

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

EXPERIMENTAL INSPECTIONS OF SUPERPOSED MESO- AND MICRO-SCALE BED

TOPOGRAPHY FOUND IN MOUNTAIN RIVERS

長谷川和義¹・藤田豊彦²・林日出喜³・竜澤宏昌⁴・森高信⁵

Kazuyoshi HASEGAWA, Toyohiko FUJITA, Hideki HAYASHI,

Hiromasa TATUZAWA and Takanobu MORI

1 正会員 工博 北海道大学大学院助手 工学研究科 (〒060-8628 札幌市北区北13西8)

2 学生会員 北海道大学大学院工学研究科修士課程 (同上)

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

4 正会員 同上主任研究員 (同上)

5 正会員 同上研究員 (同上)

Bed topography of a mountain river is seen to be composed by three different scale undulations of large scale unit, meso-scale unit and small scale unit. Of the three, small scale unit was identified with step-pool systems in the recent investigations. However, the origin and the properties of meso-scale unit are not yet elucidated though it has been suggested to correspond to an alternating bar. For the explanation of the meso-scale unit, experiments of alternating bar generation were conducted by using a steep gravel bed channel and the bed forms were compared with actual bed topography of a mountain river. The experimental results showed that meso-scale bed topographical unit is just an alternating bar formed by gravel and stones. The alternating bars generated in the experimental channel, on which step-pools were superposed, revealed the very similar properties to those of the compared river.

Key Words: mountain-river, bed topography, alternating bars, step-pool systems, inspective experiments

1. はじめに

近年、自然環境を考慮した治水・治山への要望が強まり、山地河川の形態に対しても新たな関心が向けられるようになった。このことに関連して、長谷川・藤田¹⁾、森・黒木・岸・戸嶋・谷口²⁾、長谷川³⁾は、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なりによって構成されていること、中規模波には、沖積河川における交互砂州に類似した性質を示すものと、長波長の反砂堆と見なされるものが存在すること、小規模波にも、礫が直線的に横断して並ぶタイプのもの(リブ・礫列)と円弧状に連なるタイプ(礫段)の2種類があることなどを明らかにした。こうした複数スケールの形態は、沢田・芦田⁴⁾によっても確認されている。また、Grant・Swanson・Wolman⁵⁾も長谷川らの結果に非常に近い形態分類(subunit scale, channel unit scale, reach)を示している。しかし、これらの河床形態のうちで実験による再現が果たされ、水理

学的解析によって成因や性質が確かめられたものは2種類の小規模波のみであり(長谷川⁶⁾、竜澤・林・長谷川⁷⁾)、他は想定や可能性が述べられたにとどまっている。真に「近自然」的な工法を確立するためには、残された形態に関しても十分な知見が積み重ねられるべきであろう。

本研究は、上述の中規模波のうち交互砂州に類似した形態に焦点をあて、実験による再現を試みたものである。これまで、実際の山地河川の中規模波が何であるか(交互砂州や反砂堆と同じものか)を解明した研究はなく、またそれらに対応する河床波を実験的に作りだした例はない。既往の実河川河床縦断形状・平面形状の測量成果と実験結果との対比により、上述の推定を検証することにする。

2. 実際の山地河川河床形態—小川の例

図-1は、1986年10月に測量された豊平川水系薄別川支川小川(流域面積10.8km²、流路長7.0km、平均

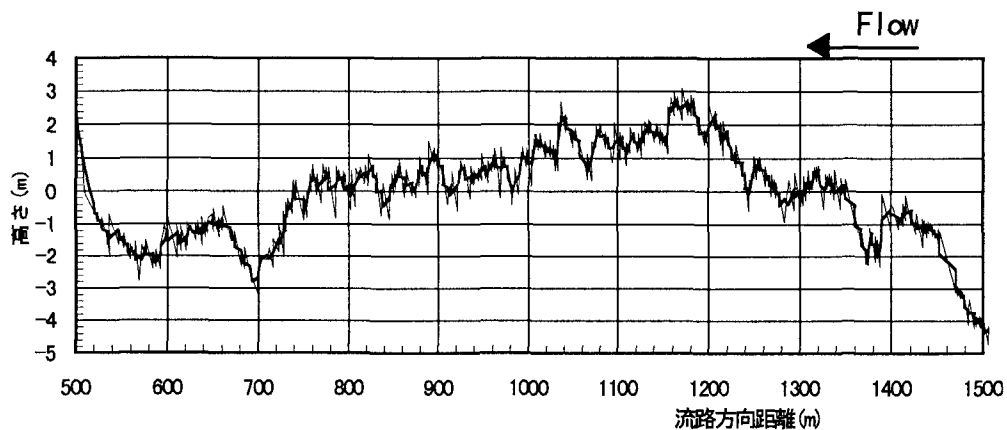


図1 小川の流路沿い河床縦断変化 (平均勾配差し引き)

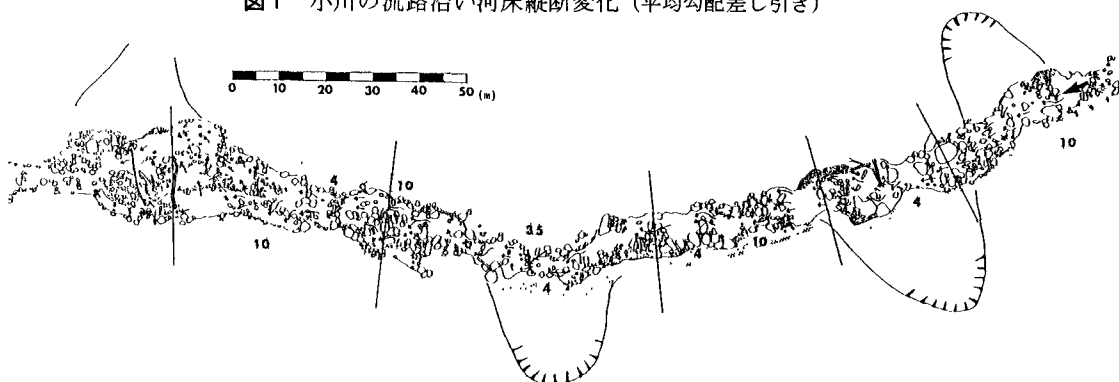


図-2 小川の観測区間平面図

河床勾配0.102、表層礫径 $d_{50}=0.17\text{m}$, $d_{84}=0.54\text{m}$ における観測区間1km (合流点から0.5km～1.5km)の縦断河床起伏であり、平均傾斜高からの差し引き分が描かれている。高波数の高低変化は礫列や礫段の小規模波を表すものであり、この区間中に242個認められ平均波長4.2m、平均波高57.6cmであった。これらの起伏の中間点を結ぶ太線は前後3点の移動平均法により描かれたものであり、問題の中規模波の形態が見いだされる。その典型的な波は、比較的長く続く緩勾配の背斜面をもち、前縁部で急激に落ち込む形態を示している。波長は30～45m程度であり、平水時の概略流路幅10mの3～4.5倍である。小規模波長で単純に割り算すると、一つの中規模波に7～10個の小規模波が乗っている勘定になる。前縁部の落差は大きく、場所により2mほどの段落ちになっている。これらの段落ちは、多く3段程の礫段の連なりから成る場合や径1mを超える巨石によって構成されており、ときに流木が絡んで天然ダム状を呈している。

図-2は、図-1中の550m—800m区間に対応する急勾配狭窄部を含む平面形状であり、1985年10月に平板測量により得られたものである。図の陰影部は堆積地を示している。中の数字は測量時における植生年代を表すもので、これはそのまま堆積地の経年数を意味する。測量時4年前の1981年8月、および10年前の1975年8月にそれぞれ石狩川の氾濫をもたらす大きな

出水をみており、これらの堆積地がそのときに形成されたものと判断される。また、同図中の横断線は中規模波の段落ち位置を示しており、これらに挟まれる形で谷壁の浸食崩落が左右岸交互に現れていることが注目される。河道内で白く抜けているところは小規模波のプール部であり、礫の並びが弧状を呈していることから礫段が一つの中規模波上に5～10共存していることが分かる。

以上の観察から、小川観測区間においては沖積河川の交互砂州の性質に酷似した中規模河床波が存在しており、射流下でのみ発生する礫段と共存しているものと推定できる。ただし、これを「砂州」と呼ぶのはふさわしくなく、以後木下⁸⁾の用語を踏襲して「砂礫堆」と呼称することにする。

3. 中規模波発生実験の内容

山地河川における中規模河床波が、混合粒径砂礫上を流れる射流によって形成される砂礫堆であると考え、以下の実験を行うことにした。

(1) 実験方法

本実験は、長さ11m、幅30cm、深さ40cmの勾配可変式水路を用い、水路勾配1/10に固定し、水路の上流端には循環水の貯水槽と整流板、下流端には砂止めを

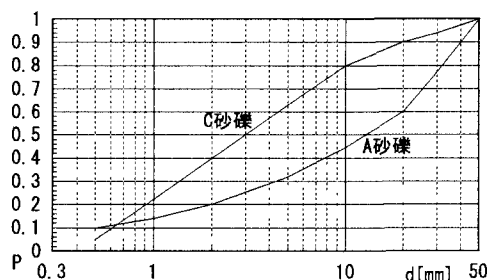


図-3 実験砂礫の粒度分布

表-1 実験砂礫の粒度特性

	d_{50} (cm)	d_m (cm)	d_{84} (cm)	d_{max} (cm)
A砂礫	1.25	1.67	3.53	5.00
C砂礫	0.30	0.74	1.38	5.00

d_{50} , d_{84} : それぞれ50%および84% 通過フルイ粒径,
 d_m : 平均粒径, d_{max} : 最大粒径

取り付けた. この水路に広い粒度範囲を有する実験砂礫 (図-3, 表-1 に示す粒度分布特性を持つA砂礫またはC砂礫) を水路底面に敷きつめ, 水締めを行い, 河床面をほぼフラットな状態にした後に無給砂の条件下で通水した. なお, 流量の計測には給水管に設置されている電磁流量計を使用した.

ただし, A砂礫の粒度分布は安定した小規模河床波を形成するのに適したTalbot分布 ($n=1/2$) に従うものである.

(2) 実験条件

山地河川における砂礫堆の発生条件が明らかになっていない今, 沖積河川における交互砂州発生条件を手がかりに定めざるを得ないであろう. そこで本実験では, 黒木・岸の交互砂州発生条件 ($\tau_{*c} > 0.1$ の範囲では $BI_0^{0.2}/H_0 > 7$, B: 水路幅, H_0 : 通水初期水深, I_0 : 平均勾配) と射流条件 ($Fr > 1$) を考慮し, それらをできるだけ満たすように表-2の実験条件を決定し, それぞれの実験を行った. なお, A砂礫には交互砂州発生条件と射流条件を共に満たす条件は存在せず, とりあえず $Fr=1$ 程度で実験を行った. また, C-4に関しては常流下での実験となった. ここで, 表2中の τ_m^* , τ_{max}^* はそれぞれ平均, 最大粒径の礫に対する無次元掃流力であり, τ_m^* , τ_{max}^* , Fr を求める際には抵抗則として, Hey の式

$$\frac{u}{u^*} = 5.75 \log \frac{aH_0}{3.5d_{84}} \quad (a=11.16)$$

を用いた.

4. 中規模波発生実験の結果

3. で述べたような方法・条件によって行った実験の結果を簡単にまとめると, 表-3の様になる. ただし,

表-2 砂州発生条件と射流条件を考慮した実験条件

Run.	実験砂礫	勾配I	流量Q(l/s)	τ_m^*	τ_{max}^*	$BI_0^{0.2}/H_0$	Fr
A-5	A砂礫	1/10	8.0	0.164	0.055	4.62	1.03
C-4	C砂礫	1/10	0.5	0.083	0.012	21.03	0.62
C-5			2.0	0.128	0.019	11.83	1.05
C-6			3.5	0.168	0.025	9.10	1.24

表-3 実験結果の概略

Run.	I	Q(l/s)	H_0 (m)	礫段・礫列		$BI_0^{0.2}/H_0$	交互砂州	
				λ (m)	Δ (m)		λ (m)	
A-5	0.1	8.0	0.041	○	0.30	0.050	4.2	△
C-4		0.5	0.010	×	-	-	18.7	○
C-5	0.1	2.0	0.016	○	0.20	0.032	12.2	○
C-6		3.5	0.020	△	-	-	9.3	○

○は礫列・礫段または交互に発生する砂礫堆が明らかに認められたこと, ×は明らかに認められなかったこと, △は一部に認められた, もしくは明らかではないが認められたことを示す

無給砂と下流端の砂止め影響を受けて, 実験全体を通じて河床勾配の低減が認められた他, 上流から順に粗粒化が進行した. この様な非平衡性は実験ごとに異なっている. 以下にこれらの実験結果を詳しく述べる.

(1) Run. C-5

この実験は本実験シリーズ中もっとも明瞭な砂礫堆の発生を見た実験である.

通水初期には河床が完全に水没していたが, 通水開始後3~4分で流水は蛇行を始め, 砂礫堆背面部には水が流れなくなった. また, その対岸の水みち部の河床は細かい砂で覆われていた.

図-4(a)は通水8分後における河床状態を示すものであり, 6波長にわたる砂礫堆の堆積部と水みちが明瞭に認められる. 堆積部の表層砂礫は原河床のものとあまり違いはないが, 水みち部は砂分が優勢であり, 通水中は最大径の礫を含む砂礫の活発な移動が認められた. これらの砂礫は転向部から次の砂礫堆の背面において堆積するほか, 一部は次の水みち部へ流出していく. 波長は下流に向かう程長くなっており, 平均1.26m ($\lambda/B=4.1$) となっている.

通水10分を越えたあたりから, 砂分の流出が終わったために水みちに比較的大きな礫が見られるようになり, その礫によって上流側から礫列が形成され始めた. また, 上流部の砂礫堆が次第に壊れ始めた.

図-4(b)および写真-1は通水30分後における河床状態を示すものであり, 水みちに直交する小規模河床波(礫列)の並びが明瞭に見られる. これらは合計34個を数え, 平均波長19.6cm, 平均波高3.8cmであった. これらは砂礫堆1波長あたり6.4個存在することになり, 小川の場合に近い値となっている. 転向部には2cm以上の比較的大きな石がかなり多く堆積しており, また, 流路が右岸から左岸, あるいは左岸から右

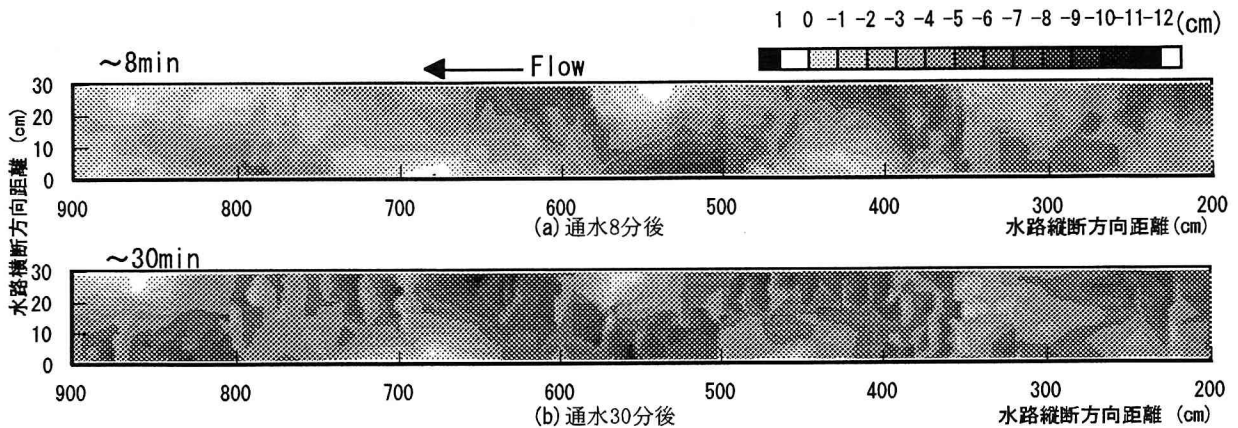


図-4 Run. C-5 の(a)通水8分後と(b)通水30分後の河床
(河床高は水路勾配差し引きで初期河床を基準とする)



写真-1 Run. C-5 の通水30分後の河床(300cm～600cm付近)
(低水流量を通水中)

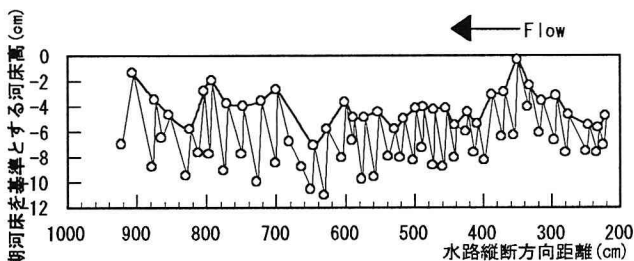


図-5 Run. C-5 の流路沿い河床縦断変化
(水路勾配差し引き)

岸へと変化した終わった位置に大きな段落ち(ほぼ3段に渡る礫の並び)が存在する。

図-5は流路の礫列とプールの高さを計測した結果であり、太線は礫列上部の点をなぞって描いたものである。この図においても小川の河床データ(図-1)に良く似た中規模河床波の存在を見ることができる。また、通常の交互砂州と同様に、最深部の位置が図4(b)に見られる水みちの曲頂部(堆積部中心の対岸)付近にあり、転向部のすぐ下流に現れる段落ちからやや離れている。

(2) Run. C-6

この実験は上記実験と同じC砂礫を用い、フルード数(したがって掃流力)を上げた場合の状態を調べたものである。

通水開始時から河床は完全に水没していたが、4, 5

分後に流水が次第に蛇行を始め、砂礫堆となる部分には水面に頭を出す礫も現れた。しかし、砂礫の移動が活発で、最大粒径礫も移動した。このため、水みちの転向部で直進流が下流の砂礫堆を侵食し、転向部に1本に並んだ礫の列が形成される(写真-2(a))。その部分ではこの礫の列を境に流水が2つに別れて流れるようになり、波長が長く伸びる結果となった(表-2)。また、通水開始から8分を過ぎて更に通水が続けると、上流部から砂礫堆が崩れ始めた。

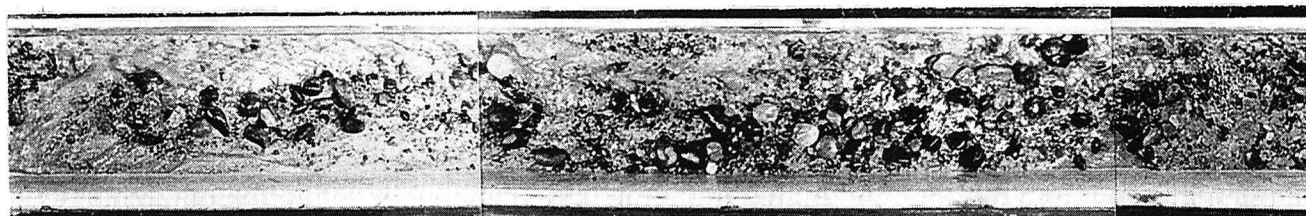
通水30分後の河床は写真-2(b)のように、砂礫堆は下流に1部残ったのみであった。また、砂礫堆の崩れた部分には粗粒化された礫が堆積しており、その礫によって水路幅いっぱいには礫列が形成されていた。

この例は、最大粒径の礫が容易に移動するような大流量が流れた場合には、明瞭な中規模波が形成されにくいことを示唆している。一度形成された砂礫堆が破壊されるような大洪水時の様子をも示すものだろう。

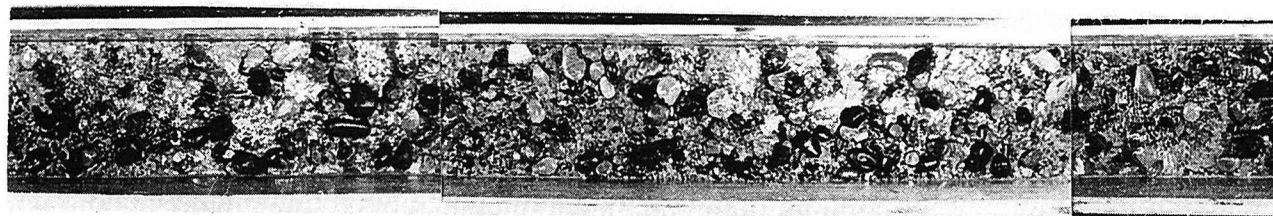
(3) Run. C-4

この実験は、上記の実験と同じC砂礫を用いた常流下での実験である。

通水開始時点では河床は全て水没していたが、すぐに流水は蛇行し始め、砂礫堆背面部には水が流れなくなり、流水のある部分だけが掘れ始め水みちが形成された(写真-3)。流れが常流であることから、礫列・礫段は一切形成されなかった。これは小流量での形成例



(a) 通水 8 分後



(b) 通水 30 分後

写真-2 Run. C-6 の (a) 通水 8 分後と (b) 通水 30 分後の河床 (300cm ~ 600cm 付近)
(低水流量を通水中)

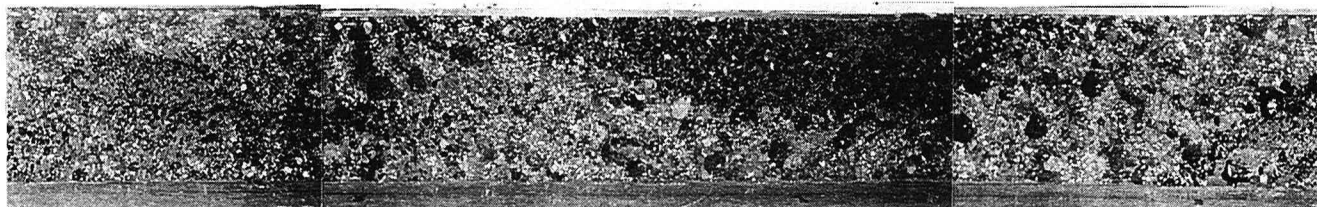


写真-3 Run. C-4 の通水 30 分後の河床 (250cm ~ 500cm)
(低水流量を通水中)

であり、実際の山地河川にも見られる可能性がある。

(4) Run. A-5

この実験は黒木・岸の交互砂州発生限界をやや外れており、以下に示すように形成された砂礫堆も波高が低く、準砂礫堆とみなしうる。しかし、砂礫堆と礫段が共存する唯一のケースとなった。

通水初期は大きな音を立て礫が流れていたが、通水開始から約5分程で河床はほぼ安定となった。分級が進み、礫のかみ合わせが強固になったためだと考えられる。河床が安定する前から流水には波長の大きな蛇行が見られ、その後には礫段の形成も見られた。また、河床は常に水没していた。

30分間通水後の河床の様子を写真-4、図-6(a)に示した。また、図-7は図-6(a)の右岸・左岸の河床高をそれぞれ示したものであり、太線及び点線は、それぞれの平均起伏の大局的变化を示したものである。図-6(a)からははっきり確認できないが、図-7より河床に交互に波長3.2m程度の砂礫堆の形成されていることが確認できる。また、図-8は流路沿いの礫段のステップ・プール部の高さを交互に測定したものである。この図は小川の河床データ(図-1)に近似した様子を見せてい

る。礫段は合計23個確認でき、平均波長30.4cm、平均波高5.2cmであった。1砂礫堆当たり10.5個となり、小川のケースにはほぼ一致する。

図-6(b)は通水後の河床に形成された礫段を構成する礫の並びを示したものである。また、図中の点線は流路沿いに形成された礫段を結んだものである。この図から明らかなように、砂礫堆が形成されることによって礫段が流路に沿って蛇行して形成されていることが確認できる。また礫の並び方には砂礫堆が左岸にある場合には負の傾き(図中-記号)、砂礫堆が右岸にある場合には正の傾き(図中+記号)が大となる傾向がみられる。

5. まとめと結論

「山地河川に見られる中規模波(および中規模波と小規模波の共存形態)が沖積河川の交互砂州と同一の成因によって生ずる」という仮説のもとに、混合砂礫を用いた射流下での実験を試み、以下の結論を得た。

(1) 混合砂礫床上に発生させた砂礫堆は検証対象河川(小川)の中規模河床波に類似した性質を示し、中規模

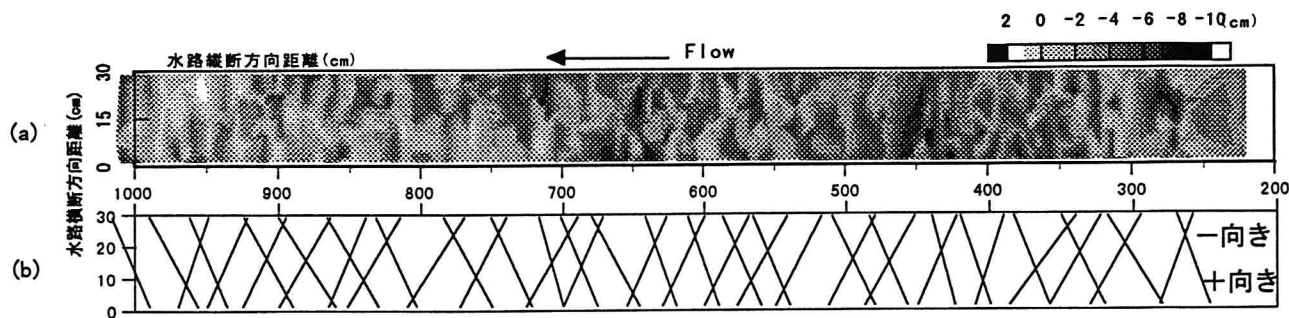


図-6 A-5の通水後の(a)河床高と(b)礫段の配置(河床高は水路勾配差し引きで初期河床を基準とする)

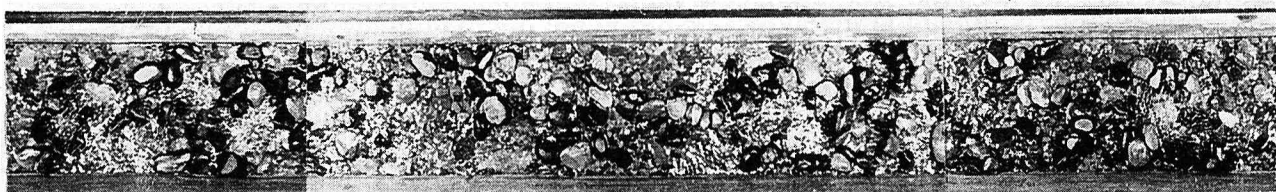


写真-4 A-5の通水後の河床(550cm～700cm付近)
(低水流量を通水中)

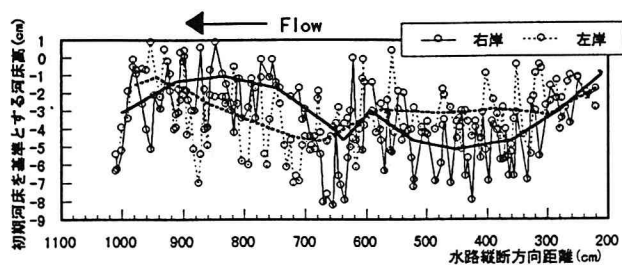


図-7 Run. A-5の水路両端の河床縦断変化
(水路勾配差し引き)

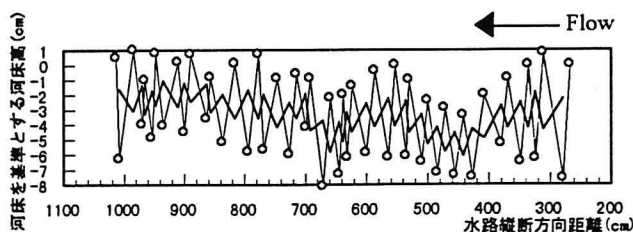


図-8 Run. A-5の流路沿いの河床縦断変化
(平均勾配差し引き)

波の一つが砂礫堆に他ならないことが明らかにされた。
(2) 混合粒径河床材料, 水理量を適切に選ぶことで, 礫列・礫段という小規模河床波と中規模河床波の共存を実験的に再現することができた。すなわち, 砂分の多いC砂礫では①礫列の共存形態, ②砂礫堆崩壊時形態, ③水みち(低水路) せん入形態が認められた。また, Talbot分布のA砂礫を用いた実験では, ④礫段の共存形態が認められた。

(3) このうち①の形態は, 典型的な沖積河川交互砂州と同一の性質を示す砂礫堆上に礫列が重なったものであり, 流路の転向部において3段の礫列を経て最深部に落ちる所は小川と似ている。しかし, 実験中は安定化にはいたらなかった。

(4) ④の形態は準砂礫堆に礫段が重畳したものと見られる。砂礫堆の現われは弱いものの, このケースは非常に強固に安定形状を保ち, 長時間通水によっても変形は生じなかった。

参考文献

- 1) 長谷川和義・藤田睦博: ステップ・プールに視点をお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地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) 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.
- 5) 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.
- 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) 竜澤宏昌・林日出喜・長谷川和義: 溪流河川における河床砂礫の混合特性と階段状河床形の形状特性, 水工学論文集, 第42巻, pp. 1075-1080, 1998.
- 8) 木下良作: 石狩川河道変遷調査, 科学技術庁資源局資料 第36号, 1961.

(1998. 9. 30受付)