

# 博士論文

## 河床形態の遷移過程に関する実験と 実河川におけるその実態

(Laboratory and field studies on the transition process of  
riverbed configurations)

原田 大輔

2015年3月

# 目次

要旨	4
第1章 序論	7
1-1. 背景	
1-2. 河床形態に関する既往研究の概観	
1-2-1. 交互砂州に関する1980年代以前の研究	
1-2-2. 網状流路及び複列砂州に関する研究	
1-2-3. 複列砂州のモード減少に関する研究	
1-2-4. 安定解析による砂州の理論的解析に関する研究	
1-2-5. 砂州形状や生態系の観点を含めた最近の河床形態の研究	
1-3. 構成と研究目的	
第2章 実河川の河床形態とその変化の実態	19
2-1. 現地観測とデータの整理及びその結果	
2-1-1. 対象河川とその概要及び調査地点の選定	
2-1-2. 礫径の測定	
2-1-3. 勾配と川幅の調査	
2-1-4. 航空写真による河床形態の判別	
2-1-5. 水理量の算出方法と各地点のデータ	
2-2. 河床形態と水理量に関する考察	
2-2-1. 黒木らの砂州形成領域区分図との比較	
2-2-2. 過去の状況との比較	
2-2-3. 山本の礫径と摩擦速度の関係との比較	
第3章 定常流量を通水する実験	37
3-1. 実験の目的と概要	
3-2. 実験結果と考察	
3-2-1. 通水開始初期の河床形態	
3-2-2. 通水中の河床形態の遷移	
3-2-3. 通水中の砂州の移動性	
3-2-4. 波長と波高について	
3-2-5. 流砂量について	
3-2-6. 横断面形状について	

- 3-2-7. 数値シミュレーションを用いた現象の確認
- 3-3. 第3章のまとめ

#### 第4章 流量を減少させる実験・・・・・・・・・・・・・・・・・・57

- 4-1. 実験の目的と概要
- 4-2. 実験結果と考察
  - 4-2-1. 実験 A 群及び B 群の結果
  - 4-2-2. 実験 C 群, D 群, E 群の結果
  - 4-2-3. 流砂量について
  - 4-2-4. 交互砂州と網状流路とを分ける境界線
  - 4-2-5. 非定常流量下の砂州の挙動に関する既往研究との比較
  - 4-2-6. 横断面形状の特徴
  - 4-2-7. 数値シミュレーションによる現象の再現と確認

#### 第5章 実験と実河川の状況との対応関係・・・・・・・・・・71

- 5-1. はじめに
- 5-2. 河床形態の遷移過程について渡良瀬川の一例
- 5-3. 交互砂州の実態
  - 5-3-1. 浅川の詳細な観測の概要
  - 5-3-2. 高幡橋の観測結果から見る「移動する交互砂州」の特徴
  - 5-3-3. 浅川橋の観測結果から見る「移動しない交互砂州」の特徴
  - 5-3-4. 高幡橋と浅川橋の水理量の違いとその違いが砂州構造に及ぼす影響
  - 5-3-5. 扇状地の勾配変化点上下流で異なる河床形態とその遷移過程
- 5-4. 網状流路の実態
  - 5-4-1. 交互砂州を原型とした網状流路
  - 5-4-2. 交互砂州を原型としない網状流路
- 5-5. 網状流路の交互砂州への遷移過程と礫径によるその違い
- 5-6. 第5章のまとめ

#### 第6章 結論・・・・・・・・・・・・・・・・・・96

- 6-1. まとめ
- 6-2. 本研究の意義と今後の展望

#### 参考文献・・・・・・・・・・・・・・・・・・100

謝辞 . . . . . 105  
付録 . . . . . 106

## 論文の要旨

近年、日本各地の礫床河川で、元々網状流路だった河川が交互砂州へと変化してきており、その交互砂州が移動しないために治水面では河床低下等、環境面では樹林化等が生じており、河川管理上の大きな問題となっている。しかしその根本的な原因は、河床形態がなぜ変化したかという観点からは未だ明確になっていない。これらの河床形態が変化した原因を明らかにするには、従来の研究のように交互砂州と網状流路とを別々に扱うのではなく、交互砂州から網状流路へ、或いは逆へという河床形態の遷移過程を把握し、二つの河床形態を一体的に理解する必要があると考える。

本研究ではまず、現地観測で得たデータを基に、現状の河床形態について、さらに過去から現在にかけてのその変化の実態について把握する。次に実験により、交互砂州と網状流路の構造やその違い、形成過程とその遷移過程について明らかにする。その上で、実験結果と実河川の状況とを比較し、その実態を明らかにすると共に河床形態の変化の原因について考察した。(第1章)

まず、関東地方を中心とした8つの礫床河川の48サイトで現地観測を行い、流量(平均年最大及び既往最大流量)、勾配、川幅(低水路幅)、礫径(線格子法による表層材料調査)について調査した。また、1947年以降の航空写真の解析から各サイトの河床形態を調査し、交互砂州の移動性も調査した。その結果、河床形態とその移動性という観点から、調査対象地の河床形態は「移動している交互砂州」、「移動していない交互砂州」、「移動していないが滲筋に小規模な交互砂州がある」、「網状流路」という4種類に分類された。調査した水理量及び河床形態を各地点で算出した無次元掃流力 $\tau^*$ と川幅水深比に勾配の0.2乗を乗じた $(B/H)I^{0.2}$ の図上にプロットした結果、網状流路と交互砂州との形成限界は図上においてある線を境に良好に区分された。

また、上記のうち「移動していない交互砂州」では河床低下や樹林化の問題が顕在化しているが、この状況は礫径が5cm以上の地点で多く見られた。さらに1947年の航空写真の調査から、これらの地点の大半は1947年の時点では網状流路であったものが、何らかの原因で交互砂州へと遷移していた。一方で礫径が5cm以下の地点では $\tau^*$ が比較的大きく、「移動している交互砂州」が形成されている傾向があった。また、網状流路は礫径を問わず様々な場所で見られたが、 $(B/H)I^{0.2}$ が大きい領域で多く見られる。(第2章)

次に、現地河川で見られた水理量を $\tau^*$ と $(B/H)I^{0.2}$ の観点で網羅するように、15通りのそれぞれ異なる水理量を選定し、水理実験を行った。まず一定流量を通水した結果、通水開始の初期(通水開始後15分以内)に交互砂州が形成されるケースと複列・多列砂州が形成されるケースとがあったが、60分間通水を継続すると、初期に複列・多列砂州が形成された

全てのケースで交互砂州へと遷移した。初期に交互砂州が形成されたケースでは実験中常に交互砂州が下流方向へと向かい移動し続けた。これは一般的な交互砂州において見られる状況である。しかし初期に複列・多列の砂州が形成されたケースでは、交互砂州へと移行した後も主要な流砂が砂州の比高が低い部分を移動したため、砂州前縁線の移動が生じず、その位置を保ったままであった。(第3章)

しかし実河川の河床形態は定常流量の作用のみを受けるのではなく、大小様々な流量の影響を受けた結果として河床形態が形成される。そこで、流量の増減という非定常性、特に流量減少時の挙動に着目して10通りの実験を行った。その結果、 $\tau^*$ が0.06程度、すなわち限界掃流力付近にまで流量が低下した時点での $(B/H)I^{0.2}$ が30程度以下のケース(実験A群及びB群)であれば、大流量時に形成された交互砂州の形状と位置を保ったままであった。これは、この条件で流路が分岐の性質を持たないためであり、また、削り込まれた滞筋の部分のみを土砂が移動するために、流砂量は比較的大きい状況であった。

一方で、 $\tau^*$ が0.06程度の際に $(B/H)I^{0.2}$ が30程度以上(実験C群、D群、E群)であれば、この流量で交互砂州の網状化が進行した。その遷移過程においては、交互砂州の発散部に相当する付近で掃流力が最も低下するため、ここで滞筋の中央部分に土砂が堆積し、元々存在した流路の分岐の性質が増幅され、左右対称の性質が崩れる事によって網状化が進行した。以上の現象は、川幅を様々に変化させて行った数値計算においても確認できた。

網状化するか否かの違いは、 $\tau^*$ が0.06程度、すなわち移動限界流力の付近において交互砂州の発散部が分岐の性質を持つか否かという違いであり、分岐の性質を持つ場合には土砂移動の停滞と共に分岐の性質が発達し、網状化が生じるという現象を明らかにした。なお、 $(B/H)I^{0.2}$ が30というのは黒木ら<sup>第1章の15)</sup>が線形安定解析の結果導いた値と一致している。

(第4章)

こうした状況が実河川でも生じているか否かを確認し、また砂州の特徴を捉え、河床形態の遷移が進行した理由について考察するために、より詳細な現地観測を行った。現在交互砂州が形成されている箇所ほとんどが、元々は網状流路だったものの、現在では川幅の縮小に伴い交互砂州へと遷移していた。「網状流路」から「移動しない交互砂州」へと遷移した渡良瀬川の41km地点を例に1947年以降現在までの水理量と河床形態を調査すると、護岸の建設等に伴う川幅の縮小によって「網状流路」から「移動しない交互砂州」へと1970年頃に遷移した。これは1966年の既往最大出水時に形成された交互砂州であり、その交互砂州の前縁線の位置が現在まで維持されているものであった。次に浅川の高幡橋(移動する交互砂州)と浅川橋(移動しない交互砂州)の二地点で行った地形測量と交換層厚を含めた土砂動態の観測から、高幡橋地点では砂州前縁線が徐々に下流方向に向かい移動していつた前縁線を形成しているのに対し、浅川橋地点では滞筋のみを土砂が移動し、前縁線は切り立っていた。また、「移動しない交互砂州」は代表粒径が5cm以上の箇所で見られる

傾向がある。このような箇所では河原上の土砂が輸送されるほどの水位にはなかなかならず、既往最大流量で形が規定されている交互砂州は、同規模の出水が来るまでは動きにくい。普段の洪水では、濤筋のみで土砂が移動するため二極化が生じ、河原上の樹林化を招いていた。一方で礫径が 5cm 以下の箇所では  $\tau_*$  が上昇しやすいため、交互砂州が移動を継続しているが、この場合でも河原の上流端が削れて下流端に堆積しており、中央部の交換はほとんどなかった。

次に、網状流路が形成されている場合、実験のように洪水時には交互砂州へと遷移した後には網状流路へと戻る河川と常に網状流路という河川があり、前者の場合には交互砂州同様に左右に周期的に蛇行する主流路が見られるのに対し、後者の場合はそれが見られないという違いがある。前者は比較的  $\tau_*$  が大きい酒匂川や手取川等で見られる。一方で後者の例は  $\tau_*$  が大きくなりにくい、川幅の広い天竜川等で見られ、このような河川では二列蛇行等により網状の度合いが高い河床形態が維持される傾向がある。(第 5 章)

以上から、河床形態とその変化の実態を把握し、実験で交互砂州と網状流路の遷移過程を把握すると共に、実験と実河川の対応関係から河床形態が遷移した過程を明らかにした。現状で「移動しない交互砂州」となっている地点においては、 $\tau_*$  が 0.06 程度の流量時に  $(B/H)I^{0.2}$  が 30 程度以上となるように低水路幅を設定する事によって、かつての網状流路を復元できる可能性がある。(第 6 章)

# 第 1 章

---

## 序論



## 1-1. 背景

近年、日本各地の礫床河川において、図 1-1 のようにかつて網状流路であった河川が交互砂州へと変化するという現象が多数報告され、河川管理上の様々な懸念をもたらしている。交互砂州へと変化した場所の多くでは後述するように砂州が移動しなくなり、それによって滯筋部分に流水が集中してしまうため、滯筋の河床低下が生じて河川構造物の維持が困難になっている。また、河床低下に伴って砂州の比高が高い部分が冠水しなくなり、河原上が樹林化するなど、河川生態系の変化という問題も生じている。<sup>例えば 1), 2), 3)</sup>

この現象は特に 1990 年代の後半以降、河川管理上の問題点と併せて数多く報告されるようになり、その原因についても多くの議論が行われたが、後述するようにその原因として考えられているものは河川毎に異なっている。しかし、多くの河川で共通して見られる現象は網状流路から交互砂州へという河床形態の変化であるにも関わらず、河床形態の変化という観点からはこの変化の原因に関して統一的な見解は得られていない。この事を鑑みると、河床形態の理解については未だ解明できていない部分が多く、特に交互砂州から網状流路へ、あるいはその逆へといった遷移過程の現象に関しては既往研究に乏しいのが現状である。

## 1-2. 河床形態に関する既往研究の概観

まず、河床形態に関してこれまでに行われてきた研究について、実用上の観点を併せつつ概観する。

### 1-2-1. 交互砂州に関する 1980 年代以前の研究

河川に何らかの河床形態が形成されていて、その位置が年々変動するという事は、河川の航路利用や河川周辺の土地利用を通じて古くから認識されていたと考えられるが、井口<sup>4)</sup>によるとこれら河床形態が工学的研究の対象となり始めたのは 19 世紀後半のドイツである。Grebenaу<sup>5)</sup>は 1870 年、直線的に改修された Oberrhein 川の河床形態について観察した結果、砂礫堆（今日でいう砂州）が直線河道の左右岸交互に形成されており、砂礫が砂州上流側の斜面の上を移動して砂州の峰に相当する部分を通過し、谷線の方に落ち込むために砂州が下流方向に移動するという現象を見出して発表した。その後 Engels<sup>6)</sup>は、特に洪水時の



図 1-1 相模川座架依橋付近の 1947 年（左）と現在（右）

河床の移動現象を把握する必要があると考え、1904年、直線水路で実験を行い、特に水深が浅い領域で交互砂州が形成される事を明らかにし、その特徴を詳細に記した(図 1-2 参照)。この種の実験はおそらくこれが初めてであるが、当時はまだこれらの知識を理論的に説明する手段が十分でなかったため、その後しばらく限界掃流力や土砂輸送量に関する室内実験が行われたようである。

1950年代になると、米国、日本、ソ連等で再び河床形態の研究が活発になった。中でも今日世界的におそらく最も多く引用されているのは Leopold ら 7) の研究である。彼らは網状流路や交互砂州に関する現地データを多数収集すると共に、実験で網状流路や交互砂州

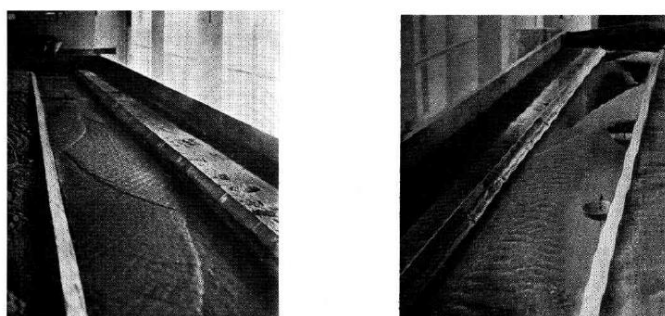


図 1-2 Engels<sup>6)</sup>が行った水路実験の様子<sup>4)</sup>

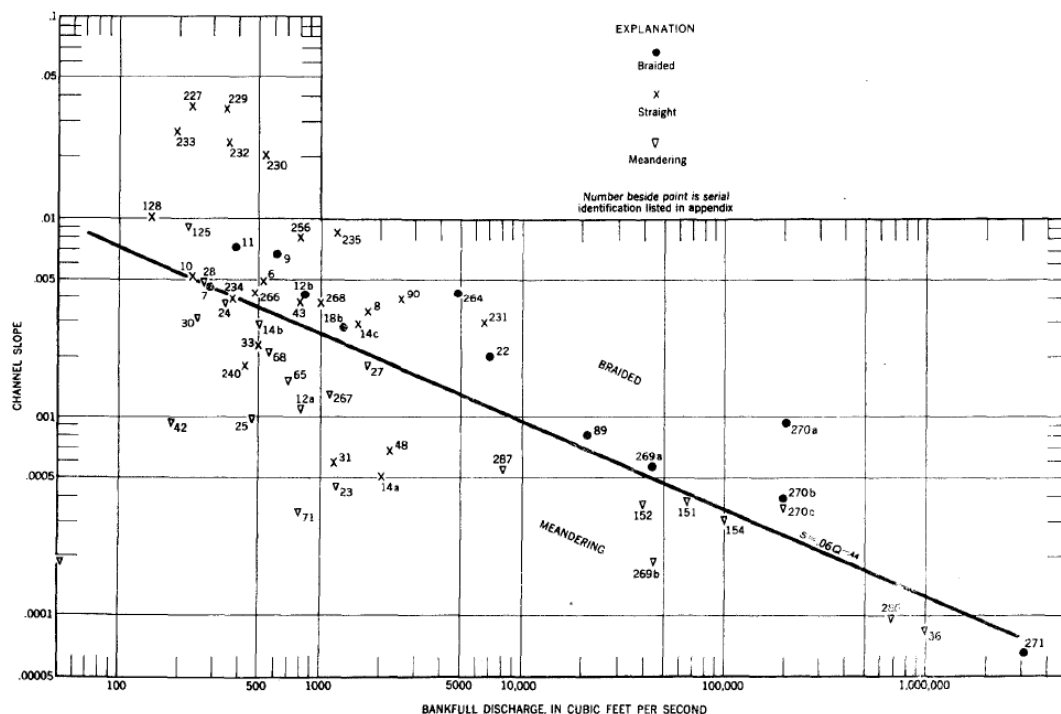


FIGURE 46.—Values of slope and bankfull discharge for various natural channels and a line defining critical values which distinguish braided from meandering channels.

図 1-3 Leopold ら 7)による網状流路と交互砂州の区分図

の形成過程を明らかにしつつ、網状流路と交互砂州という2つの異なる河床形態を河岸満杯流量と河床勾配をパラメータとした一枚の図中にプロットし、その境界を提示した(図1-3参照)。簡易なパラメータで表現された Leopold らの研究は、今日でも地理学の分野を中心に多く用いられている。

一方で日本では1947年頃、木下<sup>8)</sup>は自ら管理していた那須の農場が、近くを流れる那珂川水系蛇尾(サビ)川が洪水を起こす度に浸食される現象に興味を持ち、蛇尾川の地形を毎年の洪水後詳細に記録していった。この調査の中で木下は、砂礫堆が左右交互に規則的に形成されており、これが洪水の度に下流方向に移動している現象を見出し、1949年頃から交互砂州についての実験を開始した。この実験で木下は川幅や砂粒の大きさ、さらに勾配や流量を様々に変えて数百通りに及ぶ実験を行い、交互砂州の形成過程やその構造を明らかにすると共に(図1-4参照)、交互砂州の形成条件にとって川幅水深比が最も重要なパラメータである事を見出した。その後木下は石狩川の調査から、河道平面形状によって砂州の状況が異なる事を見出し、蛇行水路内で砂州を形成する実験によって、連続する湾曲河道において湾曲角が概ね20度以上であれば砂州の下流方向への移動が停止する事を明らかにした<sup>9)</sup>。

1960年代以降、日本では井口<sup>10)</sup>、林<sup>11)</sup>、鮭川<sup>12)</sup>、池田<sup>13)</sup>、藤田<sup>14)</sup>等の研究者によって数多くの交互砂州に関する実験や理論的検討が行われた。これらの研究は、砂州の発生あるいは非発生、もしくは交互砂州と複列砂州の形成領域を決定づけるパラメータや形成領域区分図を提案する事に重点が置かれている。いずれの研究も川幅水深比(あるいはこれに勾配を乗じたもの)を重要なパラメータと位置づけているが、一方で国外の地理学を中心とした河床形態に関する研究では川幅水深比はさほど重視されておらず、川幅の厳しい管理が必要な日本の河川工学ならではの視点とも考えられる。河川工学ではこの時期、交互砂州に伴って生じる水衝部が治水上問題であるという認識が広まり、河川改修工事では砂州による濬筋の蛇行をなくすように、濬筋を河道の中央に寄せるように河道を掘削しつつ低水護岸を設置するセンターライン方式と呼ばれる河川改修工事が多く行われた。

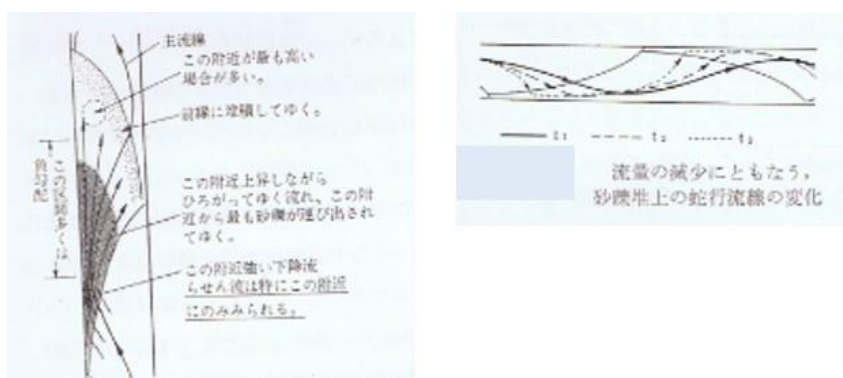


図1-4 木下<sup>8)</sup>が実験で明らかにした交互砂州の構造

このように様々な研究が行われたが、これらの研究は線形安定解析と実験結果とを組み合わせた黒木ら<sup>15)</sup>の研究によって一応の完成をみたと言える。線形安定解析の基本的な考え方は、河床に微小攪乱を与えた場合に、攪乱の増幅率が負になる水理量であれば攪乱が減衰して砂州が発生せず、増幅率が正になる水理量であれば増幅率が最大となる河床形態が河床に出現するというものである。水理量によって交互砂州が卓越するか複列砂州が卓越するかが決定されるため、交互砂州と複列砂州との形成限界を求める事ができ、その境界は既往の実験結果と概ね一致した。黒木らは川幅水深比に勾配の0.2乗を乗じたもの( $B/H^{0.2}$ )と無次元掃流力( $\tau_*$ )の図上に形成限界を表し(図1-5参照)、この図は特に2000年代以降

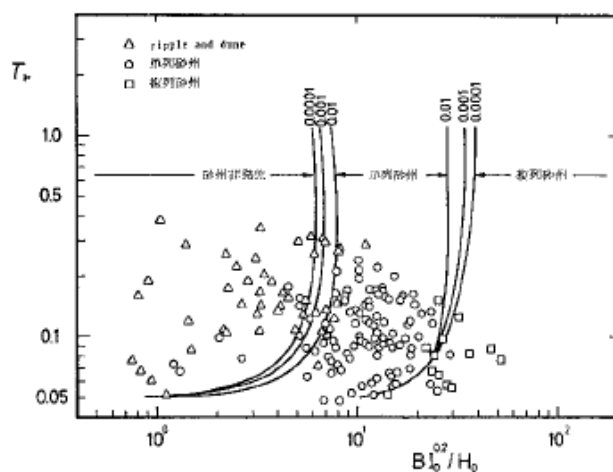


図 1-5 黒木ら<sup>15)</sup>による砂州形成領域区分図

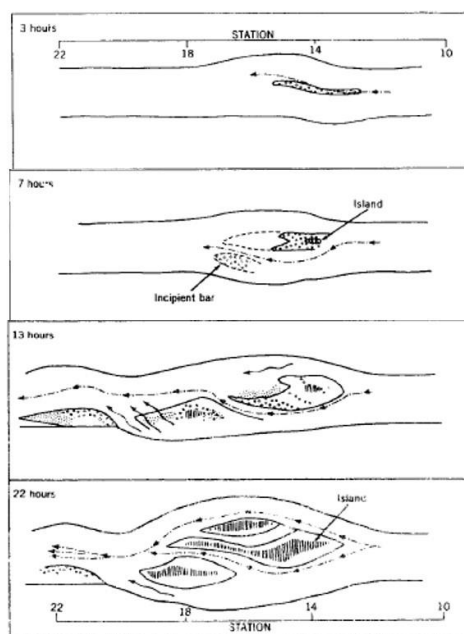


図 1-6 Leopold ら<sup>7)</sup>の実験結果による網状流路の形成過程の説明 (一部抜粋)

の河川生態系に関する研究において、河川環境を表す指標として頻繁に使われるようになった。

1-2-2. 網状流路及び複列砂州に関する研究

網状流路の研究については、交互砂州よりも遅く研究が開始された。1957年、Leopoldらは幅が広い移動床水路の中央部分に溝を掘って通水し、網状流路を形成させる実験を行った。水路の中央に中州が発生してこれが流路を分岐させ、この中州が発達していった結果として網状流路が形成されると説明した（図1-6参照）。一方でほぼ同時期に木下ら<sup>8)</sup>は、交互砂州を形成する実験において、川幅水深比が大きい時には舌状砂礫堆（今日でいう多列砂

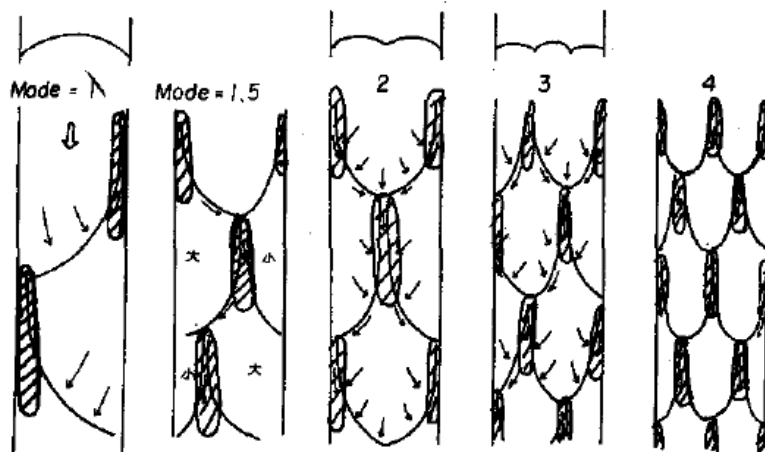


図1-7 藤田ら<sup>17)</sup>による砂州のモードの説明

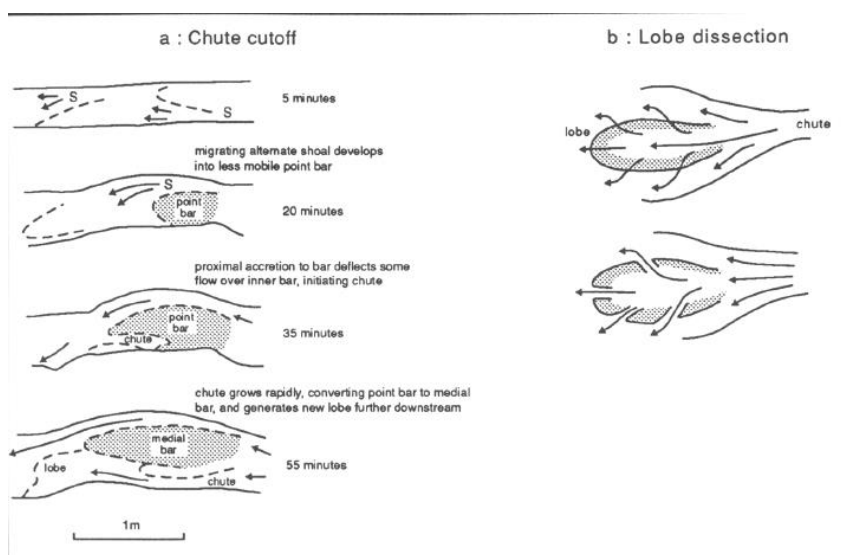


図1-8 Ferguson<sup>22)</sup>らによる網状流路の形成過程の説明

州) が形成される事を見出し、網状流路はこの舌状砂礫堆が集合したものであると考えた。その後、この考え方、すなわち網状流路は複列砂州が起因となって形成されるという考え方は、池田<sup>13)</sup>、玉井ら<sup>16)</sup>、藤田ら<sup>14), 17), 18)</sup>、芦田ら<sup>19)</sup>等その後日本国内で行われた多くの網状流路に関する研究において踏襲されている (図 1-7 参照)。

このような考え方に対して、Schumm<sup>20)</sup>、Ashmore<sup>21)</sup>、Ferguson<sup>22)</sup>らを中心とした国外の研究の多くは、基本的に Leopold ら<sup>7)</sup>の考え方を踏襲しており、網状流路の形成過程においては図 1-8(a)のように寄州がまず形成され、濬筋であった部分の対岸側が侵食され、ここが水みちになる事によって流路の分岐が生じ、その分岐の発達の結果網状流路が形成されると考えている。この他にも、図 1-8(b)のように耳たぶ状の砂州が形成され、これが分岐して網状化するというパターンもある。このような説明と図 1-7 のような複列砂州に起因した網状流路の形成過程の説明とは若干考え方が異なるが、いずれにせよ最近の研究では図 1-9 のように、河川毎に様々に条件が異なるために、条件に応じた形態の網状流路が形成されると考えられている。

ここで、複列砂州あるいは多列砂州と網状流路という言葉の違いについて、現状では必ずしも統一されている訳ではないが、本研究では「列」という言葉に含まれる「規則」という意味に準じて、図 1-7 のように横断方向及び縦断方向に規則性のある河床形態 (実験の通水開始直後に形成されやすい) について、2 列の場合を複列砂州、3 列以上の場合を多列砂州と考える事にした。一方で網状流路について藤田<sup>18)</sup>は「砂州あるいはそれが発達した島によって流路が分割と合流を繰り返し、最大の流路とオーダーの異なる幅あるいは流量を有する他の流路が継続して存在するような河川」「明確な浮州が形成されていなくとも複

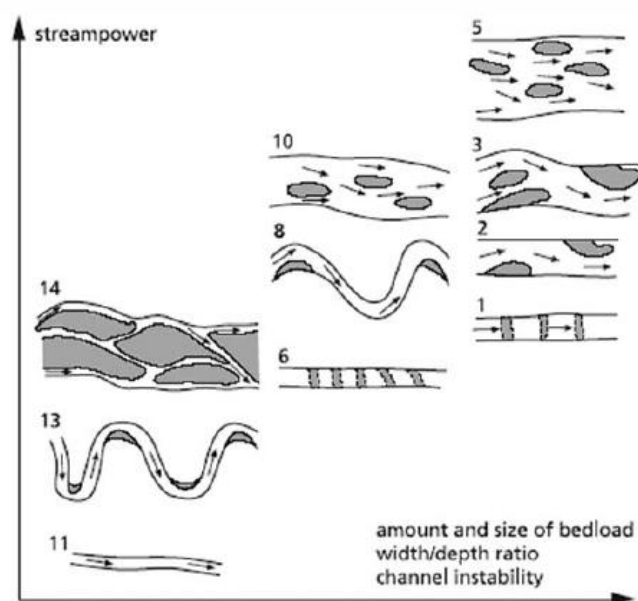


図 1-9 様々な流路の形態とそれを規定している水理量 (Ferguson<sup>23)</sup>の分類を Kleinhans<sup>24)</sup>が整理)

列・多列の砂州が形成されている場合これを含む」と定義しており、本研究でもこの考え方に準拠する事とした。すなわち網状流路という言葉は複列・多列砂州を含むが、複列・多列砂州は図 1-7 のような状況に限って用いる事にした。

### 1-2-3. 複列砂州のモード減少に関する研究

1970年代から80年代にかけて砂州を形成する実験を行っていた研究者は、複列砂州が一旦形成された場合、通水を継続すると、複列砂州の列数が減少し、場合によっては交互砂州に移行するという現象を見出した<sup>16), 17), 25)</sup> (図 1-10 参照)。すなわち、藤田ら<sup>14)</sup>や黒木ら<sup>15)</sup>の砂州形成領域区分図で複列・多列砂州領域の水理量であったとしても、通水を継続すると交互砂州へと変化する場合があります、この現象は砂州の「モード減少」と呼ばれている。その後行われた竹林ら<sup>26)</sup>の研究では、複列砂州経由で交互砂州へと変化した交互砂州は、交互砂州の形状ではあるが交互砂州とは別の河床形態であると考え、その形成水理条件についても考察している。なおこの頃には、この現象を数値解析によって再現する事が可能となり、竹林ら<sup>26)</sup>も数値計算と実験結果とを併用して考察を行った。渡邊ら<sup>27)</sup>はこの現象に関する詳細な実験を行い、複列砂州経由の交互砂州は浮州を形成して移動を停止する傾向がある事を見出した。

### 1-2-4. 安定解析による砂州の理論的解析に関する研究

既に述べたように、砂州の発生について安定解析によって分析する試みも数多く行われており、ここではそれらについて記述する。Hansen<sup>28)</sup>は、砂州の発生過程を定量的に説明す

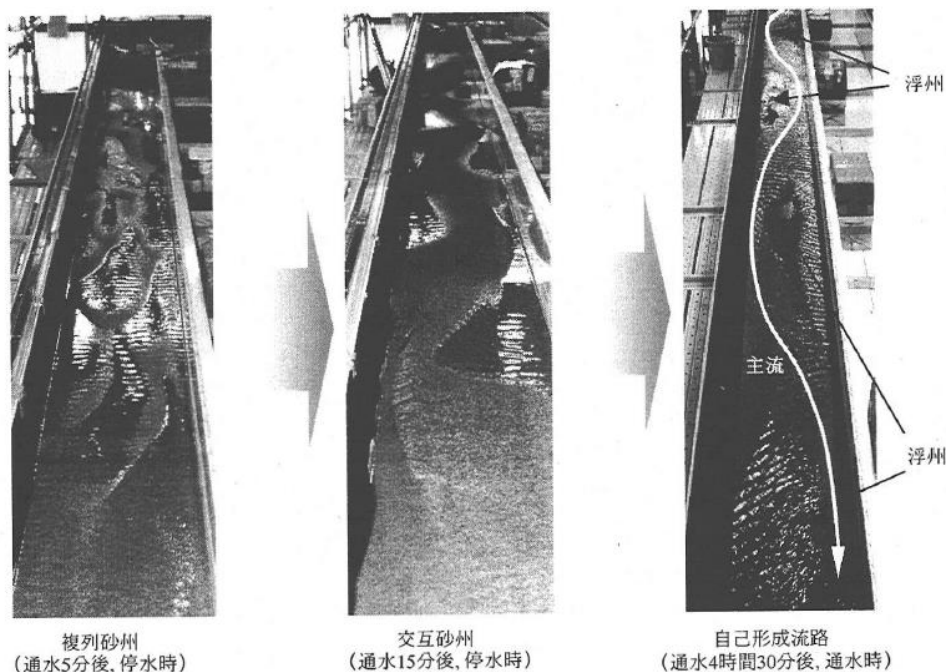


図 1-10 竹林ら<sup>26)</sup>による複列砂州が交互砂州へと変化する実験

るにあたって砂州の発生を安定問題として捉える考え方を提唱した。その後 Englund<sup>29)</sup>らは、流れと流砂の基礎方程式に微小攪乱を与え、攪乱の増幅率によって形成される河床形態を判断する方法を考案し、その後に黒木ら<sup>15)</sup>はより詳細な基礎方程式を用いて、実験結果を良好に説明できる砂州の発生/非発生や交互砂州/複列砂州の形成領域について示した。ここで、泉ら<sup>30)</sup>を引用しつつ、安定解析の基本的な考え方について再度説明する。

流れに対して微小な振幅  $A$  を有する波数  $k$  の正弦波攪乱（基本攪乱） $A \cos(kx - \omega t)$  が与えられたとすると、この基本攪乱は基本攪乱自身との非線形相互作用によって  $A^2$  のオーダーで波数  $0$  の主流の変形および波数  $2k$  の第一高調波を引き起こす。

$$A \cos(kx - \omega t) \times A \cos(kx - \omega t) = \frac{1}{2} A^2 [\cos 2(kx - \omega t) + 1] \quad (1-1)$$

上式にもう一度基本攪乱を乗じると、 $A^3$  のオーダーで波数  $3k$  の高調波に加えて波数  $k$  の成分が現れる。すなわち  $A^3$  のオーダーでは波数  $k$  の基本攪乱の振幅や位相が影響を受けることになる。さらに高次の相互作用を考えると、基本攪乱は非線形相互作用によって常に  $A$  の奇数次のオーダーの影響を受けることがわかる。このことから攪乱の振幅  $A$  の時間発展は次のような Landau 方程式によって記述される。

$$\frac{dA}{dt} = \lambda_0 A + \lambda_1 A|A|^2 + \lambda_2 A|A|^4 + \dots \quad (1-2)$$

ここで  $t$  は時間を表す。 $\lambda_0$  が線形安定解析で得られる線形増幅率であり、 $\lambda_1, \lambda_2$  以降は非線形増幅過程を左右する Landau 定数と呼ばれるパラメータである。

すなわち、線形安定解析は流れと流砂の基礎方程式から  $\lambda_0$  を決定する解析方法であり、 $\lambda_0$  が負であれば攪乱が減衰して砂州が発生せず、正であればその水理量で  $\lambda_0$  が最大となる河床形態が河床に出現する。さらに、弱非線形安定解析は  $\lambda_0$  に加えて  $\lambda_1$  を決定する事を目的とする解析手法であり、 $\lambda_0$  と  $\lambda_1$  の正負の組み合わせによって安定性が決定され、形成される河

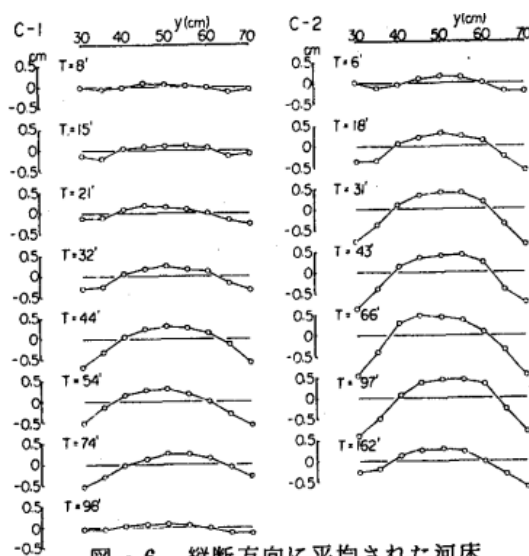


図-6 縦断方向に平均された河床変動量（蒲鉾型横断形状）

図 1-11 藤田ら<sup>31)</sup>による交互砂州の蒲鉾型横断形状



床形態が判断される。

しかし、先に述べたような複列砂州が交互砂州へと遷移する現象、あるいは網状流路へと遷移するような現象は、多モード間の相互作用など強非線形領域におけるより複雑な機構が重要な役割を果たしているため、安定解析によりこの現象を扱うのは困難であると考えられている<sup>30)</sup>。

#### 1-2-5. 砂州形状や生態系の観点を含めた最近の河床形態の研究

既に述べた通り、砂州の基本的な特徴についての研究は古くから行われてきたが、特に1980年代以降、砂州の発生機構やその形状に関する研究が進展した<sup>31), 32)</sup>。例えば藤田ら<sup>31)</sup>は、交互砂州の初期発達過程に関する研究の中で、砂州が発達する際には、波長が発達する第一段階とその後波高が発達する第二段階とが存在する事、また、交互砂州の横断面形状を縦断方向に平均すると蒲鉾型の横断面形状となっている事を見出した(図1-11参照)。

2000年代以降には、多様な生物の生息基盤としての砂州の機能も評価されるようになった。すなわち図1-11のような砂州スケールの形状や構造が、生態場を含めたより小さいスケールの構造を規定し、Unit, Sub-unit 等の小さいスケールが砂州スケールの要素を構成しているという考え方<sup>33)</sup>である(図1-12参照)。砂州の研究がこのように位置づけられるようになった中で、砂州構造のより詳細な特徴<sup>35)</sup>や、洪水時に形成された砂州が洪水減水期にどのような挙動を示して平時の物理環境を規定するかという観点<sup>36), 37), 38)</sup>において交互砂州に関する研究が進展した。また、現地観測や数値シミュレーションを用いて砂州地形を把握する研究も行われてきている<sup>39), 40), 41)</sup>。

さらに冒頭で述べたように、近年では各地の河川で網状流路から交互砂州への変化が報告され、それに伴い河床低下や滯筋の固定化、河原上の樹林化が報告されている。しかしその原因として考えられている要素は河川毎に異なっており、例えば多摩川水系多摩川では堰の存在と砂利採取によって基盤岩層が露出した事により滯筋の位置が固定され、河床低下と樹林化を招いた<sup>1)</sup>。利根川水系神流川では、ダム設置による洪水流量の減少と流砂の遮断によって複列砂州河道が単列砂州河道へと移行しつつあり、取り残された河原上が樹林化している<sup>2)</sup>。阿賀野川水系阿賀川では、砂利採取によって網状であった流路の一部が掘削されたために単列砂州へと変化し、高水敷として取り残された部分が樹林化した<sup>3)</sup>。このよ

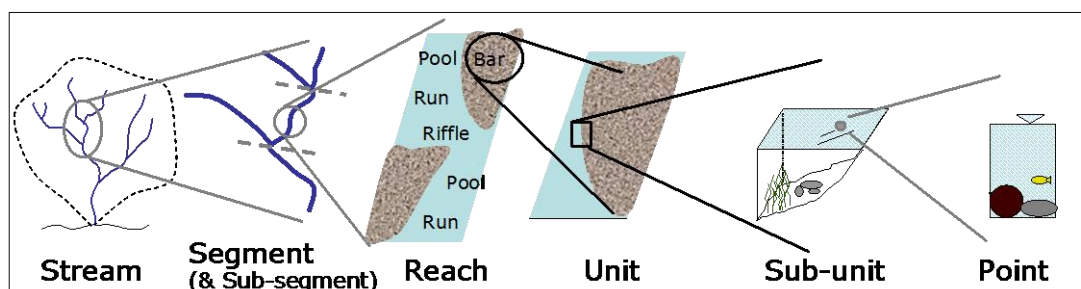


図1-12 河道内物理環境のスケールの階層性 (Frissell<sup>33)</sup>を改変)<sup>34)</sup>

うに様々な原因が考えられているものの、統一的な見解は得られていない。

一方で最近の複列砂州や網状流路の研究は、日本国内では、複列砂州のモード減少が存在するにも関わらず実河川に網状流路が維持されているのは河道平面形の影響が大きいとする高橋ら<sup>42)</sup>の研究や、蛇行する札内川の複列砂州の維持に関する山口ら<sup>43)</sup>の研究があり、いずれも数値解析を中心としている。日本国外では網状流路に関する研究は比較的活発に行われており、網状流路の詳細な現地観測を行った Wheaton<sup>44)</sup>、多量の現地観測データを用いて河床形態を分類した Eaton<sup>45)</sup>や Kleinhans<sup>46)</sup>、安定解析を用いた Crosato<sup>47)</sup>など、多様な手法による研究が数多く行われている。

### 1-3. 構成と研究目的

このように多くの研究が行われてきたものの、網状流路から交互砂州への変化という近年の日本の礫床河川に生じた変化について、河床形態の変化という観点からそのメカニズムを説明する事は未だ困難である。確かに複列砂州がモード減少によって交互砂州へと変化する現象は存在するが、実河川の砂州がこのような過程を経て形成されたかどうかは定かではなく、また仮に全ての複列砂州が交互砂州へと変化するとなれば、実河川で網状流路が維持されている理由が説明できない。

以上のような状況を鑑み、本研究の最終的な目的は、河床形態について、特に網状流路から交互砂州へ、あるいはその逆へとといった遷移の過程やその条件について解明する事で、網状流路から交互砂州への変化がなぜ進行したのかを明らかにする事と設定した。それによって砂州の礫河原環境の持続的な維持の方法を模索すると共に、河床形態を考慮した適切な河道計画や河道管理の実施が期待できる。

生物の生息基盤としての砂州環境は、出水によってある程度の頻度で攪乱を受ける事により維持される。しかし現在では何らかの原因で砂州の構造そのものが変化したために、砂州の比高が高い部分が攪乱を受けにくくなり、砂州の樹林化や滯筋の固定化が進行したと考えられる。これに対して、植生の進入が砂州の固定化を招いたという研究は多い<sup>例えば 48)</sup>が、この考え方では 1970 年代まで広がっていた礫河原が 90 年代以降なぜ急速に失われたかという疑問に答える事はできず、より根本的な原因は砂州構造そのものの変化である。また、網状流路が交互砂州へと変化して河原上の樹林化が進行しているという報告は日本以外の河川では少ないため、日本の礫床河川に特有の共通の原因が存在すると考えられる。日本の多くの河川に共通して見られる人為的インパクトはさほど多様ではなく、どの川にも共通しているのは、砂防ダムや堰等の河道横断構造物の設置による上流からの土砂供給量の減少や、堤防の建設や低水護岸の建設による川幅の縮小等である。ここで、土砂供給量については定量的に把握できない部分が大いいため、本研究では川幅の縮小を河道への人為的インパクトの中心に据える事になる。ただし、土砂供給量と川幅にはある程度の相関関係もあると考えられ、独立の現象ではないという事も付しておく。ダム建設による洪水流量の

減少の影響が大きい河川もあるが、多摩川水系浅川や荒川水系入間川等ダムのない河川でも同様の現象が起きており、むしろ堤防の建設や低水護岸の建設による川幅の縮小により、河道に作用する掃流力は増加しているとも考えられる。

ところで、各地で網状流路から交互砂州への変化が進行したという個別の事例は多く見られるものの、複数河川でこれらを比較した先行研究は少なく、一方で全ての礫床河川でこの現象が生じているとも考え難い。すなわち近年の河床形態の変化について、どの河川でどのような度合でその変化が進行しているのかという全体像が未だ明確ではない。そこで本研究ではまず、複数の河川において多数の地点の砂州の状況とその変化を比較する事で、河床形態の変化についての実態を把握する。次に、水理実験によって網状流路から交互砂州へという遷移、あるいはその逆の遷移の過程について把握する。ここでは実河川で見られるような様々な条件で実験を行う事で、交互砂州と複列砂州の構造とその違いについて理解を深める。さらに、実河川に見られる河床形態は洪水流量が減少していく時期に形成されているものであるため、定常流量の通水によって形成した砂州により小さい流量を通水する事によって、流量減少時に生じる現象にも着目して実験を行う。その後、実験で見られた河床形態が実河川のどのような場所で形成されているかについて、現地観測に基づいて検証を行い、実河川の河床形態がどのようなメカニズムで形成されているかについて新しい考え方を提案する。

# 第2章

---

実河川の河床形態とその変化の実態

## 2-1. 現地観測とデータの整理及びその結果

### 2-1-1. 対象河川とその概要及び調査地点の選定

本章では複数河川の多数の地点で得たデータを用いて、河床形態の変化がどの河川でどの程度進行しているかについての全体像を把握する。まず、本研究で対象とした河川とそれらの概要について説明する。

本研究で対象としたのは、近年河床形態の変化が生じて濘筋の固定化や樹林化等の現象が指摘されている礫床河川であり、山本<sup>1)</sup>のセグメント論におけるセグメント1である。

対象河川は関東地方近郊を中心とした8つの河川であり、手取川水系手取川、利根川水系渡良瀬川、荒川水系高麗川、荒川水系入間川、多摩川水系浅川、相模川水系相模川、相模川水系中津川、酒匂川水系酒匂川、である(図2-2参照)。手取川は関東地方近郊ではないが、


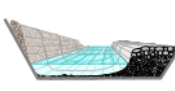
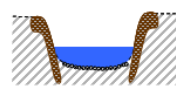
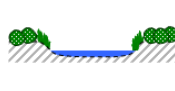
	セグメントM	セグメント1	セグメント2		セグメント3
			2-1	2-2	
河床材料の代表粒径	さまざま	2cm以上	3cm~ 1cm	1cm~ 0.3mm	0.3mm以下
勾配の目安	さまざま	1/60~1/400	1/400~1/5000		1/5000~
河岸の状態	岩盤で規定	砂礫で構成	粘土・シルト・砂		粘土・シルト
					

図2-1 山本<sup>1)</sup>によるセグメント論(三國谷<sup>2)</sup>による改変)



図2-2 本研究で対象とした河川の位置関係

2011年に手取川を集中的に調査する機会を得たため、その際に計測した。各河川において数地点を調査対象として選定し、そこで礫径、川幅、勾配を調査した。具体的な調査方法は後に示す通りである。調査対象地点の選定にあたっては、扇状地区間のなるべく広範囲を含むように設定した。

この他に、多摩川水系多摩川、利根川水系神流川及び思川でも多数の地点で調査を行ったが、多摩川は基盤岩が露出しており土砂が少なく、堰によって河床形態が規定されている事<sup>3)</sup>、また神流川は上流の下久保ダムで比較的大きく洪水流量調節が行われている事<sup>4)</sup>、思川は交互砂州形状が明確な調査区間が見当たらなかった事、等を考慮してこれらの河川は分析の対象とはしなかった。

対象河川のうち、調査対象とした区間における基本的な情報を表2-1に掲載した。平均年最大流量に関しては、対象区間に最も近くかつ支川合流等の影響がない流量観測所において、少なくとも13年分以上のデータからこれを算出した。ただしダムが建設されている場合は、ダムが運用開始されて以降のデータを用いて平均年最大流量とした。

表 2-1 対象河川のうち調査した区間の基本的な情報

河川名	平均年最大流量(m <sup>3</sup> /s)	流量観測地点	代表的な河床勾配(1/)	最も多く見られる河床材料の岩質	ダムの有無
手取川水系手取川	1295	中島	150~200	火山岩	手取川ダム
利根川水系渡良瀬川	779	高津戸	150~300	火山岩	草木ダム
荒川水系高麗川	203	坂戸	400	堆積岩	なし
荒川水系入間川	402	落合橋	300~500	堆積岩	なし
多摩川水系浅川	422	高幡橋	150~250	堆積岩	なし
相模川水系相模川	1134	相模ダム	500	火山岩	相模ダム/城山ダム
相模川水系中津川	159	才戸橋	200	火山岩	宮ヶ瀬ダム
酒匂川水系酒匂川	1080	岩原	200	多様(変成岩等)	三保ダム

### 2-1-2. 礫径の測定

河床材料の粒度分布は礫床河川の最も基本的な情報の一つであり、河床形態を決定する要因でもあるため、本研究では線格子法を用いてこれを測定した。なお、測定は2011年から2013年の間に行った。

本来河床の礫径を計測するには、河床表層の礫を除去した後に土砂を採取し、これをふるいにかけて求める容積法と呼ばれる方法が一般的である<sup>1)</sup>。しかしこの方法は多くの費用と労力を費やすため、より簡易な線格子法が河村ら<sup>5)</sup>や山本<sup>1),6)</sup>によって提案されてきており、現在では礫床河川で一般的に用いられている<sup>7)</sup>。当研究室ではこれらの方法を参考に、以下の方法に準拠して線格子法による礫径の調査を行う事としている<sup>2)</sup>。

#### 1) 測線の設定方法

一般的に線格子法は、付近のどの部分で計測しても礫径が同じであることを前提に、定期横断測定の測線に沿って横断方向に行われる<sup>7)</sup>。これは定期横断測量調査と同時に進行事

で手間を省くためと考えられるが、砂州が形成されている区間では例えば河原の上流側と下流側とでは礫径が大きく異なっている。そのため本研究では図 2-3 に模式的に示したように縦断方向に測線を設定し、さらに早瀬/淵/平瀬のうち、平瀬付近で測定を行った。これは著者らの経験から、平瀬付近が最もその砂州を代表する粒度分布になっている場合が多いためである。ただし河原上が植生に覆われており砂分が表面を覆っている場合には、砂州全体を踏査してやや上流の礫が表層に見られる部分で測定を行った。また、基本的に陸上に 1 本、濇筋に 1 本(ただし濇筋は深くて測定困難な事が多いため水際とした)の測線を設定することによって、濇筋と河原上とで礫径が異なる場合でもその場を代表する礫径を計測できるようにした。

## 2) 総測点数

河床材料のサンプリング数に関して、河村ら<sup>5)</sup>は河床調査においてはサンプリングの必要粒子数は約 50 個程度以上と考えてよいとしている。また、山本<sup>6)</sup>は 100 個石を採取すればどんな場合でも十分に平均径を推定できるとしている。これに加えて、著者らの経験から 100 点のサンプリングを行えば代表粒径が安定した値をとるという事を踏まえ、線格子法の総測点数は約 100 個と設定する。実際には 50m のメジャーを河道縦断方向に二本引き、0m 地点から 50m 地点まで計測するため、合計最大で 102 個となる。ただし、現地河川の状況によりサンプリングが困難な箇所もあったため、102 個に満たない箇所もある。

## 3) サンプリング間隔

対象地における最大径が 1m を超える事が稀であるということを踏まえ、サンプリング間隔は 1m と設定した。なお礫径が 1m を超える場合でも計測を行い、その礫が 2 個以上の測定点に跨る場合は、跨る全ての測定点でその礫が存在するものとして複数回カウントした。

## 4) 測線距離

砂州のスケールを考慮し、測線の長さは 50m とした。

## 5) 1mm以下の細粒分の扱い

1mm以下の細粒分はそれ以上細かく粒度の調査をせず、全て 1mm という扱いにした。

## 6) 有効数字

後の考察で求められる精度や、測定の限界を考慮して有効数字は 2 桁とした。ただし 100mm~200mm の間は 3 桁とする。

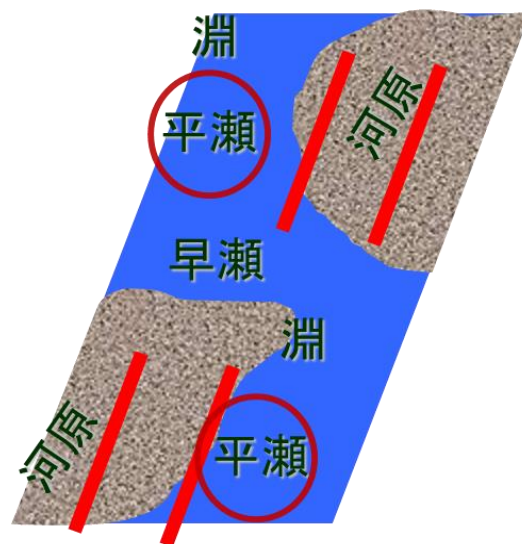


図 2-3 線格子法において線を設定した位置 (赤線の位置)

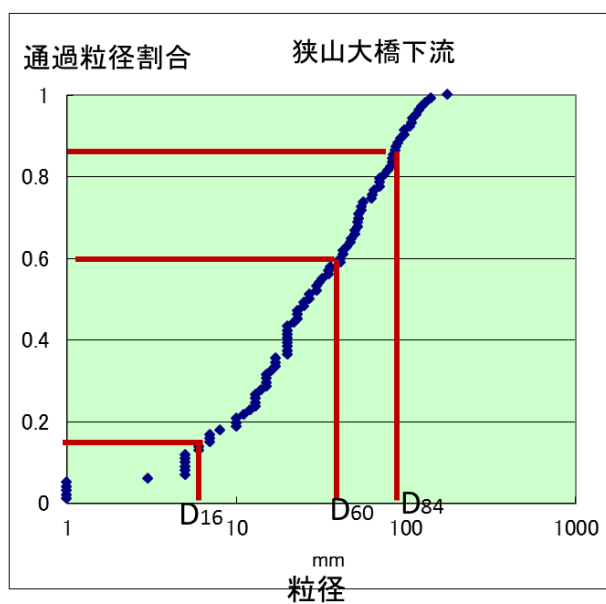


図 2-4 粒径加積曲線の例 (入間川狭山大橋付近)

調査した粒度分布について、粒径加積曲線を作成してこれを整理した (図 2-4 参照). 粒度分布の中で、中央粒径( $D_{50}$ )をその場所の粒径として採用する方法もあるが、本研究では 60%通過粒径( $D_{60}$ )がその場を代表する礫径と考えるべきであるとした山本<sup>1)</sup>の考えに基づき、また実際に調査に基づいて作成した多くの粒径加積曲線を見ると  $D_{60}$  付近の河床材料が最も多く存在している場合が多かったため、 $D_{60}$  をその場の代表的な粒度分布として採用



した。

### 2-1-3. 勾配と川幅の調査

調査対象箇所において勾配と川幅についても調査した。ここではその調査方法を示す。

まず川幅について、土砂が河床形態を形成しながら自由に流下できる範囲である低水護岸間と設定し、定期横断測量結果を基に航空写真と照らし合わせつつこれを算出した。ただし、手取川、高麗川、入間川、酒匂川では定期横断測量結果を入手できなかったため、現地で礫径を計測した際に同時に横断測量を行い、低水路幅を算出した。また、低水護岸が必ずしも設置されていない場合もあり、その場合には横断測量結果から河岸の肩を見出してこれを低水護岸と同等とみなして川幅を算出した。

次に勾配については、対象地点の上下流 1km の最深河床高の差から算出した。ただし定期横断測量結果が入手できなかった河川ではフリーソフト「カシミール 3D」に付属の「数値地図 50m メッシュ (標高)」を用いて対象地点上下流 1km の標高を算出し、勾配を求めた。このソフトによる標高の算出方法を渡良瀬川で同様に実施したところ、その標高は最深河床高よりも若干高くなるものの、概ね測量されたデータと一致していた事を確認している。

### 2-1-4. 航空写真による河床形態の判別

調査地点の河床形態について判断したので、ここではその判断の方法について述べる。

まず「Google Earth」を用いて、最新の対象地点の河床形態が交互砂州であるか網状流路であるかについて判断した。その判断基準については図 2-5 に例示したように、対象地点の川幅の 10 倍程度の区間において、他の水みちと上下流端が接続している水みちが横断方向

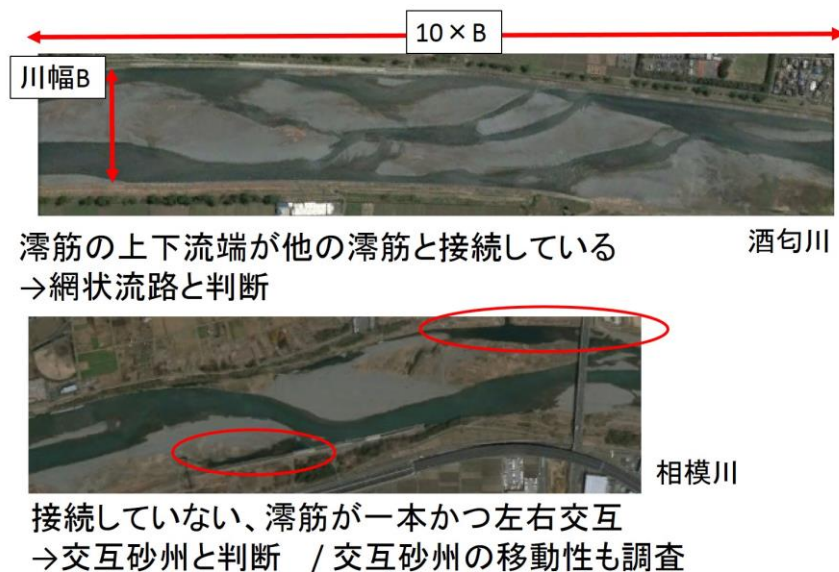


図 2-5 交互砂州と網状流路の判別の基準

に二本以上存在し、かつ平水時に区間内の半分以上がこの状況である場合、これを網状流路と判定し、それ以外を交互砂州とした。この判定基準については第1章で示したように藤田<sup>8)</sup>の定義を参考にした。なお、川幅の10倍というのは砂州一波長分程度であるが、より広域においてもその状況である事を確認した上で判断した。

次に、「Google Earth」で過去10年分程度にわたり少なくとも3枚以上の写真を閲覧し、ここで判断した河床形態が最近10年間程度維持されているかどうかについて確認を行っ

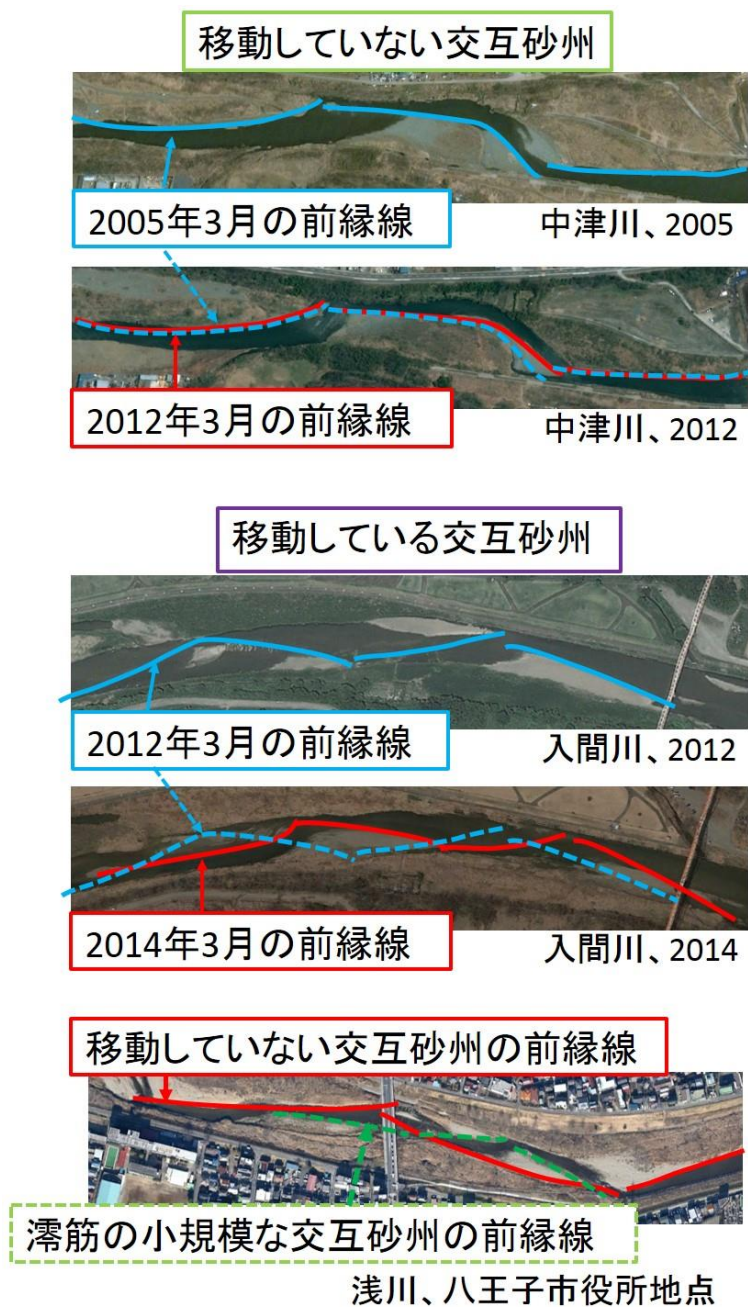


図 2-6 移動性の観点から見た交互砂州の分類方法

た。この段階で、10年間で河床形態の変化が生じた地点や、河道内で大規模な工事が行われた地点は考察の対象から除外する事とした。

この調査の結果、下流方向に向かい移動している交互砂州もあったが、移動していないと思われる交互砂州の方が多く見られた。そこで、交互砂州と判定した地点については、最近10年間程度について、対象地点付近の砂州一波長分の前縁線が下流に向かって移動しているか否かについて調査した。平均して1年で5m以上前縁線が移動している場合には航空写真でも容易に判断できるため、この場合砂州が下流に向かい移動していると判断した。なお、移動していない交互砂州は、河原上が植生で覆われている箇所も多いが、そうでない場所も多く見られた。また、対象河川における移動していない交互砂州は、河道線形が蛇行してはならず、蛇行河道の移動しない交互砂州の状況とは異なる。

ただし調査を進めるうちに、図2-6に示すように、移動していない交互砂州の滞筋部分に小規模な交互砂州が形成されており、この小規模な交互砂州が移動している場合がある事を見出した。そのためこの場合には交互砂州の移動している/していないとは区別して認識する事とした。

このようにして河床形態を区分した結果、対象地点の河床形態は、河床形態とその移動性という観点から、「網状流路」、「移動している交互砂州」、「移動していない交互砂州」、「移動していない交互砂州（滞筋に小規模な交互砂州）」という4つのタイプに分類する事ができた。

#### 2-1-5. 水理量の算出方法と各地点のデータ

以上のようにして求めた平均年最大流量、川幅、勾配、礫径を用いて、文献<sup>9)</sup>を参考に以下の水理量を算出した。

$$\text{摩擦速度} \quad u_* = \sqrt{gHI} \quad (2-1)$$

$$\text{無次元掃流力} \quad \tau_* = \frac{HI}{sd} \quad (2-2)$$

$$\text{平均流速 (マンニングの式)} \quad v = \frac{1}{n} H^{\frac{2}{3}} I^{\frac{1}{2}} \quad (2-3)$$

$$\text{流量} \quad Q = vBH \quad (2-4)$$

ここで、 $g$ :重力加速度、 $H$ :水深、 $I$ :河床勾配、 $v$ :平均流速、 $n$ :マンニングの粗度係数、 $Q$ :平均年最大流量、 $B$ :川幅、 $d$ :代表粒径である。ここで、マンニングの粗度係数については、文献<sup>10)</sup>を参考にして礫径に応じて与えた。ここまでに述べた水理量の算出方法は、川幅や流量の算出方法も含めて後に述べる山本<sup>1)</sup>の方法とほぼ同じであり、比較が可能なようにこのような算出方法とした。ここまでに算出した対象地点の各種の情報を表2-2に示す。

表 2-2 調査対象とした各地点の情報（水理量は平均年最大流量を用いた）

「\*交互（移動×）」としたものは、移動していない交互砂州の滞筋に小規模な交互砂州が形成されている場合である。

河川名	番号	具体的な場所(km表示 は合流点からの距離)	代表粒径 (D60)(mm)	勾配(1/)	川幅(m)	$u_*^2$ ( $\text{cm}^2/\text{s}^2$ )	T *	B/H I <sup>0.2</sup>	河床形態
手取川	1	中島付近	145	153	284	771	0.050	81.26	網状
手取川	2	舟場島付近	95	191	349	1072	0.046	61.86	網状
渡良瀬川	1	36.6km	51	345	137	560	0.068	21.62	*交互（移動×）
渡良瀬川	2	37.2km	102	355	219	476	0.029	39.31	網状
渡良瀬川	3	38.2km	90	420	237	398	0.027	41.52	交互（移動×）
渡良瀬川	4	39.6km	83	256	171	678	0.051	31.77	交互（移動×）
渡良瀬川	5	40km	110	322	169	600	0.034	27.03	交互（移動×）
渡良瀬川	6	40.4km	93	263	212	593	0.039	43.77	交互（移動×）
渡良瀬川	7	41km	110	272	358	430	0.024	97.67	*交互（移動×）
渡良瀬川	8	41.4km	110	264	192	639	0.036	36.63	交互（移動×）
渡良瀬川	9	41.6km	135	310	176	618	0.028	28.64	交互（移動×）
渡良瀬川	10	42km	120	237	137	852	0.044	22.26	交互（移動×）
渡良瀬川	11	42.8km	145	180	343	611	0.026	108.11	交互（移動×）
渡良瀬川	12	43.8km	85	163	200	849	0.062	51.04	網状
渡良瀬川	13	45.7km	185	158	191	988	0.033	43.49	交互（移動×）
渡良瀬川	14	48.8km	174	130	205	1073	0.038	54.22	交互（移動×）
渡良瀬川	15	50.2km	270	107	196	1376	0.032	51.07	交互（移動×）
高麗川	1	高麗川橋	40	501	91.3	247	0.038	20.79	交互（移動×）
高麗川	2	浅羽ビオトープ下流	37	501	81.4	263	0.044	17.41	交互（移動×）
高麗川	3	浅羽ビオトープ上流	36	501	119	209	0.036	32.03	交互（移動×）
高麗川	4	高麗川運動公園	36	501	95	240	0.041	22.34	交互（移動×）
入間川	1	狭山大橋	52	300	161	389	0.046	43.17	*交互（移動×）
入間川	2	環境センター	100	300	123	524	0.032	24.52	*交互（移動×）
入間川	3	川村興産	54	363	150	357	0.041	34.91	*交互（移動×）
入間川	4	西武文理	42	363	121	397	0.058	25.34	交互（移動×）
入間川	5	安比奈浸水公園	47	593	111	299	0.039	17.10	交互（移動○）
入間川	6	水道橋	25	593	66	391	0.097	7.79	交互（移動○）
入間川	7	八瀬大橋	30	593	56	436	0.090	5.92	交互（移動○）
浅川	1	八王子市役所前	68	153	91.2	523	0.135	20.72	*交互（移動×）
浅川	2	一番橋	24	288	98.8	930	0.085	22.89	交互（移動○）
浅川	3	長沼橋	28	189	76.7	825	0.182	16.93	交互（移動○）
浅川	4	高幡橋	32	213	84	725	0.140	18.29	交互（移動○）
浅川	5	新井橋	45	242	91	648	0.089	18.98	交互（移動○）
相模川	1	座架依橋上流	52	1000	213	264	0.031	19.85	交互（移動×）
相模川	2	座架依橋下流	63	500	251	397	0.039	35.75	交互（移動×）
相模川	3	圏央道橋梁	53	500	231	410	0.048	31.90	交互（移動×）
相模川	4	厚木大橋下流	45	500	204	434	0.060	26.56	交互（移動○）
相模川	5	新相模大橋下流	50	500	241	397	0.049	34.34	網状
中津川	1	4.3km	82	178	80	549	0.041	28.44	交互（移動×）
中津川	2	4.1km	100	184	68	604	0.037	21.15	交互（移動×）
中津川	3	3.9km	94	199	72	548	0.036	22.41	交互（移動×）
中津川	4	3.6km	98	209	52	648	0.041	12.96	交互（移動×）
中津川	5	3.4km	34	241	55	479	0.087	15.62	交互（移動○）
中津川	6	3.2km	34	251	52	481	0.088	13.98	交互（移動○）
酒匂川	1	開成駅堰上流	33	197	197	737	0.138	53.72	網状
酒匂川	2	開成駅堰下流	79	197	197	827	0.065	45.80	網状
酒匂川	3	富士道橋上流	45	230	229.8	668	0.092	50.60	網状
酒匂川	4	飯泉堰下流	34	267	267	656	0.119	35.90	網状

## 2-2. 河床形態と水理量に関する考察

### 2-2-1. 黒木ら<sup>11)</sup>の砂州形成領域区分図との比較

ここまでに算出した水理量に基づいて、実河川の河床形態と水理量との関係について考察する。ここではまず、調査結果を黒木ら<sup>11)</sup>が線形安定解析の結果求めた交互砂州と複列砂州の形成領域区分図に、本研究で求めた水理量と河床形態の情報をプロットした(図2-7参照)。既に第1章で述べたように網状流路は複列・多列砂州よりも広義の概念であり、網状流路と複列砂州とは直接対応してはいないが、ここでは一旦この図に調査結果をプロットする。

なお、黒木ら<sup>11)</sup>の線形安定解析においては、その基礎式で流砂関数 $\phi$ として

$$\phi = 8(\tau_{*0} - \tau_{*c})^{1.5} \quad (2-5)$$

という形式を用いており、 $\tau_{*c}=0.05$ である事を考えると、限界掃流力の付近、特に $\tau_{*0}$ が0.06以下の領域においては流砂関数 $\phi$ が極小さい値になり、領域区分線を限界掃流力付近に引く事は本来意図されていないと考えられる。しかしここでは一旦黒木ら<sup>11)</sup>の論文に従って限界掃流力付近においてもこの区分線を算出し、図2-7中にこれを赤線で示した。この事の是非については後に検討する。

ここで、

$$\text{無次元掃流力} \quad \tau_* = \frac{HI}{sd} \quad (2-2)$$

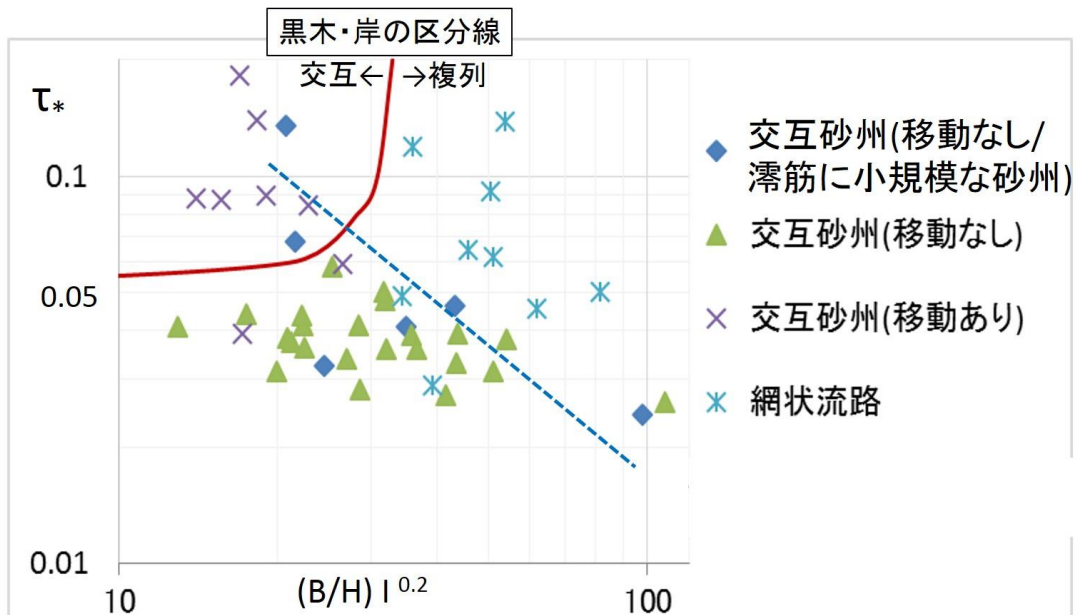


図2-7 黒木ら<sup>11)</sup>の交互砂州と複列砂州の形成領域区分図に  
本研究で求めた水理量をプロットした結果

である事を考慮し、これを变形して

$$\tau_* = \left( \frac{B I^{0.2}}{H} \right)^{-1} \frac{B I^{1.2}}{s d}$$
$$\log \tau_* = -\log \frac{B I^{0.2}}{H} + \log \frac{B I^{1.2}}{s d} \quad (2-6)$$

すなわち、図 2-7 の各プロットは水理量として平均年最大流量を用いているため、ある地点のプロットは流量すなわち式(2-6)中でいう水深 H の増減に対して、図 2-7 の両対数軸上で傾き-1 の直線上を移動する事になる。なお、その際には式(2-6)中の川幅、勾配、礫径が短期的には大きく変化しない事を前提としている。ただし、とりうる水理量には既往最大流量等の上限があるため、傾き-1 の直線上で左上側は限界値を有する事に注意を要する。

図 2-7 上にプロットされた網状流路と交互砂州との関係によると、概ね青い点線で示した直線が網状流路と交互砂州との境界線であると考え事ができ、境界線を式(2-6)の形式で表記すると

$$\log \tau_* = -\log \frac{B I^{0.2}}{H} + \log 1.8$$

となっている。

また、図 2-7 において交互砂州については、移動していない交互砂州はほとんどの地点で横断面平均の  $\tau_*$  が 0.05 以下であり、平均年最大流量程度では川幅いっぱい土砂が移動する状況ではない事が分かる。実際、河原上が植生に覆われている場合も多く、滲筋のみを土砂が移動している様子であった。

### 2-2-2. 過去の状況との比較

本研究は河床形態の変遷について究明しようとしているため、図 2-7 に示したような河床形態が元々どのような河床形態であったかという事は重要な問題である。ここではそれぞれの調査地点が元来どのような河床形態であったかについて、過去の航空写真を用いて調査した結果について示す。

調査方法について、まず 1974 年の時点の河床形態を、航空写真（電子国土 Web）を基に先に述べたのと同様の方法によって判断し、交互砂州の移動性については 1974 年から 84 年までの航空写真を調査する事によって判断した。ただしこの時期には多くの河川改修が行われているため、護岸設置の影響などが多く見られる箇所もあり、そのような場合には移動性について判断する事を避けた（表 2-3 中の「交互砂州（その他）」とした箇所がこれにあたる）。また、1947 年に米軍が撮影した航空写真を用いて 1947 年の時点における河床形態を判断した。なお、1947 年時点で交互砂州と判別した箇所においては、経年的に追跡できる航空写真に乏しいため、移動性について判断しなかった。

次に、1974 年及び 47 年時点の川幅について、航空写真から礫河原の裸地と水面の部分

とを合算した川幅を測定し、これをその時点での各地点の低水路幅とみなす事にした。渡良瀬川の 1972 年の定期横断測量結果とこの方法で算出した低水路幅とを比較するとほぼ同じであり、河道内を土砂が自由に移動して河床形態を形成できる範囲として低水路幅をこのように計測した。こうして算出した川幅を用い、仮に過去から現在まで流量や礫径が大きくは変化しておらず、川幅のみが変化したとした場合に、式(2-1)から(2-4)を用いて過去の各地点の水理量を算出すると表 2-3 のようになり、図 2-7 と同様のグラフに整理したものが図 2-8 および図 2-9 である。

表 2-3 過去の航空写真を用いて調査した河床形態と水理量  
 (工事の影響等により砂州の移動性等が判断できない場合には  
 「交互(その他)」と表記した)

河川名	番号	現状			1974年			1947年		
		T *	B/H I <sup>0.2</sup>	河床形態	T *	B/H I <sup>0.2</sup>	河床形態	T *	B/H I <sup>0.2</sup>	河床形態
手取川	1	0.050	81.26	網状	0.053	71.43	網状	0.047	98.22	網状
手取川	2	0.046	61.86	網状	0.062	27.73	交互(その他)	0.040	85.67	網状
渡良瀬川	1	0.068	21.62	*交互(移動×)	0.055	37.10	交互(移動×)	0.059	31.68	交互砂州
渡良瀬川	2	0.029	39.31	網状	0.030	37.04	交互(その他)	0.020	99.29	交互砂州
渡良瀬川	3	0.027	41.52	交互(移動×)	0.029	35.79	網状	0.020	94.13	交互(その他)
渡良瀬川	4	0.051	31.77	交互(移動×)	0.074	11.58	交互(その他)	0.048	36.63	交互砂州
渡良瀬川	5	0.034	27.03	交互(移動×)	0.044	13.01	その他	0.022	89.38	網状
渡良瀬川	6	0.039	43.77	交互(移動×)	0.039	43.77	網状	0.034	65.17	網状
渡良瀬川	7	0.024	97.67	*交互(移動×)	0.026	77.98	網状	0.019	181.18	網状
渡良瀬川	8	0.036	36.63	交互(移動×)	0.030	60.23	網状	0.017	265.84	網状
渡良瀬川	9	0.028	28.64	交互(移動×)	0.025	38.58	交互(その他)	0.013	248.83	網状
渡良瀬川	10	0.044	22.26	交互(移動×)	0.039	30.85	交互(その他)	0.023	127.49	網状
渡良瀬川	11	0.026	108.11	交互(移動×)	0.075	6.47	交互(その他)	0.040	35.14	交互砂州
渡良瀬川	12	0.062	51.04	網状	0.058	59.45	網状	0.028	416.93	網状
渡良瀬川	13	0.033	43.49	交互(移動×)	0.045	19.58	網状	0.018	209.19	網状
渡良瀬川	14	0.038	54.22	交互(移動×)	0.051	25.20	交互(移動×)	0.035	68.47	交互砂州
渡良瀬川	15	0.032	51.07	交互(移動×)	0.030	56.60	網状	0.018	244.69	網状
高麗川	1	0.038	20.79	交互(移動×)	0.049	10.91	交互(移動×)	0.041	16.78	交互砂州
高麗川	2	0.044	17.41	交互(移動×)	0.055	9.57	交互(移動×)	0.053	10.65	交互砂州
高麗川	3	0.036	32.03	交互(移動×)	0.043	20.12	交互(その他)	0.042	21.15	交互砂州
高麗川	4	0.041	22.34	交互(移動×)	0.071	5.16	交互(移動○)	0.040	24.17	交互砂州
入間川	1	0.046	43.17	*交互(移動×)	0.042	57.69	交互(移動×)	0.052	31.09	交互砂州
入間川	2	0.032	24.52	*交互(移動×)	0.030	30.86	交互(移動×)	0.017	135.30	網状
入間川	3	0.041	34.91	*交互(移動×)	0.052	18.83	交互(移動○)	0.028	91.64	網状
入間川	4	0.058	25.34	交互(移動×)	0.048	42.84	交互(移動×)	0.039	75.02	網状
入間川	5	0.039	17.10	交互(移動○)	0.041	15.41	交互(移動×)	0.020	111.21	網状
入間川	6	0.097	7.79	交互(移動○)	0.074	15.63	交互(移動○)	0.057	31.78	網状
入間川	7	0.090	5.92	交互(移動○)	0.051	26.55	交互(その他)	0.042	44.94	網状
浅川	1	0.135	20.72	*交互(移動×)	0.124	26.06	網状	0.106	39.67	網状
浅川	2	0.085	22.89	交互(移動○)	0.070	38.39	網状	0.059	59.26	網状
浅川	3	0.182	16.93	交互(移動○)	0.171	19.95	交互(移動○)	0.157	25.37	網状
浅川	4	0.140	18.29	交互(移動○)	0.142	17.60	交互(移動○)	0.092	55.98	網状
浅川	5	0.089	18.98	交互(移動○)	0.084	22.08	交互(移動○)	0.074	31.15	交互砂州
相模川	1	0.031	19.85	交互(移動×)	0.024	41.36	交互(その他)	0.016	113.26	網状
相模川	2	0.039	35.75	交互(移動×)	0.040	33.94	網状	0.027	98.99	網状
相模川	3	0.048	31.90	交互(移動×)	0.069	11.94	交互(その他)	0.036	65.95	網状
相模川	4	0.060	26.56	交互(移動○)	0.042	66.49	網状	0.029	181.94	網状
相模川	5	0.049	34.34	網状	0.051	30.55	交互(移動○)	0.029	141.94	網状
中津川	1	0.041	28.44	交互(移動×)	0.045	22.45	交互(その他)	0.026	102.15	網状
中津川	2	0.037	21.15	交互(移動×)	0.030	37.33	交互(その他)	0.024	65.90	網状
中津川	3	0.036	22.41	交互(移動×)	0.023	73.31	交互(その他)	0.015	239.25	網状
中津川	4	0.041	12.96	交互(移動×)	0.026	45.50	交互(その他)	0.013	281.12	網状
中津川	5	0.087	15.62	交互(移動○)				0.043	102.17	網状
中津川	6	0.088	13.98	交互(移動○)				0.045	82.88	網状
酒匂川	1	0.138	53.72	網状	0.148	45.00	網状	0.130	63.67	網状
酒匂川	2	0.065	45.80	網状	0.061	53.38	網状	0.057	64.24	網状
酒匂川	3	0.092	50.60	網状	0.091	51.29	網状	0.091	51.78	網状
酒匂川	4	0.119	35.90	網状	0.120	35.61	網状	0.079	106.87	網状



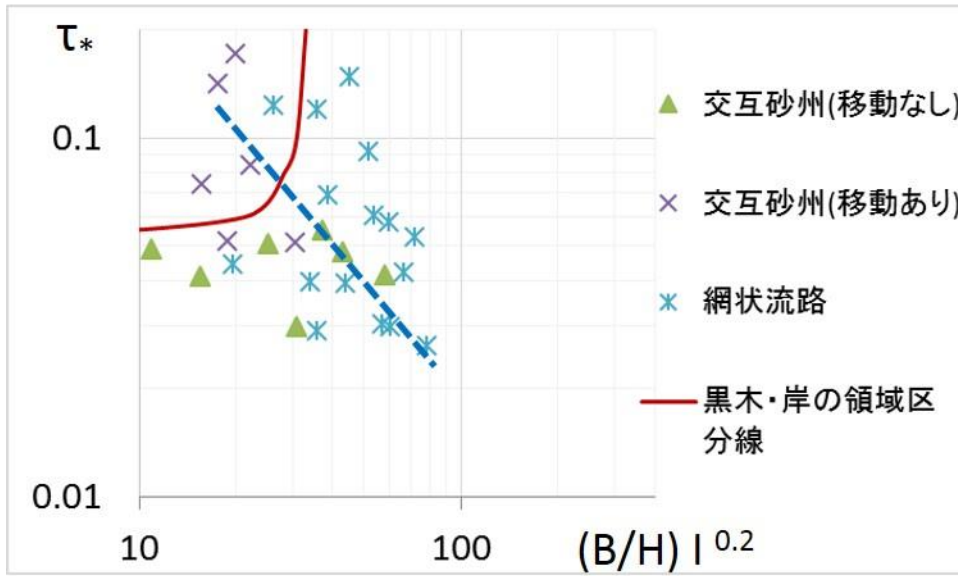


図 2-8 1974 年の水理量と河床形態との関係  
 青い点線は図 2-7 中の点線と同じもの

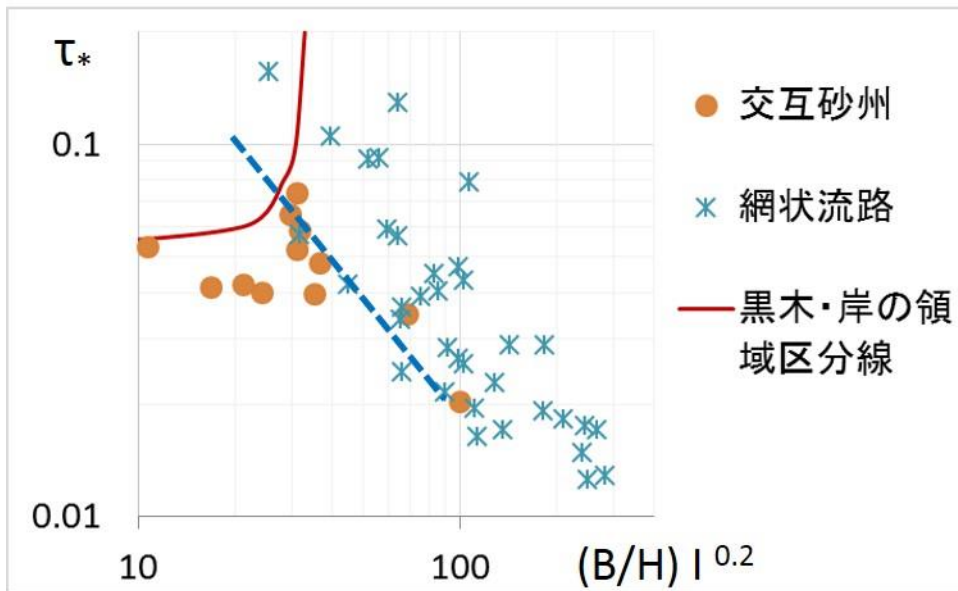


図 2-9 1947 年の水理量と河床形態との関係  
 青い点線は図 2-7 中の点線と同じもの

図 2-8 及び図 2-9 について、過去から現在にかけて実際には礫径も変化しているはずであり、また低水路幅の算出方法についても十分な検証が行えないため、特に水理量については参考程度に捉えるべきである。しかしそのような不確定性を考慮したとしても特に 1947 年の時点においては多くの地点が網状流路であり、その無次元掃流力は非常に小さいことは確かである。しかし 1947 年前後の航空写真からは、多くの地点で平水時の水みち位置の変化が頻繁に見られるため、幅の広い網状流路の中で局所的に早い洪水流の流下とそれに伴う流砂運動や水みち位置の変化が生じていたと推察される。その後 1974 年には  $\tau_*$  が 1947 年と比較して大きくなっており、これは堤防や低水護岸の建設によって川幅が狭くなったためである。

また、図 2-10 には、1947 年の時点の河床形態（図 2-9 参照）と現在の河床形態と水理量（図 2-7 参照）との関係を示す。現状の「移動していない交互砂州」のほとんどは元々網状流路であり、その多くの地点で「移動していない交互砂州」へと変化していった事が分かる。

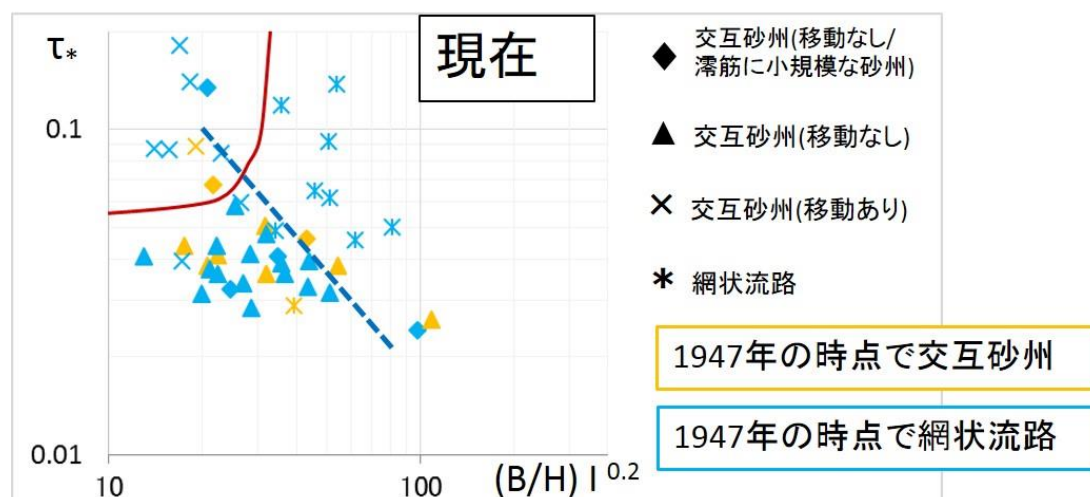


図 2-10 1947 年の時点の河床形態（図 2-9 参照）と現在の河床形態と水理量（図 2-7 参照）との関係

1947 年の時点で交互砂州であった地点は黄色、網状流路であった地点は水色で示した

### 2-2-3. 山本 1) の礫径と摩擦速度の関係との比較

山本 1) は 1960 年代から 70 年代にかけて日本の河川の水理量（平均年最大流量に対する摩擦速度と無次元掃流力）と代表粒径との関係を算出し、扇状地河川（セグメント 1）においては平均年最大流量時の無次元掃流力は礫径によらず 0.06 程度になる事を明らかにした。その山本 1) のデータに本調査の結果を加筆したものが図 2-11 であり、扇状地区間について拡大したものが図 2-12 である。本研究の川幅や平均年最大流量の算出方法は山本 1) の方法を参考にしているため、同一のグラフにプロットしてもよいと考える。

また、図 2-11 及び図 2-12 には当研究室の三國谷<sup>2)</sup>及び須川<sup>12)</sup>が調査した多摩川、荒川及び渡良瀬川の山地区間のデータを同時にプロットした。このデータについて、礫径の採取方法や水理量の求め方については前述した通りであるが、平均年最大流量の算出方法について渡良瀬川と荒川では付近のダムでの流入量及び流出量を用い、多摩川では最寄りの流量観測点である調布橋水位流量観測所のデータを流域面積比で補正し（ただし流域面積比として流路長比の 2 乗を用いた）、流量を推定した。また、渡良瀬川のデータは支川で測定したデータを含んでいる。

図 2-11 及び図 2-12 の結果について考察する。山本<sup>1)</sup>は図 2-12 において摩擦速度と礫径との関係を直線で示したが、これは扇状地区間では河岸と河床が同様の材料の礫で構成されているために、河岸の侵食によってその礫が限界状態となるように川幅が調整される事で摩擦速度と礫径が一定の関係に保たれ、言い換えれば礫径によらず無次元掃流力が 0.06 程度に保たれる、と説明している。

これに対してまず山地河川のデータは、堆積岩地質であり砂利や小礫といった材料が豊富に存在する多摩川及び荒川と、火山岩地質が主で砂利や小礫が少ない渡良瀬川とに分けられる。多摩川や荒川では支川や側岸からの砂利や小礫の供給が豊富であり、これらの土砂は中小洪水でも十分に動きうる材料であるために普段の河床を覆っている。そのため図 2-12 の直線よりも上方にプロットされ、むしろ礫径によらず摩擦速度が一定とも見て取れる。礫径によらず摩擦速度が一定となるのは図 2-11 のセグメント 2 の区間も同様であり、これについて山本<sup>1)</sup>は、セグメント 2 では河岸に粘着性があるため摩擦速度の増加に対して河岸侵食が生じにくいために礫径によらず摩擦速度が一定になると説明しており、多摩川や荒川の山地区間も河岸が岩盤や巨礫で構成されており川幅が拡大しにくいという点で、同様の説明ができる。

次に渡良瀬川の山地区間は、礫径そのものも比較的大きいが、図 2-12 の直線と近い場所にプロットされている箇所が多いのが特徴である。渡良瀬川ではアーマー化している箇所もあり、また砂利や小礫の供給も豊富ではないため、出水によって移動するかしないか程度の礫のみが河床表層に存在しているためにこのような結果となったと考えられる。

その渡良瀬川の山地区間と比較すると、本研究の「移動していない交互砂州」は図 2-12 の直線よりもさらに下方にプロットされている。ここで、図 2-13 は、図 2-12 の縦軸を  $\tau_*$  に書き直して本研究の結果をプロットしたものである。山本<sup>1)</sup>は図 2-13 の直線のように、セグメント 1 では代表粒径によらず  $\tau_*$  が 0.06 程度になるとしているが、本研究の結果と併せて見ると、礫径が 5cm 程度を境に、それより礫径が大きい領域では概ね  $\tau_*$  が 0.06 程度であるのに対し、それより礫径が小さい領域では  $\tau_*$  が 0.06 よりも大きい地点が多くなっている。さらに、「移動していない交互砂州」は礫径が 5cm 以上の領域に多く見られ、「移動している交互砂州」は礫径が 5cm 以下の領域で多く見られる傾向がある。

「移動していない交互砂州」で  $\tau_*$  が 0.03 から 0.05 程度となっている理由について、まず本研究の対象地点ではダムによる洪水流量減少の影響は考えにくい。例えば渡良瀬川

高津戸地点ではダム完成前の平均年最大流量が 641(m<sup>3</sup>/s)(1961-1976)であるのに対し、ダム完成後の平均年最大流量は 797(m<sup>3</sup>/s) (1977-2001)と増加傾向にある。すなわち、流量の減少というよりは、礫径が 5cm 以上の河川で特に生じている現象と捉えるべきであろう。

以上から、現状の河床形態の実態を把握すると共に、過去からのその変化について明らかにした。対象地点においては、かつて大きかった  $\tau_*$  が小さくなってしまったというよりも、むしろ  $\tau_*$  は図 2-9 (1947 年), 図 2-8 (1974 年), 図 2-7 (現状) という順番で増加しており、特に礫径が 5cm 以上の箇所では多くの網状流路が「移動していない交互砂州」へと変化していった。ただし、礫径によらず(B/H)I<sup>0.2</sup> が大きい箇所では網状流路が維持されており、また礫径が 5cm 以下の箇所においては移動を継続している交互砂州も多く存在する。

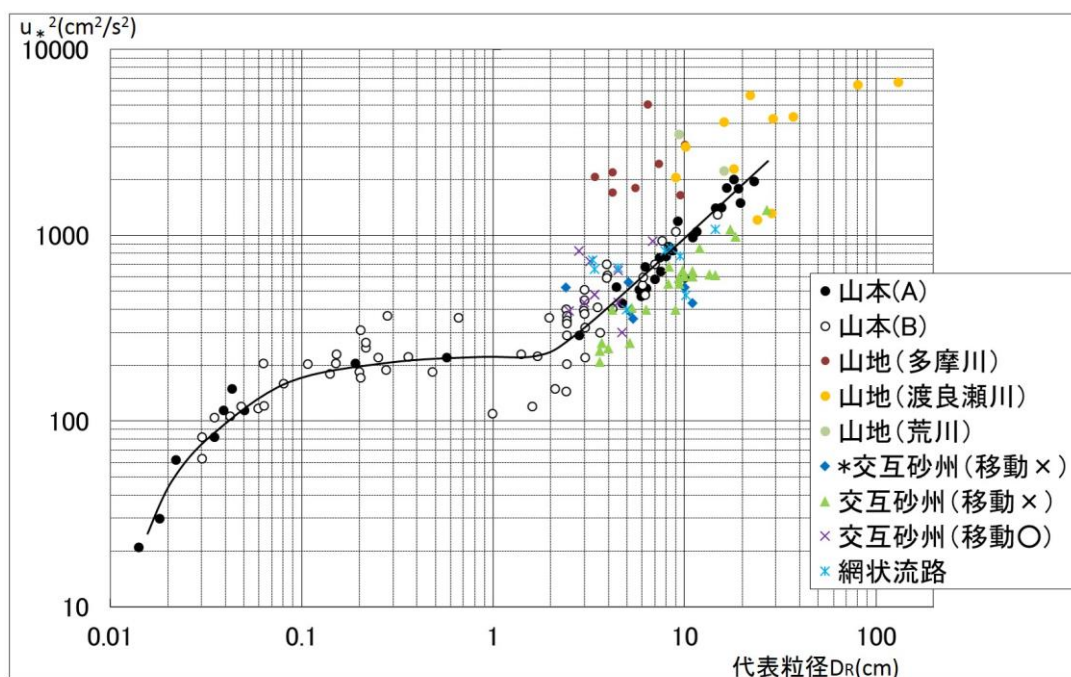


図 2-11 山本 川の代表粒径と摩擦速度関係図に本研究の調査結果をプロットしたもの (山本(A)及び(B)は礫径データの編集方法が多少異なるが大きな意味の違いはない)

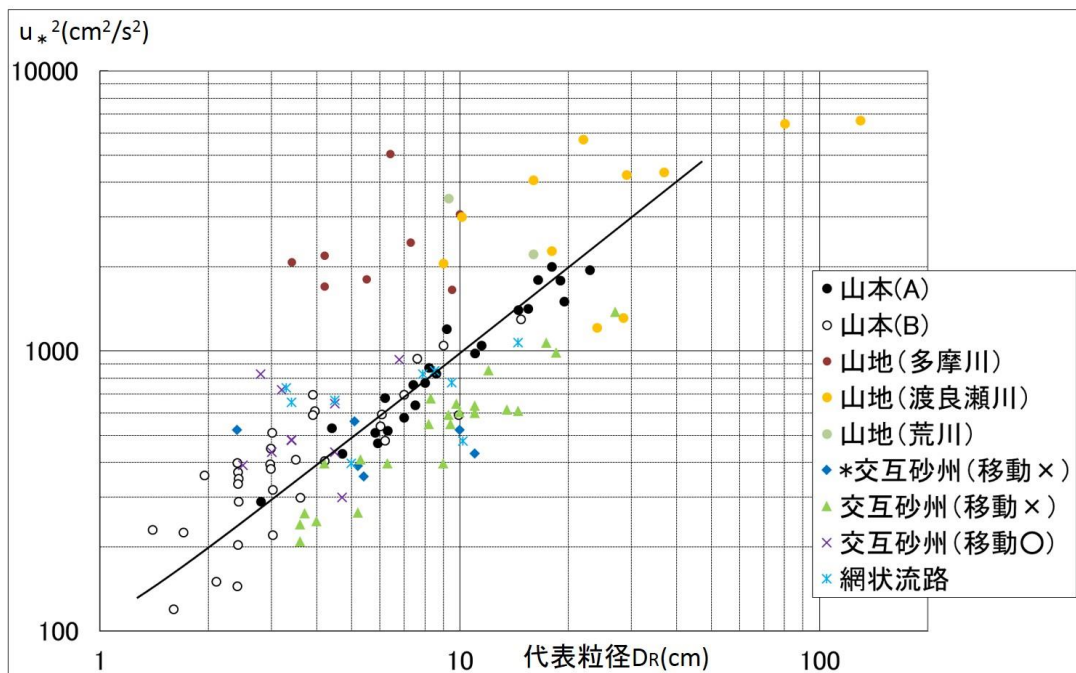


図 2-12 図 2-11 の山間部から扇状地部分にかけて拡大したもの

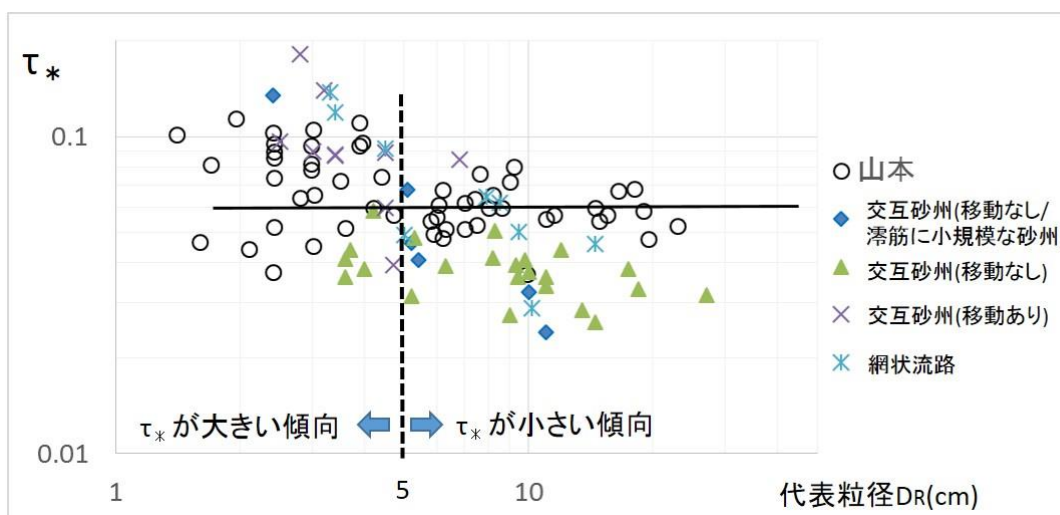


図 2-13 山本<sup>1)</sup>の  $\tau_*$  と礫径の関係に本研究の結果をプロットしたもの

# 第3章

---

## 定常流量を通水する実験

### 3-1. 実験の目的と概要

前章では8河川の48地点のデータを用いて河床形態と水理量について整理し、過去からの河床形態の変化についても明らかにした。その結果、特に図2-7のように水理量と河床形態が対応しているという結果を得ており、さらに図2-12のように網状流路の多くが移動していない交互砂州へと変化した事を明らかにした。このような河床形態の変化の原因や水理量による河床形態の違いが図2-7のように現れる理由について考察するには、水路実験によって交互砂州から網状流路へ、あるいはその逆へという変遷の過程やその条件について把握する事が有効であると考え、水理実験を実施した。

交互砂州に関する実験は第1章で示したように数多く行われてきたが、本実験では現地調査で得られた水理量の範囲内で多数の実験を行う事とした。現地河川と同様の水理量にする際の相似則について、本研究では $(B/H) I^{0.2}$ 及び $\tau_*$ を図2-7の状況に近づけるようにした。交互砂州の発生やその特徴にとっては川幅水深比が最も重要なパラメータであるためこれを用い、また流砂現象を支配する $\tau_*$ を併せて用いる事で、波長や波高及び移動性について相似性が得られる。さらに、交互砂州の発生領域を $7 < (B/H) I^{0.2} < 30$ とした黒木ら<sup>1)</sup>の考えに基づいて、 $(B/H) I^{0.2}$ 及び $\tau_*$ を使用する事とした。このパラメータは近年交互砂州の実験で多く使用されている<sup>例えば2)</sup>。また、第2章の現地観測結果をプロットした図2-7等で、現地河川の河床形態を $(B/H) I^{0.2}$ 及び $\tau_*$ によって良好に区分できた事も、このパラメータを採用した理由である。

このようにして表3-1に示す15通りの水理量を選定し、それぞれの実験を行う事にした。表3-1の水理データと図2-7との対応関係を図3-1に示す。この15通りの実験において、例えば実験A-1からA-3（以降実験A群と表記する）では同じ勾配として、A-1からA-3まで各々異なる流量を通水した。実験B群からE群でも同様である。

実験には長さ5m、幅30cmの可変勾配水路を用いた（図3-2参照）。水路の元々の幅は

表 3-1 実験に用いた水路

実験名	実施日	流量(l/min)	勾配(1/)	水深(mm)	$\tau_*$	$B/H I^{0.2}$
A-1	20140919	15.4	100	5.49	0.058	21.73473
A-2	20140905	26.9	100	7.68	0.082	15.55304
A-3	20140519	36.1	100	9.16	0.097	13.03654
B-1	20140623	12	80	4.42	0.059	28.22364
B-2	20140623	20.7	80	6.14	0.082	20.34884
B-3	20140516	28.6	80	7.45	0.099	16.76109
C-1	20140515	8.3	57	3.21	0.060	41.66189
C-2	20140513	13.1	57	4.22	0.078	31.68276
C-3	20140512	19.3	57	5.32	0.099	25.11027
D-1	20140320	5.4	40	2.23	0.059	64.44667
D-2	20140324	9.2	40	3.06	0.081	46.81274
D-3	20140414	13.1	40	3.79	0.101	37.86814
E-1	20140910	4.2	32	1.79	0.059	83.78036
E-2	20140526	6.7	32	2.37	0.079	63.30629
E-3	20140523	10.1	32	3.03	0.101	49.48789

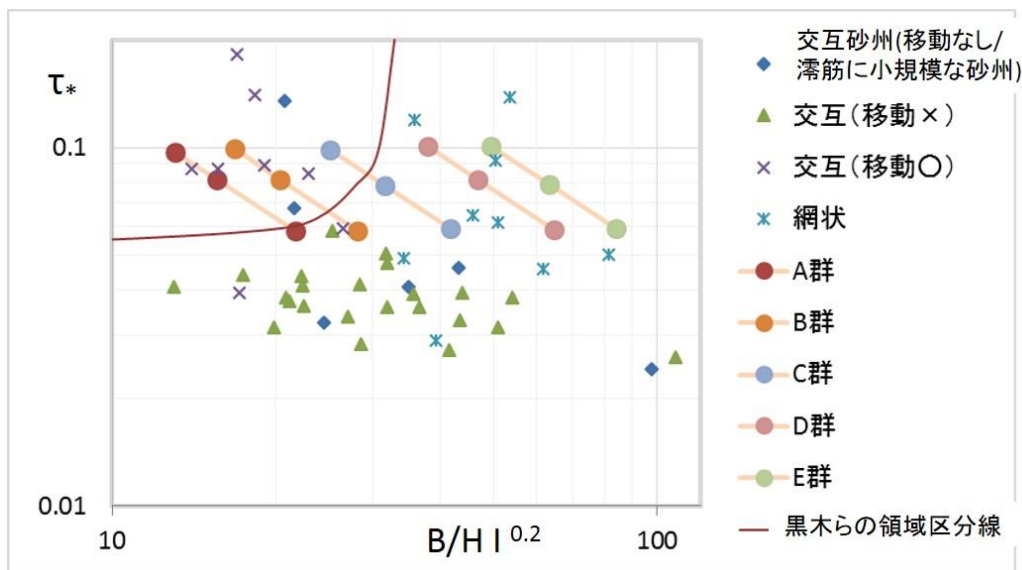


図 3-1 実験の水理量と図 2-7 との対応関係

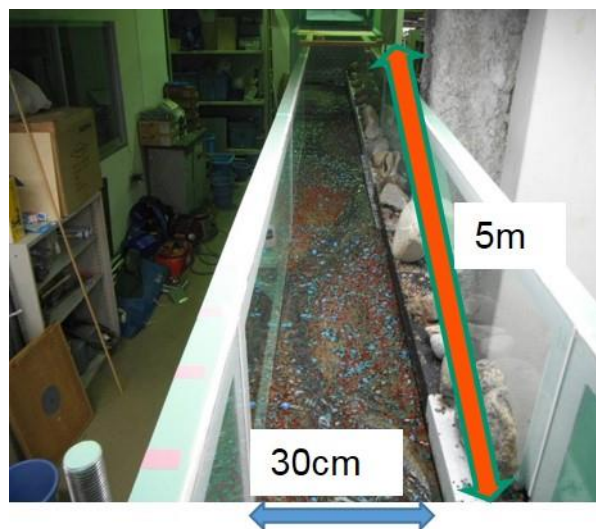


図 3-2 実験に用いた水路

40cm であるが、これを 30cm に狭めて使用している。5m という長さは実験準備や操作、記録が容易である一方、一般的に砂州の実験に用いられる水路と比較すると短い。上流側 1m 程度は助走区間として考えると実質的に砂州が形成されるのは 4m 程度であり、交互砂州が形成された場合に 1 波長から 2 波長程度しか形成されない。しかし著者が様々な規模の水路実験を視察した結果、形成された砂州の特徴は長い水路と比較してさほど異なっておらず、また後述する数値シミュレーションでは水路の長さを 2 倍にして計算を行ったが、生じる現象にさほど大きな違いは見られなかったため、長さは短いものの生じる現象の本質は概ね捉えられていると考えた。

実験はまず、2013 年の 2 月から 8 月にかけて数十通りの実験を行った。河床材料として一様砂を用いた実験と混合砂を用いた実験を行い、粒径を様々な変えて実験を行い、この段



階で本研究で明らかにした現象のほとんどを捉える事ができた。しかし、実験の記録方法や実施方法について多くの改善点を発見したため、2013年の実験を予備実験として、2014年の3月から9月にかけて再び実験を行い、これを本実験とした。

次に、実験の具体的な方法について記す。河床材料としては、4号珪砂( $D_{60}=0.58\text{mm}$ )を用いており、これは交互砂州の実験に一般的に用いられる粒径である。通水前にこの砂を河床に堆積厚が5cm程度になるように平らに敷き詰めた。この段階で水路内の4箇所河床の高さをポイントゲージを用いて測定し、測定した4箇所の差が2mm以内になるまで均一に均した。次に通水開始直前には、上流側のタンクの水位が一定になるように十分な時間をかけ、水位が安定した段階で通水を開始した。通水開始直後には、通水開始直前に河床高を測定した4箇所水面高を計測し、水面高から河床高を引く事で各箇所の水位を算出した。4箇所の水位を平均したものをその実験における水深とし、この水深を使って式(2-1)から(2-4)によって各種の水理量を算出した。ただし水深が3mm以下になった実験の場合、4箇所の水位の値のバラつきが大きくなったため、その他の実験で流量と水位の関係から求めた粗度係数 $0.02(\text{m}^{-1/3} \text{ s})$ を用いて式(2-1)から(2-4)によって水深を求めた。

通水中は下流端より1.5mと3.5mの位置で、水路の全体を捉えるようにビデオ撮影を行った。これと併せて10分おきに河床のスケッチを行い、必要な場合はさらに短い間隔でもスケッチを行った。また、下流端で図3-3のように0.165mmの篩を用いて土砂を捕捉し、5分おきに捕捉した土砂の重さを計測しつつそのまま上流端から投入した。上流端からの給砂の際には、木枠の中で土砂を横断方向に均一に均してから給砂した(図3-4参照)。

通水時間は60分と定めた。これは、予備実験の結果、どの実験ケースにおいても波長や下流端で捕捉した流砂量といった観点で一応の平衡状態に至ったと判断できる時間であったため、60分と設定した。60分の通水中には、第1章で述べたような複列砂州から交互砂州へのモード減少という現象が確認できるケースもあったが、60分後にはその変化は概ね

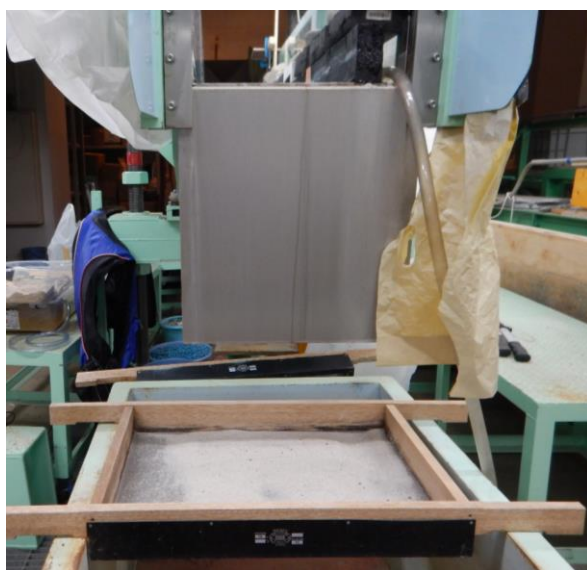


図 3-3 水路下流端で篩により土砂を捕捉する状況

終了し、一応の平衡状態に至ったと判断した。また、一部の実験では 60 分間の通水終了後に河床の高さを縦断方向 10cm おき、横断方向 2cm おきに、水路全面にわたって計測した。



図 3-4 水路上流端では木枠の中で土砂を横断方向に均一に均してから給砂した

### 3-2. 実験結果と考察

#### 3-2-1. 通水開始初期の河床形態

通水開始後、初期に形成された河床形態は 60 分後のものとは異なるため、まず各実験で通水開始後初期に形成された河床形態とその特徴について示す。図 3-5 に示すように、一部の实验では通水開始直後に複列・多列の砂州が形成された。河床形態の判別方法について、水路全体の半分以上にわたってある河床形態が形成された場合、その河床形態が形成されたと判断した。また、図 3-5 のように 4 列の多列砂州が形成されたケースもあったが、3 列



図 3-5 実験開始直後に形成された 4 列の多列砂州 (実験 E-2, 開始 4 分後)

以上の場合は3列か4列かを判別するのが難しい場合が多かったため、「多列砂州」と判断する事にした。

このようにして河床形態を判断した結果が図 3-6 である。ここに示す通水開始初期の河床形態は通水開始の遅くとも15分後までには形成された。図 3-6 には黒木ら<sup>1)</sup>の交互砂州と複列砂州の境界を赤い曲線で示し、また、その考え方を応用してモード2とモード3の砂州の形成境界（すなわち複列砂州と多列砂州との境界）も計算して求めたため、これを青い曲線で示した。開始直後に形成される河床形態は線形安定解析の適用範囲内であるため、形成領域区分と本実験で形成された河床形態とは概ね一致しているが、特に実験 A-1 及び B-1 では複列砂州領域であるにもかかわらず交互砂州が形成されている。これは第2章で述べたように、黒木ら<sup>1)</sup>の線形安定解析はその基礎式で流砂関数  $\phi$  として

$$\phi = 8(\tau_{*0} - \tau_{*c})^{1.5} \quad (2-6)$$

という形式を用いており、限界掃流力の付近では流砂関数  $\phi$  が極小さい値になるため、限界掃流力付近に区分線を適用する事は意図されていないと考えられ、実験結果との乖離が生じていると考えられる。実際には川幅の全体を平均して限界掃流力付近であっても、河床形態が現れるために水流が集中する部分とそうでない部分が生じ、水流が集中している場所では大きな掃流力が作用して河床形態が形成される。しかしその段階での現象はもはや非線形の領域であり、線形安定解析が対象としている場ではない。

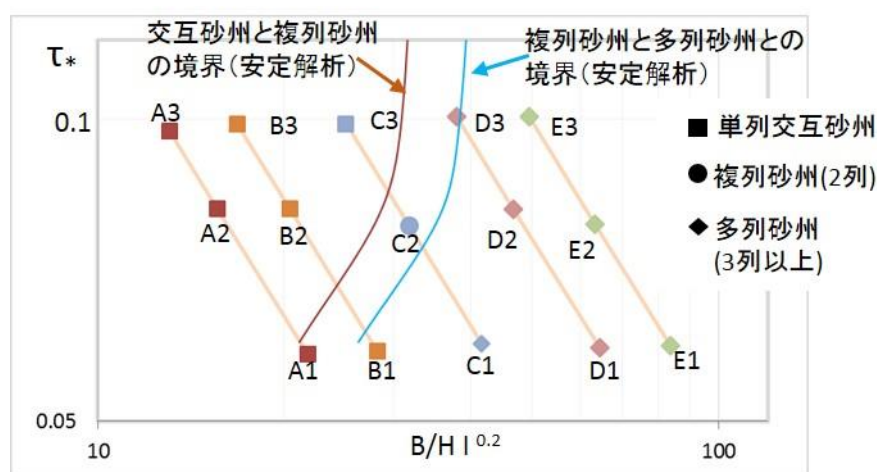


図 3-6 通水開始初期に発現した河床形態  
赤と青の曲線は黒木ら<sup>1)</sup>の砂州形成領域区分境界

### 3-2-2. 通水中の河床形態の遷移

通水初期に複列・多列砂州が形成されたケースでは、通水を継続するにつれてモード減少

が進行し、徐々に交互砂州へと移行していった。その進行過程は竹林ら<sup>3)</sup>や渡邊ら<sup>4)</sup>が実験で明らかにしたのと同様であり、複列砂州の左右対称性が徐々に崩れ、最終的に一本の主流線にまとまっていった。このような複列砂州のモード減少が生じる理由について、竹林ら<sup>3)</sup>は以下のように述べており、これは本実験の状況と同様である。

「複列砂州の不安定性は、その左右対称な形状特性にあると考えられる。複列砂州の発生初期の波高が低いときには、水路中央への流れの集中は弱く、左右の流れに非対象性が存在してもその差は小さいため、複列砂州は左右対称な形状を保つ。しかし、波高が発達し、水路中央における流れの集中が強くなると、左右の流れの差が大きくなり、左右対称な形状は不安定になり、左右どちらかの流れが卓越する。」

通水終了時の河床形態について、これが網状流路（あるいは複列砂州）か交互砂州か明確でない場合には、実験終了直後に、平水時を想定して通水時の10分の1程度の流量を短時間通水し、現地河川と同様に他の水みちと上下流端が接続している水みちの本数から判断した。その結果、全ての実験で最終的な河床形態は交互砂州と判断された。ただし、通水初期に交互砂州が形成されたものと複列・多列砂州が形成されたものとは、最終的に形成された交互砂州の状況に関して大きな違いが見られたため、これについて検討する。

### 3-2-3. 通水中の砂州の移動性

図3-7と図3-8に示したのはそれぞれ実験A-3とD-3のスケッチである。砂州の前縁線を実線で描き、主要な流砂の状況を点線と矢印で記した。図3-7で実験A-3の砂州の前縁線は、赤い点線で示したように徐々に下流方向へと移動しているが、図3-8で実験D-3の砂州の前縁線は赤い点線で示したようにほとんど移動していない。同様にして、砂州前縁線の位置について時間を追って記したものが図3-9であり、このような図は砂州の走時曲線と呼ばれる。図3-9では砂州前縁線の下流端の位置を示した。図3-9から明らかなように、初期に交互砂州が形成されたケースはいわゆる通常の交互砂州であり、下流方向に向かい移動していた。ところが初期に複列・多列砂州が形成されたケースではほとんど移動していないか、移動した場合でも継続的な移動ではなく断続的な移動であった。

このような移動性の違いは、両者で砂州の流砂の状況が大きく異なっている事に起因している。例として、初期に交互砂州が形成された実験を代表してA-3、初期に複列・多列砂州が形成された実験を代表してE-3を選び、各々の通水終了時の河床コンター図に、通水終了直前のスケッチを基に前縁線(実線)と流砂の状況(矢印)を加筆したものが図3-10である。図3-10から、A-3では主に砂州の比高が高い部分で流砂が見られ、前縁線の下流端に向かってこれが発散するような状況になり、この流砂によって前縁線が徐々に下流に向かって移動していた。その一方で、複列砂州経由の実験E-3では、主に砂州の比高が低い部分で流砂が見られた。砂州の中央部分で小規模な流砂が分岐し、これが比高の高い部分の流れ、この小規模な流砂によって前縁線が下流方向に移動するという事は断続的に見られたものの、大部分の流砂は前縁線に沿った比高の低い部分に集中したため、実験A-3のような前

縁線の継続的な移動は見られなかった。

以上の移動性の違いに関する傾向は実験 A-3 と E-3 のみならず，その他の実験でも同様であった。すなわち初期に交互砂州が形成された実験は下流方向に向かい継続的に移動するが，初期に複列・多列砂州が形成された実験ではほとんど移動せず，この移動性の違いはそれぞれの砂州の構造の違いに起因している。

なお，2013年に実施した予備実験では初期に複列砂州が形成されて交互砂州に遷移した実験について，上流端からの給砂を行わずに通水を継続した結果，図 3-10 下段に示したように比高が低い部分のみを土砂が移動するようになった後に，交互砂州が移動を継続した。これは上流からの土砂供給が不足した結果，河原の上流側に相当する部分が侵食を受け，流砂が前縁線を横断する部分（平水時の早瀬に相当する部分）が徐々に下流方向に移動していくためである。

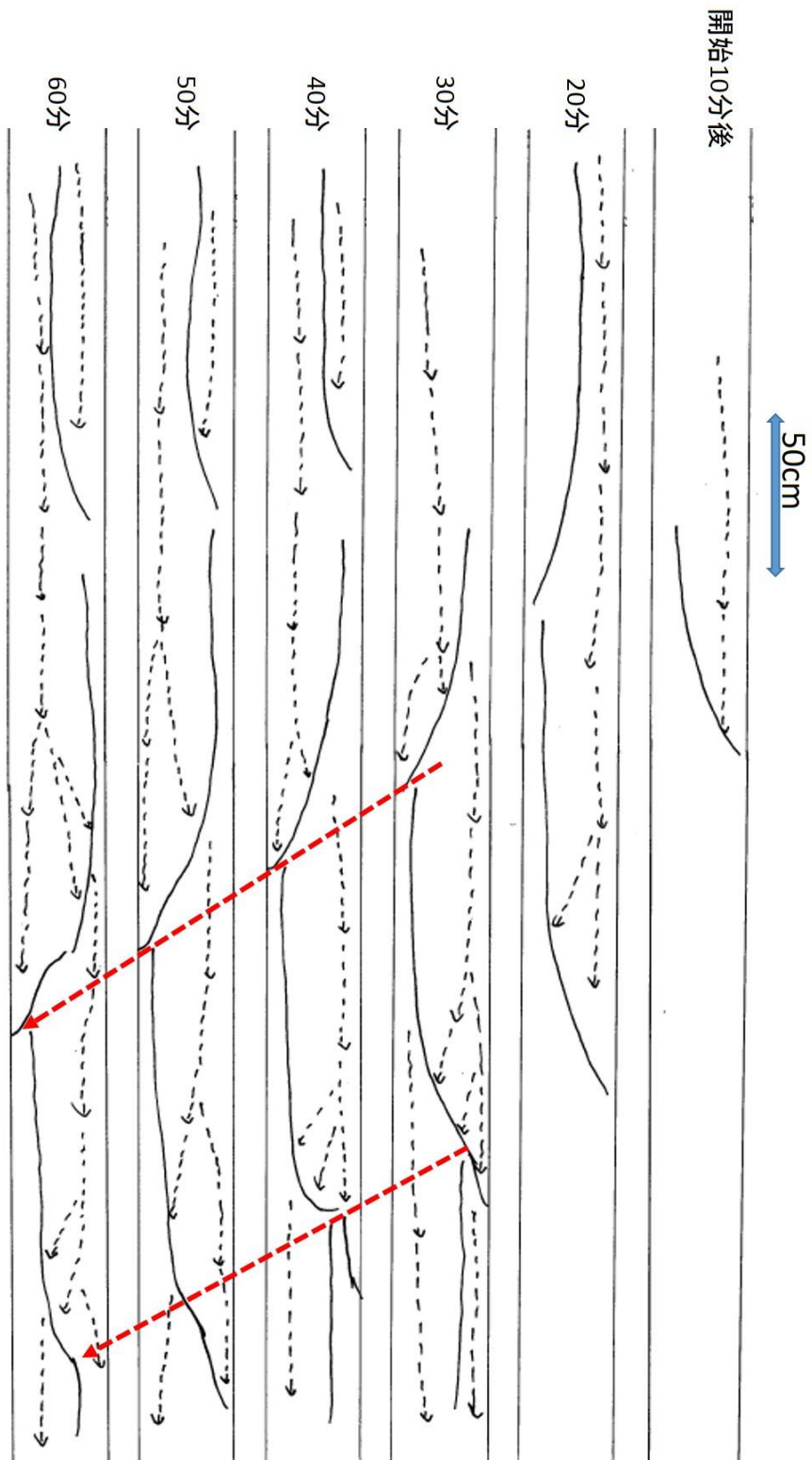


図 3-7 実験 A-3 のスケッチ

実線は砂州の全縁線，点線の矢印は流砂を表す

砂州の全縁線は赤点線のように時間と共に下流方向へと移動している

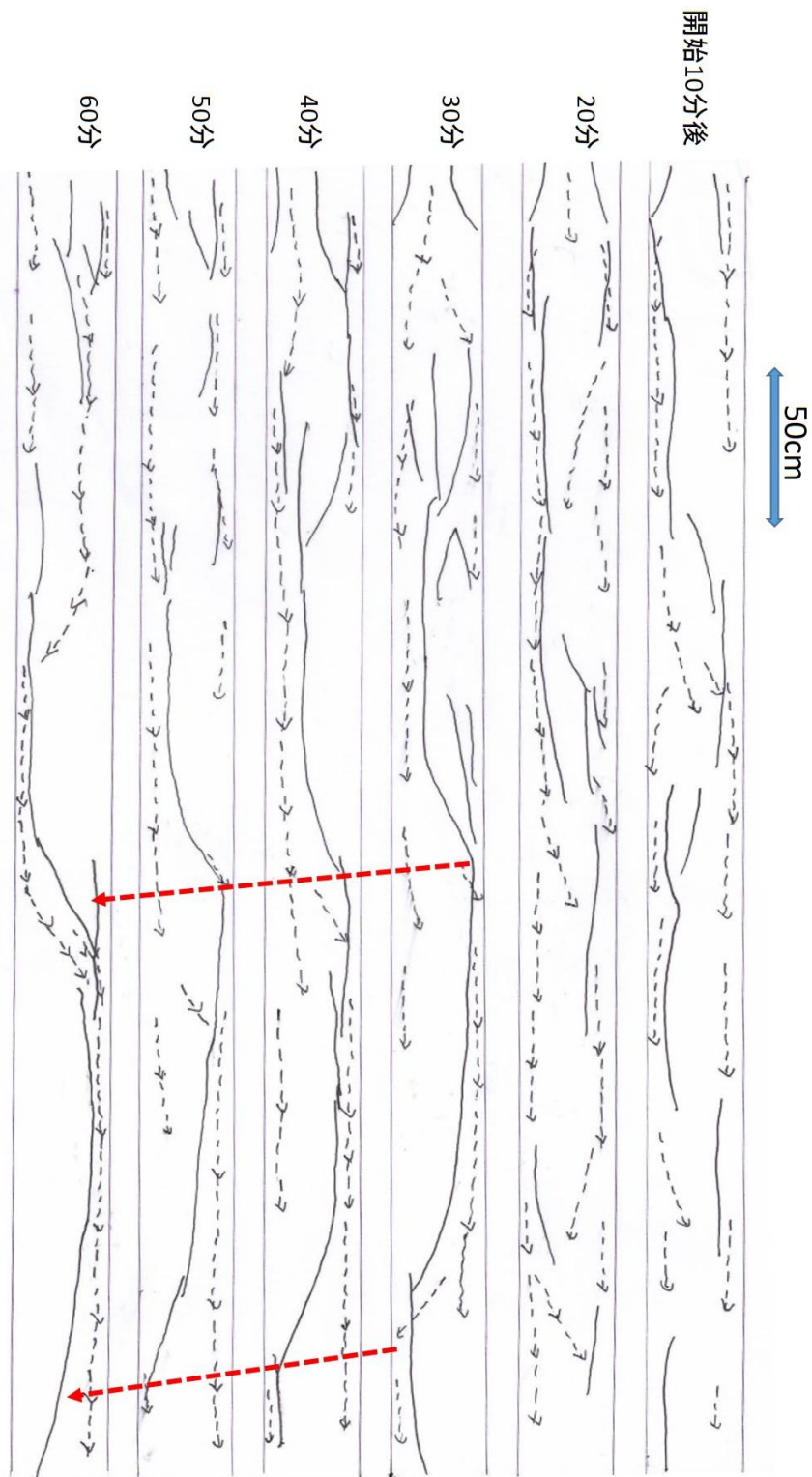


図 3-8 実験 D-3 のスケッチ

実線は砂州の全縁線，点線の矢印は流砂を表す  
 砂州の全縁線は赤点線で示したように断続的な移動である

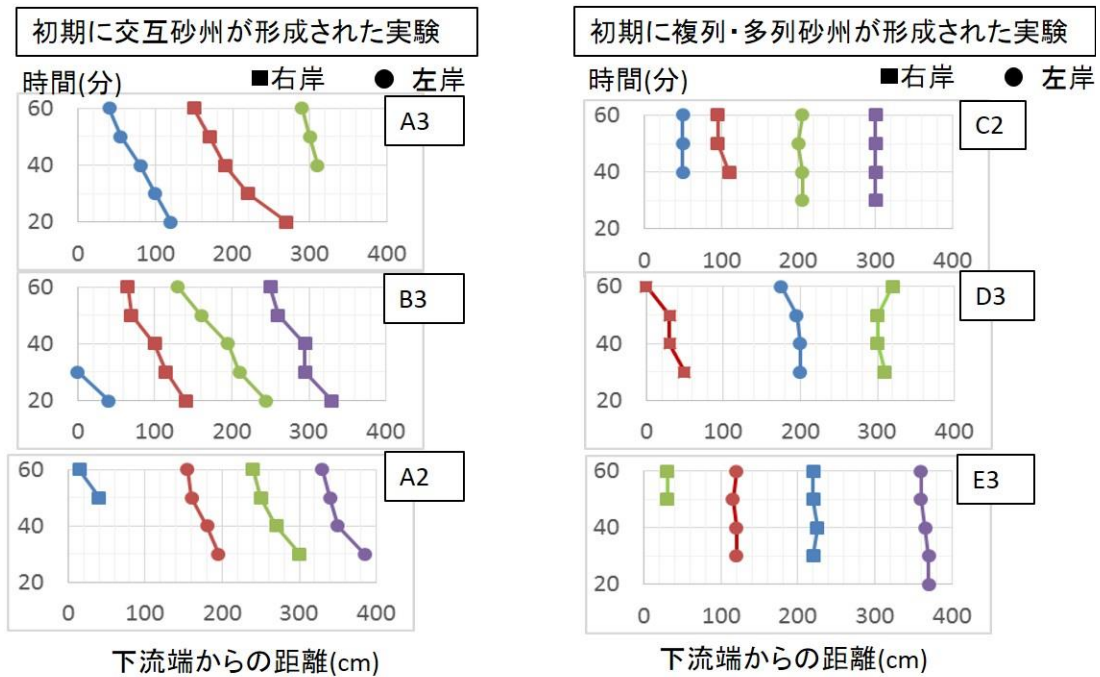


図 3-9 各実験砂州の走時曲線

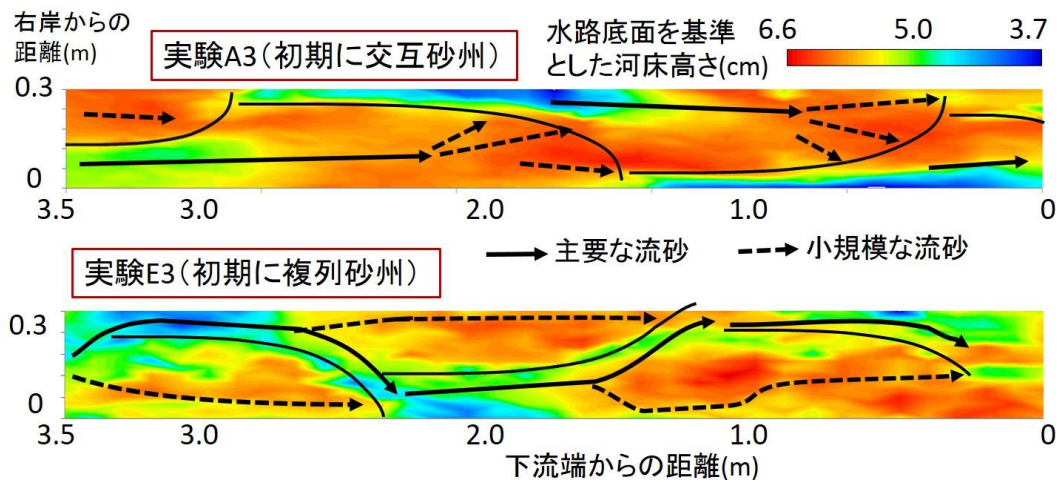


図 3-10 実験 A-3 及び E-3 終了後の河床コンター図に流砂の状況を加筆したものの実線で前縁線を、矢印で流砂の状況を示した



### 3-2-4. 波長と波高について

初期に交互砂州が形成されたケースと複列・多列砂州が形成されたケースとでは、最終的に形成された交互砂州の波長と波高についても違いが見られた。本実験の波長と波高の計測方法について、波長は実験終了直前のスケッチから各々の砂州の波長を算出し、これらを平均して求めた。波高については、半波長内で最も低い部分（淵に相当する部分）を含む横断面形状を計測し、横断面内の最高点と最低点の差をその半波長の波高と考え、全ての横断面でこれらを平均したものをその実験における波高とした。

次に、本実験と同じ方法で波長と波高を計測した藤田ら<sup>5)</sup>及び池田<sup>6)</sup>の実験結果の波長及び波高と、本実験の結果とを比較する。藤田ら<sup>5)</sup>及び池田<sup>6)</sup>の実験は交互砂州の形成水理条件下で行われており、交互砂州経由と考えられる。図 3-11 において、波長  $\lambda$  は川幅  $B$  で除して無次元化し、波高  $Z$  は水深  $h$  で除して無次元化した。本実験の結果は、波長と波高が明確なものについて、交互砂州経由と複列砂州経由とを分けて表示した。

図 3-11 から、初期に交互砂州が形成された実験では、波長、波高共に先行研究と同様かやや波高が大きい程度であるが、初期に複列・多列砂州が形成された実験では無次元波高が大きい。絶対的な波高は両者で大差はないが、水深が比較的浅いために、初期に複列・多列砂州が形成された実験では無次元波高が大きくなっている。図 3-10 下段のように流砂が比高の低い部分のみで見られるのもこのためである。波長については先行研究とは大差ない。

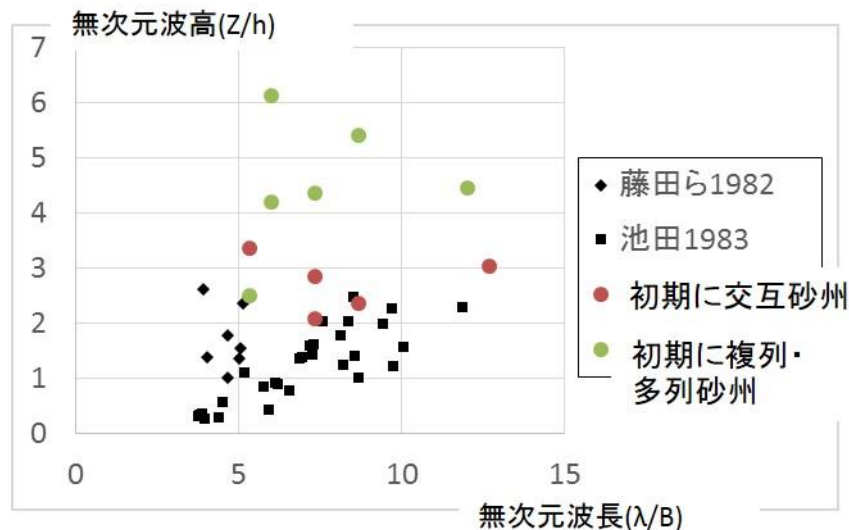


図 3-11 波長と波高について既往研究との比較

### 3-2-5. 流砂量について

実験中には下流端で 5 分おきに流砂量を計測したため、その結果について示す。流砂量は図 3-12 のように、基本的に実験開始直後は少なく、徐々に河床形態が形成されるにつれて大きくなり、実験毎に異なるもののどの実験でも概ね通水開始 30 分後程度には一定の平

平衡状態に達した。その平衡状態に至った段階以降の 5 分毎の流砂量を平均したものを算出し、これをその実験の平衡状態における流砂量とした。同時に各実験の水理量を通水した場合に想定される流砂量を芦田・道上式<sup>7)</sup>で算出し、各実験の流砂量を芦田・道上式で計算した流砂量で割る事で無次元流砂量を算出したものが図 3-13 である。

図 3-13 には初期に交互砂州が形成された実験と初期に複列・多列砂州が形成された実験の結果とを別々に示した。図 3-13 から明らかなように、初期に複列・多列砂州が形成され

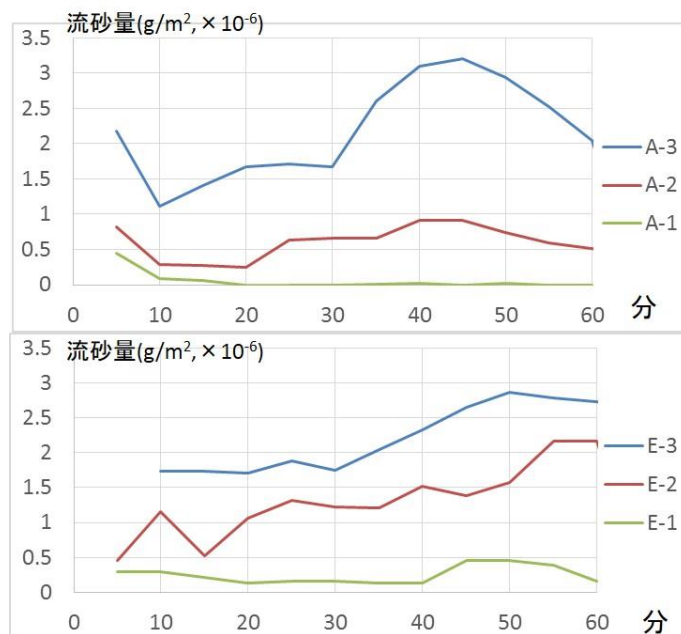


図 3-12 実験 A 群と実験 E 群の流砂量の時間的变化

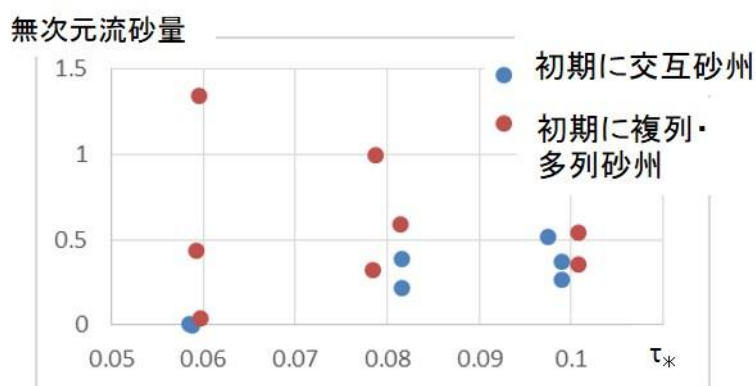


図 3-13 各実験の無次元掃流力と無次元流砂量  
(無次元流砂量は各実験の流砂量を芦田・道上式<sup>7)</sup>で想定される流砂量で除したもの)

た実験では無次元掃流力が小さい実験でも比較的無次元流砂量が大きい。これらの実験では掃流力が小さい場合でも比高の低い部分に流水が集中するため、流砂量が大きくなりやすいと考えられる。

### 3-2-6. 横断面形状について

実験で形成された地形について、その横断面形状は、初期に交互砂州が形成された実験と初期に複列・多列砂州が形成された実験とで異なっていた。代表して実験 A-3 と実験 E-3 の状況について示す。

まず、実験 A-3 終了時の一波長の横断面を平均したもの（図 3-14 下段）と、交互砂州の淵及び平瀬に相当する部分のいくつかの横断面図（図 3-14 中段）を示す。横断面を平均した形状（図 3-14 下段）はいわゆる蒲鉾型になっており、既往研究<sup>5)</sup>の通りである。実験 A-3 では交互砂州の発散部の土砂の堆積によって前縁線を形成しているため、個々の横断形状（図 3-14 中段）を見ると前縁線付近が崖のように急になっている。すなわち主要な流水と流砂は崖の上の部分を下流方向へと通過し、より下流の前縁線の付近で土砂は堆積する。洪水減水期には流水と流砂が崖の下に落ち込むような状況になるが、これについては第 4 章で述べる。

次に、実験 E-3 終了時の一波長の横断面を平均したもの（図 3-15 下段）と、交互砂州の淵及び平瀬に相当する部分のいくつかの横断面図（図 3-15 中段）を示す。実験 E-3 の場合土砂の堆積によって前縁線を形成するというよりは、むしろ流れが滞筋を削り込む事によって前縁線の段差を形成しているため、前縁線の段差は横断面内の中央付近に位置し、切り立っている。横断面の平均は図 3-14 のような蒲鉾型とはなっていない。このような特徴は初期に複列・多列砂州が形成された他の実験ケースでも同様であり、既往研究<sup>2)</sup>の結果とも一致する。

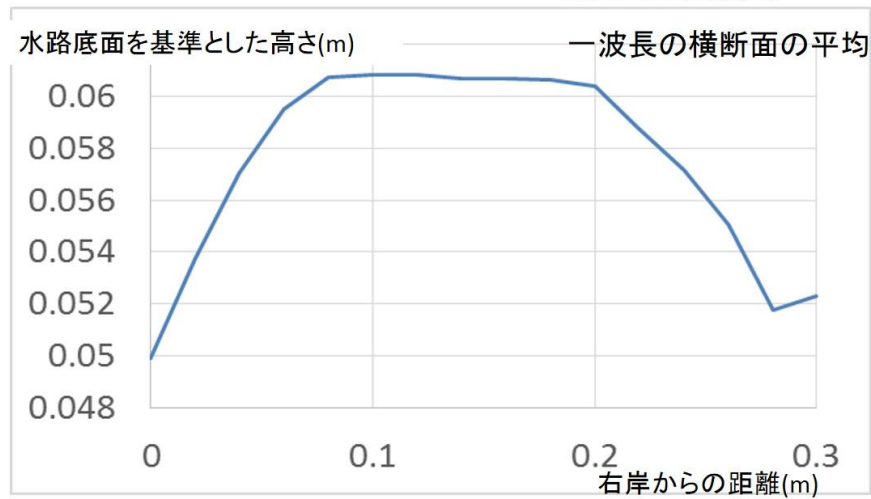
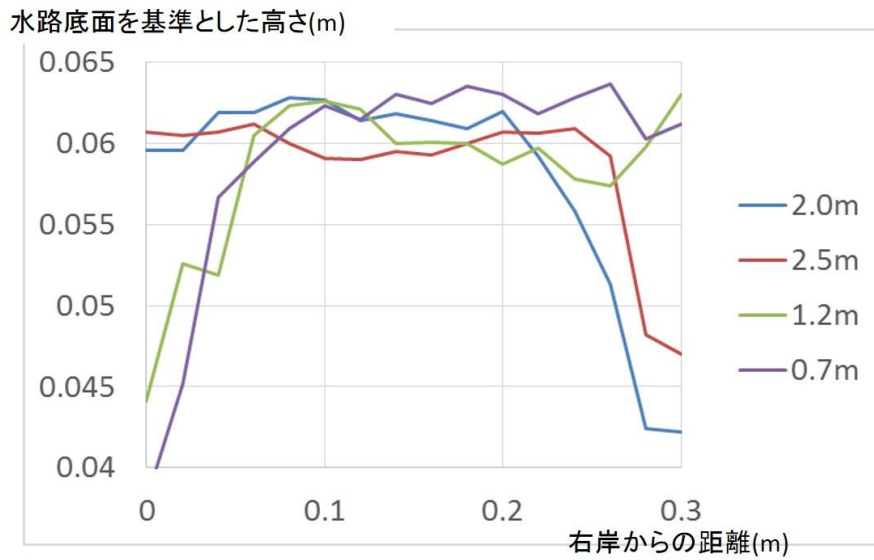
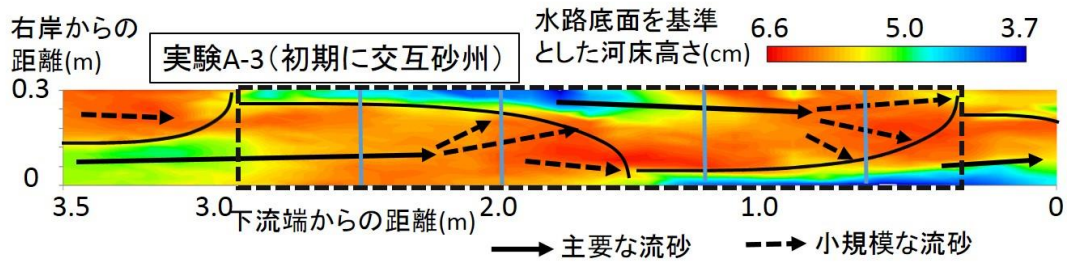


図 3-14 実験 A-3 の通水終了時の横断面  
 上段のコンター図中の青い線で示した 4 つの横断面が中段  
 コンター図中の黒い点線で囲った一波長の横断面を平均したものが下段

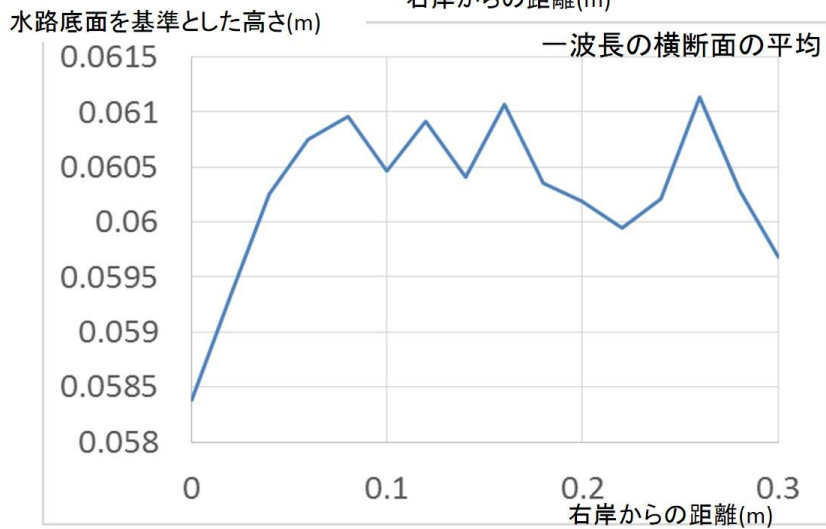
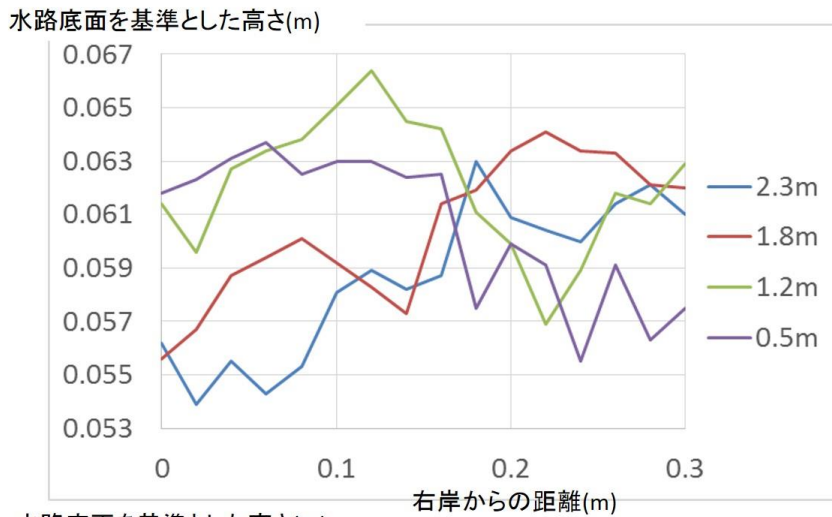
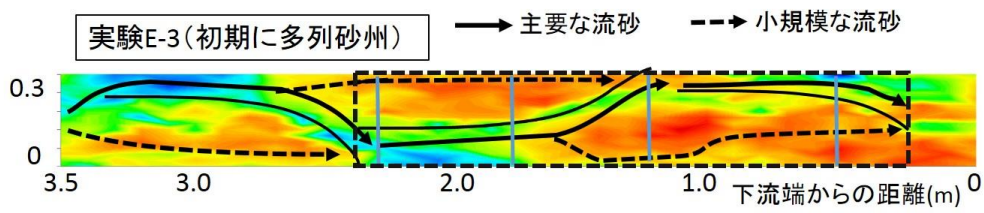


図 3-15 実験 E-3 の通水終了時の横断面

上段のコンター図中の青い線で示した4つの横断面が中段  
コンター図中の黒い点線で囲った一波长の横断面を平均したものが下段

### 3-2-7. 数値シミュレーションを用いた現象の確認

本実験で見られた現象が一般的に生じる事を確認するために、実験と同様の条件で数値シミュレーションを行い、現象の確認を行った。計算には河川シミュレーションソフト「iRIC」<sup>8)</sup>を用い、「Nays2D」というソルバーを用いた。本ソフトウェアの流れや河床変動に関する基礎式等については文献<sup>8), 9)</sup>に詳細に記されているのでこれを詳述する事は避け、本研究で行った具体的な設定について述べる。

流量、礫径、勾配、川幅、計算時間等の設定は実験（表 3-1 参照）と同じ設定とし、15 通りのシミュレーションを行った。ただし水路長は実験が 5m であるのに対し、シミュレーションでは 10m と長く設定した。さらに、実験 A-3 及び実験 D-3 では、 $(B/H)I^{0.2}$  と  $\tau_*$  を同じに保ったまま川幅を 20cm と 40cm に設定したシミュレーションを行い、川幅の違いによる河床形態の特徴の違いについて考察した。

なお、初期の河床地形について、河床形態を発生させるために、通水前に河床に微小な攪乱を与えた。その与え方については様々な方法があるが、ここでは竹林ら<sup>3)</sup>を参考に、水路の上流端の右岸側に川幅の 1/3 程度かつ粒径の 1/3 程度の高まりを縦断方向に 30cm 程度にわたり設定した。この攪乱が徐々に発達して河床形態を形成していった。また境界条件について、周期境界条件を用いると交互砂州が形成された際に生じる下流端での水流と流砂の偏りが上流端に影響し、波長や河床形態が不安定になったため、本シミュレーションでは周期境界条件を用いず、上流端からの給砂も行わない事とした。

このシミュレーションの結果を、例として実験 A-3 の場合及び D-3 の場合について図 3-16 に示す。図 3-16 について、同じ実験のスケッチである図 3-7 及び図 3-8 と比較する。

実験 A-3 の場合では、川幅が広いほど砂州が形成されるまでに時間を要する傾向にあるが、60 分間の通水終了後の状況は波長や波高の観点で実験と大差なく、砂州の移動も継続した。なお、各実験のコンターについては 60 分間の通水終了後の河床高について初期河床高との差について示しており、各実験の 60 分の時点における最も高い場所を赤、最も低い場所を青としている。そのため各実験のコンターの凡例の最大値と最低値の差から概ね波高を把握できる。実験 A-3 では川幅の違いによる波高の違いは小さい。

一方実験 D-3 では、通水初期にどの川幅のケースでも 6 分後には多列砂州が形成され、概ね 30 分後までには交互砂州へと遷移した。波長について、20cm と 40cm のケースでは妥当な波長となったが川幅 30cm の実験 D-3 ではいくつかの砂州が統合されて波長が極端に長くなった。また、一旦波長が安定した後には、実験と同様に砂州の移動がほぼ生じていない。

なお、付録には本章で示す事ができなかった計算結果も示しているが、シミュレーションでは特に  $\tau_*$  の小さい場合に、60 分間の通水では十分な平衡状態には至らなかった。これは、流砂運動が大きくないにも関わらず上流端のみで攪乱を与えているためと考えられる。また、実験 E 群では 60 分の間に交互砂州には遷移しなかった。これも初期攪乱の与え方が影響していると考えられるが、詳しい理由については今後明らかにする必要がある。

以上から、数値シミュレーションの計算結果と実験結果とは完全に一致するわけではないが、波長や波高、また移動性の観点において概ね傾向は一致している。この結果は付録にも示しているように、その他の実験でも同様であった。また川幅の違いによる河床形態の差異について、実験 A-3 の場合、川幅が広いほど交互砂州が形成されるのに時間を要する傾向があるが、実験 D-3 の場合はそのような差異は見られなかった。

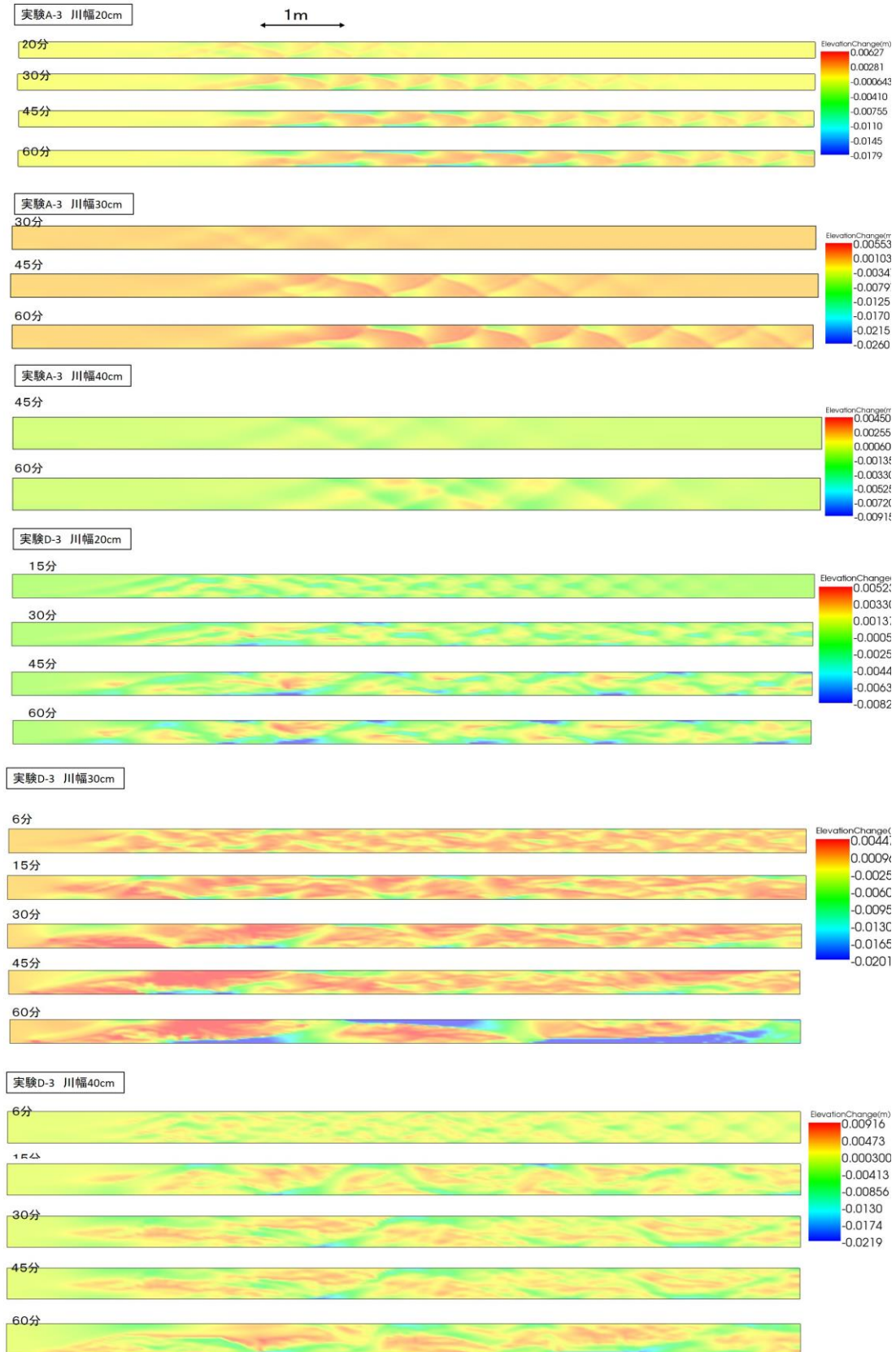


図 3-16 実験 A-3 と実験 D-3 を模擬したシミュレーション結果 (河床高の変化)



### 3-3. 第3章のまとめ

水理量の異なる 15 通りの実験を行った結果、通水開始初期に交互砂州が形成されるか、あるいは複列・多列砂州が形成されるかについては、概ね黒木ら<sup>1)</sup>の線形安定解析の結果と一致していた。通水を継続すると、初期に複列・多列砂州が形成された全ての実験で交互砂州へと遷移した。しかし初期に複列・多列砂州が形成されてそれが交互砂州へと遷移した場合の状況は、初期に交互砂州が形成された場合のそれとは異なり、流水と流砂が滯筋を削り込むようにして砂州前縁線を形成するため、比高が高い部分が浮州の状態となり、砂州の下流方向への継続的な移動は生じなかった。また、初期に複列砂州が形成されたケースでは比高が低い部分を集中的に土砂が移動するために、 $\tau_*$ が小さくても比較的流砂量が大きい。一方で交互砂州経由の交互砂州は比高が高い部分を土砂が移動するため、特に交互砂州の発散部で土砂の移動が小さく、 $\tau_*$ が小さい場合に流砂量もごく小さい値となった。

なお、本章では「初期に複列砂州が形成されて交互砂州に遷移した」と記したが、ここでいう交互砂州は、流れの収束と発散に伴い前縁線が形成されている訳ではなく、左右交互の滯筋は、滯筋の流路の流砂運動によって形成されているため、「蛇行流路」とも言え、竹林ら<sup>3)</sup>は「自己形成流路」と呼んでいるものである。そのような意味では水理学的には「交互砂州」とは言えないが、ここでは便宜的に交互砂州と表記した。

# 第4章

---

## 流量を減少させる実験

#### 4-1. 実験の目的と概要

前章では、定常状態では初期に交互砂州が形成されたケースと複列・多列砂州が形成されたケースとで最終的に形成された交互砂州の特徴が大きく異なる事を示したが、実河川においてこれらの河床形態やその構造が安定的に維持されるとは考えにくい。なぜなら、実河川では大小様々な規模の洪水が河床に作用する上に、一つの洪水でも増水期と減水期が存在するため、非定常性が強い場である。また、複列・多列砂州がモード減少によって交互砂州に移行していくとすれば、そもそもなぜ実河川に網状流路が形成されているのかが明らかでない。

このような問題意識の下に、第3章で行った交互砂州を形成する実験の後により小さい流量や大きい流量を通水する実験を行った。いくつかの予備実験を行った結果、ある流量で交互砂州が形成された後に流量が増加する場合には、直ちに大きい流量に対応した交互砂州へと波長等が変化した。この事は寺本ら<sup>2)</sup>の実験でも明らかにされている。そこで本実験ではある流量で河床形態が形成された後に流量が減少する場合に焦点を絞って10通りの実験を行った。

本実験では第3章の表3-1で示した15通りの実験において、60分間の通水を停止した後にさらに小さい流量を通水する実験を行い、詳細な検討を行った。具体的には、例えば実験A-3の60分間の通水を停止した後に、実験A-2の流量を30分間通水する。その通水を停止した後、さらに実験A-1の流量を30分間通水した。実験A-2でも同様に、60分間の通水を停止した後、A-1の流量を30分間通水した。ただし実験A-1の60分間の通水終了後には、実験A-1の無次元掃流力が既に十分に小さいため、これ以上流量を減少させる実験は行わなかった。この操作を、実験A群からE群の全ての実験で行ったため、合計10通りの実験を実施した。ここで、30分という時間はどの実験においても概ね平衡状態に達したと判断できる時間であった。また、減水の仕方、すなわち減水期間のハイドログラフによっても形成される地形が異なる事も示唆されている<sup>3)</sup>が、本研究ではいくつかのケースにおいて様々な減水方法を試したものの、減水の仕方によって形成された地形に大きな差異は認められなかったため、ここでは上記のように段階的に流量を低下させた。

#### 4-2. 実験結果と考察

実験の結果、実験A群及びB群と、実験C群、D群、E群とでは、結果が大きく異なっていたため、以下ではそれぞれ考察を進める。

##### 4-2-1. 実験A群及びB群の結果

図4-1には、実験A-3の場合を例として、A-3の通水終了後、A-2の流量で30分通水後、及びA-1の流量で30分通水後の状況を示した。図4-1から明らかなように、主要な流砂の

動きがやや上流側にシフトしているものの、前縁線の位置自体はほとんど変化しておらず、波長や波高に関しても、実験 A-3 の通水終了時の状況を保ったままであった。ただし、減水期には若干濡筋部分を削り込むような状況となっており、削り込んでいる部分が前縁線に沿っていないというも注目される。

その他の実験 A-2, B-3, B-2 の流量減少実験でもほぼ同じ結果であり、流量が減少しても砂州の構造そのものにあまり変化は見られなかった。この結果を実河川の場合に当てはめて考えると、ある交互砂州の形成流量で形成された砂州は、その後により小さい流量の作用を受けても大きく形を変える事はなく、移動する事もない、という事である。さらに、前章の実験結果から、形成流量と同等の流量を経験した場合には下流方向へと前縁線が移動し、先行研究<sup>2)</sup>から形成流量より大きい流量を経験した場合には、その流量に見合った波長や波高へと変化する事になる。

本実験の結果と図 2-7 で示した現地河川の状況とを対応させると図 4-2 のような関係である。現在移動していない交互砂州の中には、過去のより大きい流量を経験した際にその構造が形成され、最近ではそれに匹敵する規模の洪水を経験していないために移動していない箇所が多く存在すると考えられる。

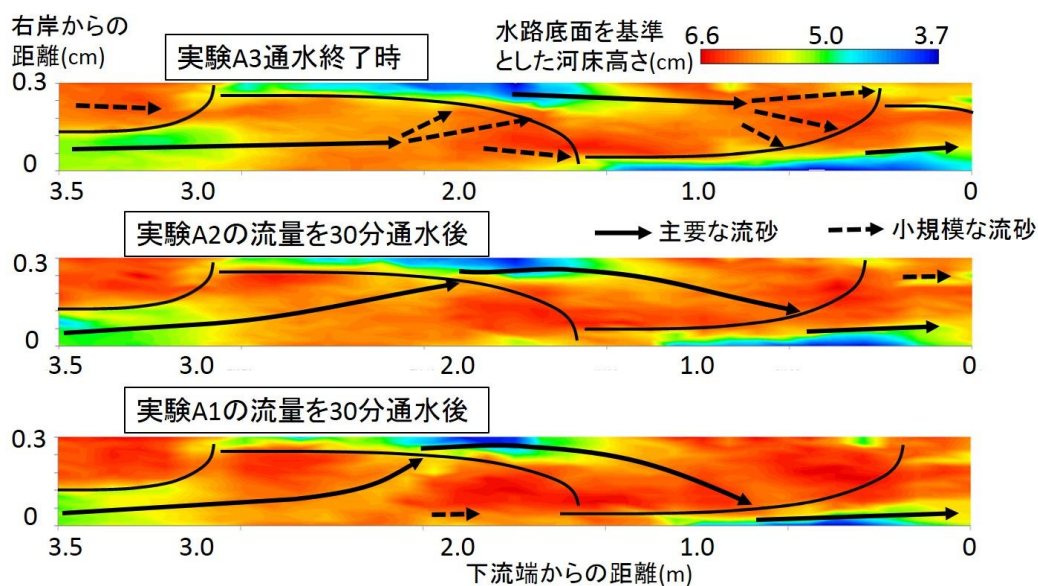


図 4-1 A-3 の通水終了後、A-2 の流量で 30 分通水後、及び A-1 の流量で 30 分通水後の状況（実線で前縁線を加筆，矢印で流砂の状況を示した）

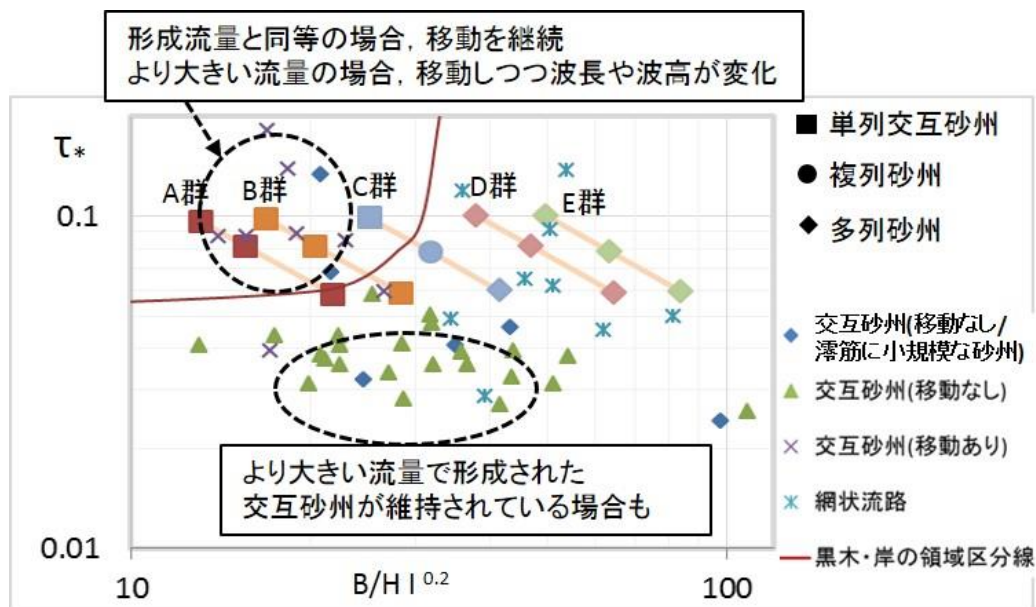


図 4-2 本実験の結果と図 2-7 で示した現地河川の状況との対応関係

#### 4-2-2. 実験 C 群, D 群, E 群の結果

実験 C 群から E 群の結果は、A 群と B 群とは大きく異なっていた。実験 C 群から E 群のうち、実験 C-3 では初期の河床形態が交互砂州であり、それ以外の実験は初期に複列・多列砂州が形成された実験である。

例として実験 E-3 の流量減少実験の結果を図 4-3 に示す。実験 E-3 の通水終了後の河床に実験 E-2 の流量で 30 分通水した結果（図 4-3 の上から二段目）、砂州の比高が高い部分の流砂がやや多かったため、この時点での河床形態は、第 3 章で述べた通水流量の 1/10 の流量を通水する方法によれば網状流路と判断された。ただし、砂州の構造自体はさほど変化していない事を考慮すると、ほぼ交互砂州の状況であると言える。

しかし、次に実験 E-1 の流量を通水すると、網状化が急速に進行した。その進行の初期段階においては、砂州の中央部分に見られる流砂の分岐が大きな役割を果たす。図 4-3 の上から三段目には、実験 E-1 の流量を通水開始して 10 分が経過した時点での流砂の状況を示した。実験 E-1 の流量では、無次元掃流力  $\tau_*$  が 0.06 程度であり限界掃流力に近い。この時交互砂州の発散部に相当する砂州中央の分岐部分は横断方向に平坦になっており、土砂が堆積しやすい状況である。そのためここに土砂が堆積し、分岐の位置がやや上流側へと移動する。その際に、元々前縁線を横断していた主要な流砂の勢いが弱まり、分岐の性質が強くなる。この事によって次第に左右交互であった砂州が変化し、分岐が発達してそれが様々な場所で生じる事により網状化が進行していった。その結果、図 4-3 の最下段に示した実験 E-1 の流量通水 30 分後の状況では、網状流路の様相を呈している。その後 2 時間程度の通水を継続しても、交互砂州には移行しなかった。これは、実験 E-3 通水終了時に形成された

比高が低い部分，すなわち交互砂州の淵に相当する部分に流水が集中して淵が同じ位置に残り続けるためと考えられ，これが埋まらないために不規則な網状流路が維持されていた。

このような状況は，C-3，C-2，D-3，D-2，E-2の実験でもほぼ同様であった。ただし，実験C-3では初期の河床形態は交互砂州であるが，流量を減少させたC-1の通水時には，図4-3の上から三段目と同様に分岐が生じ，結果的に網状流路が形成された。

実験A群及びB群と，C～E群に生じるこの差は，形成された交互砂州の構造，特に砂州上で流水と流砂が発散する部分の構造の違いに起因している。例として図4-3の場合では，発散部（図4-3の上から三段目の丸く囲った部分）が横断方向に平坦であり，横断方向のどの場所でも $\tau_*$ が0.06程度になるために，ここで土砂が堆積しやすく，これが網状化を引き起こす引き金のような役割を果たす。一方で実験A群及びB群の場合，図4-1のように，発散部が砂州の下流側に位置しており，また横断形状は蒲鉾型をしている。そのため横断方向に平均して $\tau_*$ が0.06程度になった時点でも，比高の高い部分から低い部分へと

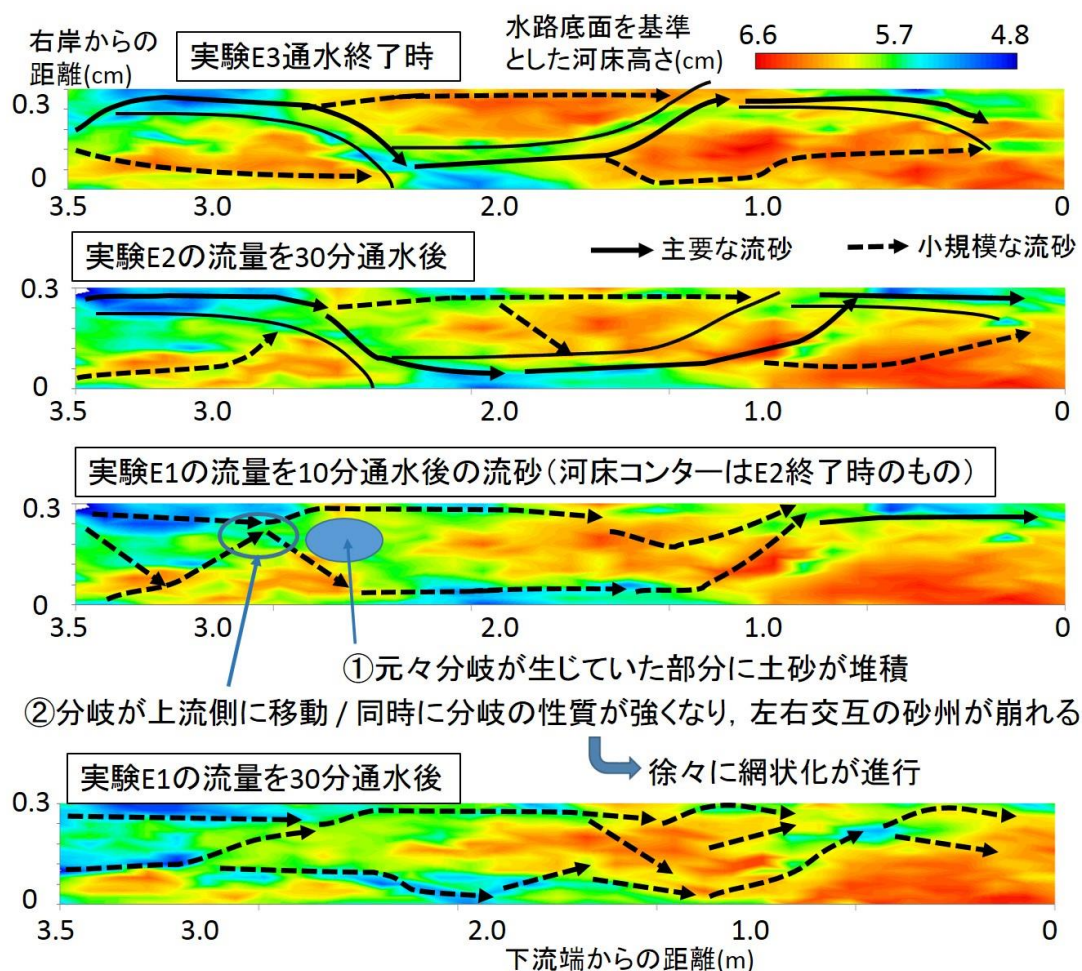


図 4-3 E-3 の通水終了後，E-2 の流量で 30 分通水後，及び E-1 の流量で 30 分通水後の状況（実線で前縁線を加筆，矢印で流砂の状況を示した）

流れが落ち込むような状況になり狭い滞筋が形成される。そのため土砂の堆積が生じにくく流路の分岐は生じず、網状化には至らなかった。

#### 4-2-3. 流砂量について

下流端で捕捉した土砂量から求めた流砂量についても、実験 A 群及び B 群と、C~E 群とで傾向が異なっていた。図 4-4 に実験 A 群と実験 E 群の流砂量の時間的変化の状況を示す。最初の 60 分間は各実験一定の流量で通水しており、その後例えば実験 A-3 では A-2 の流量で 60 分から 90 分まで通水し、90 分から 120 分まで A-1 の流量を通水した。すなわち実験 A-3 の 90 分から 120 分の間の通水流量は実験 A-1 の流量と同じである。それにも関わらず流砂量は A-3 の 90 分から 120 分の間のほうが格段に大きい。つまり、より大きい流量で形成された交互砂州に小さい流量を通水した場合の流砂量は、小さい流量のみで形成された河床形態の流砂量よりもかなり大きい。これは、大きい流量で形成した交互砂州は波高が高く、より砂州の形状が明確になるため、小さい流量を通水した時により滞筋の水面幅が狭くなり、局所的に大きな掃流力が作用するためである。

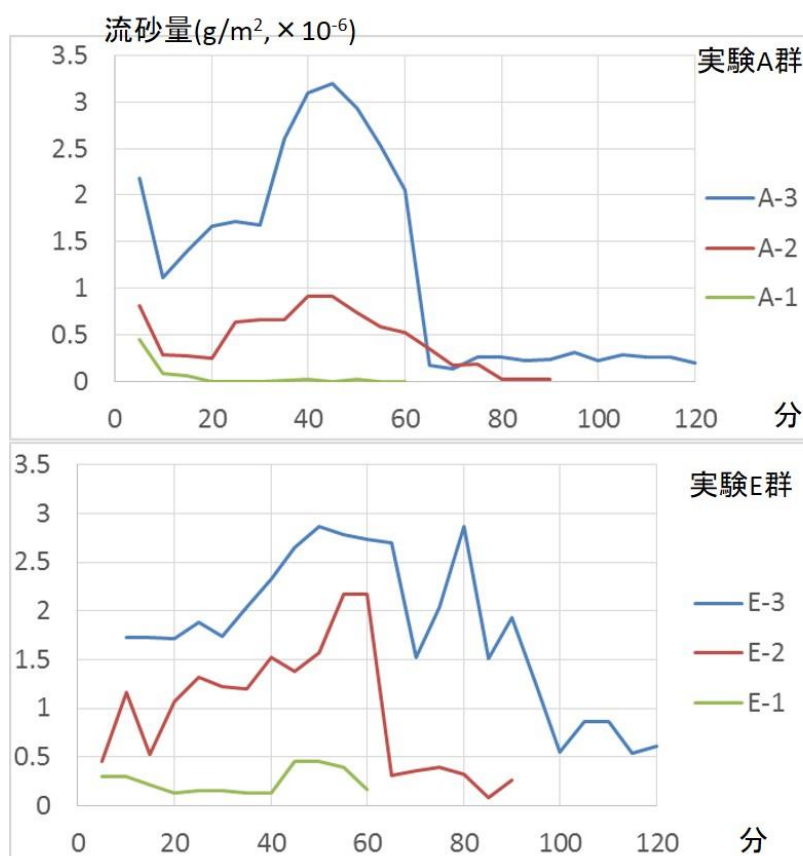


図 4-4 実験 A 群及び E 群の流砂量の時間的変化  
 実験 A-3 の 60~90 分は実験 A-2 の流量を通水し、  
 90~120 分は A-1 の流量を通水した

#### 4-2-4. 交互砂州と網状流路とを分ける境界線

ここまで述べたように実験 A 群及び B 群では流量減少時に交互砂州の形状を保ったままであるのに対し、C～E 群では流量減少時に  $\tau_*$  が 0.06 程度になった際に網状流路へと変化した。実験 C 群の結果から、一旦交互砂州領域で交互砂州が形成されても、 $\tau_*$  が 0.06 よりも大きい領域で複列砂州領域の流量を経験すると、 $\tau_*$  が 0.06 程度の流量を経験する際に網状化した。このことから、 $\tau_*$  が 0.06 程度となる時に、複列砂州領域に入る流量を経験する事が重要であるといえる。すなわち図 4-5 に示すように、流量が減少する際に  $\tau_*$  が 0.06 程度になった段階で  $(B/H) I^{0.2}$  が概ね 30 以上であれば網状化が生じる事になる。この条件は第 2 章の図 2-7 に示した点線と一致しているため、図 4-5 ではこの点線を実線で示した。言い換えれば、実験 A 群及び B 群では交互砂州が保たれる一方、C～E 群では流量減少時に  $\tau_*$  が 0.06 程度になった際に網状流路へと変化する現象は、実河川における網状流路と交互砂州との境界に一致しており、実験と実河川とが概ね対応している事を意味する。

なお  $(B/H) I^{0.2}$  が 30 以上というのは黒木ら<sup>3)</sup>の交互砂州と複列砂州の領域区分と一致している。第 3 章でも述べたように、実際には黒木ら<sup>3)</sup>の  $(B/H) I^{0.2}$  が 30 という領域区分は、 $\tau_*$  が 0.06 程度という流砂運動が停止し始める状況でも適用する事ができ、この段階で  $(B/H) I^{0.2}$  が 30 以上であれば網状流路となり、それ以下であれば交互砂州が維持されるといえる。

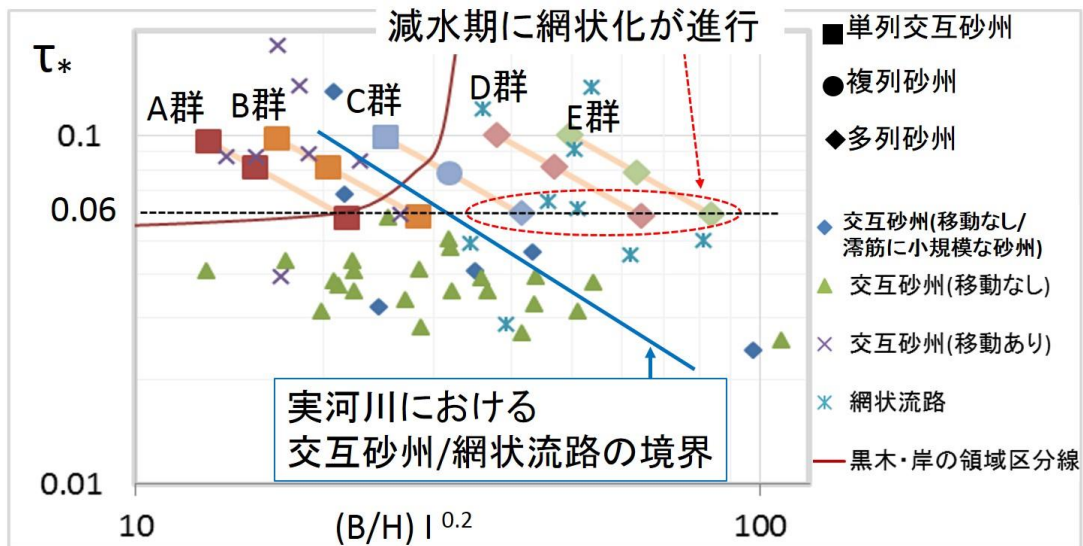


図 4-5 実験結果と実河川との対応



#### 4-2-5. 非定常流量下の砂州の挙動に関する既往研究との比較

第1章でも述べた通り、2000年代以降、日本国内では河川生態系の生息基盤としての砂州の機能が評価されるようになり、砂州の非定常流量下での挙動、特に洪水の減水期に砂州がどのような挙動を示し、平水時にどのような環境が形成されるかという問題についての研究が多く行われた。ここではこれらの研究の本実験に関連し得るいくつかの結果と、本研究の結果とを比較し、それらの対応関係について考察する。

寺本ら<sup>2)</sup>は図4-6に示すような水理量で実験を行い、実験AからEの間で本研究と同様に、一旦形成した交互砂州により大きい流量やより小さい流量を通水し、その際の挙動について詳述している。ただし実験Eは数値解析の結果を用いている。その結果、小さい流量から大きい流量に変化させた場合には大きい流量に見合った砂州が形成された。しかし大きい流量から小さい流量に変化させた場合、例えば交互砂州領域内で実験EからDに流量を変化させた場合、砂州は移動を継続しつつ実験Dの流量に見合った形状へと変化している。一方、実験DからBに流量を変化させた場合の変化は、砂州形状を保ったまま比高の低い部分を削り込むという点で本研究の実験結果と一致している。また、流量が減少する際に網状化が進行する現象は報告されていないが、これは水理量が本研究の実験A群に相当するためである。

野上ら<sup>4)</sup>は本研究の実験C群とD群の中間程度に相当する水理量で実験を行い、大流量

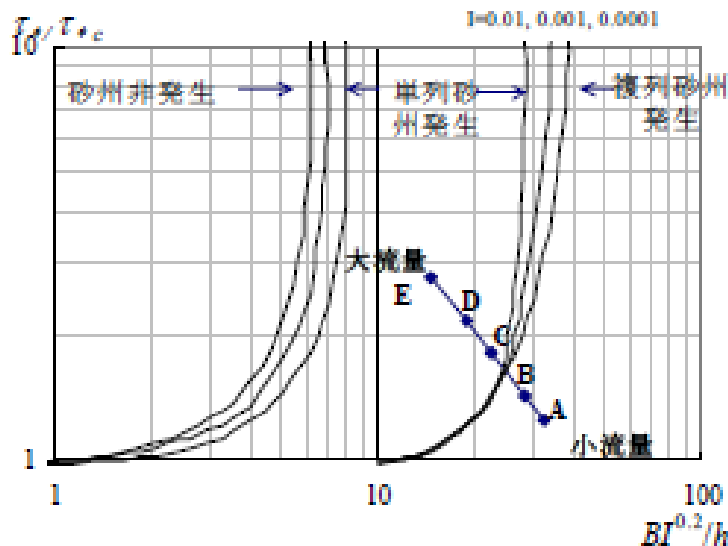


図4-6 寺本ら<sup>2)</sup>の実験条件

時に形成した交互砂州が流量減少時にどのような挙動を示すかについて研究を行った。図4-7(a)が大流量 ( $\tau_* = 0.137$ ) 通水後の河床コンターであり、(b)が小流量 ( $\tau_* = 0.033$ ) 通水後の河床コンターである。(b)の状況に関して、野上ら<sup>4)</sup>は網状化とは述べていないが、 $\tau_* = 0.033$  という小さい掃流力でも元の交互砂州形状をある程度変化させ、横断方向に複数

の滲筋を形成する作用を持つことが確認できる。

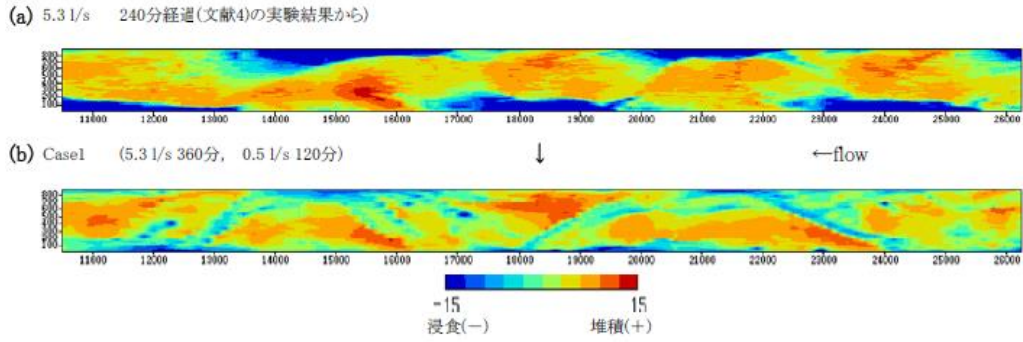


図 4-7 野上ら<sup>4)</sup>の実験結果

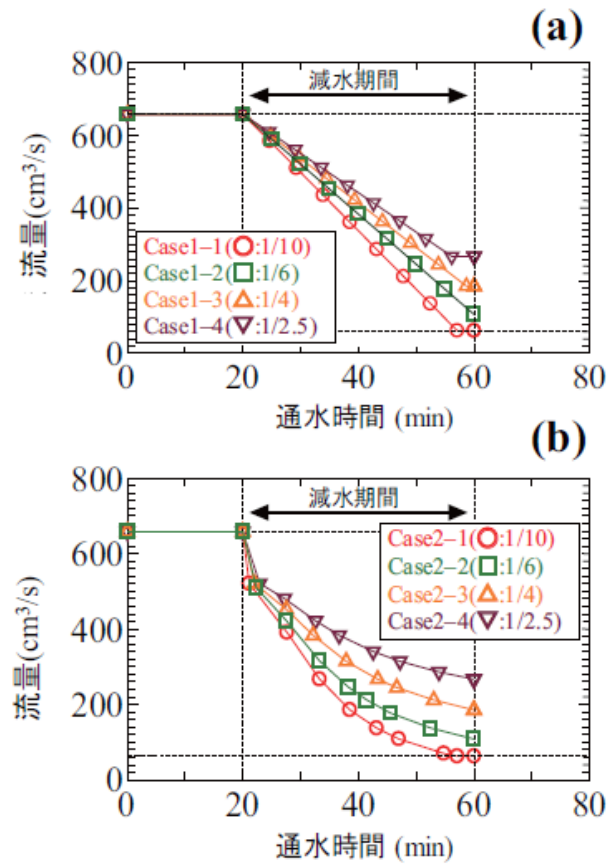


図 4-8 益本ら<sup>5)</sup>の実験の流量減少の方法

野上ら<sup>4)</sup>の実験を受けて行われた益本ら<sup>5)</sup>の実験では、様々な流量の減水過程を設定する事で(図4-8参照)、減水の仕方による水みちのでき方の違いについて考察している。形成された水みちを「完全な水みち」と「不完全な水みち」に分類し(図4-9参照)、いずれの水みちができるかにとっては減水時の流量と減水速度が重要であると結論づけている。しかし図4-10からは、「完全な水みち」か「不完全な水みち」かにとっては減水した際の流量がより重要な要素であるように見受けられる。また図4-9の「不完全な水みち」は本研究で「網状流路」と判定した状況と類似しており、おそらく本研究の「網状流路」と近い意味で使われていると考えられる。すなわち、ある流量で形成された交互砂州により小さい流量(図4-10の無次元流量で1から2の範囲)を通水すると「不完全な水みち」が形成されるという事であり、本研究の実験で $\tau_*$ が0.06程度の流量の通水によって網状化するという現象と矛盾しない結果である。

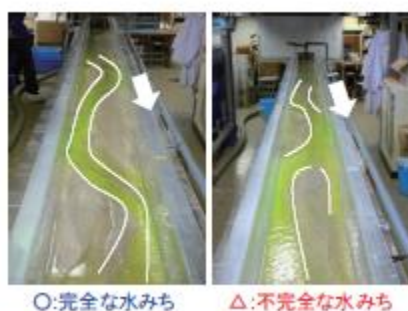


図4-9 益本ら<sup>5)</sup>の実験の完全な水みちと不完全な水みち

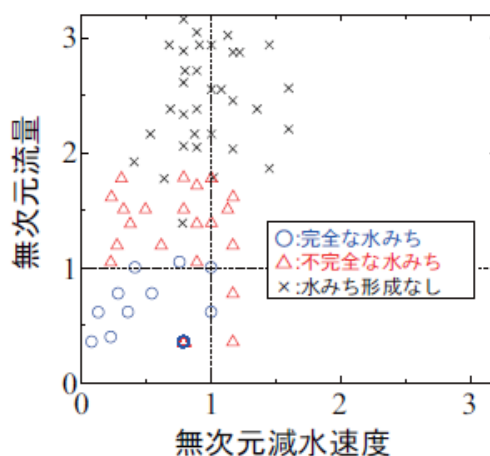


図4-10 益本ら<sup>5)</sup>の実験の水みちの形成状況

(各実験の流量と減水速度はCase2-2(図4-8参照)のもので除して無次元化している)

#### 4-2-6. 横断面形状の特徴

第3章では、初期に交互砂州が形成された実験A群とB群では図3-14のように前縁線の段差が崖のように急になっており、主要な流水と流砂はこの崖の上の比高の高い部分を通過している事を明らかにした。しかし流量減少時には流水と流砂が比高の低い部分に落ち込むような状況となり、図4-11に示すように、前縁線が削られてなだらかな形状になった。すなわち、実験A群やB群の水量で形成された砂州は、洪水減水期には前縁線を削りつつなだらかな前縁線を形成するといえる。

なお、実験C群からE群では網状化が進行したため、その形状に関して共通の特徴を見出す事はできなかった。

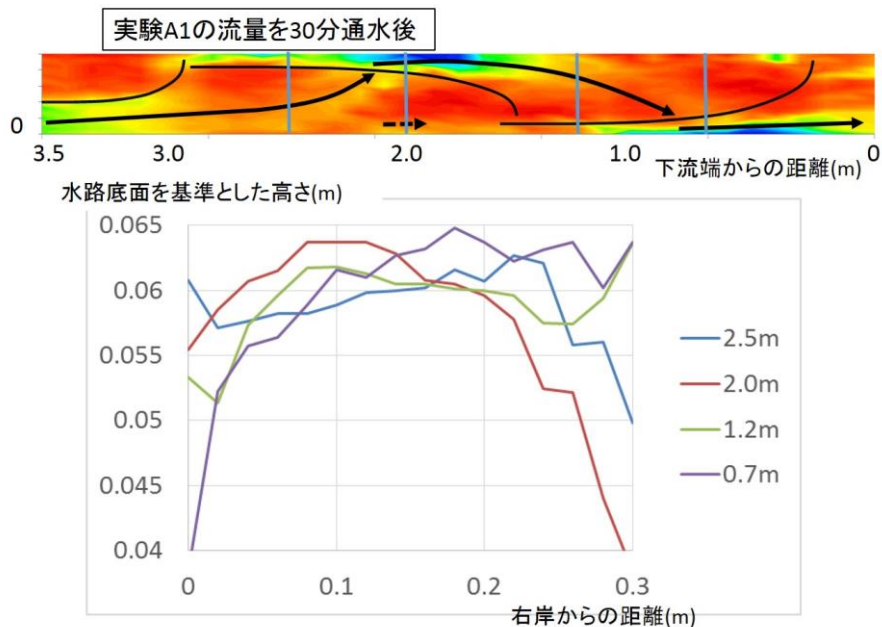


図 4-11 A-3 の通水終了後、A-2 の流量で 30 分通水後、及び A-1 の流量で 30 分通水後の横断面

#### 4-2-7. 数値シミュレーションによる現象の再現と確認

第3章と同様に、数値シミュレーションを用いて流量減少時の砂州の挙動について確認した。その設定は第3章で既に述べたものと同じであり、また本章で行った実験と同様に、一定流量を60分間通水する事により形成した交互砂州に30分間ずつより小さい流量を通水することによって河床形態の変化について考察した。

図 4-12 には、実験 A 群と B 群の結果を代表して実験 A-3 の計算結果を、川幅 20cm, 30cm, 40cm の場合のそれぞれについて掲載した。60 分より以前については図 3-16 に掲載したものと同様であり、60 分から 90 分の間は実験 A-2 に相当する流量を通水し、90 分から 120 分の間は実験 A-1 に相当する流量を通水するというシミュレーションである。その結果、どの川幅のケースでも 60 分以降の流量減少時には砂州の前縁線がほとんど移動していないという点では実験 A-3 の結果と一致している。なお、限界掃流力付近の流量である実験 A-1 に相当する流量を通水している 90 分以降は、前縁線の形状が少し不明瞭になっている。ただし川幅 40cm のケースについては 60 分以降も砂州の前縁線は同じ位置にとどまり移動していないものの波高の発達が見られ、60 分の通水終了時にはまだ波高が発達しきっていないとも考えられる。

また、図 4-13 には実験 C 群から E 群の結果を代表して実験 D-3 の計算結果を、川幅 20cm, 30cm, 40cm の場合のそれぞれについて掲載した。流量減少時、特に実験 D-1 に相当する流量を通水した 90 分以降に網状化が著しく進行したという点ではどの川幅のケースも一致しているが、60 分通水時に形成した交互砂州をどの程度残しているかという点については相違が見られ、極端に波長が長くなってしまった川幅 30cm のケースでは元の交互砂州の状況をほとんど残さず網状化した。

以上から、流量減少時の実験結果と数値シミュレーションの結果は概ね一致しており、川幅の変化に対しては、特に時間スケールの違いには注意を要するものの、傾向は同じであると言える。なお、本章で掲載できなかった他の実験については、実験結果と数値シミュレーション結果とを対応させつつ付録に掲載した。ただし第 3 章でも述べたように、実験 E 群では 60 分間の通水を行うシミュレーションでは平衡状態に至らず交互砂州へと遷移しなかったため、交互砂州から網状流路へという変化は数値シミュレーションによっては確認できなかった。

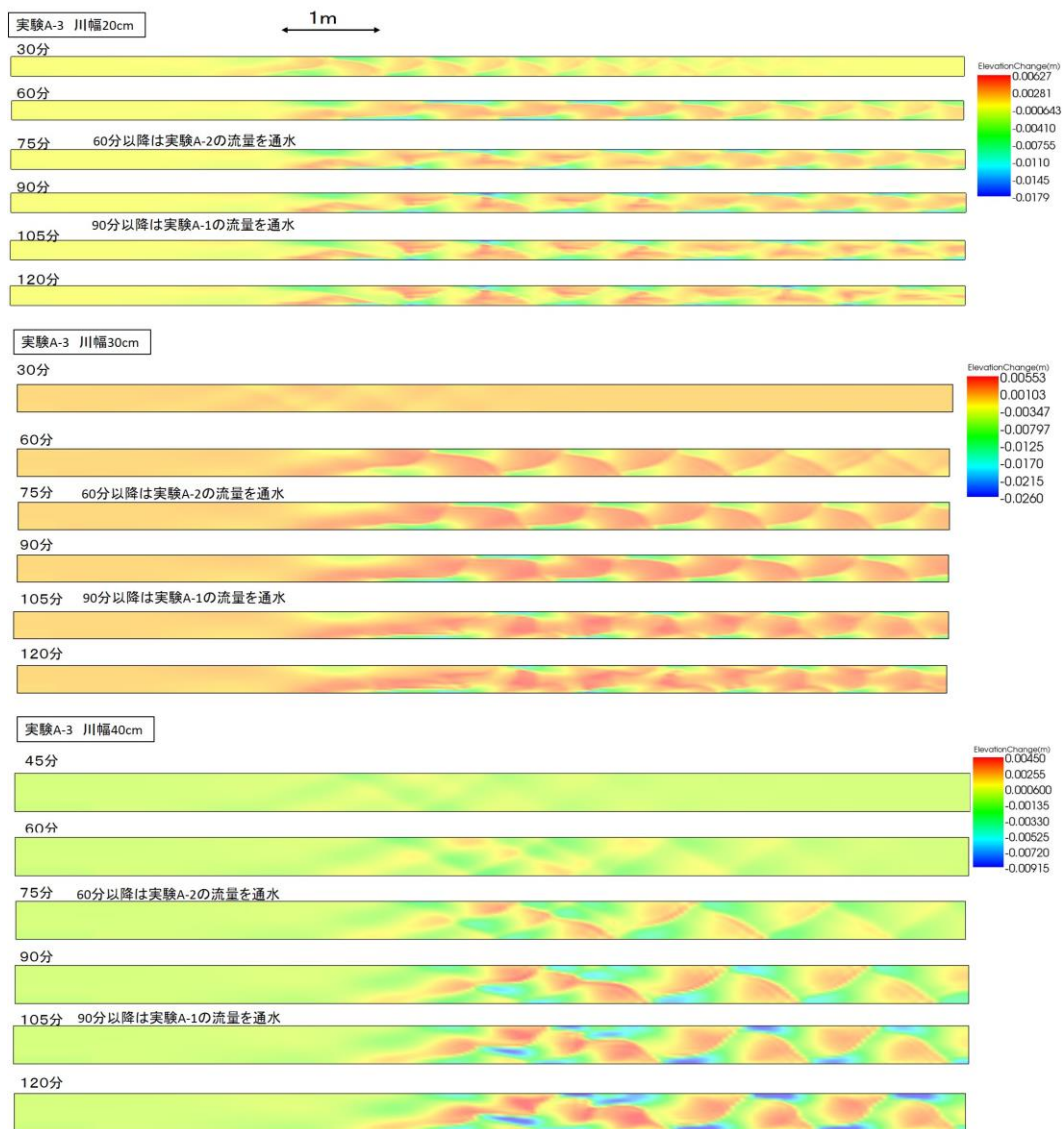


図 4-12 実験 A-3 の流量減少実験のシミュレーション結果

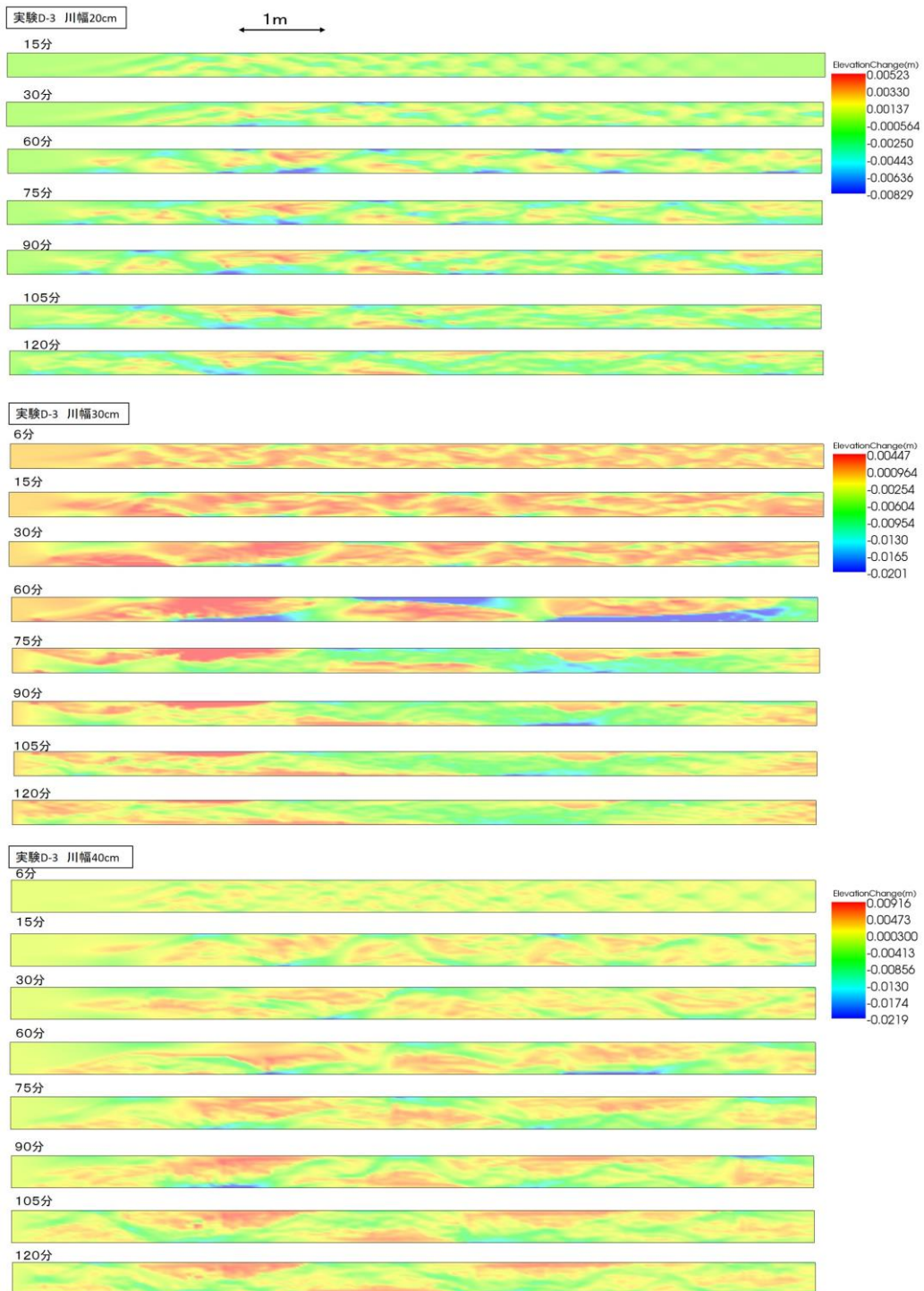


図 4-13 実験 D-3 の流量減少実験のシミュレーション結果

# 第5章

---

実験と実河川の状況との対応関係



## 5-1. はじめに

前章の実験によって、ある流量で形成した交互砂州は、より小さい流量を通水した場合の挙動について、洪水減水期に $\tau_*$ が0.06程度の流量となる時に $(B/H) I^{0.2}$ が30程度以上であれば網状化し、30程度以下であれば元の交互砂州の形状を保つという事を明らかにした。その結果は概ね現地河川の水量と河床形態との関係と一致していた。

しかし実際の河川においては、全ての箇所において実験で見られた現象が生じているわけではない。例えば網状流路が形成されている河川でも、本実験のように一旦交互砂州が形成されてから網状化が進行したと思われる河川が存在する一方で、中部地方の網状河川等では増水時でも減水時でも常に網状流路の状況と思われる河川もある。また、第2章で明らかにしたように、多くの地点でかつて網状流路であった箇所が交互砂州へと遷移してきており、特に近年急速に増加した「移動しない交互砂州」については実験でいえばA群、B群の領域の水量となっている地点が多い(図4-5参照)。これらの多くの地点では平均年最大流量程度における $\tau_*$ が0.06より小さいため、そもそも洪水のピーク時ですら $\tau_*$ が0.06より大きい状況に到達しない地点も多いと考えられる。このような状況下では必ずしも大きい流量で形成された交互砂州がそのまま減水期も維持されているとは限らない。

このような状況を踏まえ、本章では第4章の図4-5等で示した交互砂州領域と網状流路形成領域とでそれぞれ、実験で生じた現象と実河川との対応関係について、より詳細な現地河川の情報に基づいて検討する。その上で、それぞれの河床形態がどのような要因及びプロセスによって形成されるのか、あるいはそれがどのように遷移してきたのかについて明らかにする。

## 5-2. 河床形態の遷移過程について渡良瀬川の一例

図2-7等で示したように多くの地点でかつて網状流路であった河床形態が交互砂州へと変化してきたが、ここでは網状流路から「移動しない交互砂州」へと変化した箇所に関して、その変化のプロセスについて考察する。

まず例として、渡良瀬川の41km地点の状況について考察する。この地点は図5-1に示すように1947年の時点では網状流路であったが、1974年の時点ではほぼ交互砂州へと移行しており、現在では移動しない交互砂州へと変化した。この変化の過程においては、低水護岸の建設による川幅の縮小を伴っている。図5-1には第2章の方法で算出した川幅を併記しているが、1947年の時点で350m程度であった川幅は、1974年の時点では特に左岸側の低水護岸建設の影響で250m程度に縮小し、2010年の時点では右岸側にも低水護岸が建設され、川幅は180m程度にまで縮小した。

この川幅の縮小に伴って、とり得る水量がどのように変化してきたかについて考察する。まず、1947年の時点での川幅を350mとする。この時点での流量は観測記録がないため定かではないものの、ひとまず1966年に観測された既往最大流量 $3,511(\text{m}^3/\text{s})$ 以下の流量

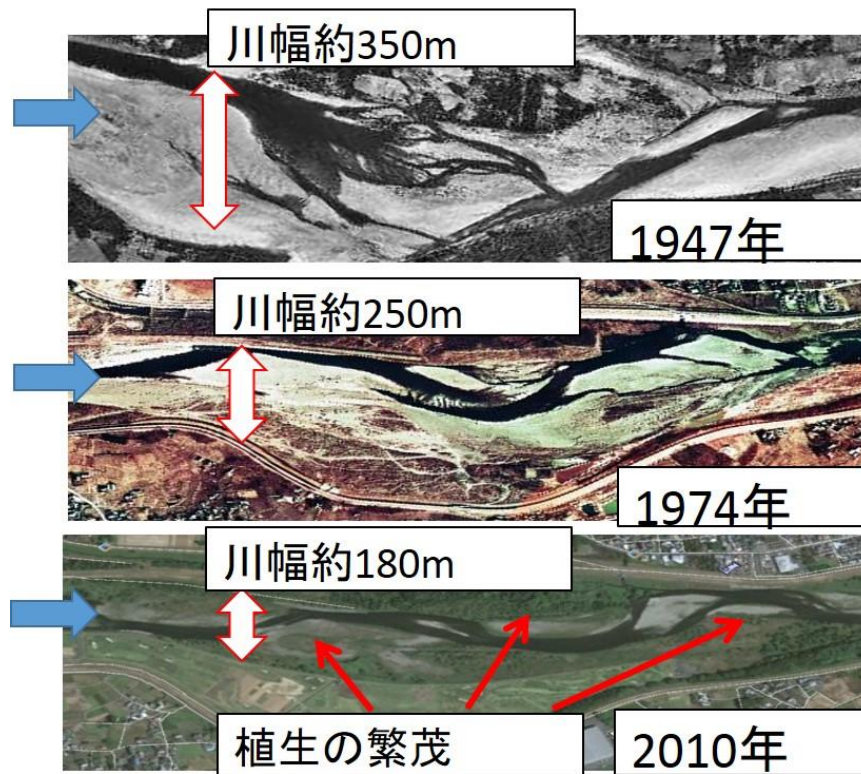


図 5-1 渡良瀬川 41km 地点付近の経年的変化

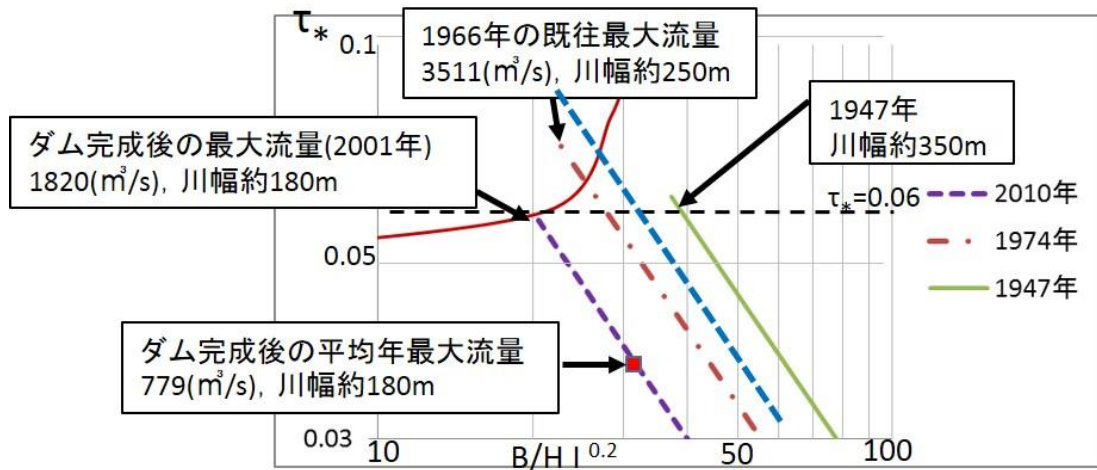


図 5-2 渡良瀬川 41km 地点においてとりうる水理量の経年的変化

となりうると考えると、この時点では図 5-2 の緑色の線上の水理量を取りうる事になり、この線上で流量が大きい際には左上となり、流量が小さい時には右下の水理量をとる事になる。図 5-2 には、図 4-5 で示した交互砂州と網状流路との境界を示したが、1947 年の時点の水理量はこの線よりも右側、すなわち網状流路の領域であり、実際に図 5-1 の航空写真が

らも当時は網状流路であった事が分かる。

次に、1974年の時点の川幅は250m程度であり、1966年に観測された既往最大流量3,511(m<sup>3</sup>/s)以下の流量をとり得るとすると、図5-2中の赤い点線の範囲の水理量をとり得る事になる。3,511(m<sup>3</sup>/s)時の水理量は交互砂州領域であり、図5-1からも明らかなように1947年以降1974年にかけて、網状流路から交互砂州への遷移が進行した事になる。

この遷移過程に関して、移動性の交互砂州が形成される可能性は1966年の既往最大流量時の一度しかなく、この洪水で交互砂州が形成された可能性が高い。その際の洪水流量ハイドログラフを図5-3に他のいくつかの洪水と共に示すが、1966年洪水時のハイドログラフは先鋭であり、図5-2中に示す交互砂州形成領域の流量は2時間程度しか経験していない。また、その他の主要な出水はこれに匹敵する規模の流量ではないため、図5-1に示すように1974年以降2010年に至るまで砂州が大きく移動する事はなく、その形状と位置を概ね保っている。このような形状の維持と、より小さい洪水の影響を受けても移動しないという特徴は、第4章の実験A群およびB群の状況と同様である。

また、2010年の川幅を180mとした際の状況を図5-2に紫の点線で示しているが、平均年最大流量時の $\tau_*$ は0.04程度である。ここで、第4章の図4-4等で示したように、一旦より大きい流量で交互砂州が形成された後に小さい流量を経験し続けると、比高の低い部分は掃流力が大きく土砂が活発に移動するため流砂量が大きく、河床低下を生じやすい。実際、図5-4に示すように、交互砂州が形成されたと考えられる1968年以降、付近の最深河床高は2m程度低下した。そのため河原に相当する部分は相対的に高くなり、河原上の藪化や樹林化が生じている。

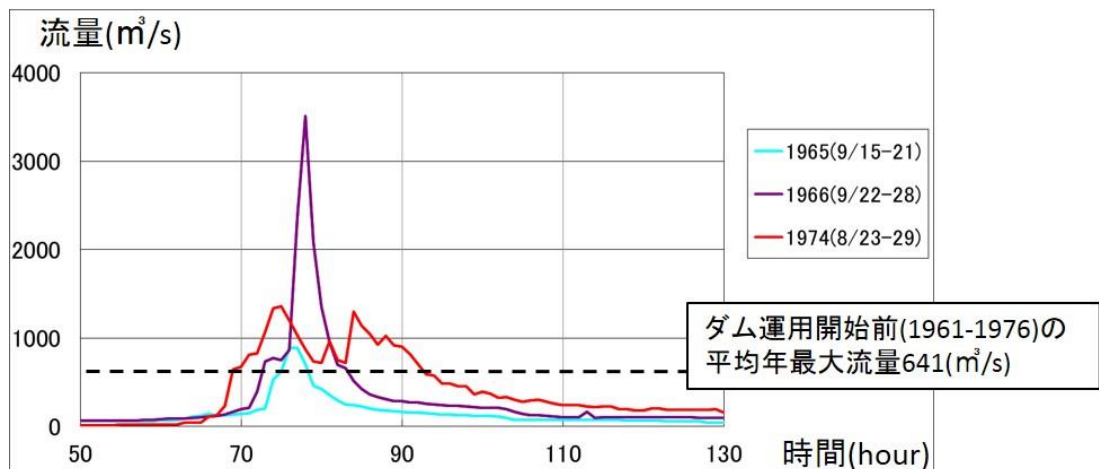


図 5-3 ダム運用開始(1977年)以前の渡良瀬川高津戸地点における洪水ハイドログラフ

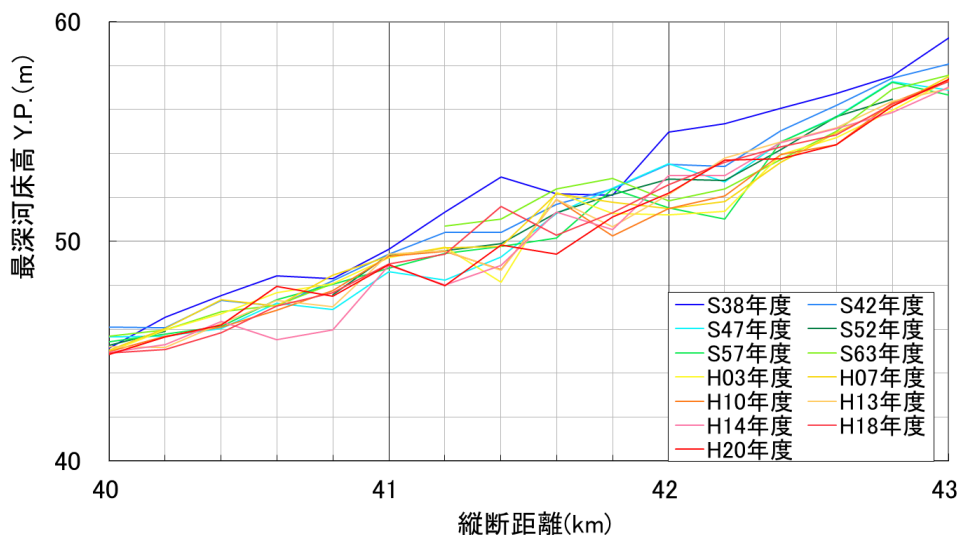


図 5-4 図 5-1 付近の最深河床高の経年変化

### 5-3. 交互砂州の実態

#### 5-3-1. 浅川の詳細な観測の概要

ここでは浅川の二地点で実施した詳細な砂州の観測データを用いて、よりミクロな視点から実河川の砂州の動態を把握する。対象とした砂州は、浅川橋上流（多摩川との合流地点から 11.6km 上流）及び高幡橋上流（多摩川との合流地点から 3.0km 上流）の砂州であり、いずれのサイトも交互砂州が形成されており、浅川橋と高幡橋に流量観測所があるため洪水流量やハイドログラフの把握が容易である。観測した項目は、以下の通りである。

- ・リング法による河原上の土砂動態の調査
- ・リングを設置した河原における平水時の水際線の測量（杭の設置と同時に行った）
- ・高幡橋における 2006 年以降の平板測量

上記3項目のうち上の2項目については、2014年に行った。まず、2014年5月2日に高幡橋上流サイトの河原上に図5-5のような11本の杭を設置し、この杭にリングを設置して出水を待った。出水によってリングの下の土砂が移動すれば図5-6に示すようにリングが下がり、さらにそこに上流から流されてきた砂礫が堆積するとリングは埋まる。リングの位置を洪水後に観測する事により、図5-6の右側に示したように設置地点における土砂の交換層厚及び堆積厚を測定する事ができる。以下、この方法をリング法と記す。なお、同様の方法で2013年にも同じ河原の土砂動態を同じ方法で計測し<sup>1)</sup>、2014年の調査はその結果を踏まえて行ったものである。



図 5-5 実際に設置した杭の様子

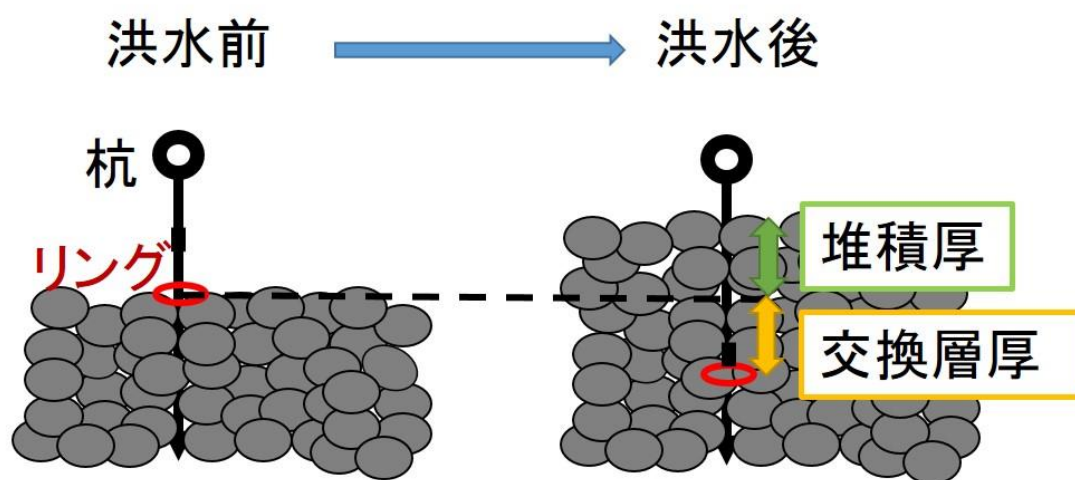


図 5-6 リング法の概要

このように杭とリングを設置して出水を待ったところ、2014年の6月7日に高幡橋でピーク流量280(m<sup>3</sup>/s)（ただし2013年度のH-Q曲線による速報値）という出水を経験した。高幡橋の平均年最大流量が422(m<sup>3</sup>/s)であるからそれよりもやや小さい規模の出水であった。そこで6月17日に現地に赴き杭を探したところ、3本の杭を消失したものの、残る8本の杭とリングを発見し、交換層厚と堆積厚を計測した。計測後、リングを周囲の地面と同じ高さに戻し、次の出水で同様の観測ができるようにした。また同じ日に、浅川橋上流のサイトで8本の杭及びリングを設置した。

次に、2014年の10月6日、浅川橋でピーク流量266(m<sup>3</sup>/s)、高幡橋でピーク流量387(m<sup>3</sup>/s)（いずれも速報値）となる、いずれも平均年最大流量規模の出水を経験した。そこで10月31日に現地に赴いたところ、浅川橋では全ての杭を、高幡橋では4本の杭を発見し、それぞれ交換層厚と堆積厚を計測した。

また、高幡橋上流の砂州においては、2006年以降毎年4月に学生演習の一環として平板測量を行い、砂州の動態を計測してきた（ただし2011年は震災の影響で中止した）。この結果を以降の考察で用いる。

### 5-3-2. 高幡橋の観測結果から見る「移動する交互砂州」の特徴

まず高幡橋の観測結果を用いてこの砂州の動態について考察する。図5-7と図5-8には2006年から2014年までの平板測量結果に、砂州の状況を加筆して示した。なお、2009年と2010年の間に護岸工事が行われて砂州の構造が一旦破壊されたため、2009年以前とそれ以降とを分けて示している。

2009年以前に関しては、前縁線の位置自体はあまり変化がないが、濬筋は下流方向に向かい徐々に移動しているようにも見受けられる。しかし河原の下流側に相当する部分（図5-7右下の緑で囲った部分）ではほとんど標高に変化がなく、河原上流側の変化が大きい領域と、下流側の変化がほとんどない領域とに分けられる。

次に、2010年以降に関しては、2012年までにほぼ交互砂州の形状となり、その後徐々に波高が発達しつつ下流方向に向かい砂州前縁線が移動している。2013年では早瀬の部分の濬筋が二手に分かれているが、2014年には右岸側の濬筋の上流側が本線と接続しなくなり、わんど状になっている。それと同時に砂州前縁線が100m程度下流に向かい移動した。

すなわち2009年以前はほぼ移動していなかった交互砂州は2010年以降移動するようになり、これは左岸側に低水護岸が整備された事で川幅が狭くなり、河道内の掃流力が大きくなり、土砂動態が活発化したためと考えられる。

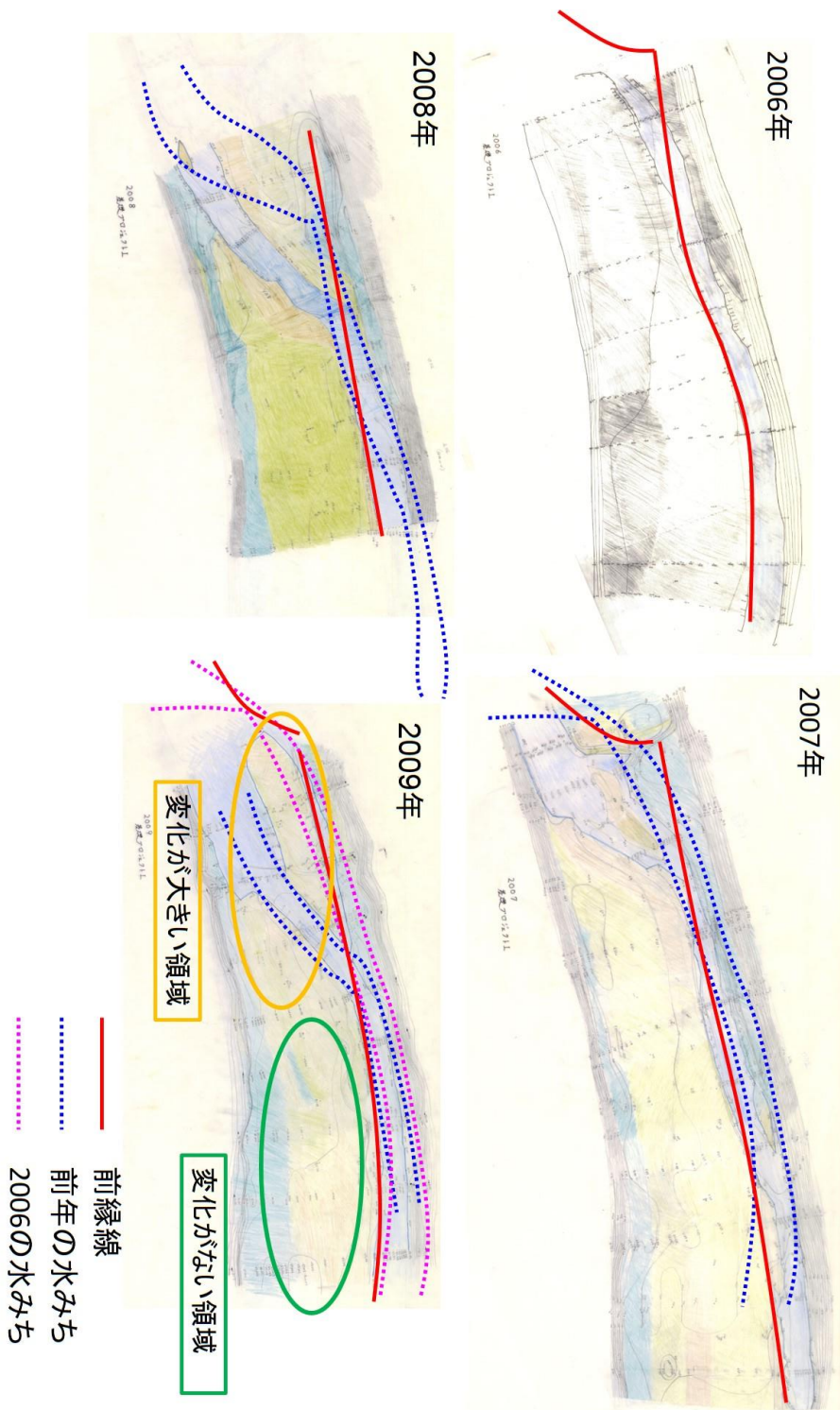


図 5-7 平板測量の結果(2006-2009) (上が上流, 下が下流)

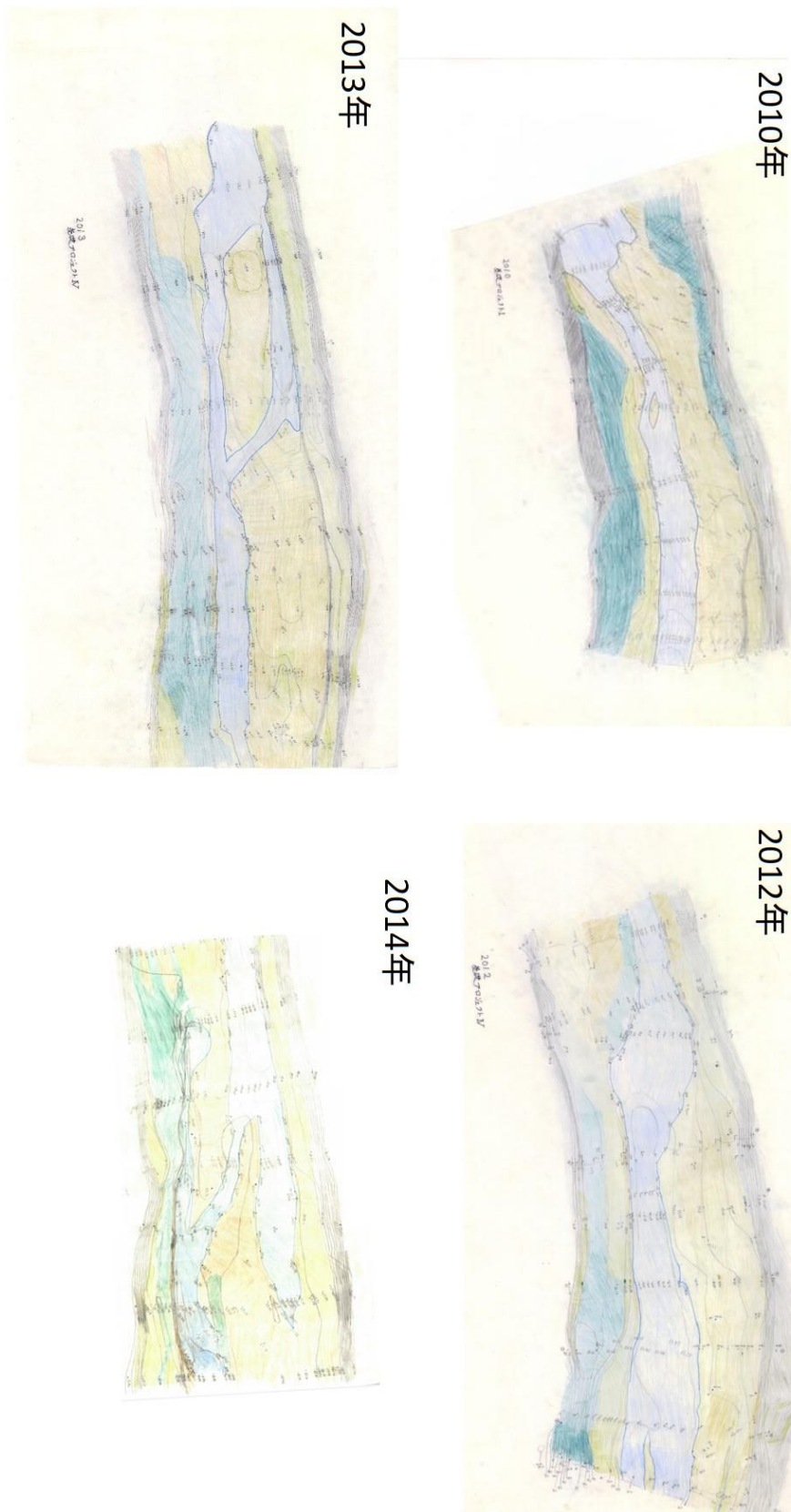
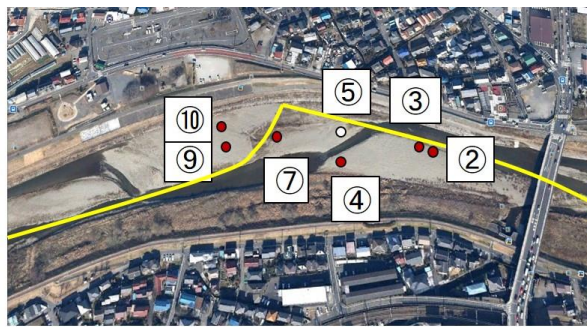


図 5-8 平板測量の結果(2010-2014) (ただし 2011 年は欠損) (上が上流, 下が下流)





9月洪水  
一 杭紛失

	交換層厚	堆積層厚
①	—	—
②	20cm	-18cm
③	23cm	-23cm
④	29cm	-5cm
⑤	0cm	20cm
⑥	—	—
⑦	0cm	0cm
⑧	—	—
⑨	0cm	0cm
⑩	0cm	0cm

10月洪水

	交換層厚	堆積層厚
①	—	—
②	23cm	-13cm
③	22cm	-6cm
④	—(水中)	—(水中)
⑤	—(水中)	—(水中)
⑥	—	—
⑦	9cm	0cm
⑧	—	—
⑨	0cm	6cm
⑩	0cm	15cm

図 5-9 2013 年のリング法の観測結果<sup>1)</sup> (航空写真は 2013 年 3 月のもの)  
両洪水ともピーク流量は 352(m<sup>3</sup>/s)

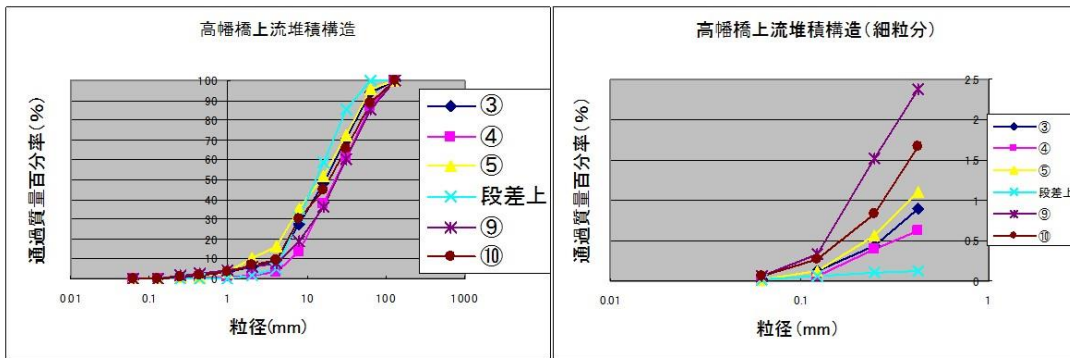


図 5-10 各杭の付近の粒度分布 (左が全体, 右は細粒分のみ)

次に、2013 年以降の河原上の土砂動態及び砂州前縁線の移動については、杭の観測結果と水際の測量結果から詳細に明らかにすることができた。図 5-9 は 2013 年のリング法の観測結果である<sup>1)</sup>。河原の上流側に相当する箇所では河床変動が見られたものの、河原の下流側に相当する杭⑨と杭⑩ではほとんど土砂が移動する事なく、10 月の洪水でも交換層はなく表面の一層を礫が移動した程度である。洪水痕跡水位から杭⑨の付近のピーク流量時の水深は 1m 程度に達しており、第 2 章の方法で無次元掃流力を計算すると杭⑨付近の  $\tau_* =$

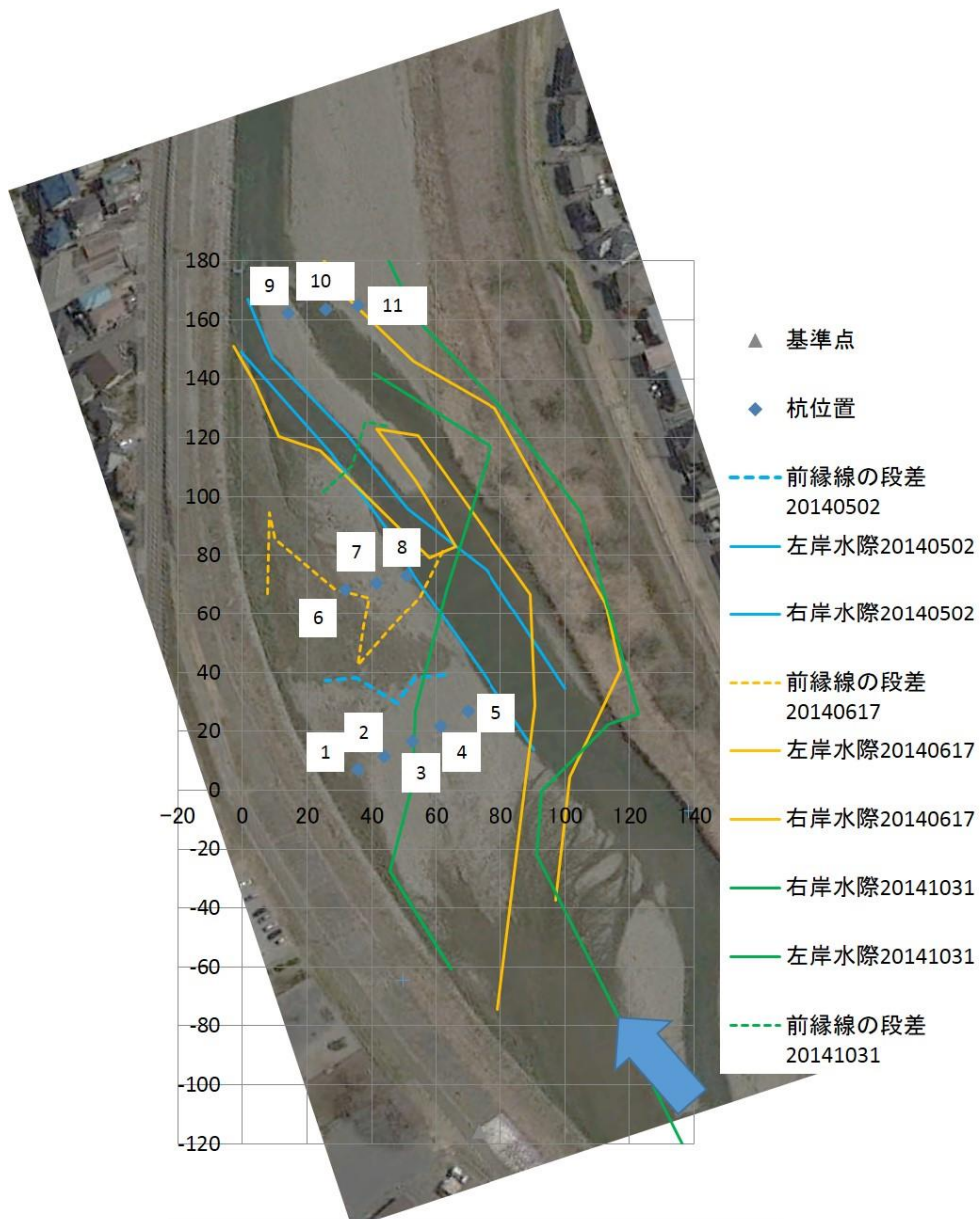
0.1 程度となる。それにも関わらず交換層が存在しないのは、河原の下流側（図 5-7 でいう「変化がない領域」に相当する部分）では細粒分が礫間に目詰まりして河原上の土砂が移動しにくくなっているためである。図 5-10 には体積採取法により表層 20cm 程度の土砂の礫径を計測したものであるが、特に杭⑨付近では礫間に細粒分が目詰まりを起こしている事が分かる。

この事は、2014 年の観測結果からも明らかである。図 5-11 は、2014 年のリング法の観測結果と滞筋位置の測量結果とを併記したものである。図中に点線で示した前縁線の位置が徐々に下流側に向かって、青点線、黄色点線、緑点線と順に移動していることが分かる。なお、図 5-11 中のリング法の結果の見方について、堆積厚がマイナスの数字になっている地点では、例えば 10 月 6 日洪水の杭 4 では、初期状態から 68cm 侵食され、その後 20cm 埋め戻された、という意味であり、その他については図 5-6 に定義したとおりである。

6 月の洪水の時点では河原の下流側であった杭付近では、特に杭 2 や杭 3 では交換層がほとんどなく、河原上への堆積が生じたのみであった。10 月の洪水時には杭 1 から杭 5 の付近は砂州の下流方向への進行に伴って滞筋に近くなると同時に、大きく侵食されている。

一般的に礫河原では上流側に大きい礫が存在し、下流側に行くほど小さい礫が存在している。著者らは以前、上流側の大きい礫はさらに上流の滞筋から運ばれてきてここに堆積すると考えていたが、10 月の洪水の杭 1 から杭 4 の結果からは、交換層はほとんど見られなかった。すなわち河原の上流側は侵食のみが生じる領域であり、掃流力に耐えうる大きさの礫（ここでは 10cm 程度）が残存するためにここに大きい礫が存在すると考えられ、大きい礫自体はほとんど移動していないのであろう。また、河原の下流側の部分は既に述べたように固くなっており、主に堆積のみが生じる空間である。さらに、6 月洪水における杭 6 から杭 8 までの結果から、前縁線の段差の下流側でもほとんど土砂の交換はなく、多くても 15cm 程度の土砂が堆積するのみであった。前縁線の段差の高さは 60cm から 80cm 程度であり、両洪水での交換層厚は最大でも 20cm 程度であり、交換層の厚さは大きく見積もっても前縁線の段差の 1/3 程度であるという事も明らかになった。すなわち河原上の河床変動は前縁線の移動による部分が圧倒的に大きく、また河原の上流側の侵食もそれと同程度に大きい。

以上の考察から得られた知見を図 5-12 にまとめた。この河原は、侵食される上流側、若干の堆積が生じる下流側、さらにほとんど土砂の交換が生じない前縁線の下流側、という 3 種類の領域に分けられる。この結果は著者らが多くの礫床河川を調査した経験からは、砂州の前縁線の移動が生じている交互砂州に共通の特徴であると考えている。



2014年 杭番号	6月7日洪水		10月6日洪水	
	交換層厚	堆積厚	交換層厚	堆積厚
1	16	4	4	28
2	3	29	8	-20
3	1	28	0	-66
4	17	16	20	-48
5	8	9	-	-
6	4	14	-	-
7	2	-6	-	-
8	0	15	-	-

図 5-11 2014 年のリング法の観測結果（単位は cm）及び滞筋位置の変化  
ただし杭 9 から杭 11 までは消失した  
航空写真は 2014 年 3 月のもの、グラフの単位は m



図 5-12 高幡橋の河原の土砂動態に関して得られた知見のまとめ

### 5-3-3. 浅川橋の観測結果から見る「移動しない交互砂州」の特徴

高幡橋では図 5-11 にも示したように前縁線の下流方向への移動が活発であったが、浅川橋のサイトでは砂州の移動が生じておらず、「移動しない交互砂州」の状況である。この地点におけるリング法の観測結果と滞筋位置の測量結果とを併記したものを図 5-13 に示す。図 5-13 の航空写真は 2014 年 3 月のものであるから、2014 年 6 月の洪水によって 2014 年 6 月 24 日に測量した滞筋の水際線の位置は航空写真と比較して若干変化している。

リング法の結果から、滞筋に近い杭 1、杭 2、杭 5、杭 8 では相対的に河床変動が大きい。河原上に相当するその他の杭付近では冠水の痕跡はあるもののほとんどリングに変化がなかった。特に杭 3 や杭 6 は植生が繁茂している場所であるが、浮遊砂の堆積も見られなかった。注目すべきは、河原の上流側に相当する杭 1 と杭 2 では交換層が存在する上に堆積も生じている。この付近では図 5-14 の写真に示すように大きな礫も多数見られるが、これらの大礫が今回の洪水で上流から運ばれてきた事はリング法の結果からも明らかである。仮にこの状況が今後も継続すれば、河原の上流側はますます大礫で覆われ、砂州の移動は生じにくくなるであろう。

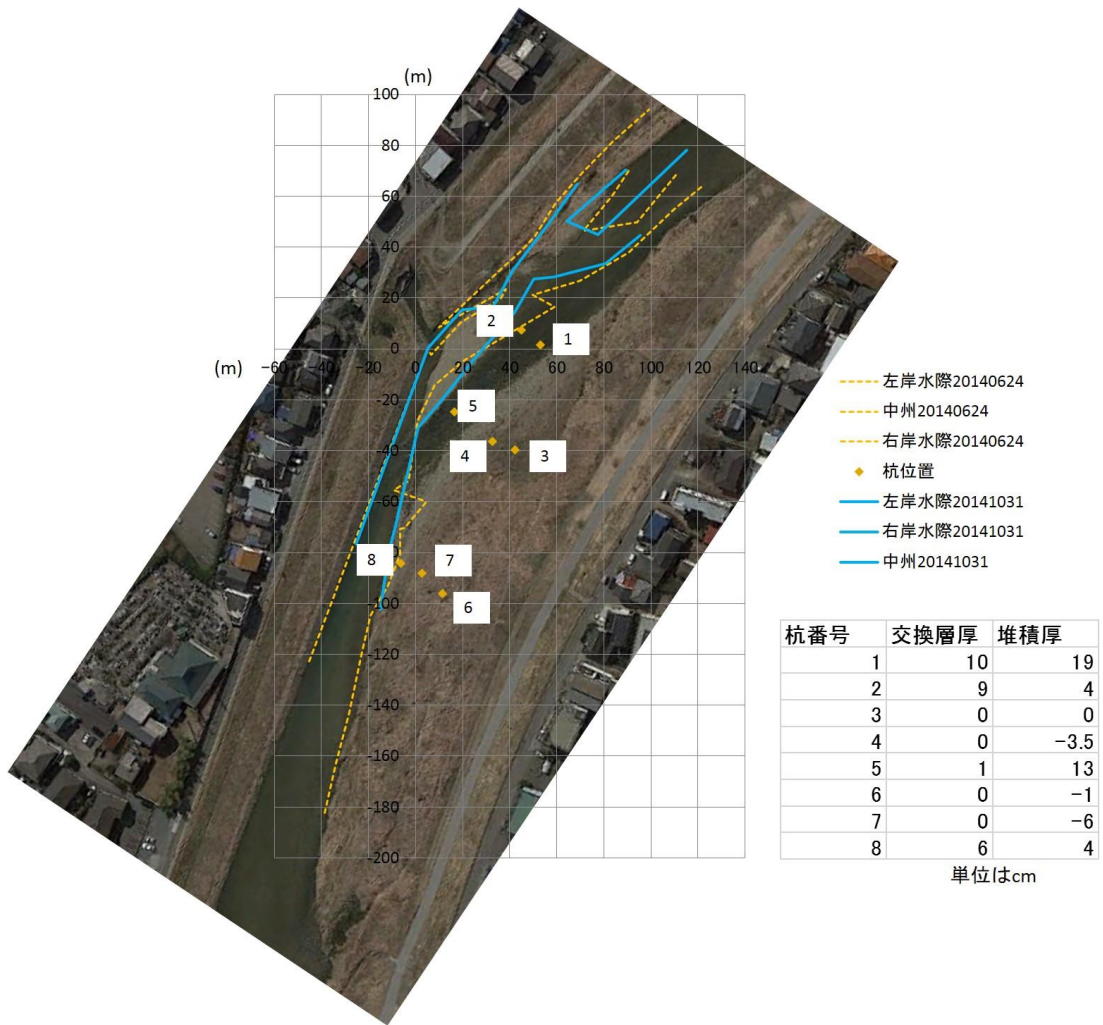


図 5-13 浅川橋のリング法の観測結果及び滞筋位置の変化  
(航空写真は 2014 年 3 月のもの)



図 5-14 洪水後の杭 2 と付近の大礫

#### 5-3-4. 高幡橋と浅川橋の水理量の違いとその違いが砂州構造に及ぼす影響

高幡橋と浅川橋との水理量を比較すると、図 5-15 のようである。浅川橋地点で、流量の大小に対してとりうる水理量は図 5-15 中の黄色い線上であり、第 4 章で交互砂州と網状流路との区分であると示した青点線よりもやや左下程度である。平均年最大流量時の  $\tau_*$  は 0.06 程度となっており、現状では「移動しない交互砂州」である。2008 年に 699(m<sup>3</sup>/s) という既往最大流量を経験したものの、砂州前縁線は移動しなかった。一方で高幡橋地点では、流量の大小に対してとりうる水理量は図 5-15 中の緑色の線上であり、青点線よりもやや右上方の水理量である。この地点は最近でも網状流路に近かった時期もあり、ちょうど交互砂州と網状流路の境界程度の水理量であるとも考えられる。平均年最大流量時でも  $\tau_*$  が大きいため、おそらく代表粒径の  $\tau_*$  が 0.06 程度になった際には既に河原上流側の大きい礫は移動を停止しているため、河床変動そのものはほとんど終了していると思われる。現状では水位によっては図 5-11 の左岸側の護岸の付近に滯筋が出現する事はあるが、網状化してはいない。

次に、各地点の平瀬部分（平水時の水面幅が最も広い部分）の横断面を浅川橋と高幡橋とで比較する（図 5-16 参照）。浅川橋では直近のデータを測定できなかったため 2007 年の横断面を用いたが、航空写真から当時とさほど形状は変わっていないため現状とほぼ同じものとする。浅川橋では河原上の土砂動態がなく、滯筋のみを土砂が移動するため、滯筋が侵食され、切り立った前縁線となっている事が分かる。一方で高幡橋では、土砂の堆積によって前縁線が形成され、洪水減水期にこの前縁線が徐々に削られていくために、なだらかな前縁線が形成されている。この状況は、第 4 章の実験結果で示したものと一致している。

以上から、水理量の違いが「移動する交互砂州」か「移動しない交互砂州」という違いを生み、その違いによって土砂動態が異なるために砂州の様々な構造が両者で異なり、例として砂州前縁線が切り立っているかなだらかであるかという違いがある事を示した。

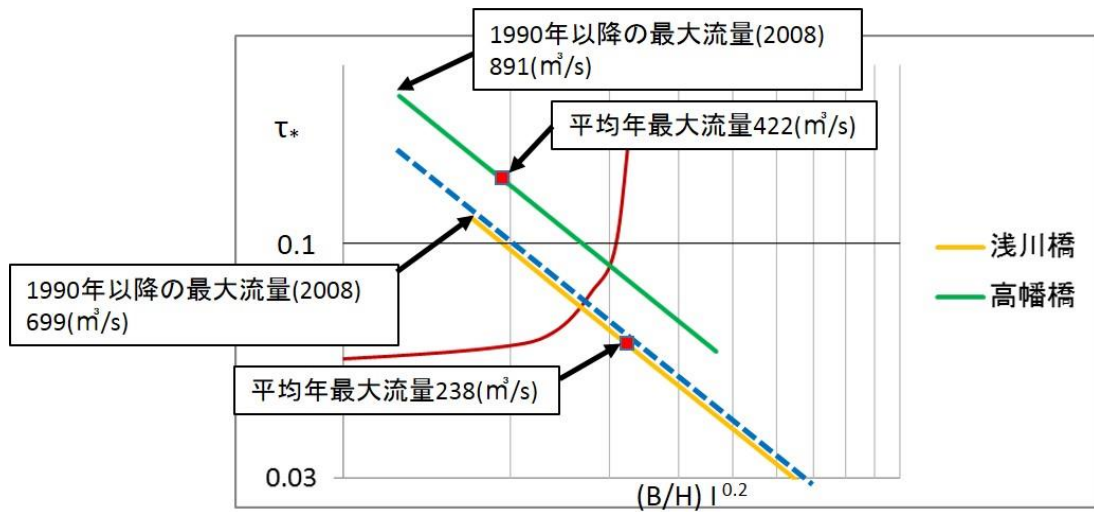


図 5-15 浅川橋と高幡橋との水理量の比較

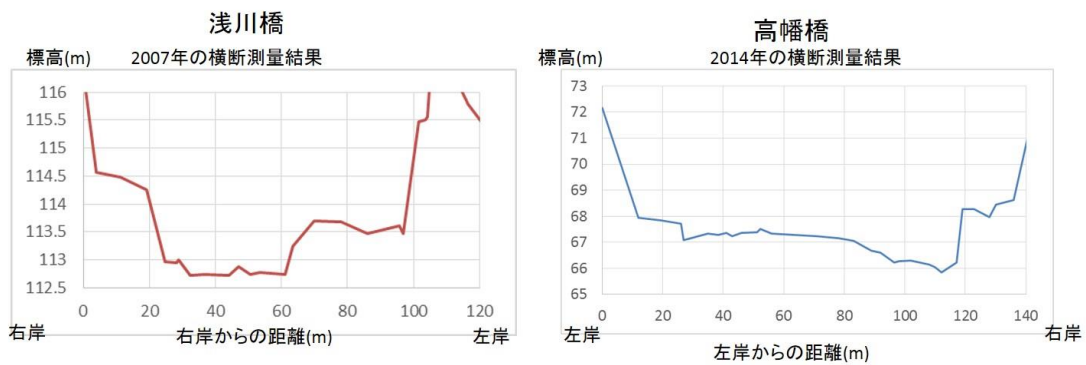


図 5-16 浅川橋と高幡橋の平瀬部分横断面の比較

### 5-3-5. 扇状地の勾配変化点上下流で異なる河床形態とその遷移過程

著者らは<sup>2)</sup>、いくつかの扇状地では扇状地内に勾配が変化する場所が存在し、その上下流で砂州の様々な特徴が異なる事を明らかにした。この勾配変化点の存在は、本研究の対象河川の中では渡良瀬川、入間川、中津川で顕著である(図 5-17 参照)。勾配変化点の上流では 100mm を超える大礫が多く存在するが、その下流ではさほど大礫は見られない。また、各河川で樹林化が進行しているのは勾配変化点の上流側であり、下流側では樹林化はほとんど見られない。この状況は、表 5-1 に示すように本研究の「移動する交互砂州」と「移動しない交互砂州」と対応している。すなわち勾配変化点の上流側では「移動しない交互砂州」が多く見られ、勾配変化点の下流側では「移動する交互砂州」が多く見られるという違いが

現れている。ただし渡良瀬川に関しては勾配変化点の上下流共にほとんどの地点で「移動しない交互砂州」となっているために、表 5-1 には表記しなかった。

しかし、勾配変化点の上流側でも下流側でも、1947 年の時点では網状流路であった（表 5-1 参照）。それにも関わらず勾配変化点の上流側のみが「移動しない交互砂州」へと遷移した理由については後述する。



図 5-17 各河川の縦断的な勾配の変化（四角で囲んだ数字は各区間の勾配の平均）  
縦断距離について入間川は初雁橋からの距離，中津川は中津川橋からの距離



表 5-1 入間川と中津川の勾配変化点に対する位置及び過去の状況との比較

河川名	番号	現状			1947年			
		T *	川幅(m)	河床形態	T *	川幅(m)	河床形態	
入間川	1	0.046	161	*交互(移動×)	0.052	131	交互砂州	勾配変化点上流
入間川	2	0.032	123	*交互(移動×)	0.017	358	網状	勾配変化点上流
入間川	3	0.041	150	*交互(移動×)	0.028	274	網状	勾配変化点付近
入間川	4	0.058	121	交互(移動×)	0.039	238	網状	勾配変化点下流
入間川	5	0.039	111	交互(移動○)	0.020	358	網状	勾配変化点下流
入間川	6	0.097	66	交互(移動○)	0.057	159	網状	勾配変化点下流
入間川	7	0.090	56	交互(移動○)	0.042	199	網状	勾配変化点下流
中津川	1	0.041	80	交互(移動×)	0.026	178	網状	勾配変化点上流
中津川	2	0.037	68	交互(移動×)	0.024	138	網状	勾配変化点上流
中津川	3	0.036	72	交互(移動×)	0.015	316	網状	勾配変化点付近
中津川	4	0.041	52	交互(移動×)	0.013	356	網状	勾配変化点下流
中津川	5	0.087	55	交互(移動○)	0.043	178	網状	勾配変化点下流
中津川	6	0.088	52	交互(移動○)	0.045	158	網状	勾配変化点下流

#### 5-4. 網状流路の実態

##### 5-4-1. 交互砂州を原型とした網状流路

第4章で示した網状流路の形成過程は、一旦交互砂州が形成され、減水期に網状化が進行するというものであり、実河川においては同様のプロセスを経たと考えられる事例も多い。例として本研究で対象とした手取川と酒匂川の扇状地区間の網状流路の状況を図 5-18 に示すが、大局的に見れば交互砂州の構造をしている区間が多く存在する。これらの区間は網状流路とはいえ左右交互に大規模な淵が形成されており、流量が大きい段階では交互砂州が形成されていると考えられる。

網状流路のこのような状況について、既往研究はさほど多くはないが、例えば木下<sup>3)</sup>は大井川のような網状河川でも大局的に見れば交互砂州と同じ構造をしている時がある事を報告している。また、北陸地方の急流網状河川において多くの治水工法を開発した橋本<sup>4)</sup>は、大流量時よりもむしろ中小流量時や洪水減水期に「偏流」と呼ぶ現象が生じ、普段水衝部でない場所に流水が集中して護岸や水制など治水施設の被災が多い事を記している。この偏流現象はまさに実験で示した網状化の進行プロセスと類似している。水理量として見れば、例えば平均年最大流量が 787(m<sup>3</sup>/s)<sup>5)</sup>である常願寺川では、500(m<sup>3</sup>/s)程度の中小洪水時や洪水減水期に護岸や水制など治水施設の被災が多いが<sup>4)</sup>、常願寺川の川幅を 250m、代表粒径を 10cm、勾配を 1/70 とする<sup>5)</sup>と、500(m<sup>3</sup>/s)の場合  $\tau_*$  は 0.065 程度である。このような中小の流量時に治水施設の被害が生じる理由は、一旦形成された交互砂州を原型としてこの流量で徐々に網状化が進行するためと考えられ、様々な水みちが形成されてそれに伴い多くの水衝部が出現するために、治水施設の被害が生じると考えられる。

##### 5-4-2. 交互砂州を原型としない網状流路

しかしながら、全ての網状流路が実験のように交互砂州を原型としているわけではない。例えば天竜川の状態を図 5-19 に示すが、扇状地の上流側では交互砂州を原型とした網状流路が見られるものの、下流側では二列蛇行が卓越している。ここで図 5-20 には、文献 7) を参考に、代表粒径を 68mm とし、鹿島地点の平均年最大流量を 4500(m<sup>3</sup>/s)、また航空写真から川幅を 830m とした場合にとりうる水理量を示した。図 5-21 から、1990 年以降の最大流量 9692(m<sup>3</sup>/s)でも  $\tau_*$  が 0.06 程度となっており、平均年最大流量程度でも  $\tau_*$  は 0.038 程度である。すなわち天竜川の場合、酒匂川や手取川の網状流路の状態とは異なり  $\tau_*$  が小さいため、大流量時であっても交互砂州を形成する程度の掃流力に達する事はない。そのため二列蛇行の区間が存在し、また交互砂州を原型にしていると考えられる区間でもより網状の度合いが強くと現れている。逆に、酒匂川や手取川のように掃流力が大きくなりがちな河川では大規模な洪水時に交互砂州が形成され、この構造がある程度洪水減水期や中小の流量時にも保持されると考えられる。

ここで、山本 5) の「セグメント 1 では礫径によらず平均年最大流量時の  $\tau_*$  が 0.06 程度になる」という結果を考慮すると、天竜川の  $\tau_*$  はかなり小さい。これは、天竜川は手取川や酒匂川よりも土砂生産が活発で土砂供給量が非常に多いため、平均年最大流量時の  $\tau_*$  が 0.06 程度になるように川幅が調節されるのではなく、多量の土砂の流下を許容できるような広い川幅になっているためと考えられる。

以上を総合すると、網状流路は交互砂州を原型として減水期や中小流量時に網状化が生じるものと、交互砂州を原型としておらず常に網状流路の状態であるものとに分類できる。前者の場合は平均年最大流量時の  $\tau_*$  が 0.06 程度以上であり、後者は土砂供給量が多くて川幅が広く、平均年最大流量時の  $\tau_*$  が 0.06 より小さい場合に形成される。

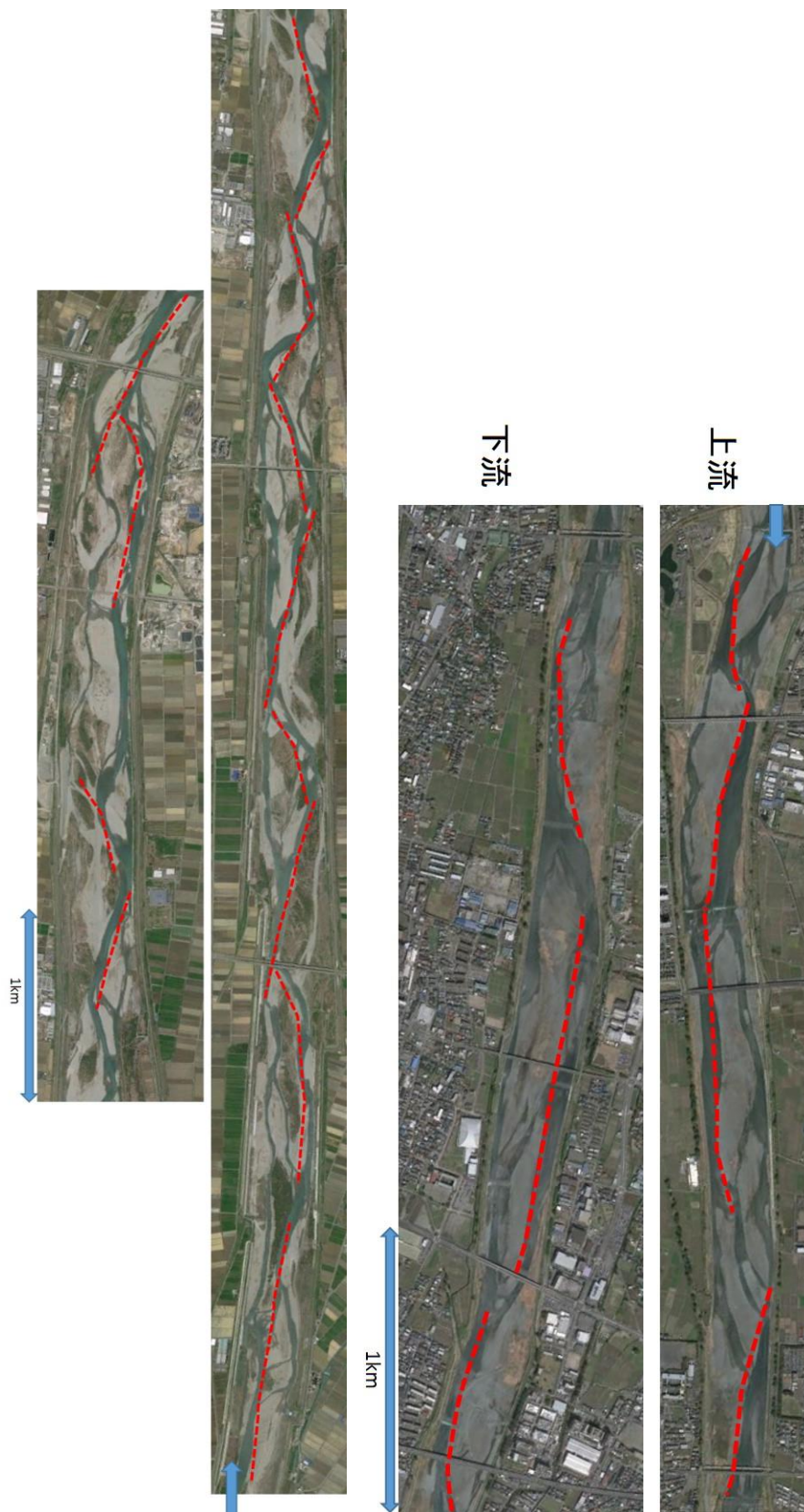


図 5-18 手取川（左）と酒匂川（右）の網状流路の状況



図 5-19 天竜川扇状地区間の網状流路の状況，下流側では二列蛇行が卓越している

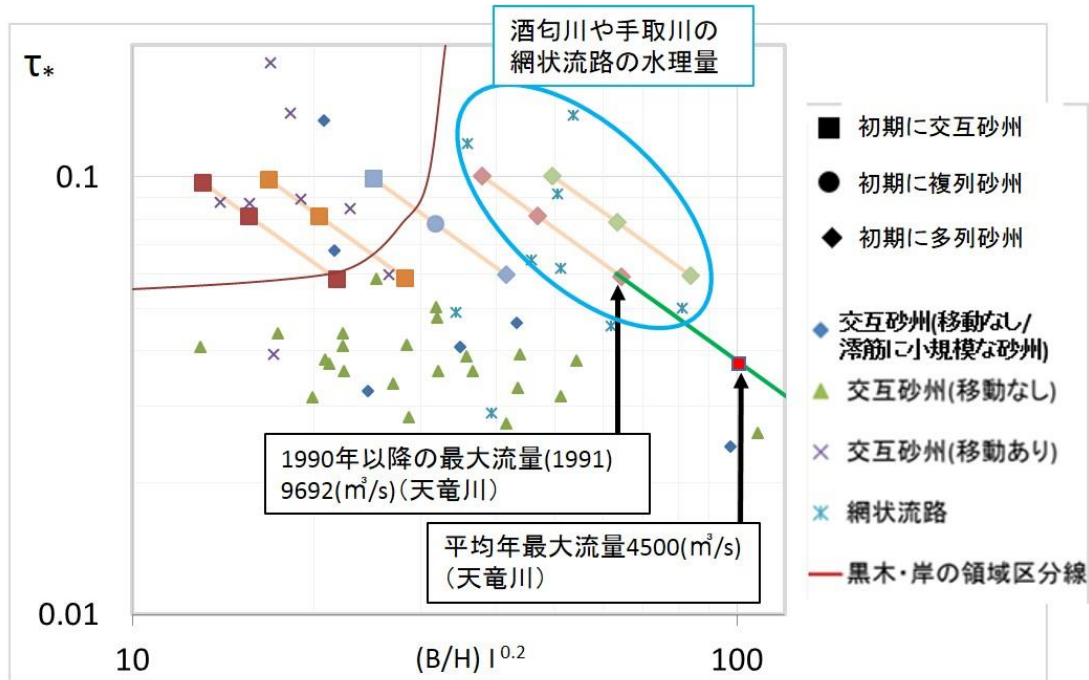


図 5-20 天竜川扇状地区間においてとりうる水理量

### 5-5. 網状流路の交互砂州への遷移過程と礫径によるその違い

既に述べたように、現在主に交互砂州が形成されている渡良瀬川、入間川、中津川等では、勾配変化点の上流側でも下流側でも、1947年の時点ではほとんどの地点で網状流路であった(表 5-1 参照)。これら多くの地点で  $\tau_*$  が 0.02 や 0.03 と算出されている事を考慮すると、1947年当時の網状流路はおそらく天竜川と同様に、上流からの土砂供給が豊富であり、平均年最大流量時の  $\tau_*$  が 0.06 程度になる川幅よりも広い川幅であったと考えられる。実際、本研究で調査した多くの網状流路が 1947年の時点では「交互砂州を原型としない」網状流路であった。しかし一方で  $\tau_*$  が小さく算出されているにも関わらず「交互砂州を原型とした」網状流路も若干であるが存在し、これらの地点では当時の礫径は現在よりも小さく、平均年最大流量時の  $\tau_*$  が 0.06 程度以上であった可能性もある。

1960年代以降堤防や低水護岸の建設に伴って川幅が縮小されると、川幅水深比(あるいは  $(B/H) I^{0.2}$ ) が減少して交互砂州領域に入り、網状流路は徐々に交互砂州へと遷移した。しかし 5-3-5. で示したように、勾配変化点の上流側で礫径が大きい区間では「移動しない交互砂州」となっているが、勾配変化点の下流側で礫径が小さい区間では「移動する交互砂州」となっている。

この事について、図 5-21 は図 2-11 の縦軸を  $\tau_*$  に変更して本研究の調査結果と山本<sup>9)</sup>の

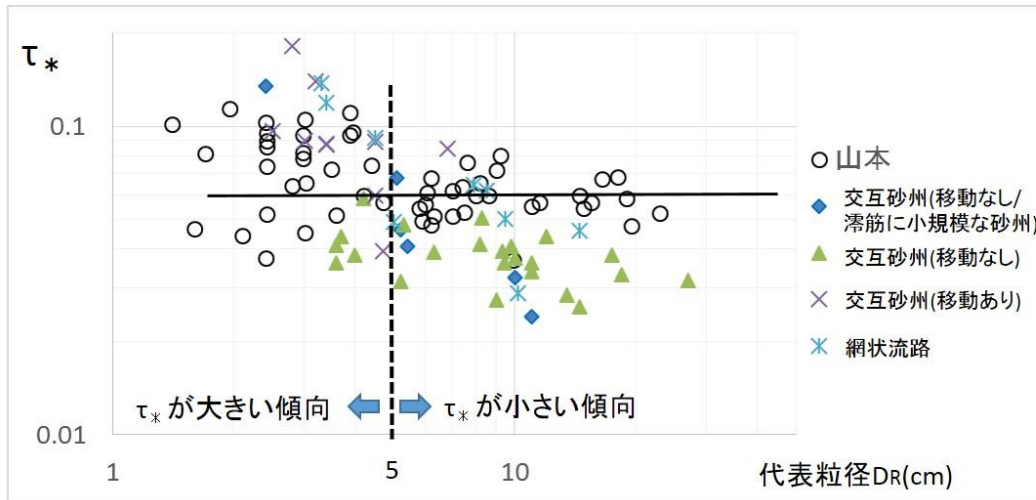


図 5-21 山本<sup>⑥</sup>の図と本研究の調査結果との対応関係 (図 2-13 を再掲)

図とを比較したものであるが、概ね代表粒径が 5cm を境に、それ以上の礫径であれば  $\tau_*$  が小さく、それ以下の礫径であれば  $\tau_*$  が大きい傾向がある。代表粒径が 5cm よりも小さい場合、山本<sup>⑥</sup>は  $\tau_*$  が 0.06 の付近に線を引いているものの、実際には  $\tau_*$  が 0.1 程度の領域にも多くのデータがプロットされており、 $\tau_*$  が上昇しやすい河川も多いと考えられる。一方で代表粒径が 5cm よりも大きい場合は、山本<sup>⑥</sup>のデータは  $\tau_*$  が 0.06 付近にプロットされているが、本研究では  $\tau_*$  がより小さい領域にプロットされている。これは、元々  $\tau_*$  が小さい状況であるか、あるいは 1970 年代の山本のデータと比較して現状では  $\tau_*$  が低下しているとも考えられる。後者の場合、 $\tau_*$  に影響する水深と礫径という要素のうち、川幅が狭くなっている事を考えると水深はむしろ上昇傾向であり  $\tau_*$  を増大させる要因であるが、礫径が大きくなっている場合には  $\tau_*$  を低下させる要素である。扇状地の扇頂部には大規模な堰が建設されやすく、扇状地区間、特に勾配変化点上流側では細粒分の供給が減少している事を考慮すれば、勾配変化点上流側で粗粒化が進行し、 $\tau_*$  が低下している可能性がある。

このように勾配変化点上流側では礫径が大きく平均年最大流量時の  $\tau_*$  が小さいものの、渡良瀬川の例で図 5-2 等にしたように、既往最大規模の出水ではどの地点でも  $\tau_*$  は 0.06 を上回っており、その流量で交互砂州が形成され、それが長期間「移動しない交互砂州」として維持されている地点が多い。実験で示したように、一旦大きい流量で交互砂州が形成された後に小さい流量を経験すると、交互砂州の形状を保ったまま滞筋のみを土砂が通過するために流砂量が多くなる。それ故に平均年最大流量時の  $\tau_*$  が小さい代表粒径が 5cm 以上の地点では、河床低下が進行しやすい状況であり、それに伴う樹林化が進行する可能性も高く、実際にそのような状況になっている。なお、このように滞筋のみを土砂が通過している結果として、河床表層材料が粗粒化し、線格子法によって大きい礫が計測されている可能性もある。

一方で平均年最大流量時の  $\tau_*$  が大きい代表粒径が 5cm 以下の地点では、頻繁に交互砂

州が移動しうる流量を経験するために河床低下はさほど生じておらず、樹林化等の問題も生じていない。

#### 5-6. 第5章のまとめ

本章の結果をまとめると図 5-22 のようになる。図 5-22 中で流量の増減に対しては、交互砂州と網状流路の境界として記した青い線（式 2-6 参照）と平行に変化する。実河川の河床形態は概ねこの線を境界として網状流路と交互砂州とに分けられるが、平均年最大流量時の  $\tau_*$  が 0.06 程度以上かそれ以下かによっても、河床形態の特徴が異なる。

交互砂州の領域においては、 $\tau_*$  が大きければ浅川の高幡橋地点のように交互砂州の移動が継続するが、 $\tau_*$  が小さい場合浅川橋地点のように移動しない状況である。 $\tau_*$  が小さくて移動しない交互砂州は扇状地の勾配変化点よりも上流側で礫径が 5cm 以上の箇所が多く見られ、その多くは元々網状流路であった。しかし川幅が狭くなると共に網状流路は交互砂州へと移行し、一旦大きい出水で交互砂州が形成されると、普段は  $\tau_*$  が小さいために滞筋のみを土砂が移動するために滞筋部分の河床低下が生じており、切り立った前縁線が形成されている。

網状流路の領域では、 $\tau_*$  が大きい場合には一旦交互砂州が形成され、これを原型として  $\tau_*$  が 0.06 程度の流量時に網状化が進行する。一方、土砂供給量が多くて川幅が広いために  $\tau_*$  が小さく、0.06 よりも大きい流量をあまり経験しないような箇所では交互砂州は形成されず、二列蛇行等のより網状の度合いが高い河床形態を維持する傾向がある。

これらの結果から、河床形態を規定している要素とそれらの関係を示すと図 5-23 のように考える事ができる。交互砂州か網状流路かを規定するのは川幅水深比（あるいは  $B/H I^{0.2}$ ）であるが、川幅の決定に際しては上流からの土砂供給量の影響を受ける。ここでいう川幅は、礫床河川では通常  $\tau_*$  が 0.06 程度になるように決定され、その意味では流量、勾配、礫径といった要素が川幅を規定してはいるものの、図 5-23 ではそれを省略した。土砂供給量が多い場合にはそれに応じて広い川幅となり、また堤防や低水護岸といった人為的要素がこれに加わり、川幅が決定される。ここで、ダムや堰の設置により上流からの土砂供給量やその質が変化すれば礫径が影響を受ける。また、堤防や低水護岸の建設で川幅が縮小すれば、礫径が変化する事も考えられる。これらの情報から、図 5-22 の中で、流量の変化に対してとりうる直線が一本に規定され、交互砂州か網状流路かが決定される。さらに、平均年最大流量等の流量の情報により  $\tau_*$  が規定され、図 5-22 中のどの状況に置かれるかが決定される。

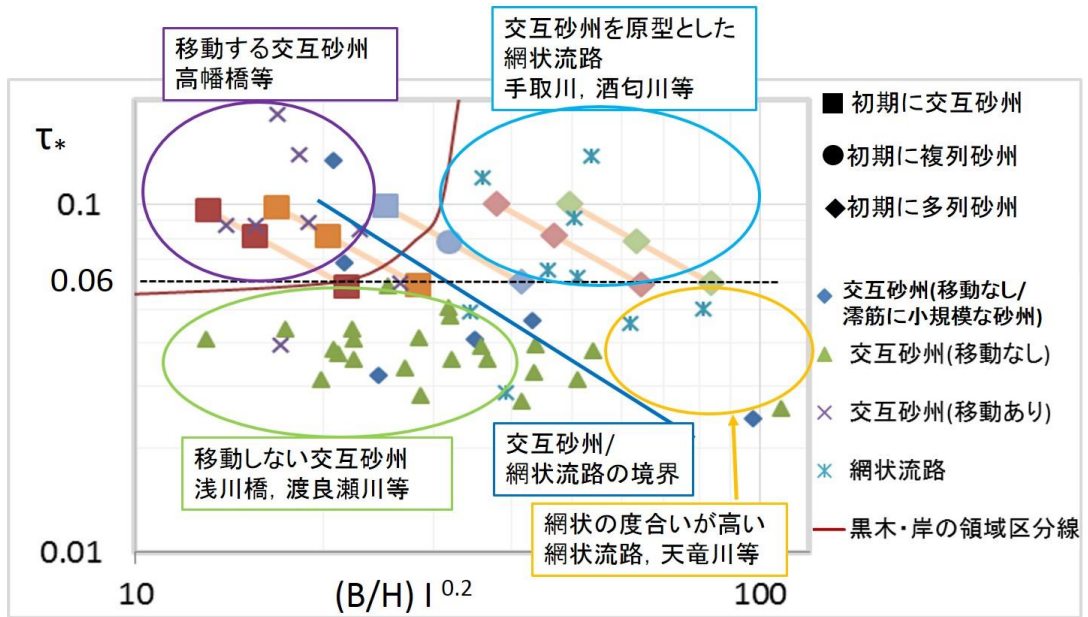


図 5-22 第 5 章のまとめ

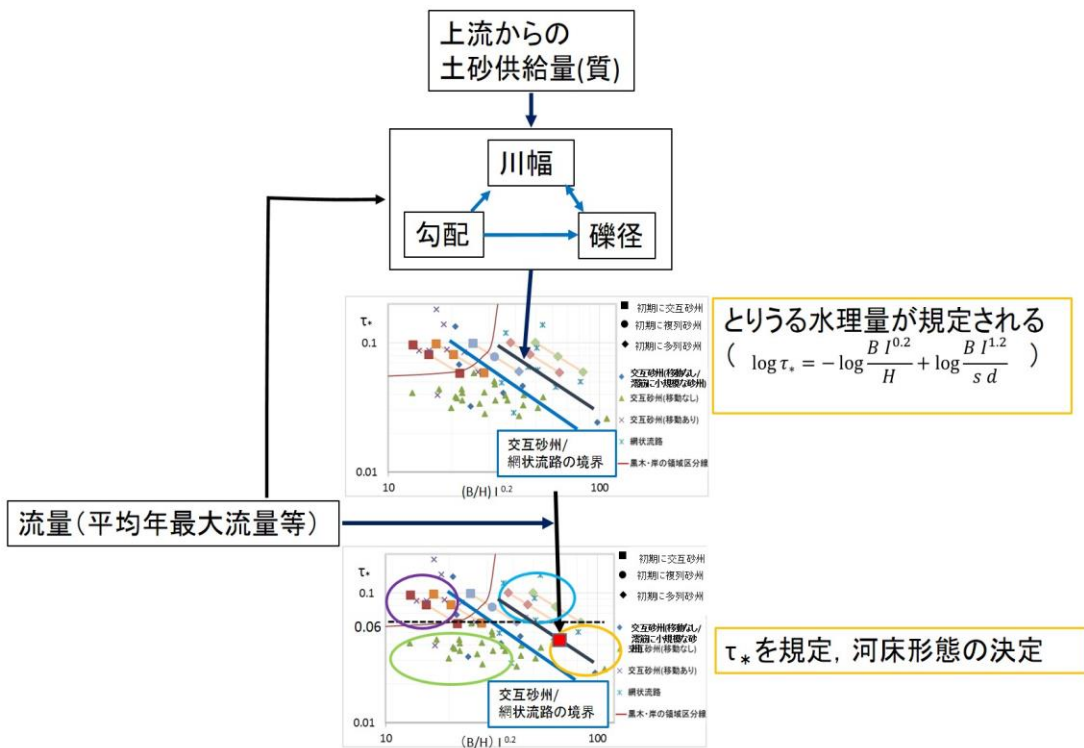


図 5-23 河床形態を規定する要素とそれらの関係



# 第 6 章

---

## 結論

## 6-1. まとめ

日本各地の礫床河川でかつて網状流路であった河川が交互砂州へと変遷してきている状況を踏まえ、実河川においてその変化の実態を把握すると共に、交互砂州から網状流路へ、あるいはその逆へという遷移の過程を水理実験によって明らかにし、実験結果と実河川との対応関係を把握する事で河床形態の変化の原因を明らかにする事を本研究の目的とした。(第1章)

まず関東地方を中心とした8河川の48地点で調査した礫径、川幅、勾配、平均年最大流量に関するデータを用い、これら48地点の水理量を各地点の河床形態と併せて黒木・岸の領域区分図にプロットした。その結果、平均年最大流量の無次元掃流力 $\tau_*$ は、通常の礫床河川の値である0.06と比較して小さい値となっている箇所が多く、これらの地点では交互砂州が形成されているものの、砂州の移動はほとんどみられない状況であった。交互砂州が形成されている箇所でも $\tau_*$ が0.08程度以上の箇所では交互砂州が移動している状況であり、また、 $(B/H)I^{0.2}$ が大きい領域では網状流路であった。さらに、1947年の航空写真から判断した河床形態と現状の河床形態とを照らし合わせると、現在「移動していない交互砂州」となっている箇所の多くで1947年の時点では網状流路であり、かつて網状流路であった箇所の多くが移動しない交互砂州へと遷移したという実態を明らかにした。(第2章)

次に、第2章で調査した水理量を模擬して15通りの流量を一定時間通水する実験を行い、定常流量での河床形態の特徴及びその遷移過程について把握した。通水初期に複列砂州が形成された実験では、徐々に交互砂州へと遷移していったが、交互砂州へと以降しても比高が低い部分のみを流砂が移動したため、砂州の下流方向への移動が見られなかった。複列砂州経由の実験では土砂が滲筋のみを移動するため $\tau_*$ が0.06程度の実験においても流砂量が大きい。これらの現象及び状況は、数値シミュレーションによっても確認できた。(第3章)

さらに、一定流量で形成した砂州により小さい流量を通水する実験を行った。複列砂州経由の交互砂州は、小流量通水時、特に $\tau_*$ が0.06程度の流量下では交互砂州の発散部に相当する部分で土砂が堆積して流れの分岐が生じ、この分岐を引き金として網状流路化が進行した。一方で、複列砂州を経由しなかった交互砂州の場合、 $\tau_*$ が0.06程度の流量下で $(B/H)I^{0.2}$ が30以下であれば網状流路とはならず、小流量時にも大流量時に形成した交互砂州の形状を維持した。すなわち実河川に置き換えると、様々な流量を経験する中で $\tau_*$ が0.06程度の流量下で $(B/H)I^{0.2}$ が30程度になるか否かが、ある場所に交互砂州が形成されているか網状流路が形成されているかについての境界であると考えられる事ができる。これらの現象及び状況は、数値シミュレーションによっても確認できた。(第4章)

こうした状況が実河川でも生じているか否かを確認し、また砂州の特徴を捉え、河床形態の遷移が進行した理由について考察するために、より詳細な現地観測を行った。「網状流路」から「移動しない交互砂州」へと遷移した渡良瀬川の41km地点を例に過去から現在まで

の水量を調査すると、護岸の建設等に伴う川幅の縮小によって「網状流路」から「移動しない交互砂州」へと遷移していた。次に浅川の高幡橋（移動する交互砂州）と浅川橋（移動しない交互砂州）の二地点で行った地形測量と交換層厚を含めた土砂動態の観測から、高幡橋地点では砂州前縁線が徐々に下流方向に向かい移動してなだらかな前縁線を形成しているのに対し、浅川橋地点では滞筋のみを土砂が移動し、前縁線は切り立っていた。また、「移動しない交互砂州」は扇状地の勾配変化点がある河川ではその上流側で見られる傾向があるが、勾配変化点の上流側では礫径が大きく $\tau_*$ が上昇しにくいいため、一度大流量で交互砂州が形成され、普段の小規模な洪水で滞筋が削り込まれた結果河床低下が生じ、砂州が移動していないと考えられる。次に、網状流路については、 $\tau_*$ が大きい場合には一旦交互砂州が形成され、これを原型として $\tau_*$ が0.06程度の流量時に網状化が進行する。一方、土砂供給量が多くて川幅が広いために $\tau_*$ が小さく、0.06よりも大きい流量をあまり経験しないような箇所では交互砂州は形成されず、二列蛇行等のより網状の度合いが高い河床形態を維持する傾向がある。（第5章）

第3章で示した、初期に複列・多列砂州が形成された後に交互砂州へと遷移するケースについて、比高が低い部分に主要な流砂が集中するために砂州の下流方向への移動がほぼ生じないが、比高が高い部分では全てが浮州となっているわけではなく、側壁に沿って小規模な流砂が存在している。その意味ではこの場合には一応水路横断方向の全体に渡って流砂運動が生じているため「砂州」と呼ぶに相応しいと考える。しかしこのようにして形成された交互砂州は $\tau_*$ が0.06程度の流量の作用により網状化が進行するため、主要な流路に交互砂州の形状は見られるものの「網状流路」の状況となっている。一方で現在「移動しない交互砂州」の状況となっている砂州の多くでは、比高の高い部分では浅川橋の観測結果のように流砂運動はほとんど見られず、川幅の全体にわたって流砂運動が存在しないという点ではもはや「蛇行流路」とも呼べる状況である。本研究では便宜上「交互砂州」という用語を用いたが、これら「移動しない交互砂州」の呼称をどのようにすべきかについては今後の課題である。

## 6-2. 本研究の意義と今後の展望

河床形態の特徴は $\tau_*$ と $(B/H)I^{0.2}$ という指標によって概ね区分できる事を示し、川幅の変化によって河床形態の遷移が進行する過程を明らかにした。現在「移動しない交互砂州」の状況になっており、河床低下や樹林化が生じている河川においては、この区分線よりも右側、すなわち網状流路側になるように低水路幅を調節することによって、かつて形成されていたような網状流路を復元できる可能性がある。このような箇所で短期的に砂州の移動が生じるようにするには、例えば低水路幅だけを狭くして掃流力を上昇させるという方法もあり得るが、河床低下等を招く可能性もあり、持続的な方法ではない。そこで、掃流力を上昇させるよりは、川幅を拡げて $(B/H)I^{0.2}$ が大きくなるような整備を行うのが現実的な選択肢

である。堤防の位置を変える事は困難だが、低水護岸の位置を調節し、護岸建設以前のように所々で網状化が生じるような場所を設定する事は可能であり、今後検討していくべきである。

## 参考文献

### 第1章

- 1) 原田大輔・知花武佳・山下貴美子：ハリエンジュの生育特性に着目した多摩川の樹林化河道形成機構，河川技術論文集，第16巻，2010.
- 2) 山本嘉昭・鈴木克尚・江幡禎則：神流川における外来樹木種対策を組み込んだ河道整備，河川技術論文集，第17巻，pp.155-160，2011.
- 3) 貴家尚哉・佐々木健一・池田和也・田中聡：阿賀川における樹木管理と礫河原の再生について，河川技術論文集，第17巻，pp.209-214，2011.
- 4) 井口昌平・吉野文雄：河床形態の研究の過程について，生産研究，第19巻，1号，1967.
- 5) H. Grebenau: Der Rhein vor und nach seiner Regulierung auf der Strecke von der elssassisch-bayerischen Grenze bis Germersheim, Durkheim a.d.H.1870.
- 6) H.Engels: Untersuchungen uber die Bettausbildung gerader oder schwach gekrummter Flubstrecken mit beweglicher Sohle. Zeitschrift fur Bauwesen, 1905.
- 7) Leopold L. B. and Wolman M.G. : River channel patterns, braided meandering and straight. United States Geological Survey, Professional Paper, 262B, 1957.
- 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.
- 9) 木下良作・三輪式：砂レキ堆の位置が安定する流路形状，新砂防，vol.94，pp.12-17，1974.
- 10) 井口昌平・生川登：移動床形態の区分とくに砂礫堆の形成限界について，水理講演会講演集，Vol. 11，pp.13-18，1967.
- 11) 林泰造：河川蛇行の成因についての研究，土木学会論文集，第180号，pp. 61-70，1970.
- 12) 鮎川登：河川蛇行の発生限界に関する研究，土木学会論文集，第181号，pp. 67-76，1970.
- 13) 池田宏：砂礫堆からみた河床形態のタイプと形成条件，地理学評論，Vol.48，No.10，pp.712-730，1975.
- 14) 藤田裕一郎・村本嘉雄：中規模河床形態の分類と形成条件，水理講演会論文集，第22回，pp. 275-282，1978.
- 15) 黒木幹雄・岸力：中規模河床形態の領域区分に関する理論的研究，土木学会論文報告集第342号，1984.
- 16) 玉井信行・三国史雄・長尾哲：直線水路における複列砂礫堆と網状流路の形成について，水理講演会論文集，第22回，pp.265-273，1978.
- 17) 藤田裕一郎・赤松秀樹・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，第29号，B-2，1986.
- 18) 藤田裕一郎：網状河川の問題と最近の研究，水工学に関する夏期研修会講義集，第23巻，Aシリーズ，1987.
- 19) 芦田和男・江頭進治・里深好文：網状流路における流砂量，水工学論文集，第35巻，

- 1991.
- 20) SCHUMM.S.A and KHAN.H.R. : Experimental study of channel patterns, Geological Society of America Bulletin, 83: 1775-1770. 1972.
  - 21) P.E. ASHMORE : How do gravel-bed rivers braid?, Canadian Journal of Earth Sciences 28: 326-341, 1991.
  - 22) R. I. FERGUSON : Understanding braiding processes in gravel-bed rivers: progress and unsolved problems, Geological society of London, Special Publication 75, 73-88. 1993.
  - 23) R. I. FERGUSON: Hydraulic and sedimentary controls of channel pattern. In Richards, K., editor, River channels: environment and process, Institute of British Geographers Special Publication 18, Oxford: Blackwell, 129-58. 1987.
  - 24) M.G. KLEINHANS: Sorting out river channel patterns. Progress in Physical Geography 34(3) 287-326, 2010.
  - 25) 三輪式：単列砂レキ堆と複列砂レキ堆の関係，水理講演会論文集，第 28 回，pp. 775-781, 1984.
  - 26) 竹林洋史・江頭進治：自己形成流路の形成過程と形成水理条件，土木学会論文集，No.677/II-55, pp.75-86, 2001.
  - 27) 渡邊康玄，桑村貴志：複列砂州のモード減少過程に関する水理実験，水工学論文集，第 48 巻，pp997-1002, 2004.
  - 28) Hansen, E.: On the formation of meanders as a stability problem, Hydraul. Lab. Tech. Univ. Denmark Basic Res. Prog. Rep. 13, pp.9-13, Tech. Univ. of Denmark, Lyngby, 1967.
  - 29) F. Engelund and O. Skovgaard: On the origin of meandering and braiding in alluvial streams, Journal of Fluid Mechanics, Volume 57, Issue 02, pp 289- 302,1973.
  - 30) 泉典洋・A.PORNPROMMIN : 振幅展開法を用いた砂州の弱非線形解析，土木学会論文集，No.712/II-60, pp.73-86, 2002.
  - 31) 藤田裕一郎・村本嘉雄・堀池周二・小池剛：交互砂州の発達機構，水理講演会論文集，第 26 巻，pp.25-30, 1982.
  - 32) 長谷川和義・山岡勲：発達した交互砂州の性状に関する実験と解析，水理講演会論文集，第 26 巻，pp.31-38, 1982.
  - 33) Christopher A. Frissell, William J. Liss, Charles E. Warren, and Michael D. Hurley: A Hierarchical Framework for Stream Habitat Classification: Viewing Streams in a Watershed Context, *Environmental Management*, vol.10 No.2, pp.199-214, 1986.
  - 34) 知花武佳・辻本哲郎・玉井信行：物理環境の階層構造を考慮した魚類生息場評価法の開発，水工学論文集第 48 巻，pp.1567-1572, 2004.
  - 35) 寺本敦子・辻本哲郎：砂州形状の特性と平水時の流路構造，水工学論文集，第 50 巻，

- pp961-966, 2006.
- 36) 渡邊康玄・佐藤耕治・大山史晃：非定常流の下での砂州形成実験，水工学論文集，第 46 卷，pp725-730，2002.
  - 37) 渡邊康玄・安田浩保・島田友典：中規模河床波の低流量時における形状変化過程に関する水理実験，水工学論文集，第 51 卷，pp1039-1044，2007.
  - 38) 益本孝彦・渡邊康玄：洪水減水期における水みちの形成，水工学論文集，第 55 卷，pp799-804，2011.
  - 39) 藤森裕章・知花武佳：河原地形と河床材料分級から見られる流域特性，河川技術論文集，第 16 卷，p207-212，2010.
  - 40) 忠津哲也・下條康之・内田龍彦・福岡捷二：洪水流による砂州の移動・変形と砂州粒度構成の変化，河川技術論文集，第 16 卷，pp.119-124，2010.
  - 41) 溝口敦子：低水護岸を有する矢田川低水路における交互砂州の変動特性，河川技術論文集，第 16 卷，pp.107-112，2010.
  - 42) 高橋玄・安田浩保：複列砂州の維持条件に関する一考察，水工学論文集，第 56 卷，pp961-966，2012.
  - 43) 山口里実・鈴木英一・清水康行・井上卓也，築堤当時の札内川にみられる河床変動特性：蛇行水路における複列砂州に関する河床変動計算，水工学論文集，第 57 卷，pp1141-1146，2013.
  - 44) Joseph M. Wheaton, James Brasington, Stephen E. Darby, Alan Kasprak, David Sear and Damiá Vericat : Morphodynamic signatures of braiding mechanisms as expressed through change in sediment storage in a gravel-bed river, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, Vol 118, Issue 2, 2013.
  - 45) B.C. Eaton, Robert G. Millar, Sarah Davidson : Channel patterns: Braided, anabranching, and single-thread, *Geomorphology*, 120, pp.353–364, 2010.
  - 46) Maarten G. Kleinhans and Jan H. van den Berg : River channel and bar patterns explained and predicted by an empirical and a physics-based method, *Earth Surf. Process. Landforms* 36, 721–738, 2011.
  - 47) Alessandra Crosato and Erik Mosselman : Simple physics-based predictor for the number of river bars and the transition between meandering and braiding, *Water resources research*, Vol. 45, W03424, 2009.
  - 48) 清水義彦・岩見収二：礫床河川の植生化による砂州・みお筋の形態変化について，水工学論文集，第 56 卷，pp973-978，2012.

## 第2章

- 1) 山本晃一：沖積河川－構造と動態－，技報堂出版，2010.
- 2) 三國谷隆伸：山地河川における河床構造の規定要因に関する研究，東京大学修士論文，2011.
- 3) 原田大輔・知花武佳・山下貴美子：ハリエンジュの生育特性に着目した多摩川の樹林化河道形成機構，河川技術論文集，第16巻，2010. (再掲)
- 4) 山本嘉昭・鈴木克尚・江幡禎則：神流川における外来樹木種対策を組み込んだ河道整備，河川技術論文集，第17巻，pp.155-160，2011. (再掲)
- 5) 河村三郎・小沢功一：山地河川における河床材料のサンプリング方法と粒度分布，土木学会誌 55-12，p53-58，1970.
- 6) 山本晃一：礫河床のサンプリングと統計的処理，土木技術資料 13-7，p354-358.
- 7) 国土交通省水管理・国土保全局：河川砂防技術基準 調査編，第4章第3節，pp.20-21.
- 8) 藤田裕一郎：網状河川の問題と最近の研究，水工学に関する夏期研修会講義集，第23巻，Aシリーズ，1987. (再掲)
- 9) 河村三郎：土砂水理学 1，森北出版，1982.
- 10) 国土技術研究センター(編)：河道計画検討の手引き，山海堂，pp.97-131，2002.
- 11) 黒木幹雄・岸力：中規模河床形態の領域区分に関する理論的研究，土木学会論文報告集 第342号，1984. (再掲)
- 12) 須川遼：渡良瀬川山地部における河床の生息場構造と流域・河道特性の関係性，東京大学修士論文，2012.

## 第3章

- 1) 黒木幹雄・岸力：中規模河床形態の領域区分に関する理論的研究，土木学会論文報告集 第342号，1984. (再掲)
- 2) 寺本敦子・辻本哲郎：砂州形状の特性と平水時の流路構造，水工学論文集，第50巻，pp961-966，2006. (再掲)
- 3) 竹林洋史・江頭進治：自己形成流路の形成過程と形成水理条件，土木学会論文集，No.677/II-55，pp.75-86，2001. (再掲)
- 4) 渡邊康玄，桑村貴志：複列砂州のモード減少過程に関する水理実験，水工学論文集，第48巻，pp997-1002，2004. (再掲)
- 5) 藤田裕一郎・村本嘉雄・堀池周二・小池剛：交互砂州の発達機構，水理講演会論文集，第26巻，pp.25-30，1982. (再掲)
- 6) 池田駿介：単列交互砂州の波長と波高，水理講演会論文集，第27巻，pp.689-695，1983.
- 7) 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，土木学会論文集，第206号，pp.59-69，1972.
- 8) 河川シミュレーションソフト「iRIC」，<http://i-ric.org/ja/index.html>.



- 9) 清水康行：河道平面形状の形成における河床・河岸の変動特性の相互関係について，水工学論文集，第 47 巻，pp. 643-648，2003.

#### 第 4 章

- 1) 益本孝彦・渡邊康玄：洪水減水期における水みちの形成，水工学論文集，第 55 巻，pp799-804，2011.（再掲）
- 2) 寺本敦子・辻本哲郎：砂州形状の特性と平水時の流路構造，水工学論文集，第 50 巻，pp.961-966，2006.（再掲）
- 3) 黒木幹雄・岸力：中規模河床形態の領域区分に関する理論的研究，土木学会論文報告集第 342 号，1984.（再掲）
- 4) 野上毅・渡邊康玄・近藤祐介：大流量時に形成された砂州上の低水時における流路形成過程，寒地土木研究所平成 18 年度技術研究発表会，2006.
- 5) 益本孝彦・渡邊康玄：洪水減水期における水みちの形成，水工学論文集，第 55 巻，pp799-804，2011.（再掲）

#### 第 5 章

- 1) 日野将人：多摩川水系浅川における経年的な砂州の移動・変形特性に関する研究，東京大学修士論文，2013.
- 2) 原田大輔：勾配変化点と大礫の挙動に着目した河床低下と樹林化の進行過程，東京大学修士論文，2011.
- 3) 木下良作：河道平面計画論，水工学に関する夏期研修会講義集，第 8 回，A.2.1-A.2.13，1972.
- 4) 橋本規明：新河川工法，森北出版，1956.
- 5) 黒田勇一・福岡捷二・山本輝・吉田和弘・井内拓馬：礫床河川の滯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) 山本晃一：沖積河川－構造と動態－，技報堂出版，2010.（再掲）
- 7) 兵藤誠・竹門康弘・角哲也：天竜川におけるアユ産卵床の河床地形特性と変動履歴の関係，河川技術論文集，第 20 巻，pp.67-72，2014.

## 謝辞

本研究を進めるにあたり、主査の知花武佳先生には、卒業論文以来6年間にわたり、様々な点でご指導や助言をいただき、また数多くの現地調査に赴き、研究の楽しさを教えていただきました事、感謝申し上げます。また、ご多忙の中副査を引き受けていただいた早稲田大学の関根正人先生、名城大学の溝口敦子先生、本学の佐藤慎司先生、田島芳満先生、小池俊雄先生には、何度も研究の内容について相談をさせていただき、多方面の観点から様々なご指摘や示唆をいただきました事、大変感謝しております。また、本研究の内容は、2009年度以降本研究室に在籍した数十名に及ぶ多くの皆様と共に現地調査に赴き、あるいは議論する中で生まれ、完成したものであり、ご協力いただいた全ての皆様に感謝いたします。

なお、本研究は文部科学省グリーン・ネットワーク・オブ・エクセレンス (GRENE-ei) および、日本学術振興会特別研究員奨励費(248841)の助成を受けて実施したものであり、ここに記して謝意を表します。

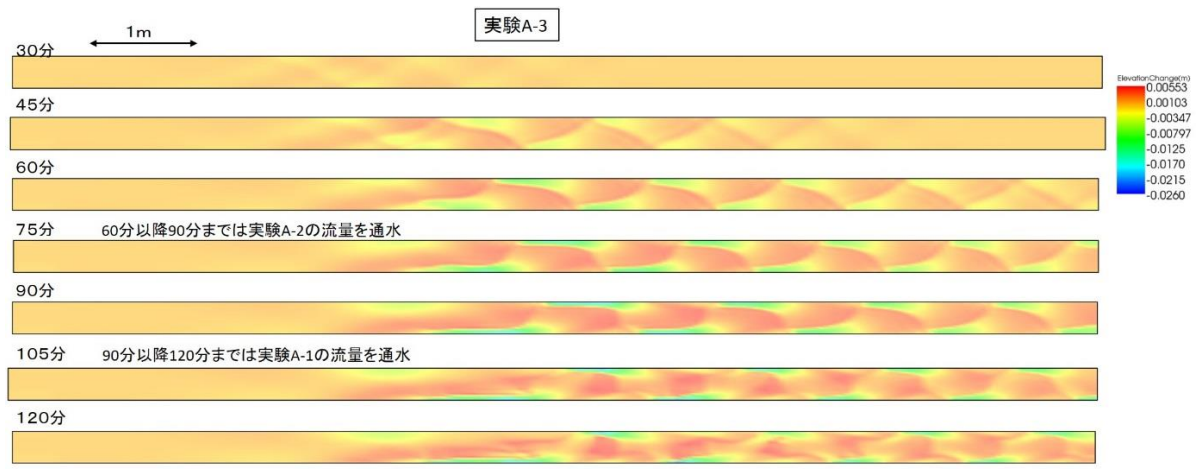
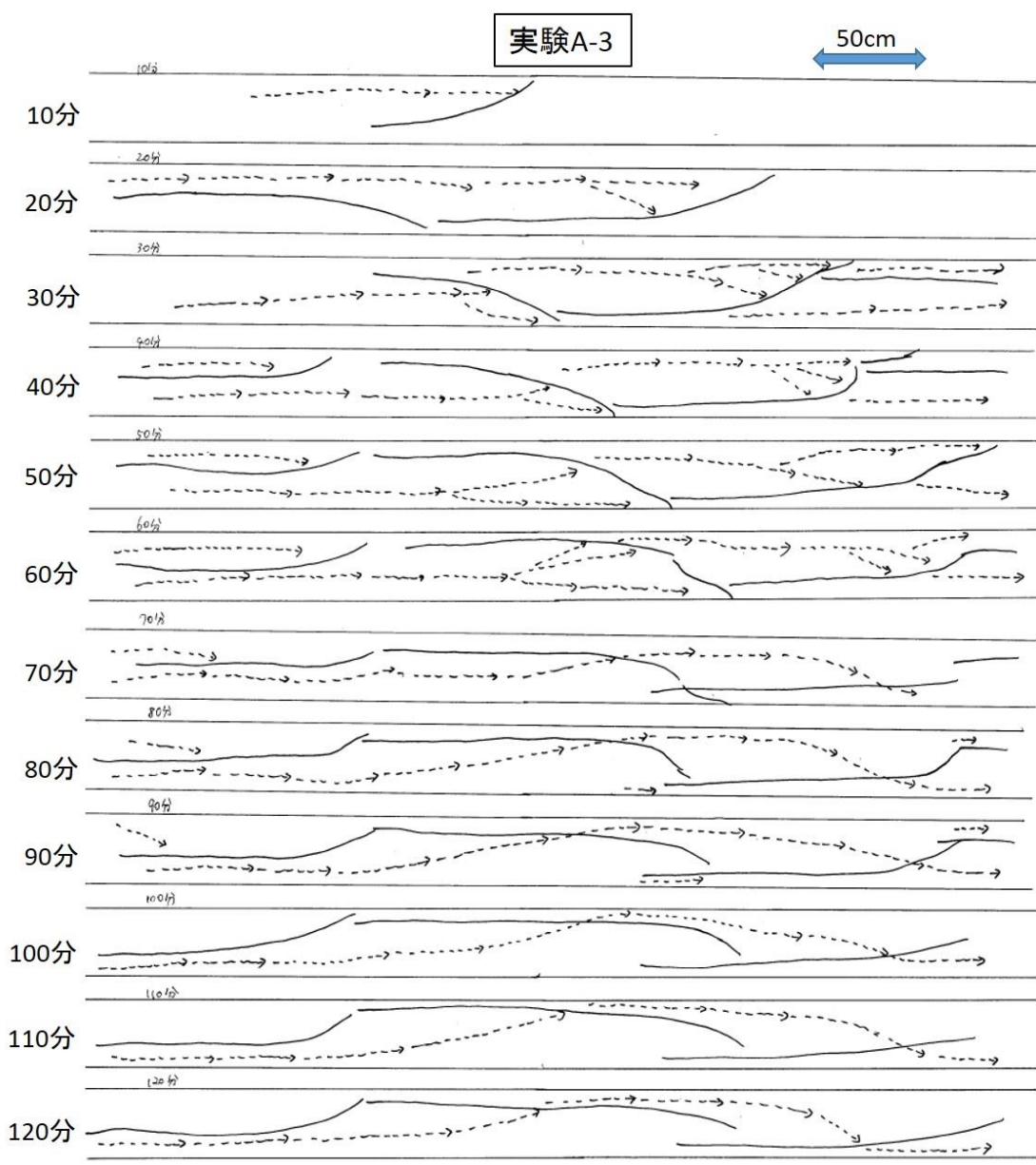
# 付録

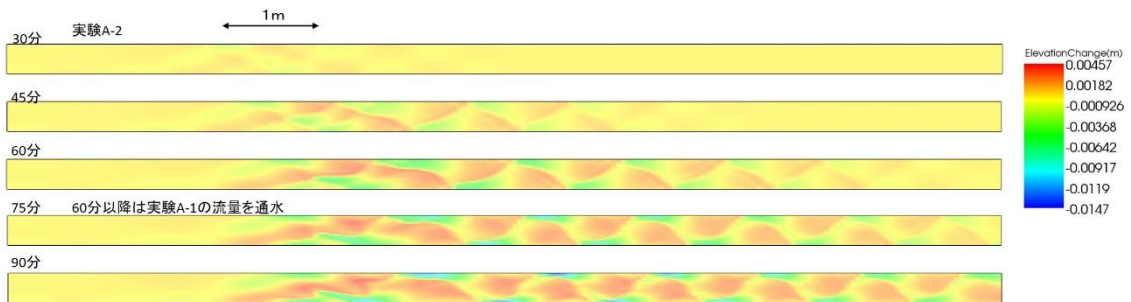
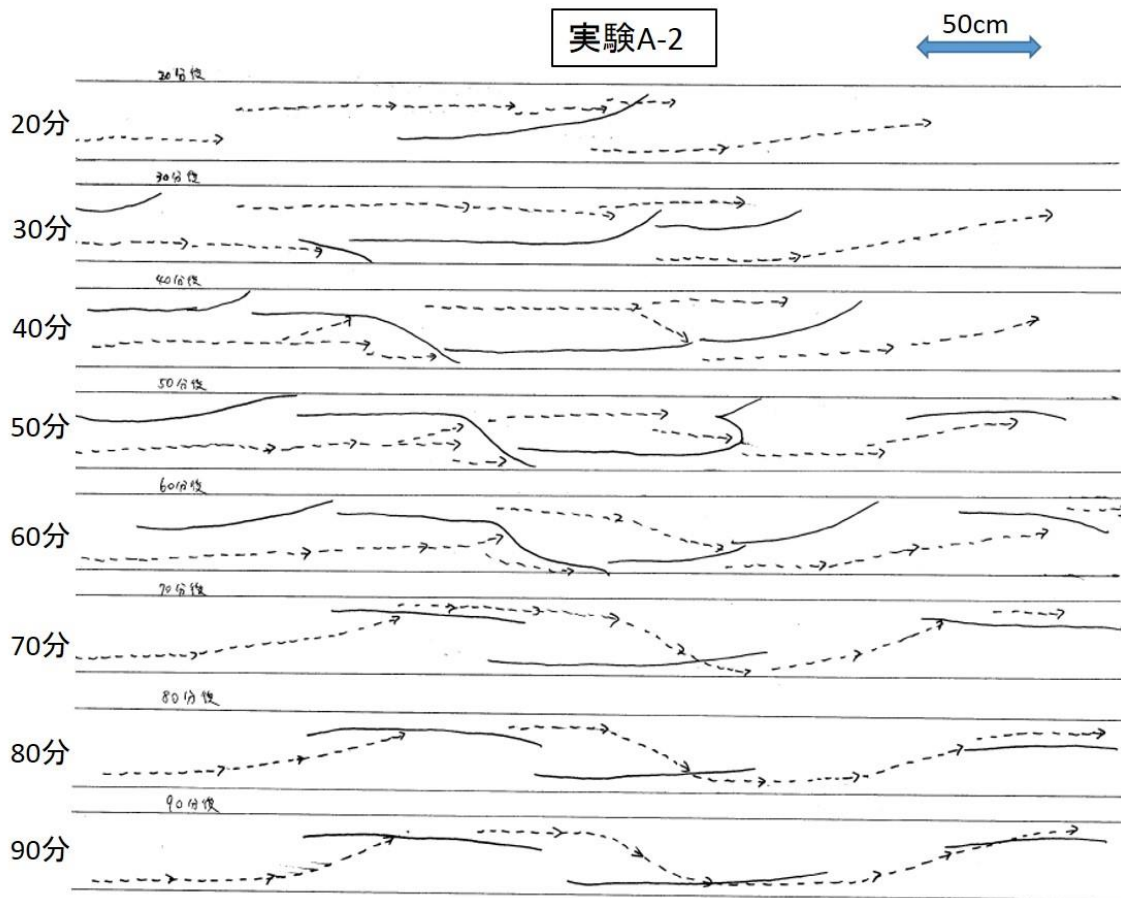
---

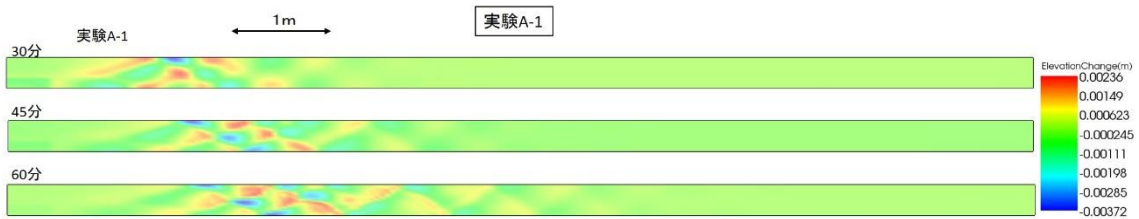
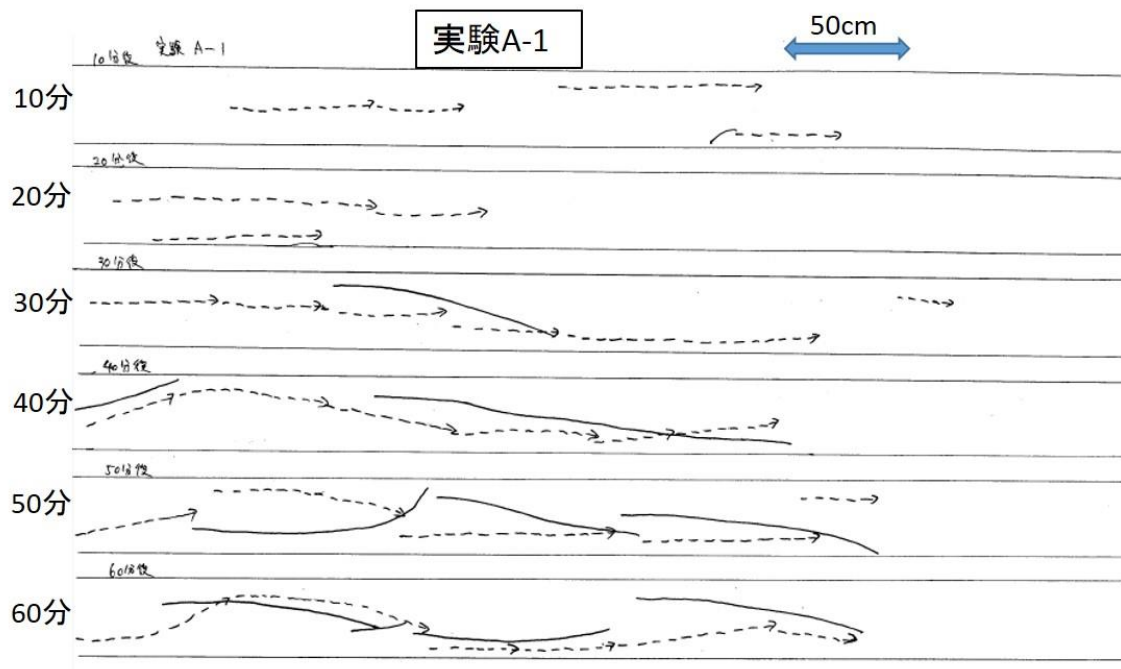
各実験のスケッチと  
数値シミュレーションの結果

第3章と第4章で行った各実験結果のスケッチと数値シミュレーションの結果についてここに示す。実験やシミュレーションの方法は既に述べたとおりである。なお、各実験とも最初の60分間は第3章の方法で、表3-1に示したそれぞれの水理量で一定の流量を通水し、60分経過時には一旦通水を停止した。次に60分から90分の間は第4章に示した方法で、一段階小さい流量を通水した。90分から120分の間は、もう一段階小さい流量を通水した。ただし既に最も小さい流量（ $\tau_*$ が0.06程度の流量）となったケースについてはそれ以上流量を減少させなかった。

なお、ここでは実験結果と数値シミュレーション結果とを比較できるように、実験毎に実験結果と数値シミュレーション結果とを併記した。また、実験のスケッチは10分毎に行ったが、シミュレーション結果は、初期の河床形態が現れて以降その変化が分かるように一定の時間間隔で掲載した。

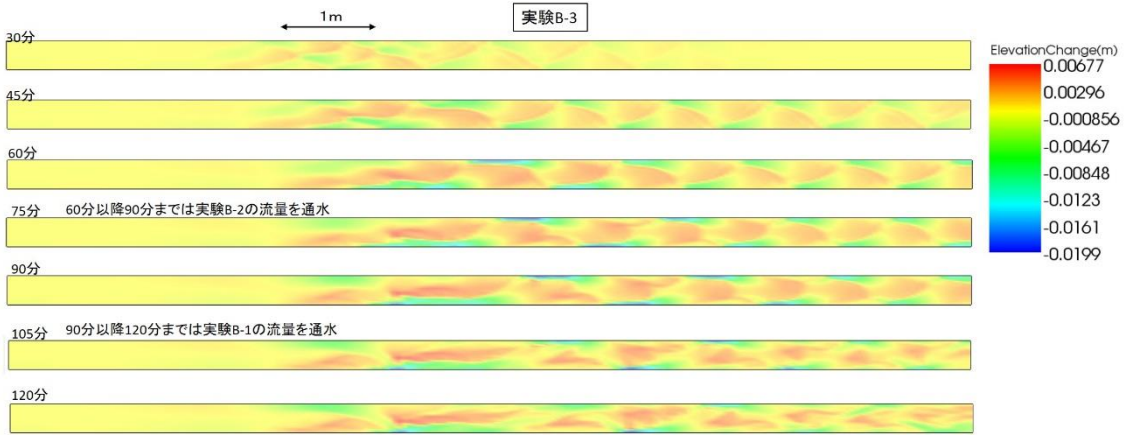
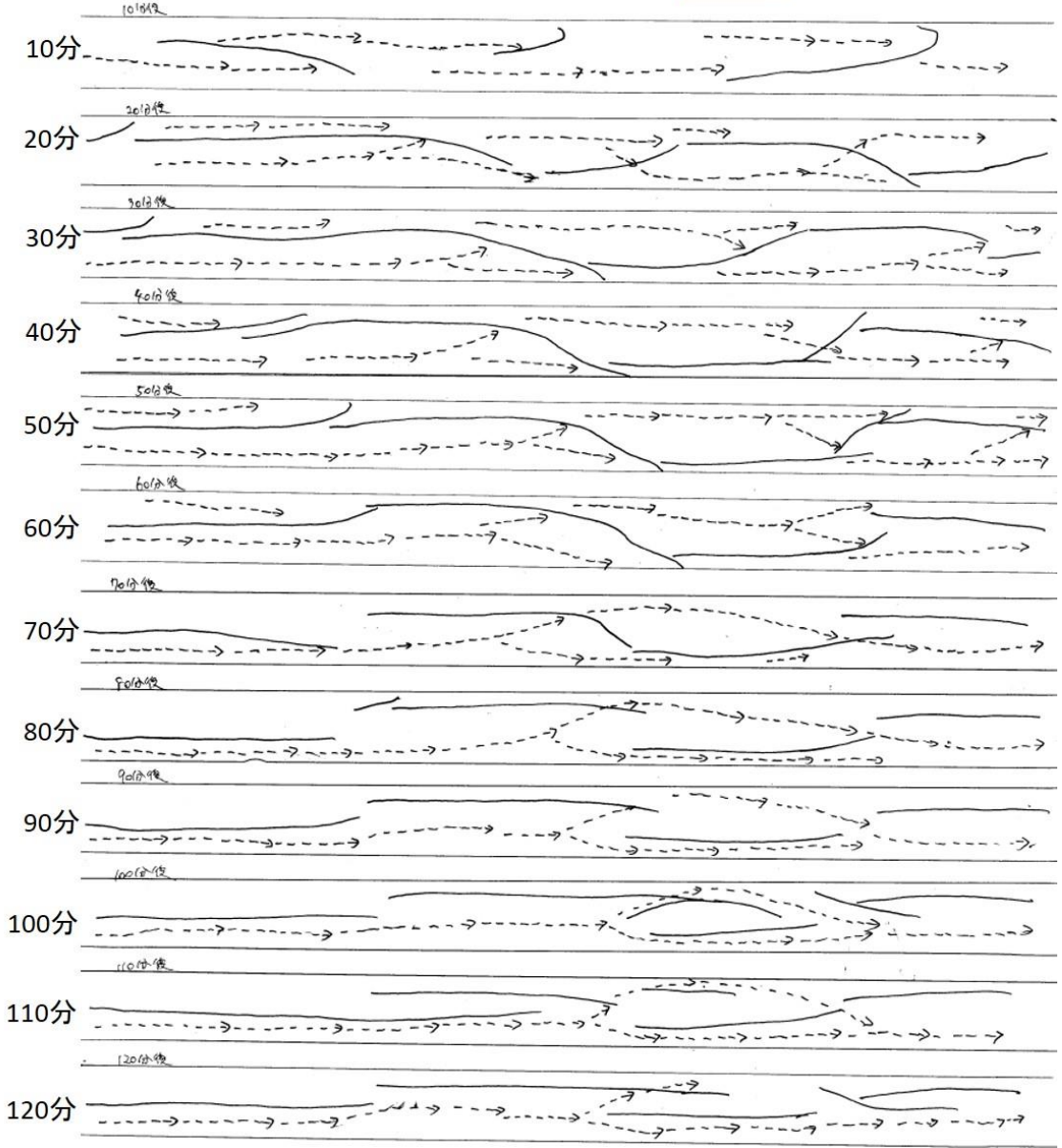




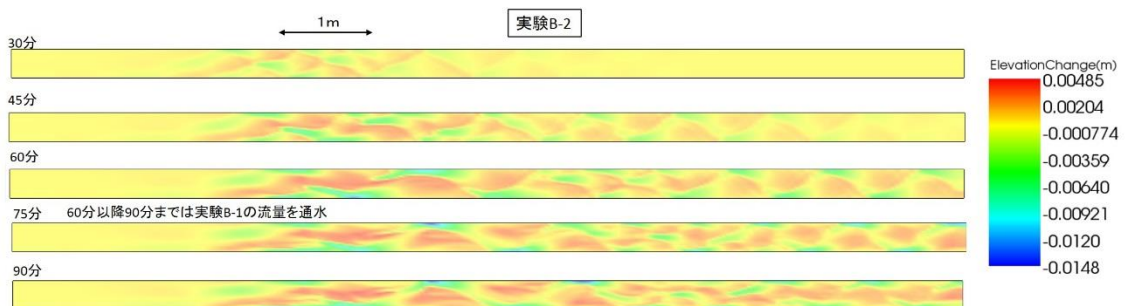
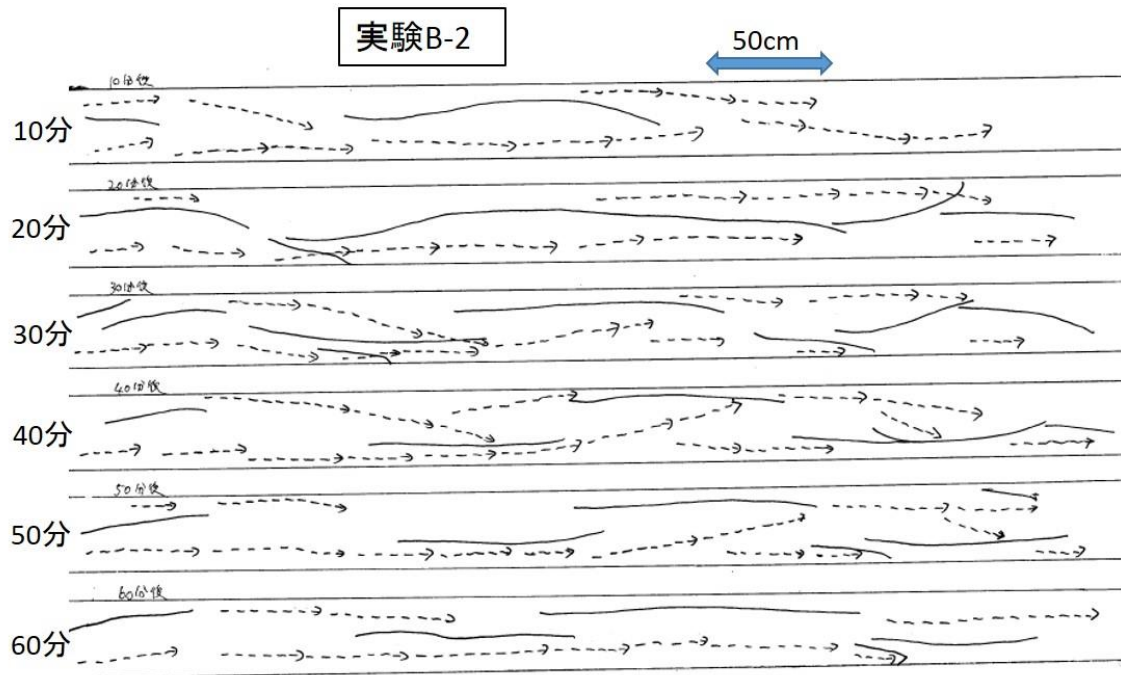


実験B-3

50cm

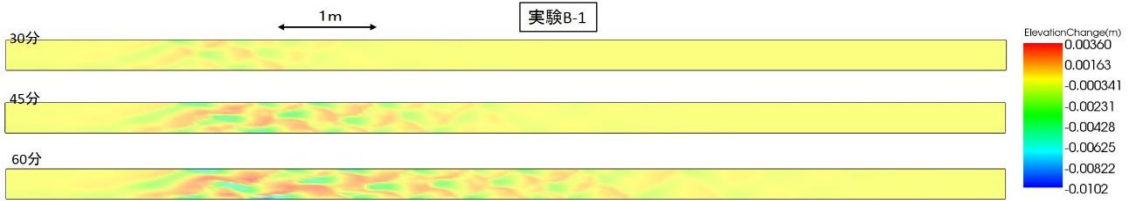
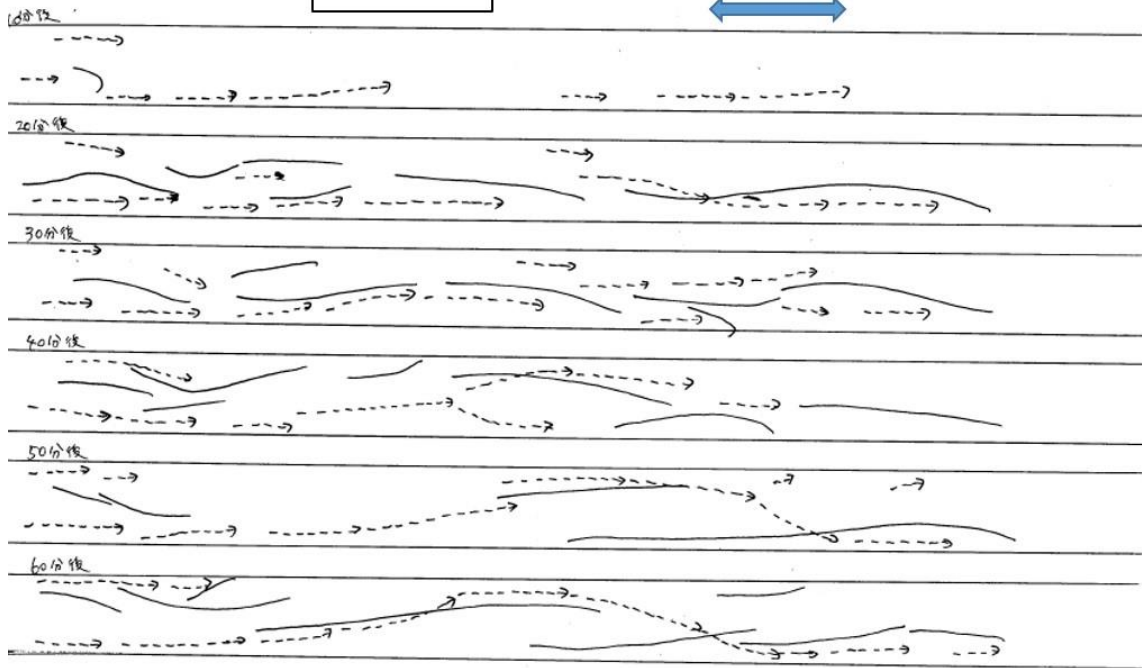


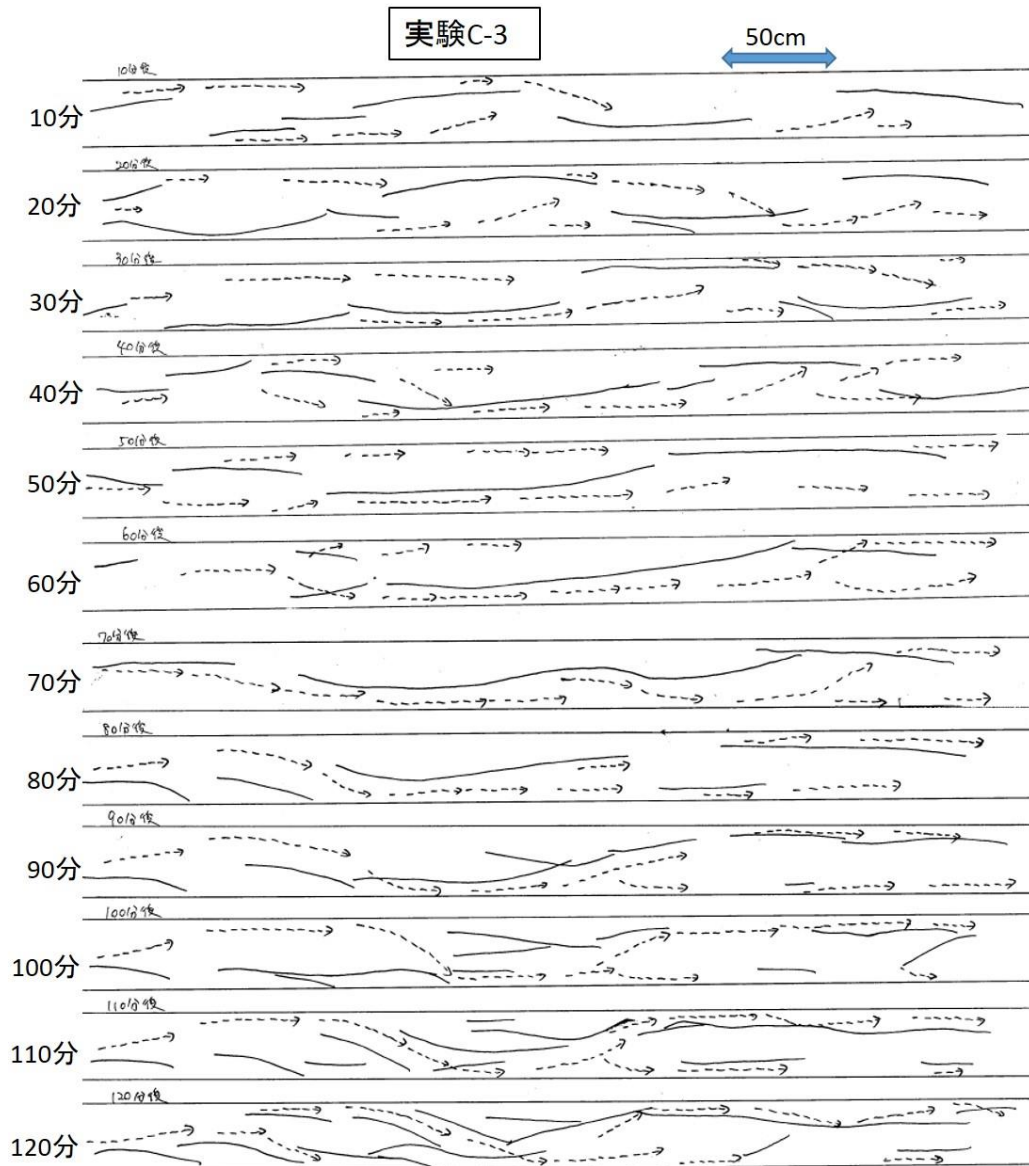




実験B-1

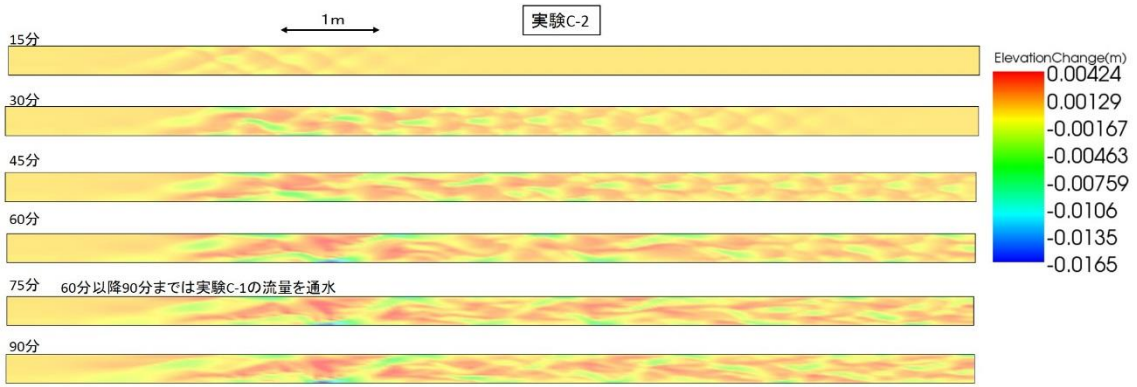
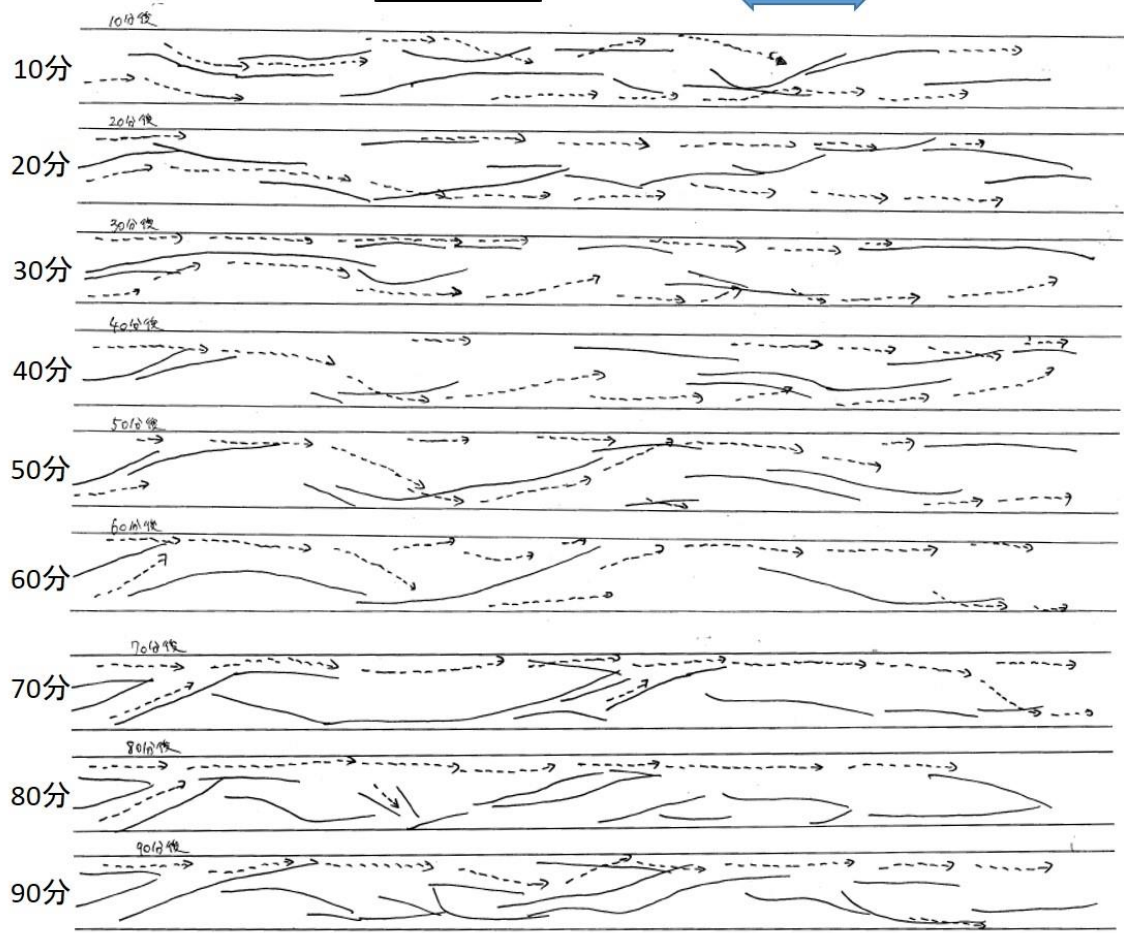
50cm





実験C-2

50cm



実験C-1

50cm

