

山地河川に見られる大・中・小規模共存 河床形態の再現実験

EXPERIMENTAL REPRODUCTION OF SUPERPOSED LARGE-, MEDIUM- AND SMALL-SCALE BEDFORMS FOUND IN MOUNTAIN RIVERS

目黒嗣樹¹・長谷川和義²・大塚剛史³・竜澤宏昌⁴

Hideki MEGURO, Kazuyoshi HASEGAWA, Takeshi OHTSUKA and Hiromasa TATUZAWA

1 学生会員 北海道大学大学院工学研究科修士課程 (〒060-8628 札幌市北区北13西8)

2 正会員 工博 北海道大学大学院助手 (同上) 3 北海道大学工学部土木工学科 (同上)

4 正会員 水資源開発公団試験研究所水工研究室主任研究員 (〒338 埼玉県浦和市大字神田 936)

Bedforms of a mountain rivers are composed of three different scale undulations of large-, medium- and small-scale unit. In the recent investigations, the origin and the properties have been elucidated on two kind of the small scale units and one of the medium scale units. However, little knowledge has been obtained on the large-scale unit. For the reproduction of the large-scale bedforms and of the superposed three different scale undulations, steep channel experiments with heterogeneous movable bed were conducted under the overlapped hydraulic conditions; at first the formation discharge of double row bars was run and continuously the low discharge was run on the previous bed. The experimental results showed that (1) reproduced bedforms in the experimental channel were very similar to those of the actual mountain river Shiramizu which has three different scale undulations on the bed, and (2) large-scale bedform in a mountain river would correspond to multi row bars formed by a large flood to overspread the valley width.

Key Words : mountain river, bed forms, braided stream, movable bed experiments

1. はじめに

近年, 自然環境への関心の増大, 土砂を流砂系として一環して管理する必要の高まりから, 山地流域においても形態・流れ・土砂流出について機構をさらに詳しく解明する必要が増している. このうち, 形態に関して長谷川・藤田¹⁾, 森ら²⁾, 長谷川³⁾は現地観測によって山地河川の河床が[1]谷幅スケールの大規模波, [2]流路幅スケールの中規模波, [3]水深スケールの小規模波の重畳によって, 構成されていることを明らかにしている. Grant・Swanson・Wolman⁴⁾も, この結果に非常に近い形態分類を示している. また, 複数スケールの形態は, 沢田・芦田⁵⁾によっても確認されている. 3つの形態のうち, 小規模波では礫段・礫列といった2種類の河床形態の成因や性質が⁶⁾, また, 中規模波に関しては沖積河川の交互砂州に類似した砂礫堆であることが明らかにされてきた⁷⁾⁸⁾. さらに, 混合砂礫の分級不安定にもとづく縦横断交互分級波の存在なども指摘されている⁹⁾. しかし, 大規模河床波については現地観測から流路の網状化が関係していること以外詳しいことはわかっていない. 網状流路を対象とした実験は, 藤田ら¹⁰⁾, 芦田・江頭・里深ら¹¹⁾¹²⁾によって行われており, 種々の興味深い結果を得ているが, これらは流路形成と土砂流出特性の把握が目的とされており, 山地河川の大規模波との関係にはふれられていない.

本研究は, 現地観測データと, これまでの小規模・中

規模波の知見をもとに, 3つの河床形態を実験的に再現しようとするものである.

2. 山地河川の現地観測 - 白水川上流の例

図-1は, 1989年7月に測量された豊平川水系薄川支川白水川(流域面積13.63km², 流路長8.2km, 平均勾配1/20)の合流点から上流1.3~2.3km区間における河床縦断変化図である. 流路中央に沿って小規模波のステップ部とプール部を交互に水準測量したもので, 平均勾配を差し引いて描いている. 図中の, のこぎり刃のような細かい波が階段状の小規模河床波であり, 区間内に214個確認された. 平均波長は5.38m, 波高は42cmである. この小規模波がいくつか集まって波長30~50mの波を形成しているのがわかる. これが中規模波である. また, 現地では, 350m, 650m, 750m付近の中規模河床波のところに, やや小さい分岐・合流流路を伴っている.

また, 図-1中のA, B, Cで示す地点は相対的に河床が高くなっていて, この付近には大規模な分岐流路または, 廃棄された分岐流路が確認されている. さらに, 谷幅との対応をみるとA, B, Cの地点は, 狭窄部から谷幅の広い谷底平地に出るところである. 谷幅は, 狭窄部で20~30m程度, 谷底平地では100m以上になっていた. 図-2は, 縦断測量を行った地点付近の平面図を表して, 図中の数字は測量時の植生年代で堆積の

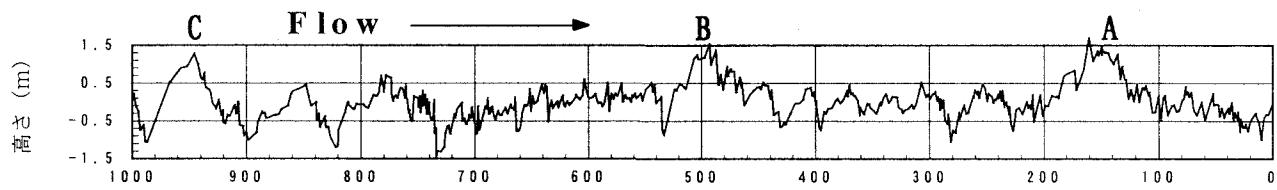


図-1 白水川の流路沿い河床縦断変化 (平均勾配差し引き) 下流からの流路沿い距離 (m)

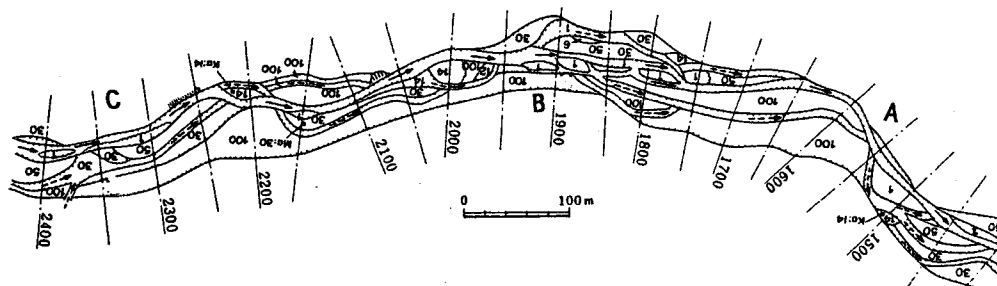


図-2 白水川の河床平面図 (他の図と流れ方向を対応させるため上下が逆さになっている)

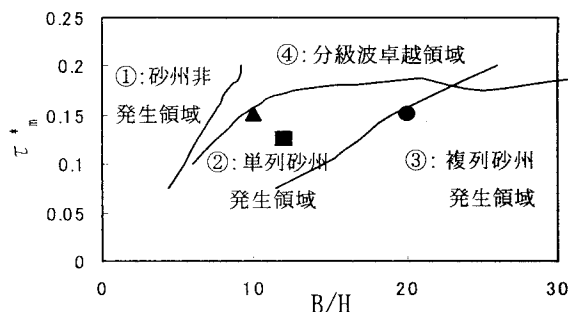


図-3 領域区分図

経年数を表している。実線の矢印は現流路、点線の矢印は旧流路を表している。A, B, C 附近で分岐・合流が生じ網状化している様子がわかる。我々は、このような谷幅スケールの河床形態を大規模波と見なしている。

3. 再現実験の内容

前節の観測結果や隣接する小川における観測結果を総合すると、山地河川における大規模波は流路の網状化とセットになって生起しており、イベントとなる大流量時に形成された長波長の砂州に起因するものと考えられる。その後、はじめよりも小さい流量によって小規模・中規模波が形成されて3つの形態が重なるのではないかと仮定し、以下のような実験を行った。

(1) 実験方法

本実験は、勾配 1/20、長さ 20m、幅 60cm の片面アクリル製木製直線水路を用いた。実験砂礫には、タルボット型の粒度分布 $P = (d/d_{\max})^n$ (P : 粒径 d の砂礫の通過重量比率, $d_{\max}$: 最大粒径) に従い、最大粒径 1.5cm、べき数が $n=1/4$ の混合砂礫で、これを 12cm の厚さでフラットな状態に敷き詰め水締めを行った後、水路中央に深さ 2.0cm、幅 30cm の矩形の水みちを形成し、無給砂の条件で通水を行った。

なお、水路上流端 1.0m の区間には、流入による偏流

表-1 実験条件

実験条件							
Run.	記号	Q (l/s)	B (cm)	B/H	τ_m^*	Fr	通水時間 (分)
L2	●	1.78	30	20	0.152	1.037	10
L2-1	■	0.6	15	12	0.126	0.935	83
L2-2	▲	0.9	15	10	0.152	1.037	50

や洗掘などを防ぐために整流板と長さ 80cm、幅 30cm の整流助走区間を設けた。下流端には初期河床と同形状の砂止めを取り付けた。

(2) 実験条件

急勾配混合砂礫水路において複列砂州の発生条件を与えるために、長谷川・藤田ら¹³⁾による線形不安定解析を行い、図-3 のような領域区分図を作成した。これをもとに表-1 に示すような実験条件を決定した。図-3、表-1 中にある記号は、それぞれ●は複列砂州の発生領域にある Run. L2、また、■、▲は単列砂州の発生領域にある Run. L2-1、Run. L2-2 を示している。実験は、Run. L2 において網状流路を形成し、必要な計測を行った後に、Run. L2-1、L2-2 の通水を行った。なお、表-1 中の Q, B, H, τ_m^*, Fr は、それぞれ流量、流路幅、平均水深、平均粒径礫 (0.3cm) に対する無次元掃流力、フルード数であり、これらを求める際には抵抗則として、礫床河川や急勾配混合砂礫実験でよく合うとされている⁶⁾⁷⁾⁸⁾ Hey の式を用いた。

4. 再現実験の結果と考察

(1) Run. L2

この実験の条件は、大規模波が形成するような大洪水を想定し、なおかつ流路幅 30cm に対しての複列砂州の発生領域内に入る流量を与えるものである。

通水開始直後から水面には射流による斜め交錯波が発生し、同時に反砂堆も成起した。通水開始 2 分後に

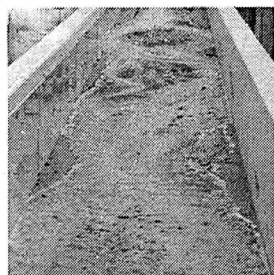


写真-1 複列砂州形成時
Run. L2, 5分後



写真-2 実験での小規模波
Run. 2-1, 1700cm附近

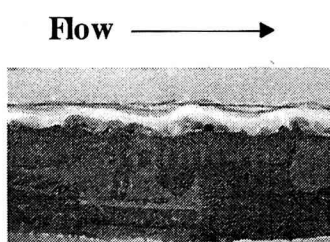


写真-3 実験での小規模波
Run. L2-1, 1300cm附近

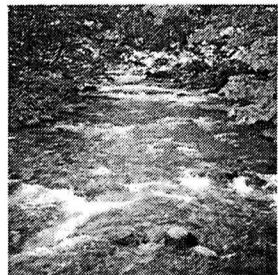


写真-4 現地の小規模波
白水川にて撮影

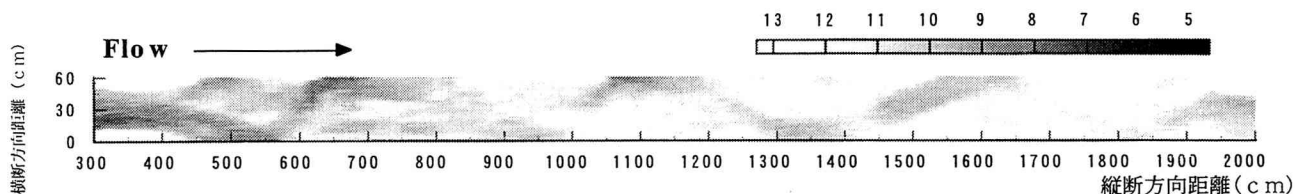


図-4 Run. L2 10分後の河床等高図（河床高は水路勾配差し引きで水路床を基準とする）

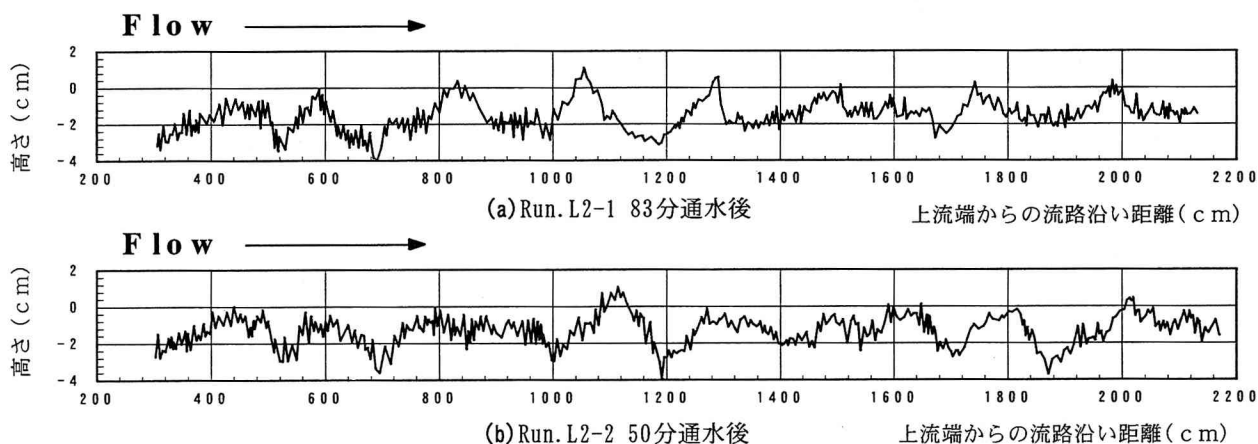


図-5 (a) Run. L2-1 83分通水後と (b) Run. L2-2 50分通水後の流路沿い河床縦断変化
（水路勾配差し引き初期低水路河床を基準とする）

は低水路の側壁の侵食が周期的に活発になって、ひょうたん型の形状が400-1200cmにわたってあらわれ、500cm付近に中州が現れて流路の分岐・合流が明確になり、8の字蛇行するようになった。その様子は写真-1、図-4の通水停止後の河床等高図の400-800cm附近でわかる。その後は、順にその様子が下流に伝播していった。5分後以降には流路末端でも分岐・合流流路が確認できるようになっていた。この段階で分岐した流路の両方が側壁に接触しており、侵食を受けずに取り残された平坦面がわずかに存在するほかは、谷幅の広狭を明確に認めることができなかった。しかし、ここでの網状流路の形成過程は、それを拡幅・分裂・集中の要素で構成されているとする芦田・江頭・里深ら¹¹⁾の結果とほぼ同様な様子が観察された。

(2) Run. L2-1

この実験は、Run. L2で形成した流路に対して、中・小規模の洪水を想定し、流路が変動して中規模・小規模波が重なることを想定しており、河床にはモード2の複列砂州流路が形成されているとし、流路幅15cmの

場合に単列砂州の発生領域内に入る流量を与えたものである。流量条件では常流と計算されるが、形成された流路が設定よりも狭いところが多いため水面に斜め交錯波が観察され射流の様相を呈した。上流側から順に河床の粗粒化が進み、小規模河床波が形成された。この様子を写真-2, 3に示す。写真-4は、白水川においてみられる小規模波であり、実験での形態と非常によく似ている。また、勾配が急になる600cm付近では、斜め交錯波が激しく共振しており小規模波のうちでも円弧状の形状を有する礫段が形成されていた。70分には水みちの粗粒化が流路末端まで到達し、流路が変動しなくなったことを確認して83分で通水を停止した。

図-5(a)は、主流路の流心沿いに小規模河床波のステップ部とプール部の河床高を交互に計測したものを水路勾配を差し引いて表している。細かいのこぎり刃のようなギザギザは小規模河床波を表している。同図ではまた、波長200cm程度のRun. L2の時に形成した複列砂州の波長と対応する明瞭な波がみられる。実験での平均波長は227cmであるからこれを水みち部の中規模波と見なすには長すぎる。さらに1000-1200cmの

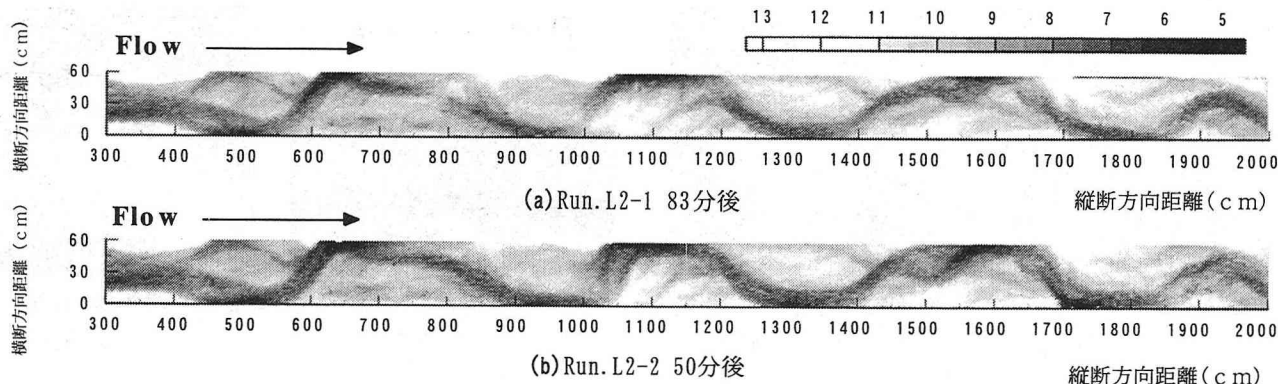


図-6 (a) Run. L2-1 83分後 (b) Run. L2-2 50分後の河床等高図 (河床高は水路勾配差し引きで水路床を基準とする)



写真-5 網状流路の様子
Run. L2-1, 1000-1200cm

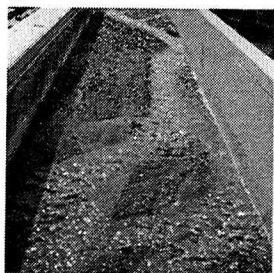


写真-6 中規模波の複列砂州
Run. L2-1, 800cm附近

比較的波高が高くなっている地点では特に、写真-5に示すような網状流路が見られ、図-1, 2中のB地点の様子に非常に似ていることから、この波が実験水路上で大規模波に相当するものといえよう。さらに、図-6(a)より700-750cmに左岸壁際の砂礫の堆積、800, 1500, 1600cm附近に写真-6に示すような30~80cm程度の中州があり流路が分岐しているのがわかる。これは、白水川の現地観測において発見されている中規模河床波に相当すると考えられる。

(3) Run. L2-2

この実験は、Run. L2-1の河床において河床形状の変化をさらに見ていくために、単列砂州形成領域内のできるだけ大きい流量を設定したものである。このケースでも流れは射流の様相を呈していた。通水開始5分後上流側から最大径程度の礫の移動が始まり、小規模波の再構築が行われた。図-6(a)と(b)の河床等高図を比較するとわかるように、700cm付近の左岸側壁の堆積部が流下方向に進行するなど全体が下流方向に前進している。さらに、1500cm附近では左岸側壁に砂礫堆が形成され、流路が単列蛇行した様子がわかる。これは、形状や砂礫堆が長さ70cm程度であることから中規模波であると考えられる。また、図-5(b)は、(a)と同様の方法で描いた停水後の主流路沿いの河床縦断変化である。図-5(a)と(b)を比較すると、砂礫の移動で波形が流下方向へ進行したこと、尖った波形が崩れたことがわかる。この通水は河床が安定化するまで続られ、ところどころで網状化していた流路が閉塞し、水が流れなくなり主流路に水が集中する様子が明確になった。このことは、侵食傾向が卓越する場合や流量の継続時

表-2 平均河床波長一覧

	大規模波波長(m)	中規模波波長(m)	小規模波波長(m)	中/小	大/中
小川	125.0	34.0	4.2	8.10	3.68
白水川下流	157.0	31.0	5.5	5.64	5.06
白水川上流	400.0	44.0	5.4	8.15	9.09
Run.L2-2	2.272	0.722	0.097	7.424	3.147

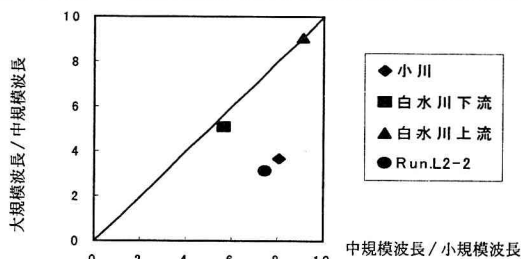


図-7 山地河川の大中小規模波長の比

間が長い場合に、流路集中が起こり、網状が低モードに移行するという藤田ら¹⁰⁾、芦田・江頭・里深ら¹¹⁾¹²⁾の考察とほぼ一致する。

以上のことから実験は、[1]大・中・小規模の河床波の重量を再現しているとともに、[2]白水川などに見られる大規模河床波が、大流量時に形成される複列砂礫堆の起伏に対応していることを明らかにしたと考える。

(4) 各形態の波長の検討

表-2は、2節で紹介した白水川上流部の他に、長谷川¹³⁾によって測定の行われた、白水川下流観測区間、および小川観測区間のデータと、今回のRun. L2-2での各河床波の平均波長を示したものである。図-7は、波長の検討のために横軸に中規模と小規模の波長比、縦軸に大規模と中規模の波長の比で表したものである。ここで、中・小規模波長の比は白水川下流のものがやや小さめの値となっている他は、実験値と2つの観測値がいずれも8程度とよく一致していることがわかる。これは、長谷川らの実験⁷⁾によっても確認されている。一方で、大規模波と中規模波の比は実験値で3.17、小川では3.68と近い値を示すが、今回比較に用いている白水川では上流で9.09、下流で5.05となっており、かなり異なる結果が現れている。この結果は、第1に大規模波が観測時直前のイベント的な大流量によって形成されたものと考えたと首肯できる。それらの流量は様々な値をとることが予想され、現流路の形成流量に対する比率（したがって大・中規模波長比）が様々な

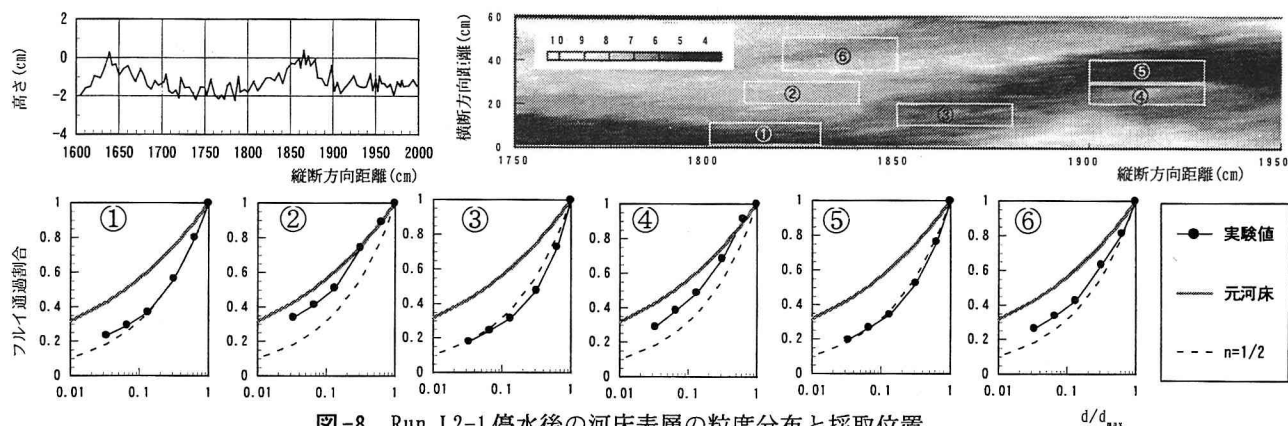


図-8 Run. L2-1 停水後の河床表層の粒度分布と採取位置

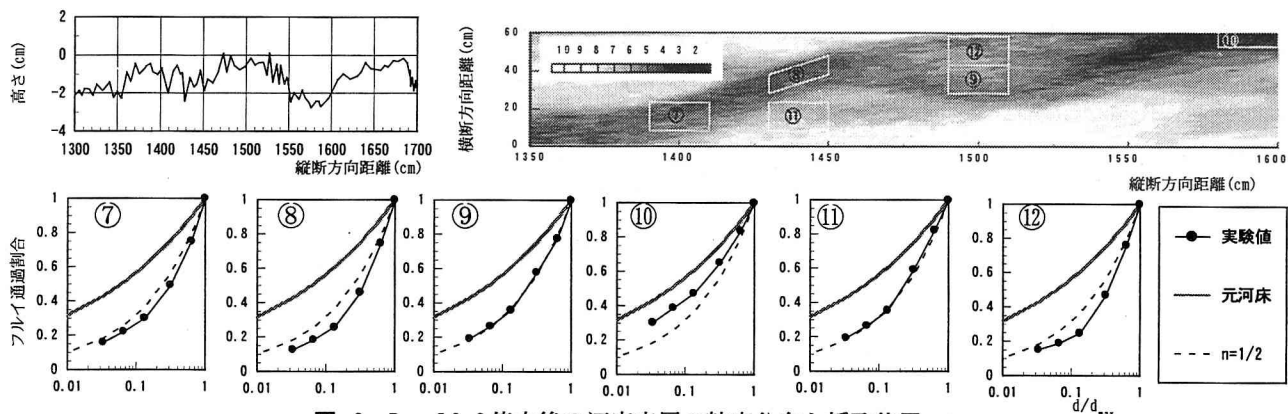


図-9 Run. L2-2 停水後の河床表層の粒度分布と採取位置

値になるものと考えられる。第2に白水川は山地河川の中でも谷幅が広く、拡幅部で100m以上、狭窄部で20-30m程度であるのに対して小川では10-40mとかなり狭い。また、実験では水路幅が充分ではなく、分岐した水流がすぐに側壁に接触して側壁の影響を強く受けてしまうことがあげられる。水路幅の制限から今回の実験では複列砂州の形成流量が比較的小さいものとなってしまった。白水川の大規模波の形成流量は谷幅に対応して、今回の想定よりもかなり大きかったものと考えられる。山地河川の大規模波波長は、その谷幅と形成流量が相互に関係して決まるものと想定され、それは広範囲のものなのであろう。

(6) 河床表層粒度分布について

図-8・9は、それぞれRun. L2-1・Run. L2-2の通水停止後の河床表層約2cmの砂礫を採取しフルイ分けを行った結果を表している。図-8は河床縦断図の1800-2000cmの大規模波に注目した部分である。水みち部で谷にあたる①⑤の部分、山にあたる③はいずれも $n=1/2$ のタルボット型の粒度を示している。これは水みちに小規模波が形成されたためである。また、複列砂州の中州②と④は、元河床よりも少し粗くなった程度である。これらの中州は、おそらくRun. L2の時点で形成されたもので通水が10分という短い時間であったため分級の要する時間が充分でなかったことと、粗い砂礫が分岐の先端部分に堆積することが関係している。また、廃棄河道になっていた⑥は河床が十分に粗粒化する前に閉塞したため、 $n=1/2$ のタルボット型の粒度よりも少し細かい粒度を示していると考えられる。図-9は、

Run. L2-2の1350-1500cmに形成された中規模波長程度の単列蛇行が見られた地点である。谷部分の⑩は側壁の影響を強く受けて水みちの中では若干細い分布を示している。蛇行の転向部⑦、水みち⑧⑨は、タルボット型 $n=1/2$ の分布を示す。これらのことから、水みち部は河床の起伏に関係なく小規模波が形成され、河床が安定化する場合 $n=1/2$ のタルボット型の分布に従う⁸⁾ことがわかった。また、堆積部(砂礫堆)の⑪⑫は $n=1/2$ のタルボット分布か、それ以上に粗い分布を示す。これは、粗粒化された河床において生産された流砂が流下する過程でさらに分級を受け、堆積したためだと考えられる。流れの分岐地点や側壁側に堆積が進み流れの方向が変化するところで粗くなること、大きく彎曲する部分で細粒分が多く堆積することなどは、芦田・江頭・里深ら¹²⁾の実験と一致している。

(7) 流砂について

図-10・11に、それぞれ各ケースごとの流砂量と流砂粒度の時間変化を示す。なお、流砂は流路末端にて採取したものである。図-10(a)はRun. L2におけるものであり、流砂量は通水5分で極小値をもち、その後はほぼ一定値をとっていることがわかる。これは、図中の点線で示した予備実験の結果でも同様の傾向が認められる。5分というのは、下流端で中州の形成された時間であり、これが関係しているものと考えられる。図-11(a)の粒度分布において、同じく5分を境にして粗粒化方向から細粒化の方向へ変化している。また、流砂の粒度分布は、通水初期から元河床よりも細粒分に富む流出傾向を示しているが、これは著者らの砂礫堆

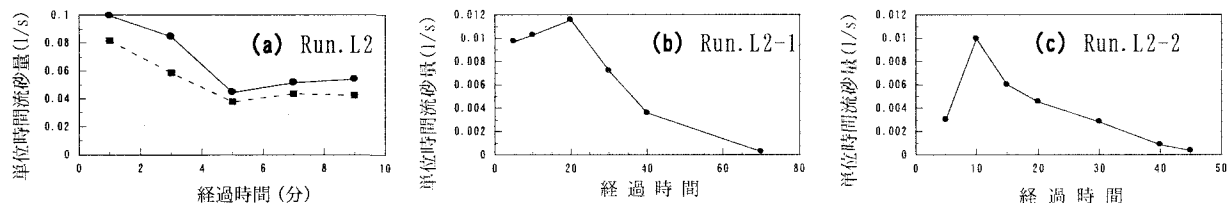


図-10 流砂量の時間経過

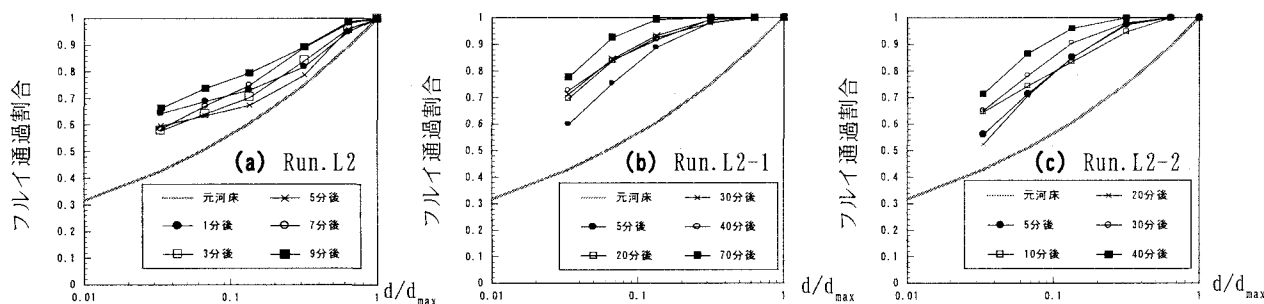


図-11 流砂粒度分布の時間経過

形成実験¹⁴⁾において小規模波が形成されるまでは元河床に近い流出が見られたのとは異なった結果となっている。このことは、砂礫堆形成実験では河床全体が水を被る状態であったのに対し、今回は低水路から側方へ侵食が進み流路が拡幅するという違いが原因しているようである。すなわち、拡幅することにより掃流力が減少し、大きい砂礫が堆積したことが大きく影響したと考えられる。図-10(b)(c)の流砂量では、通水開始数分に極大値を向かえる。これは前回までの履歴の影響で砂礫の移動に時間遅れが生じたためである。その後は時間経過とともに単調に減少している。図-11(b)(c)の粒度分布は時間経過と共にほぼ一樣に細かくなっている。これは小規模波の形成が反映した結果で、著者らの以前の実験結果¹⁴⁾と一致する。

6. まとめ

- (1) 複列砂州の形成領域内の大流量と分岐後の流路幅に対応する中・小の流量を重ねることによって、大・中・小規模の河床波の重畳を再現することができた。
- (2) このことにより、白水川などに見られる大規模河床波は、大流量時に形成される複列砂礫堆の起伏に対応していることが明らかになった。
- (3) 観測結果と実験との比較によって大規模波の波長は、谷幅と流量によって広い範囲をもつことがわかった。したがって、今回の実験結果が必ずしも白水川の形態を再現できたとは限らない。
- (4) 大規模波形成時の流砂の流出傾向としては、形成の要因である複列砂州の形成過程において、特に流路の拡幅の影響によって、流路内に大きい砂礫が堆積してしまうため下流に輸送される砂礫は、細くなる。
- (5) 大規模波の起伏に関係なく、水みち部に小・中規模波が形成していく過程では、河床が $n=1/2$ のタルボット分布に近づくのに対応して流砂は細粒化する方向に進むという結果が得られた。このことは、これまでの結果¹⁴⁾を再度確認した結果となった。

参考文献

- 1) 長谷川和義・藤田睦博：ステップ・プールに視点をのいた山地河道の流れの抵抗，第30回水理講演会論文集，pp.79-84，1986。
- 2) 森明巨・黒木幹男・岸力・戸嶋光映・谷口伸也：山地河川における階段状河床形の分類と形成機構に関する研究，第30回水理講演会論文集，pp.229-234，1986。
- 3) 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。
- 4) Grant, G. E., F. J. Swanson and M. G. Wolman: Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, Western Cascades, Oregon, Geological Society of America, Vol. 102, pp. 340-352, 1990。
- 5) 沢田豊明・芦田和男：山地溪流における流路形態と土砂流出，第33回水理講演会論文集，pp.373-378，1989。
- 6) 長谷川和義：溪流の淵・瀬の水理とその応用，1997年度（第33回）水工学に関する夏期研修会テキスト，pp.A-9-1～A-9-20，1997。
- 7) 長谷川和義・藤田豊彦・竜澤宏昌・林日出喜・森高信：山地河川に見られる中規模・小規模共存河床形態の実験的検証，水工学論文集，第43巻，pp.749-754，1999。
- 8) 竜澤宏昌・林日出喜・長谷川和義：溪流の小規模河床形態に関する研究－魚類等の生息環境保全対策への応用を目指して－，土木学会論文集，No. 656/Ⅱ-52，pp.83-101，2000。
- 9) 長谷川和義・藤田豊彦・目黒嗣樹・竜澤宏昌：河床不安定および分岐不安定をともなう急勾配混合砂礫床の形態，水工学論文集，第44巻，pp.659-664，2000。
- 10) 藤田裕一郎・赤松英樹・村本嘉雄：複列砂州と網状流路の形成過程に関する実験，京都大学防災研究所年報，No. 29B-2，pp.451-472，1986。
- 11) 芦田和男・江頭進治・里深好文・後藤隆之：網状流路の流路変動と流砂量，京都大学防災研究所年報，No. 33B-2，pp.241-260，1990。
- 12) 芦田和男・江頭進治・里深好文・後藤隆之・寺西直之：網状流路における混合砂礫の分級と流路変動，京都大学防災研究所年報，No. 34B-2，pp.247-260，1991。
- 13) 藤田豊彦・長谷川和義・目黒嗣樹・竜澤宏昌：急勾配混合砂礫床における中規模河床形態の領域区分，土木学会北海道支部論文集，第56号(B)，pp.292-297，2000。
- 14) 目黒嗣樹・藤田豊彦・長谷川和義・竜澤宏昌：急勾配混合砂礫水路における中規模河床波と流砂量に関する実験的研究，土木学会北海道支部論文集，第56号(B)，pp.298-303，2000。

(2000.10.2 受付)