

# 大規模洪水時に大量の土砂流入を伴う石礫河川 釜無川の洪水流・河床変動解析法に関する研究

FLOOD FLOW AND BED VARIATION ANALYSIS METHOD FOR GRAVEL  
BED RIVER OF THE KAMANASHI RIVER WITH LARGE AMOUNT OF INFLOW  
SEDIMENT DURING LARGE-SCALE FLOOD

岡山士朗<sup>1</sup>・内藤ゆう子<sup>2</sup>・森僚多<sup>3</sup>・後藤岳久<sup>4</sup>・福岡捷二<sup>5</sup>  
Shiro OKAYAMA, Yuko NAITO, Ryota MORI, Takahisa GOTOH and Shoji FUKUOKA

<sup>1</sup>学生会員 中央大学大学院 理工学部研究科 都市人間環境学専攻 博士前期過程  
(〒112-8551 東京都文京区春日一丁目13-27)

<sup>2</sup>国土交通省関東地方整備局 甲府河川国道事務所 調査第一課 課長  
(〒400-8578 山梨県甲府市緑が丘一丁目10-1)

<sup>3</sup>国土交通省関東地方整備局 甲府河川国道事務所 調査第一課 河川調査係長 (同上)

<sup>4</sup>正会員 博士(工) 中央大学研究開発機構 機構准教授 (〒112-8551 東京都文京区春日一丁目13-27)

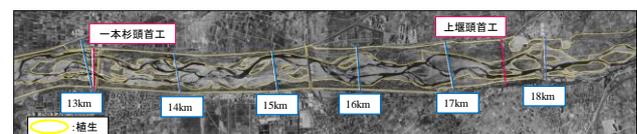
<sup>5</sup>フェロー Ph.D. 工博 中央大学研究開発機構 機構教授 (同上)

The Kamanashi River is a steep river covered with gravel grains, cobbles and boulders. In 1982, the record breaking largest flood occurred and brought large scale sediment deposition in the river channels due to sediment yielding from the upstream mountainous areas. In addition, the grain size distributions became coarser in the upper reaches and finer in the lower reaches due to sorting during the flood. In this study, we developed and applied a flood flow and bed variation analysis method considering the non-equilibrium sediment motions of boulders, gravel grains and sands with large amount of suspended sediments in the 1982 flood. The developed model could explain that the bed materials in the downstream reaches became finer by fine sediment grains transported from the upstream to the downstream due to longitudinal sorting.

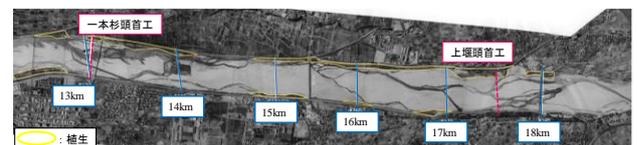
**Key Words :** gravel bed river, Kamanashi River, longitudinal sorting, non-equilibrium sediment transport model, Q3D-FEBS

## 1. 序論

急流石礫河川である釜無川には、図-1(a)に示すように、発達した複列砂州が形成されていた。昭和57年8月には戦後最大規模の洪水が発生し、上流山地から大量の土砂が河道に流入・堆積することにより、主流路位置が変化し(図-1)、一部の水衝部では河岸侵食被災をもたらした。また、洪水流により、上流区間の河床材料は粗粒化し、下流区間の河床材料は細粒化しており、河床材料の縦断的な分級が生じた(図-4参照)。このような洪水時の流れや大規模な河床変動、縦断的な分級現象を説明するためには、細砂から大きい粒径の石礫粒子の活発な非平衡運動を考慮した解析を行うことが重要である<sup>1)</sup>。本研究では、このような幅広い粒度分布からなる石礫河川の活発な非平衡流砂運動を考慮した洪水流・河床変動解析法を構築



(a) 洪水前



(b) 洪水後

図-1 昭和57年8月洪水前後の主流路の変化

し、上流山地からの大量の土砂流入を考慮して昭和57年8月釜無川洪水に適用した。そして、新しい本解析法と平衡流砂量式に基づいた従来の河床変動解析とを比較検証し、洪水時の大規模土砂堆積と河床材料の縦断分級現象を考察した。

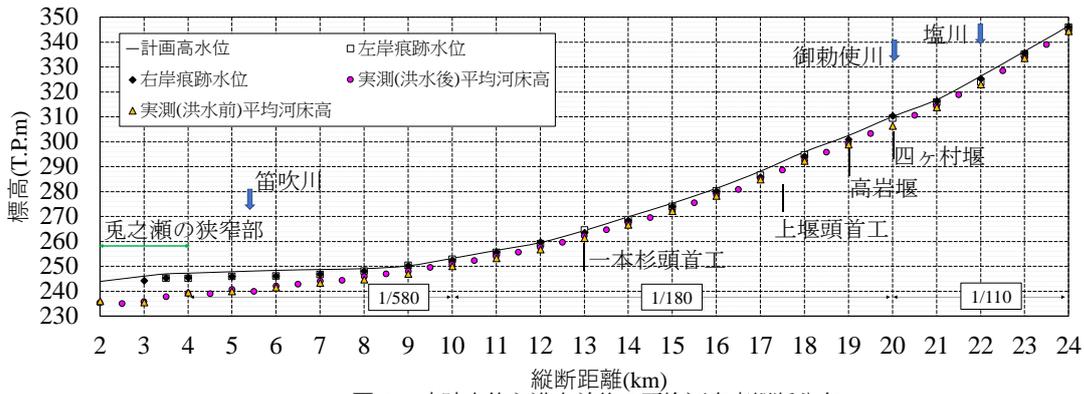


図-2 痕跡水位と洪水前後の平均河床高縦断分布

## 2. 縦断的な土砂堆積と分級現象

図-2は、痕跡水位縦断分布と実測の洪水前後の平均河床高の縦断分布を示す。本洪水では、水位が計画高水位付近まで上昇し、一部痕跡水位が計画高水位を上回る地点も見られた。また、10kmより下流では、笛吹川の合流や兔之瀬の狭窄部による背水の影響により水位が堰上げられ、水面形が緩やかになっている。

図-3は、洪水後の直轄区間の土砂堆積量の縦断分布を示す。本洪水では、上流山地で大量の土砂が崩壊しており、富士川砂防事務所との調査によると、直轄区間上流端から約10km上流の砂防区間から約480万 $m^3$ の土砂が流出している。直轄区間では、洪水前後の測量結果より、縦断的に約200万 $m^3$ の土砂が堆積した。特に、14km～5kmの下流区間は、平均河床勾配が約1/580と上流区間(約1/110)と比べて緩く、土砂堆積量が多くなっている。図-4は、洪水前後の河床材料粒度分布を示す。洪水前の河床材料粒度分布は、対象区間では縦断的にあまり変化しておらず、D60が20mm程度である。しかし、洪水後では、平均河床勾配が約1/110である上流区間(24km～20km)では、河床材料が粗粒化し、D60が100mmを超えるような粗い土砂が見られた。河床勾配の緩くなる14km～5kmの下流区間では、D60が3mm程度となり、洪水前の河床材料に比べて細粒化している。これらのことから、本洪水では、土砂が縦断的に分級しながら下流に輸送されていたことが分かる。

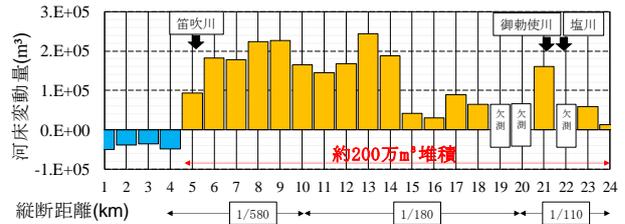


図-3 直轄区間の土砂堆積量縦断図

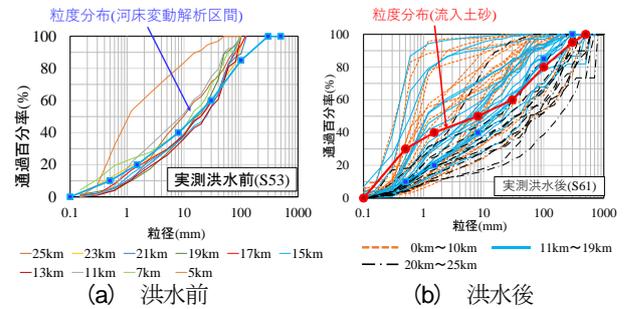


図-4 洪水前後の河床材料粒度分布

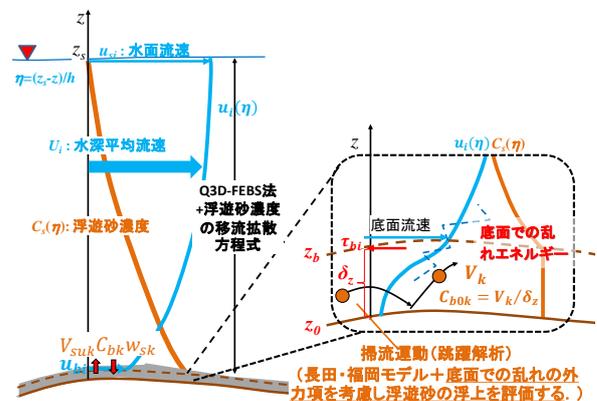


図-5 解析方法の枠組み

## 3. 解析方法と解析条件

### (1) 解析方法

本研究では、複列砂州を有する釜無川の洪水時の流れと河床変動を精度良く解析するため、洪水解析には準三次元解析法である竹村・福岡のQ3D-FEBS法<sup>2)</sup>を用いた。河床変動解析法については、釜無川の活発な石礫粒子の移動を解析するため、長田・福岡の石礫河川の河床変動解析法<sup>3)</sup>を用いた。この解析法では、各粒径の石礫粒子の

運動方程式を計算することで粒子の非平衡運動を考慮し、さらに河床の凹凸分布を取り込むことで、大きい石礫粒子の存在が細かい石礫粒子を留める機構を考慮している。一方、釜無川の大規模洪水では上流山地から大量の細粒土砂が河道に流入することから、この解析法に浮遊砂運動によって輸送される細粒土砂の影響を考慮する必要がある。本研究では、長田・福岡の解析法に浮遊砂の影響を掃流砂と浮遊砂の相互作用を考慮して取り込んだ。以下に、本河床変動解析法を示す。

図-5は本解析法の枠組みを示す。本解析では、式(1)の

ように掃流砂量は掃流砂体積と掃流砂の粒子移動速度との積で表し、掃流砂体積は、長田・福岡の掃流砂の連続式(式(2))から計算される。式(2)では、右辺第3,4項において掃流砂から浮遊砂への浮上、浮遊砂から掃流砂への沈降の項を新に加えた。掃流砂から浮遊砂に遷移した浮上量は、浮遊砂の二次元移流拡散方程式(式(3))の底面境界条件として取り込まれており、掃流砂と浮遊砂の相互作用が考慮されている。

$$q_{bkj} = u_{pkj} V_k \quad (1)$$

$$\frac{\partial V_k}{\partial t} + \frac{\partial q_{bkj}}{\partial x_j} = -V_{bdk} + V_{bpk} - V_{suk} + V_{sdk} \quad (2)$$

$$\frac{\partial C_{sk} h}{\partial t} + \frac{\partial C_{sk} U h}{\partial x} + \frac{\partial C_{sk} V h}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left( v_x h \frac{\partial C_{sk}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( v_y h \frac{\partial C_{sk}}{\partial y} \right) + V_{suk} - C_{bk} w_{sk} \quad (3)$$

$$\frac{\partial z_{bk}}{\partial t} = -\frac{A_2}{A_3} (V_{bpk} - V_{bdk}) \quad (4)$$

河床高の変化は、式(4)の河床の連続式から計算した。ここで、 $V_k$ は各粒径の単位面積当たりの掃流砂体積、 $q_{bkj}$ は単位幅当たりの $j$ 方向の掃流砂量、 $V_{bdk}$ は単位面積当たりの堆積割合、 $V_{bpk}$ は単位面積当たりの河床からの離脱割合、 $V_{suk}$ は掃流砂から浮遊砂への単位面積当たりの遷移割合、 $V_{sdk}$ は浮遊砂から掃流砂への単位面積当たりの沈降割合、 $u_{pkj}$ は各粒径の $j$ 方向の掃流砂の粒子速度である。各粒径の粒子速度は式(5)の河床勾配を考慮した跳躍解析<sup>3)</sup>から計算した。ここで、 $u_{bj}$ は $j$ 方向のQ3D-FEBS法から計算される底面流速を示し、太字はベクトル標記を示す。

$$A_3(\rho_s + \rho C_M) d_k^3 \frac{\partial u_{pki}}{\partial t} = \frac{1}{2} \rho C_D A_2 d_k^2 (u_{bi} - u_{pki}) |u_b - u_{pk}| - (\rho_s - \rho) A_3 d_k^3 g_i \quad (5)$$

堆積割合 $V_{bdk}$ は式(6)で表し、粒子が河床に停止するまでの平均時間 $t_{sal}$ を跳躍解析から求めて計算した。

$$V_{bdk} = \frac{1}{t_{sal}} V_k \quad (6)$$

離脱量は河床から粒子が離脱するまでの時間 $t_{pick}$ と離脱割合 $\varepsilon_{pk}$ 、河床表層の存在割合 $p_k$ から式(7)で求められる。

$$V_{bpk} = \varepsilon_{pk} \frac{p_k}{A_2 d_k^2} \left( \frac{A_3 d_k^3}{t_{pick}} \right), \varepsilon_{pk} = 0.016 \quad (7)$$

浮遊砂の浮上量は、一般的に、板倉・岸の方法<sup>4)</sup>で算定されているが、底面での掃流砂濃度を平衡状態と仮定しているため、掃流砂の非平衡運動を解析している長田・福岡の解析法と共に用いるのは適切ではない。そこで本研究では、長田・福岡の解析法で計算される単位面積当たりの掃流砂体積と底面での乱れを用いて浮遊砂の浮上量の算定方法を導出した。これにより、浮遊砂の浮上量は、掃流砂と浮遊砂の相互作用を考慮しながら算定されることになる。以下に、浮遊砂の浮上量の算定方法を示す。



図-6 解析検討区間

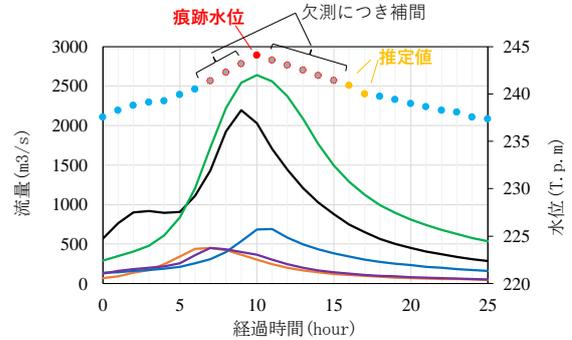


図-7 流量ハイドログラフと清水端地点の観測水位

掃流砂から浮遊砂への浮上量は、掃流砂濃度 $C_{b0k}$ と粒子の鉛直方向流速 $w_{pk}$ から式(8)で計算され、掃流砂濃度は式(2)から求まる単位面積当たりの掃流砂体積 $V_k$ と河床面 $z_0$ から底面流速の高さまでの距離 $\delta_z$ を用いて算定する。粒子の鉛直方向流速 $w_{pk}$ は、式(9)において底面付近の平均流による鉛直方向の流体力 $F_z$ に加え、乱れによる鉛直方向の流体力 $F'_{zk}$ を考慮した粒子の運動方程式から算出した。ここで、粒子の鉛直方向流速 $w_{pk}$ は底面流速の算定高さ $z_b$ での値とした。また、 $w_b$ は底面での鉛直方向流速を示し、 $w_b'$ は鉛直方向流速の乱れ成分であり、太字はベクトル標記を示す。式(9)の流体力項の $w_b'$ については、平衡状態の底面の乱れエネルギーから鉛直方向の乱れ強度 $\overline{w_b' w_b'}$ を等方性を仮定して算定し、 $w_b'$ の分布が $\sqrt{\overline{w_b' w_b'}}$ を標準偏差とした正規分布に従うとして生起確率10%毎の $w_b'$ を算定し、これをランダムに流体力項に与えた。

$$V_{suk} = C_{b0k} w_{pk}, C_{b0k} = V_k / \delta_z, \delta_z = 0.03h \quad (8)$$

$$A_3(\rho_s + C_M) \rho d_k^3 \frac{dw_{pk}}{dt} = F_z + F'_{zk} - A_3(\rho_s - \rho) g_z d_k^3 = \frac{1}{2} A_2 d_k^2 C_d (\overline{w_b} + w'_b - w_{pk}) |u_b + u'_b - u_{pk}| - A_3(\rho_s - \rho) g_z d_k^3 \quad (9)$$

また、浮遊砂から掃流砂への沈降量は沈降速度 $w_{sk}$ と式(3)の移流拡散方程式から計算される河床付近の平衡状態の浮遊砂濃度 $C_{bk}$ から求めた。

## (2) 解析条件

図-6は解析区間を示す。境界条件については、上流端は本川を船山橋(23.8k)とし、支川は塩川、御勅使川、笛吹川、芦川を考慮し、流出解析から求めた流量ハイドログラフを与えた(図-7)。下流端境界条件は清水端(2.7k)とし、観測水位を与えた。

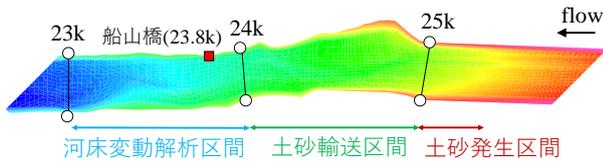
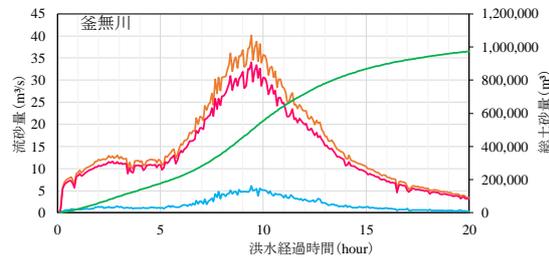
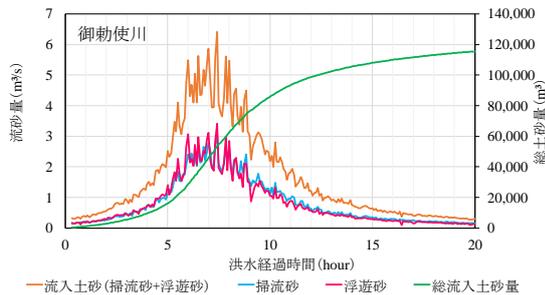


図-8 河床変動解析の上流端境界条件



(a) 釜無川



(b) 御勅使川

図-9 流入土砂量グラフ

次に、上流山地流域からの大量の土砂流入を考慮するため、上流端境界条件である流入土砂量グラフの与え方を以下に示す。図-8は河床変動解析における上流端境界条件を示す。解析上流端には河道に流入する土砂を発生させる区間を設けた<sup>9)</sup>。この区間では、河床からの離脱量を係数倍することで、上流から流入する掃流砂・浮遊砂を発生させている。そして、土砂輸送区間では発生させた土砂を流れに応じて輸送させ、河床変動解析区間に流入させることで河床変動解析の上流端境界条件とした。図-9(a)、図-9(b)は、河床変動解析区間の上流端の境界条件として与えた釜無川と御勅使川の流入土砂量グラフをそれぞれ示す。本研究では、第一段階として、流入土砂量グラフの波形は、流量ヒドログラフと同一波形と設定した。河床変動解析区間の上流端で与えた流入土砂量グラフは、後述のように上流端付近に土砂が顕著に堆積し河床変動が激しいため、この影響で上流端の流入土砂量グラフも変動が生じている。安定な土砂供給方法について、今後検討の必要がある。解析上流端に与えた流入土砂量グラフの総量は、釜無川で約100万 $m^3$ 、御勅使川で約12万 $m^3$ 、塩川で約3万 $m^3$ である。また、解析で用いた粒度分布を図-4に示す。流入土砂の粒度分布は洪水後の河床材料を参考に決定し、河道の初期粒度分布は洪水前の粒度分布を基に与えた。

#### 4. 解析結果と従来の解析法との比較

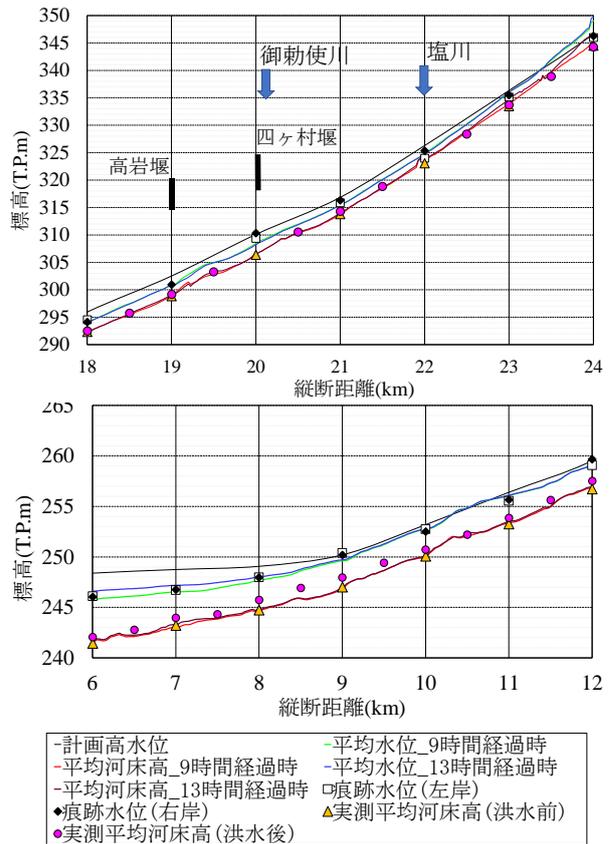


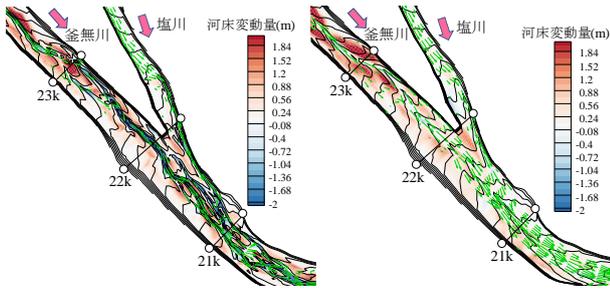
図-10 解析水面形と解析・実測平均河床高

##### (1) 非平衡流砂モデルと従来の平衡流砂モデルの比較

本節では、構築した非平衡流砂モデルに基づいた河床変動解析法(以下、非平衡流砂モデル)と平衡流砂モデルに基づいた河床変動解析法(以下、平衡流砂モデル)を比較し、構築した河床変動解析法の有効性を示す。平衡流砂モデルの河床変動解析については、一般的な方法として、掃流砂を芦田・道上の平衡流砂量式<sup>9)</sup>を用いて算定し、浮遊砂の浮上量を平衡状態を仮定した板倉・岸の式<sup>9)</sup>を用いて算定した。各粒径の限界掃流力の算定には、Egiazaroff式、平均粒径の限界掃流力には岩垣式を用いた。

図-10は痕跡水位縦断分布と非平衡流砂モデルの洪水開始から9時間経過時(ピーク時)、13時間経過時の解析水面形および実測の洪水前後の平均河床高と解析平均河床高の縦断分布を示す。洪水ピーク時の解析水面形は、24km~23km区間では痕跡水位より高く計算されているが、狭窄部と笛吹川の合流による堰上げられた水面形を説明している。24km~23km区間では、解析の平均河床高が実測の河床高よりも上昇しているが、これは、上流から流入した土砂が、この区間に比較的多く堆積したため水位が高めに計算されている。

図-11は平衡流砂モデルと非平衡流砂モデルにおける河床変動解析結果の比較を示し、図-12は洪水前後の実測横断測量、平衡流砂モデルと非平衡流砂モデルによる解析洪水後の横断面形を示している。平衡流砂モデルでは、



(a) 平衡流砂モデル (b) 非平衡流砂モデル

図-11 平衡流砂モデルと非平衡流砂モデルにおける河床変動解析結果の比較

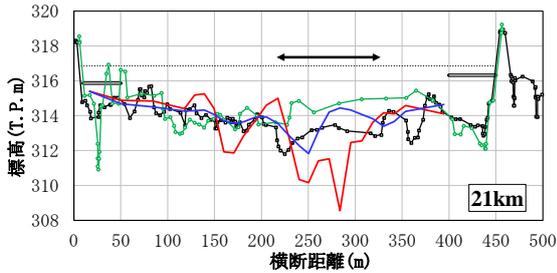
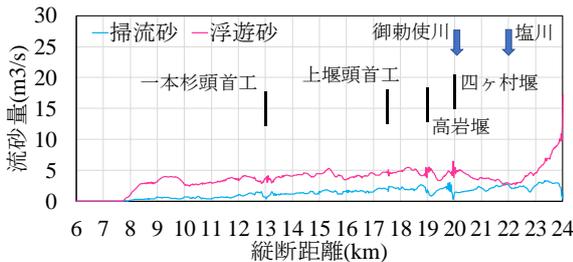
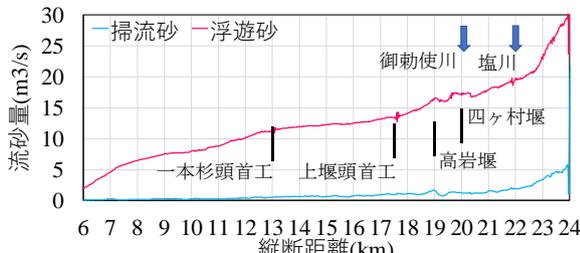


図-12 洪水前後の横断面図(21km)



(a) 平衡流砂モデル



(b) 非平衡流砂モデル

図-13 平衡流砂モデルと非平衡流砂モデルにおける洪水ピーク時の流砂量縦断分布の比較

図-11, 図-12に示すように初期の主流路位置が大きく洗掘されている。これは、平衡流砂モデルでは底面せん断力の大きくなる場所で、掃流砂量や浮遊砂の浮上量が多くなり、洗掘量が大きくなるためである。一方、非平衡流砂モデルでは、流砂量はその場のせん断力だけでなく上流側等の周囲の流砂量の影響を受けて算出されるため、主流路での顕著な深掘れや流れの集中は見られない。図-12に示すように、非平衡流砂モデルでは洪水後の解析横断面形には、実測で見られる、河道中央付近の堆積傾向が計算されており、解析結果の改善が見られる。

図-13は、平衡流砂モデルと非平衡流砂モデルにおける洪水ピーク時の流砂量縦断分布の比較を示す。平衡流砂

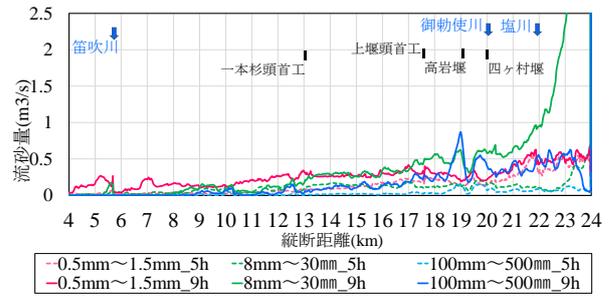


図-14 掃流砂量縦断面図

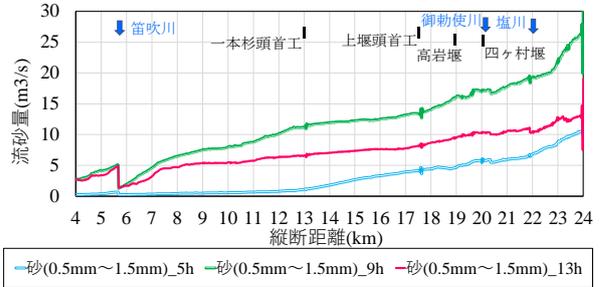


図-15 浮遊砂量縦断面図

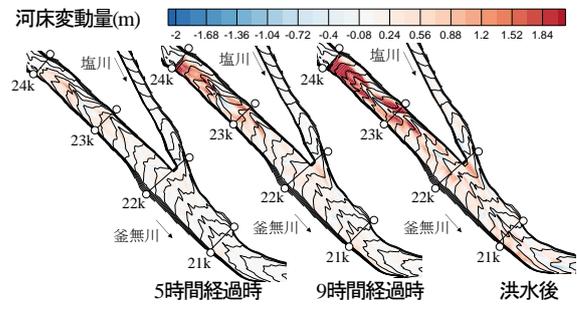


図-16 河床変動カウンター図(上流区間)

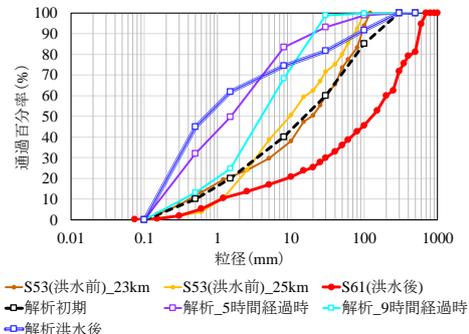


図-17 河床表層材料の存在割合(24km)

モデルでは上流付近で浮遊砂量が大きく減少している。それに対し、非平衡流砂モデルでは、浮遊砂量、掃流砂量共に下流に向かって徐々に減少しており、上流区間から流入した土砂が、実測で堆積が顕著に見られた13kmから下流区間まで輸送され、堆積する傾向が計算出来ている。これらのことから、本研究で構築した非平衡流砂モデルに基づいた河床変動解析法は、平衡流砂モデルに比べて、上流山地から大量の土砂が流入する河川の洪水時の河床変動の解析に有効であることが分かる。

## (2) 河床表層粒度分布の縦断変化

本節では、土砂堆積と河床表層材料の細粒化について非平衡流砂モデルの解析結果から考察する。図-14は洪水

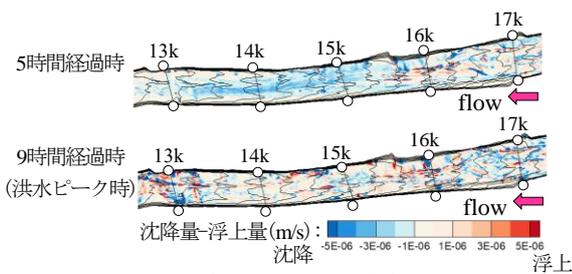


図-18 浮遊砂の浮上量と沈降量の差

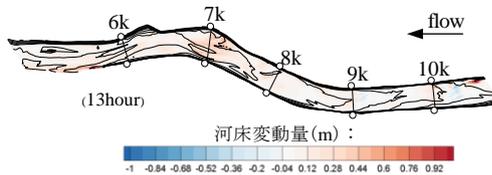


図-19 河床変動量コンター図(13時間経過時)

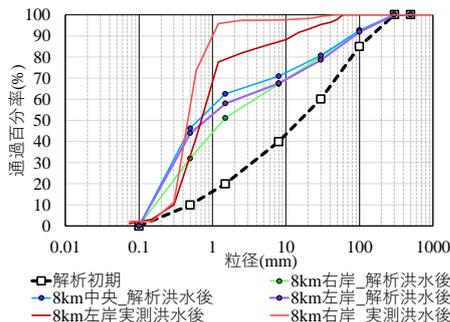


図-20 河床表層材料の割合(8km)

ピーク時における各粒径の掃流砂量の縦断分布を示し、図-15は粒径0.5mm～1.5mm(砂)の浮遊砂量縦断分布の時間変化を示す。洪水開始から5時間経過時では掃流砂量が少ないが、洪水ピーク時(9時間経過時)になると、図-14に示すように、8mm以上の掃流砂量が多くなっている。24-20km付近では掃流砂量が縦断的に急激に減少していることから、粗い材料の土砂がこの区間に堆積している(図-16)。図-17は24km地点の解析初期の粒度分布と河床表層の存在割合の時間変化を示しており、河床表層の存在割合は洪水開始から5時間経過時では細粒化するものの、洪水ピーク時に粗い材料が流入し、粗粒化が生じていることが分かる。しかし、洪水減水期になると、流入土砂の浮遊砂が多くなるため、洪水後の河床表層割合は再び細粒化し、洪水後の実測のような粗粒化は再現出来なかった。従って、上流区間の河床変動や粗粒化を説明するためには、上流からの各粒径の供給土砂量グラフとその波形について、流量ハイドログラフとの波形のズレを考慮した検討が必要である。

次に下流区間について考察する。図-15より、洪水増水期の5時間経過時では、浮遊砂量が17-13km付近で縦断的に減少している。このため、図-18に示す浮遊砂から掃流砂への沈降量と掃流砂からの浮上量の差の図より、5時間経過時の17-13km付近では浮遊砂の沈降量がほとんどの場所で多くなっている。しかし、洪水ピーク時(9時間経過)になると、堆積した細粒土砂が再浮上するため、細砂の浮上が生じる場所が多くなっている(図-18)。その結果、浮遊砂量の縦断的な減少割合が小さくなり(図-15)、浮遊

砂が掃流砂との交換を行いながら下流に輸送されていることが分かる。8kmより下流では、図-15に示すように浮遊砂量が急激に減少していることから、輸送された細粒土砂が堆積した(図-19)。図-20は、8km地点の洪水後の実測粒度分布と洪水前後の解析粒度分布の変化を示しており、下流区間の細粒土砂の堆積により、解析の洪水後の河床表層の細粒化が生じていたことが分かる。一方、図-10で示したように、下流区間の解析平均河床高は実測洪水後の平均河床高と比較して土砂堆積量が少なく、上流端からの土砂の供給の仕方、河岸等からの土砂供給について検討が必要である。

## 5. 結論

本研究では、大量の土砂流入を伴う釜無川昭和57年8月洪水について、準三次元洪水流解析と細砂から石礫粒子の幅広い粒径の非平衡運動を考慮した新しい河床変動解析法を構築し、洪水時の土砂堆積と縦断的な分級現象を考察した。

本研究で新たに構築した非平衡流砂モデルでは、平衡流砂モデルで計算された主流路位置での深掘れが改善された。さらに本解析では、上流山地から流入した細砂が下流へ輸送され堆積することで、実測のような下流区間の細粒化を説明出来た。

しかし、上流区間については、解析の洪水減水期に細粒土砂が多く流入していたことから、実測に見られた河床材料の粗粒化が再現出来なかった。そのため、上流山地流域からの各粒径の供給土砂量グラフとその波形について流量ハイドログラフの波形のズレを考慮して検討する必要がある。

## 参考文献

- 1) 福岡捷二：石礫河川の移動床水理の諸問題と解決への道筋、水工学に関する夏季研修会、Aコース、Vol.44, pp.A-I-A25, 2008.
- 2) 竹村吉晴、福岡捷二：波状跳水・完全跳水及びその減勢区間における境界面(水面・底面)上の流れの方程式を用いた非静水圧準三次元解析(Q3D-FEBS)、土木学会論文集B1(水工学)、Vol.75, No.1, pp.61-80, 2019.
- 3) 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, pp.1-20, 2012.
- 4) 板倉忠興：河川における乱流拡散現象に関する研究、土木試験所報告、第83号、1984
- 5) 岡安光太郎、池田博明、福岡捷二、後藤岳久：大量の土砂が流入する河川の境界条件である土砂量ハイドログラフの実用的推定法の研究-平成7年7月姫川大洪水を例にして-、河川技術論文集、第24巻、pp.167-172, 2018.
- 6) 芦田和男、道上正規：移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究、土木学会論文報告集、第206号、pp.59-69, 1972.

(2020. 4. 2受付)