

POLSKA AKADEMIA NAUK – Oddział w Krakowie
KOMISJA TECHNICZNEJ INFRASTRUKTURY WSI

POLISH ACADEMY OF SCIENCES – Cracow Branch
COMMISSION OF TECHNICAL RURAL INFRASTRUCTURE

INFRASTRUKTURA I EKOLOGIA TERENÓW WIEJSKICH

9

INFRASTRUCTURE AND ECOLOGY OF RURAL AREAS

**Monografia
Monograph**

Łukasz Bąk, Alicja Michalik, Tomasz Tekielak

PROCESY EROZJI, TRANSPORTU I SEDYMENTACJI W ZLEWNIACH POTOKÓW KASINKA I SŁOMKA

PROCESSES OF EROSION, TRANSPORT AND SEDIMENTATION IN CATCHMENTS OF THE KASINKA AND SŁOMKA STREAMS

Kraków 2011

RADA PROGRAMOWA – RESEARCH COUNCIL

Radomir Adamovský (*Praga*), Tadeusz Bednarczyk, Waclaw Bieda, Jerzy Gruszczyński, Bent Hasholt (*Kopenhaga*), Dušan Húska (*Nitra*), Stanisław Krzanowski (*przewodniczący*), Antoni T. Miler, Jan Pawełek, Štefan Pogran (*Nitra*), Artur Radecki-Pawlik, Jerzy Ratomski, Stanisław Rolbiecki, Czesław Rycąbel, Janusz Lech Siemiński, Stefan Stojko (*Lwów*), Rastislava Stolična (*Bratysława*), Ryszard Ślizowski, Gerlind Weber (*Wiedeń*), Stanisław Węglarczyk, Andrzej Woźniak, Zdzisław Wójcicki

KOMITET REDAKCYJNY – EDITORIAL BOARD

Jerzy Gruszczyński (*red. nac.*), Jerzy Kwapisz (*z-ca. red. nac.*),
Anna Krakowiak-Bal (*sekretarz*),
Stanisław Węglarczyk (*red. angielska*; sweglar@pk.edu.pl)

WYDAWCA – EDITOR

Komisja Technicznej Infrastruktury Wsi PAN w Krakowie
Stowarzyszenie Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich

© Copyright by:

Stowarzyszenie Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich,
św. Jana 28, 31-018 Kraków

ADRES REDAKCJI – EDITORIAL OFFICE ADDRESS

Redakcja IiETW, Balicka 116 B Pawilon E, 30-149 Kraków,
tel. (12)(662) – 46 59, - 46 58, - 46 55, Fax: (12) 662 46 60,
E-mail: editor@infraeco.pl, www.infraeco.pl
Webmaster: Jakub Sikora (Jakub.Sikora@ur.krakow.pl), tel. 012-662 46 62

ISSN 1732-5587

Okładka: *Adam Chłobowski*

Korekta i skład komputerowy: *Redakcja*

Druk, oprawa:

NOVA SANDEC – Wydawnictwo i Drukarnia
ul. Lwowska 143, 33-300 Nowy Sącz, tel. 18-441 02 88

Opracowanie wykonano w Katedrze Inżynierii Wodnej i Geotechniki
Uniwersytetu Rolniczego im. Hugona Kołłątaja w Krakowie
we współpracy z Politechniką Świętokrzyską w Kielcach

Recenzent:

Prof. dr hab. inż. Tadeusz Bednarczyk

SPIS TREŚCI

1.	Wstęp	5
2.	Morfologia koryta rzecznoego	6
2.1.	Procesy erozji	6
2.1.1.	Erozja wgłębna i erozja denna	6
2.1.2.	Erozja boczna	10
2.2.	Ruch materiału dennego	16
2.3.	Badania transportu rumowiska wlezonego	23
2.3.1.	Wybrane równania transportu rumowiska wlezonego	24
3.	Metodyka badań	28
4.	Przykłady zmian w korytach potoków	33
4.1.	Charakterystyka obszaru badań	33
4.1.1.	Potok Słomka	33
4.1.2.	Potok Kasinka	36
4.2.	Zmiany morfodynamiczne wzdłuż odcinka koryta potoku Słomka	38
4.3.	Zmiany morfodynamiczne wzdłuż odcinka koryta potoku Kasinka	46
4.4.	Skład granulometryczny materiału dennego	61
4.4.1.	Uziarnienie rumowiska potoku Słomka	61
4.4.2.	Uziarnienie rumowiska potoku Kasinka	64
5.	Intensywność transportu materiału dennego	69
5.1.	Transport rumowiska w potoku Słomka	70
5.2.	Transport rumowiska w potoku Kasinka	73
6.	Podsumowanie i wnioski	77
	Bibliografia	79
	Streszczenie	83

CONTENTS

1.	Introduction	5
2.	Morphology of river channel	6
2.1.	Processes of erosion	6
2.1.1.	Deep-seated erosion and bed erosion	6
2.1.2.	Bank erosion	10
2.2.	The motion of bed material	16
2.3.	Sediment transport studies	23
2.3.1.	Some sediment transport formulas	24
3.	Methodics of investigations	28
4.	The examples of the stream channel changes	33
4.1.	Characteristics of the studied area	33
4.1.1.	The Słomka stream	33
4.1.2.	The Kasinka stream	36
4.2.	Morphodynamic changes along the section of the Słomka stream channel	38
4.3.	Morphodynamic changes along the section of the Kasinka stream channel	46
4.4.	Grain-size composition of the bed material	61
4.4.1.	Granulation of the Słomka stream sediment	61
4.4.2.	Granulation of the Kasinka stream sediment	64
5.	Sediment transport intensity	69
5.1.	Bedload transport in the Słomka stream	70
5.2.	Bedload transport in the Kasinka stream	73
6.	Recapitulation and conclusions	77
	References.....	79
	Summary	85

1. WSTĘP

Procesy fluwialne należą do najważniejszych czynników kształtujących krajobraz powierzchni Ziemi. Potoki i rzeki tworzą w swoich zlewniach swoistą strukturę działania, w której procesy przepływu i procesy morfologiczne wzajemnie na siebie oddziałują [Klimaszewski 1981]. Z geomorfologicznego punktu widzenia istotne jest mechaniczne oddziaływanie wody płynącej korytem, które prowadzi do erozji bocznej i dennej (wglębnej), transportu i depozycji (akumulacji) materiału denudacyjnego zlewni i erozyjnego koryta. Cieki pełnią więc funkcję dróg odprowadzających ze zlewni nadmiar wód opadowych oraz materiał pochodzący z erozji i denudacji. Warunkiem przebiegu procesów fluwialnych jest działanie cieku, w którym energia systemu fluwialnego zostaje zamieniona na pracę potrzebną do erozji i transportu osadów [Kaszowski 1965, Kaszowski Kotarba 1970]. Środowisko, w którym przebiegają procesy fluwialne można traktować jako fluwialny system otwarty, posiadający zdolność do samoregulacji. Strukturę cieku charakteryzują cztery podstawowe zmienne: rodzaj podłoża, przekrój poprzeczny, układ w planie, profil podłużny (spadek cieku). Każda zmiana przepływu wody i natężenia transportu osadu pociąga za sobą zmiany morfologii dna, wywołane przez procesy erozji i depozycji. Przepływ wody i natężenie transportu osadów zależne od czynników geograficznych zlewni (geologia, klimat, rzeźba terenu, roślinność) oraz działalności człowieka, oddziałują na zespół zmiennych (rodzaj podłoża, przekrój poprzeczny, układ w planie, profil podłużny) przestrzennie i czasowo. W krótkiej skali czasu dopasowuje się struktura dna koryta do występujących przepływów. W średniej i długiej skali czasu dostosowuje się układ poziomy koryta do zmieniających się przepływów wielkich wód.

Poznanie przebiegu procesów dostosowawczych zachodzących w korycie, do aktualnych warunków przepływu i transportu osadu niezmiernie ważne zarówno z punktu widzenia inżynierii wodnej (projektowanie budowli wodnych, systemów zabudowy koryta itp.), geomorfologii (rozwój form fluwialnych w kontekście geosystemów) jak również hydrologii, sedimentologii i hydrobotaniki. Istotnym jest prowadzenie badań systemów korytowych, określenie ich aktualnego stanu oraz – na tej podstawie - prognozowanie ich dalszego rozwoju. W efekcie tych badań poznajemy prawidłowości sterowania procesami erozji bocznej i wglębnej (dennej), transportu i sedimentacji, które w istotny sposób kształtują środowisko biotyczne i abiotyczne cieku [Wyżga i in. 2003, 2010].

2. MORFOLOGIA KORYTA RZECZNEGO

Procesy fluwialne, do których zaliczamy erozję, transport i depozycję zachodzą w środowisku określanym jako system fluwialny. Podstawowymi elementami tego systemu są: zlewnia rzeki, rzeka główna wraz z dopływami oraz obszary akumulacji. System fluwialny jako zespół wzajemnie powiązanych ze sobą elementów podlega wpływowi zmiennych stymulujących jego działanie. Każda zmiana wielkości i czasu trwania przepływu jako czynnika determinującego intensywność transportu rumowiska, wpływa bezpośrednio lub pośrednio na natężenie procesów erozji brzegów i dna koryta. Zależność między transportem, a erozją, [Kaszowskiego i Kotarby 1970] jest następująca: wzrost transportu powoduje wzrost erozji bocznej i odwrotnie, ze wzrostem erozji bocznej wzrasta transport. Przeciążenie strumienia prowadzi do powstawania odkładów rumowiska w korycie cieków zwanych łachami.

Wzrost sedymentacji zwiększa siłę erozji dennej, poniżej stref depozycji powstają przegłębienia, rynny i kotły erozyjne. Zwiększenie obciążenia strumienia materiałem pochodzącym z erozyjnego rozmycia dna prowadzi do wzrostu transportu i nasilenia procesów erozji bocznej oraz sedymentacji. Między erozją dna i brzegów koryta istnieje więc związek pośredni, a czynnikiem łączącym oba procesy jest transport rumowiska.

2.1. PROCESY EROZJI

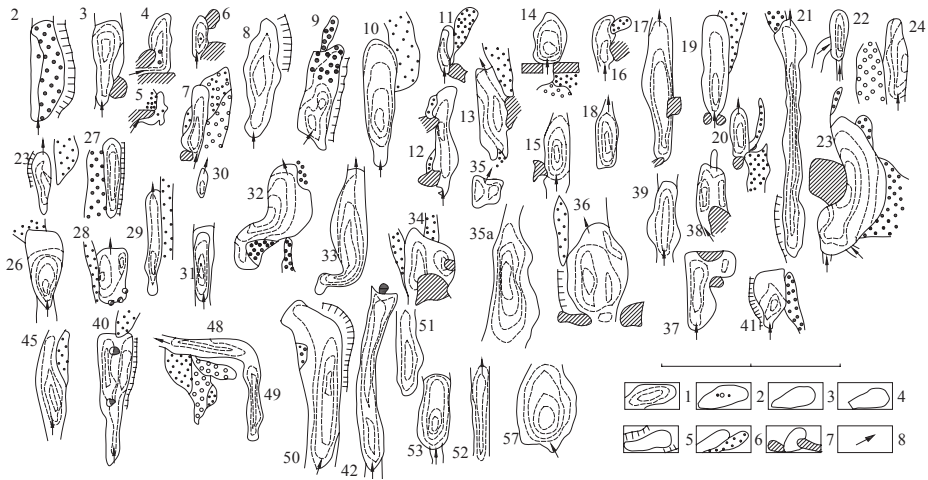
2.1.1. Erozja wgłębna i erozja denna

Morfologię koryta cieków kształtują procesy erozyjno-depozycyjne zachodzące podczas określonych zdarzeń hydrologicznych. Erozja wgłębna i denna formuje spadek podłużny cieków. Wody płynące za pomocą niesionego rumowiska – gdy obciążenie rzeki jest mniejsze od jej zdolności transportowej – żłobią podłoże. W zależności od rodzaju podłoża, w którym rzeka wycina swe koryto mówimy o erozji wgłębnej lub dennej [Teisseyre 1980].

Erozja wgłębna występuje wówczas, gdy rzeka eroduje skalne podłoże koryta. O przebiegu i intensywności erozji wgłębnej decydują: energia cieków, ilość i rodzaj rumowiska wleczonego, odporność podłoża skalnego i forma

koryta [Kaszowski 1965]. W erozyjnym pogłębianiu koryta biorą udział procesy eworsji, abrazji, kawitacji i erozji wstecznej [Klimaszewski 1981, 2003].

Przez eworsję przyjmuje się za Geinitzem przegłębianie odcinków skalnego dna koryta przez wirującą wodę [Klimaszewski 1981, 2003, Teisseyre 1984]. Strumień wirującej wody obciążony rumowiskiem powoduje szorowanie i szlifowanie podłoża skalnego. W wyniku eworsji powstają zagłębienia w formie mis, kotłów i rynien eworsyjnych. Biorąc pod uwagę ich kształt można wyróżnić kotły pojedyncze o zarysie zbliżonym do koła, elipsy oraz wachlarza jak również zespoły kotłów (rys. 2.1).



Rysunek 2.1. Rodzaje kotłów i rynien erozyjnych wg L. Kaszowski, A. Kotarba [1970]: 1 – zarys izobat, 2 – punkt maksymalnej głębokości, 3 – podcięcie brzegu, 4 – próg rumowiskowy, 5 – krawędzie teras, 6 – ławica rumowiskowa, 7 – głazy i inne przeszkody w korycie, 8 – kierunek odpływu

Figure 2.1. Types of pothole and erosion channels by L. Kaszowski, A. Kotarba [1970]:

1 – outline isobath, 2 - point of maximum depth, 3 – undercut bank, 4 – threshold, 5 – the edges of the terrace, 6 – gravel bar, 7 – boulders and other obstacles in the trough, 8 – outflow direction

W korycie Potoku Białego w Tatrach Kaszowski [1973] obserwował kotły pojedyncze oraz systemy kotłów (kotły występujące obok siebie, tworzące ciągi) o pojemności do 20–40 m³. W odcinkach silnego rozcinania progów tworzyły się rynny erozyjne o długości do 30 m i szerokości do 1,0 m.

Abrazja (korazja) polega na pogłębianiu dna w wyniku uderzania i szorowania transportowanym rumowiskiem. Zespół rumowiska jest czynnikiem kontrolującym przebieg procesu pogłębiania [Sklar i Dietrich 1998]. Materiał rumowiskowy transportowany w saltacji uderzając o podłoże skalne powoduje

jego nadkruszanie i odłupywanie. Rumowisko transportowane bezpośrednio po dnie zdziera okruchy skalne, a rola materiału drobnego ograniczona jest do szlifowania podłoża. Wynikiem abrazji są rynny abrazyjne.

Kawitacja jest procesem powodującym rozkruszanie i wyrwanie okruchów skalnych w pewnych miejscach koryta skalnego. Zjawisko to zachodzi głównie w pobliżu wodospadów. W płynącej z dużą prędkością wodzie, w skutek niejednakowej prędkości cząstek powstają „bąble próżniowe”. Ich implozja prowadzi do gwałtownego uwolnienia dużej ilości energii atakującej koryto. Jak podaje Klimaszewski [1981] ciśnienie powstałe w wyniku implozji próżni osiąga wartość do 30 000 atm.

Erozja wsteczna prowadzi do wyrównania profilu podłużnego koryta w wyniku rozcinania oraz cofania progów i załomów skalnych.

Erozja denna łączy się genetycznie bezpośrednio z warunkami przepływu i intensywnością turbulencji w korycie aluwialnym. W odcinkach meandrowych intensywność erozji dennej zależy od stopnia zakłócenia przepływu i jest szczególnie duża w pobliżu brzegów, przy których zachodzi zjawisko naporu hydrodynamicznego. W korytach prostych erozja denna może być asymetryczna jak i symetryczna. W pierwszym przypadku powstają układy naprzemianległych przegłębień bocznych i przemiałów. Erozja asymetryczna łączy się z meandrowaniem nurtu w planie. W wyniku erozji symetrycznej powstają szerokie przegłębienia i przemiały zajmujące całą szerokość koryta [Teisseyre 1980].

Miejscami erozji dennej są również odcinki koryt poniżej przeszkody (gruby rumosz drzewny, duże bloki rumowiskowe). Przeszkody tego typu powodują zakłócenie przepływu i erozyjne rozmywanie dna poniżej.

Morfodynamikę koryt potoków tatrzańskich badali m.in. Kaszowski [1973] i Krzemień [1986, 1992]. Erozyjne modelowanie dna koryta Potoku Białego odbywało się za pomocą procesów eworsji i erozji postępowej prowadzących do punktowego przegłębienia koryta (decydująca rola eworsji) oraz wyrównania profilu podłużnego (erozja postępową) prowadzącego do zmniejszenia różnic wysokości między poszczególnymi odcinkami. Zachodzące tendencje rozwojowe przyczyniają się do postępującego wstecznie obniżania i dojrzewania profilu podłużnego koryta. Morfostatyka koryta podlega jednak bardzo powolnym zmianom, a o tendencjach rozwojowych decyduje erozyjny reżim morfodynamiczny [Kaszowski 1973].

Modelowanie Potoku Starorobociańskiego odbywa się głównie przez niewielkie odprowadzanie drobnego rumowiska. Morfologia koryta ulega słabym i powolnym przeobrażeniom. Na przebieg i tempo modelowania systemu korytowego w sposób zasadniczy wpływają grubofrakcyjne pokrywy morenowe okresu glacialnego. Największe wezbrania o dużej sile morfodynamicznej są decydujące dla transformacji koryt, natomiast odprowadzanie ładunku materiału ze zlewni zachodzi już w okresach międzywezbraniowych o mniejszej sile [Krzemień 1986, 1992].

Koryta aluwialne dostosowują się do zmieniających się warunków przepływu wody i osadu. Lane [Doyle i Shields 2000] opisał zmiany, w których rzeka dąży do osiągnięcia stanu równowagi dynamicznej w formie zależności natężenia transportu sedymentów od natężenia przepływu wody:

$$Q \cdot S \propto Q_s \cdot D_s \quad (2.1)$$

gdzie:

- Q – natężenie przepływu wody,
- S – spadek koryta,
- Q_s – natężenie transportu osadu,
- D_s – średnica charakterystyczna osadu dennego.

Zależność Lane'a jest używana głównie do jakościowego prognozowania morfologicznej reakcji koryta cieku na zmiany w jego systemie. Zmiana warunków przepływu powodująca wzrost natężenia przepływu wody lub zmiana spadku, prowadzi do wzrostu przepływu osadu lub zwiększenia średnicy materiału dennego. Wzrost natężenia transportu osadu może doprowadzić do istotnych zmian morfologicznych koryta w wyniku procesów erozji [Doyle i Shields 2000]. Przebieg procesu korytowego jest silnie związany z reżimem hydrologicznym przepływu wody i natężeniem transportu rumowiska dennego. Wolman i Miller [1960] przedstawili jako pierwsi teorię przepływu korytotwórczego. Cytowani autorzy wykazali, że w kształtowaniu morfologii koryt rzecznych istotne znaczenie ma przepływ o prawdopodobieństwie wystąpienia 50%–100%. Efektywność procesów kontrolujących powstawanie i rozwój form zależy zarówno od ich rozkładu w czasie jak również od ich wielkości. Efektywność pracy wykonanej przez procesy morfogenetyczne wyrażone są ilością materiału odprowadzonego poza zlewnię. Duża część pracy zdefiniowana iloczynem wielkości siły i czasu jej trwania wykonana jest głównie podczas wydarzeń o umiarkowanej wielkości, które występują względnie często. Wolman i Miller [1960] nie negują ogromnej skuteczności ekstremalnych zdarzeń powodziowych o wyjątkowej sile wpływających na przebieg procesów denudacji powierzchni zlewni lecz przedstawiają obraz ogólnej skuteczności procesów geomorfologicznych o mniejszej sile, występujących stosunkowo często.

Przepływ wody w rzece stopniowo wzrasta od źródeł do ujścia a istotnym parametrem określającym w sposób uproszczony przebieg procesów fluwialnych jest wskaźnik obciążenia BV , definiowany jako stosunek ładunku obciążenia do siły wleczenia [Leser 2003]. Wskaźnik BV decyduje o erozji dna związanej z transportem rumowiska ($BV < 1$) lub depozycji ($BV > 1$). BV wzrasta od źródeł do ujścia, tzn. w partiach górnych przeważa erozja denna, natomiast w odcinkach ujściowych depozycja. W środkowym biegu cieku zależnie od typu koryta, warunków geologicznych i hydraulicznych przepływu BV przyjmuje różne wartości. Obszary depozycji występują przemiennie z miejscami erozji dennej

[Leser 2003]. W korytach o dnie ruchomym zdolnym do transportowania swojego materiału dennego, w których wartość naprężenia ścinającego jest większa od wartości krytycznej tego naprężenia niezbędnej do ruchu poszczególnych jego frakcji, inicjacja ruchu ziaren zależy nie tylko od sił działających na ziarno lecz również od tekstury osadu [Teisseyre 1986]. Uwzględniając ułożenie i upakowanie ziaren możemy wyróżnić 3 typy teksturalne ziarnistych, niekohezyjnych osadów budujących dno rzeki [Teisseyre 1986]:

- osady normalnie upakowane, w których ziarna ułożone są przypadkowo lecz nie tworzą tekstury o własnościach dylatacyjnych. Przyjmuje się, że około 50 % ziaren powierzchniowej warstwy takiego osadu wykazuje dużą podatność na zainicjowanie ruchu przez odpowiednio szybki przepływ,
- osady o luźnym upakowaniu, w których ziarna tworzą teksturę dylatacyjną,
- osady o ciasnym upakowaniu odznaczające się ciasnym upakowaniem zimbrykowanych ziaren.

Yearke [Doyle i Shields 2000] zaobserwował rozmycie koryta wywołane eliminacją zakola meandrowego, co doprowadziło do obniżenia dna o 4,5 m oraz czterokrotnego zwiększenia szerokości koryta. Zieliński [2001] obserwował po powodzi w 1997 i 1998 w dorzeczu górnej Nysy Kłodzkiej wcięcie koryta i obniżenie dna o 1,5–2,5 m. Dno odcinków erozyjnych zbudowane było z bloków o średnicach większych niż 0,30–0,50 m. Istotnym czynnikiem wpływającym na pogłębianie koryt rzek i potoków jest wadliwie przeprowadzona regulacja. Wadliwość regulacji technicznej polega przede wszystkim na prostowaniu koryt, przy równoczesnym pozostawieniu nie umocnionego aluwialnego dna [Teisseyre 1984].

Stabilność koryt rzecznych naruszana jest również przez budowle piętrzące i mosty drogowe o zbyt małym świetle. Obiekty te przyczyniają się do wzmożonej erozji w niżej położonych odcinkach koryta. Proces erozji dennej potęguje również działalność człowieka polegającą na niekontrolowanej eksploatacji rumowiska z dna potoku oraz z łąch, co zaburza wytworzony stan równowagi hydraulicznej cieku [Krzemień 1984, Michalik i in. 1996, Łapuszek i Ratomski 1997, Wyźga 2005].

2.1.2. Erozja boczna

Cofanie się brzegu głównie pod wpływem działania płynącej wody określa się w geomorfologii fluwialnej oraz hydrotechnice jako erozję boczną [Wolman 1959, Kaszowski i Kotarba 1970, Niemirowski 1974, Rachocki 1974, Teisseyre 1984, Przedwojski 1992, Thorne 1992, Moselman i in. 2000]. W zależności od właściwości gruntów tworzących brzegi i ich parametrów geotechnicznych, uszkodzenia brzegów są wynikiem [Przedwojski 1992] wynoszenia cząstek gruntu z powierzchni brzegu i odrywania brył materiału brzegowego.

W przypadku łagodnie nachylonych brzegów poluzowany materiał pozostaje na miejscu do momentu pojawienia się przepływu, pozwalającego na jego transport z miejsca odspojenia. Z kolei, ziarna oderwane ze stromego brzegu zsuwają się lub staczają ku jego podstawie, tworząc stopę skarpy. Transport materiału zakumulowanego u podstawy skarpy następuje dopiero wówczas, gdy siła unosząca wody przewyższy siły oporu utrzymujące ziarno w miejscu.

Erozja boczna brzegów jest procesem będącym w rzeczywistości kompozycją zespołu czynników [Rachocki 1974, Teisseyre 1984]. Oprócz erozji rzecznej biorą w nim udział wietrzenie oraz procesy stokowe (obrywanie, osiadanie, osuwanie), często całkowicie niezależne od pracy samej rzeki.

Niekohezyjny materiał budujący brzegi koryta na ogół odrywany jest i przemieszczany ziarno po ziarnie. Stabilność brzegu zależy od równowagi sił działających na pojedyncze cząstki. Siłami destabilizującymi są: siła unoszenia i wleczenia wywołane przez płynącą wodę oraz składowa siła ciężkości działająca w kierunku spadku skarpy. Do sił zapewniających stateczność skarpy możemy zaliczyć siły międzycząsteczkowe powstałe wskutek tarcia i klinowania się poszczególnych ziaren.

Materiał niekohezyjny budujący brzegi koryta to przede wszystkim aluwia pochodzące z osadzania w łóżysku rzeki materiału uprzednio przez nią transportowanego. Materiał taki odznacza się względnie dobrym upakowaniem ziaren oraz w przypadku nie sferycznego ich kształtu, imbrykacją, co wzmacnia odporność brzegów na erozję i pozwala na utrzymywanie przez nie prawie pionowego nachylenia. Niszczenie skarpy związane jest z rozluźnieniem materiału ją budującego, a do czynników odpowiedzialnych za ten proces możemy zliczyć: usuwanie materiału drobnoziarnistego „lepiszcza” spomiędzy ziaren przez wiatr i wodę oraz wysadzanie gruntu przez mróz.

Materiał kohezyjny jest erodowany poprzez usuwanie cząstek lub agregatów gruntu zamiast pojedynczych ziaren jak to ma miejsce w przypadku gruntów niespoistych. Proces ten nie jest do końca rozpoznany. Jednakże na podstawie przeprowadzonych badań doświadczalnych można stwierdzić, że odporność gruntów zwartych na erozję zależy przede wszystkim od ich właściwości fizykochemicznych, w mniejszym stopniu od mechanicznych, takich jak: wytrzymałość na ścinanie czy ściskanie.

Procesy odpowiedzialne za wynoszenie cząstek gruntu są silnie stowarzyszone z warunkami wilgotnościowymi występującymi w wierzchniej warstwie brzegu. Grunty kohezyjne na ogół odznaczają się słabą filtracją (niski współczynnik filtracji), występowanie dodatniego ciśnienia wody w porach gruntu może w pewnych warunkach doprowadzić do jego upłynnienia, a w konsekwencji do całkowitej utraty stabilności i uszkodzenia brzegu. Nagłe podniesienie zwierciadła wody w korycie, w warunkach przesuszenia gruntu skarpy, może również doprowadzić do wzmożonej jego erozji. Dzieje się tak wskutek wzrostu ciśnienia powietrza zamkniętego w porach i „lasowania” gruntu.

W okresie późnej jesieni Teisseyre [1984] obserwował na brzegach z materiału kohezyjnego, aktywność następujących czynników: splukiwanie przesuszonych glin aluwialnych, odpadanie i osypywanie się oraz spływanie gruntu u dołu skarpy zniszczonej przez lód włóknisty. Procesy splukiwania i odpadania w skali rocznej prowadziły do cofnięcia brzegu w zakresie od kilku milimetrów do kilku centymetrów. Większe efekty erozyjne przypisuje się działalności lodu włóknistego. Notowano przesunięcie dolnej skarpy brzegu o wartość 2–5 cm [Teisseyre 1984]. Działanie erozyjne lodu włóknistego jest silnie widoczne w brzegach zbudowanych z gruntów kohezyjnych (głina aluwialna, piasek gliniasty, muł), ponieważ lód włóknisty nie rozwija się na żwirach. Podcięcie brzegu prowadzi do powstania półek brzegowych oraz wydłużonych, lecz niskich nisz.

Okresem intensywnej erozji bocznej jest przedwiośnie i wczesna wiosna. Proces erozji brzegowej związany jest w tym okresie z topnieniem śniegu i lodu rzecznoego, wezbraniem roztopowymi i wiosennymi oraz multigelacją spowodowaną przez przymrozki wiosenne [Teisseyre 1984].

Wielkość przemieszczenia brzegu oraz znajomość przebiegu procesu erozji bocznej są ważnymi parametrami dla projektowania umocnień brzegu [Teisseyre 1977b, Odgaard 1987, 1988, Thorne 1992, Moselman i in. 2000]. Szczególnie ważnym zagadnieniem jest utrwalanie zakoli meandrowych z uwagi na charakter przebiegu procesu, stadium rozwojowego zakola oraz możliwości obniżenia dna odcinka w wyniku zwiększonego transportu rumowiska wleczonego.

Uszkodzenie brzegu może być charakteryzowane przez kształt powierzchni uszkodzenia (płaski, obrotowy) lub sposób uszkodzenia [Rachocki 1974, Simon i in. 2000]. W materiale piaszczystym lub piaszczysto-żwirowym Rachocki [1974] opisuje dwa sposoby rozwoju podcięć brzegowych. Profil jednostajny uzyskuje podcięcie o rozwoju wstępującym czyli takie, w których po wytworzeniu podcięcia inicjalnego w trakcie rozwoju procesu osuwają się wyższe partie zbocza. Procesy osuwania powodują przesuwanie górnej krawędzi podcięcia w stronę przeciwną niż zachodzące procesy stokowe. Profil dwudzielny uzyskuje podcięcie o rozwoju zstępującym, w których osuwanie zbocza zachodzi na całej jego długości. Podcięcia te wyglądem przypominają typowe osuwiska. Podcięcia obrotowe występują w wysokich brzegach gdzie naprężenie ścinające wzrasta szybciej z głębokością niż wytrzymałość na ścinanie. Podcięcia te charakteryzują się większym ubytkiem powierzchni terenu i są ograniczone do wysokich brzegów. Uszkodzenia płaskie wynikają bezpośrednio z erodowania rzecznoego i/lub z rozwojem szczelin w wyższej części brzegu. Uszkodzenia płaskie są charakterystyczne dla niskich brzegów [Simon i in. 2000].

Bezpośrednie działanie erozyjne wody zachodzi w strefie wahań stanów wody, którą Niemirowski [1974] określa jako strefę czynną podcinanej ściany. W strefie tej działanie wody prowadzi do podcinania poprzez uderzanie niesionym materiałem, wrywanie i wymywanie. Dalszy przebieg procesu powoduje

odpadanie, obrywanie i zsuwanie materiału z górnej strefy będącej poza zasięgiem wód wezbraniowych. Tę strefę Niemirowski [1974] określa jako strefę bierną. Materiał wyerodowany z brzegu trafiający bezpośrednio do koryta cieków zostaje częściowo lub całkowicie odtransportowany [Rachocki 1974, Niemirowski 1974]. Tylko duże bloki gruntowe przekraczające aktualną kompetencję transportową deponowane są w dnie koryta u podnóży podcięć. Erozja boczna jest więc ważnym źródłem dostawy rumowiska do koryta cieków.

Kaszowski [1965] stwierdził związek między procesami erozji bocznej i depozycji. Zmiany i przemieszczanie łach rumowiskowych w korycie powodują transformacje łożyska, co sprzyja erodowaniu obu brzegów. Erozję boczną uwarunkowaną przebiegiem depozycji Kaszowski [1965] określił jako swobodną. O przebiegu erozji bocznej wymuszonej decydują właściwości koryta: mała szerokość, kręty przebieg. Erozja boczna wymuszona charakteryzuje się gwałtownym przebiegiem powodującym nagłe obrywy i osunięcia. Erozja boczna swobodna jest procesem stopniowo narastającym i dłużej trwającym, w wyniku którego najpierw powstaje głębokie podcięcie brzegu, a następnie jego oberwanie [Kaszowski 1965].

Intensywność erozji bocznej zależy od odporności materiału budującego brzegi koryta. Wg Kaszowskiego [1965] najbardziej podatnym na erozję boczną materiałem budującym brzegi koryt w zlewni potoku Tenczyńskiego są utwory pokryw akumulacyjnych oraz łupki. Najodporniejsze na erozję boczną są natomiast piaskowce magurskie.

Wolman i Brush [1961] badali stabilność koryt rzecznych w warunkach laboratoryjnych. Autorzy wykazali, że w korycie utworzonym z materiału niekohezyjnego o średnicy ziaren 2,0 mm koryto pozostało stabilne tylko przy jednej głębokości przepływu. Głębokość ta odpowiadała inicjalnemu transportowi materiału dennego. Jeżeli koryto wykonane zostało z utworu bardziej kohezyjnego o średnicy ziaren 0,67 mm to występował zakres głębokości dla danego spadku, w których koryto było stabilne. Badania Wolmana i Brusha [1961] wskazują, że w stabilności koryt rzecznych istotną rolę odgrywa rodzaj utworów budujących dno i brzegi koryta oraz ich kohezynność. Cytowani autorzy wprowadzili również pojęcie pseudomeandrowania, czyli meandrowania przy dominacji przepływu podkrytycznego.

Wg Schumma [1960, 1963, 1968] w korytach rzecznych istnieje odwrotnie proporcjonalna zależność pomiędzy wskaźnikiem kształtu koryta, a średnią ważoną procentową zawartością pyłu i łu w obwodzie zwilżonym koryta. Im mniejszy udział pyłu i łu w obwodzie zwilżonym koryta, tym mniej stabilne są brzegi i tym łatwiej następuje rozszerzanie koryta w wyniku obustronnej erozji bocznej. Jednocześnie zmniejsza się głębokość w przekroju poprzecznym koryta. Rozszerzanie koryta przy jednoczesnym zmniejszeniu głębokości jest ważną przyczyną dla rozwoju koryt roztokowych. Koryta o większej krętości charakteryzują się większą procentową zawartością pyłu i łu w obwodzie zwilżonym

[Schumm 1960, 1963, 1968]. Duży procentowy udział pyłu i łu w brzegach koryta nadaje im większej odporności na procesy erozyjne. Równocześnie zmniejsza się stosunek szerokości do głębokości. Forma koryta i właściwości przepływu tworzą istotne założenia dla rozwoju meandrów. Wskutek relatywnie mniejszej szerokości linia nurtu kieruje się w zakrętach pod brzeg wklęsły prowadząc tylko do erozji brzegu zewnętrznego. Wyerodowany materiał zostaje zdeponowany przy brzegu wypukłym w strefie mniejszych prędkości. Koryto rzeki przesuwają się w tym odcinku w bok w kierunku erodowanego brzegu, bez zasadniczej zmiany jego szerokości, co jest charakterystyczną cechą rzeki meandrującej [Leopold i Wolman 1957].

Na łukach i w meandrach przebieg i natężenie erozji bocznej zależą od geometrii zakrętów (promienia łuku, charakteru krzywizny, szerokości koryta), charakteru przepływu (głębokości koryta, prędkości przepływu, wartości naprężeń stycznych i liczby Froude'a) oraz od warunków brzegowych (wysokości i budowy brzegu, własności litologicznych gruntów aluwialnych i szorstkości brzegu) [Teisseyre 1980]. Miarą aktywności, czyli szybkości migracji zakoli jest stosunek promienia zakola (meandra) r_m do szerokości koryta w_m [Hickin i Nanson 1975 za Teisseyre 1977b]. Największą szybkość migracji bocznej wykazują meandry, których stosunek r_m/w_m wynosi 2–4. Meandry, których stosunek $r_m/w_m \leq 2$ są z reguły mało aktywne lub nieaktywne. W tym przypadku następuje zahamowanie procesu erozji bocznej brzegu wklęsłego, spłylenie przegłębienia korytowego oraz złagodzenie form brzegu wklęsłego w wyniku spełzania i osuwisk. Łagodne łuki rzek przy stosunku $r_m/w_m = 10\text{--}20$ wykazują przejawy silnej erozji, której nasilenie wzrasta w miarę jak stosunek ten maleje [Teisseyre 1977b].

Badania prowadzone przez Teisseyre [1977a] wskazują, że charakter i szybkość przesuwania się meandrów wykazują zróżnicowanie w zależności od stadium rozwojowego osiągniętego przez badany odcinek. W stadium młodocianym następuje intensywny wzrost „na amplitudę” w wyniku silnej erozji bocznej. Proces ten zachodzi do czasu aż pętle meandrowe osiągną stadium względnej równowagi dynamicznej. Dalszy rozwój prowadzi do stadium starego, w którym migracja meandrów w dół rzeki (wzrost w fazie) znacznie przewyższa wzrost „na amplitudę” [Teisseyre 1977a]. Prowadzi to w konsekwencji do przecięcia szyi meandrowej (neck cut-off). Szybkość migracji bocznej badanych przez Teisseyre [1977b] koryt górnego Bobru i Strzegomki wahała się w granicach 0,002–1,20 m/rok. Najniższe wartości migracji bocznej cytowany autor zaobserwował w odcinkach dojrzałych, umocnionych koryt. Wartości najwyższe są charakterystyczne dla zakoli o silnie zarośniętych łachach meandrowych.

W warunkach przepływów niedociążonych materiałem dennym erozja boczna wiąże się często z erozją denną [Teisseyre 1980]. Sytuację taką obserwował Teisseyre [1980] na stożku Miskowic w czasie powodzi. W warunkach przepływów przeciążonych, erozja boczna towarzyszyła depozycyjnemu pod-

wyższaniu dna oraz spłycaaniu przegłębień korytowych. Sytuację erozji bocznej związanej z przepływem przeciążonym Teisseyre [1980] tłumaczy zmniejszeniem głębokości i współczynnika szorstkości w obszarach depozycji gruboziarnistego materiału dennego, wskutek czego wzrasta prędkość przepływu, a to prowadzi do wzrostu naprężeń stycznych przy brzegach koryta i ich erozji.

Wolman [1959] zbadał, że wielkość erozji kohezyjnego brzegu uzależniona była od czasu trwania wezbrania. Badania Wolmana prowadzone były w korycie o brzegach kohezyjnych charakteryzujących się procentową zawartością pyłu i łu w granicach 45–80%. Wolman stwierdził również, że intensywne procesy erozji bocznej zachodziły wczesną wiosną w okresach dużego nawilgocenia badanych brzegów. W okresach zimowych istotne jest natomiast działanie mrozu w postaci sieci kryształków lodu wypełniających szczeliny prowadzące do zniszczenia struktury materiału brzegu [Wolman 1959].

Hooke [1979] zbadał, że erozja brzegów z wyższą procentową zawartością pyłu i łu była związana z warunkami wilgotności brzegu, podczas gdy erozja brzegów z niższą procentową zawartością pyłu i łu była silniej związana z warunkami przepływu. Również Couper [2003] wykazała, że brzegi koryt z wyższą zawartością pyłu i łu były bardziej podatne na erozję związaną z kolejnymi cyklami zamarzania i odmarzania, wysychania i nawilgocenia gleby i gruntów brzegu. Couper i Madock [2001] wskazują na ważną rolę procesów subaeralnych jako czynników przygotowujących, osłabiających brzegi. W konsekwencji procesy te zwiększają efektywność erozji brzegów związanej z przepływem wody. Procesy subaeralne niszczące brzegi występują częściej lecz o znacznie mniejszym natężeniu w porównaniu z właściwą erozją rzeczną związaną z przepływem wody, stąd ich erozyjne działanie często jest bagatelizowane.

Zieliński [2001] obserwował w dorzeczu górnej Nysy Kłodzkiej po powodzi w 1997 roku efekt procesu erozji bocznej, który doprowadził do cofnięcia brzegów nawet do 5,0 m. W miejscach intensywnej erozji bocznej przepływ powodziowy sięgał około 4,0 m powyżej stanu wód średnich. Przebieg erozji bocznej w trakcie przepływu wielkich wód uzależniony był również od litologii brzegu. Najbardziej odporne na procesy niszczenia były kohezyjne mady ilaste. W przypadku mad zalegających na gruboklastycznych aluwkach, spodnia warstwa luźnych żwirów jest łatwo rozmywana, a mady ulegają dezintegracji blokowej i intensywnej erozji bocznej brzegów [Zieliński, 2001].

Istotną rolę w kształtowaniu morfologii koryta oraz zapewnieniu stabilności jego brzegów odgrywa roślinność. Badania porównawcze wpływu drzew i traw w zlewni Coon Creek na stabilność koryta przeprowadził Trimble [1997]. Cechą charakterystyczną zalesionych odcinków koryta jest duża produkcja grubego rumoszu drzewnego, który dostając się do cieku powoduje lokalną destabilizację koryta w wyniku procesów erozji dennej i bocznej. Pokrycie trawami przyczynia się do ochrony brzegów przed erozją i potęguje depozycję osadu prowadzącą do zwężenia przekroju poprzecznego koryta. W badanym przez

Trimble [1997] ciekły zalesione odcinki były szersze i charakteryzowały się większą powierzchnią przekroju poprzecznego koryta niż odcinki pokryte trawami. Odcinki trawiaste posiadają stosunek szerokości koryta do głębokości wynoszący 67–72% wartości bezwymiarowego wskaźnika kształtu koryta odcinków zalesionych. Wyniki badań prowadzonych przez Trimble [1997] wskazują więc wpływ nadbrzeżnych lasów na morfologię koryta łącznie z przebiegiem procesów erozji bocznej, prowadzącej do poszerzenia koryta ciekłu oraz erozji dennej związanej z obniżeniem dna często bezpośrednio za strefami depozycji grubego rumoszu drzewnego.

2.2. RUCH MATERIAŁU DENNEGO

Transportowanie materiału dennego rzeki jest efektem jej zasilania osadem oraz jej zdolności transportowej. Proces dostawy osadu do koryta ciekłu uzależniony jest od 5 czynników zewnętrznych. Richards [Teisseyre 1986] wymienia następujące czynniki kontrolujące proces fluwialny: klimat, szata roślinna, rzeźba terenu, budowa geologiczna zlewni, działalność człowieka. Transport rumowiska rozpoczyna się, gdy naprężenia styczne działające w danych warunkach przepływu przekroczą wartość naprężeń krytycznych (wartość progową) dla danej frakcji. Wyróżniamy 3 podstawowe sposoby transportu rumowiska [Allen 2000]:

- wleczenie, gdy ziarna poruszają się przez ślizganie lub toczenie pozostając cały czas w kontakcie z dnem,
- saltacja, gdy ziarna przemieszczają się krótkimi skokami unosząc się w czasie tego procesu na wysokość równą kilkukrotnej średnicy cząstki,
- unoszenie, gdy ziarna transportowane są w masie płynącej wody ponad dnem wskutek turbulencji przepływu.

Średnica ziarna i warunki hydrauliczne przepływu decydują o sposobie transportu rumowiska. W zależności od charakteru ciekłu (ciek górski, ciek nizinny) transportowane frakcje np. piaszczyste mogą być przemieszczane w górskich odcinkach ciekłu początkowo jako rumowiska unoszone, a następnie po zmianie charakteru ciekłu w biegu środkowym jako materiał wleczony. Sposób transportu żwiru zależy od kształtu ziaren, głównie od ich sferyczności. W danych warunkach przepływu transportowane w saltacji są głównie ziarna płaskie o małej sferyczności. Ziarna o tej samej średnicy, ale o dużej sferyczności są w tych samych warunkach przepływu toczony po dnie [Teisseyre 1986].

Wymienionym sposobom transportu w korycie rzeki odpowiadają 3 warstwy: denną, saltacyjną i zawieszinową. Za Einsteinem [Teisseyre 1986] przyjmuje się grubość warstwy denną równą około 2 średnic rumowiska budującego dno. W warstwie dennej ruch rumowiska odbywa się pod wpływem działającego naprężenia ścinającego wywieranego przez płynącą wodę. W warstwie tej zgromadzony jest najgrubszy materiał. Wyżej znajduje się warstwa przydenna, w której odbywa się transport saltacyjny. W saltacji transportowane są dosta-

tecznie lekkie ziarna, która mogą być oderwane od dna koryta, a jednocześnie ciężkie aby wypadły z zawiesziny. Grubość tej warstwy i wielkość transportowanego ziarna osadu zależy od lokalnej intensywności turbulencji przy dnie. Cechą charakterystyczną tej warstwy jest powstawanie wirów, które odrywając się od dna i kierują się ku środkowi koryta. Przyczyną ich powstawania jest duży gradient prędkości przepływu przy dnie i ścianach koryta oraz jego niestabilność. Saltacyjny transport żwirów w okresach wezbrań i powodzi powoduje niszczenie brzegów koryta przez abrazję, rysowanie, zdzieranie, uszkodzenia filarów mostowych i innych budowli znajdujących się w korycie. Powyżej warstwy saltacyjnej znajduje się warstwa zawieszinowa sięgająca do powierzchni zwierciadła wody. Materiał jest tu transportowany dzięki turbulentnej wymianie pędu.

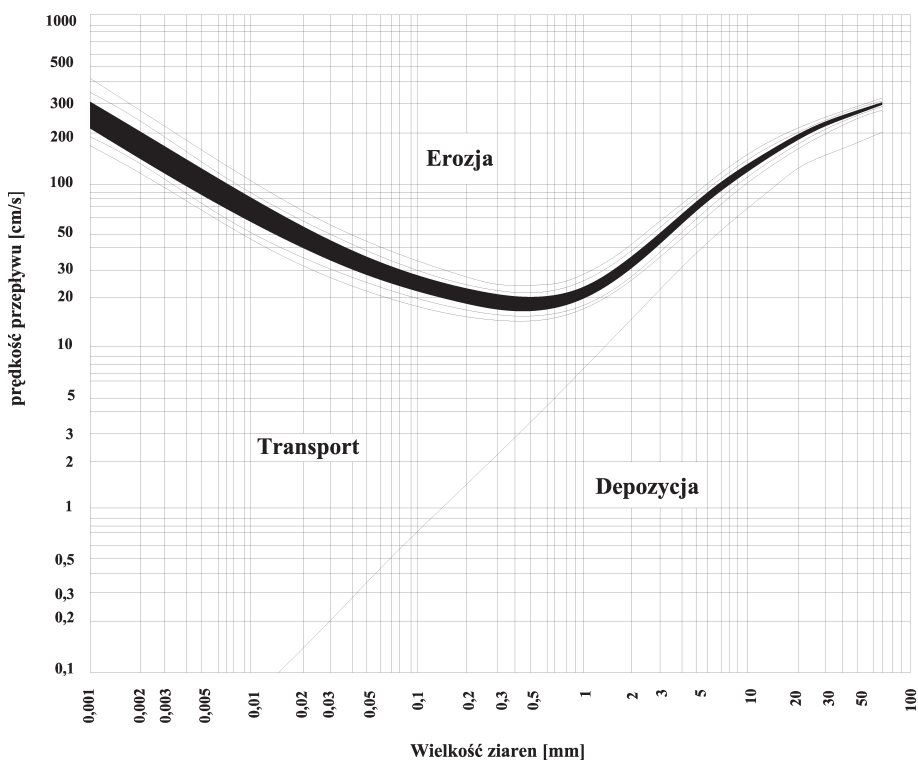
Obciążenie saltacyjne rzeki żwirowej jest związane z jej obciążeniem dennym. Między obciążeniem saltacyjnym, a dennym istnieją ciągłe przejścia przejawiające się wymianą osadu między warstwami saltacyjną i denną. Początek ruchu obciążenia saltacyjnego może nastąpić przy nieruchomym żwirowym dnie rzeki. Pełny rozwój przepływu tego obciążenia zachodzi dopiero przy ruchomym dnie rzeki [Teisseyre 1986].

Zdolność transportową przepływu powodziowego można rozpatrywać w kategoriach wydolności i pojemności. Wydolność rzeki określona jest maksymalną średnicą ziarna, którą rzeka może transportować przy danej prędkości przepływu. Pojemność rzeki związana jest z objętością osadu, którą rzeka może przetransportować przez dany przekrój w jednostce czasu. W rzekach żwirowych wydolność jak i pojemność mogą być potencjalne lub rzeczywiste (faktyczne), w zależności od zasobu osadu w korycie i jego dostawy. W okresach niskich stanów wód wydolność i pojemność jest głównie potencjalna. W korycie rzek górskich brak jest osadu, który mógłby być transportowany w tych warunkach hydraulicznych, bądź też niewielka jego ilość nie zapewnia ciągłości transportu. Duża wydolność rzeki połączona z małą pojemnością występuje wówczas, gdy ilość osadu, który mógłby być transportowany jest niewielka. W czasie dużych wezbrań i powodzi wydolność i pojemność jest rzeczywista. Masowy transport żwirów występujący w czasie dużych wezbrań jest przykładem dużej wydolności połączonej z dużą pojemnością [Teisseyre 1986].

Udział rumowiska wlezonego w stosunku do całkowitego obciążenia cieków jest zróżnicowany w poszczególnych zlewniach. Ogólnie przyjmuje się, że transport rumowiska wlezonego stanowi niewielki procent transportowanego ładunku obciążenia. Judson i Ritter [1964] szacują transport rumowiska wlezonego na około 10% transportu zawiesziny. Froehlich [1982] ocenia, że transport ładunku dennego w korytach rzek i potoków beskidzkich trwa około 1% roku, co stanowi 1 do 12% rocznego ładunku zawiesziny. Michalik [1990] podaje, że w rzekach górskich rumowisko wlezione może stanowić nawet 80% całego materiału transportowanego. Transport rumowiska wlezonego odgrywa główną rolę w procesach transformacji koryt, a udział rumowiska dennego jest istotnym parametrem określającym stabilność koryt rzecznych i ich układ [Teisseyre 1980, 1984, 1986, Froehlich 1982, Michalik 1990, Allen 2000, i in.].

Inicjacja transportu rumowiska może być rozpatrywana w kategoriach prędkości przepływu lub naprężeń ścinających. Analiza inicjacji transportu rumowiska w kategoriach prędkości przepływu jest ważna dla określenia kompetencji rzeki [Komar 1989], natomiast rozpatrywanie transportu osadu w kategoriach naprężeń ścinających jest istotne przy badaniu zjawisk erozji i depozycji w korycie [Teisseyre 1986].

Hjulström [Klimaszewski 1981, Leser 2003] na podstawie pomiarów empirycznych wykazał związek między prędkością przepływu wody i wielkością ziaren materiału mineralnego. Wyniki przeprowadzonych pomiarów zestawiał na diagramie w układzie logarytmicznym (rys. 2.2). Diagram Hjulströma zawiera tzw. krzywą erozyjną, czyli prędkości wody potrzebnej do wprowadzenia w ruch ziarna określonej średnicy. Obszar powyżej krzywej charakteryzuje prędkości przepływu, w których poszczególne ziarna zostają erodowane (wprowadzone do ruchu). Druga krzywa określa prędkości depozycyjne cząstek określonych średnic. Poniżej tej krzywej znajduje się obszar depozycji rumowiska. Między krzywą erozji i depozycji leży obszar prędkości, w którym rumowisko określonej wielkości jest transportowane.



Rysunek 2.2. Diagram Hjulströma (Leser, 2003)
Figure 2.2. Hjulström diagram (Leser, 2003)

Znajomość prędkości granicznej, przy której materiał denny pozostaje jeszcze w spoczynku, nawet i dziś jest zagadnieniem bardzo ważnym dla inżynierów hydrotechników. Wiedza na ten temat pozwala na prawidłowe zaprojektowanie obiektów hydrotechnicznych jak również regulacji rzek.

Spośród znanych wzorów na określenie prędkości charakterystycznych dla ruchu rumowiska, poniżej przedstawiono kilka wybranych, najczęściej spotykanych w literaturze przedmiotu [Dąbkowski 1978, Wołoszyn i inn. 1994].

1. Wzory Šamova

– na prędkość nierozmywającą,

$$v_v = 4,4d^{1/3}h^{1/6} \quad (2.2)$$

– na prędkość utrzymania ziaren rumowiska w ruchu,

$$v_0 = 3,7d^{1/3}h^{1/6} \quad (2.3)$$

– na prędkość masowego ruchu rumowiska.

$$v_{rum} = 6d^{1/3}h^{1/6} \quad (2.4)$$

2. Wzór Bogardiego

– dla $d = (0,1 - 1) \text{ mm}$

$$v_{dop} = 33d^{0,14} \quad (2.5)$$

– dla $d = (1 - 10) \text{ mm}$

$$v_{dop} = 33d^{0,47} \quad (2.6)$$

3. Wzór Gładki

$$v_{dop} = 5,02d_m^{0,5} \log\left(\frac{1,47h_{max} + 5,51h_{sr}}{2,54d_m}\right) \quad (2.7)$$

gdzie:

- h_{max} – maksymalna głębokość [m],
- h_{sr} – średnia głębokość [m],
- d_m – średnica miarodajna [m].

4. Wzór Meyer-Petera

$$v_{dop} = 0,57d^{1/3}h^{1/6} \quad (2.8)$$

Do obliczeń prędkości granicznej w potokach podkarpackich dla danej frakcji d_i , materiału różnoziarnistego budującego dno koryta, można zastosować wzory [Bartnik 1997]:

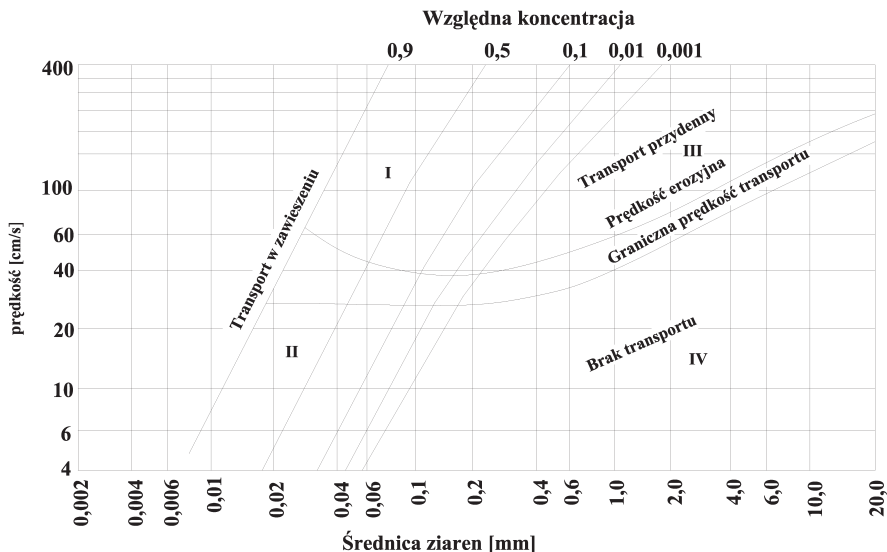
– dla materiału gruboziarnistego:

$$v_{gr} = 4,89d_i^{0,38}h_i^{0,12} \quad (2.9)$$

– dla materiału drobnoziarnisty (klinujący się):

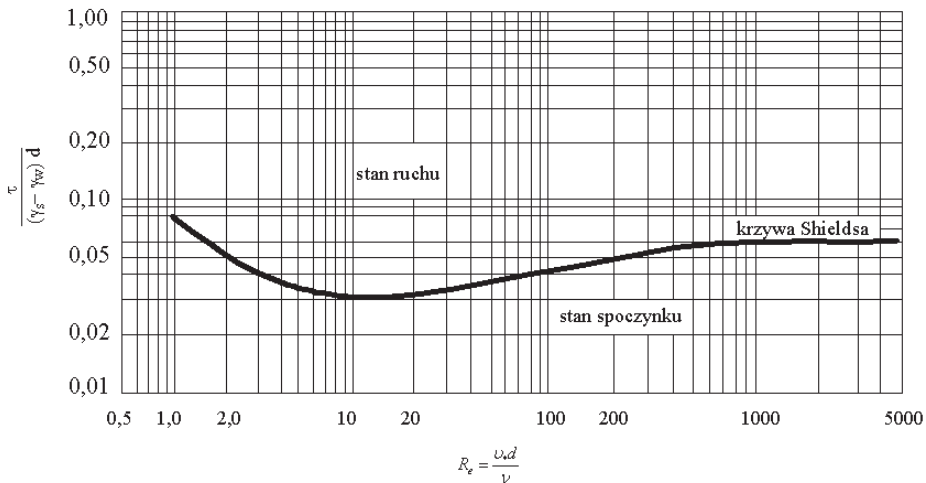
$$v_{gr} = 6,45d_i^{0,38}h_i^{0,12} \quad (2.10)$$

Diagram Sundborga [Klimaszewski 1981] pokazuje zależność między prędkością przepływu wody na wysokości 1,0 m nad dnem, a ruchem rumowiska (rys. 2.3). Sundborg wyznaczył krzywą prędkości erozyjnej, przy której następuje wprawienie w ruch cząstek określonej średnicy. Na diagramie znajduje się również krzywa granicznej prędkości transportacji, poniżej której następuje depozycja rumowiska. Diagram podzielony został przez Sundborga na 4 pola przedstawiające charakter ruchu rumowiska. Pole I obejmuje prędkości wystarczające do transportu w zawieszinie. Pole II obejmuje prędkości wystarczające do transportu, ale bez możliwości jego inicjacji. Materiał zdeponowany na dnie nie ma możliwości ponownego wprowadzenia do ruchu. Pole III charakteryzuje prędkości powodujące przydenny transport osadów przez wleczenie. Pole IV charakteryzuje prędkości, przy których następuje depozycja materiału wleczonego i zawieszonego.



Rysunek 2.3. Diagram Sundborga (Klimaszewski, 1981)
 Figure 2.3. Sundborg diagram (Klimaszewski, 1981)

Stabilność dna jest opisana przez krytyczne naprężenia ścinające τ_0 . Jako pierwszy początek ruchu rumowiska badał Shields [1936], który na podstawie przeprowadzonych badań dla rumowiska o jednorodnym uziarnieniu i płaskim dnie podał bezwymiarowe kryterium dla określenia strefy spoczynku i ruchu. Kryterium to przedstawiono na diagramie (rys. 2.4) wiążącym bezwymiarowe naprężenia styczne $f = \frac{\tau_0}{(\rho_s - \rho_w)dg}$ i liczbę Reynoldsa opartą na dynamicznej prędkości u_* , $R_e = \frac{u_* d}{\nu}$. Powstała w ten sposób krzywa rozgraniczająca obszar pomiędzy ruchem, a spoczynkiem dotyczy krytycznych warunków zrywania ziaren z dna rzeki.



Rysunek 2.4. Diagram Shieldsa [Bogardi 1978]
Figure 2.4. Shields diagram [Bogardi 1978]

W początkowym odcinku, ze wzrostem liczby Reynoldsa maleją wartości bezwymiarowych naprężeń stycznych f , które osiągają minimalną wartość $f \approx 0,03$ dla $R_e = 10$, dalszy przyrost R_e powoduje wzrost wartości f i jej stabilizację dla $R_e > 250$ na poziomie $f = 0,06$.

Wyniki badań przeprowadzonych przez Gładki i in. [1981] wskazują, że podział między ruchem, a spoczynkiem nie może przebiegać na podstawie określenia tylko jednego wybranego parametru, tak jak zostało to zaproponowane przez Shieldsa, gdyż w przypadku materiału niejednorodnego używany dotych-

czas parametr Shieldsa jest w zasadzie nieprzydatny. Materiał niejednorodny charakteryzuje się zmienną wartością naprężeń i przyjęcie stałej wartości f nie może stanowić właściwego rozgraniczenia pomiędzy ruchem a spoczynkiem. Zjawisko to spowodowane jest klinowaniem się ziaren drobnych oraz łatwiejszym wchodzeniem do transportu ziaren o większej średnicy.

Bartnik [1993, 1997] określił granicę między ruchem, a spoczynkiem za pomocą parametru Bonnefille'a, w której warunki graniczne zostały opisane za pomocą następującej funkcji:

– dla rumowiska drobnego:

$$f_i = 1,025 d_i^{-0,73} \left(\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) \frac{g}{v^2} \right)^{-0,237} \quad (2.11)$$

– dla rumowiska gruboziarnistego:

$$f_1 = 8,205 d_i^{-0,73} \left(\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) \frac{g}{v^2} \right)^{-0,237} \quad (2.12)$$

W rzekach i potokach, których dno zbudowane jest z materiału wielofrakcyjnego występuje zjawisko klinowania się ziaren drobnych pomiędzy ziarnami o większej średnicy. W efekcie frakcje drobne wykazują większą stabilność w porównaniu ze stabilnością, jaką charakteryzuje się tworząc rumowisko jednorodne. Ziarna grubsze łatwiej ulegają transportowi, ponieważ poruszają się po drobniejszym materiale dennym, a więc po dnie o mniejszej szorstkości. Zjawisko to jest określane przez tzw. (hiding-factor), czyli współczynnik klinowania się ziaren. Powyższa prawidłowość może być określona w sposób ogólny za pomocą następującego równania:

$$\frac{f_i}{f_m} = \left(\frac{d_i}{d_m} \right)^{-r} \quad (2.13)$$

Jeżeli wykładnik $r = 0$ to efekt klinowania nie występuje, natomiast w przypadku $r = 1$ występują jednakowe warunki ruchu dla wszystkich frakcji. Wynika z tego, że im mniejsza wartość wykładnika potęgowego, tym łatwiej ziarna będą wchodziły do ruchu.

Inni badacze podają następujące formuły o tym kształcie:

1. Wang [1977] - wyprowadzona teoretycznie i zweryfikowana laboratoryjnie

$$\frac{f_m}{f_i} = 1,786 \left(\frac{d_i}{d_m} \right)^{-0,947} \quad \text{dla} \quad \frac{d_i}{d_m} < 0,4 \quad (2.14)$$

$$\frac{f_m}{f_i} = \left(\frac{d_i}{d_m} \right)^{-0,314} \quad \text{dla } \frac{d_i}{d_m} > 0,4 \quad (2.15)$$

2. Egiazaroff [1965] uzyskana teoretycznie

$$\frac{f_m}{f_i} = \frac{\left[\lg_{10} \left(19 \frac{d_i}{d_m} \right) \right]^2}{(\lg_{10} 19)^2} \quad (2.16)$$

3. Diplas [1986] uzyskana dla rzeki, której rumowisko charakteryzują średnice: dla pokrywy $d_{50}=0,054$ m i podłoża $d_{50}=0,020$ m

$$\frac{f_i}{f_m} = \left(\frac{d_i}{d_m} \right)^{-0,9394} \quad (2.17)$$

4. Michalik [2000] funkcja uzyskana w pomiarach radioizotopowych dla Dunajca, Wisłoki, Targaniczanki oraz Raby

$$f_i = 0,033 \left(\frac{d_i}{d_{50}} \right)^{-0,90} \quad (2.18)$$

2.3. Badania transportu rumowiska wleczonego

Wyznaczenie transportu rumowiska wleczonego jest trudniejsze niż określenie transportu rumowiska zawieszzonego. Bezpośrednie pomiary natężenia transportu materiału dennego prowadzi się rzadziej w ciekach górskich, ze względu na przestrzenną i czasową zmienność transportu, odmienne warunki graniczne ruchu rumowiska o silnie zróżnicowanym składzie granulometrycznym, dużą szorstkością dna. Czynniki te powodują znaczne trudności w prowadzeniu bezpośrednich pomiarów terenowych transportu rumowiska wleczonego [Michalik 1990, Garcia i in. 2000, Martin 2003]. Istotny jest również wpływ zainstalowanych w dnie koryta urządzeń pomiarowych na lokalne warunki przepływu. Stosowane powszechnie łapaczki w dnie koryt potoków górskich o dużych spadkach, zmieniając lokalne warunki przepływu zakłócają mierzony transport rumowiska wleczonego [Garcia i in. 2000].

Zastosowanie pośrednich metod pomiaru intensywności transportu umożliwiło rozwiązanie trudności stosowania metod bezpośrednich. Wśród stosowanych metod pośrednich na uwagę zasługują metody umożliwiające określenie transportu rumowiska za pomocą znaczonych magnetycznie ziaren lub ziaren zaopatrzonych w odpowiednie radionadajniki [Ergenzinger i Conrady 1982].

Michalik [1990] do określenia natężenia transportu rumowiska wlezonego stosowała metodę radioizotopową. Wielkością mierzoną i rejestrowaną było natężenie promieniowania pochodzące od znaczonych ziaren, które następnie przeliczano na intensywność transportu rumowiska.

Pośród przedstawionych metod pośrednich pomiarów transportu rumowiska na uwagę zasługuje metoda radioizotopowa, umożliwiająca badania rumowiska różnoziarnistego. Metoda radio-emiterów ograniczona jest do grubych frakcji rumowiska.

Ze względu na pracochłonność pomiarów bezpośrednich i pośrednich oraz wysokie koszty prowadzonych prac terenowych wykorzystuje się do obliczeń transportu rumowiska wlezonego równania empiryczne [Dąbkowski 1972, Michalik 1990, Martin 2003]. Równania empiryczne opisują zależności pomiędzy wielkością transportu rumowiska wlezonego, a parametrami hydraulicznymi przepływu (natężeniem przepływu, naprężeniami ścinającymi, mocą strumienia). W formułach empirycznych charakterystyka dna jest reprezentowana przez średnicę ziarna, najczęściej średnicę miarodajną d_m . Poważnym ograniczeniem wzorów jest brak uwzględnienia struktury i tekstury dna wpływających w sposób istotny na warunki transportu osadu [Martin 2003]. Wzory empiryczne wprowadzane są dla konkretnych cieków i używanie ich w odmiennych warunkach wymaga pewnej ich modyfikacji [Michalik 1990, Bartnik 1992, Martin 2003].

2.3.1. Wybrane równania transportu rumowiska wlezonego

Równanie Bagnolda

Zaproponowana przez Bagnolda [1986] teoria dotycząca transportu rumowiska rzeczno oparta jest na prawach fizyki ogólnej, dzięki czemu prowadzi do jednoznacznego określenia intensywności transportu rumowiska wlezonego. Bagnold wprowadził moc strumienia jako iloczyn średniej prędkości przepływu wody v i naprężeń stycznych na dnie koryta $\tau = \gamma h I$. Zatem jednostkową moc strumienia wyraża zależność [Bartnik i Michalik 2000]:

$$\omega = \tau \cdot v \quad (2.19)$$

Po przekroczeniu wartości progowej ω_0 następuje transport rumowiska rzeczno. Na podstawie przeprowadzonych analiz wyników uzyskanych w badaniach terenowych oraz laboratoryjnych Bagnold stwierdził, że jednostkowa intensywność transportu rumowiska wlezonego i_b zmienia się jak $h^{-2/3}$, $d^{-1/2}$. Dla stałej głębokości przepływu intensywność transportu i_b zmienia się jak $(\omega - \omega_0)^{3/2}$. Zmienność tę można zapisać w postaci [Bagnold 1986]:

$$i_b = (\omega - \omega_0)^{3/2} h^{-2/3} d^{-1/2} \quad (2.20)$$

W celu wyeliminowania niejednorodności wymiarowej autor zaproponował następującą bezwymiarową postać równania 2.20.

$$\frac{i_b}{(i_b)_*} = \left(\frac{\omega - \omega_0}{(\omega - \omega_0)_*} \right)^{3/2} \left(\frac{h}{h_*} \right)^{-2/3} \left(\frac{d}{d_*} \right)^{-1/2} \quad (2.21)$$

Wielkości z indeksem są wybrane arbitralnie na podstawie dostępnych wyników badań terenowych oraz laboratoryjnych i wynoszą odpowiednio: $(i_b)_* = 0,1 \text{ [kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \text{]}$, $(\omega - \omega_0)_* = 0,5 \text{ [kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \text{]}$, $h_* = 0,1 \text{ [m]}$, $d_* = 1,1 \cdot 10^{-3} \text{ [m]}$.

Zależność intensywności transportu rumowiska i_b od nadwyżki mocy strumienia $(\omega - \omega_0)$ w skali logarytmicznej jest linią prostą i pokazuje jej bardzo dobre dopasowanie do wyników badań eksperymentalnych, przeprowadzonych zarówno w korytach laboratoryjnych jak i na różnych rzekach naturalnych [Michalik 2000].

Równanie Meyera – Petera i Müllera

Równanie Meyera-Petera i Müllera, zostało wyprowadzone na podstawie wieloletnich badań laboratoryjnych w laboratorium hydrotechnicznym w Zürichu. Porównuje ono naprężenia ścinające potrzebne do wywołania ruchu rumowiska z naprężeniami powodowanymi przez płynącą wodę w korycie ciekłu. Równanie to ma następującą postać:

$$\gamma \cdot \frac{Q_d}{Q} \cdot \left(\frac{k_d}{k_r} \right)^{3/2} \cdot h \cdot I = 0,047 \cdot (\gamma_r - \gamma) \cdot d + 0,25 \left(\frac{\gamma}{g} \right)^{1/3} \cdot q_r^{2/3} \quad (2.22)$$

gdzie:

γ_s, γ_w – ciężar właściwy wody i rumowiska $[\text{N} \cdot \text{m}^{-3}]$,

$k_d = 1 \cdot n^{-1} = 26 d_{90}^{-1/6}$ – współczynnik szorstkości dna wg Stricklera,

$k_r = 21 d_{50}^{-0,166}$ – współczynnik szorstkości materiału dennego,

Q – całkowity przepływ wody w przekroju poprzecznym $[\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$,

Q_d – przepływ wody na szerokości dna koryta przy założeniu, że ścianki i dno mają taką samą szorstkość $[\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$.

Lewa strona równania przedstawia część siły poruszającej wpływającej bezpośrednio na intensywność transportu. Pierwszy człon prawej strony równania jest krytyczną siłą poruszającą niezbędną do uruchomienia ziaren o średnicy

d (Dąbkowski, 1972). Wprowadzając współczynniki redukcyjne $Q_d / Q = 1$ oraz $k_d / k_r = 1$ przekształcone równanie MPM przyjmuje postać

$$(g'_s)^{2/3} = \frac{\gamma \cdot h \cdot I - 0,047 \cdot (\gamma_s - \gamma) \cdot d}{0,25\rho^{1/3}} \quad (2.23)$$

Pominięcie wpływu oddziaływania brzegu przez przyjęcie stosunku $Q_d / Q = 1$, można zastosować w przypadku koryt szerokich o łagodnie nachylnych skarpach, utworzonych z tego samego materiału co dno. W przypadku cieków górskich o stromych, nieregularnych brzegach charakteryzujących się dużą szorstkością ścian występują znaczne opory ruchu, a ich pominięcie w obliczeniach prowadzi do dużych błędów [Dąbkowski 1972]. Współczynnik $(k_d / k_r)^{3/2}$ uwzględnia wpływ morfologii dna koryta na opory ruchu wody w stosunku do dna równego (płaskiego) zbudowanego z tego samego materiału [Dąbkowski 1972]. Współczynnik 0,047 określa bezwymiarowe naprężenie krytyczne dla średnicy miarodajnej. W ciekach karpaccich stwierdzono silną zależność bezwymiarowych naprężeń krytycznych f_i od średnicy frakcji d_i , dlatego przyjęcie stałej wartości parametru $f_m = 0,047$ prowadzi w konsekwencji do błędów w obliczeniach transportu rumowiska wleczonego. Wielkość tych naprężeń oblicza się z zależności, którą otrzymano na podstawie przeprowadzonych pomiarów radioznacznikowych początku ruchu na górskich odcinkach rzek [Michalik 1990].

$$f_i = 0,033 \cdot \left(\frac{d_i}{d_{50}} \right)^{-0,90} \quad (2.24)$$

Kolejna modyfikacja równania MPM polegała na wprowadzeniu zmiennych naprężeń granicznych według Wanga w funkcji odchylenia standardowego krzywej przesiewu [Bartnik, 1992]. Została ona przeprowadzona w oparciu o pomiary radioznacznikowe masy transportowanego rumowiska wleczonego na potoku Targaniczanka. Uzyskane przez autorów dane pozwoliły na zapisanie ogólnej postaci równania transportu rumowiska dla rzek podkarpackich w następującej formie:

$$\frac{\gamma h I \left(\frac{k_d}{k_r} \right)^{3/2}}{\Delta \gamma d_m} = A' + B' \frac{g^{1/3} \left(\rho_s \frac{\Delta \gamma}{\gamma_s} \right)^{2/3}}{d_m} \quad (2.25)$$

Po przekształceniu przez Michalik [1990] równanie to przyjmuje postać:

$$g^{2/3} = \frac{\gamma h_1 J - (\gamma_s - \gamma) d_i f_i}{0,25\rho^{1/3}} \Delta p_i \quad (2.26)$$

W równaniu tym bezwymiarowe naprężenia krytyczne określone według funkcji Wanga przyjmują postać.

$$f_i = \frac{f_m}{1,786 \left(\frac{d_i}{d_m} \right)^{0,947}} \quad \text{dla} \quad \frac{d_i}{d_m} < 0,6 \quad (2.27)$$

$$f_i = \frac{f_m}{\left(\frac{d_i}{d_m} \right)^{0,314}} \quad \text{dla} \quad \frac{d_i}{d_m} \geq 0,6 \quad (2.28)$$

3. METODYKA BADAŃ

Natężenie i przebieg procesów fluwialnych są odmienne w poszczególnych strefach klimatycznych. Znajomość warunków transportu rumowiska, określenie migracji koryt związanych z erozją brzegów oraz przebiegu procesów depozycji są istotne dla zrozumienia pracy rzeki. Istotne jest więc określenie dynamiki procesów w poszczególnych odcinkach morfodynamicznych oraz uzyskanie wiedzy na temat reakcji w czasie różnych wydarzeń hydrologicznych i meteorologicznych [Krzemień 1976, Lawler 2005]. Tylko pełna znajomość czynników sterujących rozwojem poszczególnych odcinków morfodynamicznych oparta na kompleksowych pomiarach terenowych oraz badaniach laboratoryjnych na modelach pozwoli uzyskać odpowiedź na problem przebiegu procesu i reakcji systemu [Tekielak 2007].

W zależności od wymaganej dokładności oszacowania tempa migracji koryt rzecznych, jak również przestrzeni czasu w której doszło do zmian, konieczne jest stosowanie różnych metod pozyskiwania informacji. Klasyfikacji metod stosowanych do oceny morfodynamiki koryt rzecznych, a w szczególności migracji bocznej, po raz pierwszy dokonał Gregory [za Lawler 1993] (rys. 3.1).

Opracowany przez niego diagram jest bardzo pożyteczny przy doborze odpowiedniej metody badawczej. Przedstawia on zakres i szczegółowość pozyskanych informacji dla ośmiu metod, przyporządkowanych od jednej z trzech wzajemnie pokrywających się kategorii.

Badania procesów korytowych przeprowadzono w zlewni Słomki oraz Kasinki w latach 2004-2006. Do badań wytypowano zarówno proste odcinki koryta, jak również silnie erodowane odcinki przy brzegu wklęsłym – potok Kasinka. W przypadku potoku Słomka pomiarami objęto odcinek koryta o długości ok. 1 km, składający się z łuków poprzedzielanych prostymi fragmentami koryta. W wytypowanych sekcjach pomiarowych prowadzono kompleksowe prace badawcze ukierunkowane na rozpoznanie procesów kształtujących koryto w poziomie (erozja boczna) oraz w pionie (erozja denna i depozycja). Wszystkie pomiary wykonano metodą *ex post facto*, z częstotliwością dwóch serii wciągu roku. Obserwowane procesy starannie dokumentowano planami, szkicami i zdjęciami fotograficznymi.

Na wstępie badań terenowych na każdym z wymienionych potoków założono ciągi poligonowe nawiązane do lokalnej osnowy geodezyjnej. Tak wykonane ciągi niwelacyjne posłużyły do wykreślenia przekrojów poprzecznych koryt.

W uzupełnieniu pomiarów geodezyjnych zastosowano metodę prętów. Pozwoliło to na zwiększenie dokładności pomiarów tempa cofania się podcinanych brzegów w okresie między wezbraniem, gdy brzegi koryta niszczone są przez czynniki nie związane bezpośrednio z działalnością erozyjną samego cieku, a skala zniszczeń jest niewielka. Elementem pomiarowym były sondy metalowe o średnicy 10 mm i długości 50 cm, wbijane w odsłoniętą część brzegu począwszy od położenia zwierciadła wody w górę, w odstępach 50 cm do maksymalnej wysokości około 3,0 m. W miarę podcinania brzegu i jego cofania zwiększała się długość odsłoniętej części sondy, którą po wykonaniu pomiaru, ponownie wbijano do zrównania z powierzchnią skarpy. W przypadku długich odcinków erozyjnych wyznaczano kilka pionów pomiarowych oddalonych od siebie o ok. 10 m. Pomiar i obserwacje kontrolne polegały na powtórnych pomiarach geodezyjnych w uprzednio wybranych i pomierzonych przekrojach poprzecznych koryta oraz sporządzeniu szczegółowego opisu zaobserwowanych zmian.

Na podstawie uzyskanych w ten sposób danych obliczono objętość dostarczanego do koryta materiału. W przypadku ścian cofających się równomiernie, średnią wartość cofnięcia mnożono przez rzeczywistą powierzchnię ściany, co dawało objętość odspojonego materiału. W przypadku stwierdzenia wyrw lub zagłębień, starano się sprowadzić je do regularnych brył geometrycznych, których objętość obliczono używając odpowiednich wzorów.

Szacunkowa objętość form erozyjnych i akumulacyjnych mogła być stwierdzona dzięki znanej wysokości położenia reperów nad dnem cieku. Objętość utworzonego zagłębienia szacowano jako iloczyn zarysu zagłębienia i średniej głębokości ustalonej na podstawie sporządzonych profili poprzecznych. W przypadku łach żwirowych tok postępowania był analogiczny. W zależności od rozmiarów danej formy korytowej wykonano od jednego do trzech przekrojów poprzecznych.

W celu określenia składu granulometrycznego materiału budującego dno koryta na potoku Kasinka oraz Słomka pobrano próby stosując metodę konwencjonalną oraz zamrażania (*in situ*).

Metoda konwencjonalna polegająca na bezpośrednim poborze rumowiska z dna rzeki, podziale danej próby na frakcje metodą przesiewu i ustaleniu procentowej zawartości danej frakcji w próbce.

Metoda zamrażania polega na zamrożeniu rumowiska bezpośrednio w dnie potoku lub rzeki [Michalik i in. 1996]. Zamrażania dokonuje się przy użyciu miedzianej sondy, wbijanej w dno, do której doprowadza się ciekły azot. Szybkie ochładzanie sondy zamraża przylegające do niej rumowisko. Czas zamrażania zależy głównie od rodzaju pobieranego materiału oraz temperatury wody

i przeciętnie wynosi ok. 10-15 minut. Po upływie wskazanego czasu zamrożoną próbę wyciąga się przy pomocy wyciągarki i ostrożnie układa na skrzyni z przegrodami tak, aby rozmrożony materiał opadł do stosownej warstwy, dzięki czemu można określić skład granulometryczny rumowiska w każdej warstwie. Szerokość warstwy ustala się na 5 cm lub wielokrotność tej wartości, w zależności od wielkości ziaren rumowiska. Po rozmrożeniu każdą warstwę próby podaje się analizie sitowej.

Na podstawie przeprowadzonych analizy wykreślono krzywe uziarnienia, określono zawartość procentową poszczególnych frakcji w próbce oraz wyznaczono średnice charakterystyczne rumowiska korytowego. Uzyskane dane posłużyły do obliczeń następujących wskaźników:

- stopień wysortowania według Hazena (u)

$$u = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad (3.1)$$

- wskaźnik różnoziarnistości (ϵ)

$$\epsilon = \frac{d_{95}}{d_5} \quad (3.2)$$

- wskaźnik jednostajności (c_d)

$$C_d = \frac{d_{95} \cdot d_{10}}{d_{50}^2} \quad (3.3)$$

- odchylenie standardowe krzywej uziarnienia

$$\sigma = \left(\frac{d_{84}}{d_{16}} \right)^{1/2} \quad (3.4)$$

- wskaźnik wysortowania według Traska (S_o)

$$S_o = \left(\frac{d_{75}}{d_{25}} \right)^{1/2} \quad (3.5)$$

O dobrym wysortowaniu i małej różnoziarnistości materiału świadczą następujące wartości:

- stopień wysortowania wg Hazena $u < 5$,
- wskaźnik różnoziarnistości wg Knoroza $\epsilon \leq 4 \div 5$
- wskaźnik jednostajności wg Kollisa $C_d \cong 1$

Do określenia przepływów chwilowych posłużono się geomorfologicznym modelem. Model geomorfologiczny oparty jest na probabilistycznej teorii dobiegania kropeł deszczu z obszaru zlewni do przekroju zamykającego. Chwilowy hydrogram jednostkowy będący funkcją gęstości prawdopodobieństwa czasów dobiegania kropeł opadu efektywnego do przekroju zamykającego zlewnię, może być wyznaczony w oparciu o charakterystykę zlewni, wynikającą z geomorfologicznych praw sieci cieków. Do obliczeń wykorzystano opady atmosferyczne notowane na posterunkach opadowych zlokalizowanych w zlewniach badanych cieków lub ich sąsiedztwie. Częstotliwość, z jaką były realizowane odczyty wysokości opadu na posterunkach pomiarowych, wynosiła jeden odczyt na godzinę.

4. PRZYKŁADY ZMIAN W KORYTACH POTOKÓW

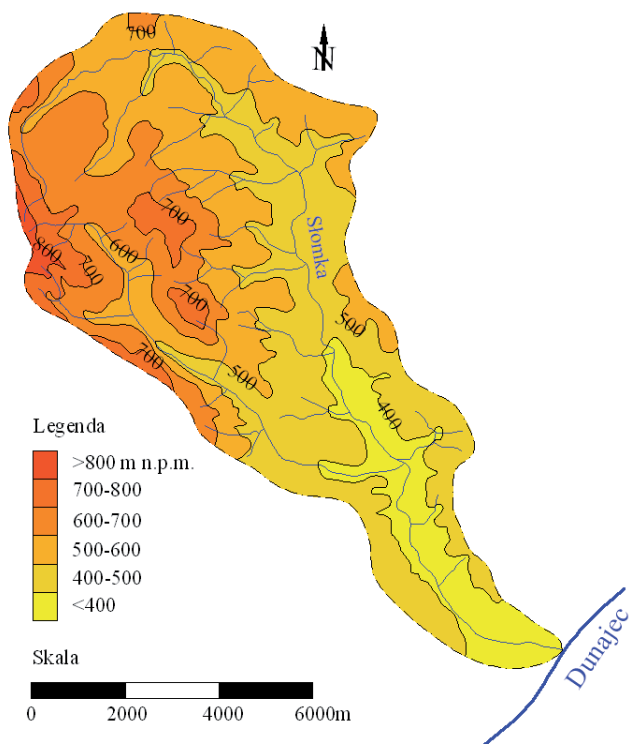
Poniżej przedstawiono zmiany w morfologii wybranych odcinków koryt potoków Słomka i Kasinka spowodowane przez wezbrania opadowe o natężeniu przepływu od $7,40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ do $35,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Analizę zmian kształtu koryta, przebiegu i natężenia procesów erozji bocznej i dennej oraz akumulacji dokonano w oparciu o pomiary terenowe przeprowadzone w latach 2004-2006. Górski charakter potoków powoduje, że gwałtowne wody wezbraniowe stanowią zagrożenie dla zabudowań mieszkalno - gospodarczych, infrastruktury technicznej oraz gruntów rolnych znajdujących się w bezpośrednim ich sąsiedztwie. Przepływy wezbraniowe przyczyniają się również do silnego przeobrażania ich koryt w wyniku procesów erozji dennej i bocznej oraz niszczenia obiektów regulacji technicznej (progów, umocnień brzegów itp.). Dodatkowo intensywnej migracji bocznej koryt sprzyja struktura geologiczna zlewni, znaczne spadki terenu i słaba przepuszczalność podłoża.

4.1. CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

4.1.1. Potok Słomka

Potok Słomka jest lewobrzeżnym dopływem Dunajca o długości 25,2 km, odwadniającym obszar o powierzchni $69,90 \text{ km}^2$. Zlewnia potoku położona jest w przedziale wysokości 375,0-888,0 m n.p.m (rys. 4.1). Partie źródłowe znajdują się w południowo-zachodniej części zlewni na wysokości 880,0 m n.p.m. Lasy w dorzeczu występują w małych rozrzuconych kompleksach, które zajmują 26% całkowitej powierzchni zlewni. Pozostałą część stanowią: pola orne 44%, sady 3%, pastwiska 9%, łąki 6%, obszar zabudowany wraz z nieużytkami 12%. W górnym biegu potok płynie zwartym i wciętym korytem o szerokości do 2,0 m, stosunkowo stromych brzegach o wysokości nie przekraczającej 1,5 m porośniętych roślinnością drzewiastą i/lub krzewami. Dorzecze w tym rejonie zbudowane jest z piaskowców, łupków oraz utworów zwietrzelinowych. Poniżej 3,0 km dno doliny stopniowo się rozszerza. Skarpy koryta są strome, w obrębie silnie erodowanych brzegów pionowe, miejscami przewieszane, nie porośnięte roślinnością. Na tym obszarze dominują łupki pstrze, piaskowce i piaskowce

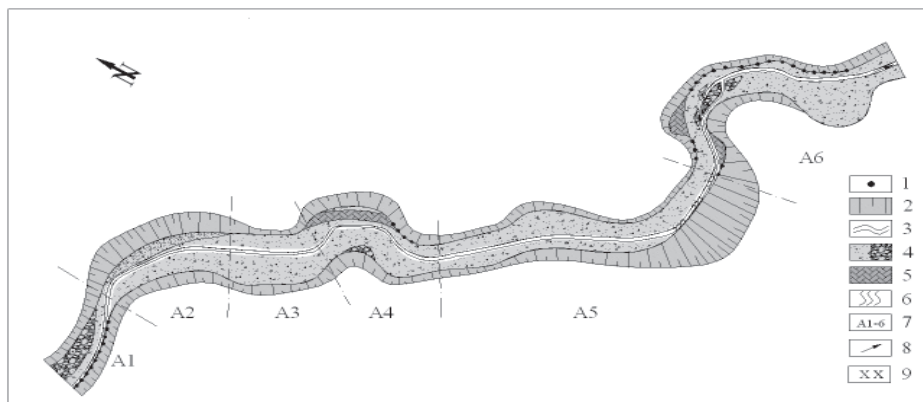
glaukonitowe. Poniżej 7 km potok został uregulowany. System zabudowy składa się z zapory przeciwrumowiskowej o wysokości 2,5 m ze skrzydłami ziemnymi oraz stopni korekcyjnych o wysokości od 1,0 m do 2,0 m. W tej części zlewni dominują margle, piaskowce, łupki, mady oraz mułki i żwiry rzeczne, w których wycięte jest koryto Słomki.



Rysunek 4.1. Mapa hipsometryczna zlewni potoku Słomka
Figure 4.1. Hypsometric map of the Słomka river catchments

Głównym dopływami Słomki jest potok Łukowica (wpadający do Słomki w kilometrze 18+200) o długości 10,3 km, odwadniający obszar o powierzchni 16 km².

Pomiary geodezyjne wykonane w latach 2005-2006 objęły odcinek o długości 1,0 km, położony między 5,0-6,0 km cieku. W zależności od rozwinięcia koryta w poziomie, nachylenia skarp oraz intensywności procesów fluwialnych w jego obrębie wyodrębniono 6 sekcji pomiarowych (rys. 4.2).



Rysunek 4.2. Schemat odcinka koryta objętego pomiarami instrumentalnymi. Oznaczenia: (1) – obszar intensywnej erozji bocznej, (2) – skarpa, (3) – koryto małej wody, (4) – materiał kamienisto-żwirowy wyścielający dno / łachy kamienisto-żwirowe, (5) – „grobla”/ sztuczne wypełnienie zakoli, (6) – wychodnie skalne, (7) – oznaczenie sekcji, (8) – kierunek nurtu, (9) – rynny erozyjne

Figure 4.2. Stream section covered by instrumental measurements; (1) – area with intense lateral erosion; (2) – scarp; (3) – low-flow channel; (4) – stone and gravel material covering the bed/stone-gravel bars; (5) – dyke, filling of meanders; (6) – outcrops; (7) – denotation of section; (8) – water flow direction; (9) – erosion channel

Sekcja A₁ o długości 75,0 m charakteryzowała się trapezowym kształtem przekroju poprzecznego o szerokości dna od 12,0 do 14,0 m. Przy łagodnie nachylonej, utrwalonej przez roślinność trawiastą lewej skarpie, znajdowała się łacha żwirowa odchylająca nurt potoku w kierunku przeciwnego brzegu. Prawa skarpa była intensywnie podcinana na całej długości, w jej sąsiedztwie nie stwierdzono form akumulacyjnych co sugerowało, że materiał pochodzący z jej obsunięć w całości był przemieszczany podczas wcześniejszych wezbrań.

W obrębie sekcji A₂ o długości 110 m przekrój poprzeczny koryta przyjmował kształt prostokątny o szerokości dna od 12,0 m do 18,0 m i wysokości skarp 1,5-2,0 m – brzeg prawy oraz do 5,0 m - brzeg lewy. Główny nurt przebiegał w pobliżu brzegu wklęsłego, wzdłuż którego na całej długości materiał pochodzący z obsunięć skarpy gromadził się u jej podstawy tworząc „stopę skarpy”. Dodatkowo w wyniku prowadzonych w korycie robót regulacyjnych, wzdłuż lewej skarpy została usypana „grobla” o wysokości od 0,5 m do 0,8 m i do 5,0 m. Objętość materiału zużytego do jej konstrukcji oszacowano na 330,0 m³.

Sekcje A₃ i A₅ o długości odpowiednio 100,0 m i 300,0 m pełniły rolę łącznika pomiędzy odcinkami o przebiegu krzywoliniowym (rys. 4.2). Przekrój poprzeczny koryta w obrębie tych sekcji miał kształt prostokąta o szerokości podstawy 20,0-30,0 m. Dno koryta było wyrównane w wyniku prowadzonych

w nim prac, których celem było pozyskanie materiału dennego do budowy „grobli” w sekcji A₂, A₄.

Szerokość dna trapezowego koryta sekcji A₄ (o długości 130,0 m) zawierała się w przedziale 10,0- 12,0 m. Linia talwegu przebiegała w pobliżu sztucznie usypanej „grobli”, chroniącej stromo nachyloną skarpy lewego brzegu, której wysokość wynosiła 4,5 m. Objętość materiału użytego do budowy grobli wyniosła około 880,0 m³. Nachylenie przeciwległej skarpy było łagodne. W jej sąsiedztwie znajdowała się strefa akumulacji materiału dennego o długości 35,0 m, maksymalnej szerokości 15,0 m i wysokości dochodzącej do 0,35 m. Forma ta najprawdopodobniej była pochodzenia naturalnego, gdyż podczas prowadzonych pomiarów nie zauważono śladów ingerencji człowieka w jej strukturę.

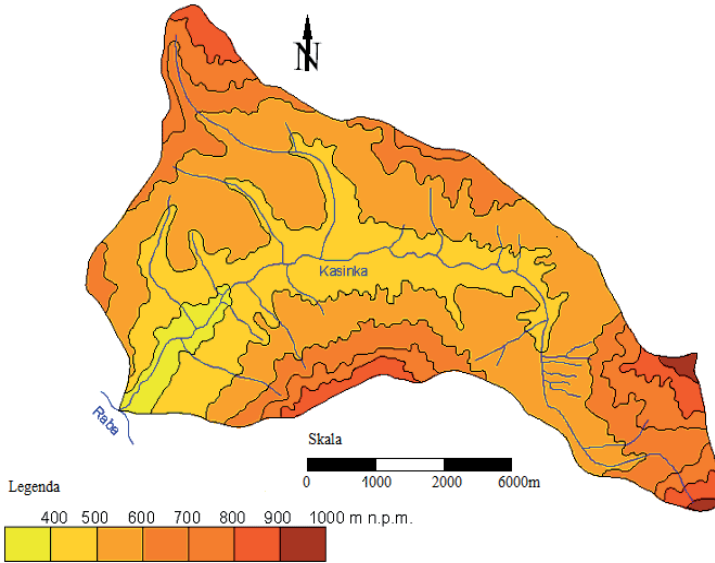
W sekcji A₆ o długości 285,0 m i szerokości koryta 10,0-18,0 m intensywnie niszczonej była lewa skarpa, przy której przebiegał główny nurt oraz 50 - metrowy odcinek prawego brzegu w górnej partii sekcji (rys. 4.2). Długość aktywnych podcięć w obrębie tej sekcji wynosiła 260,0 m. Cechą charakterystyczną tego odcinka było występowanie w jego części środkowej zespołów łach śródkorytowych, rozmieszczonych naprzemianległe. Formy te w przeważającej większości miały kształt wrzecionowaty o maksymalnej długości 15,0 m i szerokość 1,5-3,0 m. Materiał budujący łachy wykazywał wyraźne zróżnicowanie w profilu podłużnym. Najgrubsze frakcje znajdowały się w części dystalnej (przewaga frakcji o średnicy > 0,06 m), w części proksymalnej materiał był znacznie drobniejszy, przeważały frakcje o średnicy od 0,02 do 0,04 m [Bąk, Michalik 2011].

W trakcie przeprowadzonych badań zaobserwowano 4 wezbrania spowodowane opadami atmosferycznymi trwającymi nieprzerwanie od 21 do 42h. Maksymalna wysokość opadu zaobserwowana 9-10.06.2005 wynosiła 121,8 mm. Opad ten stanowił około 17% opadu średniorocznego dla omawianej zlewni (710 mm). Był on bezpośrednią przyczyną powstania największego z obserwowanych wezbrań, którego natężenie przepływu wyniosło 35,5 m³/s, co odpowiada przepływowi o prawdopodobieństwie wystąpienia raz na 10 lat. Pozostałe opady wywołały następujące przepływy: 11,5 m³/s (wysokość opadu 49 mm, czas trwania 36 h, 03-04.08.2005), 13,6 m³/s (wysokość opadu 63,9 mm, czas trwania 39 h, 02-03.06.2006), 24,8 m³/s (wysokość opadu 51,2 mm, czas trwania 21h, 29-30.06.2006).

4.1.2. Potok Kasinka

Potok Kasinka jest prawobrzeżnym dopływem rzeki Raby, mającym ujście w km 92+750 poniżej ujścia potoku Mszanki. Wypływa z północnego stoku góry Ćwilin, ze źródeł położonych na wysokości 860,00 m n.p.m (rys. 4.3). Całkowita powierzchnia zlewni Kasinki wynosi 48,82 km². Długość potoku wynosi 17,60 km. Potok Kasinka ma kilkanaście dopływów, wśród których do najwięk-

szych należą potoki: Węglówka o powierzchni zlewni 7,77 km², Węgierski o powierzchni zlewni 2,94 km², Jakubiak o powierzchni zlewni 3,38 km².



Rysunek 4.3. Mapa hipsometryczna zlewni potoku Kasinka
Figure 4.1. Hypsometric map of the Kasinka river catchments

Przeważającą część zlewni Kasinki zajmują grunty orne 40% oraz lasy 39%. Lasy zajmują przeważnie wyższe partie wzniesień i występują w większych kompleksach. Drzewostan reprezentują dolnoreglowe zespoły świerka z domieszką buka i jodły. Pozostałą część zlewni zajmują użytki zielone 10% oraz nieużytki wraz z zabudowaniami gospodarczymi 11%, usytuowanymi wzdłuż cieków w pobliżu głównych szlaków komunikacyjnych.

Jednym z najwyższych wzniesień w zlewni potoku jest szczyt Śnieżnicy o wysokości 1006 m n.p.m., położony na wschodniej granicy zlewni. Ze Śnieżnicy granica zlewni biegnie w kierunku północno-zachodnim poprzez wzniesienia Dzielec (wysokość 649 m n.p.m.), Wierzbanowska Góra (778 m n.p.m.) i Lubomir (904 m n.p.m), gdzie zmienia swój kierunek na południowy i przebiega przez szczyt Kiczory o wysokości 725 m n.p.m. i po jego stokach spada aż do ujścia potoku do rzeki Raby. Południowa granica zlewni od jej ujścia przebiega wzdłuż grzbietu masywu górskiego Lubogoszczy, osiągając kulminację na wysokości 968 m n.p.m., skąd biegnie dalej w kierunku wschodnim. Następnie w sąsiedztwie źródeł potoku Słomka zaczyna wspinąć się na najwyższy szczyt w zlewni Kasinki, górę Ćwilin 1072 m n.p.m., skąd skręca gwałtownie na północ wznosząc się na szczyt Śnieżnicy.

Zlewnia Kasinki leży w obrębie płaszczowiny magurskiej, zbudowanej z kredy inoceramowej, warstw belowskich podmagurskich i magurskich. Pod względem geologicznym wyższe rejony południowej i północno-zachodniej części zlewni zbudowane są z piaskowców magurskich i łupków marglistych. Rejony niższe, a w szczególności stoki dolin stanowią piaskowce pod czerwonymi łąkami. Część północno – wschodnia zbudowana jest z piaskowców i łupków podmagurskich, hieroglifowych margli i piaskowców, łupków pstrych [Lipski 1983]. Gleby zalegające w części północno-zachodniej zlewni i w partiach szczytowych to przede wszystkim gliny lekkie i średnie, powstałe ze zwietrzenia utworów fliszowych, piaskowców magurskich, łupków i margli. Gliny ciężkie pylaste oraz gliny średnie pylaste powstałe ze zwietrzenia piaskowców podmagurskich, margli i piaskowców zlepieńcowych, łupków pstrych występują na obszarach mniej stromych. Na niewielkich obszarach w części południowej zlewni występują gleby wytworzone z łupków i piaskowców inoceramowych w postaci glin ciężkich pylastych, mające w głębszych partiach profilu skład mechaniczny ilasty [Lipski 1983].

Na potoku Kasinka do badań wytypowano obiekt pomiarowy Nowaki zlokalizowany w km 9+200 o długości 400 m, w którym natężenie procesów erozji badano w 3 sekcjach pomiarowych.

Sekcja nr 1 zlokalizowana w km 9+200, obejmuje odcinek koryta o długości 60,0 m w obrębie erodowanego brzegu wklęsłego o wysokości 1,30 m.

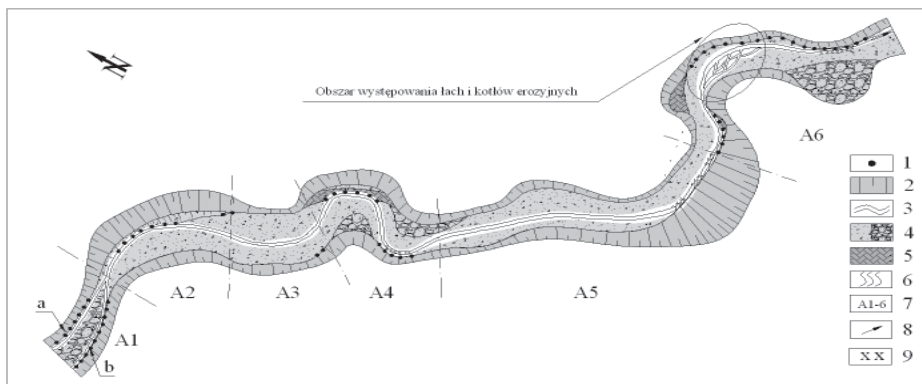
Sekcja nr 2 zlokalizowana w km 9+440 obejmuje odcinek koryta o długości 70,0 m w obrębie erodowanego brzegu wklęsłego o wysokości 2,50–3,50 m.

Sekcja nr 3 zlokalizowana w km 9+540 na odcinku prostym, bezpośrednio poniżej sekcji nr 2 w obrębie brzegów o wysokości 1,5–2,00 m.

W okresie badań, w roku 2004 zaobserwowano jedno istotne, morfologicznie aktywne wezbranie z kulminacją w dniu 28.07 wynoszącą $Q_{\max} = 9,20 \text{ m}^3/\text{s}$. W roku 2005 odnotowano morfologicznie aktywne wezbranie czerwcowe o przepływie kulminacyjnym w dniu 10.06 wynoszącym $Q_{\max} = 7,40 \text{ m}^3/\text{s}$ oraz wezbrania sierpniowe o przepływach kulminacyjnych w dniach 04.08 $Q_{\max} = 8,00 \text{ m}^3/\text{s}$ i 08.08 $Q_{\max} = 7,40 \text{ m}^3/\text{s}$. W roku 2006 morfologicznie aktywne wezbrania wystąpiły w dniach 29.03 ($Q_{\max} = 8,10 \text{ m}^3/\text{s}$), 18.05 ($Q_{\max} = 5,5 \text{ m}^3/\text{s}$), 30.05 ($Q_{\max} = 2,51 \text{ m}^3/\text{s}$), 03.06 ($Q_{\max} = 8,65 \text{ m}^3/\text{s}$). Największe wezbranie w okresie badań w roku 2006, o przepływie kulminacyjnym $Q_{\max} = 22,10 \text{ m}^3/\text{s}$ wystąpiła 30.06.

4.2. ZMIANY MORFODYNAMICZNE WZDŁUŻ ODCINKA KORYTA POTOKU SŁOMKA

Powyżej sekcji A₁ główny nurt wezbrania o natężeniu przepływu $35,5 \text{ m}^3/\text{s}$ uległ rozwidleniu, dzieląc się na dwie „strugi” a i b przebiegające w pobliżu przeciwnych brzegów (rys. 4.4).



Rysunek 4.4. Schemat koryta po wezbraniu z 09-10.06.2005r. Oznaczenia jak na rys. 4.2
Figure 4.4. Horizontal arrangement of the stream channel after the raised water level on 9 and 10/06/2005 (scheme); Description as in fig. 4.2

Spowodowało to pogłębienie koryta w obrębie „strug” głównego nurtu na całej długości sekcji (rys. 4.7a, b). Maksymalne zaobserwowane obniżenie rzędnej dna wystąpiło w środkowej części sekcji w pobliżu prawej skarpy i wyniosło 0,5 m, a przy przeciwległej skarpie nie przekroczyło 0,2 m. Średnie obniżenie niwelety dna było równe 0,25 m, dla prawego pasa koryta o szerokości 2,0-3,0 m oraz 0,10 m dla lewego pasa szerokiego na 1,5-2,0 m. Objętość materiału wyerodowanego z dna oszacowano na 22,0 m³. Centralna części przekroju została nadbudowana średni o 0,12 m. Objętość materiału zdeponowanego w jej obrębie wyniosła około 16,50m³. W przeważającej części był to materiał gruboziarnisty o średnicy ziaren 0,02-0,06 m. Podczas wezbrania na długości około 50,0 m rozmyciu uległy obie skarpy. Średnią wartość rozmycia określono na 0,10 m dla lewego brzegu oraz 0,60 m dla brzegu prawego. Objętość materiału dostarczonego do koryta, pochodzącego z rozmycia skarp została oszacowana na 38,5 m³. Z rozmycia lewej skarpy pochodziło 1,50 m³, a prawej 37,0 m³.

W sekcji A₂ główny nurt przebiegał przy „grobli” powodując jej rozmycie na całej długości (rys. 4.4). Wartość rozmycia szybko rosła do około 1/4 długości „grobli”, gdzie zaobserwowano maksymalne cofnięcie równe 5,50 m. Poniżej 1/4 długości „grobli” wartość rozmycia szybko malała, a w profilu zamykającym sekcje nie przekroczyła 0,2 m. Obniżenie rzędnej dna odnotowano jedynie w pasie o szerokości 1,0 m pokrywającym się z przebiegu głównego nurtu i wyniosło ono około 0,15-0,2 m. W pozostałej części koryto zostało nadbudowane. W wyniku zmian powstało koryto o prawie płaskim dnie i szerokości dochodzącej do 16,0 m (rys. 4.7c, d). Objętość materiału wyniesionego poza granice sekcji oszacowano na 185,0 m³, a zakumulowanego na 64 m³.

Sekcja A₃ pełniła rolę odcinka akumulacyjno-erozyjnego. Wewnątrz koryta został zdeponowany materiał o objętości 125,0 m³. W początkowej oraz końcowej części tego odcinka widoczne były podcięcia lewej oraz prawej skarpy (rys. 4.4). Całkowita długość podcięć nie przekroczyła 30,0 m. Szacunkowa objętość materiału pochodzącego z erozji brzegów, dostarczonego bezpośrednio do potoku wyniosła 7,6 m³.

Sztucznie usypana „grobla” w sekcji A₄ uległa cofnięciu od 1,0 m - górny i dolny jej fragment, do 3,0 m w środkowej części (rys. 4.7e, f). Objętość materiału pochodzącego z jej rozmycia i przemieszczonego do niżej położonych sekcji pomiarowych oszacowano na 86,0 m³. Przy przeciwległej skarpie w obszarze istniejącej łachy żwirowej został zdeponowany rumosz skalny w ilości 4,80 m³. W części zamykającej sekcję, przy lewej skarpie powstała strefa akumulacji, gdzie zdeponowany został materiał gruboziarnisty w ilości 10,0 m³. Przeciwległy brzeg, na wysokości nowopowstałej łachy został rozmyty na długości 15,0 m. Wartości rozmycia wahała się od 0,2 m do 0,7 m (rys. 4.4). Przy rozmytej skarpie w dnie został wycięta rynna erozyjna o długości 12 m, szerokości 1,0 m i maksymalnej głębokości 0,55 m. Całkowitą ilość materiału zakumulowanego w obrębie sekcji oszacowano na 14,8 m³, a wyerodowanego na 99,0 m³.

W górnej części odcinka oznaczonego symbolem A₅ materiał transportowany z górnych partii ciekłu był akumulowany na całej szerokości koryta (rys. 4.7g, h). Rzędna dna (w obrębie przekrojów pomiarowych) uległa podniesieniu średnio o 0,05 m. Objętość materiału zdeponowanego w tej sekcji wyniosła 120,0 m³.

Trapezowe koryto górnej części sekcji A₆ o szerokości dna 12,0 m uległo poszerzeniu od 1,0m do 2,5m (rys. 4.7i, j). Największe przemieszczenie brzegów odnotowano w strefie sztucznego wypełnienia meandra (rys. 4.4). W środkowej części sekcji zaobserwowano powstanie licznych form akumulacyjnych usytuowanych symetrycznie przy obu brzegach i łach środkowych naprzemianległych, poniżej których występowały lokalne przegłębienia o kształcie zbliżonym do koła lub elipsy, z maksymalną głębokością w centralnej ich części lub przesuniętą ku dolnej krawędzi ich obrysu. Objętość tych form nie przekraczała 2-2,5m³. W części zamykającej sekcję przemieszczeniu uległ brzeg prawy. Wartość rozmycia wyniosła od 0,60 m do 1,80 m na długości około 33,0 m. W pobliżu skarpy w dnie został wycięta rynna erozyjna o maksymalnej szerokości 0,75 m i głębokości 0,5 m (rys. 4.7i, j). Po przeciwległej stronie na powierzchni około 100 m² został zdeponowany rumosz korytowy o miąższości od 0,12 m do 0,32 m. Objętość zdeponowanego w obrębie sekcji rumoszu dennego określono na 105 m³, a dostarczonego do koryta z rozmycia skarp na 125,0 m³.

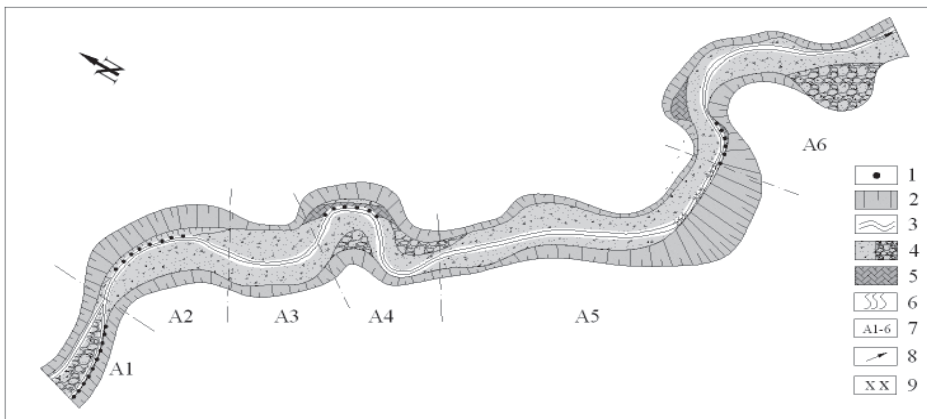
Wpływ wezbrania o natężeniu przepływu 11,50 m³s⁻¹ (08.2005r) na morfologię koryta był zdecydowanie mniejszy. W sekcji A₁ zaobserwowano podniesienie rzędnej dna przy prawej skarpie średnio o 0,15 m (rys. 4.7a, b). Materiał ten pochodził bezpośrednio z jej obsunięcia, o czym świadczą występowanie

dużych bloków ziemi pokrytych darnią. Objętość materiału odłożonego w tej sekcji oszacowano na $16,0 \text{ m}^3$, przy czym pochodzącego z rozmycia prawego brzegu na $12,8 \text{ m}^3$.

W sekcji A_2 obserwowano utrzymanie się tendencji do rozmywania sztucznie uformowanej „grobli” i przemieszczania się głównego nurtu w pobliże naturalnego brzegu. Maksymalna zaobserwowana wielkość rozmycia (środkowy fragment „grobli”) była równa $0,80 \text{ m}$ (rys 4.5, 4.7c, d), a jego objętość określono na $41,5 \text{ m}^3$.

Odcinki A_3 i A_5 pełniły nadal funkcje redepozycyjną. Materiał w tych sekcjach odkładany był niesymetrycznie w przeważającej części przy prawym brzegu.

W sekcji A_4 podobnie jak w sekcji A_2 obserwowano silną tendencję do rozmywania przez strumień płynącej wody sztucznej „grobli”. Wartość rozmycia rosła zgodnie z kierunkiem nurtu i wynosiła odpowiednio: $0,2 \text{ m}$ - w 1/4 długości, $0,4 \text{ m}$ w części środkowej i $0,8 \text{ m}$ w dolnej części „grobli”. W obrębie rynny erozyjnej znajdującej się przy prawej skarpie w części zamykającej sektor akumulowany był rumosz skalny powodując jej całkowite zaszutrowanie.



Rysunek 4.5. Schemat koryta po wezbraniu z 03-04.08.2005r. Oznaczenia jak na rys. 4.2.

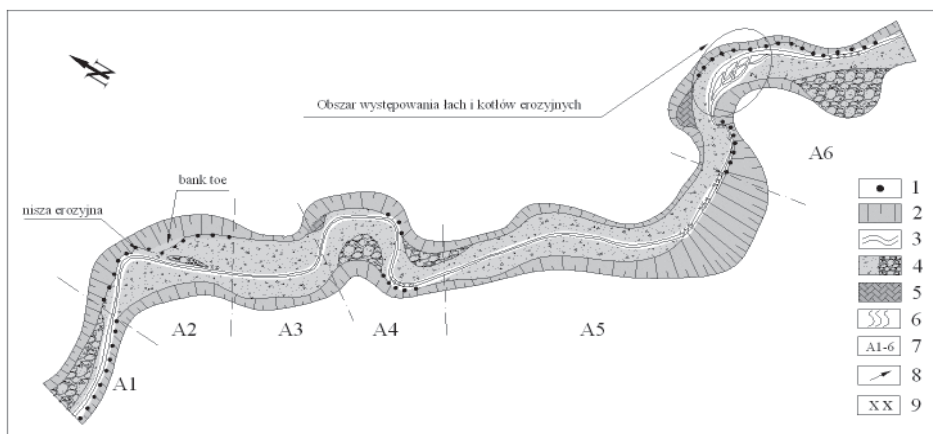
Fig. 4.5. Horizontal arrangement of the stream channel after the raised water level on 3 and 4/08/2005 (scheme); Description as in fig. 4.2

Na odcinku A_6 migracja koryta nie przekroczyła $0,50 \text{ m}$ i obserwowana była jedynie w przypadku sztucznego wypełnieni meandru znajdującego się w części otwierającej sekcję (rys. 4.5). Zagłębienia denne występujące w centralnej oraz dolnej części sekcji zostały wypełnione materiałem mineralnym, którego średnica rosła w kierunku od powierzchni ku dołowi. Świadczy to o sedymentacji materiału w ich obrębie podczas opadania zwierciadła wody w warunkach malejącej zdolności transportowej strumienia.

W lipcu 2006 wystąpiły dwa wezbrania o szacowanym natężeniu przepływu $13,60 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ i $24,80 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Pomiaru kontrolne zostały wykonane po drugim wezbraniu, dlatego nie było możliwe przeprowadzenie analizy zmian w ukształtowaniu dna oraz skarpy dla każdego z wezbrań osobno. Opisane poniżej zmiany jakie zostały zaobserwowane w dniu pomiarów, są wypadkową obu zaistniałych wezbrań. Jednakże na podstawie wcześniejszych obserwacji można założyć, że dominujący wpływ na morfologię koryta miało wezbranie z dnia 29-30.06.2006r, a opisane zmiany w większości są jego efektem.

W sekcji A₁ główny nurt przebiegał przy brzegu prawym w wyraźnie zarysowującym się zagłębieniu, o półokrągłym przekroju i szerokości około 1,5 m (rys. 4.7a) powodując rozmycie prawej skarpy na długości 50 m. Średnie cofnięcie skarpy wyniosło 0,45 m, przy czym różnica między minimalną, a maksymalną migracją boczną brzegu nie przekroczyła 0,10 m. Objętość materiału odsponowanego od skarpy była równa $28,0 \text{ m}^3$. Po przeciwległej stronie koryta, w miejscu gdzie przebiegała jedna z głównych „strug” nurtu, został zdeponowany materiał gruboziarnisty (rys. 4.6) w ilości $15,0 \text{ m}^3$.

W sekcji A₂ główny nurt przebiegał wzdłuż lewego brzegu, powodując całkowite rozmycie pozostałości sztucznej „grobli” oraz bardziej odpornej na erozję stopy skarpy. W miarę zwiększania się przepływu, kąt jaki tworzyła os nurtu ze skarpią ulegał stopniowemu zwiększaniu, osiągając największą wartości podczas kulminacji około 45° . Jednocześnie w części zamykającej sektor os nurtu odsuwała się od lewej skarpy. Bezpośrednie atakowanie brzegu przez nurt powodowało intensywną migrację lewej skarpy na odcinku pomiędzy 1/4 – 1/2 jego długości.



Rysunek 4.6. Schemat koryta po wezbraniu z 3-4, 29-30.06.2006r. Oznaczenia jak na rys. 4.2.

Figure 4.4. Horizontal arrangement of the stream channel after the raised water level on 3-4 and 29-30/06/2005 (scheme); Description as in fig. 4.2

Maksymalną wartość rozmycia 3,5 m zaobserwowano w obrębie powstałej niszy erozyjnej (fot. 4.1). Na tym odcinku następowała gwałtowna zmiana kierunku nurtu.



Fotografia 4.1. Fragment koryta sekcji A₂ po wezbraniu z dnia 29-30.06.2006 r.
Figure 4.1. Stream channel after the raised water level on 29 and 30/06/2006 (section A₂)

Zmianie kierunku przepływu towarzyszyło „wyrzucanie” materiału gruboziarnistego, o średnicy frakcji powyżej 0,06 m, niesionego przez strumień z jego osi. Doprowadziło to do powstania, w środkowej części koryta „pasa sedymentacyjnego” o długości 30,0 m i szerokości 3,0-4,0 m (rys. 4.6, fot. 4.1), poniżej którego na długości 5 m i szerokości 2-2,5 m powstało lokalne przegłębienie o głębokości 0,3-0,4 m. Materiał z obsunięć lewej skarpy, w ilości 325m³ był w całości przetransportowany i deponowany w niższych partiach sekcji (245 m³).

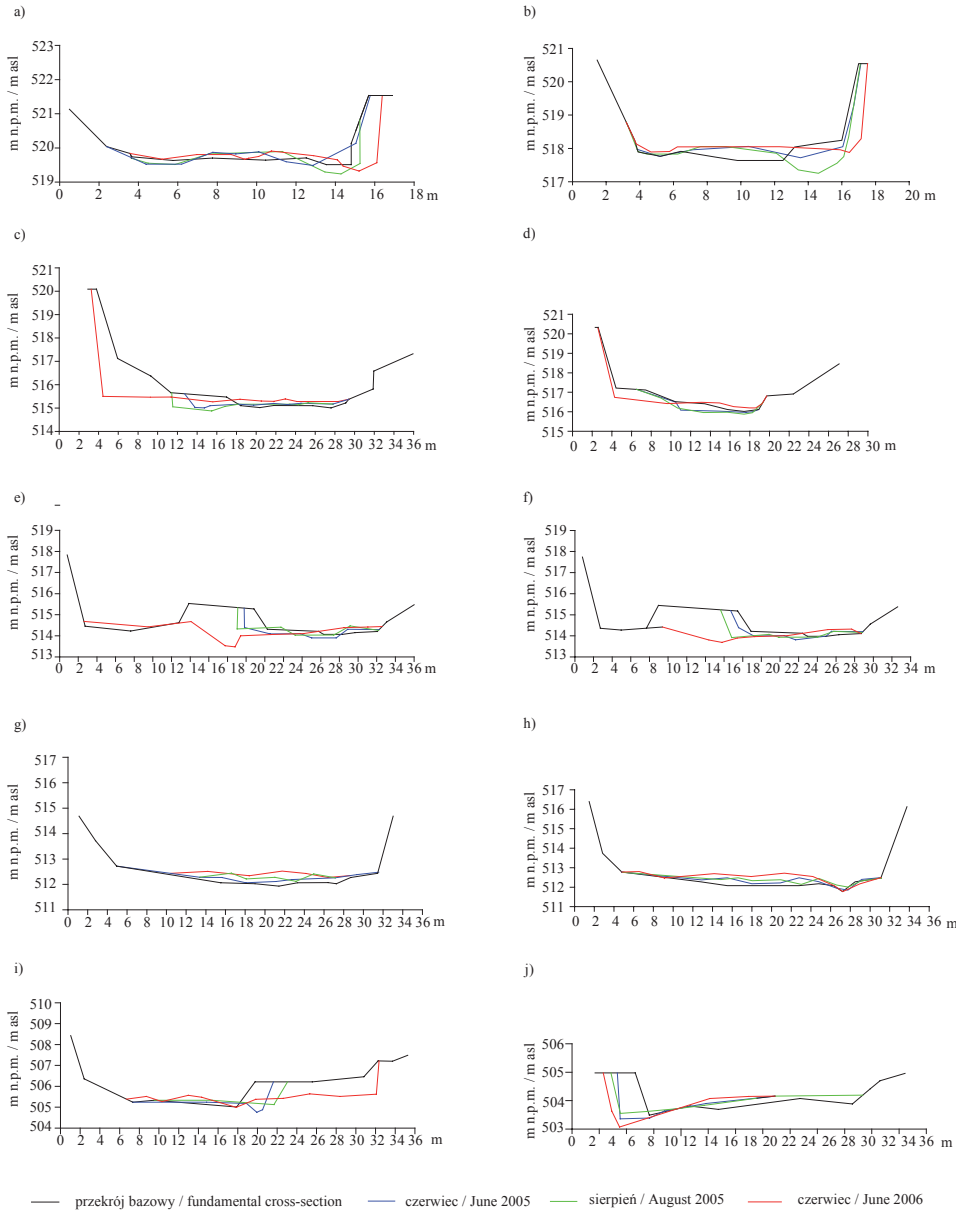
Sekcje A₃ i A₅ podobnie jak podczas wcześniejszych wezbrań pełniły rolę redepozycyjną. W ich obrębie odkładany był rumosż mineralny oraz organiczny pochodzący z wyższych partii koryta (rys. 4.7g, fot. 4.2).



Fotografia 4.2 Fragment koryta sekcji A₅ po wezbraniu z dnia 29-30.06.2006r
Photo 4.2. Stream channel after the raised water level on 29 and 30/06/2006 (section A₅)

W sekcji A₄ rozmyciu uległa pozostałość „grobli” oraz dolny odcinek lewej skarpy na długości 15,0 m. Wartość przemieszczenia skarpy wyniosła od 0,5 do 1,8 m. W miejscu „grobli” w dnie została wyźłobiona rynna erozyjna o maksymalnej głębokości 0,50 m i szerokości 1,0 m (rys. 4.7e, f), w której koncentrował się cały przepływ zaobserwowany podczas pomiarów. Znajdująca się po przeciwległej stronie łacha została nadbudowana o około 0,25 m. Nadbudowana została również łacha znajdująca się przy lewym brzegu, w części zamykającej sekcję. Objętość zdeponowanego materiału w obrębie łach wyniosła odpowiednio 30 m³ i 40 m³. Prawa skarpa w części zamykającej sekcję została rozmyta na długości 30 m średni o 0,5 m, a w dnie powstało przegłębienie o długości 8,5 m i szerokości do 0,5 m (rys. 4.6).

W sekcji A₄ rozmyciu uległa pozostałość „grobli” oraz dolny odcinek lewej skarpy na długości 15,0 m. Wartość przemieszczenia skarpy wyniosła od 0,5 do 1,8 m. W miejscu „grobli” w dnie została wyźłobiona rynna erozyjna o maksymalnej głębokości 0,50 m i szerokości 1,0 m (rys. 4.7e, f), w której koncentrował się cały przepływ zaobserwowany podczas pomiarów. Znajdująca się po przeciwległej stronie łacha została nadbudowana o około 0,25 m. Nadbudowana została również łacha znajdująca się przy lewym brzegu w części zamykającej sekcję. Objętość zdeponowanego materiału w obrębie łach wyniosła odpowiednio 30 m³ i 40 m³. Prawa skarpa w części zamykającej sekcję została rozmyta na długości 30 m średnio o 0,5 m, a w dnie powstało przegłębienie o długości 8,5 m i szerokości do 0,5 m (rys. 4.6).

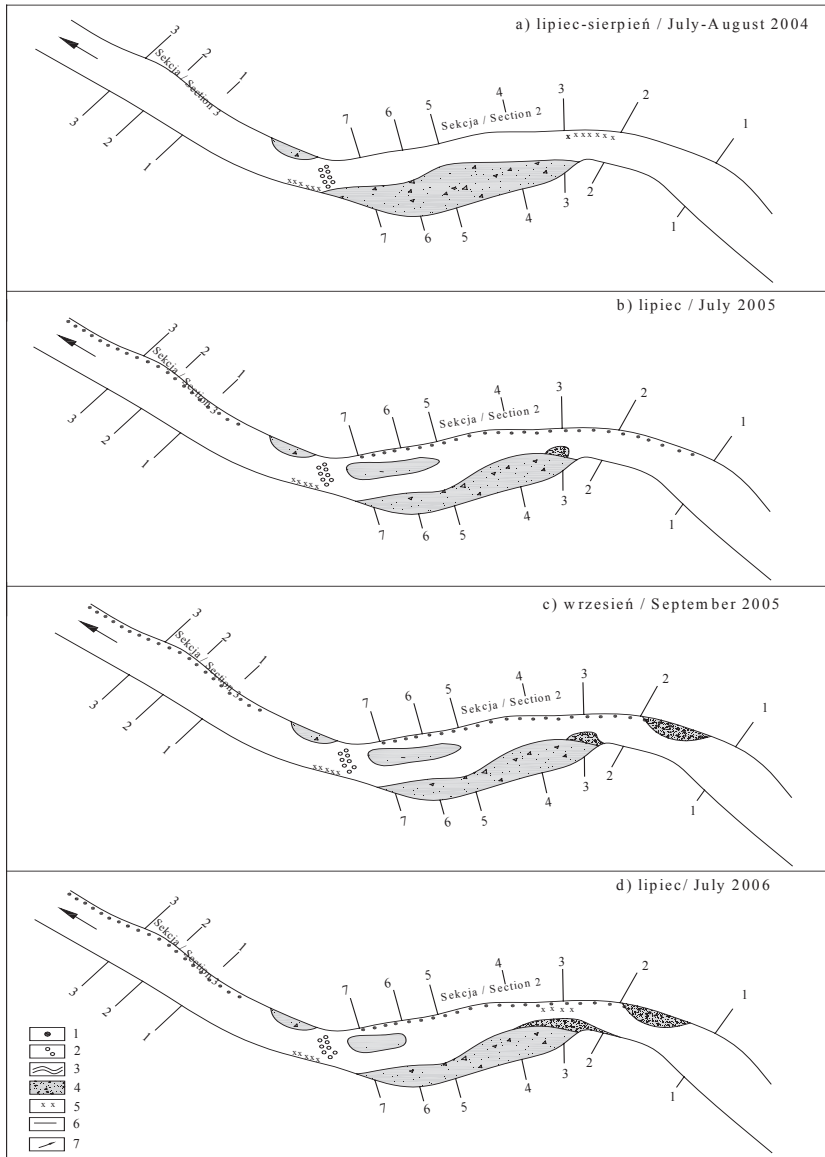


Rysunek 4.7. Przekroje poprzeczne koryta potoku Słomka
Figure 4.7. Cross – sections of the Słomka stream channel

W sekcji A₆ cofnięciu uległy wszystkie brzegi wklęsłe, które rozmywane były podczas poprzednich wezbrań. W przypadku skarp naturalnych wielkość przemieszczenia dochodziła do 1,5 m. Sztuczne wypełnienie meandra otwierającego sekcję została w całości wypłukane (rys. 4.7i, j). Ponadto rozmyta została naturalna skarpa, a jej maksymalne przemieszczenie, zaobserwowane w dolnej części meandra wyniosło 1,2 m. Powstały meander o kształcie haczykowatym podczas kolejnych wezbrań znacznie szybciej będzie przyrastał w fazie niż w amplitudzie [Teisseyre 1984], co najprawdopodobniej doprowadzi do silnej erozji prawej skarpy. W centralnej części sekcji powstał zespół form, łańcuch śródkorytowych i kotłów erozyjnych u ich podstawy, podobnie jak podczas pierwszego omawianego wezbrania. Objętość materiału dostarczonego do koryta, pochodzącego z niszczenia brzegów została określona na 340,0 m³, a zakumulowana w obrębie sekcji na 300,0 m³.

4.3. ZMIANY MORFODYNAMICZNE WZDŁUŻ ODCINKA KORYTA POTOKU KASINKA

Intensywne opady deszczu spowodowały wezbranie z kulminacją w dniu 28.07.2004, którego skutkiem były zaobserwowane zmiany erozyjne. Pomiar kontrolny przeprowadzony w sierpniu 2004 roku bezpośrednio po opadach, potwierdziły erozyjną aktywność badanego odcinka. Maksymalny przepływ wezbraniowy w dniu 28.07.2004 roku wynosił $Q_{\max} = 9,20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Skutkiem długotrwałych opadów była przede wszystkim erozja denną między przekrojami 2–2 do 4–4 (rys. 4.8a). W dniu potoku bezpośrednio przy stopie skarpy brzegu powstało przegłębienie w formie wydłużonej rynny o długości 8,0 m i szerokości około 2,0 m. Powstanie rynny spowodowało obniżenie dna między przekrojami 2–2 do 4–4 maksymalnie o 0,56 m (przekrój 2–2) (rys. 4.8b). W pobliżu brzegu wypukłego między omawianymi przekrojami zaobserwowano ślady depozycji materiału zwirowego o miąższości 0,10–0,23 m. Pomiar geodezyjne pozwoliły stwierdzić, że między przekrojami 2–2 do 4–4 wystąpiła również erozja boczna. Wartość przemieszczenia brzegu wklęsłego po wezbraniu wyniosła od 0,12 m (przekrój 3–3) do 0,21 m (przekrój 2–2) (rys. 4.8b, c). Erozja boczna objęła swym zasięgiem skarpe brzegu zewnętrznego do wysokości około 1,5 m. Strefa czynna podcinanej skarpy znalazła się w zasięgu wahań stanów wody, doprowadzając do erozji bocznej w dolnej i środkowej części analizowanego brzegu. Strefa górna pozostała nie naruszona. Ilość wyerodowanego materiału między przekrojami 2–2 do 4–4 szacuje się na 0,60 m³. Erozja boczna miała miejsce w pobliżu osi zakrętu osiągając swe maksimum w przekrojach 2–2 do 4–4 w miejscu gwałtownej zmiany kierunku płynącej wody. Strumień wody wchodząc w zakręt interpretowanego odcinka atakuje bezpośrednio brzeg zewnętrzny w przekrojach 2–2 do 4–4. Erozja boczna nie spowodowała w sposób istotny przemodelowania brzegu zewnętrznego.



Rysunek 4.8. Szkice przedstawiające przebieg procesów fluwialnych w sekcjach nr 2 i 3 potoku Kasinka w latach 2004–2006. Oznaczenia: (1) – obszar intensywnej erozji bocznej, (2) – przemiał, (3) – koryto małej wody, (4) – łachy kamienisto-żwirowe, (5) – rynnny erozyjne, (6) – przekroje pomiarowe, (7) – kierunek nurtu

Figure 4.8. Horizontal arrangement of the brook channel in years 2004–2006: (1) – area with intense lateral erosion; (2) – rapids; (3) – low-flow channel; (4) – stone and gravel material covering the bed/stone-gravel bars; (5) – erosion channel; (6) – cross-sections; (7) – water flow direction

Intensywne procesy erozyjne miały miejsce w dnie koryta, doprowadzając do rozcięcia aluwialnej pokrywy dna w formie rynny. Objętość wyerodowanego materiału dennego szacuje się na $3,5 \text{ m}^3$. Przeciwny brzeg wewnętrzny zakończony łachą żwirową nie został przemodelowany. Procesy erozyjne skutecznie zostały zahamowane przez roślinność porastającą zarówno sam brzeg jak i łachę. Badania kontrolne pozwoliły również stwierdzić zmiany w morfologii odcinka poniżej badanej sekcji nr 2, szczególnie widoczne na przejściu między sekcjami 2 i 3. Przejście nurtowe powoduje przerzucenie nurtu pod przeciwny brzeg, co w przypadku badanego odcinka między sekcjami 2 i 3 wiąże się z pogłębieniem dna w pobliżu brzegu wklęsłego. W sąsiedztwie brzegu wklęsłego na przejściu między sekcjami 2 i 3 stwierdzono występowanie wyboju w dnie o średnicy 1,50 m i głębokości około 0,30 m.

Przepływy wezbraniowe wywołały pogłębienie wyboju o 0,30 m, co jest zjawiskiem charakterystycznym dla okresów wezbrań i powodzi, prowadzącym do erozyjnego pogłębiania dna przegłębień ze względu na znaczne prędkości i naprężenia ścinające panujące w przegłębieniach. Zjawisko to znane jest w literaturze jako odwrócenie hydrauliczne. Ukształtowana przy brzegu wypukłym łacha o szerokości maksymalnej 3,0 m i długości 10 m została nadbudowana warstwą żwiru grubości około 0,10 m.

Pomiary kontrolne przeprowadzone w lipcu 2005 roku umożliwiły ocenę natężenia i przebiegu procesów erozji i depozycji, które miały miejsce między 08.2004 a 07.2005 roku. W tym czasie na uwagę zasługuje szczególnie wezbranie o szacunkowym przepływie kulminacyjnym wynoszącym $Q_{\max} = 21,50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. W roku 2005 włączono do badań dodatkową sekcję pomiarową w km 9+200, zlokalizowaną w obrębie brzegu o wysokości 1,30 m i długości 60 m.

Przepływy wezbraniowe spowodowały istotne przemodelowanie odcinków pomiarowych. W badanych sekcjach stwierdzono wystąpienie procesów erozji dennej, bocznej oraz depozycji, co świadczy o dużej mocy strumienia i zdolności transportowej przepływów wezbraniowych. Największym przeobrażeniem uległ brzeg wklęsły sekcji nr 2. Łacha brzegowa wytworzona przy brzegu wypukłym została rozmyta na długości 20 m i szerokości 5–7 m (rys. 4.8b). Materiał żwirowy tworzący platformę łachy oraz transportowany w dnie koryta został zdeponowany między przekrojami 5–5 do 7–7, co spowodowało podwyższenie dna od 0,30 m (przekrój 7–7) do 0,43 m (przekrój 6–6) (rys. 4.10g, h). Depozycja w przekrojach 5–5 do 7–7 o szerokości od 1,50 m do 6,0 m objęła swym zasięgiem strefę od linii nurtu do brzegu zewnętrznego, a zdeponowany materiał utworzył łachę żwirową o długości 15 m (fot. 4.3). Intensywna depozycja w przekrojach 5–5 do 7–7 doprowadziła do rozdzielania nurtu na dwa strumienie. Degradacja łachy brzegowej brzegu wypukłego doprowadziła do poszerzenia aktywnego koryta niskiej wody, co spowodowało skierowanie nurtu do nowej części, powstałej po usunięciu materiału żwirowego łachy. Pozostała część przepływu kieruje się pod brzeg wklęsły. Oczywiście sytuacja rozdziału

nurtu ma miejsce tylko przy niskich stanach i przepływach. W czasie wezbrań powstała łacha zostaje zalana wodą. Szacunkowa wielkość depozycji w przekrojach 5–5 do 7–7 wynosi $16,0 \text{ m}^3$. Poszerzeniu aktywnego koryta niskiej wody w przekrojach 5–5 do 7–7 sprzyjał również proces erozji bocznej, któremu w sposób wyraźny poddała się skarpa brzegu zewnętrznego. Erozja boczna objęła swym zasięgiem skarpe na całej wysokości prowadząc do przesunięcia brzegu, średnio o 0,5 m.



Fotografia 4.3. Łacha żwirowa utworzona między przekrojami 5–5 do 7–7

Photo 4.3. Gravel bar between 5-5 and 7-7 cross-sections

Natężenie procesów erozji bocznej największą wartość osiągnęło do wysokości 0,70 m. Przykładowo w przekroju 7–7 została wyerodowana część skarpy o mniejszym nachyleniu, a całkowita wielkość erozji u stopy skarpy wyniosła 1,40 m (rys. 4.10g). Proces erozji bocznej doprowadził zarówno do przesunięcia brzegu wklęsłego, jak i wykształcenia prawie pionowej jego geometrii. W pozostałych przekrojach omawianej sekcji stwierdzono również zmiany ukształtowania profilu dna i skarpy brzegu. Zmiany te widoczne są szczególnie w przekrojach 2–2 do 4–4 (rys. 4.10b-d), w których przede wszystkim procesy erozji bocznej i depozycji. Przekroje te zlokalizowane są w miejscu zmiany kierunku nurtu i jako główny proces niszczący ten fragment odcinka stwierdzono proces erozji bocznej. O ile poniżej osi zakrętu w przekrojach 5–5 do 7–7 zaobserwowano występowanie procesów erozji bocznej, prowadzącej do przesunięcia

brzegu zewnętrznego oraz depozycji, to w przypadku przekroi 2–2 do 4–4 dominował proces erozji bocznej (rys. 4.10b-d). Doprowadził on do przesunięcia brzegu w części dolnej skarpy o 0,30–0,80 m (przekroje 2–2, 3–3, 4–4) i objął badany brzeg na całej jego wysokości. Największa intensywność procesu miała miejsce do wysokości 1,50 m, osiągając wartość 0,50–0,60 m. Materiał pochodzący z erozji brzegu wklęsłego został częściowo zdeponowany u stopy skarpy w postaci dużych bloków gruntowych (fot. 4.4).

Poniżej przekroju 2–2 w skarpie brzegu zewnętrznego została utworzona nisza brzegowa o średnicy 1,50 m. Całkowita wielkość erozji bocznej między przekrojami 1–1 do 7–7 wyniosła 100,0 m³. Depozycja materiału w dnie koryta przyczyniła się do wypełnienia wcześniej utworzonej (lipiec 2004) rynny erozyjnej, prowadząc do podwyższenia dna między przekrojami 2–2 do 4–4 (rys. 4.10b-d).



Fotografia 4.4. Bloki gruntowe zdeponowane u stopy skarpy w pobliżu przekroju 2–2
Photo 4.4. Block of soil near the cross-section No 2-2

W przekroju 2–2 stwierdzono ślady erozji dennej, która spowodowała wyerodowanie materiału dna o szerokości 2,0 m i głębokości maksymalnej 0,40 m. Po przeciwnej stronie brzegu wklęsłego, bezpośrednio przy brzegu wewnętrznym między przekrojami 2–2 i 3–3 zaobserwowano tworzenie się formacji żwirów o szerokości maksymalnej 1,0 m.

Najmniejszym zmianom uległ przekrój 1–1 otwierający badany odcinek sekcji pomiarowej nr 2 (rys. 4.10a). Pomiary wskazują na pogłębienie dna przy skarpie brzegu prawego osiągające maksimum przy stopie skarpy (grubość wyerodowanego materiału 0,14 m). Strefa erozji dennej obejmuje szerokość 5,0 m. Pozostała część szerokości przekroju 1–1 podlegała procesowi depozycji. Maksymalna grubość zdeponowanego materiału przy brzegu lewym wynosi 0,17 m. Proces erozji bocznej zachodził na brzegu prawym do wysokości 1,0 m. Wartość przemieszczenia brzegu prawego wyniosła od 0,20 m przy stopie skarpy do 0,05 m na wysokości 1,0 m. W okresie 2004–2005 roku badany przekrój uległ stosunkowo niewielkim przeobrażeniom w porównaniu z pozostałymi przekrojami. W wyniku procesów erozji i depozycji zachodzących w omawianym przekroju stwierdzono wyrównanie spadku poprzecznego dna przekroju, który ostatecznie przyjął prawie poziome ukształtowanie z niewielkim (0,09 m) przegłębieniem w nurcie.

Przeptywy wezbraniowe spowodowały bardzo wyraźne zmiany w badanym odcinku, na które wpływ miały przede wszystkim procesy erozji bocznej, dennej i depozycji. Proces erozji bocznej o całkowitej wartości 100,0 m³ objął cały badany brzeg prowadząc do jego przesunięcia. Depozycja materiału brzegowego w postaci bloków gruntowych miała miejsce częściowo w korycie u stopy skarpy, zapewne w chwili gdy moc strumienia była niewystarczająca do odprowadzenia wyerodowanego z brzegu materiału. Erozja denna związana z rozmywaniem łachy żwirowej, będącej formą stabilną, pokrytą w warstwie wierzchniej drobnym materiałem piaszczystym i porośniętą w lecie roślinnością miała miejsce poniżej osi zakrętu. Materiał wyerodowany z łachy częściowo został zdeponowany w formie odsypiska między przekrojami 5–5 do 7–7. Całkowita wartość zdeponowanego materiału żwirowego i bloków gruntowych wynosi 40,0 m³. Zachodzące zjawiska świadczą o wielkiej sile procesów fluwialnych przeobrażających ciek. Bezpośrednio poniżej sekcji nr 2 istniejące płoślo zostało częściowo zasypane. Stwierdzono zmniejszenie jego głębokości o około 0,30 m. Również odcinek badawczy sekcji nr 3 podlegał deformacji. W wyniku zachodzących procesów wszystkie 3 przekroje kontrolno–pomiarowe uległy przemodelowaniu (rys. 4.10h–j).

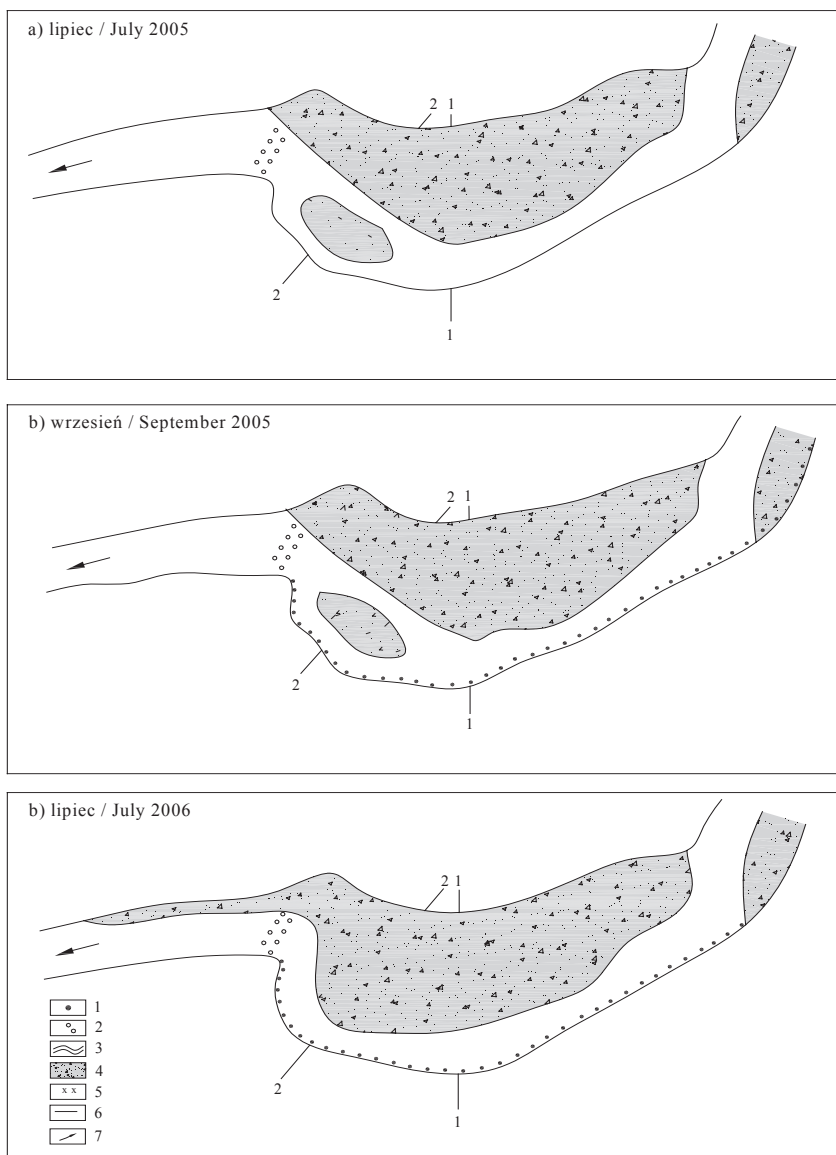
Przekroje zlokalizowane na odcinku prostym podlegały głównie procesom erozji bocznej, z tendencją do erodowania brzegu prawego oraz erozyjnym obniżaniem dna koryta. Przeprowadzone pomiary kontrolne wskazują na poszerzanie koryta w wyniku zachodzących procesów erozji bocznej.

W badanych przekrojach stwierdzono przesunięcie brzegu od 0,25 m (przekrój 3–3) do 0,55 m (przekrój 2–2), co odpowiada objętości wyerodowanego materiału 8,0 m³ (rys. 4.10i, j). Największe natężenie erozji dennej stwierdzono w przekroju otwierającym 1–1 (rys. 4.10h). W stanowisku tym dno koryta obniżyło się o 0,20 m obejmując swym zasięgiem cały poprzeczny przekrój pomiarowy. Objętość wyerodowanego materiału dennego między przekrojami 1–1 do 3–3 wynosi 7,0 m³.

Wizja lokalna podczas pomiarów wyjściowych wykonanych w lipcu 2005 roku pozwoliła zaobserwować tendencję niszczenia brzegu zewnętrznego sekcji pomiarowej nr 1. Pozostałe po wezbraniu, prawdopodobnie z dni 09-10.06, bloki gruntowe pojedyncze oraz w formie wydłużonych pasów o długości do 3,0 m i szerokości 0,50 m świadczą o dużej podatności brzegu na procesy erozji, które obejmują cały brzeg, prowadząc do jego przesuwania. U stopy skarpy brzegu wklęsłego rozciąga się na całej jego długości zwirowa strefa depozycyjna. Materiał ten pochodzi bezpośrednio z erodowanego brzegu zewnętrznego. Naruszona przez przepływy struktura brzegu powoduje, iż materiał tworzący brzeg „wypada” z podciętego, przesuszonego latem brzegu. Dodatkowo przepływ wody potęguje to zjawisko, osiągając ekstremum w czasie wezbrań i powodzi, co systematycznie przyczynia się do jego cofania.

Seria pomiarów kontrolnych wykonana we wrześniu 2005 roku objęła okres prawie 3-ch miesięcy letnich z intensywnymi opadami, będącymi przyczyną wezbrań o przepływach kulminacyjnych równych $Q_{\max} = 8,00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ oraz $Q_{\max} = 7,40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Również te przepływy spowodowały zmiany w geometrii sekcji nr 1. Choć nie zaobserwowano wzmożonego przebiegu procesów erozyjnych, to jednak można było stwierdzić ich wystąpienie podczas przepływów wezbraniowych. Analiza przekroi poprzecznych połączona z wizją lokalną wskazuje na nasilenie procesów erozji bocznej wzdłuż badanego brzegu. Stwierdzono przesunięcie brzegu w badanych przekrojach rzędu 0,10–0,30 m (rys. 4.9b).

Specyfika procesu niszczenia brzegu była odmienna w stosunku do obserwacji wyjściowych. Nie zaobserwowano pojedynczych bloków oraz pasów gruntowych świadczących o dużym natężeniu procesu erozji, obejmujących cały brzeg. Przebieg erozji bocznej osiągnął maksimum poniżej osi zakrętu, a dostawa frakcji zwirowych tworzących brzeg powiększyła lokalnie strefę depozycji brzegu zewnętrznego. Ilość wyerodowanego materiału brzegowego szacuje się na $5,0 \text{ m}^3$. Brzeg wypukły z porośniętą formą depozycyjną nie uległ przemodulowaniu. Nie wystąpiło zjawisko ścinania wierzchnich warstw tej formacji przy wejściu strumienia do zakola. Można więc wnioskować o dojrzałej formie łachy, której stabilność wzmacnia porastająca ją roślinność. Sam przebieg erozji dennej również nie spowodował większych zmian w konfiguracji dna. Przekroje poprzeczne zakola zachowały swoją geometrię. W przekroju 1–1 wystąpiło przegłębienie dna na długości 3,5 m o głębokości 0,1–0,25 m (rys. 4.10k). W obrębie łachy środkowej odcinka ujściowego zakola stwierdzono nieznaczne obniżenie dna zarówno od strony brzegu wklęsłego, jak również po prawej stronie odsypiska. Przepływ wezbraniowy opływający łachę z prawej strony spowodował obniżenie dna o 0,15 m, przy czym geometria kanału przepływowego zachowała swój trójkątny kształt. Przy brzegu zewnętrznym obniżenie dna w przekroju 2–2 o około 0,05–0,10 m połączone było z częściową depozycją żwiru na brzegu łachy środkowej (rys. 4.10-1). Łacha środkowa zachowała swoją geometrię, nie nastąpiło jej rozmycie w okresie wezbrania.



Rysunek 4.9. Szkice przedstawiające przebieg procesów fluwialnych w sekcji nr 1 potoku Kasinka w latach 2005–2006: Oznaczenia: (1) – obszar intensywnej erozji bocznej, (2) – przeziął, (3) – koryto małej wody, (4) – łachy kamienisto-żwirowe, (5) – rynny erozyjne, (6) – przekroje pomiarowe, (7) – kierunek nurtu

Figure 4.9. Horizontal arrangement of the brook channel in years 2004–2006: (1) – area with intense lateral erosion; (2) – rapids; (3) – low-flow channel; (4) – stone and gravel material covering the bed/stone-gravel bars; (5) – erosion channel; (6) – cross-sections; (7) – water flow direction

Odcinek koryta łączący badane sekcje 1 i 2 w obiekcie Nowaki, w celu ograniczenia procesów erozji bocznej został umocniony za pomocą narzutu kamiennego, wykonanego na prawym brzegu na długości 100,0 m. Narzut kamienny oraz porastająca skarpe brzegu roślinność zapewnia stabilność omawianego odcinka w okresie wezbrań. Nie zaobserwowano procesu erozji bocznej tego fragmentu koryta.

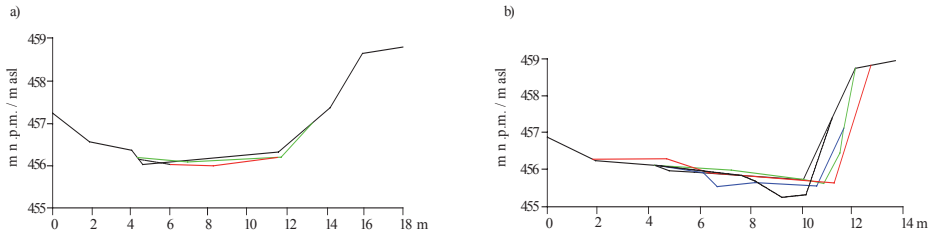
Położona w odległości 240 m sekcja nr 2 również podlegała działaniu procesów fluwialnych. Nie spowodowały one aż tak wyraźnego przemodelowania zakola jak wezbranie czerwcowe. Działanie procesów skupiło się raczej na przemodelowaniu wykształconych w czasie poprzedniego wezbrania form, z depozycyjnym wyrównaniem dna oraz postępującą erozją boczną (fot. 4.5).



Fotografia 4.5. Sekcja nr 2 we wrześniu 2005 roku, widok na przekroje 5–5 do 7–7

Fot. 4.5. Section 2 at September 2005, view on cross-sections from 5-5 to 7-7

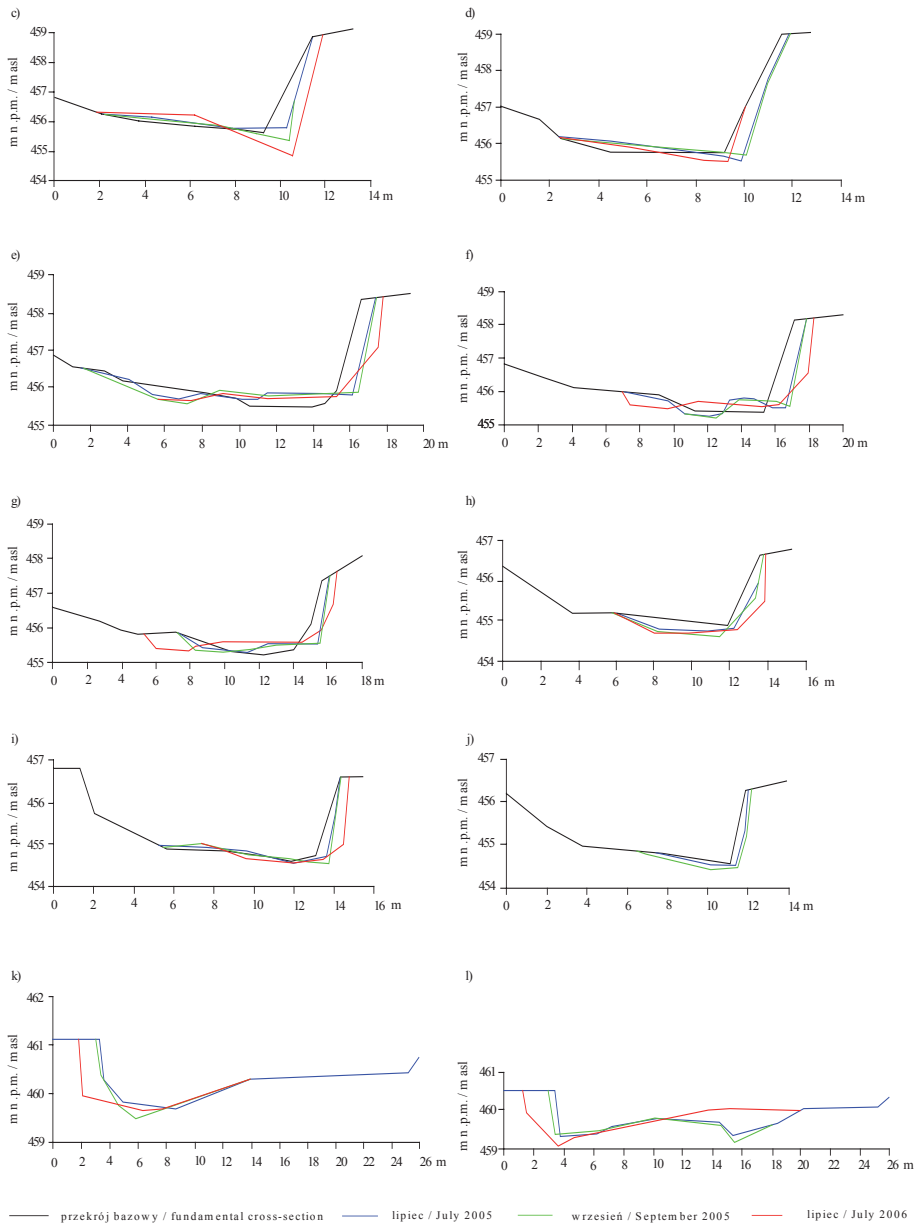
Rozmiary przebiegu procesów były w porównaniu z okresem poprzednich pomiarów znacznie mniejsze. W okresie lipiec–wrzesień badany odcinek podlegał przede wszystkim depozycji, co wyraźnie potwierdzają wykonane przekroje poprzeczne, szczególnie 2–2 do 4–4 (rys. 4.10b-d).



Rysunek 4.10 a, b. Przekroje poprzeczne koryta potoku Kasinka
Fig. 4.10 a, b Cross-sections of the Kasinka river Channel

Po odtransportowaniu bloków gruntowych pochodzących z erodowanego brzegu zewnętrznego zdeponowanych u stopy skarpy, dno koryta zostało silnie zasutrowane materiałem żwirowym. Przegłębienia erozyjne zostały całkowicie wypełnione frakcjami żwirowymi, a największą miąższość zdeponowanego materiału szacuje się na 0,45 m (rys. 4.10b). W przekrojach 5–5 do 7–7 depozycja miała mniejsze rozmiary i była skoncentrowana bezpośrednio przy brzegu wklęsłym (rys. 4.10e-g). Doprowadziła ona częściowo do wyrównania wykształconego kanału przepływowego biegnącego przy brzegu zewnętrznym z utworzoną wcześniej łaczą żwirową. Struktura łachy została częściowo rozmyta, choć jej przemodelowana forma nadal utrzymała się w korycie. W miejscu zmiany kierunku nurtu w zakolu, poniżej przekroju 1–1 zdeponowana została również warstwa żwiru o długości 9,0 m i maksymalnej szerokości 3,0 m tworząca formację bezpośrednio przyległą do brzegu wklęsłego (rys. 4.8c). Całkowitą wielkość depozycji szacuje się na 20,0 m³. Zaobserwowano również tendencję wcinania się strumienia płynącej wody w pokrywę dna bezpośrednio przy brzegu wklęsłym między przekrojami 2–2 i 3–3, prowadzącą do stopniowego pogłębiania dna i podcinania skarpy brzegu (rys. 4.10b, c).

Strumień opływający łaczą żwirową z lewej strony przyczynił się do obniżenia dna maksymalnie o 0,15 m. Łacha boczna brzegu wypukłego nie podlegała znaczącemu przemodelowaniu. Jej struktura i geometria praktycznie zostały nie naruszone. Tworząca się między przekrojami 2–2 i 3–3 przy brzegu wewnętrznym łacha żwirowa osiągnęła wymiary 5,0×4,5 m (podana szerokość jest wartością maksymalną) (rys. 4.8c). Przebieg procesu erozji bocznej dotyczył całego brzegu wklęsłego zakola, jednak rozmiary nie były aż tak wyraźne. Stwierdzono przesunięcie brzegu w zakresie 0,10–0,25 m. Ilość wyerodowanego materiału brzegowego szacuje się na 7,0 m³.



Rysunek 4.10 c, d, e, f, g, h, i, j. Przekroje poprzeczne koryta potoku Kasinka
 Figure 4.10 c, d, e, f, g, h, I, j Cross-sections of the Kasinka river Channel

Badany odcinek sekcji nr 3 również został przemodelowany, a dominującymi procesami była erozja denną i boczną. Wypływający z zakola nr 2 strumień płynie następnie prostym odcinkiem koryta długości około 200,0 m aż do mostu „Nowaki”, a dyspozycyjną moc strumienia wykorzystuje na działalność erozyjną, przejawiającą się obniżeniem dna oraz niszczeniem brzegów. Stwierdzono obniżenie dna między badanymi przekrojami w granicach 0,07–0,11 m (rys. 4.10h-j). Erozja boczna w omawianych przekrojach doprowadziła do przesunięcia skarpy o około 0,15–0,20 m. Wielkość materiału brzegowego wyerodowanego z brzegu prawego badanego odcinka szacuje się na 2,0 m³.

Pomiary kontrolne wykonane w lipcu 2006 roku objęły okres 9 miesięcy, z przepływami wezbraniowymi w granicach 2,51–22,10 m³·s⁻¹ wywołanymi intensywnymi opadami. Wezbrania wpłynęły na zmiany morfologiczne badanej sekcji pomiarowej nr 1. Zaobserwowano istotne zmiany w geometrii opisywanego stanowiska związane z intensywnym przebiegiem procesów erozji bocznej i dennej. Stwierdzono przesunięcie brzegu zewnętrznego w granicach 0,20–1,90 m (rys. 4.9c). Najmniejsze natężenie przebiegu procesu erozji bocznej miało miejsce powyżej przekroju pomiarowego 1–1 na długości około 20,0 m. Wartość przesunięcia brzegu w tym odcinku wyniosła 0,20 m. Poniżej osi zakrętu natężenie procesu erozji bocznej było znacznie większe. Maksymalne przemieszczenie brzegu wklęsłego o wartości 1,90 m zaobserwowano w przekroju 1–1 (rys. 4.10k). W przekroju 2–2 stwierdzono przesunięcie brzegu zewnętrznego o 1,50 m (rys. 4.10-l). Przepływy wezbraniowe doprowadziły do intensywnego przesunięcia erodowanego brzegu wklęsłego poniżej osi zakrętu w granicach 0,80–1,90 m. O intensywności procesu erozji bocznej zachodzącej podczas wysokich stanów wody świadczą pozostawione w korycie duże bloki gruntowe wyerodowane ze zniszczonego brzegu. Istniejąca podczas poprzednich wizji terenowych strefa depozycyjna, utworzona bezpośrednio przy stopie erodowanego brzegu zewnętrznego została rozmyta, a jej miejsce zajęły wyerodowane masy gruntu tworzącego brzeg (fot. 4.6).

Zaobserwowano również strefy depozycji rumoszu drzewnego w odcinku ujściowym zakola w skład którego wchodziły gałęzie, a także korzenie roślin transportowane w okresie wezbrań. Wielkość erozji bocznej szacuje się na 50,0 m³. Przebieg procesu erozji dennej związanej z transportem rumowiska doprowadził do powstania przegłębienia w pobliżu przekroju 2–2 o głębokości 0,40 m. Średnie obniżenie rzędnej dna sekcji nr 1 wynosi 0,10 m. Spadek podłużny badanego zakola osiągnął w roku 2006 wartość $i = 11\%$ (w stosunku do pomiarów z roku 2005 $i = 10\%$). Jedynie w przekroju pomiarowym 1–1 stwierdzono podwyższenie dna o wartość 0,20 m (rys. 4.10k). Erozja denną związaną z rozcinaniem pokrywy zwirowej spowodowała obniżenie dna badanej sekcji, a ilość wyerodowanego rumowiska szacuje się na 8,0 m³. Depozycja materiału w obrębie badanego zakola zachodziła w części dolnej u wylotu, w miejscu zmiany kierunku nurtu. Utworzona została w tym miejscu łacha zwirowa

(rys. 4.9c). W roku 2006 istniejąca między odcinkiem ujściowym zakola, a przekrojem 2–2 strefa depozycji rozdzielająca nurt na dwa strumienie: opływający odsypisko wyciętym kanałem przepływowym z prawej strony oraz kierujący się bezpośrednio pod brzeg zewnętrzny została przemodelowana. Opisywany kanał przelewowy został całkowicie zasypany (rys. 4.9c). Wydaje się, że działanie to należało do zabiegów technicznych i nie było wytworzone bezpośrednio przez wody wezbraniowe. Z tego względu analiza tej formy została pominięta. Łacha zakolowa z roślinnością porastającą jej powierzchnię nie została przemodelowana.



Fot. 4.6. Sekcja pomiarowa nr 1 (lipiec 2006)

Photo 4.6. Measured section No 1 (July 2006)

Zlokalizowane w odległości 240 m stanowisko sekcji pomiarowej nr 2 w obiekcie Nowaki również podlegało działalności procesów fluwialnych, których natężenie było największe w okresie wezbrań. Główne procesy niszczące przyczyniły się do przemodelowania sekcji nr 2. Erozja boczna sukcesywnie niszcząca brzeg zewnętrzny ujawniła się również podczas wysokich stanów wód w roku 2006. Wielkość przemieszczenia brzegu wklęsłego ocenia się na 0–1,00 m. W przekrojach 2–2 do 4–4 wielkość przesunięcia skarpy brzegu ustalono na 0,50 m (przekrój 3–3) i 0,60 m (przekrój 2–2) (rys. 4.10b-d). Maksymalne przesunięcie między tymi przekrojami osiągnęło wartość 1,00 m. Skarpa brzegu w tej części łuku była niszczone na całej wysokości, a materiał wyerodowany z brzegu został

odprowadzony poza odcinek pomiarowy. Efektem takiego przebiegu procesu erozji bocznej jest stromo nachylona skarpa brzegu, brak natomiast załamania w jej profilu spowodowanych częściową depozycją u stopy skarpy, obserwowaną w części dolnej łuku w przekrojach 5–5 do 7–7 (rys. 4.10e-g). Proces erozji objął skarpe w przekrojach 5–5 do 7–7 podobnie jak w przekrojach położonych wyżej na całej jej wysokości. Materiał wyerodowany został częściowo zdeponowany w postaci stożków u podstawy skarpy, osiągając wysokości do 1,40 m. Wielkość erozji bocznej w przekrojach 5–5 do 7–7 ocenia się na 0,50 m (przekrój 7–7) 0,70–0,80 m (przekroje 5–5 i 6–6). Jedyne w przekrojach 1–1 oraz 4–4 brzeg nie został naruszony. Podobnie jak podczas poprzednich wizji terenowych przekrój 1–1 otwierający badane zakole sekcji nr 2 nie podlegał procesom niszczącym. Wykształcona struktura brzegu, jego lokalizacja i pokrycie roślinnością stanowiły skuteczną ochronę przed niszczącą zdolnością strumienia. Również w przekroju 4–4 nie stwierdzono żadnych zmian erozyjnych brzegu zewnętrznego. Brzeg wypukły nie uległ procesom niszczącym. Wielkość wyerodowanego materiału z brzegu wklęsłego szacuje się na 70,0 m³. Proces erozji dennej wpływający na ukształtowanie dna, związany z ruchem rumowiska wleczonego zachodził podczas okresów wezbrań. Skutkiem masowego transportu żwirów jest obniżenie dna odcinka. W okolicach przekroju 3–3 powstało przegłębienie o głębokości maksymalnej 1,30 m, długości 5,0 m i szerokości maksymalnej 4,50 m zlokalizowane bezpośrednio przy skarpie brzegu wklęsłego (rys. 4.8d). Również w strefie ujściowej odcinka między przekrojami 5–5 do 7–7 stwierdzono obniżenie dna maksymalnie o 0,40 m (rys. 4.10b-d). Obniżenie to związane było z częściowym rozmyciem łachy zdeponowanej w roku 2005 między przekrojami 5–5 do 7–7. Jej przemodelowany fragment zachował się obecnie tylko w przekroju 6–6 i 7–7 (fot. 4.7).

W wyniku częściowego rozmycia fragmentu łachy brzegu lewego na szerokości 2,0 m między przekrojami 6–6 i 7–7 nastąpiło poszerzenie koryta niskiej wody. W tych samych przekrojach ujściowych zaobserwowano również zdeponowanie warstwy transportowanych żwirów wypełniających część koryta o szerokości 3,30 m (przekrój 6–6) do 4,0 m (przekrój 7–7). Wielkość erozji dennej stanowiska pomiarowego nr 2 szacuje się na 45,0 m³. Spadek podłużny odcinka osiągnął w roku 2006 wartość $i = 9,30\text{‰}$ (wartość spadku w roku 2005 $i = 9,80\text{‰}$) (rys. 4.10a). Materiał żwirowy wyerodowany z dna cieku i transportowany podlegał również depozycji w obrębie analizowanego odcinka. Największą strefę depozycji zaobserwowano między przekrojami 2–2 do 4–4, a więc w miejscu lokalizacji powstałego przegłębienia. Forma ta stanowi rozwiniętą strukturę łachy stwierdzonej już w roku 2005. W roku 2006 łacha zlokalizowana w miejscu zmiany kierunku nurtu, wytworzona u podnóża starszej formacji powiększyła swoje rozmiary, osiągając długość 12,0 m i szerokość maksymalną 3,0 m (rys. 4.8d). Miąższość łachy zwiększyła się maksymalnie o 0,25 m.



Fotografia 4.7. Sekcja pomiarowa nr 2 w lipcu 2006 roku, widok na przekroje 5–5 do 7–7
Photo 4.7. Section 2 at July 2006, view on cross-sections from 5-5 to 7-7



Fotografia 4.8. Erodowany prawy brzeg sekcji nr 3 potoku Kasinka (lipiec 2006)
Photo 4.8. Eroded right bank of the section 3 of the Kasinka stream (July 2006)

Łacha utworzona w roku 2005 przy brzegu wklęsłym, między przekrojami 1–1 do 2–2 również została przemodelowana. Stwierdzono częściowe rozmycie formy oraz jej migrację. Część dystalna łachy zlokalizowana w roku 2005 w pobliżu przekroju 2–2 została w roku 2006 rozmyta, natomiast zaobserwowano przyrost tej formy w części proksymalnej na długości około 6,0 m. Szerokość łachy w roku 2006 wyniosła 1,0 m. Wielkość całkowitej depozycji szacuje się na 30,0 m³.

W sekcji pomiarowej nr 3 stwierdzono przesunięcie brzegu prawego maksymalnie o 0,70 m (przekrój 1–1) (rys. 4.10h).

4.4. SKŁAD GRANULOMETRYCZNY MATERIAŁU DENNEGO

Skład granulometryczny rumowiska rzecznoego jest jednym z najważniejszych czynników służących do opisu procesów zachodzących w korycie rzeki [Michalik i in. 2007]. Wielkość ziaren zwykle maleje wzdłuż ciek, licząc od źródeł do ujścia. W ciekach, gdzie występują odcinki zdegradowanych koryt, przebieg zmienności składu uziarnienia rumowiska ma inny charakter i zależy od tego czy warunki hydrauliczne umożliwiają transport materiału dennego czy raczej jego lokalną akumulację [Bąk, Michalik 2008]. Wzrost średnic charakteryzujących uziarnienie rumoszu dennego na pewnym odcinku, może świadczyć o silnej migracji bocznej koryta, będącej źródłem dostawy gruboziarnistego materiału skalnego. Tego typu zróżnicowanie składu uziarnienia materiału dennego dobrze jest widoczne w rzekach i potokach górskich, silnie meandrujących, gdzie materiał denny transportowany jest w sposób okresowy, zależnie od kompetencji potoku.

4.4.1. Uziarnienie rumowiska potoku Słomka

Skład granulometryczny materiału budującego dno potoku Słomka określono metodą konwencjonalną. W każdej z sześciu sekcji pobrano do analizy próby osadów. Poboru prób dokonano w miejscach przebiegu głównego nurtu w dniu pomiarów. Otrzymane wielkości średnic charakterystycznych przedstawiono w tabeli 4.1.

Przeprowadzona analiza sitowa wykazała, że dno koryta sekcji A₁ głównie składało się z ziaren o średnicy mniejszej od 6 cm (około 75% próby), a frakcją dominującą były ziarna o średnicy z przedziału 4 – 6 cm (27% próby). Średnica d₅₀ była równa 4,2 cm (rys. 4.11). Materiał denny był bardzo różnoziarnisty ($\epsilon = 28,75$) i średnio wysortowany, o czym świadczy wartość wskaźnika S₀ = 1,65.

Tabela 4.1. Średnice charakterystycznych rumowiska w badanych sekcjach
Table 4.1. Characteristic diameters of bedload in the studied sections

d [mm]	Oznaczenie sekcji					
	A1	A2	A3	A4	A5	A6
d ₅	4	3	4	3	3	5
d ₁₀	6	5	66	5	5	10
d ₁₆	10	7	10	7	7	20
d ₂₅	22	13	20	20	14	32
d ₅₀	42	25	47	49	33	60
d ₆₀	48	27	56	60	45	68
d ₇₅	60	37	69	110	70	80
d ₈₄	90	45	80	132	85	100
d ₉₀	100	62	100	140	94	107
d ₉₅	115	80	115	145	105	120

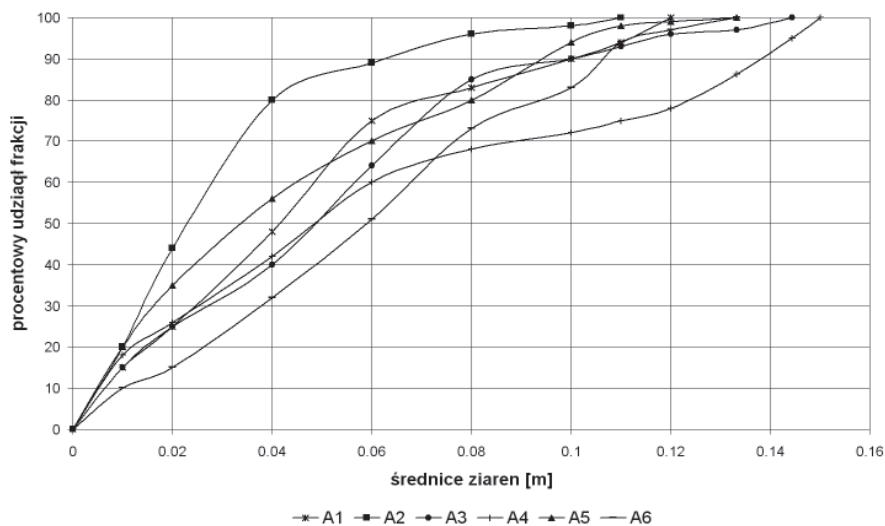
Wskaźniki charakteryzujące badane rumowisko ujęte są w tabeli 4.2.

Tabela 4.2. Parametry charakterystyczne rumowiska w badanych sekcjach
Table 4.2. Characteristic parameters in studied sections

	Oznaczenie sekcji					
	A1	A2	A3	A4	A5	A6
ϵ	28,75	26,67	28,74	48,33	35,00	60,00
U	8,00	5,50	9,33	12,00	9,00	6,80
C _d	0,34	0,50	0,27	0,29	0,43	0,30
σ	3,00	2,54	2,84	4,43	3,48	2,24
S ₀	1,65	1,69	1,86	2,35	2,24	1,57

Materiał sekcji A₂ charakteryzował się najmniejszą, ze wszystkich analizowanych, wartością średnicy d₅₀ = 2,5 cm. Mogło to częściowo wynikać z miejsca poboru próby, położonego na części łachy łagodnie opadającej w kierunku osi koryta, gdzie pod wierzchnią warstwą grubego rumoszu, znajdowały się znacznie drobniejsze osady. O wzbogaceniu materiału dennego przez drobne frakcje świadczy również wartość wskaźnika C_d < 1. Frakcje żwirowe stanowiły około 80% próby (rys. 4.11). Podobnie jak w sekcji A₁ rumowisko charakteryzowało się dużą różnoziarnistością (ϵ = 26,67) oraz średnim wysortowaniem (S₀ = 1,69).

W położonej poniżej sekcji A₃ stwierdzono wzrost średnicy d₅₀ = 4,7 cm w stosunku do wyżej położonych sekcji. Materiał korytowy w przewodzie złożony był z ziaren o średnicy od 4 cm do 8 cm (około 45% próby), frakcje żwirowe stanowiły natomiast około 40%. Wskaźnik wysortowania S₀ przyjmował wartość 1,86, a różnoziarnistości ϵ = 28,74.



Rysunek 4.11. Krzywe uziarnienia materiału dennego
Figure 4.11. Grain size composition of the bed material

W sekcji A₄ dominowała frakcja żwirowa (około 34%). Średnica d₅₀ była równa 4,9 cm. Materiał odznaczał się bardzo słabym wysortowaniem (S₀ = 2,35) i dużą różnoziarnistością (ε = 48,33). Wzrost średnicy d₅₀ wynikał z erozyjnego charakteru sekcji, w której silnie podcinany był brzeg wklęsły o wysokości około 4,5 m, z którego pochodzi materiał grubofrakcyjny.

Średnica d₅₀ w sekcji A₅ wynosiła 3,3 cm (rys. 4.11) i była o 1,6 cm mniejsza niż w sekcji A₄. Spowodowane było to zmianą warunków hydraulicznych koryta. Koryto tej sekcji gwałtownie się rozszerzało, a spadek podłużny ulegał zmniejszeniu. Prowadzi to do zmniejszenia prędkości i utraty zdolności transportowej potoku, a w konsekwencji do wypadania z transportu drobnych frakcji i ich odkładania w obrębie sekcji. O wzbogaceniu materiału korytowego drobnymi frakcjami świadczy także wartość wskaźnika C_d mniejsza od jedności.

W sekcji A₆ materiał korytowy poddany analizie pobrany był przy silnie erodowanym lewym brzegu w pobliżu którego przebiegała linia talwegu. Cechował się on największą, ze wszystkich wyznaczonych wartością średnicy d₅₀ = 6,2 cm. Zawartość frakcji, w próbie, większych od 4 cm stanowiła ponad 60%. Tak duża zawartość materiału gruboziarnistego, w porównaniu z pozostałymi oznaczeniami, wynikała przynajmniej z dwóch czynników, a mianowicie: dostawy grubych frakcji do koryta z podcinanej skarpy (fot. 4.9) oraz wynoszeniu drobnych frakcji w kierunku przeciwległego brzegu, przy którym została utworzona łacha, zbudowana ze znacznie drobniejszego rumowiska niż to obserwowany w pobliżu głównego nurtu.



Fotografia 4.9. Eroderowany lewy brzeg koryta sekcji A₆
Photo 4.9. Eroded left bank of the section A₆

Bardzo silne zróżnicowanie średnic charakterystycznych oraz wskaźników charakteryzujących rumowisko denne w obrębie poszczególnych sekcji, świadczy o dużej intensywności procesów fluwialnych kształtujących koryto rzeki oraz o przebiegającym procesie dopasowywania się systemu korytowego do aktualnych warunków i dążenie przezeń do osiągnięcia równowagi morfodynamicznej zapewniającej jego stabilność.

4.4.2. Uziarnienie rumowiska potoku Kasinka

W celu określenia składu granulometrycznego pobrano próby materiału dennego metodą sitową oraz zamrażania. Zmienność parametrów opisujących rumowisko w badanych sekcjach oraz średnice charakterystyczne zestawiono w tabeli 4.3 i tabeli 4.4.

Tabela 4.3. Parametry charakterystyczne rumowiska w badanych sekcjach

Table 4.3. Characteristic parameters in studied sections

	Metoda sitowa		Metoda zamrażania					
	St.2	St. 3	Sekcja nr 2			Sekcja nr 3		
			0,0-0,20	0,20-0,30	0,30-0,40	0,0-0,20	0,20-0,30	0,30-0,40
ε	20,89	23,60	14,4	10450	8550	3,1	20038	33000
U	7,15	6,72	4,1	514,29	492,86	1,62	1487	1375
C_d	0,27	0,31	0,4	0,01	0,02	0,89	0,01	0,05
σ	2,25	2,27	1,73	10,12	17,91	1,33	30,08	60,94
S_o	1,68	1,67	1,46	3,14	4,76	1,23	5,77	28,92

Tabela 4.4. Średnice charakterystycznych rumowiska w badanych sekcjach

Table 4.4. Characteristic diameters of bedload in the studied sections

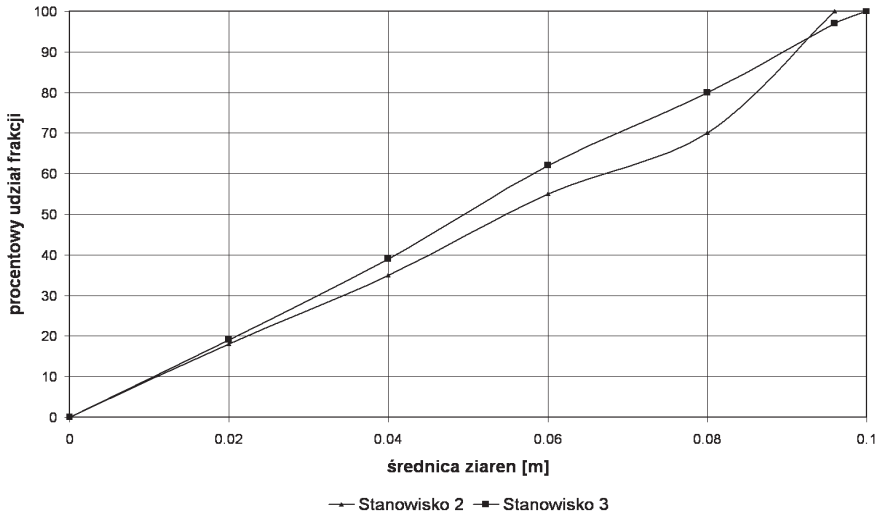
d [mm]	Metoda sitowa		Metoda zamrażania					
	St.2	St. 3	Sekcja nr 2			Sekcja nr 3		
			0,0-0,20	0,20-0,30	0,30-0,40	0,0-0,20	0,20-0,30	0,30-0,40
d_5	4,50	4,00	9,10	0,004	0,004	53,80	0,0026	0,001
d_{10}	9,30	8,60	23,50	0,014	0,014	81,40	0,008	0,0024
d_{16}	17,30	16,00	40,20	0,16	0,067	87,50	0,04	0,0049
d_{25}	29,20	26,20	52,20	1,00	0,60	96,50	0,78	0,011
d_{50}	56,00	49,60	86,40	5,00	4,40	121,70	7,40	1,10
d_{60}	66,50	57,80	96,30	7,20	6,90	131,80	11,90	3,30
d_{75}	82,00	72,70	11,20	11,60	13,60	146,80	26,00	9,20
d_{84}	87,40	82,10	120,10	16,40	21,50	155,90	36,20	18,20
d_{90}	91,00	88,80	126,10	19,40	28,50	161,90	44,20	26,10
d_{95}	94,00	94,40	131,00	41,80	34,20	167,00	52,10	33,00

Analiza sitowa wykazała, że w sekcji nr 2 w materiale dennym dominuje frakcja $> 8,0$ cm stanowiąca 28,25% próby (rys. 4.12).

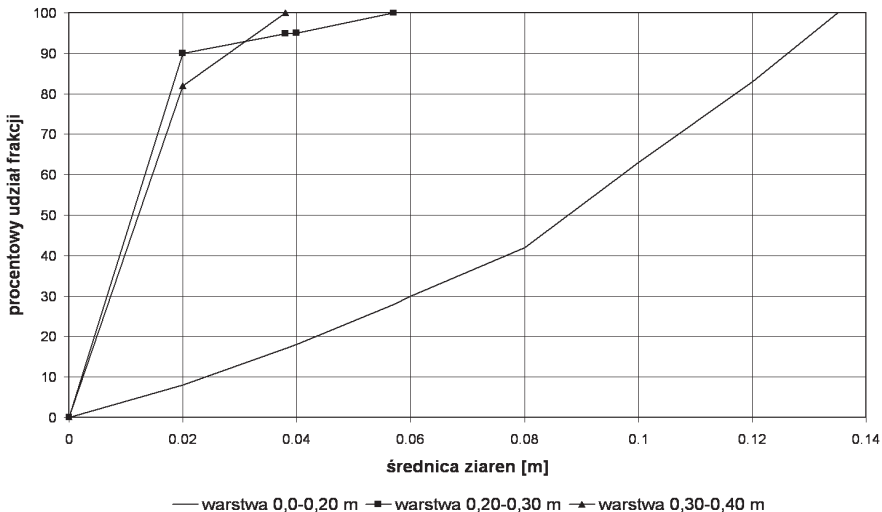
Średnica d_{50} pobranej próby wynosiła 5,60 cm, a materiał denny określono jako drobne otoczaki do grubego żwiru. Wskaźnik wysortowania $S_o = 1,68$ informuje o średnim wysortowaniu materiału dennego. Cecha dominacji na poziomie $C_d = 0,27$ wskazuje, że rozkład uziarnienia wzbogacony jest we frakcje drobniejsze.

Szczegółowych informacji o składzie granulometrycznym dostarcza analiza próby pobranej metodą zamrażania, umożliwiającą oznaczenie składu mechanicznego w warstwach dziesięciocentymetrowych. Warstwa 0,20 - 0,30 m oraz 0,30 - 0,40 m charakteryzuje się podobnym składem granulometrycznym. Wartości średnicy d_{50} wynoszą odpowiednio 0,50 cm i 0,44 cm (rys. 4.13). Osad cechuje bardzo złe wysortowanie ($S_o = 4,76$ dla warstwy 0,30 -0,40 m oraz $S_o = 3,41$ dla warstwy 0,20-0,30 m). Materiał warstwy wierzchniej 0,0 - 0,20 m charakteryzował się inną granulometrią w porównaniu z osadem pobranym do

analizy sitowej w sekcji nr 2. W warstwie wierzchniej dominowała frakcja $> 8 \text{ cm}$, stanowiąca 56,40% próby (rys. 4.13). Średnica d_{50} wynosiła 8,64 cm. Materiał warstwy 0,0-0,20 m w miejscu poboru próby metodą zamrażania charakteryzował się średnim wysortowaniem ($S_0=1,46$).



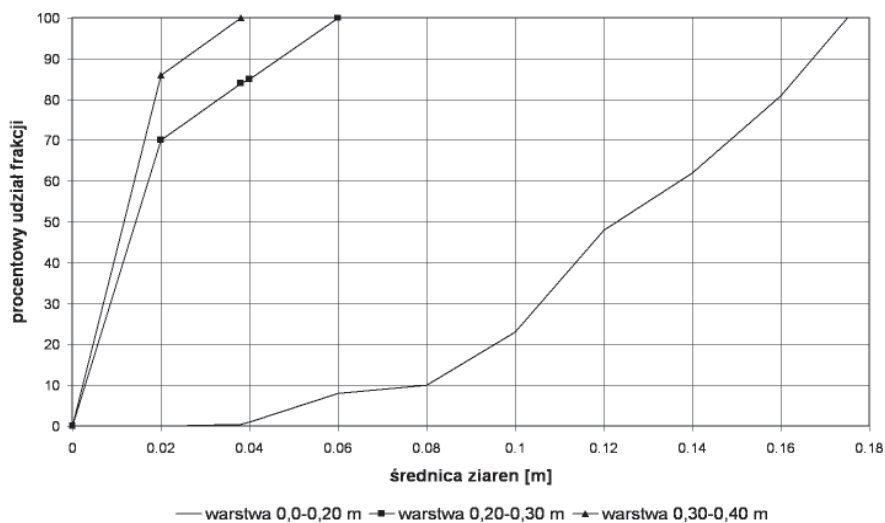
Rys. 4.12. Krzywa uziarnienia rumowiska w sekcjach 2 i 3
 Fig. 4.12. Grain size compositions in section 2 and 3



Rys. 4.13. Krzywa uziarnienia rumowiska poszczególnych warstw sekcji nr 2
 Fig. 4.13. Grain size compositions in individual layers section 2

Analiza składu granulometrycznego prowadzona w obrębie sekcji nr 2 w obiekcie Nowaki, w różnych miejscach odcinka pomiarowego przy wykorzystaniu odmiennych technik poboru materiału dennego wskazuje na zmienność uziarnienia rumowiska dennego w opisywanym stanowisku. Położona poniżej sekcja nr 3 wykazuje podobne uziarnienie rumowiska dennego. Z analizy sitowej wynika, że dominuje frakcja 4,0 - 6,0 cm stanowiąca 24,50% próby (rys. 4.12). Średnica d_{50} przyjmuje wartość 4,96 cm, a więc jest nieznacznie mniejsza w porównaniu ze średnicą d_{50} materiału dennego sekcji nr 2. Materiał denny określono jako drobne otoczaki do grubego żwiru. Jest to ten sam rodzaj osadu, jaki stwierdzono w sekcji nr 2 przy zastosowaniu metody sitowej. Również wskaźnik wysortowania $S_o = 1,67$ potwierdza ten sam rodzaj materiału dennego.

Analiza sitowa wykonana w oparciu o metodę zamrażania próby, dokonana kilkanaście metrów poniżej analizy sitowej, bezpośrednio przy erodowanym prawym brzegu daje odmienne wyniki w stosunku do analizy sitowej, natomiast bardzo zbliżone do analizy rumowiska pobranego metoda zamrażania. Wartość średnicy d_{50} dla warstwy 0,20 - 0,30 m i 0,30 - 0,40 m wynoszą odpowiednio 0,74 cm i 0,11 cm. Osad cechuje się bardzo złym wysortowaniem oraz jest wzbogacony we frakcje drobniejsze ($C_d < 1$). Warstwa wierzchnia 0,0 - 0,20 m ma średnicę $d_{50} = 12,17$ cm. W materiale warstwy wierzchniej dominuje frakcja $> 8,0$ cm, stanowiąca 91,43% (rys. 4.14). Osad warstwy 0,0 - 0,20 m charakteryzuje się dobrym wysortowaniem ($S_o = 1,23$).



Rys. 4.14. Krzywa uziarnienia rumowiska poszczególnych warstw sekcji nr 3

Fig. 4.14. Grain size compositions in individual layers section 3

Zróznicowanie składu granulometrycznego w sekcjach pomiarowych nr 2 i 3 wiąże się z przebiegiem nurtu. W sekcji nr 2 nurt w zakolu przebiega w pobliżu erodowanego brzegu wklęsłego. Największe frakcje transportowane są więc po stronie zewnętrznej zakola, stąd grubszy materiał tworzący dno, co wykazała próba pobrana metoda zamrażania. Analiza sitowa dokonana w sąsiedztwie brzegu wewnętrznego wskazuje na depozycje - po tej stronie koryta - frakcji drobniejszej. Podobna sytuacja zachodzi w sekcji nr 3. Nurt przebiega w pobliżu erodowanego brzegu prawego, którego materiał denny charakteryzuje się grubszym uziarnieniem.

5. INTENSYWNOŚĆ TRANSPORTU MATERIAŁU DENNEGO

Badając procesy erozji zachodzące w korycie bardzo istotne jest prawidłowe określenie zdolności transportowej cieką, którą można rozpatrywać w kategorii wydajności lub pojemności. Wydajność to zdolność do transportu ziaren o maksymalnej średnicy i określonym ciężarze właściwym przy danych warunkach panujących cieką. Pojemność zaś ,to objętość osadu jaka może być przetransportowana przez dany przekrój poprzeczny w jednostce czasu.

Podstawę obliczeń transportu rumowiska stanowią wyniki pomiarów geodezyjnych profili podłużnych i przekrojów poprzecznych koryt potoków oraz składu granulometrycznego rumowiska.

W celu scharakteryzowania warunków hydrodynamicznych obliczono wielkości takie jak:

- liczbę Reynoldsa,

$$Re = \frac{v \cdot h}{\nu} \quad (5.1)$$

- liczbę Frouda,

$$Fr = \frac{v^2}{g \cdot h} \quad (5.2)$$

- naprężenia styczne panujące na dnie,

$$\tau = \gamma \cdot h \cdot i \quad (5.3)$$

- jednostykowa moc strumienia (równanie 2.19),
- bezwymiarowe naprężenia styczne

$$f_i = \frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma)d_i} \quad (5.3)$$

gdzie:

- v – prędkość średnia w przekroju poprzecznym koryta [m s^{-1}],
- h – napelnienie [m],
- ν – kinematyczny współczynnik lepkości [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$],

- g – przyspieszenie ziemskie [$\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$],
- γ, γ_s – ciężar właściwy odpowiednio: wody i rumowiska [$\text{N}\cdot\text{m}^{-3}$],
- τ_0 – krytyczne naprężenia styczne [$\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$],
- d_i – średnica i-tej frakcji rumowiska [m],
- i – spadek zwierciadła wody [-].

5.1 TRANSPORT RUMOWISKA W POTOKU SŁOMKA

Obliczona wartości liczby Froude'a oraz Reynoldsa świadczy o pełnym podobieństwie hydrodynamicznym między poszczególnymi sekcjami, w których dominującym procesem jest erozja lub akumulacja. W obrębie odcinków, gdzie dominującym procesem jest akumulacja (A_3, A_5) wartość liczby Froude'a i Reynoldsa zawiera się przedziale $Fr = 0,73 - 1,23$, $Re = 0,25 \cdot 10^6 - 1,59 \cdot 10^6$. Ruch rwący w tych sekcjach występuje przy przepływie przekraczającym $Q = 24,8 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. W przypadku odcinków o przewadze procesów erozji nad depozycją, podobne warunki występują w sekcjach A_1, A_4, A_6 . W sekcjach A_1, A_4, A_6 podczas obserwowanych wezbrań liczba Froude'a nie przekroczyła jedności. Świadczy to o spokojnym ruchu wody. Wartość liczby Reynoldsa zawierała się w przedziale od $Re = 1,19 \cdot 10^6 - 4,00 \cdot 10^6$ (tabela 5.1).

W tabeli 5.2 przedstawiono wyniki obliczeń intensywności transportu rumowiska wleczonego stosując równanie Bagnolda (2.21). Obliczenia przeprowadzono dla poszczególnych frakcji materiału dennego $d_i = 0,01\text{m}, 0,03\text{m}, 0,05\text{m}, 0,07\text{m}, 0,09\text{m}$ oraz dla średnicy d_{50} . W tabeli 5.2 zamieszczono jako i_b sumaryczne intensywności transportu w których uwzględniono zawartość procentową poszczególnych frakcji.

Warunki hydrodynamiczne panujące w cieku przy przepływie $Q = 8,20 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (jest to przepływ mniejszy od $Q_{50\%}$), były wystarczające do uruchomienia transportu materiału dennego. Obliczone maksymalne wartości naprężeń stycznych zawierały się w przedziale od $\tau = 32,50 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$, na odcinku A_3 do $\tau = 175,80 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$, na odcinku A_4 co stanowiło od 104 % do 560 % wartości naprężeń krytycznych, przy których następuje ruch frakcji d_{50} . Maksymalna wartość mocy strumienia dla poszczególnych odcinków pomiarowych wahała się w zakresie $\omega = 47,4 - 353,4 \text{ N}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ (tabela. 5.1), a maksymalna intensywność transportu obliczona dla sekcji A_4 wyniosła $i_b = 3,30 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$.

Tabela. 5.1. Warunki przepływu w korycie Słomki
Table 5.1. Water flow conditions in the Słomka river channel

Numer odcinka Section number	Q [m ³ ·s ⁻¹]	v [m·s ⁻¹]	Re [10 ⁶]	Fr [-]	τ [N·m ⁻²]	ω [N·m ⁻¹ ·s ⁻¹]
A ₁	8,2	2,05	1,24	0,54	134,20	275,10
	11,5	2,28	1,48	0,62	144,40	329,20
	13,6	2,43	1,66	0,68	151,20	367,30
	24,8	3,10	2,63	0,88	188,50	584,50
	35,5	3,59	3,57	1,01	220,80	792,70
A ₂	8,2	1,81	0,37	1,24	51,30	92,80
	11,5	2,02	0,49	1,30	60,70	122,70
	13,6	2,15	0,59	1,31	68,30	146,90
	24,8	2,74	1,11	1,45	100,60	275,70
	35,5	3,19	1,64	1,55	127,20	405,70
A ₃	8,2	1,46	0,28	0,87	32,50	47,40
	11,5	1,63	0,36	0,93	37,70	61,40
	13,6	1,73	0,42	0,95	41,60	71,90
	24,8	2,24	0,81	1,09	61,00	136,70
	35,5	2,63	1,23	1,16	79,20	208,40
A ₄	8,2	2,01	1,35	0,47	175,80	353,40
	11,5	2,2	1,33	0,51	193,80	426,40
	13,6	2,27	1,89	0,48	217,80	494,40
	24,8	2,87	2,83	0,65	257,80	739,80
	35,5	3,01	3,39	0,69	267,80	806,00
A ₅	8,2	1,73	0,56	0,73	67,10	116,20
	11,5	1,85	0,65	0,76	73,50	136,00
	13,6	1,93	0,72	0,78	78,30	151,20
	24,8	2,48	1,16	1,03	97,50	241,80
	35,5	2,92	1,59	1,23	113,50	331,40
A ₆	8,2	1,39	1,19	0,18	111,90	155,50
	11,5	1,59	1,42	0,22	116,90	185,90
	13,6	1,65	1,52	0,23	119,90	197,80
	24,8	2,01	2,12	0,30	137,90	277,10
	35,5	2,45	2,89	0,40	153,90	377,00

Tabela. 5.2. Intensywność transportu rumowiska i potencjalna objętość materiału wleczonego
Table 5.2. Bedload transport intensity and potential bedload volume

Numer odcinka Section number	Q [m ³ s ⁻¹]	i _b [kg m ⁻¹ s ⁻¹]	d ₅₀ [m]	i ₅₀ [kg m ⁻¹ s ⁻¹]	Potencjalna objętość prze- transportowanego materiału podczas wezbrania Potential sediment transport during freshet V [m ³]
A ₁	8,20	1,935	0,05	1,337	98
	11,50	2,248		1,570	218
	13,60	2,789		1,983	159
	24,80	5,018		3,678	252
	35,50	6,973		5,174	360
A ₂	8,20	0,528	0,04	0,291	42
	11,50	0,798		0,501	101
	13,60	1,113		0,673	80
	24,80	2,186		1,619	163
	35,50	3,549		2,727	266
A ₃	8,20	0,247	0,02	0,091	13
	11,50	0,370		0,176	33
	13,60	0,464		0,244	25
	24,80	1,093		0,716	83
	35,50	1,815		1,270	121
A ₄	8,20	3,308	0,06	2,678	105
	11,50	4,146		3,322	256
	13,60	4,529		3,411	187
	24,80	5,916		5,035	235
	35,50	7,947		6,946	334
A ₅	8,20	0,657	0,02	0,495	21
	11,50	0,789		0,632	50
	13,60	0,900		0,717	37
	24,80	1,773		1,378	86
	35,50	2,649		2,201	109
A ₆	8,20	0,922	0,03	0,655	24
	11,50	1,294		0,973	71
	13,60	1,533		1,180	54
	24,80	3,128		2,560	166
	35,50	4,956		4,148	215

Przy przepływie około $Q=35,50 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ transportowane były bloki ziemne wraz z całymi drzewami o masie przekraczającej 500 kg na odległość od kilku do kilkunastu metrów. Z całą pewnością można stwierdzić, że bloki skalne o średnicy około $d_i = 0,30 \text{ m}$ i wadze do 70,0 kg były transportowane na odległość do 20,0 m. co było obserwowane w sekcji A₆ (znajdujące się w pobliżu jednego z przekrojów pomiarowych bloki kamienne zostały oznaczone z pomocą farby co ułatwiło ich identyfikację podczas obserwacji kontrolnych). Podczas

omawianego wezbrania średnie prędkości obliczone dla poszczególnych sekcji zawierały się w przedziale $v=2,45-3,59 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ i były znacznie większe od prędkości krytycznej, która dla frakcji $d_i=0,09 \text{ m}$ wynosi około $1,40 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Maksymalne naprężenia styczne zaobserwowano w sekcji A_4 i były równe $\tau = 267,80 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$. W sekcjach scharakteryzowanych jako redepozycyjne, wartość naprężeń stycznych nie przekraczała $\tau = 153,90 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ i stanowiła około 57 % wartości naprężeń stycznych obserwowanych w sekcji A_4 .

Uzyskane tendencje zmian wartości intensywności transportu oraz potencjalnej objętości rumoszu dennego jaka mogła być przetransportowana podczas obserwowanych wezbrań korespondują z wynikami obserwacji terenowych. W danych warunkach przepływu ściśle uzależnionych od geometrii koryta, spadku oraz szorstkości najmniejsze obliczone wartości intensywności transportu występowały w przekrojach pomiarowych zlokalizowanych w sekcjach A_3 , A_5 . Również potencjalna objętość materiału jaka mogła być przetransportowana w tych sekcjach podczas trwania wezbrania jest najmniejsza, a różnica między zdolnością transportową cieku na poszczególnych odcinkach wynosiła od 1,5 do 5,2 razy.

5.2. TRANSPORT RUMOWISKA W POTOKU KASINKA

Obliczenia intensywności transportu materiału dennego przeprowadzono dla przekrojów otwierających badane sekcje, traktując je jako najbardziej stabilne. Warunki hydrodynamiczne w korycie potoku w okresie prowadzonych badań ulegały zmianie stosownie do przepływów wody jakie występowały podczas wezbrań. Podobnie jak dla potoku Słomka wyznaczono odpowiednie wielkości hydrauliczne, których przykładowe zestawienie dla sekcji nr 2 położonej w obiekcie Nowaki zamieszczono w tabeli 5.3.

Wezbranie lipcowe należy do typowych wezbrań morfologicznie aktywnych. Istotnym czynnikiem wpływającym na transport rumowiska dennego jest duży spadek sekcji nr 2 $i = 13,0 \%$. Decyduje on o znacznych wartościach średniej prędkości przepływu w granicach $v = 0,757-1,712 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (tabela 5.3). Wyrównany spadek sekcji nr 2, określony po wezbraniu z 27–28.07 wyniósł $i = 13,0 \%$. Wartość spadku nie uległa więc zmianie.

W roku 2005 odnotowano 3 wezbrania morfologicznie aktywne. Najważniejsze z nich, z przepływem kulminacyjnym $Q = 2\,150 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, spowodowane było opadami w dniach 09–10.06. Skutkiem wezbrania były znaczne zmiany morfologiczne sekcji nr 2. Moc strumienia w szczycie fali wezbraniowej osiągnęła wartość $\omega = 314,30 \text{ N}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ (tabela 5.3) Średnia prędkość kulminacji przepływu wezbraniowego wyniosła $v = 2,261 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Sumaryczna intensywność transportu rumowiska dennego podczas kulminacji wyniosła $i_b = 1,534 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ oraz dla średnicy d_{50} $i_{50} = 1,195 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ (tabela 5.4). Depozycja osadu

w odcinku ujściowym stanowiska nr 2 spowodowała zmniejszenie spadku, który osiągnął w lipcu 2005 roku wartość $i = 10,10 \%$.

Tabela. 5.3. Warunki przepływu w korycie Kasinki- Nowaki
Table 5.3. Water flow conditions in the Kasinka river channel - Nowaki

okres badań research time	Q [m ³ ·s ⁻¹]	h [m]	i [-]	Rh [m]	v [m·s ⁻¹]	τ [N·m ⁻²]	ω [N·m ⁻¹ ·s ⁻¹]	
27-28.07.2004	0,70	0,28	0,013	0,137	0,757	35,71	27,03	
	4,50	0,57		0,321	1,338	72,69	97,26	
	9,20	0,75		0,465	1,712	95,65	163,75	
09-10.06.2005	3,00	0,48		0,272	1,198	61,21	73,33	
	9,00	0,75		0,460	1,699	95,65	162,51	
	16,00	0,96		0,613	2,056	122,43	251,72	
	21,50	1,09		0,706	2,261	139,01	314,3	
03-04.08.2005	3,50	0,44		0,0101	0,305	1,139	43,60	49,66
	5,00	0,52			6,359	1,27	51,52	65,43
	8,00	0,65	0,459		1,496	64,40	96,34	
07-08.08.2005	3,50	0,44	0,305		1,139	43,60	49,66	
	7,40	0,62	0,441		1,456	61,43	89,44	
29.03.2006	4,00	0,47	0,0098		0,324	1,168	45,18	52,77
	8,10	0,66			0,466	1,488	63,45	94,41
17-18.05.2006	2,50	0,37			0,267	1,026	35,57	36,49
	5,50	0,55			0,381	1,30	52,88	68,74
30.05.2006	2,51	0,37		0,267	1,027	35,57	36,53	
02-03.06.2006	5,00	0,52		0,362	1,257	49,99	62,84	
	8,65	0,68		0,482	1,522	65,37	99,49	
28.30.06.2006	2,00	0,33		0,243	0,963	31,73	30,56	
	12,00	0,79		0,569	1,70	75,95	129,12	
	22,12	1,07		0,767	2,074	102,87	213,35	

Kolejne morfologicznie aktywne wezbrania w roku 2005 odnotowano w sierpniu. Wezbrania opadowe charakteryzowały się znacznie mniejszym przepływem kulminacyjnym, w porównaniu ze szczytem wezbrania z czerwca 2005. Wezbrania sierpniowe odznaczały się podobną wartością szczytu fali $Q = 8,00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ oraz $Q = 7,40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (tabela 5.3). Moc strumienia przepływów kulminacyjnych przyjmowała wartość odpowiednio $\omega = 96,34 \text{ N} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ oraz $\omega = 89,44 \text{ N} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (tabela 5.3). Zbliżone parametry hydrauliczne przepływów zdecydowały o porównywalnej intensywności transportu rumowiska. Intensywność transportu w szczycie fali zmieniała się w zakresie $i_b = 0,197 - 0,229 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ oraz dla średnicy $d_{50} i_{50} = 0,127 - 0,152 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (tabela 5.4). Skutkiem zmian morfologicznych było również zmniejszenie spadku, który osiągnął we wrześniu 2005 roku wartość $i = 9,80\%$. W roku 2006 zanotowano 5 wezbrań morfologicznie aktywnych, o zróżnicowanych przepływach kulminacyjnych. Skutkiem tych wezbrań były wyraźne zmiany w morfologii badanego odcinka. Moc strumienia przepływów kulminacyjnych zmieniała się w granicach

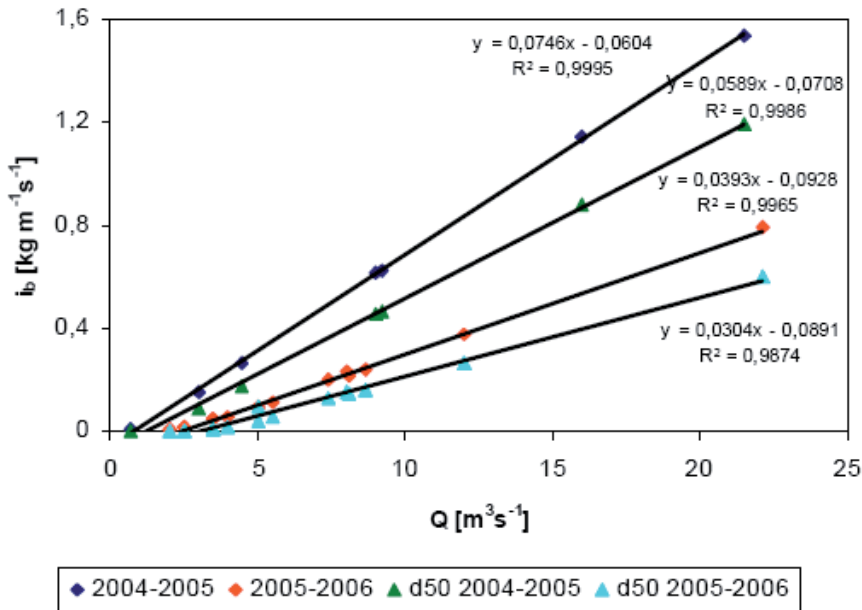
$\omega = 36,53 - 213,35 \text{ N}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ (tabela 5.3). Średnie prędkości w szczycie fali wezbraniowej przyjmowały wartości w granicach $v = 1,027-2,074 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Tak wyraźne różnice mocy strumienia w poszczególnych szczytach przepływów kulminacyjnych spowodowały różne intensywności transportu materiału dennego w granicach $i_b = 0,018-0,790 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$. Analiza transportu rumowiska dla średnicy d_{50} materiału dna podczas wezbrania z dnia 30.05 wykazała brak ruchu, natomiast w czasie wezbrania w dniach 28-30.06 $i_{50} = 0,600 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ (tabela 5.4).

Tabela 5.4. Intensywność transportu rumowiska wg Bagnolda dla potoku Kasinka- obiekt Nowaki

Table 5.4. Bedload transport intensity by the Bagnold formula in the Kasinka channel - Nowaki

Okres badań research time	Q [m ³ ·s ⁻¹]	Sekcja / Section 1 [d ₅₀ =0,056]		Sekcja / Section 2 [d ₅₀ =0,056]		Sekcja / Section 3 [d ₅₀ =0,056]	
		i _b [kg·m ⁻¹ ·s ⁻¹]	i ₅₀ [kg·m ⁻¹ ·s ⁻¹]	i _b [kg·m ⁻¹ ·s ⁻¹]	i ₅₀ [kg·m ⁻¹ ·s ⁻¹]	i _b [kg·m ⁻¹ ·s ⁻¹]	i ₅₀ [kg·m ⁻¹ ·s ⁻¹]
27-28.07.2004	0,7	-	-	0,007	-	0,005	-
	4,5	-	-	0,262	0,177	0,216	0,143
	9,2	-	-	0,626	0,466	0,513	0,38
09-10.06.2005	3	0,083	0,037	0,149	0,089	0,083	0,037
	9	0,378	0,268	0,618	0,459	0,378	0,268
	16	0,754	0,567	1,145	0,883	0,754	0,567
	21,5	1,052	0,806	1,534	1,195	1,052	0,806
03-04.08.2005	1	0,004	-	-	-	0,021	-
	3,5	0,086	0,04	0,047	0,012	0,162	0,103
	5	0,13	0,075	0,009	0,099	0,266	0,184
	8	0,267	0,181	0,229	0,152	0,743	0,347
07-08.08.2005	0,5	-	-	-	-	0,003	-
	3,5	0,086	0,04	0,047	0,012	0,162	0,103
	7,4	0,237	0,157	0,197	0,127	0,428	0,31
29.03.2006.	4	0,092	0,046	0,054	0,18	0,234	0,156
	8,1	0,284	0,194	0,214	0,142	0,546	0,403
17-18.05.2006	2,5	0,046	0,011	0,018	-	0,16	0,096
	5,5	0,158	0,096	0,109	0,06	0,347	0,245
30.05.2006	1,2	0,008	-	-	-	0,04	0,007
	2,51	0,046	0,011	0,018	-	0,117	0,065
02-03.06.2006	1	0,005	-	-	-	0,026	-
	5	0,138	0,081	0,088	0,043	0,312	0,216
	8,65	0,306	0,212	0,237	0,159	0,588	0,437
28-30.06.2006	0,5	-	-	-	-	0,005	n
	2	0,029	-	0,01	-	0,108	0,057
	12	0,469	0,341	0,374	0,268	0,848	0,645
	22,12	0,981	0,751	0,79	0,6	1,59	1,241

Na rys. 5.1 zestawiono wartości przepływów morfologicznie aktywnych z lat 2004–2006 oraz odpowiadające im intensywności transportu rumowiska i_b . Poszczególne wartości grupują się wyraźnie w dwie linie trendu. Górna reprezentująca warunki hydrauliczne z roku 2004 i pierwszej połowy roku 2005 oraz dolna dla warunków z drugiej połowy roku 2005 i roku 2006. Linie te w sposób wyraźny wskazują na istotną rolę spadku na parametry hydrauliczne koryta, a szczególnie na intensywność transportu rumowiska.



Rysunek 5.1. Intensywności transportu rumowiska i_b w funkcji przepływu Q w przekroju 1–1 sekcji nr 2 potoku Kasinka - Nowaki

Figure 5.1. The bedload transport intensity vs. water discharge Q in the cross-section 1-1, section 2 of the Kasinka stream -Nowaki

Uzyskane równania empiryczne w prawdzie są słuszne tylko dla opisywanej sekcji koryta potoku, jednakże jak wykazały analogiczne obliczenia przeprowadzone dla pozostałych sekcji pokazują istotną zgodność w przebiegu tych zależności. Punkt przecięcia krzywej empirycznej z osią odciętych może być traktowany jako przepływ przy którym obserwuje się początek ruchu rumowiska.

6. PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Główną funkcją morfodynamiczną badanych potoków jest erozyjne modelowanie skarp oraz dna koryta. Przejawia się to zmianą kształtu profilu poprzecznego oraz podłużnego koryta cieków, zróżnicowaniem form i granulometrii osadów jak również zmianami intensywności transportu rumowiska dennego. Wyniki przeprowadzonych badań potwierdzają wzajemną współzależność procesów fluwialnych (transport fluwialny, erozja boczna i denna koryta). Wzrost transportu powoduje wzrost erozji bocznej i odwrotnie, ze wzrostem erozji bocznej wzrasta transport.

Ogólnie można wyciągnąć następujące wnioski:

1. Przebieg procesów erozji na wszystkich omawianych ciekach jest bardzo zbliżony. Najintensywniej podcinane są brzegi wklęsłe. Silnej erozji bocznej towarzyszy wówczas erozja denna. Procesy te są potęgowane poprzez występowania przeszkody „stałej” zalegającej w korycie, w obrębie której powstaje szereg wirów śrubowych powodujących wzrost intensywności erozyjnych bocznej/dennej.

2. Stabilność brzegów zależy m. in. od rodzaju osadu brzegów. Brzegi badanych koryt, zbudowane z osadów niekohezyjnych (żwir, piasek) są wyraźnie podatne na erozję boczna. Struktura niszczenia oraz przebieg erozji bocznej wszystkich brzegów były podobne. Stwierdzono, że erozja boczna jest procesem będącym wynikiem erozji rzecznej i procesów stokowych.

3. Spadek podłużny ma istotny wpływ na kształtowanie warunków hydrodynamicznych panujących w korycie cieków. Największa wartość spadku podłużnego badanego odcinka obserwowana była na potoku Słomka i wynosiła $i=1,7\%$. W przypadku potoku Kasinka $i=1,01\%$.

4. Natężenie procesów erozji w badanych ciekach było zróżnicowane. Średnia prędkość migracji bocznej meandrów na potoku Słomka wyniosła od $v_e=0,6$ m/rok do $v_e=1,7$ m/rok, w przypadku potoku Kasinka wyniosła od $v_e=0,1$ m/rok do $v_e=1,0$ m/rok. Proces erozji bocznej był również głównym źródłem dostawy rumowiska do koryta cieków.

5. Materiał wyerodowany z brzegów zewnętrznych zakoli tylko częściowo deponowany był po stronie przeciwnej (bliższej brzegu wewnętrznego). Tempo migracji bocznej (przyrostu poziomego) tych form (łach zakolowych) nie

jest równe tempu migracji koryta. Objętościowo procesy erozji i depozycji nie bilansowały się.

6. W przypadku potoku Słomka oraz Kasinka obserwowano transport materiału dennego przy przepływie mniejszym od $Q_{50\%}$. Obliczona moc strumienia i prognozowany transport rumowiska wlezonego pozwala oszacować skalę zjawiska. Zdolność przepływu do niszczenia dna i brzegów koryta wynika z dużej nadwyżki mocy strumienia, która wielokrotnie przekracza wartość krytyczną związaną z początkiem ruchu. Przykładowo podczas kulminacji wezbrania na potoku Słomka moc strumienia była 32 większa od wartości krytycznej.

7. Obliczona moc strumienia i prognozowany transport rumowiska wlezonego pozwala oszacować skalę i tendencję procesów erozyjnych i akumulacyjnych w korycie.

8. Procesem towarzyszącym transportowi rumowiska jest erozja denna. Proces erozji dennej przebiegał w sposób typowy w odcinkach krętych (zakolowych). Prowadził do wymywania osadu dna bezpośrednio przy brzegu zewnętrznym. W miejscach erozji dennej tworzyły się przegłębienia w formie wydłużonych rynien o głębokości maksymalnej $h=1,30$ m (potok Kasinka).

9. Omawiane ciekły charakteryzuje duże zróżnicowanie pod względem granulometrii materiału dennego. Materiał budujący dno koryta jest słabo wysortowany i różnoziarnisty, składa się w przewadze z frakcji żwirowej i kamienistej.

10. Skład uziarnienia rumowiska wyznaczony metodą zamrażania może służyć jak wskaźnik stabilności dna koryta potoku, gdyż możliwe jest określenie warstwy brukowania dna. W przypadku braku stabilności materiał denny jest całkowicie wymieszany.

BIBLIOGRAFIA

- Allen P. A. 2000. Procesy kształtujące powierzchnię ziemi. PWN, Warszawa.
- Bagnold R. A. 1986. *Transport of solids natural water flow: evidences for a worldwide Correlation*, Proceedings of the Royal Society of London, A 405, 369–374.
- Bartnik W. 1992. *Hydraulika potoków i rzek górskich z dnem ruchomym początek ruchu rumowiska wlezonego*, Zeszyt Nauk. AR Kraków, Rozprawa habilitacyjna nr 171, 28–38.
- Bartnik W. 1993. *Hydraulika potoków i rzek górskich z dnem ruchomym*, Ogólnopolska Szkoła Hydrauliki, Kraków–Szczyrk, 5–13.
- Bartnik W. 1997. *Warunki kształtujące charakter ruch materiału dennego w rzekach i potokach górskich*, Monografia Komitetu Gospodarki Wodnej PAN, Warszawa, 47–67.
- Bartnik W., Michalik A. 2000. *Rozwój badan ruchu rumowiska wlezonego i ich praktyczna weryfikacja*, XX ogólnopolska szkoła hydrauliki Gdańsk.
- Bąk Ł., Michalik A. 2008. *Zmienność składu granulometrycznego rumowiska wlezonego wzdłuż potoku Słomka*. Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, PAN, Kraków 7, 7–18.
- Bąk Ł. 2007. *Wpływ procesów erozji na zmiany morfologiczne w korytach wybranych cieków*. Rozprawa doktorska, manuskrypt, Uniwersytet Rolniczy w Krakowie.
- Couper P. 2003. *Effects of silt-clay content on the susceptibility of river banks to subaerial erosion*. *Geomorphology*, 56, 95–108.
- Couper P., Maddock I. P. 2001. *Subaerial river bank processes and their interaction with other bank erosion mechanism on the river Arrow, Warwickshire, UK*. *Earth Syrf. Proc. And Landform*, 26, 631–646.
- Dąbkowski Sz. L., Skibiński J., Zbikowski A. 1982. *Hydrauliczne podstawy projektów wodnolioracyjnych*, PWRiL, Warszawa.
- Dąbkowski L. 1972. *O przydatności niektórych wzorów empirycznych do określenia intensywności wlezenia*. *Prace Państwowego instytutu Hydrologiczno – Meteorologicznego*, 106, 47–63.
- Diplas P. 1986. *Bed Load transport In gravel-bed streams: Some Properties*, Proc. Of III-ISRS, River Sedimentation, t. III. Univ. Mississippi, 925–934.
- Doyle M. W., Shields F. D. 2000. *Incorporation of bed texture into a channel evolution model*. *Geomorphology*, 34, 291–309.
- Egiazaroff I.V. 1965. *Calculation of non-uniform sediment concentration*, Proc. ASCE, t. 91, HY 4, 225–247.
- Ergenzinger P., Conrady J. 1982. *A new tracker technique for measuring bedload in natural channel*. *Catena*, 9, 77–80.
- Froehlich W. 1982. *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzliny do koryta w górskiej zlewni fliszowej*. *Prace Geogr.*, IGPZ PAN, 143.
- Garcia C., Laronne J B., Sala M. 2000. *Continuous monitoring of bedload in a mountain gravel-bed river*. *Geomorphology*, 34, 23–31.
- Gładki H., Michalik A., Bartnik W. 1981. *Measurement of bed load transport In mountain streams Rusing the radioactive tracers method*, Proc. of Workshop IAHR, Rapperswil, 45,1.
- Hooke, J. M. 1979. *An analysis of the processes of river bank erosion*. *J. Hydrol.*, 42, 399–62
- Judson S., Ritter D. F. 1964. *Rates of regional denudation in the United States*. *J. Geoph. Res.*, 69, 3395–3410.

- Kaszowski L. 1965. *Współczesne procesy erozji, transportu i sedymentacji rzecznej w zlewni potoku Tenczyńskiego*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr. 12, 43–70.
- Kaszowski L. 1973. *Morphological activity of the mountain streams (with Biały Potok in the Tatra Mts. As example)*. Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 31.
- Kaszowski L., Kotarba. A. 1970. *Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych*. Prace Geogr. IG PAN, 80.
- Klimaszewski M. 1981, 2003. *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- Komar P.D. 1989. *Flow-Competence Evaluations of the Hydraulic Parameters of Floods: an Assessment of the Technique* in: Floods, Hydrological, Sedimentological and Geomorphol. Implications, Ed. John Wiley and Sons, 107–134.
- Krzemień K. 1976. *Współczesna dynamika koryta potoku Konina w Gorcach*. Folia Geogr., Ser. Geogr.- Phys., 10, 87–122.
- Krzemień K. 1984. *Współczesne zmiany modelowania koryt potoków w Gorcach*, Zesz. Nauk. UJ Prace Geogr., 59, 83–96.
- Krzemień K. 1986. *Dynamika transportu fluwialnego w polodowcowej dolinie w krystalicznej części Tatr Zachodnich*, Zesz. Nauk. UJ Prace Geogr., 64, 93–120.
- Krzemień K. 1992. *The high mountain fluvial system the western Tatra perspective*. Zesz. Nauk. UJ Prace Geogr., 60, 51–65.
- Lawler D. M. 1993. *The measurement of river bank erosion and lateral channel change: A review*. Earth Surf. Proc. and Landforms, 18, 777–821.
- Lawler D. M. 2000. *The importance of high-resolution monitoring in erosion and deposition dynamics studies: example from estuarine and fluvial systems*. Geomorphology, 64, 1–23.
- Leopold L., B., Wolman M. G., *River channel patterns: braided, meandering and straight*. U.S. Geol. Surv. Prof. paper 282-B, 39–58.
- Leser H. 2003. *Geomorphology*. Westerman, Braunschweig.
- Lipski Cz. 1983. *Erozja gleb górskich w zlewni potoku Kasinka*. Zesz. Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 272, 19–30.
- Łapuszek M., Ratowski J. 1997. *Tendencje erozyjne koryta rzeki Dunajec w przekroju wodowskazowym Żabno*. Monografia Komitetu Gospodarki Wodnej PAN, z. 13, 91–99.
- Martin Y. 2003. *Evolution of bed load transport formulae using field evidence from the Veddar River, British Columbia*. Geomorphology, 53, 75–95.
- Michalik A., Kuzar G., Majda W. 1996. *Wpływ poboru rumowiska na stabilność dna koryta rzecznoego*. Zesz. Nauk. AR w Krakowie, nr 306, ser. Inżynieria Środowiska 16, 93–104.
- Michalik A. 2000. *Bed-load transport in mountain river measurements and results*, X international conference on transport and sedimentation of solid particles, Wrocław, 41–55.
- Michalik A., Tekielak T., Wałag D. 2006. *Zastosowanie metody fotograficznej do oceny składu granulometrycznego rumowiska wzdłuż potoku Kasinka*, Zesz. Nauk. AR w Krakowie nr 433, ser. Inżynieria Środowiska, 27, 191–201.
- Mosselman E., Shishikura T., Klaassen G. J. 2000. *Effect of bank stabilization on bed source in anabranches of braided rivers*. Phys. Chem. Erth. (B), 25(7), 699–704.
- Niemirowski M. 1974. *Dynamika współczesnych koryt potoków górskich*, Zesz. Nauk. UJ Prace Geogr., 34.
- Odgaard J. 1987. *Stream bank erosion along two river in Iowa*. Water Resources Research, 23(7), 1225–1236.
- Odgaard J. 1988. *Flow processes in a curved alluvial channel*, Water Resources Research, 24(1), 1122–1150.

- Przedwojski B. 1992. *Erozja brzegów koryt rzecznych*. Gospodarka Wodna, 6, 138–140.
- Rachocki A. 1974. *Przebieg i natężenie współczesnych procesów rzecznych w korycie Raduni*. Dok. Geogr., z. 4, 1–121.
- Shumm S. A. 1960. *The shape of alluvial channel in relation to sediment type*. U.S. Geol. Prof. Paper 352-B, 17–30.
- Shumm S. A. 1963. *Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plain*. GSA Bull., 74, 1089–1100.
- Shumm S. A. 1968. *Speculations concerning pale hydrologic controls of terrestrial sediments*. GSA Bull., 79, 1573–1588.
- Sklar L., Dietrich W. E. 1998. *River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply*, W: Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channel, Tinkler K. J., Wohl E. E., (red.), Am. Geoph. Union Geophysical Monograph. 107, 237–260.
- Teisseyre A. K. 1977a. *Meander degeneration in bed-load proximal stream: Repeated chute cut-off due to bar-head gravel accretion- a hypothesis*, Geol. Sudetica, 12(1), 103–112.
- Teisseyre A. K. 1977b. *Współczesne procesy rzeczne w dorzeczu górnego Bobru i Strzegomki*, Geol. Sudetica, 12(2), 93–107.
- Teisseyre A. K. 1980. *Fluvial processes on the wet Mieszkowice fan. Part I. Erosion and erosional land forms*. Geol. Sudetica, 15(1), 67–121.
- Teisseyre A. K. 1984. *Procesy fluwialne i rozwój koryta górskiego Bobru na odcinku badawczym w Błazkowej*, Geol. Sudetica, 19(1), 7–71.
- Teisseyre A. K. 1986. *Fluvial processes on the wet Mieszkowice fan. Part II. Sediment transport, with special reference to the August 1977 flood*. Geol. Sudetica, 21(2), 1–71.
- Tekielak T. 2007. *Ocena intensywności procesów erozji bocznej i dennej na wybranych ciekach górskich (potok Ksinka i Smolnik, Odcinek rzeki Łososiny)*. Rozprawa doktorska, manuskrypt, Uniwersytet Rolniczy w Krakowie.
- Tekielak T. 2007. *Ocena intensywności procesów erozji bocznej i dennej na wybranych ciekach górskich*. Maszynopis AR Kraków.
- Thorne C. R. 1992. *Bend scour and bank erosion on the meandering Red River, Louisiana, Lowland Floodplain Rivers: Geomorphologic Perspectives*, P. A. Carling G. E. Petts (red.), 95–115. John Wiley and Sons Ltd.
- Trimble S. W. 1997. *Stream channel erosion and change resulting from riparian forest*. Geology, 25(5), 467–469.
- Wang F.Y. 1977. *Bed load transport in open channels*. Proc. IAHR, Baden-Baden 63–69.
- Wolman M.G. 1959. *Factors influencing erosion of a cohesive river bank*. Am. J. Sci., 257, 204–216.
- Wolman M.G., Miller J. P. 1960. *Magnitude and frequency of forces in geomorphologic processes*, Jour. Geol., 1, 54–74.
- Wolman M.G., Brush L. M. 1961. *Factors controlling the size and shape of stream channel in coarse noncohesive sands*. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 282-G, 183–210.
- Wołoszyn J., Czamara W., Eliasiewicz R., Krężel J. 1994. *Regulacja rzek i potoków*, AR Wrocław.
- Wyżga B. 2005. *Wpływ eksploatacji osadów z koryta na system rzeczny*. W: Współczesna ewolucja rzeźby Polski, A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świąchowicz (red.), 531–536. IGI GP UJ, Kraków.
- Zieliński T. 2001. *Erozyjne efekty katastrofalnych wezbrań w dorzeczu górnej Nysy Kłodzkiej podczas powodzi 1997 i 1998r.* Prz. Geol. 49(11), 1096–1100.

Dr inż. Łukasz Bąk
Katedra Geotechniki i Inżynierii Wodnej
Politechnika Świętokrzyska
Al. Tysiąclecia Państwa Polskiego 7,
25-314 Kielce
tel. 696 472 545
e-mail: lbak@tu.kielce.pl

Prof. dr hab. Alicja Michalik
Katedra Inżynierii Wodnej
Uniwersytet Rolniczy
Al. Mickiewicza 21,
30-120 Kraków
tel. 12 662 4023
e-mail: rmmichal@cyf-kr.edu.pl

Dr inż. Tomasz Tekielak
Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej
ul. Marszałka J. Piłsudskiego 22,
31-109 Kraków
tel. 12 62-84-130
fax. 12 430-10-35

PROCESY EROZJI, TRANSPORTU I SEDYMENTACJI W ZLEWNIACH POTOKÓW KASINKA I SŁOMKA

Streszczenie

Potoki i rzeki tworzą w zlewniach strukturę, w której procesy przepływu wody i procesy morfologiczne wzajemnie na siebie oddziałują. Strukturę ciekłu charakteryzują takie zmienne jak rodzaj podłoża, przekrój poprzeczny koryta, profil podłużny i układ w planie. Każda zmiana przepływu wody i natężenia transportu rumowiska pociąga za sobą zmianę morfologii dna, a bezpośrednią przyczyną są procesy erozji i depozycji. Prezentowane badania miały na celu poznanie prawidłowości sterujących przebiegiem procesów erozji bocznej i dennej oraz transportu i sedymentacji w dwóch potokach karpaccich Słomka i Kasinka. Przeprowadzono je w latach 2004-2006.

Potok Słomka jest lewobrzeżnym dopływem Dunajca o długości 25,2 km, odwadniającym obszar o powierzchni 69,90 km². Potok Kasinka jest prawobrzeżnym dopływem rzeki Raby mającym ujście w km 92 +750, poniżej ujścia potoku Mszanka. Do badań wytypowano zarówno proste odcinki koryta jak również silnie erodowane odcinki przy brzegów wklęsłym (potok Kasinka). W sekcjach pomiarowych prowadzono kompleksowe pomiary, mające na celu rozpoznanie procesów erozji bocznej (w poziomie) i w pionie (erozja denna i depozycja). Wszystkie pomiary wykonywano z częstotliwością dwóch serii rocznie. Obserwowane procesy dokumentowano planami, szkicami i zdjęciami fotograficznymi. Pomiary obejmowały:

- pomiary geodezyjne przekrojów poprzecznych i profili podłużnych
- określenie składu granulometrycznego materiału dennego ciekłu.

W badaniach skupiono się przede wszystkim na ocenie cofania się erodowanych brzegów, przeobrażenia łach oraz dna w obrębie wybranych stanowisk. W uzupełnieniu pomiarów geodezyjnych zastosowano metodę prętów. Pręty o długości 50 cm i średnicy 1 cm wbijane były w odsłoniętą część brzegu poczynając od zwierciadła wody w górę w odstępach 50 cm . W miarę podcinania brzegu zwiększała się długość odsłoniętego pręta którą po zmierzeniu ponownie wbijano do zrównania z powierzchnią skarpy.

Wyniki pomiarów wykorzystano do obliczenia mocy strumienia, naprężeń stycznych panujących w korycie oraz intensywności transportu rumowiska stosując równanie Bagnolda. Uzyskane wyniki pokazały że przebieg procesów erozji w obydwu potokach jest podobny. Brzegi badanych koryt zbudowane są z osadów niekohezyjnych (żwir, piaski), są wyraźnie podatne na erozję boczną. Spadek podłużny maksymalny na potoku Słomka wynosił $i = 1,7\%$. W przypadku potoku

Kasinka $i = 1,01\%$. Średnia prędkość migracji bocznej meandrów na potoku Słomka wynosiła od $v_e = 0,6$ m/rok do $v_e = 1,7$ m/rok. Dla potoku Kasinka wartości te zawarte były w przedziale od $v_e = 0,1$ m/rok do $v_e = 1,0$ m/rok. Materiał wyerodowany z brzegów zewnętrznych zakoli tylko częściowo deponowany był po stronie przeciwnej (bliżej brzegu wewnętrznego). Tempo migracji bocznej tych form (łach zakolowych) nie jest równe tempu migracji koryta. Objętościowo procesy erozji i depozycji nie bilansowały się.

W obydwu potokach obserwowano transport materiału dennego przy przepływie mniejszym od $Q_{50\%}$. Obliczona moc strumienia i prognozowany transport rumowiska wleczonego pozwala oszacować skalę zjawiska. Zdolność przepływu do niszczenia dna i brzegów koryta wynika z dużej nadwyżki mocy strumienia, która wielokrotnie przekracza moc krytyczną związaną z początkiem ruchu. Przykładowo podczas kulminacji wezbrania na potoku Słomka krotność ta wynosiła nawet 32.

Procesem towarzyszącym transportowi rumowiska jest erozja denną. Proces ten przebiegał w sposób typowy w odcinkach zakolowych. Prowadził on do wymywania osadu dna bezpośrednio przy brzegu zewnętrznym. W miejscach erozji dennej tworzyły się przegłębienia w formie wydłużonych rynien o głębokości dochodzącej do 1,30 m (potok Kasinka).

Rumowisko denne w obydwu ciekach charakteryzuje duże zróżnicowanie pod względem składu granulometrycznego. Materiał ten jest różnoziarnisty i słabo wysortowany, składa się w większości z frakcji żwirowej i kamienistej. Stwierdzono, że skład uziarnienia rumowiska wyznaczony metodą zamrażania ciekłym azotem może służyć jako wskaźnik stabilności dna koryta potoku, gdyż możliwe jest określenie warstwy obrukowania dna. W przypadku braku stabilności materiał denny jest całkowicie wymieszany.

Słowa kluczowe: erozja boczna, erozja denną, transport rumowiska, zmiany morfologiczne

PROCESSES OF EROSION, TRANSPORT AND SEDIMENTATION IN CATCHMENTS OF THE KASINKA AND SŁOMKA STREAMS

Summary

Within their catchment basins, brooks and rivers form a structure under which the water flow and morphological processes impact each other. A structure of the flowing water is characterized by such variables as type of substratum, cross-section of the brook channel, longitudinal profile, and horizontal arrangement. Each change in the water flow and intensity of rubble transportation causes the morphology of the brook bed to change, and the direct causes are erosion and deposition processes. The objective of the survey studies presented in this monograph was to identify regularities controlling the processes of lateral and deep erosion, transportation, and sedimentation processes in two Carpathian brooks: Słomka and Kasinka. The survey studies were performed in a period from 2004 to 2006.

The Słomka brook is a 25.2 km long, left-bank tributary of the Dunajec river and drains an area of 69.90 km². The Kasinka brook is a right-bank tributary of the Raba river, and it pours into this river at km 92 +750, below the Mszanka brook mouth. The studies comprised both the straight sections of the brook channels and the strongly eroded section along the concave bank (the Kasinka brook). Within the gauging sections, comprehensive measurements were performed in order to identify lateral erosion processes (at a horizontal level) and deep and deposition processes (vertically). All the measurements were taken twice a year; thus, two annual series of measurements were available. The processes observed were documented in the form of surveying plans, diagrams, and photographs. The measurement included:

- a geodetic survey of transversal cross-sections and longitudinal profiles;*
- the determination of granulometric composition of the brook bed material.*

The survey studies focused, first of all, on assessing the retreat of eroded banks and the transformation of bars and brook bed within the selected sites. Additionally, a method with the use of pins was applied to support the geodetic surveys. 50 cm long pins having a 1 cm diameter were driven in the uncovered part of the bank, starting from the water level and upwards, every 0.50 cm. Along with the increase in the size of the bank's undercut section, the length of the uncovered pin increased; this length was measured and the pin was again driven into the scarp so as to make it level with the scarp surface.

The measurement results were applied to compute the brook power, shearing stresses in the channel, and the intensity of rubble transportation. The computations were performed using a Bagnold's equation. The results obtained showed that the progress of erosion processes was similar in the two brooks studied. The

banks of the brook channels surveyed are composed of non-cohesive deposits (gravels, sands) and are clearly susceptible to lateral erosion. The maximum longitudinal gradient of the Słomka brook was $i = 1.7\%$, and of the Kasinka brook: $i = 1.01\%$. The mean speed of lateral migration of meanders in the Słomka brook ranged between $v_e = 0.6$ m/annum and $v_e = 1.7$ m/annum. As for the Kasinka brook, those values were in the range from $v_e = 0.1$ m/annum to $v_e = 1.0$ m/annum. The erosion material eroded from the outer banks of the meanders was only partially deposited on the opposite side (closer to the inner bank). The rate of lateral migration of those forms (meander-bars) does not equal the rate of the migration of the brook channel. Volumetrically, the erosion and deposition processes have not balanced.

In the two brooks, it was found that the transportation of the bed materials in the brook channels took place at an overflow smaller than $Q_{50\%}$. The computed brook power and the forecast transportation of dragged rubble makes it possible to assess the scale of this phenomenon. The ability of flow to destroy the channel and banks of the brook results from the large brook power surplus that greatly exceeds the critical brook power connected with the beginning of the flow movement. For example: during the raised water culmination in the Słomka brook, the multiple was as high as 32.

Channel erosion is a process to accompany the rubble transportation. In the case of the brooks studied, typically, this process was found in the sections along the meanders. It caused the bed sediments to be eroded directly near the outer bank. In the places, where the deep erosion process was found, overdeepings were formed and shaped as elongated erosion channels, their depth being even as much as 1.30 m (the Kasinka brook).

The granulometric composition of the bed rubble in the two brooks is highly differentiated. This material consists of diverse grains and is poorly sorted, in the majority, it consists of gravel and stony fractions. It was found that the composition of the rubble grains, determined using a liquid nitrogen freezing method, could be used as a stability indicator of the brook channel bed, since it is possible to determine the pavement layer in the brook channel bed. Where there is no stability, the bed material is totally mixed.

Key words: bank erosion, bed erosion, sediment transport, morphological changes

INFRASTRUKTURA I EKOLOGIA TERENÓW WIEJSKICH

Czasopismo naukowe wydawane przez Komisję Technicznej Infrastruktury Wsi Polskiej Akademii Nauk Oddział w Krakowie. Ma charakter ogólnokrajowy i jest otwarte na Autorów z całego świata. Wydawane jest w języku polskim i angielskim. Zgłaszane do publikacji artykuły winny być oryginalnym osiągnięciem Autora, dotychczas niepublikowane, poświęcone problemom technologicznym, projektowym, ekonomicznym lub teoretycznym z tytułowego zakresu czasopisma. Przyjmujemy manuskrypty, w objętości do 10 str. pisma komputerowego (Times New Roman, 12, odstęp 1,5) napisane w języku polskim lub angielskim. Autorów spoza Polski prosimy o nadsyłanie manuskryptów w języku angielskim. Każdy artykuł winien być zaopatrzone w wyczerpujące streszczenie ze słowami kluczowymi (w języku manuskryptu) do 3000 znaków (jedna strona), wraz z załączonym tłumaczeniem angielskim. Drukujemy również w kolorze, w przypadku istotnej konieczności (fotografie, skomplikowane rysunki, mapy). Manuskrypt, w dwóch egzemplarzach należy przesłać pocztą na adres Redakcji, dołączając tekst na dyskietce lub CD, z oddzielnymi ilustracjami.

INFRASTRUCTURE AND ECOLOGY OF RURAL AREAS

Scientific journal published by the Commission of Technical Infrastructure of Polish Rural Areas of the Academy of Letters - Krakow Branch. It is a nation wide journal, which accepts contributions from Authors from all over the world. It is published in Polish and English. Submitted contributions should be original scientific papers, so far unpublished, dealing with technological, design, economic or theoretical issues within the scope of the journal.

Submitted manuscripts should not exceed 10 typewritten pages (Times New Roman, font 12, 1.5 line spacing). The Authors from abroad may submit their papers in English. Each article must have a summary and keywords of not more than 3000 characters (one page). Color reproductions are possible only in special cases (photographs, complicated figures or maps). The manuscripts, in duplicate, should be sent by post to the editorial office. Electronic version on a diskette or CD with illustrations provided separately should accompany the hard copies

INFARSTRUKTUR UND ÖKOLOGIE DES LÄNDLICHEN RAUMS

Die neue Forschungszeitschrift der Kommission der Technischen Infrastruktur an der Polnischen Wissenschaftsakademie, Abteilung in Krakau, hat ein nationaler Charakter und publiziert gern die Arbeiten von Autoren aus Polen sowie auch aus der ganze Welt. Die Forschungszeitschrift wird in Polnisch und Englisch verlegt.

Die vorgelegten Artikel sollen Originalarbeiten sein und dürfen nicht gleichzeitig an anderer Stelle zur Publikation eingereicht werden. Die Forschungsarbeiten sollen den Technologischen, Wirtschaftlichen, Planungs- sowie auch den theoretischen Problemen gewidmet sein, die eng der Titelbereich der Zeitschrift behandeln. Zugesandte Manuskripte sollen mit dem Umfang von höchstens 10 Druckseiten (Times New Roman, Schriftgröße: 12 pt, Zeilenabstand: 1.5-fach) sein. Für die Autor/innen ausserhalb Polens wird es zugelassen die Manuskripten in Englisch zuschicken.

Dem Text wird im Manuskript eine Zusammenfassung mit den Schlussworten vorangestellt, die eine Länge von 3000 Zeichen (1 Druckseite) nicht übersteigen sollte.

Nach Bedarf drucken wir auch in Farbe (Aufnahmen, Karten, komplizierte Bildern).

Die zwei ausgedruckte Exemplare eines Manuskripts mit der Diskettenversion (die Abbildungen getrennt) bitte zur Redaktion senden.

