

# 河床変動の大きい急流河川姫川における洪水流に関する研究

## Study on flood flow and large bed variation in the Hime River with steep slope

岡安 光太郎 (河川工学研究室)

Kotaro OKAYASU/ River Engineering Lab.

**Key Words:** flood flow, bed variation, boundary condition, river mouth sandbar

### 1. 序論

姫川は長野県の白馬村を源流として、新潟県を流れ、日本海に流入する急流河川である<sup>1)</sup>。山地流域は脆弱な地質地盤であり、土砂生産量が多く、河床材料粒径は勾配に対して比較的小さい。このため洪水時の土砂移動量が多く、洪水ごとに河床が大きく変動し、滯筋や水衝部が移動する特徴を有する。さらに河口では砂州の発達と、洪水による砂州のフラッシュが繰り返されている。このような姫川の河道管理のためには、洪水時の流れと河床変動機構を把握する必要があるが、洪水により河床形状が著しく変化する姫川の洪水流・河床変動解析には課題が多い。

本論文では河床変動の大きい姫川における洪水流・河床変動解析の問題点について述べ、その改善方法と結果を示す。

### 2. 姫川の洪水流・河床変動解析における問題点

#### (1) 解析方法

図-1 に解析区間平面図を示す。解析には、石礫河川の河床変動機構を考慮した、長田・福岡<sup>2)</sup>の石礫河川の二次元洪水流・河床変動解析法を用いる。解析区間は図-1 に示す、基準点である山本(7.18km)の上流 8.8km から日本海(-0.8km)までとし、対象洪水は平成 25 年の 6 月洪水(図-3)とする。解析の上流端境界条件は山本の観測水位ハイドログラフを再現するように与える。姫川河口の潮位は測定されていないため、

下流端境界条件には富山湾の実測潮位を与える。解析に用いる地形データは平成 24 年の 11 月に測られた縦断間隔 200m の横断測量データ及びレーザプロファイラの地盤高データを用いて作成している。姫川では河床の粒度分布は縦断的に大きく変化する。このため図-2 に示すように、初期粒度分布は観測結果から、上流( $x > 7.2\text{km}$ )、河口部( $x = 0.0\text{km}$ )、河口砂州( $x < -0.2\text{km}$ )の粒度分布を作成し、間の区間は線形補間して与える。河口砂州の形状に関しては、冬期の波浪の影響により砂州形状が変わるため、横断測量データと洪水直前の航空写真を基に、砂州形状をできるだけ再現するように地盤高を与える。

#### (2) 解析結果

図-3 に上流端境界条件地点である山本(7.18k)の水位・流量ハイドログラフを示す。解析水位は 500 分付近まで観測水位を概ね再現できているが、600 分付近では観測水位を再現できなくなっている。流量はこの時間帯で急激に大きく計算されている。図-4 に 600 分における山本観測地点付近の河床変動と水位コンターを示す。水位は右岸の側の部分で測定されており、解析では山本地点付近は流量が大きくなると、流れは射流となる。水位計が設置されている右岸側は大きく洗掘された結果、水位が著しく低下している。この解析では山本観測点 1 点を用いて解析水位が観測水位となるように、上流からの流入流量を決めている。しかし流速の増大により洗

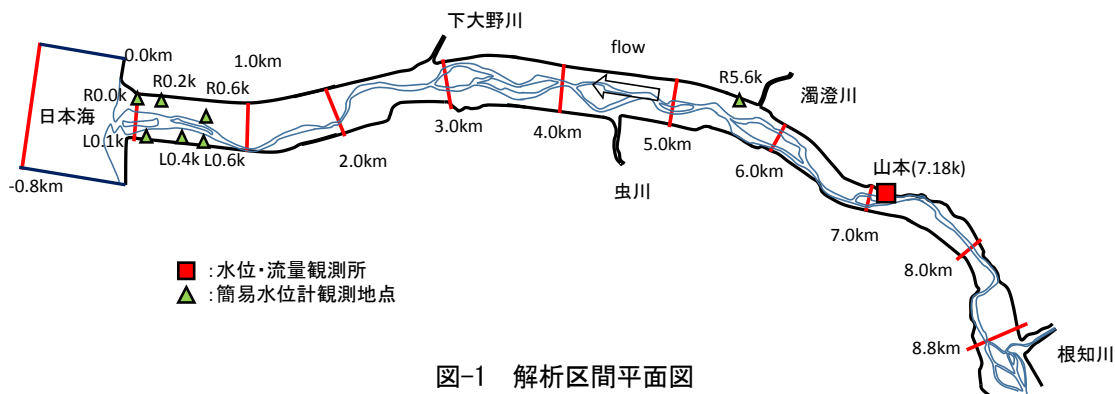


図-1 解析区間平面図

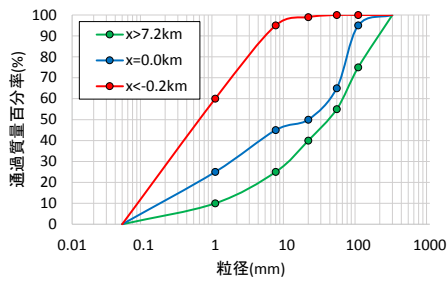


図-2 解析に与えた初期粒度分布

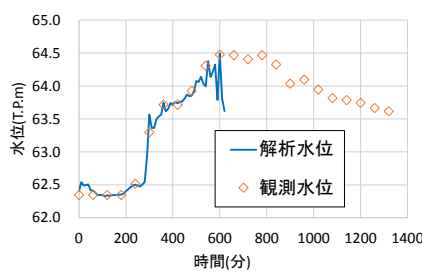


図-3 山本地点の水位・流量ハイドログラフ

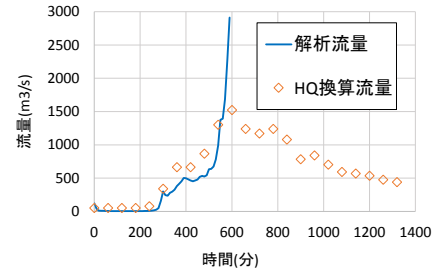


図-5 R5.6kの水位ハイドログラフ

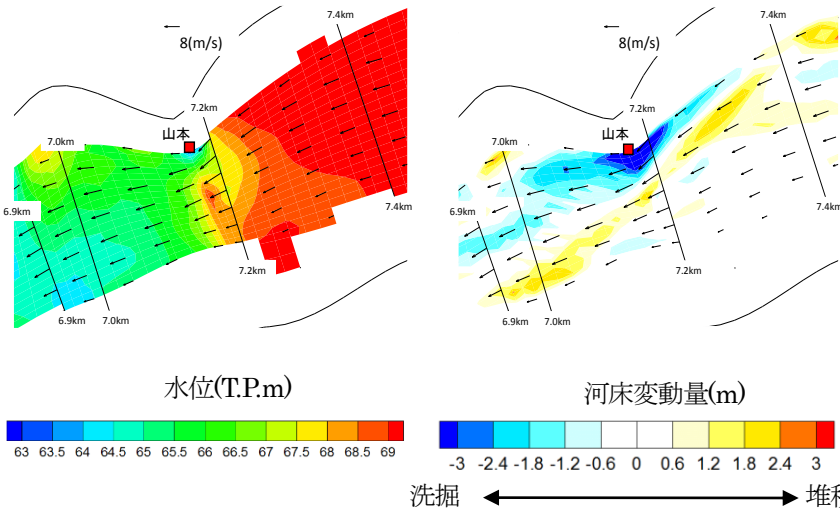


図-4 600分の山本地点の水位・河床変動コンター

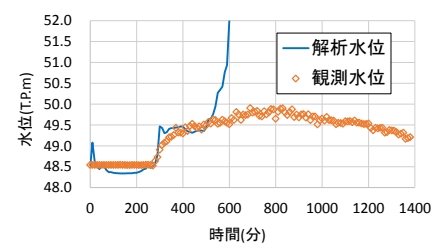
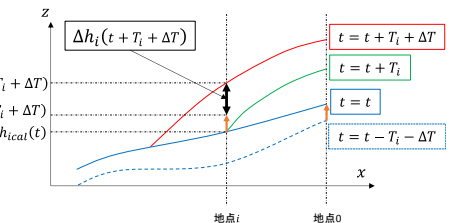


図-6 上流端流入条件の与え方



掘が進行し、山本地点の水位が上昇できず、流入流量が急激に上昇した。図-5にR5.6kの解析水位と観測水位の水位ハイドログラフを示す。500分までは解析水位は観測水位を概ね再現出来ているが、その後解析水位は急激に上昇し、観測水位を再現できていない。これは山本の水位から定めた上流端からの流量が実際の洪水と比較して、過大であったことを示している。このことから、射流の激しい流れで河床が大きく変動する姫川の解析においては、水面形が局所的に変化するため、他の河川のように一点で計測された水位のみで上流端境界条件を定めることは難しい。したがって、上流端境界条件として複数の観測水位を用いる必要がある。

### 3. 上流端流入条件の設定方法

複数地点の観測水位から、上流の流入量を定める方法を検討する。河床変動の大きい姫川では、土砂移動が発達するために、境界条件上流に十分な助走距離が必要となる。さらに縦断距離の異なる複数の水位観測点から上流端流入条件を決定するため、上流端の影響が各観測点に伝わる伝達時間を考慮する必要がある<sup>3)</sup>。任意の地点*i*における水位誤差を小さくするための上流端付近の地点0の水位変化量 $\delta h_0(t)$ を

考える。図-6に上流端流入条件の模式図を示す。地点0から地点*i*までの水位伝達時間を $T_i$ とし、時刻*t*における水位変化量 $\delta h_0(t)$ を、式(1)で表す。

$$\delta h_0(t) = \frac{1}{\alpha_i} \frac{\Delta h_i(t + T_i + \Delta T)}{\Delta T} dt \quad (1)$$

ここに $\alpha_i$ ：地点0の水位変化に対する地点*i*の水位変化の比の係数、 $\Delta h_i(t + T_i + \Delta T)$ ： $t + T_i + \Delta T$ 時刻の地点*i*における観測水位と解析水位の誤差、 $\Delta T$ ：誤差の修正時間、 $dt$ ：洪水解析の刻み時間である。上流から離れた観測点ほど誤差の修正時間は長くする必要がある。今回は簡単のため、 $\Delta T = T_i$ 、 $\Delta h_i(t + T_i + \Delta T) = \Delta h_i(t + T_i)$ とすると、複数の観測点の誤差を最小とする $\delta h_0(t)$ は、式(2)で与えられる。

$$\delta h_0(t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{1}{\alpha_i} \frac{\Delta h_i(t + T_i)}{T_i} dt \quad (2)$$

ここで、 $n$ ：上流端境界条件として用いる観測水位の地点数である。式(2)を計算するためには、 $t$ 時刻の水位観測点における $T_i$ 時間後の解析水位 $h_{ical}(t + T_i)$ を評価する必要がある。 $h_{ical}(t + T_i)$ は時間平均された地点*i*の水位変化速度 $w_i(t + T_i)$ を用いて、式(3)で表す。

$$h_{ical}(t + T_i) = h_{ical}(t) + w_i(t + T_i) * T_i$$

$$w_i(t+T_i) = \frac{1}{T_i} \int_t^{t+T_i} \frac{\partial h_{ical}}{\partial t} dt \quad (3)$$

ここで、 $\alpha_i$  を用いれば、 $w_i(t+T_i)$  は地点 0 での時間平均水位変化速度  $w_0(t)$  を用いて式(4)で表せる。

$$w_i(t+T_i) = \alpha_i w_0(t) = \frac{\alpha_i}{T_i} \int_{t-T_i}^t \frac{\partial h_{ocal}}{\partial t} dt \quad (4)$$

$w_0(t)$  は 2 ステップ前までの時間平均水位変化速度とその時刻の水位変化速度を用いて、式(5)で計算する。

$$w_0(t) = \left( \frac{3}{2} - \frac{dt}{T_i} \right) * w_0(t-dt) - \frac{1}{2} w_0(t-2dt) + \frac{dt}{T_i} * \frac{h_0(t+dt) - h_0(t)}{dt} \quad (5)$$

伝達時間  $T_i$  は Kleitz-Seddon 式<sup>4)</sup>で算出する。以上より、下流の複数地点の水位誤差を小さくする、陽的に上流端の流入量を定める方法が導出された。以降の再現計算では、 $\alpha_i = 1$  を与えて計算する。

#### 4. 解析結果とその考察

3章の方法を用いて、6月洪水の再現計算を行う。上流端境界条件は山本地点と R5.6k の 2 地点の観測水位ハイドログラフを再現するように与える。その他は 2 章で述べた条件と同一である。図-7 に山本地点と R5.6k の水位ハイドログラフを示す。図-8 に山本地点の流量ハイドログラフを示す。境界条件が山本地点 1 点のみの場合と比べて、ピーク付近では観測水位と誤差はあるものの、R5.6k は観測水位の傾向を

再現できている。ピーク付近において、山本地点の過大な流量は発生せず、改善された。しかし水位下降期になると、解析水位は振動している。1200 分付近では解析水位は上昇し、実測水位を再現できなくなっている。流量は 1000 分付近から大きく計算されている。図-9 に 1200 分における河床変動コンターを示す。山本地点と R5.6k 地点が共に河床洗掘している。1 地点のみを境界条件とした場合と比較して、山本地点の局所的な河床洗掘は改善されたが、R5.6k 地点の河床変動も大きい。上流からの過大な流入量が計算された。これは河床変動が正しく計算できなければ、水面形を再現する事が難しいことを示している。これについては、河床変動解析法の構築とともに今後の課題とする。

図-10 に 900 分における河口の解析水面形と観測水位の時間変化を示す。900 分以降水位が上昇しているのは上流からの過大な流量が原因である。右岸側の解析水面形(a)(b)は 900 分までは上昇期と下降期ともに水位変化の傾向をとらえている。左岸側の解析水面形(c)(d)は観測水位を再現できていない。図-11 に 900 分における河口砂州の河床変動コンターと元河床の地盤高及び、洪水前後の河口の航空写真を示す。900 分では洪水は低減しており、河口の河床変動はそれ以降大きく変化しないと考える。解析では、右岸河口砂州の河床変動量と比較して、左岸河口砂州の河床変動量は小さく計算されている。河口砂州のフラッシュの機構が再現できず、砂州上流の左岸水位が高く計算されてしまったと考えられる。河口部の

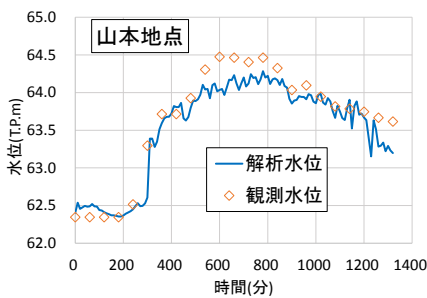


図-7 山本地点と R5.6k の水位ハイドログラフ

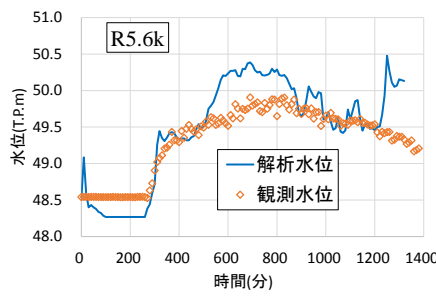


図-8 山本地点の流量ハイドログラフ

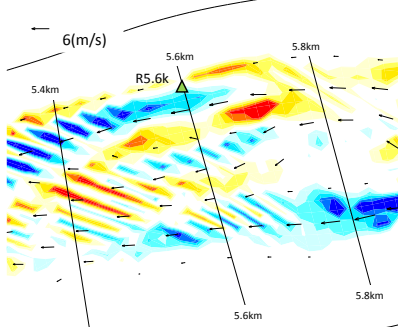
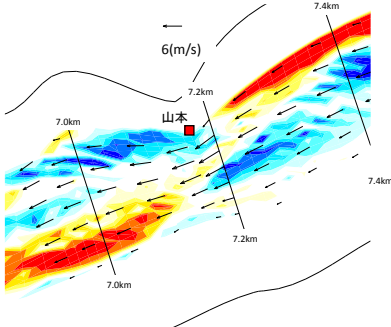
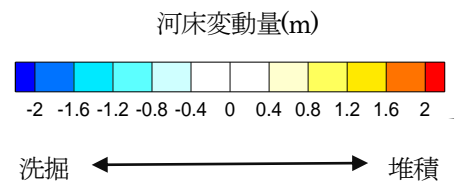
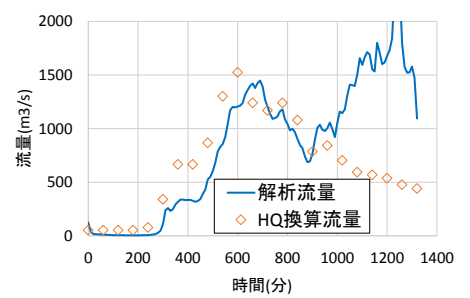


図-9 1200 分の河床変動コンター



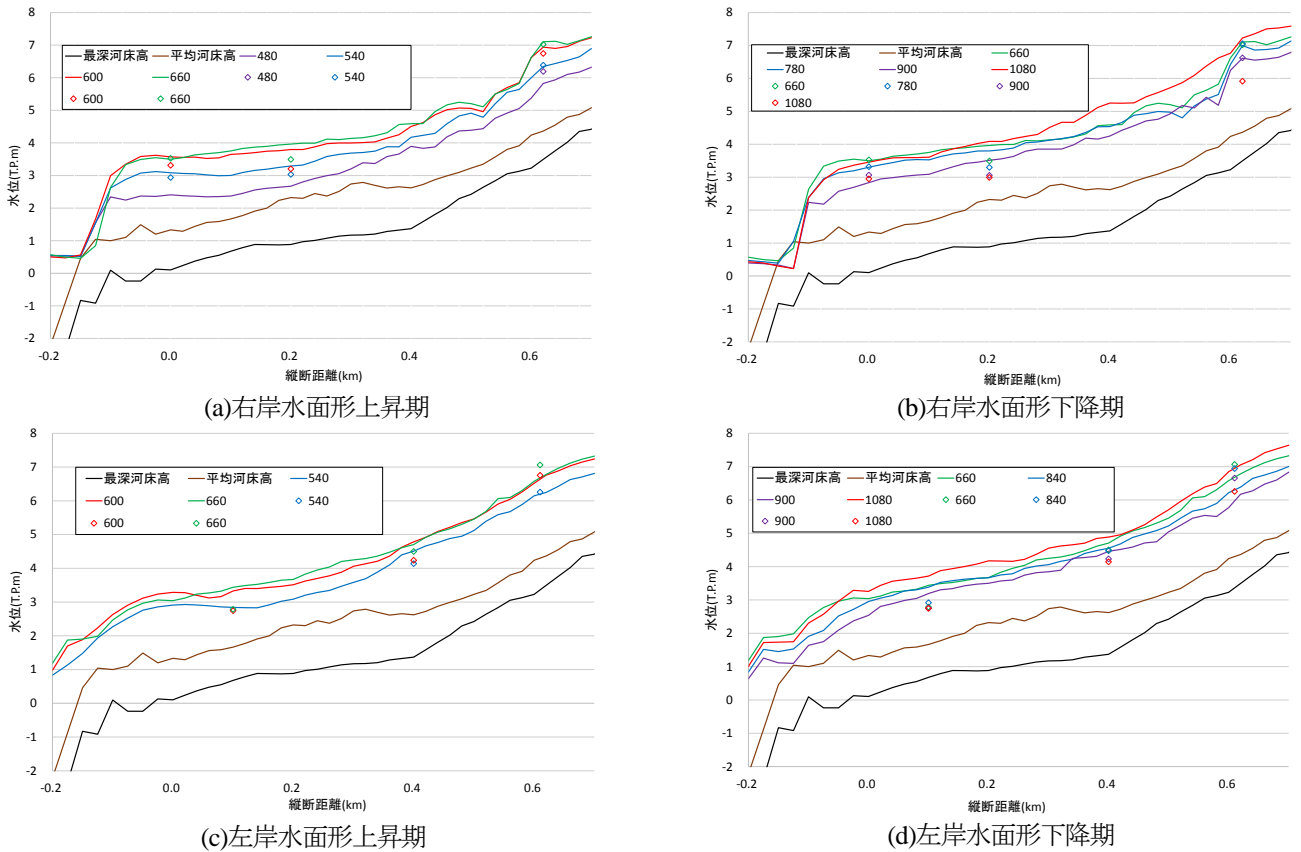
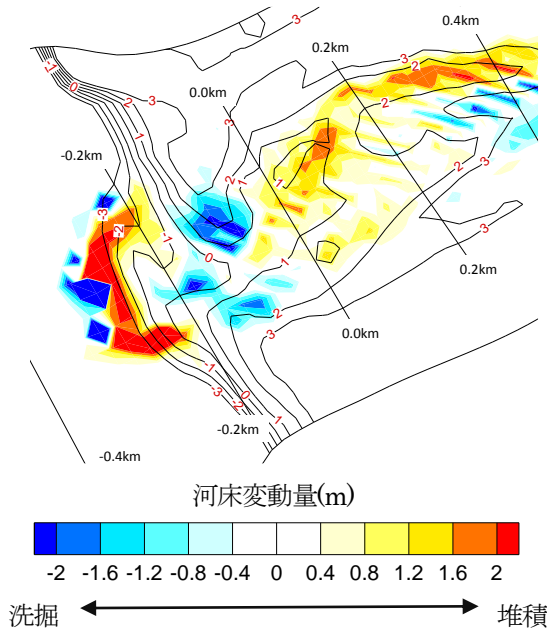


図-10 河口付近の解析水面形と観測水位の比較



(a)河床変動コンター



(b)洪水前航空写真

(c)洪水後航空写真

(6月14日撮影)

(7月10日撮影)

図-11 河口の河床変動コンターと航空写真

水面形を正しく評価するためには、河口砂州のフラッシュの機構を考慮することが必要であり、今後検討する必要がある。

## 5. 結論と今後の課題

石礫河川の二次元洪水流・河床変動解析法を用いて、平成25年6月の洪水の再現を試みた。姫川のような激しい射流により河床が大きく変化する河道の解析では、一点で測られた水位から上流端流入条件を定めることは難しく、複数点の水位を用いて上流端流入条件を決める式を定式化しモデルに与えた。結果水位下降期に大きな流量が計算されたものの、再現性に改善が見られた。今後は6月洪水に連続して発生した9月洪水を同じ手法で検討し、洪水の再現性について検討する。

## 参考文献

- 1) 国土交通省河川局：姫川水系河川整備計画，2015。
- 2) 長田健吾，福岡捷二：石礫河川の河床変動機構と表層石礫の凹凸分布に着目した二次元河床変動解析法，土木学会論文集 B1，Vol.68，No.1，pp1-20，2012。
- 3) 内田龍彦，福岡捷二，工藤美紀男：河川上流域における本川・支川流量ハイドログラフの合理的推定法，河川技術論文集，第15巻，pp309-314，2009。
- 4) 土木学会：水理公式集，1999。
- 5) 立山政樹，山崎女子，田部成幸，内田龍彦，福岡捷二：洪水流による河口砂州フラッシュの新しい解析法に関する研究，河川技術論文集，第19巻，pp183-188，2013。