

山地河川合流部における河床構造の分析

THE RIVER BED MORPHOLOGY ANALYSIS ON MOUNTAIN-STREAM CONFLUENCE

三國谷隆伸¹・知花武佳²・丹波聖泰³

Takanobu MIKUNIYA, Takeyoshi CHIBANA and Masahiro TAMBA

¹学生員 東京大学大学院工学系研究科 社会基盤学専攻(〒113-8685 東京都文京区本郷7-3-1)

²正会員 工博 東京大学大学院工学系研究科 社会基盤学専攻 講師(〒113-8685 東京都文京区本郷7-3-1)

³学生員 東京大学大学院工学系研究科 社会基盤学専攻(〒113-8685 東京都文京区本郷7-3-1)

River bed structure tends to be completely different before and after confluence. However, the reason why such change happens is not understood. Due to sediments supply from two rivers, the river-bed morphology around confluence becomes complex and various. But there are several common features among almost all confluences. These are change of river width and inclination, deposition tendency of large sediments around confluence. Through the field observations and channel experiments, following steps are clarified. First, large sediments supplied from upper stream stop at the confluence. Just below there, river bed degrades because of sediment supply decrease and it causes the inclination change. In conclusion, confluence has a function like screen, so large sediments are stuck there and only small sediments can go through. That means confluence has roll of the boundary of sub-segment scale river structure.

Key Words : confluence, mountain-stream, river-bed, particle size distribution

1. はじめに

合流部では両河川からの土砂の流入と、局所的な複雑な流れによって、独特の地形が形成される。特に山地河川合流部の場合は、様々な粒径の土砂が供給されること、2河川の供給土砂の粒度組成が大きく異なる場合があることなどから、多種多様な地形となる。さらに、合流前後の河川を比較すると、河相が変化する場合が多い。そこで、本研究では合流によってなぜ河相が急変するのかを明らかにするため、合流部の河床構造に注目した調査を行い、合流部が河川の流砂系に及ぼす影響を解明する事を目的とした。

合流部における洪水流の流れに関する研究は従来もなされているが¹⁾²⁾³⁾、その結果形成される河床構造を実河川で調べた例はこれまでにない。そこで、流域地質が生産土砂の粒度分布に強く影響する図-1に示すような山地河川合流部を対象とし、そこに形成される地形の特徴を明らかにすることで、河相の変化の原因を探った。

3水系13地点の合流部視察と、その中の3点での詳細な地形測量、及び水路実験現象を用いた検証を行った。



図-1 山地河川合流部

2. 現地調査

(1) 調査地概要

多摩川水系、荒川水系、最上川水系の13地点で簡単な視察を行い、地質条件、ひいては生産土砂の特徴⁴⁾の異なる以下の3点を選んで、詳細な測量と河床構成材料の調査を行った。

a) 多摩川水系北秋川合流部

東京都桧原村の北秋川と神戸川の合流部である。本流である北秋川の流域内を断層が通っているため中礫、砂利の生産量が多いことが特徴であるが、同時に3~4mに及ぶ巨礫も生産する。

表-1 礫径と名称

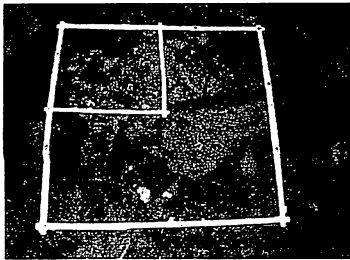


図-2 表層粒度分布測定用枠

名称	礫径(mm)
砂	-8
砂利	8-32
中礫	32-128
大礫	128-1000
巨礫	-1000

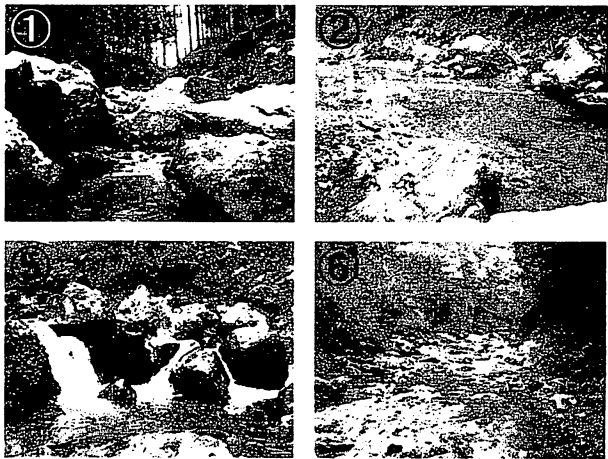


図-4 北秋川合流部写真

b) 多摩川水系南浅川合流部

東京都八王子市，八王子ジャンクション付近の溪流合流部である。堆積岩地質で，砂～50cm程度の大礫までを生産する。

c) 最上川水系馬見ヶ崎川合流部

山形県山形市，蔵王ダム付近の山地河川合流部である。合流前の2河川で流域地質が大きく異なるのが特徴であり，本流は安山岩地質で30cm～3m程度の大礫・巨礫しか生産せず，支流は花崗岩地質のため2～3mの巨礫と，大量の砂利・砂を生産する。

(2) 観測項目

平面形，縦断面形の測量と，河床構成材料の表層支配率を測定した。

表層粒度分布の測定に当たっては図-2に示す60cm四方の枠の中に，表-1の各礫がどれだけの割合を占めているかを確認した。鉛直方向にも同じ割合で分布していると考えると，その支配率は重量比率と一致する⁵⁾。できるだけ多くの点でこの調査を行うことで，枠の置き方による誤差を小さくした。

3. 調査結果

(1) 北秋川合流部

図-3は北秋川合流部の縦断面形を合流点を標高0mとして表したものである。この図を勾配の急変点で6つの区間に分け，直線で近似した。各区間の写真を図-4に，測定した諸データを表-2に示す。なお，①の区間に関しては地形測量が困難であったため，地形図の等高線から勾配を算出した。

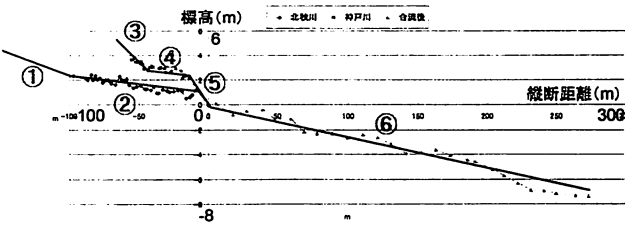


図-3 北秋川合流部縦断面形

表-2 北秋川合流部諸データ

区間	平均川幅	平均河床勾配	表層粒度分布(%)				
			巨礫	大礫	中礫	砂利	砂
①	15(推定)	1/25(推定)	-	-	-	-	-
②	13.9	1/70	11.0	24.0	10.8	47.6	6.7
③	9.9	1/10	34.3	25.2	23.3	17.1	0.0
④	10.8	1/100	0.0	20.8	36.7	42.5	0.0
⑤	-	1/6	50.0	10.0	10.9	27.3	1.8
⑥	26.2	1/40	5.8	25.5	15.8	44.8	8.2

表-2において，①と③は合流点より十分上流にあり，合流の影響を受けていない状態の河相であるといえる。1m級の巨礫が密に堆積し，ステッププール構造を形成している。しかし，②，④に入ると急に細粒分が増加し，勾配が緩やかになっている。図-4-②からは，巨礫が細粒分にほぼ埋没している様子が伺える。そして，⑤では巨礫が密に存在し，1～3mの大きな落差をもって2つの河川が合流している。とくに③，④の区間を有する支流側でこの傾向が顕著で，滝のように水が流れ落ちている（図-4-⑤）。合流後の⑥では緩勾配で細粒分が占める割合が大きくなり，巨礫が激減する。また，この区間では曖昧ながら交互砂州が形成され始めている様子が確認できる（図-4-⑥）。

②，④の緩勾配の区間は50～100m程度しか続いている局所的な特徴であるのに対し，⑥は観測を行った範囲で300m，さらにその下流まで続いていた。また，⑥の川幅は26.2mとなり，2河川の合計以上に拡大しているというのも大きな特徴である。

縦断面図で①，③は河床に細かな上下が見られる。これは合流前の2河川が山地河川に特有のステッププール構造をとっていたためで，各ステップとプールがおおよそ5m間隔で現れている事を反映している。一方⑥では約50mで平坦な区間と急勾配区間とが交互に現れている。これは河床構造が交互砂州状に変化したため，比較的平坦な平瀬・淵と，急な早瀬が観測されたためである。

このように，北秋川では合流前後で河相が大きく変化していることが確認された。

(2) 南浅川合流部

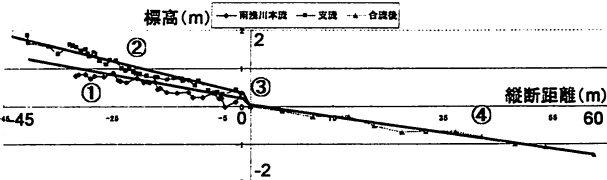


図-5 南浅川合流部縦断面形

表-3 南浅川合流部諸データ

区間	平均川幅	平均河床勾配	表層粒度分布 (%)				
			巨礫	大礫	中礫	砂利	砂
①	3.4	1/40	0.0	43.1	23.9	32.6	1.3
②	3.1	1/25	0.0	44.2	29.4	28	0.4
③	-	1/10	0.0	62.5	17.3	18.9	0.0
④	7.0	1/50	0.0	26.7	36.3	35.2	1.8

南浅川の縦断面図を図-5に示す。南浅川では、北秋川における②、④に該当する区間、すなわち合流点直上の緩勾配で細粒分の多い区間が見られなかった。そのため観測区間を4つに区切り、直線で近似した。各区間の諸データを表-3に示す。

合流によって勾配が緩やかになっていること、合流点に大礫が集積して落差を形成していること、合流後に川幅が2河川の合計程度に拡大していること、合流後に最大粒径付近の礫が減少していることが北秋川との共通の傾向としてみられる。しかし、いずれも北秋川ほどはっきりと観測値に現れてはおらず、全体に河相の変化の程度も小さかったといえる。

(3) 馬見ヶ崎川合流部

馬見ヶ崎川の縦断面図を図-6に、各区間の諸データを表-4に示す。

馬見ヶ崎川の合流部は先の2点とは異なる様相を呈している。支流が巨礫と、花崗岩由来の細粒分マサ土を大量に供給するため、合流部に50mに及ぶ巨大な中洲が形成され、流路が二分されて本流に流れ込む(図-6破線)。それ以外にも中洲の下を伏流した水が幾筋にも分かれて流入するため、明確な合流点が形成されず、河相の遷移区間(図-6③、④)が存在する。⑦は支流のうちの細流であるためここでは対象とせず、1本目の主流路が流入する③の区間を合流点と考える。

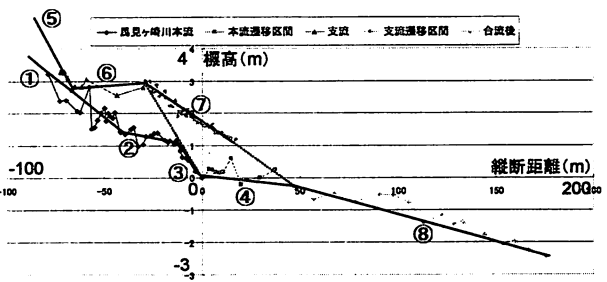


図-6 馬見ヶ崎川合流部縦断面形

表-4 馬見ヶ崎川合流部諸データ

区間	平均川幅	平均河床勾配	表層粒度分布 (%)				
			巨礫	大礫	中礫	砂利	砂
①	12.4	1/30	48.1	38.6	8.3	5.0	0.0
②	9.1	1/70	30.9	37.0	22.1	10.0	0.0
③	-	1/15	52.3	36.8	9.8	1.1	0.0
④	10.9	1/70	15.7	46.9	20.9	13.8	2.7
⑤	7.3	1/10	43.4	13.3	10.0	26.7	16.7
⑥	-	-1/50	7.1	44.9	18.0	24.0	6.0
⑦	3.0	1/20	0.0	24.8	32.4	41.4	1.4
⑧	18.2	1/50	10.1	34.8	16.2	34.6	5.0

表-4に示したとおり、合流点より十分上流の①、⑤ではいずれも巨礫の割合が40%以上を占めており、それらがステッププール構造を形成している。合流点にあたる③ではその割合は50%を越え、中礫以下がほとんどみられない。ところが合流後の⑧では巨礫が1割にまで減少し、砂利の割合が急増することで河床構造が交互砂州状に変化している。また、川幅が急拡大するという傾向もこれまでと共通して見られた。しかし、特に馬見ヶ崎川本流において合流前の緩勾配の区間は曖昧であり、また細粒分の堆積傾向も見られなかった。

(4) 観測結果のまとめ

以上の観測結果は次のように整理することができる。全ての合流部に見られる特徴としては以下の4点が挙げられる。

1. 合流後は、両河川の合計以上に川幅が広がる。
2. 合流後は河床勾配が緩やかになる。
3. 合流後の表層粒度組成は両河川よりも細くなる。
4. 合流点に大粒径の礫が集積し、落差を作る。

また、北秋川では共に見られ、南浅川と馬見ヶ崎川本流ではみられなかった特徴として以下の2点が挙げられる。

5. 合流直上に細粒分の堆積する区間がある。
6. 5の区間は勾配が緩やかになる。

4. 合流部地形の形成機構

以上の特徴的な地形が形成される過程、及び合流後の急激な河相の変化を説明するため、以下のような仮説を立てた。

1. まず、合流の影響を受けていない一定勾配の河床を考える(図-7)。

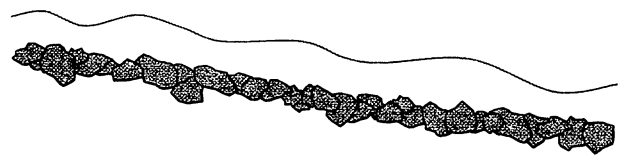


図-7 初期河床

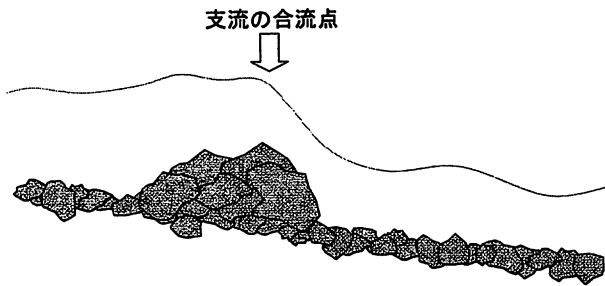


図-8 巨礫、大礫の集積

2. 本流に対し、支流がほぼ直角に流入する合流部においては、合流直前で本流、支流共に洪水流が急激に減速し、水位が上昇する。そこで巨礫が停止し、その後上流から流下してくる大礫、巨礫が次々と周囲に捕捉されて集積する（図-8）。この影響は、流量の多い本流に流入する支流で特に顕著になるため、観測を行った3点ではいずれも合流点の支流側により大きな落差が形成されていた（図-3、図-5、図-6）。

3. 河床を構成する大礫が合流点で止まるため、その下流では土砂供給の不足によって河床材料の流出が卓越し、河床低下が進行することで勾配が緩化する（図-9）合流点に集積した巨礫・大礫と、河床低下の進んだ合流直下が平水時には大きな落差として観測される。勾配が緩くなった合流後は、水位が高くなりがちで、河岸の侵食が進んで川幅が拡大する。

4. 洪水減水期には、合流直前に集積した巨礫、大礫の隙間や背後を砂利が埋め戻して勾配の緩い区間が形成される。合流後は川幅の拡大によって掃流力が低下するため、細粒分が堆積するとともに交互砂州状の地形が形成される。（図-10）。

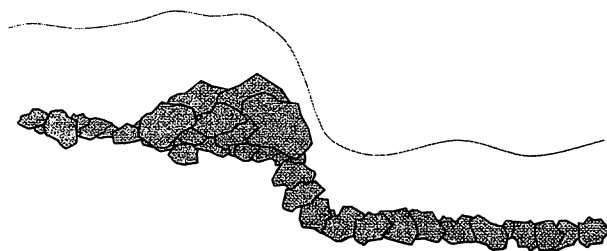


図-9 河床低下の進行と勾配の緩化

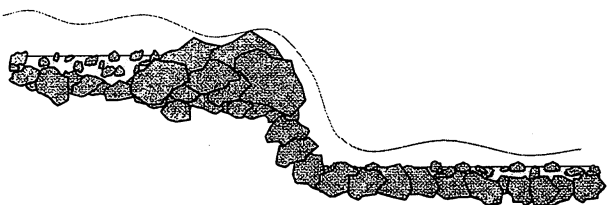


図-10 細粒分による表層の埋め戻し

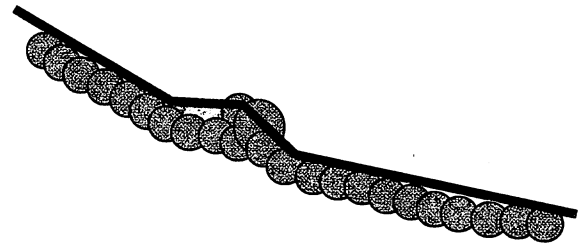


図-11 南浅川合流部イメージ

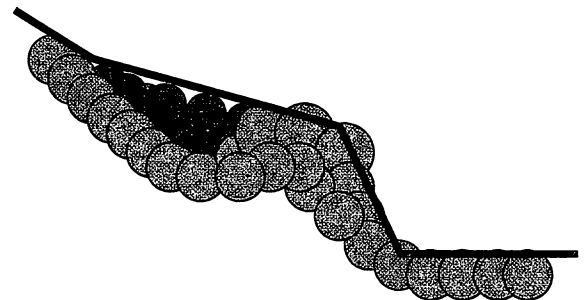


図-12 馬見ヶ崎川合流部イメージ

巨礫と砂利とが生産される北秋川ではこの形成過程どおり1～6の全ての特徴が見られたのに対し、南浅川では5、6の特徴が見られず、馬見ヶ崎川でも曖昧であった。

南浅川では、最大粒径が50cmとほかの2地点と比較して小さかったため、洪水減水期に細粒分を受け止める大礫の集積が発達しなかったことが原因である（図-11）。

また、大礫の集積が発達しないため、合流後の河床低下も進行せず、結果として合流前後での河床勾配の変化も3地点の中で最も小さくなっている。

一方馬見ヶ崎川では2m級の巨礫が生産されるため、合流点にも1.8mの大きな落差が掲載されている。しかし、火山岩地質で細粒分をほとんど生産しないため、その背後を30cm～50cmの大礫が埋め戻している。一般に礫の安定勾配は礫径が大きくなるほど急角度になるため、もともとの河床勾配と大礫の埋め戻し勾配との違いが明確に現れなかったと考えられる（図-12）。

馬見ヶ崎川の場合は巨礫、大礫の多くが合流部に捕捉されているため、合流後には巨礫・大礫の割合が激減し、また河床勾配が急に緩やかになっている。

5. 水路実験

(1) 実験概要

これらの仮説を検証するため、水路実験を行った。

図-13に示す水路に、観測を行った合流部を想定した3種の粒度分布（表-5）の土砂を敷き、洪水、及びその後の減水期を想定した流量を流して洪水中に起こる現象の確認を行った。なお、川幅の拡大は水路実験では再現が困難なため、初期条件として与えている。

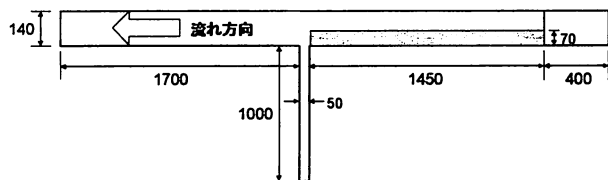


図-13 実験水路模式図

表-5 各実験の粒度分布

粒度分布	想定河川	1-4mm	4-8mm	8-16mm	16-32mm
1	北秋川	57%	13%	12%	18%
2	南浅川	42%	22%	27%	10%
3	馬見ヶ崎川	15%	30%	33%	21%

水路の諸元は以下のとおりである。

全 長 : 3.6m
 幅 : 140mm
 深 さ : 150mm
 断面形 : 矩形断面
 材 質 : 壁面 アクリル板
 底面 砂入り人工芝
 粗 度 : 壁面 0.011
 底面 約0.02
 勾 配 : 任意に調整可能

北秋川、馬見ヶ崎川は1/30スケール、南浅川は1/15スケールとしたため、最大粒径はそれぞれ1m、50cmに相当する。流量は洪水時に本流1.8ℓ/s、支流0.8ℓ/s、減水期に本流0.8ℓ/s、支流0.3ℓ/sとした。実河川スケールで洪水期2時間、減水期1時間という想定のもと、北秋川、馬見ヶ崎川想定の実験では洪水期20分、減水期10分、南浅川想定の実験で洪水期30分、減水期15分とした。

ここで、洪水流量は、合流前の区間で最大径の礫を転動させるため、無次元掃流力 $\tau^* = 0.05$ となるように設定した値である。

なお、実験は全て下流端から排出される土砂を再び上流端に供給しながら行ったため、通水前後で土砂の総量に変化はない。

(2) 実験1：北秋川想定

図-14から、合流点より上流側は堆積傾向に、逆に下流側は侵食傾向にあることが分かる。また、合流点には、大きな落差が形成されており、特に合流点直下の河床低下が顕著に見られた。

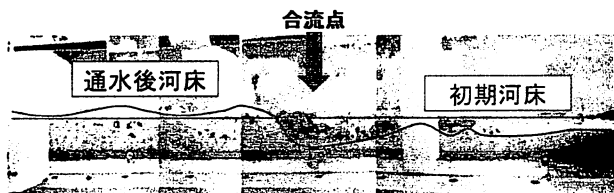


図-14 実験1河床形

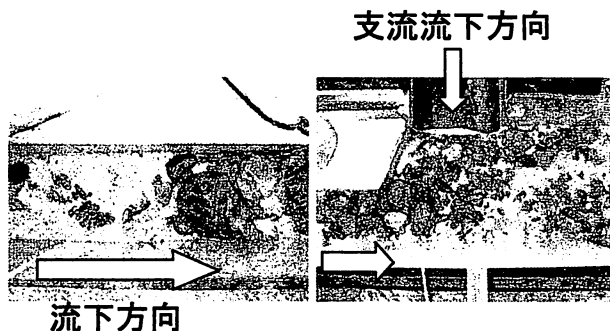


図-15 合流点付近の様子

合流点付近の様子を上から撮影したものが図-15である。合流点からその直上にかけて粗粒分が集積していること、その背後を細粒分が埋め戻していることが確認できる。また、上流側からの供給がほとんど合流点で捕捉されている様子や、粗粒分が細粒分の中に埋没している様子も観察された(図-4-②に対応)。

本実験では、合流後が河床低下した後の細粒分の堆積は再現できず、侵食傾向の合流点下流においては表層粒度組成に有意な違いは生じなかった。以上から、北秋川合流部に形成されている地形の特徴を再現できたといえる。

(3) 実験2：南浅川想定

図-16に示す通水前後の河床形の比較から、僅かながら合流前に堆積傾向、合流後に侵食傾向があることが分かる。しかし、北秋川と比較して細粒分が多く、粗粒分が少ないことから合流点における落差があまり発達していない。その結果、合流点を乗り越えて土砂が下流側に供給されるため、河床低下があまり起こらなかったといえる。実際、通水中には北秋川の場合と異なり粗粒分も流下している様子が確認された。実験1と、(4)に示す実験3では通水初期こそ多量の土砂が下流端から排出されたが、数分で粗粒分同士が噛み合って安定状態に至ったのに対し、この実験では最後まで土砂の排出が続いたことも土砂の移動が活発であった事を示している。

実験1と共通した特徴が見られるものの、その程度には差があるという結果は、実際の北秋川合流部と南浅川合流部の違いを反映している。そして、その違いに大きく寄与する要因は粗粒分、実河川においては数m級の巨礫の生産量によるといえる。

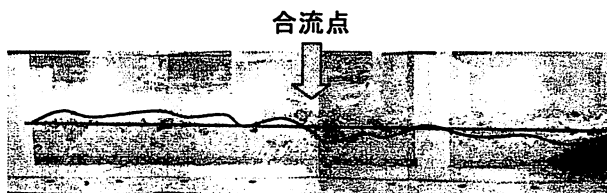


図-16 実験2河床形

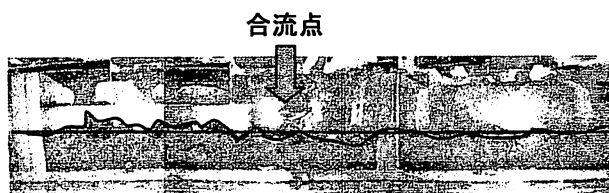


図-17 実験3河床形

(4) 実験3：馬見ヶ崎川想定

図-17に実験3の通水前後の河床形を示す。この粒度分布の特徴は細粒分が少ないことである。粗粒分同士直接が噛み合っていたためはじめから礫の移動が少なく、結果として落差合流前後であまり土砂層の厚さがあまり変化しなかった。しかし図-17の合流点よりも上流側の河床形に細かい凹凸が多いことから分かるように、合流前の表層を10mm程度の中程度の大きさの礫が覆っており、これは細粒分が抜け落ちたためである。これらは馬見ヶ崎川本流に見られた特徴と一致する。

(5) 実験結果のまとめ

以上の3つの実験から、実河川の合流部に見られる特徴のうち、川幅の拡大と河床勾配の緩化以外の仮説を検証することができた。河床勾配に関しても、直接測定こそできなかったものの、その原因となる河床低下は観察することができた。また、実際に観察を行うことが困難な洪水時の現象を見ることで、4の地形形成過程に対する裏づけになったといえることができる。

また、粒度分布をさらに変えて行った実験の結果、合流部に形成される落差の大きさはおよそ最大粒径に対応することも明らかになった。これは現地での観察結果とも一致する上、類似の現象であるステッププール構造の形成に関する既往の研究⁶⁾⁷⁾⁸⁾とも符合する。

6. 結論

本研究の成果として、合流部に形成される地形の中から、共通して見られるものを抽出した点、及びその形成過程を明らかにした点が挙げられる。

その結果、合流部は巨礫、大礫をそこにとどめ、細粒

分のみを下流側に通過させるという機能を持つことが明らかとなった。河床勾配などの変化の程度は巨礫、大礫などの生産量に強く依存し、それらは合流点ごとに留められていく事を考えると、より上流側に位置する合流部ほど河相の変化が顕著であるといえることができ、視察で回った13合流部で得られた知見とも一致する。

また、合流後に川幅が広がり、河床勾配が緩やかになり、河床構成材料が小さくなるという変化は、いずれも山地河川を扇状地河川へと近づける変化である。すなわち、合流部は河相の転換点になっており、山地河川は合流を繰り返すことでその河相を扇状地河川に近づけているといえることができる。

参考文献

- 1) 福岡捷二：河川合流部の洪水流と河床変動の非定常三次元解析 水工学論文集第39巻，1995
- 2) 内田龍彦・福岡捷二：浅水流方程式と渦度方程式を連立した準三次元モデルの提案と開水路合流部への適用，水工学論文集第53巻，2009
- 3) 舩甚甲介・清水康行：河川合流点を含む流れに関する研究 水工学論文集第49巻，2005
- 4) 小出博：日本の国土 ―自然と開発―（上），東京大学出版会，1973
- 5) 山本晃一：沖積河川学 堆積環境の視点から，山海堂，1994
- 6) 芦田・江頭・安東：階段状河床形の形成機構と形状特性の関する研究，第28回水理講演会論文集，1984
- 7) 目黒嗣樹・長谷川和義・大塚剛史・滝澤宏昌：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，水工学論文集第45巻，2001
- 8) 滝澤宏昌：溪流河川における河床砂礫の混合特性と階段河床の形の形状特性，水工学論文集第42巻，1998

(2009. 4. 9受付)