土砂交換厚に着目した 二河川間の土砂動態の比較

COMPARISON OF SEDIMENT TRANSPORTATION SYSTEM BETWEEN TWO RIVERS FOCUSING ON SEDIMENT EXCHANGE LAYER

原田大輔¹・知花武佳²・日野将人³

Daisuke HARADA, Masato HINO and Takeyoshi CHIBANA

¹正会員 工博 東京大学大学院 工学系研究科 特任研究員 (〒113-8656 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 准教授 (〒113-8656 東京都文京区本郷7-3-1)

³学生会員 東京大学大学院 工学系研究科 (〒113-8656 東京都文京区本郷7-3-1)

This study aims to clarify the formation process of sediment exchange layer in riverbed through the field observation of two rivers and flume experiment, and to discuss the relationships between sediment transportation system and exchange layer. Several devices for the observation of sediment exchange layer were installed in the Asa and the Syubuto river. As a result, the observed exchange layer thickness was larger than previous studies. The flume experiment was conducted to confirm the forming process of exchange layer, and revealed that the thick exchange layer is formed due to the bed degradation of discharge increasing period and sedimentation of decreasing period. The mechanism were also confirmed in the two field rivers.

Key Words : *Sediment exchange layer, grain size distribution, gravel-bed river, Sediment transport*

1. はじめに

近年、治水と環境の調和した河川整備が求められる中、出水時にどの程度河床の土砂が交換するかという事について関心が高まりつつある。例えば本研究で対象とする北海道の朱太川水系朱太川は、河床の礫間に生息する絶滅危惧種カワシンジュガイ(*Margaritifera laevis*)の貴重な生息場となっているが¹⁾、水系一体として良好な生態系を維持するには、出水によってどの程度の深さまで礫が移動するのか、またそれが広域でどのようにになっているかについて把握しておく必要がある。また、もう一つの対象河川である多摩川水系浅川では、河床低下による基盤岩の露出が問題となる中、河床高を回復させつつ河床の生息環境を回復させる方法が模索されている²⁾³⁾。

そのような観点から本研究では、特に出水前後での土砂交換厚に着目した。出水中の掃流砂の運動は河床表面における粒径オーダーのごく薄い層における現象であり⁴⁾⁵⁾、出水前後で大きな河床変動がなければ土砂交換厚は粒径オーダーと考えられている。しかし実河川ではそ

れを大きく超える土砂交換厚も観測され⁶⁾、これは砂堆の形成による河床の洗掘や、出水時に河床が洗掘されて埋め戻される事等が原因と考えられている。一方で、どのような場合にそのような大きな土砂交換が生じるのか、また土砂交換厚と土砂動態との関係についての知見が未だ十分ではないために、土砂交換厚に関する知見を河川整備に活用できる段階ではないのが現状である。本研究では朱太川と浅川において行った現地観測を基に水理実験を交えつつ、実河川において大きな土砂交換が生じる要因やその条件を明らかにし、また土砂交換厚と土砂動態との関係について考察する。

2. 現地観測とその結果

(1) 観測の概要

対象としたのは、多摩川水系浅川(流路延長30.2km, 流域面積 156km²)及び朱太川水系朱太川(流路延長43.5km, 流域面積 367km²)である。流路延長は同程度

表-1 対象とした各地点の状況

河川	地点名	平均年最大 流量 (m ³ /s)	観測できた 杭の本数	出水日	出水ピーク 流量(m ³ /s)	代表粒径 D ₆₀ (mm)	D ₉₀ (mm)	勾配(1/)	洪水時水位の推定方法
浅川	A-1	422 (高幡橋、 37年間の 平均)	8	2014年10月6日(出水4)	266(浅川橋)	74	140	145	浅川橋の流量から計算
	A-2		9	2015年7月14日(出水5)	405	50	97	201	痕跡水位
	A-3		7	2013年9月15日(出水1)	232	45	92	226	痕跡水位
			5	2013年10月6日(出水2)	232				痕跡水位
			8	2014年6月7日(出水3)	280				痕跡水位
			4	2014年10月6日(出水4)	387				痕跡水位
朱太川	S-1	266 (実橋、 12年間の 平均)	2	2015年3月10日	290	48	105	175	S-2の流量から計算
	S-2		2			40	70	300	痕跡水位
	S-3		2			52	95	300	S-4の流量から計算
	S-4		3			46	95	400	痕跡水位
	S-5		3			26	60	400	痕跡水位

図-1 対象流域と調査対象地点の位置

だが、浅川の方が上流に急峻な山を持つため土砂生産量が多く、河道内に交互砂州が形成されている。浅川では河道の位置や河道内の交互砂州の状況は、1947年の航空写真と比較して大きくは変化していない。一方、朱太川は1970年代以前の航空写真では中流に交互砂州が見られ、下流の河道は蛇行していたが、近年の河川改修によって直線化され、現在では砂州が形成されておらず、河床は横断方向に概ね平坦となっている。両河川において、縦断的に流域の土砂動態を把握できるよう、図-1に示す浅川の3地点、朱太川の5地点を調査地点として選定した。

各地点において、出水時の土砂交換厚を測定するために、杭（長さ1.2～1.5m）とリング（直径約6cm）を複数個ずつ設置した（以下、リング法と記す）。本研究における土砂交換厚の定義を図-2に示す。浅川では交互砂州が形成されており、砂州の比高が高い部分の土砂動態について把握するために、平水時に冠水していない河原上に、一地点につき10本程度の杭を平面的に分散するよ

図-2 リング法の概念図と本研究の土砂交換厚の定義 (Greenwood⁷⁾ を元に作成)

うに設置した。一方朱太川は砂州がなく横断方向に河床が平坦なため、横断方向に一定間隔で一地点につき3本の杭を水中の河床に設置した。

また、杭の設置時には、設置した杭の付近で面積格子法により土砂の粒度分布についても調査した。朱太川では方形枠を杭付近に置いて礫径を計測し、一地点で合計54個の礫径を計測した。一方浅川では、河原上に杭を設置しており、河原の分級作用によって杭毎に粒径が大きく異なるため、各杭の付近に1.2m四方の方形枠を置き、その中で30cm間隔で25点の礫径を計測した。

出水後には、各杭に設置したリングを探してその位置を記録した。なお、いくつかの杭は出水により流出したり、リングが紛失したりしたため、土砂交換厚が観測できた杭の本数は設置本数よりも少ない。観測できた杭の本数を表-1に示す。また、各地点で痕跡水位を調査したが、いくつかの地点では痕跡水位が明確ではないため、付近の痕跡水位から洪水時の流量を等流計算によって推定し、その流量が流れた際の水位を等流計算によって求めた（表-1の最右列参照）。また、式(1)により各杭付近に作用したと想定される無次元掃流力を算出した。

$$\tau_* = \frac{HI}{sD_{60}} \quad (1)$$

ただし τ_* : 無次元掃流力, H 水深(m) (水位と各杭の河床高との差から算出), I : 勾配, s : 土粒子の水中比重(1.65), D_{60} : 代表粒径(m)として60%通過粒径を用いた。

図-3 調査対象地点の粒径加積曲線 (D_{60} で基準化)

図-5 実験装置の概要と土砂交換厚を計測した位置

(2) 土砂の粒度分布について

上述のように調査した土砂の粒度分布について、横軸を D_{60} で基準化した粒径加積曲線を図-3に示す。ただし浅川の各サイトについては、各杭付近の粒度分布を合算したものを示す。各サイト間で表-1に示すように代表粒径は異なるものの、 D_{60} で基準化した粒径加積曲線の形状は、特に D_{60} 以上の粗粒分についてほとんど一致している。本研究のサイトよりも急勾配で、また倍程度 D_{60} が大きい常願寺川においても、粒径加積曲線の形状がどこで計測しても似ている事が報告されている⁸⁾。これは、比較的安定している大粒径の礫がより小さい礫を捕捉していくためと考えられ、アーマー化等が起きておらず土砂動態が通常の状態であれば、代表粒径が異なっても粒径加積曲線の形状が類似する現象が生じると考えられる。

(3) 土砂交換厚について

得られた土砂交換厚 (δ とする) について整理したものを図-4に示す。粒径加積曲線の中でも鉛直方向の土砂交換にとっては大粒径の成分が重要であり、土砂交換厚は D_{90} で無次元化するのが既往研究でも一般的であるため、縦軸には δ/D_{90} を用いた。図-4には本研究と同様の調査を行ったWilcock⁹⁾、DeVries¹⁰⁾、Houbrechts¹¹⁾らの結果を併記した。ただしWilcock⁹⁾、DeVries¹⁰⁾は河床に埋設したマーカーを、Houbrechts¹¹⁾は鎖を設置して土砂交換厚を観測している事に注意を要する。

浅川では砂州が形成されており、砂州の上流側と下流

図-4 τ_* と δ/D_{90} との関係

図-6 実験に用いた土砂の粒度分布

側とで礫径が異なるために τ_* のばらつきが大きいものの、 δ/D_{90} については既往研究と同じかやや大きい程度である。一方、朱太川では τ_* が大きくなるにつれて δ/D_{90} が大きい傾向が見られ、既往研究と比較してもかなり大きい δ/D_{90} が観測されている箇所がある。これらの事について、実験を行いつつ考察した。

3. 土砂交換が生じる要因に関する実験

(1) 実験の概要

上記のように大きい δ/D_{90} が観測された要因について検討するため、実験を行った。浅川のように砂州が形成されると、砂州の動態に土砂交換厚が影響されるため、ここでは砂州が形成されていない朱太川の状況を想定し、砂州が形成されないよう水量を選び実験を行った。

実験には図-5に示すように長さ5m、幅20cm、勾配1/130の水路を用いた。ここに、図-3で得た観測サイトに共通の粒度分布を模擬した土砂 (図-6参照、 $D_{60}=0.98\text{mm}$) を厚さが5cmになるよう平らに敷き詰めた。土砂交換厚を計測する方法として、現地河川で用いたリング法と同様に、杭に見立てた長さ3.5cmの金属ピンと直径約5mmのリングを用い、これを朱太川に設置したのと同様に横断方向に3箇所ずつ、図-5に示す6箇所に設置した。流量

図-7 実験1-2と1-3の河床高及び水面高の時間的遷移

表-2 各実験の条件

	流量(l/min)	通水時間(分)	τ_*
実験1-1	152	30	0.140
実験1-2	152	5	0.140
実験1-3	47→152	5	0.069→0.140
実験2	91	30	0.103

については、朱太川の状況を想定し、 τ_* が0.14程度となる大流量の実験1（後に同じ流量で別の実験を行うため実験1-1とする）と τ_* が0.1程度となる小流量の実験2の2通りを設定した（表-2参照）。通水中は水路中央部でポイントゲージを用いて1分おきに水面高と河床高を測定した（河床高は掃流砂運動が生じている層の付近とした）。表-2中の τ_* について、平衡状態に達した際の水面高と河床高との差を水深 H とし、式(1)を用いて τ_* を算出した。また水路下流端で捕捉した土砂の量を1分おきに計測し、そのまま上流端から給砂した。通水時間は流砂量や河床高にほぼ変化がなくなり、平衡状態に達したと判断できる30分間とし、まず実験1-1と実験2を行った。

(2) 実験結果と考察

各実験で計測した土砂交換厚を表-3に示す。実験1-1では δ/D_{90} が最大で3.1であり、大粒径の土砂が杭付近に留まるなどして、ほとんど土砂交換が起きない杭もあった。朱太川で観測された δ/D_{90} （図-4参照）と比較するとやや小さいが、粒径オーダー以上の土砂交換が起きているという点で朱太川の状況と対応していると言える。一方実験2では δ/D_{90} が最大でも1.2と粒径程度のオーダーであり、これも朱太川の状況と対応している。

通水中の観察及び河床高の計測結果から、実験1-1では通水開始初期に河床低下が生じ、これが通水終了時に埋め戻される事によって大きな土砂交換が起きているように見受けられ、一方実験2では河床表層を流砂が通過するのみであり、河床高が通水中あまり変化していなかった。すなわち土砂交換厚の大きさは通水開始直後の河床低下量に依存しているようであった。

表-3 各実験の土砂交換厚の計測結果

実験1-1			実験2		
杭	δ (mm)	δ/D_{90}	杭	δ (mm)	δ/D_{90}
1	5.9	2.9	1	1.5	0.7
2	5.1	2.5	2	0.8	0.4
3	0.5	0.2	3	0.5	0.2
4	4.0	2.0	4	1.5	0.7
5	0.0	0.0	5	2.4	1.2
6	6.3	3.1	6	0.0	0.0

実験1-2			実験1-3		
杭	δ (mm)	δ/D_{90}	杭	δ (mm)	δ/D_{90}
1	3.7	1.8	1	4.6	2.3
2	4.7	2.3	2	1.3	0.6
3	2.2	1.1	3	2.0	1.0
4	2.7	1.3	4	0.9	0.4
5	1.6	0.8	5	2.1	1.0
6	3.0	1.5	6	0.5	0.2

通水開始直後には、掃流力が上昇して河床から多くの土砂が離脱し、その離脱量はその場所の掃流力に依存する¹²⁾が、その時上流からはその離脱につりあうだけの十分な土砂がまだ供給されないため、河床低下が生じる事となる。そのため、掃流力の上昇が急である程、河床が大きく低下し、土砂交換厚が大きくなると考えられる。この事を確認するために、掃流力を急激に上昇させる実験1-2と緩やかに上昇させる実験1-3を行った。実験1-2では最初の5分間実験1-1と全く同じ操作を行い、実験1-1の実施時に開始5分以内に概ね河床変動が落ち着いていた事を考慮し、開始5分後に通水を停止した。実験1-3では、通水時間は同じ5分間として、緩やかに水位を上昇させた（図-7参照）。

図-7より、実験1-2では1分から2分の間に急激に河床が低下し、それに伴って水面も低下している。その後も多少の河床変動はあるが、河床低下量は最大で4mm程度であり、これは金属杭で観測した土砂交換厚（表-3参照）と概ね一致している。一方で実験1-3では通水開始1分後の τ_* は0.069（開始1分後の水深 H から算出したもの）であり、まだ土砂が十分に移動していない。その後水位が上昇するにつれて徐々に河床が低下し、最大の河床低下量は2.5mm程度となり、土砂交換厚（表-3参照）と概ね一致している。緩やかに掃流力を上昇させた実験1-3では実験1-2と比較して河床低下量が小さく、土砂交換厚も薄い事が分かる。

以上から、粒径オーダー以上の厚い土砂交換が生じる場合には、出水の水位上昇期の河床低下量によって土砂交換厚が決まる。実験1-1と実験2との比較から出水ピーク時の掃流力が大きいほど、また実験1-2と実験1-3との比較から掃流力の上昇が急であるほど河床低下量が大きく、土砂交換厚が厚いと考えられる。

4. 浅川と朱太川の比較

図-8 浅川A-2地点の杭設置状況と観測結果

図-9 浅川A-3地点の杭設置状況と観測結果
(前縁線の位置は各時期に測量したもの)

図-10 高幡橋観測所の水位ハイドログラフ

図-11 山本¹³⁾の図と朱太川、浅川との比較

(1) 交互砂州上の土砂交換厚

交互砂州が形成されている浅川では、図-4から分かるように τ_* と δ/D_{90} とがあまり対応せず、土砂交換厚は砂州の動態に大きく影響を受ける。ここでは浅川のA-2及びA-3の2地点の観測結果を例に、砂州の動態と土砂交換厚との関係について考察する。

A-2地点は図-8に示す通り、支川の湯殿川との合流部に位置し、ここは曲率が大きく右岸側の合流点が常に水衝部となるため砂州は移動していない。この地点において、2015年7月14日の出水5による土砂交換厚を計測した。一方でA-3地点は図-9に示す通り、2014年6月の出水3と10月の出水4によって砂州の前縁線が徐々に下流へと移動している。そのため出水4の際には杭①～④の付近は水衝部となり、杭②、③、④では大きく河床が低下した。

ここで、出水3の際のA-3地点杭②～④と出水5の際のA-2地点杭④、⑤の状況とは、河原の中ほどに位置するという点で類似しており、いずれも出水時に強い掃流力が作用したために河床変動が大きい。両者を比較すると、作用した τ_* は同程度であるにも関わらず、出水3の際のA-3地点の河原上は土砂交換厚が薄いのにに対して、出水5の際のA-2地点の河原上は土砂交換厚が非常に厚い。

この事は、両出水のハイドログラフの違い(図-10参照)によって説明できる。A-2地点の土砂交換厚を観測

した出水5のハイドログラフの立ち上がりは極めて急であり、A-3地点の出水3のハイドログラフの増水時は緩やかに水位が上昇している。実験結果から、急に増水する方が大きな土砂交換が行われると考えられ、異なる地点の比較ではあるものの、急に増水したA-2地点の方が土砂交換厚が厚いという結果が得られた。

なお、A-3地点の杭⑥～⑧は前縁線の下流側に位置し、河床表面は細粒分に覆われており、出水3によって形成された交換層はごくわずかである。前縁線の下流側では、実際に局所的に作用する掃流力は、痕跡水位を用いて算定された τ_* よりも非常に小さいと考えられる。

(2) 朱太川の掃流力と土砂交換厚との関係

朱太川では図-4に示す通り τ_* が大きくなるにつれて δ/D_{90} が大きい傾向が見られ、既往研究と比較しても δ/D_{90} がかなり大きい。ところで、山本¹³⁾が収集したデータによると、セグメント1の礫床河川では平均年最大流量時の τ_* が概ね0.06程度であり、朱太川の本観測の流量が平均年最大流量程度であった事を考慮すれば、朱太川に作用している τ_* はかなり大きい。図-11には山本¹³⁾のデータと本研究の観測地点との比較を示す。ただし朱太川の τ_* は本出水時に各杭に作用した τ_* の平均値を用い、

また参考として浅川のデータ（横断方向に平らでないため平均年最大流量時の水深を等流計算で算出し、式(1)で τ_* を算出）を併記した。朱太川の τ_* は比較的大きく、これは護岸の設置によって川幅が狭くなっている事や、蛇行流路の直線化による掃流力の上昇等の原因が考えられるが、いずれにせよ河道改修の影響により、自然に作用するはずの掃流力よりも大きな力が作用するようになっており、その結果図-4のように既往研究と比較しても大きな δ/D_{90} が観測されていると考えられる。

(3) セグメントスケールにおける土砂動態と土砂交換厚

セグメント1の河川は通常、上流側ほど勾配が急で礫径が大きく、下流側ほど勾配が緩やかで礫径が小さい。表-1から浅川ではこの傾向が当てはまり、さらに最下流のA-3地点では最も砂州の移動や河床の上昇や低下が顕著であり土砂の動態が活発である。ただし土砂交換厚は土砂動態よりも増水期の水位上昇の仕方とそれに伴う河床低下量に依存する事は既に述べたとおりである。一方で朱太川ではこの傾向が当てはまらず、上流から下流に向かって勾配は緩やかになるが、S-5地点を除き礫径にさほど差がない。本観測ではS-2、S-3、S-4の各地点でそれぞれ10cmほど河床が上昇している点、また図-11に見られるように τ_* が非常に大きい点、河道改修からさほど時間を経ていない点からすると、今はまだ土砂動態が安定しておらず、今後土砂動態が安定的な状況へと変化していくという可能性もある。

5. 結論

土砂交換厚に着目して土砂動態についての考察を試み、以下の知見を得た。

- ・浅川と朱太川という異なる河川でも、また代表粒径が異なっている、 D_{60} 以上の粒径加積曲線の形状はほぼ一致する。

- ・上記の粒度分布を用いて実験を行い土砂交換厚を計測した結果、水位上昇時に河床が低下してそれが埋め戻される事によって、 δ/D_{90} が最大で3程度という浅川や朱太川で観測された程度の厚い土砂交換が生じる。出水ピーク時の無次元掃流力が大きいほど、また急激に水位が上昇するほど土砂交換厚は厚い。

- ・実験結果を基に朱太川と浅川で観測された土砂交換厚について検討した結果、特に浅川の交互砂州の河原上において、土砂交換厚の差は増水期の水位上昇の仕方によって説明された。交互砂州が形成されている浅川では δ/D_{90} と τ_* とが対応しないが、砂州がない朱太川では τ_* が大きくなるにつれて δ/D_{90} が厚いという傾向が見られた。朱太川で観測された δ/D_{90} 、また τ_* の値は既往研

究と比較してもかなり大きく、朱太川の土砂動態がまだ安定な状況に至っていないという可能性もある。

謝辞：本研究はグリーン・ネットワーク・オブ・エクセレンス（GRENE-ei）の助成を受けて実施した。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 照井慧，宮崎佑介，松崎慎一郎，鷺谷いづみ：北海道朱太川水系におけるカワシンジュガイ個体群の現況と局所密度に影響する要因，保全生態学研究，16(2)，pp.149-157，2011.
- 2) 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.
- 3) 伊藤悠，知花武佳：河床材料の鉛直構造分析を用いた浅川中流域の河床環境評価，河川技術論文集 第17巻，pp.401-406，2011.
- 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) 芦田和男，江頭進治，中川一：21世紀の河川学，京都大学学術出版会，2008,12.
- 6) 矢野雅昭，渡邊康玄，矢部浩規，渡邊和：河床地形の違いによる土砂交換厚に関する現地調査，土木学会論文集B1(水工学) Vol.70, No.4, I_1003-I_1008, 2014.
- 7) B. Greenwood, P.B. Hale: Depth of activity, sediment flux, and morphological change in a barred nearshore environment, Littoral Processes and Shore Morphology, Geol. Surv. Can. Pap., 80-10, pp. 89-109, 1980.
- 8) 黒田勇一，福岡捷二，山本輝，吉田和弘，井内拓馬：礫床河川の滞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.
- 9) Wilcock, Peter R., et al.: Observations of flow and sediment entrainment on a large gravel - bed river., Water Resources Research 32.9 pp.2897-2909, 1996.
- 10) DeVries, Paul.: Bedload layer thickness and disturbance depth in gravel bed streams. Journal of Hydraulic Engineering 128.11 pp.983-991, 2002.
- 11) Houbrechts, Geoffrey, et al.: Comparison of methods for quantifying active layer dynamics and bedload discharge in armoured gravel - bed rivers. Earth Surface Processes and Landforms 37.14 : pp.1501-1517, 2012.
- 12) 中川博次，辻本哲郎：砂礫の運動に伴う移動床砂面の擾乱発生過程，土木学会論文報告集，第291号,pp. 53-62，1979.
- 13) 山本晃一：沖積河川—構造と動態—，技報堂出版，2010.

(2015. 9. 30受付)