#### UNIWERSYTET KOMISJI EDUKACJI NARODOWEJ W KRAKOWIE

Wydział Nauk Ścisłych i Przyrodniczych Instytut Biologii i Nauk o Ziemi

**Sławomir Superson** 

### Zapis młodoholoceńskich powodzi w aluwiach równiny zalewowej dolnego Wisłoka

Praca doktorska napisana pod kierunkiem Prof. dr hab. Józefa Kukulaka

Kraków 2024

Składam serdeczne podziękowania

Promotorowi Panu **Prof. dr hab. Józefowi Kukulakowi** za cenne uwagi i dyskusje naukowe oraz wsparcie merytoryczne podczas przygotowywania niniejszej rozprawy doktorskiej

Panu **dr hab. Piotrowi Gębicy Prof. URz** za pomoc w pracach terenowych oraz umożliwienie wykonania analiz uziarnienia osadów w Pracowni Gleboznawczej Uniwersytetu Rzeszowskiego

Pani dr hab. Annie Michno Prof. UJ i mgr. inż. Mateuszowi Sobuckiemu za umożliwienie i pomoc w wykonaniu analiz uziarnienia osadów w Pracowni Geomorfologicznej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Panu **Prof. dr hab. inż. Markowi Krąpcowi** i Pani **dr inż. Joannie Barniak** z Akademii Górniczo Hutniczej im. Stanisława Staszica w Krakowie za wykonanie analiz dendrochronologicznych i radiowęglowych

Mojej Rodzinie i Przyjaciołom za wsparcie na każdym etapie prowadzenia pracy naukowej

## Spis treści

Spi	Spis treści3						
1.	Wprowadzenie	5					
1.1.	Cel i zakres badań	6					
1.2.	Stan badań doliny dolnego Wisłoka w świetle literatury	8					
1.3.	Wybrana terminologia	10					
2.	Teren badań	11					
2.1.	Położenie fizycznogeograficzne	11					
2.2.	Cechy morfologiczne doliny dolnego Wisłoka	13					
	2.2.1. Terasa rędzinna	13					
	2.2.2. Terasa zalewowa	15					
2.3.	Charakterystyka hydrologiczna i sieć rzeczna	16					
2.4.	Warunki klimatyczne	18					
3.	Metody badań	18					
3.1.	Prace terenowe	19					
3.2.	Analizy uziarnienia	20					
3.3.	Datowania radiowęglowe i dendrochronologiczne	21					
3.4.	Analizy palinologiczne	21					
3.5.	Datowania archeologiczne	22					
3.6.	Materiały kartograficzne	22					
4.	Ogólna charakterystyka osadów dna doliny dolnego Wisłoka	23					
4.1.	Cechy sedymentologiczne aluwiów korytowych i pozakorytowych	23					
	4.1.1. Stanowisko w Łukawcu Górnym	23					
	4.1.2. Stanowisko w Smolarzynach	26					
	4.1.3. Stanowisko w Woli Dalszej	28					
	4.1.4. Stanowiska w Białobrzegach	30					
	4.1.5. Stanowiska w Budach Łańcuckich	33					
	4.1.6. Stanowisko w Gniewczynie Łańcuckiej	36					
4.2.	Uziarnienie aluwiów równiny zalewowej	38					
5.	Interpretacja przebiegu zmian aluwiacji badanego odcinka doliny Wisłoka w oparciu o sedymentologiczne cechy osadów	72					
5.1.	Zmiany uziarnienia osadów pozakorytowych w profilach pionowych	72					
5.2.	Zmiany uziarnienia aluwiów i parametrów morfometrycznych równiny zalewowej w profilu podłużnym rzeki	.75					

5.3.	Relac Wisło	je pomiędzy statystycznymi wskaźnikami uziarnienia aluwiów dolnego ka	79			
5.4.	Korela zalew	acja i czytelność zapisu pojedynczych powodzi w wybranych profilach równin owej	ny 82			
6.	Korelac wieku o dendroo	ja okresów wystąpień powodzi w korycie Wisłoka z oznaczeniami sadów, danymi archeologicznymi, palinologicznymi, chronologicznymi i zapisem kartograficznym	87			
6.1.	Fazy pov rzecznyc	vodzi w dolinie dolnego Wisłoka – korelacja z zapisem z innych dolin h	87			
	6.1.1.	Starszy holocen	89			
	6.1.2.	Młodszy holocen	92			
7.	Zmiany przebiegu koryta Wisłoka w świetle materiałów kartograficznych95					
7.1.	Wie	k osadów w świetle danych archeologicznych i palinologicznych	99			
8.	Rekonst	trukcja młodoholoceńskiej ewolucji dna doliny Wisłoka	100			
8.1.	Dol	ina dolnego Wisłoka w ostatnim tysiącleciu	104			
9.	Wniosk	i końcowe	107			
10.	Spis lite	ratury	110			
Spis	rycin		127			
Spis	tabel		129			

#### 1. Wprowadzenie

Jednym z najważniejszych czynników przekształcających w holocenie rzeźbę dolin rzecznych jest działalność rzek (m.in. Starkel 1977, 2008, Babiński 1992, Knighton, Nanson 1993, Zieliński 2001, Migoń 2013, Andrzejewski i in., 2018, Kirchner i in. 2022). Systemy fluwialne, a w szczególności koryta rzeczne, są miejscami działalności erozyjnej, transportowej i akumulacyjnej rzek, które prowadzą do nieustannych modyfikacji rzeźby nie tylko samych koryt, ale często również równin zalewowych (Schumm 1977, Macklin 1985, Starkel 2001). Przyjmuje się, że dominującą przyczyną przemian rzeźby fluwialnej w dnach dolin są wezbrania ekstremalne. W trakcie takich wezbrań tworzą się w korycie, a szczególnie na równinie zalewowej, najbardziej wyraźne zespoły form akumulacyjnych, złożone z różnego typu aluwiów (Allen 1970, Zwoliński 1985, Gradziński i in. 1986, Macklin i in. 1992, Klimek 1974a, Miall 1996, Starkel 1995, Zieliński 1998, Bridge 2003). To podczas maksymalnych stanów wód (ponad pełnokorytowych) może odbywać się na równinie zalewowej dystrybucja drobnoziarnistych osadów i formowanie z nich rytmicznej sekwencji warstw, charakterystycznej dla aluwiów pozakorytowych (Klimek 1974b, Teisseyre 1988, Szmańda 2006, 2011, Szmańda i in. 2018). Wówczas taki rytmit staje się czytelną, pojedynczą jednostką sedymentacyjną w pionowym przyroście osadów terasy zalewowej i jest zapisem przepływu pozakorytowego rzeki. Tak powstały zapis sedymentacji osadów na równinie zalewowej został już udokumentowany w wielu dolinach polskich rzek, zarówno na obszarach nizinnych, wyżynnych i podgórskich (Klimek 1974a, Zwoliński 1985, Kalicki 1996, Czajka 2000, Kordowski 2003, Szmańda 2006, 2018, Szmańda i in. 2008, 2018, Kalicki, Szmańda 2009).

W minionym 1000-eciu istotnym czynnikiem wpływającym na tempo i przebieg procesów fluwialnych jest również działalność człowieka (Klimek 1987, 1992, Szumański 1979, 1986, Starkel, Łajczak 2008, Verstraeten i in. 2017). W rekonstrukcji przebiegu zmian młodej rzeźby dolin uwzględnia się zwykle udział obu tych czynników, a zapisem ich przestrzennej i czasowej aktywności są teksturalne i strukturalne cechy zachowanych osadów fluwialnych (m.in. Zwoliński 1985, Czajka 2000, Klimek 2002, Szmańda 2002, Smolska 2008). W karpackich odcinkach dolin rzecznych wgląd w budowę przetrwałych aluwiów ułatwiają ich erozyjne rozcięcia teras zalewowych

Obecnie w profilach osadów pozakorytowych zapis dawnych wezbrań i przepływów pozakorytowych jest lokalnie zróżnicowany, zarówno pod względem cech

litofacjalnych, jak i uziarnienia. Już sam przebieg powodzi sprawia, że procesy fluwialne w strefach przepływu pozakorytowego rzeki nie są każdorazowo w tym samym miejscu równiny zalewowej powtarzalne. Potwierdzeniem braku takiej ciągłości procesów są m.in. włożenia osadów w rozcięcia starszych poziomów aluwiów, które tym samym stają się różnowiekowe. Ponadto, wskutek postępującej migracji lateralnej koryt i występowania na równi zalewowej subśrodowisk sedymentacyjnych trudniej jest w obecnych podcięciach teras dokonać identyfikacji sekwencji osadów równowiekowych i ich przestrzennej korelacji na znacznej długości brzegów. Niniejsza praca prezentuje to zagadnienie na przykładzie odcinka doliny Wisłoka.

#### 1.1. Cel i zakres badań

Nadrzędnym celem badań w zakresie podjętego tematu pracy było wyjaśnienie przebiegu akumulacji w obrębie terasy zalewowej Wisłoka poprzez kompleksową analizę cech teksturalnych i strukturalnych jej osadów. To w cechach osadów tej rzeki przetrwał sedymentologiczny zapis występowania powodzi w przeszłości i można też na podstawie ich przestrzennej zmienności próbować odtwarzać przebieg zmian układu koryta rzeki. Wzorując się na metodyce analiz cech teksturalnych i strukturalnych aluwiów młodych teras innych rzek w kraju, prezentowanej w pracach wielu autorów (m.in. Falkowski 1971, Szumański 1986, Andrzejewski 1985, Rotnicki, Młynarczyk 1989, Florek 1991, Kaczmarzyk 1997, Ludwikowska-Kędzia 2000, Michno 2004, Wachecka-Kotkowska 2004, Szmańda 2011, Kordowski i in. 2014, Bala 2018) podjęto się zastosować analizę podobnych cech osadów do wyjaśnienia przebiegu deponowania osadów w terasie zalewowej Wisłoka (5-7 m) w Rynnie Podkarpackiej. Konieczne było więc rozpoznanie litofacjalnego zapisu powodzi w profilach osadów terasy.

O równinie zalewowej tej rzeki, pomiędzy Łukawcem Górnym a Gniewczyną Łańcucką informacje w literaturze naukowej są dotąd bądź to ogólnikowe, bądź wąskotematyczne. W pracach A. Jahna (1957) i L. Starkla (1960) są jedynie informacje o szerokości i wysokości tej terasy, natomiast prace A. Szumańskiego (1979) i P. Gębicy (2004) obejmują już charakterystykę uziarnienia osadów korytowych i pozakorytowych w tej terasie. Na tym odcinku Wisłoka brakuje jednak szczegółowych datowań aluwiów budujących równinę zalewową rzeki. Pośrednich informacji o wieku tych osadów dostarcza jedynie praca B. Strzeleckiej (1958). Są one jednak bardzo ogólne i dotyczą odcinka doliny Wisłoka pomiędzy Rzeszowem a Łańcutem, wskazując jedynie, kiedy

nastąpiła awulsja wód rzeki do nowego koryta. Na tej podstawie można przypuszczać, że osady w obrębie tego odcinka mają nie więcej niż 250-270 lat.

Wiek <sup>14</sup> C BP	Mangerud et. al 1974		Starkel 1977 (zmienione)		Chronologia archeologiczna
Ū		3	SA-3 500		Okres historyczny
2000-	SA	2	SA-2	NEOHOLOCEN	Okres wczesnośredniowieczno rzymsko-lateński
2000		1  3	SA-1		
	SB	2	SB-2		Epoka brązu
4000-	1	1	4200 SB-1		
			5000		Neolit
		3	AT-4	DHOLOCEN	
6000-	AT	2	AT-3		
		1	AT-2 7700	MEZ	
8000-	BO	2	AT-1 8400	  	Mezolit
10000 -	PB	2	ВО 9300 РВ	EOOHOLOCE	
	YD		10250 YD	GLA CJAŁ	Paleolit

Rycina 1. Zakres czasowy badań na tle podziału chronologicznego holocenu wg L. Starkla (1977, 2001, Starkel i in. 1999)

**Objaśnienia:** SA – okres subatlantycki, SB – okres subborealny, AT – okres atlantycki, BO – okres borealny, PB – okres preborealny, YD – Młodszy Dryas. Niebieską ramką oznaczono główny zakres czasowy badań obejmujący Neoholocen (okres subborealny i subatlantycki)

Szczegółowe cele niniejszej pracy dotyczą:

- rozpoznania litofacjalnego zapisu powodzi w wybranych stanowiskach równiny zalewowej (5-7 m),
- identyfikacji uziarnienia osadów korytowych i pozakorytowych,

- wyodrębnienia w profilach litofacjalnych aluwiów zestawów warstw osadów zdeponowanych podczas ekstremalnych wezbrań rzeki (rytmitów powodziowych)
- określenia wieku aluwiów równiny zalewowej na podstawie datowań radiowęglowych subfosylnego materiału organicznego i znalezisk archeologicznych, obecności współczesnych artefaktów w osadach pozakorytowych i analiz materiałów kartograficznych z XIX-XX wieku.
- korelacji wyodrębnionych rytmitów terasy zalewowej Wisłoka z zapisem faz powodzi na innych rzekach karpackich

Przedmiotem szczegółowych badań są aluwia równiny zalewowej Wisłoka, ze szczególnym uwzględnieniem osadów powodziowych. Osady te znacząco się różnią, zarówno pod względem uziarnienia jak i wieku, od aluwiów terasy rędzinnej (7-8 m n.p.rz.).

Zakres przestrzenny badań obejmuje obszar wschodniej części Rynny Podkarpackiej na odcinku pomiędzy Łukawcem Górnym a Gniewczyną Łańcucką. Na tym obszarze wybrano kilkanaście stanowisk zlokalizowanych głównie w naturalnych odsłonięciach brzegowych. Czasowy zakres badań obejmuje głównie okres subatlantycki i subborealny z kilkoma stanowiskami pochodzącymi ze starszej części holocenu (ryc. 1).

#### 1.2. Stan badań doliny dolnego Wisłoka w świetle literatury

Pierwsze badania geologiczne w dolinie dolnego Wisłoka prowadził dr W. Friedberg (1899), który wykazał pomiędzy Łańcutem a Rzeszowem obecność zespołu teras rzeki i opisał w nich szereg odkrywek aluwiów. W późniejszych pracach zwrócił on uwagę na wąskość i krętość koryta Starego Wisłoka ciągnącego się u podnóża Wysoczyzny Kańczuckiej. Uważał, że awulsja wód rzeki do nowego koryta w rejonie Terliczki i Łukawca nastąpiła u schyłku epoki dyluwialnej, a jej przyczyną było zatamowanie wód materiałem powodziowym lub krami lodowymi na zakolu rzeki, na terenie wsi Pobitno (Friedberg 1903, 1923). Pogląd ten zweryfikowała B. Strzelecka (1958) ustalając na podstawie analizy dokumentów historycznych i materiałów kartograficznych, że zmiana ta nastąpiła dopiero podczas katastrofalnej powodzi w połowie XVIII wieku. Badania teras Wisłoka w Rzeszowie prowadził w latach 50-tych XX wieku Geoprojekt Wrocław i wykonał wówczas ponad 100 wierceń. W oparciu o analizę stropowych osadów z rdzeni tych wierceń A. Jahn (1957) wnioskował o wielokrotności aluwiacji w dnie doliny Wisłoka i wyróżnił w jej obrębie trzy różnowiekowe terasy: średnią (lessowa), rędzinną i łęgową.

Na przełomie lat 50-60-tych badania geomorfologiczne w dolinie Wisłoka prowadził L. Starkel (1960). Stwierdził on, podobnie jak wcześniej M. Klimaszewski (1948) i A. Jahn (1957), że terasa rędzinna jest wyraźnie włożona w wyższą terasę średnią pokrytą w stropie lessami pochodzącymi z ostatniego glacjału. Według L. Starkla (1960) terasa rędzinna w Staromieściu (Rzeszów) ma dwudzielną budowę: w dolnej części występują dobrze obtoczone piaski, zalegające na żwirach, natomiast w górnej mady pylaste o miąższości do 4 m.

W rynnach erozyjnych wyciętych w piaskach terasy rędzinnej znaleziono szczątki organiczne m.in. wierzby, dębu, olchy i klonu (Friedberg 1903), natomiast Ludera (1930) w torfie leżącym na żwirach zidentyfikował fragmenty roślin m.in. sosnę, dąb, olchę i czarny bez. Gatunki roślin znalezione przez F. Luderę, wskazują według L. Starkla (1960) na holocen, natomiast szczątki organiczne odnalezione przez W. Friedberga (1903) wskazują na ich akumulację w okresie subatlantyckim. Odkrywki i wiercenia wykonane po obydwu stronach Wisłoka w Rzeszowie wskazują, że osady budujące terasę rędzinną powstawały w różnych fazach późnego glacjału i holocenu (Starkel 1960).

L. Starkel (1960) określił również podstawowe parametry morfometryczne terasy łęgowej (zalewowej) w Rzeszowie. Wykazał, że jest ona wyraźnie oddzielona od terasy rędzinnej krawędziami o przebiegu zakolowym. Wysokość terasy łęgowej (zalewowej) oszacował na 3-4 m a szerokość do 300 m, natomiast poniżej Rzeszowa (do Trzebowniska) do 3 m wysokości i 200-500 m szerokości.

U schyłku lat 70-tych XX wieku A. Szumański (1979) zwracał uwagę na zmiany rozwinięcia koryta Wisłoka (jego pogłębiania i ustabilizowania szerokości) na odcinku pomiędzy Rzeszowem a Łańcutem. Wiązał je głównie z wieloletnią eksploatacją kruszywa z dna koryta Wisłoka, a także z pracami regulacyjnymi z początku XX wieku. Tenże autor uważał, że w XIX wieku Wisłok był rzeką o rozwinięciu roztokowym, z płytkim i szerokim korytem, a proces formowania się terasy łęgowej (zalewowej) był podobny jak w przypadku Wisłoki i Sanu (Klimek, Starkel 1972, Szumański 1977). Szumański (1979) zwrócił również uwagę na cechy uziarnienia osadów terasy łęgowej tj. gorsze wysortowanie i grubszą frakcję osadów facji korytowej oraz obecność pokrywy osadów powodziowych, reprezentowanych przez mady pylaste (lessopodobne) lub drobnoziarniste piaski facji wałów brzegowych.

Zwrócono ponadto uwagę, że istnieją spore podobieństwa w budowie terasy

łęgowej (zalewowej) i rędzinnej (nadzalewowej). Według L. Starkla (1960) budowa terasy rędzinnej w Rynnie Podkarpackiej jest podobna do szczegółowo zbadanego przez niego odcinka terasy między Rzeszowem a Trzebowniskiem. Pogląd ten został częściowo zweryfikowany przez P. Gębicę który wykazał, że na odcinku pomiędzy Łukawcem a Wolą Małą występują dwie kopalne rynny wypełnione osadami z vistulianu i holoceńskimi, rozdzielone ostańcem terasy vistuliańskiej w Łące (Gębica 2004, Gębica, Superson 2003). W kilku datowanych stanowiskach w obrębie tego odcinka w bezpośrednim sąsiedztwie aktywnego koryta Wisłoka pokrywa holoceńskich osadów pozakorytowych o miąższości 2,8-3,5 m zalega na zerodowanych aluwiach vistuliańskich. Budowa dolnego kompleksu osadowego odsłaniająca się w profilach terasy rędzinnej w Łukawcu sięga środkowego i górnego plenivistulianu (Gębica 2004). Obserwowane w wielu stanowiskach pomiędzy Łukawcem a Wolą Małą granice erozyjne pomiędzy aluwiami z vistulianu i holocenu (Gębica 2004) oraz bardziej gruboziarnisty materiał akumulowany podczas powodzi z ostatnich 250-270 lat potwierdzają pośrednio erozyjny charakter powstania terasy legowej (współczesnej równiny zalewowej o wysokości 5-7 m). Późniejsze badania aluwiów terasy rędzinnej w dolinie dolnego Wisłoka wykazały duże zróżnicowanie lokalne ich litologii i wieku (Gębica 2011, Gębica i in. 2009, 2010, 2014). Datowania radioweglowe aluwiów doliny dolnego Wisłoka wykazały okresy wzmożonej aktywności powodziowej w Allerödzie-Młodszym Dryasie, a także w okresach 9000-9600 BP, 8500-8000 BP, 6600-6100 BP, 5400-5000 BP, 4400-4000 BP, 2100-1700 BP, XI-XIII wieku n.e. oraz w połowie XVIII wieku. Nawiązują one do faz powodzi zarejestrowanych w zlewni górnej Wisły (Starkel i in. 1996, Starkel 2001), w podgórskiej części doliny Wisłoki (red. Starkel 1981, Starkel 1995), a także w dolinie w dolinie Wisły poniżej Krakowa (Kalicki 1991, 1996).

#### 1.3. Wybrana terminologia

W niniejszym opracowaniu jako główne środowisko sedymentacyjne aluwiów pozakorytowych przyjęto obszar równiny (terasy) zalewowej. Jest to fragment doliny rzecznej zalewanej podczas wezbrań pozakorytowych. Przyjmuje się, że na tym obszarze zachodzi głównie pionowy przyrost drobnoziarnistych osadów deponowanych głównie jako materiał zawiesinowy (Allen 1965, Schumm 1977). Część autorów zwraca uwagę na znaczącą rolę akumulacji osadów pozakorytowych z obciążenia saltacyjnego (Teisseyre 1985, Szmańda 2011). W dolinie dolnego Wisłoka powierzchnia równiny

zalewowej znajduje się na wysokości 5-7 m powyżej średniego poziomu rzeki. W opracowaniu stosowane są również pojęcia "wezbranie" i "powódź". Za Z. Mikulskim (1963) przyjęto, że wezbranie to znaczne podniesienie poziomu wód płynących. W odniesieniu do powstawania osadów pozakorytowych będzie to podniesienie poziomu wód płynących przekraczające stan pełnokorytowy. Natomiast jako definicję "powodzi" przyjęto wezbranie, które powoduje straty gospodarcze (Osuch 1991). W nawiązaniu do środowisk sedymentacyjnych równiny zalewowej przyjęto za J. Szmańdą (2011) model dzielący strefę pozakorytową na aluwia wałów przykorytowych, równię zalewową oraz baseny powodziowe. W treści opracowania wykorzystano również pojęcie "artefakt". Jest ono rozumiane jako wytwór materialny związany z działalnością człowieka, który znajdowano w aluwiach. Wiąże się on zarówno z obecnością np. skorup ceramicznych, których wiek określa się poprzez przynależność do określonych kultur archeologicznych, jak i współczesnych wytworów człowieka np. tworzywa sztuczne, szkło.

#### 2. Teren badań

#### 2.1. Położenie fizycznogeograficzne

Jak już sygnalizowano w powyższym rozdziale terenem badań jest odcinek doliny Wisłoka w jej dolnym biegu. W górnym i środkowym biegu Wisłok uformował swoją dolinę w obrębie beskidzkiej i pogórskiej części Zewnętrznych Karpat Zachodnich, natomiast odcinek dolny na przedpolu Karpat - w Kotlinie Sandomierskiej. Według podziału fizycznogeograficznego Karpat (Solon i in. 2018, Richling, Solon 2021) dolina Wisłoka przebiega kolejno (w dół od zamknięcia) przez następujące mezoregiony: Beskid Niski, Pogórze Bukowskie, Kotline Jasielsko-Sanocka, Pogórze Strzyżowskie i Dynowskie, natomiast w Kotlinie Sandomierskiej przez Podgórze Rzeszowskie oraz wschodnią część Pradoliny Podkarpackiej, gdzie ma wylot do Doliny Dolnego Sanu (ryc. 2). Dolina Wisłoka ma zamknięcie na stokach Wielkiego Bukowca (848 m n.p.m.) w Paśmie Granicznym (Beskid Niski), a wylot koło miejscowości Debno (166 m n.p.m.). Dorzecze Wisłoka (3528 km<sup>2</sup>) obejmuje głównie pogórską część Karpat. Także długość rzeki (łącznie 220 km) jest w obrębie Karpat dwukrotnie większa (150 km) niż na ich przedpolu (70 km). W górnym odcinku rzeka ma górski charakter, jest głęboko wcięta w skalne podłoże i tworzy liczne przełomy. Odcinek dolny Wisłoka w obrębie Kotliny Sandomierskiej ma przebieg łagodny, zakolowy.

Dolny odcinek doliny Wisłoka, będący przedmiotem szczegółowych badań,

ciągnie się wzdłuż podnóża brzegu Karpat, w obrębie równoleżnikowego obniżenia nazywanego Rynną Podkarpacką (Starkel 1972). Obszar ten jest ograniczony od północy krawędzią Wysoczyzny Kolbuszowskiej a od południa skłonem Wysoczyzny Kańczuckiej i Podgórza Rzeszowskiego (ryc. 2).

Rynna Podkarpacka jest śladem dawnej doliny rzecznej, wyciętej w iłach mioceńskich w pliocenie. Podczas zlodowacenia południowopolskiego (San-2) tym obniżeniem były odprowadzane wody lodowcowe i pra-Wisłoka ku wschodowi do dorzecza Dniestru. W młodszym okresie to obniżenie zostało wypełnione vistuliańskimi i holoceńskimi aluwiami o miąższości od 11 do 20 m (Gębica 2004).



Rycina 2. Położenie doliny Wisłoka na tle jednostek fizycznogeograficznych Polski południowowschodniej (wg Solona i in. 2018)

**Objaśnienia:** A – granica państwa, B – granice regionów fizycznogeograficznych, C – ważniejsze miejscowości, D – szczegółowy obszar badań,

Symbole literowe: Ła – Łańcut, P – Przeworsk, Pr – Przemyśl, D – Dynów, S – Sanok, K – Krosno

#### 2.2. Cechy morfologiczne doliny dolnego Wisłoka

Badany odcinek doliny Wisłoka ma 54 km długości i przebieg generalnie równoleżnikowy, ale koryto rzeki na tym odcinku jest kręte, a miejscami nawet meandrowe. Dolina dolnego Wisłoka tym odcinku ma szerokość od 4 do 8 km.

Wysokość jej dna obniża się wraz z biegiem rzeki z 196-197 m n.p.m. (w Rzeszowie) do 176-177 m n.p.m. (w rejonie Gniewczyny Łańcuckiej). Dno tej doliny jest złożone z systemu różnowiekowych teras plejstoceńskich i holoceńskich (Gębica 2004).

Szczegółowe badania rzeźby dna doliny i osadów rzeki koncentrowały się głównie na krawędziach teras i odsłonięciach brzegów koryta Wisłoka, ale objęły również powierzchnię strefy przykorytowej o powierzchni około 70 km<sup>2</sup>, będącą równocześnie równiną zalewową tej rzeki. Ponadto uwzględniono w tych badaniach także przyległe do równiny zalewowej części terasy rędzinnej.

Na badanym odcinku równina zalewowa ma wysokość 5-7 m, a rędzinna 7-8 m. Występują wzdłuż rzeki liczne naturalne odsłonięcia aluwiów na obu jej brzegach. Lokalnie obejmują one całą wysokość brzegu, pozwalając analizować tam pełny profil różnowiekowych osadów rzeki, tak w terasie zalewowej, jak i rędzinnej. Rozmieszczenie stanowisk szczegółowo badanych osadów terasy i równiny zalewowej przedstawia ryc. 3, a opisową charakterystykę rzeźby i osadów poniższe podrozdziały (2.2.1, 2.2.2).

#### 2.2.1. Terasa rędzinna

Terasa rędzinna według A. Jahna (1957) jest wyraźnie włożona w terasę lessową (vistuliańską) i ma wiek holoceński. W obrębie terasy rędzinnej L. Starkel (1960) wyróżnił kilka serii aluwiów datowanych palinologicznie na późny glacjał i holocen. Terasa rędzinna zajmuje współczesne dno doliny Wisłoka o szerokości 4-8 km. W Rzeszowie ma ona wysokość dochodzącą do 10 m, natomiast w rejonie Łańcuta 7-8 m (Gębica 2004). Nie jest ona zalewana podczas największych powodzi. Ostatni raz była zalana podczas katastrofalnej powodzi w lipcu 1934 roku (Lewakowski 1935). Terasa rędzinna poniżej Rzeszowa ma cechy stożka napływowego, na którego powierzchni występują kręte starorzecza Wisłoka i jego dopływów (Gębica 2004). Jedno z paleokoryt tworzy tzw. "Stary Wisłok", którego koryto zostało opuszczone podczas jednej z powodzi w połowie XVIII wieku (Strzelecka 1958). Płytkie paleokoryta (1-1,5 m) o bardzo dużej krętości są również wyraźnie widoczne w rzeźbie terasy rędzinnej pomiędzy Głuchowem a Świętoniową.



Rycina 3. Szkic geomorfologiczny doliny dolnego Wisłoka z lokalizacją wybranych stanowisk badawczych (wg Gębicy i in. 2003, zmienione)

Objaśnienia: 1 – wysoczyzna z pozostałościami osadów ze zlodowacenia sanu 2, 2 – równina glacifluwialna ze zlodowacenia sanu 2, 3 – równina terasy z pokrywa lessów (17–20 m n.p.rz.) ze zlodowacenia wisły, 4 – terasa vistuliańska (8–12 m n.p.rz.) pokryta wydmami, 5 – wysoczyzna z pokrywa lessów, 6 – terasa rzeczna (13–17 m n.p.rz.) ze zlodowacenia warty-odry?, 7 – holoceńska terasa rędzina (7–8 m n.p.rz.) ze starorzeczami, 8 – plejstoceńskie stożki napływowe, 9 – holoceńskie stożki napływowe, 10 – małe doliny erozyjno-denudacyjne, 11 – szczegółowy obszar badań

Datowania radiowęglowe mułków organicznych ze spagowej części starorzecza w miejscowości Krasne (11070±170 lat BP) (Gd-15326) jak i analizy palinologiczne torfów wskazują, wypełnianie próbki że starorzecza rozpoczęło sie w alerodzie/młodszym dryasie (Gębica 2004). Na podobny wiek osadów organicznych w torfowisku w Krasnem wskazują datowania radiowęglowe (10 860±230 lat BP, Gd-10952) (Pazdur 1999) oraz analizy palinologiczne (Kołaczek 2007). Wielkopromienne starorzecza podobnego wieku występują również w dolinie Sanu (Szumański 1986) oraz w rejonie Grodziska Nowego (Wójcik i in., 1999, Kołaczek 2010), Grodziska Dolnego (Gebica i in. 2008). Datowania radioweglowe kilku stanowisk pomiędzy Rzeszowem a Gniewczyną Łańcucką wskazują na obecność paleokoryt, a także osadów organicznych niewyraźnie widocznych w rzeźbie powierzchni tej terasy pochodzących z wczesnego holocenu (okres borealny i atlantycki) (Superson i in. 2017, Gebica 2011, Gebica i in. 2009, Gębica i in. 2008).

#### 2.2.2. Terasa zalewowa

Powierzchnia tej terasy (równina zalewowa) ma szerokość od 200 do 1000 m i wznosi się 5-7 m ponad poziomem rzeki. Oddzielają ja od terasy rędzinnej widoczne w rzeźbie dna doliny krawędzie erozyjne (o wysokości 0,5 do 3 m) i różnym stopniu zachowania. Na powierzchni terasy zalewowej występują ślady koryt roztokowych i meandrowych o szerokości 30-70 m, koryta przelewowe i rozprowadzające oraz naturalne wały brzegowe i baseny popowodziowe. Pomiędzy Terliczka a Łukawcem Dolnym koryto Wisłoka jest wcięte na głębokość 5-7 m i ma szerokość 50-70 m, natomiast równina zalewowa ma szerokość od 200 do 300 m. Na jej powierzchni widoczne są wąskie słabo zachowane starorzecza o szerokości do 10-20 m oraz piaszczyste wały brzegowe zajmujące często całą szerokość równiny zalewowej. Na tym odcinku, w odsłonięciach brzegowych, na głębokości 1-3 m występują osady piaszczystomułkowe o nieregularnym ułożeniu pochodzące z vistulianu (Gębica i in. 2002, Gębica 2004, Szczepanek i in. 2007) Na odcinku pomiędzy Czarną a Wolą Dalszą wzrasta szerokość równiny zalewowej od 300 do 700 m oraz krętość i szerokość (od 50 m do 90 m) koryta Wisłoka. Koryto Wisłoka jest wcięte na głębokość 5-6 m w równinę zalewowa i 7-8 m w terasę rędzinną. Starorzecza na powierzchni równiny zalewowej mają większy promień krzywizny i szerokość. Pomiędzy Białobrzegami a Gniewczyną Łańcucką szerokość równiny zalewowej wzrasta od 0,4 do 1 km. Krawędzie erozyjne pomiędzy

równiną zalewową a terasą rędzinną o wysokości do 1,5 m, mają charakter zakolowy, są niewyraźne i zachowane fragmentarycznie. Na powierzchni równiny zalewowej występują zarówno wąskie i kręte starorzecza (w=15-25 m, r=60-70 m) bliżej współczesnego koryta, jak i wielkie paleomeandry (w=30-70 m, r=380-390 m) podcinające terasę vistuliańską w marginalnej (dystalnej) części równiny (Gębica 2011). Obserwowane są również ślady koryt o rozwinięciu roztokowym.

#### 2.3. Charakterystyka hydrologiczna i sieć rzeczna

Dorzecze Wisłoka charakteryzuje się asymetrycznym rozwinięciem sieci rzecznej, z przewagą prawobrzeżnych dopływów. Maksymalne odpływy z cieków wodnych w zlewni Wisłoka obserwuje się w marcu i kwietniu, natomiast najniższe we wrześniu. Odcinek środkowy zlewni sięga po zbiornik zaporowy w Rzeszowie (ryc. 4), natomiast dolny, którego fragment jest przedmiotem moich badań, ma długość około 70 km i bardzo mały spadek (0,36%). Największe dopływy Wisłoka to: Stobnica (długość - 46,5 km, powierzchnia zlewni - 351,5 km<sup>2</sup>), Mleczka (długość - 47,2 km, powierzchnia zlewni - 568,5 km<sup>2</sup>) i Morwawa (długość - 27,9 km, powierzchnia zlewni - 109,8 km<sup>2</sup>). Inne większe rzeki uchodzące do Wisłoka to: Strug (długość - 34,2 km), Sawa (długość - 22,95 km), Pielnica (długość - 30,4 km) i Mrowla (długość - 23,5 km) (Wody powierzchniowe województwa podkarpackiego. Identyfikacja wybranych zagrożeń, 2016).

Wisłok charakteryzuje się dużą nieregularnością przepływów i stanów wody. Wiąże się to m.in. z małą retencją dorzecza i nieregularnymi opadami. Wezbrania i powodzie wiążą się przede wszystkim z kulminacją opadów w miesiącach letnich, rzadziej z wiosennymi roztopami i zimowymi odwilżami. W drugiej połowie XX wieku najwyższe stany wód i maksymalne przepływy wystąpiły w latach 1952, 1960, 1962, 1966, 1976, 1980, 1987, 1989, 1996, 1997 (Brzeźniak, Lach 2002). Nie wszystkie wezbrania i powodzie w Karpatach wyraźnie zaznaczyły w zlewni Wisłoka. Podczas powodzi w lipcu 1960 roku uważanej za jedną z największych w XX wieku w Polsce, stany alarmowe Wisłoka zostały przekroczone tylko o 15-30 cm (w posterunkach wodowskazowych w Krośnie i Żarnowej). Duży zasięg miało wezbranie z 1952 roku (w Rzeszowie stan wody: 578 cm, przepływ 970 m<sup>3</sup>/sek.), a także z 1966 roku, gdzie wartość przepływu przekroczyła 1000 m<sup>3</sup>/sek.



Rycina 4. Teren badań na tle zarysu zlewni Wisłoka

Objaśnienia: T – Tryńcza, P – Przeworsk, Ł – Łańcut, S – Strzyżów, B – Brzozów, 1 – Mleczka, 2 – Sawa (Głuchówka), 3 - Czarna 4 – Strug, 5 – Stobnica, 6 – Pielnica, 7 – Morwawa

Źródlem danych hydrograficznych jest Mapa podziału hydrograficznego Polski wykonana przez Ośrodek Zasobów Wodnych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej na zamówienie Ministra środowiska i sfinansowanego ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

Najwyższe stany wody na posterunkach wodowskazowych zanotowano w latach 20-30. XX wieku podczas katastrofalnych powodzi (Tryńcza, 933 cm, 1924; Rzeszów, 760 cm, 1934 r.). Bardzo wysokie wodostany zanotowano również na wyżej wymienionych posterunkach podczas powodzi w 2010 roku (Tryńcza – 861 cm, Rzeszów – 697 cm). Podczas tej powodzi zanotowano również bardzo wysokie wartości przepływów (Tryńcza – 589 m<sup>3</sup>/s, Rzeszów – 533 m<sup>3</sup>/s) (Gębica i in. 2019). Została

wówczas zalana prawie cała powierzchnia równiny zalewowej Wisłoka. Analiza danych hydrologicznych Wisłoka wskazuje, że największe wodostany i przepływy rzadko występują wzdłuż całego biegu Wisłoka w ciągu tego samego wezbrania (Brzeźniak, Lach 2002). Także przemieszczanie się fali powodziowej podczas każdego wezbrania ma różne tempo. Średni czas przebiegu fali powodziowej od Beska do Tryńczy trwa około 42 godz, występują jednak znaczne odstępstwa od tej wartości (Brzeźniak, Lach 2002).

#### 2.4. Warunki klimatyczne

Dorzecze Wisłoka jest położone w zasięgu trzech regionów klimatycznych (Woś, 1996), tj. górskiego, tarnowsko – rzeszowskiego i sandomierskiego. Źródliskowy fragment dorzecza, na obszarze Beskidu Niskiego charakteryzuje się astrefowym klimatem górskim, w którym notuje się wyższe sumy opadów (800-900 mm) i malejące temperatury wraz ze wzrostem wysokości bezwzględnej. Występuje tam również większa ilość dni z opadem atmosferycznym i dużym zachmurzeniem, co wpływa na wieksze zróżnicowanie przepływów rzek. Środkowy i dolny odcinek dorzecza Wisłoka znajduje się w zasięgu tarnowsko – rzeszowskiego regionu klimatycznego. Notuje się tam dużą liczbę dni (około 34) bardzo ciepłych z opadami atmosferycznymi. Średnia temperatura powietrza w styczniu na obszarze zlewni wynosi od -3,5°C do -4,5°C, natomiast lipca od 16,5°C do 18°C. Średnie roczne sumy opadów wynoszą od 800-900 mm w części południowej (Beskid Niski, Pogórze Bukowskie) do około 600 – 650 mm w dolnym biegu Wisłoka (Pradolina Podkarpacka). Północne obrzeża dorzecza Wisłoka (Pradolina Podkarpacka, Płaskowyż Kolbuszowski) położone są w sandomierskim regionie klimatycznym, w którym występuje największa liczba dni bardzo ciepłych (~ 92) bez opadów lub z niewielkim zachmurzeniem (Woś, 1996).

#### 3. Metody badań

Realizacja celu opracowania tematu wymagała zastosowania zróżnicowanych metod badawczych tj. badań terenowych, analiz laboratoryjnych (uziarnienie osadów), datowań radiowęglowych próbek materiału organicznego (pnie drzew, torf, węgle drzewne), analiz dendrochronologicznych pni drzew, analiz palinologicznych próbek torfu, datowań archeologicznych skorup ceramicznych, analizy materiałów kartograficznych (mapy z XVIII-XX wieku) oraz identyfikacji współczesnego materiału antropogenicznego.

#### 3.1. Prace terenowe

W ramach prac terenowych wykonano analizę aluwiów w naturalnych podcięciach erozyjnych terasy na zakolach rzeki oraz w sztucznych odsłonięciach ze ścian piaskowni i rowów melioracyjnych, na odcinku doliny Wisłoka pomiędzy Łukawcem Górnym a Gniewczyną Łańcucką. Wykonano również płytkie wiercenia (10) na powierzchni równiny zalewowej. Miały one na celu zidentyfikować przestrzenny zasięg pokrywy osadów pozakorytowych. We wszystkich odsłonięciach i wierceniach dokonano makroskopowego opisu cech teksturalnych i strukturalnych osadów oraz zmierzono miąższość poszczególnych warstw tych osadów. Ponadto wykonano dokumentację fotograficzną oraz pobrano próbki do analiz laboratoryjnych.

Tabela 1. Symbole kodu litofacjalnego użyte w niniejszym opracowaniu (wg A. Mialla 1978, 1985 zmodyfikowane przez T. Zielińskiego 1995, 1998, J. Szmańdę 2006 i T. Zielińskiego i M. Pisarską-Jamroży 2012)

Oznaczenia tekstury							
Symbol	Znaczenie						
G	żwir (Gravel)						
GS	żwir piaszczysty (Gravel, Sandy)						
SG	piasek żwirowy (Sand, Gravelly)						
S	piasek (Sand)						
SF	piasek mułowy (ilasty) (Sand, Finegrained admixture)						
FS	muł (ił) piaszczysty (Fines, Sandy)						
F	muł, ił (Fines, Clay)						
С	torf, węgiel, osad organiczny (Carbonaceous deposit, Coal)						
	Oznaczenia struktury						
m	struktura masywna (massive structure)						
h	laminacja pozioma, warstwowanie poziome (horizontal lamination/stratification)						
w	laminacja falista (wavy lamination)						
f	laminacja smużysta (flaser lamination)						
r	przekątna laminacja riplemarkowa (ripple cross-lamination)						
rc	przekątna laminacja riplemarków wstępujących (ripple cross-lamination of climbing type)						
x	przekątna laminacja (warstwowanie) wszelkich typów (cross (x)-lamination, stratification)						
l	przekątne warstwowanie małokątowe (low-angle cross-stratification)						
р	płaskie warstwowanie przekątne (tabularne i klinowe) (planar cross- stratification)						
t	przekątne warstwowanie rynnowe (trough cross-stratification)						
rt	rytmit ( <i>rhytmithe</i> )						

Rekonesans terenowy obszaru badań wykazał lokalne zróżnicowanie makroskopowych cech litologicznych osadów oraz ich właściwości fizycznych (miąższość warstw, barwa, zawartość materiału organicznego). W związku z tym do szczegółowych analiz wybrano sześć reprezentatywnych stanowisk badawczych. Materiał do analiz laboratoryjnych (uziarnienia osadów) pobrano z 12 profili terasy, reprezentujących aluwia korytowe i pozakorytowe oraz z 4 wierceń. Wybrano profile reprezentujące stropową część pokrywy pozakorytowej (osady wałów przykorytowych), a także odsłonięcia reprezentujące aluwia wypełnień starorzeczy oraz basenów powodziowych. Próbki do analiz uziarnienia pobierano z każdej makroskopowo wyróżnienia zmian cech osadu w profilu pionowym (struktura masywna) pobierano próbki w odstępach co 10-15 cm. Makroskopowe opisy profili i wierceń wykonano w oparciu o zastosowanie symbolu kodu litofacjalnego (tab. 1) (Miall 1978, 1985, Zieliński 1995, 1998, Szmańda 2006, Zieliński, Pisarska-Jamroży 2012).

Pobierano z badanych profili aluwiów również próbki materiału organicznego (drewna, pni drzew, torfu, detrytusu roślinnego). Do datowań radiowęglowych pobrano łącznie 25 próbek materiału organicznego, natomiast do analiz dendrochronologicznych 20 fragmentów pni drzew. Z torfów pobrano 16 próbek materiału. Część materiału zebranego podczas prac terenowych przeznaczono do analiz laboratoryjnych.

Lokalnie podczas prac terenowych stwierdzono w aluwiach pozakorytowych obecność materiału antropogenicznego (fragmenty polepy, ceramikę, pył węglowy, miał węglowy, plastik, folię, opakowania po produktach spożywczych itp.). Zwykle zalegał on płytko pod powierzchnią terasy (maksymalnie 1,3 m). Umożliwił on wstępne określenie wieku osadów stropowych odcinków profili.

#### 3.2. Analizy uziarnienia

Analizy uziarnienia próbek osadów korytowych i pozakorytowych wykonano w Pracowni Gleboznawczej Uniwersytetu Rzeszowskiego w Rzeszowie, w Pracowni Geomorfologicznej Uniwersytetu Jagiellońskiego oraz w Pracowni Sedymentologicznej Instytutu Geografii Uniwersytetu Pedagogicznego w Krakowie. Były one wykonywane metodą kombinowaną proponowaną przez E. Mycielską-Dowgiałło (2007). Aluwia o średnicy powyżej 0,063 mm były analizowane metodą sitową "*na sucho"*, natomiast do analizy ziaren pylastych o średnicy poniżej 0,063 mm zastosowano metodę dyfrakcji laserowej przy pomocy laserowego miernika cząstek "Analysette 22" firmy Fritsch oraz analizatora wielkości i kształtu cząstek Mastersizer 3000 Malvern'a. Wyniki uzyskano w przedziałach co 0,5 phi. Łącznie w ramach niniejszego opracowania wykonano analizy uziarnienia dla 346 próbek pochodzących z terasy zalewowej Wisłoka. Dla wszystkich analizowanych próbek wyliczono wykorzystując program Gradistat (wersja 5.11 pl) wartości parametrów statystycznych tj. średnią średnicę ziarna (Mz), wysortowanie ( $\sigma_1$ ), skośność (Sk<sub>1</sub>) oraz kurtozę (K<sub>G</sub>) (Folk, Ward 1957). Dla wybranych profili opracowano histogramy rozkładu częstości uziarnienia oraz diagramy zależności pomiędzy parametrami statystycznymi według R. Folka i W. Warda (1957) tj. średniej średnicy ziarna (Mz) i wysortowania ( $\sigma_1$ ), średniej średnicy ziarna (Mz) i skośności (Sk<sub>1</sub>) oraz skośności (Sk<sub>1</sub>) i wysortowania ( $\sigma_1$ ). Relacje pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem ( $\sigma_1$ ) porównano wynikami badań w wybranych dolinach Polski (Kordowski 2007, Szmańda 2004, Szmańda 2010, Szmańda 2013) i Kotlin Podkarpackich (Niedziałkowska 1991, Sokołowski 1995, Kalicki 1996, 2000, Czyżowska 1997, Gębica 2004, Gębica i in., 2023).

#### 3.3. Datowania radiowęglowe i dendrochronologiczne

Datowania radiowęglowe próbek materiału organicznego zostały wykonane przez prof. Marka Krąpca w Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Skale koło Krakowa i dr hab. inż. Adama Michczyńskiego w Zakładzie Zastosowań Radioizotopów Politechniki Śląskiej w Gliwicach. Analizy dendrochronologiczne próbek drewna wykonali dr inż. Joanna Barniak i prof. Marek Krąpiec w Pracowni Dendrochronologii Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Część z wyżej wymienionych analiz dendrochronologicznych wykonał autor tego opracowania w ramach szkolenia z zakresu metodyki datowań. Metodą radiowęglową datowano łącznie 17 próbek materiału organicznego (pnie drzew, fragmenty drewna, torf i węgle drzewne). Analizy dendrochronologiczne wykonano dla 16 fragmentów pni drzew. Określono skład gatunkowy i liczbę słojów dla wszystkich próbek. Wyniki datowania tą metodą uzyskano jedynie dla dwóch pni.

#### 3.4. Analizy palinologiczne

Ekspertyzowe analizy palinologiczne zostały wykonane przez dr hab. Piotra

Kołaczka w Zakładzie Biogeografii i Paleoekologii Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu i prof. Kazimierza Szczepanka z Uniwersytetu Jagiellońskiego. Celem analiz było określenie wieku materiału organicznego (torfu i mułku ilastego) w kilku profilach równiny zalewowej i terasy rędzinnej Wisłoka w rejonie wsi Wola Dalsza i Smolarzyny na podstawie składu taksonomicznego pyłków roślin. Łącznie analizowano 12 próbek materiału. Wyniki części analiz palinologicznych zostały potwierdzone datowaniami radiowęglowymi (Superson i in., 2017).

#### 3.5. Datowania archeologiczne

Datowania archeologiczne zostały wykonane przez prof. Sylwestra Czopka i mgr Monikę Broszko z Instytutu Archeologii Uniwersytetu Rzeszowskiego. Były one przeprowadzone dla materiału pobranego z dwóch profili zlokalizowanych w obrębie terasy rędzinnej (Białobrzegi I-B) i równiny zalewowej (Budy Łańcuckie III-B). Próbki ceramiki (10 fragmentów) pochodziły z odsłonięcia osadów pozakorytowych terasy rędzinnej reprezentowanego przez płytkie paleokoryto. Materiał pochodzący z odsłonięcia równiny zalewowej (35 fragmentów) pobrano ze stropu zerodowanego wypełnienia starorzecza. Łącznie datowano 45 fragmentów skorup naczyń ceramicznych w celu ustalenia ich przynależności kulturowej, a tym samym wskazania równowiekowego lub poźniejszego czasu ich depozycji w badanych aluwiach pozakorytowych.

#### 3.6. Materiały kartograficzne

Do przeprowadzenia analizy zmian układu koryta w planie i trendów rozwoju współczesnej równiny zalewowej wykorzystano dostępne mapy doliny dolnego Wisłoka z okresu XVIII-XX w., plany katastralne wybranych wsi położonych wzdłuż koryta Wisłoka oraz ortofotomapy i zdjęcia lotnicze. Do szczegółowej analizy wybrano kilka odcinków koryta Wisłoka i równiny zalewowej, na których zaobserwowano najwyraźniejsze jej modyfikacje w badanym okresie. Na podstawie lokalnych zmian układu koryta, jego położenia w wyżej podanym przekroju czasowym wnioskowano również o względnym wieku aluwiów pozakorytowych (powodziowych) w bezpośrednim sąsiedztwie koryta. Przeprowadzono ponadto podstawowe pomiary morfometryczne koryta i równiny zalewowej. Pomimo błędów w rektyfikacji części map

historycznych pozwalają one na pozyskanie orientacyjnych informacji o układzie i morfometrii koryta Wisłoka. Znacznie dokładniejsze są obrazy satelitarne pozyskane z geoportalu, dzięki którym była możliwość dokładnego pomiaru szerokości koryta w zakolach rzeki i odcinkach prostolinijnych oraz określenia głębokości jego wcięcia. Spośród archiwalnych materiałów kartograficznych najbardziej przydatne okazało się tzw. pierwsze i drugie wojskowe zdjęcie topograficzne Galicji, które pomimo, iż nie jest oparte na osnowie geodezyjnej to należy do najbardziej szczegółowych dzieł kartograficznych powstałych przed końcem XVIII wieku (Podobnikar 2009).

# 4. Ogólna charakterystyka osadów dna doliny dolnego Wisłoka4.1. Cechy sedymentologiczne aluwiów korytowych i pozakorytowych

#### 4.1.1. Stanowisko w Łukawcu Górnym

Stanowisko to znajduje sie około 0,5 km na północ od zabudowań wsi Łukawiec Górny, w obrębie prawobrzeżnej części równiny zalewowej i fragmentu tzw. terasy rędzinnej. Poziom równiny zalewowej znajduje się na wysokości 192,5-193,5 m n.p.m. natomiast terasy rędzinnej na wysokości 194-195 m n.p.m. Na tym odcinku Wisłok zmienia kierunek swojego biegu z południkowego na równoleżnikowy (ryc. 5), wykorzystując wschodnią część obniżenia Pradoliny Podkarpackiej (Solon i in., 2018). Jest to fragment odcinka przełomowego rzeki o szerokości 0,4-0,6 km, niewielkiej krętości ( $W_k=1,25$ ), z wąską strefą odsypów i słabo zachowanych paleomeandrów podcinających krawędzie terasy rędzinnej. Średni spadek koryta na tym odcinku wynosi 0,5‰, a jego szerokość ma 45-55 m. Jest ono wcięte w aluwia równiny zalewowej na głębokość 6,10–6,20 m. W bliskim sąsiedztwie rzeki znajduje się nieczynna piaskownia (12,3 ha) z odsłonięciami bocznych ścian (ryc. 5). Na tych ścianach, o orientacji NS, opracowano dwa profile osadów budujących terasy (Łukawiec Górny I, Łukawiec Górny II). Reprezentują one stropową część osadów pozakorytowych terasy rędzinnej (Łk-G I) oraz aluwia korytowe równiny zalewowej (Łk-G II). Profil Łukawiec Górny I (Łk-G I) jest położony ok. 230 m w kierunku SW od współczesnego koryta Wisłoka. Na podstawie makroskopowej oceny frakcji osadów podzielono ten profil na trzy jednostki sedymentacyjne: J-1 – osady powodziowe: pyły ilaste o strukturze masywnej (litofacja Fm), J-2 – osady powodziowe organiczne: pyły ilaste organiczne (litofacje Fm, Cm), J-3 - osady powodziowe pozakorytowe: piaski mułowe o strukturze masywnej (litofacja SFm) (ryc. 6). Część stropową tego profilu (J-1) tworzą masywne szare mułki ilaste z śladami struktur bioturbacyjnych, wytrąceń manganowych i żelazistych. Środkowa jednostka (J-2) obejmuje muły organiczne z fragmentami słabo rozłożonych roślin oraz warstwą (8-10 cm) ciemnoszarego iłu. Spągową jednostką tego profilu (J-3) są piaski mułowe ze śladami kanałów pokorzeniowych. Tego typu sekwencje osadów pozakorytowych w terasie rędzinnej obserwowano powszechnie w dolinie dolnego Wisłoka (Gębica 2004, 2011, Gębica i in. 2014, Superson i in., 2017). Pobrano z profilu 7 próbek materiału mineralnego i 1 próbkę materiału organicznego.



Rycina 5. Szkic lokalizacyjny stanowiska Łukawiec Górny

<u>Objaśnienia</u>: 1 – terasa vistuliańska (wys. 8-14 m n p. rz.), 2 – terasa rędzinna (wys. 7-8 m n p. rz.), 3 – równina zalewowa (wys. 5-7 m n p. rz.), 4 – lokalizacja profili wykonanych w ramach niniejszego opracowania, 5 – kierunek biegu rzeki, 6 – linia przekroju, 7 – zarys piaskowni



**Rycina 6. Przekrój równiny zalewowej w stanowisku Łukawiec Górny z lokalizacją badanych** profili <u>Objaśnienia</u>: J-1, J-2, J-3 – wydzielone jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście), Fotografia przedstawia stropowa część jednostki J-1

Profil Łukawiec Górny II (Łk-G II) jest zlokalizowany na obszarze równiny zalewowej, około 50 m w kierunku NE od profilu Łukawiec Górny I (ryc. 5). Wydzielono w nim trzy główne jednostki sedymentacyjne: J-1 – piaski o przekątnej laminacji riplemarkowej (Sr) z podrzędnym udziałem litofacji Sw, Sm i Sp, J-2 – piaski wykształcone jako litofacje Sl, Sh i Src, J-3 – bruk żwirowy: żwiry gruboziarniste z piaskiem (SGm). Osady jednostki J-1 cechują się niewielkim zróżnicowaniem frakcjonalnym (dominacja piasków drobnoziarnistych). W środkowej części profilu (J-2) (na głębokości 1,85 m i 2,18 m) zarejestrowano powierzchnie sedymentacyjne zaznaczające się jako poziom piasków gruboziarnistych i pojedynczych żwirków. W spągowej części profilu, na głębokości poniżej 3,60 m (J-3) zalega bruk żwirowy (głównie otoczaki granitowe o średnicy 5-10 cm z piaskiem gruboziarnistym). Osady tej jednostki nie były poddane analizom uziarnienia, dokonano pomiaru ich dłuższej osi. Pobrano łącznie z profilu (jednostki J-1 i J-2) 21 próbek materiału mineralnego dla których wykonano analizy uziarnienia.

#### 4.1.2. Stanowisko w Smolarzynach

Stanowisko jest położone około 0,65 km w kierunku południowo-wschodnim od zabudowań miejscowości Smolarzyny. Jest zlokalizowane na lewym (wklęsłym) brzegu Wisłoka podcinającego równinę zalewową. Jej szerokość w rejonie badanego stanowiska wzrasta do 0,70-1,0 km. Powierzchnia równiny zalewowej znajduje się na wysokości 185,0–185,5 m n.p.m. natomiast terasy rędzinnej na wysokości 186,0–186,7 m n.p.m.



Rycina 7. Szkic lokalizacyjny stanowiska Smolarzyny

<u>Objaśnienia</u>: 1 – terasa vistuliańska (wys. 8-14 m n p. rz.), 2 – terasa rędzinna (wys. 7-8 m n p. rz.), 3 – równina zalewowa (wys. 5-7 m n p. rz.), 4 – lokalizacja profilu wykonanego w ramach niniejszego opracowania, 5 – paleokoryta na powierzchni terasy rędzinnej, 6 – kierunek biegu rzeki, 7 – linia przekroju

Na powierzchni równiny zalewowej widoczne są wyraźne odsypy meandrowe (ryc. 7), łukowate zarysy starorzeczy oraz wały brzegowe. Koryto rzeki ma szerokość od 40-45 m (odcinki proste) do 60-65 m (w obrębie zakoli), zaś jego średni spadek w rejonie stanowiska wynosi 0,30‰. Zwiększa się również jego krętość ( $W_k$ =1,60). W bezpośrednim sąsiedztwie stanowiska koryto Wisłoka jest wcięte w aluwia równiny zalewowej na głębokość 6.30 – 6,50 m (ryc. 8).

**Profil Smolarzyny I (Sm I)** znajduje się w podcięciu lewego brzegu Wisłoka (Ryc. 5). Obejmuje on stropową część aluwiów pozakorytowych (wał przykorytowy). Jego całkowita miąższość wynosi 1,60 m. W profilu wydzielono trzy jednostki sedymentacyjne: J-1 – pyły piaszczyste o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym (litofacja FSm), J-2 – rytmity powodziowe mułkowo-piaszczyste (głównie litofacje FS), J-3 – piaski pozakorytowe o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym (litofacje Sh, Sm). Na głębokości 1,45 m zarejestrowano powierzchnię sedymentacyjną zaznaczająca się wyraźnie grubszą frakcją (piasku gruboziarnistego) w spągowej części warstwy piasków o przekątnej laminacji riplemarkowej. W części stropowej profilu (gł. 0,50-0,55 m) znaleziono fragmenty polepy. Zarówno w warstwach piaszczystych jak i mułkowych obserwowano korzenie roślin, bioturbacje oraz detrytus roślinny. Z profilu pobrano 18 próbek materiału do analiz uziarnienia.



Rycina 8. Przekrój równiny zalewowej w stanowisku Smolarzyny z lokalizacją badanego profilu

<u>Objaśnienia</u>: J-1, J-2, J-3 – wydzielone jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście), Fotografia przedstawia część jednostki J-1 i J-2.

#### 4.1.3. Stanowisko w Woli Dalszej

Stanowisko to znajduje się w północnej części wsi Wola Dalsza, w obrębie prawobrzeżnej części równiny zalewowej i terasy rędzinnej, na obszarze nieczynnej piaskowni o powierzchni 34,2 ha.



Rycina 9. Szkic lokalizacyjny stanowiska w Woli Dalszej

<u>Objaśnienia</u>: 1 – terasa vistuliańska (wys. 8-14 m n p. rz.), 2 – terasa vistuliańska zwydmiona w stropie (wys. 8-14 m n.p.rz.), 3 – terasa rędzinna (wys. 7-8 m n. p. rz.), 4 – równina zalewowa (wys. 5-7 m n.p. rz.), 5 – lokalizacja profili wykonanych w ramach niniejszego opracowania, 6 – paleokoryta na powierzchni terasy rędzinnej, 7 – kierunek biegu rzeki, 8 – zarys piaskowni, 9 – linia przekroju

W rejonie piaskowni równina zalewowa ma wysokość 184,0-185,0 m n.p.m., terasa redzinna 185,7–186,5 m n.p.m., natomiast terasa vistuliańska (zwydmiona w stropie) znajduje się na wysokości 188,7 – 190,0 m n.p.m. Szerokość równiny zalewowej jest duża - do 1,2-1,3 km, szerokość koryta rzeki wynosi 50-65 m, a jego średni spadek wynosi 0,34 ‰. Na tym odcinku wskaźnik krętości koryta maleje ( $W_k$ =1,16). Badane stanowisko składa się z zespołu odkrywek zlokalizowanych na terasie redzinnej (WD-I, WD-II) oraz na równinie zalewowej (WD-III). Wyniki datowań radioweglowych i analiz palinologicznych aluwiów terasy rędzinnej zostały już zaprezentowane na konferencji międzynarodowej i opublikowane (Superson i in. 2017). Na powierzchni równiny zalewowej widoczne są płytkie starorzecza (m.in. z XIX wieku), koryta przelewowe oraz ślady odsypów meandrowych oraz koryt roztokowych. W północnej wielkopromienne starorzecza równiny zalewowej cześci podcinaja krawedź vistuliańskiej (ryc. 9).



Rycina 10. Przekrój równiny zalewowej w stanowisku Wola Dalsza z lokalizacją badanego profilu

<u>Objaśnienia</u>: J-1, J-2, J-3, J-4 i J-5 – wydzielone jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście), Fotografia przedstawia część jednostki J-1 i J-2.

Odkrywka Wola Dalsza III (WD-III) znajduje się w proksymalnej części równiny zalewowej, około 100 m w kierunku SW od koryta Wisłoka (ryc. 9), w północno-wschodniej części piaskowni. Obejmuje ona ścianę odsłonięcia o szerokości około 60 m, zorientowaną na linii NW-SE (ryc. 9). Opisano w niej trzy równolegle położone profile osadów (Wola Dalsza III-A, III-B i III-C) o miąższości 3,00-3,30 m.

W profilu Wola Dalsza III-A wydzielono 5 jednostek sedymentacyjnych (ryc. 10) tj. J-1 – pyły o strukturze masywnej (litofacje Fm, FSf) z fragmentami korzeni roślin, J-2 – mułki piaszczyste o strukturze masywnej i warstwowaniu horyzontalnym (litofacje FSm, FSh), J-3 – mułki piaszczyste rytmicznie warstwowane (litofacje Fm, FSr, FSh), J-4 – seria mułków piaszczystych o laminacji riplemarkowej (litofacje FSr, FSrc) z wkładkami piaszczystymi (litofacja Sm), J-5 – piaski o warstwowaniu przekątnym rynnowym (litofacja St). Z odsłonięcia pobrano łącznie 68 próbek materiału mineralnego, w tym 27 próbek z profilu WD-III A, oraz 3 próbki materiału organicznego (fragmenty drewna, pnie).

#### 4.1.4. Stanowiska w Białobrzegach

Stanowiska (Bgi-I i Bgi-II) są zlokalizowane we wschodniej części miejscowości Białobrzegi, w bezpośrednim sąsiedztwie koryta Wisłoka, w obrębie podcinanych brzegów równiny zalewowej i terasy rędzinnej. Na badanym obszarze opisano kilka profili brzegowych (A, B, C) oraz wykonano sześć płytkich wierceń w powierzchnię równiny (Bgi-IC-D) (ryc. 11). W rejonie tych stanowisk równina zalewowa znajduje się na wysokości 182,5 – 183,0 m n.p.m., terasa rędzinna ma 183,5 – 184,0 m n.p.m., natomiast terasa vistuliańska (zwydmiona w stropie) jest położona na wysokości 185,0 – 188,5 m n.p.m. Szerokość równiny zalewowej wynosi od 450 m do 1150 m, szerokość koryta od 48 m do 75 m, natomiast jego średni spadek wynosi 0,48‰. Wskaźnik krętości koryta na tym odcinku wynosi  $W_k$ =1,55. Na powierzchni równiny zalewowej widoczne są ślady koryt przelewowych i roztokowych, wałów meandrowych oraz paleokoryt o szerokości 100-120 m i promieniu krzywizny R=250-270 m. W ostatnich latach w rejonie stanowisk były prowadzone badania geomorfologiczne i geoarcheologiczne dotyczące głównie budowy i stratygrafii aluwiów terasy rędzinnej (Gębica 2011, Gębica i in. 2010, Gębica i in. 2014).

Dla celów niniejszego opracowania wykorzystano materiały dotyczące wybranych profili równiny zalewowej (5-7 m). Na podstawie opisu terenowego (makroskopowego) profili równiny zalewowej Wisłoka (Bgi I-C, Bgi II-A, II-B i II-C) w Białobrzegach wydzielono w nich jednostki sedymentacyjne. W profilu **Białobrzegi I-**C (**Bgi I-C**) o miąższości 5,05 m wydzielono 5 jednostek sedymentacyjnych: J-1 – piaszczysto-mułkowe osady o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym (litofacje FSm,

SFr), J-2 – mułki piaszczyste, rytmicznie warstwowane o odwróconym uziarnieniu frakcjonalnym (litofacje FSm, FSh, FSr), J-3 – piaski drobno i średnioziarniste (litofacje Sp, Sr, Sm), przewarstwione mułkami piaszczytymi (litofacje FSh, FSm), J-4 – mułki piaszczyste masywne z fragmentami drewna (litofacje FSm, FSh), J-5 – piaski średnio i gruboziarniste ze żwirkami o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym (litofacje Sp, St, SGt).



Rycina 11. Szkic lokalizacyjny stanowisk w Białobrzegach

<u>Objaśnienia</u>: 1 – terasa vistuliańska (wys. 8-14 m n p. rz.), 2 – terasa vistuliańska zwydmiona w stropie (wys. 8-14 m n.p.rz.), 3 – terasa rędzinna (wys. 7-8 m n. p. rz.), 4 – równina zalewowa (wys. 5-7 m n.p. rz.), 5 – lokalizacja profili wykonanych w ramach niniejszego opracowania, 6 – wcześniejsze badania w rejonie stanowisk, 7 – paleokoryta na terasie rędzinnej, 8 – kierunek biegu rzeki, 9 – linia wierceń, 10 – linia przekroju



**Rycina 12. Przekrój równiny zalewowej w stanowisku Białobrzegi z lokalizacją badanego profilu** <u>Objaśnienia</u>: J-1, J-2, J-3, J-4 i J-5 – wydzielone jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście)

Z tego profilu pobrano łącznie 30 próbek materiału mineralnego do analiz uziarnienia oraz fragmenty drewna ze spagowej cześci jednostki J-1 (głębokość 4,18-4,20 m) do datowań radioweglowych.

Ze stanowiska **Białobrzegi II (Bgi-II**) wybrano dwa profile (Bgi II-A i Bgi II-B) reprezentujące aluwia wypełnienia paleokoryta (ryc. 11), wału przykorytowego i stożka krewasowego. Profil **Białobrzegi II-A (Bgi II-A)** o miąższości 6,70 m, znajduje się w środkowej części odsłoniętego paleokoryta (ryc. 11). Wydzielono w nim 5 jednostek sedymentacyjnych (ryc. 12) tj. J-1 – piaski średnioziarniste z przewarstwieniami mułków piaszczystych (litofacje Sl, Sh, Sl, FSm, Sr/FS rt, Sm/SF rt), J-2 – piaski średnio i gruboziarniste o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym (litofacje St, Sh, Sm) z przewarstwieniami mułowymi w stropie (litofacje SGt, Sp), J-4 – piaski średnio i średnioziarniste z domieszką żwirów (litofacje SGt, Sl), J-5 – piaski żwirowe (litofacje SGt, St, Sh). Z profilu pobrano 26 próbek materiału mineralnego oraz 2 próbki materiału organicznego (fragmenty drewna) z głębokości 4,15-4,20 m i 5,80-90 m.

Profil **Białobrzegi II-B (Bgi II-B)** reprezentuje aluwia wewnętrznej części paleokoryta. Wydzielono w nim 4 jednostki sedymentacyjne (ryc. 12) tj. J-1 – dwie serie piasków i mułków piaszczystych o odróconym uziarnieniu frakcjonalnym (litofacje Sm, FSm, SFm) z materiałem antropogenicznym (folia, butelka szklana), J-2 – piaski drobno

i średniziarniste o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym (litofacje St, Sm, SFm), J-3 – piaski średnioziarniste i żwirowe o odwróconym uziarnieniu frakcjonalnym, z wkładką pyłów piaszystych ścietych w stropie na głębokości 3,80 m (litofacje SGm, St, Sp, FSm), J-4 – piaski średnio i gruboziarniste (litofacje St, Sh). Pobrano z profilu 24 próbki materiału mineralnego, 1 fragment pnia (głębokość 3,95-4,10 m) oraz materiał antropogeniczny (fragmenty folii, butelka szklana) z stropowej cześci profilu (głębokość do 1,5 m.

Około 200 m na zachód od profilu **Białobrzegi I-C** (**Bgi I-C**) (ryc. 11) wykonano sześć płytkich wierceń w powierzchnię równiny zalewowej sięgających do głębokości 2,50 – 3,50 m (Bgi I-C-D). Pobrano z nich 55 próbek materiału mineralnego oraz 2 próbki materiału ogranicznego (detrytusu roślinnego).

#### 4.1.5. Stanowiska w Budach Łańcuckich

W miejscowości Budy Łańcuckie zlokalizowane są trzy stanowiska (BŁ I, BŁ II i BŁ III) (ryc. 13) dokumentujące budowę terasy zalewowej o wysokości 5-7 m oraz zapis wezbrań pozakorytowych. Na powierzchni tej terasy wykonano cztery płytkie wiercenia (BŁ III-E-G), oraz opracowano kilka profili, zarówno na prawym (BŁ III A-D, BŁ II A-C), jak lewym brzegu koryta Wisłoka (BŁ I A-H) (ryc.13). W rejonie stanowisk równina zalewowa ma szerokość od 300 do 620 m. Znajduje się ona na wysokości 180,5 – 181,5 m n.p.m., natomiast terasa rędzinna na wysokości 182,2 – 182,5 m n.p.m. Wskaźnik krętości koryta wynosi 1,62, zaś jego średni spadek 0,30‰. Na powierzchni równiny zalewowej widoczne są ślady wałów meandrowych, koryt przelewowych i roztokowych. W niniejszym opracowaniu wykorzystano dokumentację czterech profili (BŁ I-F, BŁ II-A i II-B oraz BŁ III-B) (ryc. 13).

W profilu **Budy Łańcuckie I-F** (ryc. 14) o miąższości 3,90 m wydzielono 4 jednostki sedymentacyjne tj. J-1 – piaski pylaste o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym (litofacje SFm), J-2 – przewarstwienia piaszczyste i mułkowo-piaszczyste z drobnymi intraklastami mułowymi w stropie (litofacje Sh, Sr, SFr, FSm, FSh), J-3 – pyły piaszczyste warstwowane horyzontalnie o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym, J-4 – piaski gruboziarniste i żwirowe z fragmentami drewna i toczeńcami mułowymi o średnicy do 25-30 cm (litofacje Sm, Sh, Sr, SGm, SGh, SGt). Pobrano 21 próbek



materiału mineralnego do analiz uziarnienia oraz jedną próbkę fragmentu drewna oraz materiał antropogeniczny (plastikowe butelki) z warstwy do głębokości 0,60 m.

Rycina 13. Szkic lokalizacyjny stanowisk w Budach Łańcuckich

<u>Objaśnienia</u>: 1 – terasa rędzinna (wys. 7-8 m n. p. rz.), 2 – równina zalewowa (wys. 5-7 m n.p. rz.), 3 – lokalizacja profili wykonanych w ramach niniejszego opracowania, 4 – paleokoryta na terasie rędzinnej, 5 – kierunek biegu rzeki, 6 – linie przekroju, 7 – linia wierceń

Około 150 m w kierunku SE, na prawym brzegu Wisłoka znajduje się odsłonięcie fragmentu paleokoryta, przykryte osadami stożka krewasowego i wału brzegowego. W obrębie stanowiska **Budy Łańcuckie III (BŁ-III)** (ryc. 13) opisano cztery równoległe profile (A, B, C, D) o wysokości około 5,5 m. Wydzielono w nich 5 jednostek sedymentacyjnych tj. J-1 – piaski różnoziarniste z korzeniami i detrytusem roślinnym (litofacje Sm, SFm), J-2 – trójczłonowy cyklotem wezbraniowy o pensymetrycznym uziarnieniu frakcjonalnym (litofacje FSm, Sm, Sr, SFm, Fm), J-3 – piaski różnoziarniste z korzeniami i toczeńcami mułowymi, z przewarstwieniami mułków piaszczystych

w stropie (litofacje St, Sp, Sm, FSm), J-4 – piaszczysto-mułkowe wypełnienie paleokoryta z fragmentami drewna (pień) i skorupami ceramicznymi (litofacje FSm), J-5 – piaski różnoziarniste z pojedynczymi żwirami (litofacje Sp). Z profilu Budy Łańcuckie III-B pobrano 25 próbek materiału mineralnego do analiz uziarnienia, 2 próbki materiału organicznego (głębokość 3,40-3,80 m) oraz skorupy ceramiczne.



Rycina 14. Przekroje równiny zalewowej (1) i (2) w stanowisku Budy Łańcuckie z lokalizacją wybranych profili

Objaśnienia: J-1, J-2, J-3, J-4 i J-5, J-6 - wydzielone jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście)

W obrębie stanowiska **Budy Łańcuckie II (BŁ II),** położonego na prawym (erodowanym) brzegu Wisłoka, opisano dwa profile (BŁ II-A, II-B) (ryc. 13) o wysokości 5,40 i 7,50 m. W profilu **Budy Łańcuckie II-A (BŁ II-A)** wydzielono 4 jednostki sedymentacyjne (ryc. 13) tj. J-1 – rytmity powodziowe (litofacje FSm, FSr, FSw, SFr, Sr), J-2 – piaski różnoziarniste (litofacje Sl, Sh, St, Sm, Sr), J-3 – piaski żwirowe z toczeńcami mułowymi (litofacje SGt, St, Sh, Sr, Sh), J-4 – ścięta erozyjnie stropowa część starszego koryta (litofacje St, Sh). Pobrano z tego profilu 25 próbek materiału mineralnego do analiz uziarnienia oraz 2 próbki materiału organicznego (fragmenty drewna, pień).

Profil **Budy Łańcuckie II-B (BŁ II-B)** obejmuje osady oddalone o około 40 m w kierunku północnym od profilu BŁ II-A (ryc. 13). Wydzielono w nim 6 jednostek sedymentacyjnych (ryc. 14) tj. J-1 – piaski i mułki piaszczyste z detrytusem i korzeniami roślin (litofacje Sh, SFm, FSm), J-2 – pyły piaszczyste z wkładkami piasków (litofacje FSr, FSh, SFm, Sm), J-3 – piaski różnoziarniste z toczeńcami mułowymi (litofacje St, Sp, Sh, Sr), J-4 – piaski żwirowe i różnoziarniste o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym (litofacje SGt, St, Sl), J-5 – piaski średnio i gruboziarniste ze żwirami z pniem drzewa (litofacje Sp, Sl), J-6 – piaski gruboziarniste z pojedynczymi żwirami, pień drzewa (litofacje Sm). Z tego profilu pobrano 19 próbek materiału mineralnego do analiz uziarnienia oraz 3 próbki materiału organicznego (pnie drzew, fragmenty drewna).

#### 4.1.6. Stanowisko w Gniewczynie Łańcuckiej

Stanowisko Gniewczyna Łańcucka znajduje się w obrębie meandrowego odcinka koryta Wisłoka, około 1 km w kierunku NE od zabudowań przysiółka Poręby, należącego do wsi Gniewczyna Łańcucka. Na obszarze równiny zalewowej o szerokości od 400 m do 1,2 km znajduje się kilka piaskowni należących do Zakładu Eksploatacji Kruszywa "Kruszgeo". Równina zalewowa znajduje się na wysokości 177,5–178,2 m n.p.m., terasa rędzinna 179,0–179,5 m n.p.m., natomiast terasa vistuliańska (zwydmiona w stropie) na wysokości 180,5 – 182,0 m n.p.m. Szerokość koryta w rejonie stanowisk wynosi 52-60 m, zaś jego średni spadek wynosi 0,40‰. Wskaźnik krętości koryta wynosi W<sub>k</sub>=1,75. W bezpośrednim sąsiedztwie aktywnego koryta Wisłoka (na jego prawym i lewym brzegu) opracowano dwa profile (GŁ I, GŁ II) (ryc. 15), które reprezentują wypełnienia paleokoryt oraz aluwia wałów przykorytowych. Wcześniejsze badania geomorfologiczne z rejonu Gniewczyny Łańcuckiej wykazały obecność kilku
późnoholoceńskich paleokoryt, zarówno bardzo dużych meandrów (r= 390 m, w = 30-70 m) jak i małych (r = 60 m, w = 20-30 m) (Gębica 2011)



Rycina 15. Szkic lokalizacyjny stanowiska w Gniewczynie Łańcuckiej

<u>Objaśnienia:</u> 1 – terasa vistuliańska (wys. 8-14 m n p. rz.), 2 – wydmy paraboliczne o wysokości 15-20 m n.p.rz., 3 – terasa rędzinna (wys. 7-8 m n p. rz.), 4 – równina zalewowa (wys. 5-7 m n p. rz.), 5 – lokalizacja profili wykonanych w ramach niniejszego opracowania, 6 – paleokoryta, 7 – kierunek biegu rzeki, 8 – zarys powierzchni piaskowni, 9 – linia przekroju



Rycina 16. Przekroje równiny zalewowej w stanowisku Gniewczyna Łańcucka z lokalizacją wybranych profili

Objaśnienia: J-1, J-2, J-3, J-4 - wydzielone jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście)

Profil **Gniewczyna Łańcucka I (GŁ I)** reprezentuje aluwia wypełnienia paleokoryta (r = 350 m, w = 65-90 m), które było aktywne na przełomie lat 30 i 40 XX wieku (wg map archiwalnych). Wydzielono w nim cztery główne jednostki sedymentacyjne (ryc. 16): J-1 – rytmity piaszczyste i piaszczysto-mułkowe (litofacje Sm, SFm, FSm, FSh) z tendencją do odwróconego uziarnienia frakcjonalnego, J-2 – rytmity mułkowe i mułkowo-piaszczyste (litofacje Sh, Sf, SFh, SFm, FSm), J-3 – mułki piaszczyste rytmicznie warstwowane wypełniające paleokoryto (litofacje Sr, FSm, FSh, Fh, J-4 – piaski żwirowe (w spągu) i mułki piaszczyste (w stropie), litofacje SGt, SGm, SFm, (koryto aktywne do 1938 roku) o miąższości około 1,8 m.

Natomiast profil **Gniewczyna Łańcucka II (GŁ II**) reprezentuje osady wypełnienia paleokoryta o promieniu r = 80 m i szerokości w = 20–25 m. W części stropowej są to osady strefy przejściowej między przykorytową i zewnętrzną równiną zalewową (jednostka J-2) oraz aluwia wałów przykorytowych (jednostka J-1). W profilu wydzielono cztery jednostki sedymentacyjne (ryc. 16) tj.: J-1 – osady piaszczyste i piaszczysto-mułkowe z korzeniami roślin i detrytusem roślinnym (litofacje Sr, Sm, FSm), J-2 – mułki piaszczyste z pojedynczymi warstwami piasków drobno i średnioziarnistych (litofacje Fm, FSm, FSw, Sr), J-3 – piaski żwirowe (litofacje SGm, SGp, Sp, Sl), J-4 – żwiry piaszczyste (w spągu) i piaski różnoziarniste (w stropie) (litofacje GSm, St)

# 4.2. Uziarnienie aluwiów równiny zalewowej

Wyniki badań laboratoryjnych (skład uziarnienia oraz statystyczną analizę wybranych wskaźników uziarnienia) przedstawiono na profilach litofacjalnych oraz diagramach relacyjnych. Umożliwiły one rozpoznanie cech osadów niewidocznych makroskopowo podczas badań terenowych oraz określenie zmienności uziarnienia w profilach pionowych.

# Profil Łukawiec Górny II (Łk-G II)

W składzie uziarnienia stropowej części profilu (jednostka J-1) dominują piaski drobnoziarniste (77-97%) z nieznacznym udziałem osadów pylastych (do 16%) oraz piasków średnio i gruboziarnistych (do 11%). Osady te cechują się niewielkim zróżnicowaniem średniej średnicy ziarna (Mz=2,84-3,22φ) z nieznaczną tendencją do

zwiększania średniej średnicy ziarna (ryc. 17). Ku stropowi tej jednostki notuje się wyraźne polepszenie wskaźnika wysortowania osadu (od 0,92-0,95φ na głębokości 1,90-2,30 m, do 0,63-0,66φ na głębokości 0,20-0,40 m). Aluwia spągowej części profilu (jednostka J-2) charakteryzują się większym zróżnicowaniem uziarnienia. Są one jedno i dwumodalne. W składzie uziarnienia większości próbek (ryc. 17) przeważają piaski średnio i gruboziarniste (51-64%) z nieznaczną domieszką frakcji pylastej (4-11%). Osady te są nieznacznie lepiej wysortowane niż w jednostce J-1 (głównie umiarkowanie dobre). Większość próbek osadów w profilu (76%) charakteryzuje się dodatnią skośnością rozkładu uziarnienia (ryc. 19). Wskazuje to, że dominują w nich ziarna grubsze od wartości przeciętnej średniej średnicy ziarna.



**Rycina 17. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Łukawiec Górny II** Objaśnienia: 1 – żwiry, 2 – piaski, 3 – korzenie roślin w piaskach/pyłach (poziom glebowy), 4 – powierzchnie erozyjne/sedymentacyjne, 5 – kod litofacjalny (opis w tabeli nr 1), 6 – piasek gruboziarnisty, 7 – piasek średnioziarnisty, 8 – piasek drobnoziarnisty, 9 – pył gruboziarnisty, 10 – numery próbek, 11 wydzielone jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście)

Wskaźnik kurtozy wskazuje, na leptokurtyczny rozkład uziarnienia większości próbek (66%). Część próbek (15%) cechuje się rozkładem platykurtycznym oraz mezokurtycznym (19%). Najlepiej wysortowane są próbki osadu których średnia średnica zawiera się w przedziale  $1,7 - 2,5\varphi$  (dobre i umiarkowanie dobre wysortowanie) (ryc. 18).



Rycina 18. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w profilu Łukawiec Górny II



Rycina 19. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S<sub>k</sub>) w profilu Łukawiec Górny II

# Profil Smolarzyny I (Sm I)

W stropowej części profilu (jednostka J-1) w składzie uziarnienia dominują bardzo słabo wysortowane ( $\sigma_1$ =2,01-2,13 $\phi$ ) pyły piaszczyste. W ich składzie uziarnienia dominują pyły gruboziarniste (37-44%). Frakcję podrzędną stanowią piaski drobnoziarniste i pyły średnioziarniste (ryc. 20). W osadach jednostki J-2 zarejestrowano rytmity powodziowe (na głębokości 0,60-1,05 m).



Rycina 20. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Smolarzyny I

<u>Objaśnienia:</u> 1 – piaski, 2 – pyły/mułki, 3 – korzenie roślin w piaskach/pyłach (poziom glebowy), 4 – powierzchnie erozyjne/sedymentacyjne, 5 – kod litofacjalny (opis w tabeli nr 1), 6 – żwir drobnoziarnisty, 7 – piasek gruboziarnisty, 8 – piasek średnioziarnisty, 9 – piasek drobnoziarnisty, 10 – pył gruboziarnisty, 11 – pył średnioziarnisty, 12 – pył drobnoziarnisty, 13 – ił, 14 – jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście), 15 – numery próbek

Rozwinęły się one jako przewarstwienia piaszczysto-pylaste o miąższości od 2 do 12 cm (ryc. 20). Osady jednostki J-2 cechują się grubszą średnią średnicą ziarna oraz lepszym wysortowaniem ( $\sigma_1$ =0,73-1,83 $\phi$ ). Warstwy o dominującym udziale frakcji piasków drobnoziarnistych mają umiarkowane i umiarkowanie dobre wysortowanie, które pogarsza się ku stropowi tej jednostki (ryc. 21). Natomiast warstwy z przeważającym udziałem frakcji pyłów gruboziarnistych są najczęściej słabo wysortowane. W dolnej części profilu (jednostka J-3) przeważają piaski drobnoziarniste (68-90%) za wyjątkiem próbki nr 15 (ryc. 20) w której frakcją dominującą są pyły gruboziarniste (47%). W profilu Smolarzyny I wyraźnie zaznacza się normalne uziarnienie frakcjonalne. Wysortowanie osadu pogarsza się ku stropowi profilu. Wraz ze wzrostem głębokości profilu (jednostki J-2 i J-3) maleje udział frakcji pyłowej przy jednoczesnym wzroście udziału piasków drobno i średnioziarnistych.



Rycina 21. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w profilu Smolarzyny I

Najlepszy wskaźnik wysortowania mają próbki osadu (nr 16,17 i 18) o średniej średnicy w przedziale Mz=2,0 – 2,5 $\phi$  (ryc. 20). Wysortowanie pogarsza się wraz ze wzrostem średniej średnicy ziarna (do wartości Mz=5,0–5,2 $\phi$ ) następnie ulega nieznacznej poprawie. Większość próbek (89%) ma dodatnią skośność. Wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna osadów pozakorytowych wartość skośności zmniejsza się (zbliża się do rozkładu symetrycznego) (ryc. 22).



Rycina 22. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S<sub>k</sub>) w profilu Smolarzyny I

## Profil Wola Dalsza III-A (WD III-A)

W składzie uziarnienia niemal wszystkich próbek profilu dominują osady frakcji pylastej (od 54 do 91%). Jedynie w spągowej próbce (nr 27) przeważa frakcja piasków drobno i średnioziarnistych (ryc. 23). Procentowy udział frakcji piaszczystej zmniejsza się ku stropowi profilu (od 23-42% w jednostce J-4 do 5-8% w jednostce J-1). Znajduje to odzwierciedlenie w malejącej średniej średnicy ziarna ku stropowi profilu. Jedynie na głębokościach 1,95-2,15 m i 1,15 – 1,70 m notuje się nieznaczny wzrost średniej średnicy ziarna. Osady jednostki J-1 (ryc. 23) są reprezentowane przez pyły grubo i średnioziarniste (64-72%) z domieszką piasków drobnoziarnistych (5-13%). Są one słabo wysortowane ( $\sigma_1$ =1,47-1,61 $\phi$ ) i mają dodatnią skośność. Ku stropowi tej jednostki obserwuje się nieznaczny wzrost średniej średnicy ziarna. Aluwia jednostki J-2 i J-3 (ryc. 23) cechują się skokową zmiennością średniej średnicy ziarna. Są to rytmity rozwinięte jako litofacje pyłów piaszczystych.



Rycina 23. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Wola Dalsza III-A

<u>Objaśnienia:</u> 1 – piaski, 2 – pyły/mułki, 3 – nasyp antropogeniczny, 4 – korzenie roślin w piaskach/pyłach (poziom glebowy), 5 – pnie drzew datowane metodą radiowęglową, 6 – kod litofacjalny (opis w tabeli nr 1), 7 – piasek gruboziarnisty, 8 – piasek średnioziarnisty, 9 – piasek drobnoziarnisty, 10 – pył gruboziarnisty, 11 – pył średnioziarnisty, 12 – pył drobnoziarnisty, 13 – ił, 14 – jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście), 15 – numery próbek

W osadach tych dominują pyły gruboziarniste (0,016-0,063 mm) (44-70%). Zawartość piasków drobnoziarnistych jest zmienna, w warstwach bardziej gruboziarnistych wyższa (15-39%), a w drobnoziarnistych niższa (7-22%). Osady tych jednostek cechują się słabym wysortowaniem ( $\sigma_1$  = od 1,17 do 1,89 $\phi$ ) oraz dodatnią skośnością (S<sub>k</sub> = 0,21– 0,41). Aluwia jednostki J-4 (ryc. 23) zawierają w swoim składzie większy udział piasków drobnoziarnistych (22-43%). Przeważają jednak pyły gruboziarniste (42-56%). Dominują litofacje rozwinięte jako mułki piaszczyste (FS) o strukturze masywnej i laminacji riplemarkowej (ryc. 23). Osady te, podobnie jak wszystkie nadległe jednostki, są słabo wysortowane i mają dodatnią skośność. W spągowej części profilu (jednostka J-4) występują piaski drobno i średnioziarniste reprezentowane przez litofację St (piaski o przekątnym warstwowaniu rynnowym). Mają one umiarkowane wysortowanie ( $\sigma_1$  = od  $(0,74\phi)$  i ujemną skośność. Analiza relacji pomiędzy wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) a jego średnią średnicą (Mz) wskazuje, że wskaźnik wysortowania pogarsza się wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna (ryc. 24). Skośność (S<sub>k</sub>) osadów pozakorytowych maleje (zbliża się do rozkładu symetrycznego) wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna (ryc. 25).



Rycina 24. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w profilu Wola Dalsza III-B



Rycina 25. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S<sub>k</sub>) w profilu Wola Dalsza III-B

## Profil Białobrzegi I-C (Bgi-I-C)

Osady górnej części profilu (jednostka J-1) charakteryzują się normalnym uziarnieniem frakcjonalnym (Mz=3,93 – 6,15 $\varphi$ ). Udział procentowy frakcji piaszczystej w poszczególnych próbkach maleje ku stropowi profilu (od 56% do 7%). W spągu tej jednostki występują piaski mułowe o laminacji riplemarkowej, natomiast zalegające wyżej osady mają strukturę masywną (ryc. 26). Aluwia jednostki J-2 reprezentują rytmity powodziowe rozwinięte jako mułki piaszczyste (ryc. 26), głównie o laminacji poziomej i riplemarkowej. W składzie uziarnienia większości próbek przeważają pyły gruboziarniste (od 46% do 74%). Osady tej jednostki cechują się odwróconym uziarnieniem, które wyraża się nieznacznym wzrostem średniej średnicy ziarna (Mz= od 5,63 do 4,98 $\varphi$ ) ku stropowi. W aluwiach jednostki J-3 dominują piaski drobno i średnioziarniste z dwoma warstwami mułkowymi (ryc. 26) o miąższości 20-22 cm. Są to najczęściej osady dwu lub wielomodalne z dominacją frakcji piasków drobno i średnioziarnistych (od 74 do 99%). Najlepiej wysortowane są próbki piaszczyste (dwumodalne) ( $\sigma_1$ =0,35-0,49 $\varphi$ ). Osady wielomodalne (mułkowe i piaszczyste) mają słabe wysortowanie. W składzie uziarnienia aluwiów jednostki J-4 przeważają pyły grubo

i średnioziarniste (48-78%). Są one reprezentowane przez litofacje pyłów piaszczystych (FSm i FSh).



Rycina 26. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Białobrzegi I-C

<u>Objaśnienia</u>: 1 – piaski, 2 – pyły/mułki, 3 – korzenie roślin w piaskach/pyłach (poziom glebowy), 4 – piaski ze żwirami, 5 – powierzchnie erozyjne/sedymentacyjne, 6 – kod litofacjalny (opis w tabeli nr 1), 7 – żwir gruboziarnisty, 8 – żwir średnioziarnisty, 9 – żwir drobnoziarnisty, 10 – piasek gruboziarnisty, 11 – piasek średnioziarnisty, 12 – piasek drobnoziarnisty, 13 – pył gruboziarnisty, 14 – pył średnioziarnisty, 15 – pył drobnoziarnisty, 16 – ił, 17 – numery próbek, 18 – fragmenty drewna datowane metodą radiowęglową, 19 – jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście)



Rycina 27. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu (σ1) w profilu Białobrzegi I-C



Rycina 28. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S<sub>k</sub>) w profilu Białobrzegi I-C

W środkowej części tej jednostki występują pyły piaszczyste o najgrubszej średniej średnicy ziarna (Mz=4,21-4,58φ). Wszystkie próbki mają słabe wysortowanie. W najniższej części profilu (jednostka J-5) występują piaszczysto-żwirowe aluwia korytowe (Mz= od -0,46 do 1,17 $\varphi$ ) (litofacje SGt, St i Sp). Osady te są dwu- lub wielomodalne (ryc. 26). W składzie uziarnienia przeważają piaski grubo i średnioziarniste (od 75% do 98%) o dobrym i umiarkowanym wysortowaniu ( $\sigma_1$ =od 0,42 do 0,88 $\phi$ ) z wyjątkiem próbki nr 30 ( $\sigma_1$ =1,88 $\phi$ ). Najgorszy wskaźnik wysortowania mają osady jednostki J-1 i J-2 (ryc. 27). Poprawia się ono wraz ze wzrostem głębokości profilu w jednostce J-3 ( $\sigma_1$ =od 1,18 do 0,46 $\phi$ ), następnie ulega pogorszeniu w jednostce J-4 ( $\sigma_1$  = od 1,34 do 1,77 $\phi$ ). Większość osadów zaliczonych do pozakorytowych (jednostki J-1 – J-4) charakteryzuje się dodatnią skośnością (84%), natomiast wszystkie próbki osadów korytowych (jednostka J-1) mają ujemną skośność (ryc. 28). Najlepsze wysortowanie osadów obserwuje się wśród populacji próbek o średniej średnicy ziarna 1,20 – 3,20 $\phi$ . Wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna osadów pozakorytowych obserwuje się pogarszanie stopnia wysortowania osadu (do 5,60-5,70φ). Odwrotna tendencja widoczna jest wśród osadów pylastych o średniej średnicy poniżej 5,70 $\phi$ .

# Profil Białobrzegi II-A (Bgi II-A)

W aluwiach stropowej jednostki (J-1) profilu w składzie uziarnienia przeważają piaski drobnoziarniste (76-87%) (ryc. 29). Frakcję podrzędną stanowią głównie pyły gruboziarniste (9-22%). W dolnej części tej jednostki (ryc. 29) na głębokości 1,45 – 1,95 m występują rytmity rozwinięte jako przewarstwienia (1- 8 cm) litofacji Sm/SF i Sr/FS. Powyżej zarejestrowano osady stożka krewasowego (litofacje Sl, Sh, Sr). Są to aluwia piaszczyste (Mz=2,96 – 3,73 $\phi$ ) o umiarkowanym wysortowaniu. Są one przykryte warstwą masywnych mułków piaszczystych. Spągowa część osadów jednostki J-2 rozpoczyna się litofacją piasków drobno i średnioziarnistych o przekątnym warstwowaniu rynnowym (St) z fragmentami drewna (ryc. 29). Ku stropowi (do głębokości 3,18 m) maleje średnia średnica ziarna i poprawia się wskaźnik wysortowania osadu. Wyżej występują przewarstwienia piaszczyste i piaszczysto-mułkowe (litofacje Sr, FSm, Sm i Sf) o miąższości 5-20 cm, które następnie przechodzą w mułki (litofacja Fm). Poniżej głębokości 4,20 m zalegają aluwia korytowe (jednostki J-3, J-4 i J-5). Są to osady piaszczyste, w których dominuje frakcja piasków średnio i gruboziarnistych (59-89%) (ryc. 29) z domieszką żwirów drobnoziarnistych (4-13%).



Rycina 29. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Białobrzegi II-A

<u>Objaśnienia:</u> 1 – piaski, 2 – pyły/mułki, 3 – korzenie roślin w piaskach/pyłach (poziom glebowy), 4 – powierzchnie erozyjne/sedymentacyjne, 5 – kod litofacjalny (opis w tabeli nr 1), 6 – żwir drobnoziarnisty, 7 – piasek gruboziarnisty, 8 – piasek średnioziarnisty, 9 – piasek drobnoziarnisty, 10 – pył gruboziarnisty, 11 – pył średnioziarnisty, 12 – pył drobnoziarnisty, 13 – ił, 14 – numery próbek, 15 – fragmenty drewna i pnie drzew datowane metodą radiowęglową, 16 – jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście)

Przeważają w tym profilu litofacje charakterystyczne dla wysokoenergetycznych przepływów (SGt, St, Sl, Sp) (Zieliński 1998, Zieliński 2014). Aluwia spągowej części osadów korytowych (jednostka J-5) cechują się słabym wysortowaniem i ujemną skośnością. Ku stropowi (jednostki J-4 i J-3) poprawia się wskaźnik wysortowania osadu.



Rycina 30. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu (σ1) w profilu Białobrzegi II-A



Rycina 31. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S<sub>k</sub>) w profilu Białobrzegi II-A

Analiza diagramów relacyjnych wskazuje, że wysortowanie osadów korytowych (ryc. 30) pogarsza się wraz ze wzrostem średniej średnicy ziarna. Relacje w populacji próbek osadów pozakorytowych wskazują na tendencję odwrotną, czyli polepszenie wysortowania wraz ze wzrostem średniej średnicy ziarna. Rozmieszczenie próbek na diagramie relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna a skośnością (ryc. 31) wskazuje, że populacja próbek osadów pozakorytowych cechuje się z reguły skośnością dodatnią, a aluwiów korytowych skośnością ujemną.

## Profil Białobrzegi II-B (Bgi II-B)

W aluwiach jednostki J-1 wyróżniono dwie sekwencje osadów o odwróconym uziarnieniu frakcjonalnym (na głębokości 0,00 – 0,65 m i 0,65 – 1,15 m). Pierwsza jest rozwinięta w pyłach piaszczystych (Mz=4,29-5,73\u03c6) natomiast druga, niżej położona w piaskach drobno i średnioziarnistych (Mz=1,89-2,71\varphi). Dolny człon tej jednostki (1,15 1,82 m) charakteryzuje się pensymetrycznym uziarnieniem frakcjonalnym, z najgrubszą frakcją (Mz=2,56\u03c6) w środkowej części (ryc. 32). Warstwy piaszczyste tej jednostki mają umiarkowanie dobre wysortowanie ( $\sigma_1=0.58-0.63\varphi$ ), natomiast warstwy pyłowe są słabo wysortowane ( $\sigma_1=1,33-1,84\phi$ ). Osady jednostki J-2 cechują się normalnym uziarnieniem frakcjonalnym. Rozpoczynają się wielozestawami piasków o przekątnym warstwowaniu rynnowym (litofacje St). W składzie uziarnienia dominują umiarkowanie dobrze wysortowane piaski ( $\sigma_1=0.51-0.76\phi$ ) drobno i średnioziarniste. W stropowej części tej jednostki obserwuje się drobnoziarniste piaski mułowe o strukturze masywnej (litofacje SFm). W składzie uziarnienia przeważają piaski drobnoziarniste (51-87%). Osady jednostki J-3 cechują się odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym. W odsłonięciu brzegowym widoczne były powierzchnie erozyjne (na głębokości 3,80 m i 4,22 m) oraz pnie drzew (ryc. 32). Obserwowano litofacje piasków o przekątnym warstwowaniu rynnowym (St) oraz płaskie warstwowanie przekątne (Sp). Analiza rozkładu populacji próbek na diagramach zależności wskazuje, że najgorzej wysortowane są polimodalne mułki piaszczyste (Mz=4,30-5,75\u03c6) oraz piaski żwirowe jednostki J-3 (próbka 16). Najlepsze wysortowanie widoczne jest w jedno lub dwumodalnych osadach piaszczystych o średniej średnicy (Mz=1,90-2,40 $\phi$ ) (ryc. 33). Osady korytowe (ryc. 34) mają zarówno dodatnią jak i ujemną skośność, natomiast wszystkie próbki aluwiów pozakorytowych charakteryzują się skośnością dodatnią.



Rycina 32. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Białobrzegi II-B

<u>Objaśnienia:</u> 1 – piaski, 2 – pyły/mułki, 3 – korzenie roślin w piaskach/pyłach (poziom glebowy), 4 – powierzchnie erozyjne/sedymentacyjne, 5 – pnie drzew datowane metodą radiowęglową, 6 – kod litofacjalny (opis w tabeli nr 1), 7 – żwir drobnoziarnisty, 8 – piasek gruboziarnisty, 9 – piasek średnioziarnisty, 10 – piasek drobnoziarnisty, 11 – pył gruboziarnisty, 12 – pył średnioziarnisty, 13 – pył drobnoziarnisty, 14 – ił, 15 – jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście), 16 – numery próbek



Rycina 33. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w profilu Białobrzegi II-B



Rycina 34. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S<sub>k</sub>) w profilu Białobrzegi II-B

#### Profil Budy Łańcuckie I-F (BŁ I-F)

Osady przykorytowej równi zalewowej (jednostka J-1) cechuja się normalnym uziarnieniem frakcjonalnym (ryc. 35). W składzie uziarnienia przeważają piaski drobno i średnioziarniste (56-70%) z domieszka frakcji pyłowej (30-44%). Są one słabo wysortowane i mają bardzo dodatni wskaźnik skośności (S<sub>k</sub>=0,52-0,54 $\phi$ ). Poniżej (na głębokości 0,80-1,58 m) występują naprzemianległe warstwy grubo i drobnoziarniste (jednostka J-2) rozwinięte jako litofacje piaszczyste oraz mułkowo-piaszczyste. W stropowej części tej jednostki występują toczeńce mułowe (ryc. 35). Warstwy o przeważającym udziale frakcji piasków drobno i średnioziarnistych cechują się lepszym stopniem wysortowania ( $\sigma_1=0,46-0,86\phi$ ), niż te w których dominuje pyły gruboi średnioziarniste ( $\sigma_1$ =1,10-1,75 $\phi$ ). Poniżej rytmitów zalegają warstwy mułków piaszczystych (jednostka J-3) o laminacji poziomej. Cechują się one normalnym uziarnieniem frakcjonalnym. Podobnie jak w jednostce J-1, ku stropowi maleje udział frakcji piaszczystej (od 45 do 27%). Maja one dodatnia skośność ( $S_k=0.23-0.44\phi$ ) i słabe wysortowanie ( $\sigma_1$ =1,30-1,76 $\phi$ ). W spągowej części profilu występuje piaszczystożwirowa platforma odsypu meandrowego (jednostka J-4). W składzie uziarnienia większości próbek dominują osady frakcji piasków średnio- i gruboziarnistych (57-80%). W kilku próbkach (ryc. 35) występują żwiry drobnoziarniste (8-18%). W tej części profilu przeważają litofacje piasków żwirowych z licznymi toczeńcami mułowymi o średnicy do 25-30 cm. Są one przewarstwione warstwami piasków, w dolnej części średnioi gruboziarnistych, ku stropowi drobno- i średnioziarnistych (ryc. 35).

Diagram zależności między wysortowaniem (σ<sub>1</sub>) a średnią średnicą osadu (Mz) wskazuje, że wskaźnik wysortowania dla osadów korytowych poprawia się wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna (ryc. 36) natomiast wśród osadów pozakorytowych obserwuje się tendencję odwrotną. Tendencja zmiany trendów wysortowania wraz ze zmianą średniej średnicy ziarna była wielokrotnie opisywana w literaturze (Mycielska-Dowgiałło 1995, 2007, Ludwikowska-Kędzia 2000; Szmańda 2004). Niemal wszystkie próbki aluwiów korytowych mają ujemną skośność, natomiast próbki pozakorytowe mają skośność dodatnią (ryc. 37).



Rycina 35. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Budy Łańcuckie I-F

<u>Objaśnienia</u>: 1 – piaski ze żwirkami, 2 – piaski, 3 - pyły/mułki 4 – korzenie roślin w piaskach/pyłach (poziom glebowy), 5 – powierzchnie erozyjne/sedymentacyjne, 6 – fragmenty drewna, 7 – toczeńce mułowe, 8 - kod litofacjalny (opis w tabeli nr 1), 9 – żwir drobnoziarnisty, 10 – piasek gruboziarnisty, 11 – piasek średnioziarnisty, 12 – piasek drobnoziarnisty, 13 – pył gruboziarnisty, 14 – pył średnioziarnisty, 15 – pył drobnoziarnisty, 16 – ił, 17 – jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście), 18 – numery próbek



Rycina 36. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w profilu Budy Łańcuckie I-F



Rycina 37. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S<sub>k</sub>) w profilu Budy Łańcuckie I-F

### Profil Budy Łańcuckie II-A (BŁ II-A)

Osady jednostki J-1 charakteryzują się normalnym uziarnieniem frakcjonalnym. W składzie uziarnienia większości próbek przeważają pyły średnio i gruboziarniste (61-87%). Charakteryzują się one słabym i bardzo słabym wysortowaniem. Próbki piaszczyste (55-78% piasków drobno i średnioziarnistych) cechują się lepszym (umiarkowanym) wysortowaniem ( $\sigma_1=0,72-0,87\phi$ ). Poniżej zalegają piaszczyste i piaszczysto-żwirowe aluwia korytowe (jednostki J-2, J-3 i J-4). Osady jednostki J-2 mają normalne uziarnienie frakcjonalne. Spągowa część tej jednostki rozpoczyna się litofacja piasków różnoziarnistych z pojedynczymi żwirami i licznymi toczeńcami mułowymi (ryc. 38). Średnia średnica ziarna zawiera się w przedziale Mz=1,49-2,86 $\varphi$ . Większość próbek ma umiarkowane i umiarkowanie dobre wysortowanie. W składzie uziarnienia przeważają piaski średnio i gruboziarniste (od 42 do 63%). Na głębokości 2,55 m występuje wyraźna powierzchnia erozyjna (ryc.38). Najbardziej zróżnicowane pod względem litologicznym są osady jednostki J-3. Cechują się najgrubszą średnią średnicą ziarna (Mz=0,59-1,50φ) oraz umiarkowanym i słabym wysortowaniem oraz ujemną skośnością ( $S_k$ = od -0.02 do -0.29). W składzie uziarnienia przeważają piaski grubo i średnioziarniste (45-83%). Niemal w każdej próbce tej jednostki występują żwiry drobno i średnioziarniste (2-10%). Ich zawartość wzrasta ku spagowi jednostki (ryc. 38). Aluwia te (litofacje SGt, St) wskazują na wysokoenergetyczne przepływy w najgłębszej części koryta rzeki (Zieliński 1998, 2014). W spągu występują liczne toczeńce mułowe, fragmenty drewna oraz pień. Poniżej powierzchni erozyjnej, na głębokości 4,95 m występuje kolejna (starsza) seria korytowa (jednostka J-4) o umiarkowanie dobrym wysortowaniu i dodatniej skośności ( $S_k=0.12-0.19\phi$ ) oraz odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym. Wśród całej populacji próbek najgorzej wysortowane są wielomodalne pyły piaszczyste o średnicy powyżej 3 phi, natomiast najlepiej wysortowane są piaski drobno i średnioziarniste o średnicy w przedziale (Mz= od 1,30 do 2,85 $\phi$ ) (ryc. 39). Populacja próbek pozakorytowych cechuje się skośnością dodatnią ( $S_k=0,19-0,42$ ), natomiast aluwia korytowe maja zarówno dodatnia jak i ujemna skośność (ryc. 40).



Rycina 38. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Budy Łańcuckie II-A

<u>Objaśnienia:</u> 1 – piaski, 2 – pyły/mułki 3 – korzenie roślin w piaskach/pyłach (poziom glebowy), 4 – piaski ze żwirkami, 5 – powierzchnie erozyjne/sedymentacyjne, 6 – kod litofacjalny (opis w tabeli nr 1), 7 – żwir gruboziarnisty, 8 – żwir średnioziarnisty, 9 – żwir drobnoziarnisty, 10 – piasek gruboziarnisty, 11 – piasek średnioziarnisty, 12 – piasek drobnoziarnisty, 13 – pył gruboziarnisty, 14 – pył średnioziarnisty, 15 – pył drobnoziarnisty, 16 – ił, 17 – jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście), 18 – numery próbek, 19 – pnie drzew i fragmenty drewna, 20 – toczeńce mułowe



Rycina 39. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w profilu Budy Łańcuckie II-A



Rycina 40. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S<sub>k</sub>) w profilu Budy Łańcuckie II-A

#### Profil Budy Łańcuckie II-B (BŁ II-B)

Osady jednostki J-1 sa reprezentowane przez drobno i średnioziarniste piaski pylaste o strukturze masywnej i warstwowane horyzontalnie (ryc. 41). Najgrubsza frakcja osadu występuje w spagu tej jednostki (Mz= $2.77\phi$ ) (ryc. 41). Sa to piaski o umiarkowanie dobrym wysortowaniu  $\sigma$ =0,67 $\phi$ ), w których dominuje frakcja piasku drobnoziarnistego (79%). Ku stropowi tej jednostki zmniejsza się udział piasków drobnoziarnistych i obserwuje się pogorszenie wysortowania osadu ( $\sigma=2,10-2,47\phi$ ). Aluwia jednostki J-2 cechują się przewagą osadów mułkowych (z wyjątkiem warstwy piasków o strukturze masywnej na głębokości 1,40-1,50 m) i lepszym wskaźnikiem wysortowania ( $\sigma$ =0,51 – 1,75φ). W składzie jej uziarnienia dominują również piaski drobnoziarniste (54-68%). W spągowej części jednostki J-2 występują wkładki detrytusu, korzeni roślin oraz fragmenty drewna. Aluwia korytowe (jednostka J-3) rozpoczynają się od piasków średnio i gruboziarnistych z toczeńcami mułowymi (od głębokości 1,60 m) (ryc. 41). Charakteryzuja sie dobrym i umiarkowanie dobrym wysortowaniem ( $\sigma=0.45-0.85\phi$ ) oraz tendencją do odwróconego uziarnienia frakcjonalnego (od głębokości 3,55 m do stropu jednostki J-3) (ryc. 41). Dolny człon osadów korytowych (jednostka J-4) rozpoczyna się serią bardzo słabo wysortowanych ( $\sigma=2,23\varphi$ ) piasków żwirowych o przekątnym warstwowaniu rynnowym (ryc. 41) z licznymi toczeńcami mułowymi. Ku stropowi obserwuje się zmniejszanie średniej średnicy ziarna (Mz=od 0,27 do 3,12 $\varphi$ ). Jednocześnie w składzie uziarnienia próbek wzrasta udział frakcji piasków drobnoziarnistych. Poniżej powierzchni erozyjnej (na głębokości 4,56 m) występuja zerodowane w stropie piaszczysto-żwirowe osady odsypu (jednostka J-5). W składzie uziarnienia przeważają piaski średnio i gruboziarniste (57-85%) o bardzo słabym (w spagu) i umiarkowanie dobrym (w stropie) wysortowaniu.



Rycina 41. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Budy Łańcuckie II-B

<u>Objaśnienia</u>: 1 – piaski, 2 – pyły/mułki, 3 – korzenie roślin w piaskach/pyłach (poziom glebowy), 4 – piaski ze żwirkami, 5 – powierzchnie erozyjne/sedymentacyjne, 6 – kod litofacjalny (opis w tabeli nr 1), 7 – żwir gruboziarnisty, 8 – żwir średnioziarnisty, 9 – żwir drobnoziarnisty, 10 – piasek gruboziarnisty, 11 – piasek średnioziarnisty, 12 – piasek drobnoziarnisty, 13 – pył gruboziarnisty, 14 – pył średnioziarnisty, 15 – pył drobnoziarnisty, 16 – ił, 17 – jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście), 18 – numery próbek, 19 – pnie drzew i fragmenty drewna, 20 – toczeńce mułowe

#### Profil Budy Łańcuckie III-B (BŁ III-B)

Stropowa część profilu (jednostka J-1) charakteryzuje się odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym. Są to głównie litofacje piasków mułowych (Mz=2,50 -3,50\phi) o strukturze masywnej (Sm, SFm). Są one rozdzielone cienkimi warstwami (0,5-1 cm) detrytusu roślinnego i korzeniami roślin. Litofacje piaszczyste zawierają domieszkę frakcji pyłowej (od 6 do 30%). W składzie uziarnienia poszczególnych próbek dominuje frakcja piasków drobnoziarnistych (od 43 do 81%), których udział maleje ku stropowi profilu. Jednocześnie wzrasta ku stropowi udział piasków średnioziarnistych (25-30%). Wysortowanie tej serii pogarsza się ku stropowi profilu ( $\sigma$ =od 0,67 do 2,03 $\phi$ ). Zalegająca poniżej seria reprezentująca cyklotem wezbraniowy (jednostka J-2) składa się z trzech warstw tj. pyłów piaszczystych z detrytusem roślinnym, piasków drobno i średnioziarnistych (litofacja SFm, Sr) o miąższości 0,35 m oraz ściętej erozyjnie warstwy mułku ilastego o miąższości 8 cm. Aluwia piaszczyste są najlepiej wysortowane  $(\sigma = \text{od } 0.52 \text{ do } 0.71 \phi)$  i maja ujemna skośność. Osady dolnego członu tej jednostki (litofacja FSm) sa bardzo słabo wysortowane ( $\sigma$ = powyżej 2,00 $\phi$ ) a w ich składzie uziarnienia przeważa frakcja pyłu gruboziarnistego (36%) i piasku drobnoziarnistego (53%). Osady jednostki J-3 reprezentujące sekwencję stożka krewasowego cechuja się normalnym uziarnieniem frakcjonalnym. W części spągowej (ryc. 42) występują piaski średnio i gruboziarniste ze żwirami (litofacje St, przechodzące następnie w Sp) i toczeńcami mułowymi. Obecność frakcji żwirowej (11%) oraz toczeńców o średnicy do 3-4 cm wskazuje na wysokoenergetyczne przepływy pozakorytowe. W stropie przeważają litofacje piasków drobno i średnioziarnistych (Sm) z przewarstwieniami mułków piaszczystych (FSm) (ryc. 42). Próbki piaszczyste mają dobre i umiarkowanie dobre wysortowanie ( $\sigma$ =0,62 do 0,95 $\phi$ ) oraz ujemną skośność (ryc. 42 i 43). Zalegające poniżej aluwia (na głębokości 3,35 - 5,40 m) reprezentują sekwencję osadową paleokoryta (jednostki J-4 i J-5). Ich górna część (jednostka J-4) jest zbudowana z wielofrakcyjnych mułków piaszczysto-ilastych (litofacja FSm) o odwróconym uziarnieniu frakcjonalnym. Mają one bardzo słabe wysortowanie ( $\sigma$ =2,54-2,84 $\phi$ ) oraz ujemną skośność ( $S_k$ = od -0,12 do -0,16). Znaleziono w tych warstwach fragmenty ceramiki (na głębokości 3,50-3,60 m) oraz rozłożony pień drzewa (na głębokości 3,65-3,75 m) (ryc. 42) W dolnej części (jednostka J-5) występują litofacje piasków średnio i gruboziarnistych (litofacje Sp) o umiarkowanym wysortowaniu ( $\sigma=0,72$  do  $0,98\varphi$ ).





<u>Objaśnienia</u>: 1 – piasek, 2 – pył/mułek, 3 – pył/mułek z korzeniami roślin (poziom glebowy), 4 – piasek ze żwirem, 5 – powierzchnie erozyjne/sedymentacyjne, 6 – kod litofacjalny (opis w tabeli nr 1), 7 – żwir gruboziarnisty, 8 – żwir średnioziarnisty, 9 – żwir drobnoziarnisty, 10 – piasek gruboziarnisty, 11 – piasek średnioziarnisty, 12 – piasek drobnoziarnisty, 13 – pył gruboziarnisty, 14 – pył średnioziarnisty, 15 – pył drobnoziarnisty, 16 – ił, 17 – jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście), 18 – numery próbek



Rycina 43. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w profilu Budy Łańcuckie III-B



Rycina 44. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S<sub>k</sub>) w profilu Budy Łańcuckie III-B

# Profil Gniewczyna Łańcucka I (GŁ I)

Osady stropowej jednostki profilu GŁ I (J-1) charakteryzuja się odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym. W tej części profilu występują warstwy rytmitów tj. piasku drobno i średnioziarnistego o miąższości od 8 do 20 cm rozdzielone masywnymi mułkami piaszczystymi z detrytusem roślinnym i korzeniami roślin (ryc.45). Średnia średnica ziarna w warstwach piaszczystych zawiera się w przedziale od 1,89 do 2,78 $\varphi$ . Warstwy piaszczyste cechują się lepszym wysortowaniem ( $\sigma$ =0,47 do 0,93 $\phi$ ) niż mułki piaszczyste  $(\sigma=1.61 \text{ do } 2.23\varphi)$ . Jednostka J-2 reprezentuje starszą serię rytmitów powodziowych rozwiniętych jako przewarstwienia mułków piaszczystych z piaskami (litofacje Sh, Sf FSm, FSh) (ryc.45). W składzie uziarnienia warstw piaszczystych dominuje frakcja piasków drobnoziarnistych (ryc. 45), natomiast w mułkach piaszczystych przeważa frakcja pyłów gruboziarnistych. Próbki tej jednostki mają najczęściej rozkłady bimodalne i polimodalne, w większości są słabo i bardzo słabo wysortowane ( $\sigma$ = od 1,68 do 2,36 $\phi$ ). Jedynie w pojedynczych próbkach (ryc. 45) mających rozkład monomodalny obserwuje się lepsze wysortowanie ( $\sigma$ =od 0,74 do 0,85 $\phi$ ). Poniżej (na głębokości 2,68-4,63 m) występują osady wypełnienia paleokoryta (aktywnego do końca lat 30-tych XX wieku) (jednostka J-3). W spągowej części zalegają aluwia mułkowo-piaszczyste i mułkowe (z pniem drzewa o średnicy ok. 20 cm) o miaższości około 2 m reprezentowane przez litofacje Sr/FSm, ku stropowi przechodzące w litofacje FSm/Fh (ryc. 45). W ich składzie uziarnienia dominują gruboziarniste pyły (34-51%) z domieszką frakcji piasków drobnoziarnistych (od 6 do 31%). Charakteryzują się one słabym i bardzo słabym wysortowaniem ( $\sigma$ = od 1,63 do 2,20 $\phi$ ). W spągowej części profilu paleokoryta (jednostka J-4) występują gruboziarniste aluwia korytowe (Mz=0,10 do 0,71 $\phi$ ) zawierające od 8 do 38% ziaren frakcji żwirowej. Są to głównie piaski żwirowe o przekątnym warstwowaniu rynnowym (litofacja SGt i SGm). Mają one słabe wysortowanie ( $\sigma$ =1,02 do 1,87 $\phi$ ) i ujemna skośność (S<sub>k</sub>= -0,24 do -0,50  $\varphi$ ). W stropowej części tej jednostki (J-4) maleje średnia średnica ziarna (litofacje SFm) oraz wzrasta udział frakcji pyłowej i drobnopiaszczystej (ryc. 45).

Na diagramie relacji pomiędzy średnią średnica ziarna (Mz) a wysortowaniem ( $\sigma_1$ ) widoczne są trzy grupy populacji próbek. Osady korytowe (Mz=0,09-0,71 $\phi$ ) o najgrubszej średniej średnicy ziarna cechują się pogarszaniem wysortowania wraz ze wzrostem grubości fakcji (ryc. 46). Aluwia korytowe i pozakorytowe o średniej średnicy ziarna w przedziale (Mz=1,89-2,78φ) charakteryzują się pogarszaniem wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna.



Rycina 45. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Gniewczyna Łańcucka I

<u>Objaśnienia:</u> 1 – piasek ze żwirem, 2 – piasek, 3 – pył/mułek, 4 – pył/mułek z korzeniami roślin (poziom glebowy), 5 – powierzchnie erozyjne/sedymentacyjne, 6 – pnie drzew, 7 – kod litofacjalny (opis w tabeli nr 1), 8 – żwir średnioziarnisty, 9 – żwir drobnoziarnisty 10 – piasek gruboziarnisty, 11 – piasek średnioziarnisty, 12 – piasek drobnoziarnisty, 13 – pył gruboziarnisty, 14 – pył średnioziarnisty, 15 – pył drobnoziarnisty, 16 – ił, 17 – jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście), 18 – numery próbek

Natomiast populacja próbek mułkowych (Mz=4.30-6,20φ) cechuje się poprawą wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna. Cała populacja próbek pozakorytowych ma dodatnią skośność, natomiast większość próbek korytowych ma skośność ujemną (ryc. 47).



Rycina 46. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w profilu Gniewczyna Łańcucka I



Rycina 47. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S<sub>k</sub>) w profilu Gniewczyna Łańcucka I

## Profil Gniewczyna Łańcucka II (GŁ II)

Stropowa część profilu GŁ II (jednostka J-1) cechuje się odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym (Mz=2,42 – 2,89 $\varphi$ ). W środkowej części jednostki występuje warstwa mułków piaszczystych o strukturze masywnej. Zarejestrowano tutaj korzenie roślin i detrytus roślinny. W składzie uziarnienia warstw piaszczystych (ryc. 48) przeważa frakcja piasku drobnoziarnistego (63-83,5%), natomiast w warstwie mułkowej dominującą modę stanowią pyły gruboziarniste (48%). Warstwy piaszczyste mają lepsze wysortowanie ( $\sigma$ = 0,56-0,59 $\varphi$ ). Poniżej, na głębokości 0,50 – 2,00 m wystepują masywne mułki piaszczyste z pojedyńczymi wkładkami piasków drobno i średnioziarnistych. W składzie uziarnienia niemal wszystkich próbek (oprócz próbki nr 11) dominuje frakcja pyłów gruboziarnistych (od 35 do 56%) z domieszką piasków drobnoziarnistych (17-32%). Aluwia te są bardzo słabo wysortowane ( $\sigma$ =od 1,58 do 2,04 $\varphi$ ) i mają dodatnią skośność (S<sub>k</sub>= 0,02 do 0,27  $\varphi$ ).

W dolnej części profilu (jednostki J-4 i J-3) zalegają głównie masywne żwiry piaszczyste i piaski (GSm oraz St), przechodzące ku stropowi w żwiry piaszczyste i piaski (SGm, SGp, Sp i Sl) (ryc. 48). Całkowita miąższość tej wysokoenergetycznej serii piaszczysto-żwirowej (jednostki J-3 i J-4) widocznej w odsłonięciu wynosi 2,9 m. Rozkład uziarnienia większości próbek jest bimodalny (dominuje frakcja piasków średnio i gruboziarnistych, od 59 do 86%). Frakcja żwirowa większości próbek stanowi 15-25%. Wysortowanie osadów jest słabe i umiarkowane ( $\sigma$ =od 0,72 do 1,75 $\phi$ ) (z wyjątkiem próbek nr 13, 14 i 22), natomiast ich skośność przyjmuje w większości wartości ujemne (z wyjątkiem próbek nr 13 i 14) (ryc.50).

Podobnie jak w profilu Gniewczyna Łańcucka I (GŁ I) wystepuje w tym profilu populacja próbek (ryc. 49) w której obserwuje się pogarszanie wysortowania wraz ze wzrostem średniej średnicy ziarna (głównie osady korytowe). Natomiast większość próbek osadów pozakorytowych (Mz=4,50-5,50 $\phi$ ) charakteryzuje się pogarszaniem wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna (ryc. 49). Najlepsze wysortowanie osadów występuje wśród populacji próbek o zakresie Mz= od 2,11 do 2,89 $\phi$  (ryc. 49).



Rycina 48. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Gniewczyna Łańcucka II

<u>Objaśnienia:</u> 1 – piasek ze żwirem, 2 – piasek, 3 – pył/mułek, 4 – pył/mułek z korzeniami i detrytusem roślinnym (poziom glebowy), 5 – powierzchnie erozyjne/sedymentacyjne, 6 – kod litofacjalny (opis w tabeli nr 1), 7 – żwir średnioziarnisty, 8 – żwir drobnoziarnisty, 9 – piasek gruboziarnisty, 10 – piasek średnioziarnisty, 11 – piasek drobnoziarnisty, 12 – pył gruboziarnisty, 13 – pył średnioziarnisty, 14 – pył drobnoziarnisty, 15 – ił, 16 — jednostki sedymentacyjne (opisane w tekście), 17 – numer próbki



Rycina 49. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w profilu Gniewczyna Łańcucka II



Rycina 50. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S<sub>k</sub>) w profilu Gniewczyna Łańcucka II

# 5. Interpretacja przebiegu zmian aluwiacji badanego odcinka doliny Wisłoka w oparciu o sedymentologiczne cechy osadów

# 5.1. Zmiany uziarnienia osadów pozakorytowych w profilach pionowych

Obszar równiny zalewowej każdej rzeki jest zalewany przynajmniej raz w określonym czasie podczas wezbrań ponad pełnokorytowych. Wówczas jej powierzchnia jest kształtowana przez szereg współwystępujących procesów cyklicznych i epizodycznych powiązanych z erozją, transportem i akumulacją materiału skalnego. Procesy te, w połączeniu z oddziaływaniem antropogenicznym (rolnictwo, wylesianie zlewni, regulacja i pogłębianie koryt rzecznych) znajdują odzwierciedlenie w dostawie materiału do koryt rzecznych oraz zwiększaniu grubości frakcji w aluwiach pozakorytowych.



Rycina 51. Modele sedymentacji aluwiów pozakorytowych związanej z pogłębianiem koryta (wg Starkla 2001) i zróżnicowaniem szerokości równiny zalewowej (wg Zwolińskiego i 1985 Szmańdy 2011)

**Objaśnienia:** kod litofacjalny (opis w tabeli nr 1), a – odsypy korytowe sprzed regulacji, b – osady facji pozakorytowej, C – średni poziom wody: C1 – sprzed regulacji, C2 – współczesny, d – dno koryta: d1 – sprzed regulacji, d2 – współczesny. Strzałki oznaczają tendencje do pogłębiania i nadbudowy równiny zalewowej.
W obrębie aktywnego koryta (ryc. 51) jest najczęściej transportowany i akumulowany materiał o grubszej frakcji (najczęściej piaski i żwiry). Zróżnicowanie uziarnienia w strefie pozakorytowej wiąże się z szeregiem zmiennych, tj. zmniejszeniem prędkości płynięcia wód na równinie zalewowej wraz ze wzrostem odległości od koryta, zmianą spadku i szerokości równin zalewowych, zmianą prędkości płynięcia wód na równinie zalewowej podczas pojedynczej powodzi w poszczególnych jej fazach (Zwoliński 1985), zmianą lesistości dorzecza oraz zróżnicowaniem wysokości równiny zalewowej i jej wzrostem związanym z akumulacją materiału podczas przepływów ponad pełnokorytowych (Kalicki, Szmańda 2008, Szmańda 2011).

Lp.	Nazwa profilu	Nazwa jednostki	Przeważający typ uziarnienia
1.	Łukawiec Górny II	J-1	•
2.	Smolarzyny I	J-1 J-2	
3.	Wola Dalsza III-A	J-1 J-2 J-3 J-4	
4.	Białobrzegi I-C	J-1 J-2 J-3 J-4	
5.	Białobrzegi II-A	J-1 J-2	
6.	Białobrzegi II-B	J-1	
7.	Budy Łańcuckie I-F	J-1 J-2 J-3	
8.	Budy Łańcuckie II-A	J-1	
9.	Budy Łańcuckie II-B	J-1 J-2	
10.	Budy Łańcuckie III-B	J-1 J-2	
11.	Gniewczyna Łańcucka I	J-1 J-2 J-3	
12.	Gniewczyna Łańcucka II	J-1 J-2	
	1▼ 2▲ 3≡	4<	

Rycina 52. Dominujący typ uziarnienia w aluwiach pozakorytowych równiny zalewowej Wisłoka

**Objasnienia:** 1 – odwrócone uziarnienie frakcjonalne, 2 – normalne uziarnienie frakcjonalne, 3 – rytmity, 4 – uziarnienie pensymetryczne

W pionowych profilach aluwiów pozakorytowych równiny zalewowej (5-6 m n.p.rz.) obserwowano sekwencje osadów zarówno o normalnym, jak i odwróconym

uziarnieniu frakcjonalnym (ryc. 52). W większości analizowanych profili w części stropowej (jednostka J-1, J-2) występuje odwrócone uziarnienie frakcjonalne (ryc. 52). Tego typu prawidłowości były obserowane w dolinach rzecznych przez wielu autorów (np. Pożaryski 1955, Starkel 1977, Myślińska 1980, Teisseyre 1984, 1985, 1988, Rutkowski 1987, Kalicki 2000, 2006, Szmańda 2002, 2006, Kukulak 2004, Kalicki, Szmańda 2009, Szmańda i in. 2010). W dolnej części jednostek (J-1, J-2) zalegają zwykle piaski lub mułki piaszczyste, natomiast ku stropowi zwiększa się średnia średnica ziarna i poprawia wysortowanie osadu. Stosunkowo wysoki udział frakcji piasków drobno i średnioziarnistych w stropowej części osadów pozakorytowych (ryc. 53) wskazuje, że jest to tzw. młodsza seria mady gruboziarnistej (np. Pożaryski 1955), której powstanie może być związane ze zmianą rolniczego sposobu użytkowania ziemi (wprowadzenie upraw roślin okopowych, wylesienie zlewni), zmianą typu rozwinięcia rzeki, a także pracami regulacyjnymi w XIX i XX wieku (Myślińska i in. 1982; Szumański 1986).

Wzrostowa tendencja udziału piasków drobno i średnioziarnistych w aluwiach pozakorytowych (np. od 18 do 97% w profilu Budy Łańcuckie III-B) wskazuje na wysoką energię przepływów wezbraniowych szczególnie w strefie wałów przykorytowych. W miarę oddalania się od aktywnego koryta maleje nieznacznie wysokość bezwzględna i spadek równiny zalewowej (ryc. 53).



Rycina 53. Przekrój poprzeczny przez równinę zalewową Wisłoka w Białobrzegach.

**Objaśnienia:** 1 – litofacje piaszczyste, 2 – litofacje pylaste (mułkowe), 3 – symbole kodu litofacjalnego (opis w tabeli nr 1), 4 – symbol profilu (odsłonięcia, wiercenia, wkopu), 5 – malejący udział litofacji piaszczystych wraz z oddalaniem się od aktywnego koryta

Jest to związane z nadbudową strefy wałów przykorytowych podczas wezbrań powodziowych. W wykonanych wierceniach i wkopach (2 stanowiska) na powierzchni równiny zalewowej Wisłoka obserwowano malejący udział osadów o frakcji piaszczystej (ryc. 53) w poszczególnych próbkach wraz ze wzrostem odległości od koryta. Ponadto stwierdzono wzrost udziału litofacji pylastych w miarę oddalania się od aktywnego koryta (ryc.53). Największy udział litofacji piaszczystych występuje w bezpośrednim sąsiedztwie aktywnego koryta Wisłoka w strefie wału przykorytowego (odkrywka Białobrzegi IC'), co jest zgodne z modelem sedymentacji aluwiów pozakorytowych (ryc. 51) (Szmańda 2011). W tej strefie obserwuje się największe prędkości przepływu podczas wezbrań ponad pełnokorytowych, co wiąże się z wysokim udziałem osadów frakcji piaszczystej w poszczególnych próbkach osadu. W miarę oddalania się od koryta maleje prędkość przepływu, co znajduje odzwierciedlenie we wzroście udziału frakcji pyłowej (wkopy nr I i II). W dystalnej części równiny zalewowej (wiercenie III, ryc. 53) litofacje piaszczyste występują bardzo rzadko. W składzie uziarnienia próbek pobranych z tej części równiny zalewowej przeważają osady mułkowo-ilaste.

## 5.2. Zmiany uziarnienia aluwiów i parametrów morfometrycznych równiny zalewowej w profilu podłużnym rzeki

Analizowano zmiany wybranych parametrów uziarnienia (zakres Mz) aluwiów pozakorytowych równiny zalewowej Wisłoka. W rejonie Łukawca Górnego obserwowano niewielkie zróżnicowanie frakcjonalne osadów uznanych za aluwia pozakorytowe. Zakres średniej średnicy ziarna osadu (jednostka J-1) wynosi 2,84-3,32φ. Wraz ze spadkiem rzeki i zwiększaniem szerokości równiny zalewowej obserwowano trend zwiększania zakresu średniej średnicy ziarna (Mz) (ryc. 54).



Rycina 54. Zakres średniej średnicy ziarna (Mz) osadów pozakorytowych w wybranych profilach równiny zalewowej dolnego Wisłoka

Przykładowo w profilu Sm I (ryc. 54) odnotowano wartości w przedziale Mz=3,08-6,05φ, natomiast w profilu BŁ III-B zakres ten wynosi Mz=2,49-6,90φ (ryc. 54). Najczęściej występującym zakresem średniej średnicy ziarna wśród aluwiów pozakorytowych są osady o przedziałach Mz=4,0-4,5φ (41,66%) oraz 4,5-5,0φ (25%). Są to najczęściej bardzo drobnoziarniste piaski oraz grubo i średnioziarniste pyły (ryc. 55). Wskazuje to, że aluwia te należą do tzw. młodszej serii mady piaszczystej, która była wielokrotnie obserwowana wśród równin zalewowych powstałych w ostatnim tysiącleciu (m.in. Klimek 1974a, Niedziałkowska i in. 1985, Alexandrowicz, Wyżga 1992, Pożaryski, Kalicki 1995).



Rycina 55. Histogram częstości występowania zakresu średniej średnicy ziarna (Mz) w profilach osadów pozakorytowych

Analiza szerokości równiny zalewowej (5-7 m n.p.rz.) w profilu podłużnym wskazuje na wzrost jej szerokości wraz ze zmniejszaniem się jej wysokości bezwzględnej (ryc. 56). W początkowej części badanego odcinka (od Rzeszowa po Łukawiec) średnia szerokość równiny zalewowej wynosi 275 m, dalej jej szerokość zwiększa się do 436-496 m (od Łukawca do Smolarzyn). W końcowym odcinku (do Gniewczyny Łańcuckiej) jej średnia wartość wzrasta do 712 m. Pokrywa się to również ze zwiększeniem wskaźnika krętości koryta Wisłoka. Na odcinkach o większej szerokości równiny zalewowej obserwuje się większe promienie meandrów, zarówno współczesnych, jak i kopalnych podcinających terasę rędzinną. Zwrócono uwagę, że wraz ze spadkiem

równiny zalewowej i wzrostem jej szerokości zmniejsza się średnia średnica ziarna osadów pozakorytowych.

Rycina 56. Zróżnicowanie szerokości równiny zalewowej Wisłoka (5-7 m n.p.rz.) w profilu podłużnym rzeki



Rycina 57. Zróżnicowanie budowy równiny zalewowej Wisłoka (5-7 m n.p.rz.) w profilu podłużnym rzeki

Tendencję tę można porównać tzw. agradacji kontrolowanej "od góry" (Mackin 1948). Na odcinku pomiędzy Rzeszowem a Łukawcem przy mniejszej szerokości równiny zalewowej obserwowano większą średnią średnicę ziarna (Mz) w aluwiach pozakorytowych. Wartość ta zmniejszała się wraz z biegiem rzeki i wzrostem szerokości równiny zalewowej. Podobne zróżnicowanie uziarnienia obserwowano m.in. w dolinach Drwęcy i Tążyny (Szmańda 2002, Kostrzewski in. 2008), Wisły (Wyżga, Ciszewski 2010) a także rzeki Waal (Asselman 1999).

## 5.3. Relacje pomiędzy statystycznymi wskaźnikami uziarnienia aluwiów dolnego Wisłoka

Analiza diagramu zależności pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem ( $\sigma_1$ ) obrazuje M-kształtny rozkład próbek (Folk, Ward 1957). Podobne prawidłowości rejestrowano w analizach uziarnienia osadów rzecznych w wielu pracach (m.in. Antczak 1986, Andrzejewski 1991, 1994, Kalicki 1991, Niedziałkowska 1991, 1992, Kalicki in. 1996, Szmańda 1998, 2004, 2011, Ludwikowska-Kędzia 2000, Kordowski 2003, Gębica 2004, Bala 2018, Gębica i in. 2023). M-kształtny rozkład uziarnienia jest efektem mieszania się w środowisku rzecznym trzech frakcji podstawowych występujących w przyrodzie (ilastej, piaszczystej i żwirowej (Folk, Ward 1957).



Rycina 58. Diagram relacyjny pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem (σ<sub>1</sub>) (w jednostkach phi) dla osadów korytowych i pozakorytowych dolnego Wisłoka

Powyższy diagram (ryc. 58) rejestruje fragment M-kształtnego rozkładu uziarnienia dla aluwiów korytowych i pozakorytowych dolnego Wisłoka Najlepiej wysortowane są aluwia piaszczyste o średniej średnicy ziarna (Mz) w zakresie wartości od 1,6 do 2,6 phi (ryc. 58). Większość tych próbek została zaliczona do osadów korytowych. Część z nich reprezentuje monomodalne aluwia pozakorytowe.

Nawiązując do interpretacji rozmieszczenia próbek zaproponowanej przez Sly i in. (1983) oraz Szmańdy (2011) wydzielono następujące tendencje rozkładu:

- Układ 1a (ryc. 58), który wskazuje na trend polepszania wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna. Są to próbki zaliczone głównie do aluwiów korytowych o średniej średnicy ziarna (Mz) w zakresie od -0,5 do 2,2 phi. W układzie tym przeważa depozycja ziaren z saltacji, głównie w warunkach górnego ustroju przepływu.
- 2) Układ 2a (ryc. 58) przedstawiający trend pogarszania wysortowania wraz ze zmniejszaniem średniej średnicy ziarna. Są to próbki zaliczone w większości do aluwiów pozakorytowych o średniej średnicy ziarna (Mz) w zakresie od 2,4 do 5,5 phi. Podlegały one depozycji w warunkach dolnego ustroju przepływu z obciążenia saltacyjnego lub/i zawiesiny gradacyjnej drobnej. W obrębie tego układu można zauważyć zakres frakcji (od 3,4 do 4,2 phi) o zmniejszonej populacji ziaren (ryc. 58). Pokrywa się to z zakresem tzw. luk Tannera (Tanner 1958).
- 3) Układ 1b (ryc. 58) reprezentujący trend polepszania wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna. Są to osady mułkowo-piaszczyste i mułkowo-ilaste o średniej średnicy ziarna (Mz) w zakresie od 5,6 do 8,2 phi. Osady te powstają w dolnym ustroju przepływu, w środowisku o najniższej energii, najczęściej z saltacji lub/i zawiesiny gradacyjnej drobnej (Szmańda 2011). Mogą one reprezentować mułkowo-ilaste wypełnienia paleokoryt (Ludwikowska-Kędzia 2000) lub aluwia deponowane na wałach przykorytowych (Szmańda i in. 2008).



Rycina 59. Diagram relacyjny pomiędzy średnią średnicą ziarna a skośnością dla osadów korytowych i pozakorytowych dolnego Wisłoka

<u>Objaśnienia</u>: 1 – trend zmiany skośności ujemnej ku dodatniej wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna, 2 – trend zmiany skośności z dodatniej ku ujemnej wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna

Rozmieszczenie próbek na diagramie zależności pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S<sub>k</sub>) można skorelować kierunkami trendów (fal) wydzielonych przez E. Mycielską-Dowgiałło (1995, 2007), M. Ludwikowską-Kędzię (2000) oraz J. Szmańdę (2011). Osady pierwszej fali (b) cechują się dobrym i umiarkowanie dobrym wysortowaniem, które pogarsza się wraz ze wzrostem średniej średnicy ziarna (ryc. 59). Powstają one podczas rwących przepływów, głównie z saltacji lub zawiesiny gradacyjnej grubej (piaski o średnicy powyżej 0,1 mm). Na diagramie zależności pomiędzy wysortowaniem a skośnością reprezentują one pierwszy łuk (ryc. 60) oznaczony literą b, który jest charakterystyczny głównie dla aluwiów korytowych (Ludwikowska-Kędzia 2000). Aluwia drugiej fali (c) (ryc. 59, 60) można interpretować jako depozycję osadu w warunkach dolnego ustroju przepływu (głównie z saltacji). Obserwuje się tutaj zmianę skośności (od ujemnej ku bardzo dodatnio skośnej) wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna (ryc. 59). W przedziale Mz=3-5 phi widoczna jest odwrotna tendencja. Osady trzeciej fali (d) (ryc. 60), które powstawały w warunkach niskoenergetycznych przepływów cechują się podobną tendencją zmiany skośności wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna. W zakresie Mz=5-6 phi obserwuje się zmiany od rozkładu symetrycznego do dodatnio skośnego, natomiast od Mz=6-8,25 widoczny jest trend odwrotny (ryc. 60). Aluwia oznaczone symbolami c i d (ryc. 59, 60) reprezentują osady strefy pozakorytowej, zwykle o słabym wysortowaniu.



Rycina 60. Diagram relacyjny pomiędzy wysortowaniem a skośnością dla osadów korytowych i pozakorytowych dolnego Wisłoka

Objaśnienia: w tekście

# 5.4. Korelacja i czytelność zapisu pojedynczych powodzi w wybranych profilach równiny zalewowej

Obecność bardzo wysokich wezbrań ma szanse zostać zarejestrowana w aluwiach pozakorytowych. Zapis ten, będący efektem zmienności energii przepływu wód wezbraniowych, nie zawsze jest wyraźnie widoczny we wszystkich środowiskach sedymentacyjnych równiny zalewowej, a szczególnie w kopalnych aluwiach. Wiąże się to z możliwością erozji osadów akumulowanych podczas wcześniejszych wezbrań. Jest to widoczne szczególnie w strefie wałów przykorytowych. Często też zasięg wód wezbraniowych nie sięga do dystalnej części równiny zalewowej. Utrudnienie w identyfikacji aluwiów pochodzących z pojedynczych wezbrań stanowi również oddziaływanie procesów postsedymentacyjnych w stropowych częściach aluwiów pozakorytowych, które zaburzają pierwotną strukturę osadu.

Sedymentologiczny zapis powodzi może wyrażać się w postaci cyklotemów

o pensymetrycznym uziarnieniu frakcjonalnym (ryc. 61A) w których kulminacja fali powodziowej jest zarejestrowana jako środkowy człon cyklotemu o największej gradacji ziarna (Mansfield 1938, Klimek 1974b, Szmańda i in. 2008).



Rycina 61. Typy zapisu pojedynczych powodzi w aluwiach pozakorytowych

<u>Objaśnienia:</u> 1 – detrytus roślinny, korzenie roślin, 2 – kod litofacjalny (opis w tabeli nr 1), 3 – odwrócone uziarnienie frakcjonalne, 4 – normalne uziarnienie frakcjonalne

Często obserwowanym typem zapisu pojedynczych powodzi są rytmity cechujące się występowaniem naprzemianległych warstw różniących się grubością frakcji osadu (ryc. 61B). Rejestrują one fazę wkraczania i opadania fali powodziowej Tomczak 1971, Antczak 1985, 1986, Zieliński 1998, Czajka 2000, Gębica 2004, Szmańda 2006). Pojedyncze wezbranie może zostać zapisane w postaci semi-bouma wielozestawu warstw (Farell 2001) lub cyklotemu Sh-Sr-Fm o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym (Bridge 2003) (ryc. 61C).

Obserwacja stropowych części aluwiów pozakorytowych w obrębie badanego odcinka dolnego Wisłoka wykazała obecność wszystkich typów zapisu powodzi. Najczęściej jednak rejestrowano w profilach rytmity powodziowe oraz cyklotemy o odwróconym uziarnieniu frakcjonalnym (ryc. 52). Podjęto więc próbę określenia ilości pojedynczych zdarzeń powodziowych i ich korelacji w kilku wybranych profilach równiny zalewowej dolnego Wisłoka. Profile te (Smolarzyny, Białobrzegi i Gniewczyna Łańcucka) obejmują stropową część terasy zalewowej o wysokości 6,0 - 6,2 m n.p.rz. Na przełomie XX/XXI wieku w dolinie dolnego Wisłoka ważniejsze powodzie wystąpiły w latach: 2010, 2009, 2001, 2004, 1997, 1996, 1993, 1991. Można więc przyjąć, że zapis

tych powodzi jest zarejestrowany w osadach pozakorytowych równiny zalewowej (5-7 m n.p.rz.) Wisłoka. Natomiast powierzchnia terasy rędzinnej (7-8 m n.p.rz.) nie jest obecnie zalewana, nawet podczas największych wezbrań. Ostatni raz powódź sięgającą tej terasy odnotowano w lipcu 1934 roku (Lewakowski 1935, Gębica 2004). Informacje te wskazują, zgodnie z poglądami A. Szumańskiego (1986), że stropowa część najniższego poziomu terasy zalewowej, zarówno Wisłoka jak i Sanu, została ukształtowana w XX wieku (ostatnie 80-90 lat).



Rycina 62. Identyfikacja pojedynczych powodzi w profilach równiny zalewowej Wisłoka

Objaśnienia: A, B, C, D .... - pojedyncze epizody powodziowe

W stropowych częściach wszystkich profili równiny zalewowej (do głębokości 0,16-0,60 m) osady mają strukturę masywną (litofacje FS, SF). Nie jest widoczne wyraźne makroskopowe zróżnicowanie frakcjonalne osadu (brak warstwowania). W składzie uziarnienia obserwuje się nieznaczną tendencję odwróconego uziarnienia (Białobrzegi, Gniewczyna Łańcucka), natomiast w profilu Smolarzyny normalne frakcjonalne. Widoczne oddziaływanie uziarnienie iest też procesów postsedymentacyjnych (bioturbacje, kanały pokorzeniowe). Poniżej tych głębokości zapis poszczególnych powodzi jest bardziej czytelny. W każdym z tych profili widoczne jest wyraźne warstwowanie (rytmity) wyrażające się jako warstwy gruboziarniste (litofacje Sm, Sh, Sr, SFm, SFw) oraz warstwy drobnoziarniste (Fm, FS, FSr, FSw).

W profilu Smolarzyny I' o miąższości 2,1 m wydzielono przynajmniej 16 powodzi (ryc. 62, A-P). W dolnej części profilu poszczególne warstwy reprezentujące fazę wkraczania i opadania fali powodzi są wyraźnie widoczne. Miąższość warstw reprezentujących pojedynczą powódź wynosi od 3 do 28 cm. Granice pomiędzy warstwą drobno i gruboziarnistą są ostre, często mają one charakter erozyjny. Warstwy gruboziarniste reprezentowane są najczęściej przez litofacje Sh, SF, Sr, natomiast drobnoziarniste jako litofacje masywnych mułków piaszczystych (FSm, rzadziej FSr). W stropowej części profilu, podobnie jak w pozostałych profilach równiny zalewowej zapis pojedynczych powodzi jest mniej wyraźny. Zarejestrowano ślady pokorzeniowe oraz detrytus roślinny (na granicy warstwy drobno i gruboziarnistej). Ponadto odnotowano mniejsze zróżnicowanie w grubości frakcji pomiędzy warstwami reprezentującymi rytmity powodziowe.

W profilu Białobrzegi IA' o miąższości 2 m zarejestrowano co najmniej 15 wystąpień powodzi (ryc. 62, A-O). Miąższość każdej z dwuczłonowych warstw wynosi od 3 do 23 cm. W spągowej części każdej z warstw piaszczystych lub piaszczystomułkowych widoczne są ślady laminacji poziomej, falistej lub riplemarkowej. Reprezentują one fazę wkraczania wód powodziowych na równinę zalewową (Zwoliński 1985). Natomiast w stropowej części występują najczęściej masywne mułki piaszczyste lub ilaste, z rozproszonym detrytusem roślinnym oraz drobnymi intraklastami mułowymi. Reprezentują one etap opadania fali wezbraniowej. W dolnej części profilu (poniżej 1 m) zapis poszczególnych powodzi (warstw grubo i drobnoziarnistych) jest bardziej czytelny. Obserwuje się większą miąższość warstw gruboziarnistych. W stropie warstw drobnoziarnistych (mułkowo-ilastych) widoczne są ślady erozji. Świadczą one o bardziej energetycznych przepływach późniejszych wezbrań ponad pełnokorytowych. Najbardziej czytelny zapis powodzi odnotowano w profilu reprezentującym stropową część wypełnienia paleokoryta (ryc. 62) w Gniewczynie Łańcuckiej. W tym profilu, o miąższości 2,45 m wydzielono przynajmniej 11 dawnych powodzi. W spągu widoczne są litofacje piaszczyste, głównie St i Sp (frakcja o grubości powyżej 2-2,5 $\phi$ ), które są przykryte mułkami piaszczystymi (litofacje SFr, SFm). Warstwy mułków są ścięte w stropie, co wskazuje na wzrost intensywności kolejnych wezbrań. Na głębokości 0,75 m do 1,48 m odnotowano co najmniej cztery powodzie (ryc. 62) rozwinięte jako litofacje mułków piaszczystych z soczewkami piasku drobnoziarnistego. W stropowej części profilu (0,0 – 0,75 m) zarejestrowano cztery wezbrania ponad pełonokorytowe. Seria ta rozpoczyna się od litofacji piasków średnio i gruboziarnistych (litofacja St) z pojedynczymi żwirkami przykrytych masywnym piaskiem mułowym (ryc. 62, warstwa D). Wskazuje to na wysokoenergetyczne przepływy charakterystyczne zwykle dla strefy korytowej. Ku stropowi, w wydzielonych epizodach powodziowych obserwuje się odwrócone uziarnienie frakcjonalne.

Korelacja sedymentologicznego zapisu poszczególnych powodzi w profilu podłużnym rzeki, pomimo możliwości ich wydzielenia w profilach, z datami ich wystąpienia jest utrudniona m.in. ze względu na zróżnicowaną wysokość najniższego poziomu równiny zalewowej. Istotna jest również wielkość wezbrania (wysokość wodostanów), a także ilość wezbrań ponad pełnokorytowych w ciągu roku. Ciągłość zapisu następujących po sobie powodzi, może być zaburzona poprzez procesy erozyjne, szczególnie w proksymalnej części wałów przykorytowych. Dlatego też korelacja osadowego zapisu powodzi powinna być prowadzona bezpośrednio po ustąpieniu wezbrania. Daje to możliwość obserwacji osadów i form rzeźby oraz określenia przestrzennego zasięgu powodzi. Wskazano na brak korelacji pomiędzy poszczególnymi zdarzeniami powodziowymi ze względu na erozyjną i akumulacyjną działalność rzeki oddziałującą podczas powodzi w bezpośrednim sąsiedztwie aktywnego koryta.

## 6. Korelacja okresów wystąpień powodzi w korycie Wisłoka z oznaczeniami wieku osadów, danymi archeologicznymi, palinologicznymi, dendrochronologicznymi i zapisem kartograficznym

# 6.1. Fazy powodzi w dolinie dolnego Wisłoka – korelacja z zapisem z innych dolin rzecznych

Prowadzone od lat 60-tych XX wieku systematyczne badania doliny Wisły i jej dopływów (Starkel 1960, 1977, 1981, 1983) wskazują na zgrupowanie okresów występowania powodzi zarówno w aluwiach korytowych i pozakorytowych. Zapis ten wyraża się zarówno poprzez zmiany w uziarnieniu osadów jak i poprzez procesy prowadzące do poszerzania i pogłębiania koryt rzecznych, a także poprzez zmiany reżimu z meandrowego na roztokowy (Starkel 1981, 1983, 1990). Skutkiem oddziaływania powodzi, szczególnie tych o ekstremalnym charakterze były procesy awulsji, które prowadziły do powstania wyraźnie zróżnicowanych pod względem uziarnienia serii osadowych (Strzelecka 1958; Starkel 1994). Wyróżnione na podstawie wskaźnikowych zmian w osadach i formach rzeźby fazy powodzi trwały zwykle od 200 do 600 lat (Starkel 2001). Wydzielano je na podstawie identyfikacji warstw bardziej gruboziarnistych w aluwiach pozakorytowych, obecności świeżych namułów powodziowych ponad osadami organicznymi lub glebami kopalnymi, a także w efekcie nagromadzenia pni czarnych dębów i identyfikacji odciętych lub opuszczonych na skutek awulsji paleokoryt. Badania te umożliwiły wydzielenie kilku faz wzmożonej aktywności rzek (Starkel 2001). W dolinie Wisły i jej karpackich dopływach, a także innych dolinach rzecznych Europy Środkowej i Wschodniej (Gębica i in. 2013, 2016) wydzielono kilka synchronicznych faz o zwiększonej aktywności fluwialnej (Starkel 2001). Korelują one z okresami optimum klimatycznego, a także z wahaniami aktywności Słońca oraz z okresami wzmożonej aktywności wulkanicznej.

Nazwa i lokalizacja profilu	Numer profilu	Rodzaj materiału	Głębokość (m)	Numer laboratoryjny	Wiek konwencjonalny BP	Wiek kalibrowany BC/AD	
	Starszy holocen (od okresu preborealnego do końca subborealnego)						
Białobrzegi (r.z.)	II-A	fragment pnia	5,85-5,95	MKL-2239	10080±70	10026 -9382 BC (95,4 %)	
Wola Dalsza (r.z.) Strop wypełnienia paleokoryta	III-A	torf	3,20-3,25	GdS-3233	8900±95	10230-9695 BC (95,4%)	

Tabela 2. Wykaz datowań radiowęglowych próbek materiału pobranego z równiny zalewowej (5-7 m n.p.rz.)

Budy Łańcuckie	II-B	pień (dąb)	7,00-7,50	MKL-2953	8190±40	7320 - 7075
(r.z.)						BC (95,4 %)
Wola Dalsza	III-A	fragment	3,10-3,20	GdS-3230	7390±80	6365-8030 BC
(r.z.)		pnia				(95,4%)
		Młod	lszy holocen (o	kres subatlantyc	ki)	
Białobrzegi (r.z)	I-C	drewno	4,18-4,20	MKL-2237	2780±80	1129-801 BC (94,3%)
Budy Łańcuckie (r.z.)	II-B	pień (jesion)	5,00-5,20	MKL-2954	850±40	1147 – 1285 AD (80,2 %)
Białobrzegi (r.z.)	II-A	drewno	4,15-4,20	MKL-2240	660±40	1273 – 1397 AD (87,5 %)
Białobrzegi (r.z.)	II-B	pień	4,07-4,20	MKL-2238	380±35	1442 – 1528 AD (58,4 %) 1552 – 1634 AD (37,0 %)
Budy Łańcuckie (r.z.)	III-B	fragment pnia	3,75-3,75	MKL-2236	210±40	1635 – 1697 AD (28,5 %) 1725 – 1815 AD (46.2 %)

**Objaśnienia**: (r.z.) – terasa zalewowa (5-7 m)

Tabela 3. Wykaz datowań radiowęglowych próbek materiału pobranego z terasy rędzinnej (7-8 m n.p.rz.)

Nazwa i lokalizacja profilu	Numer profilu	Rodzaj materiału	Głębokość (m)	Numer laboratoryjny	Wiek konwencjonalny BP	Wiek kalibrowany BC/AD		
	Starszy holocen (od okresu preborealnego do końca subborealnego)							
Wola Dalsza (t.r.)	I-C	drewno	4,60-4,65	GdS-1920	10100±140	10026 -9382 BC (95,4 %)		
Białobrzegi (t.r.)	I-A'	pień	5,90-6,00	MKL-1478	9160±110	8715 – 8204 BC (94,9 %)		
Białobrzegi (t.r.)	I-B	pień	3,60-3,65	MKL-1593	8500±60	7606 – 7460 BC (95,4 %)		
Białobrzegi (t.r.)	I-B	pień	3,27-3,46	MKL-1592	6490±40	5529 – 5367 BC (95,4 %)		
Białobrzegi (t.r.)	I-B	węgle drzewne	1,40-1,45	MKL-1450	$6190 \pm 110$	5375 – 4843 BC (95,3 %)		
Białobrzegi (t.r.)	I-B	fragmenty drewna	2,79-2,86	MKL-1597	6140±70	5231 – 4904 BC (90,7 %)		

**Objaśnienia**: (t.r..) – terasa rędzinna (7-8 m)

#### Tabela 4.Wykaz próbek drewna datowanych metodą dendrochronologiczną

Nazwa i lokalizacja profilu	Kod laboratoryjny próbki	Gatunek drewna	Ilość słojów	Wiek kalibrowany próbki
Białobrzegi (profil II-E) (r.z.)	SS_Bi3	wiąz	112	102 BC – 9 AD
Białobrzegi (profil II-E) (r.z.)	SS_Bi4	dąb	95	1252 – 1158 BC

**Objaśnienia**: (r.z.) – terasa zalewowa (5-7 m)

#### 6.1.1. Starszy holocen

W dolinie dolnego Wisłoka wydzielono kilka faz wzmożonej aktywności rzek pochodzących zarówno ze starszej części holocenu (Gębica 2011, Gębica i in. 2009a, 2010 2014) jak i młodszej obejmujące okres subatlantycki, ze szczególnym uwzględnieniem ostatniego tysiąclecia. Skorelowano je z zapisem w dolinach rzek karpackich (górnej i środkowej Wisły, dolnego Sanu, Wisłoki i Dniestru).

#### Alleröd/Młodszy Dryas – okres preborealny

Paleokoryta pochodzące z późnego glacjału charakteryzowały się 2-4 razy większą szerokością i 2-5 razy większym promieniem krzywizny niż generacje holoceńskich paleomeandrów (Starkel i in. 1999). Od okresu preborealnego notuje się wyraźnie mniejsze parametry paleokoryt, co może wskazywać na mniejszą częstotliwość powodzi, a także wielokrotnie mniejsze przepływy w paleokorytach. W dolinie Wisłoka (w Woli Dalszej i Białobrzegach) zarejestrowano pnie drzew i fragmenty drewna (tab. 3) pochodzące ze spągowych części aluwiów facji korytowej (Gębica i in. 2014, Superson i in. 2017). Z początku holocenu pochodzą również osady organiczne (torf) ze spągowej części wypełnienia wielkopromiennego paleokoryta w miejscowości Krasne (Gebica 2004) a także aluwia z ujściowego odcinka Wisłoka w rejonie Grodziska Nowego (Wójcik i in 1999, Gębica i in. 2008). Późnoglacjalne wypełnienie paleokoryta stwierdzono również w rejonie Łąki (Gębica 2004). Aluwia z wczesnego holocenu (9,6 - 12,4 ka BP) z pniami drzew zarejestrowano również w spągowej części terasy rędzinnej (7-8 m n.p.rz.) w Woli Małej (Gębica i in. 2009b). Faza ta zaznaczyła się również w dolinie Wisły poniżej Krakowa (Las Grobla, Zabierzów Bocheński) gdzie zarejestrowano początek akumulacji organicznej w wypełnieniach paleokoryt (Starkel i in. 1991, Kalicki i in. 1996). Z okresu preborealnego pochodzą małe paleomeandry (Manasterz) w dolinie Sanu (Szumański 1986). Nieco starsze są aluwia rzeki roztokowej z późnego glacjału i wielkie paleomeandry z młodszego dryasu z okolic Stubna i Nakła (Gębica i in., 2022).

## Faza 8,5 – 7,8 ka BP

Okres wzmożonej aktywności rzek ze starszej części okresu atlantyckiego (7,8 – 8,5 ka BP) został zarejestrowany w aluwiach terasy rędzinnej (7-8 m n.p.z.). W tym okresie (7400 – 7000 BC) były gromadzone pnie drzew, fragmenty drewna a także

nasiona leszczyny w spągowej części wypełnienia paleokoryta (3,60-3,70 m) o niewielkich parametrach (tab. 3) z Białobrzegów (Gębica 2011; Gębica i in. 2014). Wysoka aktywność powodziową Wisłoka potwierdza pował pnia dębu z Bud Łańcuckich, o średnicy 1,1 m z głębokości 7,0 – 7,5 m, który datowano na okres 7075 – 7320 BC (tab. 2). Podobny wiek radiowęglowy mają próbki drewna (4,35-4,42 m) z piasków organicznych z Woli Małej (Gębica i in. 2009). Koreluje to z powodziami zarejestrowanymi w osadach stożka napływowego w dolinie Wisłoki, gdzie udokumentowano 95 zdarzeń powodziowych pochodzących z tego okresu w postaci rytmitów (Czyżowska 1997). W dolinie dolnego Sanu faza ta zaznaczyła się w aluwiach organicznych spągowej części kopalnego starorzecza (r = 290 m, w = 85-100 m) w rejonie Jelnej (taras 3 – terasa rędzinna) należącego do pierwszej generacji małych paleomeandrów (Szumański 1986), a także w części stropowej małego paleomeandru (r =150 m, w = 35–50 m) w Kostkowie (Gębica i in. 2009) oraz dużego paleomeandru (r=450-470 m, w = 100-110 m) w Stubnie-Nakle (Gębica i in. 2022).

#### Faza 6,6 – 6,0 ka BP

Młodsza część okresu atlantyckiego (6,0 – 6,6 ka BP) została zarejestrowana w dolinie dolnego Wisłoka wyłącznie w aluwiach terasy rędzinnej. Zapis ten wyraża się obecnością drobnych pni drzew, fragmentów drewna oraz węgli drzewnych jest widoczny w środkowej części (1,40 – 3,46 m) mułkowo-ilastego wypełnienia paleokoryta w Białobrzegach (Gębica i in. 2014). Obejmuje on okres 4850 – 5530 BC (tab.3). Z tego okresu pochodzą również mułki organiczne (Dąbrówki-Czarna Łańcucka) oraz gleby kopalne (Budy Łańcuckie, Gniewczyna Łańcucka) przykryte warstwą aluwiów powodziowych (mułki ilaste) o miąższości 2,1 – 2,45 m (Gębica 2011). Na ten okres przypada także początek wypełniania paleokoryt Wisły w rejonie Krakowa (Pleszów, Czyżyny) (Starkel 2001) oraz przykrycie osadów organicznych madami powodziowymi na stożku Raby (Gębica 1995), a także w paleokoryta Łęgu (Kalicki, Zernickaya 1995). Z młodszego atlantyku pochodzą również pnie drzew z doliny Wisłoki (Starkel, Krapiec 1995). W dolinie Sanu faza ta zaznaczyła się jako warstwa detrytusu w poziomie mad gliniastych tarasu 3 (terasy rędzinnej) w rejonie Kuryłówki na głębokości 4,45 – 4,50 m (Szumański 1986).

#### Faza 5,5 – 4,9 ka BP

Faza ta bardzo słabo zaznaczyła się w aluwiach dolnego Wisłoka. Nieliczne datowania fragmentów drewna i gleb kopalnych pochodzą ze schyłku tego okresu (Gębica i in. 2010, Gębica 2011). W dolinie dolnego Sanu faza ta została zarejestrowana w aluwiach tarasu 3 (terasy rędzinnej) w warstwie detrytusu z fragmentami drewna w podcięciu prawego brzegu Sanu w rejonie Krzeszowa (Szumański 1986). Podobnie powodzie tej fazy zapisały się w aluwiach równin zalewowych mniejszych rzek (np. potoku Budzisz) (Starkel i in. 1999) w także w opuszczonych paleokorytach Wisły na odcinku Kraków – Niepołomice (Kalicki 1991, 1996) oraz w rejonie Lasu Grobla (Starkel i in. 1991, Starkel i in. 1996).

#### Faza 4,1 – 4,4 ka BP

Faza ta, w dolinie Wisłoka została zarejestrowana jedynie w osadach organicznych stożka napływowego potoku Słocina (Starkel i in. 1999) oraz w stropowej części paleokoryta w Gniewczynie Łańcuckiej (Gębica 2011). Wyraźny zapis tej fazy obserwowano w paleokorytach o promieniu 150-180 m w rejonie Tyńca i Zabierzowa Bocheńskiego, a także w wypełnieniach paleomeandru w lesie Grobla (Starkel 2001). W dolinie górnej Wisły faza ta zaznaczyła się powałem pni czarnych dębów w rejonie Drogomyśla (Niedziałkowska i in. 1985), a także u ujścia Raby w rejonie Niedar (Krąpiec 1992).

#### Faza 3,5 – 2,9 ka BP

Okres zwiększonej aktywności powodziowej (3,5 – 2,9 ka BP) jest bardzo słabo zarejestrowany w aluwiach dolnego Wisłoka. Jedyne znane stanowisko z tej fazy pochodzi ze stropowej części (1,50-1,60 m) późnovistuliańskiego starorzecza w Grodzisku Dolnym. Wyraża się ono pokryciem osadów organicznych (torfów) piaszczystymi madami (Gębica i in., 2008). W dolinie Sanu faza ta zaznaczyła się powałem pni drzew w Ostrowie (3160 – 3320 BP) i Wysocku (3010±80 BP) (Gębica, Krąpiec 2009). Z tego okresu pochodzą opuszczone paleokoryta Wisły z Oświęcimia, które zaczęły być wypełniane osadami u schyłku tej fazy (Starkel 2001). W tym okresie zostały również opuszczone paleokoryta w miejscowości Łąki koło Zabierzowa Bocheńskiego oraz w Śmiłowicach (Kalicki i in. 1996). Wyraźne nagromadzenie pni drzew z tego okresu odnotowano w Branicach, Wolicy oraz Grabiach (Krąpiec 1992, Starkel i in. 1996).



Rycina 63. Korelacja faz powodzi w wybranych dolinach rzek karpackich w starszym holocenie

<u>Objaśnienia</u>: 1 – Gębica i in. 2008, 2009a,b, 2010, 2014, Gębica 2011, Strzelecka 1958, Superson i in. 2017, 2 – Niedziałkowska i in. 1985, Kalicki, Starkel 1987, Kalicki, Krąpiec 1991, Starkel 1994, Kalicki i in. 1996, Starkel 2001, 3 – Szumański 1986, Klimek i in. 1997, Gębica i in. 2009, Gębica, Krapiec 2009, 4 – Niedziałkowska i in. 1977, Starkel i in. red. 1981, Starkel 1995; 5 – Gębica 2013, Gębica i in. 2013, Gębica i in. 2016, Gębica i in. 2023

#### 6.1.2. Młodszy holocen

## Faza 2,7 – 2,4 ka BP

Bardzo słabo zaznaczony okres wzmożonej aktywności powodziowej rzek. Z tej fazy pochodzą fragmenty drewna ze spągowej części pokrywy osadów pozakorytowych równiny zalewowej (5-7 m) w Białobrzegach (2780±80 BP) (tab. 2). Na ten okres częstych powodzi przypada również akumulacja stropowej części glin aluwialnych (0,60 – 0,80 m) w Woli Małej (Gębica i in., 2010). Faza ta została zarejestrowana w wypełnieniu paleokoryta w Zabierzowie Bocheńskim (Kalicki i in., 1996), a także powałem pni drzew w dolinach Wisłoki (Grabiny, Strzegocice), Wisły (Wolica koło Krakowa) i Raby (Niedary) (Starkel 2001).

## Faza 2,2 – 1,7 ka BP (250 BC – 250 AD)

W dolinie Wisłoka występuje niewielka ilość stanowisk dokumentujących tę fazę powodzi. Ze schyłku tej fazy pochodzi spągowa część (4,72 – 6,60 m) aluwiów pozakorytowych Starego Wisłoka z Woli Małej (Gębica i in., 2009a), a także stropowa część (1,24-1,29 m) piaszczystych mad z wypełnienia paleokoryta w Grodzisku Dolnym (Nowym). Faza ta zaznacza się dużą ilością pni czarnych dębów pogrzebanych w dolinach górnej Wisły, Wisłoki i Sanu (Kalicki, Starkel 1987, Kalicki, Krąpiec 1991, Krąpiec 1996). Pnie czarnych dębów z tego okresu znajdowano w żwirowniach w Branicach-Stryjowie, w Wolicy koło Krakowa oraz w Brzesku Nowym (Starkel i in. 1996). W dolinie Wisłoki takie pnie drzew (129 AD) znane są z okolic Klecia (Starkel 1995).

#### Faza V – VII wieku AD

Okres ten bardzo słabo zaznaczył się w aluwiach dolnego Wisłoka. Jedyne stanowisko datowane na okres fazy powodzi z wczesnego średniowiecza pochodzi z ze spągu wypełnienia paleokoryta w Gniewczynie Łańcuckiej (Gębica 2011). Faza ta zaznaczyła się wyraźnie powałem pni z VI i VII wieku w dolinie Wisły powyżej Tyńca. Pojedyncze pnie z tego okresu występują również w Nowym Brzesku, a także w Strzegocicach i Kędzierzu w dolinie Wisłoki (Starkel, Krąpiec 1995). Powały pni z tej fazy odnotowano również w dolinie górnej Wisły w rejonie Drogomyśla (Niedziałkowska i in. 1985).

#### Faza XI – XIV wieku

Okres XI – XIV wieku związany z ekspansją osadnicza na ziemiach polskich i wzrostem dostawy rumowiska do koryt rzecznych, a także migracją koryt rzecznych (Starkel 2001) zaznaczył się w dolinach rzecznych południowej Polski. Wzmożona aktywność rzek (w tym Wisłoka) została zarejestrowana powałem pni drzew w Gniewczynie Łańcuckiej (Gębica 2011) i Budach Łańcuckich (tab. 2) oraz akumulacją fragmentów drewna w paleokorycie Wisłoka (Białobrzegi, tab. 2). Faza ta dobrze koreluje z powodziami w dolinie Sanu, gdzie w pokrywie tarasu 3 (5-6 m n.p.rz.) datowano pnie drzew na XII- XIV wiek (Szumański 1986). Powały pni drzew z XI-XIV wieku notowano również w dolinie górnej Wisły (rejon Drogomyśla) (Niedziałkowska i in. 1985), a także poniżej Krakowa (Branice, Kujawy) (Kalicki, Krąpiec 1992). Podobnie zapis tej fazy obserwowano jako akumulację pni drzew w dolinie Wisłoki w Strzegocicach (Starkel 1995) i Grabinach (Starkel red. 1981). Powodzie z początków II tysiąclecia naszej ery (XI wiek i późniejsze) zarejestrowano Krakowie jako efekt akumulacji mad powodziowych powyżej poziomu kulturowego z IX – X wieku (Radwański 1972, Starkel 1994).

### Powodzie XIV - XVII wieku

W tym okresie notuje się większą liczbę zarejestrowanych powodzi i ich skutków, co jest związane z przykryciem poziomów kulturowych madami powodziowymi (Starkel 1994), zapiskami historycznymi i dokumentami kartograficznymi (Girguś, Strupczewski 1965) a także powałami pni czarnych dębów. W dolinie Wisłoka faza ta zaznaczyła się akumulacją pni (tab. 2) (1442 – 1528 AD) w paleokorycie Wisłoka w Białobrzegach. Z doliny Wisłoki (Grabiny) pochodzą pnie drzew datowane na połowę XVI wieku (Starkel red. 1981) a także kilka pni z Klecia z XIV wieku (Starkel i in. 1996). Z tego okresu (XIV w.) znane są związane z powodziami przerzuty koryta Wisły w Krakowie (Bąkowski 1902), a także awulsja Wisły w rejonie Puław (XVI w.) (Starkel 2001).

#### Powodzie od XVIII wieku do czasów współczesnych

Powodzie z okresu XVIII- XX wieku są najczęściej udokumentowane w źródłach pisanych (kronikach parafialnych) a także w materiałach kartograficznych. Stare mapy i plany katastralne pozwalają na odtworzenie zmian przebiegu i parametrów koryt rzecznych. W dolinie dolnego Wisłoka okres ten dokumentują aluwia wypełnienia paleokoryta w profilu Budy Łańcuckie III-B, gdzie datowano metodą radiowęglową fragmenty pnia z głębokości 3,65-3,75 m na II poł. XVII – XVIII wiek (tab. 2). Wiek ten (XVI – XIX w.) potwierdzają datowania skorup ceramicznych z głębokości 3,50 – 3,60 m (Superson 2014). Zmiany biegu koryta Wisłoka i jego rozwinięcia związane z powodziami z przełomu XIX i XX wieku zarejestrowano w rejonie Łukawca, Woli Dalszej, Białobrzegach, Gniewczynie Łańcuckiej.



Rycina 64. Korelacja faz powodzi w wybranych dolinach rzek karpackich w młodszym holocenie

<u>Objaśnienia:</u> A – zakres czasowy wydzielonych faz powodzi, B – zmiany przebiegu koryt rzecznych udokumentowane na materiałach kartograficznych, C – awulsja koryta Wisłoka w połowie XVIII wieku 1 – Gębica i in. 2008, 2009a,b, 2010, 2014, Gębica 2011, Strzelecka 1958, 2 – Niedziałkowska i in. 1985, Kalicki, Starkel 1987, Kalicki, Krąpiec 1991, Starkel 1994, Kalicki i in. 1996, Starkel 2001, 3 – Szumański 1986, Klimek i in. 1997, Gębica i in. 2009, Gębica, Krąpiec 2009, 4 – Niedziałkowska i in. 1977, Starkel i in. red. 1981, Starkel 1995; 5 – Gębica 2013, Gębica i in. 2013, Gębica i in. 2016, Gębica i in. 2023

#### 7. Zmiany przebiegu koryta Wisłoka w świetle materiałów kartograficznych

Dostępne materiały kartograficzne z XIX i XX wieku pozwalają na zidentyfikowanie najważniejszych zmian przebiegu koryta Wisłoka w ostatnich 200 latach. Na tej podstawie można wnioskować o wieku względnych aluwiów równiny zalewowej oraz określić kierunki lateralnej migracji lub awulsji koryta rzecznego. W celu określenia zachodzących zmian w obrębie równiny zalewowej Wisłoka wybrano trzy odcinki koryta Wisłoka (A, B, C) w których stwierdzono najwyraźniejsze zmiany w XIX i XX wieku (ryc. 65). Wykorzystano mapy austro-węgierskie z II połowy XIX i początku XX wieku, materiały kartograficzne Wojskowego Instytutu Geograficznego z I połowy XX wieku oraz współczesne zdjęcia satelitarne. Na odcinku pomiędzy Wolą Dalsza a Smolarzynami (ryc. 65, A) odnotowano skrócenie biegu koryta rzeki poprzez odcięcie dużego zakola podcinającego terasę nadzalewową (vistuliańską). W świetle analizy materiałów kartograficznych zmiana ta nastąpiła w okresie pomiędzy 1878 a 1900 r, a jej przyczyną mogła być jedna z powodzi w ostatnim ćwierćwieczu XIX wieku.



Rycina 65. Zmiany przebiegu koryta Wisłoka w rejonie Woli Dalszej i Smolarzynach na przełomie XIX i XX wieku

Koryto Wisłoka zostało skrócone o 0,8-0,9 km, natomiast dawne zakole (aktywne w 1878 roku) było wypełniane osadami powodziowym. W układzie koryta, zarówno

w 1878 r. jak i 1901 roku widoczne są piaszczyste odsypy boczne i centralne, co wskazuje na roztokowy charakter wybranych odcinków XIX wiecznego koryta. Podobne tendencje do rozwoju koryt roztokowych udokumentowano m.in. w dolinie Dunajca, dolnej Wisłoki, dolnego Sanu oraz środkowej i dolnej Wisły (Falkowski 1975, Trafas 1975, Klimek, Trafas 1972, Koc 1972). Zmiany widoczne są również w okresie pomiędzy 1900 a 1938 rokiem. Są one związane głównie z lateralną migracją koryta Wisłoka (rozwinięciem zakoli)



Rycina 66. Zmiany przebiegu koryta Wisłoka w Białobrzegach i Korniaktowie w I połowie XX wieku

Zmiana przebiegu koryta Wisłoka w rejonie Białobrzegów i Korniaktowa (ryc. 66, B) odnotowana w pierwszej połowie XX wieku wiążą się głównie z jego lateralną migracją oraz znaczącym zmniejszeniem jego szerokości. Na ten okres przypada również początek pogłębiania się karpackich dopływów Wisły (w tym Wisłoka). Na obszarze Rynny Podkarpackiej koryto Wisłoka uległo obniżeniu o około 1, 1 - 1, 3 m (Wyżga, Lach 2002). Na początku XX wieku na tym odcinku funkcjonowało koryto o niewielkiej szerokości i krętości, z odsypami bocznymi, natomiast w okresie kolejnych czterech dekad nastąpił

lateralny rozwój zakoli rzecznych które podcinały starsze paleomeandry (ryc. 66) w północnej części równiny zalewowej.



Rycina 67. Zmiany przebiegu koryta Wisłoka w Gniewczynie Łańcuckiej w I połowie XX wieku

Zmiany koryta Wisłoka w pierwszej połowie XX wieku odnotowano również w rejonie Gniewczyny Łańcuckiej (ryc.67, C). Na przełomie lat 30 i 40-stych zostało odcięte duże starorzecze Wisłoka (r = 350 m, w = 65-90 m). Odcięcie szyi meandru (szerokość 300-350 m) doprowadziło do skrócenia biegu koryta Wisłoka o około 2,5 km. Zmianę tę można więc powiązać z jedną z powodzi pomiędzy 1938 a 1944 r. Wskazuje to również na bardzo szybką akumulację osadów wypełniających odcięte starorzecze w bezpośrednim sąsiedztwie współczesnego koryta. Aluwia te są reprezentowane przez profil Gniewczyna Łańcucka 1.

#### 7.1. Wiek osadów w świetle danych archeologicznych i palinologicznych

Na terasach badanego odcinka doliny Wisłoka znajduje się dużo stanowisk ze śladami osadnictwa pradziejowego. Na większości stanowisk oznaczono artefakty z okresu tarnobrzeskiej kultury łużyckiej (Czopek 1991, 1996, 1997, Czopek, Kadrow 1987, Czopek, Podgórska-Czopek 1995). W promieniu 5 km od Białobrzegów udokumentowano 72 stanowiska z artefaktami pochodzącymi z okresów kultury trzcinieckiej, tarnobrzeskiej kultury łużyckiej oraz z okresu rzymskiego. Większość stanowisk jest zlokalizowana na terasie vistuliańskiej, głównie po północnej stronie doliny dolnego Wisłoka (Czopek 1996). Po południowej stronie rzeki rejestrowano mniej stanowisk, zapewne ze względu na częste zmiany biegu koryta Wisłoka. Znaleziska archeologiczne udokumentowano i oznaczono wiekowo m.in. profilach osadów terasy rędzinnej (Białobrzegi) i równiny zalewowej (Budy Łańcuckie). Stropowe części poziomu mad powodziowych z poziomami gleb kopalnych w Białobrzegach zawierały fragmenty ceramiki z okresów kultury trzcinieckiej, tarnobrzeskiej kultury łużyckiej, średniowiecza i czasów nowożytnych. Położona poniżej poziomu kulturowego gleba kopalna została datowana na schyłek okresu atlantyckiego (Gębica i in. 2010). Podobny profil, z zabytkami kultur m.in. pucharów lejkowatych, tarnobrzeskiej kultury łużyckiej i okresu późnego średniowiecza odkryto na sasiednich stanowiskach w Białobrzegach (Czopek 2011). Natomiast w rejonie Bud Łańcuckich stwierdzono ślady kolonizacji neolitycznej oraz osadnictwo kultury pucharów lejkowatych (Czopek, Kadrow 1987, Czopek, Podgórska-Czopek 1995). Na stanowisku archeologicznym Białobrzegi 19 odkryto relikty poziomu kulturowego w stropowej części terasy rędzinnej na głębokości od 0,00 do 1,50 m. W warstwie humusowej gleby madowej (głębokość 0,00-0,50 m) znaleziono 4 fragmenty ceramiki datowanej przez S. Czopka na okres tarnobrzeskiej kultury łużyckiej, oraz 6 fragmentów ceramiki nowożytnej (Gębica i in. 2014). Niżej, na głębokości 1,20-1,50 m, znaleziono fragmenty kości, rozmyte grudki polepy oraz węgle drzewne, których wiek określono na 6190±110 BP (MKL-1450) (5370-4840 cal BC) (Gębica i in. 2014). W obrębie równiny zalewowej, na stanowisku w Budach Łańcuckich, także znaleziono materiał archeologiczny. W odsłoniętej budowie tej terasy stwierdzono obecność kopalnego paleokoryta, wypełnionego osadami piaszczysto-ilastymi, których strop był zerodowany. W obrębie tych osadów znaleziono fragmenty drewna (na głębokości 3,70-3,80 m) oraz fragmenty ceramiki (głębokość 3,40-3,60 m). Wiek fragmentów ceramiki został określony przez S. Czopka na XVI-XIX wiek. Datowanie radiowęglowe próbki drewna dało wynik 210±40 BP (1635 – 1815 cal AD). Wskazuje to, że nadległe aluwia w tym profilu (Budy Łańcuckie III-B) były deponowane w ostatnich 400 latach.

Oprócz datowanych znalezisk archeologicznych przydatne do określenia wieku osadów terasy zalewowej okazały się także wyniki analiz palinologicznych materiału organicznego z profili tej terasy. Do analiz palinologicznych wykorzystano torf i mułek ilasty, pobrany z kilku profilów równiny zalewowej i terasy rędzinnej? w Woli Dalszej i Smolarzynach. Na podstawie składu taksonomicznego pyłku roślin określono wiek tych próbek na neoholocen (okres subborealny lub/ i subatlantycki). Spektra pyłkowe próbek torfu wykazały dominację ziaren sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris*) z domieszką brzozy (*Betula*), co wskazuje na sedymentację tego materiału we wczesnym holocenie (Superson i in., 2017). Natomiast w próbkach mułków ilastych nie stwierdzono obecności pyłku roślin, ale były śladowe ilości węgli drzewnych i pyłu węglowego. Analizy antrakologiczne tego materiału pozwoliły ocenić wiek tych próbek na podobny jak pyłku roślin (okres subborealny lub/ i subatlantycki).

#### 8. Rekonstrukcja młodoholoceńskiej ewolucji dna doliny Wisłoka

Chronologię faz depozycji aluwiów równiny zalewowej Wisłoka oparto ma wynikach datowań radiowęglowych pni drzew i fragmentów drewna pogrzebanych w osadach korytowych i pozakorytowych, a także na analogii w ewolucji doliny dolnego odcinka Sanu w holocenie (Szumański 1986). Nawiązując do poglądów wielu autorów (m.in. Falkowskiego 1975, Kozarskiego, Rotnickiego 1977, Szumańskiego 1981, Starkla i in. 1981, Rutkowskiego 1984) w wielu dolinach rzecznych w Polsce obserwowano zmianę rozwinięcia koryt z meandrowych na roztokowe od II połowy XVIII wieku do końca XIX wieku, a później - w XX wieku - ponowny powrót do układu meandrowego. Na takie zmiany wskazują m.in. materiały kartograficzne z XVIII-XX wieku oraz analizy zdjęć satelitarnych i danych lidarowych obszaru równiny zalewowej Wisłoka i Sanu. Analiza dokumentów historycznych dokonana przez Strzelecką (1958) wskazuje, że Wisłok do połowy XVIII wieku płynął wąskim i bardzo krętym korytem (obecnie Stary Wisłok), które zostało wyżłobione na powierzchni tzw. terasy rędzinnej (w dolinie Sanu – taras 3 ze śladami małych meandrów). Według źródeł historycznych (Friedberg 1899,

1903, Strzelecka 1958) zmiana przebiegu koryta Wisłoka w kierunku północnym, a następnie wschodnim, nastąpiła na skutek awulsji. Jej erozyjny charakter podkreślają obecnie łukowate krawędzie powstałych wówczas koryt oraz ślady odsypów śródkorytowych. Ponadto po obydwu stronach równiny zalewowej, analogicznie do tarasu 3 Sanu, widoczne są na powierzchni terasy rędzinnej ślady małych i krętych paleokoryt. Natomiast na powierzchni równiny zalewowej sporadycznie występują paleokoryta o niewielkich rozmiarach. Ale jednoznaczne określenie daty (okresu) przerzutu do "nowego" koryta jest trudne ze względu na niewielką ilość datowań najmłodszych osadów pozakorytowych na odcinku pomiędzy Rzeszowem a Łańcutem. Jeśli awulsja do nowego koryta nastapiła około 1750 roku (Strzelecka 1958) to powstałe wówczas aluwia powinny być młodsze niż 250-270 lat. Nieliczne datowania radiowęglowe fragmentów drewna, pni drzew lub materiału organicznego (np. Budy Łańcuckie II-B) wskazują jednak na akumulację wypełnień paleokoryt (Gębica 2011) i osadów korytowych w XI-XII wieku. Młodsze serie osadów korytowych datowano na okres XV-XVI w. oraz XVII-XIX w. (ryc. 69). Dowodzi to, że dawne koryta Wisłoka w rejonie północnej rynny były aktywne znacznie wcześniej niż opisywana awulsja. Jest jednak możliwe, że koryta (Stary i Nowy Wisłok) funkcjonowały jednocześnie, natomiast katastrofalna powódź z połowy XVIII wieku doprowadziła do ostatecznego odcięcia koryta Starego Wisłoka. Porównanie fragmentu doliny dolnego Wisłoka i Sanu (Szumański 1986) i dolinami rzecznymi na Niżu Polskim (np. Nida, Wieprz, Pilica, Bug, Narew, Pisa) oraz karpackich dopływów Wisły (ryc. 68C) wskazuje na analogie zmian biegu koryt w ich holoceńskiej ewolucji. We wszystkich tych dolinach można wyróżnić powierzchnie terasowe ze śladami małych i wielkich paleomeandrów oraz współczesną strefę przykorytową (równinę zalewową) w większości bez śladów meandrowania, często z zarysem rozwiniecia roztokowego (Falkowski 1975, Kozarski, Rotnicki 1977, Szumański 1977, 1981, 1983, Starkel i in., 1981, Rutkowski 1984).

Najwyższe terasy z wielkimi paleomeandrami, funkcjonującymi u schyłku plejstocenu, są pozbawione drobnoziarnistych osadów powodziowych. Często na ich powierzchni widoczne są zarysy odsypów meandrowych oraz występują piaski eoliczne (wydmy paraboliczne). Ponadto we wszystkich wymienionych dolinach występują wąskie, płytkie i bardzo kręte paleomeandry sąsiadujące bezpośrednio z bardzo dużymi paleokorytami. W strefie małych meandrów akumulacja osadów powodziowych była powiązana z rozmyciem i redepozycją utworów pochodzących ze starszych teras.

W dolnych odcinkach rzek karpackich są to głównie mady gliniaste i gliniasto-pylaste o miąższości dochodzącej do kilku metrów, natomiast w rzekach Niżu Polskiego pokrywe osadów pozakorytowych stanowią mady piaszczysto-mułkowe o niewielkiej miąższości. Najniższe terasy dolin rzecznych, zarówno na Niżu Polskim, jak i karpackich dolinach Wisły, są najczęściej pozbawione śladów meandrowania. Przyjmuje się, że ich powstanie jest związane częściowo z działalnością człowieka. Rozwój gospodarki rolnej (w szczególności uprawa roślin okopowych) oraz postępujący proces wylesiania doprowadził do znaczącej dostawy materiału do koryt rzecznych, co znajduje odzwierciedlenie W zróżnicowaniu i grubości frakcji osadów korytowych i pozakorytowych (Szumański 1977, 1979). Podobne prawidłowości obserwowano w aluwiach równiny zalewowej Wisłoka. Średnia średnica ziarna (Mz) populacji próbek osadów pozakorytowych równiny zalewowej jest większa o 0,5-0,7 miż aluwiów pozakorytowych tzw. terasy rędzinnej. Może to być związane dostawą materiału bardziej gruboziarnistego pochodzącego z wylesionej zlewni rzeki. Oprócz zróżnicowania średniej średnicy ziarna pomiędzy terasa rędzinna i równina zalewowa w ewolucji dna doliny Wisłoka, a także innych dolin rzecznych (w tym karpackich dopływów Wisły) są procesy związane zarówno z agradacją dna doliny, jak i pogłębianiem koryta.



Rycina 68. Szkic fotointerpretacyjny fragmentu równiny zalewowej: A – Sanu w rejonie Leżajska (wg A. Szumańskiego 1986), B – Wisłoka w rejonie Bud Łańcuckich i Świętoniowy, C – Wisłoki w rejonie Przecławia

<u>Objaśnienia:</u> 1 – zarysy krawędzi koryt, odsypów i podcięć brzegowych Sanu, Wisłoka i Wisłoki, 2 – odsypy piaszczysto-żwirowe w korytach rzecznych, 3 – kierunek biegu rzeki, 4 – nazwa obszaru równiny zalewowej rzek



Rycina 69. Ewolucja koryta i równiny zalewowej dolnego Wisłoka w ostatnim tysiącleciu

<u>Objaśnienia:</u> 1 – równina zalewowa (5-7 m n.p.rz.), 2 – terasa rędzinna (7-8 m n.p.rz.), 3 – małe i kręte paleomeandry na powierzchni terasy rędzinnej, 4 – duże paleomeandry, 5 – osady wypełnień paleokoryt, 6 – wiek równiny zalewowej, 7 – linie przekroju, 8 – zarys odsypów i koryt na powierzchni równiny zalewowej

Obecność licznych, małych i krętych paleokoryt na powierzchni niemal całej terasy rędzinnej (w tym Starego Wisłoka) (ryc. 69) rozwiniętych w madach gliniasto-pylastych wskazuje na niewielkie paleoprzepływy. Jeżeli były one czynne jako aktywne koryta do połowy XVIII wieku (Strzelecka 1958) to można przyjąć, że Wisłok do tego czasu miał charakter krętej rzeki anastomozującej (Nanson, Knighton 1996). Zmiana charakteru koryta w połowie XVIII wieku była związana zapewne z powodzią (powodziami?), podczas, których nastąpiło rozcięcie pokrywy terasy rędzinnej i zapoczątkowanie procesu agradacji piaszczystych aluwiów w korycie o rozwinięciu meandrowym lub/i roztokowym, który trwał do schyłku XIX wieku. Początek XX wieku przyniósł w dolinach rzecznych, zarówno w Polsce (Klimek 1983, Wyżga 1991, 2008), jak i na świecie, nasilenie tendencji do erozji wgłębnej, co było związane z regulacją koryt rzecznych (Brookes 1987, Wyżga 1993, 2001, Wyżga, Lach 2002), budową zbiorników zaporowych (Williams, Wolman 1984) lub eksploatacją żwirów z koryta (Wyżga i in. 2010). W XX wieku koryto Wisłoka uległo obniżeniu: w Rzeszowie o 1,6 m, Dabrówkach o 3,2 m, natomiast w Tryńczy o 3 m (Wyżga, Lach 2002). Tendencja ta znacząco ograniczyła możliwość akumulacji osadów pozakorytowych w dolinie Wisłoka, a także ograniczyła retencję wód wezbraniowych na terenach zalewowych. Proces wcinania się koryta umożliwił jednak wgląd w budowę spągowych części teras, sięgając do aluwiów z vistulianu.

#### 8.1. Dolina dolnego Wisłoka w ostatnim tysiącleciu

Od X wieku na przedpolu Karpat rozpoczęła się ekspansja osadnicza, której efektem było m.in. stopniowe wylesianie obszaru równin zalewowych i związany z tym wzrost ilości rumowiska dostarczanego do koryt rzecznych (Starkel 2001). Okres ten obfitował w wielkie powodzie, z których część odnotowano w kronikach historycznych (np. 998, 1057, czy 1118 r.). Fragmentaryczne opisy tych zjawisk dotyczą najczęściej Wisły i jej większych dopływów. Pozostałością tych zdarzeń ekstremalnych są m.in. subfosylne pnie drzew pogrzebane najczęściej w aluwiach korytowych np. w dolinie górnej Wisły w rejonie Drogomyśla – X – XII w. (Niedziałkowska i in. 1985), w dolinie Wisły poniżej Krakowa – XI – XII w. (Kalicki, Krapiec 1992). Powodzie z tego okresu (X i XI – XII w.) udokumentowano również w aluwiach Wisłoki (Starkel 1995; Starkel red., 1981). W dolinie Wisłoka okres ten zaznaczył się w osadach odciętych paleokoryt (pnie drzew) w Gniewczynie Łańcuckiej (Gębica 2011) oraz Budach Łańcuckich (tab. 2).



**Rycina 70. Zestawienie wyników datowań radiowęglowych w wybranych stanowiskach terasy rędzinnej (7-8 m n.p.rz.) i równiny zalewowej (5-7 m n.p.rz.) dolnego Wisłoka** (Gębica 2004, Gębica 2011, Gębica i in. 2008, 2009, 2010, 2014, Superson 2014, Superson i in. 2017)

<u>Objaśnienia:</u> 1 – pnie drzew, 2 – fragmenty drewna, 3 – piasek z fragmentami drewna, 4 – węgle drzewna, 5 – gleby kopalne, 6 – detrytus organiczny, 7 – piasek z detrytusem organicznym, 8 – torf, 9 – mułek organiczny, 10 – torf z detrytusem, 11 – piasek organiczny

Podobnie w dolinie górnego Dniestru stwierdzono zapis powodzi w osadach pozakorytowych z X – XII wieku na wielu stanowiskach (Starkel, Jacyszyn 2006, Starkel i in. 2009, Gębica i in. 2013, 2016). Miąższość aluwiów z okresu ostatniego tysiąclecia (X – XIII wiek) zarówno w profilach doliny Wisłoka, jak i górnej Wisły i Dniestru, przekraczająca 4-5 m, wskazuje na intensywną akumulację powodziową i jej synchroniczność w dolinach rzek karpackich.



Rycina 71. Przekrój przez dolinę dolnego Wisłoka w rejonie Gniewczyny Łańcuckiej

<u>Objaśnienia</u>: 1 – paleokoryta na terasie rędzinnej, 2 – dawne koryto Wisłoka podcinajace terasę rędzinną, 3 – koryto Wisłoka aktywne do okresu 1938-1940 (wg map archiwalnych), 4 – współczesne koryto Wisłoka aktywne po 1940 roku

Potwierdza to zapis młodszych faz powodzi znanych z doliny Wisłoka ze schyłku średniowiecza (stanowisko Białobrzegi II – XIII – XIV wiek) oraz z okresów późniejszych (XV – XVIII wiek).

Większość datowań materiału organicznego (pni drzew, mułków organicznych i fragmentów drewna) pobranego z równiny zalewowej (5-6 m n.p.rz.) wskazuje, że jej rozwój następował w młodszym holocenie (ryc. 70) tj. w okresie ostatnich 3 tys. lat BP. Starsze daty, pochodzące najczęściej ze spągowej części terasy są prawdopodobnie materiałem redeponowanym lub pochodzą ze zerodowanych fragmentów starszych teras. Z kolei bogata dokumentacja aluwiów terasy rędzinnej (7-8 m n.p.rz.) (Gębica 2004, Gębica 2011, Gębica i in. 2008, 2009a, 2010, 2014) wskazuje, na jej rozwój i aktywność koryta Wisłoka w całym holocenie, a w szczególności w jego starszej części (okres preborealny, borealny i atlantycki) (ryc. 70). W rejonie Gniewczyny Łańcuckiej (ryc. 71) dobrze udokumentowano ewolucję koryta Wisłoka (na tym odcinku meandrowego) w obrębie równiny zalewowej. Koryto Wisłoka aktywne do końca lat 40-tych XX wieku było znacznie płytsze od współczesnego. Znajdowało się ono około 3 m wyżej (175 m n.p.m.) niż współczesne. Potwierdza to tendencje do pogłębiania koryta obserwowane przez J. Lacha i B. Wyżgę (2002) w rejonie Tryńczy.

## 9. Wnioski końcowe

- Analizy kilkunastu pionowych profili osadów równiny zalewowej (5-7 m n.p.rz.) wykazały przestrzenne zróżnicowanie litofacjalnego zapisu dawnych powodzi w jej budowie. W przebiegu aluwiacji dna doliny Wisłoka w młodszym holocenie jest czytelny litofacjalny zapis powodzi w budowie osadów terasy zalewowej.
- 2. Wydzielono w profilach osadów pozakorytowych depozyty pojedynczych powodzi. Najczęściej rejestrowano je jako rytmity lub cyklotemy o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym. W analizowanych profilach wyróżniono kolejno: 11 (Gniewczyna Łańcucka I), 15 (Białobrzegi I-A') i 16 powodzi (Smolarzyny I'). Zapis ten nie jest jednak wszędzie jednoznaczny i czytelny, ze względu na oddziaływanie procesów postsedymentacyjnych w stropowych częściach profili. Korelacja pojedynczych powodzi (rytmitów i cyklotemów) w sąsiadujących stanowiskach jest na ogół trudna i niejednoznaczna. Wiąże się to przede wszystkim z erozyjną i akumulacyjną działalności rzeki podczas każdorazowej

powodzi, kiedy to nastepuje lokalna przebudowa brzegów zarówno w układzie horyzontalnym jak i pionowym terasy zalewowej

- 3. W świetle wyników datowań materiału organicznego z aluwiów terasy zalewowej wynika, że depozycja osadów budujących tą terasę następowała w młodszym holocenie. Większość oznaczeń bezwględnego wieku próbek drewna z tej terasy mieści się w przedziale 2780±80 do 210±40 BP. Występujący w osadach tej terasy materiał organiczny o starszym wieku jest prawdopodobnie redeponowany i pochodzi z erodowanych osadów terasy rędzinnej, która zawiera materiał ze starszego holocenu.
- 4. Zastosowanie zróżnicowanych metod datowania próbek osadów pozwoliło na uszczegółowienie przebiegu i tempa młodoholoceńskiej ewolucji równiny zalewowej i koryta Wisłoka. Wykazano, że obszar równiny zalewowej dolnego Wisłoka był intensywnie modelowany w okresie subatlantyckicm, zwłaszcza w ostatnim tysiącleciu. Wyniki datowań radiowęglowych próbek drewna pochodzącego z obszaru równiny zalewowej (5-7 m n.p.rz.) wskazują, że jej formowanie rozpoczeło się w XI-XII wieku, a więc synchronicznie jak w dolinach innych rzek karpackich.
- 5. W składzie uziarnienia pokrywy osadów pozakorytowych równiny zalewowej Wisłoka (5-7 m n.p.rz) w większości profili przeważają mułki i bardzo drobnoziarniste piaski. W profilach obserwowano sekwencję drobnienia ziarna charakterystyczną dla aluwiów rzek meandrujących (Allen 1965). Jednak w opisywanych jednostkach części profili, często rejestrowano ogólną tendencję grubienia frakcji ku stropowi. Stwierdzono, że średnia średnica populacji próbek pozakorytowych równiny zalewowej jest większa o 0,5-0,7φ niż próbek pozakorytowych terasy rędzinnej.
- 6. Wraz ze spadkiem profilu podłużnego równiny zalewowej (5-7 m n.p.rz.) Wisłoka stwierdzono wzrastający zakres średniej średnicy ziarna wśród populacji próbek osadów pozakorytowych. Wykazano również wzrost średniej szerokości równiny zalewowej i zmniejszanie się średniej średnicy ziarna osadów pozakorytowych wraz z biegiem rzeki.
- 7. Kręte koryto Starego Wisłoka, aktywne do połowy XVIII wieku (Strzelecka 1958), mogło funkcjonować jednocześnie z nowym korytem wyciętym w północnej części Rynny Podkarpackiej (Łukawiec, Czarna, Dąbrówki, Wola Mała). Wskazują na to datowania radioweglowe i archeologiczne materiału
pobranego ze współczesnej równiny zalewowej w rejonie Bud Łańcuckiech (XVII-XVIII w.). Katastrofalna powódź w połowie XVIII w. (Friedberg 1903, Strzelecka 1958) mogła doprowadzić do ostatecznego odcięcia koryta starego Wisłoka. Jednoznaczne wnioskowanie w tym zakresie wymaga jednak szczegółowych badań stropowej części aluwiów pozakorytowych Starego Wisłoka i równiny zalewowej na odcinku pomiędzy Łukawcem a Wolą Małą.

8. Zwraca uwagę podobieństwo w wykształceniu współczesnej strefy przykorytowej i starszych teras Wisłoka z karpackimi dopływami Wisły oraz z dolinami rzecznymi na Niżu Polskim. W obrębie starszych teras analogiczne są ślady małych i wielkich paleomeandrów, natomiast na powierzchni równin zalewowych często występują zarysy koryt roztokowych, że słabo zaznaczającymi się lokalnie meandrami.

## **10. Spis literatury**

- Alexandrowicz S.W., and Wyżga B., 1992. Late Glacial and Holocene evolution of the Raba river valley floor in the vicinity of the Carpathian border, Southern Poland. Quaternary Studies in Poland, 11, s. 17-42.
- Allen, J.R.L., 1965, Late Quaternary Niger Delta and Adjacent Areas: Sedimentary Environments and Lithofacies. Bulletin American Association of Petroleum Geology, 49, 547-600.
- Allen, J.R.L., 1970, Physical Processes of Sedimentation. Allen and Unwin, London, 248.
- 4. Andrzejewski L., 1985, Niektóre zagadnienia kształtowania się systemu fluwialnego w późnym glacjale i holocenie na podstawie wybranych dolnych odcinków dopływów dolnej Wisły, Przegl. Geogr. 57 (4), s. 561-580.
- Andrzejewski L., 1991, The course of fluvial deposits processes in the lower Bzura river valley 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. Iss., 6, s. 147-154.
- Andrzejewski L., 1994, Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym glacjale i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów. Rozprawy UMK, Toruń.
- Andrzejewski L., Krzemień K., Zwoliński Z., 2018, Zarys przyrodniczych i antropogenicznych uwarunkowań rozwoju systemów dolinnych i korytowych w Polsce, Landform Analysis 37, 17-36.
- Antczak B. 1986, Transformacja układu koryta i zanik bifurkacji Warty w pradolinie warszawsko-berlińskiej i południowej części przełomu poznańskiego podczas późnego vistulianu. Ser. Geografia, 35, UAM, Poznań.
- Antczak B., 1985, Rhythmites on lower terraces of the Warta River, Poland, and their paleohydrologic implications. Quaestiones Geographicae, Spec. Issue, 1, s. 31-43.
- Asselman N.E.M., 1999, Grain-size trends used to assess the effective discharge for floodplain sedimentation, river Waal, the Netherlands. J. Sedim. Res., 69,1, s. 51-61.
- Babiński Z., 1992. Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły, Prace Geogr., 157, ss. 1-171.

- Bąkowski K., 1902, Dawne kierunki rzek pod Krakowem, Rocznik Krakowski 5, s. 138-172.
- Bala E., 2018, Dynamika holoceńskich procesów fluwialnych w świetle badań sedymentologicznych na przykładzie Liwca. MS. Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Warszawa.
- 14. Bridge J.S., 2003, Rivers and floodplain. Form, Processes and Sedimentary Record. Blackwell Publishing Company, Oxford, UK.
- Brookes A., 1987, The distribution and management of channelized streams in Denmark. Regul. Rivers, Res. Mgmt., 1, s. 3-16.
- Brzeźniak E., Lach J., 2002, Nieregularność miar odpływu w dorzeczu Wisłoka w drugiej połowie XX wieku. Problemy Zagospodarowania Ziem Górskich, t. 48, s. 139 – 145.
- Czajka A. 2000, Sedymentacja pozakorytowa aluwiów w strefie międzywala Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej. Przegląd Geologiczny, 48: 263–267.
- Czopek S., 1991, Sprawozdanie z badań wykopaliskowych w Białobrzegach, woj. Rzeszów (stanowiska 1 i 5) w latach 1982–1984, "MSROA za lata 1980–1984", s. 165–182.
- Czopek S., 1996, Grupa tarnobrzeska nad środkowym Sanem i dolnym Wisłokiem, Rzeszów.
- 20. Czopek S., 1997, Osada grupy tarnobrzeskiej na stanowisku nr 5 w Białobrzegach, woj. rzeszowskie, "MSROA", t. 18, s. 29–75.
- Czopek S., 2011, Wyniki badań "autostradowych" (A4) w zakresie młodszych okresów prahistorycznych, [w:] Czopek S. (red.), Autostradą w przeszłość. Katalog wystawy, Rzeszów, s. 79–96.
- 22. Czopek S., Kadrow S., 1987, Osada kultury pucharów lejkowatych w Białobrzegach, stan. 5, woj. rzeszowskie, "Spr. arch.", t. 39, s. 73–88.
- Czopek S., Podgórska-Czopek J., 1995, Osadnictwo pradziejowe w dolinie dolnego Wisłoka, [w:] Ruszel K. (red.), Wisłok. Rola rzeki w krajobrazie naturalnym i kulturowym regionu, Rzeszów, s. 27–54.
- Czyżowska E., 1997, Zapis zdarzeń powodziowych na pograniczu boreału i atlantyku w osadach stożka napływowego w Podgrodziu, Dokumentacja Geograficzna 5, s. 7-73.

- 25. Falkowski E., 1971, Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski; Biuletyn Geologiczny, tom 12, Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, s. 5-121.
- Falkowski E., 1975, Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the Holocene, Biuletyn Geologiczny UW, 19, Warszawa, s. 45-78.
- Farrell K. M., 2001, Geomorphology, facies architecture, and high-resolution, non-marine sequence stratigraphy in avulsion deposits. Cumberland Marshes, Saskatchewan, Sedim. Geol., 139, s. 93-150.
- Florek W. 1991. Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza.Wydawnictwo WSP, Słupsk.
- 29. Folk R. L., Ward W. C., 1957, Brazos river basin: A study in the significance of grain size parameter. Journal of Sedimentary Petrology, 27, s. 3-27.
- Friedberg W., 1899, Studia geologiczne w okolicy Rzeszowa i Łańcuta, Kosmos, t.24, s. 1-289.
- Friedberg W., 1903, Atlas geologiczny Galicyi. Tekst do zesz. 16: ark. Rudnik i Raniżów, Ropczyce i Dębica, Rzeszów i Łańcut. Spraw. Kom. Fizyograf. Pol. Akad. Umiejęt., 5, 1–147.
- 32. Friedberg W., 1923, Zasady Geologji, Wyd. M. Arct, s. 368.
- 33. Gębica P., 1995, Evolution of the Vistula valley and alluvial fans of the Raba and Uszwica rivers between Uście Solne and Szczurowa in the Vistulian and Holocene, [w:] Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part V, red. L. Starkel, Geographical Studies, Special Issue 8. IGiPZ PAN, s. 31-50.
- Gębica P., 2004, Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej, Prace Geograficzne nr 193, Instytut Geografii i PZ PAN, s. 1-229.
- 35. Gębica P., 2011, Stratigraphy of alluvial fills and phases of the Holocene floods in the lower Wisłok river valley, SE Poland, "Geographia polonica", t. 84, Special issue part 1, s. 39–60.
- 36. Gębica P., 2013, Geomorphological records of human activity reflected in fluvial sediments in the Carpathians and their foreland. Landform Analysis, 22, s. 21-31.

- Gębica P., Bluszcz A., Pazdur A., and Szczepanek K., 2002, Chronostratigraphy of Late Pleistocene fluvial deposits in the Wisłok river valley between Rzeszów and Łańcut, South Poland, Geochronometria, 21, s.119–128.
- Gębica P., Czopek S., Szczepanek K., 2008, Changes of climate and prehistoric settlement recorded in deposits of the Wisłok paleochannel in Grodzisko Dolne, Sandomierz Basin, "Spr. Arch.", t. 60, s. 295–323.
- 39. Gębica P., Dryniak Ł., Okoński J., Zych R., Hozer M., Bajda-Wesołowska A., Wilk M., Niemasik D., Pasterkiewicz W., 2010, Badania geoarcheologiczne na trasie autostrady A4. Stratygrafia nawarstwień i zmiany środowiska na stanowiskach w Łące, Woli Małej, Białobrzegach, Gorliczynie i Ożańsku, woj. podkarpackie, "MiSROA", t. 31, s. 79–86.
- 40. Gębica P., Jacyšyn A., Szczepanek K., 2023, Evolution of the Holocene alluvial fan of the River Stryi in the foreland of the Eastern Carpathians (Western Ukraine), Geographia Polonica, vol. 96, Iss. 1, s. 173-194.
- 41. Gębica P., Jacyszyn A., Krąpiec M., Budek A., Czumak N., Starkel L., Andrejczuk W., Ridush B., 2016, Stratigraphy of alluvia and phases of the Holocene floods in the valleys of the Eastern Carpathians foreland, Quaternary International 415, s. 55-66.
- 42. Gębica P., Michno A., Sobucki M., Wacnik A., Superson S. 2022. Chronology and dynamics of fluvial style changes in the Younger Dryas and Early Holocene in Central Europe (lower San River, SE Poland). Science of The Total Environment 830, 154700.
- Gębica P., Płoskonka D., Kalinovyč i in., 2009a, Origin, lithology and age of the Holocene terrace of the Wisłok river in the Sandomierz Basin, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, t. 43, s. 77–95.
- Gębica P., Starkel L., Cebulak E., Limanówka D., Pyrc R., Hajder M., Kolbusz J., 2019, Ulewy i powodzie opadowe w województwie podkarpackim: studium przebiegu, skutków i przeciwdziałania. Rzeszów, s. 1-221.
- 45. Gębica P., Starkel L., Jacyšyn A., Krąpiec M., 2013, Medieval accumulation in the Upper Dniester river valley: The role of human impact and climate change in the Carpathian Foreland, Quaternary International 293, s. 207-218.
- 46. Gębica P., Superson J., 2003, Vistulian and Holocene evolution of the Wisłok river in the northern margin of the sub-Carpathian trough, [w:] A. Kotarba (red.),

Holocene and Late Vistulian paleogeography and paleohydrology, Prace Geograficzne IGiPZ PAN 189, s. 209–223.

- 47. Gębica P., Superson S., Hozer M., Bajda-Wesołowska A., 2014, Geoarcheologiczny zapis ewolucji doliny Wisłoka na przykładzie stanowiska nr 19 w Białobrzegach. Materiały i Sprawozdania Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego 35, s. 217-226.
- Gębica P., Szczepanek K., Wieczorek D., 2009b, Late Vistulian alluvial filling in the San river valley in the Carpathian foreland (north of Jarosław town) Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 43, 39–61.
- Gębica, P., Krąpiec, M., 2009. Young Holocene alluvia and dendrochronology of subfossil trunks in the San river valley. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 43, 63–75.
- 50. Girguś R., Strupczewski W., 1965, Wyjątki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X do XVI. Warszawa: Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, s. 1-214.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986, Zarys sedymentologii. Wydaw. Geologiczne, Warszawa.
- Jahn A., 1957, Przyczynki do znajomości teras karpackich. Czas. Geogr., 28, s. 171–185.
- 53. Kaczmarzyk J., 1997, Charakterystyka środowiska sedymentacyjnego Wieprzy w świetle uziarnienia osadów korytowych holoceńskich paleomeandrów, Geologia i Geomorfologia 3, Słupsk 1997
- 54. Kalicki T., 1991, The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice in Late Vistulian and Holocene times. In: Starkel L. (Ed.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years, part IV, Geographical Studies, Special Issue 6, 11-37.
- 55. Kalicki T., 1996, Overbank deposits as indicators of the changes in discharges and supply of sediments in the upper Vistula valley - the role of climate and human impact. [w:] L. Starkel, T. Kalicki (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud. Spec. Iss., 9, s. 43-60.
- 56. Kalicki T., 2000, Grain size of the overbank deposits as carriers of paleogeographical information. Quaternary International, 72, s. 107-114.

- Kalicki T., 2006, Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holoceńskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich. Prace Geogr. IGiPZ PAN, 204, s. 1-348.
- Kalicki T., Krąpiec M., 1991, Black oaks and subatlantic alluvia of the Vistula in Branice-Stryjów near Cracow, [w:] Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV red. L. Starkel, Geographical Studies, Special Issue 6, IGiPZ PAN, s. 39-61.
- Kalicki T., Krąpiec M., 1992, Kujawy site subatlantic alluvia with black oaks,
   [w:] Excursion Guide-book, Symposium Global Continental Paleohydrology,
   Kraków-Mogilany, wrzesień 1992, Zakład Geomorfologii i Hydrologii IGiPZ
   PAN w Krakowie, s. 37-41.
- Kalicki T., Starkel L., 1987, The evolution of the Vistula river valley downstream of Cracow during last 15 000 years, [w:] Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II, red. L. Starkel, Geographical Studies, Special Issue, 4, IGiPZ PAN, s. 51-70.
- Kalicki T., Starkel L., Sala J., Soja R., Zernickaya. V.P., 1996, Subboreal paleochannel system in the Vistula valley near Zabierzów Bocheński (Sandomierz Basin), Geographical Studies, Special Issue 9, Wrocław, s. 129-158.
- Kalicki T., Szmańda J.B., 2008, Wiek i litologia osadów pozakorytowych Wisły w Kotlinie Sandomierskiej i Toruńskiej - podobieństwa i różnice. V Seminarium Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, Poznań, 20-21 listopada 2008, s. 50-51.
- Kalicki T., Szmańda J.B., 2009, Litologia, wiek i geneza mad wiślanych w Kotlinie Sandomierskiej i Kotlinie Toruńskiej. Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, 5, Ser. Georg., 88, s. 165-186.
- 64. Kalicki T., Zernickaya V., 1995, Paleogeography of the Vistula valley near Cracow based on sediments and palynology of the Alleröd paleochannel fill, [w:] Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part V, red. L. Starkel, Geographical Studies, Special Issue 8, IGiPZ PAN, s. 9-18.
- Kirchner A., Karaschewski J., Schulte P., Wunderlich T., Lauer T., 2022, Latest Pleistocene and Holocene Floodplain Evolution in Central Europe - insights from the Upper Unstrut Catchment (NW-Thuringia/Germany). Geosciences 12(8), 310 (2022). doi:10.3390/geosciences12080310 special issue: "Special Issue

"Integrating Geophysical and Geomorphological Methods in (Geo), Guest Editor".

- Klimaszewski M., 1948, Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwium, Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego. Seria B, nr 7, s.1-233.
- 67. Klimek K., 1974a, The retreat of alluvial river banks in the Wisłoka Valley (South Poland) Geographia Polonica, vol. 28, pp. 59-76.
- Klimek K., 1974b, The structure and mode of sedimentation of the flood-plain deposits in the Wisłoka valley (South Poland), St. Geom. Carp.-Balc., 8, s. 59-76.
- Klimek K., 1983, Erozja wgłębna dopływów Wisły na przedpolu Karpat. [w:] Z. Kajak (red.), Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza. PWN, Warszawa–Łódź, s. 97–108.
- 70. Klimek K., 1987, Man's impact on fluvial processes in the Polish Western Carpathians. Geografiska Annaler, 69A, s. 221-226.
- Klimek K., 2002, Human-induced overbank sedimentation in the foreland of Eastern Sudetes Mountains. Earth Surf Process Landforms 27, s. 391–402.
- 72. Klimek K., Łanczot M., Bałaga K., 1997, Późnovistuliańskie i holoceńskie wypełnienie paleomeandru w dolinie Sanu koło Stubna, [w:] Seminarium terenowe: "Glacjał i peryglacjał Kotliny Sandomierskiej i Przedgórza Karpat w okolicy Przemyśla", Krasiczyn, 22-24 września 1997, Wyd. Instytutu Nauk o Ziemi UMCS, Lublin, s. 60-71.
- Klimek K., Starkel L., 1972, Kotliny Podkarpackie, [w:] M. Klimaszewski (red.), Geomorfologia Polski, t. 1, Polska Południowa Góry i Wyżyny, PWN, Warszawa, s. 116–166.
- Klimek K., Trafas K., 1972, Young-Holocene changes in the course of the Dunajec River in the Beskid Sądecki Mts (Western Carpathians). Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 6, s. 85-92.
- 75. Knighton A.D., Nanson G. C., 1993, Anastomosis and the continuum of channel pattern. Earth Surface Processes and Landforms, 18, s. 613-625.
- Koc. L., 1972, Zmiany koryta Wisły w XIX i XX wieku między Płockiem a Toruniem, Przegląd Geograficzny 44, 4, 703-721.
- Kołaczek P. 2010. The development of Late Glacial and Holocene vegetation and human impact near Grodzisko Nowe in the Lower San Valley (Sandomierz Basin, Poland SE). Acta Palaeobotanica 50, s. 101–117.

- Kołaczek P., 2007. Late Glacial and Holocene vegetation changes in the western part of Rzeszów foothills (Sandomierz basin) based on the pollen diagram from Krasne near Rzeszów. Acta Palaeobotanica 47, s. 455–467.
- Kordowski J., 2003, Struktury wewnętrzne i uziarnienie osadów pozakorytowych doliny dolnej Wisły w Kotlinie Toruńskiej i Basenie Unisławskim. Przegl. Geogr., 75, 4, s. 601-621.
- Kordowski J., 2007. Morfologia, struktury sedymentacyjne i geneza wstęg piaszczystych równiny zalewowej dolnej Wisły między Górskiem i Szynychem. Przegląd Geologiczny 55(9), s. 785–794
- Kordowski J., Gamrat W., Gierszewski P., Kubiak-Wójcicka K., Szmańda J.B., Tyszkowski S., Solarczyk A., 2014. Zapis procesów sedymentacji fluwialnej i biogenicznej w osadach dna Doliny Dolnej Wisły. Landform Analysis 25, s.77– 93.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., Andrzejewski L., Florek W., Mazurek M., Niewiarowski W., Podgórski Z., Rachlewicz G., Smolska E., Stach A., Szmańda J., Szpikowski J., 2008, Współczesna ewolucja rzeźby młodoglacjalnej Niżu Polskiego. [: w] L. Starkel, A. Kotarba, A. Kostrzewski, K. Krzemień (red.), Współczesne przemiany rzeźby Polski. Monografia SGP, IGiGP UJ, IGiPZ PAN, Kraków, s. 271-325.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1977, Valley floors and changes of river channel patterns in the North Polish Plain during the Late Wurm and Holocene, Quaestiones Geographicae 4, s. 51-93.
- Krąpiec M., 1992, Skale dendrochronologiczne późnego holocenu południowej i centralnej Polski, Kwartalnik AGH, Geologia 18, 3, s. 37-119.
- 85. Krapiec M., 1996, Dendrochronology of "black oaks" from river valleys in Southern Poland, [w:] Hydrological changes of valley floor in the upper Vistula basin during late Vistulian and Holocene, red. L. Starkel, Geographical Studies, Special Issue 9, s. 61-78.
- 86. Kukulak J., 2004, Zapis skutków osadnictwa i gospodarki rolnej w osadach rzeki górskiej (na przykładzie aluwiów dorzecza górnego Sanu w Bieszczadach Wysokich). Prace Monograficzne 381. Wydawnictwo Naukowe Akademii Pedagogicznej, Kraków, s. 1–125.
- Lewakowski, J., 1935, Mapa terenów powodzi lipcowej w 1934 r. Wiadomości Służby Geograficznej, 9, s. 288–294.

- 88. Ludera F., 1930, Flora dyluwialna okolic Rzeszowa i Łańcuta., Materiały archiwalne Instytutu Botaniki UJ, Kraków.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2000, Ewolucja środkowego odcinka doliny Bełnianki w późnym glacjale i holocenie. Wyd. Akad. Dialog, Warszawa.
- Mackin J.H., 1948. Concept of the graded river. Bull. Geol. Soc. Am., 59, pp. 463-512.
- Macklin MG., 1985. Floodplain sedimentation in the upper Axe valley, Mendip, England. Trans. Inst. Brit. Geogr., 10, pp. 235-244.
- 92. Macklin, M.G., Rumsby, B.T. and Newson, M.D. 1992, Historic floods and vertical accretion of fine-grained alluvium in the Lower Tyne valley, North East England. In Billi, P., Hey, R., Tacconi, P. and Thorne, C., editors, Dynamics of gravel bed rivers; proceedings of the third international workshop on gravel bed rivers. Chichester: John Wiley and Sons.
- Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B.E., Donner J., 1974, Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. Boreas 3, s. 109-126.
- Mansfield R. G, 1938, Floods of Ohio and Mississippi Rivers, January-February 1937, with a section on the Flood deposits of the Ohio River, January-February 1937, Water Supply Paper 838, pp. 746.
- 95. Miall A. D., 1985, Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits Earth-Science Rev. 22, pp. 261–308.
- Miall A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. Canadian Society of Petroleum Geology Memoirs, 5, pp. 597–604.
- Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. S. 1-582.
- Michno A., 2004, Transformacja doliny dolnej Nidzicy w holocenie, IGiGP UJ, Kraków.
- 99. Migoń P., 2013, Geomorfologia, Wyd. Naukowe PWN, s. 1-484.
- 100. Mikulski Z., 1963, Zarys hydrografii Polski. PWN, Warszawa.
- 101. Mycielska-Dowgiałło E., 1995, Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. Uniw. Warszawski, Warszawa, s. 29-105.

- 102. Mycielska-Dowgiałło E., 2007, Metody badań cech teksturalnych osadów klastycznych i wartość interpretacyjna wyników. W: Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku (red. E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski), Wydaw. SWPR, Warszawa, s. 95-180.
- 103. Myślińska E., 1980, Inżyniersko-geologiczna charakterystyka mad doliny Wisły, Przegląd Geologiczny 28, 6, s. 348-351.
- 104. Myślińska E., Hoffman E., Kulesza-Wiewióra K, 1982, Zróżnicowanie geologiczne mad w wybranych odcinkach doliny Wisły. Przegl. Geol., 9, s. 474-479.
- 105. Nanson, G.C., and Knighton, A.D., 1996. Anabranching rivers: their cause, character and classification. Earth Surface Processes and Landforms, 21, s. 217– 239.
- 106. Niedziałkowska E., 1991, The textural diversity of Quaternary fluvial deposits in the Carpathian foreland. [w:] L. Starkel (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud., Spec. Iss., 6, s. 119-146.
- 107. Niedziałkowska E., 1992. Cechy granulometryczne osadów złożonych podczas wezbrań w dolinach Wisłoki i Wisły. Studia Geomorph., Carpatho-Balcan., 25-26, s. 195-214.
- 108. Niedziałkowska E., Gilot E., Pazdur M., Szczepanek K., 1985, The evolution of the Upper Vistula valley in the region of Drogomyśl in the upper Vistulian and Holocene, Folia Quaternaria 56, s. 101-132.
- 109. Niedziałkowska E., Skubisz A., Starkel L., 1977, Lithology of the Eo- and Mezoholocene alluvia in Podgrodzie upon Wisłoka river. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 11, pp. 89-100.
- Osuch B., 1991, Reżim odpływu powierzchniowego, [w:] Dorzecze górnej Wisły
   cz. 1, Warszawa-Kraków, s. 157 228.
- 111. Pazdur A., 1999, Sprawozdanie nr 44/99 z wykonania oznaczeń wieku metod 14C w Laboratorium 14 C Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.
- 112. Podobnikar T., 2009, Georeferencing and quality assessment of Josephine Survey maps for the mountainous region in The Triglav National Park. Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica, vol. 44, no. 1, pp. 49-66.
- 113. Pożaryski W., 1955, Osady rzeczne w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe. Prace Inst. Geol.

- 114. Pożaryski W., Kalicki T., 1995, Evolution of the gap section of the Vistula valley in the Late Glacial and Holocene. In: Starkel, L. (Ed.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geographical Studies Special Issue, 8, IGiPZ PAN, s. 111–137.
- 115. Radwański K., 1972, Stosunki wodne wczesnośredniowiecznego Okołu w Krakowie, ich wpływ na topografię osadnictwa, próby powiązania tych zjawisk ze zmianami klimatycznymi, Materiały Archeologiczne 13, s. 5-40.
- 116. Richling A., Solon J., 2021, 3. Zasady podziału regionalnego, [w:] Red. Andrzej Richling, Jerzy Solon, Andrzej Macias, Jarosław Balon, Jan Borzyszkowski, Mariusz Kistowski, Regionalna geografia fizyczna Polski, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 27-30.
- 117. Rotnicki K., Młynarczyk Z., 1989. Późnovistulianskie i holoceńskie formy osady korytowe w dolinie środkowej Prosny i ich paleohydrologiczna interpretacja. Seria Geografia 43, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- 118. Rutkowski J., 1984, Dolina Wisły między Krakowem i Skawiną w Holocenie. [w:] Materiały sympozjum nt. Holocen okolic Krakowa. Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Inst. Geologiczny, Inst. Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Inst. Geologii i Surowców Mineralnych AGH. Kraków. s. 13-20.
- 119. Rutkowski J., 1987, Vistula river valley in the Cracow Gate during the Holocene.[w:] Evolution of the Vistula River Valley during the last 15000 year, Geogr. Stud., Spec. Iss., 4, s. 31-50.
- 120. Schumm S. A., 1977, The Fluvial System, John Wiley and Sons, New York, s. 338.
- 121. Sly P.G., Thomas R.L., Pelletier B.R., 1983, Interpretation of moment measures derived from water-lain sediments. Sedimentology, 30, s. 219-233.
- 122. Smolska E., 2008. Channel response to flood flows on example of the Szeszupa river in the last-glacial area (NE Poland). Quaestiones Geographicae 27 (2), s. 63-72.
- 123. Sokołowski T., 1995. Development of the lower reach of the Dunajec river in the Vistulian and Holocene, [w:] L. Starkel (red.), Evolution of the Vistula river valley, V, Geographical Studies, Special Issue, 8, s. 51-71.
- 124. Solon J., Myga-Piątek U., 2018, Mikroregionalizacja fizycznogeograficzna -w poszukiwaniu standardowej metody, [w:] red. Mariusz Kistowski, Urszula

Myga-Piątek, Jerzy Solon, Studia nad regionalizacją fizycznogeograficzną Polski, Prace Geograficzne, 266, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa, s. 249-254.

- 125. Starkel L., (ed.), 1981. The evolution of the Wisłoka valley near Dębica during the Late Glacial and Holocene. Folia Quaternaria 53, s. 1–91.
- 126. Starkel L., 1960, Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. Prace Geograficzne IG PAN, 22.
- 127. Starkel L., 1972, Kotlina Sandomierska. [w:] Klimaszewski M. (red.), Geomorfologia Polski, t. 1.
- 128. Starkel L., 1977, Paleogeografia holocenu. PWN, Warszawa.
- 129. Starkel L., 1983. The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15000 years. [in:] K.J. Gregory (ed.), Background to Palaeohydrology. J. Wiley, Chichester, s. 213–234.
- Starkel L., 1990, Ewolucja środowiska przyrodniczego Karpat w okresie działalności człowieka, Problemy Zagospodarowania Ziem Górskich, 29, s. 34– 46.
- 131. Starkel L., 1994, Odbicie ekstremalnych wezbrań okresu historycznego w osadach rzecznych i stokowych w dorzeczu górnej Wisły, Acta Uniwersytety Nicolai Copernici, Geografia, 27, s. 13–20.
- 132. Starkel L., 1995, New data on the Late Vistulian and Holocene evolution of the Wisłoka river valley near Dębica. In Starkel L. (ed.) Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years, part V, Geographical Studies, Spec. Issue 8, Institute of Geography and Spatial Organization PAS, 73-90.
- 133. Starkel L., 2001, Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś, Monografie 2, IGiPZ PAN, Warszawa.
- 134. Starkel L., 2008, Procesy stokowe i fluwialne przekształcające rzeźbę czy model z lat 70. jest nadal aktualny?, Landform Analysis, 9, s. 16–20.
- 135. Starkel L., Gębica P., Budek A., Krąpiec M., Jacyšyn A., Kalinovyč N., 2009, Evolution of the lower section of the Strvjaž river valley during the Holocene (piedmont of the Eastern Carpathians). Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 43, s. 5–37.
- 136. Starkel L., Gębica P., Kalicki T., Ludwikowska M., Niedziałkowska E., 1999, Chronostratygrafia aluwiów i form fluwialnych w południowej Polsce, [w:]

Geochronologia górnego czwartorzędu Polski, red. A. Pazdur i inni. Instytut Fizyki Polit. Śląskiej, Wrocław, s. 133-156.

- 137. Starkel L., Gębica P., Niedziałkowska E., Podgórska-Tkacz A., 1991, Evolution of both the Vistula floodplain and lateglacial-early Holocene palaeochannel systems in the Grobla forest (Sandomierz Basin), [w:] Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV, red. L. Starkel, Geographical Studies, Special Issue 6, IGiPZ PAN, s. 87-99.
- 138. Starkel L., Jacyszyn A., 2006, Phases of river valley evolution during the Holocene, [w:] Harmata K., Machnik J., Starkel L. (red.), Environment and man at the Carpathian foreland in the upper Dnister catchment from Neolithic to Early Medieval period, Prace Komisji Prehistorii Karpat PAU, t. 3, 79-81.
- 139. Starkel L., Kalicki T., Krąpiec M., Soja R., Gębica P., Czyżowska E., 1996: Hydrological changes of valley floors in the upper Vistula basin during Late Glacial and Holocene, Geographical Studies, Spec. Issue, 9, Warszawa, 7-128.
- 140. Starkel L., Krąpiec M., 1995, The alluvial section with black oaks in Kędzierz upon the Wisłoka river, S. Poland, [w:] Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part III, red. L. Starkel, Geographical Studies, Special Issue 5, IGiPZ PAN, s. 101-109.
- 141. Starkel L., Łajczak A., 2008, Kształtowanie rzeźby den dolin w Karpatach (koryt i równin zalewowych), [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), Współczesne przemiany rzeźby Polski, IGiGP UJ, Kraków, s. 95–108.
- 142. Strzelecka B., 1958, Historyczna dokumentacja niektórych młodszych zmian hydrograficznych na brzegu Karpat, "Czasopismo Geograficzne", t.29 (4), s. 455– 472.
- 143. Superson S., 2014, Znaczenie datowań archeologicznych i radiowęglowych w określaniu wieku współczesnych aluwiów powodziowych na stanowisku Budy Łańcuckie III, Materiały i Sprawozdania Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego 35, 2014, s. 227-236.
- 144. Superson S., Gębica P., Michczyński A., Kołaczek P., and K. Szczepanek, 2017, Early Holocene alluvia in the lower Wisłok river valley and their chronostratigraphy in the light of radiocarbon datings and palynological analysis. Geochronometria 44, s. 216-225.

- 145. Szczepanek K., Kalinowicz N., Gębica P. 2007. Osady rzeczne i roślinność interpleniglacjału zlodowacenia wisły w dolinie Wisłoka między Rzeszowem a Łańcutem (Rynna Podkarpacka). Przegląd Geologiczny, 55 (7), s. 595–600.
- 146. Szmańda J., 1998, Aluwia wybranych obszarów równin zalewowych Drwęcy i Tążyny w świetle analiz teksturalnych. [w:] K. Pękala (red.), Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce - stan aktualny i perspektywy. Referaty i Komunikaty, IV Zjazd Geomorfologów Polskich. Wyd. UMCS, Lublin, s. 185-190.
- 147. Szmańda J., 2002, Litofacjalny zapis powodzi w wybranych fragmentach den doliny Wisły, Drwęcy i Tążyny, praca doktorska, Archiwum IG UMK, Toruń.
- 148. Szmańda J.B., 2004, Znaczenie materiału źródłowego i transportu ziaren w akumulacji powodziowej -studium przypadku - aluwia pozakorytowe Wisły, Drwęcy i Tążyny. Prace Geogr. IGiPZ PAN, 200, s. 355-372.
- 149. Szmańda J.B., 2006. Rytmika powodziowa w aluwiach pozakorytowych Wisły, Drwęcy i Tążyny. Dokumentacja Geograficzna, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, PAN 32, s. 266–270.
- 150. Szmańda J.B., 2010, Litodynamiczna interpretacja środowiska fluwialnego na podstawie wskaźników uziarnienia – przegląd wybranych metod. Landform Analysis, 12: 109-125.
- 151. Szmańda J.B., 2011, Zapis warunków depozycji w uziarnieniu aluwiów pozakorytowych, Landform Analysis, 18, 3–97.
- 152. Szmańda J.B., 2013, Wskaźniki statystyczne uziarnienia jako indykatory warunków litodynamicznych sedymentacji osadów. [w:] Jarzyna K. (red.) Zastosowanie metod statystycznych w geografii. Statystyka – pasja pewnego hydraulika i inne opowieści statystyczne. UJK Kielce: 62-77
- 153. Szmańda J.B., 2018, Main determinants of the grain size distribution of overbank deposits in Poland an overview of literature on models of sedimentation. Geological Quarterly, 62 (4), s. 873–880.
- 154. Szmańda J.B., Kalicki T., Łokas E., Michno A., Radwanek-Bąk B., Wachniew P., Szwarczewski P., 2010, Wstępne wyniki badań warunków akumulacji mad wiślanych w oparciu o analizy ich uziarnienia, zawartości metali ciężkich i aktywności izotopu 137Cs. Streszczenia konferencji "Dynamika procesów geomorfologicznych w różnych strefach klimatycznych - rzeźba i osady", 2-3.12.2010, Warszawa, s. 42-43.

- 155. Szmańda J.B., Lehotsky M., Novotny J., 2008, Zapis sedymentologiczny powodzi z 2002 i 2007 roku w aluwiach pozakorytowych Dunaju w Bratysławie, Landform Analysis, 8, s. 82-87.
- 156. Szmańda J.B., Łokas E., Wachniew P., Michno A., Kalicki T., Szwarczewski P., Przegiętka K.R., Radwanek-Bąk B., 2018, Sedymentacja mad wiślanych w Tyńcu. Prace Geograficzne 155, s. 157-172.
- 157. Szumański A., 1977, Zmiany układu koryta dolnego Sanu w XIX i XX wieku oraz ich wpływ na morfogenezę tarasu łęgowego. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 11, s. 39-63.
- 158. Szumański A., 1979, Zmiany rozwinięcia koryta Wisłoka w ostatnich stuleciach jako przykład skutków gospodarczej działalności człowieka. w: Materiały Sesji "Zmiany środowiska geograficznego pod wpływem działalności człowieka, t. 1, Międzynarodowa Asocjacja Geologii Inżynierskiej, Sekcja Polska, s. 111-117.
- 159. Szumański A., 1981, Holoceńska i współczesna ewolucja Wieprza pod Kockiem, Przegląd Geogr., LIII, z.1, PWN, Warszawa.
- 160. Szumański A., 1983. Paleochannels of large meanders in the river valleys in the Polish Lowland. Quarternary Studies in Poland 4, s. 207–216.
- 161. Szumański A., 1986, Postglacjalna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny Dolnego Sanu. Zesz. Nauk. AG-H, Krak. 12, Geol. 1: 5-92.
- 162. Tanner W.F., 1958, The zig-zag nature of Type I and Type IV curves. J. Sedim. Petrol., 28, s. 372-375.
- 163. Teisseyre A.K., 1984, Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967-1982). Geol. Sudet., 19,1, s. 7-71.
- 164. Teisseyre A.K., 1985, Mady dolin sudeckich. Cz. I: Ogólna charakterystyka środowiska (na przykładzie zlewni górnego Bobru). Geol. Sudet., 20,1, s. 113-195.
- 165. Teisseyre A.K., 1988, Mady dolin sudeckich. Cz. III. Subarealnie i subakwalnie deponowane osady pozakorytowe w świetle eksperymentu terenowego (1977-1979). Geol. Sudet., 23, 2, s. 1-55.
- 166. Tomczak A. 1971, Kępa Bazarowa na Wiśle w Toruniu w świetle badań geomorfologicznych oraz archiwalnych materiałów kartograficznych. Stud. Soc. Scien. Tor., 7, 6.

- 167. Trafas K., 1975, Zmiany biegu koryta Wisły na wschód od Krakowa w świetle map archiwalnych i fotointerpretacji, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 40. s. 1-85.
- 168. Verstraeten G., Broothaerts N., Van Loo M., Notebaert B., D'Haen K., Dusar B., De Brue H., 2017, Variability in fluvial geomorphic response to anthropogenic disturbance, Geomorphology 294, s. 20-39.
- 169. Wachecka-Kotkowska L. 2004. Zmiany środowiska doliny dolnej Luciąży w holocenie, Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica, 6., 47-70.
- 170. Williams G.P., Wolman M. G, 1984, Downstream effects of dams on alluvial rivers, United states Department of the Interior, s. 1-83.
- 171. Wójcik A., Malata T., Szczepanek K., 1999, Stanowisko Grodzisko Nowe.
  Problem plejstoceńskich teras piaszczystych w dolinie Sanu przy ujściu Wisłoka
  [w: [VI Konferencja stratygrafii plejstocenu Polski "Czwartorzęd wschodniej części Kotliny Sandomierskiej", Czudec, 31 VIII–3 IX 1999 Państwowy Instytut Geologiczny, Kraków, s. 88–89.
- 172. Woś A., 1996, Zarys klimatu Polski. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 1-302.
- 173. Wyżga B., 1991, Present-day downcutting of the Raba River channel (Western Carpathians, Poland) and its environmental effects. Catena, 18, pp. 551–566.
- 174. Wyżga B., 1993, Present-day changes in the hydrologic regime of the Raba River (Carpathians Poland) as inferred from facies pattern and channel geometry, [w:] Marzo M., Puigde-Fabregas C. (red.), Alluvial Sedimentation, pp. 305—316.
- 175. Wyżga B., 2001, Impact of the channelization-induced incision of the Skawa and Wisłoka Rivers, southern Poland, on the conditions of overbank deposition. Regulated Rivers: Research and Management, 17, pp. 85–100.
- 176. Wyżga B., 2008, A review on channel incision in the Polish Carpathian rivers during the 20th century. [w:] H. Habersack, H. Piégay, M. Rinaldi (red.), Gravelbed Rivers VI – From Process Understanding to River Restoration. Elsevier, Amsterdam, s. 525–556.
- 177. Wyżga B., Ciszewski D., 2010, Hydraulic controls on the entrapment of heavy metal-polluted sediments on a floodplain of variable width, the upper Vistula River, southern Poland, Geomorphology, vol. 117, Issue 3–4, s. 272-286.

- 178. Wyżga B., Hajdukiewicz H., Radecki-Pawlik A., Zawiejska J., 2010, Eksploatacja osadów z koryt rzek górskich - skutki środowiskowe i procedury oceny, Gospodarka Wodna, t. 6, s. 243-249.
- 179. Wyżga B., Lach J., 2002, Współczesne wcinanie się karpackich dopływów Wisły
  przyczyny, środowiskowe efekty oraz środki zaradcze, Problemy Zagospodarowania Ziem Górskich, z. 48, s. 23-29.
- Zieliński T., 1995, Kod litofacjalny i litogenetyczny konstrukcja i zastosowanie
   [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J., (red.) Badania osadów czwartorzędowych). Uniw. Warsz., Warszawa, s. 220–235.
- Zieliński T., 2014, Sedymentologia. Osady rzek i jezior. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, ss. 594.
- 182. Zieliński T., Pisarska-Jamroży M. 2012. Jakie cechy litologiczne osadów warto kodować, a jakie nie? Przegląd Geologiczny 60, s. 387-397.
- 183. Zieliński, T., 1998, Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. [w:} Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna (red. E. Mycielska-Dowgiałło), UW Press: s. 195-253.
- 184. Zieliński, T., 2001, Erozyjne efekty katastrofalnych wezbrań w dorzeczu górnej Nysy Kłodzkiej podczas powodzi 1997 i 1998 r., Przegląd Geologiczny, 49: 1096-1100.
- 185. Zwoliński Z., 1985, Sedymentologia osadów przyrostu pionowego na terasie zalewowej Parsęty. Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A, Geografia Fiz., 35, s. 205-238.

## Spis rycin

Rycina 1. Zakres czasowy badań na tle podziału chronologicznego holocenu wg L. Starkla (1977, 19 2001).	999, 7
Rycina 2. Położenie doliny Wisłoka na tle jednostek fizycznogeograficznych Polski południow wschodniej (wg Solona i in. 2018)	wo- . 12
Rycina 3. Szkic geomorfologiczny doliny dolnego Wisłoka z lokalizacia wybranych stanowisk badawcz	zvch
(wg Gebicy i in 2003, zmienione)	.14
Rycina 4. Teren badań na tle zarysu zlewni Wisłoka	. 17
Rycina 5. Szkic lokalizacyjny stanowiska Łukawiec Górny	. 24
Rycina 6. Przekrój równiny zalewowej w stanowisku Łukawiec Górny z lokalizacia badanych profili	25
Rycina 7. Szkie lokalizacyjny stanowiska Smolarzyny	26
Rycina 8. Przekrój równiny zalewowej w stanowisku Smolarzyny z lokalizacja badanego profilu	. 20
Rycina 9. Szkie lokalizacyjny stanowiska w Woli Dalszej	28
Rycina 10. Przekrój równiny zalewowej w stanowisku Wola Dalsza z lokalizacja hadanego profilu	29
Rycina 10. Hizekiej towini j zatewowej w statowisku wola Daisza z tokanizacją statanego promu	31
Rycina 17. Szkie lokulizacyjny stanowisk w Białobizegach initiation z lokalizacja hadanego profilu	32
Rycina 12. Szkie lokalizacyjny stanowisk w Budach Łańcuckich	31
Rycina 13. 52kte lokanzacyjny stanowisk w Budaen Baneuekten	vch
profili	. 35
Rycina 15. Szkic lokalizacyjny stanowiska w Gniewczynie Łańcuckiej	. 37
Rycina 16. Przekroje równiny zalewowej w stanowisku Gniewczyna Łańcucka z lokalizacją wybran profili	ych . 37
Rycina 17. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Łukawiec Górny II	. 39
Rycina 18. Diagram relacji pomiędzy średnia średnica ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w pro	ofilu
Lukawiec Górny II	. 40
Rycina 19. Diagram relacji pomiędzy średnia średnica ziarna (Mz) a skośnościa (S <sub>k</sub> ) w profilu Łukaw	viec
Górny II	. 40
Rycina 20. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Smolarzyny I	. 41
Rycina 21. Diagram relacji pomiędzy średnia średnica ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w pro	ofilu
Smolarzyny I	. 42
Rycina 22. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S <sub>k</sub> ) w profilu Smolarzy I	yny 43
Rycina 23. Profil litofacialny i skład uziarnienia osadów w profilu Smolarzyny I	44
Rycina 24. Diagram relacii nomiedzy średnia średnica ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu (σ <sub>1</sub> ) w pro	ofilu
Wola Dalsza III-B	45
Rycina 25. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S <sub>k</sub> ) w profilu Wola Dal	lsza
III-D Rycina 26. Profil litofacialny i skład uziarnienia osadów w profilu Białobrzegi I.C	. 40
Rycina 20. Fform noracjaniy i skład uziarnichia osadow w promu Biatobizegi I-C	. 4 /
Białobrzegi I-C	. 48
Rycina 28. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S <sub>k</sub> ) w profilu Białobrz I-C	zegi . 48
Rycina 29. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Białobrzegi II-A	. 50
Rycina 30. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w pro	ofilu
Białobrzegi II-A	. 51
Rycina 31. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S <sub>k</sub> ) w profilu Białobrz	zegi
II-A	. 51
Rycina 32. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Białobrzegi II-B	. 53
Rycina 33. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w pro	ofilu
Białobrzegi II-B	. 54
Rycina 34. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S <sub>k</sub> ) w profilu Białobrz II-B	zegi . 54
Rycina 35. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Budy Łańcuckie I-F	. 56

Rycina 36. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w profilu
Budy Łańcuckie I-F
Rycina 37. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S <sub>k</sub> ) w profilu Budy
Łańcuckie I-F
Rycina 38. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Budy Łańcuckie II-A 59
Rycina 39. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w profilu Budy Łańcuckie II-A 60
Rycina 40. Diagram relacii pomiedzy średnia średnica ziarna (Mz) a skośnościa ( $S_{\rm b}$ ) w profilu Budy
Lańcuckie II-A
Rycina 41. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Budy Łańcuckie II-B
Rycina 42. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Budy Łańcuckie III-B 64
Rycina 43. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w profilu
Budy Łańcuckie III-B
Rycina 44. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością ( $S_k$ ) w profilu Budy
Łańcuckie III-B
Rycina 45. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Gniewczyna Łańcucka I 67
Rycina 46. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w profilu
Gniewczyna Łańcucka I
Rycina 47. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S <sub>k</sub> ) w profilu Gniewczyna
Łańcucka I
Rycina 48. Profil litofacjalny i skład uziarnienia osadów w profilu Gniewczyna Łańcucka II
Rycina 49. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem osadu ( $\sigma_1$ ) w profilu
Gniewczyna Łańcucka II
Rycina 50. Diagram relacji pomiędzy średnią średnicą ziarna (Mz) a skośnością (S <sub>k</sub> ) w profilu Gniewczyna
Lancucka II
Rycina 51. Modele sedymentacji aluwiów pozakorytowych związanej z pogłębianiem koryta (wg Starkla
2001) i zroznicowaniem szerokości równiny zalewowej (wg Szmandy 2011 i Zwolińskiego 1985)
Rycina 52. Dominujący typ uziarnienia w aluwiach pozakorytowych rowniny zalewowej Wisłoka
Rycina 53. Przekroj poprzeczny przez rowninę zalewową Wisłoka w Białobrzegach
Rycina 54. Zakres sredniej srednicy ziarna (MZ) osadow pozakorytowych w wybranych profilach rowniny
Zalewowej doinego wisioka
Rycina 55. Histogram częstości występowania zakresu sredniej srednicy ziarna (MZ) w promach osadow
pozakorytowych
rząci
Rycina 57. Zróżnicowanie budowy równiny zalewowej Wisłoka (5-7 m n n rz.) w profilu podłużnym rzeki
Rycina 58. Diagram relacyjny pomiędzy średnia średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem ( $\sigma_1$ ) (w
jednostkach phi) dla osadów korytowych i pozakorytowych dolnego Wisłoka
Rycina 59. Diagram relacyjny pomiędzy średnią średnicą ziarna a skośnością dla osadów korytowych i
pozakorytowych dolnego Wisłoka
Rycina 60. Diagram relacyjny pomiędzy wysortowaniem a skośnością dla osadów korytowych i
pozakorytowych dolnego Wisłoka 82
Rycina 61. Typy zapisu pojedynczych powodzi w aluwiach pozakorytowych
Rycina 62. Identyfikacja pojedynczych powodzi w profilach równiny zalewowej Wisłoka
Rycina 63. Korelacja faz powodzi w wybranych dolinach rzek karpackich w starszym holocenie92
Rycina 64. Korelacja faz powodzi w wybranych dolinach rzek karpackich w młodszym holocenie 95
Rycina 65. Zmiany przebiegu koryta Wisłoka w rejonie Woli Dalszej i Smolarzynach na przełomie XIX i
XX wieku
Rycina 66. Zmiany przebiegu koryta Wisłoka w Białobrzegach i Korniaktowie w I połowie XX wieku. 97
Rycina 67. Zmiany przebiegu koryta Wisłoka w Gniewczynie Łańcuckiej w I połowie XX wieku
Rycina 68. Szkic fotointerpretacyjny fragmentu równiny zalewowej: A - Sanu w rejonie Leżajska (wg A.
Szumańskiego 1986), B - Wisłoka w rejonie Bud Łańcuckich i Świętoniowy, C - Wisłoki w rejonie
Przecławia 102
Rysunek 69. Ewolucja koryta i równiny zalewowej dolnego Wisłoka w ostatnim tysiącleciu 103

## Spis tabel

Tabela 1. Symbole kodu litofacjalnego użyte w niniejszym opracowaniu (wg A. Mialla 1978, 1985
zmodyfikowane przez T. Zielińskiego 1995, 1998, J. Szmańdę 2006 i T. Zielińskiego i M. Pisarską-Jamroży
2012)
Tabela 2. Wykaz datowań radiowęglowych próbek materiału pobranego z równiny zalewowej (5-7 m
n.p.rz.)
Tabela 3. Wykaz datowań radiowęglowych próbek materiału pobranego z terasy rędzinnej (7-8 m n.p.rz.)
Tabela 4.Wykaz próbek drewna datowanych metodą dendrochronologiczną 88