



You have downloaded a document from
RE-BUŚ
repository of the University of Silesia in Katowice

Title: Środowisko sedymentacji osadów przykorytowych rzek uregulowanych na przykładzie górnej Odry i górnej Wisły

Author: Agnieszka Czajka

Citation style: Czajka Agnieszka. (2007). Środowisko sedymentacji osadów przykorytowych rzek uregulowanych na przykładzie górnej Odry i górnej Wisły. Katowice : Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego.



Uznanie autorstwa - Użycie niekomercyjne - Bez utworów zależnych Polska - Licencja ta zezwala na rozpowszechnianie, przedstawianie i wykonywanie utworu jedynie w celach niekomercyjnych oraz pod warunkiem zachowania go w oryginalnej postaci (nie tworzenia utworów zależnych).



UNIwersytet ŚLĄSKI
W KATOWICACH



Biblioteka
Uniwersytetu Śląskiego



Ministerstwo Nauki
i Szkolnictwa Wyższego

Agnieszka Czajka

**Środowisko sedimentacji
osadów przykorytowych
rzek uregulowanych
na przykładzie
górnjej Odry i górnjej Wisły**



**Środowisko sedimentacji
osadów przykorytowych
rzek uregulowanych
na przykładzie
górnjej Odry i górnjej Wisły**

PRACE
NAUKOWE



UNIWERSYTETU
ŚLĄSKIEGO
W KATOWICACH

NR 2534

Agnieszka Czajka

**Środowisko sedymentacji
osadów przykorytowych
rzek uregulowanych
na przykładzie
górnjej Odry i górnjej Wisły**

Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego



Katowice 2007

Redaktor serii: Nauki o Ziemi
Andrzej T. Jankowski

Recenzent
Zygmunt Babiński

Publikacja jest dostępna także w wersji internetowej:

Śląska Biblioteka Cyfrowa
www.sbc.org.pl

Treść

1. Wstęp	7
1.1. Zarys problemu	7
1.2. Stan badań	9
1.3. Cel badań	14
1.4. Terminologia	15
1.5. Metodyka	18
1.5.1. Wybór odcinków badawczych	18
1.5.2. Materiały i prace kameralne	20
1.5.3. Prace terenowe	21
1.5.4. Metody określania wieku aluwii	24
2. Charakterystyka terenu badań	25
2.1. Położenie	25
2.2. Warunki hydrologiczne	27
2.2.1. Górna Odra	27
2.2.2. Górna Wisła	27
3. Hydrologiczne uwarunkowania depozycji przykorytowej	29
3.1. Antropogeniczne zmiany koryta i równiny zalewowej górnej Odry i górnej Wisły	29
3.2. Stany wody i przepływy	32
3.2.1. Górna Odra	32
3.2.2. Górna Wisła	38
3.3. Transport i potencjalna sedymentacja materiału unoszonego	47
4. Depozycja osadów strefy przykorytowej	50
4.1. Górna Odra	50
4.1.1. Zabełków	50
4.1.2. Olza	51

4.1.3. Bieńkowice	52
4.1.4. Grzegorzowice	53
4.1.5. Turze	56
4.1.6. Przewóz	56
4.2. Górna Wisła	57
4.2.1. Chropań	57
4.2.2. Bieruń Nowy	58
4.2.3. Czarnuchowice	59
4.2.4. Mańki	59
4.2.5. Gromiec	61
4.2.6. Mętków	61
4.2.7. Jankowice	63
5. Środowisko i charakter sedimentacji osadów przykorytowych ba- danych odcinków rzek	64
6. Dyskusja wyników	78
7. Wnioski	86
Literatura	88
Summary	98
Zusammenfassung	99

1. Wstęp

1.1. Zarys problemu

Rzeki są głównymi drogami transportu produktów wietrzenia z obszaru lądu do basenów sedymentacyjnych mórz i oceanów (Allen, 1977). Jednakże niecały wyerodowany i transportowany przez nie materiał jest dostarczany wprost do mórz i oceanów. Część materiału deponowana jest na równinach zalewowych rzek w postaci osadów pozakorytowych. Depozycja aluwii pozakorytowych zachodząca podczas wysokich stanów wód wezbraniowych nie jest procesem ostatecznym, a jedynie rodzajem „postoju” osadów w transporcie rzeczonym, który ma charakter etapowy (Gradziński, 1973). Procesy sedymentacji i erozji osadów pozakorytowych należą do powszechnych zjawisk kształtujących morfologię równin zalewowych rzek o wszystkich typach rozwinięcia koryta (Zieliński, 1998).

Akumulacja osadów na powierzchni równiny zalewowej powoduje jej pionowy przyrost (Leopold, Wolman, 1957; Klimek, 1974). Kolejne wezbrania w wyniku erozji bocznej rzek mogą spowodować uruchomienie uprzednio zdeponowanych aluwii i ich redepozycję na skutek pionowego i bocznego przyrostu równiny zalewowej (Brown, 1996). Warunkiem przyrostu osadów równiny zalewowej jest zatem przewaga procesów depozycji nad procesami erozji (Gradziński i in., 1986).

Duże zmiany w tempie sedymentacji w obrębie równiny zalewowej oraz w przemodelowywaniu koryta nastąpiły w wyniku bezpośredniej i pośredniej działalności człowieka. Wylesianie dorzeczy, rozwój rolnictwa i rozwój przemysłu przyspieszają tempo sedymentacji osadów na równinach aluwialnych, z kolei urbanizacja, komercyjne wykorzystanie równin zalewowych i regulacja rzek po okresie intensyfikacji procesu sedymentacji powodują efektywne spowolnienie tego procesu (Wolman, 1967; Falkowski, 1982; Łajczak, 1995a; Walling, He, 1999).

Regulację rzek wykonuje się, by przystosować koryto do celów nawigacyjnych bądź w celu zapobieżenia naturalnej migracji koryta, która mogłaby zagrażać terenom zurbanizowanym lub wykorzystywanym rolniczo (W o ł o s z y n, 1974). W efekcie prace regulacyjne przejawiające się w stabilizacji koryt ograniczają lub hamują boczny przyrost równiny zalewowej. Następstwem regulacji rzek jest także lokalnie zwiększone tempo pogłębiania koryta lub jego wypływanie, co skutkuje zmianami w częstotliwości zalewania równiny zalewowej (Ł a j c z a k, 1999, 2004). W rezultacie dochodzi do zmian tempa sedymentacji pozakorytowej (M a n d e l, B e t t i s, 2000).

Zmiany tempa sedymentacji pozakorytowej są również powodowane wybudowanymi wałami przeciwpowodziowymi, które ograniczają strefę inundacji wodami wezbraniowymi (Ł a j c z a k, 1995a), dzieląc równocześnie równinę zalewową na dwie strefy: aktywne hydrologicznie i geomorfologicznie międzywałe oraz zawale, które nie ulegają nadbudowywaniu osadami pozakorytowymi.

Wpływ antropopresji zaznaczył się nie tylko w zmianach ilościowych, ale również w zmianach jakościowych osadów. Wskutek rozwoju przemysłu zmianie uległ skład chemiczny osadów w dolinach rzek sąsiadujących z terenami uprzemysłowionymi i zurbanizowanymi (K l i m e k, 1988; M a c k l i n i i n., 1992; F r e n c h, 1998). Na przykład w aluwiach Odry i Wisły zmiany te zostały zapoczątkowane w połowie XVIII w., wraz z rozpoczęciem eksploatacji węgla kamiennego na Górnym Śląsku i w rejonie karwińsko-ostrowskim. Od pięćdziesięciu lat jako efekt kontrolowanych prób nuklearnych w osadach rzecznych zaznacza się obecność sztucznego pierwiastka ^{137}Cs (W a l l i n g, H e, 1997). W tym samym czasie w aluwiach pojawiły się różnego rodzaju wyroby, między innymi z tworzyw sztucznych, na podstawie których również można wydatować wiek najmłodszych warstw osadów.

Do podjęcia tematu rozmiarów współczesnej sedymentacji osadów powodziowych rzek uregulowanych skłania fakt stosunkowo niewielkiej liczby opracowań dotyczących tego zagadnienia. W dotychczasowej literaturze odnoszącej się do tempa aluwiacji równin zalewowych przeważają opracowania traktujące o tempie przyrostu mąd w ciągu holocenu (do czasów historycznych lub rewolucji przemysłowej). Choć niektóre prace traktują o antropogenicznym oddziaływaniu na powodzie (S z c z e g i e l n i a k, 1998) oraz o ochronie przeciwpowodziowej (B o r t k i e w i c z, S z c z e g i e l n i a k, 1992), brak znaczącej liczby opracowań dotyczących oddziaływania regulacji koryta na procesy sedymentacji pozakorytowej. Stwarza to okazję do przeprowadzenia badań nad wpływem regulacji koryt na tempo i sposób sedymentacji osadów przykorytowych.

1.2. Stan badań

Równina zalewowa jest integralnym elementem systemu fluwialnego, jej morfologia zaś — efektem wielu współwystępujących cyklicznych i epizodycznych procesów. Mnogość i różnorodność procesów formujących równiny zalewowe rzek są szeroko dyskutowane przez geomorfologów i hydrologów. Najczęściej poruszane są problemy dotyczące morfologii równiny, hydrauliki przepływów, sedimentologii i geochemii osadów. Szybki rozwój badań nad formowaniem równin zalewowych, zapoczątkowany w latach sześćdziesiątych XX w., doprowadził do poznania warunków sedimentacji w środowisku fluwialnym (Allen, 1965; Gradziński, 1973; Jackson, 1982; Miall, 1985).

Problemy sedimentacji aluwów pozakorytowych są obecnie szeroko dyskutowane w literaturze. Dotyczą całej gamy szczegółowych zagadnień, takich jak: struktura, tekstura, skład, sposób sedimentacji osadów, wpływ rozlicznych czynników (np.: roślinności, człowieka, morfologii równiny, częstotliwości wezbrań, wielkości transportu osadów) na tempo i przebieg sedimentacji. Analizuje się przebieg i zmienność sedimentacji zarówno w czasie, jak i przestrzeni, wyróżniając dodatkowo w środowisku równi zalewowej następujące subśrodowiska sedimentacyjne: łachy meandrowe, wały przykorytowe, glify krewasowe, obniżenia dekantacyjne i strefę marginalną równiny (Farrell, 1987; Zwoliński, 1992; Brown, 1996). W warunkach uregulowanych rzek można wyróżnić aktywną geomorfologicznie strefę równiny zalewowej w międzywalu oraz nieaktywną strefę na zawalu (Łajczak, 1995a, 1999).

Problematyka tempa przyrostu pionowego osadów pozakorytowych na równinach zalewowych i jego zmian pod wpływem klimatu oraz działalności człowieka jest w ostatnich latach szeroko dyskutowana przez wielu badaczy (Macklin, 1985; Magilligan, 1985; Macklin i in., 1992; Zwoliński, 1992; Andrzejewski, 1994; Allison i in., 1998; Moody i in., 1999; Moody, Troutman, 2000; Page i in., 2003). Jednakże prace te skupiają się na procesach zachodzących na równinach rzek nieobjętych znaczącymi pracami regulacyjnymi bądź fakt ten traktowany jest marginalnie. Rzeki, których koryta poddane zostały intensywnej regulacji, badane są najczęściej pod kątem problemów związanych z zapobieganiem powodzi, rewitalizacją czy funkcjami ekologicznymi strefy brzegowej. Specyfika procesów sedimentacji na antropogenicznie zmienionych równinach zalewowych i zagadnienia dotyczące tempa przyrostu równiny zalewowej w strefie międzywala są rzadko poruszane przez badaczy (Babiński, 1990; Macklin, Klimek, 1992; Ferguson, Brierley, 1999a, b; Ciszewski, 2002a, b; Warowna, 2003).

Analiza literatury krajowej i zagranicznej skłania do wniosku, że badania nad sedimentacją fluwialną prowadzone są na ogół w środowisku podobnym

do naturalnego, z zastosowaniem metod określających stan zanieczyszczenia osadów. Działania takie mają na celu odtworzenie przebiegu procesów sedymentacji aluwii, podczas gdy niniejsza praca koncentruje się na środowisku silnie zmodyfikowanym przez człowieka. Według D. Ciszewskiego (2002a, b), podstawowym czynnikiem decydującym o zapisie działalności człowieka w osadach fluwialnych jest powolne tempo migracji koryta rzeki. Najbardziej reprezentatywny zapis zmian warunków sedymentacji osadów przykorytowych charakteryzuje rzeki lateralnie stabilne. Ten warunek spełniają badane odcinki górnej Odry i górnej Wisły.

W przeglądzie sposobów formowania równin zalewowych G.C. Nanson i J.C. Croke (1992) opisują poznane procesy fluwialne włącznie z dominującymi procesami bocznego przyrostu łach meandrowych i pionowego przyrostu osadów pozakorytowych. Proces ten przedstawiany jest jako dominujący na równinach zalewowych rzek o niewielkim spadku, w warunkach, gdy koryto może swobodnie migrować. W literaturze występuje również pojęcie skośnego przyrostu równiny zalewowej (*oblique floodplain accretion*) (Leclerc, Hickin, 1997; Page i in., 2003), odnoszące się do procesu pośredniego między przyrostem bocznym a przyrostem pionowym osadów pozakorytowych. Taki sposób przyrostu równiny definiuje się jako „lateralną akumulację osadów równiny zalewowej przez progradację stosunkowo stromego brzegu wypukłego w połączeniu z migracją koryta” (Page i in., 2003). Proces ten nie zachodzi jednak na rzekach uregulowanych, które nie spełniają warunku migracji koryta zawartego w definicji pojęcia. Dynamicznymi formami depozycyjnymi są wały przykorytowe, powstające w wyniku utraty kompetencji wód wezbraniowych w miejscu ich przelewania się ze strefy koryta na równinę zalewową. Są to najszybciej przrastające formy w obrębie równiny zalewowej (Brierley i in., 1997).

Równiny zalewowe są naturalnym miejscem depozycji transportowanych przez rzeki osadów. Za zapis dużego wezbrania M.G. Macklin i in. (1992) przyjęli za J.C. Knoxem (1987) jednostkę osadów zbudowaną ze średnio-ziarnistego (typ 1) lub drobnego do bardzo drobnego piasku (typ 2), zaburzającą ogólną tendencję drobnienia ziarn deponowanych osadów wraz ze wzrostem wysokości równiny zalewowej względem koryta rzeki. Drobnodziarniste osady pylaste (typ 3) zwykle się uważać za reprezentujące wezbrania o mniejszym natężeniu. Gdy osady typu 1 lub 2 są zdeponowane na jednostce typu 3, granica pomiędzy osadami jest ostra i czasem podkreślona niezgodnością kątową spowodowaną prawdopodobnie erozją w początkowej fazie wezbrania. Gdy natomiast osady typu 3 zdeponowane są na osadach typu 1 lub 2, obserwuje się stopniowe drobnienie ziarn w górę jednostki; w takich przypadkach zwykle się przyjmować, że drobny osad był zdeponowany w czasie opadania fali wezbraniowej. Zapisem jednego wezbrania jest zatem warstwa złożona z dwóch jednostek osadów różnego typu. Podobne obserwacje w dolinie

Wisłoki prowadził K. Klim ek (1974). Wyraźne (niestopniowe) przejście od typu 1 lub 2 do typu 3 jest pozostałością jednego lub, co bardziej prawdopodobne, kilku następujących po sobie, mniej intensywnych wezbrań. Również R.J. Ferguson i G.J. Brierley (1999a), opisując strukturę osadów wałów brzegowych, zwracają uwagę na naprzemianległe warstwy masywnych osadów pylastych i bezstrukturalnych piasków. Odwróconą sekwencję (średnica ziarn wzrasta w górę profilu) opisuje T. Kalicki (2000), analizując aluwia Wisły w Kotlinie Sandomierskiej deponowane w czasie ostatniego tysiąclecia. Taki stan postrzega on jako pośredni efekt zmian klimatycznych i działalności człowieka. F.J. Magilligan (1992) obserwował podobną tendencję w odsłonięciach wzdłuż Galena River, Wisconsin i Illinois, USA. Uważa on, że przyjęty za ogólny trend drobnienia osadów w górę odsłonięcia może być zaburzony przez ekstremalne wezbrania lub zmianę źródła zasilania w osady, np. wzrost dostawy osadów z terenów górniczych.

Badania pionowego przyrostu równin zalewowych są prowadzone od lat siedemdziesiątych XX w. (Shotton, 1978). Mimo iż dotyczą tylko jednego sposobu depozycji osadów na równinie zalewowej, cieszą się popularnością szczególnie w Stanach Zjednoczonych i Australii, a w Europie — w Wielkiej Brytanii i Holandii. Wyniki analizy tempa przyrostu osadów dają pogląd na dynamikę zjawisk fluwialnych w obrębie badanej zlewni. Badania prowadzone w ostatnich latach w różnych rejonach świata wyraźnie wskazują na wzbogacenie osadów pozakorytowych rzek o nowe, łatwe do identyfikacji składniki, takie jak: metale ciężkie (Macklin, Klim ek, 1992; Ciszewski, 2002b), artefakty (Trimble, 1998; Czajka-Kaczka, 2000; Page, 2003), miał węglowy (Rutkowski, 1986; French, 1998; Czajka, 1999) czy radionuklidy, w tym ^{137}Cs (Froehlich i in., 1993; Froehlich, Walling, 1997; Walling, He, 1997; Czajka-Kaczka, 2003). Ponieważ wszystkie wymienione elementy trafiły do systemu fluwialnego w wyniku działalności człowieka i znane są przybliżone daty ich pojawienia się, analiza ich obecności w osadach pozwala z dużą dokładnością określić wiek najmłodszych aluwiiów, a co za tym idzie — również tempo ich depozycji. Wielkość depozycji na równinie zalewowej wyrażana jest miąższością przyrostu osadów, masą zdeponowanego osadu lub jego objętością.

M.G. Macklin (1992) zaobserwował zmniejszenie miąższości warstw osadów w czasie, a zatem także spadek średniego rocznego przyrostu aluwiiów na równinie zalewowej badanej rzeki, od 5 cm/r. w 1890 r. do 0,3 cm/r. w 1990 r. Fakt ten tłumaczy rosnącą wysokością brzegów przy stałych maksymalnych wartościach przepływów, co stopniowo uniemożliwia wylew wód wezbraniowych poza obręb koryta.

Odmiennej schemat zmian zachodzących w obrębie równiny zalewowej od momentu rozpoczęcia intensywnej gospodarki w dorzeczu opisuje S.A. L e c c e (1997). Prześledził on wpływ osadnictwa na rozwój meandrów rzeki Blue River

w Wisconsin. Nasilenie rolniczej erozji stoków spowodowało przyspieszenie sedymentacji pozakorytowej i migracji bocznej koryta, a przez zmniejszenie retencji — wzrost intensywności wezbrań. Intensywniejsze wezbrania i większa erozja gleb w efekcie doprowadziły do wzrostu wysokości brzegów rzeki wskutek znacznej sedymentacji pozakorytowej. Logicznym następstwem tych procesów byłoby wzmocnienie erozji wgłębnej i stopniowy wzrost różnicy wysokości pomiędzy dnem koryta a powierzchnią równiny zalewowej. Jednakże proces erozji wgłębnej w rzece opisywanej przez S.A. Lecce'a ustał z powodu odporności skał podłoża, energia rzeki zaś została skierowana na erozję brzegów i migrację boczną. Wzrost wysokości brzegów spowodowany depozycją osadów w czasie kolejnych wezbrań w Saskatchewan opisali również D. C a z a n a c l i i N. D. S m i t h (1998). W badanych przez nich profilach aluwów obserwowali stopniowe drobnienie ziarn w górę profilu. Zjawisko to tłumaczyli osłabieniem kompetencji wód wezbraniowych w czasie przepływu pozakorytowego, spowodowanej wzrostem wysokości równiny względem koryta.

Inną dziedziną pośrednio oddziałującą na procesy fluwialne jest przemysł wydobywczy. M.G. M a c k l i n (1985) przeanalizował osady rzeki Axe, w dorzeczu której rozwinęło się górnictwo rud metali. Badane osady, wzbogacone w zanieczyszczenia pochodzenia przemysłowego, deponowane były w ciągu 312 lat, a tempo ich pionowego przyrostu oszacowane zostało na 0,54 cm/r. Porównawszy okresy działalności kopalń z zawartością metali ciężkich w profilach osadów, stwierdzono wzmoczoną sedymentację pozakorytową w okresach intensywnego wydobycia rud i odwrotnie — spadek przyrostu osadów w okresach recesji przemysłu.

Tempo przyrostu pionowego równiny zalewowej nie jest wartością stałą i zmienia się pod wpływem różnorodnych czynników. J.C. K n o x (2001) przeprowadził badania sedymentacji osadów pozakorytowych górnej Missisipi i zauważył, że w analizowanym okresie (1829—2000) tempo sedymentacji wahało się w granicach od 0,01 cm/r. do 2 cm/r. W latach wystąpienia intensywnych wezbrań pionowy przyrost równiny sięgał 10 cm/r. Wahania te spowodowane były zmianami w sposobie użytkowania ziemi i intensywnością gospodarki leśnej.

Wezbranie na Missisipi w 1993 r. pozostawiło warstwę osadów o miąższości od 2 mm do 200 mm (G o m e z i n., 1995). Nie zauważono związku między miąższością zdeponowanej warstwy aluwów a obecnością lub brakiem występowania wałów przeciwpowodziowych, a także między ich wysokością a oddaleniem od brzegów rzeki. R.J. F e r g u s o n i G.J. B r i e r l e y (1999b) zaobserwowali, że mocno zwężona obwałowaniami strefa inundacji równiny zalewowej może przejść podczas trwania stanów ponadkorytowych wody funkcję koryta. W tej sytuacji depozycja osadów pozakorytowych i ich długotrwałe zachowanie na brzegach rzeki są, według cytowanych autorów, mało prawdopodobne.

Na uregulowanym odcinku Wisły między Zawichostem a Puławami osady pozakorytowe deponowane w basenach międzyostrogowych badała J. Warowna (2003). Wisła na tym odcinku ma charakter roztokowy, a tempo depozycji osadów oszacowano na 1—2 m w ciągu ostatnich 60 lat (1,5—3,0 cm/r.).

Badania procesów sedymentacji pozakorytovej na uregulowanych odcinkach górnej Odry i górnej Wisły nie doczekały się dotychczas szerokiego opracowania. Ukazały się prace dotyczące zawartości metali ciężkich w osadach Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej (Macklin, Klimek, 1992; Klimek, 1993). W stanowisku Mętków stwierdzono miąższą na 260 cm warstwę osadów zdeponowaną w okresie przemysłowym. Duża koncentracja cynku na głębokości 200 cm pozwala wiązać tę warstwę z połową XIX w. Dzięki tej informacji możemy oszacować średnie tempo depozycji pozakorytovej na ok. 1,4 cm/r. Podobne szacowanie w przypadku odsłonięcia w Bieruniu Nowym daje wielkość depozycji rzędu 2,6 cm rocznie. Częściowe skrócenie koryta górnej Wisły i jej obwałowanie na przełomie XIX i XX w. zapoczątkowało trwające nadal pogłębianie koryta, co w efekcie do połowy XX w. przyspieszyło sedymentację w strefie międzywala rzeki. W późniejszym okresie zaczęła się zaznaczać tendencja do spadku tempa sedymentacji (Łajczak, 1995b, 2003).

Różnorodność stosowanych metod szacowania wielkości depozycji pozakorytovej sprawia, że porównanie tempa pionowego przyrostu równin zalewowych wielu rzek o zróżnicowanej wielkości jest utrudnione, a nawet niemożliwe. Porównanie to dodatkowo utrudniają liczne uwarunkowania środowiskowe, w jakich zachodzi badane zjawisko, jak np.: typ geomorfologiczny rzeki, rozmiary transportu materiału unoszonego, wielkość i częstotliwość wezbrań, zaawansowanie regulacji rzeki.

Łączenie kilku, obarczonych małym błędem, metod datowania najmłodszych osadów pozwala na dokładne oznaczenie ich wieku i w rezultacie określenie tempa ich depozycji. Chociaż analiza obecności artefaktów i badanie zawartości ¹³⁷Cs w osadach są popularnymi metodami wyznaczania wieku osadów, do tej pory nie stosowano ich jednocześnie. Podobnie obecność miazłu węglowego w osadach sporadycznie wykorzystywano jako wskaźnik ich wieku (Rutkowski, 1986; French, 1998). Zarówno górna Odra, jak i górna Wisła stwarzają dogodne warunki do podjęcia tego typu badań. Szybka urbanizacja dorzeczy obu rzek oraz ponad 200-letnia historia górnictwa węgla kamiennego na ich obszarze sprawiają, że artefakty oraz miazł węglowy powszechnie występują w osadach pozakorytowych. P.W. French (1998) analizował zróżnicowanie zawartości miazłu węglowego w profilach osadów estuarium rzeki Severn. Zawartość węgla w warstwach zalegających na różnych głębokościach korelował z wielkością produkcji kopalni w dorzeczu w okresie ich działalności. Wykazał, że zróżnicowanie zawartości węgla w profilach odzwierciedla ogólne trendy produkcji kopalni od 1700 r., a dostawę miazłu węglowego do estuarium określił na ~ 76—134 t/r.

W Ameryce Północnej i Australii początek kolonizacji spowodował zmiany w użytkowaniu ziemi i zainicjował urbanizację obszarów naturalnych. Dziś w tych krajach prowadzi się badania pozwalające ocenić wpływ gospodarki na procesy fluwialne (L e c c e, 1997; B r o o k s, B r i e r l e y, 1997; B r i e r l e y i in., 1999; K n o x, 2001). Dowodzą one znacznego wpływu rolnictwa na procesy erozji i sedymentacji w obrębie koryta i równiny zalewowej oraz na zmiany charakteru koryt spowodowane zaburzeniem bilansu dostawy materiału. Zmianie uległy również stosunki wodne, co wywołane zostało osuszeniem bagien, deforestacją i pracami melioracyjnymi (B r i e r l e y i in., 2000).

Istotność wpływu człowieka na procesy fluwialne, a także znaczenie, jakie dla rozwoju cywilizacji miały rzeki, doprowadziły do powstania nowej dziedziny — archeologii aluwialnej (*alluvial archaeology*). Pod pojęciem tym kryją się interdyscyplinarne badania z zakresu historii i osadnictwa w dolinach rzek, które prowadzą do wyjaśnienia, w jaki sposób dawne kultury ludzkie oddziaływały na środowisko fluwialne i jak je zmieniały, oraz w jaki sposób społeczności te reagowały na długo- i krótkotrwałe zmiany reżimu rzek (M a c k l i n, N e e d h a m, 1992). Wyniki badań nad przyczynami zmian dynamiki procesów fluwialnych w przeszłości umożliwiają przewidywanie zmian, jakie może przynieść pośrednia lub bezpośrednia ingerencja człowieka w ich naturę (W a r n e r, 1995).

1.3. Cel badań

Celem pracy było zdefiniowanie prawidłowości w przebiegu depozycji osadów w strefie przykorytowej uregulowanych rzek na przykładzie wybranych odcinków górnej Odry i górnej Wisły. W szczególności określono:

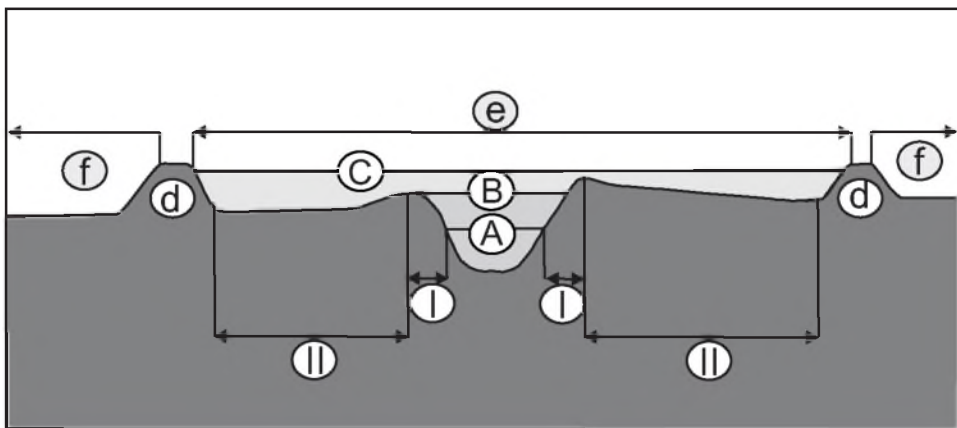
1. Wpływ przeprowadzonej regulacji koryt analizowanych odcinków rzek na dalszą dynamikę ich pionowej pozycji i zmiany profilu poprzecznego.
2. Sposób depozycji aluwii w strefie przykorytowej w nawiązaniu do poregulacyjnych zmian morfologii koryta.
3. Tempo pionowego przyrostu aluwii przykorytowych, z zastosowaniem różnych metod, w nawiązaniu do poregulacyjnego przemodelowania koryta, częstości inundacji równiny zalewowej i wielkości wezbrań.
4. Prawidłowości procesów współczesnej depozycji osadów w środowisku przykorytowym rzek uregulowanych w wyróżnionych morfodynamicznych odcinkach koryta.
5. Prognozę rozwoju badanych koryt w warunkach uregulowania.

1.4. Terminologia

Środowiskiem sedimentacyjnym pozakorytowych osadów rzecznych jest *równina zalewowa*, czyli obszar doliny zalewany podczas pozakorytowych przepływów rzeki. Na tym obszarze zachodzi pionowy przyrost osadów z dominującym udziałem frakcji drobnoziarnistej, transportowanej jako materiał unoszony (Allen, 1965; Schumm, 1977; Ferguson, Brierley, 1999a). W obrębie równiny zalewowej rzeki meandrującej Z. Zwoleński (1992) wydzielił cztery strefy morfologiczne równiny w zależności od odległości od koryta:

- Strefa I w bezpośrednim sąsiedztwie koryta wykazuje największe zróżnicowanie litologiczne i morfologiczne. Przeważają tu osady piaszczyste zróżnicowane morfogenetycznie. Zróżnicowanie to uzależnione jest od wielu czynników, z których głównymi są morfologia równiny i hydraulika wód wezbraniowych.
- W strefie II, w wyniku słabej energii przepływu związanej z większą odległością od koryta i procesu dekantacji, zachodzi depozycja osadów ilastych.
- Strefa III to strefa sporadycznej depozycji aluwów frakcji koloidalnej.
- Strefa IV jest zalewana jedynie podczas katastrofalnych wezbrań.

W niniejszej pracy rozpatrywane będą procesy dotyczące jedynie strefy I w bezpośrednim sąsiedztwie koryta rzeki meandrującej. Za T. Zielińskim (1998) przyjęto uproszczony podział równiny zalewowej na dwie strefy (ryc. 1):



Ryc. 1. Strefy morfologiczne obwałowanej równiny zalewowej:

I — przykorytowa strefa depozycji aluwów, II — zewnętrzna strefa depozycji aluwów, A — stan wody średni, B — stan wody pełnokorytowy, C — stan wody ponadpełnokorytowy, inundacja strefy międzywala, d — wały przeciwpowodziowe, e — strefa międzywala, f — zawale

- *przykorytową strefę depozycji aluwiiów* (strefa proksymalna, wewnętrzna), ciągnącą się wzdłuż koryta od brzegu rzeki po oś wału przykorytowego, i
- *zewnątrzną strefę depozycji aluwiiów* (dystalną strefę wału przykorytowego).

W strefie wewnętrznej, sąsiadującej bezpośrednio z korytem rzeki, zachodzi sedimentacja osadów piaszczystych i mułowych budujących różnorodne formy depozycyjne (Brown, 1996). Formami akumulacyjnymi wewnętrznej strefy depozycji rozpatrywanymi w niniejszej pracy są powstające na krawędzi równiny zalewowej wały brzegowe, łachy meandrowe oraz wały meandrowe:

- *Wał brzegowy (wał przykorytowy)*, zbudowany z horyzontalnie warstwowych piasków i piasków mułowych, jest podłużną formą pozytywną równoległą do wklęsłego lub prostego brzegu koryta (Klimmek, 1974; Ferguson, Brierley, 1999b). Jest to strefa depozycji osadów częściowo z transportu przydenne go i w przewodzie z opadania zawiesiny (Zieliński, 1998). Tempo przyrostu wału jest większe od strony koryta rzeki, stąd jego łagodne nachylenie od strony równiny zalewowej (Allen, 1965).
- *Łacha meandrowa (odsyp meandrowy)* powstaje na wypukłym brzegu rzeki jako efekt bocznego przyrostu równi zalewowej (Allen, 1965). Osady piaszczyste tworzą charakterystyczny, odsypowy zespół litofacji rzeki meandrującej (Zieliński, 1998). Osady odsypu meandrowego charakteryzuje struktura warstwowa. W spągu występuje żwirowo-piaszczysta warstwa bruku korytowego, a nadległe warstwy piaszczyste przedzielone są cieńszymi warstwami mułowymi (Gradziński, 1984). To strefa depozycji osadów z transportu przydenne go z niewielką ilością osadów z wytrącania zawiesiny.
- *Wał meandrowy (meandrowa łacha wałowa)* to grzbiet na powierzchni łachy meandrowej wygięty mniej więcej równoległe do biegu koryta (Gradziński, 1984). Morfologicznie odpowiada wałowi brzegowemu na wewnętrznych brzegach zakoli (Zieliński, 1998). To również strefa o przewodzie depozycji osadów z transportu przydenne go.

Osady deponowane na brzegach rzek podczas wezbrań mogą być transportowane w postaci materiału wlezonego lub unosin:

- *osady przenoszone w formie przydennej, obciążenie denne* — materiał reprezentowany przez frakcje grubsze (żwir, piasek), którego ziarna w dominującej części przemieszczane są po dnie lub blisko dna w wyniku trakcji, saltacji i przerywanego unoszenia (Gradziński i in., 1986);
- *materiał unoszony, zawiesina, obciążenie zawiesinowe* — materiał reprezentowany przez najdrobniejsze frakcje, transportowany w unoszeniu ciągłym.

Opisując cechy strukturalne badanych osadów, za R. Gradzińskim (1973) i T. Zielińskim (1998) użyto następujących terminów:

- *litofacja* — podstawowa jednostka depozycyjna, warstwa, zestaw lamin;
- *zespół litofacji* — pakiet składający się z kilku litofacji;

- *odsypowy zespół litofacji rzeki meandrującej* — zespół litofacji występujący w postaci określonych sekwencji osadowych, powstających w środkowych częściach zakoli rzeki meandrującej;
- *korytowy zespół litofacji rzeki meandrującej* — zespół litofacji występujący w postaci pewnych sekwencji osadowych, powstających w międzyzakolowych odcinkach koryta rzeki meandrującej;
- *laminacja pozioma* — struktury zbudowane z osadów drobnoziarnistych zdeponowanych w warunkach braku przepływu, z osadów z wytrącania zawiesiny w wodach stojących lub bardzo wolno płynących;
- *warstwowanie poziome* — struktury powstałe w wyniku agradacji osadów piaszczystych bądź zwirowych podczas stosunkowo intensywnego przepływu;
- *laminacja przekątna* — struktury sedimentacyjne powstałe w wyniku migracji, przyrostu i pogrzebywania małych form dna koryta, np. ripplemarków, do 6 cm wysokości; laminacje przekątne są strukturami niskoenergetycznymi;
- *warstwowanie przekątne* — struktura depozycyjna licznie reprezentowana wśród osadów rzecznych, związana genetycznie z rytmicznym transportem materiału klastycznego, tj. przesuwaniem się form dennych typu ripplemarków o wysokości >6 cm oraz ich przyrostem bocznym i pogrzebywaniem; formy te reprezentują środowisko o dużej energii przepływu;
- *rytmity* — naprzemianległe warstwy lub laminy o odmiennej litologii zdeponowane w czasie jednego wezbrania (F a r r e l l, 1987); w badanych osadach występują rytmity piaszczyste, piaszczysto-pylaste i pylaste.

Za okres *industrialny*, w którym zachodziły procesy rozpatrywane w niniejszej pracy, przyjęto uważać czas od połowy XIX w., kiedy to rozpoczął się rozwój przemysłu, do dnia dzisiejszego.

Pod pojęciem *artefakt* rozumie się wszelkie wytworzone przez człowieka przedmioty, znajdujące w osadach.

Omawiane w niniejszej pracy odcinki górnej Odry i górnej Wisły są uregulowane, a brzegi ich koryt w wielu miejscach zabudowane tzw. budowlami koncentracyjnymi, które zasadniczo dzielimy na:

- *ostrogi (tamy poprzeczne)* — usytuowane poprzecznie do przepływu budowle regulacyjne (nasyp kamienny), wywołujące zwięźnienie strefy nurtu i osadzanie transportowanego materiału w przestrzeniach międzyostrogowych, a tym samym stopniowe załadowanie odciętych przestrzeni (W o ł o s z y n, 1974);
- *opaski (tamy podłużne)* — budowle regulacyjne (nasyp kamienny) wykonane wzdłuż brzegów rzeki, stanowiące ich obudowę na linii trasy regulacyjnej; opaski mają utrzymywać nurt wzdłuż trasy regulacyjnej oraz zabezpieczać wklęsłe brzegi przed erozją (W o ł o s z y n, 1974; D ę b s k i, 1978).

Pojęcia „wezbranie” i „powódź” nie zostały dotychczas ściśle zdefiniowane w polskiej literaturze. Według Z. Mikulskiego (1963), *wezbranie* to znaczne podniesienie się poziomu wód płynących. Natomiast *powódź* nazywamy takie wezbranie, które przynosi szkody gospodarcze. J. Lambor (1962) określa mianem powodzi każde wezbranie przekraczające stan średnich wielkich wód, bez względu na wyrządzane przez rzekę szkody. Ogólnie za wezbranie przyjęto uważać zjawisko typu hydrologicznego, a za powódź — wezbranie powodujące straty gospodarcze (Osuch, 1991).

1.5. Metodyka

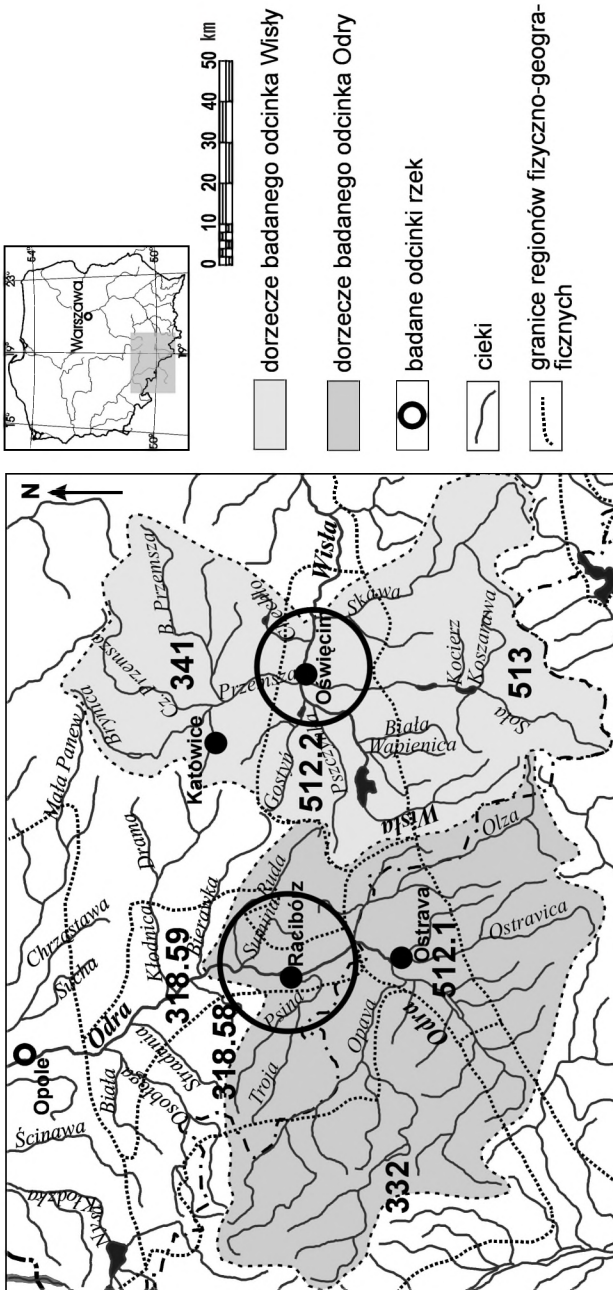
1.5.1. Wybór odcinków badawczych

Do badań nad środowiskiem sedymentacji osadów przykorytowych rzek uregulowanych wybrano dwa odcinki rzek: odcinek górnej Odry od Zabelkowa do Przewozu o długości 57,1 km i odcinek górnej Wisły od Bierunia Nowego do Jankowic o długości 28,2 km (ryc. 2).

W obrębie badanego odcinka Odry pominięto w dalszej analizie krótki skanalizowany odcinek rzeki od miejscowości Olza do Krzyżanowic. Rzeka na tym odcinku ma przebieg niemal prostoliniowy, brzegi niskie, umocnione narzutem kamiennym. Strefa międzywała ma tu szerokość 300—400 m, co przy prostoliniowym przebiegu koryta znacznie ogranicza sedymentację pozakorytową podczas przejścia fali wezbraniowej. W badaniach pominięto również odcinek rzeki przebiegający przez miasto Racibórz.

Wybrany odcinek Wisły nie nastęczał podobnych problemów, z wyjątkiem krótkiego, prostoliniowego odcinka rzeki pomiędzy ujściami Przemszy i Soły oraz lokalnie na wysokości Gromca, z powodu obecności konstrukcji kaskady i niewielkiej zwirowni.

Wybrane odcinki rzek charakteryzują się dużym podobieństwem pod względem wielkości dorzecza, spadku koryta, przepływów, częstotliwości wezbrań czy ilości transportowanego materiału unoszonego. Obydwie rzeki zostały uregulowane przez skrócenie biegu i umocnienie brzegów opaskami oraz ukierunkowanie nurtu wskutek założenia ostróg. W dorzeczach obydwu rzek funkcjonują zbiorniki zaporowe, podobny jest też sposób użytkowania gruntów. Niewielkie różnice dotyczą przede wszystkim intensywności i czasu regulacji koryt Wisły i Odry.



Ryc. 2. Lokalizacja odcinków badawczych na tle sieci hydrologicznej górnej Odry i górnej Wisły oraz głównych regionów fizyczno-geograficznych

1.5.2. Materiały i prace kameralne

Na podstawie map topograficznych w skali 1 : 10 000 (tabela 1 i 2) wykonano analizę kartograficzną koryt rzek w odcinkach badawczych. Określono spadek koryt, ich krętość i rozwinięcie.

Przeprowadzono również analizę kartograficzną polegającą na porównaniu przebiegów badanych odcinków rzek na mapach historycznych i współczesnych w celu ustalenia zmian parametrów koryt wywołanych pracami regulacyjnymi. Określono wybrane parametry koryt (krętość i rozwinięcie) na podstawie map sprzed regulacji i map współczesnych. Posłużono się mapami wymienionymi w tabelach 1 i 2.

Tabela 1. Mapy obejmujące analizowany odcinek Odry zastosowane w analizie kartograficznej koryta rzeki

Rok wydania	Autor, nazwa mapy, miejsce wydania	Skala
1747—1753	C.F. W r e d e, <i>Generalkarte zu den Kriegskarten von Schlesien</i>	1 : 140 000
1753	C.F. W r e d e, <i>Kopierte Kriegskarte Schlesien, Glatz</i>	1 : 35 000
1782—1784	Ch.F. H a m m e r, <i>Oberschlesien rechts der Oder, Sudeil, Neustadt</i>	ok. 1 : 24 000
1821	Zarząd Regulacji Rzeki Odry, <i>Oder Strom Karte</i>	ok. 1 : 5000
1844	S t e r n i t z k i, <i>Oderstrom Karte</i>	ok. 1 : 24 000
1859	F r o e l i c h, <i>Charte von der Strecke des Oderstromes</i>	ok. 1 : 24 000
1928—1931	Messtichblatt: Kandrzin 3305, Birawa 3349, Ratibor 3418, Buchenau 3387	1 : 25 000
1982	mapa topograficzna, arkusze: Gorzyce 541.111, Gorzyczki 541.110, Krzyżanowice 540.222, Lubomia 530.423, Racibórz 530.424, Nędza 500.425, Tworków 530.444, Zabelków 540.224/P, Wojnowice 484.431	1 : 10 000
1991	mapa topograficzna, arkusze: Gorzyce M-34-73-B, Wodzisław Śląski M-34-61-D, Racibórz M-34-61-C, Polska Cerekiew M-34-61-A, Kuźnia Raciborska M-34-61-B, Kędzierzyn Koźle M-34-49-C	1 : 50 000

Zanalizowano dane hydrologiczne Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, na podstawie których określono dynamikę przepływów górnej Odry i górnej Wisły, a także scharakteryzowano wahania stanów wody. Uwzględniono dane z wodowskazów Chałupki, Krzyżanowice, Miedonia i Koźle na Odrze oraz Bieruń Nowy, Dwory i Gromiec na Wiśle.

Przeanalizowano maksymalne stany wody w celu ustalenia częstotliwości i wielkości wezbrań w badanych odcinkach rzek. Na podstawie codziennych wskazań wodowskazowych z lat 1940—2000 określono liczbę wezbrań przekraczających stan pełnokorytowy. Analizie poddano również dane dotyczące przebiegu stanów minimalnych z tego okresu, aby ustalić stabilność dna koryta.

Tabela 2. Mapy obejmujące badany odcinek Wisły zastosowane w analizie kartograficznej koryta rzeki

Rok wydania	Autor, nazwa mapy, miejsce wydania	Skala
1779—1782	F. von M i e g, <i>Wieliczker Kreis</i>	1 : 28 000
1792	<i>Karte des Westliches Teil von Westgalizien</i>	1 : 20 000
1809—1815	J. G r o s s, <i>Topographische Karte von Ostagalizien und Lodomerien</i>	1 : 144 000
1855	Kummerer Ritter von Kummersberg Carl, <i>Administrativ-karte von den Koenigreich Galizien und Lodomerien</i>	1 : 115 000
1890—1916	<i>Die Spezialkarte der Osterreichisch-Ungarischen Monarchie</i>	1 : 75 000
1935	mapy Wojskowego Instytutu Geograficznego	1 : 100 000
1960	mapy obrębowe powiatów	1 : 25 000
1982	mapa topograficzna, arkusze: Oświęcim 531.442, Libiąż-Moczydło, Bobrek 532.331, Oświęcim Wsch. 532.331, Podolsze 162.432	1 : 10 000
1991	mapa topograficzna, arkusze: Chrzanów M-34-63-D, Oświęcim M-34-63-C	1 : 25 000

Zbadano rozmiary transportu materiału unoszonego w dorzeczach górnej Odry i górnej Wisły, by dokonać bilansu transportu materiału w badanych odcinkach rzek i oszacować potencjalną sedymentację tego materiału w obrębie międzywala.

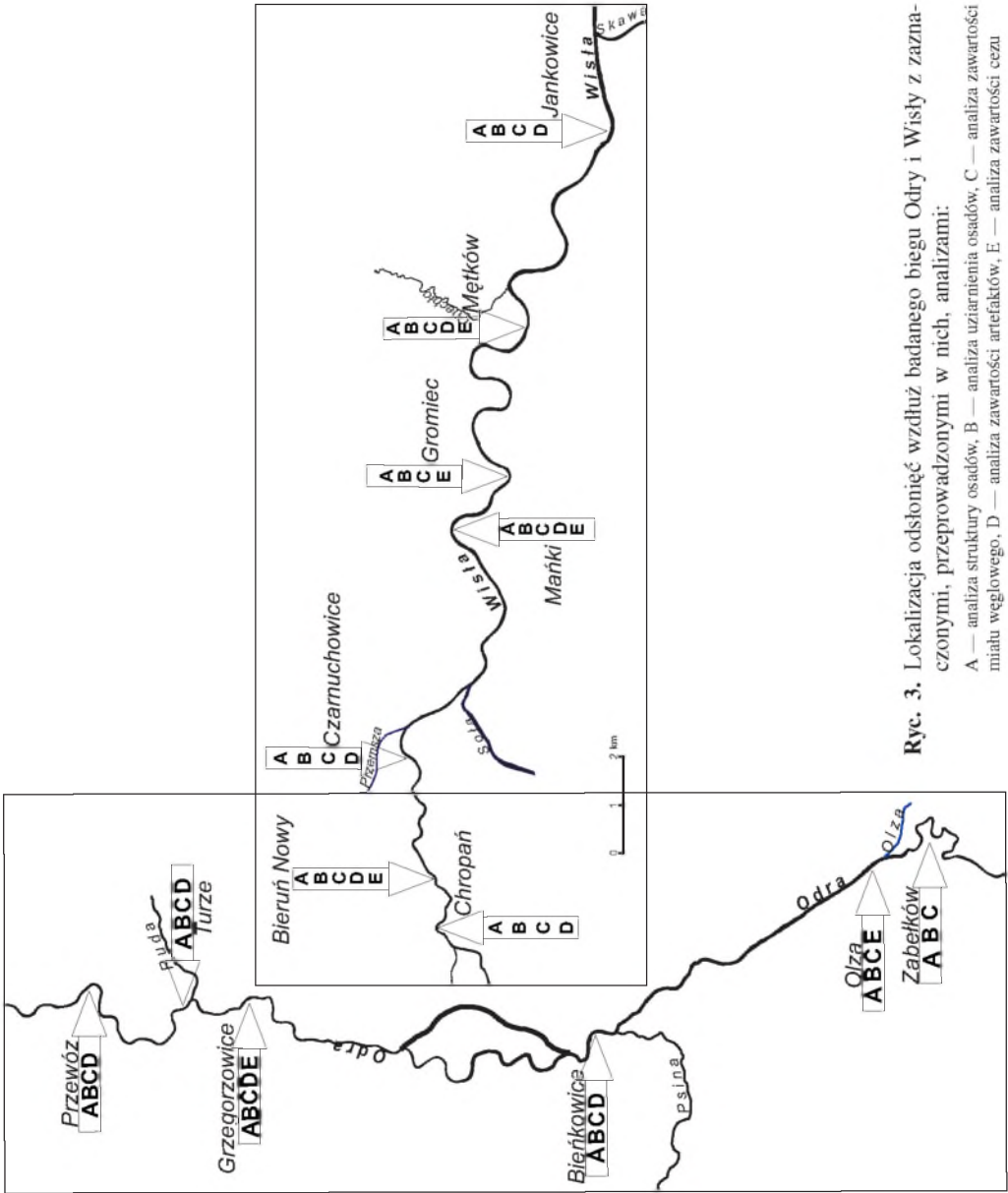
Porównano profile niwelacyjne w kolejnych posterunkach wodowskazowych na górnej Odrze i górnej Wiśle wykonywane od lat czterdziestych XX w. i na tej podstawie prześlędzono zmiany geometrii przekroju koryta wywołane erozją wglębną bądź przeciwnie — nasiloną sedymentacją w obrębie koryta.

Przeanalizowano dane archiwalne dotyczące przebiegu i zakresu prac regulacyjnych na górnej Odrze i górnej Wiśle.

1.5.3. Prace terenowe

Wykonano odsłonięcia w osadach wałów brzegowych i wałów meandrowych. Stanowiska zlokalizowano w Zabełkowie, Olzie, Bieńkowicach, Turzu, Grzegorzowicach i Przewozie wzdłuż badanego biegu Odry oraz w Chropaniu, Bieruniu Nowym, Czarnuchowicach, Mańkach, Gromcu, Mętkowie i Jankowicach wzdłuż badanego biegu Wisły (ryc. 3).

Odsłonięcia umiejscowiono w punkcie maksymalnego przęgięcia zakola, ukazując profil osadów brzegu rzeki aż do poziomu wody. Odsłonięcie wykonano w taki sposób, by wyeksponowane warstwy osadów reprezentowały ich typowe położenie. Analizowano wstępnie strukturę osadów w profilach w celu wyeliminowania z dalszego postępowania tych, co do których zachodziło



Ryc. 3. Lokalizacja odłogi wzdłuż badanego biegu Odry i Wisły z zaznaczonymi, przeprowadzonymi w nich, analizami:

A — analiza struktury osadów, B — analiza uziarnienia osadów, C — analiza zawartości miazgu węglowego, D — analiza zawartości artefaktów, E — analiza zawartości cezu

podejrzenie, że depozycja widocznych w nich osadów nastąpiła wskutek procesów innych niż fluwialne.

Sporządzono szkice i dokumentację fotograficzną odsłoneń do dalszego postępowania dotyczącego analizy struktury osadów. Szkice wykonywano, stosując siatkę o oczkach 10×10 cm, co pozwalało zachować na szkicach naturalne proporcje pomiędzy litofacjami czy kątami ich nachylenia. Aby opis szkiców był czytelny, posłużono się kodem litofacjalnym A.D. Miaila (1978) w modyfikacji T. Zielińskiego (1998) przedstawionym w tabeli 3.

Tabela 3. Symbole kodu litofacjalnego określające struktury i tekstury litofacji wg T. Zielińskiego (1998), uzupełnione o symbol *a*

Symbol	Znaczenie
Symbole uziarnienia	
G	żwir
GS	żwir piaszczysty
SG	piasek żwirowy
S	piasek
SF	piasek mułowy (ilasty)
FS	muł (ił) piaszczysty
F	muł, ił
C	torf, węgiel, osad organiczny
Symbole struktur depozycyjnych	
<i>m</i>	struktura masywna
<i>h</i>	laminacja, warstwowanie poziome
<i>w</i>	laminacja falista
<i>f</i>	laminacja smużysta
<i>r</i>	przekątna laminacja ripplemarkowa
<i>rc</i>	przekątna laminacja ripplemarków wstępujących
<i>x</i>	przekątna laminacja wszystkich typów
<i>l</i>	przekątne warstwowanie małokątowe
<i>p</i>	płaskie warstwowanie przekątne
<i>t</i>	przekątne warstwowanie rynnowe
<i>a</i>	osad o wyraźnych cechach antropogenicznych

Pobrano próby osadów z każdej litofacji widocznej w odsłonięciu. Litofacje typowano na podstawie różnic teksturalnych. Łącznie pobrano 513 prób osadów przykorytowych.

Wykonano szkice geomorfologiczne strefy brzegowej równiny zalewowej w sąsiedztwie odsłoneń oraz niwelacje w linii prostopadłej do osi koryta. Ze

szkiców i rezultatów pomiarów niwelacyjnych korzystano, charakteryzując ukształtowanie badanych fragmentów równin zalewowych.

W terenie w osadach stwierdzano obecność artefaktów i miazgu węglowego, co pozwalało na wstępne określenie wieku najmłodszych osadów.

1.5.4. Metody określania wieku aluwiów

Przybliżony wiek analizowanych osadów określono z zastosowaniem trzech indykatorów. Obecność dwóch stwierdzano makroskopowo, a pozostałego — używając metod laboratoryjnych.

Pierwszym z indykatorów, łatwym do makroskopowego stwierdzenia w osadzie, jest miazg węglowy. W aluwiach Odry miazg węglowy może być obecny od drugiej połowy XVIII w.; kopalnie hulczyńskie w rejonie karwińsko-ostrowskim eksploatowane są od 1780 r. (J a r o s, 1965). W aluwiach Wisły węgiel może być obecny od 1740 r., kiedy to rozpoczęto eksploatację węgla kamiennego w kopalni „Murcki” (J a r o s, 1965).

W celu określenia wieku najmłodszych osadów posłużono się analizą obecności łatwych do stwierdzenia artefaktów. W osadach powszechnie występują przedmioty z tworzyw sztucznych: butelki PET, worki foliowe, opakowania produktów spożywczych czy fragmenty innych przedmiotów użytkowych. Za początek produkcji tworzyw sztucznych w Polsce przyjęto lata pięćdziesiąte ubiegłego stulecia. Jednakże czas produkcji większości znajdujących przedmiotów oszacowano na ostatnie dwudziestolecie.

Jeśli w odsłonięciu nie zaobserwowano artefaktów, to wiek najmłodszych osadów ustalano na podstawie zawartości w osadach sztucznego izotopu ^{137}Cs , obecnego w atmosferze od momentu rozpoczęcia prób z bronią atomową, czyli od lat sześćdziesiątych ubiegłego stulecia (S u t h e r l a n d, 1994; W a l l i n g, 1999).

2. Charakterystyka terenu badań

2.1. Położenie

Jak już wspomniano, do badań nad środowiskiem sedimentacji osadów przykorytowych rzek uregulowanych obrano odcinek górnej Odry od Zabełkowa do Przewozu oraz odcinek górnej Wisły od Bierunia Nowego do Jankowic.

Analizowany odcinek Odry leży w Kotlinie Raciborskiej (Kondracki, 1994), która zajmuje powierzchnię 1219 km². Od wschodu z obszarem tym sąsiaduje Wyżyna Śląska, a od zachodu — Płaskowyż Głubczycki. Holocenijskie dno doliny badanego odcinka Odry leży na średniej wysokości 168—195 m n.p.m. i osiąga szerokość 4—5 km (Kondracki, 1994). Do badanego odcinka Odry uchodzą: Psina o powierzchni dorzecza 665 km², Ruda odwadniająca obszar 515 km², Bierawka (393,6 km²), Kłodnica (1088,4 km²). Odra w obrębie Kotliny Raciborskiej ma przebieg SSE-NNW (tabela 4).

Badany odcinek Wisły leży w Kotlinie Oświęcimskiej (Kondracki, 1994), która jest jedną z kotlin podkarpackich tworzących wykorzystywany przez Wisłę ciąg obniżen na północnym przedpolu Karpat (Klimek, 1987). Kotlina tworzy rozciągnięte równoleżnikowo obniżenie o długości 75 km (Starkel, 1991). Holocenijskie dno doliny Wisły leży tu na wysokości 214—225 m n.p.m. i osiąga szerokość 3,5—4,0 km (Klimek, 1993). Od północy z Kotliną Oświęcimską sąsiaduje Wyżyna Śląsko-Krakowska, a od południa — krawędź Pogórza Karpackiego. Do analizowanego odcinka Wisły uchodzą trzy duże dopływy: Przemsza o powierzchni dorzecza ok. 2000 km², Soła, której dorzecze zajmuje 1385 km², oraz Skawa o powierzchni dorzecza 1160 km². Wisła przed ujściem Przemszy odwadnia obszar 1750 km² (Wisła Śląska). Wisła w Kotlinie Oświęcimskiej ma generalny przebieg W-E.

Osady współczesnej doliny Odry to osady rzeczne i torfy. W spągu tych osadów znajdują się żwiry z czarnymi dębami datowanymi na okres atlantycki,

Tabela 4. Wybrane cechy charakteryzujące badane odcinki rzek i ich dorzecza

Cecha	Odra	Wisła
Region geomorfologiczny ¹	Kotlina Raciborska przełomowa dolina górnej Odry	Kotlina Oświęcimska dolina Wisły
Podłoże ²	mięzsza warstwa utworów czwartorzędowych zdepono- wana na trzeciorzędowych iłach mioceńskich	mięzsza warstwa utworów czwartorzędowych zdepono- wana na trzeciorzędowych iłach mioceńskich
Wysokość dna doliny [m n.p.m.] ³	168—195	214—225
Powierzchnia dorzecza [km ²] ⁴	7500	6714
Średnia roczna suma opadów [mm] ⁵	600—700	700—800
Liczba dni z pokrywą śnież- ną ⁶	60—70	60—70
Sposób regulacji badanego odcinka ⁷	założone opaski i ostrogi, skrócony bieg	założone opaski i ostrogi, skrócony bieg
Okres wegetacyjny [dni] ⁸	210—220	200—210
Średni przepływ [m ³ /s] ⁹	41,2	60,5
Charakter koryta przed regula- cją	meandrowy	meandrowy

Objaśnienia: ¹, ⁵, ⁶, ⁸ wg Kondracki, 1978; ² wg Kotlicki, Kotlicka, 1980; Klimek, Starkel, 1972; ³, ⁴, ⁹ wg „Rocznik Hydrologiczny Dorzecza Odry”, „Rocznik Hydrologiczny Dorzecza Wisły”; ⁷ dane Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej, Oddział Gliwice i Oddział Kraków.

wyżej zaś leży 3-metrowa warstwa piasków, których wiek określono na 2700 lat (Kotlicki, Kotlicka, 1980). Piaski te przykrywają współczesne mady.

W Kotlinie Oświęcimskiej, podobnie jak w Kotlinie Raciborskiej, serię osadów rzecznych podścielają iły miocenu (Klimek, Starkel, 1972). Osady fluwialne w dolinie Wisły tworzą dwa poziomy piaszczyste o wysokościach 260—270 m n.p.m. oraz 225—240 m n.p.m. Równina zalewowa Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej ograniczona jest piaszczysto-gliniastą terasą o szerokości do 3 km, która swój ostateczny zarys osiągnęła w vistulianie. Krawędź tej terasy wznosi się maksymalnie na wysokość 18—20 m nad poziom Wisły. Osady budujące terasę plejstoceńską wciąż są słabo rozpoznane (Klimek, 1987).

2.2. Warunki hydrologiczne

2.2.1. Górna Odra

Źródła Odry znajdują się w Górach Oderskich, we Wschodnich Sudetach, na wysokości 634 m n.p.m., na stoku góry Fidlův (Fidlův Vrh). Przez Bramę Morawską i Kotlinę Ostrawską Odra wpływa do Kotliny Raciborskiej. Na terenie Kotliny Ostrawskiej przyjmuje trzy duże dopływy: Opawę, Ostrawicę i Olzę. Powierzchnia dorzecza Odry do miejsca połączenia z Opawą wynosi 1616,3 km²; średni przepływ Odry w tym miejscu liczy 12,7 m³/s (Janowski, Kříž, 1996). Na terenie Kotliny Raciborskiej do Odry uchodzą: Psina, Ruda, Bierawka, Kłodnica i Osobłoga. Powierzchnia dorzecza górnej Odry po wodowskaz w Koźlu wynosi 9185 km², a do miejsca wyznaczającego zakończenie badanego odcinka rzeki — ok. 7500 km².

Maksymalne sumy opadów atmosferycznych w dorzeczu górnej Odry spadają na miesiące letnie (czerwiec, lipiec i sierpień). W przebiegu rocznym maksymalne przepływy mają miejsce w czerwcu i lipcu. Okres niżówek przypada na Odrze na przełom lata i jesień.

Wezbrania występujące w Kotlinie Raciborskiej formują się zazwyczaj w miesiącach letnich i są wynikiem intensywnych opadów w obszarach źródłowych Odry na obszarze czeskiej części dorzecza. Decydujący wpływ na kształtowanie fali wezbraniowej Odry mają Opawa, Ostrawica i Olza, na których fale wezbraniowe najczęściej niemal równocześnie docierają do rzeki głównej.

2.2.2. Górna Wisła

Źródła Wisły znajdują się w Beskidzie Śląskim, na zachodnich stokach Baraniej Góry. Potokami źródłowymi są Czarna Wisetka i Biała Wisetka, których źródła leżą odpowiednio na wysokości 1107 m n.p.m. i 1080 m n.p.m. W obrębie Kotliny Oświęcimskiej Wisła przyjmuje dwa większe dopływy: Sołę i Przemszę. Wisła jest uważana za rzekę żeglowną od ujścia Przemszy i od tego miejsca liczy się jej kilometraż w dół i w górę biegu rzeki. Na badanym odcinku Wisły obecnie funkcjonuje sześć wodowskazów, z których pod uwagę wzięto wodowskazy w Goczałkowicach, Bieruniu Nowym, Dworach/Gromcu i Smolicach.

Średnia roczna suma opadów atmosferycznych w dorzeczu górnej Wisły wynosi, zależnie od obszaru, od 700 mm do 1500 mm. W przebiegu rocznym maksymalne sumy opadów w dorzeczu górnej Wisły przypadają na lipiec. Największy odpływ tej rzeki ma miejsce latem, gdy formują się duże wezbrania.

Wezbrania roztopowe na górnej Wiśle są znacznie mniejsze od letnich. Stany minimalne notuje się tu w styczniu i lutym.

Duży wpływ na formowanie się fal wezbraniowych na Wiśle ma Soła. Maksymalny przepływ Wisły przy połączeniu tych dwóch rzek wynosi $740 \text{ m}^3/\text{s}$, podczas gdy maksymalny przepływ Soły w Oświęcimiu liczy $1300 \text{ m}^3/\text{s}$. Wpływ Soły na przebieg wezbrań Wisły został ograniczony z uwagi na budowę zbiorników zaporowych w Tresnej i Porąbce (Ł a j c z a k, 1995c).

3. Hydrologiczne uwarunkowania depozycji przykorytowej

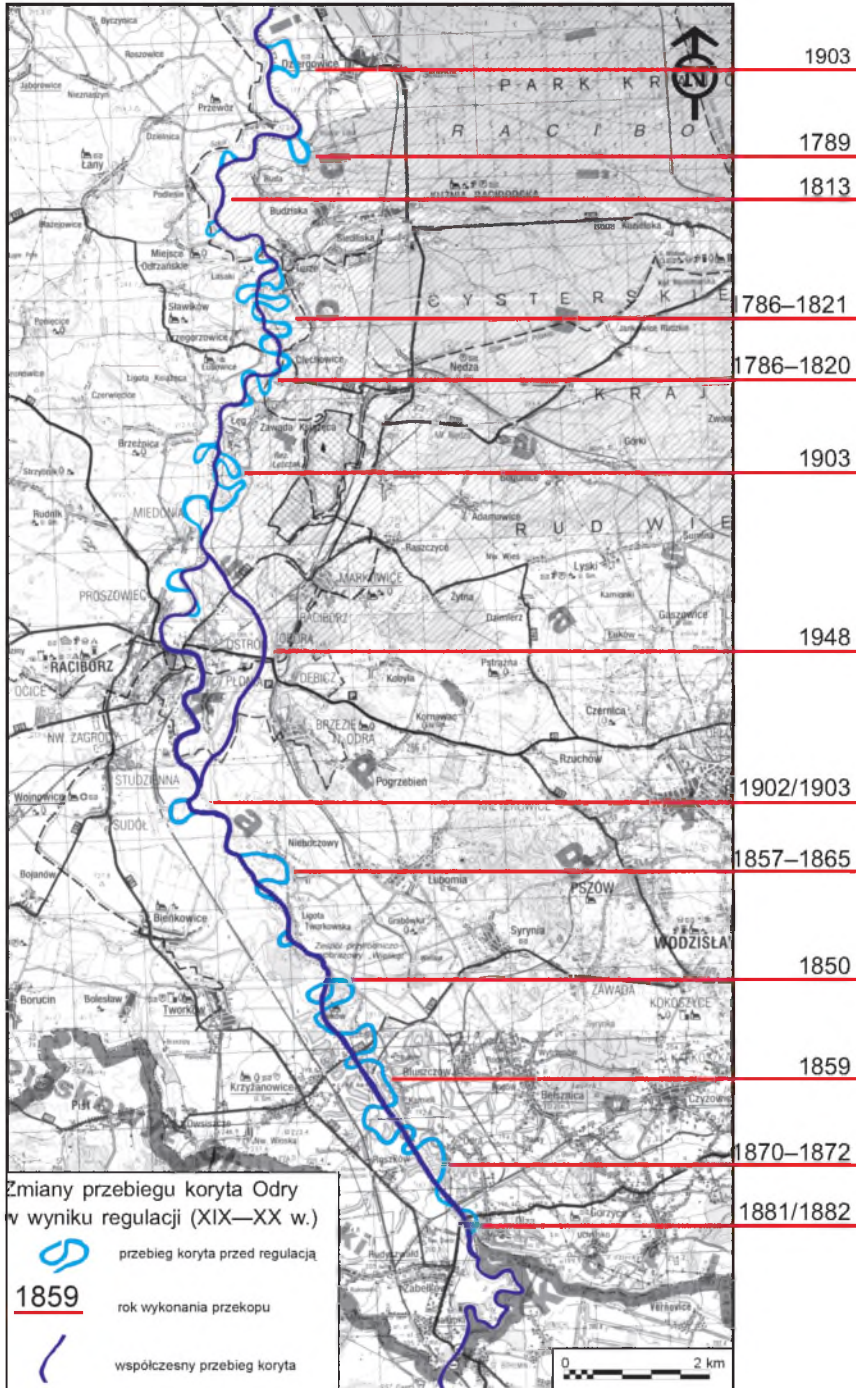
3.1. Antropogeniczne zmiany koryta i równiny zalewowej górnej Odry i górnej Wisły

Zmiana parametrów koryta i równiny zalewowej wywołana regulacją rzeki wpływa na zmiany tempa i sposobu sedymentacji osadów przykorytowych (Ł a j c z a k, 1995b).

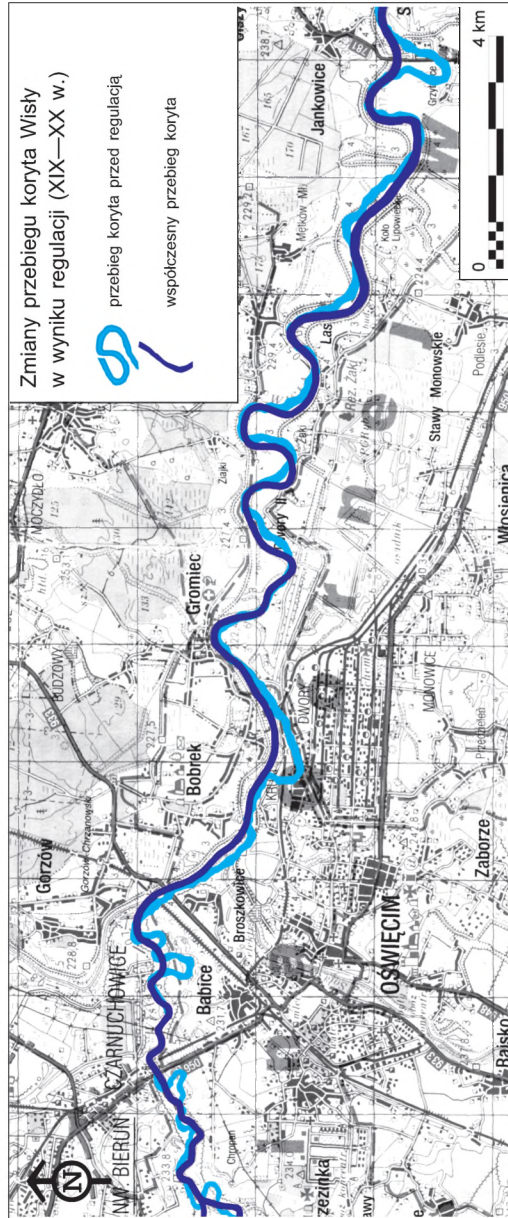
Regulacja górnej Odry i górnej Wisły prowadzona od XIX w. doprowadziła do zmian w przebiegu i ukształtowaniu koryta oraz do zwężenia aktywnej hydrologicznie i geomorfologicznie strefy równiny zalewowej, gdzie zachodzi akumulacja materiału unoszonego. Zaznaczająca się od tego czasu tendencja do pogłębiania koryta prostowanych rzek zaowocowała wzmożoną sedymentacją w strefie przykorytowej.

Koryto Odry na omawianym odcinku rzeki poddane było regulacji, polegającej na skróceniu jej biegu, umocnieniu brzegów opaskami oraz wybudowaniu ostróg utrzymujących nurt z dala od brzegów, ograniczając lub uniemożliwiając ich erozję. Prace regulacyjne prowadzone były w kilku etapach.

Regulację omawianego odcinka Odry rozpoczęto od miejsca o największej krętości koryta (ryc. 4). W wyniku regulacji cały badany odcinek koryta został skrócony o 36%, a jego spadek wzrósł o 37,5% z 0,5 m/km do 0,8 m/km. Szerokość koryta w efekcie prac regulacyjnych uległa zmniejszeniu o ok. 70 m i obecnie wynosi średnio 90 m. Przed regulacją szerokość równiny zalewowej Odry, zatapianej podczas dużych wezbrań, liczyła ok. 4—5 km. Usypanie wałów przeciwpowodziowych spowodowało ograniczenie strefy zatapiania wezbraniowego nawet do 200 m. Obecnie cały dyskutowany odcinek Odry o długości 57,1 km prezentuje typ koryta krętego o średniej krętości 1,4. Spadek koryta maleje z biegiem rzeki od 0,6 m/km przed ujściem Olzy do 0,4 m/km na pozo-



Ryc. 4. Etapy regulacji koryta Odry



Ryc. 5. Zmiana przebiegu koryta górnej Wisły pod wpływem regulacji

stałym odcinku rzeki. Na tym odcinku spadek równiny zalewowej maleje od 1,6 m/km między granicą państwa a ujściem Olzy do 0,4 m/km na odcinku do ujścia Bierawki. Szerokość równiny zalewowej (włącznie z zawalem) wzrasta natomiast od 5 km w okolicy ujścia Olzy do 6 km przy ujściu Bierawki.

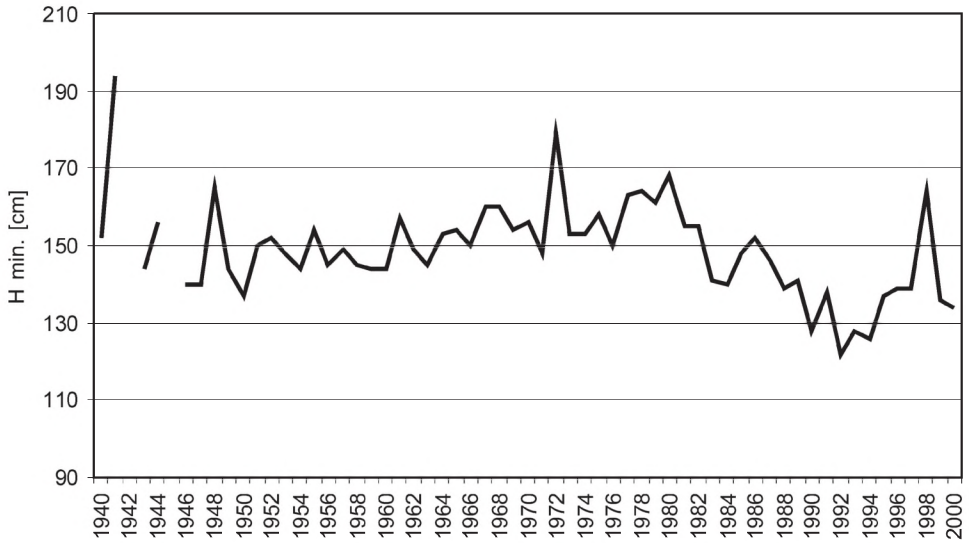
Prace regulacyjne przeprowadzone na badanym odcinku Wisły spowodowały jego skrócenie o 15,4%, a spadek wzrósł o 22,5% i wynosi obecnie 0,4 m/km. Szerokość koryta uległa zmniejszeniu o 40 m do 70 m i liczy teraz od 20 m do 50 m. Badany odcinek Wisły charakteryzuje się wyrównanym na całej długości spadkiem równiny zalewowej wynoszącym 0,5 m/km. Szerokość równiny zalewowej między ujściami Gostynki i Przemszy liczy 4 km i wzrasta do 5 km w pobliżu ujścia Skawy. Szerokość międzywała wynosi tu od 300 m do 700 m. Spadek koryta maleje od 0,42 m/km między Gostynką a Przemszą do 0,38 m/km między Przemszą a Skawą. Krętość Wisły od ujścia Przemszy do ujścia Skawy wynosi 1,5, co pozwala uznać ten odcinek koryta za meandrowy. Średnia krętość całego omawianego odcinka Wisły liczy 1,3, zatem można sklasyfikować go jako rzekę zaledwie krętą (ryc. 5).

3.2. Stany wody i przepływy

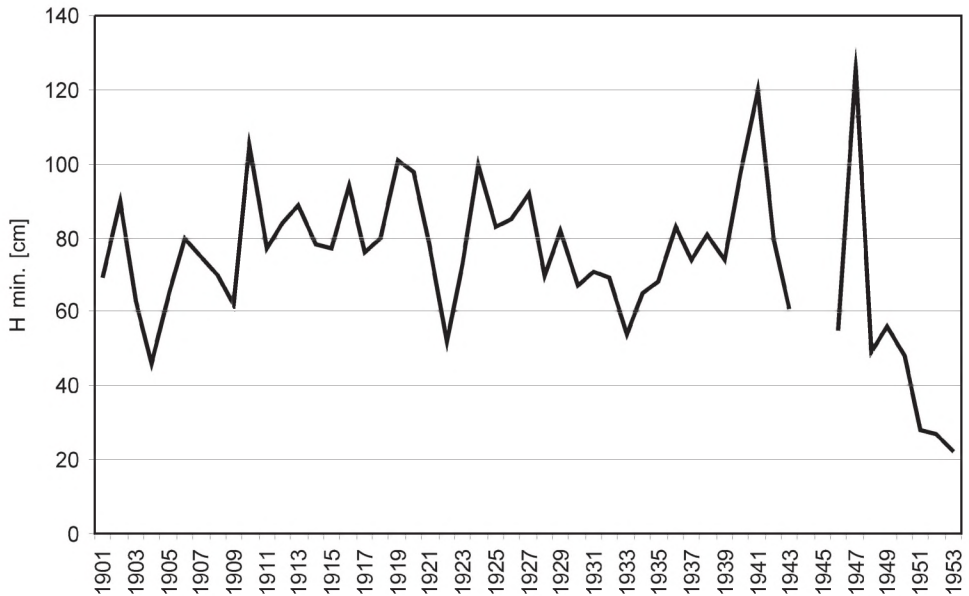
3.2.1. Górna Odra

Zanalizowano przebieg maksymalnych i minimalnych rocznych stanów wody w posterunkach wodowskazowych w Chałupkach, Raciborzu, Miedoni i Koźlu (ryc. 6—13), a także przebieg średnich i maksymalnych rocznych przepływów w posterunkach wodowskazowych w Chałupkach i Miedoni.

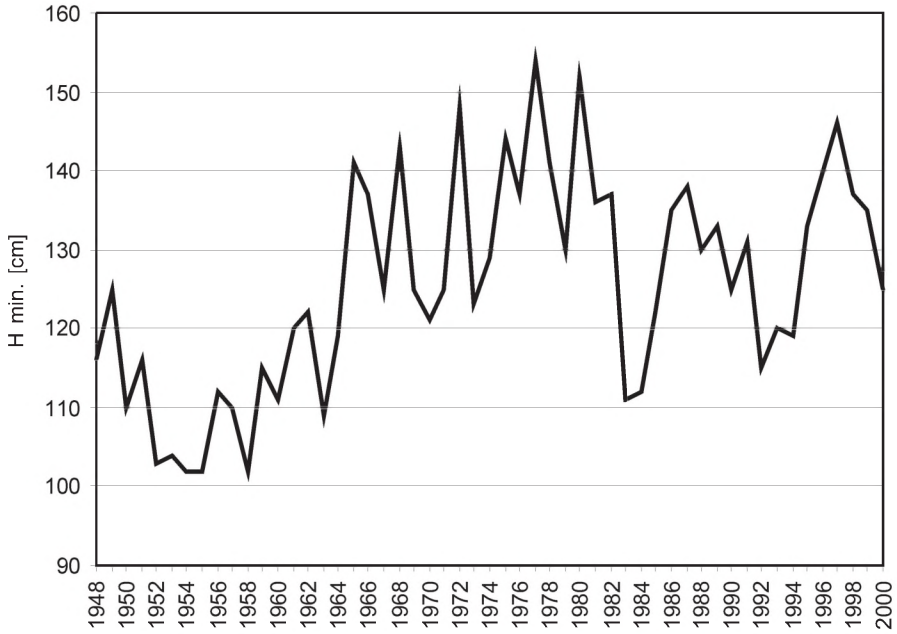
Przebieg minimalnych rocznych stanów wody we wszystkich analizowanych posterunkach wodowskazowych na górnej Odrze, z wyjątkiem Koźła, nie wykazywał znaczących wahań w badanym okresie, jednak tendencje w ich przebiegu w poszczególnych posterunkach wodowskazowych się różniły. W posterunku Chałupki minimalne roczne stany wody wykazywały w latach 1940—2000 ogólną tendencję malejącą, jednak w latach 1960—1981 utrzymywał się trend rosnący. Minimalne roczne stany wody w posterunku wodowskazowym w Raciborzu wykazywały w latach 1901—1920 tendencję rosnącą, a później malejącą, ze szczególnym nasileniem po uruchomieniu kanału ulgi w 1949 r. Po uruchomieniu posterunku wodowskazowego w Miedoni w 1948 r. stany minimalne początkowo wykazywały tendencję spadkową, a od 1955 r. do 1981 r. szybko wzrastały. Później zaś wykazywały duże wahania przy ogólnej powolnej tendencji malejącej. Podobne przebiegi miały minimalne roczne stany wody w kolejnym posterunku wodowskazowym — w Koźlu: malały najmniej od 1940 r. do



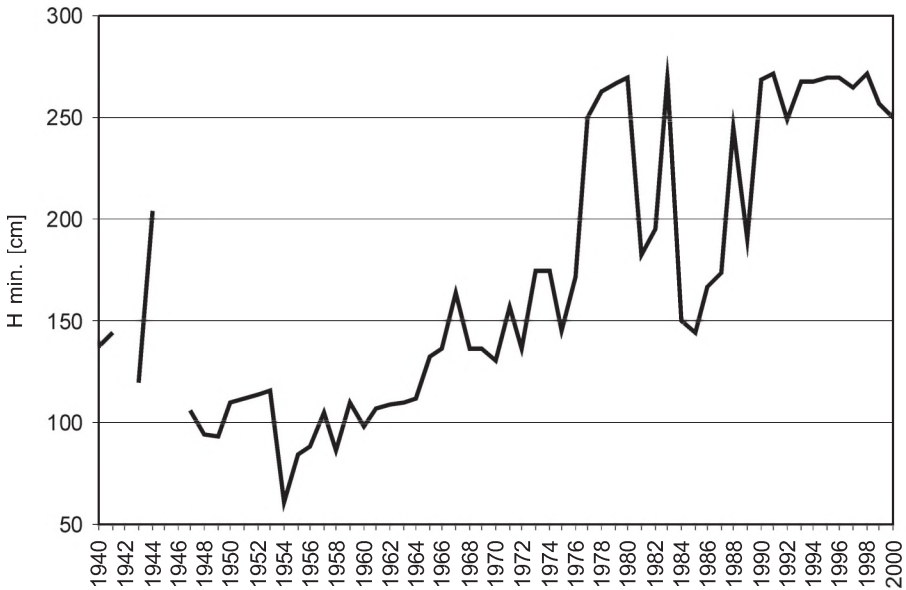
Ryc. 6. Przebieg minimalnych rocznych stanów wody Odry w posterunku wodowskazowym Chałupki w latach 1940—2000



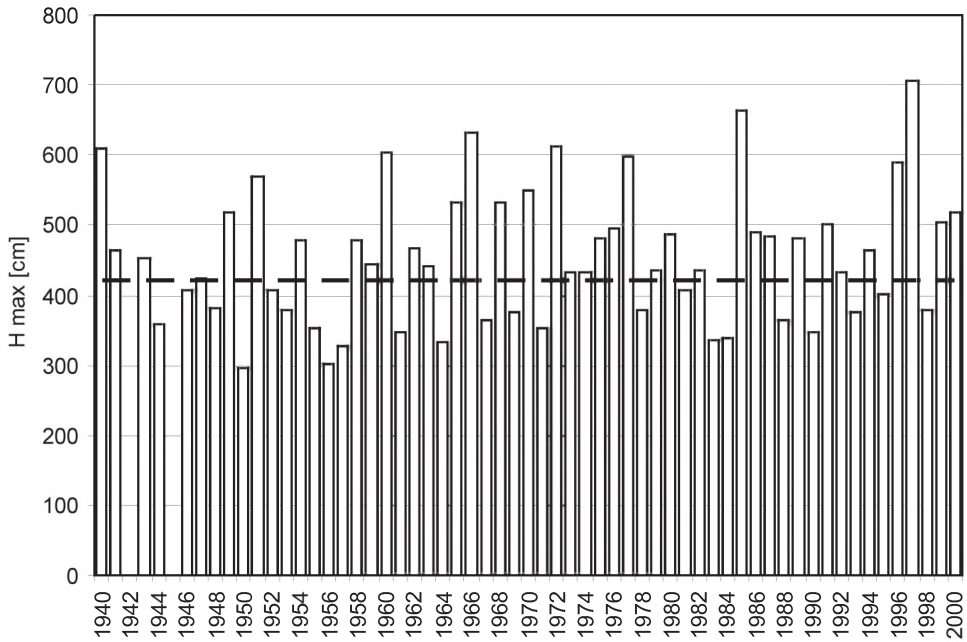
Ryc. 7. Przebieg minimalnych rocznych stanów wody Odry w posterunku wodowskazowym Racibórz w latach 1901—1953



Ryc. 8. Przebieg minimalnych rocznych stanów wody Odry w posterunku wodowskazowym Miedonia w latach 1948—2000

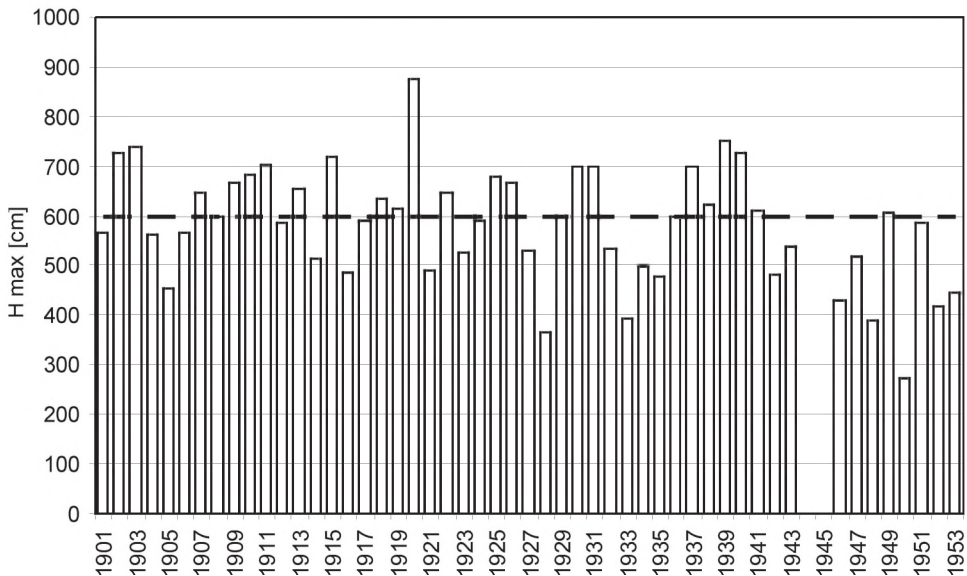


Ryc. 9. Przebieg minimalnych rocznych stanów wody Odry w posterunku wodowskazowym Koźle w latach 1940—2000



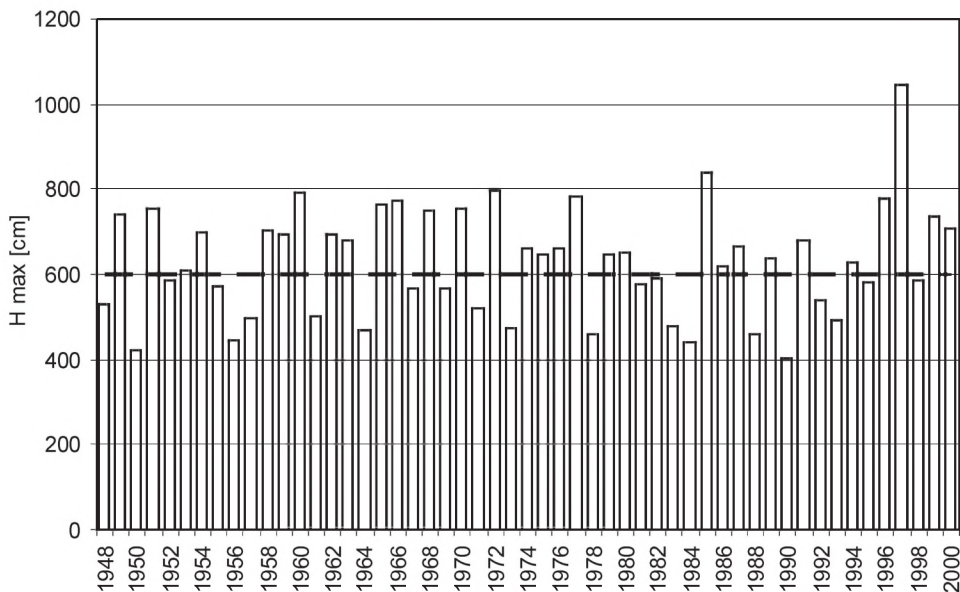
Ryc. 10. Przebieg maksymalnych rocznych stanów wody Odry w posterunku wodowskazowym Chałupki w latach 1940—2000

Przerwaną linią zaznaczono stan pełnokorytowy



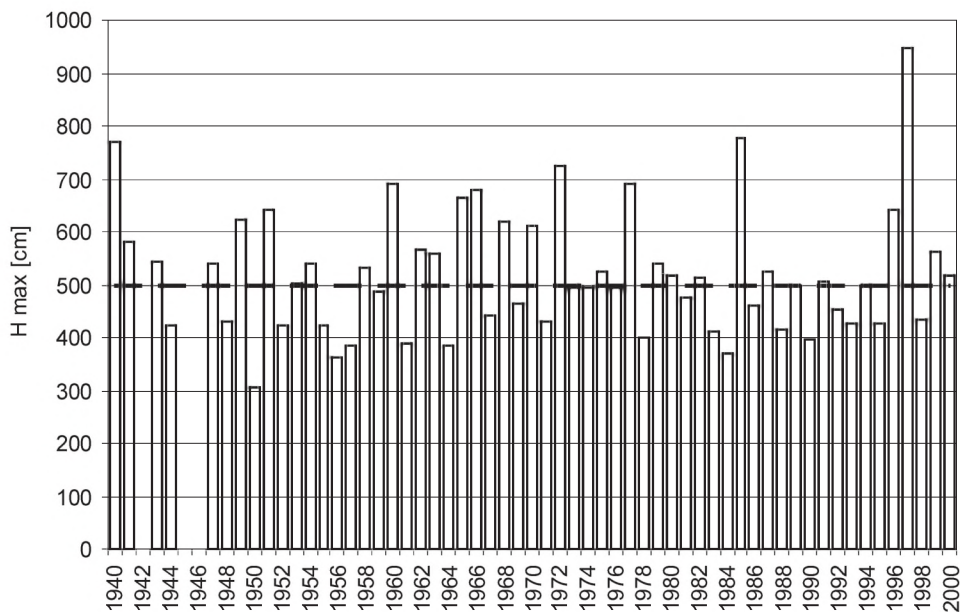
Ryc. 11. Przebieg maksymalnych rocznych stanów wody Odry w posterunku wodowskazowym Racibórz w latach 1901—1953

Objaśnienia jak do ryc. 10



Ryc. 12. Przebieg maksymalnych rocznych stanów wody Odry w posterunku wodowskazowym Miedonia w latach 1948—2000

Objaśnienia jak do ryc. 10



Ryc. 13. Przebieg maksymalnych rocznych stanów wody Odry w posterunku wodowskazowym Koźle w latach 1940—2000

Objaśnienia jak do ryc. 10

1954 r., a później wykazywały tendencję rosnącą. W ostatnich 10 latach stany minimalne wody uległy stabilizacji.

Porównanie tendencji w przebiegu minimalnych rocznych stanów wody w analizowanych posterunkach wodowskazowych na górnej Odrze wskazuje na synchroniczność okresów, w których zachodziło powolne wypływanie lub pogłębianie koryta rzeki. Można przyjąć następujący schemat przebiegu pionowych zmian koryta górnej Odry w XX w. Do ok. 1920 r. charakterystyczne było powolne wypływanie koryta (zaobserwowane tylko w Raciborzu), następnie do lat pięćdziesiątych XX w. zaznaczyła się tendencja do pogłębiania koryta (w tym czasie minimalne roczne stany wody w badanych posterunkach wodowskazowych obniżyły się o ponad 50 cm). Kolejne 30 lat cechowało wypływanie koryta, które w Odrze pod Koźlem osiągnęło rekordową wartość 1,5 m. Od ok. 1980 r. zaznacza się z kolei tendencja do pogłębiania koryta rzeki, zróżnicowana w poszczególnych posterunkach wodowskazowych. W tym czasie proces pogłębiania koryta Odry jest najszybszy w Chałupkach, natomiast w Koźlu koryto rzeki jest już ustabilizowane pionowo.

Tendencje w przebiegu pionowych zmian koryta górnej Odry w drugiej połowie XX w., określone na podstawie minimalnych rocznych stanów wody w rzece, są zbieżne ze zmianami ustalonymi na podstawie powtarzanej niwelacji koryta w posterunkach wodowskazowych. Pogłębianiu koryta Odry w Chałupkach towarzyszyło w tym czasie wyraźne obniżenie minimalnych rocznych stanów wody, z kolei efektem wypłykania koryta Odry w Koźlu było ewidentne podniesienie się w tym czasie minimalnych rocznych stanów wody.

W przebiegu maksymalnych rocznych stanów wody w posterunkach wodowskazowych w Chałupkach i Miedoni zaznaczała się tendencja rosnąca, podczas gdy w tym samym czasie w Koźlu maksymalne roczne stany wody nie wykazywały tendencji wzrostowej. Z kolei posterunek wodowskazowy w Raciborzu w latach 1901—1953 cechowała pod tym względem tendencja malejąca. Zaprezentowane dane pozwalają przypuszczać, że w całym biegu górnej Odry maksymalne roczne stany wody wykazywały w ostatnich 60 latach tendencję do powolnego wzrostu lub utrzymywały się na podobnym poziomie. Natomiast dane z posterunku wodowskazowego w Raciborzu mogą wskazywać na malejącą tendencję w przebiegu maksymalnych rocznych stanów wody na górnej Odrze w pierwszej połowie XX w.

Wykazane tendencje w przebiegu minimalnych i maksymalnych rocznych stanów wody w analizowanych posterunkach wodowskazowych świadczą o niezależnym przebiegu stanów wody w zakresie ich najniższych i najwyższych wartości.

Inną ważną cechą hydrologii rzeki, informującą o czasie trwania zatapiania równiny zalewowej (obecnie tylko w obrębie międzywala), a także o liczbie takich zdarzeń w ciągu roku, jest liczba dni ze stanem wody ponadpełnokorytowym w ciągu największych wezbrań. W analizowanych posterunkach wodo-

wskazowych na górnej Odrze stany wody ponadpełnokorytowe występują podczas największych wezbrań, głównie letnich. Są charakterystyczne tylko dla niektórych lat, jednego roku, najczęściej dla pojedynczego zdarzenia wezbraniowego, w niektórych latach nawet dla 4 wezbrań. Stany wody ponadpełnokorytowe są notowane podczas dużych wezbrań, których częstotliwość w badanym odcinku rzeki wynosi od 0 do 4 zdarzeń/r. Średnia częstotliwość tych zdarzeń maleje z biegiem badanego odcinka Odry: od 0,93 zdarzenia/r. w Chałupkach do 0,81 zdarzenia/r. w Miedoni i 0,64 zdarzenia/r. w Koźlu.

W Chałupkach średni przepływ wynosi 43 m³/s. Największa wartość przepływu średniego przypada na 1977 r. (84,5 m³/s), choć maksymalny przepływ w tym roku wyniósł 776 m³/s, podczas gdy w 1985 r. Q_{\max} osiągnął 1050 m³/s, a w 1997 r. 2160 m³/s. Średnia wartość maksymalnego rocznego przepływu Odry w Chałupkach (SWQ) liczy 450 m³/s.

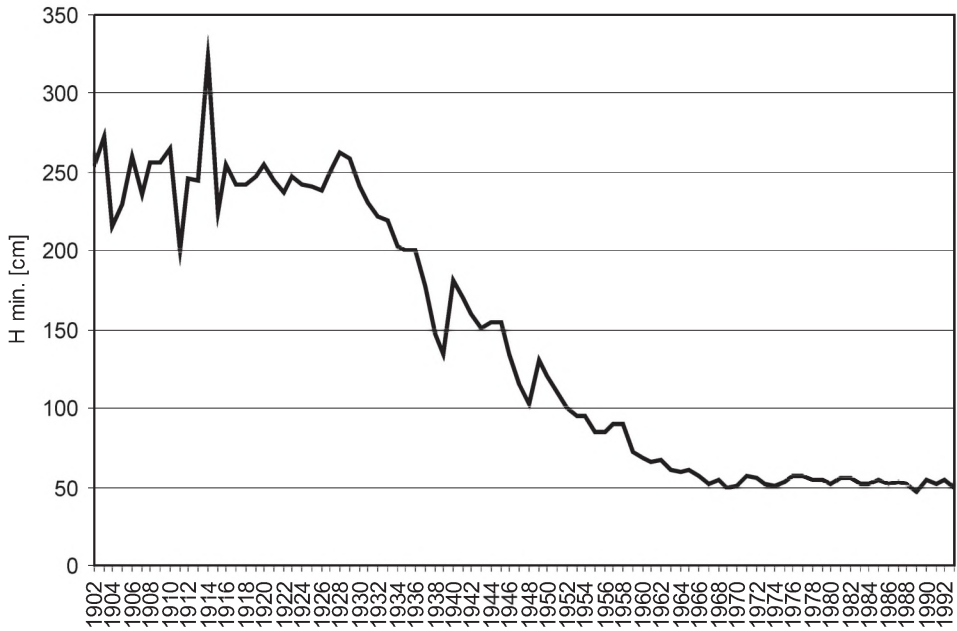
Średni przepływ w posterunku wodowskazowym w Miedoni wynosi 65 m³/s; największe wartości przepływów średnich odnotowano w latach 1965 (97 m³/s), 1977 (123 m³/s) i 1997 (98 m³/s). Przebieg wartości Q_{\max} wykazuje w tym posterunku wodowskazowym, podobnie jak w Chałupkach, tendencję rosnącą. Maksymalne przepływy, znacznie przekraczające średnią wartość Q_{\max} (SWQ) wynoszącą 606 m³/s, wystąpiły w latach: 1960 (1350 m³/s), 1972 (1395 m³/s), 1985 (1270 m³/s) i 1997 (3120 m³/s).

Przebieg średnich rocznych przepływów górnej Odry w Chałupkach i Miedoni wskazuje na wieloletnie fluktuacje z maksimum natężenia w latach 1965—1980.

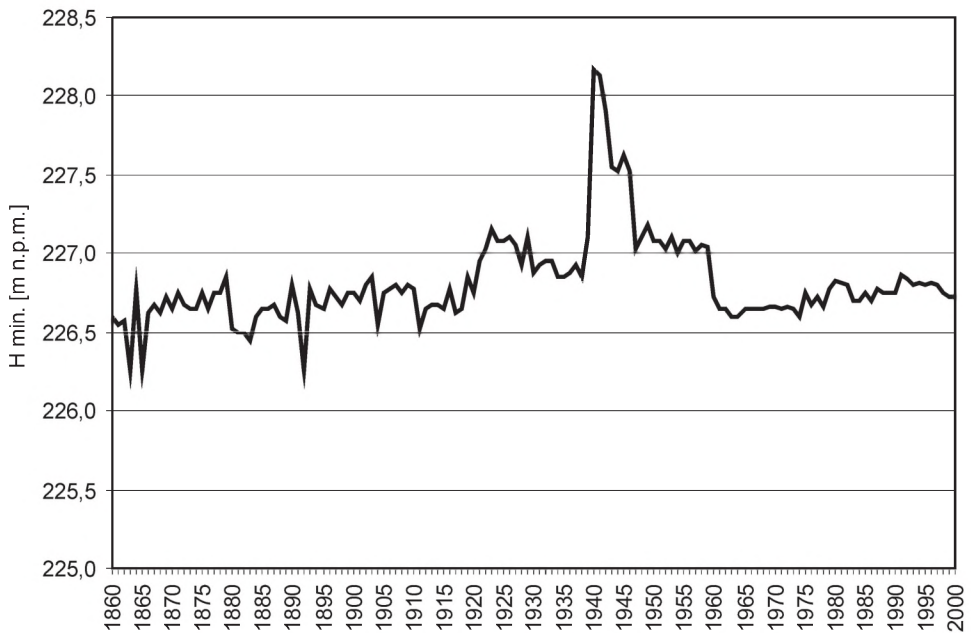
3.2.2. Górna Wisła

Analizą objęto następujące posterunki wodowskazowe na górnej Wiśle, rejestrujące stany wody i przepływy na objętym badaniami odcinku rzeki: Goczałkowice, Bieruń Nowy, Dwory, Gromiec (ostatnie dwa posterunki ze względu na bliskość położenia — dzielą je zaledwie 3 km — są traktowane łącznie jako jeden posterunek; do 1980 r. funkcjonował posterunek w Dworach, a od 1981 r. — posterunek w Gromcu), Smolice. Dane dotyczące minimalnych rocznych stanów wody w Goczałkowicach pochodzą z lat 1902—1992, w Bieruniu Nowym z lat 1860—2000, w Dworach z lat 1888—1980, w Gromcu z lat 1981—2000, a w Smolicach z lat 1874—1994. Maksymalne roczne stany wody przyjęto tylko z trzech posterunków wodowskazowych z następujących lat: Bieruń Nowy — lata 1935—2000, Dwory — lata 1948—1980, Gromiec — lata 1981—2000. Przepływy rzeki zanalizowano jedynie w posterunku wodowskazowym w Bieruniu Nowym (1961—2000).

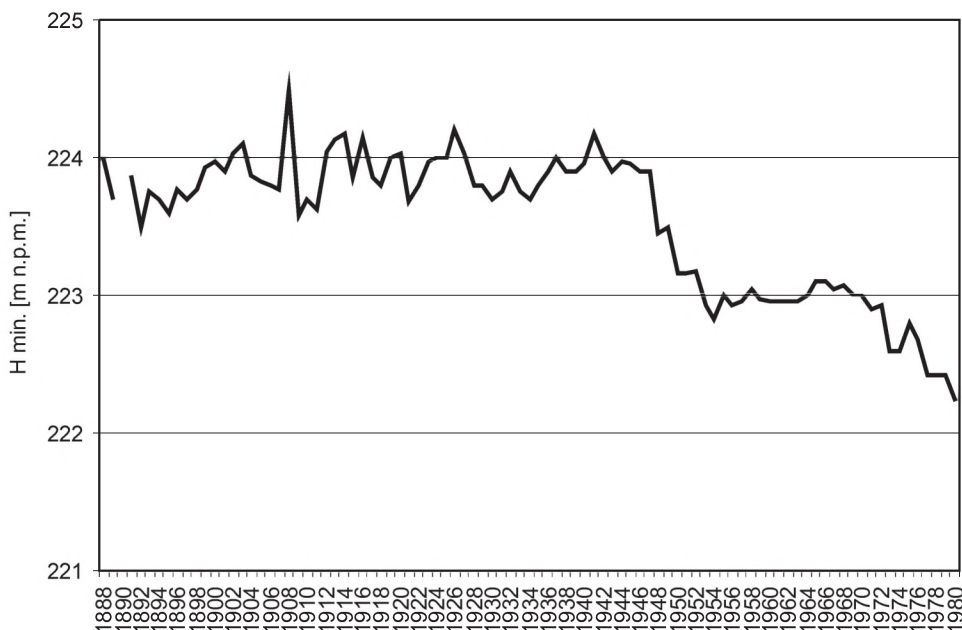
Analiza minimalnych rocznych stanów wody w posterunkach wodowskazowych na górnej Wiśle, pochodzących z całego okresu obserwacji, wskazuje na



Ryc. 14. Przebieg minimalnych rocznych stanów wody Wisły w posterunku wodowskazowym Goczałkowice w latach 1902—1992



Ryc. 15. Przebieg minimalnych rocznych stanów wody Wisły w posterunku wodowskazowym Bieruń Nowy w latach 1860—2000



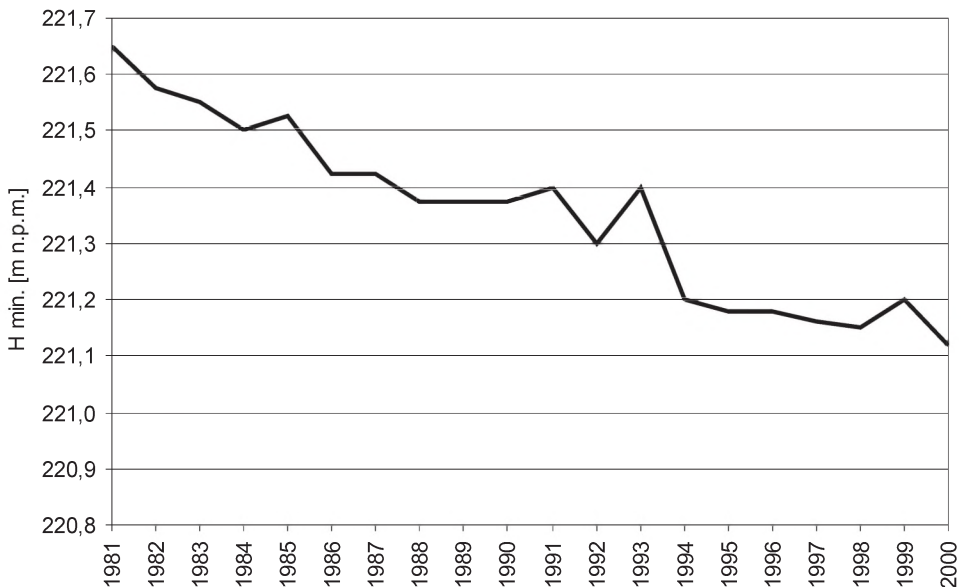
Ryc. 16. Przebieg minimalnych rocznych stanów wody Wisły w posterunku wodowskazowym Dwory w latach 1888—1980

zróżnicowane tendencje w pionowej pozycji koryta w ciągu ostatnich 140 lat na tym odcinku rzeki. Posterunek wodowskazowy w Goczałkowicach reprezentuje ten fragment badanego odcinka rzeki, w którym ok. 1930 r. rozpoczęło się systematyczne pogłębianie koryta trwające do 1970 r. (ryc. 14). W latach wcześniejszych, zanim przystąpiono do generalnych prac regulacyjnych, koryto było ustabilizowane w pionie. Po pogłębieniu o ok. 2 m od ponad 30 lat ponownie wykazuje pionową stabilność. Materiał pochodzący z pogłębienia tego fragmentu koryta Wisły został w dużej ilości zdeponowany w dalszym biegu rzeki, gdzie od ok. 1930 r. do 1960 r. zaznaczyło się wypłylenie koryta, w latach czterdziestych XX w. osiągające nawet 1 m. Sytuację tę ilustruje przebieg minimalnych rocznych stanów wody w posterunku wodowskazowym w Bieruniu Nowym (ryc. 15). Wzmocniona faza agradacji materiału rozpoczęła się w momencie pogłębienia wyżej położonego fragmentu koryta rzeki i zakończyła się ok. 1960 r. Wypłylenie koryta Wisły przekroczyło w tym miejscu ok. 1 m; w ostatnich 40 latach jego poziom jest stabilny i kształtuje się podobnie jak w latach 1860—1920. W kolejnym posterunku wodowskazowym w Dworach, zlokalizowanym poniżej ujścia Przemszy i Soły, w wyniku dużej dostawy materiału koryto Wisły było ustabilizowane w układzie pionowym do ok. 1948 r. (ryc. 16). W następnych latach zachodziło pogłębianie koryta Wisły, które do 1980 r. osiągnęło prawie 2 m. W 1947 r. z powodu postępującej erozji wgłęb-

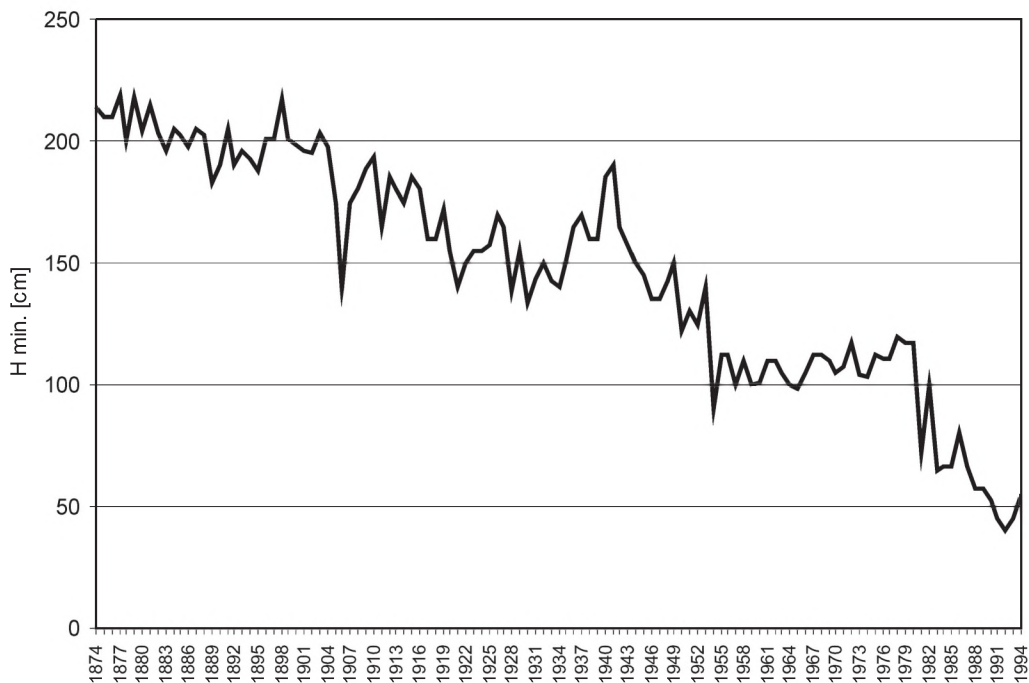
nej koryta dokonano zmiany poziomu zera wodowskazowego w Dworach z 224,6 m n.p.m. na 222,1 m n.p.m. (Kr.). W kolejnych latach kontynuacje procesu erozji wgłębnej koryta rejestrowano w blisko położonym (3 km w górę rzeki) posterunku wodowskazowym w Gromcu, gdzie tylko w latach 1981—2000 koryto Wisły zostało pogłębione o 0,5 m (ryc. 17). W dalszym biegu Wisły, w następstwie ścinania licznych meandrów rzeki w ciągu XIX w., proces pogłębiania koryta rozpoczął się zanim w 1874 r. uruchomiony został posterunek wodowskazowy w Smolicach (ryc. 18). Z tego też względu w całym okresie obserwacji wodowskazowych minimalne roczne stany wody wykazują w tym posterunku tendencję malejącą, świadczącą o ponad półtorametrowym pogłębieniu koryta Wisły w latach 1874—1994.

Na podstawie zaprezentowanych danych można wyróżnić dwa odcinki koryta Wisły w obrębie badanego jej biegu: odcinek o ustabilizowanym pionowo korycie z okresowo zachodzącą wzmożoną agradacją materiału, zlokalizowany powyżej ujścia Przemszy i Soły, reprezentowany przez posterunek wodowskazowy w Bieruniu Nowym, oraz odcinek z pogłębianym korytem poniżej ujścia Soły, reprezentowany przez posterunki wodowskazowe w Dworach, Gromcu i Smolicach. Pogłębianie koryta wzdłuż tego odcinka rzeki rozpoczęło się w różnych latach, zależnie od momentu podjęcia prac regulacyjnych.

Stabilne pionowo koryto Wisły lub jego wypłykanie powyżej ujścia Przemszy i Soły, a także pogłębianie koryta rzeki w dalszym jej biegu, ustalone na podstawie wieloletnich ciągów minimalnych rocznych stanów wody w kolejnych



Ryc. 17. Przebieg minimalnych rocznych stanów wody Wisły w posterunku wodowskazowym Gromiec w latach 1981—2000

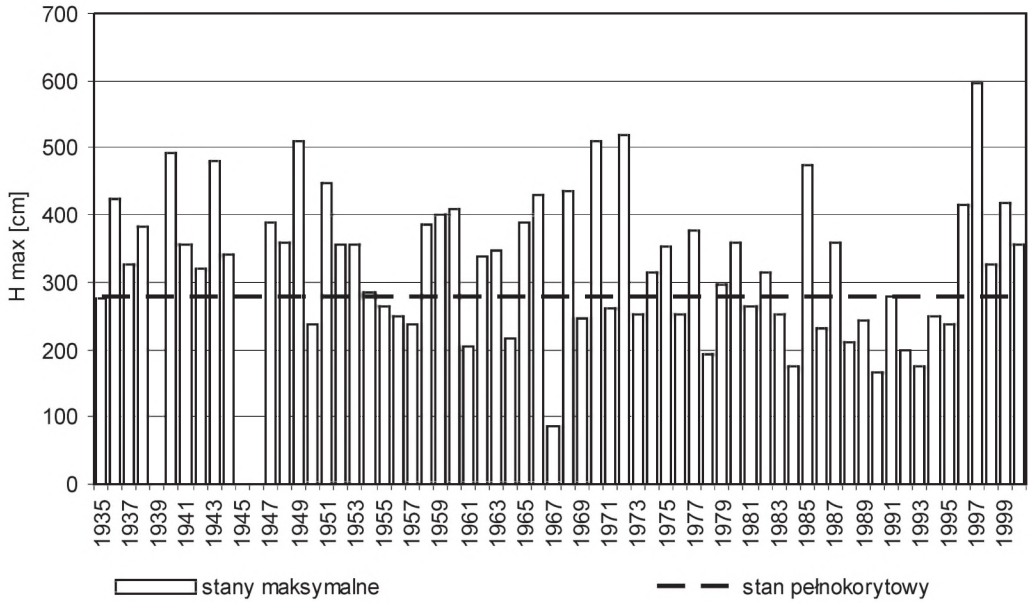


Ryc. 18. Przebieg minimalnych rocznych stanów wody Wisły w posterunku wodowskazowym Smolice w latach 1874—1994

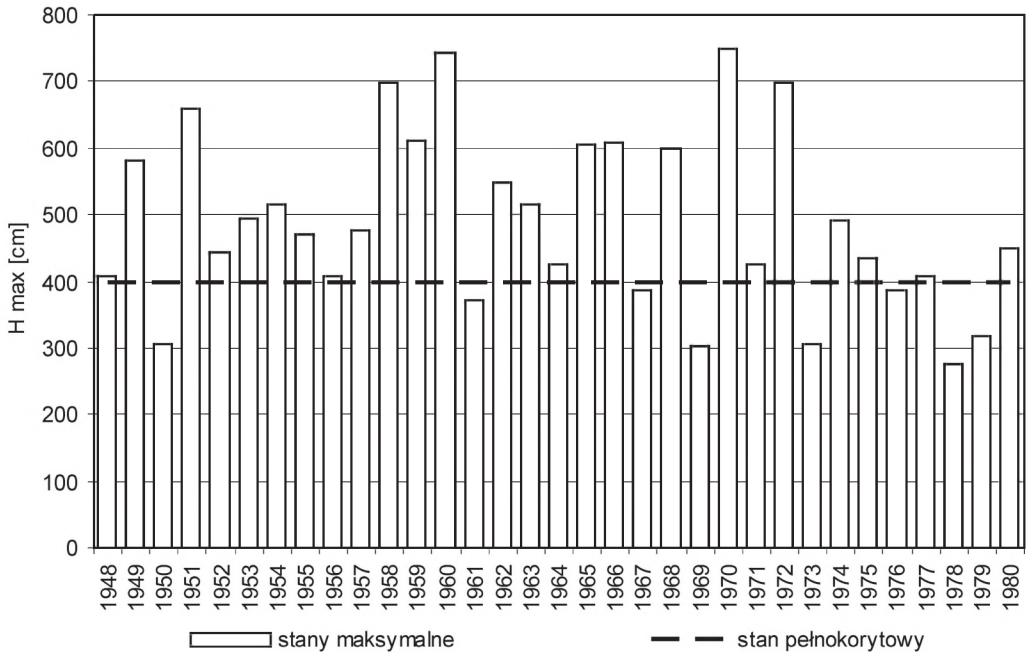
posterunkach wodowskazowych, potwierdzają wyniki powtarzanych pomiarów niwelacyjnych w tych posterunkach. Dokumentują to ryciny zamieszczone w pracy A. Ł a j c z a k a (1995a, 2004).

Jeśli chodzi o przebieg maksymalnych rocznych stanów wody w posterunkach wodowskazowych Bieruń Nowy i Dwory na górnej Wiśle, to dla całego okresu obserwacji charakterystyczna była słaba tendencja malejąca (ryc. 19, 20). W latach dziewięćdziesiątych XX w. zaznaczyła się wyraźna tendencja wzrostowa w przebiegu rocznych wielkości H_{\max} w Bieruniu Nowym; podobny trend zaobserwowano w posterunku w Gromcu (ryc. 21). W Bieruniu Nowym i Gromcu H_{\max} z 1997 r. przekroczyło o ok. 1 m stany wody z lat wcześniejszych. Średni stan maksymalny (SWW) w profilu Bieruń Nowy wynosi 323 cm, przy czym stan pełnokorytowy — 280 cm. Stan ten jest często przekraczany; najwyższe stany maksymalne odnotowano w latach: 1949 (510 cm), 1970 (510 cm), 1972 (518 cm) i 1997 (597 cm).

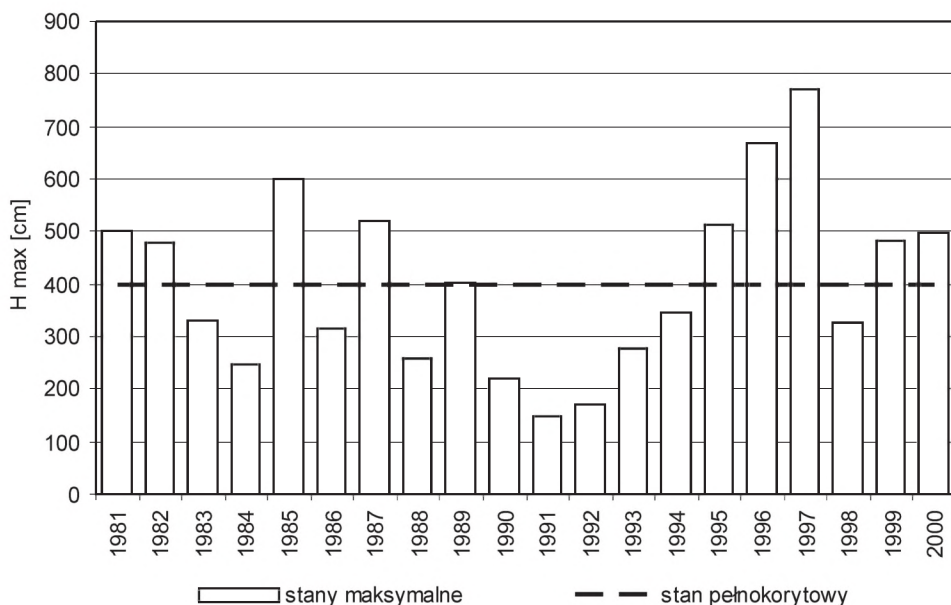
Wykazane tendencje w przebiegu maksymalnych i minimalnych rocznych stanów wody w analizowanych posterunkach wodowskazowych na górnej Wiśle wskazują, przeciwnie niż na górnej Odrze, na zbieżność tendencji w przebiegu minimalnych i maksymalnych rocznych stanów wody w drugiej połowie XX w. Pogłębienie w tym okresie koryta górnej Wisły nawet o 2 m wywarło wpływ na



Ryc. 19. Przebieg maksymalnych rocznych stanów wody Wisły w posterunku wodowskazowym Bieruń Nowy w latach 1935—2000



Ryc. 20. Przebieg maksymalnych rocznych stanów wody Wisły w posterunku wodowskazowym Dwory w latach 1948—1980



Ryc. 21. Przebieg maksymalnych rocznych stanów wody Wisły w posterunku wodowskazowym Gromiec w latach 1981—2000

przebieg stanów maksymalnych wody do początku lat dziewięćdziesiątych XX w. W następnych latach, mimo trwającego pogłębiania koryta lub jego pionowej stabilizacji, stany maksymalne w rzece cechowała tendencja wzrostowa.

W analizowanych posterunkach wodowskazowych na górnej Wiśle, podobnie jak na górnej Odrze, stany wody ponadpełnokorytowe występują prawie zawsze podczas dużych wezbrań letnich, częściej zdarzających się pojedynczo w roku, a rzadziej podczas dwóch lub trzech wezbrań w ciągu jednego roku. Stany wody ponadpełnokorytowe są charakterystyczne dla dużych wezbrań, których częstotliwość osiąga trzy zdarzenia w roku (Bieruń Nowy) lub pięć zdarzeń w roku (Dwory/Gromiec). Średnia częstotliwość tych zdarzeń wzrasta z biegiem rzeki (Bieruń Nowy — 0,92 zdarzenia/r., Dwory/Gromiec — 1,04 zdarzenia/r.), co spowodowane jest dużym potencjałem powodziowym Soły i Skawy. Wezbrania na odcinku Wisły poniżej ujścia Soły są bardzo częste. Dane z posterunku wodowskazowego w Dworach świadczą o występowaniu 13 dużych wezbrań na 10 lat w okresie 1948—1980. W tym samym czasie w ciągu 10 lat nie było wezbrań ze stanami wody ponadpełnokorytowymi. Wszystkie obserwowane wezbrania są zjawiskami krótkotrwałymi, stan ponadpełnokorytowy utrzymuje się do 6 dni. W latach 1981—2000 w posterunku wodowskazowym Gromiec odnotowano 12 wezbrań ze stanami wody ponadpełnokorytowymi i jednocześnie w ciągu 10 lat nie wystąpiły takie wezbrania. Średnia

częstotliwość występowania dużych wezbrań w tym posterunku wodowskazowym wynosi 6 na 10 lat.

Przebieg średnich przepływów górnej Wisły w Bieruniu Nowym wskazuje, podobnie jak w przypadku górnej Odry, na wieloletnie fluktuacje z maksimum natężenia zjawiska w latach 1965—1978. W latach osiemdziesiątych i na początku lat dziewięćdziesiątych XX w. średnie przepływy były w tym posterunku wodowskazowym nawet trzykrotnie mniejsze niż w latach wcześniejszych. Po 1993 r. zaznacza się tendencja do wzrostu średnich przepływów. Inaczej niż w górnej Odrze maksymalne roczne przepływy górnej Wisły w Bieruniu Nowym wykazywały wieloletnie fluktuacje zbieżne ze zmianami przepływów średnich. Największe maksymalne przepływy Wisły w Bieruniu Nowym zanotowano w analizowanym okresie w latach: 1970 ($624 \text{ m}^3/\text{s}$), 1972 ($655 \text{ m}^3/\text{s}$) i 1997 ($666 \text{ m}^3/\text{s}$).

W badanych odcinkach górnej Odry i górnej Wisły pionowe zmiany koryta, jakie wystąpiły w ciągu XX w. pod wpływem prac regulacyjnych, nie były synchroniczne w obu rzekach. W górnej Odrze na przemian zachodziło pogłębianie i wypływanie koryta: do ok. 1920 r. wypływanie, następnie do lat pięćdziesiątych XX w. pogłębianie, w kolejnych 30 latach ponownie wypływanie (na największą skalę w okolicach Koźła) i od 1980 r. pogłębianie o różnym nasileniu wzdłuż rzeki. Stwierdzone pionowe zmiany koryta górnej Odry nie obejmują całego okresu od rozpoczęcia prac regulacyjnych. Prawdopodobnie po rozpoczęciu prostowania górnej Odry od schyłku XVIII w. nastąpiło szybkie pogłębianie koryta, które zostało później przerwane na skutek agradacji materiału pochodzącego z pogłębiania wyżej położonych odcinków rzeki po stronie czeskiej. W przeciwieństwie do górnej Odry, w badanym odcinku górnej Wisły pionowe zmiany koryta są rejestrowane od początku tego procesu (zachowane kompletne wyniki obserwacji wodowskazowych od XIX w.). Proces pogłębiania koryta górnej Wisły rozpoczął się w momencie zapoczątkowania prostowania biegu rzeki, najpierw (połowa XIX w.) poniżej ujścia Soły, później (na początku XX w.) powyżej ujścia Soły. W Goczałkowicach pogłębianie koryta zachodziło do 1970 r., w odcinku Wisły poniżej ujścia Soły trwa nadal. Odcinek agradujący górnej Wisły jest zlokalizowany powyżej ujścia Soły, czyli obejmuje górną część badanego biegu rzeki. Z kolei w badanym odcinku górnej Odry taki odcinek rzeki obejmuje jej dolną część. Teoretycznie przeciwne położenie odcinków erozyjnych i agradujących w obu badanych rzekach powinno znaleźć swe odbicie w niektórych cechach hydrologii rzeki, które wywierają wpływ na tempo depozycji osadów pozakorytowych.

Znaczne poregulacyjne pogłębienie koryta górnej Wisły należy uznać za przyczynę malejącej w drugiej połowie XX w. tendencji w wysokości maksymalnych rocznych stanów wody w rzece. W płycej pogłębionym korycie górnej Odry, na długim odcinku ulegającym wypływowi, takie stany wody wykazują

już tendencję rosnącą. Może to oznaczać, że na obecnym etapie poregulacyjnego przemodelowywania koryta coraz częstsze i bardziej długotrwałe zatapianie równiny zalewowej (w międzywalu) powinno zachodzić wzdłuż badanego odcinka Odry. Z kolei wzdłuż analizowanego odcinka Wisły powinno być odwrotnie. W obu odcinkach rzek od połowy lat dziewięćdziesiątych XX w. maksymalne roczne stany wody i przepływy wykazują tendencję rosnącą, głównie za sprawą wielkich powodzi z lat 1996 i 1999, a zwłaszcza z 1997 r.

Średnia częstotliwość stanów wody ponadpełnokorytowych wynosi w badanym odcinku Wisły około jednego zdarzenia w roku, w odcinku górnej Odry zaś jest znacznie mniejsza. Wzdłuż analizowanego odcinka Odry, który z wyjątkiem Olzy nie ma innych dopływów górskich, wielkość ta maleje. Z kolei wzdłuż badanego odcinka Wisły przyjmującego dwa duże dopływy karpaccie wielkość ta rośnie. Może to wskazywać na wzrost potencjalnej depozycji pozakorytowej z biegiem badanego odcinka Wisły i jednocześnie na jej spadek z biegiem analizowanego odcinka Odry. Skutkiem rosnącej tendencji w wysokości maksymalnych rocznych stanów wody w badanym odcinku górnej Odry jest stwierdzony powolny wzrost częstotliwości stanów wody ponadpełnokorytowych w Chałupkach, natomiast częstotliwość takich stanów wody w Miedoni i Koźlu jest w badanym okresie stabilna. Natomiast w interesującym nas odcinku górnej Wisły, gdzie w badanym okresie zaznacza się tendencja malejąca w przebiegu maksymalnych rocznych stanów wody, częstotliwość stanów wody ponadpełnokorytowych wykazuje wyraźną tendencję malejącą w Bieruniu Nowym i Dworach/Gromcu w tym samym okresie.

W górnej Wiśle większy jest także niż w górnej Odrze średni łączny czas trwania inundacji równiny zalewowej (w międzywalu), który wynosi odpowiednio ok. 2,6 dnia i 2,0 dni w roku. Wzdłuż górnej Odry, której dolny bieg koryta ulega agradacji, wartość wspomnianej cechy hydrologii rzeki nieznacznie wzrasta, przeciwnie niż wzdłuż górnej Wisły o pogłębianym korycie, gdzie wartość tej cechy hydrologii rzeki maleje. Zróżnicowanie średniego łącznego czasu inundacji międzywała wzdłuż obu badanych odcinków rzek jest znacznie mniejsze niż zróżnicowanie średniej częstotliwości występowania stanów wody ponadpełnokorytowych wzdłuż tych odcinków rzek. Na tej podstawie można sformułować tezę, że przypuszczalnie większy wpływ na rozmiary depozycji pozakorytowej ma liczba zdarzeń wezbraniowych ze stanami wody ponadpełnokorytowymi w roku aniżeli czas trwania takich stanów wody w ciągu roku.

Pomimo różnic w poregulacyjnym przemodelowywaniu koryt, w obu badanych odcinkach rzek okresy o największej częstotliwości wezbrań ze stanami wody ponadpełnokorytowymi były w drugiej połowie XX w. synchroniczne i obejmowały lata: 1958—1968, 1972—1977, 1985—1987 i od 1996 r. W tych okresach powinno zaznaczyć się najszybsze tempo depozycji osadów pozakorytowych.

3.3. Transport i potencjalna sedymentacja materiału unoszonego

W analizowanych odcinkach górnej Odry i górnej Wisły transport materiału unoszonego osiąga relatywnie wysokie wartości na tle rzek Polski (Łajczak, 1995b, 1999). Zestawiono dane dotyczące dostawy materiału unoszonego do badanych odcinków rzek przez ciek główny i dopływy w poszczególnych miesiącach i latach w okresach: 1978—1990 (górna Odra) i 1956—1995 (górna Wisła). Wielkości te porównano z danymi dotyczącymi ilości materiału wynoszonego poza obręb analizowanych odcinków rzek. Wielkość dostawy materiału unoszonego przez dopływy z posterunkami wodowskazowymi, w których kontrolowany jest transport materiału unoszonego, oszacowano następująco: średni rozmiar transportu z ostatniego posterunku na danej rzece zwiększono proporcjonalnie do przyrostu dorzecza między brany pod uwagę posterunkiem wodowskazowym a ujściem rzeki. Z kolei dostawę materiału unoszonego przez dopływy, w których nie kontroluje się transportu materiału unoszonego, oceniono na zasadzie analogii do blisko położonych dopływów o podobnych rozmiarach, cechach środowiska geograficznego dorzeczy i reżimie hydrologicznym. Zastosowana metoda bilansu transportu (*input-output*) pozwala określić rozmiary strat w transporcie materiału unoszonego w odcinku bilansowym rzeki, które wskazują na potencjalne rozmiary depozycji tego materiału. Materiał unoszony podlega długotrwałej depozycji tylko poza korytem rzeki, na największą skalę w strefie brzegowej. Pogłębiane odcinki koryt rzecznych nie tylko nie zatrzymują materiału unoszonego, ale stanowią dodatkowe źródło jego dostawy do wód rzecznych. Potencjalne rozmiary depozycji materiału unoszonego wynikające z bilansu transportu są, z uwagi na niedoszacowanie rozmiarów transportu tego materiału w rzekach (Łajczak, 1999), zaniżone w stosunku do wartości rzeczywistych.

Przyjęcie w pracy wyników pomiarów Państwowej Służby Hydrologicznej z dorzeczy Odry i Wisły, a także zastosowanie zaproponowanej przez A. Łajczak (1999) metody obliczeniowej sprawiają, że uzyskane wyniki obliczeń bilansu transportu materiału unoszonego są w odniesieniu do obu badanych odcinków rzek obarczone błędem podobnej wielkości. Jednakże ze względu na dłuższy ciąg danych wyjściowych za dokładniejsze należy uznać rezultaty obliczeń dla górnej Wisły. Otrzymane wyniki bilansu transportu materiału unoszonego należy jednak traktować orientacyjnie, gdyż rzeczywiste tempo przyrostu osadów pozakorytowych wzdłuż badanych odcinków górnej Odry i górnej Wisły wyznaczają terenowe i laboratoryjne badania osadów.

Zbilansowanie transportu materiału unoszonego w badanych odcinkach górnej Odry i górnej Wisły wskazuje, że w drugim z tych odcinków rzek depozycji ulega prawie czterokrotnie więcej materiału niż w pierwszym odcinku rzeki

(w górnej Wiśle 21 tys. t/km biegu rzeki/r.). Potwierdzona więc została prawidłowość mówiąca o wprost proporcjonalnej zależności między rozmiarami transportu materiału unoszonego w rzece a wielkością jego strat w wyniku depozycji pozakorytowej (Ł a j c z a k, 1999). Średnie rozmiary transportu materiału unoszonego są w posterunku Miedonia na Odrze ponad 5-krotnie mniejsze niż w posterunku Smolice na Wiśle. Różnice w rozmiarach transportu i depozycji materiału unoszonego w badanych odcinkach górnej Odry i górnej Wisły wynikają nie tylko z większych rozmiarów odpływu materiału unoszonego ze zlewni dopływów górnej Wisły niż ze zlewni dopływów górnej Odry, ale także z szybszego pogłębiania koryta górnej Wisły (stanowiącego dodatkowe źródło materiału unoszonego).

W górnej Odrze w latach 1978—1990 nastąpił gwałtowny spadek rozmiarów depozycji materiału unoszonego. W tym samym czasie spadek rozmiarów depozycji materiału unoszonego w badanym odcinku górnej Wisły był nieco szybszy niż w okresie 1956—1995. Za przyczynę malejącej tendencji w rozmiarach depozycji materiału unoszonego należy uznać nie tylko rozpoczęte po 1980 r. ograniczanie dostawy wód kopalnianych (zawierających duże ilości miazgi węglowej) do obu rzek, ale także zmiany w użytkowaniu ziemi w zlewniach dopływów oraz zwiększającą się na ich obszarze liczbę zbiorników zaporowych.

Sezonowy przebieg strat w transporcie materiału unoszonego wyrażony w procentach wielkości transportu naśladuje w obu rzekach roczny cykl przepływu w zakresie jego wysokich wartości (SWQ). W górnej Odrze straty w transporcie materiału w kolejnych miesiącach roku średniego wahają się między 48% a 80% i są największe wczesną wiosną oraz latem. W górnej Wiśle procentowe straty w transporcie materiału unoszonego są znacznie mniejsze i wahają się w zakresie od 4% do 55%; największe wartości osiągają wiosną i latem. Oznacza to, że do wymienionych pór roku należy odnieść wszystkie zdarzenia wezbraniowe, podczas których zachodzi pozakorytowa depozycja materiału unoszonego. W tych porach roku przepływy i stany wody w obu rzekach, częstotliwość i czas zatapiania równiny zalewowej, a także rozmiary transportu materiału unoszonego są największe w ciągu roku.

Mniejsze rozmiary procentowych strat w transporcie materiału unoszonego w badanym odcinku górnej Wisły niż w odcinku górnej Odry potwierdzają większą kompetencję pierwszej z tych rzek do dalekiego przenoszenia dużych ładunków materiału unoszonego. Wskazują także na relatywnie mniejsze rozmiary transportu miazgi węglowej (w stosunku do całkowitych rozmiarów transportu materiału unoszonego) w przypadku górnej Wisły, do której wprowadzane są największe w Polsce ilości zawiesiny mineralnej z Karpat (Ł a j c z a k, 1999).

W świetle zaprezentowanych rezultatów badań strefa międzywała badanego odcinka górnej Odry prezentuje się jako miejsce, w którym obecnie depozycji ulega ponad połowa wpływającego do tego odcinka rzeki materiału unoszonego.

go. Natomiast w strefie międzywała analizowanego odcinka górnej Wisły depozycji ulega relatywnie mniejsza masa materiału unoszonego. Biorąc jednak pod uwagę znacznie większe rozmiary transportu tego materiału w górnej Wiśle niż w górnej Odrze, bezwzględne rozmiary depozycji pozakorytovej (wyrażone w t/km biegu rzeki/r.) w badanym odcinku pierwszej z tych rzek są prawie cztery razy większe niż w analizowanym odcinku górnej Odry.

Wielkość pozakorytovej depozycji materiału unoszonego zachodzącej w warunkach rzek uregulowanych tylko w strefie międzywała i oszacowanej na podstawie bilansu transportu została uznana za wartość wstępną, zaniżoną w stosunku do wartości rzeczywistej. Przyczyną zaniżenia tej wielkości jest niedoszacowanie rozmiarów transportu materiału unoszonego w rzekach, wynikające ze zbyt rzadkiej częstotliwości pomiaru zmaczenia wód rzecznych, zwłaszcza podczas dużych wezbrań. Pomimo błędów, jakimi są obciążone metody pomiarów i obliczeń rozmiarów transportu oraz potencjalnej depozycji materiału unoszonego w rzekach, względne zróżnicowanie strat w transporcie tego materiału z biegiem badanych odcinków rzek, a także z upływem czasu, wskazujące na zróżnicowanie i zmienność rozmiarów depozycji materiału, nie powinno zasadniczo różnić się od rzeczywistego przebiegu tego procesu.

Źródłem informacji o rzeczywistym tempie przyrostu osadów pozakorytowych w badanych odcinkach górnej Odry i górnej Wisły w okresie od rozpoczęcia prac regulacyjnych do 2002 r. są wyniki badań terenowych w odsłonięciach brzegowych. Zaprezentowane w rozdziale 4 rezultaty tych badań pozwalają między innymi stwierdzić, czy omówione dotąd wielkości charakteryzujące rozmiary depozycji materiału unoszonego i wynikające z bilansu transportu materiału są zbieżne ze stanem rzeczywistym. Opierając się na wynikach datowania osadów, spróbujemy odpowiedzieć na pytanie, czy w okresie objętym pomiarami zmaczenia rzek rzeczywiście zaznaczała się tendencja do zmniejszania tempa depozycji pozakorytovej osadów, a także czy tempo depozycji osadów pozakorytowych w badanym odcinku górnej Wisły jest znacznie szybsze niż w odcinku górnej Odry.

4. Depozycja osadów strefy przykorytowej

4.1. Górna Odra

4.1.1. Zabełków

Odsłonięcie Zabełków zlokalizowane jest na lewym, wypukłym brzegu Odry, na 23 km biegu rzeki liczonym od ujścia Opawy do Odry. Regulacja koryta w stanowisku Zabełków nie zmieniła przebiegu koryta. Na przełomie XVIII i XIX w. wykonano jedynie umocnienia brzegu faszyną. Ostatnia obudowa regulacyjna rzeki miała miejsce w 1999 r. i polegała na uzupełnieniu wyrw i zabezpieczeniu odtworzonej linii brzegowej opaską z narzutu kamiennego.

Położenie zdeponowanego osadu względem dawnego bruku korytowego oraz jego struktura sugerują, że jest to osad dolnego członu łachy meandrowej, która funkcjonowała w tym miejscu przed umocnieniem koryta (ryc. 22). Osad uznany za dolny człon łachy meandrowej został zdeponowany podczas trzech epizodów powodziowych z materiału transportowanego przy dnie. O liczbie epizodów świadczą powierzchnie erozyjne rozdzielające warstwowane przekątnie litofacje piaszczyste. Omawiana część łachy meandrowej w naturalnych warunkach znajduje się pod powierzchnią lustra wody stanów średnich. W stanowisku Zabełków leży ponad aktualnym lustrem wody średniej, co należy tłumaczyć pogłębieniem koryta rzeki wskutek robót regulacyjnych.

Ponad najwyższą powierzchnią erozyjną tej partii odsłonięcia zalega rytm 20 cm drobnego piasku i 15 cm pyłu. Nadległa, warstwowana przekątnie litofacja piaszczysta dowodzi znacznego przepływu pozakorytowego. Jej miąższość liczy 35 cm. Przykrywa ją 5-centymetrowej miąższości warstwa piasku pylastego. Depozycję tego rytmu przypisać można wezbraniu z 1985 r. Wezbranie o mniejszym nasileniu w 1996 r. pozostawiło parę litofacji (piaszczysta i piasz-

czysto-pylasta) o łącznej miąższości 27 cm. Warstwa żwiru piaszczystego zalegająca na głębokości 20—53 cm została tu złożona podczas wezbrania w 1997 r. Zdeponowanie osadu frakcji żwirowej na powierzchni równiny zalewowej znajdującej się wówczas ok. 270 cm ponad poziomem zwierciadła wód średnich było możliwe dzięki wysokiej energii wód wezbraniowych. Średni przepływ w posterunku wodowskazowym Chałupki (3 km powyżej odsłonięcia Zabełków) wynosi ok. 60 m³/s. Podczas wezbrania w 1997 r. wartość ta wzrosła do 2160 m³/s, a poziom wody przekroczył stan pełnokorytowy o 285 cm.

W odsłonięciu nie stwierdzono artefaktów. Miał węglowy zalega jednak już na głębokości 245 cm. Zważywszy, że pierwsze kopalnie w Zagłębiu Ostrawsko-Karwińskim rozpoczęły eksploatację w 1780 r., sedimentacja osadów w odsłonięciu Zabełków musiała przebiegać z przeciętną prędkością 1,1 cm/r. Jest to wartość uśredniona. W czasie pojedynczych wielkich wezbrań brzeg Odry w tym stanowisku był nadbudowywany nawet o ok. 20—30 cm.

4.1.2. Olza

Odsłonięcie zlokalizowano na lewym brzegu Odry, 50 m powyżej mostu drogowego w miejscowości Olza, na 26 km jej biegu liczonym od ujścia Opały. Przed regulacją badane miejsce stanowiło prawie prosty odcinek koryta Odry między dwoma kolejnymi zakolami. Po regulacji w 1881 r. nadano mu zupełnie prosty bieg, ale miejsce wykonania odsłonięcia zarówno przed, jak i po regulacji stanowiło lewy brzeg Odry.

W wykonanym odsłonięciu o głębokości 320 cm stwierdzono zespół 58 litofacji. Większość zdeponowanych tu osadów to osady drobnoziarniste. W zaledwie 19 litofacjach przeważają grubsze frakcje. Miąższość drobnoziarnistych ławic jest niewielka i waha się od 2 cm do 10 cm; dwie najbardziej miększe ze zdeponowanych tu to litofacje żwirowe o miąższości 30 cm i 13 cm.

Widoczny w spągu odsłonięcia żwir piaszczysty został zdeponowany, gdy miejsce to funkcjonowało jako dno rzeki. Dwie odnotowane w archiwaliach naturalne zmiany przebiegu koryta Odry w Zabełkowie na 24 km i 25 km jej biegu, a więc w omawianym miejscu, nastąpiły w latach 1742 oraz 1751. Ponieważ w wymienionych osadach żwirowych brak miału węglowego, okres ich depozycji można wiązać ze wzmiankowanym czasem awulsji koryta. Zdeponowany powyżej laminowany skośnie osad pylasty osadzany był w zagłębieniu (rynnie) na powierzchni łachy żwirowej w ostatniej fazie wezbrania. Niewyraźna laminacja tego osadu pozwala wnioskować o co najmniej sześciu wezbraniach powodujących jego depozycję. Na głębokości 244 cm obecny jest już miał węglowy i występuje aż do stropu odsłonięcia.

Podczas próby datowania osadów przyjęto, że dolna partia zdeponowana została przed uruchomieniem kopalń hulczyńskich, a więc przed 1780 r. Ponieważ

naprzemianległe deponowanie warstw żwirowych i pylastych można przypisać zmianom przebiegu koryta, spągową ławicę żwirów można datować na ok. 1750 r. Tak więc osady zaobserwowane na głębokości 320—248 cm musiały zostać złożone w ciągu minimum 30 lat, w średnim tempie 2,4 cm/r. Do oznaczenia najmłodszych osadów zastosowano metodę datowania na podstawie zawartości sztucznego izotopu ^{137}Cs . Jest on obecny w stropowej części odsłonięcia do głębokości 84 cm. Depozycja osadów w tym przedziale głębokości zachodziła tu ze średnią prędkością 1,8 cm/r. Środkowa partia osadów musiała więc być deponowana w tempie 2,2 cm/r.

4.1.3. Bieńkowice

Odsłonięcie Bieńkowice zlokalizowane jest na lewym brzegu Odry, 800 m poniżej ujścia Psiny, na 42 km biegu rzeki.

W osadach przykorytowych wykonano głębokie na 300 cm odsłonięcie, w którym stwierdzono zespół 19 zróżnicowanych teksturalnie litofacji o układzie charakterystycznym dla osadów wału brzegowego.

Obecność licznych artefaktów w odsłonięciu Bieńkowice wskazuje na młody wiek zdeponowanych tu osadów. Miał węglowy obecny jest od głębokości 290 cm, czyli w prawie całym profilu. Depozycja wszystkich zaobserwowanych w tym odsłonięciu osadów musiała więc nastąpić po 1780 r. Należy jednak przesunąć początek możliwej depozycji w omawianym miejscu na 1850 r., gdyż w tym roku umocniono brzegi tego odcinka Odry. Analizowane miejsce znalazło się w bezpośrednim sąsiedztwie koryta. W odsłonięciu nie zaobserwowano osadów pochodzących sprzed okresu regulacji.

Już na głębokości 260 cm znaleziono podścielające przekątnie warstwowaną litofację piaszczystą płasko zalegającą w osadach płytki PCV. Następnie, na głębokości 170 cm, w osadach tkwiła czerwona tasiemka, służąca do otwierania opakowań foliowych, jak np. opakowania kaset audio lub papierosów. Na głębokości 138 cm stwierdzono zalegającą w osadach folię, a powyżej, na głębokości 110 cm, opakowanie po bezcukrowej gumie do żucia. Najpłycej, bo na głębokości 60 cm, zaobserwowano opakowanie foliowe produkcji czeskiej. Większość artefaktów znajduje się w górnej partii profilu, tj. powyżej 170 cm. Oszacowano, że wiek artefaktów mieści się w przedziale od ok. 50 lat (płytki PCV¹) do 8 lat (beczukrowe dropsy²). Prześledzenie głębokości zalegania tych przedmiotów w odsłonięciu pozwala określić w przybliżeniu wiek osadów,

¹ Tworzywo PCV (polichlorek winylu) wynalazł niemiecki chemik Fritz Klatte w 1912 r. Pierwszymi przedmiotami, do produkcji których zastosowano PCV, były zasłony do kabin prysznicowych. Miało to miejsce w latach trzydziestych XX w. w Stanach Zjednoczonych.

² Produkcję bezcukrowych cukierków odświeżających rozpoczęto w 1994 r. (dane producenta).

a co za tym idzie — tempo ich pionowego przyrostu. Osady o łącznej miąższości 90 cm ograniczone od dołu warstwą płytek PCV, a od góry warstwą osadu zawierającą foliową taśmę służącą do otwierania opakowań, jakich używa się od lat osiemdziesiątych ubiegłego wieku, zostały prawdopodobnie zdeponowane w ciągu 30 lat z przeciętną prędkością 3 cm/r. Należy jednak pamiętać, że jest to wartość średnia, oraz że litofacja 61 cm miąższości została zdeponowana prawdopodobnie w czasie jednego zaledwie zdarzenia powodziowego. Jeśli nie uwzględni się jej w szacunkach dotyczących tempa sedymentacji, to osady dolnej partii odsłonięcia Bieńkowice zdeponowane były w średnim tempie 1 cm/r.

Górna partia odsłonięcia, powyżej poziomu 170 cm, została zdeponowana po 1980 r. Tak więc średnio w ciągu 20 lat osad przyrastał o ok. 7 cm rocznie. Podobnie jak w dolnej partii i tu wartość ta jest znacznie zawyżona przez litofację piaszczystą o miąższości 31 cm, będącą zapisem jednego wezbrania. Pominąwszy ją w szacunkach, uzyskujemy średnie tempo przyrostu pionowego brzegów wynoszące 6,3 cm/r.

W odsłonięciu Bieńkowice prezentowane są osady nietypowe dla rzeki uregulowanej. Struktura tych osadów, ich wyraźne rozdzielenie na część dolną z bardziej miąższymi, warstwowanymi przekątnie litofacjami zbudowanymi z ziaren grubszych frakcji niż w górnej partii profilu, może świadczyć o tym, iż zachodził tu proces rozwoju typowej łachy meandrowej. Na aktywność tej formy wskazuje bogactwo artefaktów. Należy więc sądzić, że w omawianym stanowisku wskutek zniszczenia umocnień brzegów nastąpiło uruchomienie naturalnych dla rzeki meandrującej procesów, takich jak: boczna migracja koryta, skośny przyrost równi zalewowej oraz erozja brzegów wklęsłych.

4.1.4. Grzegorzowice

Odsłonięcie Grzegorzowice zlokalizowano na lewym, wypukłym brzegu Odry, 100 m poniżej ruin mostu, na 62 km biegu Odry. Wkop wykonano w brzegu na odcinku rzeki o przebiegu prostoliniowym. Przed regulacją miejsce to zlokalizowane było na prawym brzegu rzeki, a koryto miało przebieg prostopadły do dzisiejszego. Skrócenia biegu i zmian w przebiegu koryta dokonano tu przed 1844 r. Biorąc pod uwagę wcześniejszą zmianę przebiegu rzeki i wynikającą z tego zmianę środowiska sedymentacji osadów przykorytowych, zdecydowano zastosować inną niż w pozostałych stanowiskach metodę lokalizacji odsłonień. Oprócz głównego stanowiska (G) zrobiono dwa wkopy na linii prostopadłej do koryta rzeki: jeden na kulminacji wału przykorytowego (odsłonięcie GI), drugi zaś na wypłaszczeniu za wałem (odsłonięcie GII).

Odsłonięcie G, pierwsze z odsłonień w stanowisku Grzegorzowice, wykonano w osadach brzegu rzeki. Głębokość pionowa odsłonięcia wyniosła 420 cm,

a głębokość pozioma — 200 cm. W odsłonięciu stwierdzono zespół 50 litofacji. W spągu odsłonięcia znajduje się piasek żwirowy, dawne dno Odry.

Odsłonięcie G prezentuje dość monotonną strukturę osadów. W spągu na żwirowo-piaszczystych osadach korytowych potwierdzono pozostałości gruzu wapiennego, jaki stosowany jest do budowy ostróg i opasek kamiennych stabilizujących brzegi rzeki. Opaski takie mogły tu być założone ok. 1850 r., kiedy omawiany odcinek Odry poddawano regulacji. Powyżej zalegają rytmy piaszczysto-mułowe o miąższości wahającej się od 1 cm do 40 cm. Osady prezentują klasyczną strukturę wału przykorytowego, w którym każde wezbranie pozostawia osad o grubszej frakcji w maksymalnej fazie wezbrania i drobniejszej — w ostatniej fazie wezbrania. W odsłonięciu G obecne są osady pochodzące z co najmniej 25 wezbrań.

Ponieważ w spągu odsłonięcia stwierdzono pozostałości opaski brzegowej, za początek depozycji osadów w odsłonięciu G przyjęto 1786 r. Opierając się na tej jednej dacie, należałoby oszacować przyrost brzegu na 1,9 cm/r. Obecność miazgi węglowej w całym profilu potwierdza taką tezę. Jednakże na głębokości 200 cm, wśród osadów litofacji piaszczystej, zaobserwowano artefakt z tworzywa sztucznego. Należy więc uznać, że depozycja górnych 200 cm osadów trwała ok. 50 lat, co podnosi tempo sedymentacji do 4 cm/r. Tempo sedymentacji należy więc uznać za dość wysokie. Podjęto zatem próbę oceny wieku aluwów z zastosowaniem analizy zawartości w nich ^{137}Cs . Metoda ta zdaje się jednak zawodna, a przynajmniej ryzykowna w przypadku osadów zdeponowanych w bezpośrednim sąsiedztwie koryta rzeki, czyli w środowisku dość niespokojnym. Wszystkie z pięćdziesięciu pobranych tu prób osadów wykazały zawartość radionuklidu wahającą się w granicach od 19,7 Bq/kg do 0,1 Bq/kg. Za najbardziej prawdopodobną przyczynę obecności ^{137}Cs w całym profilu uznano jego zdolność do migracji w osadach. Świadczyć o tym może duża zawartość ^{137}Cs w bardzo drobnoziarnistych osadach na głębokości 213—237 cm. Cez kontaminuje na ziarnach frakcji pylastej i ilastej, toteż w przypadku tego pierwiastka migrującego w dół profilu miąższa warstwa mułowa może stanowić przeszkodę, w której jego zawartość wyraźnie się zwiększa.

Maksymalną zawartość ^{137}Cs przedstawiała stropowa warstwa osadu. W głąb profilu zawartość radioizotopu nie wykazuje wyraźnej tendencji malejącej. Na głębokości 213—237 cm ponownie wzrasta do poziomu z głębokości 0—40 cm. Można przyjąć, że osad ten został zdeponowany ok. 1964 r., kiedy to w atmosferze występowała podwyższona zawartość ^{137}Cs . Natomiast izotop obecny w warstwie na głębokości 261—262 cm pochodzi prawdopodobnie z 1954 r. Koncentracja cezu w starszych osadach spada wraz z głębokością. Można założyć, że po 1964 r. zdeponowanych zostało 237 cm osadu w górnej partii odsłonięcia. Proces ten zachodził ze średnią prędkością 6,4 cm/r. Proces depozycji dolnego pakietu litofacji cechowało średnie tempo wynoszące ok. 2 cm rocznie.

W odsłonięciu GI wykonanym w odległości 20 m od brzegu w kulminacji wału brzegowego stwierdzono 19 litofacji o łącznej miąższości 170 cm.

W odsłonięciu GI próby osadów również poddano analizie zawartości sztucznego izotopu ^{137}Cs . Był on obecny w całym profilu. Podwyższenie zawartości tego pierwiastka zaobserwowano na głębokości: 160—170 cm, 138—140 cm i 63—64 cm. Największa zawartość cezu cechuje przypowierzchniową warstwę osadu liczącą 0—10 cm głębokości.

Podobnie jak w przypadku odsłonięcia G, zwiększoną koncentrację cezu w odsłonięciu GI na wymienionych głębokościach należy wiązać przede wszystkim z drobnoziarnistą frakcją występujących tu osadów, która sprzyja akumulacji tego pierwiastka. Równocześnie należy przyjąć, że depozycja osadów na głębokości 170 cm rozpoczęła się nie dawniej niż 50 lat temu, a zatem tempo przyrostu zdeponowanych osadów mogło tu wynieść ok. 3,5 cm/r. Depozycja litofacji zalegającej na głębokości 140—138 cm mogła mieć miejsce w 1965 r., co wskazywałoby, że tempo przyrostu wyższej partii osadów wynosiło ok. 3,7 cm/r.

W stanowisku Grzegorzowice wykonano jeszcze jedno odsłonięcie w odległości 20 m od brzegu, na wypłaszczeniu za wałem brzegowym, i oznaczono je symbolem GII. W głębokim na 200 cm odsłonięciu stwierdzono zespół 34 litofacji.

W spągu znajduje się litofacja piaszczysta zawierająca miał węglowy, obecny w całym profilu. Do głębokości 20 cm na przemian występują litofacje piaszczyste i mułowe, rytmity będące zapisem co najmniej 15 wezbrań. Na głębokości 20 cm obecna jest licząca 11 cm warstwa mułowa z dużą zawartością szczątków organicznych, przykryta kolejnym rytmitem 6 cm piasku + 3 cm mułu. Przyjęto, że para litofacji zalegająca na warstwie organicznej została zdeponowana podczas wezbrania w 1999 r., zatem podścielająca ją para 39 cm piasku + 11 cm mułu z organiką musiała zostać zdeponowana w trakcie wezbrania w 1997 r. Należy pamiętać, że na przeciwległym brzegu równina zalewowa jest znacznie ograniczona wałem przeciwpowodziowym i wody wezbraniowe kierowane są na prawy brzeg Odry, na którym zlokalizowano odsłonięcie.

W osadach znaleziono dwa artefakty. Na głębokości 145 cm w osadzie piaszczystym obecna była folia aluminiowa, a płycej, na głębokości 83 cm, plastikowa zakrętka. Pozwala to uznać, że osady zdeponowane powyżej 145 cm liczą mniej niż 50 lat i szacować tempo depozycji na ok. 3 cm/r. Zawartość ^{137}Cs cechuje typowy spadek wraz z głębokością profilu. Na głębokości 100—140 cm pierwiastek ten wykazuje podwyższone wartości, z maksimum na głębokości 110—112 cm. Początek podwyższonej zawartości ^{137}Cs z głębokości 140 cm można datować na 1954 r. Zatem jest zbieżny w czasie z wymienionym wcześniej artefaktem. Średnie tempo pionowego przyrostu osadów wynosi więc 2,9 cm/r. Osad zalegający dziś na głębokości 112—110 cm zawiera więcej cezu niż pozostałe litofacje w tym profilu. Jego depozycja miała miejsce najprawdo-

podobnie ok. 1964 r., a nadległy osad był deponowany z prędkością 3,02 cm/r. Analiza koncentracji ^{137}Cs w osadach pozakorytowych w stanowisku Grzegorzowice potwierdza regułę spadku miąższości deponowanych osadów ze wzrostem odległości od koryta.

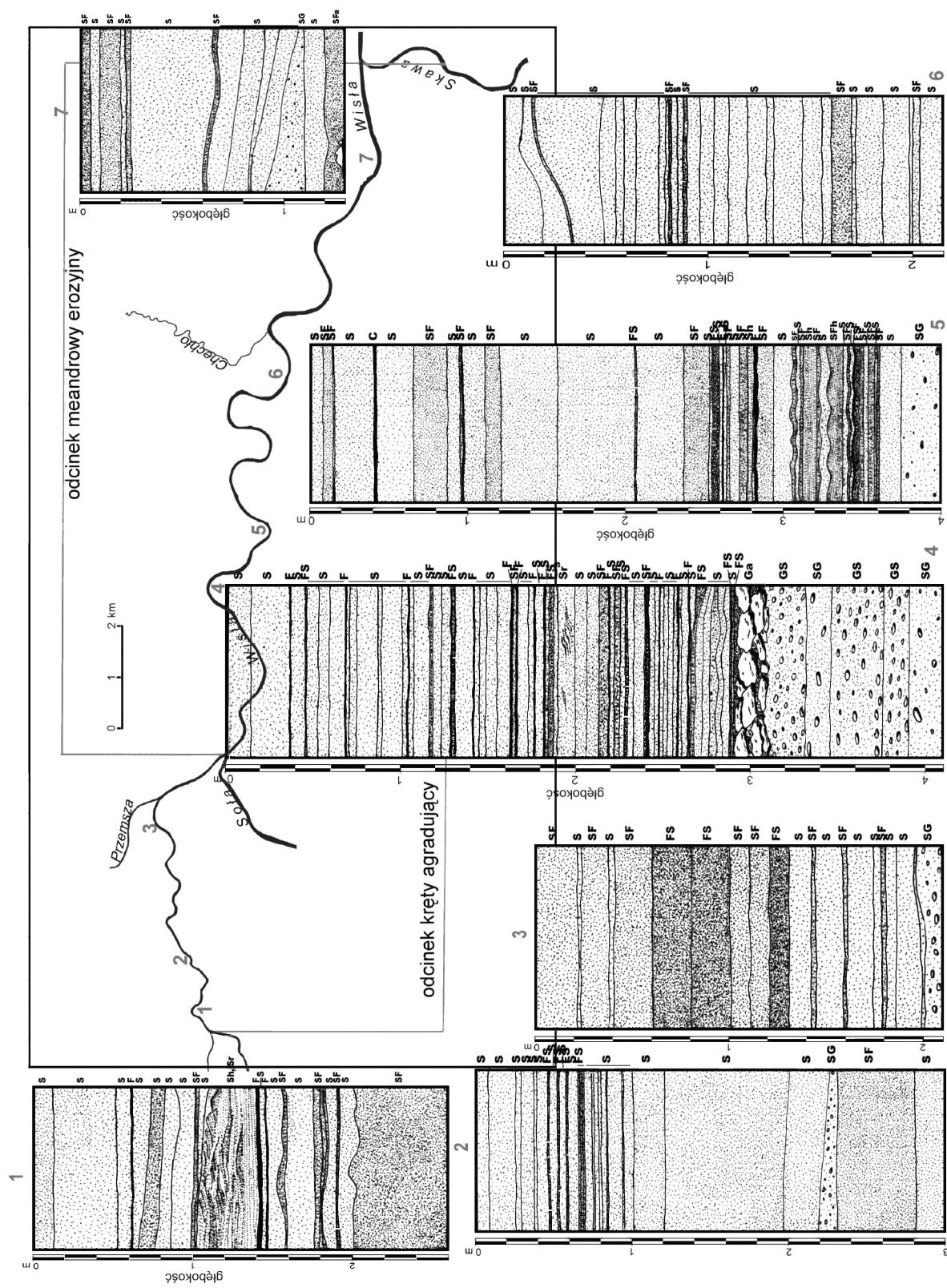
4.1.5. Turze

Odsłonięcie Turze zlokalizowano na prawym brzegu Odry, 50 m powyżej dawnego ujścia Rudy, na 66 km rzeki. W stanowisku wykonano głębokie na 360 cm odsłonięcie w osadach brzegowych. Znajduje się ono pomiędzy dwiema zniszczonymi ostrogami. W spągu odsłonięcia zalegają pozostałości gruzu wapiennego stosowanego do budowy opasek brzegowych. Nad nim rozciąga się litofacja piaszczysto-mułowa o miąższości 20 cm. Wyżej profil budują naprzemianległe osady piaszczyste i piaszczysto-mułowe, jednak ich rytmika nie jest tak wyraźna, jak w innych odsłonięciach. Większość osadów to piaski średnie i drobne z dużą domieszką frakcji drobniejszych. Znaczny udział drobnej frakcji może wynikać z faktu lokalizacji odsłonięcia między dwiema zniszczonymi już ostrogami. Pomiędzy ostrogami istnieją warunki do wytrącania drobnego osadu. Równocześnie, wskutek tych samych zawirowań w czasie wezbrań, odcinki brzegów pomiędzy ostrogami narażone są na erozję.

Na głębokości 280–240 cm znajduje się przekątnie laminowana miałem węglowym litofacja piaszczysta zdeponowana podczas dużego wezbrania. W odsłonięciu nie stwierdzono artefaktów z tworzywa sztucznego. Obecność miału węglowego w całym profilu pozwala datować osady na młodsze niż 220 lat. W spągu odsłonięcia stwierdzono pozostałości ostrogi, a to z kolei pozwala wydatować początek depozycji badanych osadów na ok. 1820 r. Średnie tempo przyrostu osadów w całym odsłonięciu można zatem szacować na 2 cm/r.

4.1.6. Przewóz

Odsłonięcie wykonano na lewym brzegu Odry, 200 m powyżej przeprawy promowej, na 73 km biegu Odry. Przebieg koryta został w tym miejscu zachowany, a prace regulacyjne ograniczono do umocnienia brzegów przez założenie ostróg i opasek kamiennych. W lewym, wypukłym brzegu rzeki wykonano głębokie na 390 cm odsłonięcie. Jego głębokość była ograniczona obecnością w spągu bruku korytowego. W odsłonięciu wyróżniono 39 litofacji o miąższości zróżnicowanej od 1 cm do 44 cm. Miał węglowy występuje w całym profilu, szczególnie obficie w dolnej jego części. Daje to pewność, że osady w odsłonięciu Przewóz są młodsze niż 220 lat, deponowane z przeciętną prędkością 1,7 cm/r. Jeżeli za początek depozycji badanych osadów przyjąć moment



Ryc. 23. Profile litostratigraficzne odłonięć wzdłuż górnej Wisły

umocnienia koryta, czyli ok. 1789 r., to średnie tempo ich przyrostu wynosi 3,2 cm/r. Jednakże faktyczne tempo przyrostu pionowego brzegów wydaje się jeszcze wyższe, gdyż w profilu stwierdzono liczne artefakty. Już na głębokości 237—233 cm znaleziono w osadach folię aluminiową. Strzępy folii aluminiowej zaobserwowano również na głębokościach 74—67 cm i 50—33 cm. W piasku gruboziarnistym na głębokości 20—10 cm zalegało opakowanie po tabletkach. Tak więc co najmniej 230 cm osadu zostało zdeponowane w czasie ostatnich 60 lat, co daje przyrost 3,8 cm/r.

4.2. Górna Wisła

4.2.1. Chropań

Odsłonięcie Chropań zlokalizowano na wypukłym, prawym brzegu Wisły, na 4 km biegu rzeki liczonym w górę od ujścia Przemszy (ryc. 23). Zakole, przy którym zlokalizowano wkop, funkcjonowało nieprzerwanie, mimo znacznego zakresu przeprowadzonych tu prac regulacyjnych. W brzegu rzeki wykonano głębokie na 210 cm odsłonięcie, którego głębokość ograniczała obecność wody gruntowej. Z tego powodu w spągu odsłonięcia Chropań nie występują osady dawnego dna koryta rzeki. Miał węglowy obecny jest w całym profilu, dlatego wiek osadów można oszacować na mniej niż 260 lat. Na głębokości 60 cm w osadzie znajdują się nierozłożone jeszcze liście, które dodatkowo tworzą 1 mm warstwę na głębokości 50,0—49,9 cm. Depozycja stropowych 50 cm osadu musiała więc nastąpić stosunkowo niedawno. Jeśli założyć, że każde duże wezbranie pozostawia mięszką warstwę osadów w strefie przykorytowej rzeki, to depozycję trzech litofacji: 49—42 cm, 42—10 cm i 10—0 cm, można przypisywać trzem kolejnym wezbraniom z lat 1996, 1997 i 2001. Najbardziej mięszką, 32-centymetrową warstwę piasku przypisuje się wezbraniu z 1997 r. Stropowe 10 cm osadu musiało zostać zdeponowane w czasie wezbrania w lipcu 2001 r. W litofacji tej znaleziono karton — opakowanie po napoju z datą ważności 20.04.2002 r. Tak więc średnie tempo przyrostu pionowego ostatnich 50 cm osadów wyniosło aż 8,3 cm/r. Artefakt w postaci plastikowego opakowania po lekarstwach znaleziono w warstwie na głębokości 113—88 cm.

Wiek osadów w odsłonięciu Chropań postanowiono skorelować ze znanymi wezbraniem, zakładając, że wszystkie osady zdeponowane podczas ich trwania oparły się erozji i są obecne w odsłonięciu. Wzięto pod uwagę wszystkie wezbrania większe od stanu ponadpełnokorytowego, czyli ponad 280 cm, i rozpoczynając od stropowej warstwy osadu, której depozycję przypisano wezbraniu w 2001 r., przyporządkowywano kolejne litofacje wcześniejszym wezbraniom.

Jeśli litofację piaszczystą przykrywał mało miąższy osad mułowy, to te dwie warstwy traktowano jako rytmit, zapis jednego wezbrania. W ten sposób miąższą litofację piaszczystą z głębokości 113—88 cm przypisano wezbraniu z 1977 r., a litofację z głębokości 142—127 cm — wezbraniu z 1972 r. Przyrost osadów zachodził tu więc z prędkością 4,7 cm/r. Poniżej litofacji przypisanej wezbraniu z 1972 r. brak miąższych warstw piaszczystych charakterystycznych dla dużych wezbrań, chociaż w 1970 r. miało tu miejsce wezbranie o nasileniu podobnym do tego z 1972 r. Uważano więc, że prawdopodobnie wezbranie w 1970 r. spowodowało erozję brzegu, a osady spągowej partii odsłonięcia zalegające poniżej osadów z 1972 r. uznano za starsze. Za tą teorią może również przemawiać fakt odmiennej struktury osadów spągowej partii odsłonięcia Chropań. Miąższość poszczególnych warstw waha się w granicach 1—5 cm i są one bardzo drobnoziarniste. Ich struktura i tekstura przypominają raczej osady równi zalewowej niż osady strefy przykorytowej.

Ostatecznie stwierdzono, że depozycja osadów w odsłonięciu Chropań zachodziła ze średnią prędkością 4,7 cm/r.

4.2.2. Bieruń Nowy

Odsłonięcie to zlokalizowano na lewym, wypukłym brzegu Wisły, 300 m powyżej mostu drogowego w Bieruniu Nowym. Badany fragment koryta rzeki został umocniony w czasie prac regulacyjnych ok. 1890 r.; wcześniej koryto rzeki mogło swobodnie migrować. Na zanalizowanych mapach historycznych począwszy od 1779 r. przebieg koryta w omawianym miejscu nie uległ jednak dużym zmianom.

Miał węglowy jest obecny w całym profilu, co pozwala oszacować średnie tempo przyrostu osadów na 1,1 cm/r. Z kolei brak artefaktów uniemożliwił określenie wieku najmłodszych osadów w profilu. Wszystkie pobrane w odsłonięciu próby poddano analizie zawartości ^{137}Cs .

Największą koncentrację ^{137}Cs stwierdzono w litofacji zalegającej na głębokości 37—29 cm. Osad ten został zdeponowany najprawdopodobniej podczas wezbrania w 1985 r., a opad izotopu nastąpił w 1986 r., w którym z kolei nie odnotowano wezbrania. Osad leżący na głębokości 94—93 cm przypisano wezbraniu w 1954 r. Depozycja osadów pomiędzy tymi dwiema litofacjami zachodziła z prędkością 2,03 cm/r. Stropowa warstwa osadów osadzona została z podobną prędkością. Warstwa piasku żwirowego na głębokości 230—226 cm została najprawdopodobniej zdeponowana w latach czterdziestych XX w., kiedy dobiegały końca prace regulacyjne. Spągowa partia osadów mogłaby być wówczas osadzona nawet z prędkością 8,5 cm/r.

4.2.3. Czarnuchowice

Odsłonięcie Czarnuchowice wykonano na lewym brzegu Wisły, 200 m powyżej starego ujścia Przemszy, wciąż widocznego w morfologii równiny zalewowej. Na mapach historycznych ujście Przemszy ma dwie odnogi. Opuszczone dziś wschodnie ujście funkcjonowało do ok. 1900 r.

Na głębokości 160 cm stwierdzono pozostałości starej faszynady, a na głębokości 100 cm — żużel. Faszynada pogrzebana w osadach na tak znacznej głębokości może pochodzić z regulacji ok. 1939 r. Pozwoliłoby to oszacować średnie tempo przyrostu osadów w odsłonięciu Czarnuchowice na 2,5 cm/r.

4.2.4. Mańki

Odsłonięcie zlokalizowane jest na wysokości Gromca, na prawym, wypukłym brzegu Wisły, na przegięciu łuku łachy meandrowej, w sąsiedztwie kolonii Mańki.

Zakole, przy którym zlokalizowano odsłonięcie, funkcjonuje w tym miejscu od ok. 1890 r. Na wcześniejszej mapie z 1855 r. przebieg koryta przesunięty jest nieco na południe. Może to oznaczać, że pomiędzy latami 1855 a 1890, kiedy jeszcze nie rozpoczęło się zainicjowane pracami regulacyjnymi pogłębianie koryta, zakole w Mańkach mogło swobodnie migrować.

Krawędź brzegu, na którym zlokalizowano stanowisko Mańki, uległa erozji. U podnóża erodowanego brzegu rozpoczął się proces depozycji młodszych osadów w postaci łachy brzegowej. Zdecydowano zatem wykonać dwa odsłonięcia w stanowisku Mańki: odsłonięcie MI w młodszych osadach łachy brzegowej i odsłonięcie MII w starszych osadach stromego brzegu.

Odsłonięcie MI wykonano w bezpośrednim sąsiedztwie brzegu. Jego głębokość wyniosła 170 cm i ograniczona była obecnością bruku korytowego. W odsłonięciu tym stwierdzono 12 litofacji o miąższości od 0,5 cm do 22 cm.

Osady odsłonięcia MI szczególnie obfitują w artefakty. Pojawiają się one na głębokości 124—105 cm w postaci fragmentu kredki oraz rozproszonych w litofacji szczątków plastiku. Warstwa ta dodatkowo zawiera częściowo rozłożone szczątki organiczne, co może wskazywać na stosunkowo niedawną ich depozycję. Na głębokości 50—35 cm występuje duża liczba częściowo rozłożonych liści, a także worki foliowe. Na poziomie 32—10 cm obecne są w osadzie liczne odłamki plastiku oraz filtry papierosowe i papierki indykacyjne dla diabetyków. Powyżej poziomu 32 cm zalega kilka butelek typu PET.

Zważywszy na liczbę i typ artefaktów obecnych w odsłonięciu MI, należy przypuszczać, że budujące je osady zostały zdeponowane relatywnie niedawno, maksymalnie 30 lat temu — ponieważ tyle czasu potrzeba, by rozkładowi

uległy worki foliowe. Szacunkowe średnie tempo depozycji osadów w odsłonięciu M1 wynosi zatem 5,6 cm/r.

Odsłonięcie MII wykonano w odległości 5 m od brzegu rzeki, w osadach przykorytowych i w dawnym bruku korytowym, które są rozdzielone opaską z narzutu wapiennego. Opaska została założona w czasie prac regulacyjnych ok. 1939 r., nie spełniła jednak swego zadania jako stabilizator brzegu. Opaski kamienne były zakładane wzdłuż Wisły w postaci wału z gruzu wapiennego, bezpośrednio na brzegu rzeki (na granicy wody i lądu). Opaska w stanowisku Mańki II znajduje się dziś w odległości 5 m od brzegu rzeki i 290 cm ponad jego poziomem. Oznacza to, że po jej założeniu rzeka nadal wykazywała tendencję do migracji bocznej, równocześnie koryto ulegało pogłębianiu.

Głębokość odsłonięcia MII wynosi 413 cm. Spągowe 120 cm stanowią osady korytowe: żwir piaszczysty przewarstwiany piaskiem gruboziarnistym. Na osadach korytowych zalega warstwa gruzu wapiennego, jaki jest stosowany do budowy opasek zabezpieczających brzegi Wisły przed erozją. Wyżej leży miąższa na 293 cm seria osadów pozakorytowych.

Bezpośrednio na opasce zalega centymetrowej miąższości warstwa mułu. Następnie aż do stropu profilu osady są rytmicznie warstwowane. Bardziej miąższe litofacje piaszczyste rozdzielone są mułowymi lub piaszczysto-mułowymi.

Intensywna regulacja Wisły połączona z umacnianiem i stabilizacją brzegów rozpoczęła się w końcu XIX w. W miejscu wykonanego odsłonięcia opaski kamienne były założone ostatni raz w 1939 r. Należy więc przyjąć, że depozycja osadów zalegających ponad pozostałościami opaski nastąpiła po tym roku. Średnie tempo depozycji osadów do 2002 r. wynosiło 4,6 cm/r. Korelacja stropowej partii profilu z latami wystąpienia dużych wezbrań pozwala oszacować przyrost 107 cm osadu w ciągu 59 lat ze średnią prędkością 1,8 cm/r.

Zawartość ^{137}Cs w osadach profilu wykazuje podwyższone wartości (21 Bq/kg) w warstwach zalegających na głębokości 163–145 cm, jednak największą zawartość cezu (283 Bq/kg) stwierdzono w warstwie na głębokości 45–44 cm. Drugorzędny pik, jeśli chodzi o zawartość ^{137}Cs , w warstwie na głębokości 163 cm może wskazywać, że czas jej osadzania miał miejsce ok. 1954 r., co pozwalałoby sądzić, że stropowe 163 cm osadu deponowane było ze średnią prędkością 3,4 cm/r. Warstwa leżąca na głębokości 45–44 cm, charakteryzująca się zawartością izotopu cezu przekraczającą jego przeciętną zawartość w tym profilu ok. 30 razy, została zdeponowana podczas dużego wezbrania w 1985 r. Dnia 26 kwietnia 1986 r. miała miejsce awaria elektrowni atomowej w Czarnobylu, prawdopodobnie wtedy doszło do wzbogacenia w ^{137}Cs powierzchniowej warstwy osadu zakumulowanego rok wcześniej. Musiało to nastąpić jedynie w wyniku opadu z atmosfery, gdyż w 1986 r. ani w roku następnym nie odnotowano większego wezbrania na Wiśle. Stropowa partia osadów o łącznej miąższości 45 cm została zdeponowana w ciągu ostatnich 17 lat

ze średnią prędkością 2,6 cm/r. Wartość ta jest znacznie zawyżona, ponieważ wezbranie w 1997 r. pozostawiło osady miększe na 23 cm. Pominięcie ich w szacunkach powoduje obniżenie średniego tempa depozycji tej partii osadów z ostatnich kilkunastu lat do 1,3 cm/r.

Od roku ostatniej regulacji koryta do 1954 r. tempo pionowego przyrostu osadów strefy przykorytowej wynosiło 8,4 cm/r. Z kolei w latach 1954—1985 obniżyło się do 3,8 cm/r., począwszy zaś od 1985 r. wynosi 2,6 cm/r. Średnio tempo przyrostu osadów w strefie przykorytowej w tym stanowisku począwszy od 1939 r. liczy więc 4,9 cm rocznie.

4.2.5. Gromiec

Odsłonięcie Gromiec zlokalizowane jest na lewym, wypukłym brzegu Wisły, na 12 km jej biegu mierzonego od ujścia Przemszy. Zakole, przy którym wykonano odsłonięcie, funkcjonuje w niezmienionej postaci od czasu regulacji tego odcinka Wisły zapoczątkowanej ok. 1850 r. Wykonany profil ma 400 cm głębokości i sięga do poziomu osadów korytowych.

Miał węglowy obecny jest w całym profilu, co pozwala sądzić, że analizowane osady zostały zdeponowane po 1740 r.

W odsłonięciu nie stwierdzono artefaktów z tworzywa sztucznego. Jednakże na głębokości 338 cm zaobserwowano pozostałości faszynady pochodzącej najprawdopodobniej z okresu ostatnich prac regulacyjnych, prowadzonych na omawianym odcinku Wisły w 1939 r. Obecność faszynady daje podstawy do szacowania czasu depozycji osadów zalegających ponad nią na 63 lata. Analiza koncentracji ^{137}Cs w osadach profilu Gromiec wskazuje na trzy wyraźne piki, przypisywane latom 1954, 1964 i 1985. Wzbogacenie warstwy osadu zakumulowanej w 1985 r. w radioaktywny cez nastąpiło w tym stanowisku w podobny sposób, jak w przypadku stanowiska MII. Pionowy przyrost osadów brzegowych Wisły w Gromcu mógłby zatem przebiegać ze średnią prędkością 3,8 cm/r. w latach 1939—1954, również 3,8 cm rocznie w latach 1954—1964 i 6,3 cm rocznie w latach 1964—1985. Osady stropowej partii odsłonięcia zdeponowane były z prędkością 3,8 cm rocznie w latach 1985—2002. Średnie tempo przyrostu osadów w latach 1939—2002 wynosiło 4,4 cm/r.

4.2.6. Mętków

Stanowisko Mętków leży na lewym, wypukłym brzegu Wisły, na 13 km biegu rzeki mierzonego w dół od ujścia Przemszy.

Najbardziej miększa, stropowa warstwa piaszczysta została zdeponowana podczas wezbrania w 1997 r. Zbudowana jest ona głównie ze średnich piasków

z domieszką drobniejszych frakcji. Wezbranie w 1997 r. było szczególnie intensywne, maksymalny stan wody na Wiśle w Gromcu osiągnął wówczas 772 cm (przekroczenie stanu pełnokorytowego o 372 cm). Poprzednio podobne wezbrania miały tu miejsce w latach 1960 (742 cm) i 1970 (750 cm).

Litofacja piaszczysta, podścielająca stropową, jest miększa na 14,4 cm, a jej depozycję można przypisać wezbraniu z 1996 r. Analiza zawartości ^{137}Cs wskazuje raczej na jej depozycję podczas wezbrania w 1985 r. Mogłoby to oznaczać, że osady zdeponowane w 1996 r. uległy erozji podczas wezbrania w 1997 r. W stropowej partii zalegającej poniżej litofacji piaszczystej obserwuje się 0,5 cm miąższości poziom akumulacji próchnicy. Należy więc sądzić, że miała tu miejsce przerwa w akumulacji osadów pozakorytowych, pozwalająca na inicjację procesów glebotwórczych. Litofacja zdeponowana na głębokości 50–35 cm jest więc prawdopodobnie zapisem wezbrania z 1972 r.

Pozostałe niżej zalegające osady zostały zdeponowane w czasie wezbrań w latach 1960–1970. O młodym wieku tych osadów świadczy obecność miazgu węglowego w całym profilu oraz znaczna liczba artefaktów. Już na głębokości 198–185 cm znaleziono fragment folii. Worki foliowe zaobserwowano również na głębokościach: 170–160 cm, 119–110 cm oraz 88–85 cm.

Próby osadów pobranych ze wszystkich litofacji odsłonięcia Mętków przeanalizowano pod względem zawartości ^{137}Cs . Ich wyniki wskazują na obecność tego izotopu w całym profilu. Maksymalna zawartość ^{137}Cs charakteryzuje litofację zalegającą na poziomie 35,5–20,0 cm, złożoną podczas wezbrania w 1985 r. Koncentracja izotopu wynosi tu aż 622 Bq/kg i każe wiązać depozycję litofacji z okresem wzmożonej dostawy izotopu cezju. Ostatnie takie zdarzenie miało miejsce w 1986 r., podczas awarii elektrowni atomowej w Czarnobylu. Wzbogacenie tej warstwy osadu w radioaktywny cez nastąpiło rok później. Tę litofację podściela osad piaszczysto-mułowy, który może znacznie spowalniać migrację cezju w dół profilu.

Biorąc pod uwagę błędy pomiaru, można przyjąć, że ^{137}Cs pojawia się w profilu w znaczących ilościach na poziomie 198–185 cm. Czas depozycji tej litofacji można zatem datować na 1954 r. Niewielki wzrost zawartości ^{137}Cs zaznacza się na poziomie 90–88 cm. Zjawisko to można wiązać z podwyższoną zawartością tego izotopu w atmosferze w latach 1962–1964. W tej sytuacji tempo przyrostu osadów poniżej tej warstwy musiałyby wynosić ok. 13 cm/r. Wartość ta wydaje się zbyt wysoka, zważywszy, że w tej partii profilu zdeponowanych zostało 14 litofacji o średniej miąższości zaledwie od 2 cm do 15 cm każda. Wzrost zawartości ^{137}Cs na poziomie 90–88 cm należy przypisać faktowi, że zdeponowany tu osad to muł piaszczysty o 20% zawartości frakcji < 0,063 mm, w której zachodzi kontaminacja izotopu. Warstwa ta może działać hamująco na cez migrujący z górnych partii profilu. Górna partia odsłonięcia przypisana depozycji z lat 1985–1997 jest miększa na 50 cm, a więc przyrastała z prędkością 4,2 cm/r. Natomiast osady zalegające pomiędzy poziomami

198 cm i 50 cm zdeponowane w latach 1954—1985 przyrastały o 4,7 cm/r. Średnie tempo depozycji osadów przykorytowych w odsłonięciu Mętków w latach 1954—2002 można szacować na 4,1 cm/r.

4.2.7. Jankowice

Stanowisko Jankowice zlokalizowano na lewym brzegu Wisły, 500 m poniżej mostu drogowego pomiędzy Jankowicami a Podolszem. Stanowisko usytuowano na wypukłym brzegu rzeki. Przebieg koryta Wisły zgodny ze współczesnym widnieje na mapie z 1855 r. Bieg rzeki w tym miejscu został ustabilizowany w wyniku prac regulacyjnych przeprowadzonych w połowie XIX w.

Tempo depozycji osadów w profilu Jankowice jest znaczne. Brzegi Wisły w Jankowicach w 1939 r. zostały umocnione narzutem kamiennym. Przyrost 130 cm osadu ponad gruzem wapiennym sugeruje, że tempo depozycji wynosi 2,1 cm/r.

W stanowisku wykonano dodatkowo dwa odsłonięcia w celu prześledzenia tempa przyrostu osadów również na wale brzegowym i struktury osadu będącego zapisem wezbrania z 1997 r. W odległości 4 m od brzegu zrobiono niewielkie odsłonięcie o głębokości 45 cm. Na gruzie wapiennym umacniającym brzeg widoczne są w nim 3 litofacje o łącznej miąższości 45 cm. W spągu zalega 5-centymetrowa warstwa mułu piaszczystego z laminą piaszczystą w środkowej partii. Powyżej leży miąższa na 35 cm litofacja piaszczysta, w której udział procentowy poszczególnych frakcji jest bardzo podobny do litofacji z odsłonięcia Jankowice datowanej na 1997 r. Zarówno skład granulometryczny tego osadu, jak i podobna miąższość każą przypuszczać, że jest to osad zdeponowany także podczas wielkiego wezbrania z 1997 r.

5. Środowisko i charakter sedymantacji osadów przykorytowych badanych odcinków rzek

W pracy przeanalizowano dane dotyczące: przepływów oraz maksymalnych i minimalnych stanów wody, częstotliwości i długości trwania stanów wody ponadpełnokorytowych, bilansu transportu materiału unoszonego, a także dane sedymantologiczne z interpretacji profili osadów brzegowych. Porównanie wyników tych analiz pozwoliło na określenie zmian dotyczących tak pionowej dynamiki dna analizowanych odcinków koryt, jak i tempa pionowego przyrostu osadów przykorytowych.

Prześledzenie przebiegu stanów minimalnych umożliwiło odtworzenie zmian zachodzących w dnie koryt badanych odcinków rzek. Koryto górnej Odry na badanym odcinku ulegało na przemian wypłycaaniu i pogłębianiu w cyklach ok. 30-letnich, począwszy od lat dwudziestych XX w. Obecnie górna część analizowanego odcinka koryta podlega erozji, a dolna — agradacji. Odwrotnie sytuacja kształtuje się w badanym odcinku górnej Wisły; poniżej ujścia Soły koryto ulega ciągłemu pogłębianiu, natomiast powyżej — wypłycaaniu.

Analiza przebiegu minimalnych rocznych stanów wody w obu badanych odcinkach rzek wskazuje na dominującą tendencję malejącą w górnej Wiśle i rosnącą w górnej Odrze. Może to oznaczać wywołane erozją zwiększenie objętości koryta górnej Wisły oraz zmniejszenie tego parametru spowodowane znaczną sedymantacją w korycie górnej Odry. Tak więc pośrednim skutkiem regulacji koryt powinny być zmiany w kierunku częstszego i bardziej długotrwałego zatapiania równiny zalewowej górnej Odry, podczas gdy na górnej Wiśle winna mieć miejsce przeciwna tendencja. Te różnokierunkowe procesy powinny zachodzić w warunkach zwiększających się co najmniej od lat czterdziestych XX w. wartości maksymalnych rocznych stanów wody oraz przepływów uwarunkowanych klimatycznie. Obecnie częstotliwość wezbrań

osiągających stany wody ponadpełnokorytowe na badanym odcinku górnej Odry wynosi mniej niż jedno zdarzenie w ciągu roku i maleje wzdłuż analizowanego odcinka rzeki. Na górnej Wiśle jest ona większa i liczy około jednego zdarzenia rocznie; z biegiem rzeki wielkość tego parametru rośnie, co jest efektem przyjęcia przez Wisłę dużego karpackiego dopływu, jakim jest Soła. Również średni łączny czas trwania wezbrań ponadpełnokorytowych jest obecnie większy na górnej Wiśle niż na górnej Odrze, co potwierdza większą „powodziowość” pierwszej z wymienionych rzek. Biorąc pod uwagę tylko wymienione parametry hydrologiczne obu badanych odcinków rzek, można stwierdzić, że potencjalna depozycja pozakorytowa materiału unoszonego powinna wzrastać z biegiem górnej Wisły, a wzdłuż górnej Odry maleć. Wzrostowi depozycji pozakorytowej wzdłuż górnej Wisły winno także sprzyjać nadal trwające pogłębianie koryta rzeki poniżej ujścia Soły, będące dodatkowym źródłem materiału. Z kolei wzdłuż górnej Odry, gdzie z biegiem rzeki pogłębianie koryta szybko ustaje na rzecz jego wypłykania, dodatkowe zasilenie wód rzecznych w materiał pochodzący z koryta maleje. Odnosząc się do tych parametrów hydrologicznych, można również stwierdzić, że średnie rozmiary depozycji pozakorytowej materiału unoszonego wzdłuż badanego biegu Wisły powinny osiągać w drugiej połowie XX w. większe rozmiary niż wzdłuż badanego biegu Odry.

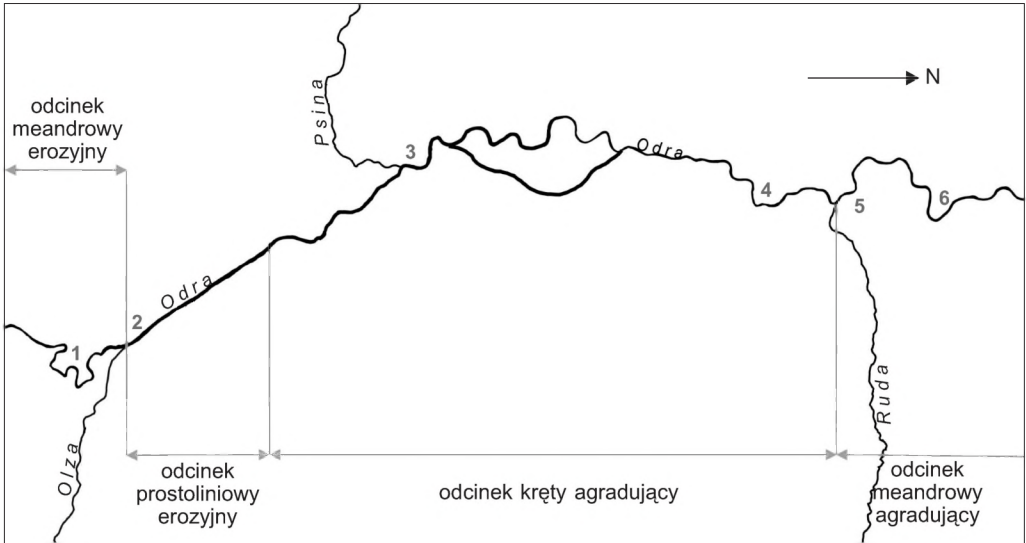
Wyniki uzyskane dzięki analizie danych hydrologicznych dotyczących przebiegu stanów maksymalnych i minimalnych oraz zmienności przebiegu przepływów w przekrojach wodowskazowych wzdłuż badanych odcinków górnej Odry i górnej Wisły pozwalają na wydzielenie w ich obrębie dodatkowych odcinków różniących się krętością i dynamiką.

Objęty badaniami odcinek górnej Odry wykazuje tendencje do nieznacznego wcinania się koryta od wodowskazu Chałupki po Buków (w połowie odległości pomiędzy ujściami Olzy i Psiny). Poniżej obserwuje się agradację w dnie koryta aż po wodowskaz w Koźlu. Ze względu na stopień krętości koryta wydzielono dwa odcinki meandrowe i jeden prostoliniowy oraz jeden (najdłuższy) kręty (ryc. 24).

Na Wiśle wyznaczono tylko dwa różniące się pod względem pionowej dynamiki odcinki koryta, a granicę między nimi wytycza ujście Soły (ryc. 25). Za agradujący uznano odcinek między ujściami Gostynki i Soły, poniżej występuje odcinek erozyjny rzeki.

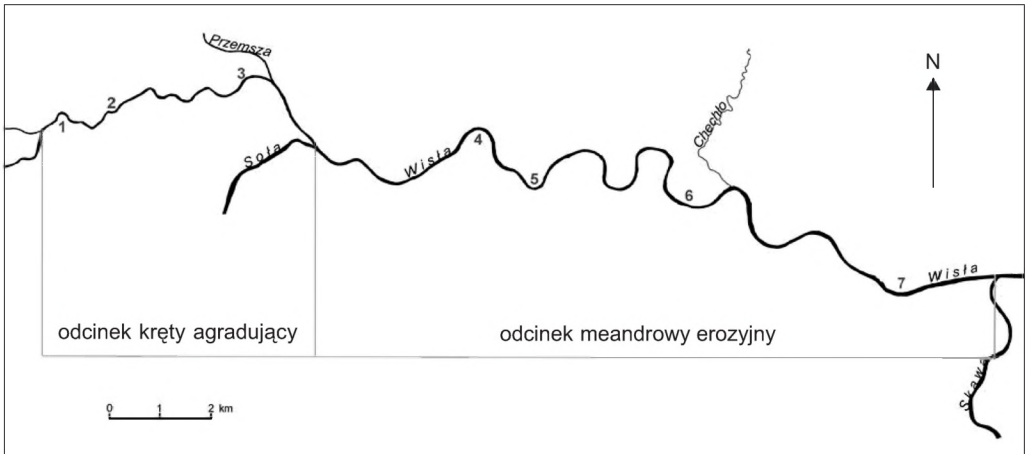
Tempo pionowego przyrostu dna koryta badanego odcinka Odry było w XX w. szybsze niż analizowanego odcinka koryta Wisły, z kolei tempo pogłębiania dolnego odcinka badanego biegu Wisły było szybsze niż w korycie Odry.

Różne są przyczyny przebiegu agradacji i erozji wydzielonych odcinków obu rzek. Znaczenie ma krętość koryta oraz wielkość i rodzaj materiału dostarczanego przez dopływy. Meandrujący odcinek Odry wcina się nieznacznie, po-



Ryc. 24. Podział analizowanego odcinka górnej Odry ze względu na stopień krętości i dynamikę dna koryta:

1 — Zabelków, 2 — Olza, 3 — Bieńkowice, 4 — Grzegorzowice, 5 — Turze, 6 — Przewóz



Ryc. 25. Podział analizowanego odcinka górnej Wisły ze względu na stopień krętości i dynamikę dna koryta:

1 — Chropań, 2 — Bieruń Nowy, 3 — Czarnuchowice, 4 — Mańki, 5 — Gromiec, 6 — Mętków, 7 — Jankowice

dobnie jak następujący po nim prostoliniowy odcinek koryta. Przyczyn erozji wgłębnej Odry w Chałupkach można upatrywać w dowiązywaniu poziomu dna rzeki do znajdującego się poniżej erozyjnego odcinka prostoliniowego, gdzie z kolei proces wcinania jest ułatwiony nieskrępowanym spływem wód. Agradacja koryta poniżej prostoliniowego odcinka Odry może być natomiast spowodo-

wana nagłym spadkiem kompetencji rzeki, wywołanej wzrostem krętości w stoku do wyżej położonego odcinka prostoliniowego, a nie dostawą materiału przez dopływy, np. Psinę odwadniającą lessowy Płaskowyż Głubczycki. Udział materiału unoszonego dostarczanego przez Psinę w całości transportu tego materiału w omawianym odcinku Odry wynosi średnio 6%.

Bilans transportu materiału unoszonego w odcinku Odry między posterunkami wodowskazowymi w Chałupkach i Koźlu jest dodatni. W latach siedemdziesiątych i osiemdziesiątych XX w. nawet 80% transportowanego materiału ulegało zatrzymaniu na tym odcinku rzeki. Zauważa się spadek tej wartości do 10% pod koniec lat osiemdziesiątych XX w. Spadek ilości transportowanego materiału może być spowodowany recesją rolnictwa powodującą zmniejszenie powierzchni gruntów ornych, a co za tym idzie — utrudnioną dostawą zwierzelin ze stoków. W latach siedemdziesiątych XX w., kiedy rolnictwo intensywnie się rozwijało, transport unosin w korycie Odry osiągał znacznie większe rozmiary. Inną przyczyną spadku transportu i depozycji materiału unoszonego w końcu lat osiemdziesiątych XX w. była zmniejszona w tym czasie częstotliwość dużych wezbrań.

Na Wiśle między Goczałkowicami i Smolicami straty materiału unoszonego w wyniku jego depozycji sięgają maksymalnie 58%, a średnio wynoszą ok. 30%. W przeciwieństwie do górnej Odry nie obserwuje się tu wyraźnego spadku natężenia zjawiska. Specyfiką tego odcinka Wisły jest stosunkowo intensywne erozję denną. Bilans transportu materiału unoszonego obejmuje ilość materiału dostarczanego przez Wisłę w przekroju wodowskazowym w Goczałkowicach oraz przez jej kolejne dopływy. Pominięto, z uwagi na niemożność ilościowej oceny zjawiska, ilość materiału wyerodowanego z dna koryta. Materiał ten z pewnością ma swój udział w nadbudowie strefy przykorytowej Wisły, jednakże określenie natężenia tego procesu wymaga dalszych badań.

Współczesne niewielkie rozmiary agradacji w korycie Wisły powyżej ujścia Soły, wyrażone przez nieznaczne wypływanie koryta lub jego pionową stabilność, mogą być spowodowane wyrównaniem przepływów rzeki przez zbiornik zaporowy w Goczałkowicach. Zbiornik ten należy do płytkich i trwale retencjonuje niewielkie ilości materiału unoszonego, zatrzymuje jednak cały ładunek materiału dennego (Ł a j c z a k, 1999). Inną przyczyną braku pogłębiania tego odcinka koryta Wisły jest częściowe podparcie wód rzecznych przez osady wnoszone przez Solę, powodujące wypływanie koryta rzeki głównej. Od ok. 70 lat dostawa materiału przez Solę do Wisły jest jednak radykalnie zmniejszona w wyniku depozycji materiału w zbiornikach zaporowych w Porąbce i Tresnej, które łącznie retencjonują 90% masy materiału unoszonego transportowanego przez Solę oraz cały ładunek materiału dennego tej rzeki (Ł a j c z a k, 1999). Powoduje to wzrost energii wód Wisły poniżej ujścia Soły, co skutkuje nasiloną erozją denną w tym odcinku rzeki.

Górna Wisła transportuje większe ilości materiału unoszonego niż górna Odra, dlatego wzdłuż pierwszej z wymienionych rzek osadza się więcej tego materiału. Średnio w roku na 1 km biegu strefy międzywała górnej Wisły osadza się 21 tys. t materiału unoszonego, podczas gdy wzdłuż górnej Odry tylko 5,5 tys. t rocznie. W górnej Odrze w okresie 1978—1990 spadek rozmiarów depozycji materiału unoszonego był szybki, spowodowany między innymi rozpoczętym po 1980 r. ograniczaniem dostawy wód kopalnianych zawierających miążwę węglową. W tym samym czasie spadek rozmiarów depozycji materiału unoszonego w górnej Wiśle był szybszy niż w dłuższym okresie 1956—1995. Dane te mogą wskazywać na zmniejszanie się zawartości miążwy węglowej w coraz młodszych warstwach osadów brzegowych obu rzek. Potwierdzają to obserwacje odkrywek brzegowych; największą liczbę lamin z okruchami węgla kamiennego stwierdzono w środkowych partiach odkrywek.

Analiza bilansu transportu materiału unoszonego dowodzi, że natężenie depozycji tego materiału jest zmienne w cyklu rocznym i naśladuje sezonowy cykl odpływu rzek. Największe nasilenie depozycji materiału przypada w obu analizowanych odcinkach rzek na wczesną wiosnę, a zwłaszcza na lato. Oznacza to, że do wymienionych pór roku, szczególnie zaś do lata, należy odnieść wszystkie zdarzenia wezbraniowe powodujące pozakorytową depozycję materiału unoszonego. W tych okresach przepływy, stany wody i rozmiary transportu materiału unoszonego są w badanych rzekach największe; także częstotliwość i czas trwania inundacji równiny zalewowej osiąga wtedy największe rozmiary w roku.

Teoretycznie depozycja materiału unoszonego wzdłuż uregulowanych rzek obejmuje wyłącznie strefę międzywał. Największe nasilenie tej depozycji ogranicza się do wąskich stref przykorytowych. W strefie międzywała górnej Odry, jak wskazują wyniki badań nad bilansem transportu materiału unoszonego, depozycji ulega średnio w roku ponad połowa transportowanego materiału. Procent strat w transporcie materiału unoszonego w górnej Wiśle jest mniejszy niż w górnej Odrze, jednak w wartościach bezwzględnych czterokrotnie przekracza analogiczne wartości dotyczące Odry. Wartości te, uznane za teoretyczne, nie określają w sposób bezwzględny rzeczywistych rozmiarów depozycji pozakorytowej materiału. Dopiero porównanie tych wyników badań z rezultatami badań terenowych pozwala na dokładniejsze określenie rozmiarów i tempa depozycji pozakorytowej materiału.

Charakter osadów zdeponowanych w poszczególnych odcinkach badanych rzek nie ujawnia prostej zależności od typu tych odcinków. W erozyjnym odcinku górnej Odry w spągu odsłonięć stwierdzono obecność piasku żwirowego rozpoznanego jako osad dawnego dna koryta. Różnica wysokości pomiędzy dawnym a obecnym dnem Odry wynosi lokalnie nawet ok. 1,5 m, co wskazuje na znaczne rozmiary poregulacyjnego pogłębienia koryta rzeki. Tę obserwację potwierdza analiza przekrojów poprzecznych koryta Odry z lat 1947 i 1999.

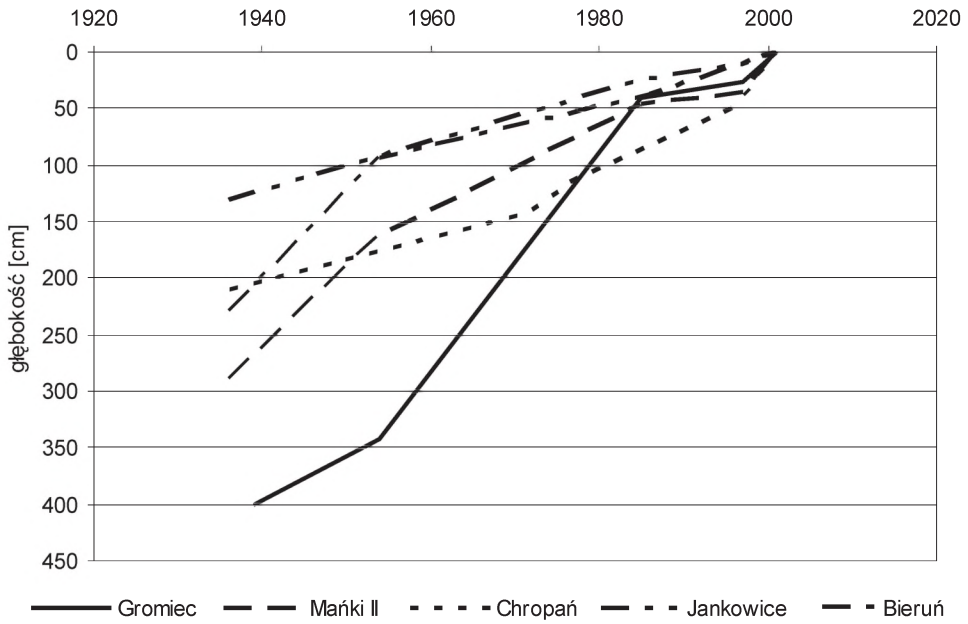
W procesie nadbudowy strefy przykorytowej wzdłuż całego analizowanego odcinka górnej Odry największy udział mają osady piaszczyste i piaszczysto-mułowe. Wraz z biegiem tego odcinka rzeki wzrasta udział drobniejszych frakcji, co stanowi konsekwencję malejącej kompetencji rzeki poniżej odcinka erozyjnego, a także dużej dostawy materiału unoszonego przez Psinę. Średnia miąższość zdeponowanych litofacji w poszczególnych odsłonięciach waha się od 6 cm do 26 cm i wynosi średnio 15 cm. Nie zaobserwowano związku między miąższością tych litofacji a typem koryta. Osady zdeponowane w strefie przykorytowej górnej Wisły to głównie piaski, zróżnicowanie litofacjalne tych osadów nie wykazuje zależności od typu koryta. Daje się jednak zauważyć spadek udziału drobnych frakcji z biegiem rzeki. Zależność ta jest odwrotna do obserwowanej na górnej Odrze i wynika z faktu zasilania Wisły w grubszy materiał przez Sołę. Różnica wysokości pomiędzy dawnym a obecnym dnem koryta górnej Wisły jest lokalnie większa niż w przypadku górnej Odry i na długim odcinku rzeki kontakt dawnej facji korytowej i współczesnej powodziowej przebiega na wysokości średniej wody. W Mańkach strop dawnych osadów korytowych wznosi się do 2,9 m ponad lustro średniej wody. Wskazuje to na o wiele większe rozmiary poregulacyjnego pogłębienia koryta górnej Wisły niż górnej Odry. W efekcie średnia miąższość zdeponowanych litofacji w strefie brzegowej górnej Wisły w kolejnych odsłonięciach jest mniejsza niż w brzegach Odry i waha się w granicach 3—14 cm, wynosząc średnio 9 cm. W górnej Odrze o płycej pogłębionym korycie zaznacza się tendencja do zmniejszania z biegiem rzeki średniej częstotliwości wezbrań ze stanami wody ponadpełnokorytowymi (od 0,93 do 0,64 zdarzenia w ciągu roku) oraz do minimalnego zwiększania średniego czasu inundacji strefy międzywała (od 1,95 do 1,98 dnia w ciągu roku). Wzdłuż górnej Wisły tendencje przebiegu obu tych wielkości są przeciwne niż w górnej Odrze. W obu odcinkach rzek nie stwierdzono zależności między średnią grubością litofacji w strefach brzegowych w kolejnych odsłonięciach a zróżnicowaniem wielkości wymienionych parametrów hydrologicznych rzek. Tym samym, biorąc pod uwagę jedynie miąższość poszczególnych litofacji w odsłonięciach brzegowych, niemożliwe jest zweryfikowanie hipotezy o możliwym wzroście rozmiarów depozycji przykorytowej wzdłuż badanego odcinka górnej Wisły, a także o zmniejszaniu tej depozycji wzdłuż górnej Odry.

Średnia miąższość litofacji w strefach brzegowych górnej Wisły jest około półtorakrotnie mniejsza niż w brzegach górnej Odry, chociaż potencjalne rozmiary depozycji materiału unoszonego wzdłuż badanego odcinka pierwszej z rzek są około cztery razy większe. Jednakże liczba warstw osadów tylko do głębokości 1 m jest wzdłuż brzegów górnej Wisły znacznie większa niż w przypadku brzegów górnej Odry (średnia ich liczba w badanych odsłonięciach wynosi odpowiednio 12 i 9). Odzwierciedla to większą częstotliwość zdarzeń wezbraniowych ze stanami wody wyższymi od stanu pełnokorytowego, a także

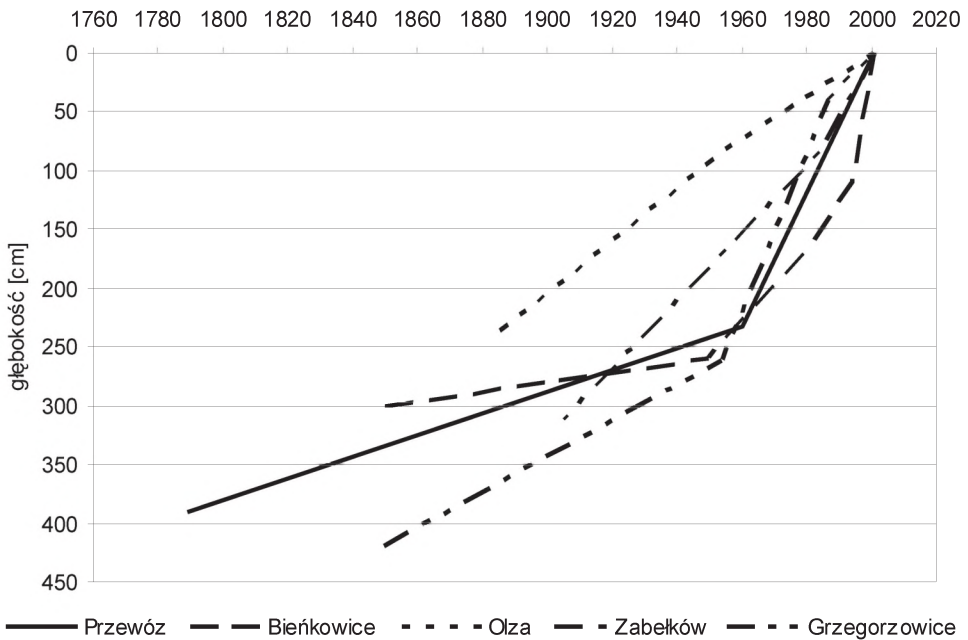
dłuższy czas inundacji strefy międzywała w górnej Wiśle niż w górnej Odry. Porównanie tych wielkości nadal nie tłumaczy przyczyn różnic między potencjalnymi i rzeczywistymi rozmiarami depozycji pozakorytowej materiału unieszonego w obu badanych odcinkach rzek. Innym wyjaśnieniem tych różnic mogą być większe rozmiary depozycji tego materiału na obszarze bardziej oddalonym od brzegów górnej Wisły. Na wielu odcinkach strefy międzywała górnej Wisły poziom równiny zalewowej jest wyraźnie wzniesiony wyżej niż na zawalu, czego w przypadku górnej Odry nie zaobserwowano. Jeszcze inną przyczyną omawianych różnic między potencjalnymi i rzeczywistymi rozmiarami depozycji pozakorytowej w obu badanych odcinkach rzek mogą być duże rozmiary akumulacji materiału w basenach międzystrogowych górnej Odry, które do tej pory nie zostały całkowicie wypełnione osadami. W górnej Wiśle są one niemal całkowicie sfosylizowane, stąd tempo przyrostu osadów w strefach brzegowych rzeki jest już wolniejsze. Konsekwencją tego zjawiska jest większe nasilenie sedymentacji osadów na równinie zalewowej w obrębie wałów brzegowych.

Wbrew sugerowanym w literaturze poglądom o zmniejszaniu ku stropowi miąższości warstw osadów w strefach brzegowych rzek o pogłębianym korycie w badanych odcinkach górnej Odry i górnej Wisły wykazano zróżnicowane tendencje pod tym względem. W odcinku Odry o pogłębianym korycie tendencja do cienienia warstw osadów zanika na głębokości ok. 0,5 m, natomiast w odcinku Wisły o takim korycie już się nie zaznacza. Z kolei w agradujących odcinkach tych rzek grubość warstw istotnie się nie zwiększa ani nie zmniejsza w profilu pionowym. W około połowie odsłoneń wyraźnie widoczna jest większa miąższość najmłodszych warstw osadów zdeponowanych podczas ostatnich bardzo dużych wezbrań. Na przykład podczas katastrofalnej letniej powodzi w 1997 r. w strefie przykorytowej górnej Odry w Zabełkowie zdeponowana została 33-centymetrowa warstwa piasku żwirowego, w stanowisku Olza ok. 20-centymetrowa warstwa piasku mułowego, a w Przewozie — 17-centymetrowa warstwa piasku i piasku mułowego. W odsłonięciach wzdłuż górnej Wisły stwierdzono osady piaszczyste pochodzące z tego samego roku o miąższości: 32 cm w Chropaniu, 17 cm w Bieruniu Nowym, 23 cm w Mańkach, 26 cm w Gromcu, 20 cm w Mętkowie i 35 cm w Jankowicach.

W analizowanych odcinkach górnej Odry i górnej Wisły podjęto próbę oceny tempa przyrostu pionowego brzegów od czasu regulacji rzek. W tym celu oszacowano wiek osadów zalegających na różnych głębokościach na podstawie zawartości miazgu węglowego, artefaktów i ^{137}Cs . Przebieg zmian w tempie przyrostu osadów przykorytowych kształtuje się odmiennie w górnej Wiśle i górnej Odry. W badanym odcinku górnej Wisły począwszy od 1936 r. tempo przyrostu tych osadów wykazuje generalną tendencję malejącą, szczególnie po 1980 r., by ponownie wzrosnąć w połowie lat dziewięćdziesiątych XX w. (ryc. 26). W odcinku rzeki powyżej ujścia Soły tempo pionowego przyrostu osadów jest



Ryc. 26. Zmiany tempa przyrostu pionowego osadów przykorytowych górnej Wisły w latach 1936—2001



Ryc. 27. Zmiany tempa przyrostu pionowego osadów przykorytowych górnej Odry od momentu regulacji koryta do 2001 r.

znacznie wolniejsze niż w dalszym odcinku rzeki. Za przyczynę bardzo szybkiego pionowego przyrostu osadów przykorytowych Wisły poniżej ujścia Soły należy uznać znaczną dostawę materiału pochodzącego z pogłębiania koryta tego odcinka rzeki. Rola Soły w dostawie materiału do Wisły jest w tym okresie minimalna, z uwagi na jego retencję najpierw w zbiorniku zaporowym w Porąbce (od 1937 r.), a później dodatkowo w zbiorniku w Tresnej (od 1966 r.). Osady przykorytowe górnej Odry odsłonięte w badanych odkrywkach narastały z różną szybkością od momentu regulacji rzeki (ryc. 27). Wzdłuż odcinka o pogłębianym korycie tempo pionowego przyrostu osadów było w ostatnich 100—120 latach raczej równomierne. Z kolei w odcinku o wypływanym korycie tempo pionowego przyrostu osadów było najpierw powolne i równomierne i od ok. 1960 r. zaczęło się gwałtownie zwiększać, czego przyczyną było wypłylenie koryta Odry aż o ok. 0,5—1,5 m. W tym samym okresie, co w przypadku górnej Wisły, czyli w latach 1936—2001, większym tempem pionowego przyrostu osadów cechował się odcinek agradacyjny górnej Odry. Porównując badane odcinki górnej Odry i górnej Wisły, widać wspólną tendencję do zwiększania się rozmiarów depozycji przykorytovej osadów z biegiem rzek, niezależnie od charakteru ich koryt. Najszybszą depozycją osadów w strefie brzegowej górnej Odry cechuje się odcinek agradacyjny, a w strefie brzegowej górnej Wisły — odcinek erozyjny.

Dopiero po uwzględnieniu wieku osadów, a tym samym określeniu tempa pionowego ich przyrostu, możliwe jest wykazanie prawidłowości w przestrzennym zróżnicowaniu rozmiarów szybkości przyrostu osadów przykorytowych z biegiem badanych odcinków górnej Odry i górnej Wisły. Nawet uwzględnienie w tych kalkulacjach miąższości litofacji i tła hydrologicznego rzek nie może stanowić wystarczającej podstawy do uzyskania właściwych wyników (tabela 5).

Średnie tempo pionowego przyrostu osadów przykorytowych w badanych odcinkach górnej Odry i górnej Wisły było podobne w latach 1936—2001. W tym czasie w strefach brzegowych obu odcinków rzek zdeponowanych zostało ok. 250 cm osadów. Przyczyną malejącego tempa przyrostu osadów na brzegach górnej Wisły jest dominująca tendencja do pogłębiania koryta rzeki, która prowadzi do skracania czasu inundacji równiny zalewowej w strefie międzywala. Dominująca w rozpatrywanym okresie tendencja do wypływania koryta górnej Odry skutkuje wydłużającym się okresem inundacji równiny zalewowej w międzywale rzeki, czego efektem są zwiększające się z upływem czasu rozmiary depozycji osadów przykorytowych.

Tak duża rozbieżność w dynamice procesu depozycji przykorytovej na omawianych odcinkach rzek może sugerować, że w górnej Wiśle częstotliwość zdarzeń wezbraniowych dających efekty sedymentacyjne na brzegach rzeki wyraźnie zmniejsza się z upływem czasu. Natomiast w górnej Odrze częstotliwość takich zdarzeń wyraźnie się zwiększa wraz z upływem czasu. Nadal jednak

Tabela 5. Zróżnicowanie tempa depozycji i niektórych cech osadów przykorytowych w wydzielonych sektorach badanych odcinków górnej Odry i górnej Wisły

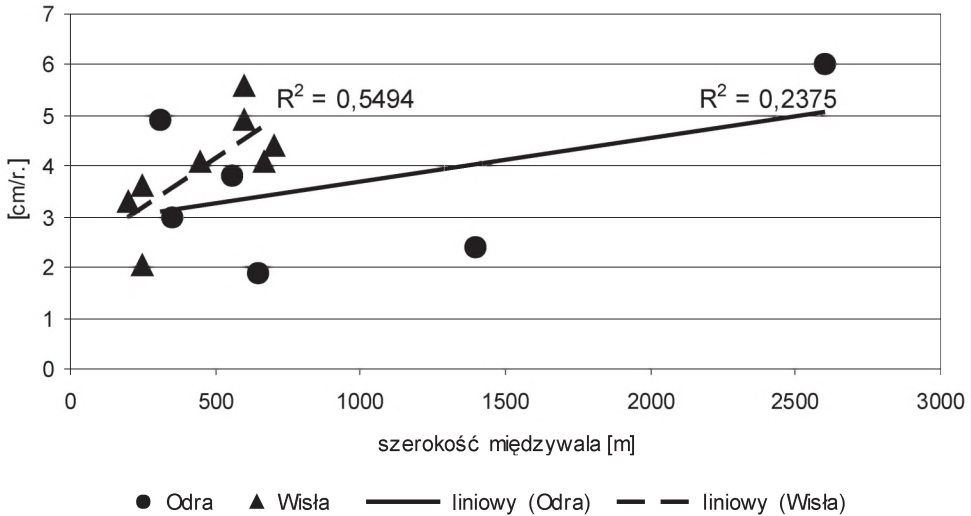
Typ koryta	Stanowisko	Średnie tempo akrecji [cm/r.]	Mz, zakres i przeciętna [phi]	Wysortowanie	Przeciętna miąższość [cm]
ME	Zabelków	6	-1—3,5 (1,7)	słabe i średnie	22
	Mańki II	2,4	-0,67—3,36 (1,5)	średnie	14,1
	Gromiec	2,2	-0,71—3,88 (2,4)	słabe i średnie	8,1
	Mętaków	4,13	1,83—3,43 (2,2)	dobrze do słabego	7,6
	Jankowice	2	1,73—3,86 (2,9)	dobrze do słabego	9,2
MA	Turze	2,4	1,81—4,31 (2,8)	słabe i średnie	26
	Przewóz	2,5	1,1—3,61 (2,3)	słabe i średnie	10
KA	Bieńkowice	3	-1,08—3,68 (2,4)	średnie	15,5
	Grzegorzowice	3	0,57—3,78 (2,4)	słabe i średnie	8,6
	Chropań	4,7	2,07—3,54 (1,6)	średnie	8,8
	Bieruń	3,3	-0,2—3,3 (1,6)	dobrze do słabego	9,7
	Czarnuchowice	2,5	0,7—3,93 (2,5)	słabe i średnie	10,8
PE	Olza	1,7	1—4,2 (3,1)	słabe i średnie	5,8

Oznaczenia odcinków: **ME** — meandrowy erozyjny, **MA** — meandrowy akumulacyjny, **KA** — kręty akumulacyjny, **PE** — prosty erozyjny.

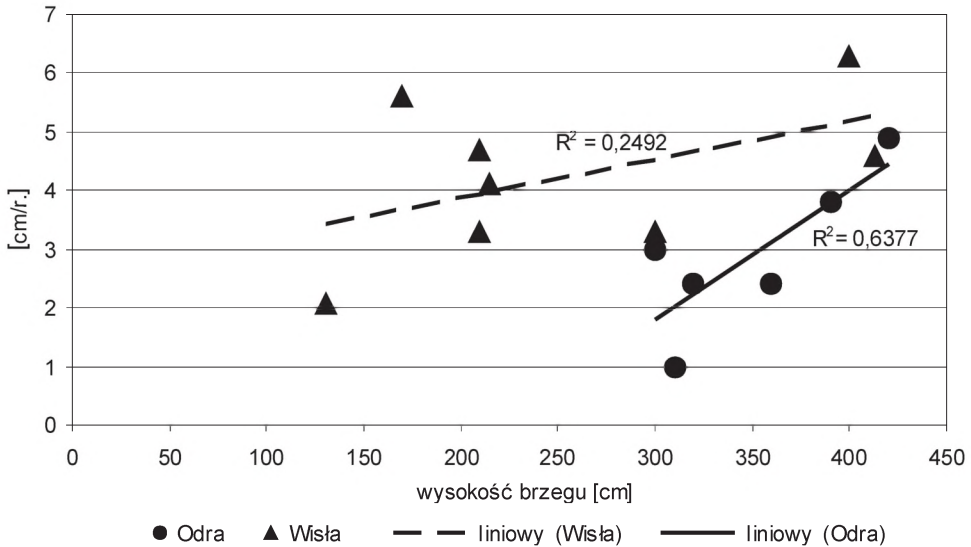
większą częstotliwością dużych wezbrań dających efekty sedymentacyjne na równinie zalewowej w międzywalu odznacza się górna Wisła.

Przeciętne tempo akrecji strefy przykorytowej badanych odcinków górnej Odry i górnej Wisły wykazuje pozytywną zależność od szerokości współcześnie aktywnej równiny zalewowej. Zależność ta jest silniejsza dla badanego odcinka górnej Wisły niż górnej Odry (ryc. 28). Wzdłuż górnej Wisły strefa międzywala jest węższa i ma wyrównaną szerokość, co powoduje znaczne zwięźnienie strefy depozycji pozakorytowej. Z porównania obu krzywych przedstawionych na wykresie wynika, że przy danej szerokości współcześnie aktywnej równiny zalewowej zawsze większym natężeniem depozycji przykorytowej odznacza się badany odcinek górnej Wisły.

Tempo pionowego przyrostu osadów brzegowych wykazuje także pozytywną zależność od wysokości brzegów badanych odcinków rzek (ryc. 29). W tym przypadku zależność ta jest silniejsza dla badanego odcinka górnej Odry. Wysokość brzegów rozpatrywanego odcinka Odry jest wyrównana i wynosi od 300 cm do 420 cm, wysokość brzegów badanego odcinka Wisły zawiera się już w szerszym zakresie — od 130 cm do 410 cm. Na wysokość brzegów Odry wpływ wywiera tempo sedymentacji osadów przykorytowych, natomiast wysokość brzegów Wisły jest dodatkowo kształtowana przez



Ryc. 28. Zależność tempa akrecji strefy przykorytowej górnej Odry i górnej Wisły od szerokości strefy inundacji



Ryc. 29. Zależność wysokości brzegów górnej Odry i górnej Wisły od tempa akrecji strefy przykorytowej

pogłębianie koryta rzeki. Z porównania obu krzywych zaprezentowanych na wykresie wynika, że przy danej wysokości brzegu rzeki zawsze większym natężeniem depozycji przykorytowej odznacza się badany odcinek górnej Wisły. W miejscach występowania najwyższych brzegów rzek tempo przyrostu osad-

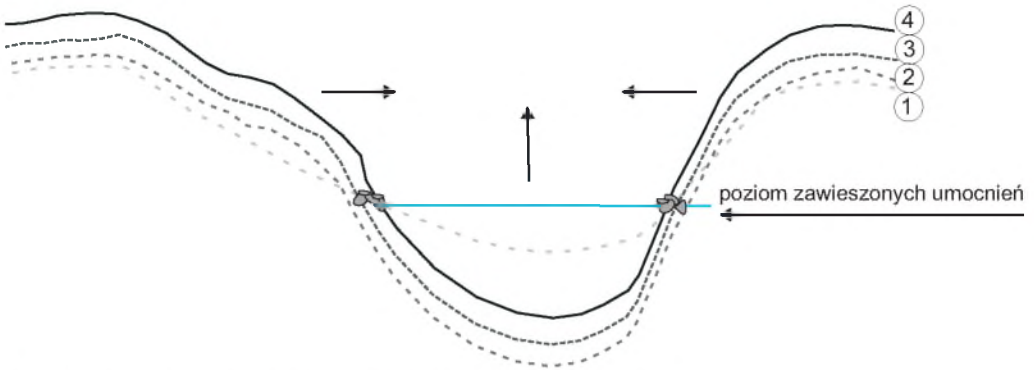
dów może już być zmniejszone jako efekt ograniczonych możliwości depozycji pozakorytovej.

Depozycja osadów brzegowych jest w największym stopniu wywoływana przez zdarzenia wezbraniowe o charakterze ekstremalnym, podczas których deponowane są najbardziej miększe warstwy osadów. Ostatnie takie wezbranie wystąpiło w lipcu 1997 r., kiedy zdeponowana została warstwa o miąższości lokalnie przekraczającej 30 cm. Średnia miąższość warstw osadów w ogromnej większości odkrywek nie przekracza 10 cm.

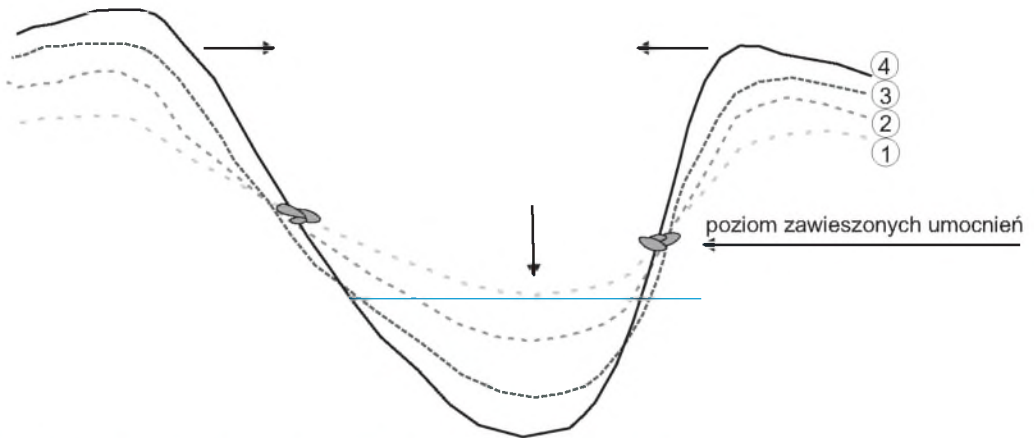
Efektom regulacji badanych odcinków górnej Odry i górnej Wisły było zwężenie i pogłębienie koryt tych rzek. Peryferyjne strefy dawnego koryta uległy załadowaniu, przede wszystkim strefy z basenami międzyostrogowymi. Tempo wypełniania tych stref osadami zależy od rozmiarów transportu materiału unoszonego w rzece i jest szybsze w górnej Wiśle niż w górnej Odrze. Na znacznej długości odcinka pierwszej z rzek peryferyjna strefa dawnego koryta z basenami międzyostrogowymi została wypełniona osadami do wysokości równiny zalewowej i obecnie zatrzymuje już niewielkie ilości osadów. Natomiast wzdłuż górnej Odry proces wypełniania osadami tej strefy dawnego koryta jest mniej zaawansowany, dlatego rozmiary depozycji w tej strefie są nadal duże. Podczas dużych wezbrań większość osadów jest deponowana w strefie przykorytovej, powodując skośny przyrost równiny zalewowej. Proces ten zachodzi na obu badanych odcinkach rzek. Skośny przyrost równiny zalewowej spowodował zwężenie koryt górnej Odry i górnej Wisły.

Widoczne są zasadnicze różnice w warunkach depozycji przykorytovej badanych odcinków górnej Odry i górnej Wisły. Prace regulacyjne na górnej Odrze rozpoczęto wcześniej, dlatego rozwój koryta rzeki w ciągu XX w. przedstawia sytuację bardziej zaawansowaną niż w przypadku górnej Wisły, której regulacja została zapoczątkowana później. Po okresie pogłębiania koryta górnej Odry nastąpił etap jego wypłykania; sytuacja taka miała miejsce w ciągu minionego stulecia (ryc. 30). Natomiast na przeważającym odcinku górnej Wisły koryto rzeki jest systematycznie pogłębiane od rozpoczęcia prac regulacyjnych (ryc. 31). Z tego też względu obserwacja koryt obu badanych odcinków rzek sprawia wrażenie większego zaawansowania procesu pogłębiania koryta górnej Wisły. W XIX w., zanim rozpoczęło się wypłykanie pogłębionego wcześniej koryta górnej Odry, jego peregulacyjne przemodelowanie osiągało prawdopodobnie co najmniej takie same rozmiary, jak rozmiary współczesnego koryta górnej Wisły. Pomimo różnic w tempie pionowych zmian koryta, w obu badanych odcinkach rzek od zapoczątkowania regulacji zachodzi zwężanie koryta jako efekt depozycji przykorytovej osadów.

Znaczne różnice w natężeniu depozycji osadów przykorytowych mogą być wywołane lokalnymi warunkami. Zaobserwowano, że największe tempo przyrostu osadów, które jednocześnie charakteryzują się najdrobniejszą frakcją i małą miąższością pojedynczych litofacji, zachodzi w zamuliskach między ostrogami.



Ryc. 30. Model rozwoju profilu poprzecznego koryta górnej Odry



Ryc. 31. Model rozwoju profilu poprzecznego koryta górnej Wisły

Przykładem są stanowiska w Turzu czy Przewozie na górnej Odrze, gdzie proces depozycji skutecznie zamaskował pozostałości po starych ostrogach, tak że są one nieczytelne w terenie i słabo widoczne na zdjęciach lotniczych. O ich istnieniu dowiadujemy się, analizując dawne mapy. W przypadku górnej Wisły największe tempo depozycji pozakorytovej obserwuje się na odcinku rzeki, gdzie najintensywniej zachodzi pogłębianie koryta (Mańki, Gromiec). Na innych odcinkach górnej Wisły natężenie depozycji przykorytovej jest już mniejsze.

Porównując dotychczasowy przebieg rozwoju strefy przykorytovej górnej Odry i górnej Wisły oraz dynamikę geometrii samych koryt, można przypuszczać, że dalszy przebieg procesów fluwialnych będzie wykazywał różnice między obu badanymi odcinkami rzek. Koryto górnej Wisły na omawianym odcinku jeszcze nie osiągnęło stanu nowej równowagi. Między ujściami Gostynki i Soły w ostatnich latach następuje nieznaczna agradacja dna koryta, a tempo przyrostu

osadów przykorytowych w minionym trzydziestoleciu wynosi 2,03 cm/r., co odpowiada 1,5 cm w trakcie wezbrania. Starsze osady deponowane były z większą intensywnością, co może świadczyć o spadku natężenia procesu nadbudowy brzegów. Mimo dużego zróżnicowania dynamiki koryta górnej Wisły, która poniżej ujścia Soły od schyłku XIX w. znacznie się wcięła w podłoże, od rozpoczęcia prac regulacyjnych tempo przyrostu osadów przykorytowych na tym odcinku również maleje wraz z upływem czasu. Nadbudowa brzegów jest na tym odcinku rzeki możliwa tylko w czasie wezbrań ekstremalnych. Równocześnie osady skośnego przyrostu równiny stanowią źródło nowego materiału dostarczanego do koryta podczas wezbrań wskutek procesu erozji bocznej lub w okresach pomiędzy wezbrzeniami w efekcie powstawania obrywów lub zsuwów zachodzących na bardzo stromych brzegach. Malejące tempo pionowego przyrostu brzegów może zostać zahamowane, gdy wstrzymane zostanie pogłębianie koryta rzeki.

Osady przykorytowe w badanym odcinku górnej Odry przyrastają z mniej więcej stałą szybkością. Odcinek koryta powyżej ujścia Olzy w ostatnich latach nadal wykazuje tendencję do wcinania, natomiast dalszy badany bieg koryta ma od wielu lat charakter agradujący, przy czym intensywność tego procesu wzrasta z biegiem rzeki. Proces agradacji koryta górnej Odry rozpoczął się na dużą skalę w połowie lat pięćdziesiątych XX w. i postępuje nadal. Efektem dalszej depozycji znacznej ilości materiału w obrębie koryta przy równoczesnych niewielkich wahaniami przepływów średnich może być zmiana charakteru koryta na roztokowy. Zważywszy jednak na intensywność, z jaką prowadzone są na bieżąco wszelkie prace konserwatorskie i porządkowe na górnej Odrze, zasygnalizowana zmiana charakteru koryta tej rzeki będzie niemożliwa. Koryto będzie bowiem sztucznie pogłębiane.

6. Dyskusja wyników

W obrębie analizowanych odcinków górnej Odry i górnej Wisły obserwuje się zróżnicowanie koryt pod względem dynamiki dna. Brak jest wcześniejszych badań pozwalających na weryfikację otrzymanych wyników. Wyjątek stanowi uznany za agradujący odcinek Wisły między ujściami Gostynki i Soły. Ten sam odcinek opisali M.G. Macklin i K. Klimek (1992) jako wcinający się. Autorzy ci uzyskali taki wynik, porównując przekroje niwelacyjne przez koryto Wisły w Bieruniu Nowym z lat 1934 i 1988. Zdaniem wymienionych autorów, koryto Wisły pogłębiło się w tym czasie o ok. 20 cm, a brzegi przyrosły o ok. 100 cm. Analiza stanów minimalnych w tym samym przekroju rzeczywiście wykazuje tendencję spadkową we wspomnianym okresie, jednak od końca lat siedemdziesiątych XX w. stany minimalne nieznacznie, lecz stale rosną, co wskazuje na agradację dna. Obecny poziom koryta Wisły wciąż pozostaje niższy od stanu z lat dwudziestych, trzydziestych i czterdziestych minionego stulecia i jest podobny do stanu z przełomu XIX i XX w.

Nie bez znaczenia dla przebiegu procesu sedymentacji pozostaje drastyczne zwężenie strefy inundacji równiny zalewowej Wisły w Bieruniu Nowym. Znaczenie zwężenia równiny zalewowej Wisły dla przebiegu procesów fluwialnych podkreślają także M.G. Macklin i K. Klimek (1992), sugerując, że ma ono kluczową wymowę, jeśli chodzi o dynamikę depozycji osadów pozakorytowych.

Tempo przyrostu pionowego równiny zalewowej w strefie przykorytowej waha się na górnej Odrze od 1 cm/r. do ponad 4 cm/r., a na górnej Wiśle od 2 cm/r. do 6 cm/r. Są to wartości porównywalne z otrzymanymi przez M.G. Macklina i in. (1992) czy B. Rumby (2000). Wymienieni autorzy badania dotyczące omawianego zagadnienia prowadzili na rzece Tyne w Wielkiej Brytanii. Podobnie jak w przypadku analizowanych odcinków Odry i Wisły, brzegi rzeki Tyne zbudowane są z 2—3 m miąższości piaszczystych i piaszczysto-mułowych, rytmicznie warstwowanych osadów z obecnym w spągu piaskiem żwirowym. Średni przepływ podobny jest do średnich przepływów Odry

w Chałupkach czy Wisły w Gromcu. Dodatkowe podobieństwo do Wisły w Gromcu stanowi fakt, że Tyne na badanym odcinku jest rzeką wcinającą się, a jej koryto uległo zwężeniu. Mimo że tempo przyrostu pionowego brzegów Tyne spada wraz z postępującym pogłębianiem dna rzeki, wciąż pozostaje ona rzeką o największym tempie przyrostu brzegów spośród rzek Wielkiej Brytanii, średnio wynoszącym 2,37 cm/r. Tempo pionowego przyrostu aluwiiw pozakorytowych tej samej rzeki w odcinku położonym ok. 5 km powyżej badała B. Rumsby (2000). Uzyskane rezultaty wskazują na zmienność intensywności procesu w badanym odcinku rzeki w zakresie od 1,25 cm/r. do 6,08 cm/r.

Zarówno B. Rumsby, jak i M.G. Macklin sugerują, że niezwykle istotnym czynnikiem oddziałującym na przebieg procesu sedymentacji przykorytovej są zmiany geometrii koryta. Wyniki otrzymane podczas badań na odcinkach górnej Odry i górnej Wisły potwierdzają tę tezę. Dodatkowo M.G. Macklin i in. (1992) sugerują, że osady zdefiniowane na Tyne należy reinterpretować jako osady przyrostu pionowego. Obserwacje i badania przeprowadzone na górnej Odrze i górnej Wiśle również wskazują na taką konieczność. Termin „osady przyrostu pionowego” powinien zostać zarezerwowany dla osadów deponowanych po zewnętrznej stronie wałów przykorytowych. Przyrost osadów pozakorytowych na równinie zalewowej zachodzi w odmienny sposób niż ma to miejsce w strefie przykorytovej. M.G. Macklin podsuwa myśl, aby osady zdeponowane w bezpośrednim sąsiedztwie koryta zaliczyć do korytowych. Ponieważ jednak pozostają one poza zasięgiem średniej wody, trafniejsza wydaje się propozycja K.J. Page’a i in. (2003), by osady strefy przykorytovej uznać za osady skośnego przyrostu równiny (*oblique accretion*), jako że deponowane kolejno warstwy zapadają skośnie w kierunku koryta rzeki. K.J. Page uważa, że proces skośnego przyrostu równiny może zachodzić jedynie w rzekach, których możliwość migracji bocznej koryta nie została zahamowana przez prace regulacyjne, czyli przede wszystkim na brzegach progradujących rzek meandrujących o korycie naturalnym. Jednakże w pełni uzasadnione jest użycie terminu „skośny przyrost równiny” w odniesieniu do procesów depozycji przykorytovej na górnej Odrze i górnej Wiśle. Mimo że koryta obu tych rzek są uregulowane i nie migrują bocznie, ulegają zwężeniu wskutek intensywnej depozycji przykorytovej. Struktura deponowanych osadów nie odbiega od opisywanej przez K.J. Page’a. Kolejno deponowane litofacje zalegają nachylone w kierunku koryta pod kątem ok. 30–40°. Wraz z odległością od brzegu kąt nachylenia się zmniejsza. We wszystkich wykonanych odsłonięciach litofacje zalegały horyzontalnie dopiero w odległości ok. 1,0–1,5 m od brzegu. Geneza tych osadów, a więc wytrącanie z zawiesiny w trakcie przepływu pozakorytowego, kiedy powierzchnia równiny spełnia funkcję dna koryta, skłania do zaklasyfikowania ich jako osadów korytowych. Jednakże forma, którą tworzą, pozostaje poza wpływem procesów fluwialnych pomiędzy kolejnymi wezbraniem. Stanowi więc formę pośrednią między korytowa a pozakorytowa.

Tabela 6. Metody stosowane w określaniu tempa sedymentacji (wg Rumsey, 2000, uzupełnione)

Metoda	Autor	Rzeka	Analizowany okres	Tempo sedymentacji
Pułapka na osady (sztuczna trawa)	Lambert, Walling, 1987	Culm, UK Culm, UK	1 rok średnia z 14 powodzi	0,49 mm/r. 0,1–8,1 mm/r.
	Simm, 1995	Ren, Holandia	powódź w 1993 r.	0,82 mm
	Asselman, Middlekoop, 1995	Mozela, Holandia	powódź w 1993 r.	0,47 mm
	Gomez i in., 1995	Missisipi, USA	powódź w 1993 r.	<2–200 mm
	Walling i in., 1997	Ouse, UK Wharfe, UK	powódź w 1995 r. powódź w 1995 r.	>2 cm „kilka cm”
Badanie zawartości metali ciężkich	Macklin, 1985	Axe, UK	312 lat	0,54 cm/r.
	Macklin i in., 1992	Tyne, UK	97 lat	0,8–7,0 cm/r.
	Rumsey, 2000	Tyne, UK	lata 1600–1752	1,25 cm/r.
			lata 1760–1878	2,40 cm/r.
			lata 1900–1939	6,08 cm/r.
Knox, 2001	górna Missisipi, USA	lata 1962–1990	7,36 cm/r.	
Ciszewski, 2002	środkowa Odra, Polska	lata 1850–2000	0,02–10 cm/r.	
Badanie zawartości ¹³⁷ Cs	Walling i in., 1992	Culm, UK	30 lat	0,2–2 cm/r.
		Severn, UK	35 lat (1954–1989)	0–7 mm/r.
		Leira, Norwegia	35 lat (1954–1989)	0–10 mm/r.
Badanie zawartości ²¹⁰ Pb	Simm, 1995	Culm, UK	ok. 35 lat	2,9 mm/r.
	Owens i in., 1997	Start, UK	40 lat	0,16–0,54 g/cm ² /r.
	He, Walling, 1996	Culm, UK	100 lat	0,07–0,59 g/cm ² /r.

Badania ^{14}C	Shotton, 1978	Avon, UK	3000 lat	0,5 cm/r.
Analiza gleb kopalnych	Brown, 1987	Severn, UK	10 000 lat	0,14 cm/r.
	Magillian, 1985	Galena, USA	po 1940 r. przed 1940 r.	0,75 cm/r. 1,9 cm/r.
+ analiza zawartości pierwiastków śladowych	Beach, 1994	Indian Creek, USA	ok. 140 lat	472 mg/km ² /r.
		Hay Creek, USA	ok. 140 lat	785 mg/km ² /r.
		Beaver Creek, USA	ok. 140 lat	634 mg/km ² /r.
		górna Missisipi, USA	175 lat postglacjal	0,3—5,0 cm/t. 0,02 mm/r.
Dendrochronologia	Brooks i in., 1997	Bega River, Australia	4720 BP-14-BP ostatnie 140 lat	0,75 mm/t. 12,5 mm/t.
	Nakamura, 1986	Furano, Ogawa, Usubetsu, Saru i Haruki, Japonia	9,4—26,8 lat	990—15 970 m ³ /km/t.
Badanie obecności mialu węglowego i artefaktów	Czajka, 1999	górna Wisła, górna, Odra, Polska	od połowy XVIII w.	0,25—8,00 cm/r.
Analiza sedymentologiczna	Warowna, 2003	środkowa Wisła	ostatnie 60 lat	1,5—3,0 cm/r.
	Moody i in., 1999	Powder River, USA	17 lat	1,8—2,8 cm/wezbr.

Rezultaty wykonanych przez M.G. Mac k l i n a (1985) badań osadów rzeki Axe porównano z wynikami uzyskanymi na Odrze w odślonięciu Grzegorzowice II. W obu przypadkach odślonięcie wykonano na wklęsłym brzegu, w odległości 20 m od krętego koryta niemigrującego lateralnie od ok. 200 lat. Tempo pionowej nadbudowy równiny zalewowej Axe oszacowano maksymalnie na 1,6 cm/r. w okresach zwiększonej aktywności gospodarczej w dorzeczu, natomiast średnie tempo przyrostu równiny w Grzegorzowicach w odległości 20 m od brzegu określono na ok. 3 cm/r. Różnica ta wynika z faktu, że rzeka Axe w miejscu wykonania odślonięcia jest niewielką rzeką (autor nie podaje dokładnych parametrów), a dodatkowo rzadziej niż na Odrze obserwuje się tu przepływy pozakorytowe.

W Polsce oszacowania tempa przyrostu aluwii podejmowali się T. K l a t k a (1958) w dolinie Świśliny, D. K o s m o w s k a - S u f f c z y ń s k a (1983) w dolinie Czyżówki i J. W a r o w n a (2003) w dolinie Wisły na odcinku Zawichost — Puławy. Wyniki ich prac sugerowały tempo przyrostu pionowego równiny w granicach od 1,0 cm/r. do 1,2 cm/r., a na Wiśle od 1,5 cm/r. do 3 cm/r. (tabela 6). Przyrost ten jest wolniejszy niż na omawianych odcinkach górnej Odry i górnej Wisły, czego powodem może być różnica wielkości rzek i natężenia zachodzących zjawisk. Oszacowania tempa pionowego przyrostu równiny zalewowej Odry podjął się D. C i s z e w s k i (2002a, b), analizując zawartość w osadach metali ciężkich jako indykatorów ich wieku. Badania prowadzone na środkowej Odrze pozwoliły określić tempo przyrostu pionowego osadów w strefie przykorytowej na 2 cm/r. Jest to wartość niższa od przeciętnej na górnej Odrze, gdzie średnia dla wszystkich odślonień wynosi 2,9 cm/r. Średnia wartość akrecji strefy przykorytowej górnej Wisły to niecałe 4 cm/r.

Proces depozycji osadów przykorytowych jest tym intensywniejszy, im większe wezbranie go powoduje. Maksymalne przepływy Odry i Wisły w czasie katastrofalnego wezbrania w 1997 r. wynosiły odpowiednio 2160 m³/s w Chałupkach i 1490 m³/s w Gromcu. Wezbranie to zapisane jest w osadach przykorytowych Wisły w Mętku w postaci 30-centymetrowej warstwy średnioziarnistych piasków; na brzegu Odry w Zabelkowie w tym samym czasie zdeponowany został piaszczysto-żwirowy osad o miąższości 33 cm. Wezbranie Missisipi w 1993 r. spowodowało depozycję materiału o miąższości od 0,2 cm do 20 cm, w zależności od morfologii równiny zalewowej. Osady o większej miąższości zdeponowane były na odcinkach rzeki, gdzie równina zalewowa ograniczona była wałami przeciwpowodziowymi (G o m e z i in., 1995). Osady górnej Missisipi o miąższości 45 m zdeponowane w ciągu ostatnich 25 000 lat przeanalizował J.C. K n o x (1999). Najmłodsze osady zostały złożone na równinie zalewowej od czasu europejskiej kolonizacji Ameryki Północnej. Nastąpiły wówczas ogromne zmiany w środowisku, jak: powstanie dużych siedlisk ludzkich, deforestacja i nagłe wprowadzenie upraw. W efekcie zintensyfikowania procesów stokowych, transportu materiału i częstotliwości wezbrań w latach

1850—1890 osady pozakorytowe górnej Missisipi przyrosły o 60 cm (1,5 cm/r.), a w latach 1890—1925 o dalsze 90 cm (2,6 cm/r.).

Zmiany geometrii koryta Missisipi na opisywanym przez J.C. Knoxa odcinku postępują podobnie jak na Wiśle poniżej ujścia Soły. Koryto ulega zwężeniu i pogłębieniu przy jednoczesnej intensywnej nadbudowie brzegów. J.C. Knox opisuje dodatkowo Little Platte River, na której depozycja osadów pozakorytowych zachodziła z prędkością 0,15 cm/r. w latach 1735—1820, następnie w latach 1880—1950 osiągnęła rozmiary 1,0—1,5 cm/r., a współcześnie wynosi 1,6 cm/r.

Sedymentacja pozakorytowa nie jest procesem ciągłym. Choć najczęściej, podając rozmiary zjawiska, przedstawia się jego wynik w cm/r., to faktycznie zachodzi ono w bardzo krótkim czasie podczas kulminacyjnego przepływu pozakorytowego; przerwy między kolejnymi epizodami mogą wynieść nawet kilka lat. Na równinie zalewowej rzeki Grant River (dopływ górnej Missisipi) w latach 1950—1954 zdeponowanych zostało 25 cm osadów (K n o x, 1995). Średnie tempo tego procesu określono na 5—8 cm/r., przy czym podkreślono, że (podobnie jak na górnej Odrze i górnej Wiśle) wezbrania są krótkotrwałe, tak więc rzeczywiste tempo depozycji zostało oszacowane na 0,25—0,4 cm/h. Również B. G o m e z i in. (1999) oszacowali tempo depozycji rzeki Waipaoa w Nowej Zelandii na 14—18 mm/h w trakcie wezbrania. Dla porównania w Bieruniu Nowym tempo akrecji po 1954 r. wynosi 1,9 cm/wezbranie, w Mańkach 3,6 cm/wezbranie, a w Gromcu aż 7,6 cm/wezbranie. W Grzegorzowicach na Odrze w czasie jednego wezbrania przyrasta średnio 8,4 cm osadu, natomiast w Bieńkowicach 6,8 cm.

Mimo że powierzchnia dorzecza Waipaoa River wynosi zaledwie 2200 km², średnie i maksymalne przepływy kształtują się na poziomie porównywalnym do obserwowanego na górnej Odrze i górnej Wiśle. Waipaoa ma pojedyncze, meandrowe koryto, a jej równina zalewowa jest zagospodarowana. Te podobieństwa znajdują odbicie w tempie procesu pionowej nadbudowy równiny, który zachodzi tu z prędkością 4—6 cm/r. Jest to wielkość porównywalna z otrzymaną w przypadku stanowisk Grzegorzowice i Przewóz na Odrze czy Mańki, Gromiec na Wiśle.

Jak w przypadku Odry, koryto Waipaoa jest korytem agradującym, co zdaniem autorów ma duże znaczenie dla przebiegu procesu sedymentacji pozakorytowej, podobnie jak istnienie wałów przeciwpowodziowych zawężających równinę zalewową do 300—1600 m (jak w przypadku dolin górnej Odry i górnej Wisły). B. G o m e z i in. (1999), podobnie jak S.A. L e c c e (1997), sugerują, że mocno zwężone odcinki równiny zalewowej sprzyjają szybkiemu transportowi, natomiast sedymentacja pozakorytowa zachodzi najintensywniej w odcinkach, gdzie równina zalewowa jest szeroka. Niewątpliwie w modelowym przypadku twierdzenie to jest prawdziwe. Kiedy jednak w omawianym procesie bierze udział kolejny ważny czynnik, jakim jest pogłębienie bądź agradacja ko-

ryta, zależność ta nie jest tak czytelna. Dla badanych odcinków Odry i Wisły współczynnik R^2 korelacji pomiędzy szerokością strefy inundacji a tempem przyrostu pionowego równiny w strefie przykorytowej wynosi odpowiednio 0,2 i 0,6. I tak na odcinku między Solcem a Zawichostem tempo depozycji ustalono na ok. 8 mm/r. (M a r u s z c z a k, 1982), za ujściem Sanu na 10 mm/r., a w dolnym biegu Wisły — na ok. 1 mm/r. (Ł a j c z a k, 1999). A. Ł a j c z a k (1999) oszacował tempo akumulacji osadów przykorytowych Wisły pomiędzy Goczałkowicami a Puławami w latach 1921—1995. Uzyskał wielkości rzędu 260 cm na odcinku między Goczałkowicami i Zawichostem oraz 240 cm między Zawichostem a Puławami. W przeliczeniu na cm/r. wielkość depozycji na wspomnianych odcinkach ocenia się odpowiednio na 3,73 cm/r. i 3,43 cm/r. Materiał nie jest rozprowadzany równomiernie wzdłuż koryta. Największe wartości odnotowano bezpośrednio poniżej dopływów rzek karpackich. Mały one stopniowo wraz z odległością od ujść. Przeanalizowawszy serię pomiarów niwelacyjnych dla 8 wiślańskich wodowskazów, A. Łajczak spostrzegł, że przyrost osadów pozakorytowych Wisły wykazuje tendencję malejącą z biegiem rzeki, a spadek intensywności procesu jest prawie dwukrotny.

Zdaniem A. Ł a j c z a k a (1995c), ilość osadów deponowanych poza korytem górnej Odry i górnej Wisły jest porównywalna i wynosi ok. 10 200 t/km/r. Pionowy przyrost wałów przykorytowych autor ten oszacował na 1—10 cm/r. w Goczałkowicach i 0,5—5,5 cm/r. w Smolicach. W dyskutowanych w niniejszej pracy odcinkach górnej Odry i górnej Wisły wielkość depozycji osadów w ciągu roku wynosi 195 tys. t w Odrze między Chałupkami a Miedonią, co daje ok. 5 tys. t/km/r. W odcinku Wisły pomiędzy Goczałkowicami a Smolicami rocznie depozycji ulega 120 tys. t materiału, co stanowi ok. 20 tys. t/km/r.

Związek szerokości równiny zalewowej z wielkością sedymentacji pozakorytowej badał F.J. M a g i l l i g a n (1985). Badania prowadzone na rzece Galena (dopływ Missisipi) wykazały, że w nienaturalnie wąskich odcinkach dolin dominującym procesem jest transport materiału, natomiast szybka depozycja następuje w odcinkach o szerokiej równinie zalewowej. Procesy obserwowane na górnej Wiśle potwierdzają tę zależność, natomiast na analizowanym odcinku górnej Odry szerokość równiny zalewowej nie wydaje się czynnikiem decydującym o wielkości sedymentacji pozakorytowej.

Ważnym elementem analizy sedymentacji pozakorytowej materiału unoszonego jest budżet transportowanych przez rzeki osadów. W omawianym odcinku górnej Odry depozycji ulega średnio 60% transportowanego materiału, natomiast w górnej Wiśle ok. 21%; dla porównania Brahmaputra w obrębie Basenu Bengalskiego deponuje ponad 30% transportowanego materiału (G o o d b r e d, K u e h l, 1998). Analiza zawartości ^{137}Cs w osadach pozakorytowych tej rzeki wskazuje na depozycję nawet >150 cm materiału w ciągu 35 lat (>4 cm/r.).

Proces depozycji osadów przykorytowych przebiega z różnym natężeniem zależnie od panujących warunków środowiskowych. Zachodzące od późnego

glacjału zmiany klimatyczne pociągały za sobą naturalne zmiany koryta Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej (S z u m a ń s k i, S t a r k e l, 1990) — od wielkopromiennych meandrów w późnym glacjale do niewielkich w holocenie. Podobne powolne zmiany dotyczyły również koryta Odry. O swobodnej migracji koryt Odry i Wisły w obrębie dolin świadczą zaznaczające się w morfologii dzisiejszych równin zalewowych zagłębienia paleomeandrów oraz obecność w dawnych osadach korytowych pni czarnych dębów, pochodzących zarówno z naturalnych powalów drzew, jak i z zaznaczonymi śladami siekier. M. K r ą p i e c (1996) stwierdził obecność pni czarnych dębów w osadach odsłoniętych w żwirowniach w Roszkowie i Krzyżanowicach nad Odrą. Czas powalów dębów odsłoniętych w Krzyżanowicach został oceniony na okres 111 BC—934 AD, ale znaleziono również fragmenty pni datowane na ostatnie 300—400 lat. Pień dębu znaleziony w żwirowni w Roszkowie został wydатовany na rok 1050 AD. M. K r ą p i e c datował również czarne dęby w osadach Górnej Wisły znalezione w sztucznym przekopie w Przeciszowie i w żwirowni w Smolicach Zakolu. Wiek ich określił na 78—716 AD w Przeciszowie oraz 8000 BP—1057 AD w Smolicach. Datowanie wieku osadów na podstawie wieku obecnych w nich pni jest jednak bardzo ryzykowne z uwagi na fakt ich redepozycji (K a l i c k i, K r ą p i e c, 1996).

Najgwałtowniejsze, bo w najkrótszym czasie zachodzące zmiany nastąpiły w ostatnich 200 latach, wskutek powszechnej regulacji koryt. Gwałtowne powstrzymanie bocznej migracji koryt naruszyło dotychczasową równowagę, a postępujący rozwój rolnictwa i gospodarki spowodował wzrost dostawy materiału do koryt rzek (K l i m e k, 1987; K a l i c k i, S t a r k e l, 1987). Charakter współczesnego koryta Wisły wzdłuż całego jej biegu charakteryzują Z. B a b i ń s k i i K. K l i m e k (1990). Zdaniem tych autorów, proces wcinania koryta Wisły jest najsilniejszy na jej przedkarpaccim odcinku, a charakter koryta ulega zmianie poniżej ujścia Sanu doprowadzającego do Wisły znaczne ilości materiału. Koryto zmienia się z meandrowego w roztokowe. Zmiany głębokości i szerokości koryta Wisły zapisane są najwyraźniej w odsłonięciu Mańki II, gdzie dawna opaska brzegowa znajduje się dziś w odległości 5 m od brzegu rzeki i 290 cm ponad poziomem średniej wody. Zmiany te zaszły w ciągu zaledwie 65 lat. Podobny proces obserwuje się również na dolnej Wiśle (B a b i ń s k i, 1992), gdzie wskutek budowy ostróg nastąpiło prawie dwukrotne zwężenie koryta i wyprostowanie nurtu.

7. Wnioski

1. Biorąc pod uwagę dynamikę koryt badanych odcinków górnej Odry i górnej Wisły, poddanych pracom regulacyjnym w drugiej połowie XIX w. (Odra) i na początku XX w. (Wisła), wyróżniono w ich obrębie odcinki erozyjne i akumulacyjne, dodatkowo wydzielając sektory prostoliniowe, kręte bądź meandrowe. W biegu górnej Odry dominuje koryto kręte agradujące, natomiast w biegu górnej Wisły — meandrowe wcinające się.

2. Nasilająca się wraz z biegiem rzeki agradacja koryta górnej Odry skutkuje zmniejszeniem spadku koryta, spadkiem kompetencji rzeki i w efekcie nasileniem depozycji przykorytowej. W przypadku górnej Wisły postępująca erozja denną koryta wywołuje wzrost różnicy wysokości między dnem koryta a powierzchnią równiny zalewowej, w rezultacie aktywność geomorfologiczna tej równiny ulega zmniejszeniu.

3. Osady odsłonięte w omawianych stanowiskach deponowane są jako osady skośnego przyrostu równiny zalewowej, powstające równocześnie z pogłębianiem i zwężaniem koryta rzeki (górna Wisła) lub wyptycaniem i zwężaniem koryta (górna Odra); stanowią więc, ze względu na genezę, formę pośrednią pomiędzy osadami korytowymi a pozakorytowymi.

4. Przebieg procesu depozycji osadów przykorytowych jest obecnie bardziej podobny do naturalnego na górnej Odrze niż na górnej Wiśle, co może sugerować, że na zaburzenie naturalnej równowagi erozyjno-depozycyjnej rzeki większy wpływ niż skrócenie biegu rzeki ma drastyczne ograniczenie szerokości równiny zalewowej.

5. Czynnikiem determinującym przyrost wysokości brzegów górnej Odry jest wielkość sedymentacji pozakorytowej; w przypadku górnej Wisły na wysokość brzegów dodatkowo wpływa obniżanie poziomu dna koryta.

6. Na tempo depozycji osadów w strefie przykorytowej w obydwu badanych odcinkach rzek większy wpływ wywiera liczba zdarzeń inundacji równiny zalewowej w ciągu roku aniżeli czas ich trwania.

7. Tempo depozycji osadów przykorytowych w badanych odcinkach górnej Odry i górnej Wisły waha się od 1,7 cm/r. do 6,0 cm/r. i jest porównywalne ze stwierdzonym przez różnych badaczy na innych, szczególnie europejskich rzekach.

8. Znacznie pogłębione i zwężone koryto górnej Wisły nie osiągnęło jeszcze stanu nowej równowagi, natomiast poregulacyjne zmiany w morfologii koryta górnej Odry są bardziej zaawansowane. Zmiany w morfologii koryt badanych odcinków rzek znajdują konsekwencje w tempie przyrostu osadów przykorytowych.

Literatura

- Absalon D., 2003: *Opracowanie ekofizjograficzne do planu zagospodarowania przestrzennego województwa śląskiego. Praca wykonana na zlecenie Centrum Dziedzictwa Przyrody Górnego Śląska w Katowicach. Zmiany stosunków wodnych i zagrożenia powodziowe — charakterystyka i diagnoza stanu oraz prognozowania dalszych zmian w wyniku dotychczasowego użytkowania i zagospodarowania obszaru oraz możliwości ich ograniczenia (wraz z załącznikiem graficznym).* [masz.].
- Absalon D., Kańok J., Leśniok M., 1996: *Charakterystyka wybranych elementów meteorologicznych i hydrologicznych w wieloletiu 1961—1990.* W: *Tendencje zmian obiegu wody w zlewni Górnej Odry.* Red. A.T. Jankowski. Sosnowiec, WNoZ, Uniwersytet Śląski.
- Allen J.R.L., 1965: *A review of the origin and character of recent alluvial sediments.* „Sedimentology” 5, 89—191.
- Allen J.R.L., 1977: *Fizyczne procesy sedymentacji.* Warszawa, PWN.
- Allison M.A., Kuehl S.A., Martin T.C., Hassan A., 1998: *Importance of floodplain sedimentation for river sediment budgets and terrigenous input to the oceans from the Brahmaputra — Jamuna River.* „Geology” 26, 175—178.
- Anderson M.G., Bates P.D., Walling D.E., 1996: *The general context for floodplain research.* In: *Floodplain Processes.* Eds. M.A. Anderson, D.E. Walling, P.D. Bates. Chichester, John Willey & Sons Ltd., 1—13.
- Andrzejewski L., 1994: *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym wistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów.* Toruń, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, 1—113.
- Asselman N.E.M., Middlekoop H., 1995: *Floodplain sedimentation: quantities, patterns and processes.* „Earth Surface Processes and Landforms” 20, 481—499.
- Babiński Z., 1990: *Charakterystyka równiny zalewowej dolnej Wisły.* „Przegląd Geograficzny” 62, 1—2, 95—120.
- Babiński Z., 1992: *Współczesne procesy korytowe Dolnej Wisły.* „Prace Geograficzne PAN IGiPZ” 157.
- Babiński Z., Klimek K., 1990: *The present day channel and floodplain of the Vistula River.* In: *Evolution of Vistula River Valley during the last 15000 years.* Part 3. Ed. L. Starkel. „Geographical Studies”, Special Issue 5, 62—75.

- Badura J., Przybylski B., 2000: *Korelacja morfologiczna i wiekowa tarasów głównych rzek regionu Dolnego Śląska*. Warszawa, PiG.
- Beach T., 1994: *The fate of eroded soil: sediment sinks and sediment budgets of agrarian landscapes in southern Minnesota, 1851—1988*. „Annals of the Association of American Geographers” 84, 5—28.
- Boo de M., Middelkoop H., 1999: *Twice a river, Rhine and Meuse in Netherlands*. RIZA Report nr 99 003.
- Born A., 1948: *Regulacja Odry i rozbudowa urządzeń technicznych*. W: *Monografia Odry*. Red. A. Grodek, M. Kiełczewska-Zaleska, A. Zierhoffer. Poznań, Instytut Zachodni.
- Bortkiewicz A., Szczegielniak C., 1993: *Problemy ochrony przed powodzią doliny górnej Odry*. „Gospodarka Wodna” 11, 255—258.
- Brierley G.J., 1996: *Channel morphology and element assemblages: a constructivist approach to facies modeling*. In: *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy*. Eds. P.A. Carling, M.R. Dawson. Chichester, John Wiley & Sons Ltd., 263—298.
- Brierley G.J., Hickin E., 1991: *Channel planform as non-controlling factor in fluvial sedimentology: the case of the Squamish River floodplain, British Columbia*. „Sedimentary Geology” 75, 67—83.
- Brierley G.J., Ferguson R.J., Woolfe K.J., 1997: *What is a fluvial levee?* „Sedimentary Geology” 114, 1—9.
- Brierley G.J., Cohen T., Fryirs K., Brooks A., 2000: *Post-European changes to the fluvial geomorphology of Bega catchment, Australia: implications for river ecology*. „Freshwater Biology” 41, 839—848.
- Brooks A.P., Brierley G.J., 1997: *Geomorphic responses of lower Bega River to catchment disturbance, 1851—1926*. „Geomorphology” 18, 291—304.
- Brown A.G., 1987: *Holocene floodplain sedimentation and channel response of the Lower River Severn, U.K.* „Zeitschrift fuer Geomorphologie N.F.” 31, 293—310.
- Brown A.G., 1996: *Floodplain Paleoenvironments*. In: *Floodplain Processes*. Eds. M.A. Anderson, D.E. Walling, P.D. Bates. New York, John Wiley & Sons Ltd.
- Campbell B., 1995: *Ekologia człowieka*. Warszawa.
- Cazanacli D., Smith N.D., 1998: *A study of morphology and texture of natural levees — Cumberland Marshes, Saskatchewan, Canada*. „Geomorphology” 25, 43—55.
- Changxing S., Petts G., Gurnell A., 1999: *Bench development along the regulated, lower River Dee, UK*. „Earth Surface Processes and Landforms” 24, 135—149.
- Ciszewski D., 2002a: *Zapis działalności przemysłowej w osadach fluwialnych*. W: *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*. T. 1. Red. P. Szwarzewski, E. Smolska. *Materiały z Warsztatów, Łomża 16—17 maja 2002*.
- Ciszewski D., 2002b: *Heavy metals in vertical profiles of the middle Odra River overbank sediments: evidence for pollution changes*. „Water, Air, and Soil Pollution” 143, 81—98.
- Czaja S., 1999: *Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antropopresji (na przykładzie konurbacji katowickiej)*. Katowice, Uniwersytet Śląski.

- Czajka S., Degórska V., Leśniok M., 1993: *Naturalne i antropogeniczne zmiany biegu koryta Wisły od zbiornika w Goczałkowicach do ujścia Przemyślu*. W: „Geographia. Studia et Dissertationes”. T. 17. Red. T. Szczypek. Katowice, Uniwersytet Śląski, 7—15.
- Czajka A., 1999: *Sedymentacja pozakorytowa aluwioów w strefie międzywala Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej*. „Przeгляд Geologiczny” 48, 3.
- Czajka-Kaczka A., 2001: *The last 200 years of the overbank sedimentation in the interbankment zone of the upper Vistula and the upper Oder Rivers, Southern Poland*. Materiały konferencji nt. *The 7th International Conference on Fluvial Sedimentology (7th ICFS)*. University of Nebraska, Lincoln, USA.
- Czajka-Kaczka A., 2003: *The rate of sedimentation on the regulated rivers floodplains, the upper Vistula and the upper Odra Rivers, Southern Poland*. In: *Palaeofloods, Historical Data and Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment*. Eds. V.R. Thorndycraft, G. Benito, M. Barriendos, M.C. Llasat. PHEFRA International Workshop.
- Dębski K., 1978: *Regulacja rzek*. Warszawa, PWN.
- Dubicki A., Słota H., Zieliński J., 1999: *Dorzecze Odry. Monografia powodzi lipiec 1997*. IMGW.
- Falkowski E., 1982: *The pattern of changes in the Middle Vistula valley floor*. In: *Evolution of Vistula River Valley during the last 15000 years*. Part 1. Ed. L. Starkeł. „Geographical Studies” Special Issue 1, 79—92.
- Farrell K.M., 1987: *Sedimentology and facies architecture of overbank deposits of the Mississippi River, False River Region, Louisiana*. In: *Recent developments in fluvial sedimentology*. Eds. F.G. Ehridge, R.M. Flores, M.D. Harvey. „Society of Economic Paleontologists and Mineralogists” Special Publication 39, 111—120.
- Ferguson R.J., Brierley G.J., 1999a: *Levee morphology and sedimentology along the lower Tiross River, south-eastern Australia*. „Sedimentology” 46, 627—648.
- Ferguson R.J., Brierley G.J., 1999b: *Downstream changes in valley confinement as a control on floodplain morphology, Lower Tiross River, New South Wales, Australia: a constructivist approach to floodplain analysis*. In: *Varieties of Fluvial Form*. Eds. A.J. Miller, A. Gupta. John Wiley & Sons Ltd., 377—407.
- Florek W., Mycielska-Dowgiałło E., 1995: *Structural and textural character of alluvial deposits as an indicator of environmental condition*. „Wetlands in Flanders, Aardkundige Mededelingen” 6, 173—179.
- French P.W., 1998: *The impact of coal production on the sediment record of the Severn Estuary*. „Environmental Pollution” 103, 37—43.
- Froehlich W., Higgitt D.L., Walling D.E., 1993: *The use of caesium-137 to investigate soil erosion and sediment delivery from cultivated slopes in the Polish Carpathians*. In: *Farm Land Erosion: In temperate Plains Environment and Hills*. Ed. S. Wicherek. Amsterdam, Elsevier Sci. Pub. B.V., 271—283.
- Froehlich W., Walling D.E., 1997: *The role of unmetalled roads as a sediment source in the fluvial systems of the Polish Flysch Carpathians*. In: *Human Impact on Erosion and Sedimentation*. Eds. D.E. Walling, J.L. Probst. Proceedings Rabat Symposium, April 1997. „IAHS Publication” 245, s. 159—168.

- Galarowski T., Klimek K., 1991: *Funkcjonowanie koryt rzecznych w warunkach zagospodarowania*. W: *Dorzecze Górnej Wisły*. Red. I. Dynowska, M. Maciejewski. Warszawa—Kraków, PWN.
- Gąsowski J., 1985: *Kultura pradziejowa na ziemiach polskich*. Warszawa, PWN.
- Gilewska S., 1963: *Rzeźba progu środkowotriasowego w okolicy Będzina*. „Prace Geograficzne Instytutu Geograficznego PAN” 44.
- Godłowska M., 1976: *Próba rekonstrukcji rozwoju osadnictwa neolitycznego w rejonie Nowej Huty*. „Materiały Archeologiczne Nowej Huty” 5.
- Gomez B., Mertes L.A.K., Phillips J.D., Magilligan F.J., James L.A., 1995: *Sediment characteristics of an extreme flood: 1993, upper Mississippi River valley*. „Geology” 23, 963—966.
- Gomez B., Eden D.N., Hicks M.D., Trustrum N.A., Peacock D.H., Wilmschurts J., 1999: *Contribution of floodplain sequestration to the sediment budget of the Waipaoa River, New Zealand*. In: *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*. Eds. S.B. Marriott, J. Alexander. „Geological Society”, London, Special Publications, 163, 69—88.
- Goodbred S.L., Kuehl S.A., 1998: *Floodplain processes in the Bengal Basin and the storage of Ganges — Brahmaputra River sediment: an accretion study using 137 Cs and 210 Pb geochronology*. „Sedimentary Geology” 121, 239—258.
- Gradziński R., 1973: *Wyróżnianie i klasyfikacja kopalnych osadów rzecznych*. „Postępy Nauk Geologicznych” 5, 57—112.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986: *Zarys sedimentologii*. Warszawa, Wydawnictwo Geologiczne.
- He Q., Walling D.E., 1996: *Use of fallout Pb-210 measurements to investigate longer-term rates and patterns of overbank sediment deposition on the floodplain of lowland rivers*. „Earth Surface Processes and Landforms” 21, 141—154.
- Hellmich M., 1926: *Luftaufnahmen und Vorgesichtsforschung*. „Altschlesien” 1, 3/4, 252—255.
- Hesselink A.W., 2001: *History makes a river. Morphological changes and human interference in the river Rhine, The Netherlands*. „Netherlands Geographical Studies” 292.
- Jackson R.G., 1982: *Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams*. In: *Fluvial Sedimentology*. Ed. A.D. Miall. „Canadian Society of Petroleum Geologists” 543—576.
- Jankowski A.T., Kžíř V., 1996: *Charakterystyka fizjograficzna zlewni Górnej Odry*. W: *Tendencje zmian obiegu wody w zlewni Górnej Odry*. Red. A.T. Jankowski. Sosnowiec, WNoZ, Uniwersytet Śląski.
- Jaros J., 1965: *Historia górnictwa węglowego w Zagłębiu Górnos Śląskim do 1914 roku*. Wrocław, Instytut Historii Kultury Materialnej PAN, Zakład Narodowy im. Ossolińskich.
- Kaczanowski P., Kozłowski J.K., 1998: *Najdawniejsze dzieje ziem polskich*. W: *Wielka historia Polski*. T. 1. Red. J. Pieszczałowicz. Kraków, Fogra.
- Kalicki T., 2000: *Grain size of the overbank deposits as carriers of paleogeographical information*. „Quaternary International” 72, 107—114.
- Kalicki T., Starkel L., 1987: *The evolution of the Vistula River Valley downstream of Cracow during the last 15000 years*. In: *Evolution of Vistula River Valley*

- during the last 15000 years. Part 2. Ed. L. Starke l. „Geographical Studies” Special Issue 4, 51—70.
- Kalicki T., Krapiec M., 1996: *Reconstruction of phases of the „black oaks” accumulation and the flood phases*. In: *Evolution of Vistula River Valley during the last 15000 years*. Part 6. Ed. L. Starke l. „Geographical Studies” Special Issue 9, 78—85.
- Karaś-Brzozowska C., 1963: *Zasięg zlodowacenia środkowopolskiego w Kotlinie Raciborskiej*. „Przegląd Geograficzny” 35.
- Kaziuk H., Lewandowski J., 1980: *Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski, 1:200 000, Arkusz Kraków*. Warszawa, Wydawnictwa Geologiczne.
- Klatka T., 1958: *Muły antropogeniczne doliny Świśliny i ich dynamiczna interpretacja*. „Studia z Geomorfologii Dynamicznej” [Łódź] 54, 165—187.
- Klimaszewski M., 1981: *Geomorfologia*. Warszawa, PWN.
- Klimek K., 1974: *The structure and mode of sedimentation of the flood-plain deposits in the Wisłoka valley (South Poland)*. „Studia Geomorphica Carpatho-Balcanica” 8, 137—151.
- Klimek K., 1987: *Vistula River Valley in the eastern part of Oświęcim Basin during the Upper Vistulian and Holocene*. In: *Evolution of Vistula River Valley during the last 15000 years*. Part 2. Ed. L. Starke l. „Geographical Studies” Special Issue 4, 13—29.
- Klimek K., 1988: *An early anthropogenic alluviation in the subcarpathian Oświęcim Basin, Poland*. „Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences” 36, 2, 159—169.
- Klimek K., 1993: *Środowisko sedimentacji antropogennych osadów pozakorytowych Przemysli i Wisły Śląskiej*. Sosnowiec, Georama.
- Klimek K., 1999: *A 1000 year alluvial sequence as an indicator of catchment/flood-plain interaction: the Ruda valley, sub-Carpathians, Poland*. In: *Fluvial Processes and Environmental Change*. Eds. A.G. Brown, T.A. Quine. Wiley & Sons Ltd.
- Klimek K., Starke l L., 1972: *Kotliny podkarpackie*. „Geomorfologia Polski” 1, 116—166.
- Klimek K., Łajczak A., 1991: *Transport materiału dennego i unosin*. W: *Dorzecze górnej Wisły*. Cz. I. Red. I. Dynowska, M. Maciejewski. Warszawa—Kraków, PWN.
- Knox J.C., 1987: *Stratigraphic evidence of large floods in the Upper Mississippi Valley*. In: *Catastrophic Flooding*. Eds. L. Mayer, D. Nash. Boston, Allen & Unwin, 155—180.
- Knox J.C., 1989: *Long- and short-term episodic storage and removal of sediment in watersheds of southwestern Wisconsin and northwestern Illinois*. In: *Sediment and Environment*. „IAHS Publication” 184, 157—164.
- Knox J.C., 1999: *Long-term episodic changes in magnitudes and frequencies of floods in the Upper Mississippi River Valley*. In: *Fluvial Processes and Environmental Change*. Eds. A.G. Brown, T.A. Quine. Chichester, John Wiley & Sons Ltd., 255—282.
- Knox J.C., 2001: *Agriculture influence on landscape sensitivity in the Upper Mississippi River Valley*. „Catena” 42, 193—224.

- Kondracki J., 1994: *Geografia Polski. Mezoregiony fizycznogeograficzne*. Warszawa, PWN.
- Kordowski J., 1999: *Litologia osadów pozakorytowych Wisły w zachodniej części Kotliny Toruńskiej*. „Przegląd Geologiczny” 47, 3, 273—279.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 1983: *Wpływ działalności ludzkiej na tempo przyrostu aluwów dolinnych i zmian w krajobrazie na przykładzie doliny Czyżówki (Wyżyna Sandomierska)*. „Prace i Studia Geograficzne UW” 4, 69—79.
- Kostrzewski A., 1970: *Uziarnienie i obróbka współczesnych aluwów Bobru jako wyraz dynamiki rzeczno-środowiska sedymentacyjnego*. „Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej”, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, 8, 4, 55—67.
- Kotlicka G.N., 1975: *Czwartorzęd okolic Kotłarni na zachód od Gliwic*. „Biuletyn Instytutu Geologicznego” 282.
- Kotlicka G.N., 1978: *Stratygrafia osadów czwartorzędowych w dolinie Odry koło Raciborza*. „Biuletyn Instytutu Geologicznego” 300, 303—387.
- Kotlicki S., Kotlicka G.N., 1980: *Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski, 1:200 000, Arkusz Gliwice*. Warszawa, Wydawnictwa Geologiczne.
- Krapiec M., 1996: *Dendrochronology of “black oaks” from river valleys in Southern Poland*. In: *Evolution of Vistula River Valley during the last 15000 years*. Part 6. Ed. L. Starke. „Geographical Studies”, Special Issue 9, 61—85.
- Kruk J., 1993: *Rozwój społeczno-gospodarczy i zmiany środowiska przyrodniczego wyżyn lessowych w neolicie (4800—1800 BC)*. „Sprawozdania Archeologiczne” 45, 7—17.
- Krumbein W.C., 1934: *Size frequency distributions of sediments*. „Journal of Sedimentary Petrology” 4, 65—77.
- Kurgan-Przybylska M., 1991: *Neolit na Górnym Śląsku*. Katowice, Wszechnica Muzeum Śląskiego.
- Kurowski L., 1999: *Formy akumulacji piasku na równi zalewowej Odry między Koźlem a ujściem Kłodnicy*. „Przegląd Geologiczny” 47, 2, 194—198.
- Lambert C.P., Walling D.E., 1987: *Floodplain sedimentation: a preliminary investigation of contemporary deposition within the lower reaches of the River Culm, Devon, U.K.* „Geografiska Annaler” 69A, 393—404.
- Lambor J., 1962: *Gospodarka wodna na zbiornikach retencyjnych*. Warszawa, Arkady.
- Lecce S.A., 1997: *Spatial patterns of historical overbank sedimentation and floodplain evolution, Blue River, Wisconsin*. „Geomorphology” 18, 265—277.
- Leclerc R.F., Hickin E.J., 1997: *The internal structure of scrolled floodplain deposits based on groundpenetrating radar, North Thompson River, British Columbia*. „Geomorphology” 21, 17—38.
- Leopold L.B., Wolman M.G., 1957: *River channel patterns: braided, meandering, and straight*. U.S. Washington, Government Printing Office.
- Łajczak A., 1995a: *Studium nad zamulaniem zbiorników zaporowych w dorzeczu Wisły*. „Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN” 8.
- Łajczak A., 1995b: *The impact of river regulation, 1850—1990, on the channel and floodplain of the Upper Vistula River, Southern Poland*. In: *River Geomorphology*. Ed. E.J. Hickin. Chichester, John Wiley, 209—233.

- Łajczak A., 1995c: *Potential rates of the present-day overbank sedimentation in the Vistula Valley at the Carpathian Foreland, Southern Poland*. „*Questiones Geographicae*” 17/18, 41—53.
- Łajczak A., 1999: *Współczesny transport i sedymentacja materiału unoszonego w Wiśle i głównych dopływach*. „*Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN*” 15.
- Łajczak A., 2003: *Contemporary transport of suspended material and its deposition in the Vistula river, Poland*. „*Hydrobiologia*” 494.
- Łajczak A., 2004: *Man's impacted changes of the sedimentation course of the suspended material transported in the Vistula river drainage basin, Poland, in the 20th century*. „*Journal of Biogeography*” [w druku].
- Macklin M., 1985: *Flood-plain sedimentation in the upper Axe Valley, Mendip, England*. „*Transactions of the Institute of British Geographers*” 10, 235—244.
- Macklin M.G., Klimek K., 1992: *Dispersal, storage and transformation of metalcontaminated alluvia in the upper Vistula basin, southwest Poland*. „*Applied Geography*” 12, 7—30 (U.K.).
- Macklin M.G., Needham S., 1992: *Studies in alluvial archeology: potential and prospects*. In: *Alluvial archeology in Britain*. Eds. S. Needham, M.G. Macklin. „*Oxbow Monographs*” [Oxford, Oxbow Press] 27, 9—23.
- Macklin M.G., Rumsby B.T., Newson M.D., 1992: *Historical floods and vertical accretion of fine-grained alluvium in the Lower Tyne Valley, Northeast England*. In: *Dynamics of Gravel-bed Rivers*. Eds. P. Billi, C.R. Thorne, P. Tacconi. Chichester, John Wiley & Sons Ltd., 573—589.
- Magilligan F.J., 1985: *Historical floodplain sedimentation in the Galena River basin, Wisconsin, Illinois*. „*Annals of the Association of American Geographers*” 75 (4), 583—594.
- Magilligan F.J., 1992: *Sedimentology of fine grained aggrading floodplain*. „*Geomorphology*” 4, 393—408.
- Mandel R.D., Bettis E.A.III, 2000: *Late Quaternary landscape evolution in the south fork of the Big Nemaha River Valley, southeastern Nebraska and north-eastern Kansas*. In: *Guidebook*. No. 11. 47th Field Conference, Midwest Friends of Pleistocene, Hiawatha, Kansas. Lincoln, University of Nebraska.
- Marriot S.B., 1996: *Analysis and modelling of overbank deposits*. In: *Floodplain Processes*. Eds. M.A. Anderson, D.E. Walling, P.D. Bates. John Wiley & Sons Ltd., 63—93.
- Maruszczak H., 1982: *Wisła Lubelska*. W: *Wisła. Monografia rzeki*. Red. A. Pi-skozub. Warszawa.
- Mertes L.A., Dunne T., Martinelli L.A., 1996: *Channel-floodplain geomorphology along the Solimoes-Amazon River, Brazil*. „*GSA Bulletin*” 108, 9, 1089—1107.
- Miall A.D., 1978: *Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers: a summary*. In: *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5.
- Miall A.D., 1985: *Architectural — element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. „*Earth Science Review*” 22, 261—308.

- Miall A.D., 1992: *Alluvial deposits*. In: *Facies models: response to sea level change*. Eds. R.G. Walker, N.P. James. Geological Association of Canada, St. John's Newfoundland, 119—142.
- Mikulski Z., 1963: *Transport zawiesiny mineralnej w rzekach polskich*. „Gospodarka Wodna” 10.
- Moody J.A., Pizzuto J.E., Meade R.H., 1999: *Ontogeny of a floodplain*. „GSA Bulletin” 111, 2, 291—303.
- Moody J.A., Troutman B.M., 2000: *Quantitative model of the growth of floodplain by vertical accretion*. „Earth Surface Processes and Landforms” 25, 115—133.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1980: *Wstęp do sedymentologii dla geografów*. Kielce, WSP.
- Nakamura F., 1986: *Analysis of storage and transport processes based on age distribution of sediment*. „Transactions Japanese Geomorphological Union” 7 (3), 165—184.
- Nanson G.C., Page K., 1983: *Lateral accretion of fine grained concave benches on meandering rivers*. „Special Publication of International Association of Sedimentologists” 6, 133—143.
- Nanson G.C., Croke J.C., 1992: *A genetic classification of floodplains*. „Geomorphology” 4, 459—486.
- Nicholas A.P., Walling D.E., 1997: *Investigating spatial patterns of medium-term overbank sedimentation on floodplains: a combined numerical modeling and radiocesium-based approach*. „Geomorphology” 19, 133—150.
- Niedziałkowska E., 1983: *Zróżnicowanie facjalne młodoczwartorzędowych aluwów Wistoki koło Dębicy w świetle analizy granulometrycznej*. „Studia Geomorphologica Carphato-Balcanica” 16, 109—129.
- Niedziałkowska E., 1992: *Cechy granulometryczne osadów złożonych podczas wezbrań w dolinach Wistoki i Wisły*. „Studia Geomorphologica Carphato-Balcanica” 25, 26, 195—214.
- Nieźwiedź T., Obrębska-Starkłowa B., 1991: *Klimat*. W: *Dorzecze górnej Wisły*. Red. I. Dynowska, M. Maciejewski. Warszawa—Kraków, PWN.
- Osuch B., 1991: *Reżim odpływu powierzchniowego*. W: *Dorzecze górnej Wisły*. Red. I. Dynowska, M. Maciejewski. Warszawa—Kraków, PWN.
- Owens P.N., Walling D.E., He Q., Shanahan J., Foster I., 1997: *The use of caesium-137 measurements to establish a sediment budget for the Start catchment, Devon, U.K.* „Journal of Hydrological Sciences” 42, 405—423.
- Page K.J., Nanson G.C., Frazier P.S., 2003: *Floodplain formation and sediment stratigraphy resulting from oblique accretion on the Murrumbidgee River, Australia*. „Sedimentary Geology” 13/1, 5—14.
- Panic I., 1992: *Historia osadnictwa w księstwie opolskim we wczesnym średniowieczu*. „Rozprawy i Studia Muzeum Śląskiego” [Katowice].
- Parker R.S., 1988: *Uncertainties in defining the suspended sediment budget for large drainage basins*. „IAHS Publication” 174.
- Perlick A., 1943: *Landeskunde des oberschlesischen Industriegebietes*. Breslau.
- Ploeg van der R.R., Czajka-Kaczka A., Gieska M., Akkermann M., 2001: *Developments in agriculture and the loss of natural stormwater runoff control in Central Europe*. In: *Advances in Urban Stormwater and Agricultural*

- Runoff Source Controls*. Ed. J. Marsalek. Netherland, Kluwer Academic Publishers, 255—266.
- Punzet J., 1958: *Z zagadnień hydrologii Górnej Odry*. Cz. 1 i 2. „Wiadomości Służby Hydrologiczno-Meteorologicznej” 6, 2, 53—86.
- Punzet J., 1973: *Analiza przebiegu największych przepływów prawdopodobnych na Wiśle górnej*. „Gospodarka Wodna” 4.
- Punzet J., 1981: *Zmiany w przebiegu stanów wody górnej Wisły na przestrzeni 100 lat (1871—1970)*. „Folia Geographica”. Seria Geographica-Physica, 14.
- Punzet J., 1991: *Przepływy charakterystyczne*. W: *Dorzecze górnej Wisły*. Cz. 1. Red. I. Dynowska, M. Maciejewski. Warszawa—Kraków, PWN.
- Rowan J.S., Black S., Schell C., 1999: *Floodplain evolution and sediment provenance reconstructed from channel fill sequences: the Upper Clyde Basin, Scotland*. In: *Fluvial Processes and Environmental Change*. Eds. A.G. Brown, T.A. Quine. Chichester, John Wiley & Sons Ltd., 223—240.
- Rumsby B., 2000: *Vertical accretion rates in fluvial systems: a comparison of volumetric and depth-based estimates*. „Earth Surface Processes and Landforms” 25, 617—631.
- Rumsby B., 2001: *Valley floor and floodplain processes*. In: *Geomorphological Processes and Landscape change: Britain in the Last 1000 Years*. Eds. D. Higgitt, M. Lee. „IBG Special Publication” Oxford, Blackwell.
- Rutkowski J., 1986: *The occurrence of carboniferous coal of anthropogenic origin in the comparaneous Vistula River sediments near Cracow (Southern Poland)*. „Earth Surface Processes and Landforms” 11, 321—326.
- Schmidt M., 2000: *Hochwasser und Hochwasserschutz in Deutschland vor 1850. Eine Auswertung alter Quellen und Karten*. München, Oldenbourg Industrieverlag.
- Schumm S.A., 1977: *The fluvial system*. New York, Wiley.
- Schumm S.A., 1985: *Patterns of alluvial rivers*. „Annual Review of Earth and Planetary Sciences” 13, 5—27.
- Shotton F.W., 1978: *Archaeological inferences from the study of alluvium in the lower Severn — Avon valleys*. In: *Man's effect on the landscape in the lowland zone*. Eds. S. Limbrey, J.G. Evans. „Council for British Archaeology Research Report” 21, 27—32.
- Sim D.J., 1995: *The rates and patterns of overbank deposition on a lowland floodplain*. In: *Sediment and water Quality in river catchments*. Eds. I.D.L. Foster, A.M. Gurnell, B.W. Webb. Chichester, John Wiley, 247—264.
- Starkel L., 1968: *Przebieg erozji i akumulacji rzecznej w holocenie*. „Folia Quaternaria” 29.
- Starkel L., 1991: *Rzeźba terenu*. W: *Dorzecze górnej Wisły*. Red. I. Dynowska, M. Maciejewski. Warszawa—Kraków, PWN.
- Sutherland R.A., 1994: *Spatial variability of ¹³⁷Cs and the influence of sampling on estimates of sediment redistribution*. „Catena” 21, 57—71.
- Szczegielniak Cz., 1995: *Ochrona od powodzi miast w dolinie górnej Odry w materiałach międzynarodowej konferencji „Ochrona miast przed powodzią — koncepcje i doświadczenia”*. Kraków.
- Szumański A., Starkel L., 1999: *Channel pattern changes and attempts to reconstruct the hydrological changes*. In: *Evolution of Vistula River Valley during the*

- last 15000 years*. Part 3. Ed. L. Starke l. „Geographical Studies”, Special Issue 5, 154—163.
- Szydlowska E., 1989: *Kultura łużycka na Górnym Śląsku*. Katowice, Wszechnica Muzeum Śląskiego.
- Szydlowski J., 1986: *Początki wczesnego średniowiecza na Górnym Śląsku*. Katowice, Muzeum Górnośląskie.
- Trimble S.W., 1998: *Dating fluvial processes from historical data and artifacts*. „Catena” 31, 283—304.
- Walling D.E., 1999: *River floodplains as sediment sinks*. In: *River Sedimentation*. Eds. L. & W. Jayawardena. Rotterdam, Balkema, 465—474.
- Walling D.E., Webb B.W., 1981: *Reliability of suspended sediment load data*. „IAHS AISH Publication” 133.
- Walling D.E., Quine T.A., He Q., 1992: *Investigating contemporary rates of floodplain sedimentation*. „IAHS Publication” 215, 319—328.
- Walling D.E., He Q., 1997: *Use of ¹³⁷Cs fallout in investigations of overbank sediment deposition on river floodplains*. „Catena” 29, 263—282.
- Walling D.E., He Q., 1999: *Changing rates of overbank sedimentation on the floodplains of British rivers during the past 100 years*. In: *Fluvial Processes and Environmental Change*. Eds. A.G. Brown, T.A. Quine. Chichester, John Wiley & Sons Ltd., 207—222.
- Warner R.F., 1995: *Predicting and managing channel change in Southeast Australia*. „Catena” 25, 403—418.
- Warowna J., 2003: *Wpływ zabudowy hydrotechnicznej na warunki sedymentacji w korycie powodziowym Wisły na odcinku Zawichost — Puławy*. Lublin, Wydawnictwo UMCS.
- Weikinn C., 1958: *Quellentexte zur Witterungsgeschichte Mitteleuropas von der Zeitwende bis zum Jahre 1850, Hydrographie, Zeitwende bis 1500*. Berlin, Akademische Verlag.
- Wentworth C.K., 1922: *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. „Journal of Geology” 30, 377—392.
- Wolman M.G., 1967: *A cycle of sedimentation and erosion in urban river channels*. „Geografiska Annaler” 48A, 2—4.
- Wołoszyn J., 1974: *Regulacja rzek i potoków*. Warszawa, PWN.
- Zieliński T., 1998: *Litofacyjna identyfikacja osadów rzecznych. W: Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. Red. E. Mycielska-Dowgiałło. Warszawa.
- Zieliński T., Lewandowski J., 1990: *Analiza sedymentologiczna osadów kopalnej doliny Białej Przemszy na Wyżynie Śląskiej*. „Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego” 364, 127—149.
- Zwoliński Z., 1992: *Sedimentology and geomorphology of overbank flows on meandering river floodplain*. „Geomorphology” 4, 367—379.

Agnieszka Czajka

The environment of overbank deposition along regulated rivers reaches, upper Vistula and upper Odra rivers, Southern Poland

S u m m a r y

Presented study focuses on vertical accretion sediment deposited during the last 250 years in the upper reaches of the rivers Odra and Vistula (Southern Poland). In this study rates of vertical accretion of floodplain sediments were determined using chronological markers provided by the first occurrence of coal dust, plastic artefacts and ^{137}Cs .

The rivers Odra and Vistula are meandering sand-bed rivers with average discharges of $41 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ and $62 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ respectively. Both of the investigated river reaches are located within submountainous basins of southern Poland: the Odra River in the Raciborz Basin and the Vistula River in the Oswiecim Basin. The aerial extent of the catchment up to the investigated area averages 4666 km^2 for the Odra and 5301 km^2 for the Vistula River. The valley floor slope reaches respectively 0.4 and 0.3 m/km and the sediment transportation $322\,000 \text{ t/year}$ for the Odra and $312\,000 \text{ t/year}$ for the Vistula. Maximum discharges usually occur in July in association with summer rainfalls in mountainous headwater areas. The natural processes of erosion and sedimentation on both rivers were disturbed in the 19th century when the authorities started the river regulation program for navigation purposes.

The Upper Odra River and Vistula land use is characterised by agriculture and some industrial centres. The valleys itself are used for agricultural purposes. Hard coal mining started in the middle of 18th century in Katowice in 1750 AD and in Ostrava in 1763 AD. Hence these dates provides the maximum age for coal dust supply to the tributaries.

Floodplain sediments were examined at sites on the Odra and on the Vistula River. Pits were excavated adjacent to the channel up to the groundwater level (approximately 3 m below surface). Sediment samples were collected from each layer of alluvia. Grain size distribution was determined by sieving at 0.25 phi intervals. The presence of ^{137}Cs was determined for the grain size finer than 0.4 phi in gamma ray spectrometer. The coal dust layers and artefacts were found by direct visual inspection in the field.

The investigated floodplain deposits of the Vistula and Odra Rivers, deposited in the zone adjacent to the river channel, are dominated by vertically accreted sets of sand and silty sand bed represent a significant flood event. Study sites on both rivers provide evidence of increasing rates of vertical accretion during the last 50 years. The very high recent sedimentation rate in Vistula and Odra sites (1.7 to 6 cm/year) is comparable with observed at other European rivers.

Die umwelt der ablagerung von anbettablagerungen regulierter fluesse aufgrund (beispiel) des oberlaufs von Oder und Weichsel

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die vorgestellten Prüfungen konzentrieren sich auf den vertikalen Zuwachs von den seit letzten 250 Jahren im Oberlauf von Weichsel und Oder deponierten Ablagerungen. Beim Prüfen wurde das Tempo von der vertikalen Ablagerung der Außerbettablagerungen, anwendend Feinkohle, Plastikartefakte und ^{137}Cs als Indikatore der Depositenzeit festgestellt.

Oder und Weichsel sind die gewundenen, Flachbodenflüsse mit Mittelwasser von $41 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ und $62 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, entsprechend. Die beiden geprüften Flüsse fließen durch das Talkesselgebiet in Südpolen durch. Oder fließt durch den Ratiborer Talkessel, und Weichsel durch den Auschwitzer Talkessel. Das Flussgebiet von der geprüften Oder's Strecke ist 4666 km^2 , Weichsel's 5301 km^2 . Das Gefälle vom Oder's Tal ist $0,4$, aber Weichel's ist $0,3 \text{ m/km}$. Jährlicher Transport von den Ablagerungen ist in Oder $322\,000$ Tonnen, in Weichsel $312\,000$ Tonnen. Maximale Strömungen finden meistens im Juli, infolge Sommerregen in Quellenfeldern statt. Naturelle Erosion- und Ablagerungsvorgänge in den beiden Flüssen wurden im 19. Jahrhundert, nach dem Beginnen von Regulierungsarbeiten, Flussverkehr möglich zu machen, unterbrochen.

Die Obenweichsel's und Obenoder's Tale sind für landwirtschaftliche Ziele besetzt. In den Flussgebieten gibt es auch industrielle Zentren. Steinkohlenbergbau wurde in Katowice im Jahr 1750 und in Ostrava im Jahr 1763 begonnen. Diese Daten entscheiden über das maximale Alter von Feinkohle, die mit Oder's und Weichel's Nebenflüssen geliefert wurde.

Die Außerbettablagerungen wurden in entlang der Oberweichsel's und Oberoder's gemachten Aufschlüssen geforscht. Die Aufschlüsse wurden in der direkten Nachbarschaft vom Bett bis zum Grundwasserstand (durchschnittlich 3 Meter von der Erdoberfläche) gemacht. Die Ablagerungsproben wurden aus jeder Alluviumsschicht entnommen. Die Kornzusammensetzung von den Ablagerungen wurde, anwendend Siebe mit der Maschensprung $0,25 \text{ Phi}$, gemessen. Die Anwesenheit von ^{137}Cs wurde in den Ablagerungen mit dem Korndurchmesser unter $0,4 \text{ Phi}$, mit dem Gammaskopimeter analysiert. Die Anwesenheit von Feinkohle in den Ablagerungen wurde im Terrain makroskopisch bestimmt.

Die Außerbettablagerungen von Oder und Weichsel sind die Ablagerungen des horizontalen Zuwachses, bestehend aus Wechselliegenden Sand- und Sandtonschichten, vorstellend Einzelhochwasserereignisse. Die geprüften Außerbettablagerungen von Oder und Weichsel, deponierten in der Nachbarschaftszone vom Bett, sind meistens die Sand- und Sandtonablagerungen vom vertikalen Zuwachs einer Ebene. In den Aufschlüssen von den beiden Flüssen wurde das Wachstum vom Ablagerungstempo in letzten 50 Jahren festgestellt. Das Ablagerungstempo in Weichsel und Oder ($1,7$ bis 6 cm/Jahr) ist mit dem, von anderen Forschern in anderen europäischen Flüssen, beobachteten Tempo vergleichbar.

Redaktor
Barbara Todos-Burny

Redaktor techniczny
Małgorzata Pleśniar

Korektor
Agnieszka Plutecka

Copyright © 2007 by
Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego
Wszelkie prawa zastrzeżone

ISSN 0208-6336
ISBN 978-83-226-1686-4

Wydawca
Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego
ul. Bankowa 12B, 40-007 Katowice
www.wydawnictwo.us.edu.pl
e-mail: wydawus@us.edu.pl

Wydanie I. Nakład: 50 + 50 egz. Ark. druk. 6,25 + wklejka.
Ark. wyd. 8,0. Przekazano do łamania w czerwcu 2007 r.
Podpisano do druku we wrześniu 2007 r.
Papier offset. kl. III, 80 g Cena 14 zł

Łamanie: Pracownia Składu Komputerowego
Wydawnictwa Uniwersytetu Śląskiego
Druk i oprawa: Czerny Marian. Firma Prywatna GREG
Zakład Poligraficzny, ul. Wrocławska 10, 44-100 Gliwice