

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

長田 健吾¹・福岡 捷二²

¹正会員 中央大学研究開発機構准教授 (〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27)

E-mail: osada@tamacc.chuo-u.ac.jp

²フェロー 中央大学理工学部特任教授 中央大学研究開発機構教授 (同上)

E-mail: sfuku@tamacc.chuo-u.ac.jp

広い粒径集団で構成される石礫河川では、大きな粒径集団が、流れ場の抵抗や小さな粒径集団の土砂移動に大きく影響し、結果として河床変動を規定している。本研究では最初に、常願寺川現地実験により石礫河川の河床変動の機構を明らかにする。次に、砂河川・砂礫河川で検討された既往の河床変動解析法では、石礫河川における河床変動量・河床表層粒度分布の説明を十分に出来ないことを示す。そして、石礫河川の河床変動機構、特に大きな粒径集団が河床安定に果たす役割と河床表層の凹凸分布性状に果たす役割に着目し、石礫河川の二次元河床変動解析法を構築する。現地実験結果に本モデルを適用した結果、石礫河川における水面形、流量ハイドログラフ、河床変動量、河床表層粒度分布と各粒径の高さ分布等を説明できるモデルであることを明らかにした。

Key Words : stony-bed rivers, wide range of grain size distribution, field experiments, bed surface unevenness, 2-D bed variation model

1. 序論

(1) 本研究の背景と目的

扇状地を流下する河川は、石(75mm以上)・礫(2mm~75mm)・砂(0.074mm~2mm)といった広い粒径集団で構成される石礫河川が多く見られる。扇状地は、山地河川から出たところに形成され、洪水時の流体力が大きく、石や礫の移動が活発であり、河床変動や河岸侵食が生じやすく、洪水時の弱点箇所になり易い。扇状地及びその下流域には、人口・資産が集中することから、扇状地を流下する石礫河川の堤防等河川施設の安全性は、特に重要である。その対応策として、河岸侵食箇所の護岸工設置などが行われるが、護岸沿いの新たな洗掘による根継ぎ護岸が必要になるなど、課題が多い。石礫河川の適切な河道管理策を立案するには、石礫河川の洪水流とともに、大きな河床材料からなる石礫河川の縦横断的な土砂移動・河床変動を精度よく説明できる二次元河床変動解析法の構築が必要である^{1),2)}。

本研究では、扇状地等急流河川で石礫の多い河川の土砂移動機構を明らかにし、それを十分に考慮した二次元河床変動解析法を構築する。本研究で構築する解析法は、階段状河床形状が支配的となる山地河川^{3),4)}より下流の

扇状地等の石礫河道区間を対象とする。下流域に見られる砂・砂礫河川(本研究では最大粒径が100mm程度以下の河川と定義する)については、従来の河床変動解析法が適用できることから直接の研究対象としていない。また、浮遊砂は、砂州や高水敷の堆積構造を見積もる上で重要であるが、本研究では石礫河川の河床変動に対して重要な役割を持つ掃流砂のみを取扱っている。

(2) 石礫河川の河床変動機構と既往研究との比較

著者ら^{5),6),7),8)}は、石礫河川の河床変動機構の解明を目的として、日本有数の急流石礫河川である常願寺川において大規模現地実験を行った。現地実験は、河床勾配が1/50~1/200程度、最大径に近いD90粒径の範囲が100mm~500mm程度の石から砂までの広い河床材料で構成される砂州上に、単位幅流量が平均年最大流量に匹敵する流路を開削、通水し、洪水流の水面形の時間変化、断面形状および河床材料の縦横断分布等について詳細な観測を行った。常願寺川の河床には、大きな石から砂礫までの広い範囲の河床材料が存在する。このため、洪水では移動しない大きな石が多数存在し、これらが洪水流への大きな抵抗要素となり河床の安定に寄与している。このような条件下の石礫河川では、洪水流により河床が洗掘さ

れると、河床表層下に埋もれていた大きな石が表層に現れ、粒度分布が粗くなるとともに、河床表層の凹凸（空隙空間）が大きな石の露出により大きくなり、洪水流に形状抵抗をもたらす。砂や礫は、大きな石が核となって形成する河床の空隙や後流域に留まることで大きな流体力を回避している。石礫河川では、洪水規模の変化に対しても、上述のように流体力に応じた河床表層の凹凸及び粗粒化による河床形状、河床粒度分布を有する安定な河床が形成される⁹⁾。

混合粒径からなる河床の変動機構に関する研究は、数多く行われてきた。国内では、混合砂礫を用いた室内実験が数多く行われ^{10), 11), 12), 13)}、混合砂礫床における移動限界、粒径別流砂量や粗粒化現象の解明が進められてきた。海外では、Hey et al.¹⁴⁾、Thome et al.¹⁵⁾により、混合砂礫床における河床抵抗特性、粒度分布特性、粗粒化現象、流砂量測定など、現地調査・室内実験における様々な研究成果が報告され、近年^{16), 17)}では、石礫河床上における詳細な流れの計測による流速分布の検討や、河床地形情報の取得による流路特性の解明などが進められている。従来の粗粒化現象とは、上流からの流砂が、ダムや河道横断構造物により遮断あるいは減少し、流体力により細粒分は下流に流される一方、大きな河床材料はその場に留まり河床構成材料が徐々に粗くなる（粒度分布幅は狭くなる）ことで静的な状態に近づく現象として扱われてきた。また、Parker¹⁸⁾は、給砂量の減少により生じる動的粗粒化を示し、鈴木・加藤¹⁹⁾は、Parkerの動的粗粒化を実験により検証し、細砂の沈み込みによる河床の鉛直分級作用が粗粒化の大きな要因であることを示した。一方、石礫河川で見られる粗粒化現象は、河床材料が活発に移動する中で材料分布は粗くなるものの、露出した大きな石の遮蔽効果により、大きな石から砂までの広い材料分布を保つことが特徴である。多様な形状の大きな石が中心となって形成される河床表層凹凸の大きさは、砂礫河川や室内での混合粒径移動床実験が形成する河床の凹凸に比べると非常に大きく、その凹凸が土砂移動を支配する。特に、小さな砂や礫が、河床表層凹凸により遮蔽される現象は、砂礫河川や室内実験の粒径集団による遮蔽効果に比べると極めて大きく、これまで得られている砂礫河川や室内実験の知見では石礫河川の土砂移動を適切に説明することは難しいと考えられる^{1), 2)}。

現行の混合粒径を対象とした河床変動解析法に用いられる流砂の連続式¹⁰⁾には、空隙率（河床表層凹凸）の時間変化を考慮した項が含まれている。しかし、空隙率の時間変化を評価することが困難であるため、一般的には空隙率を一定として解析が行われる。空隙率を一定とする現行の解析法では、石礫河川における大きな石の出現による河床表層凹凸形状（空隙空間）の時空間的な変化を過小評価することになる。すなわち、石礫河川におい

て空隙率を一定とすると、大きな石は、周囲の砂礫の抜け出しによる河床低下に伴い同時に低下することになり、大きな石の出現の重要性を十分に評価することができず、長田・福岡^{20), 21)}が示したように石礫河川の河床変動量を実際よりも大きく見積もることになる。関根・林²²⁾は、2粒径の球体を用いて小粒径の割合を変化させ、空隙率の変化について検討を行った。関根・林の研究は、河床表層の空隙率変化の基礎知見として重要である。藤田ら²³⁾は、時々刻々計算される粒度分布形状をもとに空隙率を算定するモデルを提案した。この考えを用いれば、河床低下の問題はある程度改善される。しかし、粒度分布と空隙率の関係付けは、各粒度分布を表現する球状粒子群を、直方体に密に充填した場合の空隙率について検討されているため、石礫河川の大きな凹凸形状により形成される空隙は十分には表現できないと考えられる。

混合砂礫河床における流砂現象の各過程（離脱・流下・堆積）をモデル化し、河床変動量を見積もる解析法が、水谷ら²⁴⁾によって提案された。水谷らは、中川ら²⁵⁾のpick-up rate推定式を用いた長田ら²⁶⁾の河床変動解析法を混合砂に対応する形に改良し、混合砂河床に設置された水制周辺の洗掘と粒度分布の変化について実験値と解析値の比較から検証を行った。しかし、堆積量算定のための土砂の移動追跡は滑動形式で扱われており、粒度分布が広くなれば河床表層凹凸の影響が大きくなり、滑動形式では土砂移動を十分に説明できない。また、堆積量算定において重要な要素となる平均step length¹⁾は、混合砂について十分な検討がなされていない。特に、河床表層凹凸が大きくなると、平均step lengthに大きく影響すると考えられ、提案された方法は対象とした実験室での水理現象については説明出来ても、河床表層凹凸が大きい場での土砂堆積量の見積もりは十分に説明できないと考えられる。さらに、各時刻ごとに離脱した粒子の追跡計算を行うため、計算負荷が高く、長期・広範な事象を取り扱うには不便である。

(3) 本解析法の特徴と既報^{20), 27)}からの改善点

著者ら^{20), 27)}は、これまで、常願寺川現地実験で明らかとなった石礫河川の河床変動機構を考慮した一次元、二次元の河床変動解析法と水面形の時間変化を解とした非定常洪水流解析法との一体モデルを検討してきた。これらの解析法では、石礫河川における大きな石の遮蔽効果（大きな石と小さな砂礫との高さ関係）や、河床表層の大きな凹凸（空隙空間）を解析に取り込むため、従来の解析法のように計算格子内で河床高を一定（空隙率を一定）として扱うのではなく、各粒径の高さを時々刻々計算する方法を構築し、河床表層の状態を表現できるようにした。また、掃流砂量式を用いるのではなく、石礫河川における大きな石の効果を考慮した土砂の離脱・移

動・堆積という各過程を表現するモデルを構築し、それらの各過程を総合化し掃流砂量を評価する方法を構築した。著者らと水谷ら²⁴⁾の解析法の違いは、土砂移動及び土砂堆積の評価に計算負荷の高い粒子追跡計算を用いるのではなく、各計算格子における流砂体積を評価する式を構築し、掃流砂量は流砂体積と粒子速度との積で、堆積量は流砂体積と停止割合の積でそれぞれ評価した。また、河床表層凹凸が粒子速度に影響することから、粒子速度は河床面との衝突を考慮した跳躍解析から評価した。

既報^{24, 27)}の解析モデルを常願寺川現地実験へ適用した結果、石礫河川の土砂移動に関して従来モデルに比して説明力が高いことを示した。しかし、解析法では、各計算格子内における各粒径の平均高さを評価する方法を採用したため、表層石礫による凹凸分布(各粒径の高さ分布)を適切に表現できず、また、離脱や堆積のモデル化にいくつかの問題が含まれ、それらの改善が課題であった。具体的には、石から砂までの広い粒径集団が形成する石礫河川の河床表層の凹凸分布の算定精度を高め、これを離脱および堆積の各過程に考慮し、解析モデルの精度を向上させることが必要であった。

本研究では、最初に常願寺川現地実験水路を対象にした河床表層の凹凸分布調査を実施し、その結果から石礫河川の河床表層凹凸分布の関係を明らかにする。この凹凸分布の關係に基づき離脱および堆積の算定式を改善し、大きな石による遮蔽効果や凹凸のある河床との衝突による土砂堆積などを評価できる石礫河川の二次元河床変動解析法の構築を行う。次に、構築した解析法を、室内で行われた石礫の掃流砂量実験と常願寺川現地実験に適用し、両実験結果との比較から新しい二次元河床変動解析法の適合性を検証する。

2. 石礫河川の河床変動機構と表層石礫凹凸分布

過去に行われた常願寺川現地実験^{24, 27, 28)}は、石礫単断面水路での現象解明が進められてきた。しかし、単断面と複断面では流れ及びそれによる河床変動、河床材料分布の形成機構が異なる。本章では、2009年に常願寺川砂州上に開削した複断面直線—蛇行水路実験²⁸⁾における石礫河川の河床変動機構と、表層石礫の凹凸分布について、調査結果を示す。

常願寺川8.6kmの砂州上に図-1、図-2に示す2つの蛇行部を有する複断面水路を掘削した。水路蛇行長は約190m、水路幅は8m、河床勾配は約1/130である。上流側蛇行部外岸は自然河岸、下流側蛇行部外岸側は袋詰め玉石護岸(写真-1)で保護された。また、図-2および写真-1に示すように水路満杯で流れても水路幅が拡幅しないように、高水敷河岸際に河岸侵食防止用の玉石(直径約400mm~700mm)を縦断方向に連続的に配置した。上流

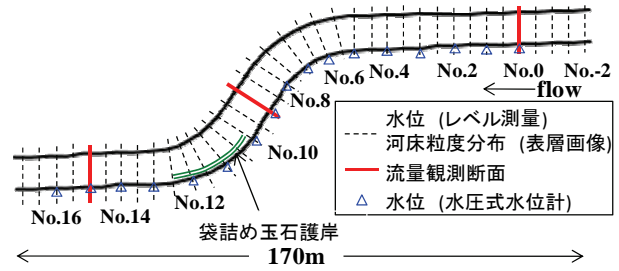


図-1 現地実験水路平面図

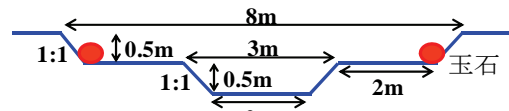


図-2 実験水路の初期断面形状と玉石の配置状況



下流側蛇行部 上流直線部

(袋詰め玉石護岸の設置状況)(高水敷河岸際に配置した玉石)

写真-1 実験水路の様子(低水路満杯流量時)

表-1 実験諸元

実験Case	2009-Case1	2009-Case2	2009-Case3	2009-Case4
流量(m ³ /s)	2.0	3.2	8.0	12.0
低水路水深(m)	0.34	0.63	0.80	1.10
高水敷水深(m)		0.13	0.41	0.69
低水路幅(m)	3.1	3.1	4.2	5.0
水面幅(m)	3.1	6.9	7.8	8.5
平均河床勾配	1/130		1/150	
フルード数(低水路)	0.8	0.76	0.83	0.82
平均粒径(mm)	70	70	85	95
低水路の無次元掃流力(平均粒径で算出)	0.023	0.042	0.044	0.054
高水敷上の無次元掃流力		0.009	0.022	0.034

端(No.2断面)で無給砂の条件とするため、No.2断面に河岸侵食防止のための袋詰め玉石護岸を両岸に設置するとともに、No.2断面より上流側の河道は大きな河床材料で被覆し固定床とした。図-1に示すように流量は上流(No.0)、中流(No.9)、下流(No.15)の3点で観測され、水位はレベル測量(兩岸)と圧力式水位計(左岸)により時空間的に密に測定が行われた。河床縦横断形状は密に測られ、粒度分布は河床表層画像解析法²⁹⁾およびふるい分け試験により測定された。実験諸元を表-1に示す。実験は、流量規模の異なる定常流を全部で4回通水し、各通水において河床が動的に安定状態(大きな河床変動・河岸侵食が生じず、小さな砂礫の移動が若干みられる状態)になるまで十分な時間通水した。2009-Case1、2009-Case2は低水路満杯流量程度、2009-Case3は流量約8m³/sで高水敷水深約0.4mで、高水敷上の玉石が少し浸かる程度、2009-Case4は約12m³/sで高水敷水深約0.7mで、ほとんどの玉石が水没する規模の条件である。2009-Case4の流量は、常願寺川の平均年最大流量を単位

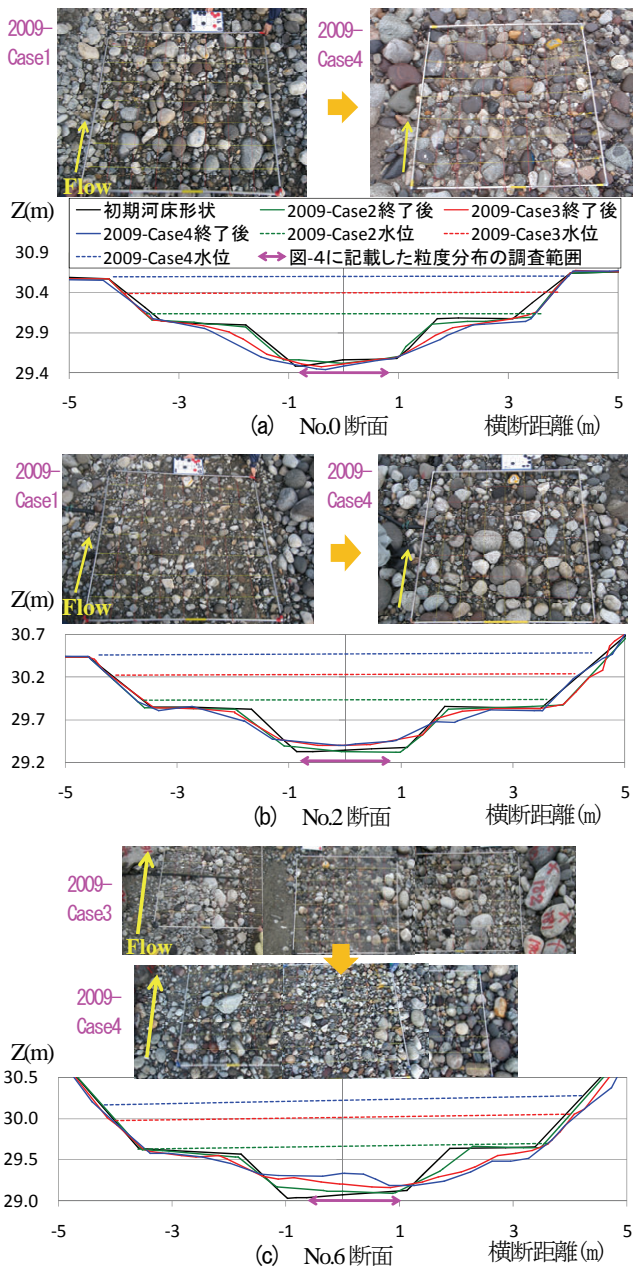


図-3 河床表層の変化 (写真) および横断形状の変化

幅換算した流量 (2.6m³/s) の約6割に相当する。各実験ケース終了後の河床高・河床材料が次の実験ケースの河床高、河床材料の初期条件となる。このため、初期低水路形状は、大きな流量が流下すると、容易に低水路幅の拡幅が起こる。

図-3は、直線部No.0, No.2と蛇行部No.6の各断面における通水中の水位と通水後の横断面形状、各断面で通水後に撮影された河床表層画像 (No.0とNo.2は低水路部、No.6は全幅) を示す。図-4は、河床表層画像解析により求められた低水路河床の表層粒度分布 (図-3に各断面の調査範囲を記載) を示す。図-3(a)に示す上流側直線部のNo.0断面では、流量の増加とともに低水路河岸が侵食されたが、上流端からの土砂供給を行っていない影響により低水路河床は若干低下した。2009-Case1終了後に比

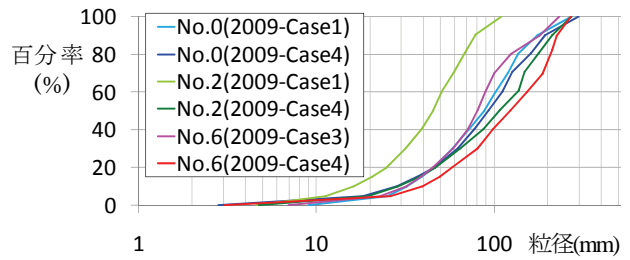


図-4 河床表層粒度分布の変化

べ2009-Case4終了後は、河床が洗掘されることにより、初期河床時に埋もれていた大きな石が表層に出現し、また低水路河岸の侵食に伴い大きな石が河床に堆積することにより粒度分布が粗くなり河床が安定した。一方、No.2断面では、河岸の拡幅過程で一般に見られるように低水路の河床が上昇した³⁰⁾。低水路の表層画像を見ると、2009-Case1終了後は河岸侵食によって多量に供給された細かい材料で表層が構成されているものの、2009-Case4終了後は上流から流下してきた多量の砂礫のうち、砂は流下してしまい、主として大きな石礫の堆積によって河床が上昇している。これは、図-4の粒度分布に見ることができる。2009-Case1終了後に比べ2009-Case4終了後は、100mm以上の大きな石が増加している。2009-Case3および2009-Case4の大規模流量通水時に、100mm以上の石が活発に移動し、河道断面形状および粒度分布に影響を与えたことが分かる。蛇行部のNo.6断面では、流量増加に伴い、水衝部にあたる右岸低水路河岸が大きく侵食され、内岸には土砂堆積が生じた。高水敷河岸は若干侵食されているが、高水敷河岸際に配置した玉石の河岸保護の効果で大きく後退することはなかった。表層画像は、2009-Case3終了後と2009-Case4終了後のものを示す。右岸低水路河岸は、侵食される過程で出現した大きな石で表層が構成されており、内岸堆積部は左岸側に行くほど細かい材料に遷移していることが分かる。2009-Case3に比べ2009-Case4の河床表層は、河床・河岸ともに材料が大きくなっており、流量増加に伴い、河床形状が変化するとともに、大きな流体力に耐える河床形状、河床表層を形成する。河床形状は、図-3に示した3断面とも、流量の増加に伴い洗掘・河岸侵食や堆積が生じることで、初期の与えられた複断面形状からなめらかな横断河床勾配をもつ船底形断面形状³¹⁾に変化した。

図-5は、既往の混合砂礫を用いた室内実験^{11), 32), 33)}と常願寺川現地実験で用いられた粒度分布を示す。図の凡例に、各粒度分布の平均粒径 d_m と標準偏差 $\sigma(\sqrt{d_{84}/d_{16}})$ を併せて示す。粒度分布を比較すると、室内実験に対し常願寺川現地実験は、平均粒径で約20~50倍、標準偏差で約2~3倍の違いがあり、現地の材料は著しく広い粒径集団で構成されていることが分かる。これらの室内実験では、直線水路における上流側の細粒分の抜け出しによ

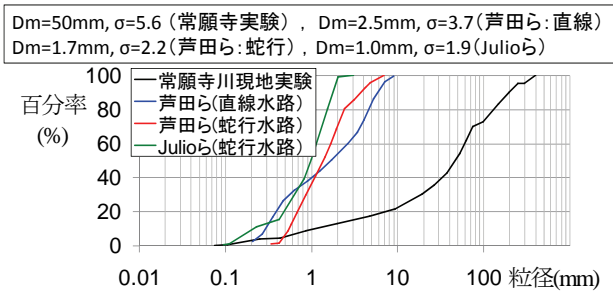


図-5 既往実験と常願寺川現地実験の粒度分布比較

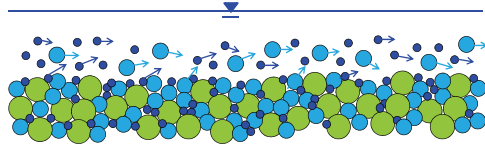
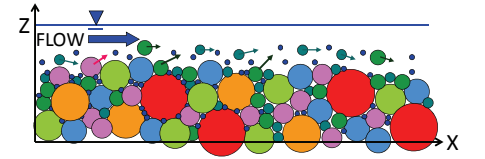
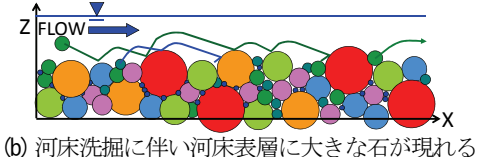


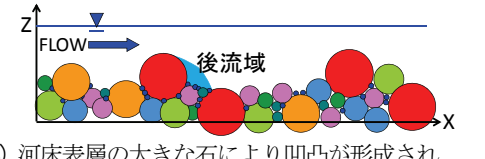
図-6 砂礫河川の土砂移動



(a) 河床表層が砂礫で覆われている状態 (凹凸小)



(b) 河床洗掘に伴い河床表層に大きな石が現れる

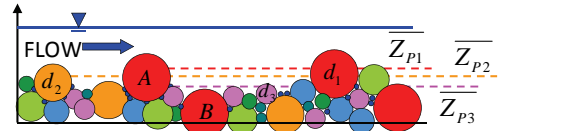


(c) 河床表層の大きな石により凹凸が形成され河床が安定した状態

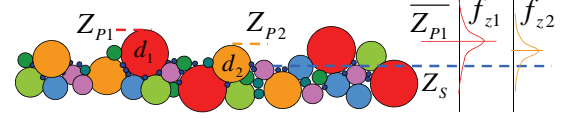
図-7 石礫河川の河床変動過程

る粒度分布の一様化現象(粗粒化現象)¹¹⁾や、蛇行流路を用いた一様砂実験と混合砂実験の比較から混合砂河床において外岸洗掘深が減少することなどが見出された。これらの成果は、砂礫河川の土砂移動機構として有用な情報であるが、大きな石から砂までの広い粒度分布を有する石礫河川の土砂移動については河床変動に伴う河床表層の変化について更なる検討が必要である。

図-6に、砂や礫が主体となる砂礫河川(室内実験)の土砂移動の様子を、図-7に、大きな石を含む広い粒径集団で構成される石礫河川(現地実験)の土砂移動の様子を示す。砂礫河川は、河床材料の粒度分布の拡がり幅が狭いため、河床表層材料により形成される河床表層の凹凸が小さく、砂礫の離脱・流下・堆積の移動機構に与える凹凸の影響は小さい。しかし、石礫河川は河床変動の段階で表層の粒度分布が大きく変化(大きな石の出現による粗粒化)するとともに、河床表層は大きな石により凹凸(空隙空間)が形成される。この大きな凹凸は流れの抵抗に影響するとともに、砂や礫の移動は、離脱、流



(a) 各粒径の平均高さ



(b) 各粒径の高さ分布

図-8 各粒径の平均高さ及各粒径の高さ分布の関係

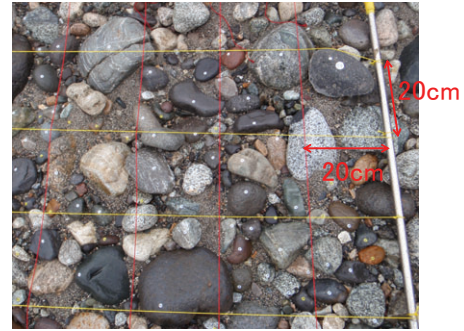


写真-2 石礫高さ分布調査箇所の河床の状況

下、堆積の各過程において凹凸の影響を大きく受ける。小さな砂礫は、大きな石礫が形成する凹凸の窪み部分(空隙空間)や後流域に留まるため、洗掘の段階で粗粒化はするものの、粒度分布の幅はほぼ維持される。このことは、細粒土砂が抜け出すことにより粒度の粗粒化が生じている砂礫実験と、石礫河川の粗粒化とは機構が異なる。また、石礫河川の河床の安定には、大きな石の配置および石の形状が重要な要素となる。このように、砂礫河川の土砂移動機構と石礫河川の土砂移動機構は大きく異なることが推定できる。

石礫河川における著者らの河床変動解析法^{20), 27)}の精度を向上させるため、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。これまでは、各粒径の高さについては、図-8(a)に示す各粒径の平均高さ \bar{Z}_{pk} を計算する手法をとってきた。しかし、図-8(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、離脱や堆積の各過程に影響している。本調査では、この各粒径の平均高さ \bar{Z}_{pk} を基準とし、図-8(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終了後の実験水路を対象として、蛇行および斜面の影響が入らない直線区間に位置するNo.0断面およびNo.16断面の低水路河床を選定し、各箇所につき1.6m×1.6mの範囲で行われた。写真-2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_{pk} 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

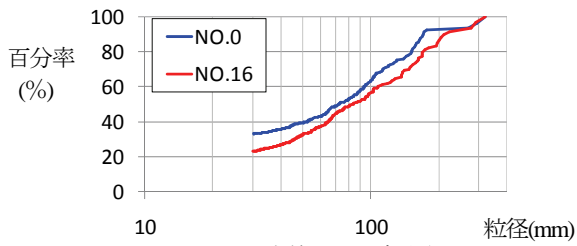


図-9 調査箇所の粒度分布

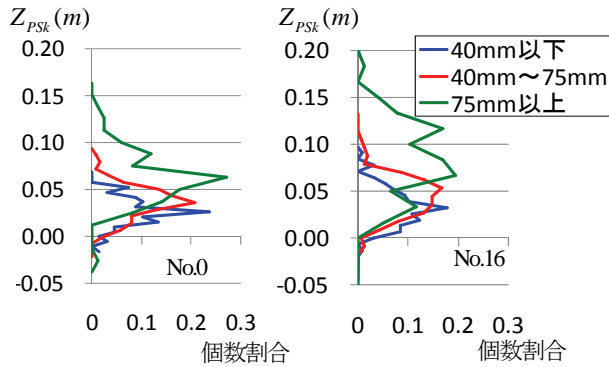


図-10 各粒径階の高さ分布

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-9に測定箇所の粒度分布を示す。下流直線部は、上流直線部に比べ、河床勾配が若干急勾配であったため、河床材料は下流側 (No.16) の方が若干大きい。図-10に高さ分布の調査結果を示す。高さ分布は、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。No.0とNo.16の高さ分布を比較すると、粒度分布の大きかったNo.16の方が若干高くなった。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(1)で分布形状を表現し、図-10の各粒径階の高さ分布の標準偏差 σ_k を調べた。

$$f(z') = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_k} \exp\left(-\frac{z'^2}{2\sigma_k^2}\right), \quad z' = \frac{Z_{pk} - \overline{Z_{pk}}}{\overline{Z_{pk}} - Z_s} \quad (1)$$

図-11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。小さい粒径ほど標準偏差が大きく、大きな粒径ほど標準偏差が小さいことが分かる。これらの関係を図-12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(2)で近似される。

$$\sigma_k = \min\left\{0.435 + \exp\left(-6\frac{d_k}{d_m}\right), 0.6\right\} \quad (2)$$

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、4章の河床の凹凸を考慮した離脱・堆積のモデル化に反映する。

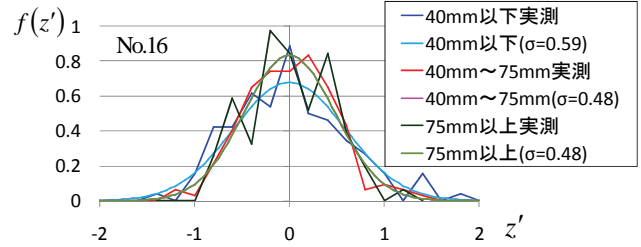
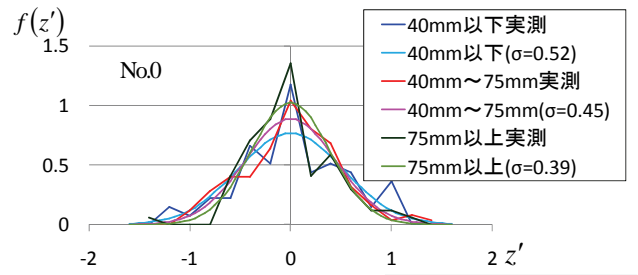


図-11 各粒径階の高さ分布と分布を近似する正規分布

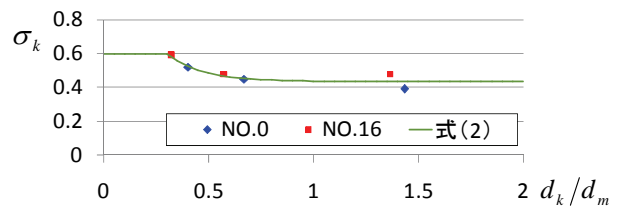


図-12 標準偏差と粒径の関係

3. 現行の混合粒径河床変動解析法の石礫河川への適用上の問題

現行の混合粒径を対象とした河床変動解析法は、流れの連続式、運動方程式と粒径別流砂量式、河床および粒度の連続式¹⁰⁾により構成され、室内実験結果や砂礫河川の調査結果をもとに構築されている。この混合粒径河床変動解析法を2009年常願寺川河床変動実験結果へ適用した結果から石礫河川への適用上の課題について述べる。

(1) 解析手法と解析条件

2009年常願寺川河床変動実験を対象とした解析の手法および条件を述べる。福岡³⁰⁾は、観測精度の高い水面形の時間変化を満足するように流れを解く非定常二次元洪水解析法により、洪水時の流量ハイドログラフを精度良く推算できることを明らかにした。また、洪水時の河床変動の影響も観測水面形の時間変化に含まれることから、非定常二次元洪水解析法と二次元河床変動解析法を一体的に扱う方法³⁴⁾を構築し、観測水面形の時間変化を解とした洪水流・河床変動解析を行うことにより砂・砂礫河川における洪水時の河床変動量を概ね再現できることを明らかにしている。本研究においても、この方法を採用し、粒径別流砂量式には、芦田・道上式³⁵⁾を用いる。解析は、2009-Case2終了後の河床縦横断形状を初期河床として2009-Case3の水面形と河床変動を対象に検討を行った。解析メッシュは、流下方向約2.5m間隔、横断方向

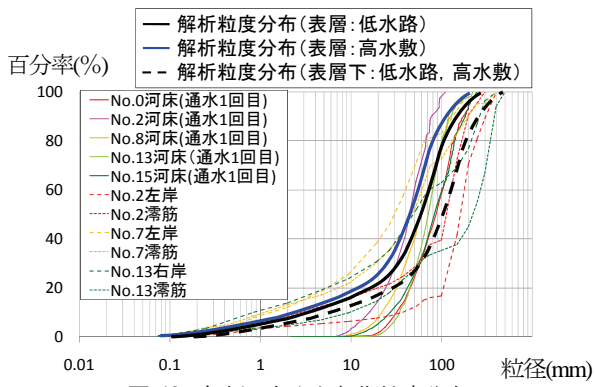


図-13 解析に与えた初期粒度分布

約0.35m間隔で作成した。上下流の水位境界条件は、図-1におけるNo.1とNo.15の観測水位の時間変化を与えた。マンニング粗度係数は、水面形の時間変化を説明する値として0.03を適用した。図-13に、解析に与えた初期粒度分布を示す。粒度分布形状は、2009-Case1終了後の河床表層画像解析による実測粒度分布と、小さい材料分布はふるい分け試験結果(2009-Case4終了後)を参考に決定した。2009-Case2終了段階における低水路の河床表層粒度分布は、水路縦横断位置によって大きな変化は見られなかったため、縦横断的に一定値を与えた。高水敷河床表層は、低水路表層に比べ細かい材料で構成されていたため、図-13の青線で示す粒度分布を与えた。また、表層下は最大径を参考に粒度分布を決定した。解析に用いた粒径は、320mm, 220mm, 130mm, 70mm, 30mm, 8mm, 2mmの7粒径とした。交換層厚は、実験において200mm程度の石の移動が確認されたことから、200mmとして設定した。この厚さは、粒度分布で見るとD90程度に相当する大きさである。実験では、上述のように水路上流端からの土砂流入が無いように工夫されており、解析においても上流端からの土砂供給はないものとしている。堤防際の侵食による土砂供給を防ぐために連続配置した玉石の影響を流れの解析に考慮するため、FAVOR法³⁰⁾を流れ場の解析に採用し、玉石の体積排除率を考慮した。また、玉石による流れへの抵抗は、形状抵抗の形で考慮した。

(2) 解析結果と考察

図-14, 図-15は、左右岸水位縦断形観測値および流量観測値と解析結果の比較を示す。水面形の解析結果は、左右岸の観測水面形を再現し、これより求めた流量ハイドログラフは観測を概ね説明出来ている。図-16に、直線区間の各断面(No.2, No.4)の河床横断形状および粒度分布(D20, D60, D80, D90)の実測値(河床表層画像解析から得た結果)と解析値の比較を示す。図-10の高さ分布調査の結果から、河床表層は概ね200mm程度の凹凸が生じているため、表層画像解析による結果は、表

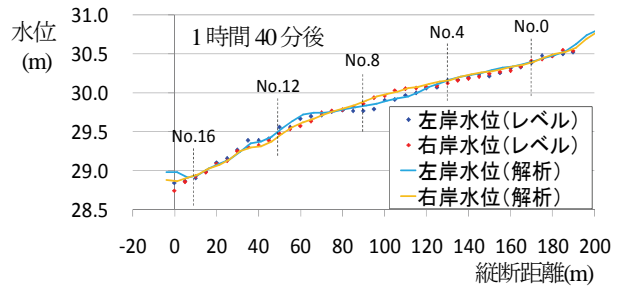


図-14 左右岸水面形の解析値と観測値の比較

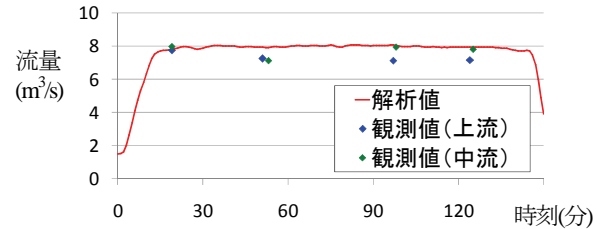


図-15 流量ハイドログラフの解析値と観測値の比較

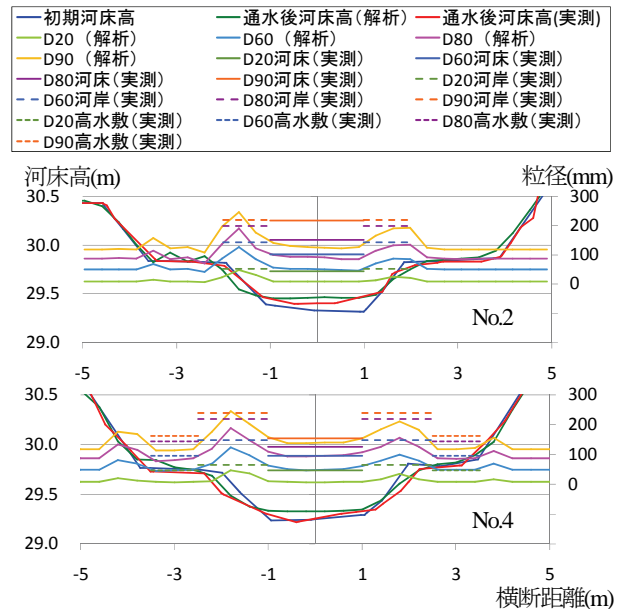


図-16 河床横断形状と粒度分布の実測値と解析値(既往の解析法)の比較

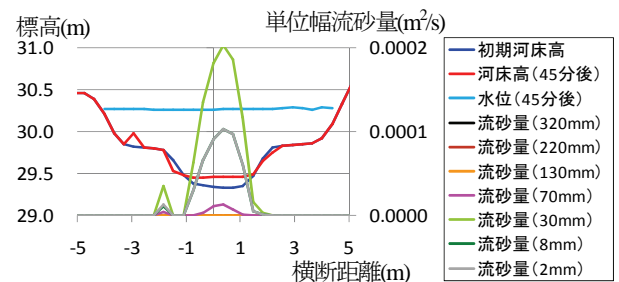


図-17 No.2断面の各粒径の解析流砂量分布(45分後)

層200mm程度の厚さの情報であり、解析で用いた交換層厚に対応するものと考えられる。解析による通水後横断面形状は、低水路河岸の侵食を再現している。低水路は全体的に堆積傾向となっているが、その形状は実測値を概ね再現している。しかし、粒度分布の値には実測値と解析値に差が見られる。D60の解析結果は、実測値に比

べ全体的に小さい値となっている。図-17は、No.2断面における粒径ごとの解析流砂量分布を示す。粒径30mm程度の礫は活発に移動するものの、石サイズ(75mm以上)の粒径集団はほとんど移動していない。2章で述べたように、2009-Case3では100mm以上の石が活発に移動したことが分かっており、この解析による流砂量分布は実際の流砂量分布と異なっていることが分かる。

上述のように、混合粒径を対象とした現行の河床変動解析法では石礫河川の表層粒度分布および流砂量を十分に説明出来ていない。この原因として、1章で述べた空隙率の時間変化を表現できないことによる河床低下の問題^{20, 21)}に加え、以下に示す交換層および粒径別限界掃流力の石礫河川への適用性等の問題が挙げられる。

最初に、交換層に関する問題点について考察する。現行の混合粒径河床変動解析法では、交換層厚を決定する必要がある。竹林³⁷⁾は、掃流力と平均粒径を用いた掃流層厚算定式³⁸⁾を交換層に適用し、砂礫河川の河床変動の説明を試みた。しかし、石礫河川では河床表層の凹凸が砂礫河川に比べて大きいこと、移動しない大きな石が存在することから、竹林の方法による交換層厚の適用は難しいと考えられる。一般に交換層厚は、D90や最大径などをもとに研究者の判断により決定される。図-18に示すように、交換層厚を最大径とし、小さな粒径集団のみが抜け出す場合を考える。図-18(a)のように河床表層に存在する小さい材料が抜け出し、河床表層の小さい粒径集団がなくなれば、図-18(b)の状態に移行する。しかし、小さい粒径集団の抜け出しにより河床低下した分、基盤層から新たに小さな粒径集団が交換層に取り込まれるため、交換層には常に小さな粒径集団が存在することになる。このように、ある層厚を想定した交換層の考え方による粒度分布の評価方法では、図-3の写真に示す河床表層の粒度分布の変化を十分には表現できないため、図-16に示した粒度分布の解析結果は実測値よりも全体的に小さく評価されたものと考えられる。小さな粒径集団が常に交換層内に含まれること、また、小さな粒径集団は移動しやすい判定になることから、掃流力が限界掃流力を下回るまで、小さな粒径集団の抜け出しが続き、空隙率の問題と同様に河床低下量を大きく見積もることになる。

次に、2つ目の問題である限界掃流力について考察する。図-19に、2009年河床変動実験のNo.2断面の低水路河床における掃流力と修正Egiazaroff式³⁹⁾より算出した粒径別限界掃流力の比較を示す。解析流砂量分布で示したように、掃流力が限界掃流力よりも大きな値となっている70mm以下の粒径集団は活発に移動する。しかし、それ以上の大きな粒径は、限界掃流力の値が大きく、実験条件での掃流力では移動しないことになる。Egiazaroff式³⁹⁾は、平坦河床上に置かれた粒子を想定し、流体から

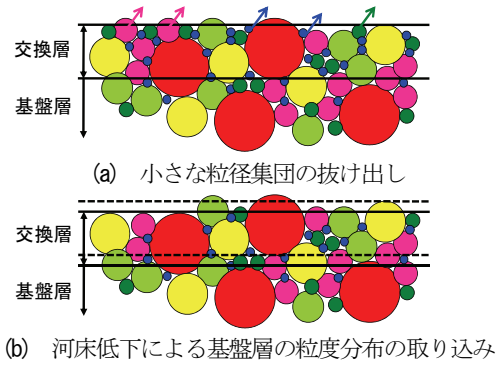


図-18 交換層の問題点

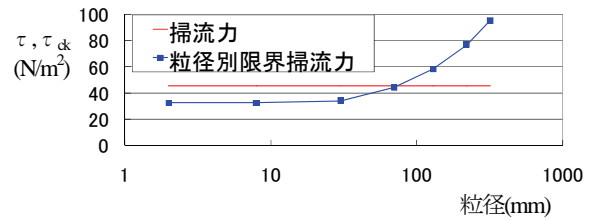


図-19 掃流力と粒径別限界掃流力の比較

の抗力 D と粒子の抵抗力 R が釣り合う状態を限界状態として式を導いている。各粒径に作用する流速値の算定に相当粗度として平均粒径を用いるため、各粒径の大きさと平均粒径との比は考慮され、河床表層の凹凸が少ない砂礫河川においては、この式により粒径別の移動限界を評価できると考えられる。しかし、石礫河川のように広い粒径集団が存在し、その表層凹凸形状が土砂移動に影響するような河床では、各粒径の限界掃流力を評価することは難しい。

粒径別限界掃流力の改善法がいくつか報告されている。芦田ら^{40, 41)}は、河床勾配の影響を限界掃流力に考慮した式を提案した。しかし、河床勾配の影響を考慮しただけでは、河床表層の凹凸変化を捉えられないため、石礫河川の移動限界を十分に評価できない。中川ら⁴²⁾は、粒径別の離脱角度の相違に着目し、大きな材料ほど離脱角度が小さく(離脱しやすい)、逆に小さな材料は離脱角度が大きくなる(離脱しづらい)ことを考慮した粒径別限界掃流力の式を提案した。各粒径の離脱角度の検討は、各粒径が平均河床面から半球状態で突出している河床状態を想定し、その河床上において検討が行われている。しかし、石礫河川の河床凹凸形状は、流体力によって変化するため、半球を並べた理想的な状態では十分に表現できないと考えられる。鈴木ら⁴³⁾は、中川ら⁴²⁾と同様に平均粒径よりも大きな河床材料の離脱角度が小さいこと、また、平均粒径よりも小さい材料は、揚力による離脱が卓越するとして、大粒径および小粒径に分けて粒径別限界掃流力を算出する式を提案した。また、流砂量式に用いる掃流力に関しても大粒径の突出を考慮した補正式を提案している。鈴木らの研究は、現象の理解を深めたが、提案された式の検証は、2粒径・3粒径を混合した河床材

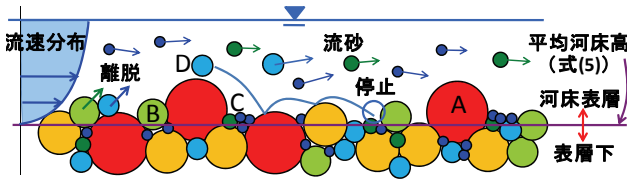


図-20 石礫河川の河床変動解析法の河床、流れと流砂（離脱・流下・堆積）の関係

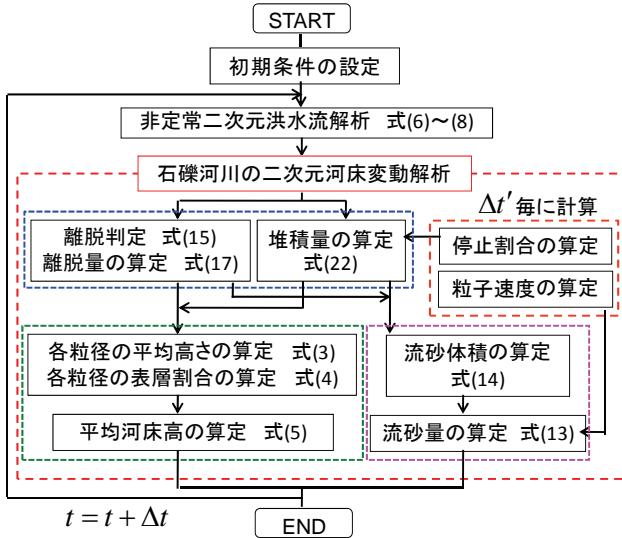


図-21 石礫河川の河床変動の解析過程

料を用いた実験結果から検討されており、より広い粒度分布で構成される河床状態での検討が望まれる。Wu et al.⁴⁴⁾は、各粒径の高さ分布と表層粒度割合から遮蔽確率と露出確率を算定する式を提案し、それらを用いた粒径別限界掃流力の算定式を構築した。そして実験データおよび現地データとの比較からEgiazaroff式よりも移動限界の説明力が高いモデルであることが示された。しかし、各粒径の高さ分布は、高さ方向に一様分布（2章で示したように本調査結果は正規分布）が仮定されており、上述した実際の各粒径の高さ関係を表現できていないことから、石礫河川の河床凹凸およびそれに起因する遮蔽係数を表現するには未だ十分ではないと考えられる。

以上のように、砂河川・砂礫河川において一般的に用いられる現行の河床変動解析法を、石礫河川に適用する場合は、空隙率、交換層および限界掃流力の問題が生じ、石礫河川の河床変動量の算定精度が低いことが示された。石礫河川の土砂移動・河床変動を表現するには、河床表層の粒度分布および凹凸形状（空隙）を十分に考慮した石礫河川の土砂移動過程のモデル化を行うことが重要となる。

4. 石礫河川の新しい二次元河床変動解析法

3章で述べた既往の河床変動解析法の石礫河川へ適用する際の問題点を改善し、2章で述べた石礫河川の河床

変動機構および河床表層の凹凸分布の特徴を考慮した新しい河床変動解析法を構築する。図-20は新しい二次元河床変動解析法で想定した石礫河川における流砂過程を、図-21に石礫河川の河床変動解析法の過程を示す。本解析法は、洪水流の水面形の時間変化を解とし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。はじめに、本解析法における河床表層の各粒径の平均高さ、表層割合および平均河床高の計算法について説明し、それを用いた洪水流解析および流砂量解析について説明する。

(1) 河床表層の各粒径の平均高さ、表層割合および平均河床高の算定方法

各粒径の平均高さ $\overline{Z_{Pk}}$ 、表層割合 P_k と平均河床高 $\overline{Z_B}$ の計算法について説明する。各諸量の定義を図-8、図-20に示す。各粒径の平均高さは、後述する各粒径の河床からの離脱量 V_{Pk} 、河床への堆積量 V_{Dk} と河床の表層割合を用いて式(3)により時々刻々の高さを計算する。

$$\frac{\partial \overline{Z_{Pi,j,k}}}{\partial t} = -\frac{\alpha_2 (V_{Pi,j,k} - V_{Di,j,k})}{\alpha_3 P_{i,j,k}} \quad (3)$$

ここで、 i, j : 計算メッシュの流下方向および横断方向の番号、 α_2, α_3 : 粒子の2次元・3次元形状係数（ $= \pi/4, \pi/6$ ）である。 α_2/α_3 は各粒子の持つ空隙を考慮したもので、空隙率に換算すると $\lambda = 0.33$ に相当する。各粒径の表層割合（図-20に示すように平均河床高より上の部分を表層とする）は、各粒径の離脱量、堆積量を用いて式(4)から計算する。

$$\frac{\partial P_{i,j,k}}{\partial t} = -\frac{\alpha_2 (V_{Pi,j,k} - V_{Di,j,k})}{\alpha_3 d_k} + P_{0i,j,k} \sum_{k=1}^{nk} \frac{\alpha_2 (V'_{i,j,k})}{\alpha_3 d_k} \quad (4)$$

ここに、 $V'_{i,j,k}$ は、 $V_{Pi,j,k} > V_{Di,j,k}$ の時、 $V'_{i,j,k} = V_{Pi,j,k} - V_{Di,j,k}$ 、 $V_{Pi,j,k} \leq V_{Di,j,k}$ の時、 $V'_{i,j,k} = 0$ であり、 $P_{0i,j,k}$ は、表層下における各粒径の割合である。式(4)の右辺第2項は表層下の粒度分布を考慮した項であり、 $V'_{i,j,k}$ は、離脱量が堆積量を上回る場合のみ計算される。平均河床高 $\overline{Z_B}$ は、式(5)により算定する。

$$\overline{Z_{Bi,j}} = \sum_{k=1}^{nk} (P_{i,j,k} \cdot \overline{Z_{Pi,j,k}}) - \frac{d_{mi,j}}{2} \quad (5)$$

式(5)の右辺第1項は、各粒径の平均高さ $\overline{Z_{Pk}}$ の計算格子内での平均高であり、右辺第2項は平均粒径 d_m （本解析では d_{60} 粒径とした）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。

(2) 非定常二次元洪水流解析

本解析法で用いる式形は、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）を用いて構築した。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。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{h}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{q^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{q^\eta}{J} \right) = 0 \quad (6)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{q^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{u^\xi q^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{u^\eta q^\xi}{J} \right) \\ & - \frac{q_x}{J} \left(u^\xi \frac{\partial \xi_x}{\partial \xi} + u^\eta \frac{\partial \xi_x}{\partial \eta} \right) - \frac{q_y}{J} \left(u^\xi \frac{\partial \xi_y}{\partial \xi} + u^\eta \frac{\partial \xi_y}{\partial \eta} \right) \end{aligned} \quad (7)$$

$$= -gh \left(\frac{\xi_x^2 + \xi_y^2}{J} \frac{\partial H}{\partial \xi} + \frac{\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial H}{\partial \eta} \right) - \frac{F_{D90}^\xi}{\rho J} + D^\xi$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{q^\eta}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{u^\xi q^\eta}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{u^\eta q^\eta}{J} \right) \\ & - \frac{q_x}{J} \left(u^\xi \frac{\partial \eta_x}{\partial \xi} + u^\eta \frac{\partial \eta_x}{\partial \eta} \right) - \frac{q_y}{J} \left(u^\xi \frac{\partial \eta_y}{\partial \xi} + u^\eta \frac{\partial \eta_y}{\partial \eta} \right) \end{aligned} \quad (8)$$

$$= -gh \left(\frac{\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial H}{\partial \xi} + \frac{\eta_x^2 + \eta_y^2}{J} \frac{\partial H}{\partial \eta} \right) - \frac{F_{D90}^\eta}{\rho J} + D^\eta$$

ここに、 h : 水深、 q^ξ, q^η : 単位幅流量の反変成分、 u^ξ, u^η : 流速の反変成分、 H : 水位 ($h + Z_B$)、 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^η : 水深平均流速の変動成分によるレイノルズ応力項である。石礫河川における河床抵抗は、従来用いられる摩擦抵抗よりも河床表層に突出した大きな河床材料による形状抵抗が支配的であると考えられる。本研究では、D80以上の大きな河床材料が抵抗に寄与すると考え、抵抗評価式を構築した。式(7)、式(8)の $F_{D90}^\xi, F_{D90}^\eta$ 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(9)~式(11)により評価する。

$$F_{D90}^\xi = \xi_x F_x + \xi_y F_y, \quad F_{D90}^\eta = \eta_x F_x + \eta_y F_y \quad (9)$$

$$\begin{pmatrix} F_x \\ F_y \end{pmatrix} = N_{D90} \frac{\varepsilon_{D90}}{2} \rho C_D A_{D90} u_{D90}^2 \frac{1}{\sqrt{u_x^2 + u_y^2}} \begin{pmatrix} u_x \\ u_y \end{pmatrix} \quad (10)$$

$$N_{D90} = \frac{0.2}{\alpha_2 d_{90}^2}, \quad A_{D90} = \frac{\alpha_2 d_{90}^2}{2} \quad (11)$$

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)、 u_{D90} : D90粒径に作用する流速値であり、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(河床が安定した状態)を用いて h/d_{90} と ε_{D90} の関係を整理した結果、図-22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。上述の抵抗評価式は、常願寺川現地実験のデータをもとに構築したものである。常願寺川の河床には、大きな河床材料が豊富に存在する。このため、河床が洗掘されると、

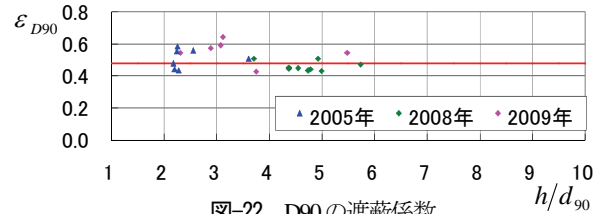


図-22 D90の遮蔽係数

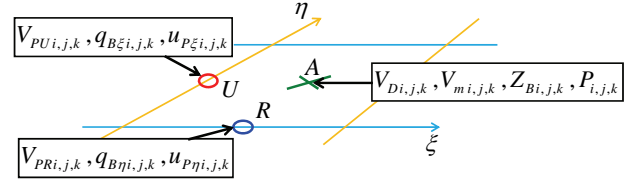


図-23 各変数の定義点

より大きな材料が出現する状況にあり、流体力が変化すればD80粒径もそれに応じて変化することができ、D80以上の粒径はほとんど移動しない材料で構成されている。従って、抵抗評価式はD80以上の材料が静止状態にある場合を想定して構築した。しかし、それらが活発に移動するような大規模な洪水を対象とする場合は、D80以上の形状抵抗による扱いでは河床抵抗を十分に評価できない状況も考えられる。このような大規模な洪水については、抵抗評価法の検討が必要である。

(3) 掃流砂量の算定方法

掃流砂量は、掃流砂濃度分布 c 、掃流層厚 h 、および粒子速度分布 u_p を用いると次式で評価される^{32), 35)}。

$$q_{Bk} = \int_0^{h_s} c_k u_{pk} dz = \overline{c_k h_{sk} u_{pk}} = V_{mk} \overline{u_{pk}} \quad (12)$$

ここに、 V_{mk} : 各粒径の単位面積当たりの流砂体積である。混合粒径材料の流砂過程における各粒径の流砂濃度分布 c_k 、掃流層厚 h_{sk} および粒子速度分布 u_{pk} の評価は、各粒径粒子間の衝突や流れとの相互干渉を適切に考慮する必要がある。しかし、現状ではこれら进行评估することは難しい。本研究では、式(12)に示すように掃流層厚と濃度分布を単位面積当たりの流砂体積 V_{mk} として1つにまとめ、粒子速度は各粒径粒子間の衝突を考慮しない状態での平均移動速度 $\overline{u_{pk}}$ を求め、それらを用いて掃流砂量を算定した。一般座標系における式(12)の二次元表記(各変数の定義位置を図-23に示す)は、以下のようになる。

$$\begin{aligned} q_{B\xi i,j,k} &= V_{m i0,j,k} \overline{u_{p\xi i,j,k}} \\ q_{B\eta i,j,k} &= V_{m i,j0,k} \overline{u_{p\eta i,j,k}} \end{aligned} \quad (13)$$

ここで、式(13)の下付き $i0, j0$ は、風上側を示し、平均粒子速度 $u_{p\xi}, u_{p\eta}$ の正負により対象メッシュを判定する。各粒径の単位面積当たりの流砂体積 V_{mk} は、流砂量の収支と離脱・堆積の差から以下の式により評価される。

$$\frac{\partial V_{mi,j,k}}{\partial t} + \frac{\partial q_{B\xi i,j,k}}{\partial \xi} + \frac{\partial q_{B\eta i,j,k}}{\partial \eta} = V_{Pi,j,k} - V_{Di,j,k} \quad (14)$$

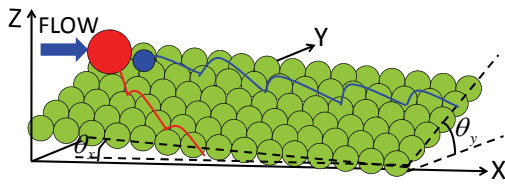


図-24 粒子移動速度ベクトルの解析方法

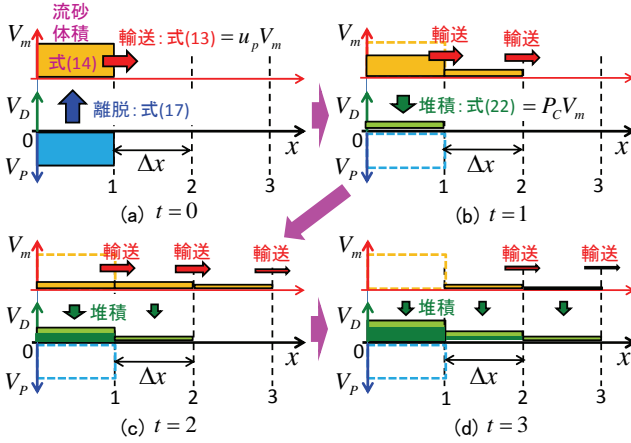


図-25 流砂量算定の過程

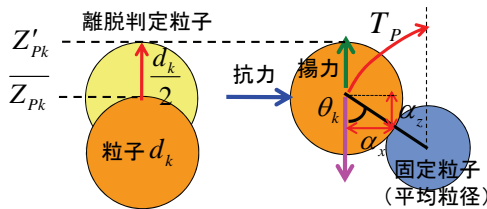


図-26 離脱判定粒子の高さと離脱計算方法

各粒径の粒子移動速度 $u_{p\bar{\xi}}$, $u_{p\eta}$ 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。ここでは著者らによる既報²⁷⁾の評価法と同様に、図-24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⁴⁵⁾を用いた跳躍解析から求めた。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、移動速度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・青山⁴⁶⁾の一樣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、5章の室内流砂量実験への適用から、現象をよく説明する値として反発係数0.65を採用した。各粒径に関して5秒間の跳躍解析を行い、その移動距離・方向から平均移動速度 $u_{p\bar{\xi}}$, $u_{p\eta}$ を算定する。ここで、図-21に示す流砂量算定に用いる粒子移動速度と堆積量算定に用いる停止割合の計算では、計算負荷が大きいため、計算時間間隔 $\Delta t'$ を他の計算に用いる時間間隔 Δt よりも長く設定している。粒子速度等は、流れや河床状態が変わらなければ変化しない値であるため、流れや河床変動を考慮して計算時間間隔を設定する。実験規模では、数秒から数十秒程度、実河川の洪水流を対象とする場合は、1, 2分を目途に設定すればよい。

図-25は、時刻 $t=0$ に上流端格子からある粒径粒子の離脱が生じた場合の、その後の時間的な輸送(流砂)・堆積の計算過程を模式的に示したものである。横軸は、流下方向の計算格子を示し、縦軸は、離脱量 V_P 、堆積量 V_D および流砂体積 V_m を示す。まず、 $t=0$ において離脱した土砂 V_P は、式(14)の計算により流砂体積 V_m に取り込まれる。計算格子間の流砂量 q_B は、流砂体積 V_m と粒子速度 u_p との積(式(13))で算定される。また、計算格子への堆積量 V_D は、後述するように流砂体積 V_m と停止割合 P_C の積で算定される。このようにして求められた流砂量 q_B と堆積量 V_D を用い、式(14)により次の時刻($t=1$)の各計算格子の流砂体積が算定される。このような計算過程を繰り返すことで、時空間的な流砂体積、流砂量および堆積量が求められる。

(4) 離脱量の算定方法

凹凸のある河床では、図-20のA粒子のように各粒径の中で高い位置に存在する粒子(露出度が高いもの)が離脱する可能性が高いことから、このような粒子を対象として各粒径の離脱量の算定を行う必要がある。また、図-20のB粒子やC粒子のように、それぞれの粒径集団の中で高い位置に存在する粒子の中でも、他の大きな粒径集団の前面および背後に位置し、大きな粒径に遮蔽され移動できない状態の粒子が存在する。石礫河川における離脱量算定には、大きな粒径集団による遮蔽効果を考慮する必要がある。

離脱量算定では、まず、各粒径の高い位置に存在する粒子を対象とした離脱判定を行う。図-26に離脱判定の方法を示す。離脱判定に用いる各粒子の高さ Z'_{pk} は、図-26に示すように、計算された各粒径の平均高さ Z_{pk} より各粒径の半径分高い位置とした。離脱判定を行う粒子に対して角度 θ_k 下方に固定粒子(平均粒径 d_m)を配置し、その接点を支点として、モーメントの釣り合い式(15)により離脱判定を行う。

$$\beta_{i,j,k} = \frac{\alpha_{zk} \rho C_D \varepsilon_a \alpha_2 d_k^2 u_{rk}^2 + \frac{\alpha_{zk}}{2} \rho C_L \varepsilon_a \alpha_2 d_k^2 u_{rk}^2}{\alpha_{sk} \cdot (\rho_s - \rho) g \alpha_3 d_k^3} \quad (15)$$

$$\beta_k \geq 1.0 : \text{離脱する} \quad \beta_k < 1.0 : \text{離脱しない}$$

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

ここで、 ε_a : 流体力を受ける面積を表す投影係数で、0.4が一般的に用いられるが²⁹⁾、離脱対象粒子が周辺の粒子に比べて高い位置に設定しているため、本解析では0.7とした。 C_L : 揚力係数で、Chepil^{47), 48)}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 : 粒子密度、 u_{rk} : 粒子に作用する流速値で、対数分布則により求める。流速の代表高さは、図-27に示すように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、

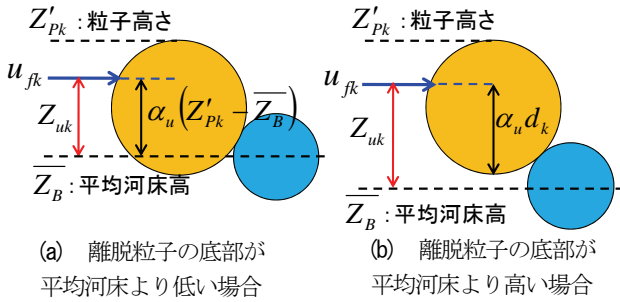


図-27 離脱粒子に掛かる流速値の算定方法

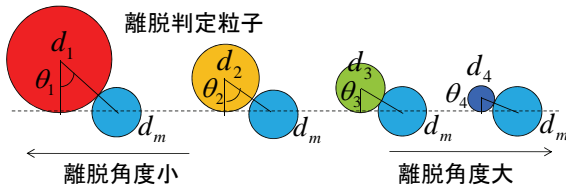


図-28 離脱角度と平均粒径の関係

α_u を0.7として代表高さ Z_{uk} を求め、流速値を算定した。 θ_k : 離脱角度 (度) で、式(16)により算定する。

$$\theta_{i,j,k} = \text{MAX} \left\{ \cos^{-1} \left(\frac{d_k}{d_k + d_m} \right), 45.0 \right\} - \theta_{Ci,j} \quad (16)$$

式(16)の右辺第一項は、図-28 に示すように平均粒径 d_m と離脱判定粒子 d_k との大小関係を表現した項である。大きな粒径ほど離脱角度が小さくなり離脱しやすい状態となり、逆に小さな粒径は離脱角度が大きくなり離脱しづらい状態となるように設定している。ただし、離脱角度が 45 度以下にはならないように設定した。河道縦横断勾配が離脱に影響することから^{25), 49)}、離脱の算定には河床縦横断勾配を考慮する。 θ_c は、河床・河岸の縦横断勾配の離脱への影響を考慮するために設定したものであり、次のように算定する。離脱量 V_p は、図-23 で示したように、メッシュの边上 (U 点, R 点) でそれぞれ算定する。 θ_c の値は、U 点では、流速ベクトルと同じ方向の勾配 (縦断勾配) を用い、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) を用いた。

式(15)の離脱判定において離脱すると判断された粒径を対象に式(17)にて離脱量の算定を行う。

$$V_{Pi,j,k} = \varepsilon_{Pi,j,k} \frac{N_{Pi,j,k} \alpha_3 d_k^3}{T_{Pi,j,k}} \quad (17)$$

ここに、 ε_p : 各粒径の離脱割合、 N_{pk} : 各粒径の河床表層に存在する全個数 ($= P_k / \alpha_2 d_k^2$)、 T_{pk} : 河床からの離脱時間であり、図-26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(17)の形は、中川ら²⁵⁾、村上ら⁵⁰⁾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} に反映される。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

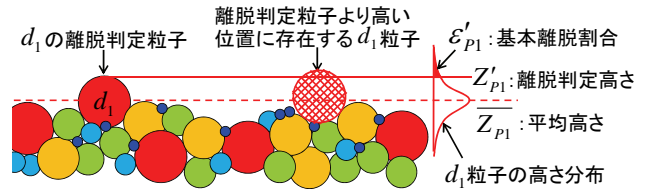


図-29 基本離脱割合

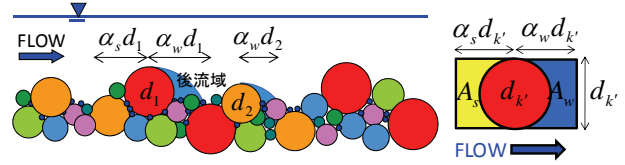
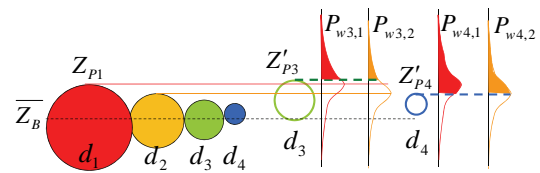
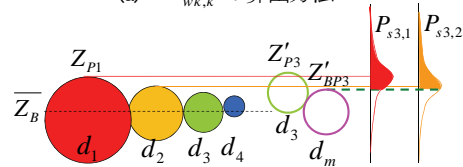


図-30 大きな粒径による遮蔽効果の計算方法



(a) $P_{wk,k'}$ の算出方法



(b) $P_{sk,k'}$ の算出方法

図-31 $P_{wk,k'}, P_{sk,k'}$ の算出方法

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。

$$\varepsilon_{Pi,j,k} = \varepsilon'_{Pi,j,k} \varepsilon_{wsi,j,k} \quad (18)$$

離脱判定粒子が離脱可能な状態であれば、それよりも高い位置に存在する粒子は離脱する可能性が高いと考え、図-29に示すように、各粒径の基本離脱割合 ε'_{pk} は、表層に存在する粒子の中で離脱判定粒子よりも高い位置に存在する粒子割合と定義し、各粒径の高さ分布を用いて以下の式により求める。

$$\varepsilon'_{Pi,j,k} = \int_{Z'_{Bk}}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma_{i,j,k}} \exp \left(-\frac{z^2}{2\sigma_{i,j,k}^2} \right) dz \quad (19)$$

次に、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-30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くと、大きな粒子の背後 (後流域) や前面に位置する小さな粒子は遮蔽効果により離脱しないと考えられる。このような現象を考慮し、大きな粒子による遮蔽割合 ε_{wsk} は、以下の式により評価する。

$$\varepsilon_{wsk} = 1 - \max \left\{ \sum_{k'=1}^{nk'} \left(\frac{P_{wk,k'}}{\alpha_2 d_k^2} A_{wk'} \right) + \sum_{k'=1}^{nk'} \left(\frac{P_{sk,k'}}{\alpha_2 d_k^2} A_{sk'} \right), 1.0 \right\} \quad (20)$$

ここに、 k' : $d_{k'} \geq d_m$ かつ $d_{k'} \geq d_k$ となる粒径とする。 $P_{wk,k'}$: 粒径 k に対して後流域を形成する大きな粒径 k' の割合、 $P_{sk,k'}$: 粒径 k の前面に存在する粒径 k' の割合であり、算定方法を図-31に示す。 $P_{wk,k'}$ は、図-31(a)に

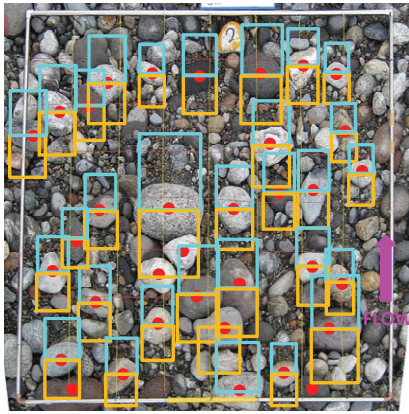


図-32 写真判読による後流域・離脱抑制面積の検討

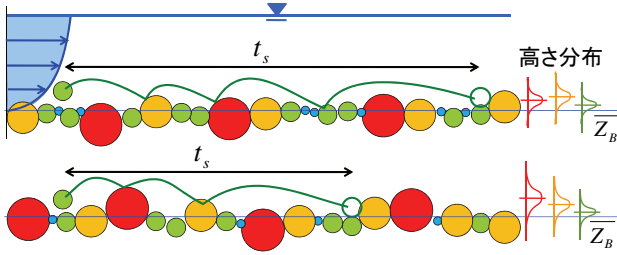


図-33 河床粒度分布および凹凸分布に対応した河床面の作成

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-26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' の割合とした。 $A_{wk'}, A_{sk'}$: 大きな粒径 k' による背後（後流域）と前面の離脱抑制面積であり、図-30右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(21)により評価される。

$$A_{wk'} = \alpha_w d_{k'}^2, \quad A_{sk'} = \alpha_s d_{k'}^2 \quad (21)$$

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-32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）状態の河床表面画像である。図には、河床表面に存在する平均粒径以上の大きな石に赤マークを付けた。この河床の状態です砂移動がほとんど生じていないことから、表面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-32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。このように写真判定から α_w, α_s の概略数値を決め、最終的な数値の決定は、5章の室内流砂量実験へ本解析法を適用し、その結果から判断した。

(5) 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(22)で行う。

$$V_{Di,j,k} = P_{Ci,j,k} V_{mi,j,k} \quad (22)$$

ここに、 P_{Ck} : 各粒径の単位時間あたりの停止割合である。堆積量の算定においては、停止割合の評価法が重要となる。既報^{20, 27)}の停止割合の評価法は、平均粒径粒子を河床に整列して並べ、その状態での各粒径の跳躍解析から河床との衝突割合を算出し、この衝突割合を停止割合として取り扱った。しかし、石礫河川における土砂の停止機構には、河床表面の粒度分布と凹凸の大きさが大きく影響する。均一径を整列に並べた河床では、石礫河川の停止機構を扱うには不十分であった。本解析法では、河床粒度分布および各粒径の高さ分布から河床の凹凸分布を作成し、その凹凸のある河床で跳躍解析を行うことにより、停止割合を算出する方法を構築した。以下にその方法を述べる。

関根・吉川⁴⁵⁾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する。図-33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、その上で各粒径の跳躍解析を粒子の運動方程式により行う。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⁴⁵⁾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 P_{Ck} を求める。

$$P_{Ci,j,k} = \int_0^1 \frac{1}{t_{Si,j,k}} \exp\left(-\frac{t}{t_{Si,j,k}}\right) dt \quad (23)$$

既往の堆積量の計算方法^{24, 26)}は、平均Step lengthを用いて堆積量分布（指数関数分布）を求め、粒子の移動軌跡を時々刻々計算することで各計算格子への堆積量が算定される。本解析法においても図-33に示す方法を用いれば、平均Step lengthを評価することも可能であるが、1.(2)で述べたように粒子の移動追跡計算を用いた堆積量の算定は計算負荷が高いため、平均Step lengthではなく単位時間あたりの停止割合を用い、流砂の移動は移動軌跡を用いずに式(13)、式(14)により各計算格子間の移動量を求め、式(22)により各計算格子への堆積量を算定する手法を採用した。

5. 河床変動解析法の室内流砂量実験結果^{51), 52), 53)}への適用と解析法の検証

河床変動解析法の検証と各係数（後流域面積係数や反発係数など）の設定を目的として、本解析法を室内直線水路で行われた礫を用いた流砂量実験へ適用する。対象

表-2 実験諸元 (小川・渡邊: 寒地土木研究所) ^{51),52)}

	流量 (m ³ /s)	初期河床 勾配	平均粒径 (mm)
実験1	1.0	1/214	37.3
実験2	1.0	1/214	30.0

表-3 実験諸元 (福島ら: 土木研究所) ⁵³⁾

	流量 (m ³ /s)	初期河床 勾配	平均粒径 (mm)	大きな石の 割合 (%)
Case0	0.52	1/100	15.0	0
Case1	0.52	1/100	20.1	2.3
Case2	0.52	1/100	22.5	5.2
Case3	0.52	1/100	27.0	10.7
Case4	0.52	1/100	31.2	15.9
Case5	0.52	1/100	34.6	20.1
Case6	0.52	1/100	43.0	30.2

とした実験は、小川・渡邊^{51),52)}によって行われた中礫を用いた掃流砂量測定実験と、福島ら⁵³⁾によって行われた大きな石の配置割合を変化させ掃流砂量を測定した実験である。各実験の諸元を表-2, 表-3に示す。

小川・渡邊の実験^{51),52)}は、粒度条件を数パターン変えて行っているが、その中で水面・河床高の情報が記載されている2つの実験結果を用いた。流量は1.0m³/sで、30分間通水が行われ、24mの実験水路の中で3点、水位と河床高が測定されている。実験1は、混合砂実験で材料は0.075mm~75mmと広い粒径範囲で行われている。実験2は、一様粒径に近い条件で行われた実験である。各実験とも、初期粒度分布と同じ材料を上流から供給している。福島ら⁵³⁾の実験は、計7Case行われ、表-3に示すようにCase0は大きな石を配置しない実験で、Case1からCase6までが徐々に大きな石の配置割合を増やした実験である。河床材料の粒径は6.4mm~40mmであり、大きな石は100mmが用いられている。実験水路は循環式となっており、下流端から流出した土砂をそのまま上流端に供給する仕組みとなっている。

まず、小川・渡邊の実験^{51),52)}への適用結果を示す。図-34は、25分後の水位・河床高の実験値と解析値の比較を示す。実験では、平均数十mm程度の河床低下が生じたため、解析では、この低下量に見合うように上流からの供給量を調節した。解析河床高は、実測河床高に比して若干河床高が高いが、実験値の傾向を捉えている。また、解析水面形は、実測水位を捉えている。図-35は、粒度分布の実験値と解析値の比較を示す。実験1の粒度分布を見ると、実験値のD60, D80粒径は、通水後に比べ10mm程度小さくなったが、解析結果は小さい粒径集団が増加したものの、D60, D80粒径は通水前とほとんど変化がなかった。実験2の粒度分布は、ほぼ一様粒径の実験であるため、実験結果、解析結果はほとんど実験前後で変化しない結果となった。図-36は、粒径別無次元流砂量 ($q_{B^*} = q_B / \sqrt{sgd^3}$) の実験値と解析

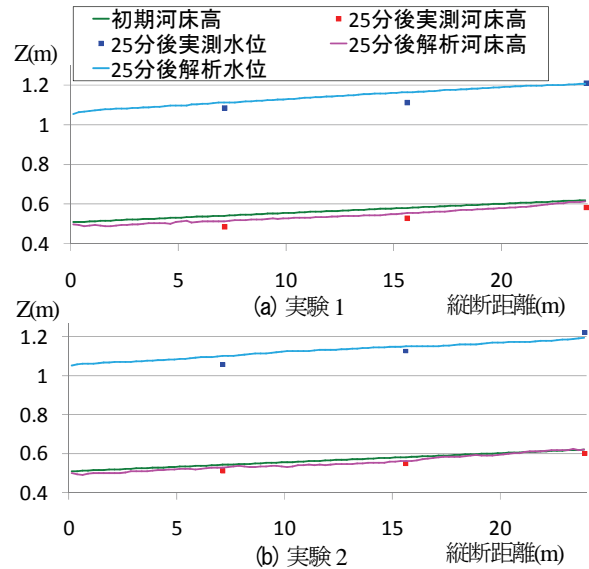


図-34 水位・河床高の比較

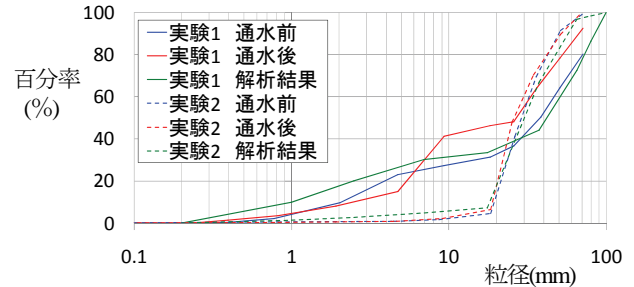


図-35 粒度分布の実験値と解析値の比較

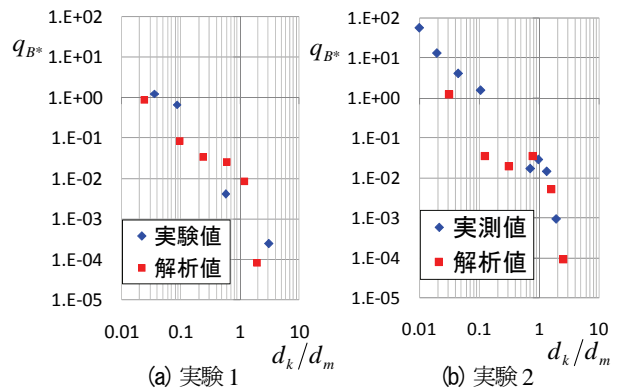


図-36 流砂量の実験値と解析値の比較

値の比較を示したものである。実験1の結果を見ると、平均粒径付近では、解析結果が実験値を上回り、小さい粒径集団の移動は実験値に比べて若干少ない結果となった。実験2の結果を見ると、平均粒径付近の流砂量は実験値を再現している。しかし、小さい粒径集団の流砂量は、実験1と同じく、若干少ない結果となった。

次に、福島らの実験⁵³⁾への適用結果を示す。図-37は、全流砂量の実験値と解析結果の比較を示したものである。大きな石を配置していないCase0では、解析結果は実験値を再現している。大きな石を配置した各実験 (case1~case6) において、大きな石の解析上の取り扱い、実験と同じ割合で配置し、100mm径の石は他の粒径の平

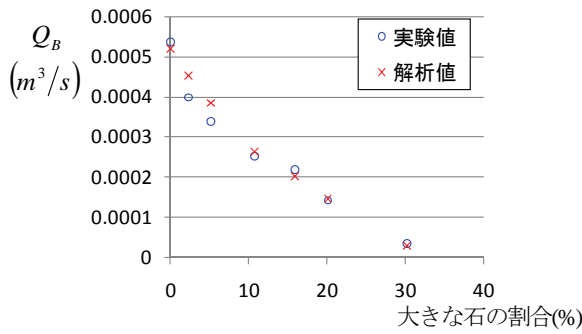


図-37 大きな石の割合を変化させた流砂量の実験値と解析値の比較

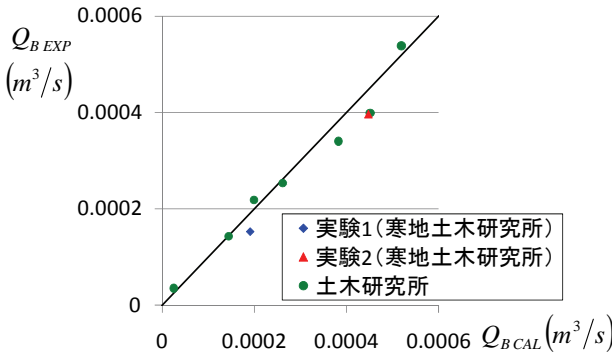


図-38 全流砂量の実験値と解析値の比較

均高さより25mm高い状態（平均露出高を粒径の4分の1と想定）に設定した。実験では、大きな石の配置量の増加とともに流砂量が減少する結果が得られており、解析結果も、ほぼ再現出来ている。図-38は、解析を行った全てのケースにおける全流砂量の実験値と解析値の比較を示したものである。寒地土木研究所の実験1と実験2は、ともに解析結果が実験値よりも大きめの値となったが、全体的に見れば、解析結果は実験値を再現できている。

以上の検討結果から、本解析法は、室内流砂量実験結果を説明出来ることが明らかとなった。上述の結果は、遮蔽面積係数、反発係数に関して $\alpha_w, \alpha_s = 1.0$, $e = 0.65$ を適用した場合の検討結果であり、これらの数値が最も実験データの再現性が高いことが明らかとなった。6章では、これらの数値を用いて常願寺川現地実験に対する二次元河床変動解析法の適用性の検討を行う。

6. 常願寺川現地実験への適用と考察

構築した石礫河川の二次元河床変動解析法に5章までで定めた各係数を用いて、石礫複断面直線—蛇行水路の大規模現地実験結果へ適用し、解析法の検証を行う。解析条件は3.(1)で示した条件と同様であり、2009-Case3と2009-Case4を対象に検討を行った。

図-39、図-40は、左右岸水面形と流量ハイドログラフの観測値と解析値の比較を示す。水面形は、直線区間において解析水面形が観測水面形よりも若干高い傾向とな

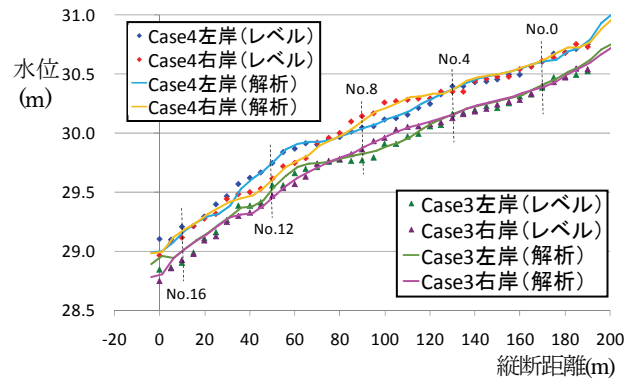


図-39 左右岸水面形の解析値と観測値の比較
Case3(1時間40分後), Case4(1時間45分後)を表示

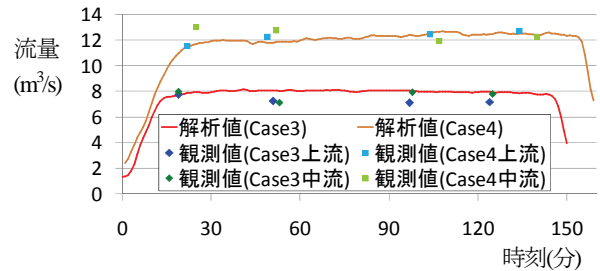


図-40 流量ハイドログラフの解析値と観測値の比較

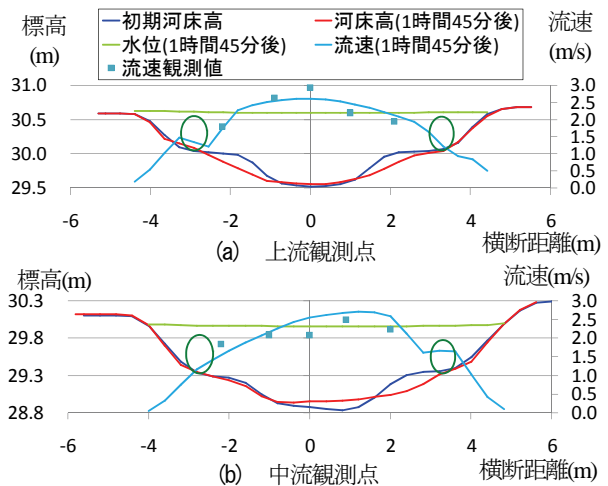


図-41 流速分布(2009-Case4)の実測値と解析値の比較

っているが、全体的な水面形は実測値を再現出来ている。水面形から求めた解析流量は、2009-Case3で $8\text{m}^3/\text{s}$ 程度、2009-Case4で $12\text{m}^3/\text{s}$ 程度であり、観測値を再現している。

図-41には、2009-Case4の上流観測点（No.0断面）および中流観測点（No.9断面）で測られた流速値横断分布と解析値との比較を示す。河岸侵食防止のための玉石の位置を緑丸で示す。上流観測点では、複断面形状および玉石により高水敷上の流速値が遅く、低水路で速い流速が観測されている。解析流速分布は、低水路中心部の流速値は実測より若干遅くなっているが、実測値をよく説明している。中流観測点は、上流側蛇行部の直下流にあたるため、観測値は右岸側が速い値となり、解析流速分布は、実測値より若干大きくなっているが、ほぼ対応している。

図-42は、No.0, No.16断面の高さ分布調査範囲にお

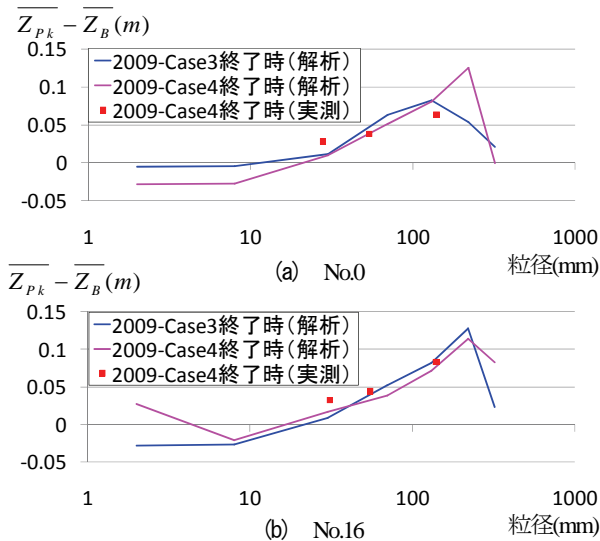


図-42 各粒径の平均高さの実測値と解析値の比較

各粒径の平均高さ $\overline{Z_{p_k}}$ から平均河床高 $\overline{Z_B}$ (実測は砂面高) を引いた値の実測値と解析値の比較を示したものである。実測は2009-Case4終了時と対応し、参考に2009-Case3終了時の解析結果も示した。解析結果のNo.0断面における2009-Case3と2009-Case4の比較から、流体力の大きい2009-Case4の方が、大きな河床材料が高くなり、河床の安定に貢献することが表現されている。No.0, No.16断面の2009-Case4の実測と解析の比較から、解析の方が小さな粒径と大きな粒径の差が大きく付いているが、実測に見られるような、大きな粒径ほど平均高さが高い傾向を解析でも捉えている。計算の最大径である320mmは、ほとんど移動しなかったため、平均高さは低い状態となった。No.0断面では、この粒径サイズは、河床表面に出現していないことから、解析結果は妥当であると考えられる。

図-43に、2009-Case3, 2009-Case4のNo.2断面とNo.6断面における各粒径の単位幅流砂量分布の解析結果を示す。3章の図-17で示したように従来の河床変動解析法では、No.2断面において30mmの礫が活発に移動することになり、石の移動を再現できていない結果となった。一方、本解析法(図-43(a))では、各粒径の高さ分布を捉えることができたことから、粒径70mmの礫が活発に移動し、また粒径130mmの石も多く移動しており、現地での石礫の流砂現象を説明している。また、蛇行部No.6断面においても主に70mmが活発に移動し、外岸に向かうほど大きな粒径が移動する結果となった。図-43(b)に示す2009-Case4の結果では、2009-Case3よりも、さらに土砂移動が活発になっている。移動する粒径集団にも変化が見られ、No.2断面では、粒径130mmの石が活発に移動する。

従来の解析法に比べ、本解析法が石礫の移動量の説明が可能な理由を、河床表層の各粒径の高さ分布の違いから示す。図-44に、修正Egiazaroff式による粒径別限界掃

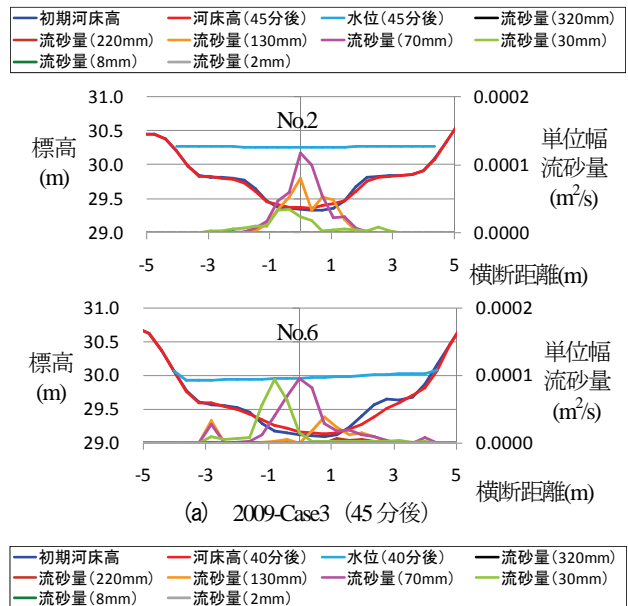


図-43 各粒径の解析流砂量分布

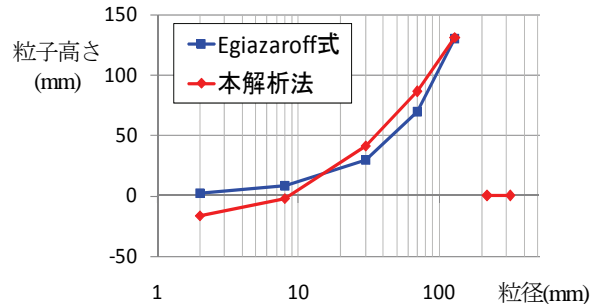


図-44 離脱判定粒子高さの比較
(2009-Case3のNo.2断面低水路中心部(45分後)を表示)

流力を算定する際に用いる各粒径の高さと本解析法の離脱判定粒子の高さ Z'_{p_k} の比較を示す(平均河床高を基準として表示)。修正Egiazaroff式では、移動判定に用いる各粒径の高さは、平坦河床に各粒径が置かれた状態を想定しているため粒子径に等しい。ここで、大きな粒径220mmと320mmは、この段階で表層に現れていないため0で表示している。本解析法では、10mm以下の小さな材料は、平均河床より低い位置にあり、これより大きな粒径集団による遮蔽効果も作用することから、ほとんど移

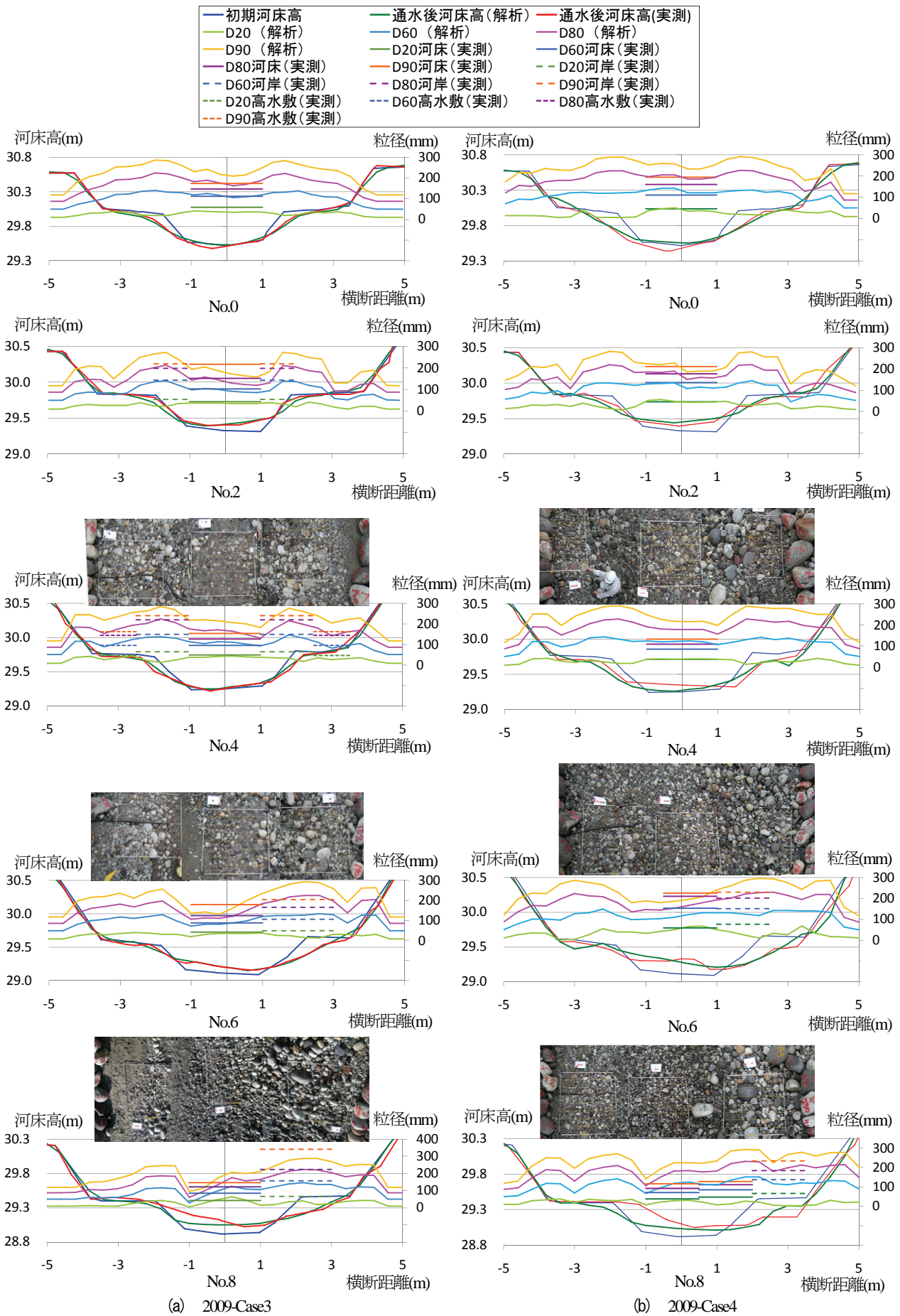


図-45 河床横断形状と粒度分布の実測値と解析値の比較

動しない状態となる。一方、修正Egiazaroff式の各粒径の高さは、常に粒子径で与えられるため、小さな粒径集団は、掃流力が限界掃流力を下回らない限り移動し続ける結果になる。粒径30mm, 70mmでは、本解析法の離脱判定粒子高さが修正Egiazaroff式の粒子高さより高いことが分かる。30mmは大きな粒径集団の遮蔽効果により、移動量は従来の解析法よりも抑えられる。70mmは、高い位置にあるため、大きな流体力が作用し従来の解析法よりも離脱(移動)しやすい。また、粒径130mmは、ほぼ同じ高さとなっているが、流体力の算定方法が異なるため、結果として130mm粒子の移動量に違いが出たと考えられる。すなわち、修正Egiazaroff式では、抗力のみを考えているが、本解析法では抗力に加え揚力も併せて考えているため、同じ高さでも作用する流体力は本解析法の方が大きくなり、移動量(離脱量)も多くなると考えられる。このように、石礫河川の土砂移動量を適切に見積もるためには、時々刻々変化する石礫河川の各粒径の高さ分布を表現することが重要であることが示された。

図-45は、2009-Case3, 2009-Case4の各断面(No.0~No.8)の河床横断形状および粒度分布の実測値と解析値の比較を示す。また、各断面の河床表層写真も併せて示す。まず、直線区間にあたるNo.0~No.4断面の結果を考察する。図-45(a)に示す2009-Case3のNo.2とNo.4断面の結果は、既往の解析法による解析結果で示した図-16に対応する。2009-Case3の本解析結果は、河床変動に関してNo.0, No.2断面の低水路河岸の洗掘量が、実測に比べて若干大きい。低水路土砂堆積も含め十分実測値を再現している。また、解析による河床粒度分布は、低水路および高水敷では粒径が細かく、侵食された低水路河岸で粒度が粗い様子が再現され、既往の解析法(図-16)で説明出来なかった各粒径の大きさも実測値を概ね説明出来ている。2009-Case4の本解析結果は、No.2断面の再現性は高いが、No.0断面とNo.4断面は実測値を十分再現出来なかった。

次に、蛇行部にあたるNo.6断面とNo.8断面の結果を考察する。No.6断面は、外岸部の粒度分布の再現性は高くないが、河床形状および内岸部の粒度分布は説明出来ている。一方、No.8断面の解析結果を見ると、内岸部への堆積を再現出来ておらず、粒度分布に関しても、2009-Case4の内岸部の解析結果は、実測粒度分布よりかなり大きくなった。この原因として、蛇行部における2次流の発達および河床傾斜部における表層凹凸分布の再現精度の問題が挙げられる。平面二次元洪水流解析法では、2次流の発達による内岸へ向かう底面流速を十分捉えることができないため、2次流の影響が大きい蛇行部では河床変動、粒度分布解析に影響すると考えられる。また、河床傾斜部における石礫の堆積構造(凹凸形状)は、平坦河床に見られる表層凹凸形状(図-10~図-12)とは特

徴が異なると考えられる。蛇行部は、外岸部、内岸部ともに傾斜を有する河床で構成されることから、傾斜部の表層凹凸形状を表現できていないことも算定精度に影響したと考えられるため、傾斜を有する河床の表層凹凸形状を十分に調査し、表層凹凸形状の評価手法の改善を図る必要がある。また、本解析法は、最大径クラスがほとんど移動しない条件での河床抵抗評価や離脱・堆積のモデル化がなされている。しかし、大規模出水が生じ、河床安定に寄与していた大きな石が移動する状況が生じると、流砂現象を再現できないことも考えられる。実河川の洪水データへの適用を通してさらなる検討が必要となる。

上述の課題が残るものの、本研究で構築した石礫河川の河床変動機構および河床の凹凸分布を考慮した二次元河床変動解析法は、常願寺川で行われた大規模な現地実験の水面形、流量ハイドログラフ、河床変動量および粒度分布を概ね説明できることが明らかとなった。石礫河川の洪水流・河床変動を見積もることが可能な本解析法の適用性は広い。大きな石を用いた河岸保護⁵⁴や河床高の回復工法⁵⁵の設計や効果予測の検討等、石礫河川の河道管理に有用であると考えられる。

7. 結論

本研究で得られた主要な結論を以下に示す。

- 1) 常願寺川現地実験結果より、石礫河川では大きな石礫が形成する凹凸形状(空隙空間)が、流体抵抗および小さな砂礫の移動に大きく影響し、大きな石礫が河床変動を規定することを示した。このような石礫河川の河床変動機構は、小さな粒径集団から構成される砂・砂礫河川の河床変動機構とは異なることを示した。また、石礫河川における表層石礫の凹凸分布を調査した結果、各粒径の高さ分布は各粒径の平均高さを基準とした正規分布で表現できることを示し、粒径別の標準偏差の分布を明らかにした。
- 2) 砂・砂礫河川において一般に用いられる現行の河床変動解析法を常願寺川河床変動実験結果に適用した結果、石礫河川では、限界掃流力、空隙率、交換層の設定の仕方が問題になり、石礫河川の河床変動の算定精度が低いことを示した。石礫河川の土砂移動・河床変動を定量的に扱うには、大きな石の存在とそれらが形成する大きな表層凹凸(空隙空間)を十分に考慮することが重要であることを示した。
- 3) 著者らによる既報²⁷⁾の石礫河川の二次元河床変動解析法の精度向上のため、河床からの離脱量および河床への堆積量の算定法に、現地調査により得られた表層石礫の凹凸分布を考慮した新たな評価方法を構築し、それを組み込んだ石礫河川の二次元河床変動解析法を

構築した。構築した解析法を室内水路実験における粗粒径河床材料の掃流砂量測定結果に適用し、解析モデルの係数の同定を行い、粒径別流砂量および全流砂量を適切に説明できるモデル定数の設定を行った。

- 4) 常願寺川で行われた複断面直線-蛇行水路実験に構築した解析モデルを適用した結果、水面形や流量ハイドログラフ、直線部における断面形状の変化、粒度分布の変化を説明できることを示した。
- 5) 石礫河川の河床変動過程において重要な情報である各粒径の高さ分布について、本解析法は平坦河床上で調査した実測値を説明できることを示した。
- 6) 蛇行部に同様に適用した結果、二次流が強く発達する場の底面流速分布および河床傾斜部の表層石礫による凹凸形状の表現が不十分なため、河床横断形状や粒度分布の特徴を十分に説明できないことが明らかとなった。

謝辞：現地実験および用いたデータ収集は、国土交通省北陸地方整備局富山河川国道事務所と共同で行ったものである。また、科学研究費補助金（基盤研究（A））、課題番号22246067、代表：福岡捷二）の助成を受けて行われた。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 福岡捷二：土砂環境の変化に対応した洪水流と河床変動予測技術—実務上の課題と調査・研究の方向性、河川技術論文集、第14巻、pp.1-6, 2008.
- 2) 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講義集、Aコース、A-1, pp.1-25, 2008.
- 3) 芦田和男、江頭進治、沢田豊明、西本直史：山地河道における階段状河床形の構造、京都大学防災研究所年報、28号、pp.325-335, 1985.
- 4) 長谷川和義：山地河川の形態と流れ、水工学シリーズ88-A-8, pp.1-22, 1988.
- 5) 黒田勇一、福岡捷二、山本輝、吉田和弘、井内拓馬：礫床河川の濡筋形成機構と河床粒度分布特性、河川技術論文集、第11巻、pp.363-368, 2005.
- 6) 福岡捷二、山崎憲人、黒田勇一、井内拓馬、渡邊明英：急流河川の河床変動機構と破堤による氾濫流量算定法の調査研究、河川技術論文集、第12巻、pp.55-60, 2006.
- 7) 福岡捷二、寺沢直樹、山崎憲人、塚本洋祐：巨石を有する礫床河川の水理、河川技術論文集、第13巻、pp.339-344, 2007.
- 8) 塚本洋祐、福岡捷二、須賀正志、澤原和哉、長田健吾：石礫河川の粒度分布特性と安定河道形状、河川技術論文集、第14巻、pp.7-12, 2008.
- 9) 福岡捷二、長田健吾、安部友則：石礫河川の河床安定に果たす石の役割、水工学論文集、第52巻、pp.643-648, 2008.
- 10) 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.
- 11) 芦田和男、道上正規：混合砂礫の流砂量と河床変動に関する研究、京都大学防災研究所年報、第14号B, pp.250-273, 1971.
- 12) 中川博次、辻本哲郎、原稔明：混合砂れき床面の粗粒化過程について、京都大学防災研究所年報、第20号、B-2, pp.355-370, 1977.
- 13) 道上正規、鈴木幸一：混合砂礫河床における増水・減水時の平衡流砂量、土木学会論文集、No.399/II-10, pp.95-104, 1988.
- 14) Hey, R.D., Bathurst, J.C. and Thorne, C.R.: *Gravel-Bed Rivers*, Wiley, 1982.
- 15) Thorne, C.R., Bathurst, J.C. and Hey, R.D.: *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers*, Wiley, 1987.
- 16) Mosley, M.P.: *Gravel-Bed Rivers V*, New Zealand Hydrological Society, 2001.
- 17) Habersack, H., Piegay, H. and Rinaldi, M.: *Gravel-Bed Rivers VI*, Elsevier, 2008.
- 18) Parker, G.: 粗粒化について、土木学会論文集、No.375/II-6, pp.17-27, 1986.
- 19) 鈴木幸一、加藤幸一：動的平衡状態における混合砂礫河床表層の粗粒化、第33回水理講演会論文集、pp.415-420, 1989.
- 20) 長田健吾、福岡捷二：石礫河川の土砂移動機構に着目した1次元河床変動解析法の開発、水工学論文集、第52巻、pp.625-630, 2008.
- 21) 長田健吾、福岡捷二：石礫河川における既往の河床変動解析法の問題点とその改善法、第35回土木学会関東支部技術研究発表会講演概要集、II-070, 2008.
- 22) 関根正人、林将宏：礫河床の空隙率に関する基礎的研究、土木学会第61回年次学術講演会、II-249, 2006.
- 23) 藤田正治、Muhammad Sulaiman, Jazaul Ikhsan, 堤大三：河床材料の空隙率の変化を考慮した河床変動モデルとその適用、河川技術論文集、第14巻、pp.13-18, 2008.
- 24) 水谷英朗、中川一、川池健司、馬場康之、張浩：混合砂河床における水制周辺の局所洗掘及び粒度変化に関する研究、水工学論文集、第54巻、pp.805-810, 2010.
- 25) 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.
- 26) 長田信寿、細田尚、村本嘉雄、中藤達昭：3次元移動座標系・非平衡流砂モデルによる水制周辺の河床変動解析、土木学会論文集、No.684/II-56, pp.21-34, 2001.
- 27) 長田健吾、福岡捷二：石礫蛇行河川の二次元河床変動解析法に関する研究、河川技術論文集、第15巻、pp.327-332, 2009.
- 28) 前嶋達也、岩佐将之、長田健吾、福岡捷二：石礫複断面直線-蛇行河道の河床変動および河床材料分布に関する研究、水工学論文集、第55巻、2011.
- 29) 山崎憲人、寺沢直樹、福岡捷二：巨石を含む広い粒度分布を有する礫床河川における粒度分布調査手法、河川技術論文集、第13巻、pp.141-146, 2007.
- 30) 福岡捷二：洪水の水理と河道の設計法、森北出版、2005.
- 31) 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.

- 32) 芦田和男, 江頭進治, 劉炳義, 梅本正樹: 蛇行流路における Sorting 現象および平衡河床形状に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第33号, B-2, pp.261-279, 1990.
- 33) Julio Masis Himenez, 福岡捷二, 重村一馬, 山本輝: 複断面蛇行流れにおける河床材料の分級機構と河床材料調査の提案, 河川技術論文集, 第9巻, pp341-346, 2003.
- 34) 岡村誠司, 岡部和憲, 福岡捷二: 洪水流の縦断面形状変化と準三次元流解析法を用いた石狩川河口部の洪水時の河床変動解析, 河川技術論文集, 第16巻, pp.125-130, 2010.
- 35) 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.
- 36) Hirt, C.W.: Volume-fraction techniques: powerful tools for wind engineering, *Journal of Wind Engineering*, Vol.52, pp.333-344, 1992.
- 37) 竹林洋史: 河川中・下流域の河道地形, ながれ24, pp.27-36, 2005.
- 38) 江頭進治: 流砂および流砂を伴う流れの力学 (3. 掃流砂の力学), 混相流, Vol.11, No.4, pp.388-393, 1997.
- 39) Egiazaroff, I.V.: Calculation of Nonuniform Sediment Concentration, *Proc. ASCE*, Vol.91, HY4, pp.225-247, 1965.
- 40) 芦田和男, 高橋保, 水山高久: 急勾配水路における混合砂礫の移動限界掃流力に関する研究, 新砂防, 103, pp.6-13, 1977.
- 41) 芦田和男, 高橋保, 水山高久: 山地河川の掃流砂量に関する研究, 新砂防, 107, pp.9-17, 1978.
- 42) 中川博次, 辻本哲郎, 中野晋: 混合砂れき床の粗度と粒径別移動限界, 第25回水理講演会論文集, pp.67-72, 1981.
- 43) 鈴木幸一, 門田章宏, 山本裕規: 各粒径砂礫への掃流力と限界掃流力の補正を考慮した粒径別流砂量の推定, 土木学会論文集, No.621/II-47, pp.91-99, 1999.
- 44) Wu, W., Wang, S. S. Y., and Jia, Y.: Nonuniform sediment transport in alluvial rivers, *Journal of Hydraulic Research*, Vol.38, No.6, pp.427-434, 2000.
- 45) 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, No.399/II-10, pp.105-112, 1988.
- 46) 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.
- 47) 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.
- 48) 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.
- 49) 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.
- 50) 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.
- 51) 小川長宏, 渡邊康玄: 高速循環実験水路を使用した粗粒径河床材料の掃流砂実験, 土木学会北海道支部平成13年度論文報告集, 第58巻, pp.402-405, 2002.
- 52) 小川長宏, 渡邊康玄: 河川上流域の中礫を用いた掃流砂量測定実験, 水工学論文集, 第47巻, pp.535-540, 2003.
- 53) 福島雅紀, 櫻井寿之, 箱石憲昭: 大きな石による河床再生技術に関する実験的検討, 水工学論文集, 第54巻, pp.763-768, 2010.
- 54) 澤原和哉, 須賀正志, 安部友則, 福岡捷二: 急流河川における巨石を用いた新たな河岸侵食対策の立案と検証, 河川技術論文集, 第14巻, pp.109-114, 2008.
- 55) 森僚多, 石川武彦, 長田健吾, 福岡捷二: 多摩川水系浅川における河床高回復現地実験と河道管理手法, 河川技術論文集, 第16巻, pp.113-118, 2010.

(2010.12.20 受付)

TWO-DIMENSIONAL RIVERBED VARIATION ANALYSIS METHOD FOCUSED ON THE MECHANISM OF SEDIMENT TRANSPORT AND THE BED SURFACE UNEVENNESS IN STONY-BED RIVERS

Kengo OSADA and Shoji FUKUOKA

In a stony-bed river with a wide grain-size distribution, large stones that would not move during a flood act as a strong fluid-resistance element. In addition, sands and gravels often remain in unevenness of the bed surface formed by large stones of various size. A stony-bed river will be in a stable condition when the cross sectional form and grain size distributions corresponding to flow force are established. However, it is difficult to predict riverbed variations in stony-bed rivers by the conventional riverbed variation analysis methods, which do not account for these essential mechanisms and unevenness of the bed surface in stony-bed rivers.

In this study, we developed a new model of two-dimensional riverbed variation by considering the mechanism of riverbed variation and characteristics of bed surface unevenness in stony bed rivers. We verified the applicability of the model with results obtained by the laboratory experiments and the field experiments carried out in the Jyoganji River. The model is capable of explaining water surface profile, discharge hydrograph, bed variation, sediment transport rate, grain size distribution and height of each bed surface particles in stony-bed rivers.