

Rozdział 11

Współczesne przemiany rzeźby koryta i równiny zalewowej Wisły





Rozdział 11

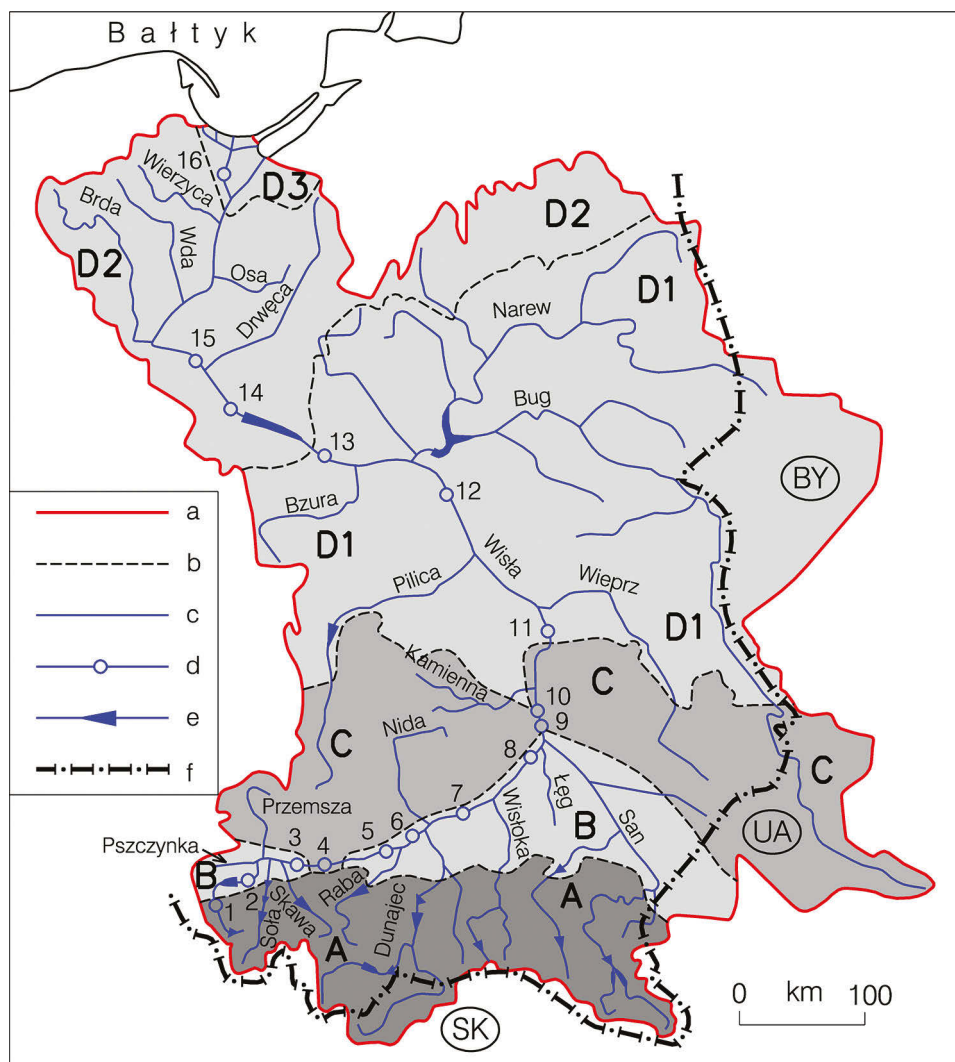
Współczesne przemiany rzeźby koryta i równiny zalewowej Wisły

*Adam Łajczak, Zygmunt Babiński, Tomasz Falkowski, Piotr Gierszewski,
Michał Habel, Joanna Plit, Roman Soja, Jacek Szmańda*

11.1. Podział Wisły na odcinki i ich ogólna charakterystyka

Wisła jest największą rzeką w Polsce (cały jej bieg na terytorium kraju) pod względem długości (1047,5 km), powierzchni dorzecza (194 424 km²), średniego przepływu przy ujściu (1080 m³·s⁻¹) oraz przeciętnych rozmiarów transportu materiału unoszonego (833 000 t·a⁻¹) i wlezonego. W tych kategoriach Wisła zajmuje odpowiednio 10, 6, 8 i 13 miejsce wśród rzek europejskich uchodzących do morza (Łajczak 1999). Wisła przepływa przez następujące jednostki geomorfologiczne na terytorium Polski (Gilewska 1991): Karpaty fliszowe, Kotliny Podkarpackie, Wyżyny Polskie, strefę staroglacjalną Niżu Polskiego, strefę młodoglacjalną Niżu Polskiego, Pobrzeża Południowobałtyckie (ryc. 11.1). Dorzecze Wisły jest asymetryczne, zlewnie prawobrzeżnych dopływów zajmują 73% całego obszaru, a lewobrzeżnych 27%. W efekcie dopływy karpackie oraz Narew z Bugiem dostarczają do Wisły największe ilości wody i materiału. Długość doliny Wisły wynosząca 916 km znacznie przekracza odległość w linii prostej między jej źródłami i ujściem równą 525 km. Wynika to z długiego odcinka doliny zataczającego na terenie Polski rozległy półokrąg, tzw. wielki łuk Wisły od ujścia Przemszy w Kotlinie Oświęcimskiej do przełomu pod Fordonem koło Bydgoszczy. Taki kształt doliny powoduje, że jej długość jest relatywnie duża na przedpolu Karpat oraz na Niżu Polskim. Wisła jest dłuższa o 131,5 km od jej doliny (rozwiniecie rzeki wynosi 115%).

W wyniku znacznej rozciągłości dorzecza w kierunku południkowym (49°00'–54°30'N) oraz równoleżnikowym (16°50'–25°10'E), a także dużych deniwelacji



Ryc. 11.1. Dorzecze Wisły na tle zasięgu głównych jednostek geomorfologicznych (klasyfikacja wg Gilewskiej 1991)

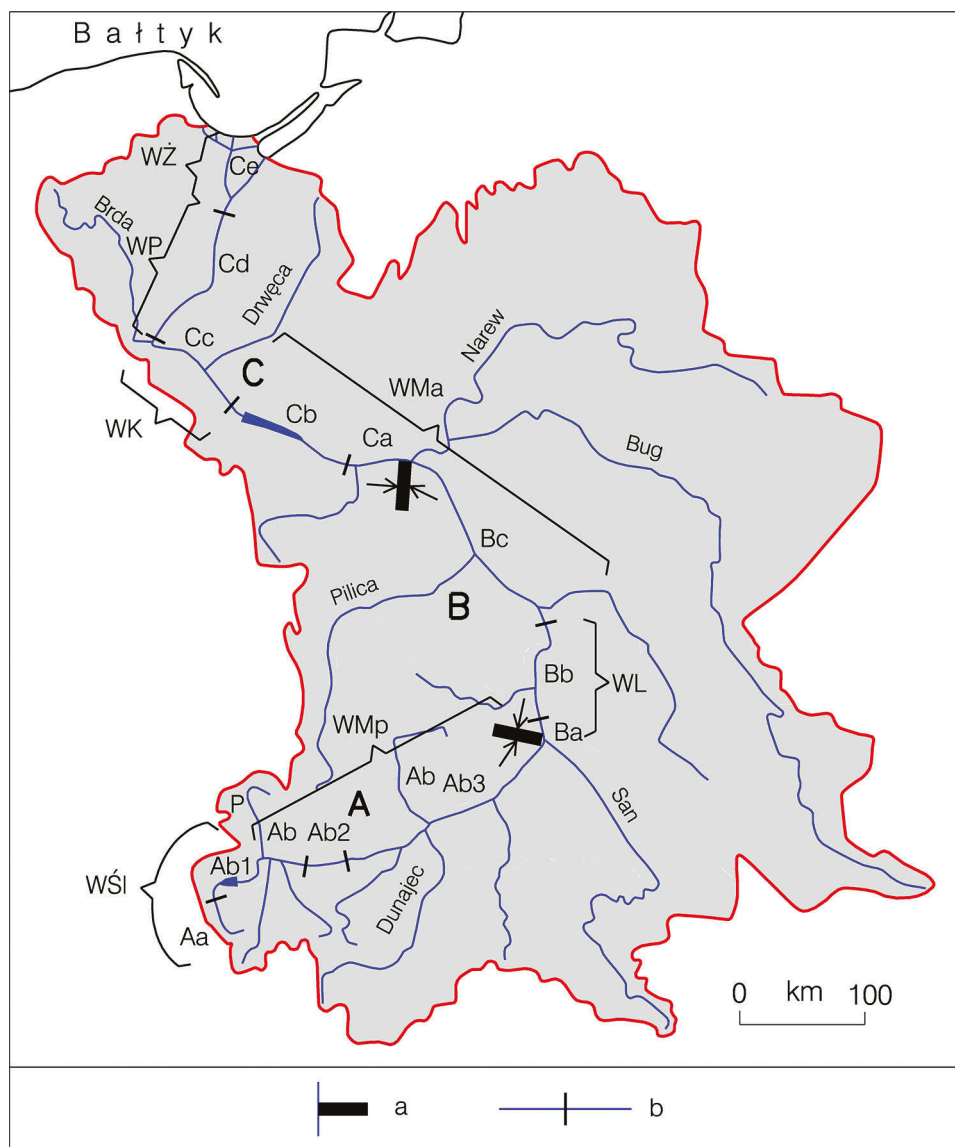
a – granica dorzecza, b – jednostki geomorfologiczne (A – Karpaty, B – Kotliny Podkarpackie, C – Wyżyny Polskie, D – Niż Polski: D1 – obszar z rzeźbą starogłacialną, D2 – obszar z rzeźbą młodogłacialną, D3 – Pobrzeża Południowobałtyckie), c – rzeki z kontrolowanym zmacnieniem (podstawa obliczeń transportu zawiesziny), d – posterunki wodowskazowe, w których m.in. prowadzi się (były prowadzone) pomiary zmacnienia (1 – Skoczów, 2 – Goczałkowice, 3 – Smolice, 4 – Tyniec, 5 – Sierosławice, 6 – Jagodniki, 7 – Szczucin, 8 – Sandomierz, 9 – Zawichost, 10 – Annopol, 11 – Puławy, 12 – Warszawa, 13 – Kępa Polska, 14 – Włocławek, 15 – Toruń, 16 – Tczew), e – większe zbiorniki zaporowe, f – granica państwa. Fragmenty dorzecza Wisły poza granicami Polski na terenie: BY – Białorusi, UA – Ukrainy, SK – Słowacji

(maks. wysokość 2638 m n.p.m. – Zadni Gerlach w Tatrach, min. wysokość 1,8 m p.p.m. we wschodniej części Żuław), obszar ten cechuje się dużym zróżnicowaniem klimatu i warunków hydrologicznych. W efekcie reżim hydrologiczny Wisły wykazuje w jej biegu cechy górskie lub nizinne oraz cechy w różnym stopniu zbliżone dla klimatu oceanicznego lub kontynentalnego, do których dostosowywane są różne sposoby zabiegów regulacyjnych.

W charakterystyce doliny Wisły osobno omówiono trzy główne odcinki rzeki wydzielone zgodnie z obowiązującym jej podziałem: górną Wisłę do ujścia Sanu (A), środkową Wisłę między ujściami Sanu i Narwi (B) oraz dolną Wisłę od ujścia Narwi do ujścia do Morza Bałtyckiego (C) (ryc. 11.2). W takim podziale Wisły, nawiązującym do układu sieci rzecznej w dorzeczu, brane są pod uwagę ujścia dwóch kluczowych dopływów: Sanu – ostatniego i największego dopływu karpackiego, oraz Narwi z Bugiem – największego dopływu Wisły i zarazem największego dopływu nizinnego. Bardziej szczegółowy podział Wisły na pododcinki jest oparty na zasięgu jednostek geomorfologicznych różnej rangi, przez które przepływa rzeka. Zaprezentowany podział rzeki umożliwia wykazanie różnic we współczesnym modelowaniu równiny zalewowej i koryta Wisły.

W analizie współczesnych zmian w morfologii koryta Wisły wzięto pod uwagę czas, kiedy rozpoczęto prace regulacyjne, i nasilenie, z jakim były one prowadzone w poszczególnych fragmentach rzeki. Prace te zaczęto prowadzić w XIX w., kiedy rzeka była podzielona na trzy odcinki należące do państw zaborczych. Górna Wisła należała do 1918 r. do monarchii austro-węgierskiej (Śląsk Cieszyński, Galicja) i w Kotlinie Oświęcimskiej do ujścia Przemszy stanowiła rzekę graniczną z Prusami, a dalej od okolic Nowego Brzeska do ujścia Sanu z cesarstwem rosyjskim. Po stronie galicyjskiej znajdował się także krótki odcinek prawego brzegu Wisły do ujścia Sanny. Na górnej Wiśle prowadzono na dużą skalę prace regulacyjne, zarówno przed 1918 r., jak i po. Środkowa Wisła w całości znajdowała się w części Polski pod zaborem rosyjskim i na tym odcinku rzeki prace regulacyjne były do 1918 r. najmniej zaawansowane lub w ogóle ich nie prowadzono. W różnym stopniu podjęto je dopiero w następnych latach. W zaborze rosyjskim znajdował się także długi odcinek dolnej Wisły do ujścia Tążyny koło Torunia, na którym prace regulacyjne odbywały się na większą skalę dopiero po 1945 r. Dolna Wisła poniżej ujścia Tążyny aż do Bałtyku znajdowała się w granicach zaboru pruskiego. Ten odcinek rzeki został w największym stopniu uregulowany przed 1918 r.

Górna Wisła obejmuje karpacki pododcinek rzeki (Aa), czyli *Wisłę Karpacką* – od źródeł na zachodnich stokach Baraniej Góry w Beskidzie Śląskim (1107 m n.p.m.) po wylot do Kotliny Oświęcimskiej oraz znacznie dłuższy pododcinek przedgórski (Ab) – na przedpolu Karpat w Kotlinie Oświęcimskiej (Ab1), Kotlinie Sandomierskiej (Ab3) i w przełomie przez Bramę Krakowską należącą do Wyżyny Krakowskiej (Ab2), oddzielającą te kotliny. Długość górnej Wisły wynosi 385,9 km (36,8% biegu rzeki), z czego 35 km przypada na *Wisłę Karpacką*, 110 km na Wisłę w Kotlinie Oświęcimskiej, 44 km w Bramie Krakowskiej i 197 km w Kotlinie Sandomierskiej. Wyróżniana jest także *Mała Wisła*, zwana *Wisłą Śląską* lub



Ryc. 11.2. Podział Wisły na odcinki/pododcinki (objaśnienia w tekście)

a – granica między górną Wisłą (A) i środkową Wisłą (B) oraz między środkową Wisłą i dolną Wisłą (C); b – granice pododcinków Wisły: Aa – pododcinek karpacki, Ab – przedgórski (Ab1 – w Kotlinie Oświęcimskiej, Ab2 – w Bramie Krakowskiej, Ab3 – w Kotlinie Sandomierskiej), Ba – w północnej części Kotliny Sandomierskiej, Bb – w Małopolskim Przełomie Wisły, Bc – w południowej części Niziny Mazowieckiej, Ca – w Kotlinie Warszawskiej, Cb – w Kotlinie Płockiej, Cc – w Kotlinie Toruńskiej, Cd – w Przełomie Pomorskim, Ce – na obszarze delty. Inny podział Wisły: WŚI – Wisła Śląska (Mała Wisła, Wisetka), WMp – Wisła Małopolska, WL – Wisła Lubelska, WMa – Wisła Mazowiecka, WK – Wisła Kujawska, WP – Wisła Pomorska, WZ – Wisła Żuławska, P – Przemsza. Inne objaśnienia jak do ryc. 11.1.

Wisetką, o długości 106,2 km, od źródeł do ujścia Przemszy. Dalszy bieg rzeki do ujścia Sanu to *Wisła Małopolska*. Średni przepływ Wisły zwiększa się skokowo przy ujściu kolejnych dopływów i przykładowo poniżej ujścia Przemszy i Soły wzrasta z 21 do 65 m³·s⁻¹, poniżej ujścia Dunajca z 150 do 250 m³·s⁻¹ i poniżej ujścia Sanu z 290 do 450 m³·s⁻¹. Kilometraż Wisły jest liczony od ujścia Przemszy w górę i w dół rzeki. Powierzchnia dorzecza górnej Wisły wynosi poniżej ujścia Sanu 50 730 km².

Odcinek środkowej Wisły liczy 270,3 km (25,8% biegu rzeki) i składa się z trzech pododcinków: nizinnego – w Kotlinie Sandomierskiej, między ujściami Sanu (139 m n.p.m.) i Sanki o długości 14 km (Ba), przełomowego przez Wyżyny Polskie (Małopolski Przełom Wisły – do Puław) – o długość 81 km (Bb), i nizinnego – w południowej części Niziny Mazowieckiej (Puławy – ujście Narwi na wys. 71 m n.p.m., długość 175,0 km) (Bc). Wisła na odcinku od ujścia Sanu do Puław to *Wisła Lubelska*, a dalej do ujścia Narwi to *Wisła Mazowiecka*. Na tym odcinku Wisły, bez uwzględnienia Narwi, średni przepływ wzrasta z 450 m³·s⁻¹ do 575 m³·s⁻¹ w Warszawie, w największym stopniu pod wpływem Kamiennej, Wieprza i Pilicy. Poniżej ujścia Narwi średni przepływ osiąga 950 m³·s⁻¹. Powierzchnia dorzecza środkowej Wisły zwiększa się z 50 730 km² poniżej ujścia Sanu do 84 900 km² przed ujściem Narwi, a włącznie z dorzeczem tego dopływu do 160 260 km², czyli łącznie o 109 530 km².

Odcinek dolnej Wisły, o długości 391,3 km (37,4% długości rzeki), obejmuje pododcinki: od ujścia Narwi do zachodniego skraju Kotliny Warszawskiej (45 km) (Ca), w Kotlinie Płockiej (80 km) (Cb) – oba pododcinki stanowią kontynuację *Wisły Mazowieckiej*, w Kotlinie Toruńskiej (85 km) (Cc) – *Wisła Kujawska*, od przełomu pod Fordonem do rozwidlenia Wisły i Nogatu (125 km) (Cd) – *Wisła Pomorska*, pododcinek rzeki na obszarze delty – *Wisła Zuławska* (do nowego ujścia Wisły do Morza Bałtyckiego, 56 km) (Ce). Ostatni pododcinek rzeki – od rozwidlenia z *Nogatą* – jest też zwany *Wisłą właściwą* lub *Leniwką*. Inne ujściowe odcinki Wisły do Bałtyku (od 1895 r. nieaktywne), to: *Wisła Gdańska* z drugim ujściem (od 1840 r.) – *Wisłą Śmiałą*, oraz *Szkarpa*. Można także wyróżnić inne pododcinki dolnej Wisły, biorąc pod uwagę zmiany wywołane przez prace regulacyjne: od ujścia Narwi do początku cofki Zbiornika Włocławskiego w rejonie Płocka (80 km), pododcinek rzeki objęty zbiornikiem (Płock–Włocławek, 45 km), od zapory wodnej we Włocławku do ujścia Tążyny (40 km) oraz dalszy bieg rzeki do ujścia do Morza Bałtyckiego (226 km). Przyrost średniego przepływu dolnej Wisły jest, z uwagi na relatywnie niewielkie dopływy, procentowo najmniejszy – z około 950 do 1080 m³·s⁻¹. Największe wzrosty przepływu notuje się poniżej ujścia Bzury, Drwęcy i Brdy. Przyrost powierzchni dorzecza dolnej Wisły wynosi 34 164 km² (z 160 260 km² poniżej ujścia Narwi do 194 424 km² przy ujściu do Bałtyku).

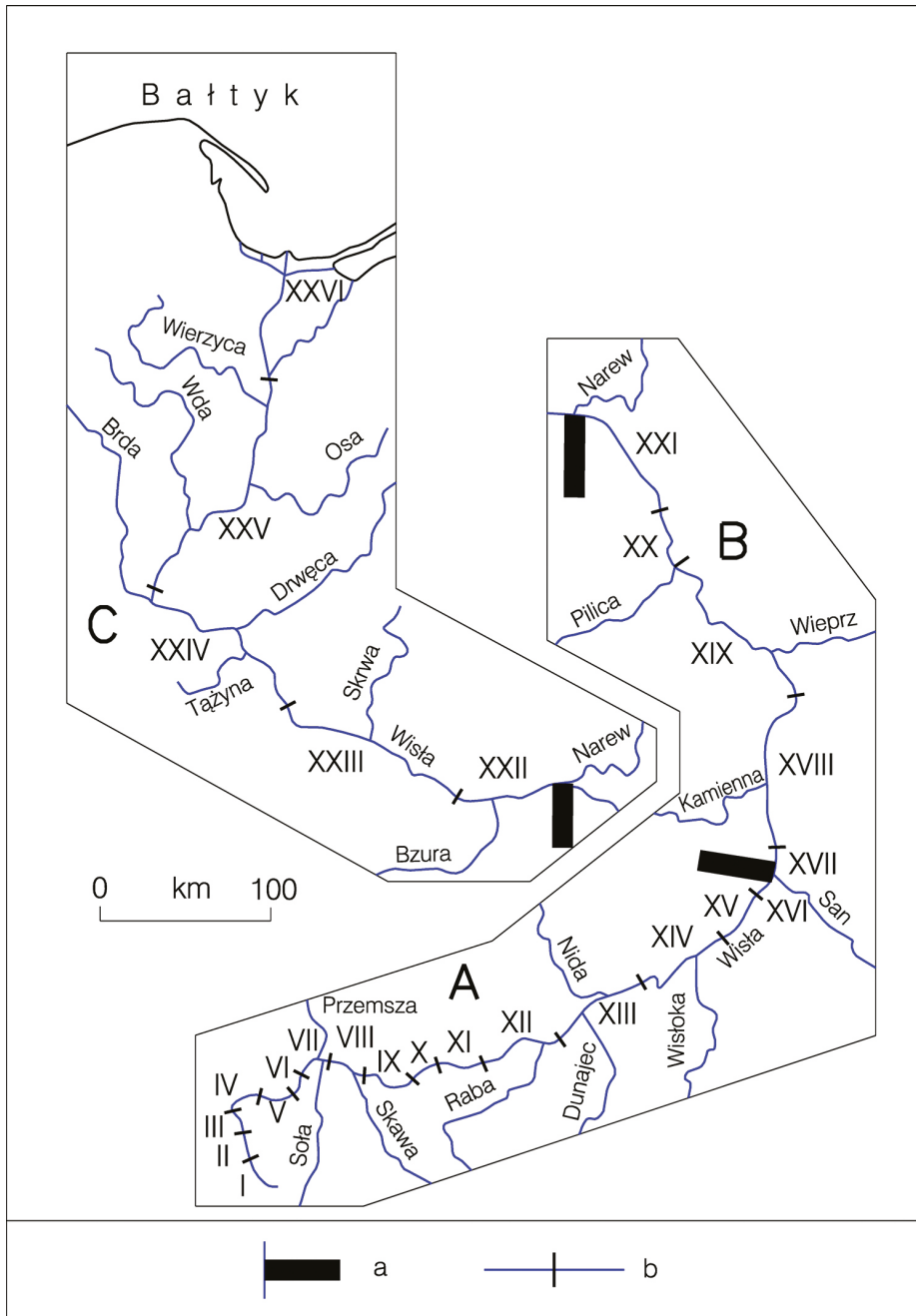
Od rozpoczęcia prac regulacyjnych długość Wisły zmniejszała się głównie w wyniku ścinania meandrów w jej górnym odcinku, a także na skutek utworzenia nowego ujścia do Bałtyku w 1895 r. Od prawie 50 lat rzeka nie ulega skracaniu i zmiany jej długości dokonują się tylko w wyniku narastania stożka napływowego przy nowym ujściu do morza.

11.2. Charakterystyka doliny, równiny zalewowej i koryta Wisły

11.2.1. Górna Wisła

Wisła wypływa na zachodnim stoku Baraniej Góry w Beskidzie Śląskim na wysokości 1107 m n.p.m. Źródłowe odcinki rzeki – Biała Wisiełka i Czarna Wisiełka – płyną w głębokich do 500 m dolinach, wyciętych w piaskowcach i łupkach warstw istebniańskich i godulskich. W skalnych korytach występują progi wodospadowe (Wodospady Rodła). Od połączenia tych cieków Wisła płynie w kierunku NNW i do wylotu z Karpat jest rzeką zwirodenną. Beskidzki pododcinek Wisły Karpackiej (I – do Ustronia, ryc. 11.3) ma 25 km długości, a pogórski (II – Pogórze Śląskie do Skoczowa) – 10 km. Dno doliny, początkowo wąskie, ma spadek do 200‰, a niżej, w rozszerzeniach, osiąga 500 m szerokości i spadek 10‰. W pododcinku pogórskim spadek koryta maleje do 5‰, szerokość dna doliny zwiększa się do 7 km, a równiny holocenińskiej do 3 km. W tym pododcinku występuje stożek napływowy Ustronia (Starkel 1967) oddzielony od dalszego biegu doliny zwężeniem koło Skoczowa.

W Kotlinie Oświęcimskiej, między Skoczowem a zwężeniem na linii Spytkowice–Mirów, dolina Wisły ma długość 75 km, a Wisła na tym odcinku 110 km (krętość rzeki 147%). Pomimo prac regulacyjnych Wisła zachowała meandrowy bieg i niektóre segmenty koryta mają krętość ponad 200% (Łajczak 1995a, Starkel 2001). Można wyróżnić sześć pododcinków doliny (ryc. 11.3: III–VIII) o różnym przebiegu i szerokości dna, nawiązującym do tendencji tektonicznych i czwartorzędowej historii kotliny. Od Skoczowa do Drogomyśla (III) dolina Wisły ma nadal kierunek NNW i na odcinku 9 km prowadzi wzdłuż zachodniego skraju rozległego plejstoceńskiego stożka napływowego, gdzie spadek koryta zmniejsza się do 1,5‰. W odległości kilku kilometrów od brzegu Karpat gwałtownie zmniejsza się frakcja aluwów korytowych i pozakorytowych Wisły, co tłumaczy się subsydującą tego fragmentu przedpola gór (Kowalczyk 1964). Dalej, do Goczałkowic (IV), dolina Wisły na odcinku 15 km prowadzi w kierunku wschodnim wzdłuż podstawy plejstoceńskiego stożka napływowego, gdzie szerokość jej dna osiąga 10 km, a równiny zalewowej 2 km. W dalszym biegu, do miejscowości Góra, dolina rzeki ma na odcinku 12 km kierunek ENE (V). Dno doliny osiąga 6 km szerokości, a równina zalewowa 4 km. Rozwój stożków napływowych karpackich dopływów – Iłownicy i Białej Bielskiej – doprowadził do podcinania przez Wisłę południowej krawędzi Wysoczyzny Pszczyńskiej pokrytej lessami, gdzie lokalnie występują wąwozy. Pododcinki Wisły IV i V mają generalnie równoleżnikowy przebieg i nawiązują do podlegającego subsyduencji obniżenia tektonicznego między Pogórzem Śląskim a Wysoczyzną Pszczyńską (Klimek 1972). Dno doliny jest wyścielone grubą, lokalnie do 3 m, warstwą drobnodziarnistych aluwów, w które jest wcięte kręte koryto rzeki. W segmencie dna doliny w obrębie cofki Zbiornika Goczałkowickiego – IV (utworzonego w 1956 r.), występują ślady koryta rzeki anastomozującej. Wyższe poziomy dna doliny tworzą terasy plejstoceńskie (złodowacenie środkowopolskie) pokryte lessem. Poniżej Góry dolina Wisły gwałtownie skręca ku północy (VI) i na odcinku 7 km wykorzystuje wąską i głęboką



Ryc. 11.3. Pododcinki Wisły (I–XXVI) szczegółowo omówione w tekście
 a – granica między odcinkami A i B oraz B i C Wisły, b – granica między pododcinkami I i II, ..., XXV i XXVI

na 10–20 m rynnę wyciętą w plejstocenijskich wysoczyznach, gdzie płytko pod pokrywą osadów czwartorzędowych występują utwory karbonu budujące zrąb tektoniczny Brzeszczy (Starkel 2001). Szerokość dna doliny dochodzi do 3 km, a równiny zalewowej wynosi 1 km. W osady gliniaste równiny zalewowej o miąższości 4 m wcina się na głębokość 4–5 m bardzo kręte koryto Wisły (Klimek, Zawilińska 1985, Łajczak 1995a). W dalszym biegu doliny, o długości 13 km, Wisła w tzw. węźle oświęcimskim (VII) okólnie opływa nasadę rozległego stożka napływowego Soły, gdzie do rzeki uchodzą Pszczynka, Korzenica, Przemsza i Soła, powodując 4-krotny wzrost jej przepływu. Skutkuje to wzrostem szerokości dna doliny i równiny zalewowej – poniżej ujścia Soły wynoszą one odpowiednio 11 km i 4 km, a także zwiększeniem parametrów koryta Wisły i promienia meandrów (szerokość koryta zwiększa się z 15 do 80 m). Do ujścia Przemszy na równinie zalewowej występują liczne starorzecza w różnym stopniu wypełnione osadami. Najbardziej krętym korytem cechuje się Wisła między ujściem Pszczynki i Przemszy. Ostatni w Kotlinie Oświęcimskiej odcinek doliny Wisły, o długości 19 km (VIII), jest zorientowany ku wschodowi i osiąga przewężenie doliny na linii Spytkowice–Mirów. Z równiną zalewową o szerokości 3–6 km, z licznymi starorzeczami wypełnionymi osadami oraz stawami rybnymi (Żabi Kraj), od południa sąsiaduje szeroka terasa lessowa, a od północy terasa piaszczysta (Klimek 1987). Krętość koryta Wisły maleje do 140%.

Dolina Wisły w Bramie Krakowskiej wykorzystuje, zorientowane równoleżnikowo, obniżenie tektoniczne (IX – Rów Spytkowicko-Skawiński) między Wyżyną Krakowską a brzegiem Pogórza Wielickiego, zaś poniżej ujścia Skawinki rowy tektoniczne (X) o różnym biegu, oddzielające na obszarze Pomostu Krakowskiego poszczególne zręby wapienne (między Wzgórzem Tynieckim i Krzemionkami Podgóorskimi w Krakowie). Oba pododcinki doliny Wisły mają zbliżoną długość, łącznie 39 km (krętość rzeki 113%). Dno doliny obrzeżone stromymi stokami wzgórz, lokalnie ścianami skalnymi, zajmuje równina zalewowa o szerokości od 0,4 km w Tyńcu i 0,7 km pod Wawelem do 3 km powyżej Skawiny. Wiśle o krętym biegu w rozszerzeniach przełomu towarzyszą liczne starorzecza, najczęściej wypełnione osadami (Rutkowski 1987). Fragmenty wyżej położonych pokryw aluwialnych (15–25 m) zachowały się w cieniu zrębów, pokrywają one niżej wyniesione zręby (Stare Miasto w Krakowie) lub zajmują rozszerzenia dolin dopływów (Starkel 2001). Rzeka została spiętrzona trzema stopniami wodnymi – Łączany, Kościuszko i Dąbie.

Dolinie górnej Wisły w Kotlinie Sandomierskiej (170 km) towarzyszy od północy krawędź Wyżyny Małopolskiej. Od południa natomiast odległość do brzegu Karpat zwiększa się w kierunku wschodnim, a z doliną sąsiadują krawędzie wysoczyzn oddzielone rozległymi stożkami napływowymi Raby, Dunajca, Wisłoki i Sanu. Dolina prowadzi w kierunku północno-wschodnim i jej przebieg jest lokalnie modyfikowany przez obecność tych stożków. Poniżej wylotu z Bramy Krakowskiej szerokość dna doliny Wisły gwałtownie zwiększa się do 10 km przy ujściu Raby i dalej do Baranowa Sandomierskiego wzrasta do 15 km i tylko przy ujściu dopływów karpaccich osiąga 25 km. Równina zalewowa prawie na całej

długości osiąga podstawę krawędzi wyżyn, a od południa sąsiaduje z wysokimi terasami plejstoceniowymi ze zlodowacenia środkowopolskiego i północnopolskiego na międzyrzeczach dopływów karpaccich (Starkel 2001). Jej szerokość jest zróżnicowana z biegiem doliny i zmienia się od 5 km w Krakowie, do 17 km przy ujściu Dunajca; przy ujściu Brenia maleje do 8 km i zwiększa się ponownie do 25 km przy ujściu Wisłoki. W kierunku Sandomierza szerokość dna doliny Wisły maleje do 10 km, zaś równiny zalewowej do 2 km. Poniżej ujścia Sanu, przed Małopolskim Przełomem Wisły, szerokość dna doliny maleje do 2 km. Pododcinek Wisły w Kotlinie Sandomierskiej (tylko do ujścia Sanu), o długości 197 km, ma bardziej wyrównany bieg niż w Kotlinie Oświęcimskiej i Bramie Krakowskiej. Jego krętość wynosi 116%, co jest efektem prostowania koryta w XIX w. – w największym stopniu powyżej ujścia Raby (Trafas 1975). W konsekwencji krętość rzeki generalnie maleje z jej biegiem, od 130% koło Nowego Brzeska do 105% koło Sandomierza (Łajczak 1995a).

W pododcinku Wisły w Kotlinie Sandomierskiej wyróżniono sześć segmentów o różnym przebiegu i szerokości dna (ryc. 11.3: XI–XVI). Między Krakowem i Niepołomicami (XI) dolina Wisły, o długości 19 km, ma przebieg równoleżnikowy, a koryto spadek 0,4‰. Kręta rzeka jest spiętrzona w rejonie Krakowa kolejnym stopniem wodnym w Przewozie. W następnym 33-kilometrowym segmencie doliny (XII), do ujścia Szreniawy, Wisła o bardzo krętym korycie i spadku 0,32‰ okólnie opływa rozległy stożek napływowy Raby, którego tylko część wschodnia jest aktywna. Przesuwanie koryta Wisły ku północy powoduje podcinanie krawędzi Wysoczyzny Proszowickiej pokrytej lessami i odsłanianie staroczwartorzędowych osadów stożka Raby – serii witowskiej (Starkel 2001). Po prawej stronie rzeki występują dwa izolowane pagóry meandrowe Trawniki i Skała, stanowiące resztki erozyjne terasy lessowej. Na równinie zalewowej po południowej stronie Wisły występują różnowiekowe wypełnione osadami zakola rzeki. W pogłębianym żwirowo- i piaskodennym korycie Wisły o szerokości 90 m, powyżej Nowego Brzeska, odsłoniły się na odcinku 50 m warstwy piaskowców serii witowskiej. Czyni to ten fragment koryta unikalnym w skali całego biegu Wisły (to jedyny poza obszarem źródłowym odcinek koryta skalnego). W kolejnym 44-kilometrowym segmencie doliny (XIII) Wisła okólnie opływa jeszcze większy stożek napływowy Dunajca, co powoduje kontynuację asymetrycznego profilu doliny. Peryferyjne fragmenty stożka są odwadniane przez inne ciekę, m.in. przez Breń, wykorzystujący rynę Dunajca z późnego vistulianu, czyli zlodowacenia północnopolskiego (Starkel 2001). Szerokość dna doliny i równiny zalewowej Wisły (ze śladami starorzeczy na wysokości 4–6 m ponad poziom rzeki) jest w tym fragmencie przedpola polskich Karpat największa i obszar ten jest szczególnie narażony na zalewanie wodami wezbraniowymi (Punzet 1981, Gieysztor 1982, Starkel 2001). Rzeka ma spadek 0,3‰, krętość 120%, a szerokość jej koryta poniżej ujścia Dunajca wzrasta do 250 m. Następny 37-kilometrowy segment doliny Wisły, od ujścia Wisłoki po Baranów Sandomierski (XIV), już nie wykazuje tak wyraźnego wygięcia, asymetria doliny jest jednak zachowana. Spadek koryta maleje do 0,28‰ a krętość do 118%. Pogłębiane w wyniku prac regulacyjnych piaskodenne koryto Wisły ma

poniżej ujścia Wisłoki 300 m szerokości. Liczba odciętych zakoli Wisły (całkowicie wypełnionych osadami) maleje z biegiem rzeki, a ich promień zwiększa się do 1700 m. Między Baranowem Sandomierskim a Sandomierzem (XV), w dolinie Wisły o długości 25 km i prostym przebiegu, występują dwie rynny oddzielone długim na 10 km i szerokim na 1–2 km wyniesieniem (Garb Tarnobrzeski), który budują ily mioceńskie ze śladami moren zlodowacenia Sanu (jedno ze zlodowaceń południowopolskich) i osadów rzecznych (Starkel 2001). Zachodnią rynną płynie Wisła, której koryto o rozwinięciu 110% i szerokości 300 m jest wcięte w równinę zalewową na 3–4 m. Po wschodniej stronie garbu występuje obniżenie Trześniówki, które poprzez równinę piaszczystą łączy się z terasami dolnego Sanu (Starkel 2001). Ostatni w Kotlinie Sandomierskiej segment doliny Wisły (XVI), o długości 12 km, kończy ujście Sanu. Spadek koryta wynosi 0,29‰, a rozwinięcie 105%. Dolina nadal jest asymetryczna z wysoką skarpą koło Sandomierza (Góry Pieprzowe) i rozległą równiną zalewową po wschodniej stronie rzeki, gdzie widoczne są ślady krętego koryta Sanu, który dawniej uchodził do Wisły bliżej Sandomierza. W widłach Wisły i Sanu występuje pagór zbudowany z kwarcytów kambryjskich (wzniesienie Pączek).

11.2.2. Środkowa Wisła

Pierwszy pododcinek doliny środkowej Wisły, wyznaczony przez ujścia Sanu i Sanny w północnej części Kotliny Sandomierskiej, jest skierowany ku północy i ma długość 12 km (ryc. 11.3: XVII). Rzeźba dna doliny i koryta Wisły jest podobna do wyżej położonego odcinka doliny. W prawobrzeżnej części równiny zalewowej widoczne są ślady po dawnym biegu Sanu, którego ujście do Wisły zostało w XIX w. przesunięte na południe.

Między Annapolem i Puławami Wisła płynie w przełomie przez Wyżyny Polskie (ryc. 11.3: XVIII – Małopolski Przełom Wisły) w kierunku północnym, wykorzystując rynnę o głębokości 30–80 m wyciętą w płaskowyżach wapienno-marglistych i lessowych wysoczyznach (Pożaryski i in. 1999). Ten pododcinek doliny ma długość 65 km, krętość rzeki wynosi 125%. Szerokość dna doliny zależy głównie od odporności skał podłoża (Pożaryski 1953) i wynosi w Annapolu 3 km, koło Linowa i Słupi 4 km, w Kotlinie Chodelskiej zwiększa się do 15 km, a w Janowcu i Kazimierzu Dolnym maleje do 1 km. Odcinki doliny uformowane w wapieniach i opokach są węższe, podczas gdy na podłożu miękkich skał facji kredy piszącej w Kotlinie Chodelskiej mają największą szerokość (Maruszczak 1982). Dna wąskich przełomów w całości zajmuje równina zalewowa, która rozszerza się w Kotlinie Chodelskiej do 7 km. Terasy plejstoceniowe występują po wschodniej stronie rzeki w rozszerzeniach doliny. Spadek Wisły w przełomie, typowy dla rzeki nizinnej, wynosi średnio 0,24‰. Strome zbocza doliny górują do 30 m nad płaskim dnem wyścielonym osadami aluwialnymi. Największym dopływem Wisły między Annapolem i Puławami jest Kamienna. Jeszcze na początku XIX w. Wisła lokalnie meandrowała lub płynęła dwoma albo trzema równoległymi krętymi ramionami, typowym zjawiskiem było przerzucanie głównego koryta pod

jeden lub drugi skraj dna doliny. W dnie doliny utworzyły się liczne trwałe kępy, wzniesione ponad koryto rzeki. Boczne ramiona rzeki, porzucone meandry lub koryta powodziowe, były wykorzystywane przez dopływy (Kalicki, Plit 2003), m.in. ujściowy odcinek Kamiennej. Zasięg lateralnego przemieszczania się koryta zależał od szerokości dna doliny, w miejscach zwężeń Wisła nie zmieniała biegu. Północną granicę przełomowego pododcinka środkowej Wisły wyznacza się na północ od Puław, chociaż jeszcze do rejonu Gołębia (15 km poniżej) cokolwiek erozyjny doliny budują, podobnie jak w odcinku przełomowym, margle kredowe (Maruszczak 1982).

Poniżej przełomu, na Nizinie Mazowieckiej, dolina Wisły przyjmuje generalny kierunek SE–NW i jej szerokość zwiększa się do 20 km, wykazując duże zróżnicowanie; odcinki zwężeń związane są z występowaniem mniej podatnych na erozję skał (głównie glin) i charakteryzują się większymi głębokościami koryta oraz wolniejszą erozją boczną. Do najdłuższych dopływów tego pododcinka Wisły należą: Wieprz, Radomka, Pilica, Świder i Narew. W tym pododcinku doliny można wydzielić trzy różniące się segmenty (ryc. 11.3). W pierwszym segmencie, do ujścia Pilicy (XIX), dolina ma 65 km długości i do 20 km szerokości, z czego na równinę zalewową przypada ponad 10 km. W korycie Wisły o spadku 0,21–0,28‰, krętości 116% i największej w całym jej biegu szerokości 0,5–2,0 km, licznie występują kępy piaszczyste. W kolejnym segmencie, do ujścia Świdra (XX), dolina o długości 28 km i mniejszej już szerokości, zmienia kierunek na SSE–NNW, a znacznie węższe koryto Wisły zachowuje spadek przy zmniejszonej krętości (107%). Trzeci segment doliny, do ujścia Narwi (XXI), o długości 66 km, ma kierunek SE–NW i najmniejszą krętość koryta Wisły (106%), z wyprostowanym jej biegiem w centrum Warszawy. Ten fragment doliny jest ograniczony od zachodu wysoką do 30–50 m krawędzią i jest określany jako Przełom Mazowiecki (Różycki 1972). Po północnej stronie tzw. guza warszawskiego spadek koryta Wisły wzrasta do 0,37‰. Równina zalewowa ma szerokość 4–6 km, która na terenie Warszawy zmniejsza się do 1 km. Dolny fragment tego segmentu doliny należy już do wschodniej części Kotliny Warszawskiej, gdzie Wisła u wylotu z Przełomu Mazowieckiego uformowała stożek napływowy, który przesunął na północ ujściowy fragment koryta Narwi (Starkel 2001).

W holocenie Wisła podczas przemieszczania koryta wykorzystywała na całej szerokości równinę zalewową, podcinała plejstocenijskie terasy po obu brzegach (Maruszczak 1997, Plit 2004). W czasach historycznych rzeka często zmieniała położenie koryta, zwłaszcza poniżej wylotu z przełomu przez Wyżyny Polskie, na odcinku między Puławami a Świerżami. W ciągu ostatnich 250 lat szerokość pasa przemieszczeń koryta wynosiła na tym odcinku około 4 km, a poniżej 1–2 km. W dnie doliny zachowały się ciągi obniżzeń, świadczące o równoległym przemieszczaniu się koryta, a także paleomeandry w rozszerzeniach doliny. Na południe od Warszawy Wisła w końcu XVIII w. porzuciła obniżenie biegnące wzdłuż lewego brzegu i odsunęła się od Czerska i Góry Kalwarii (Falkowski 1975, 1982). Proces przemieszczania koryta został sztucznie ograniczony do szerokości międzywałami po wybudowaniu wałów przeciwpowodziowych i ostróg.

Jeszcze na początku XIX w. Wisła odcinkami meandrowała. Mapa Meyera von Heldensfelda z 1808 r. pokazuje meandry między Maciejowicami a Magnuszowem i między Czerskiem a Górą Kalwarią. Po katastrofalnej powodzi w 1813 r. (ryc. 11.3: XI–XVI), w efekcie agradacji w korycie, Wisła odcinkami płynęła już dwoma, a nawet trzema równoległymi ramionami, a w innych odcinkach była rzeką roztokową z płytkim i szerokim korytem, z licznymi mieliznami, łachami i wyspami w korycie. Od tego okresu wyraźnie zwiększyła się ilość deponowanych osadów w korycie. Kolejne wylewy rzeki prowadziły do rozszerzania koryta i utrwały jego roztokowy charakter, na co wskazuje porównanie materiałów kartograficznych: *Mappa szczególna województw koronnych...* – Karola de Pertheesa (1783), *Carte von West-Galizien* – Mayera von Heldensfelda (1808), *Mapa Kwartmistrzostwa Generalnego Wojska Polskiego* (1830–1840), *Novaja topografičeskaja karta zapadnoj Rosii* (1889–1898), *Mapa taktyczna WIG* (1931–1938). Przed rozpoczęciem prac regulacyjnych szerokość koryta środkowej Wisły wynosiła od 1,1 do 1,6 km, a tafla wody przy stanach niższych od średnich miała szerokość od 600 do 900 m.

11.2.3. Dolna Wisła

Dolinę dolnej Wisły można podzielić na pięć pododcinków (ryc. 11.3), z których pierwszy, o długości 42 km, obejmuje zachodnią część Kotliny Warszawskiej, między ujściem Narwi i zwężeniem doliny poniżej ujścia Bzury koło Wyszogrodu (XXII). Wisła o słabo krętym korycie (107%) i spadku około 0,2‰ płynie w kierunku zachodnim, a następnie zmienia kierunek na WNW. Dolina zwęża się stopniowo od 20 km do 6 km w okolicy Dobrzykowa. Natomiast szerokość równiny zalewowej oscyluje między 2 km w okolicy Wyszogrodu a 6 km wzdłuż granicy z Puszcą Kampinoską. Rzeka w tym pododcinku doliny płynie wieloma korytami, tworząc układ anastomozujący, składający się z koryt roztokowych (w których dnie powstają liczne przemieszczające się w dół z biegiem rzeki odsypy) lub z koryt krętych. Koryta te opływają rozległe, utrwalone lasami łęgowymi kępy. Ten segment Wisły miał przed regulacją charakter rzeki anastomozującej prawdopodobnie przez cały holocen. Wcześniej, w późnym glacie, Wisła ewoluowała z rzeki roztokowej do anastomozującej (Starkel 2001, Szymańska 2011, Kordowski i in. 2014). Uważa się także, że w Kotlinie Warszawskiej w środkowym holocenie formą przejściową mogła być rzeka meandrująca (Florek i in. 1987, Mycielska-Dowgiałło, Chomski 2000). Anastomozowanie koryta Wisły także w dalszym jej biegu mogło być stymulowane obecnością kotlin i basenów dolinnych, uformowanych jeszcze przed nasunięciem lądolodu podczas ostatniego zlodowacenia (Kordowski i in. 2014).

Poniżej Gąbina Wisła płynie przez Kotlinę Płocką (ryc. 11.3: XXIII), a poniżej Włocławka przez Kotlinę Toruńską (ryc. 11.3: XXIV – do Fordonu koło ujścia Brdy), w strefie objętej zasięgiem zlodowacenia północnopolskiego. Długość pododcinków doliny wynosi 75 km i 80 km, a krętość rzeki nadal 107%. Spadek koryta jest już mniejszy od 0,2‰. Szerokość dna doliny zwiększa się do 20 km.

W tych kotlinach rzeka zmienia kierunek z WNW na NW, a poniżej Torunia ponownie na WNW. Wymienione pododcinki doliny Wisły prowadzą szlakiem wód roztopowych Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. Dolina Wisły we wspomnianych kotlinach jest asymetryczna; północne zbocza są strome (o wysokości do 30–50 m) i towarzyszą bezpośrednio wysoczyznom morenowym, natomiast zbocza południowe stanowią uformowane w późnym glacie terasy rzeczne (Tomczak 1987, Wiśniewski 1987, Weckwerth 2013) urozmaicone wydmami (Mrózek 1958, Urbaniak 1967). W zwężeniach doliny między kotlinami, a także po jej południowej stronie, zbocza wysoczyzn morenowych osiągają wysokość 50 m.

Poniżej Fordonu, przy ujściu Brdy, Wisła wpływa w Przełom Pomorski (ryc. 11.3: XXV) między Pradolina Toruńsko-Eberswaldzką a równiną Żuław Wiślanych, kierując się generalnie na północ. Przełom ten, którego górny segment jest zwany przełomem pod Fordonem, powstał po wycofaniu się czoła lądolodu z fazy pomorskiej zlodowacenia północnopolskiego, kiedy wody dawnej Wisły zaczęły spływać do zagłębienia bałtyckiego zajętego obecnie przez deltę tej rzeki oraz Zatokę Gdańską. W odcinku przełomowym o długości 110 km Wisła płynie przez Basen Unisławski i Basen Grudziądzki. Zbocza doliny są symetryczne. Krętość rzeki wynosi 114%, a spadek koryta stopniowo obniża się do 0,1‰. Szerokość dna doliny zmienia się od 3 do 15 km, a wysokość obramujących ją zboczy osiąga 50–70 m. Ten fragment Wisły stanowi trzeci, najbardziej spektakularny odcinek przełomowy jej doliny, po przełomie w Bramie Krakowskiej (górną Wisła) i Małopolskim Przełomie Wisły przez Wyżyny Polskie (środkowa Wisła).

Ostatni pododcinek doliny dolnej Wisły (ryc. 11.3: XXVI), od rozwidlenia z Nogatem do nowego (od 1895 r.) ujścia do Bałtyku koło Świbna, prowadzi przez deltę rzeki (Żuławy). Ma on długość 54 km, przy spadku koryta malejącym do wielkości zerowej. Uregulowane główne koryto Wisły ma minimalną krętość 104%. Koryto główne oraz koryta boczne rozcinają aluwialną równinę deltową, której część leży poniżej poziomu morza (do 1,8 m p.p.m.). Równinę tworzy łagodnie nachylony ku północy i północnemu wschodowi stożek, który od strony morza zamyka piaszczysta mierzeja. Podstawa stożka rozciąga się od Gdańska aż poza Elbląg, a wierzchołek jest położony koło Białej Góry. Poniżej nowego ujścia Wisły szybko narasta stożek napływowy, będący załącznikiem nowej delty, która kontynuuje się w południowej części Zatoki Gdańskiej jako delta podwodna.

Równina zalewowa dolnej Wisły względem jej koryta jest jedno- lub dwustronna (Babiński 1990), a w jej powierzchni można wyróżnić dwa poziomy różniące się wysokością, dochodzącą do 2 m (Niewiarowski 1987, Tomczak 1987). W obrębie koryta powstaje współczesny, trzeci poziom zalewowy. Poziom ten, zwany antropogenicznym, znajduje się około 2 m powyżej poziomu koryta (Babiński 1990, Kordowski 2001). Przed regulacją koryto dolnej Wisły poniżej Torunia było dwu-, a nawet trzykrotnie szersze niż obecnie (do 1500 m), z licznymi dużymi, osiagającymi szerokość dzisiejszego koryta rzecznego, wyspami. Koryto miało przeważnie dwie lub trzy odnogi, przy czym główny przepływ wody odbywał się w jednej z nich, co spowodowało, że rzeka była wyraźnie szersza (Kordowski i in. 2014). W wyniku regulacji przeprowadzonej w XIX w. cały przepływ

skierowano w dominujące ramię rzeczne, co doprowadziło do zmniejszenia szerokości i pogłębienia koryta.

11.3. Charakterystyka hydrologiczna Wisły

11.3.1. Ogólne cechy hydrologii rzeki

Wisła jest rzeką allochtoniczną, której cechy hydrologiczne ulegają zmianie z jej biegiem. Położenie dorzecza w strefie przejściowej klimatów oceanicznych i kontynentalnych powoduje występowanie lat o bardzo dużej zmienności odpływu. Rzeki na wschód od Wisły cechuje przewaga odpływu roztopowego, a w kierunku zachodnim pojawia się dominacja odpływu letniego. Odpływ z karpackiego dorzecza Wisły (do ujścia Sanu) ma dwie kulminacje – roztopową (marzec, kwiecień) i opadową (lipiec). Poniżej Warszawy wyraźna jest już tylko kulminacja roztopowa, typowa dla rzek nizinnych.

Do charakterystyki hydrologicznej (tab. 11.1) wykorzystano cztery posterunki wodowskazowe (Fal i in. 1997). W zimowym półroczu hydrologicznym w całej zlewni Wisły występuje systematyczny wzrost przepływów, od listopada do roztopowej kulminacji odpływu, przesuwał się w czasie z biegiem rzeki. W letnim półroczu (od maja) na całej długości Wisły występuje znaczący spadek przepływu, ale zawsze są to wartości wyższe od średniego rocznego przepływu (tab. 11.1, 11.2). W miesiącach letnich (czerwiec–sierpień) na Wiśle do Sandomierza występuje druga kulminacja związana z letnimi, wielkimi wezbraniami w Karpatach, która zanika w środkowym i dolnym biegu. Najniższe roczne przepływy występujące we wrześniu są wywołane niedoborami opadów i małą retencyjnością zlewni. Letnio-jesienne niżówki obejmują całe dorzecze (Wrzesiński 2017).

Tabela 11.1. Średnie miesięczne przepływy [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$] w latach 1951–1990 (wg Fal i in. 1997)

Posterunek	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Nowy Bieruń	15,1	18,8	18,6	21,9	26,4	24,4	20,9	24,0	24,4	21,9	14,1	18,3
Sandomierz	199	231	227	275	397	439	342	361	352	290	189	198
Warszawa-Nadwilanówka	439	484	469	576	797	917	653	637	581	520	388	416
Tczew	896	993	968	1120	1520	1870	1230	1040	919	887	720	786

Tabela 11.2. Przepływy charakterystyczne [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$] w latach 1951–1990 (wg Fal i in. 1997)

Posterunek	Q_{sr}	$Q_{\text{srXI-IV}}$	$Q_{\text{srV-X}}$	$Q_{\text{max1\%}}$	$Q_{\text{min1\%}}$
Nowy Bieruń	20,7	20,9	20,6	804	1,29
Sandomierz	292	294	289	7500	54,7
Warszawa-Nadwilanówka	573	614	533	7400	102
Tczew	1080	1230	932	9190	243

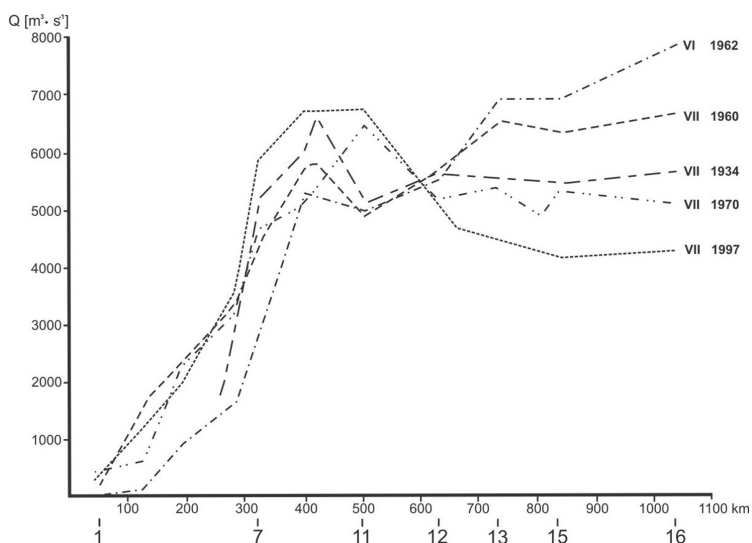
Średnie roczne przepływy rosną od $6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ w Skoczowie do $21 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ w Nowym Bieruniu, $450 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ w Zawichoście i $1080 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ w Tczewie (tab. 11.2). Do Nowego Bierunia średnie przepływy w półroczu zimowym są większe tylko o 1% od przepływów w półroczu letnim, do Zawichostu przewaga ta rośnie do 7% i w Tczewie osiąga aż 14%. Jest to wyrazem zmieniających się źródeł zasilania, malejącego z biegiem rzeki wpływu Karpat. W karpackiej części dorzecza odpływ formowany jest przez opady rozlewne w okresie letnim, głównie poprzez spływ powierzchniowy. Opady w kierunku północnym zmniejszają się, piaszczyste pokrywy retencjonują wody opadowe i w odcinku ujściowym mamy już znaczną przewagę odpływu w półroczu zimowym.

Wielka amplituda stanów wody Wisły jest wynikiem istnienia wałów przeciwpowodziowych, które powodują spiętrzenie wody w międzywał. Wisła w odcinku beskidzkim o dużym spadku, bez wałów przeciwpowodziowych, ma amplitudę stanów wody rzędu 2 m, w odcinku pogórskim amplituda stanów wody wynosi 3,5 m, a na obszarze Kotlin Podkarpackich, w zależności od rozstawu wałów przeciwpowodziowych, zmienia się od 5 m (w okolicach Nowego Bierunia) do 8,5 m poniżej ujścia Dunajca. Z kolei poniżej ujścia Sanu, w szerokim korycie, amplituda stanów wody do Warszawy zmniejsza się do 6–7 m, a w Tczewie osiąga najwyższe wartości 10 m. Prawie na całej długości Wisły maksymalne zarejestrowane stany wody pokrywają się z rzędnymi korony wałów przeciwpowodziowych. W warunkach naturalnych, a więc przed wyprostowaniem i pogłębieniem koryta Wisły, amplituda stanów wody była prawdopodobnie o połowę mniejsza.

11.3.2. Wezbrania w dolinie Wisły

Wisła jest rzeką o wielkich i częstych wezbraniach letnich, które formowane są przez opady rozlewne w Karpatach i na ich przedpolu (ryc. 11.4). Za największe wezbranie, jakie wystąpiło w czasach historycznych, uważane jest wezbranie z sierpnia 1813 r., które objęło całe dorzecze Wisły, a także dorzecza Odry i Łaby. Zbliżone rozmiary miały wezbrania w latach: 1839, 1844, 1903, 1934, 1960, 1970, 1997 i 2010. Letnie wezbranie z 1997 r. osiągnęło na większości wodowskazów wiślanych do Zawichostu najwyższe rejestrowane przepływy (Barczyk i in. 1999). Analiza serii stanów wody w Toruniu (Makowski, Tomczak 2002) od 1770 r. wskazuje na występowanie na Wiśle lat bez większych wezbrań (5–8 w ciągu stulecia), a także lat z dwoma, a nawet trzema wysokimi wezbraniami w ciągu roku. Regułą jest występowanie jednego wezbrania w jednej porze roku. Dominują regularnie występujące wezbrania wiosenne, mniej częste są letnie i zimowe.

Fale wezbrań uformowanych w karpackim dorzeczu Wisły osiągają maksymalne wartości w Sandomierzu lub Zawichoście, a dalej w dół biegu rzeki ulegają szybko spłaszczeniu, a jedynie wyjątkowo przepływ maksymalny rośnie aż do ujścia (np. wezbranie w 1962 r.). Wezbranie letnie w 1997 r. miało w Krakowie przepływ maksymalny $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, w Karsach poniżej ujścia Dunajca $5830 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, w Sandomierzu $5800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, a w Warszawie $4730 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ i w Tczewie $4220 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

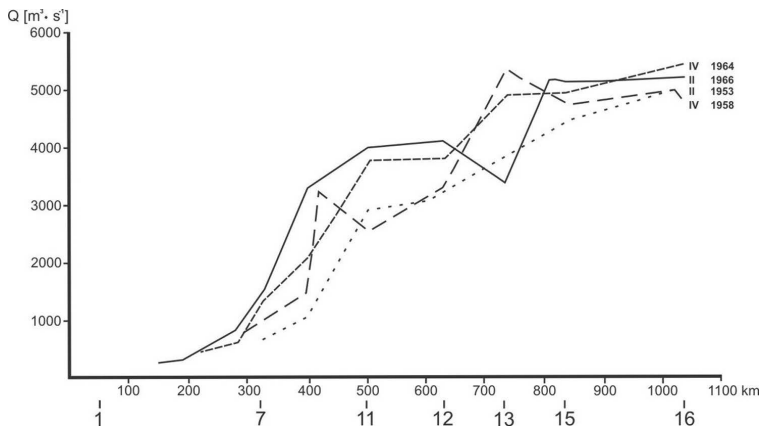


Ryc. 11.4. Maksymalne przepływy w czasie letnich powodzi opadowych w profilu podłużnym Wisły (wg Soja, Mrozek 1990)

Numery pod osią poziomą oznaczają lokalizację posterunków wodowskazowych (objaśnienia na ryc. 11.1).

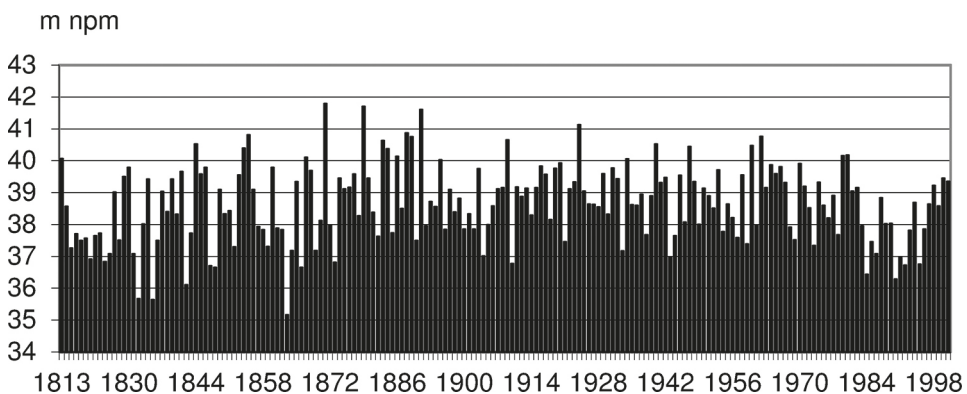
(Barczyk i in. 1999). Wzrost wysokości przepływów maksymalnych, wynikający z nakładania się fal Wisły i dopływów, ma miejsce najczęściej w Kotlinie Sandomierskiej (poniżej ujść Raby, Dunajca i Sanu). Kulminacyjne przepływy bywają zniekształcone przerwaniem wałów przeciwpowodziowych i tworzeniem się zastoi wody na zawalu. W czasie letniej powodzi w 1934 r. w Kotlinie Sandomierskiej utworzył się zbiornik o powierzchni ponad 3000 km² (Lewakowski 1935).

Wielkie wezbrania roztopowe (ryc. 11.5) występują rzadziej niż opadowe, a przepływy maksymalne zawsze wzrastają z biegiem rzeki. W 1979 r. kulminacyjny przepływ Wisły w Sandomierzu wynosił 1290 m³·s⁻¹, w Warszawie-Nadwiłanówce 2550 m³·s⁻¹, a w Tczewie aż 7020 m³·s⁻¹. Zdecydowało o tym nałożenie się fali z Wisły z falą z roztopów w zlewni Bugu i Narwi. Wezbrania zatorowe występowały w przeszłości bardzo często. Wyprostowanie i uregulowanie koryta Wisły w ostatnich 150 latach oraz zanieczyszczenie termiczne i chemiczne wód spowodowały znaczne ograniczenie występowania zatorów, zwłaszcza w Kotlinie Oświęcimskiej i Sandomierskiej. Pojawiły się natomiast zatory śryżowe w cofkach zbiorników retencyjnych (Grześ, Banach 1983). Najwyższy obserwowany przepływ Wisły w Zawichoście osiągnął 7450 m³·s⁻¹, a w Tczewie 8000 m³·s⁻¹. Kulminacja w Zawichoście była wynikiem powodzi opadowej, a kulminacja w Tczewie powodzi roztopowej. Wielkość spływów jednostkowych w zlewni Wisły wiąże się do układu hydrologicznego. W Nowym Bieruniu wodzie 1% odpowiada spływ jednostkowy 460 dm³·s⁻¹·km⁻², w Sandomierzu 236 dm³·s⁻¹·km⁻², w Warszawie już tylko 88 dm³·s⁻¹·km⁻², a w Tczewie 47 dm³·s⁻¹·km⁻².



Ryc. 11.5. Maksymalne przepływy w czasie powodzi roztopowych w profilu podłużnym Wisły (wg Soja, Mrozek 1990)
 Numery pod osią poziomą oznaczają lokalizację posterunków wodowskazowych (objaśnienia na ryc. 11.1).

Reżim hydrologiczny Wisły uzależniony jest od zjawisk klimatycznych, na które w ostatnich dziesięcioleciach nakładają się wpływy antropogeniczne. W XX w. średni roczny odpływ z dorzecza Wisły nie wykazywał istotnych statystycznie tendencji (Fal 1993). Badania długich serii pomiarowych dokumentują brak takich tendencji odnośnie do powodziowości (Bartnik, Jokiel 2012) lub określają je jako okresowe fluktuacje (Górnik 2018). Badania zmian reżimu wezbraniowego prowadzono wielokrotnie, uzyskując dla całej Wisły i jej dużych dopływów ujemne współczynniki regresji dla wskaźników: wysokość, częstotliwość i czas trwania wezbrań w latach 1901–1970 (Stachy, Nowak 1977). Bardzo zbliżone wyniki otrzymano, badając zmienność najwyższych rocznych przepływów w latach 1921–1992 (Stachy i in. 1996). W zlewniach średniej wielkości



Ryc. 11.6. Maksymalne roczne stany wody na Wiśle w Toruniu w latach 1813–2001 (wg Makowskiego, Tomczak 2002)

w karpackim dorzeczu Wisły również przeważają tendencje spadku wskaźników powodziowości (Soja 2002), widoczne jest natomiast systematyczne podnoszenie się przepływów minimalnych związane z funkcjonowaniem zbiorników retencyjnych w dorzeczu. Generalnie można przyjąć, że reżim hydrologiczny Wisły w XX w. cechował się spadkiem powodziowości, chociaż występowały wielkie, katastrofalne wezbrania, czasem w sąsiednich latach, przegrodzone 15–20-letnimi okresami bez większych powodzi (ryc. 11.6).

11.4. Przebieg prac regulacyjnych na Wiśle – skutki hydrologiczne

11.4.1. Górna Wisła

Prace regulacyjne na górnej Wiśle, pomijając wcześniejsze prace w rejonie Krakowa, rozpoczęto po 1840 r. i zintensyfikowano po wielkiej powodzi w 1884 r., prowadząc je jeszcze w drugiej połowie XX w. (Starkel 1982, Roszkowski, Hennig 1991, Plit, Warowna 2008) (ryc. 11.7). Rozpoczęte w drugiej połowie XIX w. i kontynuowane do lat 80. XX w. skracanie biegu Wisły poprzez ścinanie meandrów, przeprowadzone w Kotlinie Oświęcimskiej, a także poniżej Krakowa do ujścia Raby, miało na celu zwężenie koryta i zwiększenie jego głębokości oraz zwiększenie promienia zakoli rzeki. Zabiegi te miały doprowadzić do przekształcenia rzeki w drogę wodną. Równocześnie w całym biegu Wisły na przedpolu Karpat budowane były kamienne tamy poprzeczne (ostrogi), lokalnie podłużne, na wypukłych brzegach wymuszające zwężanie strefy nurtu. W drugiej połowie XX w. w karpackim odcinku rzeki wybudowano betonowe progi w żwirowym korycie w celu ograniczenia erozji wgłębnej. W końcu XIX w. rozpoczęto w Kotlinie Oświęcimskiej budowę wałów przeciwpowodziowych po obu stronach Wisły, a w Kotlinie Sandomierskiej tylko po prawej stronie rzeki, dostosowując wzniesienie ich korony do maksymalnego stanu wody w rzece podczas katastrofalnej powodzi z 1813 r. (ryc. 11.8). Lewobrzeżną Wisłę od okolic Nowego Brzeska do Sandomierza obwałowano po powodzi z 1934 r. Później wały były podwyższane, lokalnie jeszcze po powodzi w 2010 r. Te obiekty kontynuują się nieprzerwanie od okolic Ustronia w Beskidzie Śląskim do ujścia Sanu (Roszkowski, Hennig 1991). Największe nasilenie prac regulacyjnych przypadło na lata 1890–1960. W latach 1920–1960 na dużą skalę wybierano aluwia z koryta rzeki (Starkel 1982, Klimek 1987).

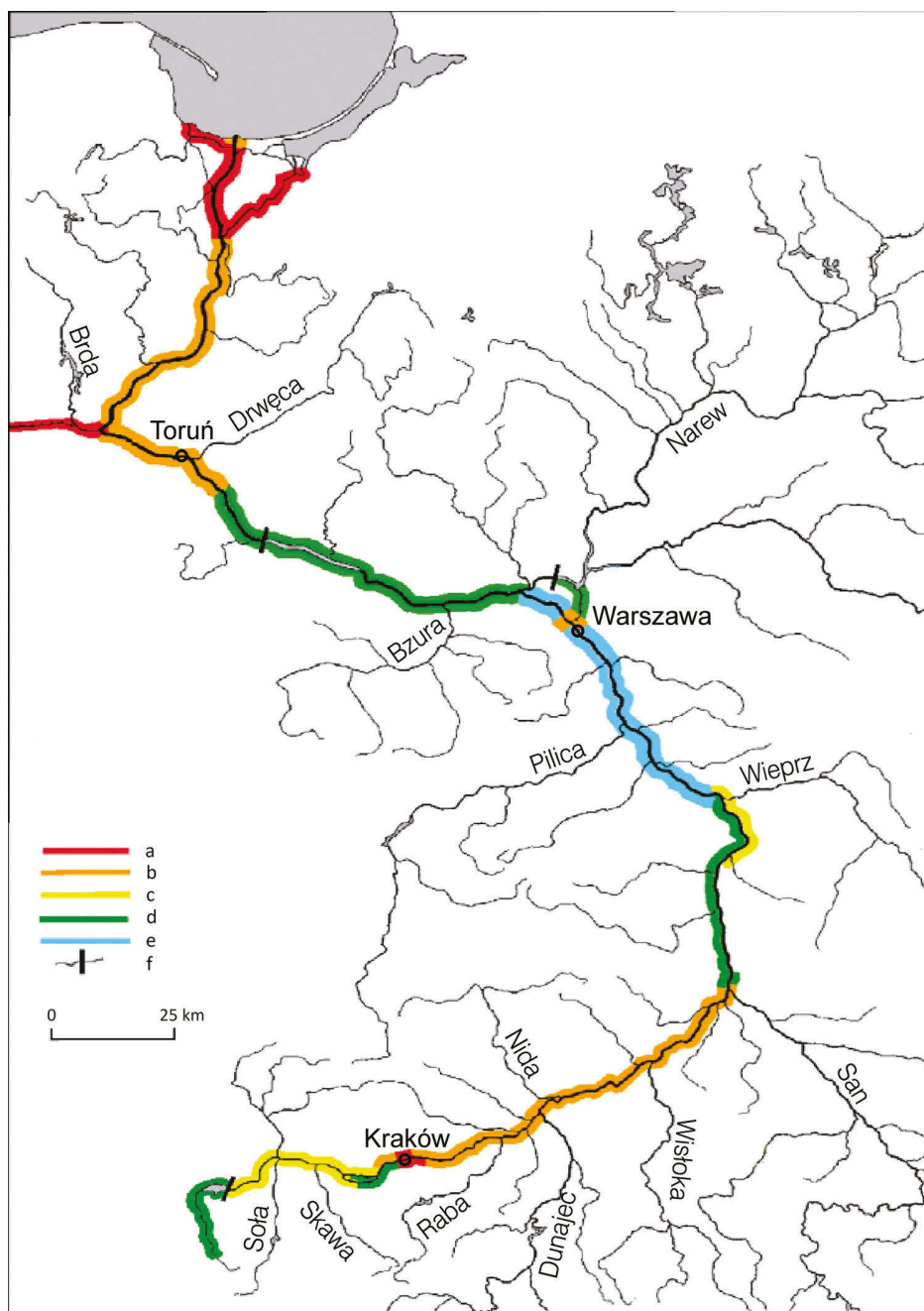
W wyniku regulacji długość koryta górnej Wisły (tylko na odcinku Goczałkowice–ujście Sanu) zmniejszyła się z 370 km do 298 km, czyli o 19,4% (Łajczak 1995a, 1999). Rzeka na całym jej odcinku w Kotlinie Oświęcimskiej została skrócona o 34,3 km (Czaja i in. 1993), w Kotlinie Sandomierskiej o 35,5 km (Trafas 1992), a w Bramie Krakowskiej o 2,2 km. W efekcie krętość górnej Wisły na przedpolu Karpat zmalała ze 148% do 126%, a między Goczałkowicami i Nowym Bieruniem nawet z 257% do 171%. Zmniejszyła się również szerokość koryta (lokalnie od dwóch do sześciu razy), zwiększyła średnia głębokość o 1–3 m (lokalnie w Krakowie o ponad 4 m) – także w wyniku nadbudowania

brzegów, co łącznie skutkowało zwiększeniem zwartości koryta, które uzyskało profil poprzeczny przypominający skrzynkowy (zmałał iloraz szerokości i średniej głębokości koryta) (Łajczak 1995a). Wybudowanie wałów przeciwpowodziowych w zbyt bliskim sąsiedztwie brzegów rzeki doprowadziło do radykalnego zwężenia strefy zatapiania powodziowego. O ile jeszcze do lat 30. XX w. strefa zalewania wodami powodziowymi Wisły osiągała lokalnie 20 km szerokości (Lewakowski 1935), to obecnie powyżej ujścia Przemszy osiąga tylko 150–400 m, a w dalszym biegu rzeki nie przekracza 800 m (Łajczak 1999).

Skrócenie biegu górnej Wisły i związane z tym zwiększenie spadku koryta, jak również jego pogłębienie i zamiana profilu poprzecznego na skrzynkowy, przy równoczesnym zwężeniu strefy zatapiania powodziowego (międzywale), wywołało łącznie skrócenie czasu koncentracji fal wezbraniowych, tendencję do wzrostu maksymalnych stanów wody podczas kolejnych wielkich wezbrań, skrócenie czasu występowania ponadpełnokorytowych stanów wody (tylko do kilku dni w roku) – czyli skrócenie czasu zatapiania równiny zalewowej w międzywale (Łajczak 2007, 2012a, b, 2014a, b, Łajczak i in. 2006, 2008). Oznacza to, zależnie od oczekiwań społecznych, zmniejszenie lub zwiększenie zagrożenia powodziowego w dolinie górnej Wisły. Skutkiem takiej transformacji reżimu odpływu wezbraniowego są duże zmiany w transporcie materiału fluwialnego (ilość, granulometria) oraz w jego depozycji – i w konsekwencji zmiany w modelowaniu koryta i równiny zalewowej.

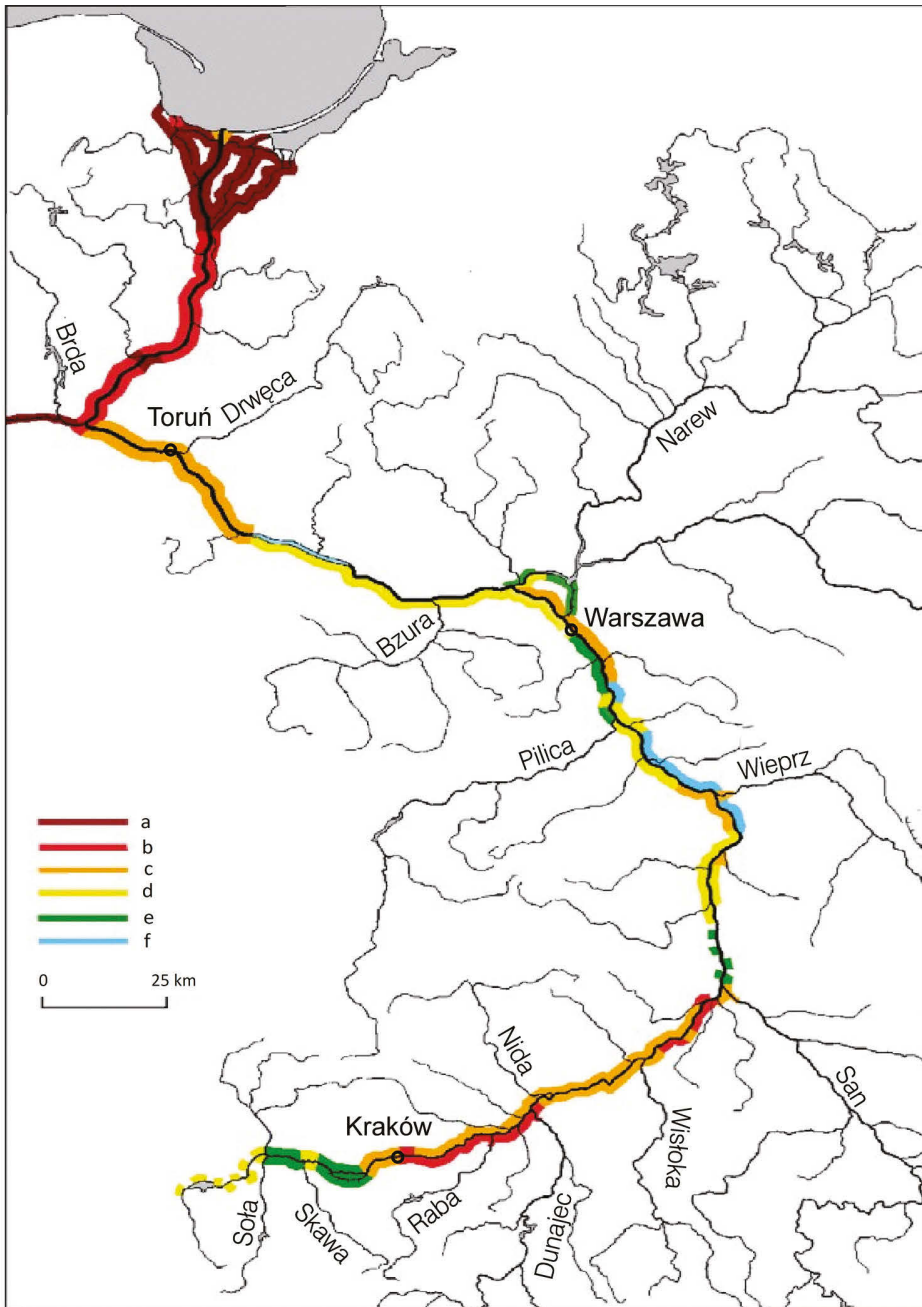
W beskidzkim odcinku Wisły, poniżej połączenia Białej Wiśłki i Czarnej Wiśłki, zbudowano w latach 1967–1973 na 9,3 km biegu rzeki (wg oficjalnego kilometrażu na 96,9 km Małej Wisły) zapórę wodną typu ziemnego z ekranem żelbetowym, którą oddano do eksploatacji w 1974 r. Długość zapory w koronie wynosi 271 m, a wysokość maksymalna 36,5 m (wysokość piętrzenia 34 m). Powyżej zapory został utworzony zbiornik retencyjny Wiśla Czarne (Jezioro Czerniańskie) o powierzchni 0,38 km² i całkowitej pojemności 5,1 hm³. Powierzchnia zlewni zbiornika (po zapórę) wynosi 30 km². Na Małej Wiśle, w jej przedgórskim biegu w Kotlinie Oświęcimskiej, zbudowana została w latach 1950–1956 na 63,4 km biegu rzeki (lub na 42,8 km) zapora ziemna z ekranem iltowym o długości 3 km i wysokości korpusu do 17 m (wysokość piętrzenia 14 m). Powyżej zapory powstał Zbiornik Goczałkowicki o powierzchni 32 km² i całkowitej pojemności 166,8 hm³, którego zlewnia ma powierzchnię 532 km². Wzdłuż prawego niskiego brzegu zbiornika zbudowano zapórę boczną o długości 10,5 km i średniej wysokości 3,2 m (Hennig i in. 1991), a na lewym lessowym brzegu lokalnie zostały wyłożone płyty betonowe w celu zahamowania erozji brzegowej (Łajczak 1988, 2003a).

Na górnej Wiśle, poniżej ujścia Przemszy, w przeszłości planowano wybudowanie 16 niskich stopni wodnych (Jędrzyk, Rusak 1982, Hennig 1991). W odcinku rzeki w rejonie Krakowa z sześciu planowanych obiektów oddano do eksploatacji w latach 50.–80. XX w. cztery (Łączany, Kościuszek, Dąbie, Przewóz), które jako jedyne stanowią zrealizowaną część dawnego programu kaskady górnej Wisły, a razem ze stopniem wodnym „Włocławek” na dolnej Wiśle część takiego



Ryc. 11.7. Regulacja koryta Wisły

Prace wykonane: a – przed 1850 r., b – w latach 1850–1900, c – 1900–1950, d – 1950–2000, e – lokalnie w różnych okresach, f – zapory wodne na Wiśle



Ryc. 11.8. Obwałowania koryta Wisły

Prace wykonane: a – przed 1800 r., b – w latach 1800–1850, c – 1850–1900, d – 1900–1950, e – 1950–2000, f – lokalnie w różnych okresach

programu dotyczącego całego biegu rzeki. Stopnie wodne w krakowskim odcinku Wisły to konstrukcje betonowe o wysokości piętrzenia 3–7 m.

11.4.2. Środkowa Wisła

Plany regulacji środkowej Wisły, chociaż opracowane dla wybranych fragmentów rzeki już w końcu XIX w., doczekały się częściowej realizacji dopiero po 1945 r. Według projektu J. Wierzbickiego (1985) regulacja całego biegu tego odcinka rzeki miała polegać na wytyczeniu trasy regulacyjnej o przebiegu meandrowym. Projekt ten nie został w pełni zrealizowany. Całkowicie zaniechano planowanej w latach 70. XX w. kaskadyzacji środkowego odcinka Wisły.

W środkowej Wiśle zmiany geometrii koryta, z uwagi na późno rozpoczęte i niekompletne prace regulacyjne, nie są tak znaczne jak w przypadku górnego biegu rzeki. W Małopolskim Przełomie Wisły zaznacza się nadal trwające wypływanie koryta, które od początku XX w. osiągnęło 1 m. W dalszym biegu rzeki, w rejonie Warszawy, koryto zostało już pogłębione, lokalnie o ponad 2 m (Łajczak 1995a). Obwałowanie rzeki zawęziło strefę zatapiania powodziowego, nie skróciło jednak czasu trwania tego zjawiska. Obecnie średni czas zatapiania międzywała Wisły w Zawichoście wynosi 26 dni w roku, a w Puławach 10 dni (Łajczak 2007). W tym odcinku dna doliny nie zdołano więc zmniejszyć ryzyka powodzi. W dalszym biegu środkowej Wisły czas zatapiania strefy międzywała także nie uległ większym zmianom. Długo trwający czas wylewów Wisły umożliwiła wzmożoną depozycję pozakorytową, zwłaszcza w dniu przełomowego odcinka doliny (Łajczak 1999).

11.4.3. Dolna Wisła

Ze względu na stopień zagospodarowania dolna Wisła składa się z czterech pododcinków: a – częściowo uregulowanego – powyżej Zbiornika Włocławskiego, b – zbiornika zaporowego Włocławek, c – częściowo uregulowanego – od stopnia piętrzącego we Włocławku do ujścia Tążyny, d – uregulowanego – poniżej ujścia Tążyny (Babiński 1990, Banach 1998). Prace regulacyjne na dolnej Wiśle rozpoczęto w latach 1835–1855, głównie na obszarze delty. Kompleksowa, pełna regulacja odcinka „d” koryta została wykonana w latach 1880–1892 po serii wielkich powodzi. Natomiast powyżej ujścia Tążyny, regulacja wykonana została fragmentarycznie, głównie w latach 60. XX w., a powyżej Płocka również w latach 80. tego stulecia. Regulacja doprowadziła do zwężenia i jednocześnie pogłębienia się koryta głównego. Między Modlinem a Płockiem (odcinek „a”) na zabudowę hydrotechniczną składają się przede wszystkim ostrogi i tamy równoległe na wklęsłych łukach koryta oraz przetamowania koryt bocznych. Odcinek koryta Wisły od Płocka do Włocławka został zamieniony w zbiornik retencyjny utworzony przez stopień wodny we Włocławku.

W XX w. w wymienionych pododcinkach Wisły zaszły następujące pionowe zmiany koryta rzeki (Łajczak 1995a): a – wypłylenie koryta poniżej ujścia Narwi (do ok. 0,7 m), a niżej nieznaczne pogłębienie, b – najpierw nieznaczne pogłębienie, a po 1969 r. wypłylenie, zwłaszcza w górnej części cofki, c – pogłębienie, nasilone po 1969 r., d – pogłębienie średnio do 1,0–1,5 m, tylko w pododcinku ujściowym zachodzi wypłylenie koryta (rozwój nowej delty, wydłużanie pododcinka koryta).

Stopień wodny „Włocławek” został zaprojektowany jako jeden z elementów kaskady dolnej Wisły, którą miało tworzyć od 7 do 9 zapór (Jędrysik, Rusak 1982). W ramach tego projektu w tym odcinku rzeki został oddany do użytku w 1969 r. tylko ten stopień wodny. Obiekt ten jest budowlą o długości 1200 m, składającą się z pięciu elementów: ziemnej zapory czołowej, jazu, elektrowni wodnej o mocy 160 MW, przepławki dla ryb, śluzy żeglugowej i zapory bocznej na lewym brzegu Wisły. Zapora o wysokości piętrzenia 11,3 m (674,85 km biegu Wisły) utworzyła największy w Polsce zbiornik retencyjny o powierzchni 75 km², długości 57 km, średniej szerokości 1,2 km, średniej głębokości 5,5 m; jest to drugi pod względem pojemności całkowitej zbiornik w kraju (po Solinie) – 408 hm³. Powierzchnia dorzecza zbiornika (po zaporę) wynosi 171 250 km² (Gierszewski 2018), co stanowi 55% terytorium Polski. Stopień wodny we Włocławku jest trzecim obiektem hydrotechnicznym na Wiśle pod względem wysokości piętrzenia, po zaporach Wisła Czarne i Goczałkowice.

Na częściowo uregulowanym, o zmiennej szerokości trasy regulacyjnej, odcinku koryta Wisły od zapory we Włocławku do ujścia Tążyny, funkcjonują ostrogi, przetamowania koryt bocznych oraz 8 tam podłużnych (Habel 2013). Szerokość trasy regulacyjnej dla pododcinka Wisły rozciągającego się od ujścia Tążyny do ujścia do morza została określona na 375 m, a początkowo do ujścia Drwęcy na 350 m. Regulację przeprowadzono za pośrednictwem ostróg rzecznych, głównie prostopadłych do brzegów koryta z prostym lub nieznacznie krętym przebiegiem trasy (Babiński, Habel 2012). Współczesne koryto dolnej Wisły na odcinkach uregulowanych ma szerokość 300–400 m, które za Z. Babińskim (1990) można nazwać korytem ograniczonego meandrowania. Prace regulacyjne przyczyniły się do transformacji koryta z roztokowego, z licznymi łachami piaszczystymi i kępami, w niemal prostoliniowy typ koryta z naprzemianległym układem łach skośnych. Transformacji koryta towarzyszyło obniżenie jego dna w strefie regulacyjnej, a także spłylenie obszarów między ostrogami, które z czasem przekształciły się w nowy poziom zalewowy. Transformacja ta następowała także dzięki zmianom w transporcie rumowiska klastycznego, w tym przede wszystkim rumowiska wleczonego. Warunki żeglugowe w uregulowanym pododcinku dolnej Wisły (poniżej ujścia Tążyny) zaczęły ulegać pogorszeniu po około 50 latach od rozpoczęcia głównych prac regulacyjnych, kiedy po uformowaniu się nowego poziomu zalewowego coraz bardziej utrudniona stawała się akumulacja nadmiaru rumowiska wleczonego, dostarczanego z wyżej położonego pododcinka koryta rzeki, gdzie następuje pogłębianie koryta poniżej zapory Zbiornika Włocławskiego.

11.4.4. Funkcje urządzeń piętrzących Wisłę – zmiany w odpływie

Zapory wodne na górnej Wisłę (Wisła Czarne, Goczałkowice) należą do wielofunkcyjnych. Celem pierwszego z tych obiektów jest wyrównywanie przepływów Małej Wisły dla potrzeb wodociągu Wisła–Ustroń–Goleszów oraz ochrona przed powodzią doliny rzeki w obrębie Wisły i Ustronia. Funkcją drugiego obiektu jest wyrównywanie przepływów rzeki dla potrzeb grupowego wodociągu Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego, z zapewnieniem stałego przerzutu wody do pobliskich stawów rybnych, a także ochrona doliny przed powodzią (Hennig i in. 1991). Średni przerzut wody ze zbiornika Goczałkowice do Katowic wynosi $4,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Roszkowski 1991), czyli ponad połowę średniego przepływu Wisły powyżej zbiornika. Zbiorniki zaporowe Wisła Czarne i Goczałkowice dysponują rezerwą powodziową – odpowiednio 2,1 i $45,4 \text{ hm}^3$ (Roszkowski, Hennig 1991); drugi z tych zbiorników skutecznie spełnia funkcję przeciwpowodziową, obniżając w przekroju zaporowym przepływ $750 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ do $22 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, co jest jednym z elementów osłony przeciwpowodziowej Krakowa (Hennig i in. 1991, Punzet 1991).

Zadaniem planowanej w przeszłości kaskady górnej Wisły poniżej ujścia Przemyszy, gdzie brano pod uwagę budowę 16 niskich stopni wodnych (Jędrzyk, Rusak 1982, Hennig 1991), miało być m.in. przygotowanie rzeki do roli drogi wodnej. Koncepcja ta częściowo nawiązywała do idei utworzenia Kanału Małopolskiego, w zmieniającym się zakresie formułowanej w pierwszych czterech dekadach XX w. Obecnie Wisła jest przygotowana do pełnienia roli drogi wodnej tylko w rejonie Krakowa w obrębie podpiętrzeń stopni wodnych Łączany, Kościuszko, Dąbie, Przewóz. Innym celem pierwszego z tych obiektów, piętrzącego Wisłę do 7 m, było zaopatrywanie w wodę elektrowni w Skawinie. Ten stopień wodny jest połączony z elektrownią kanałem Łączany–Skawina, który według założeń miał ułatwiać dostawę węgla kamiennego z Górnego Śląska. Zadaniem stopnia wodnego Dąbie w centrum Krakowa jest także wyhamowanie erozji wgłębnej w korycie Wisły.

Stopień wodny we Włocławku w planach miał być obiektem wielozadaniowym, spełniającym funkcję energetyczną, żeglugową i przeciwpowodziową, miał także stanowić źródło zaopatrzenia w wodę dla rolnictwa i przemysłu. Obecnie jest on wykorzystywany przede wszystkim w celach energetycznych. Mniejsze znaczenie ma funkcja rekreacyjna i w niewielkim zakresie, z powodu małej pojemności użytkowej zbiornika, funkcja przeciwpowodziowa.

Funkcjonowanie stopnia wodnego we Włocławku w zróżnicowanym stopniu wpłynęło na transformację przepływów Wisły. W związku z małą pojemnością retencyjną zbiornika oraz jego hydroenergetyczną funkcją przebieg średnich miesięcznych przepływów poniżej zapory nie uległ zmianie w stosunku do rzeki powyżej cofki. Te same przyczyny są powodem bardzo ograniczonego oddziaływania zbiornika na redukcję przepływów wezbraniowych. Podporządkowanie przepływu wody funkcji hydroenergetycznej stopnia wodnego spowodowało również niewielkie obniżenie przepływów niżówkowych. Praca hydroelektrowni w systemie szczytowym była do 2002 r. przyczyną dużego przekształcenia cech

charakteryzujących zmienność przepływu. Zwiększyła się liczba okresów o przepływach większych i mniejszych od przepływów granicznych wyznaczonych w oparciu o wartości 75 i 25 percentyla. Wyraźnie większe było również tempo wzrostów i spadków przepływu oraz liczba zmian tendencji przepływu w ciągu roku. Zmiana sposobu eksploatacji hydroelektrowni na przepływowo-interwencyjny wpłynęła na zmniejszenie stopnia transformacji większości cech reżimu przepływu Wisły poniżej stopnia wodnego (Gierszewski 2018).

11.5. Zmiany układu i kształtu koryta Wisły w ostatnich 250 latach

Na rozwój koryta Wisły w ciągu ostatnich 250 lat wpływ wywierały zmiany w transporcie materiału klastycznego związane z rozpoczęciem wcześniej wylesianiem obszarów źródłowych dopływów i zwiększaniem areалу upraw roślin okopowych, a także w wyniku zmian klimatu (mała epoka lodowa) (Falkowski 1967, Sokołowski 1982, Łajczak 1995a, Pożaryski, Kalicki 1995). Istotny okazał się także upadek tzw. małej retencji w dorzeczu (Falkowski 1967), co było jednym z czynników zwiększających dynamikę szybkiego odpływu powierzchniowego. Od XIX w. zmiany w układzie koryta Wisły były również związane z szybką urbanizacją i industrializacją niektórych obszarów w dorzeczu – i przede wszystkim z rozpoczętą wtedy regulacją koryta rzeki i jej dopływów, zwłaszcza karpackich (Babiński, Klimek 1990, Macklin, Klimek 1992, Łajczak 1995a, 2006, Łajczak i in. 2006, 2008, Babiński 2009, Babiński i in. 2010). Bezpośredni wpływ człowieka na modelowanie koryta Wisły rozpoczął się w tamtym stuleciu jako efekt prób jego udroźnienia poprzez prace regulacyjne, mające na celu uszlusowanie rzeki jako planowanej drogi wodnej. Po 1945 r. zapoczątkowano kaskadyzację Wisły, projekt ten jednak został częściowo zrealizowany. Skutki zmian w pokryciu i użytkowaniu ziemi w dorzeczu zaznaczyły się w całym biegu koryta Wisły. Efekty prac regulacyjnych koryta rozpoczętych wzdłuż Wisły w różnym czasie i przeprowadzonych w zróżnicowanym zakresie nie uwidoczniły się w tym samym stopniu w górnym, środkowym i dolnym biegu rzeki.

11.5.1. Górna Wisła

Wisła na przedpolu Karpat była do XVI w. na całej długości rzeką o krętym korycie. Krętość Wisły była, podobnie jak współcześnie, największa w Kotlinie Oświęcimskiej i zmniejszała się w kierunku ujścia Sanu. Uwarunkowania antropogeniczne i klimatyczne w czasie małej epoki lodowej doprowadziły do zasadniczych zmian w ukształtowaniu i biegu koryta rzeki (Łajczak 1995a). W wyniku wzrostu dynamiki odpływu promień meandrów Wisły zwiększył się około dwukrotnie do 100 m koło Goczałkowic, 400 m poniżej ujścia Soły, 600 m w rejonie Krakowa, 1300 m poniżej ujścia Dunajca i 1700 m poniżej ujścia Wisłoki. W podobnym zakresie zwiększyła się szerokość koryta rzeki, która osiągnęła we wspomnianych jego fragmentach odpowiednio: 20 m, 80 m, 100 m, 200 m, 300 m. Średnia

głębokość koryta zmniejszyła się o 1/3–1/2 odpowiednio do: 1,5 m, 2,0 m, 2,5 m, 2,0 m, 2,0 m. Uformowane zostało szerokie i płytkie kręte koryto Wisły z licznymi odsypami, udokumentowane na mapach z lat: 1737, 1779–1782, 1785, 1804, 1810, 1817, 1839, 1855, a także pokazane na ilustracjach dawnego Krakowa (np. rozległa łąka pod Wawelem przy rozwidleniu dwóch dawnych odnóg rzeki: Starej Wisły i Zakazimierki – panorama Krakowa z 1604 r.). W wyniku częstych (zanotowanych zwłaszcza od schyłku XV w.) wielkich wezbrań na górnej Wiśle większość dawnych zakoli rzeki poniżej ujścia Dunajca została odcięta i całkowicie wypełniona osadami, czego konsekwencją była zamiana tego odcinka rzeki z meandrowego na lekko kręte (Sokołowski 1982, Łajczak 1995a). W innych fragmentach Wisły, w rozszerzeniach doliny, uformowane zostały relatywnie duże zakola, np. w Kotlinie Oświęcimskiej powyżej ujścia Pszczyńki, koło Spytkowic, w Bramie Krakowskiej poniżej Piekar, w Kotlinie Sandomierskiej koło Słupca.

Do XIX w. koryto Wisły do ujścia Raby zachowało bardzo kręty bieg. Pod tym względem wyróżnia się odcinek rzeki w Kotlinie Oświęcimskiej, gdzie w XVIII w. jej krętość przekraczała 200%, co uwarunkowane jest subsydencją podłoża południowej części kotliny (koryto anastomozujące Wisły obecnie w zasięgu cofki Zbiornika Goczałkowickiego), a także stabilnym zasilaniem rzeki wodami gruntowymi wysączającymi się z plejstoceniowego stożka napływowego Wisły oraz ze stożków Iłownicy, Białej Bielskiej i przede wszystkim z rozległego stożka Soły. Do chwili obecnej także w Kotlinie Sandomierskiej fragmenty koryta Wisły sąsiadujące ze stożkami napływowymi Raby i Dunajca mają większą krętość niż sąsiednie odcinki rzeki.

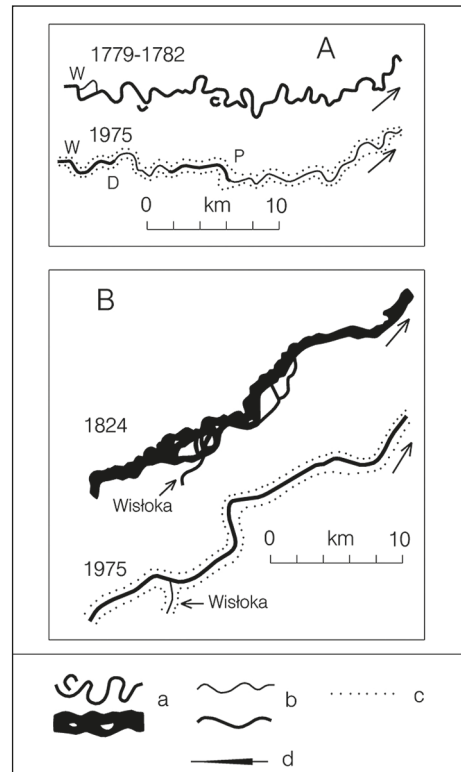
W wyniku zapoczątkowanej w drugiej połowie XIX w. regulacji koryta górnej Wisły zaszły duże zmiany w jego ukształtowaniu (Łajczak 1995a). Koryto zostało skrócone o 19,4% (na odcinku od Goczałkowic do ujścia Sanu z 370 km do 298 km), z czego w Kotlinie Oświęcimskiej o 34,3 km i w Kotlinie Sandomierskiej o 35,5 km (Trafas 1992, Czaja i in. 1993, Łajczak 1995a, 1999). Koryto zostało na przeważającej długości pogłębione, w odniesieniu do wcześniej wskazanych fragmentów koryta o: 3,5 m, 3,0 m, 3,5 m, 2,5 m, 1,0 m. Lokalne wypłycenie koryta o 1,5 m nastąpiło tylko powyżej ujścia Przemszy. Szerokość koryta została zmniejszona od dwóch do sześciu razy i jest zbliżona lub nieco większa niż przed XVI w. Miąższość osadów zakumulowanych w wyniku sedymentacji przykorytowej łącznie z osadami budującymi wały przykorytowe generalnie wzrasta z biegiem górnej Wisły, do ujścia Dunajca, do około 3 m, a dalej maleje do 1,5 m. Koryto uzyskało skrzynkowy profil poprzeczny ułatwiający większą prędkość przepływu, co umożliwia transport materiału klastycznego na większe odległości i jednocześnie kontynuację erozji wgłębnej w korycie. Lokalnie zmiany w ukształtowaniu koryta wywołuje spiętrzenie wód przez stopnie wodne i w większym stopniu przez zaporę w Goczałkowicach. Pomimo zasygnalizowanych zmian koryto górnej Wisły należy uznać za kręte (spadek od końca XIX w. ze 148% do 126%). Rozmiary skrócenia i zwężenia koryta Wisły na skutek prac regulacyjnych ilustrują przykłady z okolic ujścia Raby i Wiśluki (ryc. 11.9), a zmiany w jego profilu poprzecznym przykłady z posterunków wodowskazowych w Goczałkowicach

i Sandomierzu (ryc. 11.10). W karpacim odcinku Wisły, pomijając zmiany powstałe w wyniku wybudowania zapory Wisła-Czarne, antropogeniczne przekształcenia koryta należy uznać za niewielkie.

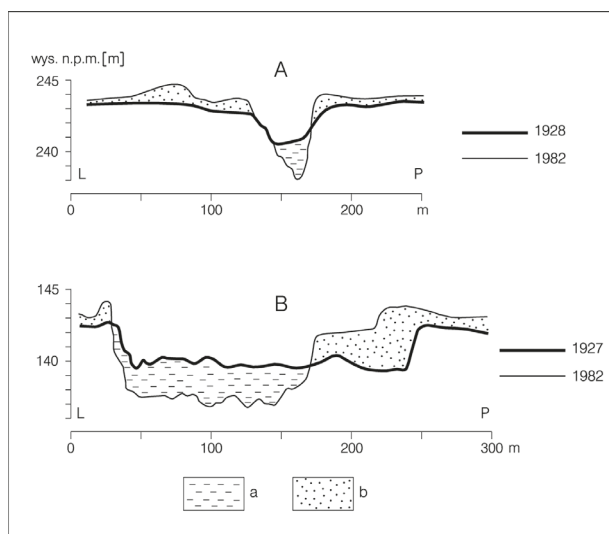
11.5.2. Środkowa Wisła

Morfologia koryta środkowej Wisły ulegała, udokumentowanym kartograficznie w XIX i XX w., etapowym zmianom po wielkich powodziach oraz w wyniku prac regulacyjnych prowadzonych w górnym odcinku Wisły i w dolnych odcinkach dopływów karpaccich, a od XX w. także w Wiśle poniżej ujścia Sanu. Zmiany w korycie początkowo zaznaczały się wielkością ziaren deponowanych osadów, a następnie zmianą jego rozwinięcia z krętego głębokiego w szerokie płytkie (Falkowski 1967, 1982). Rzeka osadzała łachy, tworzyła wyspy, szeroko się rozlewała. Meandrująca od początku holocenu Wisła w jej środkowym biegu przekształciła się na przełomie XVIII i XIX w. w rzekę roztokową; w odcinku przełomowym przez Wyżyny Polskie szerokość koryta meandrowego wynosiła około 150 m, a później roztokowego 850 m. Przeciążona rumowiskiem roztokowa Wisła wciąła się na przełomie XVIII i XIX w. w powierzchnię równiny zalewowej, uformowanej przez rzekę meandrującą, budując najmłodszy element dna doliny – terasę współczesną (Falkowski 1967). Późniejsza agradacja w korycie spowodowała podniesienie szerokiej strefy korytowej, w przełomie szacowana średnio na 1,2 m, co wywołało w warunkach średnich i niskich stanów wody w Wiśle utrudnienia w bocznym dopływie wód. Strefy zatorogenne w korycie środkowej Wisły (zatory lodowe) pokrywają się z miejscami, gdzie podłoże budują utwory skalne o większej odporności na rozmywanie (Falkowski, Popek 2000, Falkowski 2007).

Zabudowa koryta Wisły systemem ostróg, tam podłużnych i przetamowań doprowadziła do zwężenia koryta średniej wody, co ilustruje przykład z okolic



Ryc. 11.9. Zmiany biegu koryta Wisły poniżej centrum Krakowa (A) i poniżej ujścia Wisłoka (B) w wyniku prac regulacyjnych (wg Łajczak 1995a)
 a – koryto Wisły według mapy z lat 1779–1782 (A) i z 1824 r. (B), b – aktualny bieg koryta, c – wały przeciwpowodziowe, d – spiężenia Wisły powyżej stopni wodnych: D – Dąbie, P – Przewóz, W – Wawel



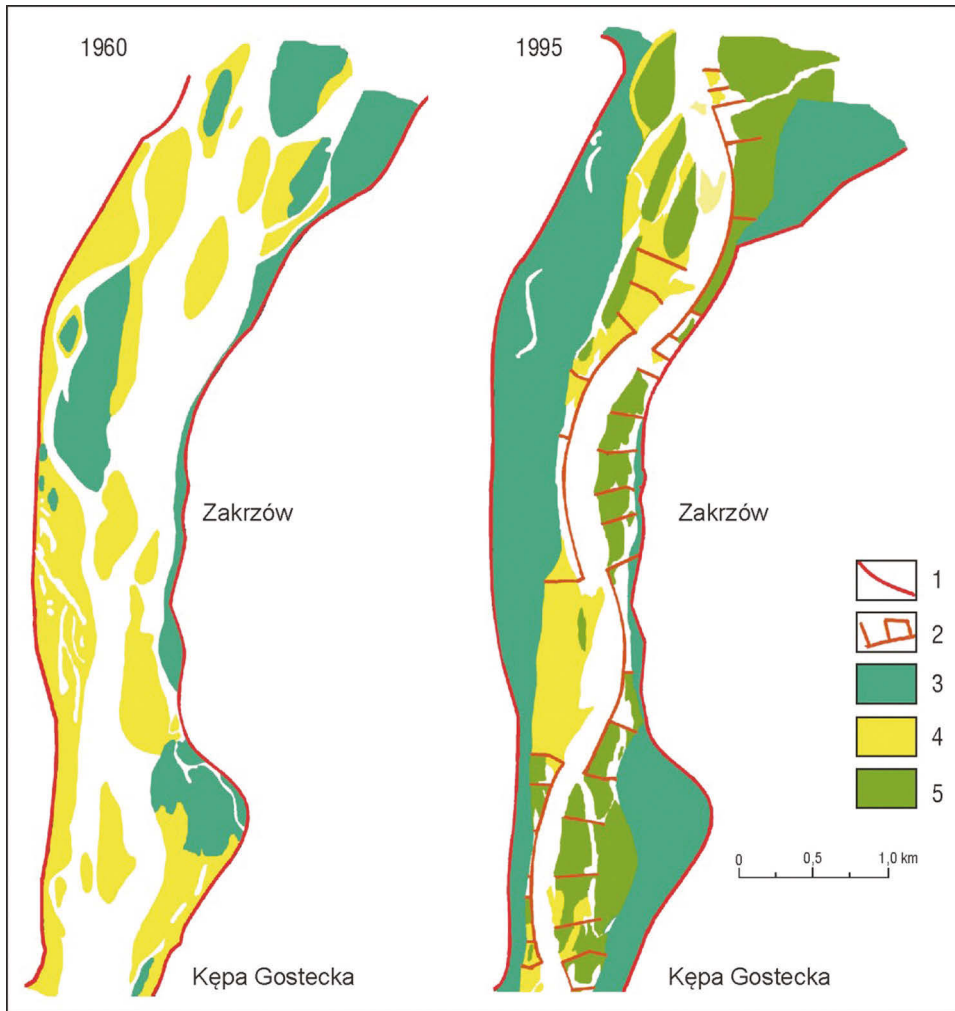
Ryc. 11.10. Zmiany profilu poprzecznego koryta Wisły w sąsiedztwie posterunku wodowskazowego w Goczałkowicach (A) i Sandomierzu (B) w wyniku prac regulacyjnych (wg Łajczak 1995a)

Podano lata, kiedy była wykonana pierwsza i ostatnia niwelacja koryta (przed 1995 r.). Brzegi rzeki: L – lewy, P – prawy. a – pogłębienie koryta, b – nadbudowanie brzegów koryta i równiny zalewowej

Zakrzowa (ryc. 11.11). Szerokość trasy regulacyjnej wynosi przeciętnie od 150 m do 250 m. Jednocześnie zbudowanie wałów przeciwpowodziowych, których przebieg pokrywa się w zasadzie z granicą współczesnej terasy zalewowej, spowodowało podniesienie poziomu przepływu wielkich wód. Zmiany te wyeksponowały znaczenie dla współczesnej morfogenezy doliny Wisły ukształtowania powierzchni podłoża aluwioów. Występowanie w korycie naturalnych, związanych z budową geologiczną, tendencji do koncentracji linii nurtu wielkich wód jest przyczyną powtarzających się awarii budowli regulacyjnych i ochrony przeciwpowodziowej. Przerwania wałów, jakie miały miejsce w czasie powodzi w 2010 r., nastąpiły w miejscach, gdzie powierzchnia równiny zalewowej nosi ślady erozji skoncentrowanych przepływów z okresu przed wybudowaniem wałów (Wierzbicki i in. 2018).

W korycie środkowej Wisły wyróżnia się odcinek Wisły warszawskiej – od Siekierok do Łomianek, gdzie podłoże aluwioów tworzy wydłużoną kulminację (Falkowski 1990, 2006, 2007, Falkowski, Ostrowski 2015). Na odcinku zwężenia holocenińskiej równiny zalewowej, nazywanej gorsetem warszawskim, między Portem Praskim a Portem Żerańskim, trudno rozmywalne ility pliocenińskie przykryte rezydualnym brukiem odsłaniają się w dnie koryta, np. w tzw. progu żoliborskim, gdzie tworzy się bystrze, stanowiące utrudnienie dla żeglugi od XVII w. (Kowalski i in. 2018).

Regulacja koryta poniżej przełomu przez Wyżyny Polskie, która prowadzona była odcinkowo, spowodowała ograniczenie swobody procesów fluwialnych.



Ryc. 11.11. Zmiany koryta i równiny zalewowej w międzywalu Wisły w przełomie przez Wyżyny Polskie koło Zakrzowa związane z regulacją rzeki
 a – wały przeciwpowodziowe, b – inne konstrukcje regulacyjne, c – odsypy zarośnięte przed 1960 r. (kępy) i w 1995 r., d – odsypy aktywne, e – odsypy zarośnięte po nowych pracach regulacyjnych. Rycina pokazuje, jak dużej stabilizacji uległa strefa międzywala Wisły

Szerokość trasy regulacyjnej stanowi na niektórych odcinkach tylko 1/3 szerokości koryta średniej wody sprzed regulacji, a w innych odcinkach rzeki przekracza nawet 1,5 km. W rejonie Warszawy regulacja doprowadziła do zwężenia koryta z około 340 do 220 m, co razem z eksploatacją kruszywa z dna koryta spowodowało obniżenie dna, szacowane dla rejonu wodowskazu Nadwilanówka na ponad 2 m w ciągu 62 lat (Łajczak 1995a, Żelaziński i in. 2005).

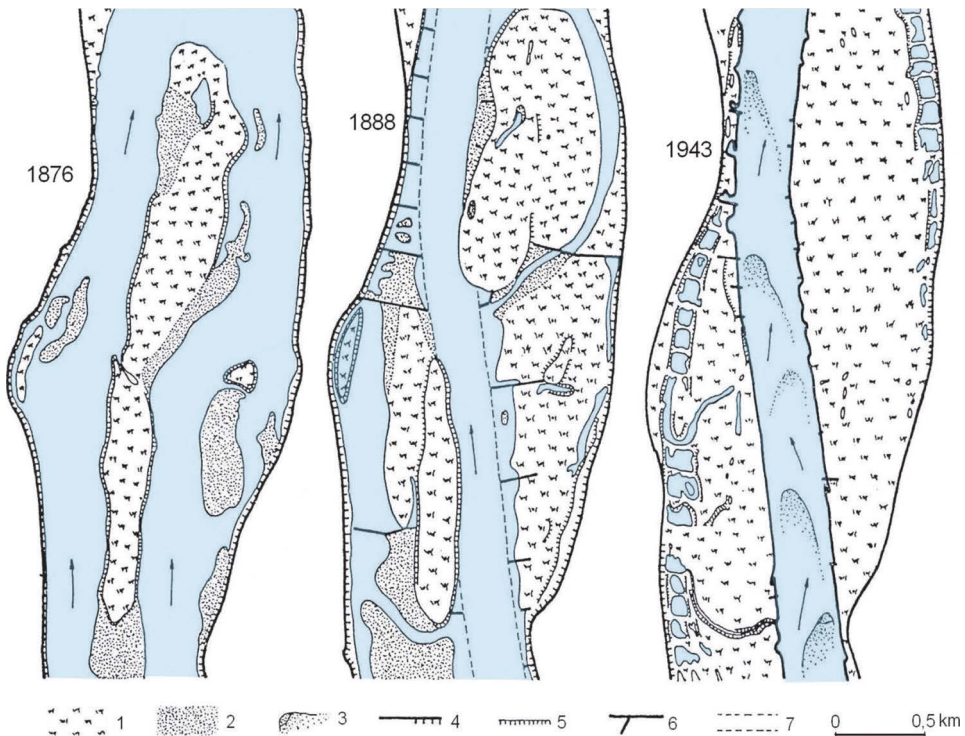
11.5.3. Dolna Wisła

Zmiany w pokryciu i użytkowaniu ziemi w dorzeczu Wisły zapoczątkowane jeszcze przed XIX w. skutkowały wzrostem wielkości i częstotliwości wezbrań oraz wzmoczoną dostawą materiału ze stoków do koryt cieków, co jeszcze w dolnym biegu rzeki dawało impuls do transformacji koryta w roztokowe. Stawało się ono coraz szersze, z licznymi łachami piaszczystymi (mieliznami), oddzielonymi ramionami bocznymi. Ten typ koryta dolnej Wisły zachował się do chwili obecnej powyżej Zbiornika Włocławskiego. Na skutek tej transformacji Wisła, uznawana w średniowieczu za czołową europejską rzekę żeglowną, z czasem zatraciła swoje znaczenie. Odwrócenie się od Wisły jako szlaku żeglugowego nastąpiło z chwilą zastosowania silników parowych, które dawały statkom większe zanurzenie, co wraz ze spływaniem się koryta coraz bardziej utrudniało nawigację. Do czasu przeprowadzenia szerszej zakrojonych prac regulacyjnych w XIX w. koryto dolnej Wisły miało charakter młodej rzeki roztokowej, której dolina wykorzystywała starsze formy o genezie glacialnej (Falkowski 1975). Nieco inny pogląd wyrazili Z. Babiński i K. Klimek (1990), którzy stwierdzili, że w odcinku rzeki od Warszawy do Torunia koryto wykazywało wtedy cechy roztokowo-anastomozujące. Przeważały odcinki charakterystyczne dla krętej rzeki roztokowej o bardziej lub mniej rozwiniętej roztokowości. Wielokorytowy system anastomozujący, który tworzyły zazwyczaj 2 lub 3 koryta, funkcjonował natomiast lokalnie.

Rozwój koryta dolnej Wisły po regulacji przeprowadzonej w byłym zaborze pruskim w latach 1835–1907 był przedmiotem opracowań A. Tomczak (1971), L. Koca (1972), J. Makowskiego (1997) oraz L. Andrzejewskiego i W. Juśkiewicza (2003). Plany regulacyjne zakładały skanalizowanie nurtu w głównym korycie roztokowym Wisły przez budowę tam bocznych, a także odcięcie opaskami zasilania w korytach bocznych. Plany regulacyjne wielokorytowego systemu anastomozującego Wisły, ustalone na niską wodę roczną, zakładały utworzenie koryta rzecznego o szerokości 375 m i głębokości przy najniższych stanach wody 1,3 m. Założenia te, mimo wykonania na wielką skalę kosztownych prac regulacyjnych, nie zostały zrealizowane. Po przeprowadzeniu w XIX w. i w różnych latach XX w. regulacji koryta dolnej Wisły układ roztokowo-anastomozujący podlegał w różnym stopniu przekształceniu. Tam, gdzie regulacja została przeprowadzona częściowo, np. poniżej Warszawy, układ roztokowo-anastomozujący przetrwał do dzisiaj. Poniżej zapory we Włocławku przekształcenia koryta są bardzo duże. Badania Z. Babińskiego (1992, 2002), a ostatnio również B. Habla (2013) wykazały, że roztokowo-anastomozujące koryto przekształciło się na odcinku 20 km poniżej zapory (Włocławek–Bobrowniki) w koryto o przebiegu wyprostowanym. Poniżej Bobrownik zachowało ono charakter roztokowy, a podczas wysokich stanów wody anastomozujący. W związku z tym, że poszczególne koryta są oddzielone wyspami, a nie jak w przypadku rzek typu anastomozującego – głównie obszarami międzykorytowymi, to zdaniem Gierszewskiego i in. (2015) bardziej trafne jest zaklasyfikowanie odcinków Wisły powyżej cofki zbiornika i poniżej zapory we Włocławku do rzek o korycie typu rozgałęzionego. Od ujścia Tążyńny aż do

morza, czyli na całym uregulowanym w XIX w. odcinku dolnej Wisły, już od początku XX w. funkcjonuje koryto o niemal prostoliniowym przebiegu, o krętym przebiegu nurtu w czasie niskich stanów wody, z naprzemianległym układem łach skośnych i plos. Zmiany w układzie koryta Wisły koło Torunia, jakie się dokonały w ostatnich 140 latach, ilustruje rycina 11.12.

Pomimo utworzenia, w wyniku regulacji, jednokorytowego układu fluwialnego nie udało się skanalizować przepływu w korycie głównym. Wisła nadal dąży do wielonurtowego układu koryta, czego efektem są tworzące się i przemieszczające z biegiem rzeki odsypy centralne. Piaszczyste odsypy wynurzają się podczas niskich stanów wody, co uwidacznia podział przepływu rzecznego na przynajmniej dwa nurty. Drastyczne zmiany w korycie Wisły poniżej stopnia wodnego Włocławek można określić jako jego nieodwracalną degradację, co uwidacznia się



Ryc. 11.12. Zmiany typu koryta Wisły w rejonie Torunia (Brzoza Toruńska) w ostatnich 140 latach, spowodowane pracami regulacyjnymi (wg Koca 1972, uzupełnienia Babińskiego 1992)

1876 – koryto rozłokowo-anastomozujące o szerokości do 2 km, 1888 – koryto w początkowej fazie poregulacyjnej, z wyznaczoną trasą regulacyjną o szerokości 350 m, 1943 – koryto uregulowane, proste, o wymuszonej erozji dennej, z naprzemianległym układem łach skośnych. Taki układ koryta jest zachowany do chwili obecnej. 1 – równina zalewowa i wyspy, 2 – odsypy przykępowe, 3 – łachy skośne, 4 – krawędź doliny rzecznej, 5 – strome krawędzie wysp, 6 – ostrogi poprzeczne i podłużne, 7 – przebieg trasy regulacyjnej

w postaci zaniku piaszczysto-żwirowych łach zastępowanych przez gliniasto-kamienisto-ilaste dno koryta.

11.5.4. Akumulacyjne i erozyjne efekty urządzeń piętrzących Wisłę

Urządzenia piętrzące wody Wisły wywołują wymuszoną sedymentację osadów na odcinku cofki zbiornika, najbardziej nasiloną poniżej ujścia rzeki, gdzie tworzy się delta, a w sytuacji długiego funkcjonowania zbiorników także powyżej cofki – efekt retrogradacji osadów (Łajczak 1995b, 1996, 1999). Zmianom ulega także morfologia brzegów zbiorników, gdzie tworzą się klify i platformy abrazyjne, a lokalnie uaktywniają osuwiska. Poniżej urządzeń piętrzących stwierdza się natomiast erozję koryta rzeki, której w dalszym jej biegu towarzyszy nasilona aggradacja materiału. Te zmiany w korycie Wisły, prowadzące do jego wypłykania lub pogłębiania, a także na zboczach doliny, są łatwe do zauważenia w przypadku zbiorników funkcjonujących pojedynczo: Wisła–Czarne i Goczałkowice (Łajczak 1995b, 1996, 1999), a zwłaszcza w przypadku zbiornika Włocławek (Banaś 1988, 1994, Babiński 1992, 2002, 2013, Habel 2013, Gierszewski 2018). Natomiast w odniesieniu do krakowskiego odcinka Wisły, objętego zabudową kaskadową, efekty erozyjne poniżej stopni wodnych są niwelowane akumulacją materiału w kolejnym obiekcie.

W zbiorniku Wisła–Czarne, którego zlewnia (30 km²) zajmuje zachodnie stoki Baraniej Góry, formowane są dwa stożki napływowe – Białej Wisielki i Czarnej Wisielki, zbudowane z gruboziarnistego materiału. Na brzegach zbiornika widoczne są klify, a podczas obniżonego zwierciadła wody wąskie platformy abrazyjne. Pogłębianiu żwirowego koryta Małej Wisły aż do wylotu z Karpat (do Ustronia) przeciwdziałają betonowe progi.

Zbiornik Goczałkowice, zasilany głównie przez Małą Wisłę (532 km²), podlega powolnemu zamulaniu w wyniku akumulacji zawiesiny oraz bardziej gruboziarnistego materiału rozprowadzanego wzdłuż zatopionej strefy międzywala. Przyrost osadów budujących deltę Wisły jest bardzo powolny w porównaniu z innymi zbiornikami w polskich Karpatach (Łajczak 1988, 1995b, 2003a). Rozległe obszary dna tego płytkiego zbiornika pokrywają osady ilasto-pylaste (Bombówna 1962, Cyberski 1973), które ze względu na orientację W–E czaszy oraz dominujące wiatry zachodnie, łatwo ulegają resuspensji i redepozycji. Rozmywane są także zatopione odcinki wałów przeciwpowodziowych. Skutkuje to częstym występowaniem lat z ujemnym bilansem osadów w czaszy zbiornika, w wyniku czego jego aktualna pojemność jest minimalnie mniejsza od pojemności początkowej (Łajczak 1995b, 1999). Podmywaniu północnego zbocza doliny, zbudowanego z lessów, przeciwdziałają wyłożone płyty betonowe. Ustalenie tempa erozji wgłębnej koryta Wisły poniżej zapory tylko w wyniku oddziaływania tego obiektu hydrotechnicznego nie jest możliwe, gdyż pogłębianie koryta meandrującej rzeki na skutek wcześniej rozpoczętych prac regulacyjnych notuje się już od końca XIX w. (Łajczak 1995a).

Rozpoznanie procesów akumulacyjnych i erozyjnych jest bardziej zaawansowane w Zbiorniku Włocławskim na dolnej Wiśle. Zainteresowanie tym obiektem

wodnym, jako funkcjonującym pojedynczo na długim odcinku Wisły, jest spowodowane: znacznymi rozmiarami sedymentacji materiału w czaszy, a szczególnie przy ujściu Wisły, nasiloną erozją koryta poniżej zapory, zagrożeniem powodziami zatorowymi w obrębie wypłyconej części zbiornika. Zmniejszająca się w kierunku zapory prędkość przepływu wody powoduje, że w górnej części zbiornika Włocławek akumulowana jest cała ilość wprowadzanego przez Wisłę materiału wleczonego i toczonego w formie piaszczysto-żwirowej delty stożkowej. Zbiornik zatrzymuje również około 25–40%, a w niektórych sytuacjach hydrologicznych nawet 70% materiału unoszonego, który, opadając, tworzy mułkowo-ilaste osady w dolnej – jeziornej części zbiornika. Przeciętny udział frakcji mułkowej w osadach dennych wynosi aż 67%. Zawartość dwóch pozostałych frakcji podstawowych: piaszczystej i ilastej wynosi odpowiednio 25,9% i 7,1%. Źródłem dostawy materiału do zbiornika jest również jego strefa brzegowa, która jest modelowana przez abrazję, co uwidacznia się jako osuwanie i obrywy. Szczególnie intensywnie jest modelowany prawy, wysoki brzeg zbiornika. Długość aktywnych klifów wynosi tam łącznie 1,2 km, gdzie osuwiska zajmują około 1 km brzegu. Odcinki abrazyjne stanowią ponad 58% długości prawego brzegu, a akumulacyjne 3,7%. Na niskim lewym brzegu zbiornika odcinki abrazyjne zajmują 41% jego długości, a akumulacyjne 5,2% długości (Banach 1988, 1994). Zimą czynnikiem niszczącym brzegi zbiornika jest pokrywa lodowa, która w wyniku termicznej rozszerzalności spiętrza materiał budujący brzeg w formę wału, którego wysokość może osiągać nawet 1,5 m (Gierszewski 1988).

Zbiornik Włocławek należący do typu zbiorników zaporowych o niewielkiej głębokości i szybkiej wymianie wody, charakteryzuje się bardzo dużym zróżnicowaniem środowisk sedymentacyjnych. Duża dynamika wody, spowodowana falowaniem i cyrkulacją wiatrową, jest przyczyną resuspensji i redepozycji zakumulowanych wcześniej osadów mułkowych i mułkowo-piaszczystych. W ogólnym zarysie rozmieszczenie osadów w zbiorniku Włocławek odzwierciedla typowy dla większości zbiorników podział na strefę gruboziarnistej akumulacji rzecznej i drobnoziarnistej jeziornej. Zróżnicowanie głębokości oraz morfologii dna zbiornika, a także duża dynamika wody uwarunkowana przepływem rzeczny i wiatrową cyrkulacją prądową wpływa na niestabilność warunków sedymentacji. Tylko na niewielkim obszarze dna zbiornika (ok. 5% powierzchni) panują warunki odpowiednie dla trwałej akumulacji osadów. Niewielkie powierzchnie, gdzie taka akumulacja jest możliwa, ograniczone są do izolowanych przegłębień w jeziornej części zbiornika. Dominują natomiast warunki typowe dla środowisk przemieszczania się (transportu) osadów (ok. 70% powierzchni dna) oraz erozji (25%) (Gierszewski i in. 2006, Gierszewski 2018). Wyniki obliczeń modelowych wykazały, że w warunkach sztormowych (prędkość wiatru $> 15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) resuspensji może podlegać osad zalegający nawet na głębokości 8 m. Oznacza to, że w takich warunkach redepozycji podlegają osady mułkowo-piaszczyste zalegające na około 40% powierzchni dna jeziornej części zbiornika (Gierszewski 2018).

Deficyt rumowiska rzeczny spowodowany jego akumulacją w zbiorniku, w połączeniu z dużą zmiennością przepływów, a więc również jednostkowej mocy

strumienia, prowadzi do intensywnej erozji koryta Wisły poniżej zapory. Zmiany średnich głębokości koryta w przekrojach poprzecznych po 40 latach funkcjonowania zapory wskazują na jego jednokierunkowy rozwój. Z jednej strony pogłębianiu podlegało koryto główne w tempie $8,6 \text{ cm}\cdot\text{a}^{-1}$, a z drugiej zachodził proces wypełniania materiałem koryt bocznych i przestrzeni między ostrogami. W bliskim sąsiedztwie stopnia wodnego średnia głębokość koryta zwiększyła się przeciętnie o 3,5 m, a na dalszych 10 km rzeki o 2,1 m. We Włocławku (5–10 km poniżej zapory) koryto uległo zwężeniu o 40% w ciągu ponad 40 lat (Habel 2013). Średnie tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej wynosiło od 0,4 do $8 \text{ km}\cdot\text{a}^{-1}$ na rok i przekroczyło już Toruń (Babiński 2002, 2013). Bezpośrednio poniżej strefy erozyjnej rozciąga się na 7–11 km długości odcinek o charakterze akumulacyjnym (Babiński 2002).

11.6. Transport i sedymentacja materiału w Wiśle

11.6.1. Relacje między rozmiarami transportu materiału wlezonego, unoszonego i rozpuszczonego

Materiał transportowany przez Wisłę obejmuje trzy składowe: materiał wleczony (frakcje piasku i grubsze) – przenoszony głównie w przydennej części rzeki, materiał unoszony (zwykle frakcje pylasta i ilasta) – przenoszony w całej masie wody, materiał rozpuszczony – także przenoszony w całej masie wody. Część materiału frakcji piaszczystej, a w wyjątkowych sytuacjach także żwirowej, podczas wezbrań może być przemieszczana jako materiał unoszony. Relacje między rozmiarami wymienionych form transportu materiału są zróżnicowane z biegiem Wisły i zależą od litologii i energii rzeźby poszczególnych fragmentów dorzecza, nasilenia erozji w ich obrębie, a przede wszystkim od możliwości dostawy materiału przez dopływy. Tylko w górskiej części dorzecza Wisły przeważa transport w postaci mechanicznej (materiał unoszony i wleczony) nad transportem roztworów. Na obszarach wyżynnych i nizinnych dorzecza transport roztworów jest już kilkakrotnie większy od transportu cząstek przenoszonych mechanicznie (Maruszczak 1984, Łajczak 1999, Ciupa i in. 2017a,b).

Proporcje między wielkością wymienionych form transportu materiału na obszarze dorzecza Wisły nie zawsze odpowiadają strukturze transportu w rzece głównej. Ta z uwagi na jej główne źródło zasilania w wodę i transportowany materiał pochodzący z Karpat oraz z erozji jej koryta, w przewodzie przenosi materiał klastyczny. W górskim odcinku Wisły oraz w jej biegu na przedpolu Karpat materiał unoszony stanowi przeważającą część całkowitego ładunku materiału klastycznego (Brański, Skibiński 1968, Cyberski 1973, 1983, Cyberski, Pasternak 1973, Brański i in. 1980, Łajczak 1999, Ciupa i in. 2017a). Opinie na temat relacji między rozmiarami transportu materiału wlezonego i unoszonego w środkowym i dolnym biegu Wisły przez wiele lat były rozbieżne (Brański, Skibiński 1968, Skibiński 1976, Manthey, Gilewski 1980), jednak obecnie panuje opinia udokumentowana pomiarami dynamiki łańcuch piaszczystych o przewodzie

transportu materiału wleczonego (Babiński 1992, 1994, 1999, Babiński, Habel 2017).

Średni udział materiału unoszonego w ogólnych rozmiarach transportu materiału klastycznego wykazuje tendencję malejącą z biegiem górnej Wisły, od około 90% do 70% (Łajczak 1999). W środkowej Wiśle jest zbliżony do 50%, a w dolnej Wiśle wynosi według Z. Babińskiego (1994) 23–28%. Badania składu granulometrycznego osadów w zbiornikach zaporowych na karpackich dopływach Wisły przeprowadzone przez wielu autorów (por. Łajczak 1995b, 1999) potwierdzają dominujący udział cząstek frakcji pylasto-ilastej unoszonych przez rzeki tego obszaru. W Zbiorniku Włocławskim tylko w najgłębszych partiach dna dominują osady ilaste (Gierszewski 2018).

11.6.2. Transport materiału wleczonego

Przeciętne rozmiary transportu materiału wleczonego w górnej Wiśle znacznie ustępują transportowi materiału unoszonego. Udział materiału wleczonego w ogólnych rozmiarach transportu materiału klastycznego wykazuje tendencję rosnącą od około 5–10% w odcinku karpackim rzeki (podobnie w dopływach karpackich) do 30% poniżej ujścia Sanu – w profilu Zawichost (Brański, Skibiński 1968, Cyberski 1969, Brański i in. 1980). Biorąc pod uwagę przeciętny transport materiału unoszonego w tym posterunku wodowskazowym wielkości około 2 mln ton rocznie (Łajczak 1999), rozmiary transportu materiału wleczonego w Wiśle poniżej ujścia Sanu można oszacować na około $600\,000\text{ t}\cdot\text{a}^{-1}$. W ujściowym odcinku Wisły udział ten wzrasta do 50% (Manthey, Gilewski 1980), a według bardziej szczegółowych badań Z. Babińskiego (1994) do 77%.

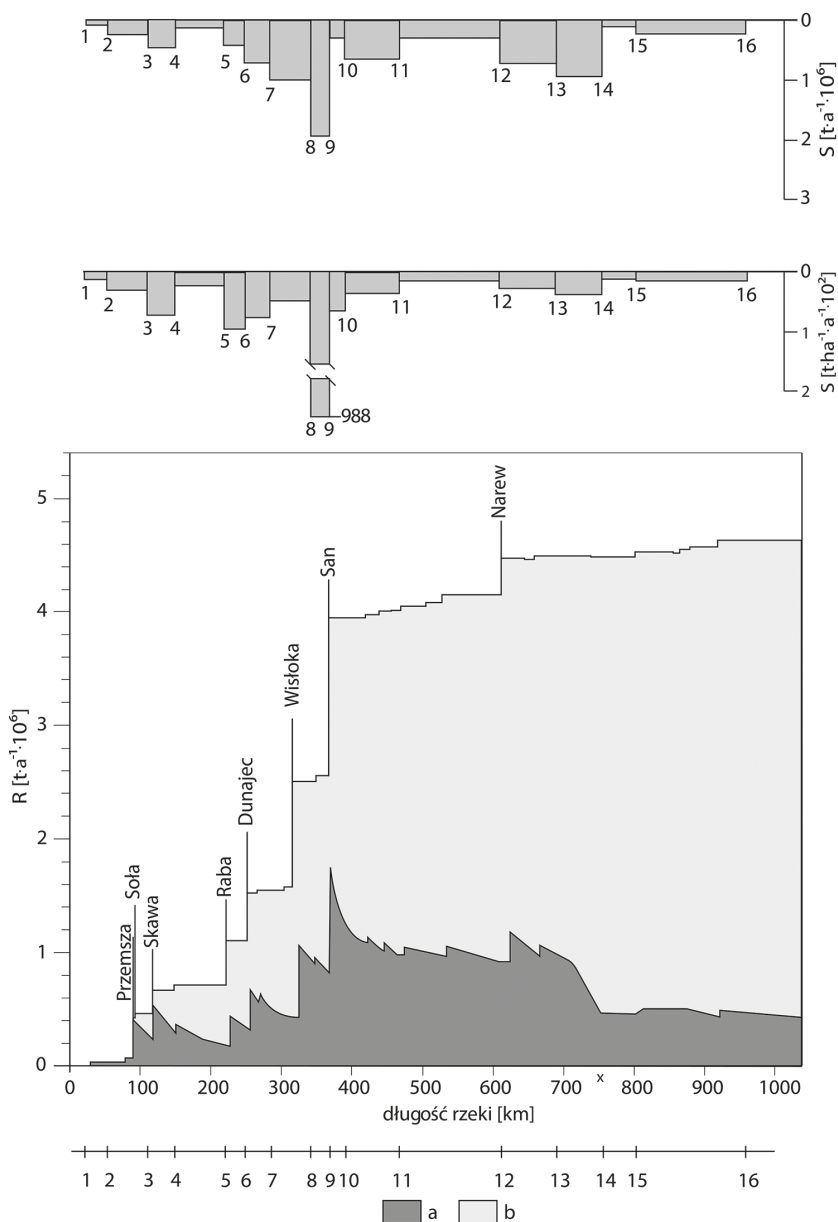
Przeprowadzone w latach 1971–1975 badania dynamiki łąch (Babiński 1992, 1994, 1999), uzupełnione analizą transportu materiału wleczonego do 2015 r. (Babiński, Habel 2017), wykazały, że dolna Wisła w jej górnym roztokowo-anastomozującym pododcinku transportowała w profilu Kępa Polska przeciętnie około $2,2\text{ mln t}\cdot\text{a}^{-1}$ materiału wleczonego, z wartościami ekstremalnymi do $4,4\text{ mln ton}$ w roku wilgotnym i do około $1,0\text{ mln ton}$ w latach z długotrwałymi suszami hydrologicznymi. Wartości przeciętne transportu materiału wleczonego w korycie Wisły przed ujściem do Bałtyku wynoszą według S. Czernika (1955) oraz M. Granicznego i in. (2004) około $1,2\text{ mln t}\cdot\text{a}^{-1}$.

Istotne zmiany transportu materiału wleczonego w dolnej Wiśle nastąpiły w wyniku wykonanych w drugiej połowie XIX w. prac regulacyjnych koryta poniżej ujścia Tążyny aż do Bałtyku. Dwukrotne zwężenie koryta średniej wody ostrogami rzecznyymi wyeliminowało część transportowanego materiału wleczonego poprzez jego akumulację między tymi urządzeniami hydrotechnicznymi, w efekcie czego wielkość transportu tego materiału uległa redukcji w profilu Torunia do średnio około $1,0\text{ mln t}\cdot\text{a}^{-1}$ (ryc. 11.13), z wartościami ekstremalnymi $1,7\text{ mln ton}$ w roku wilgotnym i $0,4\text{ mln ton}$ w roku suchym. Uwzględniając przyrost wielkości transportowanego materiału w dalszym odcinku dolnej Wisły o długości ponad 200 km, należy przyjąć zwiększenie ładunku materiału wleczonego do ujścia

pośrednio informuje o względnym zróżnicowaniu nasilenia erozji w dorzeczu (Łajczak 1999). Z biegiem rzeki, zwłaszcza o dużej powierzchni dorzecza, ocena rozmiarów erozji na jego obszarze jest w coraz większym stopniu utrudniona, co wynika ze wzrastających z przyrostem powierzchni dorzecza strat w wodnym transporcie zwietrzelin. Rozmiary strat w transporcie zwietrzelin określa się za pomocą współczynnika SDR (ang. *sediment delivery ratio*), który wskazuje, jaki procent materiału uruchamianego w dorzeczu w wyniku erozji odpływa poza profil kontrolny. Współczynnik maleje z biegiem rzek, w przypadku Wisły w zlewniach cząstkowych dorzecza o powierzchni rzędu 10^3 – 10^4 km² został oszacowany na kilka-kilkanaście procent (Maruszczak 1984). W wysoko położonych zlewniach górskich współczynnik ten osiąga większe wartości. W skali całego dorzecza Wisły współczynnik SDR raczej nie przekracza 1%, na co duży wpływ wywiera trwałe zatrzymywanie znacznych ilości materiału klastycznego przez zbiorniki zaporowe.

W zlewniach o dużej energii rzeźby głównym źródłem zasilania cieków w materiał unoszony są pogłębiane drogi polne i leśne na stokach; w małej zlewni Homerki w Beskidzie Sądeckim ich udział w dostawie materiału transportowanego w unoszeniu przez ciek wynosi około 80% (Froehlich 1982). Z biegiem rzek, wraz z malejącą energią rzeźby zlewni, wzrasta rola erodowanego koryta (włącznie z brzegami) w dostawie materiału transportowanego w unoszeniu.

Średnie wielkości transportu materiału unoszonego w Wiśle wykazywały z biegiem rzeki w drugiej połowie XX w. skokowy przyrost przy ujściu kolejnych dopływów, a między nimi stopniowy spadek, przy czym zaznaczała się wzrostowa tendencja wzdłuż przedgórskiego odcinka rzeki, a dalej tendencja spadkowa (ryc. 11.14) (Łajczak 1999, 2003b). Całkowitą średnią dostawę materiału unoszonego do Wisły przez dopływy karpackie oszacowano w podanym okresie na 3,6 mln ton rocznie. Dopływy wyżynne dostarczały do Wisły tylko 0,4 mln t·a⁻¹ materiału unoszonego, a dopływy nizinne 0,5 mln t·a⁻¹. Spośród dopływów górskich najwięcej materiału unoszonego dostarcza do Wisły San (ok. 0,8 mln t·a⁻¹), Wisłoka (0,6 mln t·a⁻¹) i Dunajec (0,4 mln t·a⁻¹). Przed utworzeniem zbiorników zaporowych San i Dunajec dostarczały do Wisły większe ilości materiału unoszonego, odpowiednio: 1,3 i 0,9 mln t·a⁻¹. W efekcie największy transport materiału unoszonego w Wiśle notuje się bezpośrednio poniżej ujścia Sanu, gdzie w drugiej połowie XX w. rzeka transportowała średnio w roku około 1,6 mln t·a⁻¹ materiału. Przed budową zapór wodnych na dopływach karpackich wielkość transportu materiału unoszonego w Wiśle poniżej ujścia Sanu oszacowano na około 2,3 mln t·a⁻¹, dlatego średnią wielkość transportu w dłuższym okresie można w tym punkcie Wisły oszacować na około 2 mln t·a⁻¹ (Łajczak 1999). W dalszym biegu Wisły, aż do jej ujścia, wielkość transportu tego materiału była przed utworzeniem Zbiornika Włocławskiego względnie stabilna na poziomie około 1,0 mln t·a⁻¹, natomiast poniżej zapory wodnej we Włocławku uległa około dwukrotnemu zmniejszeniu.



Ryc. 11.14. Średni transport materiału unoszonego R [$\text{t} \cdot \text{a}^{-1}$] z biegiem Wisły w latach 1946–1995 (wg Łajczak 1999, 2003b)

a – hipotetyczne rozmiary transportu (bez efektów sedymentacyjnych), b – rzeczywiste rozmiary transportu, x – zapora we Włocławku. Średnie wielkości strat S [$\text{t} \cdot \text{a}^{-1}$, $\text{t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$] w transporcie materiału w odcinkach bilansowych rzeki (między kolejnymi posterunkami pomiarowymi). Zaznaczono ujścia głównych dopływów Wisły: 1–16 – posterunki wodowskazowe (numeracja jak na ryc. 11.1)

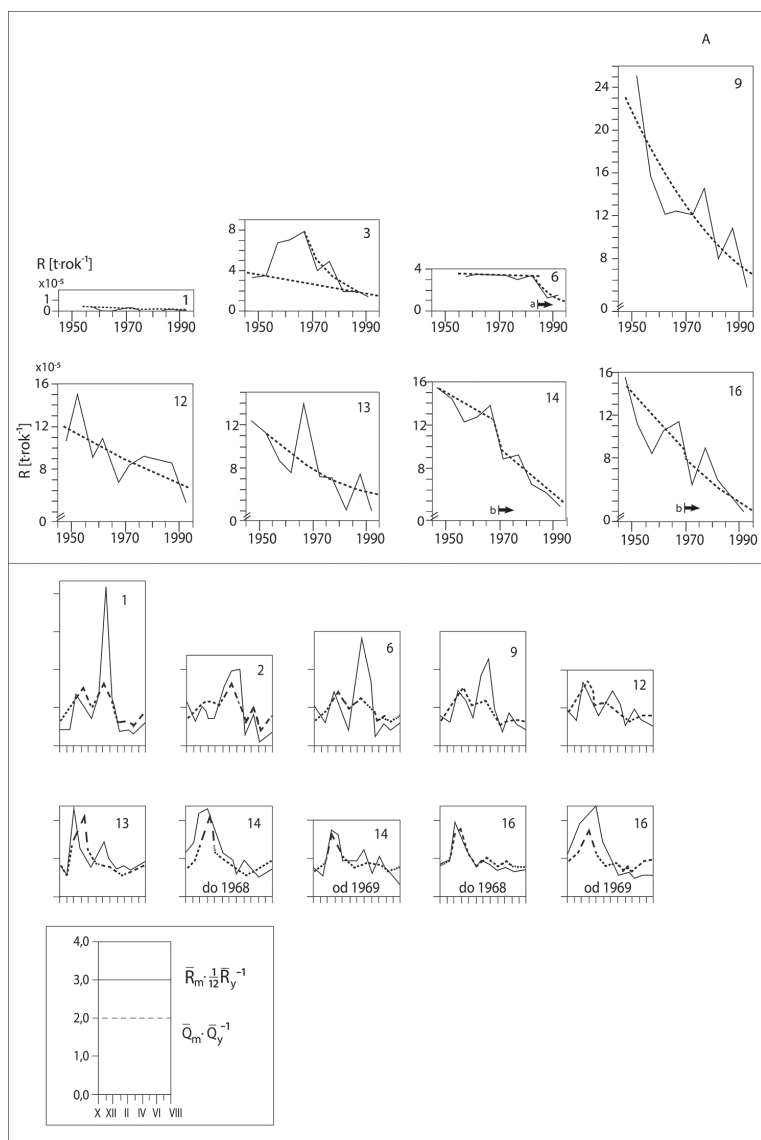
11.6.4. Bilans transportu materiału unoszonego w wyróżnionych odcinkach rzeki

Materiał unoszony w rzece ulega częściowej akumulacji na równinie zalewowej podczas wezbrań, co w warunkach rzeki uregulowanej ogranicza się do strefy międzywala. Ulega także akumulacji w zbiornikach zaporowych. Średnie rozmiary strat w transporcie materiału informujące o nasileniu akumulacji pozakorytowej w międzywalu, obliczone metodą wejście-wyjście w kolejnych odcinkach rzeki między poszczególnymi posterunkami pomiarowymi i wyrażone w $t \cdot a^{-1}$ lub $t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$, wykazują w Wiśle na podstawie danych z lat 1946–1995 tendencję rosnącą wzdłuż górnego biegu rzeki (Łajczak 1999). Straty w transporcie osiągają w Wiśle największe rozmiary w odcinkach bilansowych poniżej ujścia Dunajca i Wisłoki i zwłaszcza poniżej ujścia Sanu (ryc. 11.14). W dalszym biegu rzeki straty w transporcie materiału unoszonego w kolejnych odcinkach bilansowych maleją i tylko poniżej ujścia Narwi i w obrębie cofki zapory we Włocławku są większe.

11.6.5. Wieloletnie i sezonowe zmiany transportu materiału unoszonego

W wyniku oddziaływania człowieka na środowisko przyrodnicze zaznaczają się istotne zmiany w transporcie materiału klastycznego w rzekach, odzwierciedlające początkowo zwiększoną, a później zmniejszoną erozję gleb w zlewniach, erozję koryt cieków, postępującą zabudowę terenu, m.in. zabudowę hydrotechniczną zlewni i koryt rzecznych. Od początku zagospodarowywania dorzecza Wisły, głównie na skutek wycinania lasów, osuszania terenów podmokłych i prostowania koryt rzek, transport materiału klastycznego wzrastał, czego skutkiem jest opisana w literaturze sedymentacja pozakorytowa (na skalę niespotykaną później), m.in. w dolinach tej rzeki i dopływów karpaccich w XVII–XIX w. (Adamczyk 1978, 1981, Łajczak 1999). Podobne efekty wywoływało górnictwo odkrywkowe, a na większym obszarze górnictwo podziemne, np. w rzekach odwadniających tereny węglonośne na Górnym Śląsku i w Zagłębiu. Postępujący wzrost zalesienia karpacciej części dorzecza Wisły kosztem areału gruntów ornich rozpoczęty w połowie XX w., a szczególnie zwiększająca się liczba zbiorników zaporowych na dopływach Wisły, skutkuje zmniejszeniem rozmiarów transportu, głównie materiału unoszonego. Dlatego w ciągu ostatnich co najmniej 400 lat można wyróżnić dwa okresy: do około połowy XX w., kiedy dominował wzrost transportu materiału w dorzeczu Wisły, i ostatnie około 70 lat z dominującą tendencją spadkową w transporcie rzeczonym (Łajczak 2003b). Dlatego informacji na temat wielkości transportu materiału unoszonego z lat po około 1950 r. nie można uznać za reprezentatywne dla dłuższego okresu.

W odcinku górnej Wisły, między Goczałkowicami a Zatorem, gdzie w zlewni cząstkowej znajdują się kopalnie węgla kamiennego, w drugiej połowie XX w. zaznaczył się pod wpływem dostawy zanieczyszczeń mechanicznych (miał węglowy – Rutkowski 1986) wzrost transportu materiału unoszonego (ryc. 11.15-A). Po 1980 r. wielkość transportu kształtowała się już na poziomie niższym



Ryc. 11.15. Wieloletnia (A) i sezonowa (B) zmienność transportu materiału unoszonego w wybranych posterunkach pomiarowych na Wiśle (wg Łajczaka 1999)
 1–16 – posterunki pomiarowe na Wiśle (numeracja jak na ryc. 11.1 i 11.14). Objasnienia do A: wieloletni przebieg transportu materiału unoszonego wyrażono za pomocą wielkości średnich 5-letnich, a – oddanie do eksploatacji zapory w Dobczycach na Rabie, b – we Włocławku na Wiśle. Tendencje zmian w transporcie zaznaczono przerywaną linią. Objasnienia do B: zmienność sezonową transportu materiału unoszonego wyrażono jako ilorz średnich miesięcznych wielkości R_m i $1/12$ wielkości rocznych R_y ; zmienność sezonową odpływu wody wyrażono jako ilorz Q_m i Q_y . Dla posterunków nr 14 i 16 obliczono zmienność transportu materiału i odpływu wody w latach przed oddaniem i po oddaniu do eksploatacji zapory we Włocławku

niż przed 1950 r. (Łajczak 2012c), co odzwierciedlało zwiększoną czystość wód Wisły. W dalszym biegu Wisły, aż do odcinka ujściowego, zaznaczyła się wyraźna tendencja malejąca w transporcie materiału unoszonego, będąca efektem zmian w użytkowaniu ziemi w zlewniach dopływów – głównie karpackich, akumulacji części tego materiału – w największym stopniu w głębokich zbiornikach zaporowych na tych dopływach, a w dolnej Wiśle strat w transporcie w Zbiorniku Włocławskim (ryc. 11.13). Zmniejszenie średnich wielkości transportu materiału unoszonego w kolejnych 5-letnich okresach jest w poszczególnych posterunkach pomiarowych na Wiśle bardzo duże, w przypadku posterunku w Zawichoście – poniżej ujścia Sanu – nawet 5-krotne, a w Tczewie 6-krotne. Tempo zmniejszania wielkości transportu materiału unoszonego maleje z upływem czasu i w niektórych posterunkach pomiarowych rozmiary transportu wykazywały od lat 80. XX w. postępującą stabilizację. Podobnie kształtowałby się transport tego materiału w odcinku Wisły powyżej Krakowa, w którym nastąpiło jednak czasowe zwiększenie wielkości dostawy materiału ze zlewni odwadniających tereny górnicze.

Pomimo zmian w transporcie materiału unoszonego pod wpływem działań człowieka, zauważalny jest cykliczny przebieg odpływu materiału w całym biegu Wisły, odzwierciedlający częstotliwość występowania co kilka-kilkanaście lat wielkich wezbrań. Podczas jednego takiego zdarzenia, przykładowo w lipcu 1960 i 1970 r., Wisła odprowadziła do Bałtyku przeważającą część rocznego ładunku materiału unoszonego (Łajczak 1999).

Przebieg transportu materiału unoszonego w cyklu rocznym wykazuje różnice między górnym a środkowym i dolnym biegiem Wisły i nawiązuje do reżimu hydrologicznego rzeki (ryc. 11.15-B). W górnej Wiśle zaznacza się przewaga transportu w miesiącach letnich (czerwiec–sierpień) nad wiosennymi (marzec–kwiecień), co odzwierciedla dynamikę transportu w dopływach karpackich (Łajczak 1989, 1999). Z biegiem Wisły poniżej ujścia Sanu oddziaływanie dopływów górskich na dynamikę transportu materiału maleje, zwiększa się natomiast dopływów wyżynnych, a następnie nizinnych. Dlatego w środkowym biegu Wisły wiosenna i letnia kulminacja transportu materiału unoszonego osiąga zbliżone rozmiary, a w dolnym biegu rzeki dominuje już kulminacja wczesnowiosenna. Bezpośrednio poniżej zapór wodnych przebieg transportu materiału jest bardziej wyrównany w roku niż powyżej cofki.

11.6.6. Bilans transportu materiału klastycznego w odcinkach rzeki objętych cofką urządzeń piętrzących

W źródłowym, beskidzkim pododcinku Wisły nie prowadzi się pomiarów transportu materiału w korycie rzeki, dlatego brak informacji na temat dostawy materiału unoszonego i wlezonego do zbiornika Wisła–Czarne oraz odpływu tego materiału poza zaporę. Pewnych wskazówek dotyczących bilansu transportu materiału w obrębie cofki tej zapory dostarcza analiza porównawcza z innymi zbiornikami zaporowymi w karpackiej części dorzecza Wisły

(Łajczak 1995b). Zbiornik ten o wysokości piętrzenia wody 34 m w całości zatrzymuje dostarczany przez Białą Wisłę i Czarną Wisłę materiał wleczony i niewątpliwie przeważającą część materiału unoszonego. Postępujący ubytek początkowej pojemności zbiornika należy uznać za znaczący, chociaż brak na ten temat informacji.

Analiza bilansu transportu (tylko materiału unoszonego) jest możliwa do przeprowadzenia w zbiorniku Goczałkowice na przedgórskim biegu Małej Wisły. Dostawę materiału unoszonego oszacowano na podstawie danych z posterunku pomiarowego w Skoczowie, a odpływ materiału ze zbiornika w oparciu o dane z posterunku pomiarowego w Goczałkowicach (z lat 1956–1995) (Łajczak 1988, 1995b, 2003a). Z uwagi na niewielką wysokość piętrzenia (14 m), płaskodenny typ rzeźby tej części Kotliny Oświęcimskiej oraz zorientowanie zbiornika o powierzchni 32 km² w kierunku równoleżnikowym, dużą efektywność erozyjną uzyskuje falowanie wody, skutkujące resuspensją osadów dennych oraz rozmywaniem zatopionych wałów przeciwpowodziowych i płytkich platform abrazyjnych. Resuspensja osadów, przeciwdziałająca narastaniu objętości osadów fluwialnych dostarczanych przez Małą Wisłę, uniemożliwia typowy dla zbiorników zaporowych na karpaccich dopływach Wisły proces ich wypłykania. Erodowany w dnie zbiornika Goczałkowice materiał często wywołuje zwiększone zmaczenie wód jeziornych, a nawet wód w rzece poniżej zapory w okresach o dużym nasileniu wiatrów. W skali wielolecia dostawę materiału do zbiornika równoważy jego odpływ, czego efektem jest minimalne zmniejszenie początkowej pojemności tego obiektu hydrotechnicznego, szacowane (do 1990 r.) na 1,4% (Łajczak 1995b).

Przegrodzenie koryta Wisły zaporą we Włocławku wywołało w obrębie cofki zamianę procesów fluwialnych w limniczne, czego skutkiem są istotne zmiany w transporcie materiału klastycznego. Zbiornik Włocławski powstał w całości w pododcinku roztokowo-anastomozującym Wisły, dla którego określono – na podstawie analizy przyrostu stożka akumulowanego w cofce zbiornika i w oparciu o dynamikę łąch w rejonie Kępy Polskiej – że Wisła transportuje od około 1,0 mln ton w roku suchym do ponad 4,4 mln ton w roku wilgotnym (z wartością przeciętną 2,2 mln t·a⁻¹) materiału wlezonego. Materiał ten jest w całości akumulowany w górnej części czaszy zbiornika. Śladowy transport utworów piaszczysto-żwirowych przez zaporę obserwuje się podczas pochodu kry i sryżu w ich obrębie. Funkcja łapaczki tego zbiornika jest mniej skuteczna w przypadku materiału unoszonego (frakcja pylasto-ilasta), którego tylko 43% wpływającej masy z wodami wiślanymi jest trwale zatrzymywane w czaszy (Łajczak 1995b, 1999) lub 48% (Babiński, Chalov 2005, Babiński 2009). Zdeponowany materiał unoszony podczas przechodzenia fal wezbraniowych podlega okresowej resuspensji, dlatego szacowane krótkoterminowe wielkości jego akumulacji w zbiorniku mogą być obarczone błędem (Gierszewski 2018). Biorąc pod uwagę całość materiału klastycznego (wlezonego i unoszonego), należy stwierdzić, że 88% jego masy ulega trwałemu zatrzymywaniu powyżej zapory Zbiornika Włocławskiego (Babiński, Habel 2017, Gierszewski 2018).

11.7. Geomorfologiczne efekty współczesnej akumulacji materiału w międzywalu i na zawalu Wisły

11.7.1. Skuteczność wałów przeciwpowodziowych i skutki geomorfologiczne ich funkcjonowania

Wały przeciwpowodziowe są wyróżniającymi się antropogenicznymi formami na obszarze równiny zalewowej w całym biegu Wisły poniżej jej wylotu z Karpat, osiągającymi lokalnie wysokość 6 m. Poza odcinkami zwężeń dna doliny występują one po obu stronach rzeki. Obiekty te budowane były w poszczególnych odcinkach/pododcinkach rzeki w różnym czasie, począwszy od XIX w., lokalnie jeszcze wcześniej, od XIII–XIV w. (Makowski 1993, 1997). Wały przeciwpowodziowe po ostatnim nadbudowaniu niektórych odcinków na początku bieżącego stulecia skutecznie zatrzymują wodę nawet podczas wielkich powodzi w strefie międzywala, zabezpieczając przed wodami Wisły tereny na zawalu. Lokalnie jednak przez cały XX w. i nawet na początku XXI w. wały, ze względu na ich niewystarczającą wysokość, względnie zły stan techniczny, ulegały na niektórych odcinkach podczas wielkich powodzi rozmywaniu, co powodowało zatapianie dużych obszarów na zawalu oraz akumulację materiału (Makowski 1997, Cebulak 2001, Gierszewski, Szymańda 2012).

Wzdłuż górnej Wisły rozstaw wałów przeciwpowodziowych zwiększa się z biegiem rzeki od 150 do 800 m (Łajczak 1995a, Czajka 2000), a wzdłuż Wisły środkowej wynosi 900–1700 m (lokalnie dochodzi do 3000 m) i tylko w granicach Warszawy jest zredukowany do 400–600 m (Jacewicz, Kuźniar 2000). W przejściach mostowych rozstaw wałów często wynosi 600 m, a w sąsiedztwie starych wałów, położonych bliżej koryta Wisły, osiąga jedynie 450 m. Wzdłuż dolnej Wisły rozstęp wałów wynosi 600–2100 m (Babiński 1990).

Wały przeciwpowodziowe radykalnie zmniejszyły szerokość poziomu zalewowej Wisły. W warunkach uregulowanej rzeki strefa zatapiania powodziowego ogranicza się do międzywala, z którym sąsiadują obszary na zawalu oddzielone od rzeki wałami przeciwpowodziowymi. W przypadku dolnej Wisły długość wałów wynosi od ujścia Narwi do rozwidlenia Wisły i Nogatu 642 km, w tym na lewym brzegu rzeki 351 km i 291 km na prawym. Powierzchnia obszarów chronionych wałami położonych na zawalu tego odcinka rzeki wynosi 68 530 ha. Przeważająca długość wałów została wykonana na wodę stuletnią (1%) (Jędrysik, Rusak 1982). Nie w pełni uregulowane koryto Wisły powyżej Zbiornika Włocławskiego oraz między Nieszawą a Ciechocinkiem jest obszarem szczególnie predysponowanym do formowania się zatorów lodowych i śrżyżowo-lodowych podczas zimy i wczesnej wiosny (Grześ 1991). Takie sytuacje występują też w uregulowanym odcinku koryta w miejscach o większej krętości nurtu oraz małych głębokościach. Odcinki zatorogenne w nieuregulowanych odcinkach koryta dolnej Wisły stanowią 42% ich łącznej długości, a w korycie uregulowanym (poniżej 718 km) 33% jego długości (Strzyżewski, Pawłowski 2014). Przyczyną formowania zatorów w ujściowym odcinku Wisły są problemy związane ze spływem lodu do Zatoki

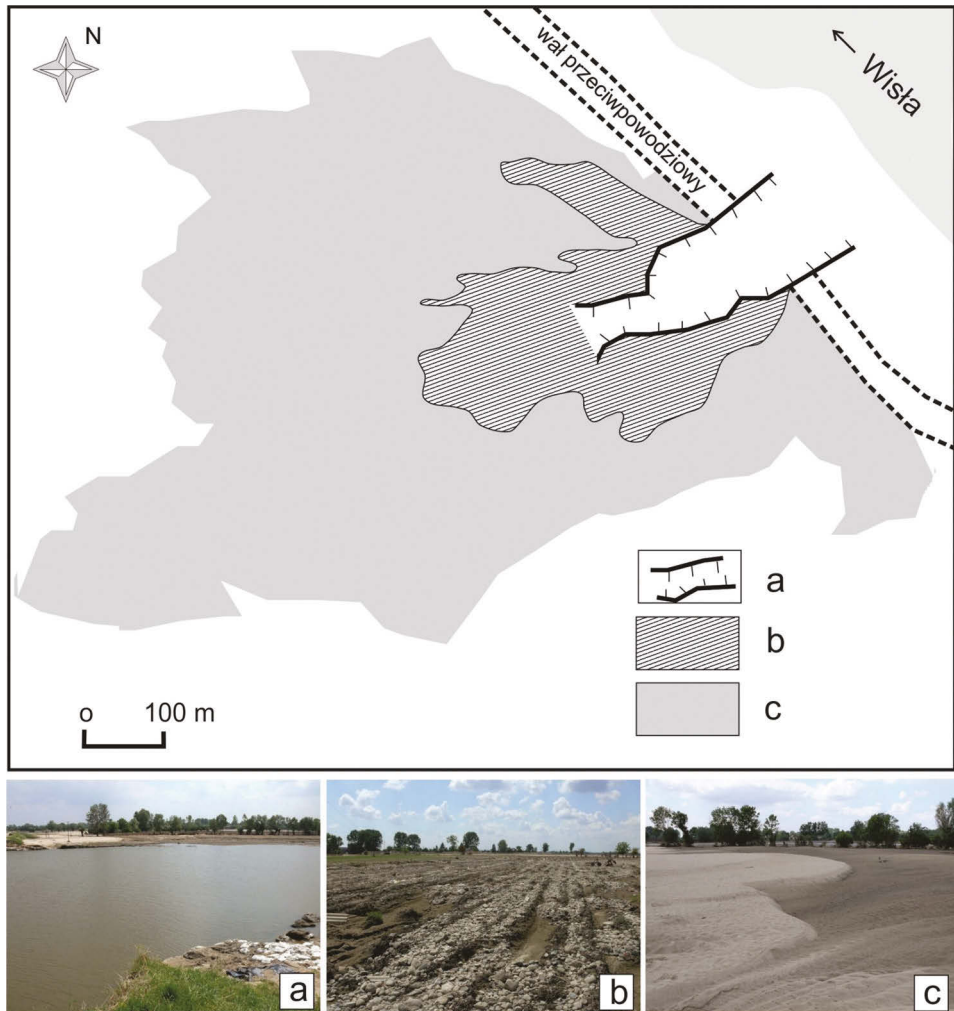
Gdańskiej. Podczas zatorowych spiętrzeń wody często dochodzi do przerywania wałów przeciwpowodziowych, a w konsekwencji do bardzo niebezpiecznych powodzi na zawalu. Obszarem szczególnie narażonym na tego typu powodzie jest żuławski odcinek Wisły. Od XIV w. do XX w. zanotowano na tym obszarze 173 takie zdarzenia (Makowski 1997, Cebulak 2001). Zdecydowanie rzadsze są przypadki przerywania wałów przeciwpowodziowych w czasie powodzi letnich, jak np. w Świniarach pod Płockiem w 2010 r. (Gierszewski, Szmańda 2012) (ryc. 11.16).

Ograniczenie obszaru sedymentacji powodziowej do 25–40% pierwotnej powierzchni zalewowej Wisły warunkuje szybszy przyrost osadów w międzywalu, zwłaszcza gdy koryto rzeki nadal ulega pogłębianiu w wyniku wcześniej przeprowadzonych prac regulacyjnych i tym samym dostarcza dodatkowych ilości materiału klastycznego ulegającego depozycji pozakorytowej. Lokalnie w międzywale górnej Wisły miąższość osadów zakumulowanych od początku XX w. osiąga nawet 2 m (Łajczak 1995a). W międzywale Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej, począwszy od lat 50. ubiegłego stulecia, stwierdzono przyrost osadów nawet o 1,5 m (Czajka 2000). Z kolei w sytuacji, gdy wały ulegną przerwaniu podczas powodzi, na zawalu powstają formy erozyjne – rynny krewasowe o stwierdzonej długości do 300 m i głębokości do 10 m, którym towarzyszą formy akumulacyjne – glyfy krewasowe o długości kilkuset metrów i miąższości osadów do 1,5 m (Gębica i in. 1998).

11.7.2. Formowanie równiny zalewowej

Współczesna działalność morfortwórcza Wisły ogranicza się głównie do międzywala, gdzie zachodzi akumulacja pozakorytowa – prowadząca do nierównomiernego nadbudowywania wąskiego pasa równiny zalewowej, a także akumulacja przykorytowa – powodująca poziomy przyrost równiny zalewowej. Pozioma migracja koryta Wisły w warunkach uregulowanej rzeki obecnie nie zachodzi lub osiąga minimalne wartości, co oznacza, że nie stwierdza się (nawet lokalnie) istotnego ubytku powierzchni równiny zalewowej. Działalność morfortwórcza Wisły obejmuje także, w wyjątkowych sytuacjach i w skali lokalnej, obszary na zawalu, które modelowane są podczas przerywania wałów przeciwpowodziowych. Szerokość międzywala zwiększa się od 0,15–0,8 km w górnej Wiśle, przez 0,9–1,7 km (wyjątkowo do 3,0 km) w Wiśle środkowej, do 0,6–2,1 km w dolnej Wiśle. Najszybsze tempo przyrostu osadów akumulowanych w tej strefie stwierdza się poniżej ujścia Dunajca i Wisłoki, a zwłaszcza poniżej ujścia Sanu o największej dostawie materiału do Wisły.

Na przeważającej długości międzywala Wisły zachodzi pogłębianie koryta rzeki zainicjowane pracami regulacyjnymi, a w odcinkach rzeki z najpóźniej rozpoczętymi takimi pracami lub w krótszych odcinkach poniżej znacznie pogłębianego koryta zachodzi wypływanie koryta (Łajczak 1995a). Od nasilenia tych procesów zależy tempo nadbudowy równiny zalewowej. Wzdłuż odcinków pogłębianego koryta stwierdza się skrócony czas trwania ponadpełnokorytowych stanów wody w rzece, czyli inundacji równiny zalewowej, a wzdłuż odcinków



Ryc. 11.16. Skutki geomorfologiczne przerwania wału przeciwpowodziowego Wisły w Świniarach koło Płocka latem 2010 r. (wg Gierszewskiego, Szmańdy 2012)
 a – zasięg wyrwy w wałe przeciwpowodziowym i jej lokalizacja na brzegu rzeki (widok po ustąpieniu wód powodziowych), b – zasięg erozji na zawalu oraz widok na formy erozyjne, c – zasięg akumulacji materiału na zawalu, widoczne formy akumulacyjne

koryta wypłyconego wydłużony czas inundacji (Łajczak 2006, 2007). Najbardziej nasiloną akumulacją pozakorytową i przykorytową jest stwierdzana zarówno wzdłuż odcinków koryta wypłyconego, jak i w dużym stopniu koryta pogłębionego i zależy od wielkości transportowanego materiału klastycznego, niezależnie od czasu inundacji równiny zalewowej (Łajczak 1995a).

Na podstawie archiwalnych materiałów z powtarzanych od początku XX w. pomiarów niwelacyjnych strefy międzywala przy posterunkach

wodowskazowych (prostopadle do koryta Wisły), a także współczesnych obserwacji terenowych po ustąpieniu wód powodziowych, wyróżniono w dolinie Wisły między Goczałkowicami i Puławami trzy strefy różniące się szybkością przyrostu równiny zalewowej (Łajczak 1999): (1) lateralne strefy międzywala – najwolniej nadbudowywane materiałem z wytrącania zawiesiny (zastoiska wód powodziowych), (2) strefy sąsiadujące z korytem rzeki – najszybciej nadbudowywane w dużym stopniu materiałem piaszczystym (wały przykorytowe), (3) lateralne strefy koryta – z wypełnianymi przez osady basenami międzyostrogowymi. W pierwszych dwóch strefach zachodzi akumulacja pozakorytowa, natomiast w trzeciej strefie początkowo zachodzi akumulacja przykorytowa, która jest stopniowo zastępowana przez akumulację pozakorytową. Podobną strefowość w formowaniu równiny zalewowej w międzywale dolnej Wisły wykazał Z. Babiński (1992). Całkowite wypełnienie osadami basenów międzyostrogowych skutkuje poszerzeniem równiny zalewowej w międzywale o wartość od około 40 m w dolinie górnej Wisły powyżej Krakowa do około 100 m między Zawichostem a Puławami. Zróżnicowanie nasilenia akumulacji w międzywale uregulowanej Wisły prowadzi do zwiększania lokalnych deniwelacji w strefie ponadkorytowej międzywala. Przykładowo w górnym biegu rzeki w Kotlinie Oświęcimskiej deniwelacje w obrębie dwóch pierwszych stref osiągają lokalnie 3 m (Łajczak 1999).

Współczesne modelowanie równiny zalewowej Wisły zostało zdeterminowane głównie przez regulację koryta. Skutki tych prac są widoczne jako postępujące (z lokalnym wygaszaniem nasilenia) pogłębianie koryta, skutkujące zwiększonymi rozmiarami transportu materiału klastycznego, który ulega akumulacji pozakorytowej na równinie zalewowej w międzywale i akumulacji przykorytowej w basenach międzyostrogowych. Tylko w niektórych odcinkach koryta Wisły zachodzi nasilona akgradacja, prowadząca do ich wypłykania. W całym biegu Wisły pogłębienie koryta zainicjowane pracami regulacyjnymi osiągnęło zróżnicowane wielkości, z przewagą 1,0–2,0 m i tylko w rejonie Krakowa ponad 3,0 m. Odcinki pogłębionego koryta przeplatają się z odcinkami o prawie stabilnym pionowo dnie lub o dnie wypłyconym nawet o 2 m (Łajczak 1995a). Odcinkom koryta o coraz większym pogłębieniu towarzyszą fragmenty równiny zalewowej w międzywale, które uległy coraz większemu nadbudowaniu na skutek akumulacji pozakorytowej i przykorytowej. Oba przeciwstawne procesy zachodzą synchronicznie i największe efekty akumulacyjne są stwierdzane w pewnym oddaleniu w dół rzeki od najbardziej pogłębionych odcinków koryta.

W korycie dolnej Wisły między ostrogami oraz w wyniku nadbudowy form korytowych osadami kohezyjnymi, a także w efekcie erozji wgłębnej przyczyniającej się do włączania w obręb równiny zalewowej opuszczonych koryt bocznych, obecnie tworzy się trzeci, najniższy, antropogeniczny poziom zalewowy (Babiński 1990, Kordowski 2001, Gierszewski i in. 2015). W obrębie tego poziomu występują liczne zagłębienia wypełnione wodą, będące pozostałością po korytach (ramionach bocznych) rzeki anastomozującej, a obecnie spełniające rolę zagłębień dekantacyjnych, zaś podczas wezbrań koryt przelewowych.

Znacznie większe skutki geomorfologiczne i sedymentologiczne działalności procesów fluwialnych są efektem przzerwania wałów przecipowodziowych. Ograniczają się one jednak do niewielkich obszarów i powstają w wyjątkowych sytuacjach. W miejscach przzerwania wałów powstają głębokie, nawet kilkumetrowe rozcięcia erozyjne, a na ich zapleczu występują rozległe piaszczyste stożki i wstęgi o miąższości do 1,5 m, których powierzchnia dochodzi do kilkudziesięciu hektarów (Gębica i in. 1998, Kordowski 2003, Szmańda 2011, Kordowski i in. 2014). Przykładem efektów geomorfologicznych przzerwania wału przecipowodziowego Wisły są formy powstałe latem 2010 r. w Świniarach w Kotlinie Płockiej (Gierszewski, Szmańda 2012).

11.7.3. Tempo przyrostu osadów a budowa równiny zalewowej

Aktualne tempo nadbudowy równiny zalewowej w międzywalu Wisły osadami powodziowymi, biorąc pod uwagę okres od rozpoczęcia prac regulacyjnych, a nawet poprzedzające lata do początku XIX w. (lub wcześniej), jest bardzo zróżnicowane z biegiem rzeki. Przykładowo w międzywalu górnej Wisły między Goczałkowicami i ujściem Soły wały *levee* zostały nadbudowane w latach 1944–1995 o 2,5 m, a tempo przyrostu równiny zalewowej oszacowano na $10 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ (Łajczak 1999). Z biegiem górnej Wisły szybkość przyrostu równiny zalewowej w międzywalu maleje, by poniżej ujścia największych dopływów karpackich osiągać coraz większe wartości, przykładowo poniżej ujścia Sanu $20 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ (Falkowski 1975, 1982). Z dalszym biegiem rzeki wielkość ta maleje i w międzywalu dolnej Wisły wynosi kilka milimetrów rocznie (Szmańda 2005).

Uwagę zwracają wyjątkowo duże rozmiary akumulacji materiału na równinie zalewowej i w lateralnej strefie koryta Wisły poniżej ujścia Sanu, gdzie między Zawichostem i Annapolem osiągają prawie $100 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ w roku (Łajczak 1999). Tłumaczy to całkowite wypełnienie osadami zakoli Wisły (jeszcze przed usypaniem wałów przecipowodziowych) w przełomie przez Wyżyny Polskie, odciętych na początku XIX w., a także znaczne nadbudowanie równiny zalewowej bezpośrednio poniżej ujścia Sanu począwszy od XVII w., oszacowane na 4 m (Łajczak 1999). Wskazuje na to wysokościowe położenie fundamentów dawnego zamku pod Zawichostem na nieistniejącej wyspie na Wiśle; wyspa ta została rozmyta podczas powodzi w 1813 r., a pozostałości po zamku znajdują się obecnie w strefie nurtu rzeki na głębokości ponad 2 m (Kwiatkowski 1935). Według E. Falkowskiego (1975, 1982) nadbudowywanie równiny zalewowej Wisły w przełomie przez Wyżyny Polskie było w latach 1914–1963 6-krotnie szybsze niż w okresie od XVII do XIX w. i osiągało $20 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$. H. Maruszczak (1982) ocenił średnią miąższość zakumulowanego materiału na równinie zalewowej Wisły między Zawichostem i Solcem od końca XVII w. na 2,5 m. W dalszym biegu rzeki wielkość akumulacji materiału unoszonego w międzywalu maleje do $10 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ i tylko między ujściem Narwi i zaporą we Włocławku przekracza $50 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ rocznie.

Zwiększone od rozpoczęcia regulacji koryta Wisły tempo nadbudowywania równiny zalewowej znalazło efekt w postaci wzrostu grubości ziaren

akumulowanych w międzywalu, czego przyczyną była zwiększona prędkość przepływu i w konsekwencji większa kompetencja rzeki w warunkach przemodelowanego koryta (Łajczak 1999). Starsze pylasto-piaszczyste osady facji powodziowej są od tego czasu nadbudowywane materiałem piaszczystym, a bliżej brzegów koryta górnej Wisły z wtrąceniami drobnych żwirów. Zwiększone uziarnienie młodych mad górnej i środkowej Wisły było już wcześniej sygnalizowane m.in. przez W. Pożaryskiego (1955), E. Falkowskiego (1982) i K. Klimka (1988). Potwierdzają to badania geochemiczne młodych aluwiów Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej i Bramie Krakowskiej o znacznie zwiększonej koncentracji metali ciężkich i zawierających miał węglowy (Helios-Rybicka 1983, Helios-Rybicka, Rutkowski 1984, Klimek, Zawilińska 1985, Rutkowski 1986, Macklin, Klimek 1992), a także badania aluwiów w Kotlinie Toruńskiej (Szymańda 2005). Zwiększone tempo współczesnego narastania osadów pozakorytowych i wzrost uziarnienia mad środkowej Wisły w zbadanych przez E. Falkowskiego (1975, 1982) stanowiskach należy także tłumaczyć nadbudowywaniem koryta rzeki w przełomie przez Wyżyny Polskie, skutkującym dłuższym czasem inundacji równiny zalewowej. W krótkich odcinkach górnej Wisły, gdzie przyrost osadów budujących wały przykorytowe jest największy, obserwuje się już w ich stropowej części zmniejszenie uziarnienia (Łajczak 1999).

Zagłębienia na powierzchni równiny zalewowej, powstałe podczas budowy ostróg, są wypełniane aluwiami w czasie wezbrań, co prowadzi do tworzenia warstwowych osadów zwanych rytmitami powodziowymi o zmniejszającej się ku powierzchni terenu miąższości lamin (Tomczak 1971, Szymańda 2006).

11.8. Dostawa materiału przez Wisłę do Morza Bałtyckiego a tempo rozwoju delty rzeki

Do końca XIX w. spośród odnóg delty Wisły najwięcej wody i materiału wprowadzała do Bałtyku Nogat, mniej Szkarpawa, a najmniej Wisła Śmiała i Wisła Gdańska. Linia brzegowa lokalnej delty Nogatu w XIX w. przesuwiała się w głąb Zalewu Wiślanego o 25–30 m rocznie (Majewski 1969). Delta Wisły z obszarami depresyjnymi (do 1,8 m p.p.m.) była pocięta gęstą siatką rowów odwadniających, które wraz z odnogami rzeki były obwałowane. Akumulacja pozakorytowa ograniczała się do stref międzywala odnóg rzecznych i ich delt, co prowadziło do zwiększania lokalnych deniwelacji w obrębie delty. Cały obszar delty Wisły zawsze był zatapiany podczas powodzi roztopowych i sztormowych. Uformowanie w takich warunkach nowego ujścia rzeki w lutym 1840 r. (Wisła Śmiała) zapoczątkowało akumulację materiału w tym miejscu strefy brzegowej i jednocześnie zahamowało ten proces przy ujściu Wisły Gdańskiej. Skrócenie biegu tej odnogi o 14 km spowodowało przechwycenie wód Szkarpawy.

W 1895 r. utworzono przekop pełniący rolę nowego ujścia Wisły do Zatoki Gdańskiej, gdzie trasa spływu wody została skrócona o kolejne 9 km. Nowym korytem odpływa do Bałtyku 90% wód wiślanych. Odcięto dopływ wód do Wisły

Gdańskiej i Szkarpawy i 10-krotnie zmniejszono dopływ wód do Nogatu (Makowski 1997). Główne koryto Wisły na obszarze delty jest ograniczone podwyższonymi wałami przeciwpowodziowymi z rozszerzoną strefą międzywał, stanowiącą obecnie jedyny obszar, gdzie zachodzi akumulacja pozakorytowa w tym pododcinku rzeki. Prowadzi to do dalszego zwiększania lokalnych deniwelacji na obszarze delty Wisły. Od 1895 r. rozwija się stożek napływowy Wisły poniżej przekopu, stanowiący załączek nowej delty Wisły, gdzie akumulowany jest materiał piaszczysty dostarczany przez rzekę. Rozwój tego stożka w ciągu 62 lat od wykonania przekopu zaprezentował J. Głodek (1967). Materiał unoszony jest transportowany w głąb Zatoki Gdańskiej, gdzie buduje podwodną deltę Wisły (Ejtminowicz 1977). Niefunkcjonujące stożki napływowe dawnych odnóg stanowią martwe fragmenty delty Wisły.

Kubaturę nowo formowanego stożka napływowego Wisły oszacowano w 2000 r. na 133 mln m³ (Graniczny i in. 2004, Babiński, Habel 2017), co oznacza, że średnie tempo akumulacji materiału piaszczystego wynosi 1,27 mln m³·a⁻¹. Brak informacji o wieloletnich zmianach w tempie narastania tego stożka, jednak pewnych wskazówek w tym zakresie, odnoszących się do drugiej połowy XX w., dostarcza analiza zmienności transportu materiału unoszonego w ujściowym odcinku Wisły w profilu Tczew. W tym czasie średnie rozmiary transportu materiału unoszonego w tym profilu kontrolnym wykazywały tendencję malejącą z około 1,6 do 0,3 mln t·a⁻¹. Gwałtowne, dwukrotne zmniejszenie transportu tego materiału nastąpiło po utworzeniu Zbiornika Włocławskiego w końcu lat 60. XX w., które od tego czasu kształtuje się na średnim poziomie około 0,5 mln t·a⁻¹ (Łajczak 1999, 2003b). Według K. Łomniewskiego (1963) przed utworzeniem Zbiornika Włocławskiego Wisła wprowadzała do Bałtyku około 550 000 m³ materiału unoszonego. Przyjmując stałą proporcję rozmiarów transportu materiału wleczonego i unoszonego w ujściowym odcinku Wisły, wielkość pierwszej z tych form transportu także musiała wykazywać w tym czasie malejące rozmiary. Mimo tego, biorąc pod uwagę zmniejszony transport materiału unoszonego w ujściowym odcinku Wisły po 1969 r., rzeka ta nadal zajmuje pierwszą pozycję wśród dopływów Bałtyku pod względem wielkości dostarczanego materiału unoszonego (również wleczonego) do morza (Łajczak 2005). Można na tej podstawie wnioskować o najszybciej zachodzącym rozwoju delt w rejonie Bałtyku właśnie w przypadku Wisły. Deltę tej rzeki wyróżnia też duże ograniczenie tempa jej rozwoju w ostatnich 50 latach pod wpływem Zbiornika Włocławskiego.

11.9. Uwagi końcowe

Od połowy XX w. niektóre działania człowieka zaczęły skutkować pozytywnymi zmianami w funkcjonowaniu geosystemów stokowo-dolnych w dorzeczu Wisły. Prowadzona na dużą skalę akcja zalesiania terenów opuszczonych przez rolnictwo, szczególnie w górach (w Beskidzie Niskim i w Bieszczadach Zachodnich już od schyłku lat 40. XX w., a w zachodniej części polskich Beskidów

rozpoczęta w latach 80.), a także masowe tworzenie sadów i plantacji krzewów owocowych – na obszarach pogórskich, wyżynnych oraz nizinnych (zwłaszcza w otoczeniu miast), spowodowały stopniową redukcję rozmiarów erozji i wyraźne zmniejszenie obciążenia rzek transportem rumowiska. Decydujące w tym zakresie znaczenie ma zmniejszanie arealu upraw roślin okopowych oraz zarastanie nieużytkowanych wciósów drogowych – polnych i leśnych, które stanowią główne źródło dostawy zwierzelin ze stoków do koryt cieków, jak również wody pochodzącej z drenowania gleb i pokryw zwierzelinowych. Postępująca stabilizacja koryt dopływów Wisły, o ile będzie zachodziła w całym dorzeczu, może prowadzić do wzrostu krętości koryta Wisły, szczególnie w jej górnym i środkowym biegu.

W dorzeczu Wisły, podobnie jak w całej Polsce, prowadzona przez długi czas gospodarka zasobami wody polegała na osuszaniu podmokłości, na przyspieszaniu odpływu wody w rzekach (skutek regulacji koryt) oraz na budowie zabezpieczeń przeciwpowodziowych, których celem jest ograniczanie lub nawet uniemożliwianie rozlewania się wód wezbraniowych. O ile jeszcze w XIX w. tego typu działania były uzasadnione, o tyle obecnie wymagają gruntownej rewizji. Nie mniejszym zagrożeniem niż wezbrania są (i będą) długotrwałe niżówki wywołane suszami. Istniejąca zabudowa hydrotechniczna, pomijając zbiorniki retencyjne, w niewielkim stopniu dostosowana jest do spowalniania odpływu. Dlatego za konieczną należy przyjąć rewizję dotychczasowych nawyków i działań. Dalszą działalność w dorzeczu Wisły należałoby ukierunkować na spowalnianie odpływu i na zwiększenie retencji gruntowej, co przyczyni się do postępującej stabilizacji koryta tej rzeki. Do niezbędnych w tym zakresie postulatów należą:

- rozszerzenie obszaru międzywala (budowa nowych wałów przeciwpowodziowych w większym oddaleniu od koryta), a także tworzenie polderów na zawalu, gdzie będą magazynowane wody wezbraniowe,
- stworzenie warunków, aby rzeka na obszarze międzywala mogła swobodnie kształtować koryto (poza zabezpieczeniami przyczółków mostowych, centrami miast, terenami przemysłowymi),
- kultywowanie lasów łągowych, zwalniających odpływ wody, wyłapujących transportowany materiał unoszony, zwłaszcza na terasie zalewowej, w polderach, na podmokłych obszarach dna doliny,
- zakazanie poboru kruszywa z koryta rzeki, zwłaszcza prowadzonego na skalę przemysłową,
- zrezygnowanie z usuwania drzew i krzewów z obszaru międzywala, co było dawniej uzasadnione koniecznością udrożnienia tego obszaru podczas wezbrań zatorowych, a obecnie z powodu ocieplenia klimatu nie ma już takiego uzasadnienia,
- rezygnacja z odwadniania obszarów podmokłych w dnie doliny, odpompowywania wody ze starorzeczy lub ich zasypywania.

Literatura

- Adamczyk M.J., 1978, *Zmiany w krajobrazie polskich Karpat w latach 1650–1870*, Wierchy, 47, 160–175.
- Adamczyk M.J., 1981, *Rzeki w polskich Karpatach Północnych w XVIII i XIX w.*, Wierchy, 49, 227–240.
- Andrzejewski L., Juśkiewicz W., 2003, *Lithofacies diversification of the alluvia in the area of Kępa Dzikowska, Kępa Bazarowa, Kępa Strońska and of the Vistula floodplain near Toruń*, *Prace Geogr.*, 189, 159–178.
- Babiński Z., 1990, *Charakterystyka równiny zalewowej dolnej Wisły*, *Przeegl. Geogr.*, 62(1–2), 95–117.
- Babiński Z., 1992, *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*, *Prace IGiPZ PAN*, 157, 1–171.
- Babiński Z., 1994, *Transport rumowiska unoszonego i wlezonego dolnej Wisły w okresie eksploatacji stopnia wodnego Włocławek*, *Przeegl. Geogr.*, 67(3–4), 285–308.
- Babiński Z., 1999, *Zmiany transportu rumowiska klastycznego dolnej Wisły w wyniku prac hydrotechnicznych*, *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia*, 29, 103, 327–335.
- Babiński Z., 2002, *Wpływ zapór na procesy korytowe rzek aluwialnych ze szczególnym uwzględnieniem stopnia wodnego „Włocławek”*, *Wyd. Akad. Bydgoskiej im. Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz*.
- Babiński Z., 2009, *Historia i perspektywy rozwoju koryta dolnej Wisły na tle zagospodarowania dna doliny*, [w:] Z. Babiński (red.), *Środowisko przyrodnicze w badaniach geografii fizycznej, Promotio Geographica Bydostiensia*, 4, 17–32.
- Babiński Z., 2013, *Aktualny stan dolnej Wisły i perspektywy jej zagospodarowania*, [w:] Z. Ziolo, G. Starodub, H. Połcik (red.), *Drogi wodne Europy Środkowo-Wschodniej, Studia Regionalne i Lokalne Polski Południowo-Wschodniej*, 11, 67–78.
- Babiński Z., Chalov S.R., 2005, *Udział rumowiska unoszonego i wlezonego w transporcie fluwialnym*, [w:] Z. Babiński (red.), *Środowisko przyrodnicze w badaniach geografii fizycznej, Promotio Geographica Bydostiensia*, 2, 9–34.
- Babiński Z., Habel M., 2012, *Rozwój koryta dolnej Wisły na tle zagospodarowania dna doliny*, [w:] A. Łajczak (red.), *Antropopresja w wybranych strefach morfoklimatycznych – zapis zmian w rzeźbie i osadach*, *Wydział Nauk o Ziemi Uniw. Śląskiego, Sosnowiec*, s. 53–60.
- Babiński Z., Habel M., 2017, *Impact of a single dam on sediment transport continuity in large lowland rivers*, [w:] S. Wieprecht, S. Haun, K. Weber, M. Noack, K. Terheiden (red.), *River Sedimentation*, Taylor & Francis CRP Press, s. 975–982.
- Babiński Z., Klimek K., 1990, *The present-day channel and floodplain of the River Vistula*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years*, *Geogr. Studies, Spec. Issue*, 5, 62–75.
- Babiński Z., Krzemień K., Łajczak A., Magnuszewski A., 2010, *Rusłowyje procesy rieki Wisły (Polsza)*, [w:] R.S. Czałow (red.), *Erozionnyje i rusłowyje procesy*, *Sbornik trudow*, 5, 40–59.
- Banach M., 1988, *Główne procesy a osady w strefie brzegowej zbiornika Włocławek*, *Przeegl. Geogr.*, 3, 267–299.
- Banach M., 1994, *Morfodynamika strefy brzegowej zbiornika Włocławek*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 161, 1–180.
- Banach M., 1998, *Dynamika brzegów dolnej Wisły*, *Dokument. Geogr. IGiPZ PAN*, 9, 9–39.
- Barczyk A., Bogdanowicz E., Dobrzyńska I., Drezińska B., Fal B., Kruszewski A., Ośródką K., Szturc J., 1999, *Przebieg wezbrania w dorzeczu Wisły*, [w:] J. Grela, H. Słota, J. Zieliński (red.), *Dorzecze Wisły. Monografia powodzi lipiec 1997*, *Wyd. IMGW*, s. 45–76.

- Bartnik A., Jokieli P., 2012, *Geografia wezbrań i powodzi rzecznych*, Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego.
- Bombówna M., 1962, *Osadzanie się zawieszin w zbiorniku zaporowym w Goczałkowicach*, Acta Hydrobiol., 2, 69–118.
- Brański J., 1972, *Bilans transportu rumowiska unoszonego wzdłuż biegu Wisły*, Gosp. Wodna, 3, 93–95.
- Brański J., 1974, *Transport of suspended solids along the Vistula River*, Nordic. Hydrol., 5, 183–192.
- Brański J., 1975, *Ocena denudacji dorzecza Wisły na podstawie wyników pomiarów rumowiska unoszonego*, Prace IMGW, 6, 5–58.
- Brański J., Banasik K., 1996, *Sediment yields and denudation rates in Poland*, IAHS Publ., 236, 133–138.
- Brański J., Dąbkowski S.L., Skibiński J., 1980, *O aktualnym rozpoznaniu charakterystyk transportu rumowiska rzeczno na odcinku projektowanej kaskady Wisły górnej*, Gosp. Wodna, 3, 72–76.
- Brański J., Skibiński J., 1968, *Udział rumowiska wlezonego w ogólnej masie rumowiska rzeczno transportowanego w korycie środkowej i dolnej Wisły*, Wiad. Sl. Hydrol. i Meteor., 3–4, 13–23.
- Cebulak K., 2001, *Delta Wisły. System ochrony przed żywiołem wodnym i melioracja Żuław wielkich (o naturze i obliczach ziemi nowodworskiej)*, [w:] *Żuławy i Mierzeja – moje miejsce na ziemi*, Kolokwia Żuławskie, 1, 37–57.
- Ciupa T., Suligowski R., Łajczak A., Babiński Z., 2017a, *Transport fluwialny w rzekach Polski. Materiał klastyczny*, [w:] P. Jokieli, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski*, Wyd. PWN, s. 201–209.
- Ciupa T., Suligowski R., Łajczak A., 2017b, *Transport fluwialny w rzekach Polski. Materiał rozpuszczony*, [w:] P. Jokieli, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski*, Wyd. PWN, s. 209–213.
- Cyberski J., 1969, *Sedymentacja rumowiska w zbiorniku rożnowskim*. Prace PIHM, 96, 21–42.
- Cyberski J., 1973, *Accumulation of Debris in Water Storage Reservoirs of Central Europe, Man-Made lakes: Their Problems and Environmental Effects*, Geogr. Monogr., Amer. Geoph. Union, Washington, 17, 359–363.
- Cyberski J., 1983, *Badania akumulacji rumowiska w zbiornikach retencyjnych w Polsce*, Gosp. Wodna, 2, 43–46.
- Cyberski J., Pasternak K., 1973, *Skład granulometryczny unosin wód rzek karpackich na tle jakości podłoża ich zlewni*, Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 12, 131–152.
- Czaja S., Degórska W., Leśniok M., 1993, *Naturalne i antropogeniczne zmiany biegu koryta Wisły od zbiornika w Goczałkowicach do ujścia Przemszy*, Geogr. Stud. Dissert. UŚ, 17, 7–15.
- Czajka A., 2000, *Sedymentacja pozakorytowa aluwiiów w strefie międzywala Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej*, Przegl. Geol., 48(3), 263–267.
- Czernik S., 1955, *Zagadnienie regulacji Wisły dolnej*, Gosp. Wodna, 3, 116–122.
- Ejtminowicz Z., 1977, *Dopływ materiału zawieszinowego z Wisły do Basenu Gdańskiego*, Stud. i Mat. Oceanolog., 19.
- Fal B., 1993, *Zmienność odpływu z obszaru Polski w bieżącym stuleciu*, Wiad. IMGW, 6(37), 3–20.
- Fal B., Bogdanowicz E., Czernuszenko W., Dobrzyńska I., Koczyńska A., 1997, *Przepływy charakterystyczne głównych rzek polskich w latach 1951–1990*, Mat. Badawcze, Hydrologia i Oceanologia, 21, 176–178.
- Falkowski E., 1967, *Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost–Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju*, Biul. Inst. Geol., 198, 4, 57–148.

- Falkowski E., 1975, *Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floor during the Holocene*, Bull. Geol. UW, 19, 45–78.
- Falkowski E., 1982, *The pattern of changes in the Middle Vistula valley floor*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years*, Geogr. Studies, Spec. Issue, 1, 79–92.
- Falkowski E., 1990, *Morphogenetic classification of river valleys developing in formerly glaciated areas for needs of mathematical and physical modeling in hydro technical projects*, Geogr. Pol., 58, 55–67.
- Falkowski T., 2006, *Naturalne czynniki stabilizujące wybrane odcinki strefy korytowej Wisły środkowej*, Rozprawy Naukowe i Monografie.
- Falkowski T., 2007, *Alluvial bottom geology inferred as a factor controlling channel flow along the Middle Vistula River, Poland*, Geol. Quarterly, 51(1), 91–102.
- Falkowski T., Ostrowski P., 2015, *Wykorzystanie metod geoinformacyjnych w badaniach morfodynamiki koryta Wisły w Warszawie*, Przegl. Geol., 63(3), 186–193.
- Falkowski T., Popek Z., 2000, *Zones of the ice jam formation of the Middle Vistula River Reach in reaction to the variable of the river morphology*, Annals of Warsaw Agricult. Univ., Land Reclamation, 30, 77–90.
- Florek E., Florek W., Mycielska-Dowgiatło E., 1987, *Morphogenesis of the Vistula valley between Kępa Polska and Płock in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Geogr. tud., Spec. Issue, 4, 189–205.
- Froehlich W., 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, Prace Geogr. IGIPIZ PAN, 143, 1–144.
- Gębica P., Patkowski B., Lasek A., Sokołowski T., 1998, *Geomorfologiczne i sedimentologiczne skutki przerwania wałów przeciwpowodziowych w dolinie Wisły w lipcu 1997 roku*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, Wyd. Oddz. PAN w Krakowie, Kraków, s. 185–194.
- Gierszewski P., 1988, *Zmiany brzegów wywołane termicznymi ruchami lodu na przykładzie Zbiornika Włocławskiego*, Przegl. Geogr., 66(4), 657–674.
- Gierszewski P., 2018, *Hydromorfologiczne uwarunkowania funkcjonowania ekosystemu Zbiornika Włocławskiego*, Prace Geogr. IGIPIZ PAN, 268, 1–224.
- Gierszewski P., Szymańda J., Luc M., 2006, *Distribution of the bottom deposits and accumulation dynamics in the Włocławek Reservoir (central Poland)*, WSEAS Transactions Environ. Develop., 5(2), 543–549.
- Gierszewski P., Szymańda J., Luc M., 2015, *Zmiany układu koryt Wisły spowodowane funkcjonowaniem stopnia wodnego „Włocławek” na podstawie analizy zdjęć lotniczych*, Przegl. Geogr., 87 (3), 517–533.
- Gierszewski P., Szymańda J.B., 2012, *Geomorphological and sedimentological effects of failure of the Vistula flood embankment near Płock*, 12. mezinárodní konference Stav geomorfologických výskumů v roce 2012, 18–20.04.2012 Parkhotel Sokolov, Czech Republic, Geomorfologický Sborník, 10, 9–10.
- Gieysztor A., 1982, *Wisła w średniowieczu*, [w:] A. Piskozub (red.), *Wisła. Monografia rzeki*, WKiŁ, Warszawa, s. 21–30.
- Gilewska S., 1991, *Rzeźba*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 248–296.
- Głodek J., 1967, *Dolna Wisła*, [w:] C. Kolago (red.), *Z biegiem Wisły. Przewodnik geologiczno-krajoznawczy*, Wyd. Geologiczne, Warszawa, s. 418–483.
- Górnik M., 2018, *Wieloletnie zmiany przepływów Wisły i Bugu (1951–2015)*, Przegl. Geogr., 90(3), 479–494.

- Graniczny M., Janicki T., Kowalski Z., Koszka-Maróń D., Jegliński W., Uścińowicz S., Zachowicz J., 2004, *Recent development of the Vistula river outlet*, Polish Geol. Inst. Spec. Papers, 11, 103–107.
- Grześ M., 1991, *Zatory i powódzie zatorowe na dolnej Wiśle: mechanizmy i warunki*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, Warszawa.
- Grześ M., Banach M., 1983, *Powódź zatorowa na Wiśle w styczniu 1982 r.*, Przegł. Geogr., 55(1), 91–113.
- Habel M., 2013, *Dynamics of the Vistula River channel deformations downstream of Włocławek Reservoir*, Kazimierz Wielki University Press, Bydgoszcz.
- Helios-Rybicka E., 1983, *The content and chemical forms of heavy metals in the river sediments of Cracow area – the role of clay minerals*, Environ. Techn. Letters, 4, 515–520.
- Helios-Rybicka E., Rutkowski J., 1984, *Wykształcenie litologiczne i zawartość metali ciężkich w madach terasy rędzinnej oraz w madach współczesnych w rejonie Tyńca–Kątów*, Mat. Symp. PTGeol, Kraków, s. 75–79.
- Hennig J., 1991, *Elektrownie wodne*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. II, Wyd. PWN, Warszawa–Kraków, s. 179–184.
- Hennig J., Hennig I., Roszkowski A., 1991, *Zbiorniki retencyjne*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. II, Wyd. PWN, Warszawa–Kraków, s. 121–143.
- Jacewicz A.R., Kuźniar P., 2000, *Zarys historyczny kształtowania się doliny i koryta Wisły na odcinku warszawskim*, Dokument. Geogr. IGiPZ PAN, 19, 17–30.
- Jędrysiak M., Rusak M., 1982, *Kompleksowe zagospodarowanie Wisły*, [w:] A. Piskozub (red.), *Wiśla. Monografia rzeki*, WKiŁ, Warszawa.
- Kalicki T., Plit J., 2003, *Historical changes of the Vistula channel and its reflection in the floodplain between Józefów and Kazimierz Dolny. Holocene and Late Vistulian Paleogeography and Paleohydrology*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 189, 179–207.
- Klimek K., 1972, *Kotlina Raciborsko-Oświęcimska*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, t. I, *Polska Południowa, góry i wyżyny*, Wyd. PWN, s. 116–138.
- Klimek K., 1987, *Vistula valley in the eastern part of the Oświęcim Basin during the Upper Vistulian and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years*, Geogr. Studies, Spec. Issue, 4, 13–29.
- Klimek K., 1988, *An early anthropogenic alluviation in the subcarpathian Oświęcim Basin, Poland*, Bull. of the P.A. of Sci., Earth Sciences, 36(2), 159–169.
- Klimek K., Zawilińska L., 1985, *Trace elements in alluvia of the Upper Vistula as indicators of palaeohydrology*, Earth Surf. Proc. and Landf., 10, 273–280.
- Koc L., 1972, *Zmiany koryta Wisły w XIX i XX wieku między Płockiem a Toruniem*, Przegł. Geogr., 44(4), 703–719.
- Kordowski J., 2001, *Litologiczne i genetyczne zróżnicowanie osadów pozakorytowych równiny zalewowej Wisły między Górkami i Chełmnem*, Przegł. Geogr., 73 (3), 351–369.
- Kordowski J., 2003, *Struktury wewnętrzne i uziarnienie osadów pozakorytowych doliny dolnej Wisły w Kotlinie Toruńskiej i Basenie Unisławskim*, Przegł. Geograficzny, 75(4), 601–621.
- Kordowski J., Gamrat W., Gierszewski P., Kubiak-Wójcicka K., Szymańda J.B., Tyszkowski S., Solarczyk A., 2014, *Zapis procesów sedymentacji fluwialnej i biogenicznej w osadach dna Doliny Dolnej Wisły*, Landf. Analysis, 25, 77–93.
- Kowalczyk Z., 1964, *Analiza wyników badań geodezyjnych nad współczesnymi naturalnymi ruchami powierzchni południowej części Górnego Śląska*, PWN, Warszawa.
- Kowalski H., Magnuszewski A., Radecki-Pawlik A., 2018, *The application of 2D hydrodynamic models for underwater archaeological finds from the Vistula River, Warsaw, Poland*, Hydrol. Proc., 32(18), 2888–2900.

- Kwiatkowski J., 1935, *Zamek wśród koryta Wisły pod Zawichostem*, Wyd. Pol. Tow. Kraj., Biblioteka Sandomierska, 6, 1–16.
- Lewakowski J., 1935, *Mapa terenów powodzi lipcowej 1934 r.*, Wiad. Sl. Geogr., 9, 288–294.
- Łajczak A., 1988, *Development and structure of the Goczałkowice Reservoir ecosystem. Suspended Matter Sedimentation*, Ekol. Pol., 36 (3–4), 407–424.
- Łajczak A., 1989, *Zróżnicowanie transportu zawiesiny w karpackiej części dorzecza Wisły*, Dokument. Geogr., 5, 1–85.
- Łajczak A., 1995a, *The Impact of River Regulation, 1850–1990, on the Channel and Floodplain of the Upper Vistula River, Southern Poland*, [w:] E.J. Hickin (red.), *River Geomorphology*, International Association of Geomorphologists, 2, J. Wiley & Sons, Chichester, s. 209–233.
- Łajczak A., 1995b, *Studium nad zamulaniem wybranych zbiorników zaporowych w dorzeczu Wisły*, Monogr. Kom. Gosp. Wodnej PAN, 8, 1–108.
- Łajczak A., 1996, *Modelling the long-term course of non-flushed dam reservoir sedimentation and estimating the life of dams*, Earth Surf. Proc. and Landf., 21, 1091–1107.
- Łajczak A., 1999, *Współczesny transport i sedimentacja materiału unoszonego w Wiśle i głównych dopływach*, Monogr. Kom. Gosp. Wodnej PAN, 15, 1–215.
- Łajczak A., 2003a, *Silting of the Goczałkowice reservoir*, [w:] A.T. Jankowski, M. Rzętała (red.), *Mat. Sympozjum Polsko-Czeskiego „Problemy geoekologiczne górnośląsko-ostrowskiego regionu przemysłowego”*, WNoZ US, Sosnowiec, s. 96–101.
- Łajczak A., 2003b, *Contemporary transport of suspended material and its deposition in the Vistula River, Poland*, Hydrobiologia, 494, 43–49.
- Łajczak A., 2005, *Dostawa materiału unoszonego do Bałtyku przez rzeki, ze szczególnym uwzględnieniem roli Wisły i Odry*, Czasop. Geogr., 76(4), 265–293.
- Łajczak A., 2006, *Regulacja rzeki a zagrożenie powodziowe, na przykładzie Wisły między Skoczowem i Puławami*, [w:] W. Bartnik (red.), *Infrastruktura i ekologia terenów wiejskich*, Kom. Techn. Infrastruktury Wsi, PAN, 4(1), 38–45.
- Łajczak A., 2007, *River Training vs. Flood Risk in the Upper Vistula Basin, Poland*, Geogr. Pol., 80(3), 79–96.
- Łajczak A., 2012a, *Use of Piedmont Section of Vistula in Southern Poland to Examine the Effect of River Channelization on Flood Risk*, [w:] T. Wong (red.), *Flood Risk and Flood Management*, Publ. Nova Series, New York, USA, s. 88–106.
- Łajczak A., 2012b, *Contemporary flood frequency, fluctuations and trends of changes in water discharge in the piedmont course of the Vistula River – geomorphological consequences, Southern Poland*, [w:] *The problems of geomorphology and paleoecology of the Ukrainian Carpathians and adjacent areas*, Publ. of the University of Lwow, Lwów, s. 60–69.
- Łajczak A., 2012c, *Transport of suspended sediment by the Vistula River basin upstream of Kraków, southern Poland, and the human impact during the second half of the 20th century*, IAHS Publ., 356, 49–56.
- Łajczak A., 2014a, *Changes in flood risk impacted by river training. Case study of piedmont section of the Vistula river*, Annals of Warsaw Univ. of Life Sciences – Land Reclamation, 46(4), 55–73.
- Łajczak A., 2014b, *Does the river training mitigate flood risk? Case study of piedmont section of the Vistula river, southern Poland*, Proc. of International Conference Analysis and Management of Changing Risk for Natural Hazards, Padua, Italy, 18–19 November 2014 (extent abstract – on line).
- Łajczak A., Plit J., Soja R., Starkel L., Warowna L., 2006, *Changes of the Vistula River Channel and Floodplain in the Last 200 Years*, Geogr. Pol., 79(2), 65–87.

- Łajczak A., Plit J., Soja R., Starkel L., Warowna L., 2008, *Współczesne przemiany koryta i równiny zalewowej Wisły*, [w:] L. Starkel, A. Kotarba, A. Kostrzewski, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Wyd. Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, s. 349–369.
- Łomniewski K., 1963, *Ujście Wisły*, Roczn. PTGeol., 29(4), 391–416.
- Macklin M., Klimek K., 1992, *Dispersal, storage and transformation of metal-contaminated alluvium in the upper Vistula basin, southern Poland*, Applied Geography, 12, 7–30.
- Majewski A., 1969, *Rozwój hydrograficzny delty Wisły w okresie historycznym*, Przegl. Geogr., 14(1), 3–42.
- Makowski J., 1993, *Wały przeciwpowodziowe Dolnej Wisły historyczne kształtowanie, obecny stan i zachowanie w czasie znacznych wezbrań*, Wydawnictwo IBW PAN, Gdańsk.
- Makowski J., 1997, *Dolna Wisła i jej obwałowania. Historyczne kształtowanie, obecny stan i zachowanie w czasie znacznych wezbrań. Część druga: odcinek od Torunia do Białej Góry*, Inst. Bud. Wod. PAN, Bibl. Nauk. Hydrotech., 27, 1–427.
- Makowski J., Tomczak A., 2002, *Stany wody Wisły w Toruniu w świetle pomiarów z ostatnich dwóch stuleci*, St. Soc. Sci. Torunensis, Sectio C, 11(1), 1–174.
- Manthey T., Gilewski J., 1980, *Określenie natężenia transportu rumowiska w postaci unoszonej i wleczonej w ujściowym odcinku rzeki Wisły*, Stud. i Mat. Oceanolog., 30, 179–214.
- Maruszczak H., 1982, *Wisła Lubelska*, [w:] A. Piskozub (red.), *Wisła. Monografia rzeki*, WKiŁ, Warszawa, s. 125–136.
- Maruszczak H., 1984, *Spatial and temporal differentiation of fluvial sediment yield in the Vistula river basin*, Geogr. Pol., 50, 253–269.
- Maruszczak H., 1990, *Sediment transport in the Vistula drainage basin. Suspension transport. Solute transport*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 5, 85–90.
- Maruszczak H., 1997, *Changes of the Vistula river course and development of the floodplain in the border zone of South Polish Uplands and Middle Polish Lowlands in historical time*, Landf. Analysis, 1, 33–39.
- Mrózek W., 1958, *Wydmy Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej*, [w:] R. Galon (red.), *Wydmy śródlądowe Polski*, Wyd. PTG, Warszawa, s. 7–59.
- Mycielska-Dowgiałło E., Chomski J., 2000, *Evolution of the Vistula valley between Kepa Polska and Płock during the Last Glaciation and Holocene*, [w:] A. Magnuszewski, Z. Mikulski, W.L.F. Brinkman (red.), *Floodplain Pollution Control Management (Vistula river, Poland)*, Publ. Deutsches IHP/OHP-Nationalkomitee, Koblenz, s. 11–20.
- Niewiarowski W., 1987, *The evolution of the lower Vistula valley in the Unistaw Basin and the river gap to the north of Bydgoszcz-Fordon*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years*, Geogr. Studies, Spec. Issue, 4, 233–252.
- Plit J., 2004, *Changes in middle course of the river Vistula in historical time*, Geogr. Pol., 77(2), 47–61.
- Plit J., Warowna J., 2008, *Zmiany układu i kształtu koryt w ciągu ostatnich 250 lat – procesy w uregulowanym korycie Wisły*, [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Wyd. SGP, IGI GP UJ, IGIPZ PAN, Kraków, s. 356–361.
- Pożaryski W., 1953, *Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe*, Prace Inst. Geol., Warszawa.
- Pożaryski W., 1955, *Osady rzeczne w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe*, Prace Inst. Geol., 9, 1–96.
- Pożaryski W., Kalicki T., 1995, *Evolution of the gap section of the Vistula valley in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Geogr. Stud., Spec. Issue, IGIPZ PAN, 8, 111–137.

- Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 1999, *Młodozwartorzędowe terasy akumulacyjne i osady deluwialne w dolinie Środkowej Wisły*, Przegł. Geol., 47, 808–812.
- Punzet J., 1981, *Zmiany w przebiegu stanów wody w dorzeczu górnej Wisły na przestrzeni 100 lat (1871–1970)*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys., 14, 5–28.
- Punzet J., 1991, *Przepływy charakterystyczne*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. I, Wyd. PWN, Warszawa–Kraków, s. 167–215.
- Roszkowski A., 1991, *Przerzuty wody*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. II, Wyd. PWN, Warszawa–Kraków, s. 144–146.
- Roszkowski A., Hennig J., 1991, *Ochrona przed powodzią*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. II, Wyd. PWN, Warszawa–Kraków, s. 147–153.
- Różycki S.Z., 1972, *Nizina Mazowiecka*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 2, PWN, Warszawa, s. 271–317.
- Rutkowski J., 1986, *The occurrence of carboniferous coal of anthropogenic origin in the contemporaneous Vistula river sediments near Cracow (South Poland)*, Earth Surf. Proc. and Landf., 11, 321–326.
- Rutkowski J., 1987, *Vistula River valley in the Cracow Gate during the Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years*, Geogr. Studies, Spec. Issue, 4, 31–49.
- Skibiński J., 1976, *Próba ilościowej oceny intensywności transport rumowiska wlezonego w rzekach Środkowej Polski*, Zesz. Nauk. SGGW-AR, Rozpr. Nauk., 74, 1–111.
- Soja R., 2002, *Hydrologiczne aspekty antropopresji w Karpatach*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 186, 1–130.
- Soja R., Mrozek T., 1990, *Hydrological characteristics of the Vistula River*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years*, Geogr. Studies, Spec. Issue, 5, 45–62.
- Sokołowski T., 1982, *Vistula valley between the outlets of Dunajec and Breń rivers*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years*, Geogr. Studies, Spec. Issue, 4, 95–114.
- Stachy J., Fal B., Dobrzyńska I., Hołdakowska J., 1996, *Wezbrania rzek polskich w latach 1951–1990*, Materiały Badawcze, Hydrologia i Oceanologia, 20, 1–80.
- Stachy J., Nowak H., 1977, *Przyczynę do zagadnienia zmian reżymu wezbraniowego rzek polskich*, Gosp. Wodna, 8, 227–229.
- Starkel L., 1967, *Wisła wśród gór i wyżyn*, [w:] C. Kolago (red.), *Z biegiem Wisły. Przewodnik geologiczno-krajoznawczy*, Wyd. Geologiczne, Warszawa, s. 31–159.
- Starkel L., 1982, *Wisła poniżej Krakowa*, [w:] A. Piskozub (red.), *Wisła. Monografia rzeki*, WKiŁ, Warszawa, s. 111–124.
- Starkel L., 2001, *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*, Monografie IGiPZ PAN, 2, 1–263.
- Strzyżewski T., Pawłowski B., 2014, *Identyfikacja i typologia zatorowych odcinków Wisły na podstawie zmienności morfometrycznych parametrów koryta*, Monitoring Środowiska Przyrodniczego, 15, 51–58.
- Szmańda J.B., 2005, *Zastosowanie analiz metali ciężkich, koncentracji ¹³⁷Cs i datowań luminescencyjnych w badaniach wieku aluwii powodziowych w Toruniu*, AUNC, Geografia, 33, 111, 83–103.
- Szmańda J.B., 2006, *Rytmika powodziowa w aluwii pozakorytowych Wisły, Drwęcy i Tążyny*, [w:] P. Gierszewski, M.T. Karasiewicz (red.), *Idee i praktyczny uniwersalizm geografii*, Geogr. Fiz., Dokument. Geogr., 32, 266–270.
- Szmańda J.B., 2011, *Zapis warunków depozycji w uziarnieniu aluwii pozakorytowych*, Landf. Analysis, 18, 1–97.

- Tomczak A., 1971, *Kępa bazarowa na Wiśle w Toruniu w świetle badań geomorfologicznych oraz archiwalnych materiałów kartograficznych*, Stud. Soc. Sc. Torunensis, Sec. C, 7, 6, 1–11.
- Tomczak A., 1987, *Evolution of the Vistula valley in the Toruń Basin in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 4, 207–232.
- Trafas K., 1975, *Zmiany biegu koryta Wisły na wschód od Krakowa w świetle map archiwalnych i fotointerpretacji*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 40, 16–37.
- Trafas K., 1992, *Zmiany biegu Wisły pomiędzy ujściem Przemszy i Sandomierzem*, [w:] K. Trafas (red.), *Zmiany biegu Wisły i ich skutki*, Wyd. Uniw. Warszawskiego, Warszawa, s. 31–61.
- Urbaniak U., 1967, *Wydmy Kotliny Płockiej*, Prace Geogr., 61, 1–74.
- Weckwerth P., 2013, *Ewolucja fluwialnych systemów depozycyjnych i jej uwarunkowania paleośrodowiskowe w Kotlinie Toruńskiej podczas zlodowacenia Wisły*, Wyd. Naukowe UMK, Toruń.
- Wierzbicki J., 1985, *Wybrane zagadnienia koryt rzecznych i zasad regulacji rzek nizinnych*, Informator Projektanta CBSiPBW Hydroprojekt, Warszawa, 2, 11–33.
- Wierzbicki G., Ostrowski P., Falkowski T., Mazgajski M., 2018, *Geological setting control of flood dynamics in lowland rivers (Poland)*, Science of the Total Environm. (STOTEN), 636, 367–382.
- Wiśniewski E., 1987, *Evolution of the Vistula valley between Warsaw and Płock Basin during the last 15 000 years*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Geogr. Stud., Spec. Issue., 4, 171–187.
- Wrzesiński D., 2017, *Reżimy rzek Polski*, [w:] P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski*, PWN, s. 215–221.
- Żelaziński J., Brański J., Kadłubowski A., Wereski S., 2005, *Application of the CCHE Models for Explanation of Factors Causing Deep Erosion of Vistula River Bed in Warsaw. E-5. 387*, Publ. Inst. Geofizyki PAN, s. 87–113.