

**Zbigniew POPEK**

Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW

Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WULS – SGGW

## **Zmienność natężenia ruchu rumowiska wlezonego w czasie wezbrania w małej rzece nizinnej**

### **Variability of bedload transport rate during flood flow event in small lowland river**

**Słowa kluczowe:** mała rzeka nizinna, wezbranie, natężenie ruchu rumowiska wlezonego

**Key words:** small lowland river, flood flow event, bedload transport intensity

#### **Wprowadzenie**

Natężenie transportu rumowiska wlezonego charakteryzuje się dużą zmiennością nawet w warunkach przepływu ustalonego, co stwierdzono zarówno w badaniach laboratoryjnych, jak i terenowych (Skibiński 1966, Hoey 1992, Shen 1998, Popek 2006). Zmienność ta w przypadku materiału piaszczystego jest związana z mechanizmem transportu ziaren, które w warunkach tzw. dolnego reżimu przepływu przemieszczają się głównie w postaci form dennych. Formy te, w zależności od parametrów przepływu, zmieniają swoje wymiary i kształt, co bezpośrednio wpływa na intensywność wleczenia.

W okresie wezbrań, gdy parametry przepływu ulegają szybkim zmianom,

ruch rumowiska wlezonego charakteryzuje się wyraźnie większą zmiennością niż w warunkach przepływu ustalonego. Dotychczasowe wyniki badań własnych oraz prowadzonych przez innych badaczy nie pozwalają jeszcze na pełne wyjaśnienie zjawiska transportu rumowiska wlezonego w czasie wezbrań. Przyczyna takiego stanu wiedzy wynika między innymi z trudności związanych z precyzyjnym pomiarem wartości wielu parametrów przepływu, które zwykle wykazują dużą zmienność w trakcie wezbrania. Istotne znaczenie ma zwłaszcza zmienność spadku zwierciadła wody, która wywołuje zmiany wartości naprężenia stycznego na dnie, a tym samym wpływa na zmiany intensywności wleczenia.

Na podstawie wyników pomiarów terenowych stwierdzono (Reid i in. 1985, Kuhnle 1991, Popek 2006), że w trakcie wezbrań powstaje zjawisko histerezy, obserwowanej w zależnościach między natężeniem przepływu (stanem wody) a natężeniem wleczenia.

Występowanie histerezy powoduje, że przy tych samych natężeniach przepływu (stanach wody) natężenie wleczenia w czasie przyboru fali jest wyraźnie większe niż w czasie opadania fali. Ponadto w badaniach stwierdzono, że kulminacja fali wleczenia występuje wcześniej niż kulminacja fali przepływu, a różnica czasowa między momentami wystąpienia obu kulminacji jest zmienna i zależy od czasu przyboru i wielkości danej fali przepływu (Popek 2006).

W niniejszej pracy przedstawiono nieanalizowane wcześniej, cząstkowe wyniki badań własnych, wykonanych w korycie rzeki Zagożdżonki, stanowiącej zlewnię badawczą Katedry Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW. W odległości około 200 m powyżej przekroju wodowskazowego Czarna zlokalizowane jest stanowisko do pomiaru wleczenia, wyposażone w tzw. łapacz rumowiska, wyposażone w aparat do ciągłego pomiaru i automatycznej rejestracji danych (Popek 2006). Naturalne koryto rzeki na odcinku badawczym charakteryzuje się następującymi parametrami: szerokość zwierciadła wody brzegowej 3–4 m, szerokość dna 2–3 m, głębokość maksymalna 0,6–0,7 m, spadek podłużny dna około 1‰, materiał denny – piasek o średnicy charakterystycznej ziaren  $d_{50} = 0,41$  mm, odchylenie standardowe krzywej przesiewu  $\sigma_g = 1,56$ .

Analizę zmienności natężenia wleczenia oparto na wynikach pomiarów wykonanych w czasie jednego z wezbrań, w trakcie którego oprócz standardowo prowadzonych pomiarów do określenia zmian intensywności wleczenia i stanu wody w przekroju łapacza rumowiska wykonano dodatkowy pomiar stanu wody do wyznaczenia spadku

zwierciadła wody na odcinku powyżej łapacza.

## Metodyka i wyniki pomiarów

Analizowane wezbranie rozpoczęło się o godzinie 16:00 w dniu 07.04.2004 roku i trwało do godziny 07:00 w dniu 10.04.2004 roku. Było to jedno z większych obserwowanych wezbrań – w czasie kulminacji natężenie przepływu wyniosło  $0,723 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , tj. było prawie 10 razy większe od przepływu średniego rocznego  $SSQ = 0,075 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (z lat 1991–2003). W trakcie wezbrania, w kolejnych krokach czasowych  $\Delta t = 10$  min zostały zmierzone następujące parametry:

- stan wody  $H_{Cz(t)}$  w przekroju wodowskazowym Czarna,
- stan wody  $H_{1(t)}$  w przekroju łapacza rumowiska,
- stan wody  $H_{2(t)}$  w przekroju leżącym 25 m powyżej łapacza rumowiska,
- masa rumowiska  $M(t)$  zatrzymanego w łapaczu.

Pod koniec wezbrania zbiorniki łapacza zostały prawie całkowicie wypełnione rumowiskiem. Z tego względu do określenia natężenia wleczenia jako wiarygodny przyjęto nieco krótszy okres pomiaru masy rumowiska, tj. do godziny 22:00 w dniu 09.04.2004 roku. Ponadto, biorąc pod uwagę czułość układu pomiarowego, który wynosi około 0,5 kg, konieczne było zwiększenie kroku czasowego do 1 godziny.

Zarejestrowany zbiór danych pomiarowych posłużył następnie do określenia wartości chwilowych następujących parametrów:

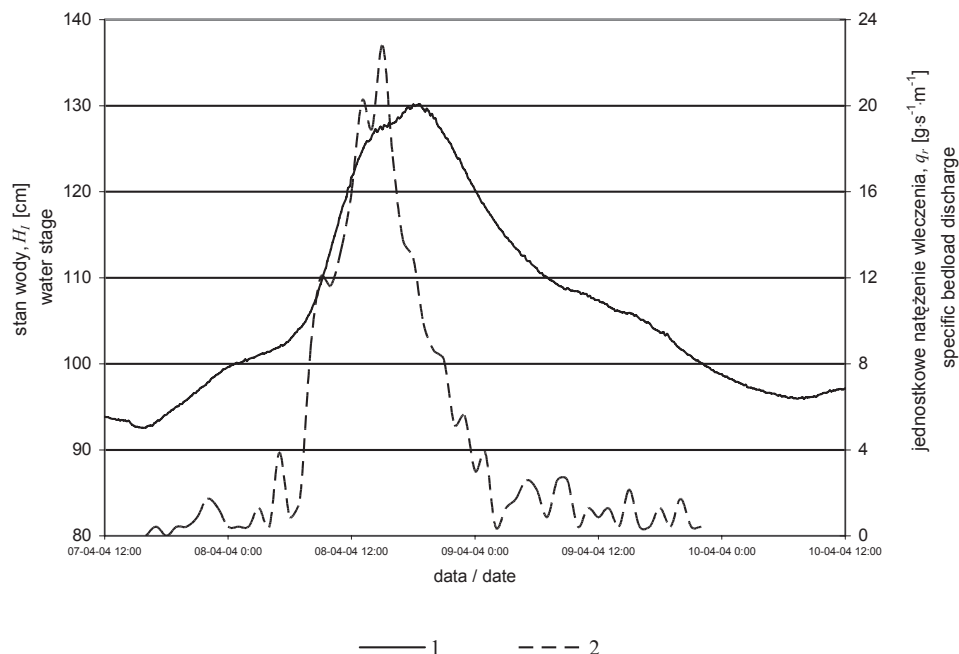
- natężeń przepływu ( $Q_{Cz(t)}$ ) w przekroju wodowskazowym Czarna, które obliczano z równania wydatku przelewu pomiarowego na podstawie wartości  $H_{Cz(t)}$ ,
- natężeń przepływu w przekroju stanowiska do pomiaru wleczenia –  $Q_{s(t)} = 0,86 Q_{Cz(t)}$ , tj. z uwzględnieniem zmiany natężenia przepływu na odcinku rzeki między stanowiskiem pomiarowym a przekrojem wodowskazowym Czarna,
- średnich prędkości przepływu  $V_{(t)} = Q_{s(t)}/A_{(t)}$ , gdzie  $A_{(t)}$  – powierzchnia przekroju poprzecznego strumienia, określona z zależności  $A_{(t)} = f(H_{1(t)})$ , ustalonej na podstawie wcześniej wykonanych pomiarów hydrometrycznych w warunkach przepływu ustalonego,
- spadków zwierciadła wody ( $J_{(t)}$ ) na odcinku rzeki w rejonie łapacza rumowiska, określonych na podstawie stanów wody  $H_{1(t)}$  i  $H_{2(t)}$ ,
- średnich jednostkowych natężeń wleczenia ( $q_{r(t)}$ ), obliczonych ze wzoru:

$$q_{r(t)} = \frac{\Delta M_{r(t)}}{b_o \Delta t} \quad (1)$$

gdzie:

$\Delta M_{r(t)}$  – przyrost masy rumowiska w łapaczu w przedziałach czasu 1 godzina,  $b_o$  – szerokość otworu wlotowego do zbiorników łapacza rumowiska.

Na rysunku 1 pokazano hydrogramy stanów wody i jednostkowych natężeń wleczenia, które wyraźnie pokazują, że maksymalne natężenie wleczenia wy-



RYSUNEK 1. Hydrogram stanów wody (1) i jednostkowego natężenia wleczenia (2) w czasie wezbrania w okresie: 07.04.2004, 16:00 – 10.04.2004, 07:00  
 FIGURE 1. Hydrograph of water stages (1) and specific bedload discharge (2) during flood flow event in time period: 07.04.2004, 16:00 – 10.04.2004, 07:00

stąpiło przed kulminacją stanu wody (przesunięcie w czasie wyniosło 3,5 godziny). Moment wystąpienia maksymalnego natężenia wleczenia jest zbieżny z wystąpieniem maksymalnych wartości spadku zwierciadła wody, co widoczne jest na wykresie zmienności spadków pokazanym na rysunku 2. Na rysunku tym można również zauważyć, że w czasie przyboru fali tempo zwiększania się spadku zwierciadła wody jest wyraźnie szybsze niż jego zmniejszania się w fazie opadania fali. Ponadto w końcowym okresie wezbrania nastąpił ponowny wzrost spadku. Obserwowane zmiany wartości spadku zwierciadła wody są efektem zmieniających się oporów przepływu. W stosunkowo wąskim korycie rzeki Zagożdżonki istotny wpływ na opory przepływu ma oddziaływanie szorstkości skarp koryta w poszczególnych fazach wezbrania. Zmiana wielkości oporów przepływu wynika również

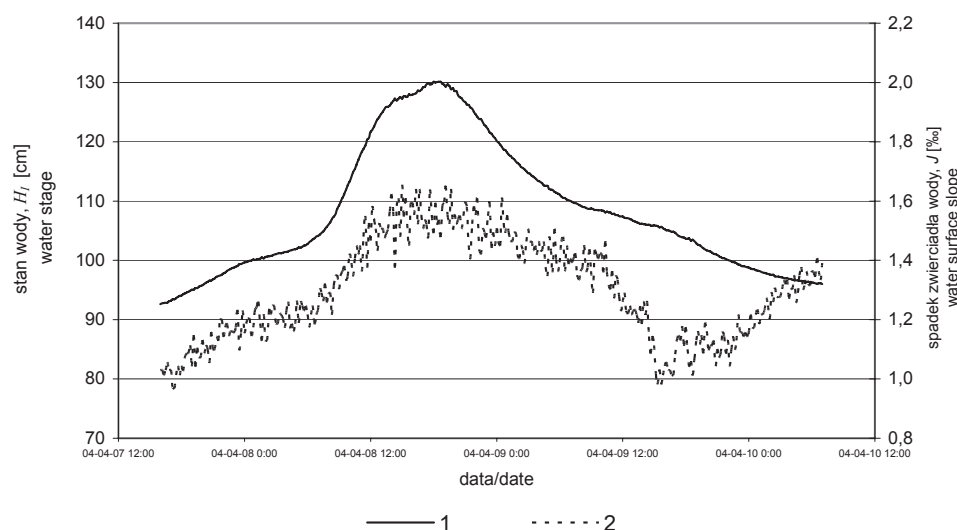
z transportu rumowiska wleczonego, które przemieszcza się w postaci form dennych, zmieniających się pod względem wymiarów i kształtu.

### Analiza zmienności wleczenia

Na podstawie teorii transportu rumowiska, opartej na prawach fizyki ogólnej, Bagnold (1986) uzależnił intensywność transportu rumowiska wleczonego od jednostkowej mocy strumienia ( $\omega$ ), zdefiniowanej jako iloczyn naprężenia stycznego na dnie ( $\tau_d$ ) i średniej prędkości przepływu wody ( $V$ ):

$$\omega = \tau_d V \quad (2)$$

gdzie naprężenie styczne wyrażone jest w jednostkach masowych, tj.  $\tau_d = \rho_w h J$  [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ], stąd jednostkowa moc strumienia ( $\omega$ ) wyrażona jest w  $\text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ .



RYSUNEK 2. Hydrogram stanów wody (1) i zmienność spadku zwierciadła wody (2) w czasie analizowanego wezbrania

FIGURE 2. Hydrograph of water stages (1) and variability of water surface slope (2) during analysed flood flow event

Jednostkowe natężenie wleczenia ( $q_r$ ) [ $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ ] według Bagnolda można wyrazić następującym wzorem ogólnym:

$$q_r \approx (\omega - \omega_0)^{3/2} h^{-2/3} d^{-1/2} \quad (3)$$

gdzie:

$\omega_0$  – graniczna wartość jednostkowej mocy strumienia, po której przekroczeniu rozpoczyna się ruch rumowiska wleczonego,

$h$  – głębokość wody,

$d$  – średnicach ziaren rumowiska.

Na podstawie wyników uzyskanych przez innych autorów w badaniach terenowych i laboratoryjnych ruchu rumowiska wleczonego o średnicach ziaren w zakresie od 0,018 do 300 mm Bagnold określił funkcję wleczenia w postaci następującej zależności bezwymiarowej:

$$\frac{q_r}{q_r^*} = \left( \frac{\omega - \omega_0}{(\omega - \omega_0)^*} \right)^{3/2} \left( \frac{h}{h^*} \right)^{-2/3} \left( \frac{d}{d^*} \right)^{-1/2} \quad (4)$$

gdzie wielkości parametrów oznaczonych gwiazdkami są wartościami stałymi:  $q_r^* = 0,1 \text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ ,  $(\omega - \omega_0)^* = 0,5 \text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ ,  $h^* = 0,1 \text{ m}$ ,  $d^* = 0,0011 \text{ m}$ .

Z porównania wyników badań wleczenia grubego wielofrakcyjnego materiału korytowego w rzece Rabie stwierdzono (Michalik 2000, Bartnik i Michalik 2000), że występuje duża zgodność wyników pomiarów z wartościami obliczonymi według równania Bagnolda (4). Podobny wniosek, aczkolwiek oparty na niepełnej analizie, wynika z badań autora wykonanych w warunkach rzeki Zagożdżonki (Popek 2006). Powyższe zastrzeżenie, odnoszące się do badań własnych,

wynika stąd, że z uwagi na brak systematycznych pomiarów spadku zwierciadła wody (niezbędnych do określenia wartości  $\omega$ ), porównywano poprawność wyników otrzymanych z równania Bagnolda (4) z wartościami obliczonymi według formuły autora, wykorzystując jedynie wyniki pomiarów hydrometrycznych (w tym pomiarów spadku), wykonane w warunkach przepływu quasi-ustalonego. Jako kryterium występowania quasi-ustalonych warunków przepływu przyjęto, że zmiana natężenia przepływu ( $\Delta Q$ ) w kolejnym kroku czasowym  $\Delta t = 10 \text{ min}$  musi spełniać zależność  $\Delta Q \leq \pm 10\%$ . Zgodnie z przyjętym kryterium, w analizie zmienności natężenia wleczenia nie brano pod uwagę części wyników pomiarów uzyskanych w czasie szybkozmiennych wezbrań (Popek 2006).

Zależność Bagnolda (3) ma charakter ogólny, co wskazuje na możliwość wykorzystania jej do opisu zmienności natężenia wleczenia w czasie analizowanego wezbrania. Ze względu na wpływ skarp koryta na pole prędkości w przekroju poprzecznym i oddziaływanie strumienia na dno koryta Zagożdżonki, oryginalna postać zależności (3) wymaga zastosowania następującej modyfikacji:

$$q_r \approx (\omega - \omega_0)^{3/2} R_d^{-2/3} d_{50}^{-1/2} \quad (5)$$

gdzie  $R_d$  jest promieniem hydraulicznym odnoszącym się do dna koryta; jako średnicę charakterystyczną rumowiska przyjęto  $d = d_{50}$ .

W sposób analogiczny, średnie naprężenie styczne na dnie ( $\tau_d$ ), konieczne do określenia jednostkowej mocy strumienia ( $\omega$ ) według wzoru (2), będzie równe:  $\tau_d = \rho_w R_d J$ .

W obliczeniach wartości  $\omega$  uwzględniono zmienny spadek zwierciadła wody w kolejnych krokach czasowych  $\Delta t = 1$  h, określony jako średnia arytmetyczna z wartości mierzonych co 10 minut. Zmienną wartość promienia hydraulicznego dla strefy dna ( $R_d$ ) określano z zależności ustalonej na podstawie wyników pomiarów hydrometrycznych przy wykorzystaniu metody Einsteina (Kubrak i Nachlik 2003, Popek 2005):

$$R_d = 0,34R^{0,55} \quad (6)$$

W powyższym równaniu  $R$  [m] jest promieniem hydraulicznym w przekroju poprzecznym strumienia.

Występującą w zależnościach (3) i (5) moc graniczną ( $\omega_0$ ) określa się z zależności:

$$\omega_0 = \tau_{gr} V \quad (7)$$

gdzie  $\tau_{gr}$  jest granicznym naprężeniem stycznym na dnie wyrażonym w jednostkach masowych [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ].

Dla piaszczystego materiału korytowego pobranego z rzeki Zagożdżonki w badaniach laboratoryjnych określono wartości graniczne w postaci tzw. parametru Shieldsa, który opisano następującą zależnością bezwymiarową, ważną dla  $Re_* > 6$  (Popek i Marisch 2004, Popek 2006):

$$\theta_{gr} = 0,116 - \frac{0,270}{Re_*^{0,5}} + \frac{0,243}{Re_*} + \frac{0,0438}{Re_*^2} \quad (8)$$

gdzie  $\theta_{gr}$  – wartość graniczna [-], wyrażona zależnością:

$$\theta_{gr} = \frac{\tau_{gr}}{(\rho_r - \rho_w) g d_{50}} \quad (9)$$

natomiast  $Re_*$  [-] jest liczbą Reynoldsa odnoszącą się do szorstkości ziarnistej dna:

$$Re_* = \frac{k'_s V_*}{\nu} \quad (10)$$

gdzie:

$\rho_r$  – gęstość właściwa rumowiska wleczonego [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ],

$\rho_w$  – gęstość właściwa wody [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ],

$g$  – przyspieszenie ziemskie [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$ ],

$d_{50}$  – charakterystyczna średnica ziaren, które wraz z drobniejszymi stanowią 50% ciężaru próbki rumowiska [m],

$k'_s$  – zastępcza szorstkość bezwzględna ziaren rumowiska (tzw. wysokość szorstkości ziarnistej) [m],

$V_* = \sqrt{\frac{\tau_d}{\rho_w}} = \sqrt{g R_d J}$  – prędkość dynamiczna w strefie oddziaływania strumienia na dno koryta [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ],

$\nu$  – kinematyczny współczynnik lepkości wody [ $\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ ].

Wartość  $k'_s$  we wzorze (10) można wyznaczyć z zależności autora (Popek 2006):

$$k'_s = d_{90} \left( 4,45 - \frac{0,505 \sigma_g}{\ln \sigma_g} \right)^{0,5} \quad (11)$$

którą określono dla rumowiska piaszczystego o zróżnicowanym uziarnieniu, tj. dla średnicy  $d_{90} = 0,3-2,1$  mm, i odchylenia standardowego krzywej przesiewu  $\sigma_g = 1,17-1,53$ , gdzie  $\sigma_g = \sqrt{d_{84}/d_{16}}$ , a  $d_{84}$  i  $d_{16}$  – średnice charakterystyczne ziaren, które wraz z drobniejszymi stanowią odpowiednio 84 i 16% ciężaru próbki.

Na rysunku 3 przedstawiono wykres zależności (5)

$q_r = f \left[ (\omega - \omega_0)^{3/2} R_d^{-2/3} d_{50}^{-1/2} \right]$ , na któ-

rzym wyróżniono punkty dla fazy przyboru i opadania fali przepływu. Punkty te wyrównano krzywymi, uzyskując następujące równania korelacyjne:

- dla fazy przyboru fali (współczynnik determinacji  $R^2 = 0,888$ ):

$$q_r = 0,0007 \left[ (\omega - \omega_0)^{3/2} R_d^{-2/3} d_{50}^{-1/2} \right]^{1,847} \quad (12)$$

- dla fazy przyboru fali (współczynnik determinacji  $R^2 = 0,609$ ):

$$q_r = 0,0003e^{0,577 \left[ (\omega - \omega_0)^{3/2} R_d^{-2/3} d_{50}^{-1/2} \right]} \quad (13)$$

gdzie  $e = 2,718$  – podstawa logarytmów naturalnych.

Z obserwacji intensywności wleczenia w czasie wezbrania wynika, że w fazie przyboru fali przepływu natężenie wleczenia jest większe niż w fazie opadania fali – położenie krzywych wyrównujących na wykresie (rys. 3) potwierdza zatem wyniki badań terenowych.

## Podsumowanie i wnioski

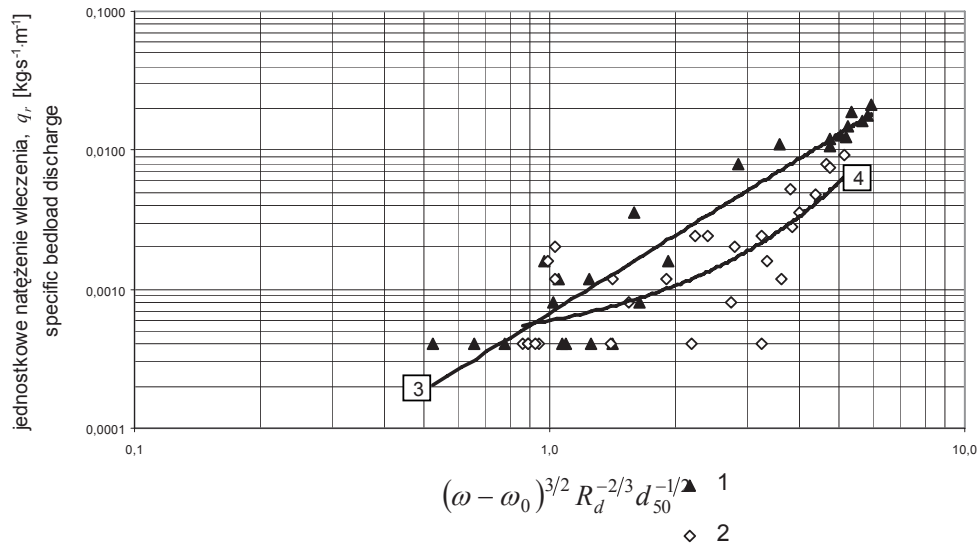
- Uzyskane zależności korelacyjne (12) i (13) nie są zbyt mocne, zwłaszcza w przypadku zależności (13). Tym niemniej wydaje się, że zmodyfikowana postać (5) zależności Bagnolda (3) może być wykorzystana do opisu zmienności natężenia wleczenia w czasie wezbrań w warunkach małej rzeki nizinnej, tj. w przypadku istotnego wpływu szorstkości skarp koryta na pole prędkości przepływu i oddziaływanie strumienia na dno.
- Wstępne wyniki analizy, aczkolwiek zachęcające, wskazują jednak wyraźnie na konieczność zwiększenia

ilości danych z pomiarów wykonanych w czasie wezbrań. Pozwoli to na uściślenie zależności (12) i (13) i być może uzyskanie mocniejszych związków korelacyjnych.

- W dalszych badaniach terenowych, oprócz dotychczas mierzonych parametrów, konieczne jest prowadzenie automatycznego pomiaru stanów wody do określenia zmienności spadku zwierciadła wody w trakcie wezbrań. W tym celu należy zainstalować dodatkowe 2–3 wodowskazy w przekrojach zlokalizowanych powyżej łapacza rumowiska, co umożliwi zmniejszenie niepewności przy określaniu zmian spadku. W czasie analizowanego wezbrania spadek określono na podstawie pomiarów stanu wody na dwóch wodowskazach, z których jeden znajdował poniżej łapacza.
- Dodatkowa niepewność przy wyznaczaniu parametrów przepływu związana jest z metodą określania średniej prędkości przepływu w przekroju poprzecznym strumienia –  $V_{(t)} = Q_{s(t)}/A_{(t)}$ . W czasie wezbrań i intensywnego wleczenia w postaci form dennych poziom dna ulega zmianom, co wpływa na zmiany pola przekroju ( $A_{(t)}$ ) strumienia. Niestety w warunkach terenowych ciągły pomiar poziomu dna na szerokości koryta jest praktycznie niemożliwy do wykonania.

## Literatura

- BAGNOLD R.A. 1986: Transport of solids by natural water flow: evidence for world-wide correlation. *Proceedings of the Royal Society of London A*, 405: 369–374.



RYSUNEK 3. Zależność  $q_r = f\left[(\omega - \omega_0)^{3/2} R_d^{-2/3} d_{50}^{-1/2}\right]$ : 1 – faza przyboru fali przepływu, 2 – faza opadania fali przepływu, 3 – równanie (12), 4 – równanie (13)

FIGURE 3. Relationship of  $q_r = f\left[(\omega - \omega_0)^{3/2} R_d^{-2/3} d_{50}^{-1/2}\right]$ : 1 – rising limb of discharge wave, 2 – recession of discharge wave, 3 – equation (12), 4 – equation (13)

- BARTNIK W., MICHALIK A. 2000: Rozwój badań ruchu rumowiska wleczonego i ich praktyczna weryfikacja. Mat. XX Ogólnopolskiej Szkoły Hydrauliki, Kraków – Ustroń – Jaszowiec, Komitet Gospodarki Wodnej PAN, Gdańsk: 19–38.
- HOEY T.B. 1992: Temporal variations in bedload transport rates and sediment storage in gravel-bed rivers. *Progress in Physical Geography* 16: 319–338.
- KUBRAK J., NACHLIK E. 2003: Hydrauliczne podstawy obliczania przepustowości koryt rzecznych. Wydaw. SGGW, Warszawa.
- KUHNLE R. 1991: Bed load transport on two small streams. Proceedings of the Fifth Federal Interagency Sedimentation Conference. Las Vegas, Nevada.
- MICHALIK A. 2000: Bedload transport in mountain rivers – measurements and results. Proceedings of 10th Int. Conf. on Transport and Sedimentation of Solid Particles. Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu 382: 41–58.
- POPEK Z. 2005: Flow resistance in small alluvial lowland river bed. *Annals of Warsaw Agricultural University – Land Reclamation* 36: 73–77.
- POPEK Z. 2006: Warunki ruchu rumowiska w małej rzece nizinnej. Rozprawy Naukowe i Monografie, 200. Wydaw. SGGW, Warszawa.
- POPEK Z., MARISCH K. 2004: Naprężenia graniczne w korycie otwartym z płaskim dnem piaszczystym. *Acta Scientiarum Polonorum – Architectura* 3 (1): 37–53.
- REID I., FROSTICK L.E., LAYMAN J.T. 1985: The incidence and nature of bedload transport during flood flows in coarse-grained alluvial channels. *Earth Surface Processes and Landforms* 10: 33–44.
- SHEN Z. 1998: Veränderung des Geschiebetransports durch naturnahe Sholeneinbauten. Institut für Wasserwesen, Universität der Bundeswehr München, Mitteilungen, Heft 63.
- SKIBIŃSKI J. 1966: Pętla wleczenia i jej wpływ na rozkład i wielkość transportu rumowiska w okresie wezbrania. Maszynopis Katedra Budownictwa Wodnego SGGW, Warszawa.



## Summary

**Variability of bedload transport rate during flood flow event in small lowland river.** In the paper are shown analysis' results of bedload transport variability during flood flow event observed in the Zagożdżonka River. The bedload measurement station, which is provided with bedload trap and instruments for continuous measuring and data recording, is located upstream of Czarna gauge station on research catchment area of Dept. of Hydraulic Engineering and Environmental Re-cultivation WULS. Based on measurements' results of the flow and bedload transport parameters the correlation formulas (12) and

(13) were determined, respectively for rising limb and recession of discharge hydrograph. For determination's purpose of formulas (12) and (13) the Bagnold's relationship (3) were used, modified by author to the form (5), in which specific bedload discharge depends on specific stream power, hydraulic radius for river-channel bottom and median size of bed material.

**Author's address:**

Zbigniew Popek  
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego  
Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska  
ul. Nowoursynowska 159, 02-776 Warszawa  
e-mail: zbigniew\_popek@sggw.pl