

**RYSZARD EWERTOWSKI<sup>1</sup>**

## **NIEDOPASOWANIE WARUNKÓW POCZĄTKOWYCH I BRZEGOWYCH W 1-W MODELU RUCHU NIEUSTALONEGO WODY**

### **1. Wstęp**

W zagadnieniach transformacji fali powodziowej stosowane są jedno-wymiarowe modele ruchu nieustalonego, w których opis matematyczny został wyprowadzony z układu równań Reynoldsa poprzez proces podwójnego całkowania lub z zasady zachowania masy i pędu stosowanych dla objętości kontrolnych pomiędzy sąsiednimi przekrojami poprzecznymi. Zastosowane następnie metody numeryczne oraz wyspecjalizowane narzędzia programowania dają moduły obliczeniowe modeli. Moduły obliczeniowe są uzupełniane elementami, które nie występowały w pierwotnych równaniach ruchu (charakterystyki przekrojów wielodzielnych, struktury wewnętrzne typu jazy, zbiorniki i zapory itp.) i wzbogacone zestawem narzędzi pomocniczych, tworzących system interfejsu wejściowego i wyjściowego symulacji z wykorzystaniem baz danych i metod grafiki komputerowej.

Transformacja fali powodziowej w danym systemie rzeczonym za pomocą tego typu modeli jest realizowana jako zagadnienie rozwiązania ruchu nieustalonego (czyli układu równań różniczkowych typu hiperbolicznego). Wymaga ono, oprócz określenia wszystkich niezbędnych danych opisujących dany system (batymetria, parametry szorstkości, itp.), podania warunków brzegowych i określenia warunków początkowych, jako punktu startu symulacji. Z analizy zagadnienia metodą charakterystyk wynika warunek zgodności pomiędzy wartościami obu rodzajów warunków w punktach granicznych rozpatrywanego odcinka rzeki. Okazuje się, że spełnienie tego warunku wcale nie gwarantuje eliminacji poważnych zniekształceń rozwiązania transformacji fali. W ramach niniejszej pracy przedstawione zostały wyniki badań tego problemu dla odcinka Nysy Kłodzkiej od przekroju Bardo do ujścia do Odry, wykonanych za pomocą modelu HEC-RAS. Ponieważ fale powodziowe w tej rzece o charakterze górskim cechują się dużą gwałtownością i relatywnie krótkim czasem trwania, zrozumienie istoty i zakresu zaburzeń rozwiązania w początkowym przedziale czasowym jest bardzo istotne z punktu widzenia wykorzystania tych wyników dla celów wspomagania działań przeciwpowodziowych i oceny zagrożenia powodziowego.

### **2. Opis modelu ruchu nieustalonego i jego implementacji dla Nysy Kłodzkiej**

W rzece ze znacznymi obszarami zalewowymi następuje podczas przejścia wezbrania powodziowego interakcja pomiędzy przepływem korytowym a przepływem na obszarach zalewowych. W przypadku rzek o znaczącym spadku dna (np. rzeki podgórskie i górskie) zasadniczy kierunek przepływu jest w znacznym stopniu zgodny z kierunkiem koryta

---

<sup>1</sup> Politechnika Szczecińska, Szczecin

rzecznego i dlatego pole przepływu może być aproksymowane jedno-wymiarowo z rozbiem przepływu na część rzeczną i część zalewową:

$$Q_r = \phi \cdot Q \quad (1)$$

gdzie  $Q$  – przepływ całkowity,  $Q_r$  - przepływ w korycie rzeki,  $\phi = K_r / (K_r + K_z)$ ,  $K_r$  - przepustowość koryta głównego,  $K_z$  – przepustowość obszarów zalewowych.

Dla analizy zmian podstawowych wielkości hydrodynamicznych przepływu wody w rzece w warunkach ruchu nieustalonego system modelowania HEC-RAS stosuje następujący opis matematyczny:

$$\begin{aligned} \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial(\phi Q)}{\partial x_r} + \frac{\partial[(1-\phi)Q]}{\partial x_z} &= 0 \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(\phi^2 Q^2 / A_r)}{\partial x_r} + \frac{\partial((1-\phi)^2 Q^2 / A_z)}{\partial x_z} + gA_r \left( \frac{\partial Z}{\partial x_r} + S_{fr} \right) + gA_z \left( \frac{\partial Z}{\partial x_z} + S_{fz} \right) &= 0 \end{aligned} \quad (2)$$

gdzie:  $t$  – czas (s),  $x_r, x_z$  – podłużne osie przepływu odpowiednio wzdłuż dna koryta rzecznego i wzdłuż doliny zalewowej,  $A = A_r + A_z$  – całkowite pole zwilżonego przekroju poprzecznego,  $A_r$  – pole przekroju zwilżonego koryta głównego,  $A_z$  – pole zwilżonej części zalewowej przekroju poprzecznego,  $S_{fr}, S_{fz}$  – spadki linii tarcia w korycie głównym i na obszarze zalewowym,  $Z$  – rzędna lustra wody horyzontalna wzdłuż całego przekroju poprzecznego.

Ten model można przedstawić w postaci oddzielnych układów równań dla koryta rzeki (układ (3)) i jej obszaru zalewowego, uwzględniając dodatkowo własności retencyjne obszarów zalewowych oraz wymianę wody między częściami przekroju (układ (4)):

$$\frac{\partial A_r}{\partial t} + \frac{\partial Q_r}{\partial x_r} = q_z \quad (3)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(U_r Q_r)}{\partial x_r} + gA_r \left( \frac{\partial Z}{\partial x_r} + S_{fr} + S_h \right) = M_z + M_l$$

$$\frac{\partial A_z}{\partial t} + \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q_z}{\partial x_z} = q_r + q_l \quad (4)$$

$$\frac{\partial Q_z}{\partial t} + \frac{\partial(U_z Q_z)}{\partial x_z} + gA_z \left( \frac{\partial Z}{\partial x_z} + S_{fz} \right) = M_r$$

gdzie:  $q_r, q_z$  – wymiana wody (na 1 m długości) między nurtem rzeki a obszarami zalewowymi,  $q_l$  – dopływ lateralny do obszaru zalewowego (na 1 m długości),  $S$  – objętość wody na obszarze retencyjnym przylegającym do rzeki,  $M_r, M_z$  – strumienie pędu wymieniane między korytem głównym, a obszarem zalewowym,  $M_l$  – boczny strumień pędu w rejonie dopływu innego cieku,  $S_h$  – spadek lokalny, wywołany obecnością budowli hydrotechnicznych (mosty, tamy, jazy, itp.).

Z założenia, różniczkowe zagadnienie nieustalone jest rozwiązywane w nowej chwili  $n+1$  bazując w pewnym stopniu na znajomości rozwiązania z chwili poprzedniej ( $n$ -tej) i stosując wybrane schematy dyskretyzacji różnicowej po czasie i po odległości. Tutaj stosowany jest niejawnny schemat dyskretyzacji, który przy umownym oznaczeniu dowolnej wielkości w  $n$ -tej chwili i w  $j$ -tym przekroju, oraz jej zmiany w kroku czasowym  $\Delta t$  jako:

$$f_j = f_j^n, \quad \Delta f_j = f_j^{n+1} - f_j^n \quad (5)$$

dany jest następującymi wyrażeniami różnicowymi dla pochodnych i zmiennych:

$$\frac{\partial f}{\partial t} \approx \frac{\Delta f}{\Delta t} = \frac{1}{2} \frac{(\Delta f_{j+1} + \Delta f_j)}{\Delta t}, \quad \frac{\partial f}{\partial x} \approx \frac{\Delta f}{\Delta x} = \frac{(f_{j+1} - f_j) + \theta(\Delta f_{j+1} - \Delta f_j)}{\Delta x} \quad (6)$$

$$f \approx \bar{f} = \frac{1}{2}(f_j + f_{j+1}) + \frac{1}{2}\theta(\Delta f_j + \Delta f_{j+1})$$

gdzie  $\Delta t$ ,  $\Delta x$  – wymiary siatki numerycznej a  $0.5 < \theta \leq 1$  - parametr niejawności schematu. Podczas dyskretyzacji równań (3) i (4) kroki przestrzenne są, ogólnie biorąc zróżnicowane dla koryta rzeki i dla części zalewowej ( $\Delta x_r \neq \Delta x_z$ ), ale zachodzi równość  $\Delta x_r M_r = -\Delta x_z M_z$ . Ponadto, można wprowadzić tzw. ekwiwalentny krok przestrzenny  $\Delta x_e$ :

$$\Delta x_{e,j} = \frac{(A_{r,j} + A_{r,j+1})\Delta x_{r,j} + (A_{z,j} + A_{z,j+1})\Delta x_{z,j}}{A_j + A_{j+1}}$$

i znaleźć dzięki temu wyrażenie na ekwiwalentną siłę tarcia:

$$g \bar{A} \bar{S}_f \Delta x_e = g \bar{A}_r \bar{S}_{fr} \Delta x_r + g \bar{A}_z \bar{S}_{fz} \Delta x_z \quad (7)$$

Dyskretyzując układy równań (3) i (4) za pomocą schematu (6) można teraz dodać równania ciągłości i równania pędu dla głównego koryta i obszaru zalewowego, otrzymując następujące równania różnicowe:

$$\Delta Q + \frac{\Delta A_r}{\Delta t} \Delta x_r + \frac{\Delta A_z}{\Delta t} \Delta x_z + \frac{\Delta S}{\Delta t} \Delta x_z - \bar{q}_l = 0 \quad (8)$$

$$\frac{\Delta(Q_r \Delta x_r + Q_z \Delta x_z)}{\Delta t \Delta x_e} + \frac{\Delta(\beta U Q)}{\Delta x_e} + g \bar{A} \left( \frac{\Delta Z}{\Delta x_e} + \bar{S}_f + \bar{S}_h \right) = \xi \frac{q_l u_l}{\Delta x_e}$$

gdzie człon po prawej stronie równania pędu w (8) aproksymuje wielkość  $M_l$  z układu (3) ze współczynnikiem  $\xi$  określającym udział dopływającego pędu w bilansie węzła połączeniowego, natomiast współczynnik rozkładu prędkości w przekroju dany jest wzorem:

$$\beta = \frac{U_r Q_r + U_z Q_z}{U Q} \quad (9)$$

Spadek lokalny  $S_h$  jest wyrażany przez pochodną spiętrzenia  $h_l$  ( $S_h = \partial h_l / \partial x$ ) dla danej budowli hydrotechnicznej, która ogólnie wyrażana jest przez związek:  $h_l = C U^2 / 2g$  i ma charakter eksperymentalny, związany ze specyfiką pracy danej budowli wodnej.

Układ równań różnicowych (8) jest układem nieliniowym i trzeba było zastosować technikę linearyzacji do jego rozwiązania bazując na następujących założeniach dla niewiadomej  $f$ :

- Gdy  $f \gg \Delta f$ , wtedy  $\Delta f \cdot \Delta f = 0$ ,
- Jeśli  $f = f(Q, Z)$ , wtedy  $\Delta f$  można aproksymować pierwszym członem szeregu Taylora:

$$\Delta f_j = \left( \frac{\partial f}{\partial Q} \right)_j \Delta Q_j + \left( \frac{\partial f}{\partial Z} \right)_j \Delta Z_j$$

- Dla małych wartości  $\Delta f$  pewne zmienne można traktować jako dane z poprzedniego kroku czasowego:  $h_j^{n+1} \approx h_j^n$ ,  $\Delta h_j \approx 0$

Stosując te założenia uzyskuje się dla pojedynczego odcinka rzeki układ równań liniowych postaci pasmowej:

$$C_{1,j} \Delta Q_j + D_{1,j} \Delta Z_j + C_{1,j+1} \Delta Q_{j+1} + D_{1,j+1} \Delta Z_{j+1} = G_j \quad (10)$$

$$E_{1,j} \Delta Q_j + F_{1,j} \Delta Z_j + E_{1,j+1} \Delta Q_{j+1} + F_{1,j+1} \Delta Z_{j+1} = G_j$$

Współczynniki układu (10) są złożonymi funkcjami zarówno parametrów geometrycznych jak i poszukiwanych zmiennych, których wartości wyznaczone są w oparciu o wielkości

znane już z poprzedniego kroku czasowego. Układ (10) nie jest zamknięty i trzeba jeszcze dodać warunki brzegowe na końcach każdego pojedynczego odcinka rzeki. W górnym przekroju zadawany jest hydrogram przepływu  $Q(t)$ :  $I \cdot \Delta Q_k = Q_{wb}^{n+1} - Q_{wb}^n$ .

W przekroju dolnym (początkowym) mogą być specyfikowane następujące warunki:

- hydrogram stanów:  $I \cdot \Delta Z_p = Z_{wb}^{n+1} - Z_{wb}^n$
- hydrogram przepływu:  $I \cdot \Delta Q_p = Q_{wb}^{n+1} - Q_{wb}^n$
- krzywa konsumpcyjna (bez histerezy):

$$\theta \Delta Q_p + \frac{Q_k - Q_{k-1}}{Z_k - Z_{k-1}} \Delta Z_p = Q_p + Q_{k-1} + \frac{Q_k - Q_{k-1}}{Z_k - Z_{k-1}} (Z_p - Z_{k-1})$$

- wzór Manninga  $Q = K \sqrt{S_f}$ :  $\theta \Delta Q_p - \left( \theta \frac{\partial K_p}{\partial Z_p} \sqrt{S_{f,p}} \right) \Delta Z_p = K_p \sqrt{S_{f,p}} - Q_p$

Oprócz warunków brzegowych muszą być zadane warunki początkowe w postaci znanych rzędnych lustra wody i przepływów we wszystkich przekrojach obliczeniowych w chwili początkowej. Takie dane można jedynie uzyskać z obliczeń za pomocą modelu ruchu ustalonego dla warunków brzegowych zgodnych z wartościami warunków w ruchu nieustalonym w chwili początkowej. Model ruchu ustalonego może pochodzić wprost z modelu ruchu ustalonego –poprzez odrzucenie zmienności po czasie. Może także zostać wyprowadzony w oparciu o inne zasady. W tym przypadku, system HEC-RAS korzysta z jednowymiarowego równania energii dla przepływu stopniowo zmiennego (zarówno w reżimie podkrytycznym jak i nadkrytycznym) oraz różnych postaci równania pędu dla przepływu gwałtownie zmiennego w strefach przejściowych pomiędzy obu reżimami ruchu. Ponadto dla budowli hydrotechnicznych typu zapora, jaz stosowane są różne postacie równań empirycznych. Szczegóły działania tego modelu zostały przedstawione w pracy (Ewertowski, 2006). Tutaj tylko przytoczono główne równania modelu, opisujące zmianę energii przepływu w cieku naturalnym pomiędzy przekrojami poprzecznymi  $j$  i  $j+1$ :

$$H_{j+1} + Z_{d,j+1} + \frac{\alpha_{j+1} V_{j+1}^2}{2g} = H_j + Z_{d,j} + \frac{\alpha_j V_j^2}{2g} + SWE_{j+1,j} \quad (11)$$

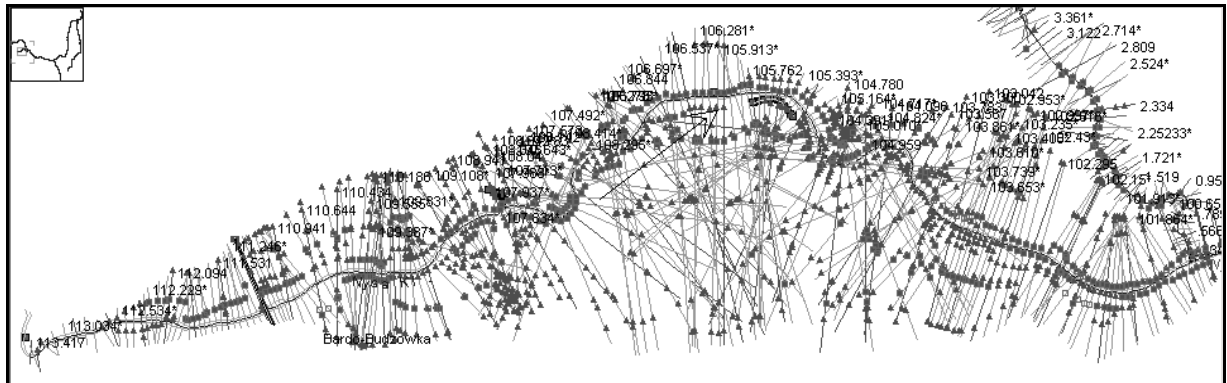
gdzie:  $H$  – głębokość przepływu,  $Z_d$  – rzędna dna,  $V$  – średnia prędkość przepływu ( $=Q/A$ ),  $\alpha$  - współczynnik niejednorodności rozkładu prędkości w przekroju,  $SWE$  – strata wysokości energii na odcinku między przekrojami poprzecznymi  $j+1$  i  $j$

Teoretycznie, gdy warunki brzegowe ruchu ustalonego są zgodne z warunkami brzegowymi ruchu nieustalonego w chwili początkowej, to po krótkim okresie początkowych oscylacji wpływ warunków początkowych na wyniki symulacji całego badanego układu powinien zaniknąć. Okazuje się jednak, iż w przypadku wykonywania symulacji za pomocą modelu HEC-RAS sytuacja może być inna.

Pierwsze symptomy tego problemu dostrzeżono podczas wstępnych uruchomień modelu dla Nysy Kłodzkiej. Model obejmował odcinek o długości 113 km, od wodowskazu w Bardo do ujścia do rzeki Odry. Oprócz samej Nysy Kłodzkiej zostały do tego obszaru włączone także trzy jej dopływy (Budzówka, Biała Głuchołaska i Ścinawa Niemodlińska oraz wszystkie istniejące zbiorniki retencyjne i występujące tam inne stopnie wodne i budowle hydrotechniczne (Ewertowski, 2006).

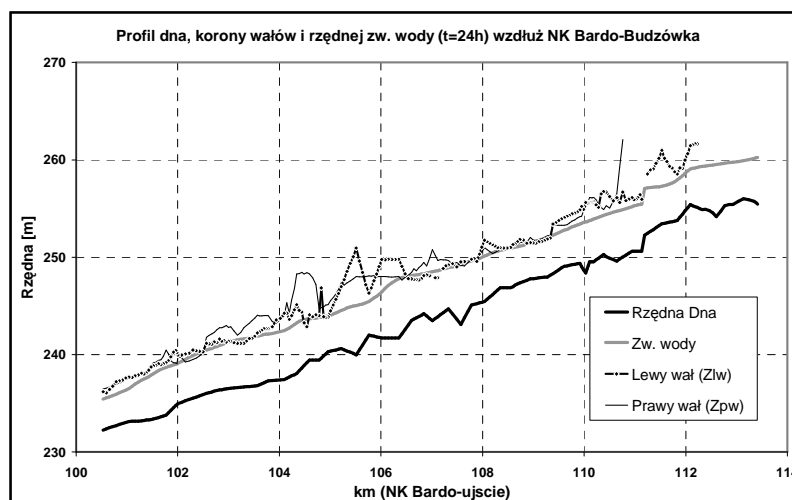
Aby przeanalizować rozważany problem w oderwaniu od innych zagadnień, występujących w przypadku Nysy Kłodzkiej (dopływy, liczne jazy i progi, cztery duże zbiorniki retencyjne), został wyodrębniony tylko jeden odcinek –od Bardo do ujścia

Budzówki (rys.1), na którym na podstawie sondaży i danych geodezyjnych zostały zdefiniowane 234 przekroje poprzeczne doliny rzecznej (w tym 56 przekrojów sondażowych i 178 przekrojów interpolowanych pomiędzy przekrojami pomiarowymi).

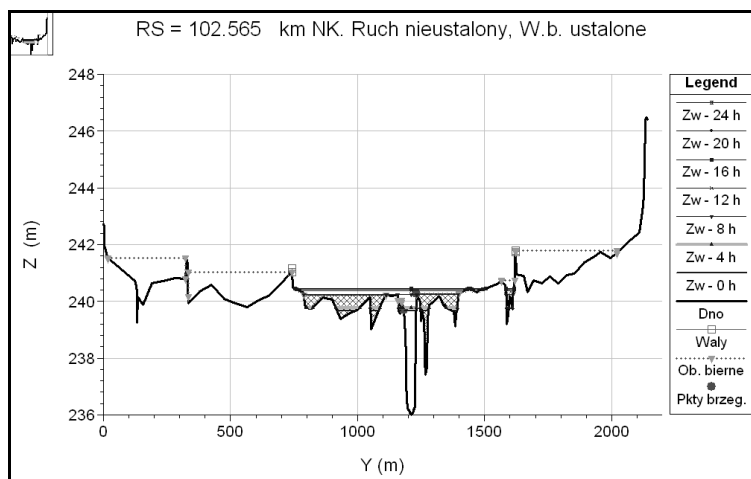


Rys.1. Odcinek Nysy Kłodzkiej od Bardo (km.113.417) do ujścia Budzówki (km 100.528) z zaznaczonymi dolinowymi przekrojami poprzecznymi

Odcinek ten charakteryzuje się znacznym i nieregularnym spadkiem dna (rys. 2) i przekrojami o złożonej strukturze, w których trzeba było zdefiniować tzw. punkty wałowe (określające wały przeciwpowodziowe), choć w rzeczywistości na tym odcinku wały występują tylko w niewielu lokalizacjach. Ta konieczność wyniknęła ze specyfiki doliny rzecznej (obecność nasypów drogowych, kolejowych i naturalnych „grzęd”).

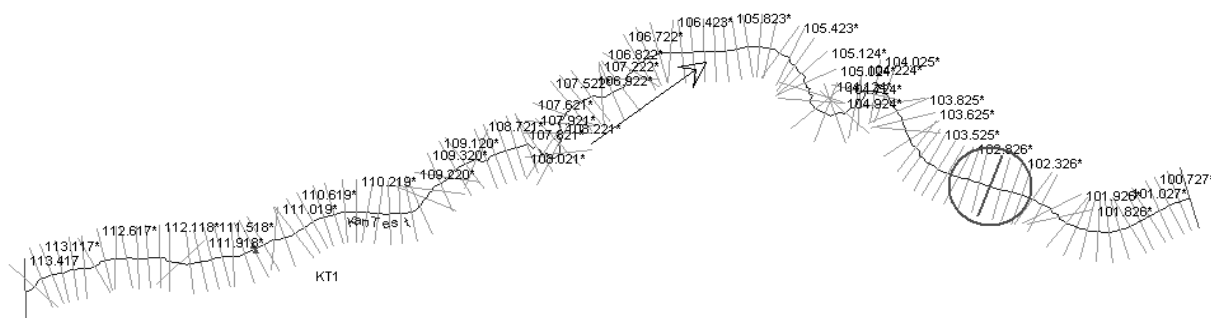


Rys.2. Profile podłużne dna, wałów i zwierciadła wody na odc. NK Bardo – Budzówka



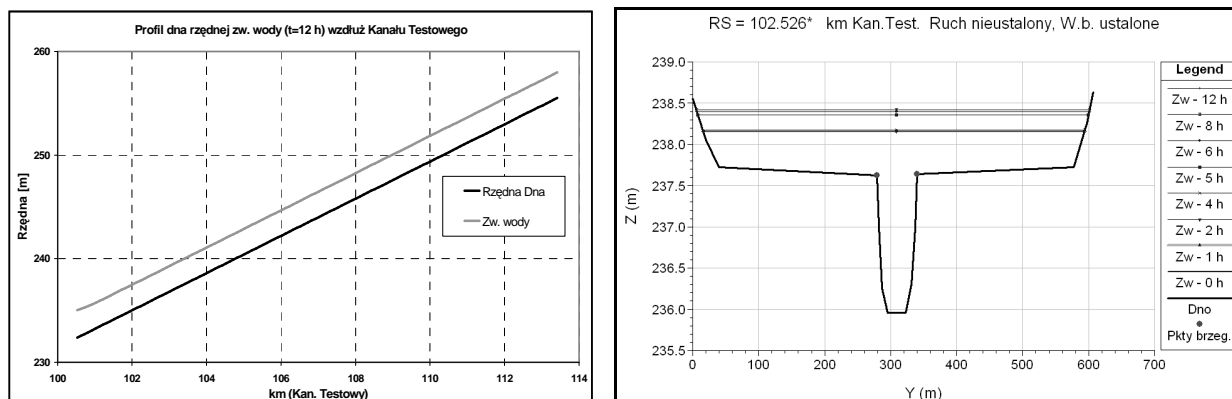
Rys. 3. Przekrój poprzeczny (sondażowy) z zaznaczonymi wałami, strefami biernymi, zapełniony wodą o rzędnej zwierciadła, obliczonej w kolejnych krokach czasowych.

Ten wariant modelowy został tutaj oznaczony jako wariant Rzeki Naturalnej, czyli *RN*. Temu przypadkowi naturalnej geometrii koryta rzecznej został przeciwstawiony przypadek hipotetycznego kanału o stałych i regularnych przekrojach trapezowych, oznaczony dalej jako wariant Kanału Trapezowego, czyli *KT*. Ten kanał został „rozciągnięty” wzdłuż podłużnej osi rozpatrywanego odcinka Nysy Kłodzkiej, zachowując jego kształt i długość (rys. 4).



Rys. 4. Pryzmatyczny Kanał Testowy rozciągnięty wzdłuż odcinka NK Bardzo-Budzówka.

Kanał Testowy posiada liniowy spadek dna, równy średniemu spadkowi wzorcowego odcinka Nysy Kłodzkiej, a jego przekroje mają regularny kształt trapezowy (rys.5).



Rys.5. Profile podłużne dna i rzędnej zwierciadła wody (po lewej) oraz regularny przekrój poprzeczny Kanału Testowego, zapełniony wodą o rzędnej zwierciadła obliczonej w kolejnych krokach czasowych.

### 3. Analiza wyników symulacji ruchu nieustalonego

Celem badania zachowania się modelu ruchu nieustalonego było wyznaczenie zakresu czasowego i przestrzennego początkowego zaburzenia rozwiązania, które występuje, jak się okazało, nawet dla zgodnych warunków początkowych i brzegowych, zadawanych w krańcowych przekrojach modelowanego systemu. Z tego względu jako warunki brzegowe ruchu nieustalonego zdefiniowano, paradoksalnie, hydrogramy przepływu i stanu wody stałe w czasie.

Warunki brzegowe dla ruchu nieustalonego w modelowanym odcinku Nysy Kłodzkiej (wariant *RN*) zostały przyjęte następująco:

Na granicy górnej:

- Nysa Kłodzka, przekrój nr 403, km 113.417 – niezmienny w czasie przepływ  $Q(t)=const=211 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Na granicy dolnej:

- Ujście Budzówki do Nysy – przekrój nr 1, km 100.528 – warunek głębokości normalnej z założonym spadkiem linii energii  $S=0.0001$ .

Warunki początkowe są wyznaczane w chwili „0” we wszystkich przekrojach wewnętrznych analizowanego odcinka z modelu ruchu ustalonego wg równania (11), w oparciu o te same dane w przekrojach skrajnych jak w przypadku warunków brzegowych ruchu nieustalonego.

Takie same warunki brzegowe i początkowe przyjęto także dla wariantu *KT*.

Dla wariantów *RN* i *KT* wykonano obliczenia symulacyjne przy identycznych parametrach dokładnościowych (krok czasowy  $\min \Delta t=1 \text{ min}$ , tolerancja wyznaczania  $Z_w - 0.0005 \text{ m}$ , dokładność wyznaczania  $Q - 0.5 \text{ m}^3/\text{s}$ , 50 kroków dla „rozruchu” obliczeń, parametr niejawności schematu (wzór (6))  $\theta=0.98$ ).

Podczas analizy wyników symulacji dla wariantu *RN* okazało się, iż występuje tam sytuacja „nienasycenia” wartościami z chwili początkowej zmiennych stanu we wszystkich wewnętrznych przekrojach odcinka. Można przy tym stwierdzić, iż wraz z upływem czasu maleje zakres tego nienasycenia (rys. 6, cz. A) i po 32 godzinach od początku okresu symulacji w przekrojach początkowych (km 100) zaczyna występować przepływ w przybliżeniu równy założonemu  $Q(t)=211 \text{ m}^3/\text{s} = const$ . Oznacza to, iż czas wysycenia odcinka wartościami początkowymi dla wariantu *RN* jest w przybliżeniu równy  $T_w(RN)=32 \text{ h}$ .

Ponieważ w wariacie *RN* koryto cieku jest naturalne, przekroje są bardzo zróżnicowane zarówno pod względem morfologii jak i hydrauliki. (np. profil podłużny średnich głębokości (rys. 6, cz. C) zmienia się w granicach od 1.5 do 4 m), dlatego też warunki ruchu zmieniają się dynamicznie wzdłuż cieku, czego efektem są znaczne skoki widoczne w podłużnym profilu liczby Froude’a (rys. 6, cz. B). Zastanawiające jest, iż czas podróży cząstki wody na badanym odcinku (rys. 6, część D), był przez cały okres symulacji w miarę ustalony i dla cząstki wody startującej z przekroju końcowego wynosił niecałe 5 godzin. Stanowi to wyraźny kontrast w stosunku do czasu potrzebnego na wysycenie całego odcinka wartościami przyjętymi w warunkach brzegowych, który sięgał aż 32 godzin.

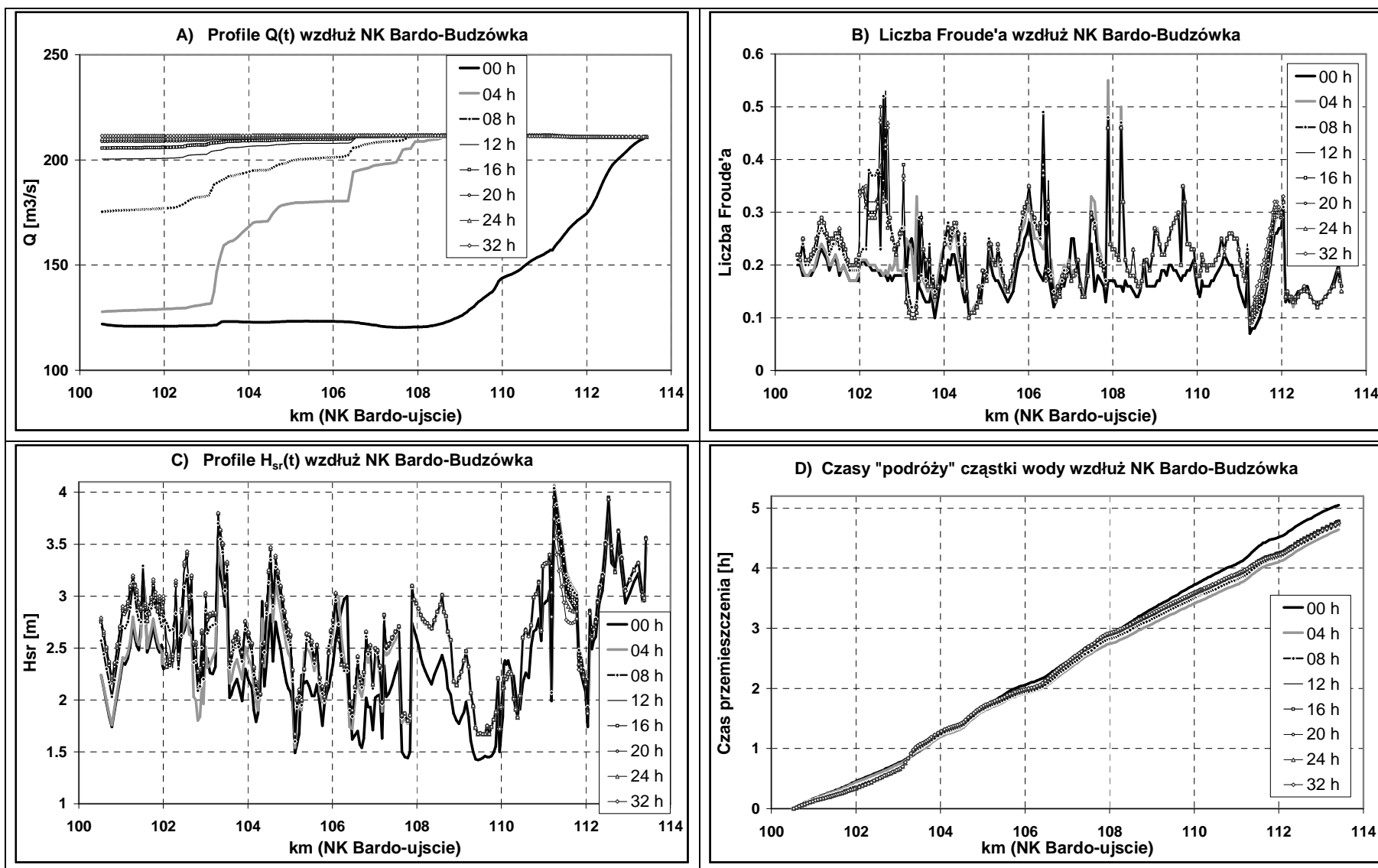
Analizując wyniki symulacji otrzymane dla wariantu *KT*, można stwierdzić, iż w przypadku wariantu sztucznego kanału o regularnym trapezowym przekroju czas potrzebny na wysycenie warunków początkowych zmniejszył się w porównaniu z wariantem *RN* i wyniósł około 12 godzin (widoczne to jest na podłużnych przekrojach przepływu w części A rys. 7. Warunki ruchu są na tyle ustalone, iż liczba Froude’a prawie na całej długości odcinka mieści się w granicach 0.13 – 0.15 (część B rys. 7), tylko na początku odcinka spada do 0.1, prawdopodobnie na skutek założonego dolnego warunku brzegowego typu głębokość normalna. Z wykresów profili podłużnych głębokości średniej, przedstawionych w części C rys. 7 wynika, iż stabilizuje się ona na prawie całym odcinku także po upływie 12 godzin

w granicach 2.16-2.20 m. Wyjątkiem jest tutaj początek odcinka, gdzie wyraźną rolę odgrywa sposób przyjęcia dolnego warunku brzegowego w postaci warunku głębokości normalnej ze spadkiem linii tarcia równym 0.001. W analizowanym wariancie *KT* można jeszcze ponadto stwierdzić, iż zmalała różnica pomiędzy czasem wysycenia  $T_w(KT)$  (=12 h) a czasem podróży cząstki, który dla punktu startowego w przekroju końcowym odcinka zmieniał się w okresie symulacji od 8.5 do 10.5 godzin (rys.7, część D).

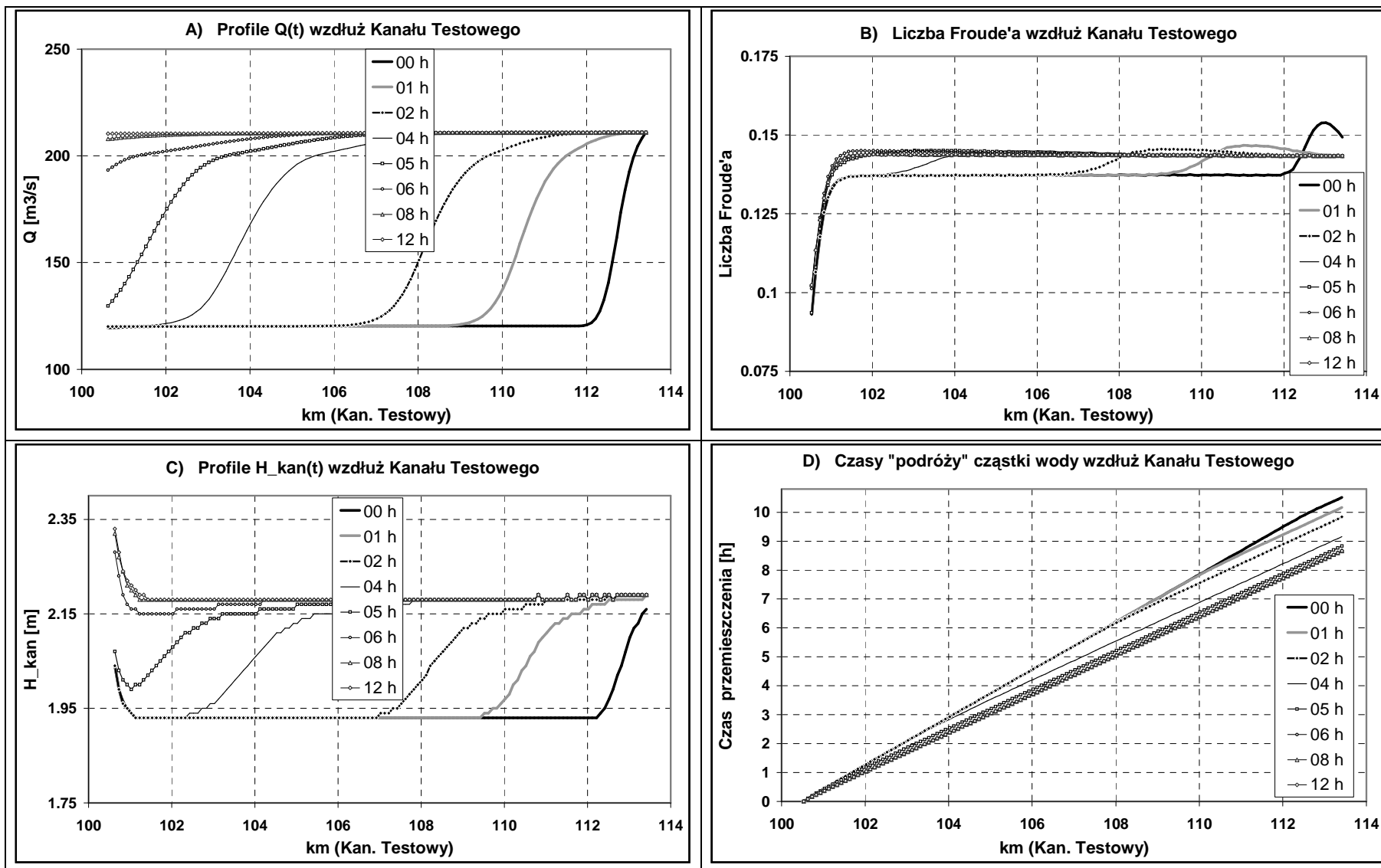
Porównanie wyników symulacji obu wariantów sugeruje, iż czas wysycenia jest prawie trzykrotnie dłuższy w wariancie *RN* w porównaniu z jego odpowiednikiem w wariancie *KT*. Trzeba jednak wziąć jeszcze pod uwagę, iż na naturalnym odcinku Nysy Kłodzkiej znajduje się próg i jaz elektrowni wodnej poniżej Bardo, którego sposób sterowania w ruchu niustalonym musiał zostać aproksymowany w postaci rutyny sterującej otwarciem klap na podstawie rzędnej zwierciadła wody w górnym przekroju zapory. W tej procedurze, zdefiniowanej w systemie HEC-RAS (Brunner, 2002) występują takie parametry, jak np. tempo zamykania i otwierania klap, początkowy, maksymalny i minimalny stopień ich otwarcia oraz wartości rzędnej zwierciadła wody wybranego przekroju referencyjnego, przy których klapy zaczynają się podnosić lub zaczynają opadać.

Takie dane były tym przypadkiem nieokreślone i zostały przyjęte w sposób przybliżony na podstawie danych technicznych i informacji o jej eksploatacji. Prawdopodobnie mogło to wywrzeć znaczący wpływ na proces nasycania warunkami początkowymi wszystkich przekrojów poniżej tej budowli, ale jest to problem poza ramami niniejszego artykułu. Warto jeszcze podkreślić, iż dodatkowym czynnikiem, zwiększającym oporność odcinka naturalnego na tempo wysycenia warunkami początkowymi jest obecność dużych stref biernych w ramach zróżnicowanych i szerokich przekrojów dolinowych (np. przekroje na rys. 3 i rys. 5).





Rys. 6. Testy r. nieustalonego (W.B. ustalone) dla wariantu RN na odc. NK Bardo-Budzówka



Rys. 7. Testy r. niustalonego (W.B. ustalone) dla wariantu *KT* na odc. Kanału Testowego wzdłuż NK Bardo-Budzówka

## 4. Wnioski

1. W modelu 1-W ruchu nieustalonego występuje zawsze pewien obszar niedopasowania się rozwiązania uzyskanego z modelu ruchu ustalonego w celu wyznaczenia warunków początkowych wzdłuż badanego cieką w stosunku do rozwiązania nieustalonego.
2. Czas trwania i zasięg takiego niedopasowania często jest pomijany, jednakże może to oznaczać, iż jako „prawdziwe” rozwiązanie będą traktowane wyniki symulacji obarczone znacznym zafałszowaniem wynikłym z braku „wysycenia” wnętrza odcinka rozwiązaniem zgodnym z założonymi warunkami początkowymi.
3. Dowodem takiej sytuacji mogą być wyniki testów przeprowadzone dla odcinka Nysy Kłodzkiej oraz dla kanału pryzmatycznego o podobnych parametrach, które wykazały, iż w wariancie  $RN$  czas  $T_w(RN)=32$  godziny a w wariancie  $KT$  czas  $T_w(KT)=12$  godzin. Jest to czas znacząco duży w porównaniu z czasami trwania kulminacji powodziowych w takich ciekach i nie można podczas symulacji pomijać tego istotnego czynnika
4. Dalsze badania tego problemu winny być kontynuowane dla bardziej złożonej sieci rzecznej z obecnością wielu zbiorników retencyjnych, zapór i jazów.

## Literatura

Brunner G.W., HEC-RAS River Analysis System User's Manual, US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, Davis, CA, 2002

Ewertowski R., Uwarunkowania modelowania przepływów i zasięgu stref zalewowych dla Nysy Kłodzkiej od wodowskazu Bardo do ujścia, IX Konferencja Problemy Hydrotechniki, Wrocław, 2006

## UNFITTING OF INITIAL AND BOUNDARY CONDITIONS IN 1-D MODEL OF UNSTEADY FLOW OF WATER

### Summary

The paper presents problems connecting with unfitting of initial and boundary conditions during numerical simulation of unsteady flow of water in natural river and artificial channel of similar hydraulic properties. The problem arose probably from different mathematical description and numerical discretisation of 1-D steady and unsteady 1-D flow model that should be tight together during the initial stage of calculations. Examples of such time delays in fitting the interior domain of calculation with initial information, given for both variants, shows, that neglecting the delays can direct towards misinterpreting of flood simulation results for relatively short in time but quite intensive flood waves encountered in mountain rivers such as the Nysa Kłodzka River.

### Streszczenie

Praca porusza problem niedopasowania się warunków początkowych z warunkami brzegowymi, występujący w chwili startowej i w początkowym okresie symulacji ruchu nieustalonego za pomocą modeli 1-W. Testy obliczeniowe, przeprowadzone za pomocą programu HEC-RAS zarówno dla odcinka rzeki naturalnej (Nysa Kłodzka Bardo-Budzówka) jak i kanału sztucznego, wykazały, iż nienasylenie wnętrza analizowanego odcinka informacjami początkowymi może trwać znaczący okres czasu, w porównaniu do czasu relatywnie krótko trwających ale gwałtownych fal powodziowych, występujących w takich odcinkach rzecznych o charakterze górskim. Nieuwzględnienie takich opóźnień czasowych w analizie wyników symulacji może prowadzić do błędnych interpretacji i wniosków