

札内川の河道変遷を考慮した治水と環境の調和した 安定な河道縦・横断形状に関する研究

Study of Stable Cross-sectional Forms Harmonizing the Flood Control and River Environment in the Satsunai River

福岡 捷二¹
Shoji FUKUOKA

¹中央大学 理工学部特任教授 研究開発機構教授

要 旨

昭和50年頃の札内川は、低水路と高水敷の比高差が少ない広く浅い断面形状を有していた。しかし、低水路線形の蛇行度が大きく、蛇行頂部が堤防に接近する箇所が多く存在し、堤防侵食の危険性が高かった。この対応策として昭和53年に連続水制による低水路線形是正策が立案され、連続水制の整備が進められたことで低水路蛇行は抑制され、現状の低水路線形は、中小洪水に対しては安定してきている。しかし、低水路の断面形状を狭くしたために、昭和50年頃の河道と比較すると、河床低下により高水敷との比高差が増大し、狭く深い断面形状へと変化してきた。このような狭く深い断面形状と連続水制を有する河道に大出水が生じた場合、低水路沿いの水制周辺の水掘り、さらには高水敷および堤防の侵食による災害が懸念される。札内川における大洪水への安全性の確保、及び中・小洪水に対して治水・環境の両面から見て、望ましい河道の縦・横断面形状はどのようなものかについて明らかにする必要がある。このためには、連続水制を有する急流石礫河川札内川の流れ、及び土砂移動を適切に説明できる洪水流・河床変動解析法の構築が必要となる。

著者は、平成22年度の研究成果報告書において、H13年9月の既往最大洪水のデータを用い、洪水水面形の時間変化を用いた札内川の洪水流・河床変動解析法の検討を行った。しかし、検討対象とした札内川14k～22k区間においては、2地点のみの水位観測値及び痕跡水位縦断形を用いた検討であったため、水面形の精度が低く、そのため流量ハイドログラフや河床変動機構の詳細な検討ができず、目的とした石礫河川の解析モデルの検証が不十分であった。

このような背景のもとに、本研究では、H23年9月に発生した洪水において縦断的に密に測られた水位データを用い、連続水制を有する札内川における洪水中の流れ・河床変動の観測結果を説明できる石礫河川の洪水流—河床変動解析法について検討を行った。

《キーワード：石礫河川；連続水制；水面形の時間変化；土砂動態》

1. 序論

札内川は、粗石（粒径7.5cm～30cm）、礫および砂の河床材料で構成される急流石礫河川である。洪水時には河床が大きく変動し、滯筋や水衝部が洪水ごとに移動する特徴を有する。図-1に、札内川（14k～22k区間）の水制工・低水路護岸工の設置位置を、図-2に河道変遷（各年の河床高と昭和46年平均河床高の差で表現）を示す。また、図-3には、15k及び19.2kの横断形状の変化を示す。昭和46年、昭和53年の低水路は、高水敷との比高差が少ない広く浅い断面形状を有していた。しかし、低水路線形は大きく蛇行し、蛇行頂部が堤防に接近する箇所が多くあり、堤防侵食の危険性が高かったことから、主に護岸工による堤防保護を行ってきた。しかし、護岸工では十分な水衝部対策となり得なかったために、昭和53年に、連続水制による低水路線形是正策が立案され、この計画に従い連続水製の整備が進められたことにより低水路蛇行は抑制され、現状の低水路線形は、中小規模の洪水に対しては安定し、連続水制による河道安定化策は効果を発揮している¹⁾。しかし、図-3に示すように現状の低水路断面形状は、低水路と高水敷の比高差が増大し、狭く深い断面形状へと変化してきた。このような現河道に大出水が発生した場合、低水路沿いの水制周辺の洗掘、さらには高水敷・堤防の侵食が懸念される。札内川の適切な河道管理のためには、大中小の流量規模における流れと縦横断的な土砂動態を把握し、治水と環境の調和した河道縦・横断形状を検討する必要がある。このためには、連続水制を有する急流河川札内川の流れと巨礫を含む土砂動態を説明する洪水流・河床変動解析法の構築が必要となる。

著者ら²⁾は、石礫河川の土砂移動・河床変動を説明する解析法として、常願寺川現地実験で明らかとなった河床変動機構を考慮した二次元河床変動解析法と水面形の時間変化を用いた非定常洪水流解析法との一体モデルを検討してきた。石礫河川の土砂移動には、河床表層の凹凸形状が大きく影響するため、土砂移動のモデル化には、凹凸形状を十分に考慮する必要がある。著者らは、河床表層の凹凸形状を表現するために、常願寺川において河床表層凹凸分布調査を実施し、その成果から河床表層の凹凸形状を表現する方法を構築した。石礫河川の二次元河床変動解析法は、この河床表層凹凸分布の関係を考慮し、離脱・流下・堆積の各評価式を構築している。

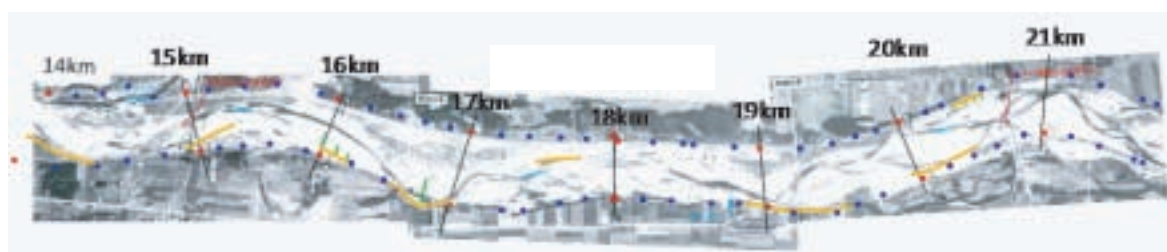
著者ら³⁾は、上述の解析法と既往の解析法⁴⁾⁵⁾を用い、札内川の洪水流、土砂動態の解明を試みた。検討対象は、H13年9月に発生した既往最大の洪水流とし、この解析結果と実測値との比較から以下のような成果と課題が明らかとなった。

- ① 観測水位、観測流量ハイドログラフと解析結果との比較から、解析値は観測結果を十分には説明できなかった。これは、水位観測点が南帯橋と第2大川橋の2点でしか測られていなかったこと、第2大川橋での河床変動が非常に大きかったために、上流端境界条件として10km程度下流の南帯橋の水位データを用いなければならなかったことが流量推算精度に大きく影響した。また、札内川のような急流石礫河川の流量ハイドログラフや河床変動の予測精度を向上させるためには、数kmピッチで観測された洪水水面形の時間変化が必要であることが明らかとなった。数kmピッチで水位が測られれば、信頼性の高い観測水面形の時間変化が得られ、解析水面形との比較から流量ハイドログラフおよび河床抵抗について、精度良い検証を行うことが可能となる。また、洪水中の河床変動の影響は水面形の時間変化に含まれることから、観測水面形の時間変化を解とするように解析することにより、解析による洪水中の河床変動を縦断的に検証することが可能となり、河床変動解析の精度向上を図ることができる。
- ② 水制周辺の洗掘等、粗粒化し大きな粒径集団が安定に寄与する箇所については既往の解析法に比べ著者らの解析法が説明力を持つことが明らかとなった。一方、流砂量は、実測に比べ全体的な河床変動量が小さくなったことや細粒分の移動量が少なく見積もられたことなど、札内川の現象を十分

に説明できなかったことから、各粒径の移動モデルに関して検討が必要であることが明らかとなった。

以上の課題が明らかとなったことから、本年度は、観測体制の充実とともに、解析法の改善を進めた。これまで、2箇所で行われていた水位観測に加え、新たに簡易水位計を設置し、計8箇所で洪水中の水位観測を実施した。H23年9月に出水があり、この観測体制により縦断的な水位観測の時系列値が得られた。また、解析モデルに関しては、離脱量算定に関して課題が明らかになり、その改良を行った。

本研究では、はじめに、改良した離脱量算定方法を取り込んだ、石礫河川の二次元河床変動解析法について説明する。次に、本解析法と既往の解析法を、縦断的な水位観測値が得られたH23年9月洪水データに適用し、解析結果と観測値との比較から、既往の洪水流—河床変動解析法を石礫河川に適用した場合の問題点を指摘するとともに、改良した本解析法の適合性の向上と残された課題について示している。



(a) S42年（黄色ライン：低水路護岸工，緑ライン：水制工）



(b) H13年（黄色ライン：低水路護岸工，青ライン：水制工）

図-1 札内川（14km～22km）の河道変遷

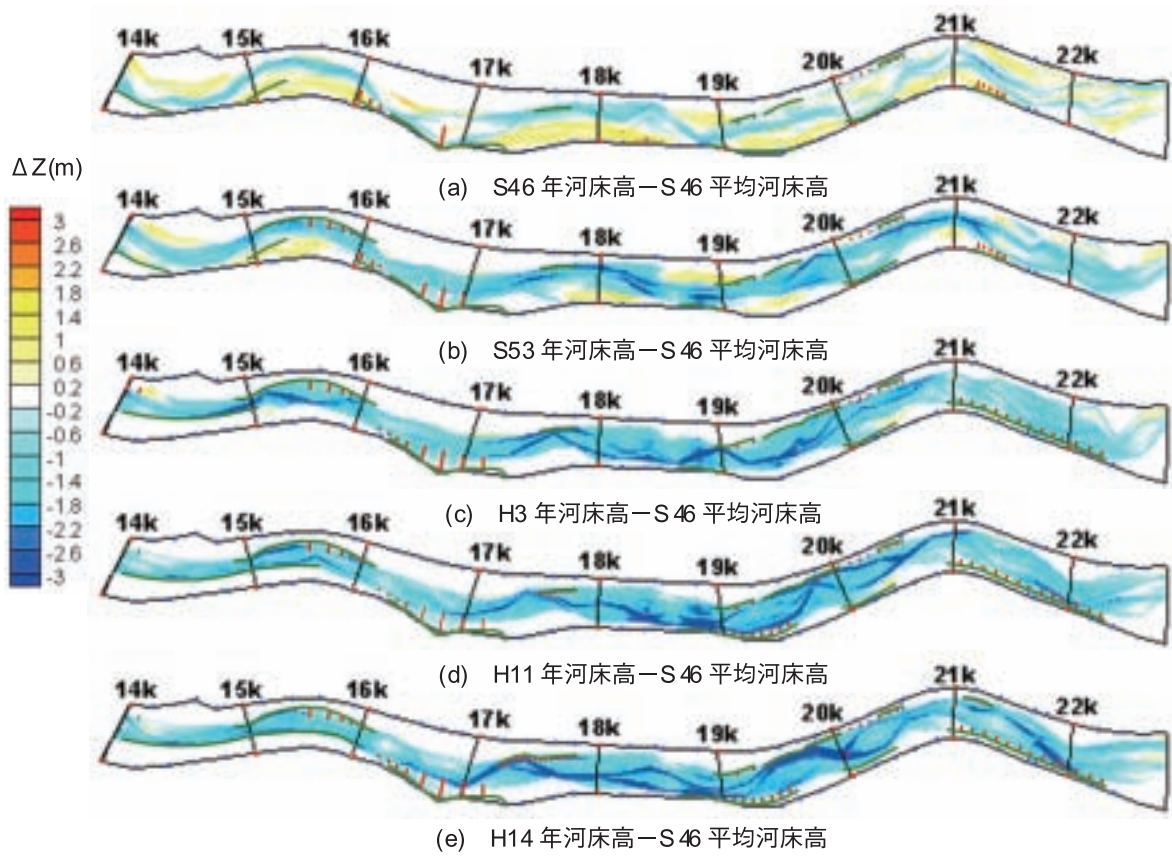


図-2 昭和46年を基準とした河床変化高（緑ライン：低水路護岸工，赤ライン：水制工）

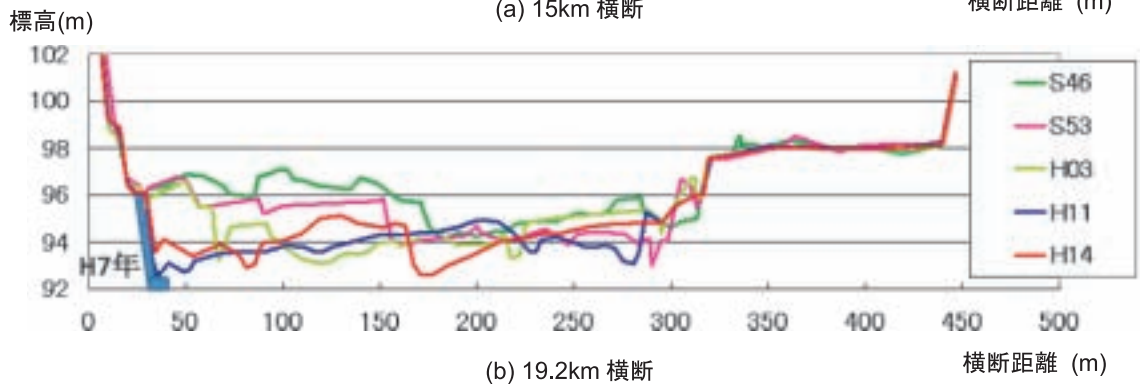
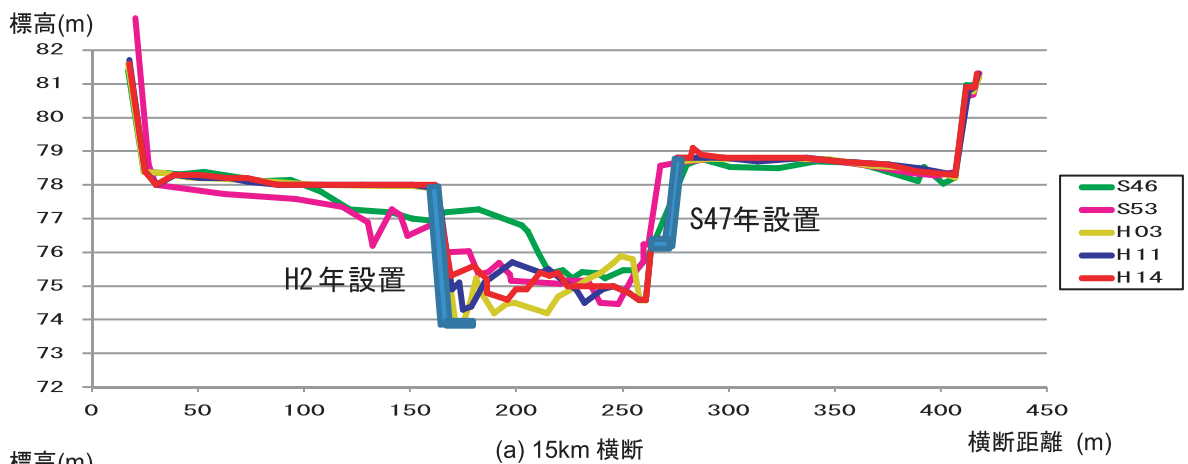


図-3 河道横断形状の経年変化

2. 石礫河川の二次元河床変動解析法

図-4に石礫河川の河床変動解析法の過程を示す。本解析モデルは、洪水流の水面形の時間変化を用いた非定常二次元洪水流解析法と石礫河川の二次元河床変動解析法を一体的に扱うものである。石礫河川の河床変動解析法は、流砂現象の各過程（離脱・流下・堆積）について、それぞれモデル化を行い、流砂量はそれらを総合して評価している。石礫河川の河床変動解析法では、図-4に示すように、まず、各粒径粒子の離脱量および堆積量の算定を行う。離脱量は、各粒径粒子に対して離脱判定を行った後、離脱すると判断された粒子に対して、大きな粒径の遮蔽効果を考慮した離脱量式にて離脱量の算定を行う。堆積量は、各粒径の堆積割合を河床の凹凸を考慮した跳躍解析から求め、堆積割合と流砂体積の積により評価する。その後、離脱量および堆積量を用いて、流砂体積、各粒径の平均高さおよび各粒径の表層割合を算出する。流砂量は、流砂体積と粒子速度の積にて評価する。以下に、各項目について詳細に説明する。

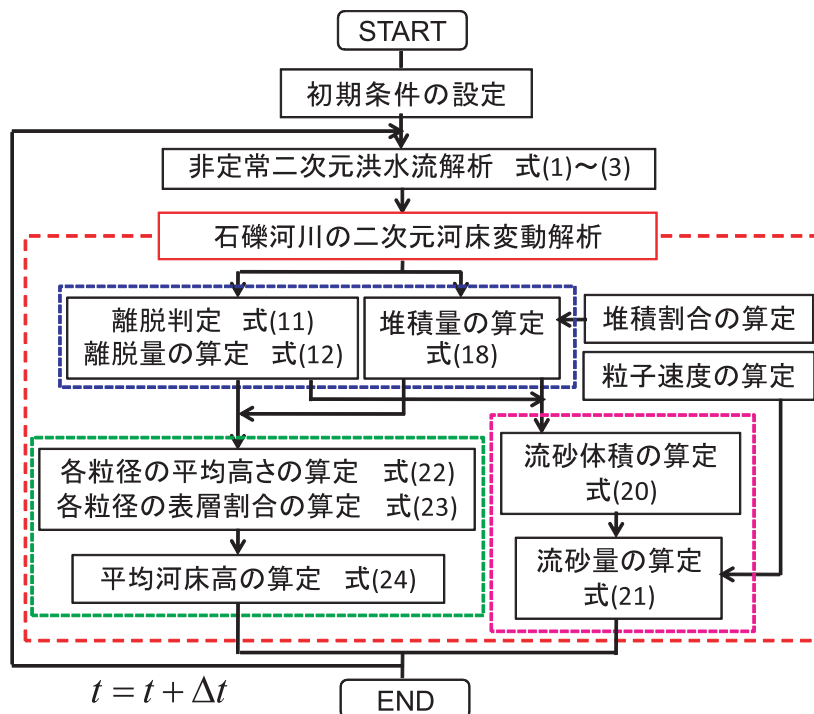


図-4 石礫河川の河床変動解析法の過程

(1) 非定常二次元洪水流解析

非定常二次元洪水流解析に用いる連続式と運動方程式を以下に示す。解析モデルは、河道の平面形状を適切に考慮できるように一般座標系（ ξ, η 座標）を用いている。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{h}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{q^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{q^\eta}{J} \right) = 0 \quad \dots \quad (1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{q^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{u^\xi q^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{u^\eta q^\xi}{J} \right) - \frac{q_x}{J} \left(u^\xi \frac{\partial \xi_x}{\partial \xi} + u^\eta \frac{\partial \xi_x}{\partial \eta} \right) - \frac{q_y}{J} \left(u^\xi \frac{\partial \xi_y}{\partial \xi} + u^\eta \frac{\partial \xi_y}{\partial \eta} \right) \\ & = -gh \left(\frac{\xi_x^2 + \xi_y^2}{J} \frac{\partial H}{\partial \xi} + \frac{\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial H}{\partial \eta} \right) - \frac{F_{D90}^\xi}{\rho J} + D^\xi \quad \dots \quad (2) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{q^n}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{u^\xi q^n}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{u^\eta q^n}{J} \right) - \frac{q_x}{J} \left(u^\xi \frac{\partial \eta_x}{\partial \xi} + u^\eta \frac{\partial \eta_x}{\partial \eta} \right) - \frac{q_y}{J} \left(u^\xi \frac{\partial \eta_y}{\partial \xi} + u^\eta \frac{\partial \eta_y}{\partial \eta} \right) \\ & = -gh \left(\frac{\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial H}{\partial \xi} + \frac{\eta_x^2 + \eta_y^2}{J} \frac{\partial H}{\partial \eta} \right) - \frac{F_{D90}^\eta}{\rho J} + D^\eta \dots \dots \dots (3) \end{aligned}$$

ここに、 h ：水深、 q^ξ ： q^n 単位幅流量の反変成分、 u^ξ ： u^n 流速の反変成分、 H ：水位、 J ：ヤコビアン、 $\xi_x, \xi_y, \eta_x, \eta_y$ ：座標変換のメトリックス、 D^ξ ： D^n レイノルズ応力項である。また、 $F_{D90}^\xi, F_{D90}^\eta$ は、河床表層に存在するD80以上の大きな河床材料からの形状抵抗を考慮したものであり、抵抗に寄与する代表粒径をD90として式(4)～式(6)により評価する。

$$F_{D90}^\xi = \xi_x F_x + \xi_y F_y, \quad F_{D90}^\eta = \eta_x F_x + \eta_y F_y \dots \dots \dots (4)$$

$$F_x = N_{D90} \frac{\varepsilon_{D90}}{2} \rho C_D A_{D90} u_{D90}^2 \cdot \frac{u_x}{\sqrt{u_x^2 + u_y^2}} \dots \dots \dots (5)$$

$$F_y = N_{D90} \frac{\varepsilon_{D90}}{2} \rho C_D A_{D90} u_{D90}^2 \cdot \frac{u_y}{\sqrt{u_x^2 + u_y^2}}$$

$$N_{D90} = \frac{0.2}{\alpha_2 d_{90}^2}, \quad A_{D90} = \frac{\alpha_2 d_{90}^2}{2} \dots \dots \dots (6)$$

ここに、 F_x, F_y ：D90による形状抵抗のX、Y方向成分、 N_{D90} ：D90粒径の河床表層に存在する個数、 ε_{D90} ：D90粒径の遮蔽係数、 ρ ：水の密度、 C_D ：抗力係数(=1.0)、 A_{D90} ：D90粒径の投影面積（河床上に半分露出している状態を想定）、 α_2 ：粒子の二次元形状係数(= $\pi/4$)、 u_{D90} ：D90粒径に掛かる流速値であり、流速の代表高さを半径の0.7倍の位置と仮定して対数分布則により求める。 u_x, u_y ：X、Y方向の水深平均流速値である。D90粒径の遮蔽係数 ε_{D90} は、常願寺川での実験値から h/d_{90} と ε_{D90} の関係を整理した結果、図-5に示す関係を得た。この図から、 ε_{D90} は、 h/d_{90} の変化に対してほぼ一定値と見なせることから、平均値を採用して $\varepsilon_{D90}=0.48$ とした。

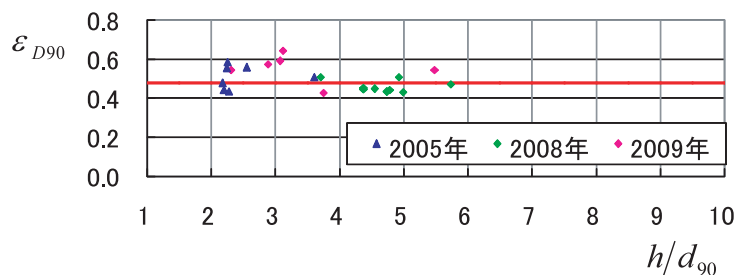


図-5 D90の遮蔽係数

(2) 石礫河川の表層石礫凹凸分布

図-6(a)のA, B粒子のように、同じ粒径においても高さの違いがあり、この高さの違いが河床の凹凸を形成し、離脱や堆積の各現象に影響している。このような石礫河川における河床表層の凹凸形状を知るために、常願寺川現地実験水路を対象として河床表層の凹凸分布（各粒径の高さ分布）を調査した。本調査では、この各粒径の平均高さ $\overline{Z_{Bk}}$ を基準とし、図-6(b)に示すような各粒径ごとの高さの分布 f_{zk} を得ることを目的とする。

調査は、2009-Case4終了後の実験水路において直線区間に位置するNo.0断面およびNo.16断面の低水路河床において、各箇所につき1.6m×1.6mの範囲で行った。写真-1のように、範囲内に存在する石礫にシールを付けて番号を振り、各石礫の頂点高 Z_{Bk} をトータルステーションで計測するとともに、粒径を写真撮影から計測した。また、平均河床高把握のため、0.2m×0.2mの範囲内で1点ずつ砂面高 Z_S を計測した。

図-7に、高さ分布の調査結果を示す。調査した粒径を3区分（40mm以下、40mm～75mm、75mm以上）に分けて整理した。縦軸は、砂面高 Z_S を基準とした高さ、横軸は、個数割合を示している。各分布は、乱れてはいるものの正規分布形状に近い形をとっていることから、各分布の平均高さを頂部とする正規分布と仮定して整理を行った。すなわち、式(7)で分布形状を表現し、図-7の各粒径階の高さ分布の標準偏差 σ_k について調べた。

$$f(z') = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_k} \exp\left(-\frac{z'^2}{2\sigma_k^2}\right) \dots\dots\dots (7)$$

$$z' = \frac{Z_{BSk} - \overline{Z_{BSk}}}{\sigma_k} \dots\dots\dots (8)$$

$$Z_{BSk} = Z_{Bk} - Z_S, \quad \overline{Z_{BSk}} = \overline{Z_{Bk}} - Z_S \dots\dots\dots (9)$$

図-8に、調査結果による高さ分布とそれを近似する正規分布（凡例に標準偏差の値を表示）を示す。小さい粒径集団ほど標準偏差が大きく、大きな粒径集団ほど標準偏差が小さい傾向であることが分かる。これらの関係を図-9にまとめた。 d_m は各調査箇所の平均粒径を示す。標準偏差の分布は、式(10)で近似される。

$$\sigma_k = \min\left\{0.435 + \exp\left(-6\frac{d_k}{d_m}\right), 0.6\right\} \dots\dots\dots (10)$$

ここで、標準偏差値は大きな値はとらないと考え、その上限を0.6で打ち切った。この得られた関係を、石礫河川の河床変動解析法に組み込み、河床の凹凸を考慮した離脱・堆積モデルに反映する。

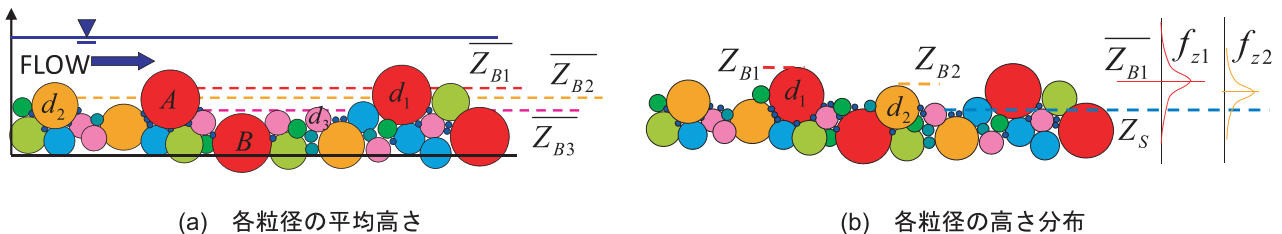


図-6 各粒径の平均高さと同粒径の高さ分布の関係

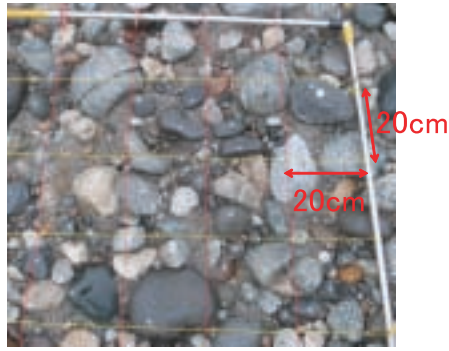


写真-1 石礫高さ分布調査箇所の河床の状況

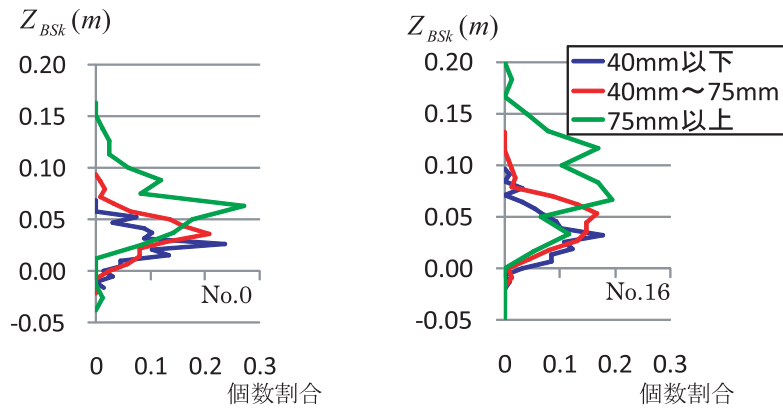


図-7 各粒径階の高さ分布

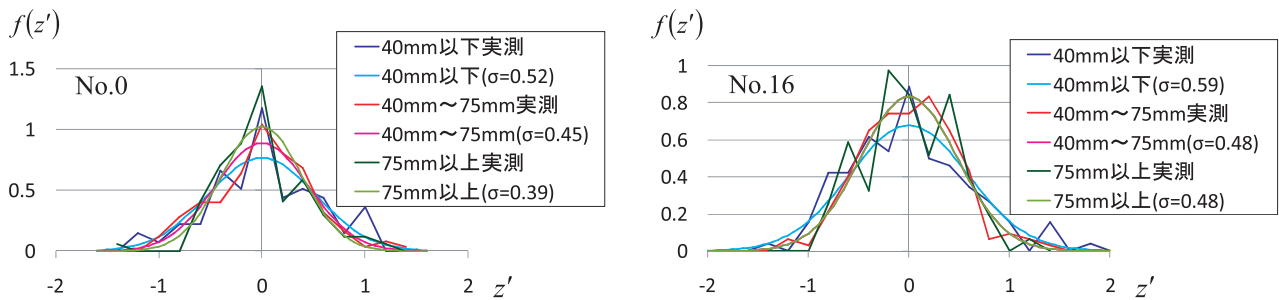


図-8 調査した高さ分布と正規分布

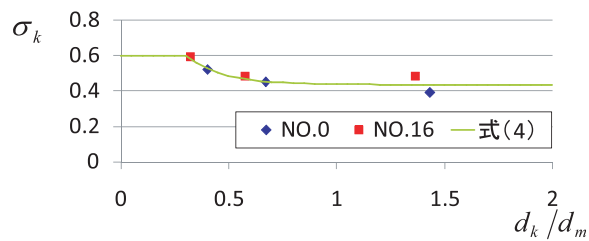


図-9 標準偏差と粒径の関係

(3) 離脱量の算定方法

既報の方法²⁾では、各粒径の離脱は、各粒径の中で高い位置に存在するものが離脱する可能性が高いとの考えから、**図-10**のA粒子のように高い位置に存在する粒子(各粒径の平均高さから半径以上高いもの)に限定して離脱判定、離脱量の算定を行っていた。この方法は、常願寺川現地実験のように、大きな粒子が余り移動せず、安定している場合においては問題が生じなかった。しかし、札内川のように大きな粒子も洪水中に活発に移動する場合には、問題が生じる。すなわち、**図-10**のB粒子やC粒子も移動できる状態である場合、これらの粒子の離脱を評価できず、結果的に離脱量を少なく見積もることになっていた。どの高さの粒子までが移動できるかについては、各粒径に対して流体力に応じた適切な判断が必要となる。そこで、離脱判定および離脱量算定について、以下のような改善を行った。

離脱判定は、既報の方法と同様に**図-11**のように抗力と揚力を考慮した、モーメントの釣り合い式を用いる。これまでは、粒子高さは、**図-12**のように各粒径の半径分高い位置とし、角度 θ_k は、**図-13**のように各粒径と平均粒径との関係で決めていた。これら決められた高さ、角度の中で、離脱するかしないかの判定を行っていた。改善策としては、離脱出来る全ての粒子をしっかりと判断できるように、**図-14**のように粒子高さ、角度(10度~90度)を変化させ、以下の式により各粒径の離脱限界の高さを評価するようにした。

$$\beta_{i,j,k} = \frac{\frac{\alpha_{zk}}{2} \rho C_D \varepsilon_a \alpha_2 d_k^2 u_{fk}^2 + \frac{\alpha_{xk}}{2} \rho C_L \varepsilon_a \alpha_2 d_k^2 u_{fk}^2}{\alpha_{xk} \cdot (\rho_s - \rho) g \alpha_3 d_k^3} = 1.0 \quad \dots\dots\dots (11)$$

$$\alpha_{xk} = \frac{d_k}{2} \sin \theta_k, \quad \alpha_{zk} = \frac{d_k}{2} \cos \theta_k$$

ここに、 i, j : 計算メッシュの流下方向および横断方向の番号、 ε_a : 流体力を受ける投影係数、 C_L : 揚力係数で、Chepil⁶⁾⁷⁾により測定された抗力・揚力比を参考に $C_L=0.85$ とした。 ρ_s : 粒子の密度、 α_3 : 粒子の3次元形状係数($\pi/6$)である。 u_{fk} : 粒子に掛かる流速値で、対数分布則により求める。流速の代表高さの算定方法を**図-15**に示す。離脱判定粒子の底部が平均河床より低い場合と高い場合に分け、 α_u を0.7として流速代表高さを求め、流速値を算定した。

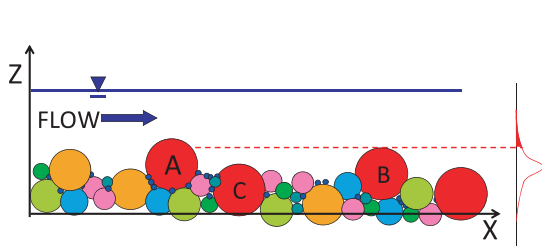


図-10 離脱と河床凹凸の関係

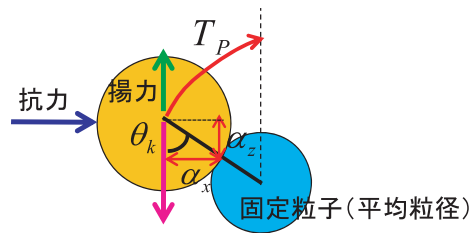


図-11 離脱計算の概要

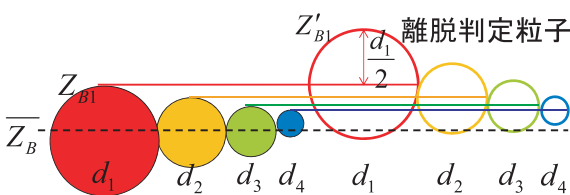


図-12 離脱判定粒子の高さ

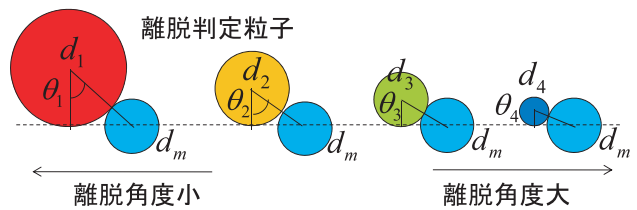


図-13 離脱角度設定の概要

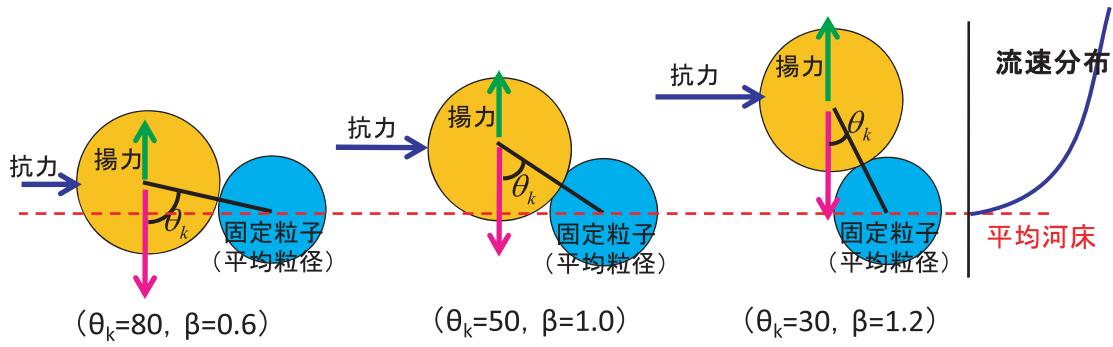


図-14 離脱限界高さの算定方法（この例では $\theta = 50$ 度が離脱限界）

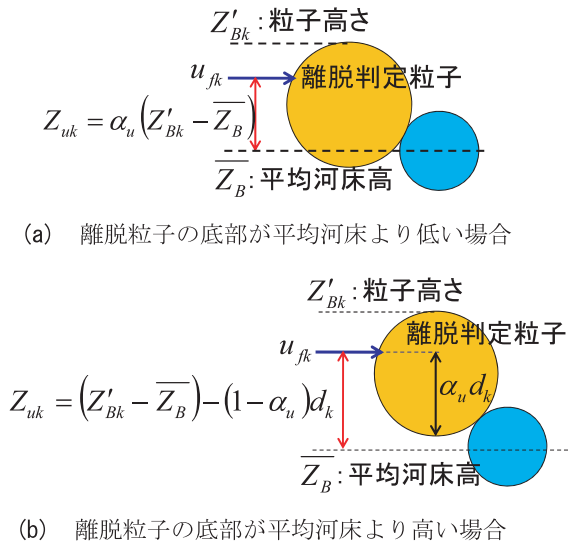


図-15 離脱粒子に掛かる流速値の算定方法

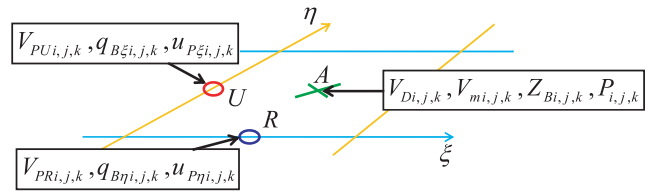


図-16 各変数の定義点

河道縦横断勾配が離脱に影響することから⁸⁾⁹⁾ 角度 θ_k に河床縦横断勾配を考慮した。離脱量 V_p は、図-16に示すように、メッシュの边上（U点、R点）でそれぞれ算定する。U点では、流速ベクトルと同じ方向の勾配（縦断勾配）を角度 θ_k に付加し、R点では、流速ベクトルに対して直交方向の勾配（横断勾配）を付加した。

式(11)の離脱判定において、各粒径の離脱限界以上の粒子を対象に式(12)にて離脱量の算定を行う。

$$V_{Pi,j,k} = \varepsilon_{Pi,j,k} \frac{N_{Pi,j,k} \alpha_3 d_k^3}{T_{Pi,j,k}} \dots \dots \dots (12)$$

ここに、 ε_p :各粒径の離脱割合、 N_p :各粒径の河床表層に存在する全個数 ($=P_k/\alpha_2 d_k^2$)、 T_p :河床からの離脱時間であり、図-11に示すように固定粒子を乗り越えるまでの時間と定義し、粒子の運動方程式を用いて算定する。式(12)の形は、中川・辻本ら⁸⁾、村上ら¹⁰⁾のものと同様である。石礫河川における大きな粒径集団による特徴的な遮蔽効果は、各粒径の離脱割合 ε_{pk} に反映する。各粒径の離脱割合 ε_{pk} は、各粒径の高さ分布から算定される基本離脱割合 ε'_{pk} と他の大きな粒径集団の遮蔽効果による離脱抑制を考慮した ε_{wsk} を用いて、以下の式により評価する。

$$\varepsilon_{Pi,j,k} = \varepsilon'_{Pi,j,k} \varepsilon_{ws i,j,k} \dots \dots \dots (13)$$

各粒径の基本離脱割合、 ε'_{pk} は、離脱限界粒子よりも高い位置に存在する粒子は離脱可能であると考え、

図-17に示すように、表層に存在する粒子の中で離脱限界粒子よりも高い位置に存在する粒子割合から求める。ただし、基本離脱割合は、離脱時間TP内に離脱する粒子を想定しており、移動限界以上の河床表層にある全粒子が、離脱時間TP内に一度に離脱するとは考えられない。算定する離脱時間は、あくまでも理想的に粒子に流体力が作用し、振動等が生じることなく離脱した場合の時間を算定しており、実際には、流体力が掛かっていても、振動等を起こしながら徐々に離脱に至るものが多く存在するため、基本離脱割合には、これを考慮する必要がある。本研究では、離脱限界以上の粒子の中で、10%の粒子が離脱時間TP内に離脱すると設定 ($\varepsilon_r=0.1$) し、以下の式により基本離脱割合を算定した。

$$\varepsilon'_{Pi,j,k} = \varepsilon_r \int_{Z'_{Bk}}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{i,j,k}} \exp\left(-\frac{z^2}{2\sigma_{i,j,k}^2}\right) dz \quad \dots\dots\dots (14)$$

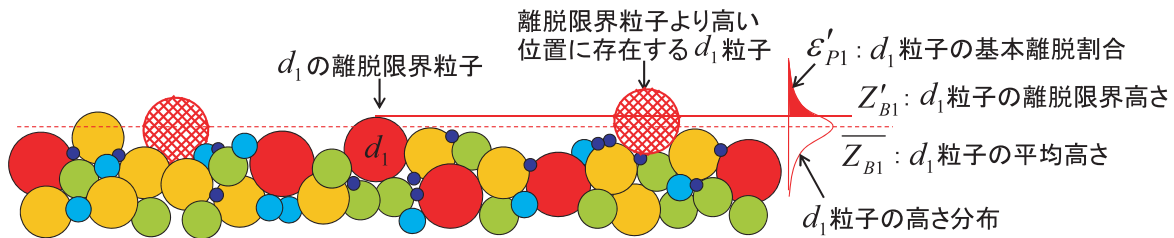


図-17 基本離脱割合

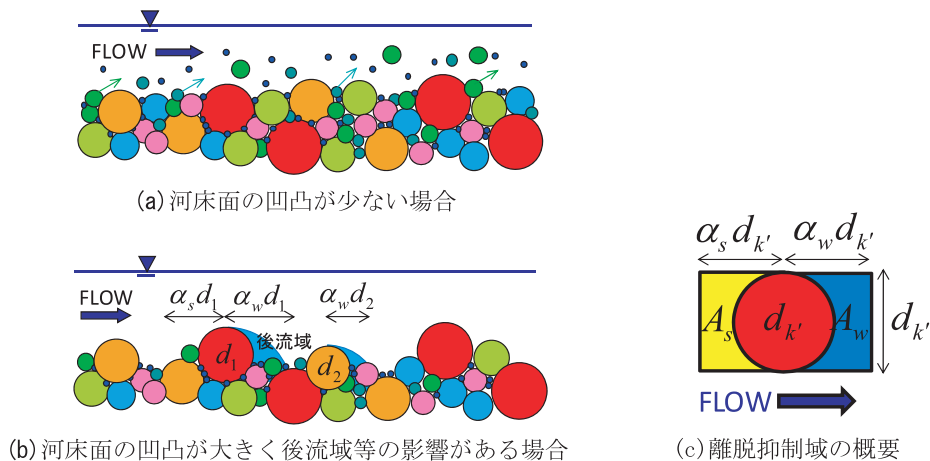


図-18 大きな粒径による遮蔽効果

大きな粒径による遮蔽割合 ε_{wsk} の算定方法について説明する。図-18(a)のように大きな粒径と小さな粒径の高さが余り変わらない状態では、後流域などによる大きな粒径による離脱抑制効果は小さく、土砂は離脱しやすいと考えられる。しかし、図-18(b)のように大きな粒径集団と小さな粒径集団の高さに差が付いた状態では、小さな粒径集団の中で突出した大きな粒子の前面や背後（後流域）に位置するものは遮蔽効果により離脱しないと考えられる。大きな粒子による遮蔽割合 ε_{wsk} は、突出した大きな粒径の背後に存在する割合（後流域の影響） ε_{wk} と、突出した大きな粒子が下流側に存在する割合 ε_{sk} を考慮し、以下の式により評価する。

$$\varepsilon_{wsk} = 1 - (\varepsilon_{wk} + \varepsilon_{sk}) \quad \dots\dots\dots (15)$$

それぞれの遮蔽割合は、面積割合により評価する。図-18(c)に示すように大きな粒子の後流域の面積を A_w 、大きな粒子が離脱粒子の下流側に存在することにより離脱が抑制される面積（離脱抑制面積）を

A_s とし、これらの面積に存在する小さな粒子は、離脱しないと定義する。大きな粒子 k' (粒径 $d_{k'}$) の各面積は、図-18(c)のように流下方向に対して幅 $d_{k'}$ の長方形を設定し、流下方向の長さは粒径 $d_{k'}$ を基準として各長さを規定する α_w, α_s という係数を設定すると、各面積は式(16)により評価される。

$$A_{wk'} = \alpha_w d_{k'}^2, \quad A_{sk'} = \alpha_s d_{k'}^2 \quad \dots\dots\dots (16)$$

ここで、大きな粒子 k' は、 $d_{k'} \geq d_m$ かつ $d_k \geq d_{k'}$ となる粒径とする。また、大きな粒子 k' の中でも、粒子高さが低いものは遮蔽効果を持たず、突出した高い位置に存在する粒子のみが遮蔽効果を持つと考えられる。そのため、小さな粒子 k に対して遮蔽効果を持つ高い位置に存在する大きな粒子 k' の割合を評価する必要がある。大きな粒子 k' の中で小さな粒子 k に対して後流域の影響を与える(高い位置に存在する)割合を $P_{wk,k'}$ 、大きな粒子 k' の中で小さな粒子 k に対して離脱抑制域 A_s を形成する割合を $P_{sk,k'}$ として、それぞれの算定方法を図-19に示す。 $P_{wk,k'}$ は、図-19(a)に示すように粒子 k の離脱判定粒子の高さ Z'_{Bk} よりも高い位置に存在する大きな粒子 k' の割合とした。また $P_{sk,k'}$ は、粒子 k の離脱判定粒子の高さ Z'_{Bk} と図-11に示す離脱判定に用いる固定粒子の高さ Z'_{BPK} を比較して低い方の高さを選定し、それより高い位置に存在する大きな粒子 k' の割合を $P_{sk,k'}$ とした。粒子 k に対する遮蔽効果 $\varepsilon_{wk}, \varepsilon_{sk}$ は、大きな粒径集団 ($k'=1 \sim nk'$) からの遮蔽効果を総合し、以下の式により求める。

$$\varepsilon_{wk} = \sum_{k'=1}^{nk'} \left(\frac{P_{wk,k'}}{\alpha_2 d_{k'}^2} A_{wk'} \right), \quad \varepsilon_{sk} = \sum_{k'=1}^{nk'} \left(\frac{P_{sk,k'}}{\alpha_2 d_{k'}^2} A_{sk'} \right) \quad \dots\dots\dots (17)$$

式(16)に含まれる α_w, α_s は、各遮蔽効果の大きさを決める重要な係数であり、これらの係数値を設定する必要がある。図-20は、常願寺川現地実験の通水後のほぼ安定した(土砂移動がほとんどない)状態の河床表層画像である。図には、河床表層に存在する平均粒径以上の核となる大きな石に赤マークを付けた。この河床の状態で土砂移動がほとんど生じていないことから、表層に見える小さな砂礫は、大きな粒径集団に遮蔽されていたと考えられる。そこで、図-20のように小さな砂礫集団がほぼ覆われるように、赤マークの石から下流側に青色枠(後流域 A_w を想定)、上流側に黄色枠(離脱抑制面積 A_s を想定)を設定したところ、 α_w, α_s を概ね1.0~1.5程度とした時に、砂礫集団の領域をほぼ覆うことが分かった。このように写真判読から α_w, α_s の概略数値を決めたのち、最終的な数値の決定は、室内流砂量実験や常願寺川現地実験へ本解析法を適用し、その結果から判断した。適用の結果、 α_w, α_s とも1.0とした場合が、結果の再現性が高かったことから、両係数とも1.0を採用した。

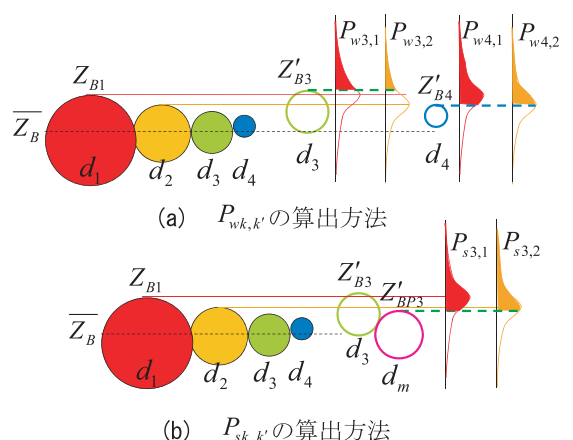


図-19 $P_{wk,k'}, P_{sk,k'}$ の算出方法概要

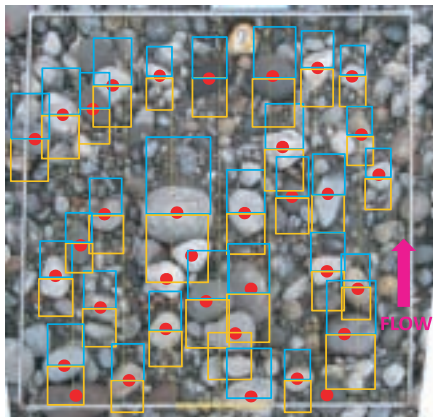


図-20 写真判読による後流域・離脱抑制面積の検討

(4) 堆積量の算定方法

単位時間，単位面積あたりの河床への堆積量 V_{Dk} の算定は，式(18)にて行う。

$$V_{Di,j,k} = P_{Ci,j,k} V_{mi,j,k} \dots\dots\dots (18)$$

ここに， P_{ck} ：各粒径の単位時間あたりの停止割合， V_{mk} ：後述する各粒径の単位面積あたりの流砂体積である。 P_{ck} は，各粒径の跳躍解析から求める。以下にその方法を示す。

関根ら¹¹⁾は，一様粒径において河床面の凹凸を考慮した跳躍解析を行い，砂の停止機構について検討を行った。本解析では，この方法を混合粒径に拡張し，河床の粒度分布と凹凸分布を考慮した河床上での跳躍解析から，停止割合の算定を行う。図-21に跳躍解析に用いる河床面の作成例を示す。粒度分布と各粒径の高さ分布に対応するように河床面を形成し，この形成した河床面を用いて，各粒径の跳躍解析を河床面との衝突・反発を考慮した粒子の運動方程式により行う。河床面との衝突・反発は，反発係数を用いて制御する。反発係数は，移動距離および停止時間に影響を与える重要なパラメータである。反発係数の数値は，土屋ら¹²⁾の一様砂礫の実験結果から移動床では0.5前後の値とされている。本研究では，室内流砂量実験への適用³⁾から，現象をよく説明する値として反発係数0.65を採用した。各粒径につき20回の跳躍解析を行い，河床に停止するまでの平均時間 $\overline{t_{Sk}}$ を求める。停止時間の分布が指数関数¹¹⁾に従うとし，平均停止時間 $\overline{t_{Sk}}$ を用いて以下の式により単位時間あたりの停止割合をを求める。

$$P_{Ci,j,k} = \int_0^1 \frac{1}{t_{Si,j,k}} \exp\left(-\frac{t}{t_{Si,j,k}}\right) dt \dots\dots\dots (19)$$

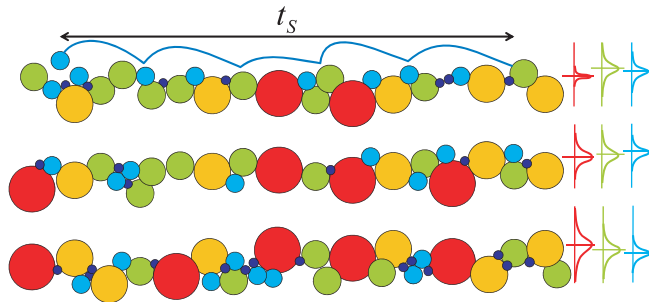


図-21 河床粒度分布および凹凸分布に対応した河床面の作成

(5) 流砂量の算定方法

単位面積あたりの流砂体積は，河床からの離脱量，河床への堆積量と，計算格子上で評価する ξ 方向単位幅流砂量 $q_{B\xi}$ および η 方向単位幅流砂量 $q_{B\eta}$ を用いて式(20)により評価する。

$$\frac{\partial V_{mi,j,k}}{\partial t} + \frac{\partial q_{B\xi i,j,k}}{\partial \xi} + \frac{\partial q_{B\eta i,j,k}}{\partial \eta} = V_{Pi,j,k} - V_{Di,j,k} \dots\dots\dots (20)$$

単位幅流砂量 $q_{B\xi}$ ， $q_{B\eta}$ は，単位面積あたりの流砂体積と ξ ， η 方向の粒子移動速度 $u_{p\xi}$ ， $u_{p\eta}$ を用いて式(21)により評価する。

$$\begin{aligned} q_{B\xi i,j,k} &= u_{p\xi i,j,k} V_{mi,j,k} \\ q_{B\eta i,j,k} &= u_{p\eta i,j,k} V_{mi,j,k} \end{aligned} \dots\dots\dots (21)$$

ここで、式(21)の下付き*i0, j0*は、風上側を示し、粒子速度 u_{Pz} , u_{Py} の正負により対象メッシュを判定する。各粒径の粒子移動速度ベクトルは、その場所の流体力、河床縦横断勾配に対して平均的な移動方向、移動速度を得る必要がある。上述の停止割合の見積もりには河床面の粒度分布および凹凸形状を考慮した跳躍解析を実施したが、ここでは平均的な粒子移動速度ベクトルを知りたいため、**図-22**に示すような平均粒径を整列に敷き並べた縦横断勾配を考慮した河床面を設定し、河床との衝突・反発を考慮した粒子の運動方程式¹⁾を用いた跳躍解析から求めた。反発係数は、上述と同じ0.65を採用した。各粒径に関して5秒間の跳躍解析を行い、その移動距離・方向から粒子速度ベクトルを求め、 u_{Pz} , u_{Py} を評価する。

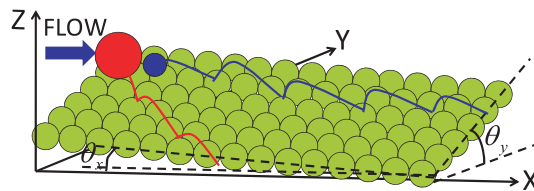


図-22 粒子速度ベクトルの解析概要

(6) 各粒径の平均高さおよび表層割合の算定方法

各粒径の平均高さ $\overline{Z_{Bk}}$ 、表層割合 P_k と平均河床高 $\overline{Z_B}$ の計算方法について説明する。各粒径の平均高さは、各粒径の河床からの離脱量、河床への堆積量と河床の表層割合を用いて式(22)により時々刻々の高さを計算する。

$$\frac{\partial \overline{Z_{Bi,j,k}}}{\partial t} = -\frac{\alpha_2}{\alpha_3} \frac{(V_{Pi,j,k} - V_{Di,j,k})}{P_{i,j,k}} \quad \dots \quad (22)$$

また、各粒径の表層割合も各粒径の離脱量、堆積量を用いて式(23)から計算する。

$$\frac{\partial P_{i,j,k}}{\partial t} = -\frac{\alpha_2}{\alpha_3} \frac{(V_{Pi,j,k} - V_{Di,j,k})}{d_k} + P_{0i,j,k} \sum_{k=1}^{nk} \frac{\alpha_2}{\alpha_3} \frac{(V_{Pi,j,k} - V_{Di,j,k})}{d_k} \quad \dots \quad (23)$$

ここに、 $P_{0i,j,k}$ ：表層下における各粒径の割合である。平均河床高 $\overline{Z_B}$ は、式(24)により算定する。

$$\overline{Z_{Bi,j}} = \frac{\sum_{k=1}^{nk} (P_{i,j,k} \cdot \overline{Z_{Bi,j,k}})}{\sum_{k=1}^{nk} P_{i,j,k}} - \frac{d_{mi,j}}{2} \quad \dots \quad (24)$$

式(24)の右辺第1項は、各粒径の平均高さ $\overline{Z_{Bk}}$ の計算格子内での平均高であり、右辺第2項は平均粒径の半径である。すなわち、平均河床高 $\overline{Z_B}$ は、平均的な粒子高さから平均粒径の半径を差し引いた高さとして定義した。

3. 札内川への適用と考察

(1) 解析手法と解析条件

2章で示した石礫河床変動解析法と現行の河床変動解析法（混合粒径河床の流砂量式：芦田・道上式，混合粒径河床の連続式：平野の式）を，札内川に適用し，その検証を行う．解析の対象区間は，**図-23**に示す札内川14kmから23kmとした．解析対象洪水は，ピーク流量が約800m³/sのH23年9月洪水とする．**図-23**に，今回の洪水に対応するよう準備した水位観測箇所を示す．この区間の既設の水晶式水位計は，20.7kの第二大川橋水位観測所と15kの南帯橋水位観測所の2点である．昨年の研究では，これら2点の水位を用いた解析のため，十分な精度の解析が出来なかった．このためこれらの観測点に加えて，数km間隔で計6箇所の簡易水位計を設置し計8ヶ所での水位観測が行われた．また，縦断的な痕跡水位も測られている．解析の境界条件は，上流端境界条件に第2大川橋水位観測所とNo.6の水位観測値を用い，下流端境界条件に南帯橋の水位観測値を用いた．

図-24に，解析区間の洪水前後の航空写真を示す．**図-25**には，平成19年横断測量と平成23年横断測量をもとに作成した河床変動量コンターを示す．参考として，H13年洪水（既往最大洪水）による河床変動量も併せて示す．航空写真を見ると，縦断的に滯筋が変化していることが分かる．河床変動量は，H13年ほど幅広く変動は生じていないが，滯筋内で活発に土砂が移動し，河床変動が生じたことが見てとれる．この滯筋変動を解析で再現するためには，初期地形の作り方が重要となる．本研究では，横断図と航空写真を見ながら，洪水前の滯筋を出来るだけ表現できるように，初期地形を作成した．**図-26**に，作成した初期地形に100m³/sの流量を流した時の水深分布を示す．洪水前の滯筋の状況がある程度再現出来ていると考えられる．

図-27に対象区間で測られた粒度分布を示す．この区間で測られている1kmごとの粒度分布は，全区間でほぼ一致した傾向となっている．調査された粒度分布は150mm以上を除いており，実際は**写真-2**に示すように最大で300mm程度の石が存在する．よって，解析には，**図-27**の黒線で示す，最大径が300mmの粒度分布を与えた．解析に用いた粒径は，250mm，120mm，50mm，10mm，2mmの5粒径とした．現行の河床変動解析法の，交換層厚は50mmとした．また，マニング粗度係数は水位・流量を説明する値として0.03を与えた．



図-23 検討対象区間と水位計設置位置

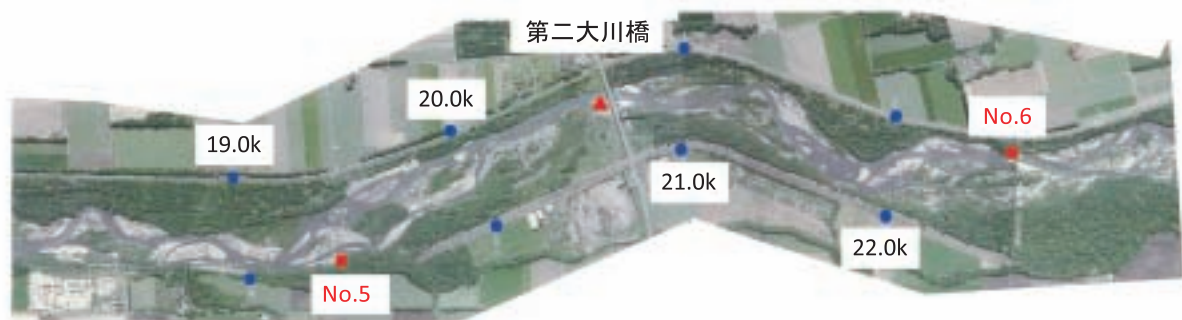


洪水前



洪水後

洪水前後の航空写真の比較（14k～18k）



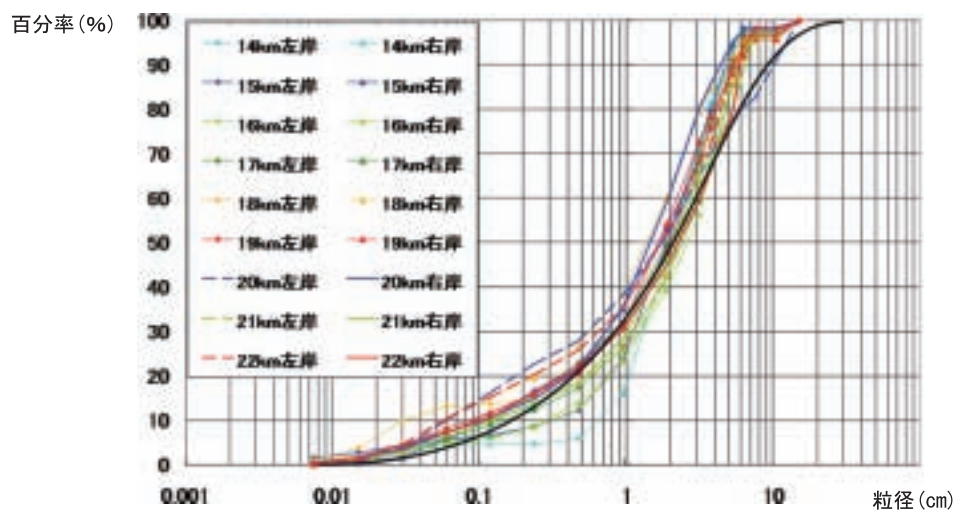
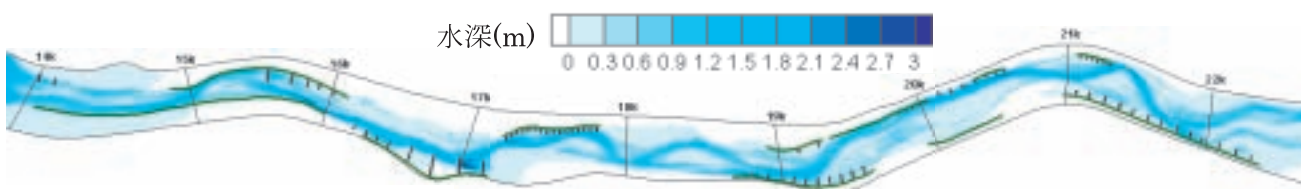
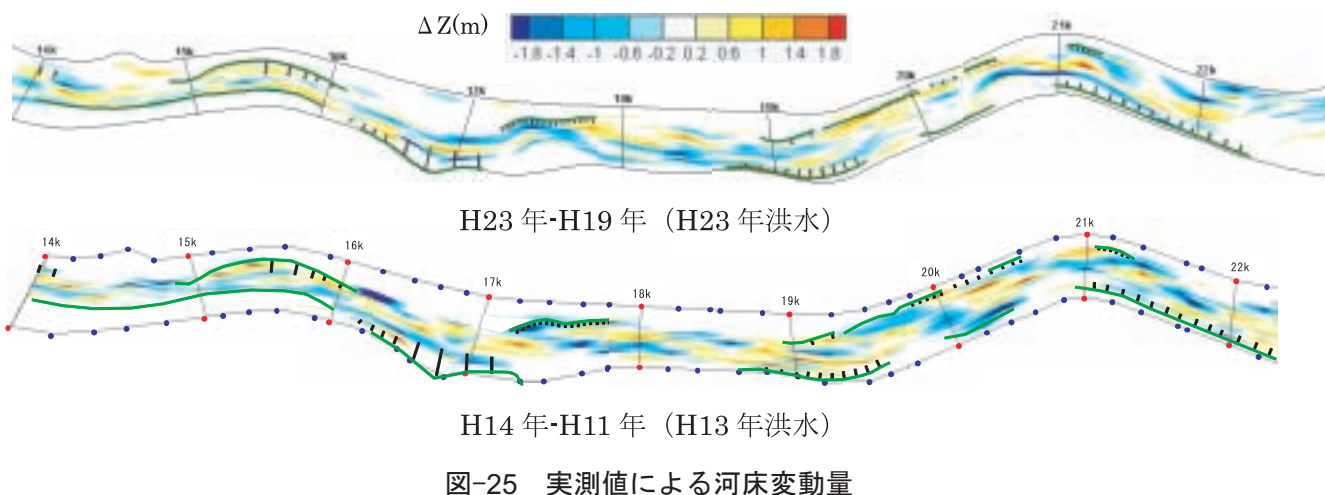
洪水前



洪水後

洪水前後の航空写真の比較（19k～22k）

図-24 検討対象区間の洪水前後の航空写真



(2) 解析結果と考察

1) 洪水の流れに関する結果と考察

図-28、図-29に既往の解析法による水位・流量ハイドログラフの解析値と観測値の比較を示す。水位ハイドログラフは、上流側の観測所から順に示している。また、図-30には、痕跡水位と解析水位の比較を示す。既往の解析法では、解析に用いる粗度係数は、観測水面形に合わせるように決めている。このため、図-28を見ると、上流側のNo.6および第2大川橋は、解析水位は観測水位を概ね捉えられている。しかし、下流側の4点は、観測値を再現できていない。これは、No.3の観測値に見られるように、観測値には河床変動による水位変動が現れており、既往の解析法では、河床変動を適切に表せていないためにNo.3地点の水位変化傾向を捉えることができていない。ピーク水位付近の全体的な傾向を示す痕跡水位との比較で見ると、解析水面形と傾向が合わない箇所がいくつか見られる。例えば20.8k～21.2kは解析値の方が高く、15.2k～15.6kでは解析値の方が全体的に低く評価されている。また、15.8k～17.0kまでの区間では、観測値は全体的に左岸側が右岸側に比べて高い傾向になっているが、解析値は左右岸に大きな差は見られない。これらの対応しない要因も、後述する河床変動が十分に再現できていないことにある。流量ハイドログラフは、実測値よりやや大きく見積もられたが、概ね再現されている。これは、河床変動が合わない部分があるものの、解析水面形を実測水面形に平均的に整合するように決めたことで、区間を流れる流量のような平均的な流れについては、概ね説明ができていていることによる。

次に、本解析法による解析結果について考察する。図-31、図-32、図-33に、水位ハイドログラフ、流量ハイドログラフと痕跡水位の観測値と解析値の比較を示す。水位ハイドログラフを見ると、No.6、No.5と南帯橋は、ある程度再現できている。第2大川橋は、観測値よりもかなり低く評価された。後に示すが、解析の河床変動において第2大川橋周辺で大きな河床低下が生じ、それが解析水位に影響した。No.3も、早い段階から低く評価されている。No.1は、既往の解析法と同様に、実測に見られる0時以降の急激な水位低下を解析では表現できていない。流量ハイドログラフを見ると、実測値を再現出来ている。痕跡水位との比較を見ると、既往の解析法と同様に傾向が合わない箇所がいくつか見られる。20.2k～20.6kは、解析値が全体的に低く評価されており、15.4k～17.0kまでの傾向が合わないことなどが挙げられる。図-34には、洪水流量ピーク時の水深・流速分布を示す。狭い低水路に流量が集中し、水深が深く、流速が局所的に速くなっている。航空写真の洪水前後の比較から、洪水によって滞筋がやや変化していることものの、滞筋・水衝部等の変化がほぼ捉えられていると言えよう。

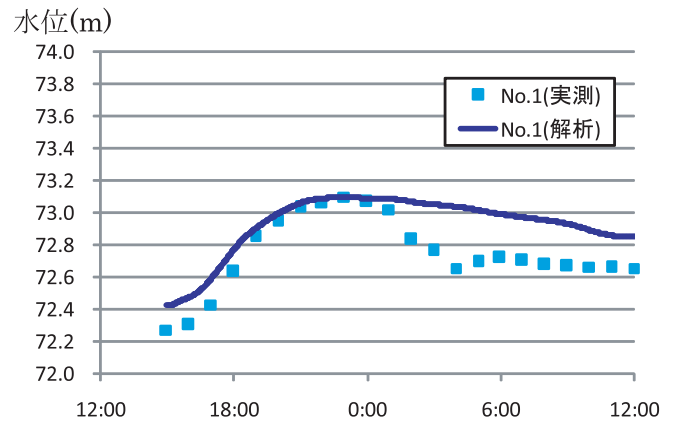
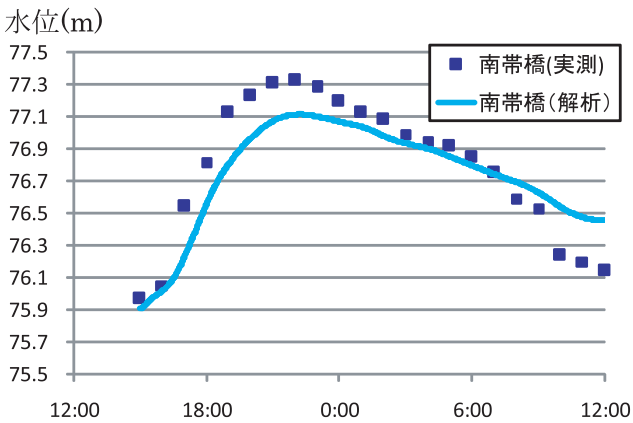
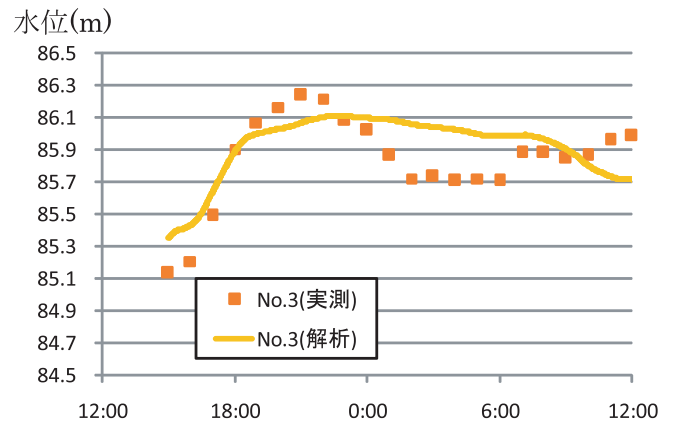
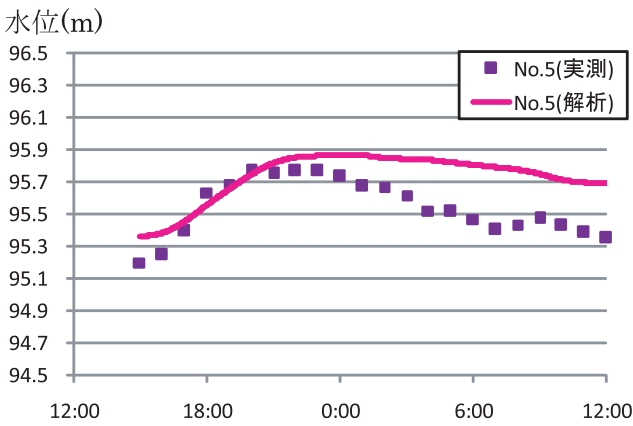
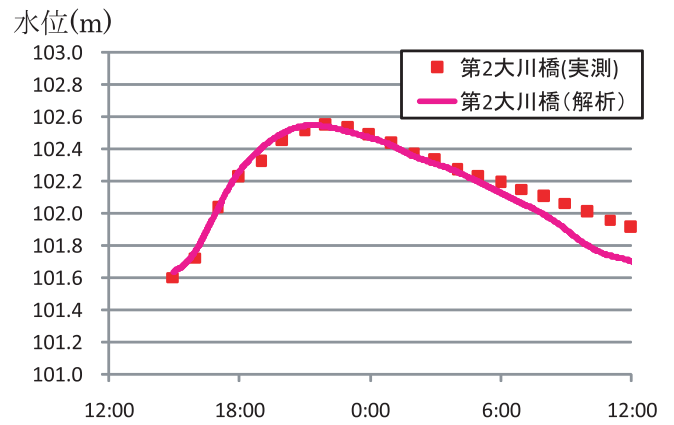
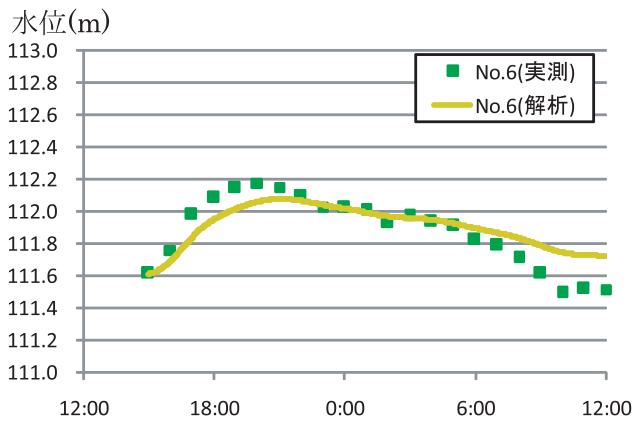


図-28 水位ハイドログラフの観測値と解析値（既往モデル）の比較

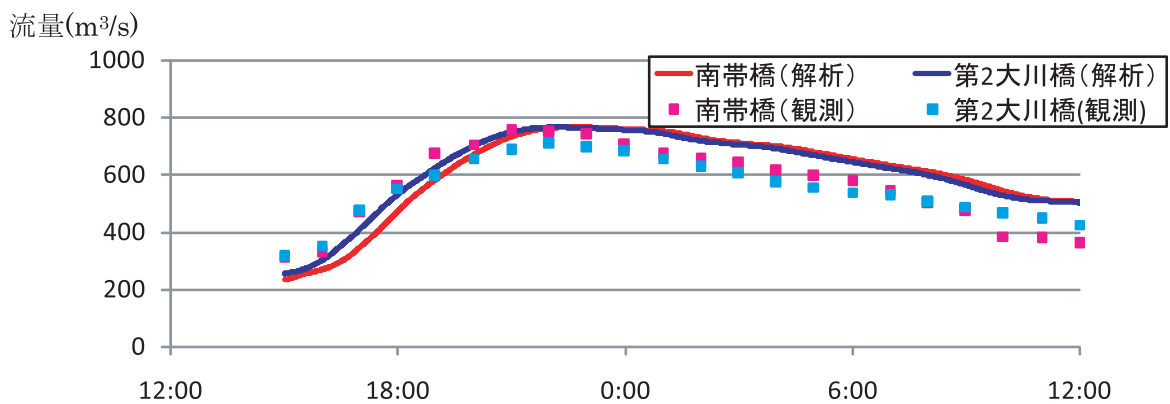


図-29 流量ハイドログラフの観測値と解析値（既往モデル）の比較

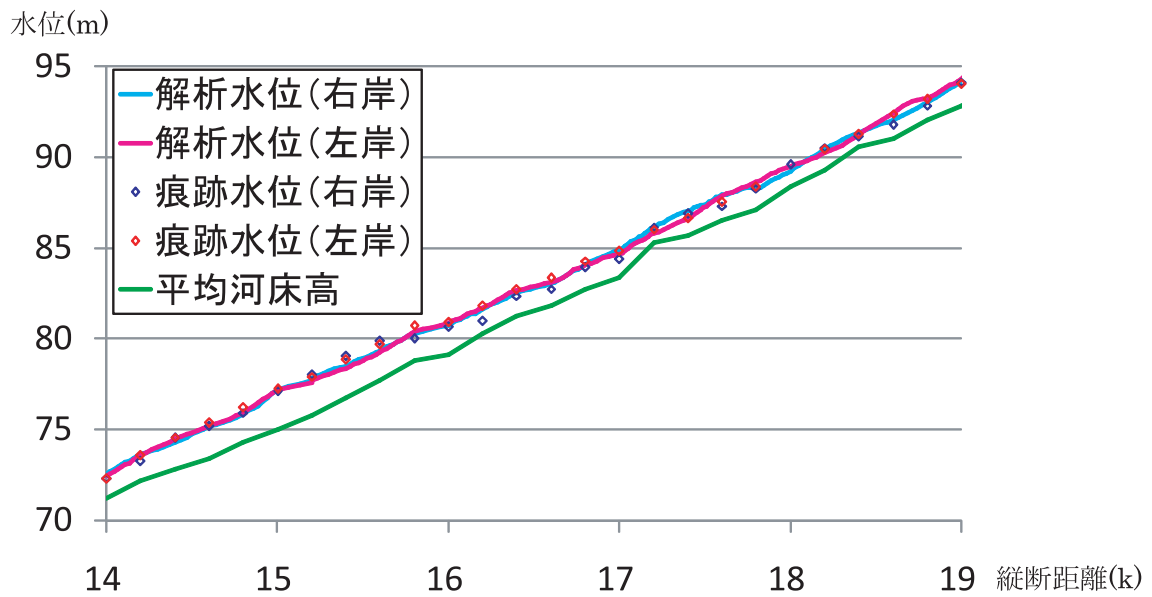
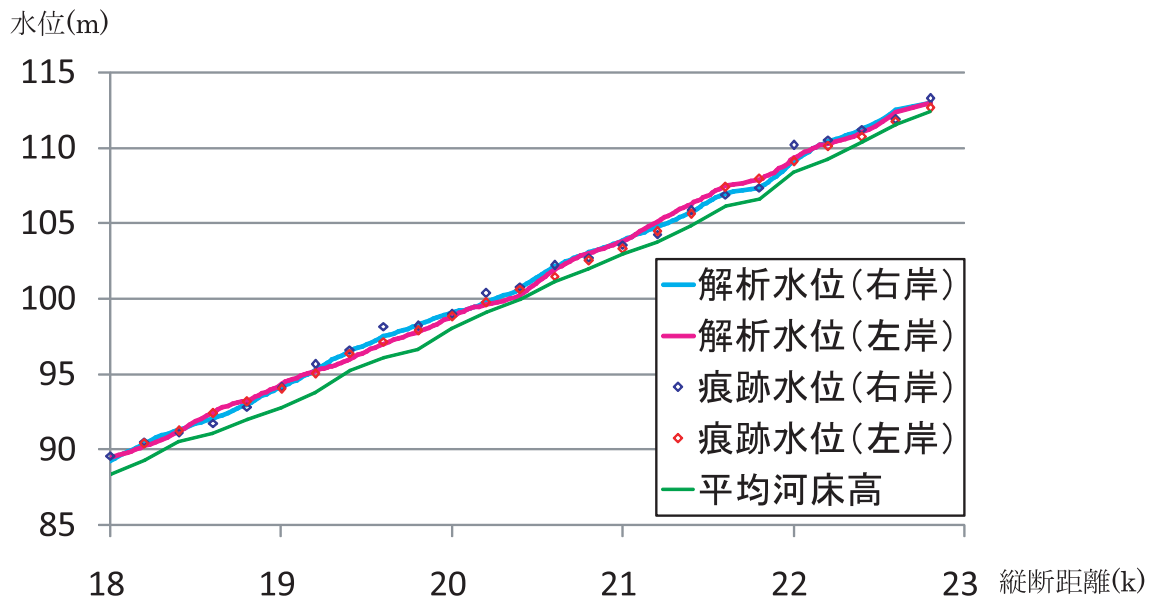


図-30 痕跡水位と解析水位の比較

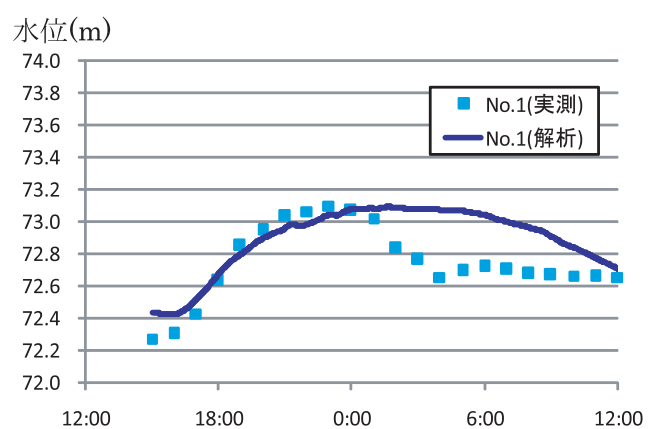
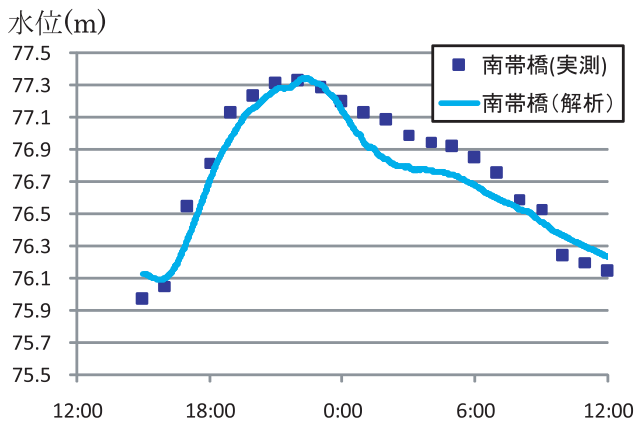
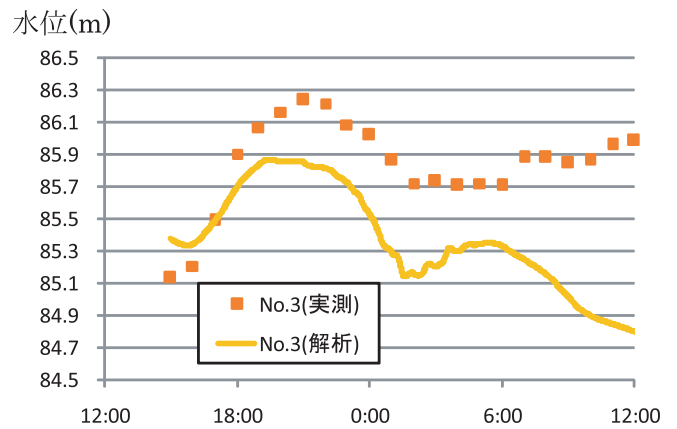
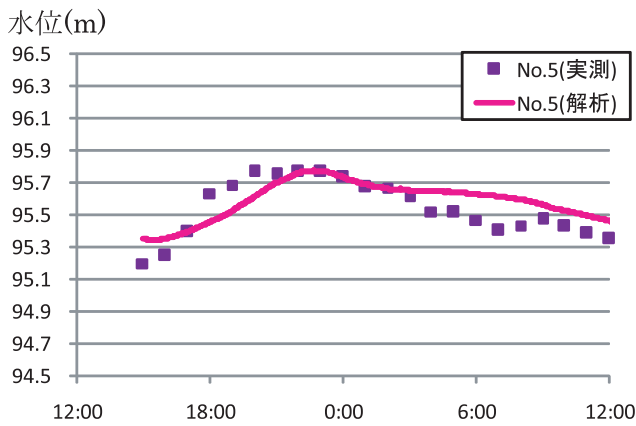
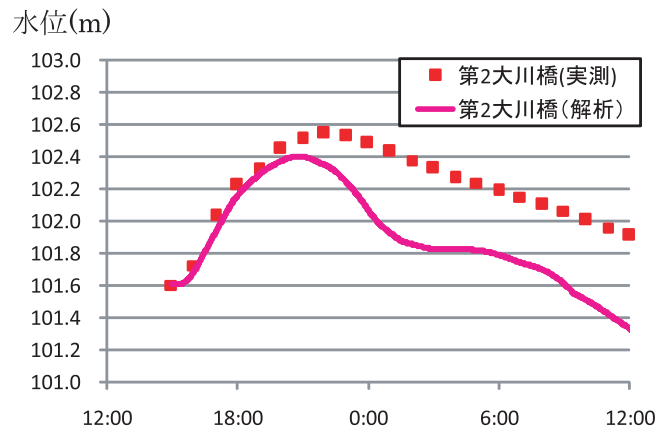
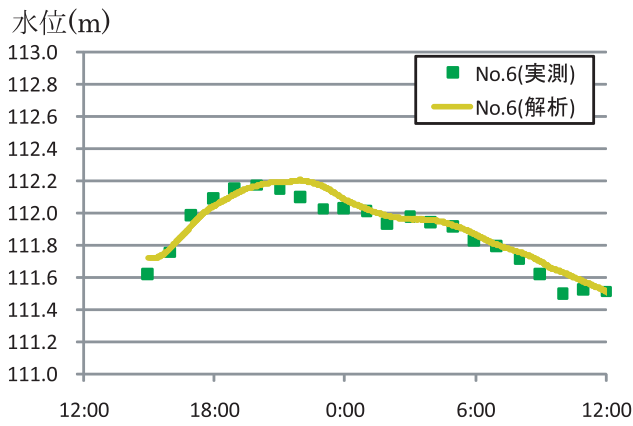


図-31 水位ハイドログラフの観測値と解析値（本解析法）の比較

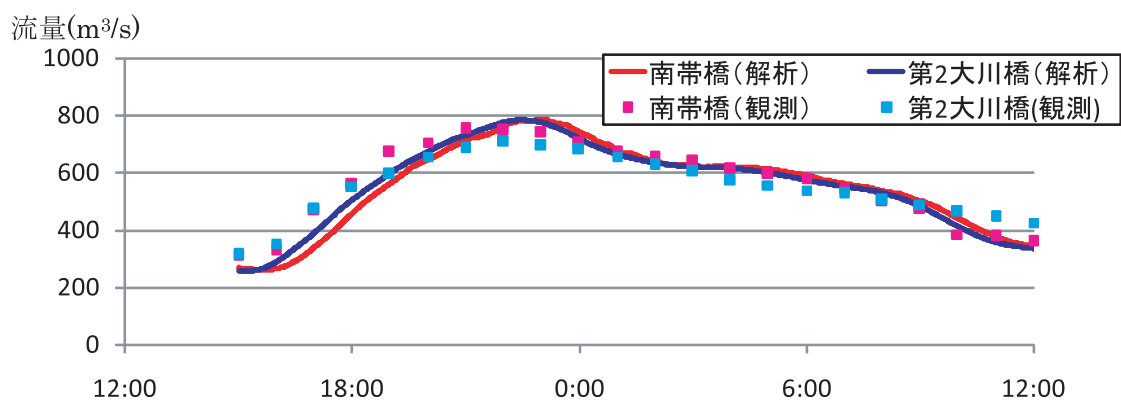


図-32 流量ハイドログラフの観測値と解析値（本解析法）の比較

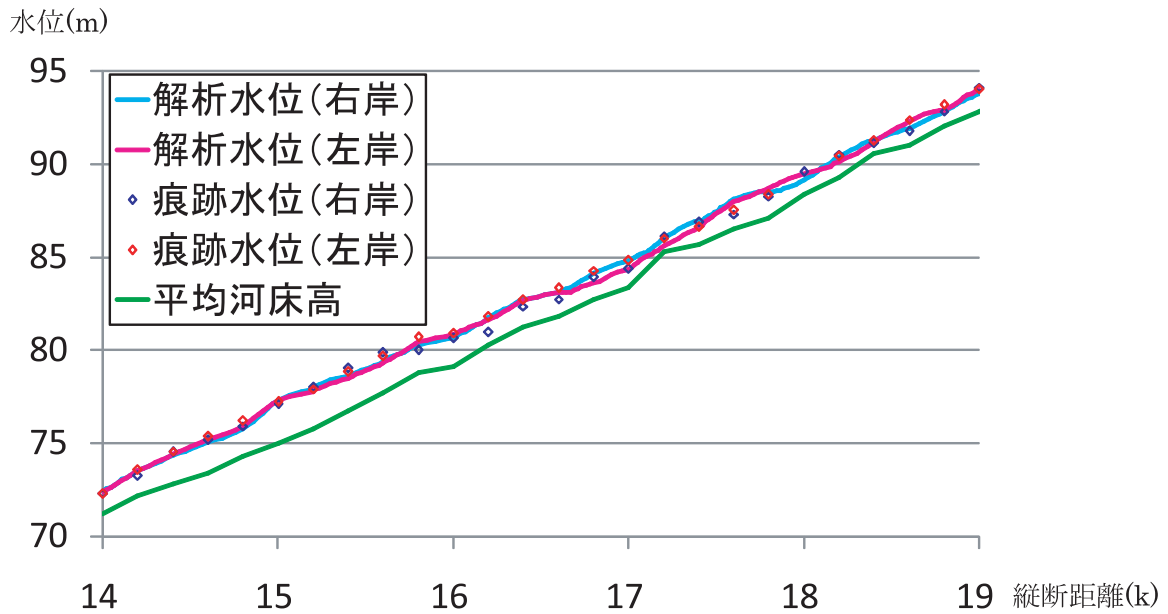
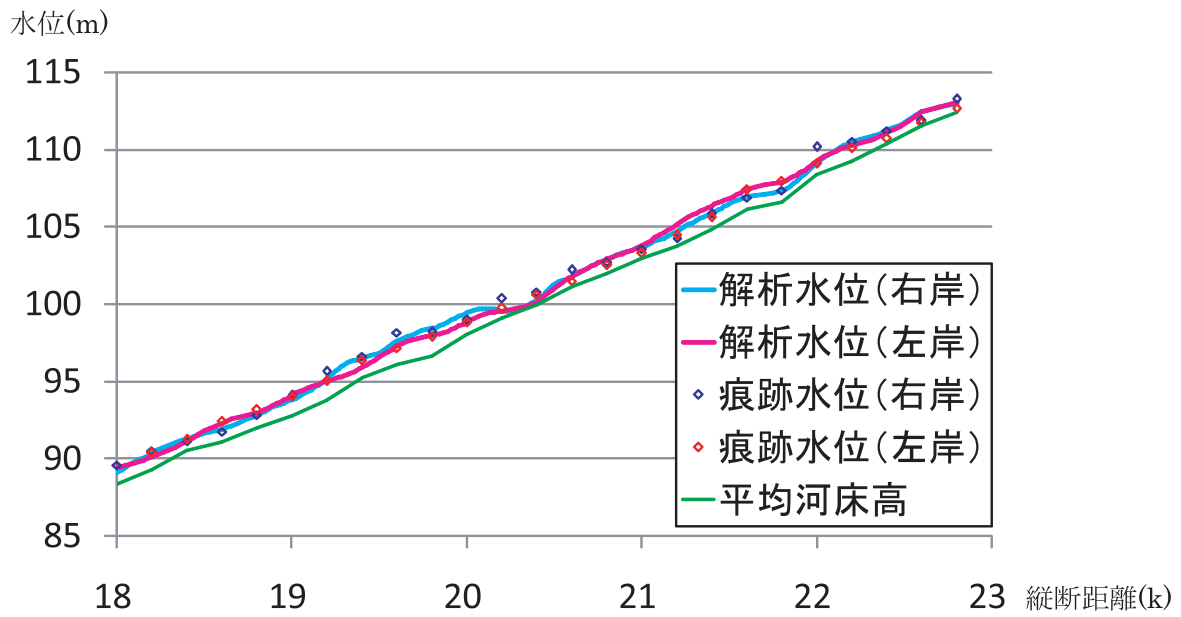
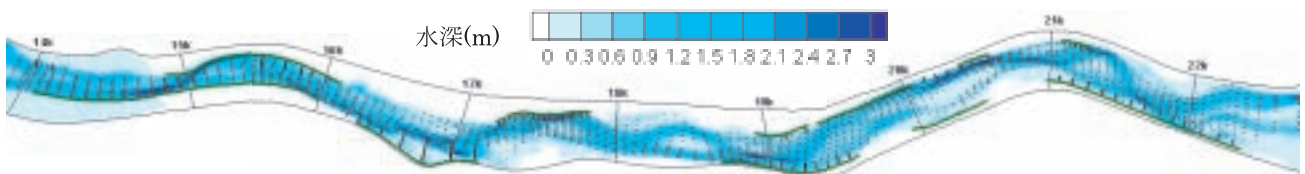


図-33 痕跡水位と解析水位の比較



9月5日23時(流量ピーク時)

図-34 水深コンターと流速分布(本解析法)

2) 土砂移動・河床変動に関する結果と考察

図-35, 図-36に, 既往の解析法による河床変動量とD60の分布を示す。図-35には, 実測の河床変動量も併せて示す。実測の河床変動量に比べると, 解析の河床変動量は全体的に少なく評価されており, 実測の洗掘・堆積位置と解析の洗掘・堆積位置には, 多くの箇所で見られる。実測では, 20.4k~21.0kの左岸側で河岸侵食が生じ, 右岸側では堆積傾向となっているが, 解析では, 左岸側の河岸侵食は再現されず, 右岸側が洗掘する結果となっている。水位ハイドログラフの傾向が合わなかったNo.3 (17.2k右岸)の箇所では, 実測では河床低下が生じているが, 解析では, その上流側17.6k周辺で大きく河床低下が生じており, この違いが, 水位の結果に影響したと考えられる。図-37には, 各粒径の流砂量分布を示す。既往の解析法による結果では, 10mm程度の礫が最も活発に移動し, また粒径別流砂量の縦断的な変化も小さく, これらの結果は, 河床を構成する主要な粒径集団があまり移動しないことと合わせ, 既往の解析法は石礫河川の河床変動の評価には, 不十分であることを物語っている。最大の理由は, 既往の解析法で用いる流砂量式や, 河床変動の式が, 石礫を有する河道の河床変動を十分には表現しえないことによると考えられる。

次に, 本解析法による結果を示す。図-38, 図-39に, 河床変動量とD60の分布を示す。既往の解析法に比べると, 全体的な変動量は大きいことが分かる。しかし, 既往の解析法と同様に, 洗掘・堆積の傾向は, 実測値を十分に再現できていない。特に, 水位ハイドログラフで大きく傾向が違っていた第二大川橋 (20.7k) 周辺では, 左岸側の河岸侵食を表現できていないことで, 実測では堆積傾向である右岸側で大きく河床低下が生じている。解析法では, 河岸侵食を想定していないため, 河岸侵食が河床変動, 滯筋変動に影響する区間では, 水位, 河床変動ともに実測値を再現することができない。また, 初期地形が十分に再現できていないことも考えられる。初期地形で滯筋等を十分に再現できていなければ, その後の河床変動を再現することは難しい。この結果を見て, 合わない箇所を中心に, 初期河床の見直しを行い, 解析精度のアップを行う必要がある。図-40には, 各粒径の流砂量分布を示す。図-37の既往の解析法の結果と比較すると, 本解析法では, 全体の流砂量も既往の解析法に比べかなり多く, 50mmの礫が最も多く移動しており, 250mmや120mmの石礫もかなりの量移動していることが分かる。

既往の解析法と本解析法の結果を比較すると, 以下のようにまとめることが出来る。既往の解析法は, 砂礫河川への適用性は高いが, 石礫河川では全体的な河床変動量が少なく, 河床変動計算の適用性は低い。一見すると, 一部水位ハイドログラフや流量ハイドログラフの観測値が説明できているようにも見えるが, これは, 水面形を実測水面形に平均的に合うように粗度係数を与えたからである。しかし, 土砂移動や河床変動を説明できていないので, 形式的な対応と見るべきであろう。

一方, 本解析法は, 石礫の移動を物理的に忠実に表現しており, そのため, 土砂が活発に移動し, 河床変動も大きい中で, 土砂移動量が適切に評価できていなければ, 水位観測値も再現出来ないという物理的に当然の結果が生じている。すなわち, 解析による洗掘・堆積の傾向が, 実測値と異なると, 解析水位等にも大きく影響が出る。本解析法の有する課題は, 札内川で起こっている河岸侵食や, 初期河床の与え方に問題があるため, これによって起こる河道内の石礫の移動量が説明できない場所が生じ, このような区間では洪水流と河床変動が適切に説明出来ていない。しかし, このような課題はあるものの, 本解析法は, 既往の解析法に比べ, 全体として石礫河川である札内川の洪水時の流れ・土砂移動に対し, 物理的に健全な説明を与えていると結論できる。

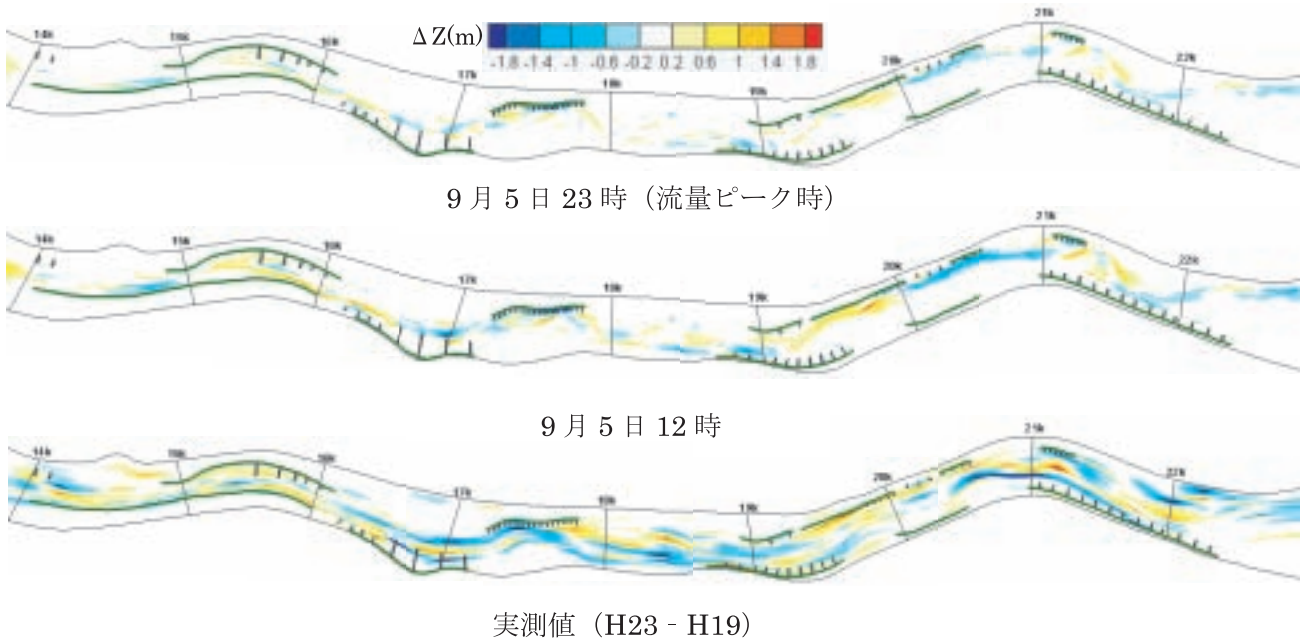


図-35 河床変動量の解析値(既往モデル)と実測値の比較

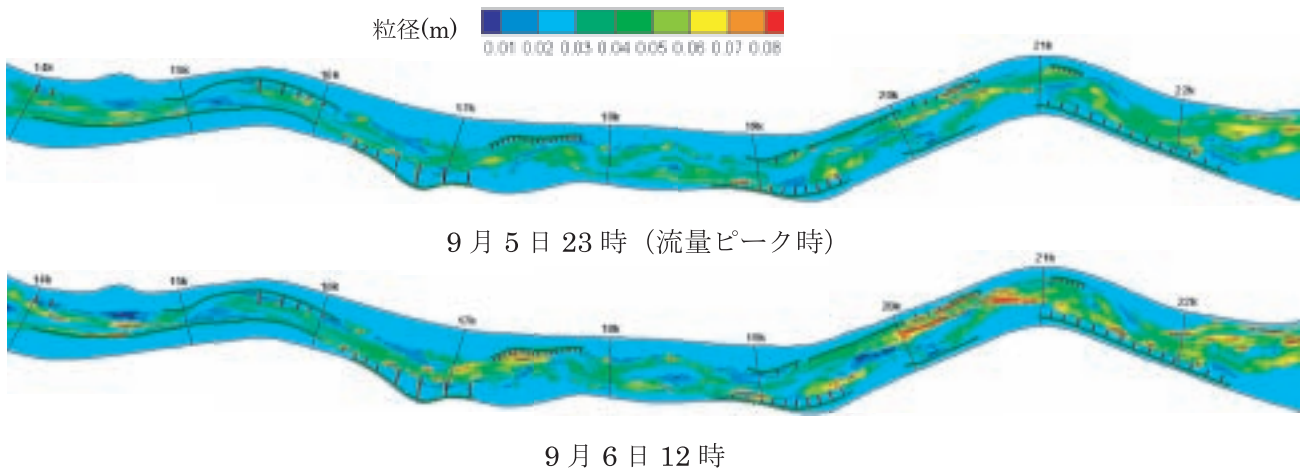


図-36 D60分布(既往モデル)

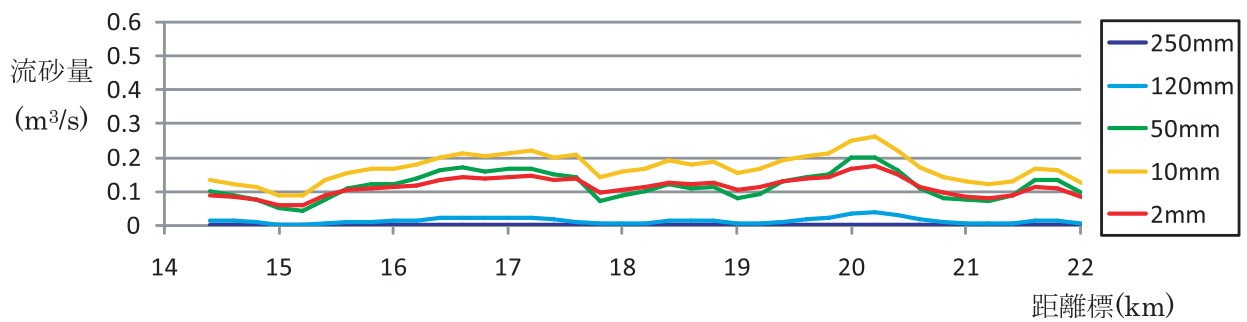


図-37 既往の解析法による各粒径の流砂量分布(9月5日23時:流量ピーク時)

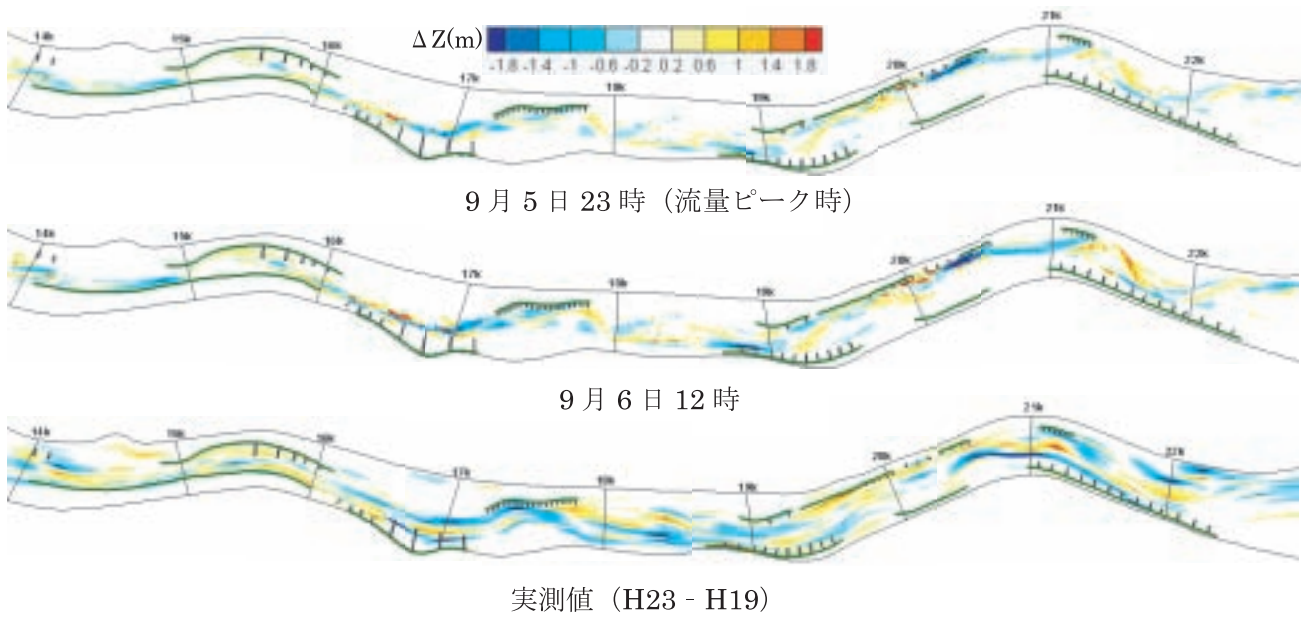


図-38 河床変動量の解析値（本解析法）と実測値の比較

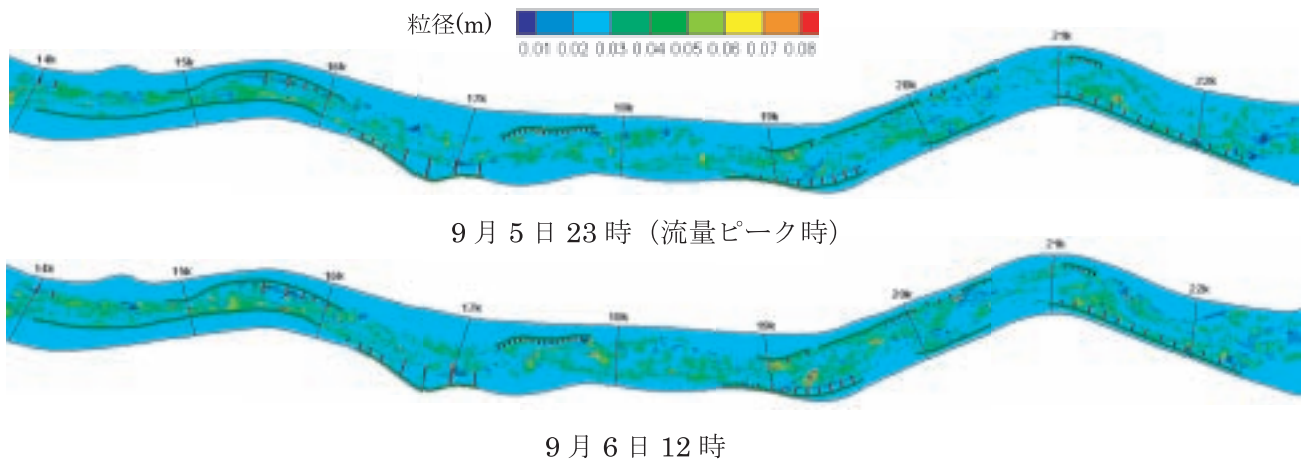


図-39 D60分布（本解析法）

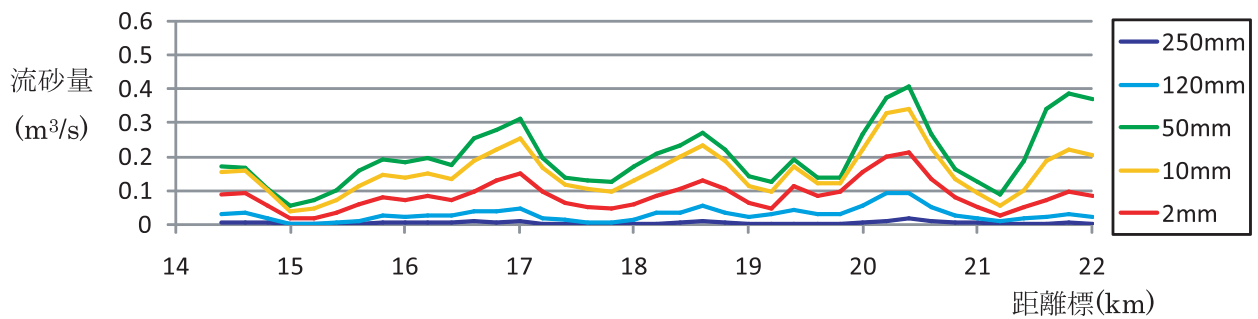


図-40 本解析法による各粒径の流砂量分布（9月5日23時：流量ピーク時）

4. 結論と今後の課題

連続水制を有する札内川で縦断的に水位時系列観測が行われたH23年9月洪水の観測データを用い、長田・福岡による石礫河川の二次元河床変動解析法と河床材料が砂礫からなる河川での適用性が高いと言われている既往の河床変動解析法について、石礫河川である札内川への適用性の比較検討を行った。

既往の河床変動解析法は、石礫河川にあつては、土砂移動量、河床変動量が実測値に比べかなり小さく見積もられた。また、水位ハイドログラフや流量ハイドログラフについては、結果的に河床の変動が小さく見積もられたために、水位ハイドログラフを説明出来るように、粗度係数の調節を行えば、形式的には、水面形の変化を説明しているように見える。しかし、水位・流量観測値を合わせるようにしたとしても、既往の解析法は土砂移動の説明力が不十分であり、札内川の河床変動を再現できるわけではないことに注意を要する。

一方、本解析法では、土砂移動、河床変動量は、既往の解析法に比べると実現象に近い河床の変動を与えるが、水位観測値を捉えられない箇所が生じた。特に、第2大川橋観測点周辺の実測河床変動の傾向を再現できずそのため、水位観測値を再現することができなかった。これは、土砂移動の物理現象にできるだけ忠実に表現している本解析モデルでは当然のことであり、モデルの問題点が素直に表れたと考えるべきである。解析法の精度向上には、河岸侵食のモデル化および初期河床の再現性の向上が必要である。しかし、本解析法は、石礫河川の土砂移動量・河床変動量の実測値をある程度説明していることから、札内川の洪水時の流れ・土砂動態を説明するモデルとして有効であると考えられる。

今後の課題を以下にまとめる。札内川は、中小規模の洪水のたびに滞筋変動・河岸侵食が生じてきた経緯を持ち、現状の河道断面形状は、水制工および低水路護岸工の整備により形成されてきたものである。縦断的に水制工が整備されている現状の札内川河道において大出水が生じた場合、低水路沿いの水制周辺の洗掘、さらには高水敷および堤防の侵食が懸念される。今後は、河道の安定性、安全性の視点から、札内川の現状河道断面および船底形河道も含む断面形状について計画規模を含む大・中・小様々な洪水の流れ・河床変動について検討し、治水上、環境上望ましい河道縦横断面形状について検討する必要がある。このことは、従前、船底形に近い断面であった河道を水制工によって低水路の河岸浸食を制御する河道に改修していった考え方、過程を調べることも含んでいる。

さらには、洪水流に対して安定な河道の断面形、河幅について検討するために、自然河川のデータより導かれ福岡の無次元流量と無次元河幅・無次元水深の関係式^{13) 14) 15)}を参考に断面形を検討し、上述の長田・福岡の洪水流・河床変動解析法により、そのようにして決めた河床が安定になるかどうかについての検討が、札内川のような土砂移動の多い急流河川において必要である。

参考文献

- 1) 橋場裕輝, 武田淳史, 梅木幸治: 急流河川における河道安定化工法の効果とその評価について—水制工による札内川の河道安定化対策, 北海道開発局技術研究発表会, 2007.
- 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, pp.1-20, 2012.
- 3) 長田健吾, 小林幹男, 福岡捷二: 連続水制を有する急流石礫河道札内川の洪水時の流れ・土砂動態に関する研究, 河川技術論文集, 第17巻, pp.149-154, 2011.
- 4) 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.
- 5) 平野宗夫: Armoringを伴う河床低下について, 土木学会論文報告集, 第195号, pp.55-65, 1971.
- 6) Chepil, W. S. : The use of evenly spaced hemispheres to evaluate aerodynamic forces on a soil surface, *Transactions of American Geophysical Union*, Vol.39, No.3, pp.397-404, 1958.
- 7) Chepil, W. S. : The use of spheres to measure lift and drag on wind-eroded soil grains1, *Soil science society proceedings*, Vol.25, pp.343-345, 1961.
- 8) 中川博次, 辻本哲郎, 村上正吾: 側岸における非平衡流砂過程, 第29回水理講演会論文集, pp.561-566, 1985.
- 9) 芦田和男, 江頭進治, 劉 炳義: 蛇行流路における流砂の分級および河床変動に関する数値解析, 水工学論文集, 第35巻, pp.383-390, 1991.
- 10) 村上正吾, 辻本哲郎, 中川博次: 河床砂礫のpick-up rate推定式について, 土木学会論文集, No.443, II-18, pp.9-16, 1992.
- 11) 関根正人, 吉川秀夫: 掃流砂の停止機構に関する研究, 土木学会論文集, 第399号, II-10, pp.105-112, 1988.
- 12) 土屋義人, 青山俊樹: 水流による砂れきSaltationの機構(2), 京都大学防災研究所年報, 第13号B, pp.199-216, 1970.
- 13) 福岡捷二: 温暖化に対する河川の適応技術のあり方—治水と環境の調和した多自然川づくりの普遍化に向けて, 土木学会論文集F, Vol.66, No.4, pp.471-489, 2010.
- 14) 福岡捷二, 坂口達哉: 無次元流量に対する無次元河幅・水深の取る範囲と整備途上河川への適用, 水工学論文集, 第56巻, pp.I_1423-1428, 2012.
- 15) Fukuoka, S.: Dimensionless width and depth and sediment transport rate in stable rivers, 3rd Int. Symp. On Shallow Flows, Iowa City, Iowa, USA, CD-R, 2012.