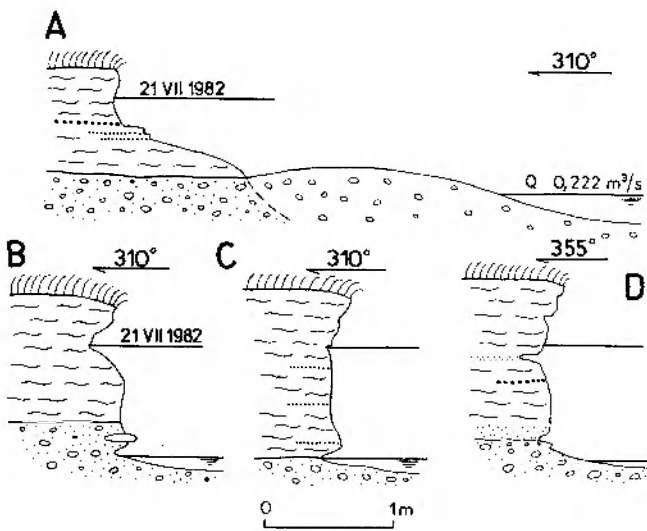


Fig. 17

Profile lewego erodowanego brzegu powstałe w wyniku powodzi w styczniu 1982 r. Bóbr, odcinek mostowy w Błażkowej. Stan w dniu 6 IX 1982 r. Profile nieprzewyższone. Lokalizacja na figurze 6

Profiles of the left eroded bank originated during the January 1982 flood. River Bóbr, bridge study reach. Situation on September 6, 1982. No vertical exaggeration. See figure 6 for location

nej części podcinanego brzegu (pl. XIV, 1). W glinie aluwialnej występują tu liczne warstwy piasku i żwiru (osady glifów krewasowych), które bardzo znacznie zmniejszają odporność brzegu na erozję. Niżej brzeg jest stromy (pl. XI, 1, 2, I, 3) i ukazuje jedno lub dwa podcięcia związane z działalnością wirów, falowania i fal stacjonarnych. Podcięcia w kształcie wąskich a długich nisz ewersyjnych rozwijają się zwłaszcza na grubych wkładkach sypkich piasków i żwirów albo wzdłuż granicy glina/żwir. Są one wynikiem działalności wirów śrubowych o osi poziomej. Podcięcia u dołu brzegu, zwłaszcza pokazane na figurze 17C, są wystarczające do zainicjowania obrywów

ziemnych powodujących nagle cofnięcie się brzegu o parę decymetrów. W miejscu pokazanym na figurze 17C obryw taki rzeczywiście nastąpił 4 stycznia 1983 r. Opisane wyżej profile brzegu erozyjnego mogą powstać w krótkim odstępie czasu, nawet w kilka tygodni. W profilu pionowym brzegu erozyjnego można wyróżnić kilka stref, które ukazuje figura 18.

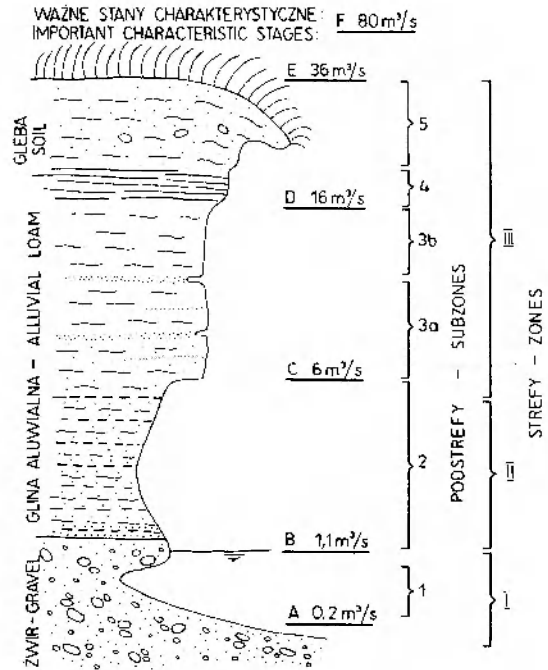


Fig. 18

Schematyczny przekrój podcinanego brzegu nad górnym Bobrem w regionie Bramy Lubawskiej. Sytuacja typowa dla lata suchego

Ważne stany charakterystyczne: A – niżówka; B – stan średni roczny; C – maksymalny roczny stan roztopowy; D – maksymalny stan wezbrania deszczowego o prawdopodobieństwie 50%; E – stan pełnokorytowy; F – stan powodziowy (1–3 VIII 1977). Strefy: I – gruntu nasyconego wodą (z wyjątkiem niżówek); II – gruntu kapilarnie zwilżonego do powierzchni; III – gruntu powierzchniowo przesuszonego. Podstrefy: 1 – podcięcie u podstawy skarpy (przydenne wiry śrubowe); 2 – podcięcie skarpy w zasięgu stanów roztopowych (główna strefa termoerozji i przyspieszonego rozmywania gruntu o strukturze zniszczonej przez лёд gruntowy); 3a – dolna podstrefa splekań pionowych w glinie piaszczystej; 3b – górna podstrefa splekań pionowych w glinie ciężkiej (podstrefy 3a i 3b – podstrefy szczelin kontrakcyjnych z wysychania); 4 – podstrefa splekań poziomych (ślady żył lodu segregacyjnego); 5 – podstrefa gleby z korzeniami roślin i korytarzami zwierząt. W podstrefie tej wykształcają się przewieszki (okapy) darniowe

Diagrammatic section of a river cutbank typical of the upper River Bóbr in the Brama Lubawska Gap (not drawn to scale). Profile typical of a dry summer

Important characteristic stages: A – low stage; B – mean annual stage; C – maximum annual thaw stage; D – maximum summer freshet (recurrence interval 2 years); E – bankfull stage; F – flood stage (August 1–3, 1977). Zones: I – water saturated gravel (low stage excluded); II – loam capillary wetted to the surface; III – loam superficially dry. Subzones: 1 – subzone of undercuttings at the scarp base (bottom spiral vortex); 2 – subzone of cuttings in the range of thaw stages (main zone of thermal erosion and intense washing of a loam destroyed by ground ice); 3a – lower subzone of vertical cracks in sandy loam; 3b – upper subzone of vertical cracks in clayey loam (3a and 3b – subzones of shrinkage cracks caused by desiccation); 4 – subzone of horizontal cracks (traces of veins of segregation ice); 5 – subzone of soil with dense net of roots and animals' tunnels. Note overhanging soil

Podsumowując wypada stwierdzić, że erodowany brzeg rzeki kształtuje się w wyniku skomplikowanego zespołu procesów. Oprócz erozji rzecznej biorą w nim udział wietrzenie i procesy stokowe kontrolowane przez przebieg zjawisk klimatycznych. Fakty te każą spojrzeć krytycznie na koncepcję tzw. „stanu i przepływu korytotwórczego lub brzegotwórczego” (por. Lambor 1971; Wołoszyn 1974; Dąbkowski *et al.* 1982). Już sam termin jest bałamutny, ponieważ każdy stan i każdy przepływ może być w jakiś sposób korytotwórczy lub brzegotwórczy, jednakże w różny sposób, z niejednakowym natężeniem i z różnymi skutkami. Erozja brzegów rzek nie może być w żadnym przypadku rozpatrywana wyłącznie jako funkcja stanów i przepływów najdłużej trwających. Stan najdłużej trwający określa co najwyżej zdolność rzeki do wynoszenia materiału detrytycznego. Trzeba tu dodać, że aby wynoszenie takie było w ogóle możliwe, konieczna jest dostawa do koryta materiału detrytycznego, co jest głównie dziełem wietrzenia, splukiwania i ruchów masowych. Procesy te mogą być zupełnie niezależne od pracy rzeki i przebiegają z dużym natężeniem jedynie w zimnej połowie roku. Stąd w rzekach sudeckich stany i przepływy „brzegotwórcze” mieszczą się głównie w zakresie stanów roztopowych niezależnie od tego, jak długo one trwają. Jako przykład można podać, że analogiczne stany letnie mogą w ogóle nie wywołać żadnej erozji brzegów. Jako stany i przepływy „korytotwórcze” należałoby natomiast rozumieć stany i przepływy wywołujące ruch osadów dna rzeki na całej jej długości. Na górnym Bobrze są to stany wyższe niż 3/4 pełnokorytowe (w lecie) i wyższe niż półpełnokorytowe (w zimie).

Brzegi akumulacyjne. W latach 1967–1982 brzegiem akumulacyjnym był prawy brzeg rzeki (pl. I, 2–4, XIV, XVI, 2, 4). Przekrój poprzeczny przez ten brzeg w miejscu najszerszym ukazuje figura 19. Jest to profil bardzo typowy dla łachy bocznej górnego Bobru. Łachy takie składają się z dwóch członów: dolnego zbudowanego ze żwirów (4–256 mm) i górnego złożonego z piasku i mułu z przewarstwieniami drobnego żwiru (2–32 mm). Przez analogię z łachą meandrową rzeki żwirodennej autor nazywa człon dolny platformą łachy, a człon górny – łachą ponadplatformową (por. Harms *et al.* 1963; McGowen i Garner 1970; Bluck 1971). Platformę opisywanej łachy budują gruboziarniste żwiry osadzone przy brzegu na zasadzie dyfuzji grubego materiału dennego z głębszej części koryta w jego strefę boczną, gdzie naprężenia ścinające i jednostkowe

moce strumienia nie są wystarczające do jego odprowadzenia w dół rzeki.

Szybki boczny przyrost platformy omawianej łachy łączył się z powodziami i dużymi wezbrzeniami. Platforma łachy wynurzała się początkowo (przed 1971 r.) tylko przy stanach niższych od średniego, a jej powierzchnia przez kilka lat była naga. Od powodzi w lipcu 1971 r. na platformie

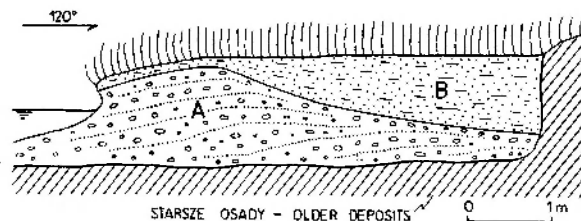


Fig. 19

Łacha boczna przy brzegu prawym, stan z września 1982 r. Przekrój nieprzewyższony. Bóbr, odcinek mostowy w Błażkowej

A – żwiry platformy łachy. Smugi piasku podkreślają warstwowanie; B – łacha ponadplatformowa – mulaste piaski jednorodne. Łacha powstała w okresie 1967–1982. Średnie tempo przyrostu bocznej łachy – 0,35 m/rok. Średnie tempo przyrostu pionowego piasków – 0,0613 m/rok

Lateral bar at the right bank, situation in September 1982. No vertical exaggeration. River Bóbr, bridge study reach

A – gravels of bar platform. Bedding is indicated by streaks of sand; B – supra-platform bar – homogeneous muddy sand. The bar originated in the period of 1967–1982. Mean rate of lateral accretion is 0.35 m/yr. Mean rate of vertical accretion of sand is 0.0613 m/yr

łachy stopniowo tworzyła się piaszczysto-mułowa łacha ponadplatformowa, a na tę namytą glebę wkroczyła roślinność zielna. Średnie tempo przyrostu bocznej łachy w okresie obserwacyjnym wynosiło 0,35 m/rok. W innych miejscach stwierdzono, że roślinność wkracza na platformę łachy w ciągu 1–3 lat od momentu jej wynurzenia się przy brzegu akumulacyjnym rzeki.

Pojawienie się na łasze roślinności zmienia warunki przepływu i sedymentacji, zwłaszcza w cieplej połowie roku. Zmniejszenie prędkości przydennej warstwy wody i przechwytywanie osadu między źdźbłami traw i łodygami roślin powoduje przyspieszony przyrost pionowy drobnoziarnistego osadu (piasek, muł). Jest to więc przyrastający pionowo osad, reprezentujący obciążenie zawieszinowe rzeki. Z czasem nachylenie powierzchni łachy ponadplatformowej zmienia się i powstaje powierzchnia łagodnie nachylona w kierunku koryta rzeki (fig. 19). Dzieje się tak dlatego, że w pobliżu brzegu wysokiego przyrastanie pionowe jest szybsze niż na krawędzi łachy od strony koryta.

Osady łachy platformowej są pierwotnie z reguły wyraźnie warstwowane lub laminowane.

Uziarnienie kolejnych warstw zależy od stanu i przepływu wody w rzece, ponieważ są to w ogromnej przewadze osady zawiesiny gradacyjnej. W czasie powodzi mogą być tu zdeponowane warstwy żwiru (2–64 mm) dostarczanego z koryta w formie obciążenia saltacyjnego, a nawet zawiesinowego. Warstwowanie osadów łach bocznych ulega jednak prędko zniszczeniu w wyniku działalności korzeni, zwierząt żyjących w glebie, wietrzenia i lodu rzecznoego. Już w kilka lat po powodzi piaski łachy ponadplatformowej mogą być zupełnie zhomogenizowane, zachowują się jedynie zaburzone warstwy żwirów.

Łachy boczne koryta krętego rzeki górskiej wykazują więc wiele podobieństw z łachami meandrowymi tych rzek. Żwirowa platforma łachy reprezentuje osady przyrastania bocznego, a piaszczysta łacha ponadplatformowa jest wynikiem przyrastania pionowego. W przeciwieństwie do łach rzek nizinnych osady obu tych członów łachy bocznej rzeki górskiej są ostro odgraniczone powierzchnią reprezentującą strop platformy łachy. W rzekach górskich nie ma więc przejścia między osadem platformy łachy i osadem łachy ponadplatformowej, toteż cykle proste tych rzek są wyraźnie dwudzielne (Teisseyre 1977a, b, 1978, 1979a, 1980; fig. 17–20, pl. I, 1, IX, 4, XI, 1, 2). Na uwagę zasługuje też nierówny przebieg powierzchni stropowej platformy łachy. Powierzchnia ta nie jest równoległa do powierzchni łachy, lecz w miarę wzrostu łachy i zwiększenia się krętości rzeki podnosi się w kierunku koryta (fig. 19). Podobne zjawisko obserwuje się w łachach meandrowych rzek górskich. Wskazuje to, że w miarę wzrostu łachy i zwiększenia się krętości rzeki na przyrastanie boczne platformy łachy nakłada się coraz wyraźniej proces przyrastania pionowego. Potwierdzają to w pełni obserwacje terenowe na innych odcinkach badawczych. Ze wzrostem krętości rzeki górskiej łączy się bowiem wzrost zakłóceń przepływu, zwiększenie intensywności turbulencji powodujące wzrost wielkości ziarna obciążenia zawiesinowego i saltacyjnego oraz wzrost prędkości prądów wtórnych powodujących dyfuzję osadu w boczne części koryta przy brzegu akumulacyjnym.

W okresie 1977–1981 można było obserwować powstawanie przy brzegu prawym koryta inicjalnej łachy meandrowej (fig. 6C; pl. XIV, I, 2). Podobnie jak łachy boczne, łachy meandrowe rzek sudeckich składają się z dwóch członów: platformy łachy zbudowanej ze żwiru (pl. XIV) i łachy ponadplatformowej zbudowanej z mulastej piasku i mułu. Granica między osadami plat-

formy łachy i łachy ponadplatformowej jest ostra, i przebiega wzdłuż stropu żwirów platformy. W kierunku bocznym osady łachy ponadplatformowej przechodzą w osady brzegu wewnętrznego i osady równi zalewowej. Powierzchnia stropu platformy może być płaska, co jest szczególnie charakterystyczne dla młodych, inicjalnych form łach meandrowych. W dojrzałych łachach meandrowych (krętość rzeki 1,5–3) powierzchnia stropowa platformy łachy podnosi się stopniowo w kierunku brzegu zewnętrznego.

W korycie górnego Bobru wielokrotnie obserwowano tworzenie się inicjalnych form łach meandrowych w postaci płaskich żwirowych platform (pl. XIV; fig. 20, stadia 1–3). Rozwój platformy łachy meandrowej przebiega bardzo szybko. Platforma łachy powstaje w wyniku przyrastania bocznego, głównie z obciążenia dennego i saltacyjnego rzeki dostarczanego pod brzeg akumulacyjny w wyniku dyfuzji jej obciążenia. Osady platformy łachy wykazują uławicenie nachylone (ang. inclined bedding, Pettijohn i Potter 1964, Reineck i Singh 1973; złożone warstwowanie skośne Gradzińskiego 1970, 1973, Gradziński *et al.* 1976; podłużne warstwowanie skośne, czyli longitudinal cross-bedding Reinecka 1958). Platforma łachy jest więc płasko-równoległym lub klinowatym wielozestawem ławic nachylonych. W skład tego wielozestawu wchodzi ławice żwiru odpowiadające kolejnym powodziom i wezbraniom, ławice piaszczystych żwirów drobnoziarnistych (wezbrania) oraz cienkie ławice piasków i niekiedy mułów z detritusem roślinnym (fazy opadania wód, małe wezbrania, stany średnie, por. Steinmetz 1967). Ławice żwirów odgrywają więc tu identyczną rolę jak sierpowate „scroll bars” w większych rzekach meandrujących (Sundborg 1956). Ławice żwirów mogą powstawać zarówno w dużych strefach oderwania prądu, jak i poza nimi. Ławice piasków i mulastych piasków z detritusem roślinnym powstają z reguły w dużych strefach oderwania prądu (Teisseyre 1978). Ławice piasków mają z reguły mniejszy zasięg pionowy i ograniczone rozprzestrzenienie poziome w porównaniu z ławicami żwirów. Ławice piasku mogą być ograniczone do dolnej części wielozestawu ławic nachylonych (fig. 20). W ławicach piasku często występuje laminacja skośna typu riplemarkowego, diunowego lub mikrodeltoowego. Laminy skośne zapadają najczęściej w stronę brzegu wewnętrznego lub nawet w górę koryta (Teisseyre 1978; por. Sundborg 1956; Davies 1966). W ławicach żwirów obserwuje się imbrykację klastów płaskich, wskazującą na prądy skiero-

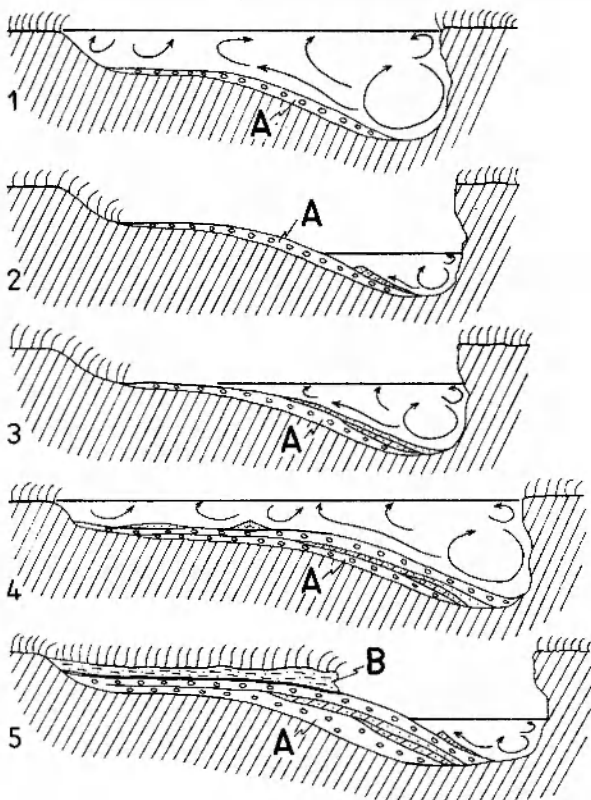


Fig. 20

Rozwój łachy meandrowej na zakręcie górnego Bobru na podstawie obserwacji terenowych (schemat)

A – platforma łachy (żwir z cienkimi przewarstwieniami piasku); B – łacha ponadplatformowa (mulaste piaski i muły ze smugami drobnoziarnistych żwirów). 1-3 – przyrastanie platformy łachy meandrowej przy różnych stanach wody; 4 – początki sedimentacji piasku na żwirach platformy łachy. Widoczna jest pokrywa piaszczysta i duży cień sedimentacyjny. Na namytą piaszczystą glebę wkracza roślinność; 5 – pełny rozwój platformy łachy meandrowej, na lasze zwarta roślinność. Przy swobodnym brzegu zewnętrznym rzeki czas t_1-t_4 może wynosić 3-5 lat, okres t_1-t_5 trwa 15-25 lat. W okresie tym krętość rzeki wzrasta w przedziale 1,15-1,50

Diagrammatic sections showing the development of a point bar in a channel bend of the upper River Bóbr (based on field observations)

A – bar platform (gravel with thin interbeddings of sand); B – supraplatform bar (muddy sand and mud with streaks of fine gravel). 1-3 – development of bar platform at varying stages of flow; 4 – first accumulations of sand on bar-platform gravels. Note sand sheet and large sediment shadow. Sandy soil supports sparse vegetation; 5 – supraplatform bar fully developed, note dense vegetation. With free outer bank time t_1-t_4 may amount to 3-5 years, while the time span t_1-t_5 lasts 15-25 years. At the same time channel sinuosity increase from 1.15 to 1.50

wane ku brzegowi wewnętrznemu, skośnie w dół koryta, a niekiedy także w górę rzeki. Żwir platformy łachy mogą zawierać pojedyncze duże pnie, które są wówczas ustawione z reguły w przybliżeniu równolegle do osi koryta. Duże bryły i toczenie gliny aluwialnej występują zazwyczaj w spągu żwirów, w bruku korytowym. Interesujące przykłady uławicenia nachylonego w osadach łach meandrowych rzeki Endrick opisał Bluck (1971).

Gdy platforma łachy meandrowej osiągnie

pewną wielkość, a więc po odpowiednim zwiększeniu szerokości koryta i krętości rzeki (por. Ackers i Charlton 1971), zaczyna się na niej sedimentacja piasku, początkowo w formie małych cieni sedimentacyjnych i cienkich lokalnych pokryw (fig. 20, stadium 4; pl. XIV). Na tak utworzoną piaszczystą glebę wkracza roślinność zielna. Zarośnięcie łachy bardzo przyspiesza depozycję na niej piasku i mułu – rozpoczyna się tworzenie łachy ponadplatformowej. Łacha ponadplatformowa powstaje zatem głównie z obciążenia zawiesinowego rzeki deponowanego w procesie przyrastania pionowego przy aktywnym udziale roślinności.

Młode osady łachy ponadplatformowej są zwykle wyraźnie warstwowe lub laminowane i wykazują laminację równoległą, skośną riplemarkową lub mikrodeltową, rzadziej diunową. Szczególnie typowe są dla łach ponadplatformowych warstwowania skośne typu szewronowego, powstające w cieniach sedimentacyjnych. W fazie opadania wód powodziowych tworzą się powłoczki mułowe, niekiedy laminowane. Osady mułowe ulegają jednak prędko zniszczeniu w wyniku wysychania i przemywania przez deszcze. Muł ulega rozlasowaniu i jest wmywany w piaski. Struktury piasków mają też ograniczone szanse zachowania się w stanie kopalnym, ponieważ ulegają zaburzeniu, a nawet zniszczeniu w wyniku działalności korzeni, zwierząt żyjących w mułach, lodu rzeczego oraz działalności człowieka i zwierząt domowych. We wkopach wykonanych w łachach ponadplatformowych górnego Bobru widać na ogół bezstrukturalne mulaste piaski ukazujące co najwyżej cienkie przewarstwienia żwirów. Typowe dla tych osadów są natomiast pnie olszy i wierzb zachowane w pozycji życiowej. Korzenie tych drzew mogą częściowo wnikać w żwir platformy łachy. Niekiedy w osadach łach ponadplatformowych występują małe toczenie glin aluwialnych (toczenie są tu bardzo szybko niszczone przez wietrzenie, zwłaszcza mrozowe).

Powstawanie platformy łachy meandrowej obserwowano m. in. na odcinku mostowym w Błażkowej w latach 1977-1981. Powstała wówczas dobrze rozwinięta platforma łachy, początkowo o płaskiej i poziomej powierzchni stropowej, wynurzającej się ponad poziom średniej wody. W ciągu kilku lat platforma została nadbudowana w dolnej części żwirem i piaskiem z tendencją do utworzenia ściany zsypu (pl. XIV). Od strony brzegu wewnętrznego powstało płytkie koryto przelewowe. Na powierzchni platformy zaczęła się już depozycja piasku, a na piaszczysto-muło-

wą glebę wkraczała roślinność (pl. XIV). Platforma ta osiągnęła zatem w ciągu 4 lat stadium 4 na figurze 20. Średnia szerokość platformy łachy meandrowej po 4 latach przyrostu bocznego wynosiła 5,33 m (wahania od 3,9–6,9 m). Średnie roczne tempo przyrostu bocznego platformy łachy wynosiło zatem 1,33 m/rok i było znacznie większe niż tempo migracji brzegu zewnętrznego

(0,74 m/rok). A zatem z chwilą inicjacji w rzece krętej łach meandrowych szybkość przyrostu bocznego tych łach jest znacznie większa niż łach bocznych. Prowadzi to do zmniejszenia szerokości rzeki w meandrach i zakrętach, co jest zjawiskiem dobrze znanym i wielokrotnie już stwierdzonym (Ackers i Charlton 1971; Richards 1976a, b, c).

ROZWÓJ KORYTA BOBRU NA ODCINKU MOSTOWYM W BŁĄZKOWEJ W LATACH 1967–1982

Obserwacje prowadzone w ciągu 15 lat (1967–1982) na odcinku mostowym w Błazkowej pozwalają na określenie sposobu przeobrażania się uregulowanego koryta rzeki górskiej w nowe naturalne koryto kręte (tzw. „dziczenie rzeki”). W ewolucji tej wypada wyróżnić dwie grupy czynników: czynniki inicjujące przeobrażenia koryta i czynniki kontrolujące przebieg procesów fluwialnych w nowych korytach naturalnych. Czynniki inicjujące są zazwyczaj czynnikami zewnętrznymi, niezależnymi. W rozpatrywanym przypadku czynnikiem takim było wzniesienie nowego mostu drogowego o zbyt małym świetle i za małej szerokości. W innych obserwowanych przypadkach czynnikami inicjującymi przeobrażenie koryta regulacyjnego były jazy, stopnie lub progi, przy których nie wykonano odpowiednich umocnień dna i brzegów lub nie wykonano budowli służących do rozpraszania energii spiętrzonej wody, dalej płoty lub małe budowle piętrzące wykonywane w korycie rzeki samowolnie przez okolicznych mieszkańców. Czynnikiem inicjującym mogą być też czynniki naturalne, jak zarastanie brzegów rzek wikliną, obrywy i obsunięcia brzegów oraz zatory roślinne lub sryżowe (Teisseyre 1977a, 1979a, b, 1980).

Czynniki grupy drugiej są czynnikami zależnymi, immanentnie związanymi z istotą procesów fluwialnych, uzależnionych od budowy litologicznej dna doliny, warunków i natężenia przepływu wody i osadu oraz biegu rzeki i jej krętości. Jednym z takich czynników jest przedstawione w tej pracy odwrócenie hydrauliczne.

W rozwoju mostowego odcinka koryta Bobru wystąpiły w okresie obserwacyjnym trzy fazy. W fazie pierwszej (1967–1977) przepływ wody był częściowo kontrolowany przez zaporę w Bukówce, a przepływ obciążenia dennego był stosunkowo niewielki i ograniczony do krótkotrwałych okresów powodziowych (dni). W fazie tej w prostym korycie regulacyjnym powstał układ syme-

trycznych w planie bystrzyków i przegłębień, który stopniowo rozprzestrzenił się w kierunku w dół rzeki. Powstanie bystrzyków i przegłębień było związane z powodziami powodującymi uruchomienie żwirowego dna rzeki. Stwierdzono, że opisana deformacja dna koryta ma charakter trwały i nie zanika w czasie przepływów powodziowych. Zjawiskiem ubocznym takiego ukształtowania dna stała się erozja boczna w strefach bystrzyków. Zmniejszenie przekroju przepływowego w strefie bystrzyków rzeka kompensuje poprzez erozję boczną, czemu sprzyja wzrost prędkości przepływu nad bystrzykami. W strefie bystrzyków nastąpiło zatem rozszerzenie koryta, a struga największej prędkości wykazywała tendencję do dzielenia się na dwa ramiona (roztokowanie nurtu). Rozszerzenie koryta w strefach bystrzyków zmienia warunki przepływu w korycie w sposób zasadniczy. Przekroje przepływowe w strefach bystrzyków są teraz większe niż w przegłębieniach. Bystrzyki stają się więc strefami ekspansji strumienia, co powoduje przyspieszone deponowanie w takich miejscach najgrubszego obciążenia dennego rzeki. Strefy bystrzyków rosną więc dalej na szerokość i na długość. Dalsze losy takich miejsc zależą głównie od obciążenia rzeki, a zwłaszcza od natężenia przepływu obciążenia dennego.

Na odcinku mostowym w Błazkowej sytuacja taka trwała do powodzi w sierpniu 1977 r., która zainicjowała fazę drugą – rozwój koryta krętego. W czasie tej powodzi jedno z ramion (północne) strugi największej prędkości w strefie bystrzyka górnego przejęło rolę nurtu. W ciągu kilku dni wywołało to znaczne cofnięcie się lewego brzegu rzeki (do 2 m) i spowodowało asymetryzację przekroju poprzecznego koryta. Powstał asymetryczny bystrzyk biegnący skośnie do osi koryta, a pod brzegiem lewym utworzyło się głębokie przegłębienie korytowe asymetryczne w przekroju poprzecznym i łukowato wygięte w planie. Krę-

tość rzeki wzrosła i równocześnie pojawiły się zjawiska hydrauliczne właściwe rzece krętej. W czasie następnych wezbrań i powodzi, w ciągu stosunkowo krótkiego okresu 4 lat, utworzył się na odcinku mostowym zakręt rzeki z asymetrycznym przegłębieniem korytowym pod podcinanym brzegiem lewym i dobrze rozwiniętą platformą łachy meandrowej przy prawym brzegu akumulacyjnym. Na platformie tej zaczęło się już gromadzenie piasku i mułu prowadzące do powstania łachy ponadplatformowej. W tej fazie rozwoju koryta układ prądów, struktura turbulencji i przebieg procesów fluwialnych były na omawianym odcinku koryta bardzo podobne do zjawisk znanych z meandrujących rzek sudeckich. Interesujące jest, że tempo przyrastania bocznego inicjalnej łachy meandrowej było prawie dwukrotnie większe niż tempo cofania się brzegu zewnętrznego. Spowodowało to znaczne zwężenie koryta na odcinku powstającego zakrętu oraz zróżnicowanie szerokości i głębokości koryta typowe dla rzeki meandrującej, w której szerokość na bystrzykach jest z reguły większa niż w przegłębieniach.

Kolejną nagłą i charakterystyczną zmianę w biegu rzeki, inicjującą fazę trzecią, wywołała powódź zimowa z grudnia 1981–stycznia 1982 r. Wysokie stany wody spowodowane przez opady, roztopy i zwężenie toru wodnego przez lód brzegowy wywołały w warunkach przepływu nie kontrolowanego przez zaporę w Bukówce stosunkowo długotrwałe uruchomienie żwirowego dna rzeki (tygodnie) i znaczny przepływ obciążenia dennego. Równocześnie koncentracja obciążenia zawieszinowego rzeki była względnie niewielka, a jej ogólne obciążenie przesunęło się w kierunku obciążenia mieszanego. Zgodnie z wynikami wcześniejszych badań autora (Teisseyre 1977b, 1979a) w takich warunkach kręte koryto o dużym spadku okazało się niestabilne. Na odcinku mostowym przegłębienie asymetryczne zostało zasypane żwirem, platforma łachy meandrowej rozmyta i przemodelowana, a koryto uległo naturalnemu wyprostowaniu z tendencją do wynurzania się w jego rozszerzonej części łachy śródkorytowej. Faza koryta krętego ustąpiła zatem miejsca fazie roztoki. Obserwacje innych odcinków górnego Bobru pozwalają przypuszczać, że faza roztokowa okaże się w najbliższych latach nietrwała i doprowadzi do powstania nowego zakrętu rzeki, prawdopodobnie tym razem na jej prawym brzegu.

Obserwacje prowadzone na odcinku mosto-

wym w Błażkowej potwierdzają wyniki wcześniejszych badań autora wskazujących, że bieg rzek sudeckich zależy od reżimu przepływu wody i osadu (Teisseyre 1977a, b, 1979a, 1980). Przy dużym natężeniu przepływu osadu dennego meandrujący lub kręty bieg rzek jest niestabilny, co zaznacza się zwłaszcza na odcinkach dolin o dużym spadku ($S = 0,008-0,03$). W czasie powodzi, wywołujących w rzece masowy transport grubego żwiru i przesunięcie obciążenia rzeki w kierunku obciążenia mieszanego, koryto kręte lub meandrujące ulega przeobrażeniu w kierunku roztokowania. Zmiana ta dokonuje się przez: 1) częściowe odcinanie łach meandrowych i powstanie układów meandrująco-roztokowych (Złotna, górny Bóbr, Polski Potok, Teisseyre 1977b, 1979a, 1980); 2) zasypanie i porzucenie koryta krętego z utworzeniem naturalnego koryta prostego (odcinek mostowy w Błażkowej) lub 3) utworzenie odcinka roztokowego z łachą śródkorytową (górny Bóbr, Bystrzyca, Lesk). Przykłady podobnych zmian biegu rzeki z naturalnych koryt rzek sudeckich można by mnożyć w dziesiątki i setki.

Zdaniem autora nie jest przypadkiem, że na odcinku mostowym w Błażkowej wsteczne zmiany w rozwoju koryta krętego i przejście do roztokowego biegu rzeki łączą się z powodzią zimową. Zwężenie toru wodnego przez lód brzegowy, a także powstawanie w rzece śryżu, powodowały znaczny wzrost stanu wody w porównaniu z analogicznymi powodziąmi letnimi. Wzrost głębokości i prędkości przepływu musiał z kolei wywołać wzrost naprężeń ścinających na ścianach koryta oraz zwiększenie mocy strumienia, a tym samym łatwiejsze niż w lecie uruchamianie żwirowego dna rzeki i większą jej zdolność transportową. Potwierdziły to obserwacje i pomiary wykonane w lutym i marcu 1983 r., a więc już po napisaniu tej pracy. Wykazały one, że w czasie wezbrań zimowych żwirowe dno rzeki jest uruchamiane już przy stanach półpełnokorytowych, podczas gdy w lecie następuje to dopiero przy stanach 3/4 pełnokorytowych lub wyższych. Stwierdzono, że łatwiejsze uruchamianie żwirowego dna rzeki w zimie wynika z następujących czynników: 1) większej lepkości wody; 2) wyższych stanów spowodowanych zwężeniem toru wodnego przez lód brzegowy; 3) innej struktury turbulencji, która nie jest w takim stopniu tłumiona przez zawieszinę, jak w lecie; 4) uszkodzenia naturalnej struktury dachówkowej bruku korytowego przez spływającą krę lodową, co znacznie zmniejsza wartość

naprężeń ścinających niezbędnych do zainicjowania ruchu żwiru. Okazuje się zatem, że nie tylko erozja boczna, ale także procesy korytowe rozwijające się na dnie rzeki mogą być w sposób decydujący kontrolowane przez zjawiska klimatyczne i przy takich samych przepływach mogą w ziemi przebiegać inaczej niż w lecie.

Podsumowanie obserwacji przebiegu procesów fluwialnych, prowadzonych w Sudetach Środkowych od lat kilkunastu we wszystkich porach roku, przedstawiono w tabeli 4. Zróznicowa-

nie przebiegu i skutków procesów fluwialnych w zależności od pór roku odzwierciedla sezonowe różnice w natężeniu przepływu wody, osadu i w obciążeniu rzeki, a także różny przebieg erozji bocznej. Ścisłej biorąc, wyraźnie wyczuwalne różnice dają się stwierdzić między zimną a ciepłą połową roku. Różnice te związane są głównie z działalnością lodu gruntowego i rzecznego, z dużym znaczeniem termerozji bocznej oraz z wpływem lodu rzeczego na warunki przepływu wody i osadu. Ogólnie biorąc roczny rytm procesów

Tabela 4

Wpływ pór roku na przebieg procesów fluwialnych w środowisku rzek sudeckich
Fluvial processes in the Sudetic rivers as seasonally controlled phenomena

Przepływ wody i osadu Water and sediment discharge	Charakter obciążenia rzeki Streams' load	Erozja boczna	Szerokość koryta, wskaźnik kształtu w/d Channel width, shape index	Efekt geomorfologiczny Geomorphological effect
Wzbrania zimowe, mały przepływ osadu Winter freshets, low sediment discharge	Zawiesinowe, umiarkowana koncentracja zawiesiny Suspended load, moderate concentration	Silna termerozja, podcinanie brzegów Strong thermal erosion, bank undermining	Wzrost szerokości i wskaźnika w/d Increase in width and w/d index	Rozszerzenie i spłylenie koryta, tendencja do zmniejszania krętości rzeki, rozszerzanie wąwozów Widening and shallowing of channels, tendency to decrease in sinuosity, widening of gullies
Powodzie zimowe, duży przepływ obciążenia dennego Winter floods, large bed-load discharge	Zawiesinowe do mieszanego Suspended to mixed load	Bardzo silna termerozja, rozmywanie Very strong thermal erosion, scouring	Jak wyżej As above	Niestabilność koryt krętych o dużym spadku, częściowe odcinanie łach meandrowych, czopowanie żwirem odcinków krętych, naturalne prostowanie koryta Steep slope sinuous channels unstable, chute cut-off, plugging of sinuous channels with gravel, natural straightening of channels
Wzbrania wiosenne i jesienne, umiarkowany przepływ osadu Spring and autumn freshets, moderate sediment discharge	Zawiesinowe do mieszanego, duża koncentracja zawiesiny Suspended to mixed load, large concentration of suspended load	Silna erozja rzeczna, termerozja, obrywy Strong fluvial erosion, thermal erosion, earth falls	Zmniejszenie szerokości koryta i wskaźnika w/d Decrease in width and w/d index	Odcinki roztokowe niestabilne, rozwój koryta krętego, wzrost i migracja meandrów, wzrost krętości rzeki, zwiększenie deniwelacji w korycie Braided reaches unstable, development of sinuous channels, growth and migration of meanders, increase in channel sinuosity and bottom irregularities

naprężeń ścinających niezbędnych do zainicjowania ruchu żwiru. Okazuje się zatem, że nie tylko erozja boczna, ale także procesy korytowe rozwijające się na dnie rzeki mogą być w sposób decydujący kontrolowane przez zjawiska klimatyczne i przy takich samych przepływach mogą w ziemi przebiegać inaczej niż w lecie.

Podsumowanie obserwacji przebiegu procesów fluwialnych, prowadzonych w Sudetach Środkowych od lat kilkunastu we wszystkich porach roku, przedstawiono w tabeli 4. Zróżnicowa-

nie przebiegu i skutków procesów fluwialnych w zależności od pór roku odzwierciedla sezonowe różnice w natężeniu przepływu wody, osadu i w obciążeniu rzeki, a także różny przebieg erozji bocznej. Ścisłej biorąc, wyraźnie wyczuwalne różnice dają się stwierdzić między zimną a ciepłą połową roku. Różnice te związane są głównie z działalnością lodu gruntowego i rzecznoego, z dużym znaczeniem termerozji bocznej oraz z wpływem lodu rzecznoego na warunki przepływu wody i osadu. Ogólnie biorąc roczny rytm procesów

Tabela 4

Wpływ pór roku na przebieg procesów fluwialnych w środowisku rzek sudeckich
Fluvial processes in the Sudetic rivers as seasonally controlled phenomena

Przepływ wody i osadu Water and sediment discharge	Charakter obciążenia rzeki Streams' load	Erozja boczna	Szerokość koryta, wskaźnik kształtu w/d Channel width, shape index	Efekt geomorfologiczny Geomorphological effect
Wzbrania zimowe, mały przepływ osadu Winter freshets, low sediment discharge	Zawiesinowe, umiarkowana koncentracja zawiesiny Suspended load, moderate concentration	Silna termerozja, podcinanie brzegów Strong thermal erosion, bank undermining	Wzrost szerokości i wskaźnika w/d Increase in width and w/d index	Rozszerzenie i spłylenie koryta, tendencja do zmniejszania krętości rzeki, rozszerzanie wąwozów Widening and shallowing of channels, tendency to decrease in sinuosity, widening of gullies
Powodzie zimowe, duży przepływ obciążenia dennego Winter floods, large bed-load discharge	Zawiesinowe do mieszanego Suspended to mixed load	Bardzo silna termerozja, rozmywanie Very strong thermal erosion, scouring	Jak wyżej As above	Niestabilność koryt krętych o dużym spadku, częściowe odcinanie łach meandrowych, czopowanie żwirem odcinków krętych, naturalne prostowanie koryta Steep slope sinuous channels unstable, chute cut-off, plugging of sinuous channels with gravel, natural straightening of channels
Wzbrania wiosenne i jesienne, umiarkowany przepływ osadu Spring and autumn freshets, moderate sediment discharge	Zawiesinowe do mieszanego, duża koncentracja zawiesiny Suspended to mixed load, large concentration of suspended load	Silna erozja rzeczna, termerozja, obrywy Strong fluvial erosion, thermal erosion, earth falls	Zmniejszenie szerokości koryta i wskaźnika w/d Decrease in width and w/d index	Odcinki roztokowe niestabilne, rozwój koryta krętego, wzrost i migracja meandrów, wzrost krętości rzeki, zwiększenie deniwelacji w korycie Braided reaches unstable, development of sinuous channels, growth and migration of meanders, increase in channel sinuosity and bottom irregularities

c.d. tab. 4

Przepływ wody i osadu Water and sediment discharge	Charakter obciążenia rzeki Streams' load	Erozja boczna	Szerokość koryta, wskaźnik kształtu w/d Channel width, shape index	Efekt geomorfologiczny Geomorphological effect
Powodzie letnie, duży przepływ osadu Summer floods, large sediment discharge	Zawiesinowe, duża koncentracja zawiesiny Suspended load, large concentration	Lokalnie silna erozja rzeczna, rozmywanie Fluvial erosion locally strong	Jak wyżej As above	Rozwój koryt meandrujących, zwiększenie krętości rzeki. W dolinach o małym spadku przecinanie szyi meandrowych Development of meandering channels, increase in channel sinuosity. In low slope valleys neck cut-off
Katastrofalne powodzie letnie, skrajnie duży przepływ osadu Catastrophic summer floods, extremely large sediment discharge	Zawiesinowe do mieszanego, duża koncentracja zawiesiny Suspended to mixed load, large concentration of suspended load	Lokalnie bardzo silna erozja rzeczna, obrywy Fluvial erosion locally very strong, earth falls	Wzrost szerokości i wskaźnika w/d Increase in width and w/d index	Niestabilność koryt krętych i meandrujących, zmniejszenie krętości rzeki, częściowe odcinanie łach meandrowych, przecięcie szyi meandrowych, czopowanie koryt krętych o dużym spadku, awulsja. Stożki napływowe: czopowanie koryt krętych, naturalne prostowanie koryt, tworzenie roztok, inicjacja nowych wąwozów Instability of sinuous and meandering channels, decrease in sinuosity, chute- and neck cut-off, plugging with gravel of steep slope sinuous channels, avulsion. Alluvial fans: plugging of sinuous channels, natural straightening of channels, development of braided channels initiation of new gullies
Niżówki Low stream-flow	Rozpuszczone Solution load	Stabilizacja brzegów Bank stabilization	Tendencja do zwężenia koryta, zarastanie łach Tendency to channel narrowing, invasion of plants on bars	Zmniejszenie deniwelacji w korytach, erozja na bystrzykach, depozycja w przegłębieniach Differentiation in channel depth decreases, backward erosion on riffles, deposition in pools

fluwialnych może przypominać zmiany, jakie w systemie fluwialnym wywołały duże wahania klimatyczne w czwartorzędzie (por. Schumm 1960, 1967, 1968, 1972, 1977; Schumm *et al.* 1972; Starkel 1977, 1982). Wspomniane sezonowe zmiany w przebiegu procesów fluwialnych dają się zaobserwować we wszystkich dolinach górskich, choć są bez wątpienia najłatwiej uchwytne i najbardziej oczywiste w dolinach o dużym spadku. Ponieważ procesy fluwialne w ciepłej i zimnej

połowie roku dążą częściowo do utworzenia przeciwstawnych form geomorfologicznych, staje się oczywiste, dlaczego tyle rzek górskich wykazuje cechy pośrednie między korytami meandrującymi a roztokowymi. W tej sytuacji wydaje się, że lepiej będzie szukać nowych rozwiązań i modeli zamiast przypisywać wbrew faktom rzeki meandrujące o dużym spadku do rodziny rzek roztokowych, jak to uczynili na przykład Culbertson i współautorzy (1967).

KU MODELOWI RZEKI MEANDRUJĄCEJ O DUŻYM SPADKU

Od chwili przypisania przez Davisa (1899) rzekom pierwszorzędnej roli w procesie kształtowania rzeźby ładów upłynęło prawie stulecie, a zainteresowanie badaniami środowiska rzeczno nie tylko nie maleje, ale przeciwnie – wzrasta się. Bez wątplenia zaważył na tym wielki postęp w zakresie mechaniki płynów, a zwłaszcza hydrauliki koryta otwartego, jaki zaznaczył się w okresie międzywojennym i trwa do dziś. Rozwój teorii przepływów oraz coraz liczniejsze wyniki badań terenowych i laboratoryjnych umożliwiły sformułowanie przyrodniczego modelu rzeki meandrującej. U podstaw tej tak ważnej dla geologa koncepcji leżą klasyczne już prace Mackina (1937), Happa i współautorów (1940) oraz Fiska (1944, 1947, 1952) i Friedkina (1945). Idea modelu dużej rzeki meandrującej o małym spadku, wyraźnie już czytelna w pracach Fiska, skryształizowała się ostatecznie w dziele Sundborga (1956), by z późniejszymi uzupełnieniami Allena (1965a, b, c, 1970a, b, c) wejść do wszystkich podręczników sedymentologii. Model ten, dziś już w pewnym

stopniu przestarzały, uzupełnia i z wolna wypiera model Jacksona (1975, 1976), oparty na znakomitym i oryginalnym materiale obserwacyjno-pomiarowym. Niestety modele te mają wspólną wadę, a mianowicie nie opisują wielu zjawisk znanych z meandrujących rzek o dużym spadku i nie dają się do tych rzek zaadaptować (por. McGowen i Garner 1970; Bluck 1971; Bridge i Jarvis 1976; Teisseyre 1977a, b; Levey 1978; Gustavson 1978; Teisseyre 1980). W tej sytuacji wypracowanie osobnego modelu rzeki meandrującej o dużym spadku staje się koniecznością. Zrealizowanie tego pomysłu wymaga przede wszystkim poznania fizyki środowiska tych rzek. Wobec braku głębszego zainteresowania tym problemem ze strony fizyków i hydrotechników rozwiązanie jego przypadnie w udziale geologii środowiskowej i geomorfologii fluwialnej. Jeżeli praca niniejsza przyczyni się choćby w niewielkim stopniu do rozwiązania postawionego wyżej problemu, jej cel zostanie osiągnięty.

WNIOSKI

Interdyscyplinarny charakter pracy skłania autora do zredagowania wniosków w trzech głównych grupach problemowych. I tak w zakresie hydrologii najważniejsze wnioski można ująć następująco:

1. Budowle hydrotechniczne lub przeszkody naturalne piętrzące wodę prowadzą do „dziczenia” koryt regulacyjnych położonych niżej. W dolinach górskich przeobrażenia koryt regulacyjnych wywołane lokalnym wzrostem energii strumienia przenoszą się prędko w dół koryta.

2. „Dziczenie” koryta regulacyjnego, czyli jego przeobrażenie w nowe koryto naturalne, przebiega w kilku fazach. Następstwo faz i szybkość przebiegu procesów są sterowane przede wszystkim przez spadek dna doliny oraz natężenie i czas trwania przepływu obciążenia („rumowiska”) dennego. W pierwszej fazie „dziczenia” tworzy się w korycie prostym układ symetrycznych w planie bystrzyków („przemiałów”) i przegłębień („wyboi”). W ciągu kilkunastu lat układ taki może przeobrazić się w koryto kręte (umiarkowany spadek, mały przepływ obciążenia dennego) lub w koryto roztokowe (ang. braided channel, duży spadek, duży przepływ obciążenia dennego).

3. „Dziczenie” koryt regulacyjnych związane jest w dużej mierze z erozją boczną. Natężenie erozji bocznej osiąga wartości maksymalne w zakresie liczb Fr 0,50–1,20 i przebiega przy aktywnym udziale fal stacjonarnych.

4. Przepływ wody w rzece żwirowej jest zawsze nieustalony, ponieważ część wody płynie podziemnie w bardzo porowatych żwirach bystrzyków. Efekt tego zjawiska jest paradoksalny, ponieważ ma ono największe znaczenie przy stacjach wysokich, gdy różnice przepływu wzdłuż osi koryta są stosunkowo niewielkie (kilka procent).

5. Stwierdzono zgodność wyników obliczeń naprężeń ścinających w warunkach ruchu nierównomiernego wolnozmiennego, wykonanych przy zastosowaniu spadku efektywnego do formuł ważnych dla ruchu równomiernego. Spadek efektywny obliczano z formuły Manninga po empirycznym ustaleniu wartości \bar{V} , n i R .

6. Stwierdzono, że w naturalnym korycie krętym w miarę wzrostu stanu i przepływu wody strefy największej prędkości oraz maksymalnego naprężenia ścinającego przesuwają się z bystrzyków do przegłębień. Jest to efekt odwrócenia hydraulicznego wywołanego zatapianiem koron

bystrzyków i zjawiskiem separacji prądu w przegłębieniach.

7. Rozkład prędkości w pionie jest w rzece żwirodennej zazwyczaj logarytmiczny. W wielu profilach stwierdzono komplikacje polegające na występowaniu warstw przepływu, z których każda ma inny logarytmiczny profil prędkości. Przepływ w rzece żwirodennej o dużym spadku jest więc najczęściej niejednorodny, warstwowy (nie mylić z laminarnym). Poszczególne warstwy różnią się wartością prędkości średniej, strukturą turbulencji i wartością stałej von Kármána. Stała von Kármána, jak się wydaje, nie wykazuje wyraźnej zależności od koncentracji zawiesiny, stwierdzono natomiast jej związek z szorstkością względną.

8. W krętej lub meandrującej rzece górskiej przez przepływ „korytotwórczy” należy rozumieć taki przepływ, który powoduje uruchomienie żwirowego dna rzeki. W zimie wartość tego przepływu może być wyczuwalnie mniejsza niż w lecie.

9. W rzece górskiej najważniejsze stany „brzegotwórcze” leżą w zakresie stanów roztopowych i odwilżowych. Stany te nie muszą pokrywać się ze stanami najdłużej trwającymi. Erozja boczna rzeki osiąga największe natężenie w zimnej połowie roku.

10. Niezbędne jest dokładniejsze poznanie reżimu hydrologicznego rzek sudeckich. Wymaga to założenia odpowiednio gęstej sieci nowoczesnych posterunków pomiarowych, dających ciągły zapis podstawowych parametrów przepływu, a zwłaszcza natężenia przepływu wody i osadu.

W zakresie geomorfologii wypada odnotować następujące wnioski:

1. W dolinie górnego Bobru stwierdzono zmiany układu koryta i wymiarów meandrów. Dokładniejsze zbadanie i określenie czasu trwania tych zjawisk umożliwi w przyszłości rozwiązanie morfogenezy dolin sudeckich w ciągu ostatnich kilkunastu tysięcy lat.

2. Mimo znacznego spadku dna doliny górny Bóbr był w okresie historycznym rzeką meandrującą. Terasa zalewowa Bobru wyścielona jest pokrywą glin aluwialnych i mad (0,5–3 m grubości), które według wszelkiego prawdopodobieństwa reprezentują osad okresu historycznego i łączą się genetycznie z działalnością człowieka (wylesienie, rolnictwo).

3. Górny Bóbr jest obecnie rzeką o obciążeniu zawiesinowym. Mieszany zawiesinowo-denny charakter obciążenia rzeki występuje tylko w okresach dużych powodzi, zwłaszcza w zimnej połowie roku. Zmiana charakteru obciążenia rzeki

nastąpiła prawdopodobnie w okresie historycznym.

4. Przeobrażanie się prostych koryt sztucznych w nowe koryta naturalne zaczyna się od deformacji żwirowego dna rzeki w ciąg symetrycznych w planie bystrzyków i przegłębień, który stopniowo rozprzestrzenia się w kierunku w dół koryta. Wskazuje to, że przyczyną opisanego zjawiska jest niestabilność przepływów „korytotwórczych”, którą można w uproszczeniu określić jako meandrowanie nurtu w trzecim wymiarze (w pionie). Jeżeli spadek doliny nie jest zbyt duży i przepływ obciążenia dennego niewielki, erozja boczna w strefach bystrzyków powoduje przeobrażenie takiego układu inicjalnego w nowe koryto kręte w ciągu kilku do kilkunastu lat. Przy dużym spadku doliny i dużym przepływie obciążenia dennego powstają koryta roztokowe. Wartość spadku granicznego zależy od natężenia przepływu wody i jego wahań, szorstkości koryta i obciążenia rzeki.

5. Jednym z najważniejszych czynników sterujących rozwojem koryta krętego jest odwrócenie hydrauliczne. Przy stanach i przepływach niskich oraz średnich największe prędkości przepływu i maksymalne naprężenia ścinające występują w strefach bystrzyków. Powoduje to erozję denną i wsteczną na bystrzykach oraz depozycję w przegłębieniach. Deniwelacje w korycie rzeki krętej ulegają wówczas zmniejszeniu. Przy dużych wezbraniach i powodziach największe prędkości i naprężenia ścinające występują w przegłębieniach. Erozja zachodzi wówczas w przegłębieniach, a depozycja na bystrzykach. Deniwelacje w korycie rzeki krętej zwiększają się. W rzekach żwirodennych bystrzyki i przegłębienia powstałe w czasie powodzi są formami względnie trwałymi i nie zanikają w fazie opadania wód.

6. Stwierdzono, że układy bystrzyk/przegłębienie zachowują się różnie w zależności od tego, czy są to formy symetryczne czy asymetryczne. W układach symetrycznych w czasie opadania wód i przy niżówkach powstają w przegłębieniach ławice o uziarnieniu gradacyjnym (warunki przepływu wolnozmiennego) lub mikrodelty (warunki przepływu szybkozmiennego). W układach asymetrycznych we wszystkich warunkach przepływu powstają prądy wtórne związane z wirami śrubowymi i z zanurzonym strumieniem skoncentrowanym (ang. submerged jet), wywołującym zjawisko naporu hydrodynamicznego. Depozycja odbywa się na podwodnym stoku platformy ławicy bocznej lub meandrowej powodując powstanie uławicenia nachylonego. Prądy wtórne rzek o

dużym spadku różnią się od prądów helikoidalnych rzek nizinnych.

7. W przegłębieniach asymetrycznych koryta krętego lub meandrującego rzeki górskiej dokonuje się hydrauliczne sortowanie materiału detrytycznego. Materiał drobnoziarnisty (muł, piasek) jest odprowadzany w zawieszynie, drobny żwir o małej sferyczności oraz gruby żwir o dużej sferyczności są wynoszone w dół koryta (saltacja, trakcja), natomiast gruby żwir o małej sferyczności jest przenoszony w poprzek koryta na platformę łachy (dyfuzja osadu związana z wirami śrubowymi i prądami wtórnymi).

8. W przegłębieniu symetrycznym koryta prostego odbywa się albo erozja (wezbrania, powodzie), albo depozycja (opadanie wód, przepływy niskie i średnie). W przegłębieniu asymetrycznym koryta krętego ma miejsce prawie zawsze zarówno erozja (brzeg zewnętrzny, dno koryta), jak i depozycja (dno koryta, podwodny stok platformy łachy bocznej lub meandrowej).

9. Bystrzyki symetryczne koryt prostych różnią się znacznie od bystrzyków asymetrycznych koryt krętych formą geometryczną, rozmiarami, a zwłaszcza wymiarowością hydrodynamiczną przepływu i strukturą turbulencji. Bystrzyki asymetryczne mają grzbiety ustawione ukośnie do osi koryta, krótsze i bardziej strome części zaprawowe, a ich przemieszczanie się po równi zalewowej związane jest z migracją meandrów. Migracja tych form powoduje powstanie zestawu żwirowych warstw skośnych. Warstwy te wchodzi w skład platformy łachy bocznej lub meandrowej, a warstwy skośne zapadają w kierunku skośnym do osi koryta. Bystrzyki symetryczne koryta prostego są formami w zasadzie swobodnymi i mogą przemieszczać się na dość dużych odcinkach koryta, nawet w czasie jednej powodzi. Z progradacją bystrzyka związane jest powstanie zestawu żwirowych warstw skośnych, które zapadają w kierunku w dół rzeki.

10. W korycie krętym lub meandrującym bystrzyki są formami powodującymi wygaszanie zjawisk turbulencji właściwych dla przegłębień meandrowych i powstanie nowej neutralnej struktury prądu zbliżonej do przepływu dwuwymiarowego.

11. Erozja boczna jest złożonym procesem będącym łącznym wynikiem erozji rzecznej, procesów stokowych i wietrzenia. W procesie erozyjnego cofania brzegu rzeki udział biorą: rozmywanie, termoerozja boczna, abraza, wyrywanie (ang. quarrying) oraz eworsja. Największe natężenie migracji brzegu nieumocnionego przypada na ok-

res przymrozków (90–98% erozji bocznej w ciągu roku) i łączy się ściśle z termoerozją boczną. W ciepłej połowie roku najważniejszym czynnikiem jest wysychanie glin aluwialnych, prowadzące do powstania w nich szczelin kontrakcyjnych z wysychania i pionowego ciosu słupowego.

12. Eworsja jest ważnym procesem powodującym niszczenie aluwialnych brzegów rzek. Eworsja rozwija się najlepiej w gruntach kohezyjnych, zwłaszcza w zakresie liczb Fr 0,50–1,20.

13. Łachy boczne i meandrowe koryt krętych rzek górskich wykazują bardzo zbliżoną budowę. W pionie składają się one ze żwirowej platformy łachy i piaszczysto-mułowej łachy ponadplatformowej. Osady te są wyraźnie i ostro rozgraniczone. Platforma łachy powstaje z obciążenia dennego rzeki w wyniku przyrastania bocznego. Łacha ponadplatformowa reprezentuje osad obciążenia zawieszinowego rzeki i tworzy się w procesie przyrastania pionowego przy aktywnym udziale roślinności.

14. Stwierdzono, że w rzekach sudeckich przebieg procesów fluwialnych zależy od pór roku. Szczególnie duże różnice występują między zimną a ciepłą połową roku. W dolinach o dużym spadku istnieje w zimie tendencja do rozłakowania (ang. braiding), łącząca się ze zmianą obciążenia rzek w kierunku obciążenia mieszane-go. W ciepłej połowie roku istnieje raczej tendencja do meandrowania w warunkach zawieszinowego obciążenia rzek. Rytm pór roku może odbijać się w mniejszej regularności meandrów rzek górskich i zmiennym biegu tych rzek.

15. Model dużej rzeki meandrującej o małym spadku nie da się zaadaptować do środowiska małych rzek górskich.

W zakresie sedymentologii i geologii wypada zwrócić uwagę na następujące zagadnienia.

1. Na podstawie obecności w profilu osadów rzecznych żwiru nie można wnioskować o obciążeniu rzeki. Rzeki deponujące żwiry mogą być równie dobrze rzekami o obciążeniu mieszanym, jak i zawieszinowym.

2. Praca rzeki krętej i meandrującej wyraża się i realizuje poprzez układy bystrzyk/przegłębienie. Tymczasem ten podstawowy fakt z trudem toruje sobie drogę do niektórych tylko podręczników sedymentologii, nie mówiąc już o praktyce. Osady bystrzyków, przegłębień i łach różnią się między sobą genetycznie, a także pod względem teksturalnym i strukturalnym. Analiza i interpretacja gruboziarnistych osadów dolnych części cykli prostych nie jest możliwa bez wypracowania

kryteriów umożliwiających odróżnianie osadów poszczególnych form i części koryta.

3. W osadach krętych i meandrujących rzek o dużym spadku może wystąpić 6 typów genetycznych warstwowania skośnego: 1) warstwowanie skośne dużej skali w żwirach bystrzyków symetrycznych w prostych odcinkach koryta. Zestawy warstw skośnych mogą mieć miąższość do kilku metrów, występują w dolnej części cyklu prostego, warstwy skośne zaś zapadają w kierunku w dół koryta; 2) warstwowanie skośne dużej skali w żwirach bystrzyków asymetrycznych w krętych odcinkach koryta. Miąższość zestawów jest podobna, ale geometria litosomów inna – tworzą one wydłużone wystąpienia skośne do średniego kierunku rzeki; 3) warstwowanie skośne dużej skali w żwirach platform łach bocznych i meandrowych. Zestawy warstw lub ławic skośnych zbudowane są ze żwiru i piasku i osiągają grubości do kilku metrów. Występują one w dolnej części cyklu prostego. Kształt litosomów jest owalny lub wydłużony skośnie do osi doliny. Ściślej biorąc jest to uławicenie nachylone, a kierunek nachylenia ławic nie jest zgodny z kierunkiem prądu; 4) warstwowanie skośne dużej skali w żwirach odsypów przelewowych. Warstwowanie zbliżone do mikrodeltowego, często zachowana jest forma depozycyjna. Występuje w środkowej części cyklu prostego, wśród osadów łach ponadplatformowych, a także w utworach naturalnych wałów brzegowych. Kierunki zapadu warstw skośnych mogą mieć duży rozrzut, a wektor wypadkowy wskazuje kierunek skośny do osi koryta; 5) warstwowanie skośne małej i średniej skali w piaskach i żwirach mikrodelt. Występuje w środ-

kowej części cyklu prostego, w osadach łach meandrowych i naturalnych wałów brzegowych. Warstwy skośne zapadają często w kierunku brzegu wewnętrznego lub skośnie w dół koryta; 6) warstwowanie skośne małej skali w piaskach, związane z riplemarkami. Występuje w środkowej części cyklu prostego, w osadach łach meandrowych i naturalnych wałów brzegowych. Warstwowania wymienione w punktach 1 i 2 powstają w wyniku przyrastania czołowego, warstwowania typu 4 i 5 mogą tworzyć się w związku z przyrastaniem bocznym lub czołowym. natomiast uławicenie nachylone jest związane z przyrastaniem bocznym.

4. Osady cyklu prostego meandrujących i krętych rzek sudeckich są dwudzielne. Człon dolny stanowią żwiry obejmujące bruk korytowy, osady platformy łach bocznych lub meandrowych oraz osady bystrzyków. Żwiry te reprezentują obciążenie denne rzek i powstają w wyniku przyrastania bocznego (łachy) lub czołowego (bystrzyki). W skład członu górnego wchodzi mulaste piaski i muły z przewarstwieniami żwirów. Osady te przechodzą ku górze w gliny aluwialne i mady. Mulaste piaski reprezentują osady łach ponadplatformowych, deponowane z obciążenia zawiesinowego rzek w procesie przyrastania pionowego, przy aktywnym udziale roślinności. Gliny aluwialne i mady są osadami pozakorytowymi, powstającymi w wyniku przyrastania pionowego z obciążenia zawiesinowego rzeki. Między osadami członu dolnego i górnego nie ma przejścia litologicznego.

Wrocław, marzec 1983 r.

LITERATURA

- ACKERS P., CHARLTON F. G., 1971: The geometry of small meandering streams. *Inst. Civ. Eng., Proc. Supplem. XII, Pap. No. 7328S.*
- ALBERTSON M. L., SIMONS D. B., 1964: *Fluvial mechanics, [w:] Handbook of Applied Hydrology.* Ven Te Chow (ed.). McGraw-Hill Book, New York.
- ALLEN J. R. L., 1965 a: A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, vol. 5.
- 1965b: Fining-upwards cycles in alluvial succession. *Geol. J.*, vol. 4.
- 1965c: The sedimentation and palaeogeography of the Old Red sandstone of Anglesey, North Wales. *Proc. Yorksh. Geol. Soc.*, vol. 35.
- 1966: On bed form and palaeocurrents. *Sedimentology*, vol. 6.
- 1968: *Current Ripples.* North-Holland Publ., Amsterdam.
- 1969: On the geometry of current ripples in relation to stability of fluid flow. *Geogr. Ann.*, vol. 51 (Ser. A).
- 1970a: *Physical processes of sedimentation.* George Allen and Unwin, London.
- 1970b: *Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation.* *J. Sedim. Petrol.*, vol. 40.
- 1970c: A quantitative model of grain size and sedimentary structures in lateral deposits. *J. of Geol.*, vol. 7.
- A. S. C. E., Task Committee, Manual 1962: Introduction and properties of sediment. *Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*, vol. 88, no. HY 4.
- A. S. C. E., Task Committee, Manual 1963: Sediment transportation mechanics: Suspension of sediment. *Ibidem*, vol. 89, no. HY 5.
- Atlas zanieczyszczenia rzek w Polsce z r. 1967. Warszawa 1970.
- Atlas zanieczyszczenia rzek w Polsce z r. 1970. Warszawa 1972.

- BAC S., ROJEK M., 1981: Meteorologia i klimatologia. PWN, Warszawa.
- BANACH W., 1979: Charakterystyka i ocena obecnego systemu ochrony przeciwpowodziowej w dorzeczu górnej Odry. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi, Sesja Naukowa: „Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku”. Wrocław.
- BERG G., 1940a: Geologische Karte..., Blatt Schmiedeberg mit Anhang Tschöpsdorf. Berlin.
- 1940b: Geologische Karte..., Blatt Landeshut. Berlin.
- BIEROŃSKI J., TOMASZEWSKI J., 1979: Procesy korytowe w dolinie Białego Strumienia (Grzbiet Lasocki – Sudety Zachodnie). Stream bed processes in the valley of Biały Strumień (Lasocki Ridge, Western Sudetes). *Probl. Zagosp. Ziem Górskich*, z. 20.
- BISWAS A. K., 1978: Historia hydrologii. PWN, Warszawa.
- BLUCK B. J., 1971: Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scott. J. Geol.*, vol. 7.
- 1982a: Gravel assemblages in beach and fluvial sediments. Abstracts: „Rudites formed by unidirectional flow”, Symp. No. 14, 11-th Int. Congr. on Sedimentology, Hamilton, Ontario, Canada.
- 1982b: Texture of gravel bars in braided streams, [w:] Gravel-bed Rivers. R. D. Hey, J. C. Bathurst, C. R. Thorne (ed.). J. Wiley, Chichester.
- BOOTHROYD J. C., TIMSON B. S., 1982: Clast movement and bar migration in a non-glacial gravel stream. Abstracts: “Rudites formed by unidirectional flow”, Symp. No. 14, 11-th Int. Congr. on Sedimentology, Hamilton, Ontario, Canada.
- BOYER M. C., 1964: Streamflow measurement, [w:] Handbook of Applied Hydrology. Ven Te Chow (ed.). McGraw-Hill Book, New York.
- BRADLEY W. C., FAHNESTOCK R. K., TOWENKAMP E. T., 1972: Coarse sediment transport by flood flows on Knik River, Alaska. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 83.
- BRIDGE J. S., JARVIS J., 1976: Flow and sedimentary processes in the meandering River South Esk, Glen Clova, Scotland. *Earth Surf. Processes*, vol. 1.
- BRIGGS L. I., MIDDLETON G. V., 1965: Hydromechanical principles of sediment structure formation, [w:] Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation. G. V. Middleton (ed.), *SEPM, Spec. Publ.*, no. 12.
- BYCZKOWSKI A., 1979: Hydrologiczne podstawy projektów wodnomelioracyjnych – przepływy charakterystyczne. PWRiL, Warszawa.
- CARLSTON C. W., 1965: The relation of free meander geometry to stream discharge and its geomorphic implications. *Am. J. Sci.*, vol. 263.
- CHOMIAK T., CYBERSKI J., MIKULSKI Z., 1969: Akumulacja rumowiska w zbiornikach retencyjnych. Accumulation of bed load in storage reservoirs. *Pr. PIHM*, z. 96.
- CHURCH M., 1972: Baffin Island sandurs: a study of arctic fluvial processes. *Bull. Geol. Surv. Canada*, vol. 216.
- CHURCH M., GILBERT R., 1975: Proglacial fluvial and lacustrine environments. [w:] Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. *SEPM, Spec. Publ.* no. 23.
- CRICKMAY C. H., 1974: The Work of the River. MacMillan Press, London and Basingstoke.
- CULBERTSON D. M., YOUNG L. E., BRICE J. C., 1967: Scour and fill in alluvial channels, [w:] U. S. Geol. Surv. Open-File Rept., Washington.
- CZEPPE Z., 1965: Activity of running water in South-Western Spitsbergen. *Geogr. Pol.*, vol. 6.
- CZUDEK T., 1982: Zur Thermoerosion und Talentwicklung in Mähren (CSSR). *Acta Sci. Nat. Acad. Sci. Bohemoslovacae*, Brno, 16 (1), Nova Ser.
- DAVIES D. K., 1966: Sedimentary structures and subfacies of a Mississippi River point bar. *J. Geol.*, vol. 74.
- DAVIS W. M., 1899: The geological cycle. *Geogr. J.*, vol. 14.
- DĄBKOWSKI L., SKIBIŃSKI J., ŻBIKOWSKI A., 1982: Hydrauliczne podstawy projektów wodnomelioracyjnych. PWRiL, Warszawa.
- DOEGLAS D. J., 1962: The structure of sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology*, vol. 1.
- DOUGLAS J. F., GASIOREK J. M., SWAFFIELD J. A., 1979: Fluid Mechanics. Pitman, London.
- DUBICKI A., 1979: Charakterystyka przyczyn, przebiegu i wielkości powodzi w roku 1977 na obszarze górnego i środkowego dorzecza Odry. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi, Sesja Naukowa: „Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku”. Wrocław.
- DURY G., 1970: Meandering valleys and underfit streams. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 452.
- DYLIK J., 1970: Erozja termiczna. *Spraw. z Czynności i Posiedz. Nauk. IiN*, vol. 24 (8).
- DYNOWSKA I., TLAŁKA A., 1982: Hydrografia. PWN, Warszawa.
- EAGLESON P. E., 1978: Hydrologia dynamiczna. PWN, Warszawa.
- EINSTEIN H. A., 1964: Sedimentation. Part II. River sedimentation, [w:] Handbook of Applied Hydrology. Ven Te Chow (ed.). McGraw-Hill Book, New York.
- ENGELUND F., 1974: Flow and bed topography in channel bends. *Proc. A. S. C. E.*, vol. 100, HY 11.
- FALKOWSKI E., 1967: Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost–Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju. Evolution of the Holocene Vistula River at the reach Zawichost–Solec and an engineering-geological prognosis of its further development. *Biul. Inst. Geol.*, nr 198.
- 1975: Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the Holocene. *Biul. Geol. Wydż. Geol. U. W.*, nr 19.
- 1982: The pattern of changes in the middle Vistula valley floor, [w:] Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years, L. Starkel (ed.), *Geogr. Stud., Special Issue* no. 1.
- FATYGA J., 1974: Występowanie i nasilenie erozji wodnej gleb w górskich rejonach erozyjnych w Sudetach. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi, Sesja Naukowa: „Wykorzystanie i ochrona środowiska ziem południowo-zachodniej Polski”. Wrocław.
- 1979: Szkody erozyjne na gruntach ornych po powodzi w 1977 r. na obszarze górnej części zlewni Bobru. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi, Sesja Naukowa: „Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku”. Wrocław.
- FERGUSON R. I., 1973: Channel pattern and sediment type. *Area*, vol. 5, no. 1.
- FISK H. N., 1944: Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Mississippi River. Mississippi River Commission, Vicksburg, Miss.
- 1947: Fine-grained Alluvial Deposits and Their Effects on Mississippi River Activity. Mississippi River Commission, Vicksburg, Miss.

- 1952: Mississippi River valley geology: relation to river régime. *Trans. Am. Soc. Civil Engrs.*, vol. 117.
- FLOREK W., 1978: Próba analizy zmian cech geometrycznych meandrów współczesnych i kopalnych na przykładzie dolnego Bobru. An attempt to analyse changes in geometrical characteristics of present-day and fossil meanders: a case study of the lower Bóbr (Western Poland). *Prz. Geogr.*, t. 50, z. 4.
- FRENCH H. M., 1976: *The Periglacial Environment*. Edward Arnold, London, New York.
- FRIEDKIN J. F., 1945: A laboratory study of the meandering of alluvial streams. U. S. Waterways Exp. Station, Vicksburg, Miss.
- FROELICH W., 1972: The carrying out of suspended and dissolved load in the Kamienica Nawojowska and Łubianka catchment basins during the flood in 1970. Wynoszenie materiału zawieszinowego i rozpuszczonego ze zlewni Kamienicy Nawojowskiej i Łubianki w czasie wezbrania 1970 roku. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol. 6.
- 1975: Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej. The dynamics of fluvial transport in the Kamienica Nawojowska. *Pr. Geogr.*, nr 114.
- 1976: Zróżnicowanie transportu zawiesiny w ciągu roku, udział poszczególnych rodzajów transportu w rocznym bilansie materiału wynoszonego ze zlewni Kamienicy Nawojowskiej. *Mat. Teren. Konf. Naukowej: „Wykształcenie młodoczwartorzędowych aluwiów rzek karpaccich i ich znaczenie surowcowe”*. Kraków.
- 1982: Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fiszowej. The mechanism of fluvial transport and waste supply into the stream channel in a mountainous flysch catchment. *Pr. Geogr.*, nr 143.
- FROELICH W., KLIMEK K., STARKEL L., 1972: The Holocene formation of the Dunajec valley floor within the Beskid Sądecki in the light of flood transport and sedimentation. Kształtowanie dna przełomowej doliny Dunajca w Beskidzie Sądeckim w świetle transportu i sedymentacji powodziowej w holocenie. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol. 6.
- FROELICH W., KASZOWSKI L., STARKEL L., 1977: Studies of present-day and past river activity in the Polish Carpathians, [w:] *River Channel Changes*, K. J. Gregory (ed.). J. Wiley, Chichester.
- GERLACH T., 1966: Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajczarka (Beskid Wysoki – Karpaty Zachodnie). Development actuel des versants dans le bassin du haut Grajczarek (Les Hautes Beskides – Les Carpatés Occidentales). *Pr. Geogr.*, nr 52.
- 1976: Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fiszowych. Present-day slope development in the Polish flysch Carpathians. *Pr. Geogr.*, nr 122.
- GIL E., 1974: An attempt to determine the size of washing in the Bystrzanka catchment basin near Szymbark. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol. 8.
- 1976: Dostawa materiału ze stoków do koryt rzecznych, [w:] *Mat. Teren. Konf. Naukowej: „Wykształcenie młodoczwartorzędowych aluwiów rzek karpaccich i ich znaczenie surowcowe”*. Kraków.
- GIL E., SŁUPIK J., 1972: The influence of the plant cover and land use on the surface run-off and wash during heavy rain. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol. 6.
- GLAZER Z., 1977: *Mechanika gruntów*. Wyd. Geol., Warszawa.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., SIERGIEJEW J. M. (red.), 1977: *Gruntoznawstwo*. Wyd. Geol., Warszawa.
- GRADZIŃSKI R., 1970: Sedimentation of dinosaur-bearing Upper Cretaceous deposits at the Nemegt Basin, Gobi Desert. Results Polish-Mongol. Palaeont. Exped., II, *Palaeont. Pol.*, vol. 21.
- 1973: Wyróżnianie i klasyfikacja kopalnych osadów rzecznych. *Post. Nauk Geol.*, nr 5.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA., RADOMSKI A., UNRUG R., 1976: *Sedymentologia*. Wyd. Geol., Warszawa.
- GREGORY K. J. (ed.), 1977: *River Channel Changes*. J. Wiley, Chichester.
- GREGORY K. J., WALLING D. E., 1973: *Drainage Basin Form and Processes. A Geomorphological Approach*. Edward Arnold, London.
- GUSTAVSON T. C., 1974: Sedimentation on gravel outwash fans, Malaspina Glacier Foreland, Alaska. *J. Sed. Petrol.*, vol. 44.
- 1978: Bed forms and stratification types of modern gravel meander lobes, Nueces River, Texas. *Sedimentology*, vol. 25.
- HAPP S. C., RITTENHOUSE G., DOBSON G. C., 1940: Some aspects of accelerated stream and valley sedimentation. *U. S. Dept. Agr., Techn. Bull.*, no. 695.
- HARMS J. C., 1969: Hydraulic significance of some sand ripples. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 80.
- HARMS J. C., MacKENZIE D. B., McCUBBIN D. G., 1963: Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana. *J. Geol.*, vol. 71.
- HENDERSON F. M., 1966: *Open Channel Flow*. MacMillan Publ., New York, Collier MacMillan Publ., London.
- Historia Śląska 1960. Tom I. do r. 1763. K. Maleczyński (red.). Ossolineum, Wrocław.
- HJULSTRÖM F., 1955: The groundwater: The Hoffellsandur – a glacial outwash plain. *Geogr. Ann.*, vol. 37.
- HOLEMAN J. N., 1968: The sediment yield of major rivers of the World. *Wat. Resour. Res.*, vol. 4.
- HOOKE R. LeB., 1974: Shear-stress and sediment distribution in a meander bend. Univ. of Uppsala, *Ungi Rapport*, 30.
- 1975: Distribution of sediment transport and shear stress in a meander bend. *J. Geol.*, vol. 83.
- JACKSON R. G., II, 1975: Velocity-bed-form-texture patterns of meander bends in the lower Wabash River of Illinois and Indiana. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 86.
- 1976: Depositional model of point bars in the lower Wabash River. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 46.
- 1978: Mechanisms and hydrodynamic factors of sediment transport in alluvial streams, [w:] *Research in Fluvial Geomorphology*, R. Davidson-Arnott, W. Nickling (ed.). Univ. of East Anglia, Norwich.
- JAHN A., 1960: *Czwartorzęd Sudetów*, [w:] *Regionalna geologia Polski*, H. Teisseyre (red.), t. III, z. 2. Kraków.
- 1969: Niveo-eoliczne procesy w Sudetach i ich działanie na glebę. The niveo-eolian processes in the Sudetes and their action on the soil. *Probl. Zagosp. Ziemi Górskich*, z. 5 (18).
- 1970: *Zagadnienia strefy peryglacialnej*. PWN, Warszawa.
- 1971: *Lód i zlodowacenia*. Ser. „Biblioteka Problemów”, t. 161, PWN, Warszawa.
- 1975: *Problems of the periglacial zone*. PWN, Warszawa.

- 1976: Geomorphological modelling and nature protection in Arctic and Subarctic environments. *Geoforum*, vol. 7 (2).
 - 1979: Procesy erozyjne na grzbiecie Karkonoszy. Eksperyment polowy. Processes of erosion on the ridge of the Karkonosze Mts. A field experiment. *Probl. Zagosp. Ziem Górskich*, z. 20.
 - 1980: Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów. Main features and age of the Sudetes Mountains relief. *Czas. Geogr.*, t. 51, z. 2.
- JAHN A., ŁAŃCUCKA-ŚRODONIOWA M., SADOWSKA A., w druku: Stanowisko utworów plioceńskich w Kotlinie Kłodzkiej. The site of Pliocene deposits in the Kłodzko Dale, Central Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. 18, nr 2.
- JASIŃSKI B., MĄDRECKA A., OLECH A., 1977: Nowy podział administracyjny Dolnego Śląska a niektóre problemy gospodarki wodnej. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi i Nauk Rolniczych, Sesja Naukowa: „Perspektywy gospodarki wodnej w rolnictwie na Dolnym Śląsku”. Wrocław.
- KAJETANOWICZ Z., 1948: Hydrologia Odry, [w:] Monografia Odry. A. Grodek, M. Kielczewska-Zaleska, A. Zierhoffer (red.). Instytut Zachodni, Poznań.
- KASZOWSKI L., 1973: Morphological activity of the mountain streams (Biały Potok). Aktywność morfologiczna potoków górskich (Biały Potok). *Zesz. Nauk. U. J., Pr. Geogr.*, nr 31.
- KASZOWSKI L., KOTARBA A., 1970: Wpływ katastrofalnych wzebrań na przebieg procesów fluwialnych (na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej). Effect of catastrophic floods on the course of alluvial processes (with Kobylanka creek on the Kraków Upland as example). *Pr. Geogr.*, nr 80.
- KELLER E. A., 1971: Areal sorting of bed-load material: The hypothesis of velocity reversal. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 82.
- 1972: Development of alluvial stream channels: A five-stage model. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 83.
 - 1977: The fluvial system: Selected observations, [w:] Inst. of Ecology, Publ. No. 15, Riparian forests in California: Their ecology and conservation. A. Sands (ed.), Univ. of Calif., Davis.
 - 1978: Pools, riffles and channelization. *Environ. Geol.*, vol. 2.
- KELLER E. A., MELHORN W. N., 1973: Bedforms and fluvial processes in alluvial stream channels: Selected observations, [w:] Fluvial geomorphology, Proc. 4-th Ann. Geomorph. Symposium, M. Morisawa (ed.), Publ. in Geomorphology, SUNY, Binghamton.
- 1978: Rhythmic spacing and origin of pools and riffles. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 89.
- KEULEGAN G. H., 1938: Laws of turbulent flow in open channels. *J. Res. U. S. Nat. Bureau Standards*, vol. 21.
- KIRKHAM D., 1964: Soil physics, [w:] Handbook of Applied Hydrology. Ven Te Chow (ed.), McGraw-Hill Book, New York.
- KLIMASZEWSKI M., 1978: Geomorfologia. PWN, Warszawa.
- KLIMEK K., 1972: Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidararsandur (Islandia). Present-day fluvial processes and relief of the Skeidararsandur plain (Iceland). *Pr. Geogr.*, nr 94.
- 1974a: The retreat of alluvial river banks in the Wisłoka valley (South Poland). *Geogr. Pol.*, vol. 28.
 - 1974b: The structure and mode of sedimentation of the flood-plain deposits in the Wisłoka valley (South Poland). Struktura i warunki sedymentacji osadów tarasowych w dolinie Wisłoki (Polska południowa). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol. 8.
- KLIMEK K., STARKEL L., 1974: History and actual tendency of flood-plain development at the border of the Polish Carpathians. Sympozjum: „Report of the Commission on Present-day Geomorphological Processes” (Inter. Geograf. Union). Akad. d. Wissenschaften in Göttingen, Mat.-Physik. Kl. III, F. no. 29. Göttingen.
- KONDRACKI J., 1978: Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1979: Geologia dynamiczna. Wyd. Geol., Warszawa.
- KWIATKOWSKI J., 1979: Zjawiska fenowe w Sudetach i na przedpolu Sudetów. Föhn phenomena in the Sudetes and in the Sudetian Foreland. *Probl. Zagosp. Ziem Górskich*, z. 20.
- LAMBOR J., 1971: Hydrologia inżynierska. Arkady, Warszawa.
- LAURSEN E. M., 1952: Observation on the nature of scour, [w:] Proc. 5-th Hydr. Conf., J. S. McNown i M. C. Boyer (ed.), State Univ. of Iowa, *Stud. in Engin., Bull.*, 34, no. 426.
- LAURY R. L., 1971: Stream bank failure and rotational slumping: preservation and significance in the geologic record. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82.
- LEEDER M. R., 1963: Fluvial fining-upwards cycles and the magnitude of palaeochannels. *Geol. Mag.*, vol. 110.
- LEOPOLD L. B., MADDOCK T., 1953: Hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 252.
- LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G., 1957: River channel patterns: braided, meandering and straight. *Ibidem*, no. 282-B.
- 1960: River meanders. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 71.
- LEOPOLD L. B., LANGBEIN W. B., 1966: River meanders. *Scientific American*, June 1966.
- LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G., MILLER J. P., 1964: Fluvial processes in geomorphology. W. H. Freeman, San Francisco, London.
- LEVEY R. A., 1978: Bed-form distribution and internal stratification of coarse-grained point bars, upper Congaree River, S. C. [w:] Fluvial Sedimentology, A. D. Miall (ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, no. 5.
- LOBECK A. K., 1939: Geomorphology. McGraw-Hill Book, New York, London.
- LORENC M. W., SAAVEDRA J., 1980: Remarks on the pothole erosion at the Tormes River (Salamanca Province, Spain). *Acta Geol. Hispanica*, vol. 15, no. 3.
- MACKIN J. H., 1937: Erosional history of the Big Horn Basin, Wyoming. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 48.
- MARGAS C., SZYM CZAK H., 1970: Klęski żywiołowe w polskich Karkonoszach. *Wierchy*, 76.
- MCGOWEN J. H., GARNER L. E., 1970: Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars: Modern and ancient examples. *Sedimentology*, vol. 14.
- MEIER M. F., 1964: Ice and glaciers, [w:] Handbook of Applied Hydrology. Ven Te Chow (ed.), McGraw-Hill Book, New York.
- MELAND N., NORRMAN J. O., 1969: Transport velocities

- of individual size fractions in heterogeneous bed load. *Geogr. Ann.*, vol. 51 A.
- MIELCZAREK B., TOMERA E., PENTER J., 1979: Powódź w sierpniu 1977 r. Badanie zanieczyszczeń wód powierzchniowych. PAN Oddz. we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi, Sesja Naukowa: „Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku”. Wrocław.
- NIEMIROWSKI M., 1974: The dynamics of contemporary river beds in the mountain streams. *Dynamika współczesnych koryt potoków górskich. Zesz. Nauk. U. J., Pr. Geogr.*, nr 34.
- NORDIN C. F., DEMPSTER G. R. JR., 1963: Vertical distribution of velocity and suspended load, middle Rio Grande, New Mexico. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 462-B.
- ORŁOWSKA E., 1979: Porównanie przebiegu i skutków gwałtownego wezbrania wód w Karkonoszach latem 1897 i 1977 roku. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi, Sesja Naukowa: „Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku”. Wrocław.
- ORTH F., 1934: Die Verladung von Staubecken. *Die Bautechnik*, Bd. 12, No. 26.
- PARDE M., 1957: Rzeki. PWN, Warszawa.
- PASZYŃSKI J., 1955: Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. *Pr. Geogr.*, nr 4.
- PETTIJOHN F. J., POTTER P. E., 1964: Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Springer, Berlin.
- PODBIELKOWSKI Z., 1982: Roślinność kuli ziemskiej. WSiP, Warszawa.
- RACHOCKI A., 1978: Wpływ roślinności na kształtowanie koryt i brzegów rzek. The impact of plants on the formation of river banks and channels. *Prz. Geogr.*, t. 50, z. 3.
- RAUDKIVI A. J., 1967: Loose boundary hydraulics. Pergamon Press, Oxford.
- REINECK H.-E., 1958: Longitudinale Schrägschicht im Watt. *Geol. Rundschau*, Bd. 47, H. 1.
- REINECK H.-E., SINGH I. B., 1973: Depositional sedimentary environments. Springer, Berlin.
- RICHARDS K. S., 1972: Meanders and valley slope. *Area*, vol. 4, no. 4.
- 1976a: The morphology of riffle-pool sequences. *Earth Surf. Proc.*, vol. 1.
- 1976b: Complex width-discharge relations in natural river sections. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 87.
- 1976c: Channel width and the riffle-pool sequence. *Ibidem*, vol. 87.
- SADOWSKI M., 1971: Zapasy wody w pokrywie śnieżnej lewego dorzecza Odry. Water equivalent in snow cover of left Odra River basin. *Pr. PIHM*, z. 103.
- SCHEIDEGGER A. E., 1974: Geomorfologia teoretyczna. PWN, Warszawa.
- SCHMUCK A., 1952: Stopień uwilgotnienia w Polsce w latach 1948–1951. *Prz. Meteor. i Hydrogr.*, z. 3–4.
- 1959: Regiony pluwiotermiczne województwa wrocławskiego, [w:] Zarys rejonizacji przyrodniczo-rolniczej w województwie wrocławskim, J. Dzieżyc, B. Świętochowski (red.). Prezydium WRN, Wrocław.
- 1960: Parowanie z wolnej powierzchni wodnej na Niżu Dolnośląskim i w Sudetach. *Prz. Geof.*, z. 3/1960.
- 1967: Wilgotność powietrza, wiatry, zachmurzenie i usłonecznienie w Sudetach w okresie 1951–1960. *Probl. Zagosp. Ziem Górskich*, nr 3 (16).
- 1969: Klimat Sudetów. The climate of the Sudetes. *Probl. Zagosp. Ziem Górskich*, nr 5 (18).
- SCHUMM S. A., 1960: The effect of sediment type on the shape and stratification of some modern fluvial deposits. *Am. J. Sci.*, vol. 258.
- 1967: Paleohydrology: Application of modern hydrologic data to problems of the ancient past. *Int. Hydrol. Symp., Fort Collins, Proc.*, vol. 1.
- 1968: River adjustment to altered hydrologic regimen. Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 598.
- 1972: Fluvial paleochannels. *SEPM, Spec. Publ.*, no. 13.
- 1977: The fluvial system. J. Wiley, New York.
- SCHUMM S. A., KHAN H. R., WINKLEY B. R., ROBBINS L. G., 1972: Variability of river patterns. *Nature Phys. Sci.*, vol. 237.
- SCOTT K. M., GRAVLEE G. C., Jr., 1968: Flood surge on the Rubicon River, California – Hydrology, hydraulics, and boulder transport. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 422-M.
- SHEPHERD R. G., SCHUMM S. A., 1974: Experimental study of river incision. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 85.
- SIMONS D. B., RICHARDSON E. V., NORDIN C. E., Jr., 1965: Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels, [w:] Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation, G. V. Middleton (ed.), *SEPM, Spec. Publ.*, no. 12.
- SLAYMAKER H. O., McPHERSON H. J. (ed), 1972: Mountain geomorphology: Geomorphological processes in the Canadian Cordillera. B. C. Geogr. No. 14, Tantalus Research, Vancouver.
- SNEED E. D., FOLK R. L., 1958: Pebbles in the lower Colorado River, Texas. A study in particle morphogenesis. *J. Geol.*, vol. 66.
- STARKEL L., 1977: Paleogeografia holocenu. PWN, Warszawa.
- 1979: On some questions of the contemporary modelling of slopes and valley bottoms in the flysch Carpathians. O niektórych zagadnieniach współczesnego modelowania stoków i den dolinnych w Karpatach fliszowych. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol. 13.
- (ed.) 1981: Warunki naturalne zlewni Homerki i jej otoczenia. Natural conditions of the Homerka catchment basin and its surrounding. *Dok. Geogr.*, z. 3.
- (ed.) 1982: Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years. Part I. Ewolucja doliny Wisły podczas ostatnich 15000 lat. *Geogr. Stud., Special Issue*, no. 1.
- STARKEL L., KLIMEK K., MAMAKOWA K., NIEDZIAŁKOWSKA E., 1982: The Wisłoka River valley in the Carpathian Foreland during the late glacial and the Holocene, [w:] Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years, L. Starkel (ed.), *Geogr. Stud., Special Issue*, no. 1.
- STEINMETZ R., 1967: Depositional history, primary sedimentary structures, cross bed dips, and grain size of an Arkansas River point bar at Wekiwa, Oklahoma. Rep. F 67-G-3, Amoco Production Company.
- SUNDBORG A., 1956: The River Klarälven: A study of fluvial processes. *Geogr. Ann.*, vol. 38.
- SZAFER W., 1964: Ogólna geografia roślin. PWN, Warszawa.
- Szata roślinna Polski, 1972: W. Szafer, K. Zarzycki (red.), t. I i II. PWN, Warszawa.
- SZCZEPANKIEWICZ S., 1954: Rozwój doliny górnego Bobru u krawędzi łądolołu w Sudetach. *Czas. Geogr.*, t. 23/24 (1952/53).

- SZPINDOR A., 1965: Wpływ bezwzględного wzniesienia i zalesienia na kształtowanie się splywu w zlewniach górskich. *Zesz. Nauk. WSR, Melioracja*, X, nr 61. Wrocław.
- 1974: *Gospodarka wodna*. PWN, Warszawa.
- SZUMAŃSKI A., 1982: The evolution of the lower San River valley during the late glacial and the Holocene, [w:] Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years. Part I, L. Starkel (ed.), *Geogr. Stud., Spec. Issue*, no. 1.
- TEISSEYRE A. K., 1975: Pebble fabric in braided stream deposits, with examples from Recent and „frozen” Carboniferous channels (Intrasudetic Basin, Central Sudetes). Ułożenie otoczków w żwirach roztok na przykładzie koryt współczesnych i kopalnych koryt karbońskich (niecka śródsudecka, Sudety Środkowe). *Geol. Sudetica*, vol. 10, nr 1.
- 1977a: Współczesne procesy rzeczne w dorzeczu górnego Bobru i Strzegomki (Sudety Środkowe). Recent fluvial processes in drainage basins of the upper Bóbr and Strzegomka Rivers in the Central Sudetes. *Ibidem*, vol. 12, nr 2.
- 1977b: Meander degeneration in bed-load proximal streams: repeated chute cut-off due of bar-head gravel accretion – a hypothesis. Degeneracja meandrów rzek górskich w wyniku przerostu żwirów górnych części łach meandrowych. *Ibidem*, vol. 12, nr 1.
- 1977c: Pebble clusters as a directional structure in fluvial gravels: modern and ancient examples. Skupienia otoczków jako struktura kierunkowa we współczesnych i kopalnych żwirach rzecznych. *Ibidem*, vol. 12, nr 2.
- 1978: Physiography of bed-load meandering streams 2: deposition of channel-phase sands and the dispersion of ripple- and dune-generated cross lamination. Fizjografia żwironośnych rzek meandrujących 2: depozycja piasku w korytach i rozrzut kierunków zapadu laminacji skośnej. *Geol. Sudetica*, vol. 13, nr 2.
- 1979a: Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich. Fluvial processes in winter, with examples from small Sudetic rivers. *Ibidem*, vol. 14, nr 1.
- 1979b: Przebieg zjawisk erozji i sedymentacji w środowisku małych rzek górskich. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi, Sesja Naukowa: „Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku”. Wrocław.
- 1980: Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part I. Erosion and erosional landforms. Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część I. Erozja i formy erozyjne. *Geol. Sudetica*, vol. 15, nr 1.
- 1981: Czwartorzęd, [w:] Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, arkusz Lubawka, J. Don (red.). Wyd. Geol., Warszawa.
- TOMASZEWSKI J. T., 1979: Ogólny zarys problematyki wodnej Karkonoszy. General outline of the problematics of water in the Karkonosze Mts. *Probl. Zagosp. Ziem Górskich*, z. 20.
- TROSKOLAŃSKI A. T., 1969: *Hydromechanika*. WNT, Warszawa.
- TURNBULL W. J., KRINITZKY E. L., WEAVER F. S., 1966: Bank erosion in soils of the lower Mississippi valley. *Soil. Mech. and Foundat. Proc., Am. Soc. Civil Engrs.*, vol. 92.
- UHORCZAK F., 1969: Polska przeglądowa mapa użytkowania ziemi. Poland's general land utilization map. *Pr. Geogr.*, nr 17.
- VEN TE CHOW 1959: *Open-channel hydraulics*. McGraw-Hill Book, New York.
- (ed.), 1964: *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw-Hill Book, New York.
- WALCZAK W., 1968: *Dolny Śląsk, Cz. I – Sudety*. PWN, Warszawa.
- 1972: *Sudety i Przedgórze Sudeckie*, [w:] *Geomorfologia Polski, T. I – Polska południowa, góry i wyżyny*. M. Klimaszewski (red.). PWN, Warszawa.
- WALKER H. J., MORGAN H. M., 1964: Unusual weather and river bank erosion in the delta of the Colville River, Alaska. *Arctic*, vol. 17 (1).
- WALKER H. J., ARNBORG L., 1966: Permafrost and ice-wedge effect on river bank erosion. *Proc. Permafrost Internat. Conf. 1963. NAS-NRC, Publ. No. 1287*. Lafayette, Ind.
- WASHBURN A. L., 1973: *Periglacial Processes and Environments*. E. Arnold Publ., London.
- WELC A., 1972: Transportation of suspended matter in the rivers Ropa and Bystrzanka and magnitude of wash down during the flood in July 1970. Transport zawieszony w Ropie i Bystrzance oraz rozmiary splukiwania podczas powodzi w lipcu 1970 roku. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol. 6.
- WODZICZKO A., URBAŃSKI J., CZUBIŃSKI Z., 1948: *Przyroda żywa doliny Odry i jej ochrona*, [w:] *Monoografia Odry*. A. Grodek, M. Kielczewska-Zaleska, A. Zierhoffer (red.). Instytut Zachodni. Poznań.
- WOLMAN M. G., 1959: Factors influencing erosion of a cohesive river bank. *Am. J. Sci.*, vol. 257.
- WOŁOŻYŃ J., 1974: *Regulacja rzek i potoków*. PWN, Warszawa.
- YALIN M. S., 1972: *Mechanics of sediment transport*. Pergamon Press, Oxford.
- ZELLER J., 1967: Meandering channels in Switzerland. *Internat. Assoc. Sci. Hydrol. Berne Symposium*, vol. 75.
- ZIERHOFFER A., 1935: Kilka przykładów działania wód powodziowych w dorzeczu Stryja i Oporu. Obserwacje z roku 1927. Quelques effets morphologiques de la crue dans le bassin de Opór-Stryj, août 1927. *Czas. Geogr.*, z. 2-4.

Andrzej Karol TEISSEYRE*

THE RIVER BÓBR IN THE BŁAŻKOWA STUDY REACH (CENTRAL SUDETES): A STUDY IN FLUVIAL PROCESSES AND FLUVIAL SEDIMENTOLOGY

ABSTRACT: The paper deals with environmental studies of the upper River Bóbr at Błażkowa (Brama Lubawska Gap, Central Sudetes) carried out in a 15-year period of 1967–1982. The upper Bóbr is a small gravel-bed mountain river (Q ca. $1.1 \text{ m}^3/\text{s}$). Despite of a steep slope (S ca. 0.011) basin-like portions of the flat-floored valleys reveal well developed flood plains with a cover of cohesive topstratum deposits 0.5–3 m thick. Prior to regulation the original channel pattern was meandering. Meandering channel pattern and the development of alluvial loams and muds are perhaps the most important modifications to the geographical environment of the valley floor occasioned by man in the historic period (last 700 years). The paper deals mostly with the development of a new natural channel at the expense of an artificial one. A field experiment carried out in a bridge study reach near Błażkowa enables the author to make some contributions to fluvial geomorphology and fluvial sedimentology.

It has been found that a new channel is evolving in three main stages. A first stage (1967–1977) was characterized by the development in a straight artificial channel (constant width) of riffles and pools symmetrical in plan. In floods the deformation of the originally even gravelly bed expanded progressively downchannel. The riffles composed of coarse gravel were relatively stable forms of configuration. In a second stage (1977–1981) one of the riffle/pool sequences was transformed to an incipient bend with an asymmetrical pool and two asymmetrical riffles. This sudden change in channel configuration completed in several days was a result of the high flood in August 1977. As a result of the January 1982 flood the bend has been plugged with gravel and the channel straightened naturally. In the wide portion of the channel a mid-channel bar has emerged thus indicating a local transition to braided pattern (a third stage). An inferred fourth stage in the channel modification will correspond to the development of a new bend on the opposite bank of the river.

Field observations seem to suggest that summer and winter floods may result in different modifications of a channel pattern and that fluvial processes may be seasonally controlled phenomena. Summer floods are generally higher and short-lived episodes (hours, days). Flood waves are sharp-crested and there is a general tendency to a suspended-load type of the river charge. Such floods lead to progressive changes in a meandering channel pattern. Winter floods, on the other hand, are lower, much more flat-crested, but may be relatively long-lasting phenomena (weeks). The load of the Sudetic rivers is not uncommonly mixed. Moreover, the gravelly river bed is much more easily set in motion (at half-bankfull discharges) than in summer (at 3/4 bankfull discharges or higher). Thus winter floods cause commonly retrogressive changes in a meandering channel pattern. This may be realized by chute cut-off (leading to the development of meandering-braided reaches) or by channel plugging and transition to braided pattern. It has been found that abnormal widening of a river channel in winter is, connected mostly with lateral thermal erosion.

Preliminary hydrologic investigations seem to indicate that the upper River Bóbr is a suspended-load stream. It changes to a mixed-load stream during catastrophic floods, particularly in winter. It is suggested that the essential change in load character of the river has been accomplished in the historic period.

Systematic measurements of flow velocity have demonstrated that the most important hydraulic phenomenon controlling the development of a sinuous channel is hydraulic reversal. It depends on a migration, with rising stage and discharge, of zones of maximum velocity and maximum bed shear stress from riffles (low and mean stages) to pools (freshets, floods). The migration results, in turn, in the displacement of zones of erosion and deposition. At low and mean discharges erosion takes place on riffles (backward and downward erosion on riffles), while deposition occurs in pools. The relief of a river bed becomes less pronounced. In floods and during high freshets, with live-bed conditions, deposition happens on riffles (the effect of flow expansion) and on bar platforms (the result of diffusion of stream's load), whereas erosion takes place in pools. The relief of a river bed becomes more pronounced. The most important modifications in the channel bed topography are connected with live-bed conditions (discharges 3/4 bankfull in summer or half-bankfull in winter or higher). The configuration of a gravelly channel bed achieved in floods or during high freshets is relatively stable and does not disappear during post-flood discharges.

Described in the paper are also processes of weathering and mass movements, which contribute to the lateral migration of a river bank. It has been found that the processes attain their maximum intensity in the cold half of a year. They are strongly influenced by both the soil and the river ice. The most important process controlling the lateral migration of a river bank is thermal erosion (with the exception of high summer floods).

Lithological investigations have demonstrated that lateral bars and point bars of the upper River Bóbr comprise two members: a lower member or bar platform and an upper member or supra-platform bar (cf. Bluck 1971). The gravelly bar platform originates as a result of lateral accretion and is composed of bed-material load. On the other hand, the supra-platform bar consists of muddy sand accumulated in the process of vertical accretion from the suspended-material load. Vertical accretion is strongly controlled by plants growing on the supra-platform bar. Thus point bars of gravel-bed mountain streams do differ substantially from their analogues deposited by sand-bed lowland rivers. The model of a lowland meandering river does not account for many processes and deposits known from gravel-bed mountain streams.

It has been also found that fluvial processes may be influenced to some degree by seasonal changes. In steep slope valleys the alternating cold and warm seasons may lead to opposite geomorphological effects reminding the modifications occasioned by the extreme climatic periods of the Quaternary.

SUMMARY

GEOGRAPHIC SETTING, HYDROLOGY

The paper deals with fluvial processes investigated in the channel of the upper River Bóbr at Błażkowa (Brama Lubawska Gap, Central Sudetes, SW Poland). In a 15-year period of 1967–1982 the artificial channel of the bridge reach (fig. 1, arrow) evolved first into a new natural sinuous channel. This, in turn, has changed in January 1982 to a braided reach (pl. I,

XIII–XVI). The modifications in the channel pattern have been occasioned mostly by energy transformations in the stream resulted from choking of the flow by a new bridge built in 1966. Similar changes may be connected with natural events (e. g., tree jam, landslide etc.).

At Błażkowa the upper River Bóbr has an artificial

* Institute of Geological Sciences, the University of Wrocław, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław.

channel winding gently in a broad flat-floored valley (fig. 1, pl. I-III, XV, 3 and 4, XVI). The valley floor is covered with alluvial loams (0.5-3 m thick; pl. I, 1, 2, IX-XII, XIV) underlain by gravels up to 40 m thick. The alluvial loams and muds are classified as the youngest Holocene deposits (last 700 years). They accrete at a mean rate of 0.7-4.3 mm/yr. The top loamy gravels containing tree trunks (*Alnus*, *Salix*, *Quercus*, *Picea*, *Fraxinus*) belong to the Holocene, while the underlying unfossiliferous gravels represent the Pleistocene (Teisseyre 1980). It is suggested that the Bóbr valley has been moulded finally in the late Pleistocene or in the early Holocene by a large meandering river, whose discharge was up to 30 times greater than the actual mean annual discharge. Despite of a steep slope ($S = 0.011$) the upper River Bóbr has been a meandering stream, at least throughout the historic period (last 700 years). It is evident that two or three main factors may account for the meandering stream course: the presence of cohesive topstratum deposits flooring the valley bottom, the suspended-load character of the river's charge, and generally a subcritical slope of the valley. Hydraulic parameters of the River Bóbr channel are listed in the Polish text (p. 17).

Hydraulic field investigations included measurements of the river stage, water and sediment discharge, velocity distribution in the channel, bed roughness and so on. It has been found that water discharge is unsteady practically throughout the hydrologic year. The unsteadiness result in part from a subsurface flow in very porous and permeable gravels. At low or mean stages the subsurface flow may amount to 10-75 per cent of the total pool discharge (pl. XV, 4). During freshets and floods the subsurface flow usually does not exceed some 10 per cent of the pool discharge. The geomorphological effect of the subsurface flow is paradoxical. At low stages stream power in the riffle sections is much greater than in pools, because of large velocity over the undrowned riffles, which act as a choke or constriction. The deficiency in dis-

charge is thus totally masked by the effect of large velocity. During floods and high freshets velocity becomes greater in pools than over the riffles (see below) and the effects of the increased pool discharge add to the effects of larger velocity. Thus even a slight increase in the pool discharge may substantially increase stream power in pool sections.

Under conditions of unsteady flow sediment transport cannot be analyzed in terms of discharge and mean flow velocity. The only correct method is to consider sediment transport in terms of total stream power and bed shear stress. It has been found empirically that bed shear stress computed by the method of *effective slope* (equations 3 and 4) are generally in accord with field observations. The method is based on the assumption of a local *quasi-uniformity* of the flow and may be applied to conditions of a gradually varied flow.

Measurements of flow velocity have indicated that velocity distribution in the vertical position is generally logarithmic (fig. 2, 3 and 4). Some complications were noted at low discharges. Under conditions of $Re > 7 \cdot 10^5$ vertical velocity profiles were complex revealing two or three straight segments corresponding to two or three layers of flow. It is clear, therefore, that at low depths and in a very rough channel the flow is not homogeneous but *layered*. The layers differ in mean flow velocity, structure and intensity of turbulence and von Kármán constant. At floods and high freshets the flow may be or may not be homogeneous. Particularly characteristic of the latter case are flows in which the upper layer is characterized by the decrease in velocity with increasing y (the top segment of the velocity profile is reversely tilted). Such velocity profiles are typical of pool outlets, where the bed slope is *adverse* (large negative values of bed slope). Also field measurements seem to indicate that von Karman constant has no universal value, but is a variable depending on relative roughness y/k_s , and thus on slope.

HYDRAULIC REVERSAL

Measurements of flow velocity at different stages and discharges (tables 1-3) have demonstrated that, with rising stage and discharge, the zones of maximum velocity and maximum bed shear stress shift along the channels axis. At low and mean stages maximum velocities and maximum bed shear stresses occur on riffles. This results in downward and backward erosion on riffle descents and dissection of riffle crests (pl. I, 2, 4, IV, 4, IX, 4, XIV, XV, XVI, 1, 2). Detrital material eroded on a riffle is deposited for the most part in a next pool downstream from it. The bed relief becomes subdued.

At stages and discharges higher than a certain critical value maximum velocities and maximum shear stresses occur in pools (pl. VI, 1, 4, VIII, XV, 3, XVI, 3, 4). This leads to lateral and downward erosion in pools. Part of the bed-material load scoured out from a pool is deposited on a next riffle downstream from it. Thus floods and high freshets cause the relief of a stream bed to increase. This is true of freshets high enough to initiate movement of the gravelly stream's bed. The critical value of discharge initiating velocity reversal is much lower than the discharge with which the gravelly bed starts to move.

Hydraulic reversal is a phenomenon observed not only in the bridge study reach but in many other reaches in the Sudetes and elsewhere (cf. Keller 1971, 1977, 1978; Keller and Melhorn 1973, 1978; Teisseyre 1980). In a straight channel

originated in the bridge study reach in January 1982 hydraulic reversal has not been found.

Hydraulic reversal is seemingly a paradoxical phenomenon, yet it may be easily explained in terms of open-channel hydraulics. In a sinuous channel hydraulic reversal is occasioned by changes in the *effective* cross-sectional area of the flow along the stream axis. In floods the cross-sectional area of the flow increases more rapidly on riffles than in pools, where growing stage and discharge give rise to the development of large zones of flow separation (fig. 9 and 10). In steep slope streams zones of flow separation do originate along both the river banks (pl. VII, IX, 2, XIII, 1, 4, XIV, XV, 4, XVI, 3) as well as at the channel bed. Thanks to large flow velocities large zones of flow separation may evolve even in low sinuosity channels. Among additional factors controlling hydraulic reversal are: relative roughness (y/k_s), the increase in discharge in pools, and the phenomenon of stream release. The flow is said to be released if the turbulent boundary layer is detached from the bed and a large bottom zone of low separation occurs. The development of bottom zones of flow separation is an important geomorphological agent because: 1) the detached stream accelerates, and 2) backflow velocity in a large bottom zone of flow separation is proportional to the co-flow velocity (pl. XV, 3). Thus the countercurrents in large bottom zones of flow separation are very effective erosional agents.

SEDIMENT DISCHARGE

Field observations have indicated that the gravelly stream bed (cobble-boulder gravel) starts to move at discharges 3/4 bankfull (in summer) and slightly higher than half-bankfull (in winter). In a mean hydrologic year gravel is transported during several days (maximum duration of live-bed conditions in wet years does not exceed 2–3 weeks). Mean discharge of bed-material load in the bridge study-reach is estimated to be ca. 70 T/yr.

It has been found that suspended load discharge is also a periodic phenomenon depending on water stage and discharge. The effective transport of suspended load is connected with freshets and floods. With growing stage and discharge the size of suspended material increases markedly. In floods pebbles and even cobbles may locally be carried in suspension. Mean discharge of suspended load computed on the basis of the mean annual concentration of suspended load is

3,500 T/yr. Thus the upper River Bóbr is a suspended load gravel-bed stream.

The discharge of suspended load during the July 21–23, 1982 freshet (ca. 60 hours) is illustrated in figure 5. At that time sediment discharge in the bridge study reach included 0.5 T of bed-material load and some 890 T of suspended load. The ratio of bed-material load to suspended load to water discharge was 1 : 1,780 : 1,343,520. The mean concentration of suspended load was 1.325 kG/m³.

In a mean hydrologic year maximum concentration of suspended load occurs in spring and autumn. Minimum concentration was noted during low streamflow in winter. On the other hand, maximum discharge of coarse bed-material load is connected with floods, which happen generally in summer or in winter.

CHANNEL PROCESSES AND THE EVOLUTION OF STREAM BED

The transformation of an artificial channel to a new natural channel has been observed in detail in the bridge study reach (1967–1982). In the first stage (1967–1977) a series of symmetrical riffles and pools was developing in a channel of a practically constant width. The riffle and pool pattern was expanding progressively downchannel. During the August 1977 flood a new initial bend originated just below the bridge (the second stage). A riffle just above the bend, or the upper riffle (fig. 6), was transformed to a broad asymmetrical riffle. Similarly a new pool originated at the outer cutbank was asymmetrical in plan and in cross-section. The bend was growing rapidly during a 4-year period (1977–1981) till the December 1981–January 1982 flood. During this flood the bend has been plugged with gravel and the channel straightened naturally. Field investigations have demonstrated that symmetrical bedforms (pl. I, 4, IV, 3, V, 1, 2, VI, 3, XV, XVI, 1–3) differ from asymmetrical ones (pl. I, 2, IV, 4, XIV, XVI, 4) not only in geometry but also in flow character and thus may lead to the formation of distinct deposits.

In symmetrical pools (straight channel) the flow may be gradually varied (without a bottom zone of flow separation) or rapidly varied (with a bottom zone of flow separation). In the former case, during low streamflow, graded fine-grained deposits originate (fig. 6D and 7). In fossil formations the deposits are rarely preserved, however, they have been found both in the Holocene and in much older fluvial series.

In the latter case a riffle ends with a steep slip face dipping to the pool at an angle of repose of gravel (30–55°, fig. 6D and 8). At the front of the slip face there occurs a large bottom zone of flow separation. The evolution of such a pool depends on water stage and discharge. Downward and backward erosion is occasioned by floods and high freshets (fig. 8B; pl. VIII). During mean and low stage the pool becomes progressively filled with cross-bedded gravel (fig. 8C). The gravel is eroded just upstream from the pool, on the steep riffle descent (downward and backward erosion on the riffle descent; pl. 1–3, XVI, 3). The cross-beds dip directly downchannel. In a set of cross-beds flat pebbles lie parallel to the foresets giving a structure spoken of as pseudoimbrication or false imbrication. This is a very common structure in the Quaternary deposits of the Sudetic valleys and alluvial fans. The structure may be easily misinterpreted as imbrication.

The development of an asymmetrical pool was observed in 1977–1981 (fig. 6C, 9, 10; pl. XIV). Here the character of flow was different as compared with symmetrical pools. In an asymmetrical pool the flow is always three dimensional and in flood the flow pattern may be very complicated. In flood the structure of turbulence includes: spiral vortexes (bottom and surface, fig. 9A) and a transverse secondary current induced by the bottom spiral vortex. Genetically, spiral vortexes are connected with the phenomenon of hydraulic thrust, i.e. the jet flow impinging upon a bank. In pools the jet flow is as a rule submerged.

It has been observed that spiral vortexes result in a strong erosion of the river bank and bed. They are also important agents of *transverse* sediment transport directed generally from the outer cutbank to the inner depositional bank. The surface spiral vortex is responsible for sediment transport from the upper part of the outer cutbank, through the surface of the flow, to the central part of the channel, where velocity, turbulence and bed shear stress are at a maximum (pl. IV, 4, VII, 1, 2). On the other hand, erosion of the lower part of the outer cutbank as well as the bed of a pool is occasioned by the bottom spiral vortex. Also it creates a strong *transverse* circulation which acts as a rotary snow-plough. It has been found that velocity of the secondary circulation ranges from 10–70 per cent of the maximum V_x velocity of the main flow. Thus secondary currents are responsible for the *transverse* transport of gravel and sand from the pool towards the inner depositional bank. The secondary current is not an analogue of secondary currents known from low slope lowland rivers. Other forms of macroturbulence known from asymmetrical pools include mushroom-like eddies and whirlpools or descending vortexes with a vertical axis of rotation (fig. 9A and 10). Near the inner bank of a channel large zones of flow separation occur with backflow circulation and zones of microturbulence of their own.

Field investigations have also demonstrated that asymmetrical pools are areas of an intense and effective hydraulic sorting of the detrital material carried by the stream. In flood sediment brought in a pool from the above or eroded from its bed is hydraulically sorted out in four fractions: 1) sand and mud is carried away as suspended load (longitudinal transport of suspended load); 2) flat pebbles are transported down-

channel. The material is in part deposited on the pool outlet or on a riffle next downstream (longitudinal transport of bed-load, mostly in saltation); 3) large flat pebbles and cobbles are carried *transversely* to the channel axis (creeping, saltation) towards the inner depositional bank. Here the gravel is deposited on the submerged bar platform slope of a lateral bar or a point bar (sediment diffusion occasioned by the secondary bottom currents); 4) the coarsest gravels as well as large spherical clasts may be left behind on the pool bed as a pavement. However, large spherical clasts are slowly transported downchannel (metres or tens of metres during a flood) *along* the talweg (longitudinal transport by rolling).

Asymmetrical pools differ substantially from symmetrical pools of the same channel. In a symmetrical pool one may observe either erosion (at high stages and discharges) or deposition (falling stages, mean and low stages). In an asymmetrical pool, on the other hand, one may usually find both erosion and deposition. Erosion affects the outer cutbank and at least part of the pool bed. At the same time deposition occurs at the inner depositional bank, on the submerged bar platform of a lateral bar or a point bar (lateral accretion). The deposition takes place mostly (but not exclusively) in large zones of flow separation owing to sediment diffusion occasioned by the secondary *transverse* bottom currents. With rising stage and discharge the area of erosion expands progressively and grain-size of the material transported by the secondary currents also increases.

The deposition in pools occasioned by floods and post-flood discharges gives rise to the formation of cross-bedded gravels (fig. 6, 8, 9A and 9B). In fossil deposits the cross-bedded gravel units may resemble to some degree the deposits of chute bars (cf. McGowen and Garner 1970). They differ, however, from the chute bar deposits in that they represent the lower part of a point bar or a lateral bar, i.e. the bar platform according to the terminology suggested by Bluck (1971). Chute bars, on the other hand, develop and occur on the supra-platform bar or the upper part of a point bar (McGowen and Garner 1970).

Similarly, symmetrical riffles of a straight channel differ from asymmetrical ones in geometry, flow pattern and internal structure. The development of an asymmetrical riffle has been observed in the stage of the sinuous channel (1977–1981; fig. 6C; pl. I, 2, IV, 4, XIV, 1, 2). A typical asymmetrical riffle involves the following elements: an upcurrent part or a riffle back (adverse slope), a narrow crest running obliquely to the channel axis and a narrow slip face dipping at angles of 20–50° towards a pool. In a longitudinal section one may distinguish three sets of beds: an upcurrent set of beds dipping upstream (dip angle up to 12°), a set of subhorizontal beds and a set of cross-beds dipping obliquely downchannel (20–50°). Riffle gravels are tightly packed, well washed and strongly imbricated with the exception of cross-beds, where pseudoimbrication occurs. Thin streaks of coarse sand and fine gravel may be found in the set of beds dipping upstream. In the set of cross-beds one may encounter thicker wedge-shaped beds of sand accumulated during periods of low streamflow. The migration of asymmetrical riffles depends on the rate of migration of bends and meanders.

Symmetrical riffles of a straight channel (fig. 11; pl. I, 4, XV, 1, XVI, 1, 2) may reveal similar morphologic elements. However, the riffles are generally longer and the beds dipping upstream (beneath the riffle back) are tilted at somewhat lower angles. The set of cross-beds of the lower part of a riffle is, as a rule much longer (fig. 8). The cross-beds dip directly downchannel. In the front of such a riffle the flow may be nearly two-dimensional. In steep slope Sudetic rivers the symmetrical riffles may be transformed to mid-channel bars or braid bars. Such a change is favoured by a relatively large and prolonged discharge of coarse bed-material load.

To summarize, it may be demonstrated that in gravels of steep slope meandering rivers at least 5 genetic types of cross-bedding may be distinguished:

1. Cross-bedding in gravels of the symmetrical riffles. Sediment bodies are elongated parallel to the channel axis. The cross-beds originate by *frontal* accretion under conditions of two-dimensional flow and dip directly downchannel. Such deposits may be accumulated in straight between-meander reaches.

2. Cross-bedding in gravels of the asymmetrical riffles corresponds to a narrow set of cross-beds tending obliquely to the channel axis. The cross-beds originate by *frontal* accretion under conditions of three-dimensional flow and dip obliquely downchannel.

3. Inclined bedding in gravels of the lower part of a point bar or a lateral bar (i.e. the bar platform). The inclined beds originate by lateral accretion, which is the result of sediment diffusion. They dip in directions roughly perpendicular to the mean local flow direction (in pools).

4. Cross-bedding in gravels and sands of chute bars. The cross-beds originate by frontal and lateral accretion under conditions of three-dimensional rapidly varied flow (emerging jet flow). Chute bars develop on the supra-platform bars or on natural levees.

5. Microdelta-type cross-lamination in tabular or wedge-shaped sets in gravels and sands of a supra-platform bar. The lamination is the result of frontal or lateral accretion under conditions of two- or three-dimensional rapidly varied flow. They originate particularly in local depressions of a supra-platform bar. The microdelta embankments differ from chute bars in that they contain flat horizontal topset laminae (in chute bars the topset laminae dip upstream).

The cross-beddings mentioned under items 1 and 2 and the inclined bedding occur in deposits corresponding to bar platforms or riffle accumulations. These are typical channel deposits composed mostly of a bed-material load. The thickness of sets indicates the height of riffle crests above the pool bottom. In fossil deposits they correspond to the lower part of a fining-upwards cycle, just above a channel-lag deposit or pavement.

The beddings or laminations mentioned under items 4 and 5 occur typically in supra-platform bar deposits. They are composed mostly of a saltation load and suspended load and thus are transitional between typical channel- and extra-channel deposits. In a fining-upwards cycle they occur above the channel deposits in a mid-cycle portion transitional to the flood-plain deposits.

FLUVIAL AND SLOPE PROCESSES ON THE RIVER BANK

The banks of the upper River Bóbr may be subdivided into three categories: 1) erosional banks (pl. I, IV, 4, VI, 4, VII, IX–XIII, XIV, 1–3, XV, XVI, 1–3); 2) depositional banks

on which bars develop (pl. I, 2–4, XIV, XVI, 2, 4); and 3) depositional-erosional banks along which natural levees are growing (pl. II, 1–3, III, 1, 2, 4, IV, 3, V, 2, 3).

Detailed observations and measurements have been performed on the erosional and depositional banks. The erosional banks are sculptured by fluvial erosion, weathering and mass movements. It has been found that a rapid bank retreat is connected with the period of ground-frost (from September till April). In the cold half of a year the soils exposed on river cutbanks resemble to some degree active layers known from the Arctic countries. Intense lateral erosion of a river cutbank is connected with freezing and thawing of wet soils and is realized by lateral thermal erosion and mass movements (Teisseyre 1979a; Czudek 1982; fig. 12; pl. IX–XI). The retreat of a river cutbank attributable to the processes active in the cold half of a year may amount to 90–98 per cent of mean annual retreat.

In the warm half of a year (from May till September) the most important process affecting the unprotected cohesive soils of river cutbanks is desiccation. It leads to the formation in alluvial loams of shrinkage cracks and columnar joints (fig. 13 and 14; pl. IX–XIII). The dry and cracked loams may be removed by earth falls during or after summer floods or are washed away in winter. Lateral erosion occasioned by flood discharges is selective and large bank retreats are rather local phenomena. Lateral thermal erosion, on the other hand, is acting much more steadily along the whole bare cutbank. Thus thermal erosion supplies to the river much more detrital material than lateral erosion in summer.

Another important agent of fluvial erosion is pothole erosion (pl. VII, XIII, XVI, 3). It is responsible for the formation of large or small bank niches in a river cutbank. The erosion is genetically connected with small bank zones of flow separation. Numerous small zones of flow separation are very typical of uneven river cutbanks. The best conditions for the development of small separation bubbles exist on banks where Fr number of a near channel-margin flow exceeds 0.5 (fig. 15 and 16; pl. VII, IX, 1, 2, XIII, 1, XVI, 3). In loam-floored potholes pebbles act as an erosional tool (pl. XIII). The gravel may be supplied to the pothole as a saltation or suspended load, particularly in eversion kettles eroded on loamy bank shelves (pl. XIII, 2, 3). It seems that pothole erosion is governed to some extent at least by the activity of stationary waves (the range of Fr 0.5–1.2). Stationary waves and shock waves (Fr ca. 1) result in accelerated selective

erosion of a river bank thus initiating bank irregularities favourable to flow separation.

To summarize, it may be said that processes responsible for the modelling of a river cutbank involve weathering, mass movements and fluvial erosion. In a relatively short period of several weeks or months a characteristic bank profile may be produced (fig. 17). In such a bank one may differentiate several characteristic zones (fig. 18). Thus the formation of a river cutbank is a complex process. It cannot be considered only in terms of "channel-forming stages or discharges".

On the right depositional bank of the river observations have been made on the development of a lateral bar (1967–1982; fig. 19) and an incipient point bar (in the stage of the sinuous channel, 1977–1981; fig. 20; pl. XIV). The bars are composed of two distinct parts: a gravelly bar platform and a sandy supra-platform bar (fig. 19 and 20; cf. Bluck 1971). The bar platform grows on the depositional bank of the river as a result of lateral accretion and diffusion of bed-material load of the stream. In general, bar platforms of point bars show distinct inclined bedding (fig. 20). Successive beds of a platform correspond to individual episodes of deposition during floods (gravels) or freshets (fine gravel, sand). The top of a bar platform is a flat subhorizontal surface dipping gently to the inner bank. It has been found that bar platforms of point bars differ from bar platforms of lateral bars in a larger rate of lateral accretion (in the case considered lateral accretion of the bar platform of the incipient bend was 4 times larger than of the lateral bar).

The supra-platform bar is composed of muddy sand deposited from suspended load of the stream in the process of vertical accretion. The mode and rate of vertical accretion is governed to a large extent by plants growing on the supra-platform bar. Just below the surface the supra-platform bar deposits are as a rule homogeneous owing to bioturbation, the activity of man and animals and river ice. The deposits become finer-grained towards the river bank, where they pass gradually into extra-channel deposits (mud or loam).

Consequently, a finig-upwards cyclothem deposited by a mountain stream is composed of two distinct members (fig. 17–20). This may be explained by the fact that gravels of a bar platform do not grade into sands of a supra-platform bar (pl. I, 1, IX, 1, 4, XI, 1, 2, XII, 3, 4).

CHANNEL METAMORPHOSIS IN THE BRIDGE STUDY REACH

The transformation of the artificial channel of the River Bóbr to a new free natural channel is illustrated in figure 6. In a fifteen-year period of 1967–1982 it has been possible to observe successive stages of the transformation. Depending on water and sediment discharge the modifications lead to the development of either sinuous or braided channels. The transformation of the artificial channel to a new sinuous channel (1967–1982) was accomplished under conditions of a relatively low bed-material load discharge in a suspended load stream (the discharge was controlled by the Bukówka Dam).

In general, the change in channel character is usually realized in several stages. The first stage corresponds to the development in a regulation channel (constant width) of symmetrical riffles and pools. It is the result of flood discharges and live-bed conditions. In a gravel-bed stream the riffles and pools originated during floods are rather permanent features and do not disappear during post-flood discharges. In the second stage riffle segments of an artificial channel undergo

widening owing to lateral erosion (the result of accelerated discharge over riffle crests). In such places the streamtube of maximum velocity tend to bifurcate. In the third stage the flow concentrates at one bank of a river channel, which becomes sinuous. In a suspended load stream such a channel may be soon transformed to a new meandering channel (Teisseyre 1977a, 1980). In the Sudetes such new meandering channels tend to develop very fast in deforested flat-floored valleys of a rather steep slope ($0.008 < S < 0.03$).

On the other hand, under conditions of mixed-load and prolonged live-bed (weeks or months) a sinuous channel becomes unstable and changes to a braided one. In the bridge study reach at Błazkowa such a change has been occasioned by the December 1981–January 1982 flood. The sinuous pool has been plugged with gravel, the channel straightened naturally and the mid-channel bar emerged in the channel widening. However, it has been found in another study reaches that a braided channel may be transformed again to a

sinuous one if the stream's character changes from mixed-load to suspended load.

The investigations carried out in the Błażkowa study reach and other study reaches in the Lower Silesia have demonstrated that fluvial processes are seasonally controlled phenomena. The conditions of flow in the cold half of a year may differ substantially from those in the warm half of a year and may lead to unequal geomorphologic effects. The narrowing of the waterway by river ice and snow results in an abnormal rise in stage and bed shear stress. Thus the initiation of movement of the gravelly bed of a stream takes place at discharges *substantially lower* than in summer. It also means that live-bed conditions may last in winter much longer than in summer. Furthermore, the limited supply of suspension to

na stream during winter results in the change in stream's load from suspended load to mixed-load. The conditions lead to retrogressive changes in the meandering cycle (table 4).

The seasonal changes in fluvial processes so apparent in steep slope mountain valleys resemble to some degree variation in fluvial processes occasioned by the extreme climatic fluctuations during the Quaternary. The changes seem to be responsible for a variable or transitional character of some mountain rivers, which not uncommonly bear features of both meandering and braided streams. It is also evident that the sedimentological model of a large lowland meandering river cannot be applied to mountain meandering streams.

Translated by A. K. Teisseyre

PLANSZE I OBJAŚNIENIA

PLANSZA I

PLATE I

Odcinek mostowy w Błażkowej, 1975–1982

Bridge study reach in Błażkowa, 1975–1982

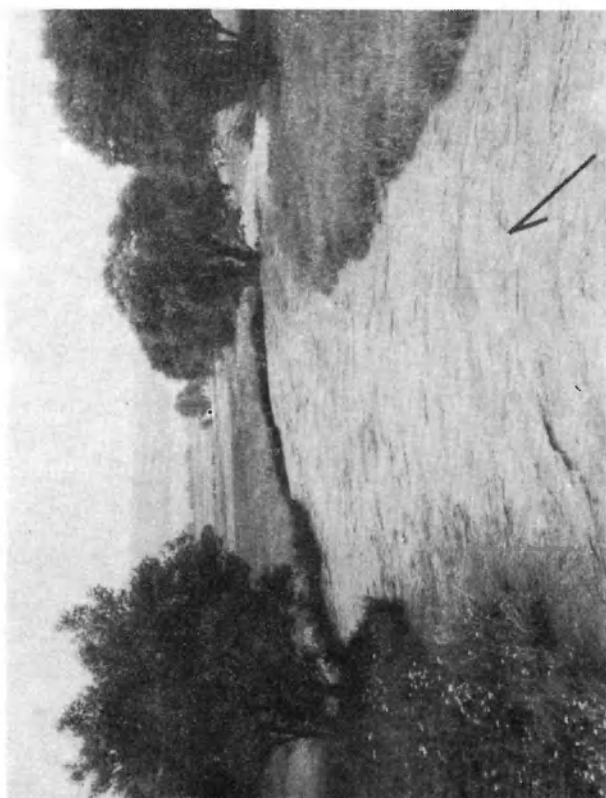
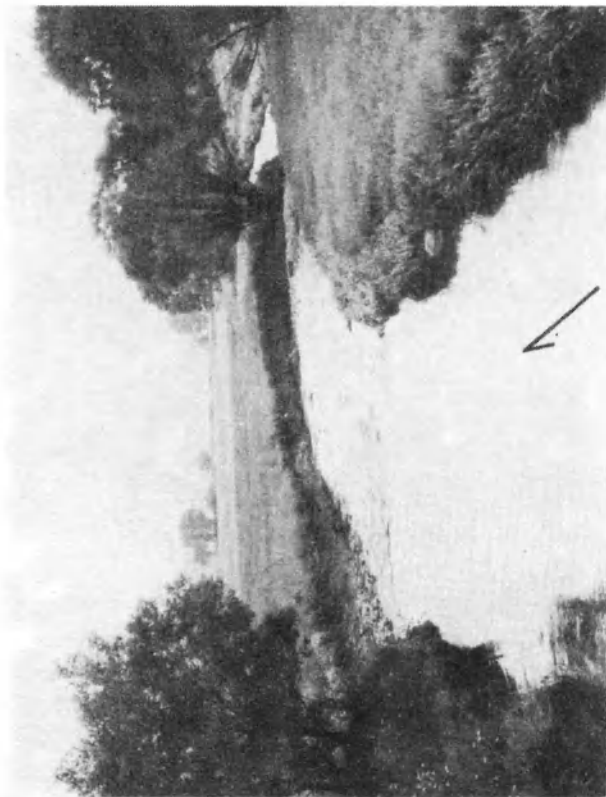
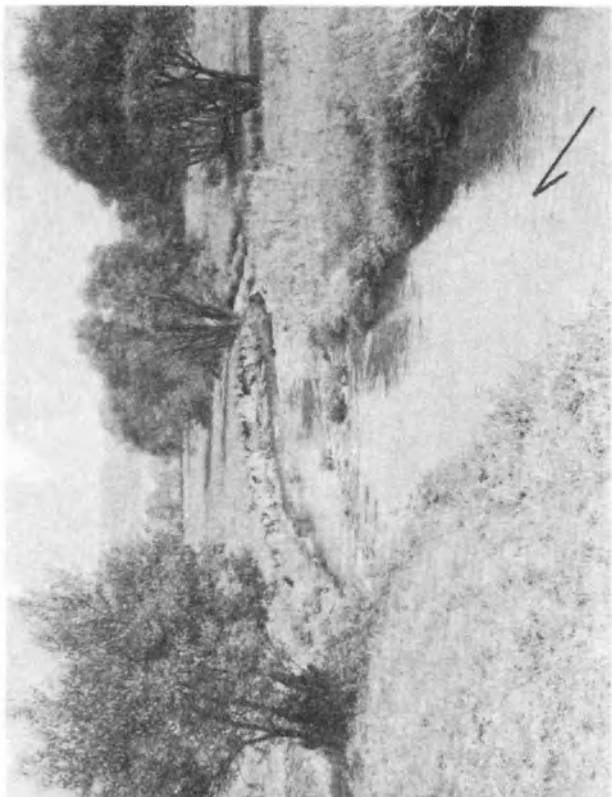
1. Podcięcie w lewym brzegu koryta Bobru. Widok skośnie w dół koryta. Przy brzegu prawym zaczyna wynurzać się żwirowa platforma łachy bocznej. Sierpień 1975. Stan niski

Cutting on the left bank of the River Bóbr. View is obliquely downchannel. Note incipient bar platform (lateral bar) composed of cobbles and boulders at the right bank. Low stage. August 1975
2. Odcinek mostowy w Błażkowej w sierpniu 1981 r., widok w dół koryta. Widoczny jest asymetryczny bystrzyk górny i platforma inicjalnej łachy meandrowej przy brzegu prawym. Formy te powstały po powodzi w sierpniu 1977 r. Widoczne jest piętrzenie wody na koronach bystrzyków. Stan niski

Bridge study reach in August 1981, view is downchannel. Note asymmetrical riffle and gravelly bar platform of an incipient point bar (at the right bank). The forms originated during the August 1977 flood. Note backwater effects occasioned by riffle crests. Low stage
3. Odcinek mostowy w Błażkowej w czasie wezbrania w dniu 21 VII 1982 r. Stan – 3/4 pełnego koryta, godz. 15³⁵, $Q = 20\text{m}^3/\text{s}$. W korycie widoczne fale stacjonarne

Bridge study reach during the July 21, 1982 freshet, stage 3/4 bankfull, h 15³⁵, $Q = 20\text{m}^3/\text{s}$. Note standing waves in the channel
4. Odcinek mostowy w Błażkowej w dniu 27 VII 1982 r., Q ok. $0,6\text{m}^3/\text{s}$. Widoczna jest zmiana ukształtowania dna: bystrzyk górny jest symetryczny, poniżej wynurzyła się łacha śródkorytowa. Formy te powstały w styczniu 1982 r.

Bridge study reach during the July 21, 1982 freshet, stage 3/4 bankfull, h 15³⁵, $Q = 20\text{m}^3/\text{s}$. Note standing waves in the a mid-channel bar has emerged some distance downchannel from the riffle crest. The forms originated in January 1982



Andrzej Karol TEISSEYRE – Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982)

The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology

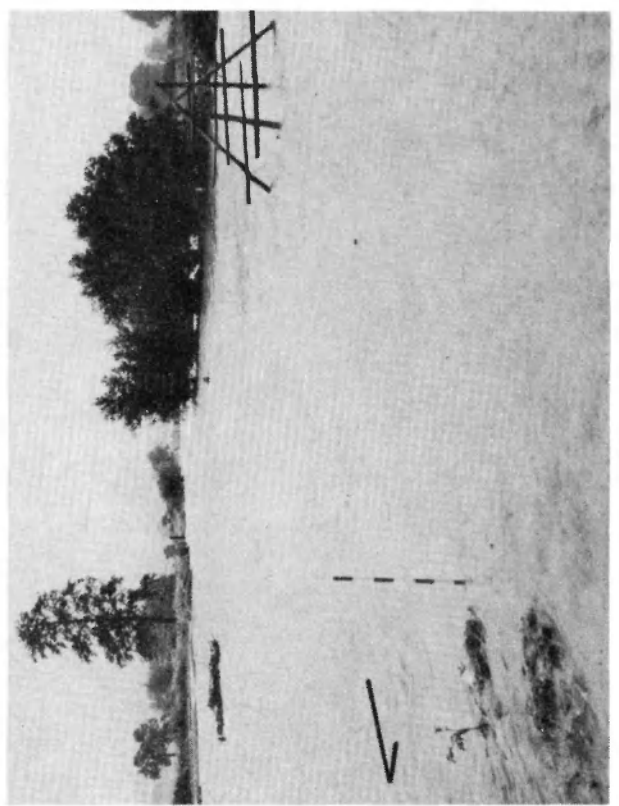
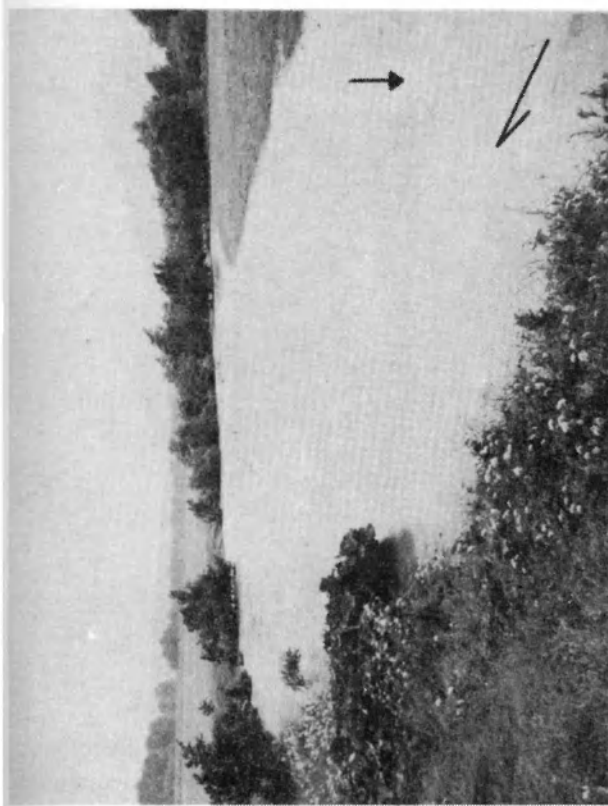
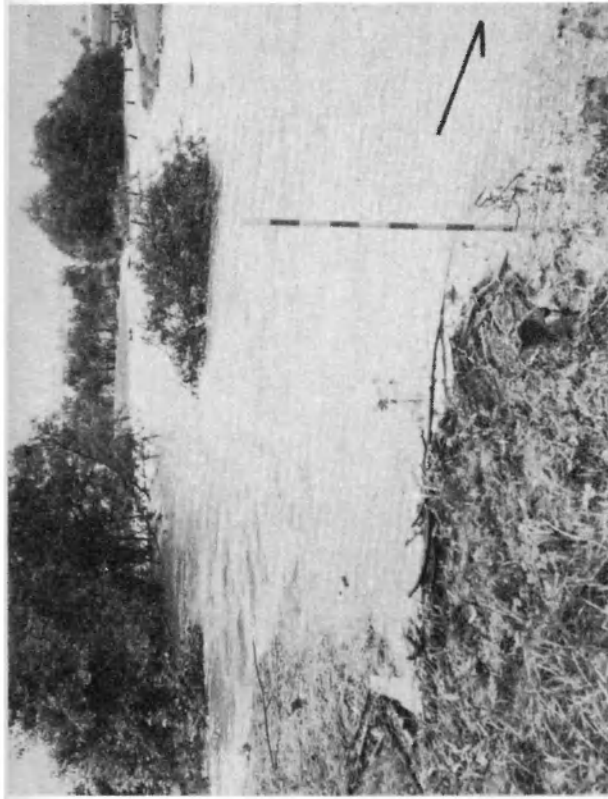
PLANSZA II

PLATE II

Powódź w dniu 1 sierpnia 1977 r., rejon Bukówki

The August 1, 1977 flood, Bukówka village

1. Stan rosnący, godz. 9³⁰. Na granicy koryta i brzegu prawego widoczna ścieżka wirów (strzałka pionowa)
Rising stage, h. 9³⁰. Note vortex path above the submerged right bank of the channel (vertical arrow)
2. Stan pełnokorytowy, godz. 10. Widoczne drzewo niesione przez rzekę. Na tyczce skala co 10cm
Bankfull stage, h. 10. Note tree carried by the flow. 10-cm scale on the levelling rod
3. Stan ponadpełnokorytowy – powódź w geomorfologicznym tego słowa znaczeniu. Godz. 10⁴⁵. Naturalny wał brzegowy (drzewa) pod wodą (przepływ rwący), zalana równia aluwialna (przepływ spokojny)
Stage higher than bankfull – the river is in flood, h. 10⁴⁵. Natural levee (trees) is submerged (rapid flow), the alluvial plain is under water (sheetflow, tranquil flow)
4. Mały zator roślinny na równi aluwialnej w strefie przejścia naturalnego wału brzegowego w równię zalewową
Small plant jam on the alluvial plain in the zone transitional from the natural levee to the flood plain



Andrzej Karol TEISSEYRE — Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967-1982)

The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology

PLANSZA III

PLATE III

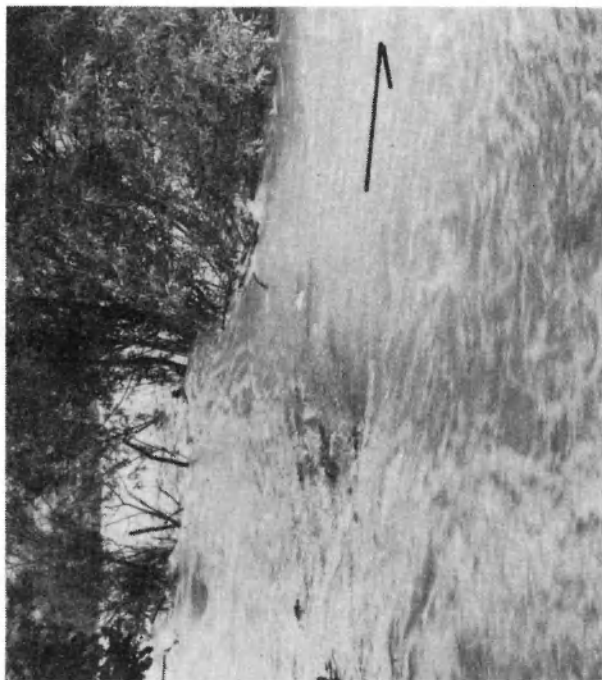
Powódź w dniu 1 sierpnia 1977 r., rejon Bukówki

The August 1, 1977 flood, Bukówka village

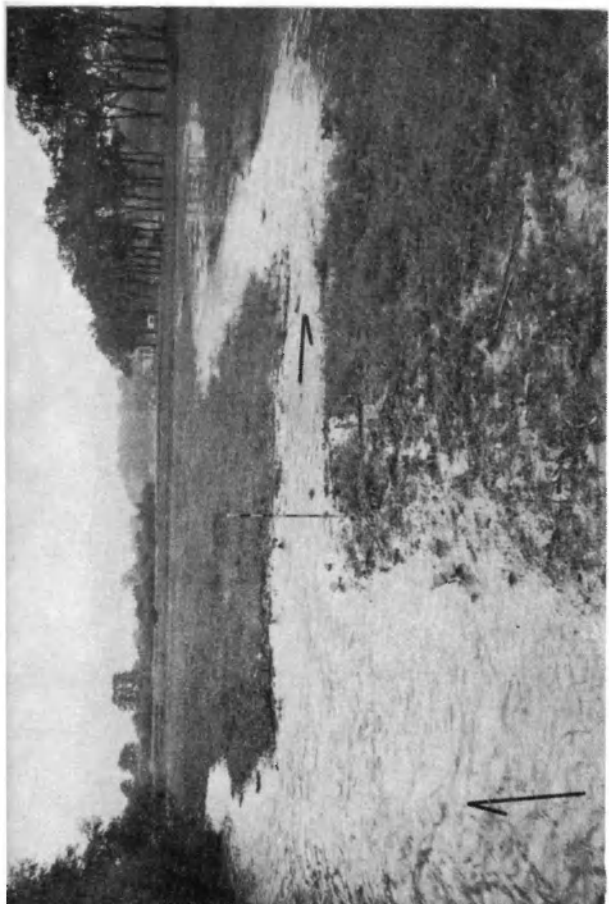
1. Przelewanie się wody wzdłuż krewasy przez naturalny wał brzegowy do zagłębienia na równi zalewowej (śląd koryta meandrującego). Godz. 10¹⁵. Naturalny wał brzegowy otacza koryto regulacyjne, powstał on w ciągu ostatnich siedemdziesięciu lat
Flood water flowing over the natural levee. Note crevasse leading to the sinuous depression on the flood plain (trace of a meandering channel). H. 10¹⁵. The natural levee flanks a regulation channel; it originated during last 70 years
2. Krewasa w naturalnym wale brzegowym. W korycie i na równi zalewowej przepływ jest spokojny, w krewasie – prawie krytyczny
Crevasse in the natural levee. In the channel and on the flood plain the flow is tranquil and in the crevasse – almost critical
3. Tak zwana krewasa powrotna. Wody płynące równią zalewową wracają tędy do koryta rzeki
The so-called return crevasse. Here water flowing on the flood plain is coming back to the channel
4. Warunki przepływu w strefie naturalnego wału brzegowego. Przepływ jest silnie zakłócony, widoczne są fale stacjonarne, *Fr* ok. 1
Flow in the zone of the natural levee. The flow is strongly disturbed, note standing waves (*Fr* ca. 1)



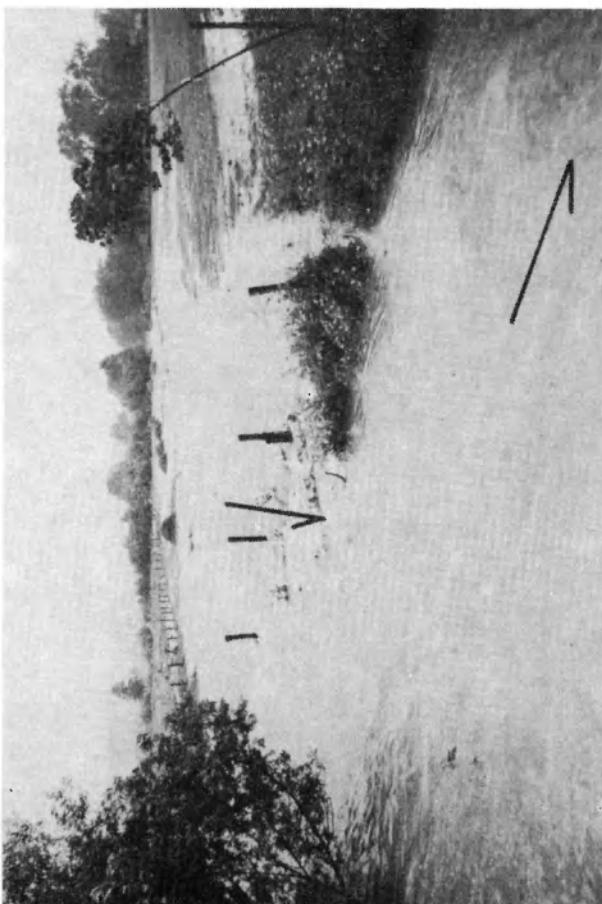
2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE — Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982)

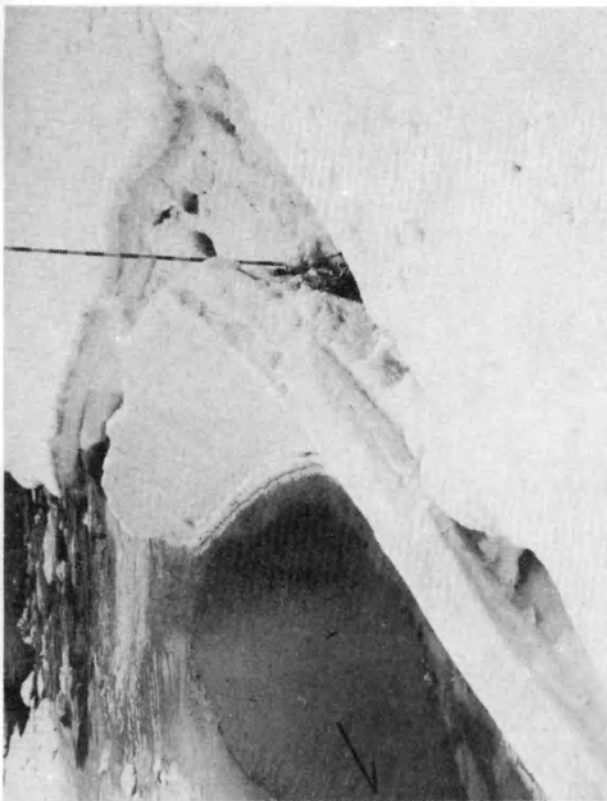
The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology

PLANSZA IV

PLATE IV

Procesy fluwialne w zimie. Rejon Lubawki i Błażkowej
Fluvial processes in winter. Vicinity of Lubawka and Błażkowa

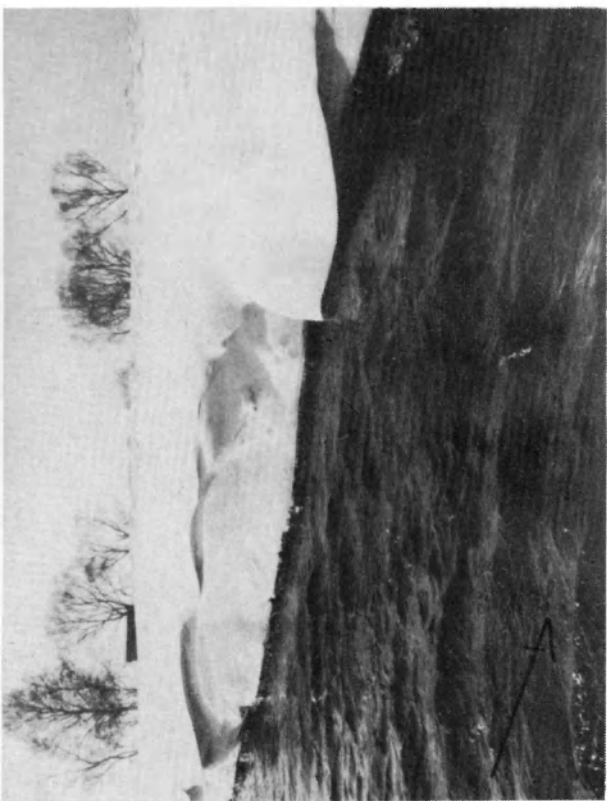
1. Zaspy śnieżne na brzegu rzeki. Luty 1978
Snow-drift on the river bank. February 1978
2. Niszczenie brzegu przez obrywający się śnieg i lód rzeczny. Odwilż w lutym 1978
Destruction of the river bank by breaking off river snow and ice. Thaw in February 1978
3. Duże zaspy śnieżne na brzegu rzeki. Widoczne jest rozszerzenie koryta w miejscu, gdzie na prawym brzegu występują zarośla wierzbowe. Luty 1978
Large snow-drifts on the river bank. Note widening of the channel caused by willows growing on the right bank. February 1978
4. Podcięcie brzegu lewego na odcinku badawczym w Błażkowej. Pionowa skarpa jest wolna od śniegu, grunt tuje (jest ciemny). Wezbranie odwilżowe w lutym 1978, bystrzyk górny jest nadal nie zatopiony
Cutting on the left bank, bridge study reach. Vertical cutting is free from snow, the soil is thawing (dark). Thaw freshet in February 1978, the riffle is still not drowned



2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE — Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błazkowej (1967–1982)

The River Bóbr in the Błazkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology

PLANSZA V

PLATE V

Procesy fluwialne w zimie. Rejon Lubawki i Błażkowej

Fluvial processes in winter. Vicinity of Lubawka and Błażkowa

1. Obustronne zwężenie toru wodnego przez lód i śnieg rzeczny powoduje nienormalnie wysokie stany wody i wzrost naprężeń ścinających na dnie. Wezbranie odwilżowe w lutym 1978 r.

Narrowing of the waterway by river ice and snow results in abnormally high stages and increases substantially bed shear stress. Thaw freshet in February 1978

2. Akumalacyjny (zarośnięty wierzbami) i erozyjny (swobodny) brzeg rzeki. Jednostronne obsadzenie koryta wierzbami powoduje szybkie erozyjne zniszczenie brzegu przeciwległego. Luty 1979 r.

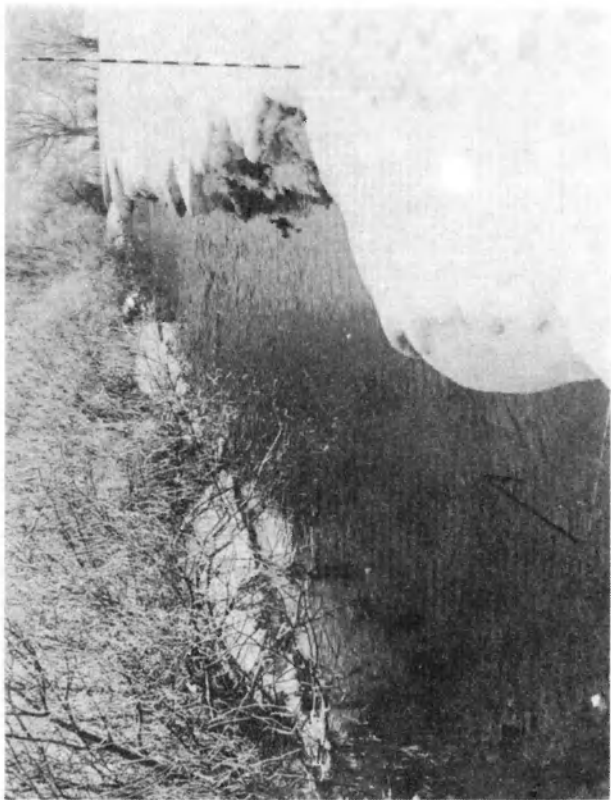
Depositional (osier beds) and erosional (free) river bank. Trees growing on the bank cause rapid destruction of the opposite bank. February 1979

3. Warunki przepływu zimowego na zakręcie rzeki. Wtórny lód przy brzegu lewym powstał w strefie stosunkowo wolnego przepływu ponad zanurzoną platformą łachy meandrowej. Duże tafle kry przy brzegu prawym spowodowały przesunięcie nurtu w stronę brzegu akumulacyjnego i w konsekwencji rozmycie części żwirowej platformy łachy. Wezbranie roztopowe, luty 1979 r.

Winter flow in a channel bend. Secondary ice (rind ice) at the left bank developed in the zone of relatively a slow flow over submerged bar platform. Large sheets of river ice at the right bank cause shifting of the streamtube of maximum velocity toward the depositional bank. This results, in turn, in erosion of part of the bar platform gravel. Thaw freshet in February 1979

4. Silny wir występujący w korycie rzeki zwężonym przez lód rzeczny powoduje intensywne rozmywanie dna. Luty 1979 r.

Strong ascending vortex in a channel constriction occasioned by river ice. This is the place of a very effective downward erosion. February 1979



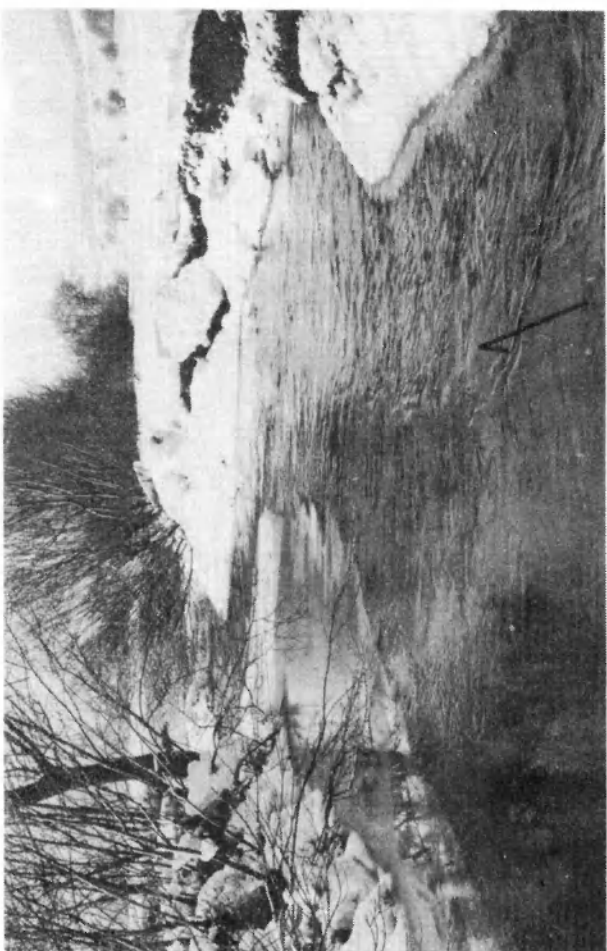
2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE – Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982)

The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology

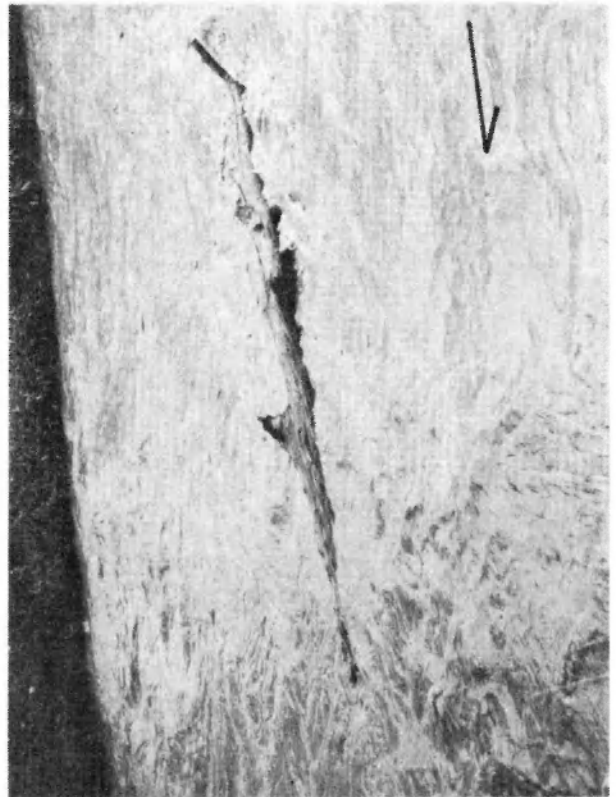
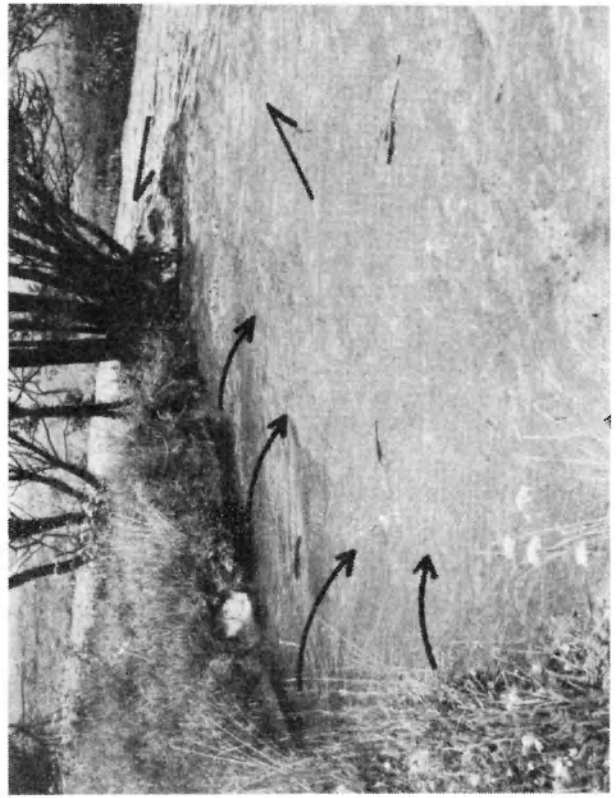
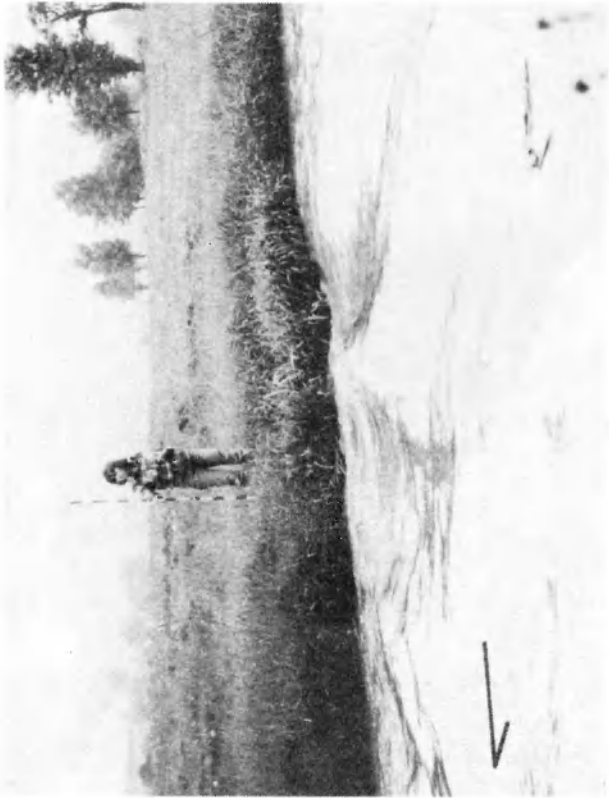
PLANSZA VI

PLATE VI

Wezbranie w dniu 21 lipca 1982 r. Odcinek mostowy w Błażkowej

The July 21, 1982 freshet. Bridge study reach

1. Warunki przepływu na zakręcie rzeki powyżej mostu. Widać strefę przepływu spokojnego o małej turbulencji przy brzegu wewnętrznym (ponad platformą łachy meandrowej) oraz strefę silnie turbulentnego przepływu przy brzegu zewnętrznym (Fr ok. 0,8–0,9). Stan – 3/4 pełnego koryta, godz. 15³⁰
Flow in a channel bend above the bridge. Note tranquil flow at the inner bank (over the bar platform) and the zone of strongly turbulent flow at the outer bank (Fr ca. 0.8–0.9). Stage 3/4 bankfull, h. 15³⁰
2. Przepływ w strefie wyjścia z przegłębienia górnego. Widać fale stacjonarne. (Fr 0,95–1,14). Godz. 14²⁵
Flow in a zone of the outlet from the upper pool. Note standing waves ($Fr = 0.95–1.14$). H. 14²⁵
3. Przepływ ponad koroną bystrzyka. Widoczna jest silna mikroturbulencja i pojedyncze fale stacjonarne. Fr ok. 1. Godz. 14³⁰
Flow over the riffle crest. Note strong microturbulence and solitary standing waves. Fr ca. 1. H. 14³⁰
4. Powierzchniowy wir śrubowy odwrotny, czyli prawoskrętny, przy brzegu lewym. Dolna część rozszerzenia koryta. Godz. 14²⁵
Surface spiral vortex (reverse or right-handed at the left bank). Lower part of the channel widening. H. 14²⁵



Andrzej Karol TEISSEYRE — Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982)

The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology

PLANSZA VII

PLATE VII

Wezbranie w dniu 21 lipca 1982 r. Odcinek mostowy w Błażkowej

The July 21, 1982 freshet. Bridge study reach

1. Powierzchniowy wir śrubowy, górna część brzegu lewego, godz. 15¹⁵

Surface spiral vortex, upper part of the left bank, h. 15¹⁵

2. Ścieżka wirów von Karmana wzdłuż swobodnej powierzchni ścinania (strefa separacji prądu). W prawym dolnym rogu widoczny jest powierzchniowy wir śrubowy. Godz. 14⁴⁵

Von Kármán vortex path along the free shearing surface (zone of flow separation). Note spiral vortex at the lower right-hand corner. H. 14⁴⁵

3 i 4. Małe strefy oderwania prądu w niszach brzegowych. Widoczne są swobodne powierzchnie ścinania, strefa napływu oraz cyrkulacja wsteczna

Small zones of flow separation in bank niches. Note free shearing surfaces, zones of flow re-attachment and backflow circulation



1



2



3



4

Andrzej Karol TEISSEYRE – Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982)

The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology

PLANSZA VIII

PLATE VIII

Wezbranie w dniu 21 lipca 1982 r. Odcinek mostowy w Błażkowej

The July 21, 1982 freshet. Bridge study reach

1-4. Wiry grzybowe w przegłębieniu dolnym – element makroturbulencji właściwy przegłębieniom korytowym. Wiry te powodują silną erozję dna i brzegu rzeki, ponieważ związane są z zanurzonym strumieniem skoncentrowanym (submerged jet) uderzającym o dno koryta. Piasek i żwir 4-64 mm były unoszone w zawieszynie, żwiry frakcji 64-256 mm były transportowane przez wleczenie i saltację, większe żwiry przez wleczenie i toczenie. Godz. 14³⁰-15³⁰

Mushroom-like eddies in the lower pool – a form of macroturbulence typical of pools. The eddies cause strong erosion of river bed and bank, because they are connected with submerged jet impinging upon the bed. Sand and pebbles were transported in suspension, cobbles – in creeping and saltation, boulders – in creeping and rolling. H. 14³⁰-15³⁰



2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE – Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982)

The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology

PLANSZA IX

PLATE IX

Erozja boczna – rozmywanie brzegu. Odcinek mostowy w Błażkowej
Lateral erosion – bank scour. Bridge study reach

1, 2. Podcinanie brzegu u dołu w wyniku rozmywania zamrożonej gliny aluwialnej i tajania lodu włóknistego. Brzeg jest nierówny, szybko rozmywany. W korycie występują fale stacjonarne (Fr ok. 1), a przy brzegu małe wiry śrubowe o osi poziomej. Wezbranie odwilżowe, grudzień 1982 r.

Undermining of the river bank as a result of scouring of frozen alluvial loam and thawing of needle ice. The bank is uneven, quickly scoured. Note standing waves in the channel (Fr ca. 1) and small horizontal spiral vortexes. Thaw freshet, December 1982

3. Dolna część lewego brzegu rzeki w listopadzie 1982 r. Widoczna jest wysuszona i splekana glina aluwialna. W dolnej części skarpy, nad wodą, lód włóknisty o charakterystycznej ospowatej powierzchni

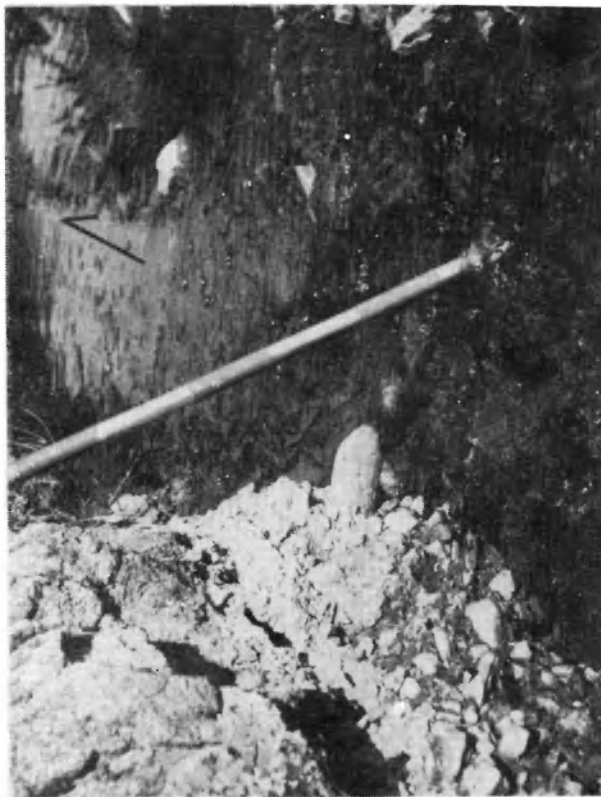
Lower part of the left channel bank in November 1982. Note dry and cracked alluvial loam and needle ice just above water with a characteristic pitted surface

4. Efekt rozmywania brzegu przez wezbranie w dniu 21 VII 1982 r. Otoczak wystający ze żwiru ukazuje głębokość rozmycia brzegu

The effect of scour occasioned by the July 21, 1982 freshet. The cobble protruding from the gravel indicated the thickness of the removed layer



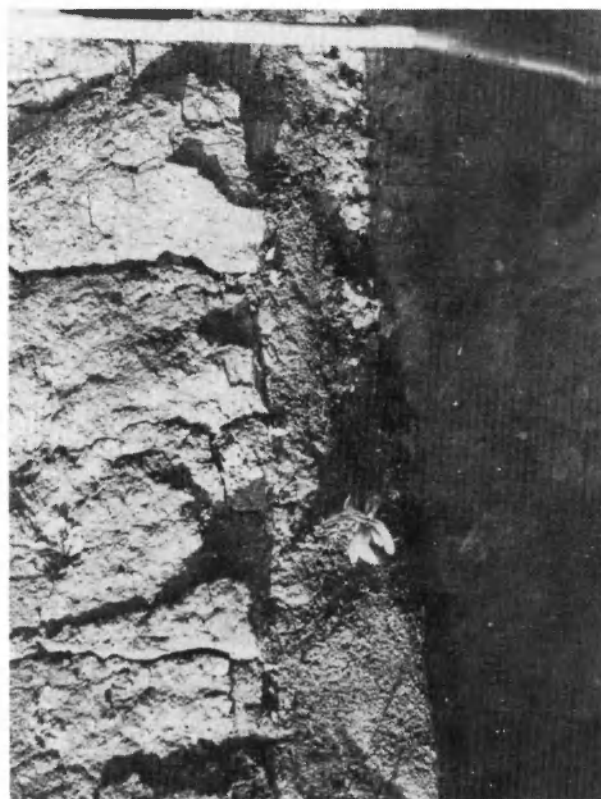
2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE – Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982)

The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology

PLANSZA X

PLATE X

Struktura zamrożonej gliny aluwialnej. Odcinek mostowy w Błażkowej

Structure of frozen alluvial loam. Bridge study reach

1. Struktura powierzchni lodu włóknistego. Widoczna półka lodowa kruchego lodu brzegowego. Grudzień 1982 r.
Surface structure of needle ice. Note ice shelf (rind ice). December 1982
2. Piaszczysta glina aluwialna z nieregularnymi wyprysnięciami lodu. Luty 1979 r.
Sandy alluvial loam with irregular aggregates of ice crystals. February 1979
3. Obłodzenie (lśniąca warstwa lodu przezroczystego), sople oraz lód sieciowy powstały w szczelinie w glinie aluwialnej. Luty 1978 r.
Icing (lustrous layer of clear ice), icicles and grille ice formed in a crack cutting alluvial loam. February 1978
4. W czasie odwilży odtajała warstwa gliny aluwialnej osuwa się lub splywa. Ubytek brzegu w jednym cyklu gelacja/degelacja może wynosić kilka centymetrów. Luty 1978 r.
Thawing layer of alluvial loam slides down or flows. A single freezing/thawing cycle may result in a bank retreat up to several centimetres. February 1978



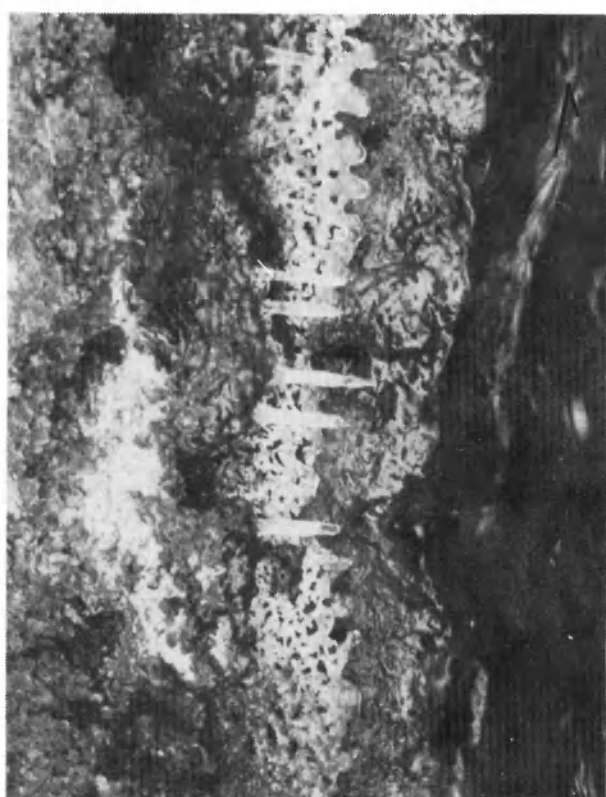
2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE – Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982)

The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology

PLANSZA XI

PLATE XI

Szczeliny kontrakcyjne z wysychania w glinach aluwialnych.
Odcinek mostowy w Błażkowej

Contraction cracks produced by drying of alluvial loam. Bridge study reach

1. Ukształtowanie brzegu rzeki późnym latem. Widoczne podcięcie skarpy u dołu oraz szczeliny tnące glinę aluwialną. Wrzesień 1982 r.

River bank in late summer. Note undermining of the scarp at the base and cracks cutting dry alluvial loam. September 1982

2. Pionowe i poziome szczeliny w wysuszonej glinie aluwialnej. Podcięcie skarpy występujące na granicy glina/żwir związane jest z przydennymi wirami śrubowymi. Wrzesień 1982 r.

Vertical and horizontal cracks in dry alluvial loam. The scarp is undermined at the gravel/loam contact, which is the result of bottom spiral vortices. September 1982

3. Poziome szczeliny w glebie – ślad żyl lodu segregacyjnego. Na calówce skala co 2 centymetry. Wrzesień 1982 r.

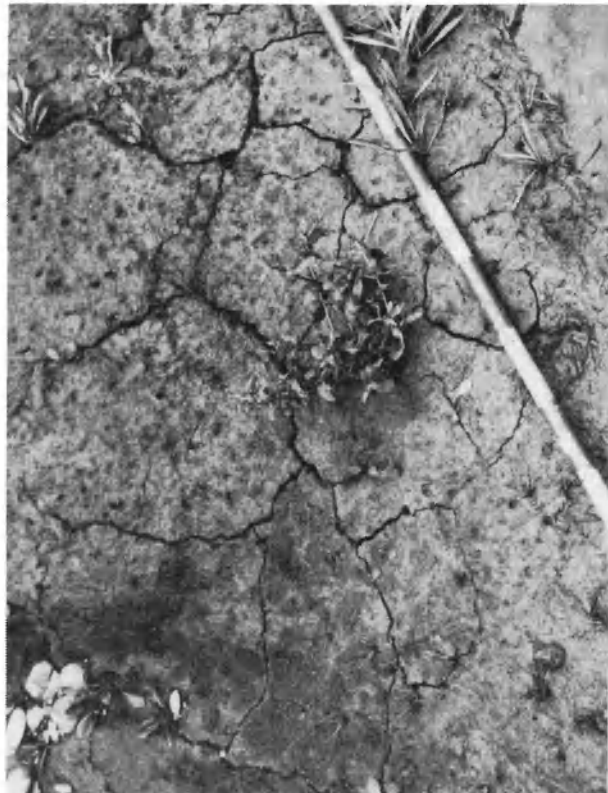
Horizontal cracks in soil – traces of segregation ground ice. 2-cm scale on the ruler. September 1982

4. Poligonalne szczeliny z wysychania na łagodnie nachylonym gliniastym brzegu. Zdjęcie wykonano dwa dni po wezbraniu 21 VII 1982 r. Szczeliny powstały przed wezbraniem i nie uległy w czasie wezbrania zabliźnieniu

Polygonal cracks on mildly sloping loamy bank. The photograph was taken two days after the July 21, 1982 freshet. The cracks developed before the freshet and did not scar over during the freshet



2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE – Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982)

The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology

PLANSZA XII

PLATE XII

Spękania słupowe w glinie aluwialnej. Odcinek mostowy w Błażkowej

Columnar jointing in alluvial loam. Bridge study reach

1. Pionowe i poziome szczeliny w glinie aluwialnej. Widać przewagę szczelin pionowych. Szczeliny poziome powstają na warstwach sypkich piasków i żwirów (osady glifów krewasowych). Wrzesień 1982 r.

Vertical and horizontal cracks in alluvial loam. Vertical cracks dominate. Horizontal cracks follow layers of non-cohesive sands and gravels (crevasse-splay deposits). September 1982

2. Zagłębienie w brzegu po wyjęciu wielobocznego słupa gliny aluwialnej. W głębi widoczne szczeliny drugiej generacji. Wrzesień 1982 r.

A hollow in the bank after a polygonal column of alluvial loam. Note 2-nd generation cracks in the hollow. September 1982

3. Erozja gliniastego brzegu osłabionego przez wieloboczny cios słupowy. Sierpień 1981 r.

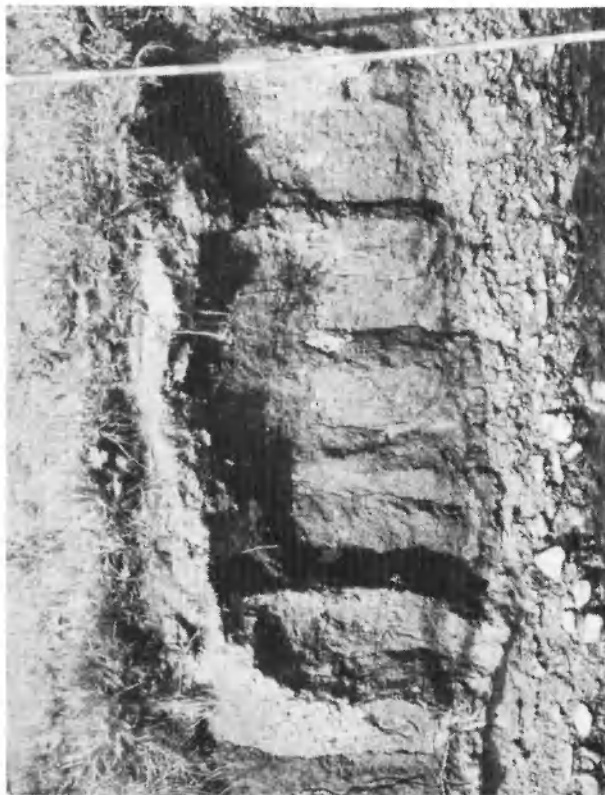
Erosion of loamy bank cut by polygonal columnar cracks. August 1981

4. Słupy drugiej generacji w glinie aluwialnej. Wrzesień 1980 r.

Columns of 2-nd generation in alluvial loam. September 1980



2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE – Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982)

The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology

PLANSZA XIII

PLATE XIII

Misy i nisze eworsyjne w glinach aluwialnych. Odcinek mostowy w Błażkowej
Potholes and bank niches in alluvial loam. Bridge study reach

1. Misa eworsyjna w brzegu lewym w momencie eworsyjnego pogłębiania. Listopad 1982 r.
A pothole in the left bank at the time of formation. November 1982
- 2, 3. Misy eworsyjne w brzegu lewym powstałe wiosną 1982 r. Ułożenie żwirów i ukierunkowanie roślinności wskazuje na wirowy ruch wody. Zdjęcia wykonano po wezbraniu w dniu 21 VII 1982 r.
Potholes (evorsion kettles) in the left bank originated in spring 1982. Pebble fabric and the arrangement of plants indicate gyrotory motion of flow. The photographs taken after the July 21, 1982 freshet
4. Duża nisza eworsyjna powstała w czasie powodzi w sierpniu 1977 r. w dolnej części brzegu lewego. Luty 1978 r.
Large evorsion niche originated during the August 1977 flood in the lower part of the left bank. February 1978



2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE – Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982)

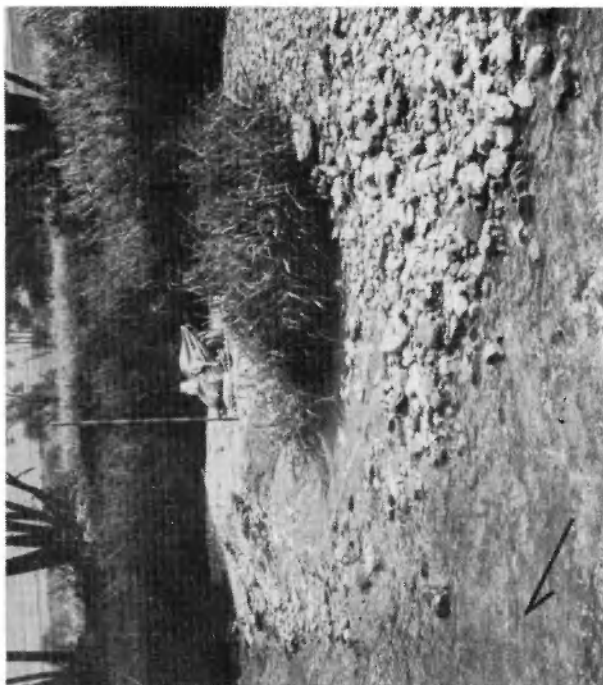
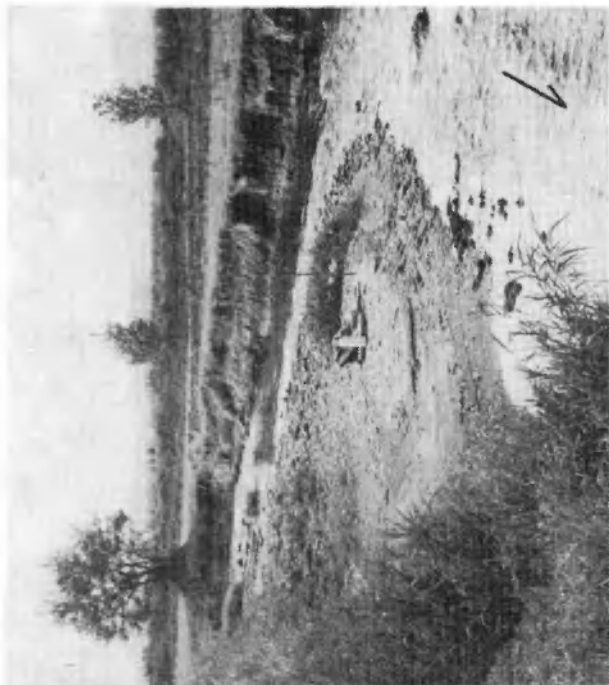
The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology

PLANSZA XIV

PLATE XIV

Platforma łachy meandrowej przy brzegu prawym (akumulacyjnym) w sierpniu 1981 r. Odcinek mostowy w Błażkowej
Bar platform at the right (depositional) bank in August 1981. Bridge study reach

1. Górna część platformy łachy łącząca się z bystrzykiem asymetrycznym. Tyczka stoi na dużym bloku darni oderwanym z lewego brzegu tego samego zakrętu (efekt działalności przydenne go wiru śrubowego i prądu wtórnego). Na koronie bystrzyka przepływ jest krytyczny, w przegłębieniu korytowym – spokojny. Pokrywa piasku stanowi osad zdeponowany w czasie powodzi w dniach 2/3 VIII 1981 r. w dużej strefie separacji prądu. Widoczne są ślady opadania wody
Head portion of the bar platform merging with the asymmetrical riffle. The levelling rod stands on a large block of sod eroded on the left bank of the same bend (the effect of a bottom spiral vortex and secondary circulation). The flow is critical on the riffle crest and tranquil in the pool. The sheet of sand was deposited in a large separation bubble during the August 2/3, 1981 flood. Note water-level marks.
2. Dolna część platformy łachy. Widać duży płat darni (trawa), piaszczysty cień sedymentacyjny poniżej płatu, pokrywę piasku osadzonego w dużej strefie oderwania prądu oraz ślady opadania wody
Lower part of the bar platform. Note large block of sod (grass), sediment shadow composed of sand, sand sheet deposited in a large separation bubble and water level marks
3. Środkowa część platformy łachy zbudowana z grubego żwiru (128–512 mm). Przy brzegu prawym widoczne jest boczne koryto przelewowe. Żwir jest częściowo pokryty piaskiem (kępy trawy). Jest to stadium znamionujące początek sedymentacji osadów łachy ponadplatformowej
Central part of the bar platform composed of coarse gravel (128–512 mm). Note small overflow channel at the right bank. Sandy soil supports sparse vegetation. The stage corresponds to the beginning of formation of supraplatform-bar deposits
4. Dolna część łachy. Widać duży płat darni zerodowany w brzegu prawym tego samego zakrętu, piaszczysty cień sedymentacyjny, pokrywę piasku osadzonego w dużej strefie oderwania prądu oraz łagodnie nachyloną żwirową ścianę zsyłu (ok. 15°)
Lower part of the bar platform. Note large block of sod eroded from the left bank of the same bend, sand sheet deposited in the zone of separation and slip face sloping gently to the channel (ca. 15°)



Andrzej Karol TEISSEYRE — Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982)

The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology

PLANSZA XV

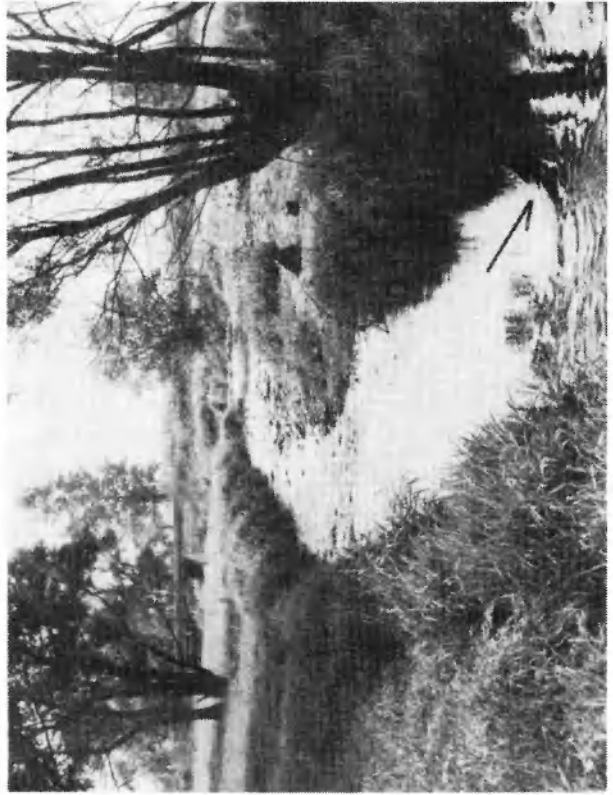
PLATE XV

Łacha śródkorytowa powstała w styczniu 1982 r. Odcinek mostowy w Błażkowej
Mid-channel bar originated in January 1982. Bridge study reach

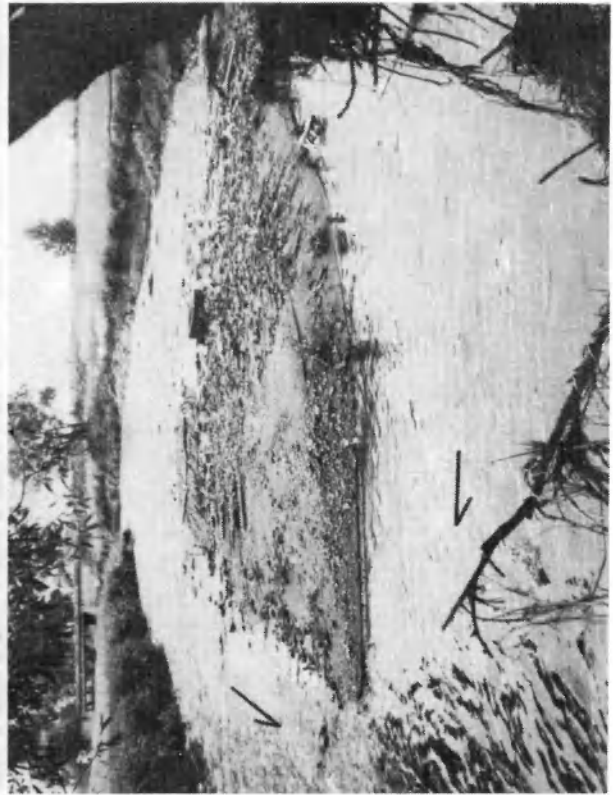
1. Łacha śródkorytowa po wezbraniu w dniu 21 VII 1982 r. Zdjęcie wykonano dwa dni później
Mid-channel bar after the July 21, 1982 freshet (two days after the peak discharge)
2. Dolna część łachy ze stromą ścianą zsyphu (30–40°). Widać imbrykację w żwirach górnej powierzchni łachy, żwiry leżące równoległe do ściany zsyphu (pseudoimbrykacja) i cienką pokrywę piasku – osad fazy opadania wód
Lower part of the mid-channel bar showing steep slip face (30–40°). Note imbrication in gravels of the bar top, pebbles lying parallel to the slip face (pseudoimbrication) and thin sand accumulation – the deposit of the falling stage
3. Widok na główne koryto rzeki, na prawo od łachy śródkorytowej. Linia przerywana oznacza górną krawędź żwirowej ściany zsyphu. Na prawo od tej linii, na płytkim zejściu z bystrzyka, przepływ jest krytyczny (Fr . ok. 1), widoczne są fale stacjonarne. Żwirowe dno rzeki jest tu przemywane i erodowane (erozja wsteczna na zejściu z bystrzyka). Na lewo od linii przerywanej, w głębokim przegłębieniu dolnym (ok. 1,5 m), prąd jest oderwany od dna, a w dennej części koryta występuje silny prąd wsteczny. Żwirowa ściana zsyphu jest stromo nachylona (ok. 40°). Osadza się tu żwir zerodowany wyżej tworząc ławicę skośnie warstwowanego żwiru
View of the main channel, to the right of the mid-channel bar. Dashed line indicates the lip of the gravelly slip face. To the right of this line channel is shallow (riffle descent) and the flow is critical (Fr . ca. 1) – note standing waves. Here the gravelly bed of the stream is washed and eroded (backward erosion on the riffle descent). To the left of the dashed line there is a deep pool (ca. 1.5 m). Here the co-flow is separated from the channel bed and is still critical (Fr ca. 1, note large standing waves). In the bottom part of the channel there occurs a strong backflow. The gravelly slip face is steeply dipping (ca. 40°). This is the place of deposition of gravel eroded on the riffle descent. The gravel bed is cross-bedded
4. Przepływ niżówkowy w październiku 1982 r. Na zejściu z bystrzyka, w strefie łachy, $Q_1 = 0,016 \text{ m}^3/\text{s}$, zaś w przegłębieniu dolnym $Q_2 = 0,128 \text{ m}^3/\text{s}$. Na odcinku łachy różnica $\Delta Q = 0,112 \text{ m}^3/\text{s}$ przypada na przepływ podziemny w żwirach łachy
Low stage discharge in October 1982. On the riffle descent the discharge is $Q_1 = 0.016 \text{ m}^3/\text{s}$, while in the lower pool $Q_2 = 0.128 \text{ m}^3/\text{s}$. The difference $\Delta Q = 0.112 \text{ m}^3/\text{s}$ corresponds to the subsurface flow in the coarse gravel of the mid-channel bar



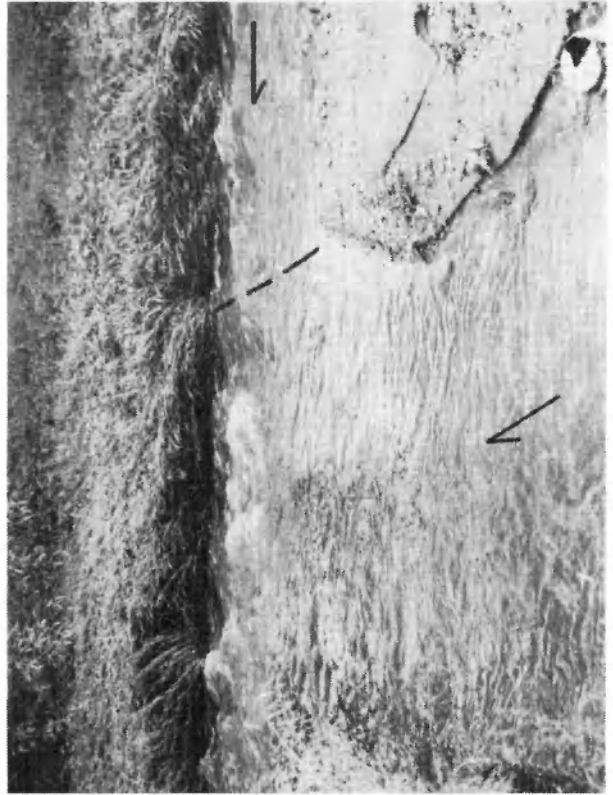
2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE – Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982)

The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology

PLANSZA XVI

PLATE XVI

Przeobrażanie się koryta sztucznego w nowe naturalne koryto aluwialne. Odcinek mostowy w Błażkowej
Transformation of an artificial channel into a new natural alluvial channel. Bridge study reach

1. Pierwsze stadium przeobrażenia: powstanie w korycie regulacyjnym układów bystrzyk/przegłębienie. Formy te powstają w czasie powodzi przy ruchomym żwirowym dnie rzeki. W strefie bystrzyka widoczna jest erozja brzegów (erozja boczna). Powoduje ona wzrost szerokości koryta, a w końcu powstanie koryta krętego na skutek odłożenia się przy jednym z brzegów łachy bocznej. Sierpień 1982 r., stan niski

First stage of the transformation: the development in the artificial channel of riffles and pools. These are bedforms originated during floods under live bed conditions. Note bank erosion in the riffle zone (lateral erosion). The erosion results in a widening of the channel. In several years a gravelly bar emerges at one bank of the channel and the river becomes sinuous. August 1982, low stage

2. Odcinek mostowy w Błażkowej po piętnastu latach nie kontrolowanych procesów fluwialnych. Listopad 1982 r.
Bridge study reach after fifteen years of fluvial processes not controlled by man. November 1982

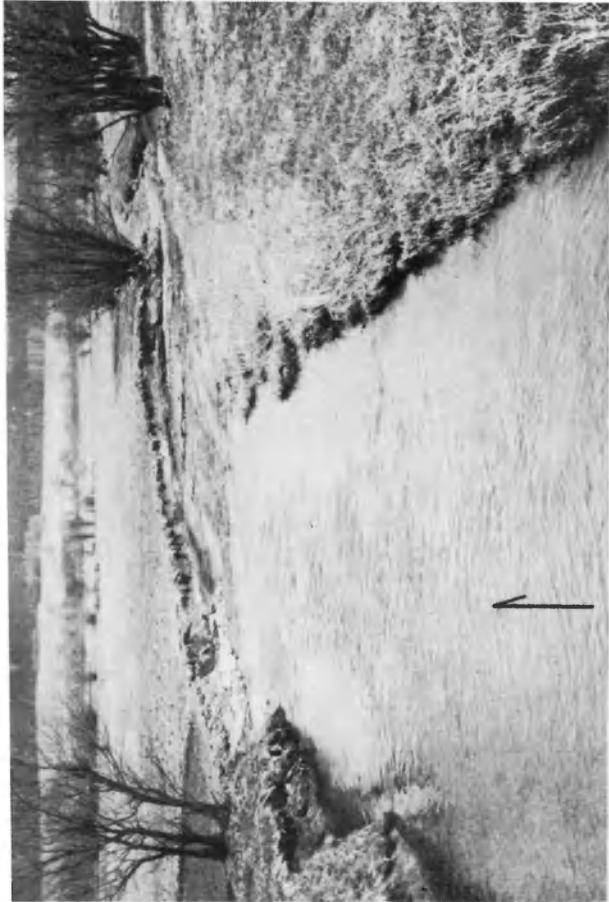
3. Sytuacja w korycie inicjująca zmiany pokazane na fotografii 1: zwężenie koryta powodziowego przez wierzby rosnące na brzegach rzeki. Wierzby powodują dławienie przepływu powodziowego i powstanie ruchu nierównomiernego, który przenosi się następnie na niżej położony odcinek koryta (fot. 1). W miejscu dławienia przepływu powodziowego powstaje przegłębienie, a nieco niżej – bystrzyk. Styczeń 1983 r.

A common situation in a channel leading to channel metamorphosis: a constriction occasioned by willows growing on the river banks. The constriction results in non-uniformity of flood flows and the perturbation is soon transmitted to the channel below (photo 1). Choking of a flood discharge gives way to the formation of pools (in channel constrictions) and riffles some distance below them. January 1983

4. Przepływ półpełnokorytowy na zakręcie rzeki. Prąd zasilający jest spokojny ($Fr < 1$), prąd ponad zalaną platformą łachy jest krytyczny (Fr ok. 1), a struga największej prędkości przy brzegu zewnętrznym płynie ruchem rwącym (Fr 1,1–1,5, widoczne są antydiuny). Zmiana ustroju prądu dokonuje się w środku zakrętu. Tego typu zróżnicowanie przepływu w zakręcie rzeki powoduje szybkie przeobrażenie dna i brzegów koryta. Styczeń 1983 r.

Half-bankfull discharge in a channel bend. The flow entering the bend is tranquil ($Fr < 1$), the bar-head current over a submerged bar platform is critical (Fr ca. 1), and the streamtube of maximum velocity at the outer bank is supercritical (Fr 1.1–1.5, note antidunes). The flow becomes supercritical in the middle of the channel bend. The differentiation in the flow regime may cause rapid change in bed configuration and bank erosion. January 1983

Wszystkie zdjęcia wykonane przez autora
All photographs taken by the author



2



4



1



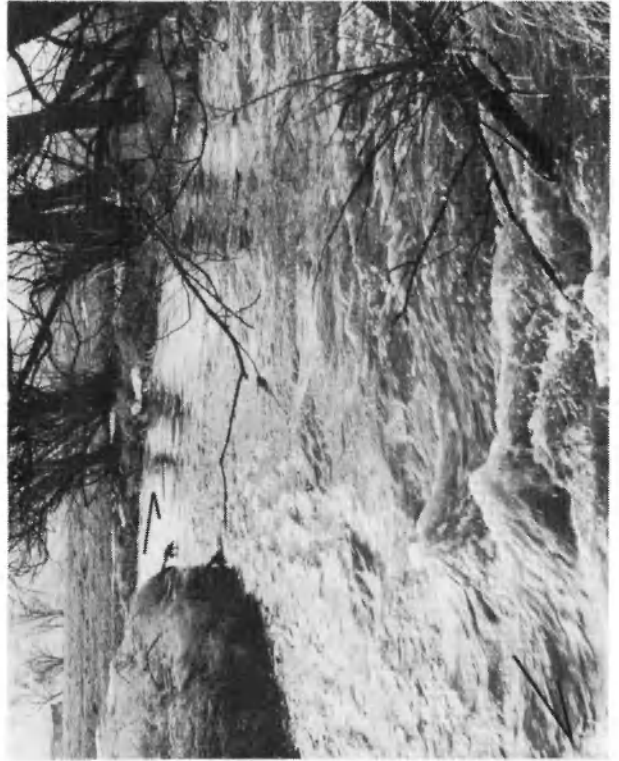
3

Andrzej Karol TEISSEYRE – Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982)

The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology



2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE — Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967-1982)

The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology