

# 河川基金助成事業

「扇状地形状及び網状流路形態の相互作用とそれらの形成機構に関する地理学的水理学的分析」

助成番号：2018-5311-007

東京大学大学院工学系研究科  
博士後期課程 秦 夢露

平成 30 年度

## 1. はじめに

### 1.1 研究背景

扇状地河川の河道の変動は河床と河岸両方の侵食・堆積作用によるものであるが、ダムや堰による上流からの洪水の規模・頻度および供給土砂の量・質の変化、及び護岸による滲筋の固定化によって侵食・堆積の生じる場所が固定化され、人為的な影響を受ける前の河道特性とは全く違う状況となっている。このような背景のもとで、日本の扇状地河川の河床低下や樹林化などの問題は長年に渡って明確な対策は打ち出せていない。それは現在の河川工学の研究方向において以下の2つ問題点があると考えられる。①多くの研究は河道をその周辺の地理環境（扇状地の構造）から切り出して議論してきたため、水路実験及び数値計算の初期条件・境界条件の設定が不正確であることも多い。②このような研究は数値モデルの開発・発展自体を主要な目的とするものが多くなっているが、実河川で生じている様々な物理現象を十分に理解できていない場合、既存の流砂量計算式自体が実際の物理現象を十分に正しく反映できていない。そのため、地道に現地観測及び実河川の地理地形データの解析を進める研究は河川の物理環境の変動実態を理解するために不可欠であるものの十分になされていない。また、フィールド研究が主流である地理学の分野では、統計解析による扇状地の形成に影響する因子の分析<sup>1)</sup>や、扇状地の堆積物の粒度と形態などから、土石流か、洪水流かによって形成されたものを推定する研究<sup>2)</sup>や、層相群の特性から扇状地とその上の河川の堆積環境の区分及び堆積プロセスを解明する研究<sup>3)</sup>などのように、現地観測による扇状地の地理環境を調べ、土石流や洪水が扇状地を形成する原動力の側面から、扇状地の形成を解析する研究が主流であるが、その形成過程を物理的に説明することはなく、形態論に留まることが多い。以上のように河川地形の研究は、地理学における形態論的アプローチと、河川工学における土砂水理学的アプローチがあり、両者の間に乖離が見られ、前者は現地を重視してきたのに対し、後者はシミュレーションに偏りがちでもある。従って、扇状地とその河川は一つの総合システムとする視点に基づき、既存の地理地形データの解析と現地観測を通じて、扇状地河川とその扇状地地形との相互作用を地形学と河川工学の融合したアプローチで解明できるような、河道特性を規定するより大きな時空間スケールの環境因子にも目を向けた研究が求められている。

### 1.2 研究目的

本研究は、まず流域の地質条件と扇状地の堆積場の特徴に基づき、109の一級水系の主要な河成扇状地を分類して、扇状地の地形特性を理解する。次に、分類される扇状地グループから、典型的な扇状地グループを選び、さらに、流域地質種類の異なる複数の対象河川を選び、それらの扇状地上の旧流路形態と、現河道の河床材料の粒度分布及びその分級特性、河床形態の変動特性を分析して、比較する。流域地質に起因する扇状地河川の河床材料の粒度分布の特徴が、扇状地の旧流路形態に及ぼす影響と、粒度分布およびその分級特性が河床形態の変動に与える影響を河川内縦断的な相違と河川間の相違の両方から比較して、それらの特性の形成機構をより明確に理解することを目的とした。

## 2. 分析対象及び方法

## 2.1 研究の構造及び分析内容の概要

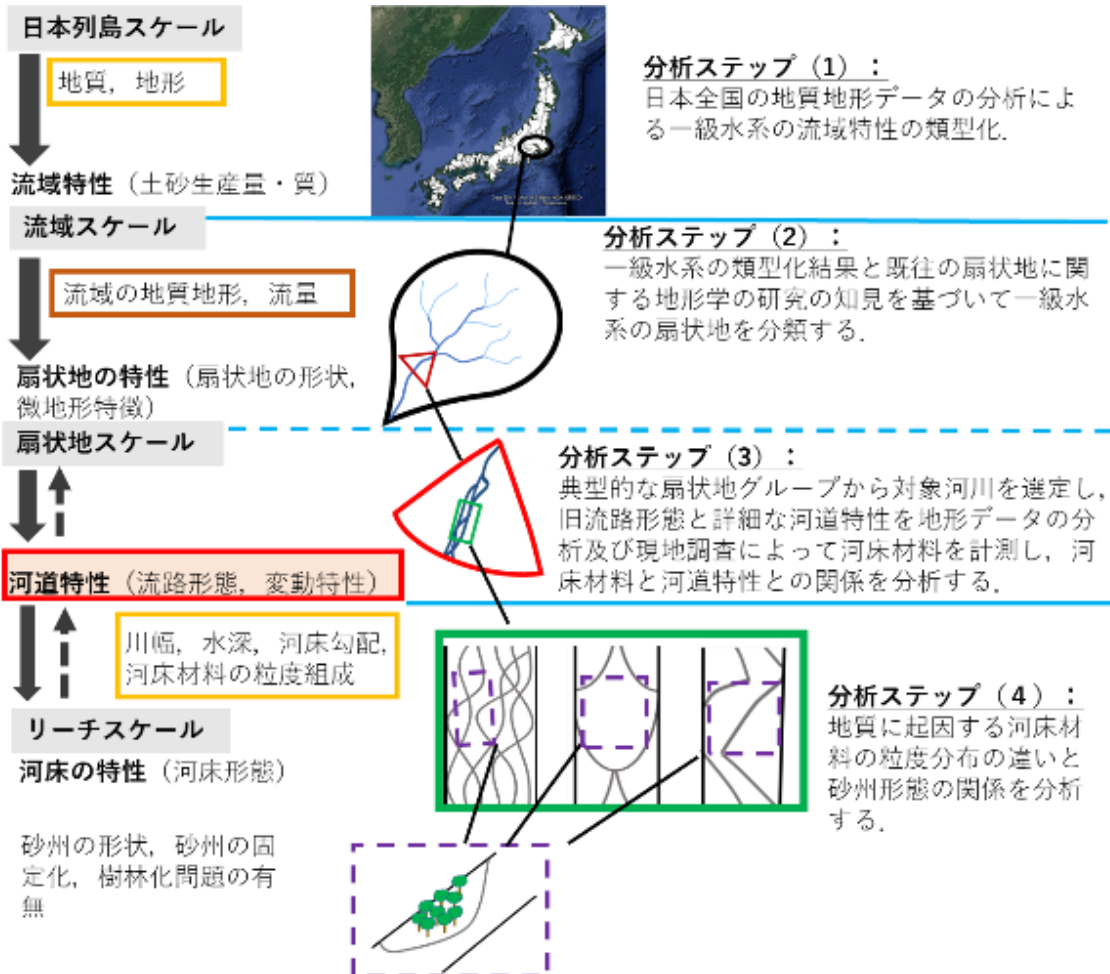


図 2.1 研究構造および解析概要

図2.1のように本研究は、分析の空間スケールの違いによって、主に2種類の分析に分けられる。第一に、扇状地特性の形成を理解するために、その特性を規定する流域の地質・地形条件に着目して、広域的なデータ分析を行う。第二に、扇状地河川の河床形態の差異を把握するために、河床形態の評価、そしてその特性を直接に影響する河床材料、河道縦・横断面形の計測のような実河川についての詳細な比較分析を行う。

従って、本研究は図 2.1 で示すように、4 スケールの分析を以下の 4 ステップに分け、行った。

- (1) 日本全国スケールの地質データを用いて、一級水系の流域地質図を作成して、それに基づいて類型化する。
- (2) 一級水系の類型化結果と既往の扇状地に関する地形学の研究の知見を基づいて一級水系の扇状地を分類する。
- (3) (1) と (2) の結果から、典型的な扇状地グループから対象河川を選定し、旧流路形態と詳細な河道特性を地形データの分析及び現地調査によって河床材料を計測し、河床材料と河道特性との関係を分析する。
- (4) 地質に起因する河床材料の粒度分布の違いと砂州形態の変動との関係を分析する。

## 2.2 分析方法

### 2.2.1 広域スケールにおける流域および扇状地の類型化

シームレス地質図の GIS データを用いて、109 の一級水系の流域地質分布図を作成し、クラスター分析によって、水系の地質的な分布特性を類型化する。

続いて、斉藤<sup>4)</sup>によると、日本の集水域面積が 200 km<sup>2</sup> 以上になる扇状地の分布に最も影響する因子は堆積場の状態であることを結論している。ここで集水域面積が 200 km<sup>2</sup> の扇状地は本研究の対象扇状地をすべて含まれている。そのため、各水系の扇状地を対象に、堆積場の違いによって、扇状地を分類した。そして、扇状地類型グループごとに、その周辺の地形条件および流域地質の類型結果から、扇状地の形成に関する先行研究の結果を参照して、扇状地の形状特徴の形成を考察した。

### 2.2.2 現地観測による河床材料の計測

国土地理院の治水地形分類図を用いて、扇状地の範囲を確認し、旧流路の特徴から扇状地の扇頂部、扇央部および扇端部を推測した。現地観測における河床材料の計測は各対象河川のこれらの 3 地点を抑えて、航空写真から河道縦断的に河床形態の変化を包括できるようにできるだけ等間隔で 2 km~5 km おきに計測サイトを設け、各サイトの砂州の表層材料を河床材料として、線格子法で計測した。

### 2.2.3 地形量の計測方法

5mDEM データを用いて、カシミール地形解析ソフトで河道の中心線に沿って約 200m 間隔で地点の標高を計測し、各地点の 1 km 平均勾配を算出した。但し、水中になっている地点では、下流に延ばすか左右に最も近い砂州の上での標高を計測した。さらに、google earth を用いて、それらの地点の植生が密集していない低水路の幅を計測して、その地点の川幅とした。また、河床材料を計測したサイトの川幅は同じ方法で google earth で計測したが、サイトの上下流 200m 間隔で 5 断面の低水路幅を測って、その平均値を観測サイトの川幅とした。

### 2.2.4 網状度の計測方法

本研究は図 2.2 で示すように中州網状度と結節点網状度および結節点密度の 3 指標を用いて、対象扇状地河道の河床形態を評価した。まず、対象河川の河床形態の経年的な変動状況を把握するために、各河川の 1940

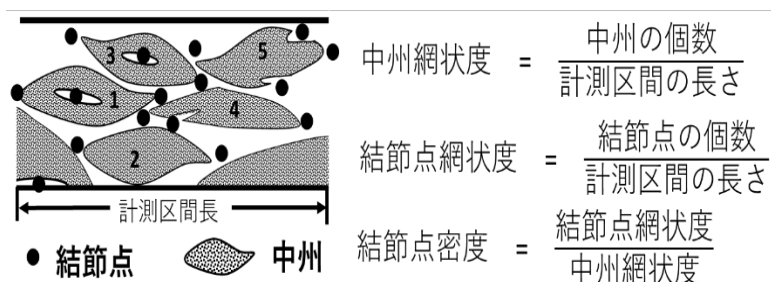


図 2.2 網状度の定義および計測方法

年代から 2010 年代まで十年前後の間隔で、出水や工事時を除いた、空中写真を収集した。続いて、各河川の全扇状地河川区間に対して、それぞれの年分の河床形態の 3 指標を計測して、評価した。

そして、河床材料の粒度分布及びその分級特性が河床形態の変動に与える影響を調べるために、各河川の現在の空中写真を用いて、河床材料を計測したサイトごとの河床形態を計測した。Egozi ら<sup>5)</sup>によると、網状流路の網状度を正確に評価するために、縦断的方向に対象地点の潤辺の 10 倍以上の長さの河道区間を計測しなければならない。したがって、本研究各サイトの川幅の 10 倍長さの縦断区間の河床形態を空中写真で判読して、前述した 3 指標を計測した。

### 3. 分析結果

#### 3.1 流域と扇状地の分類と地理的分布特性

20万分の1シムレース地質データの地質種類を深成岩、火山岩、中古代以前の堆積岩、新・古第三紀堆積岩、第四紀堆積岩、変成岩、付加体の7種類に再分類して、ArcGISを用いて、109一級水系流域の地質図を作成し、再分類した7種類の地質が各流域の面積割合を計算した。109一級水系流域の地質種類の面積割合を用いて、クラスター分析を行った結果、図3.1のように9種類の流域に類型化された。北海道や東北地方では火山フロントの影響で、火山岩質や火山岩と組み合わせる地域分類の流域がたくさんあり、中央構造線による外帯地域に付加体

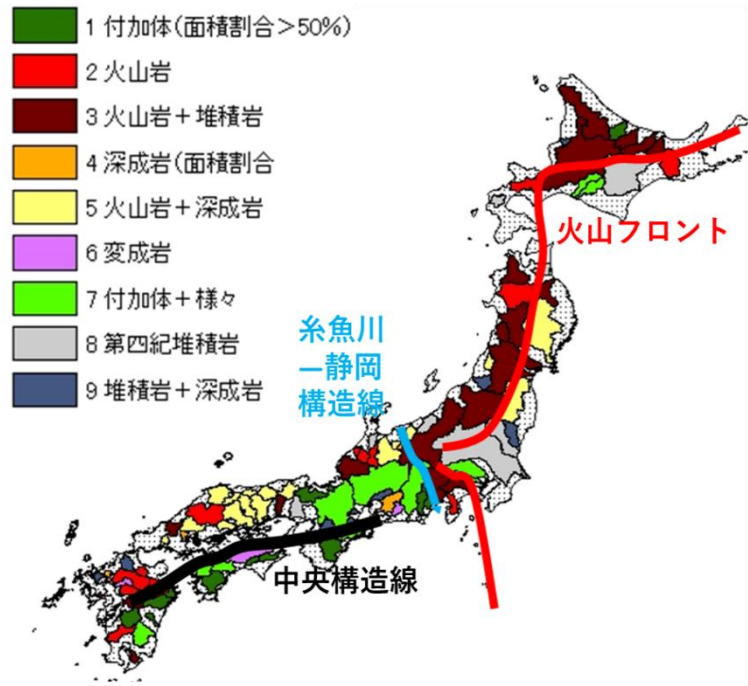


図 3.1 流域質による一級水系流域の類型化

地質の流域が多いことや中国地方に深成岩と火山岩が多く含む流域がほとんどのことから、流域の地質特性をよく反映された分類になっていることが分かる。

一方、全部の一級水系の流域内に必ずしも扇状地が形成されていることはなく、その存在と分布にも地域の偏りがある。齊藤<sup>4)</sup>によると、日本の扇状地の分布に最も寄与する因子は堆積場の状況である。そして集水域の面積が200 km<sup>2</sup>以下の扇状地の分布に対しては、谷口付近に

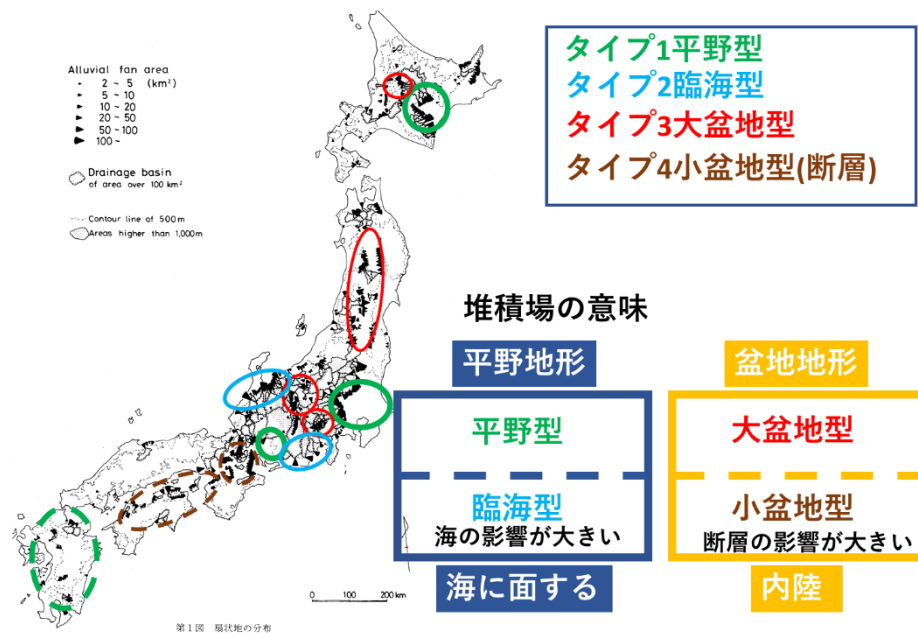


図 3.2 堆積場の違いによる一級水系流域の扇状地の分類(齊藤<sup>6)</sup>1985より加筆)

活断層の有無も大きく関与している。そのため、本研究は扇状地の堆積場の種類と活断層影響の有無を軸に、扇状地の堆積場を平野型、臨海型、大盆地型、小盆地型の4種類に分類した。平野型と臨海型とも平野地形とみなしているが、臨海型は扇状地が堆積される平野の規模が小さく、海までの距離が短いため、扇状地の形成において、海からの影響が大きいと考えて、大平野のような海からの影響が小さい堆積場と区別するために分けた。盆地型の2種類堆積場は断層の影響が大きい内陸の地形環境を反映し、そして特に小盆地型の方は集水域の小さい扇状地と対応して、断層の活動が直接に扇状地の形成に影響するため、断層の影響の違いによって、大小盆地型の2種類に分けた。図3.2はこの4種類の堆積場によって、扇面面積が2 km<sup>2</sup>以上、扇面平均勾配1/500より大きい計490扇状地(一級水系以外の流域の扇状地も含む)を分類した。なお、中国地方では扇状地がほとんど形成されていないため、この以降の扇状地を対象とした分析は中国地方の一級水系を全て対象外とした。

続いて、分類されたグループごとの扇状地の特徴を考察し、以下の通りにまとめた。

(1) **平野型扇状地**：北海道の十勝平野、関東平野、中部の濃尾平野、九州の筑後平野や熊本平野などに分布している。扇状地の台地化や段丘化が進んでいるのが特徴である。九州の以外の3地域に位置する平野は基本的に山の比高が高く、平野の面積も大きいため、比較的支川も本川も大きい扇状地が集中しているが、九州地域は山の比高が低く、扇状地の形成に不利な地形条件になっているものの、扇状地が形成されているのが他の3平野の河成作用によってできた扇状地とかなり異なって、火砕流扇状地となっていることが多い。そのため、九州地域の扇状地を本研究の研究対象外にした。

(2) **臨海型扇状地**：標高が高く、土砂生産量の多い日本アルプスから太平洋側と日本海側の臨海平野に分布している。扇状地の形状は、典型的な扇状地のように円錐体の半分あるいは一部であり、等高線は扇頂を中心に同心円状に分布している。一方、日本海側と太平洋側の扇状地群は勾配と規模では大きな違いが示している。日本海側の扇状地群(黒部川、常願寺川を代表とする)は急勾配で規模も太平洋側の扇状地群(天竜川、大井川、安倍川、富士川)より大きい。これは日本海側と太平洋側の流域地質と、平野に隣接する海の状況が異なるのが主要な原因であると考えられる。日本海側の扇状地群の流域地質は花崗岩と火山岩が主に分布しているため、扇状地区間では多くの巨礫が堆積されて、扇状地の勾配が急になる。一方、太平洋側の流域では巨礫が生産しにくく、砂利が多く生産される付加体岩質が多く含まれるため、堆積される扇状地は日本海側の巨礫が多く含まれる扇状地より緩勾配になっている<sup>6),7)</sup>。また、平野に隣接する海(富山湾)は、太平洋側の海(駿河湾)と比べて、浅いため、比較的大きい平野が形成され、その上に堆積する扇状地の規模も大きくなると考えられる。そして、完新世に形成された若い扇状地がほとんどであるため、扇状地の開析が比較的に進んでいないグループであるため、扇状地の地形特徴とその河川の変動との関係性を分析するのに最も適切なグループ、且つ多様な岩質の流域が属しているので、流域地質の違いによる扇状地およびその河川の特性の相違を比較できる。従って、次の節以降の詳細な分析はこのグループから対象流域を選択することにした。

(3) **大盆地型扇状地**：北海道の上川盆地、東北地方の横手盆地、山形盆地、米沢盆地、会津盆地、北上盆地、福島盆地、郡山盆地、中部地方の長野盆地、松本盆地、甲府盆地に分布している。これらの扇状地は東北日本に偏在しており、主に火山フロント沿いに位置し、流域内に断層と盆地がペアとして発達していることが多い。従って、扇状地は断層沿いに、火砕流の二次堆積物によって、堆積されており、本川よりも支川の方が扇状地が発達することが多い。このような

地理環境が原因で、平野型の扇状地と比べると中小規模な扇状地になっている。

(4) **小盆地型扇状地**: 近畿地方の京都盆地, 近江盆地, 奈良盆地, 四国地方の中央構造線に沿う吉野川の谷底平野に分布している。基本的に大盆地型の扇状地と同じく断層沿いに扇状地が発達するが, 盆地の規模が小さく, 河川流による堆積作用が発達でないため, 土石流扇状地が多い。従って, このグループに属する流域も本研究の分析対象外になる。

### 3.2 扇状地河床材料の特徴

利根川水系: 利根川, 烏川, 神流川, 渡良瀬川, 鬼怒川, 多摩川水系: 多摩川, 浅川, 荒川水系: 荒川, 入間川, 高麗川, 相模川水系: 相模川, 富士川水系: 富士川, 安倍川水系: 安倍川, 大井川水系: 大井川, 天竜川水系: 天竜川, 木曾川水系: 木曾川, 手取川水系: 手取川, 庄川水系: 庄川, 常願寺川水系: 常願寺川, 黒部川水系: 黒部川, 計 20 河川の扇状地河川区間における 66 サイトの河床材料を調べた。

図 3. 3 はそれらのサイトの河床材料の粒度分布を示している。横軸は粒径を各河床材料の  $d_{50}$  の粒径で割って標準化したものである。それらのサイトの粒径加積曲線を比較した結果, 図 3. 3 で示す通り, やや二峰性の粒度分布を有するものもあるが, いずれのサイトにおいても  $d_{50}$  より大きい粒径集団の分布形が比較的似ている。その一方で,  $d_{50}$  以下の分布形はサイトによって大きく異なり, 特に  $d_{30}$  以下の粒径が最も多様であることが分かる。

この  $d_{50}$  以下の粒度分布の違い及び河床材料の違いが具体的に扇状地およびその河道の特性との関係性を分析するために, これ以降の分析は前節で述べた扇状地システムの特徴をよく保って

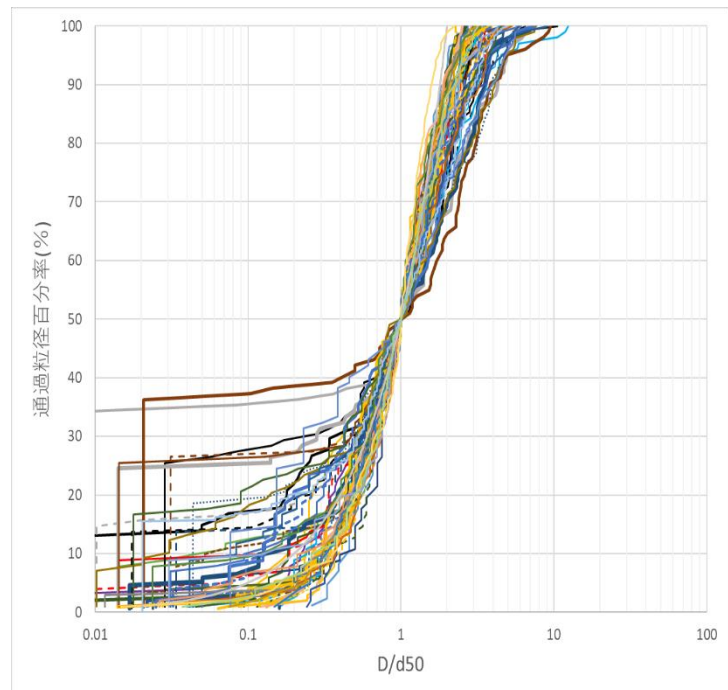


図 3.3 基準化した扇状地河道の河床材料の粒度分布



図 3.4 対象扇状地河川

いる臨海型扇状地グループから黒部川、常願寺川、庄川、手取川、大井川の5つの河川（図3.4）を選び、行った。なお、この5つ河川を選定した理由は以降の4点である。①土砂生産量の多い地域に位置して、深刻な河床低下の問題がない。②扇状地の形状として典型的な扇状になっており、扇状地の開析作用が進んでないため、扇状地という中規模地形と河川地形という小規模地形の特徴とよく対応して、その相互作用について検討できる。③扇状地区間では本川のみ、支川の合流による局所的な河川の地形や河床材料の粒度分布の変化に影響がない。④黒部川は深成岩質流域、常願寺川は深成岩と堆積岩と火山岩流域、庄川と手取川は火山岩流域、大井川は付加体流域のため、異なる地質によって、多様な粒度分布を持つ河道の比較ができる。

図3.4で示すように分析対象5河川における扇状地区間計20サイトの河床材料を計測したが、常願寺川のjyoganji\_p1と庄川のsyo\_p1の扇頂部に位置する2サイトは河床勾配がそれぞれ1/50と1/58と急であり、それらの河床材料は他のサイトに比べ多様な粒径を含んでいることから、山間部河道、すなわちセグメントMの河床材料とみなすのが適切だと考えられる<sup>8)</sup>。この2サイトを除く他の18サイトは、すべて典型的なセグメント1とセグメント2-1の諸元となっており、典型的な扇状地河道に当該するセグメントである。したがって、この18サイトの河床材料の粒径をd50で標準化した粒径加積曲線を作成し（図3.5）、比較した。

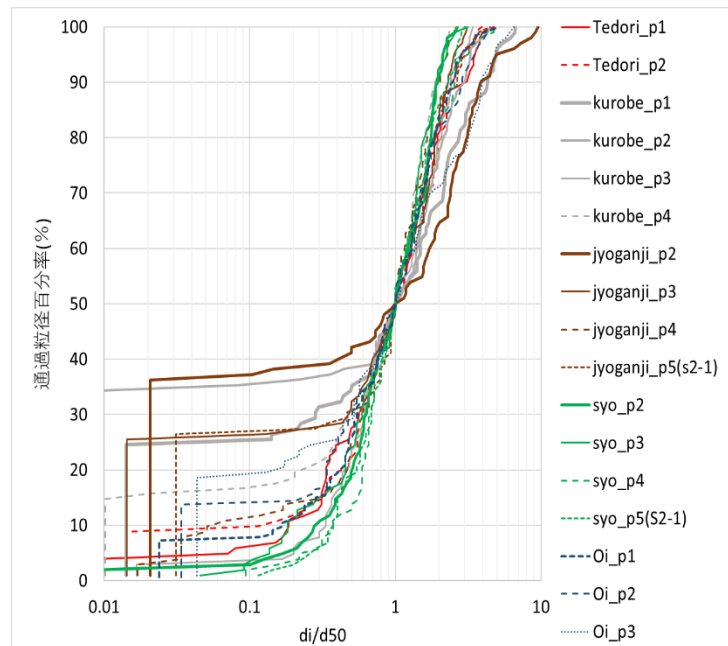


図3.5 対象5扇状地河川の河床材料の粒度分布

前述した扇状地河川の河床材料のd50以下の粒度分布の大きな違いは、各岩質に特有の風化の不連続性<sup>9)</sup>で説明可能である。砂が多く含まれ、二峰性の粒度分布になっている黒部川と常願寺川は花崗岩が流域に占める割合が大きく、マサ化が進んだ影響である。一方、上流域に新第三紀以前の古い火山岩が占める割合の多い庄川では、砂の量が非常に少ないが、第四紀火山が存在する場合には砂の量が多くなることは別の河川で確認されている<sup>10)</sup>。

次に、こうした粒度分布が上下流にどのように変化するかについて検討する。図3.6 - 図3.10は各扇状地河道において、上流から下流に向かって、河床材料の粒度分布がどのように変化するかを示したものである。新第三紀以前の火山岩を流域に有す

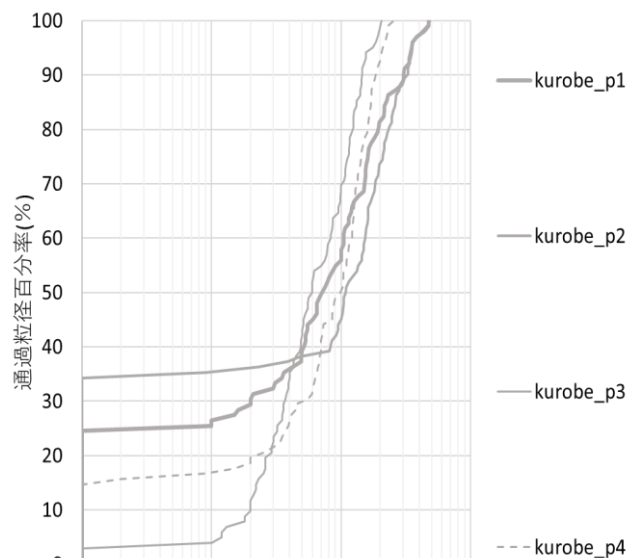


図3.6 黒部川の河床材料の粒度分布



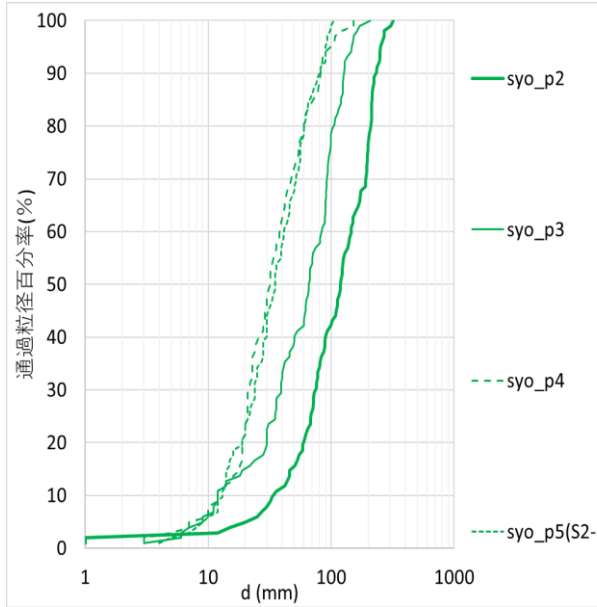


図 3.7 庄川の河床材料の粒度分布

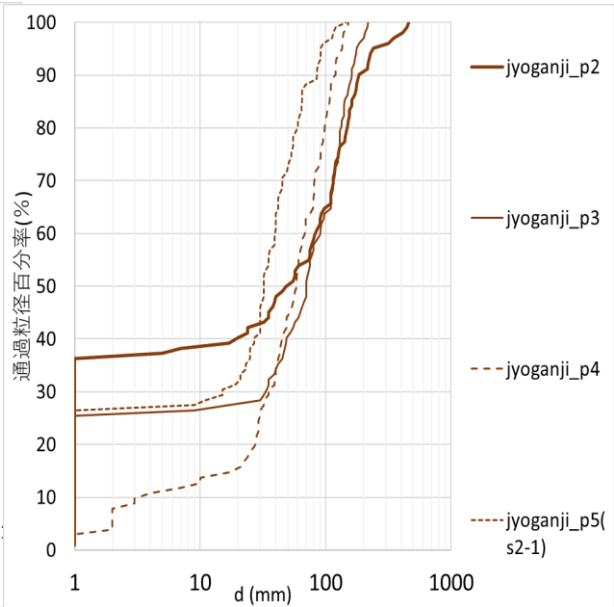


図 3.8 常願寺川の河床材料の粒度分布

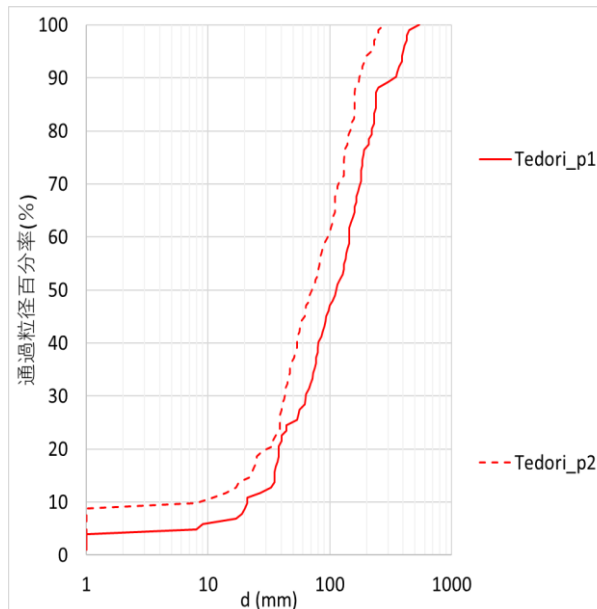


図 3.9 手取川の河床材料の粒度分布

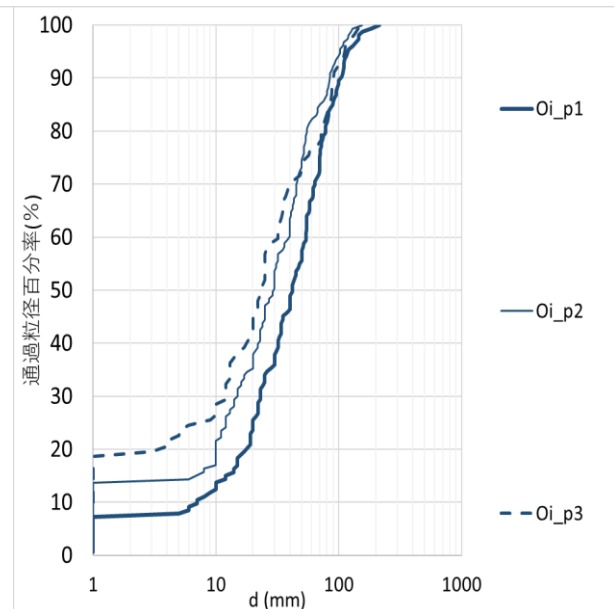


図 3.10 大井川の河床材料の粒度分布

る庄川と手取川は、上流から下流に向かって、粒度分布は同じ形を保ったまま、粒径の小さい方へシフトしていく様子が見て取れる。河床材料の縦断分級が最も綺麗なのは、これらの河川である。対照的に、中生代の付加体を流域に有する大井川では、下流に向かって  $d_{85}$  以上の材料がほとんど変化せず、平均粒径の変動も比較的小さかった。

### 3.3 流域地質に起因する河床材料の違いと扇面上旧流路形態の関係

小玉ら<sup>7)</sup> 砂と礫の2粒径の混合砂礫を用いた実験結果によると、扇状地の流路形態は供給土砂の成分によって異なることが明らかとなった。図 3.11(a)のように砂の5割以上の砂礫混合実験砂の場合、扇状地の形成過程において一本の浅い河道が形成され、河道からの越水によって扇面に浅い流路が残る。図 3.11(b)のように礫が8割以上の場合、河道が不明瞭になり、実験中に扇

砂が50%以上，礫が50%以下

砂が20%以下，礫が80%以上

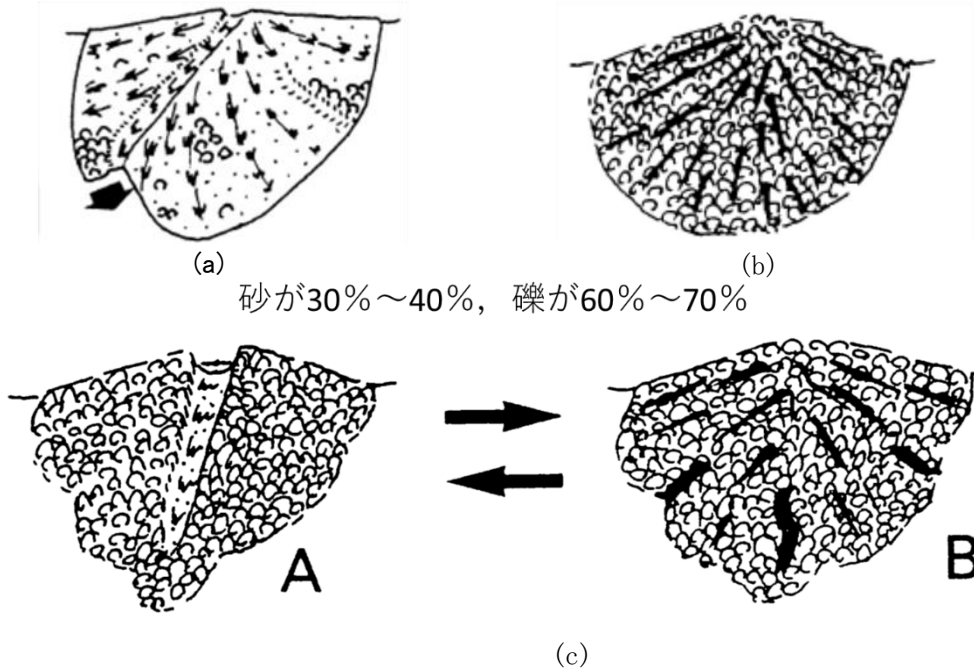


図 3. 11 砂礫の混合比率による扇状地の発達過程の違い(小玉ら<sup>7)</sup>1987,より加筆)

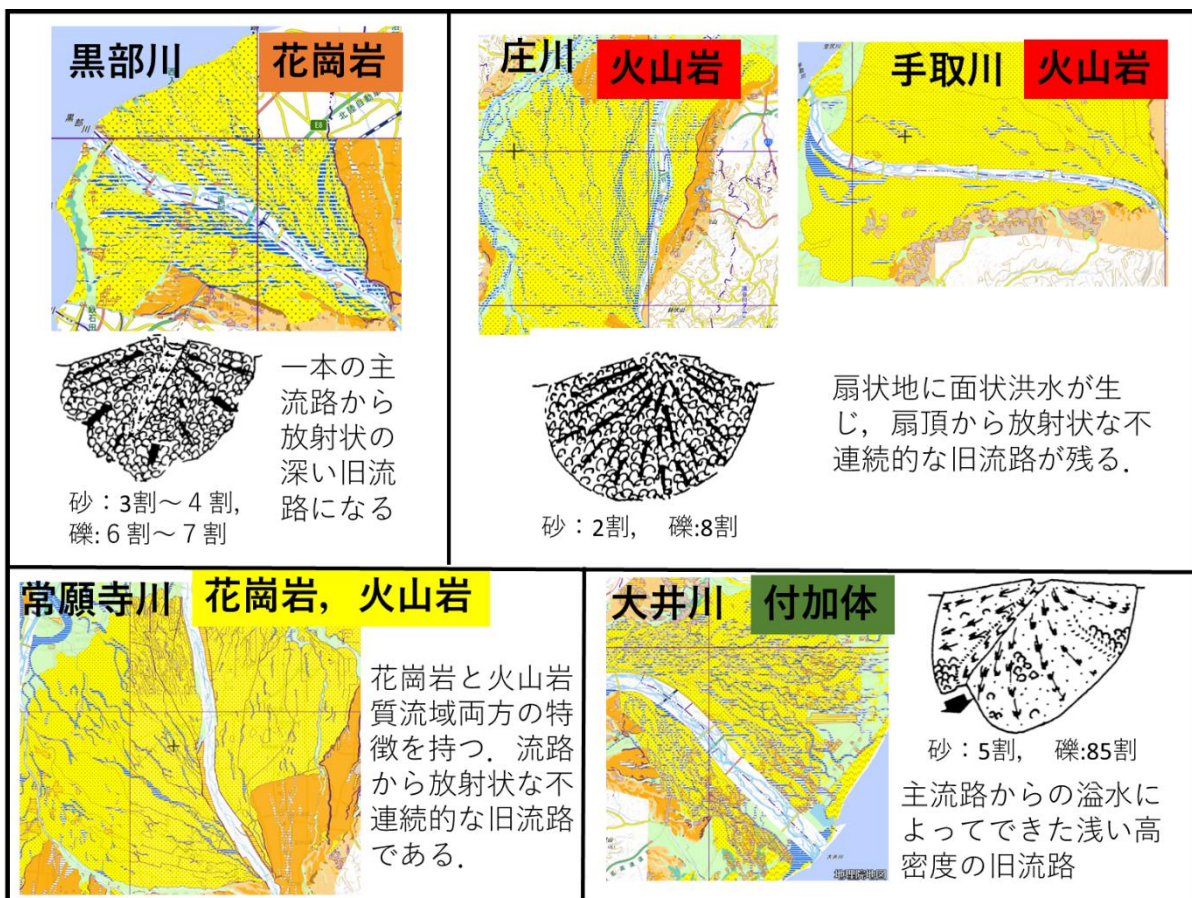


図 3. 12 流域地質に起因する扇面上の旧流路形態の違い(国土地理院治水地形分類図より編集)

面上に常に面状洪水になり、放射状な流路が扇面に残る。そして、図 3.11(c)のように砂が3~4割の場合は扇頂で下刻が生じ、1本の線状河道が形成されるAの状態、と扇状地面で面状洪水の状態Bと交互に繰り返して扇状地が形成されていた。したがって、実扇状地の流路形態の相違は流域地質に起因する河床材料の違いとの関係性を地理院の治水地形分類図を用いて、扇面上の旧流路形態を調査して、その流域地質との関係性を確認した。その結果は図 3.12となる。

図 3.12の治水地形分類図において、黄色の部分で扇状地の範囲で、青いライン状のものが旧流路である。旧流路の青が太く深いほど、その旧流路が深く、明瞭であることを表している。対象河川の旧流路の分布形態と深さの特徴を注目して、比較した。

黒部川は花崗岩質の流域で、図 3.6から分かるように河床材料に砂の量が3~4割くらいで、小玉ら<sup>7)</sup>の実験の砂が3割の実験の条件と同じで、黒部川の扇状地は図 3.12(c)のAの状態、とBの状態と交互に繰り返して扇状地が発達してきたことが推測される。そのような過程による結果、図 3.12で示すように黒部川の扇面上に一本の主流路から放射状の深い旧流路が残ることが推測される。

次に図 3.12の火山岩質の庄川と手取川は礫が多いケース(8割以上が礫の実験、図 3.11(b))に対応しており、扇状地に面状洪水が生じるため、自然の状態では主流路が顕著に現れなく、扇頂を中心に、扇面状に放射状な不連続的な旧流路が残ることが推測できる。

そして、図 3.12の常願寺川は、流域に花崗岩と火山岩が両方含まれているため、旧流路は黒部川と手取川の間中間的な形態で、主流路から放射状な不連続的な旧流路が扇面上に形成される。

最後に図 3.12の付加体岩質の大井川では巨礫が少なく、砂利の成分が非常に高い粒度分布になっているため、実験の砂が最も多いケースと対応する。扇面上の旧流路は主流路からの溢水によって、できた浅い高密度の旧流路網と説明できる。

### 3.4 中州網状度・結節点網状度・結節点密度

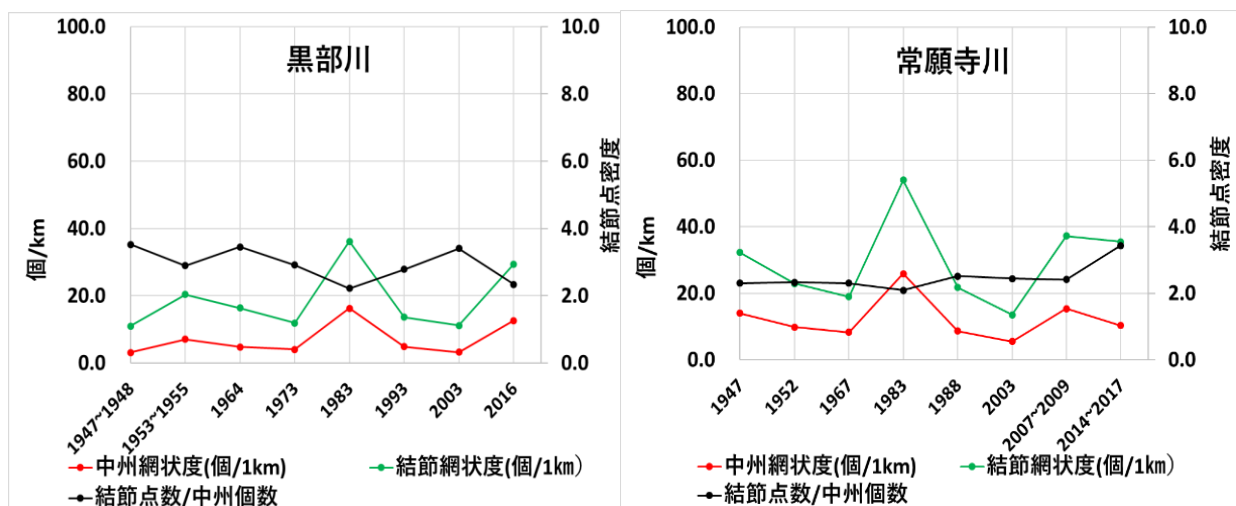


図 3.13 (a)

図 3.13 (b)

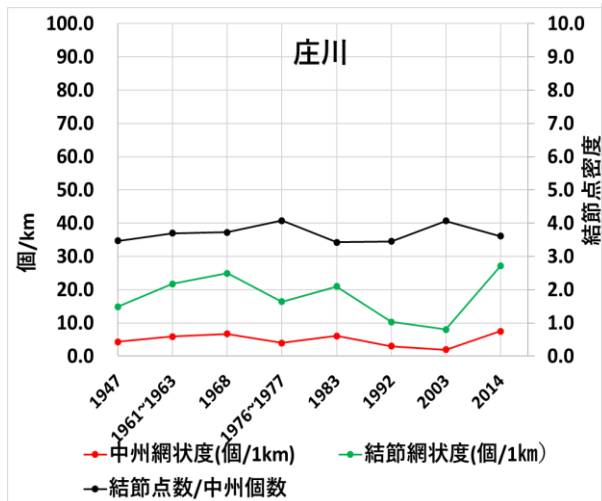


図 3.13 (c)

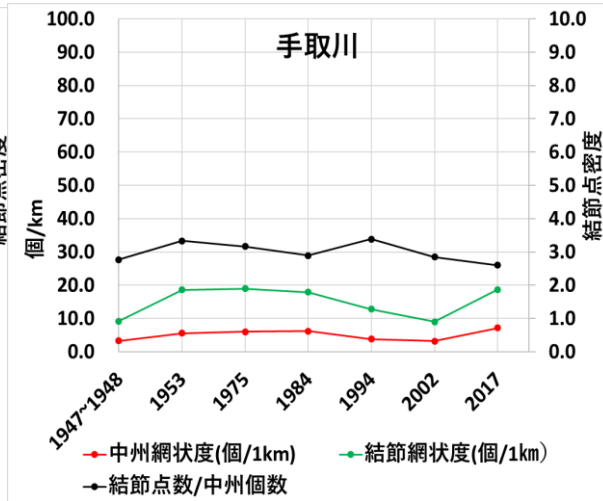


図 3.13 (d)

図 3.13 (a)–(e) は各対象河川の河床形態の経年的な変動特性を示している。網状度の 3 指標の大きさは流域の流量に大きく影響されるが、対象河川の経年的な変動特性が地質種類に応じて、同じ傾向を示しているのが興味深い。巨礫が生産されにくく、砂利が多く生産される付加体岩流域の大井川は、巨礫が多く生産される花崗岩と火山岩質の黒部川、常願寺川、庄川、手取川と比べると、網状度の経年的な変動が著しく大きい。そして、同じ巨礫が生産しやすい花崗岩が含まれる黒部川、常願寺川と、火山岩流域の庄川、手取川と比較すると、前者が砂の量が多く生産されるため、網状度の経年的な変動は比較的に大きいと推測される。

続いて、河床材料の粒度分布及びその分級特性が河床形態の変動に与える影響を具体的に調べるために、各対象河川の最新の空中写真を用いて、河床材料を計測した各サイトの網状度を分析して、それと河床材料の粒度分布との関係を調べた。図 3.14 に示す通り、同じ河川でも、場所によって中州網状度と結節点網状度は大きく異なることがわかる。また、大井川では、扇頂から河口部までのすべての観測サイトにおいて、(中州・結節点共に) 他の対象河川よりも高い網状度を示していた。図 3.14 には、中州網状度と結節点網状度との相関関係を表す一次線形式を

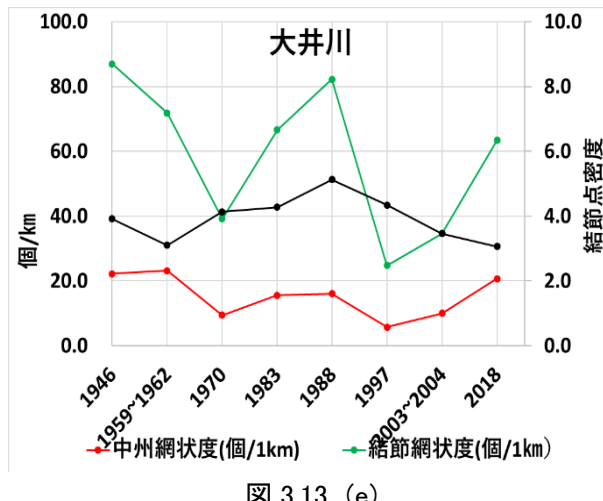
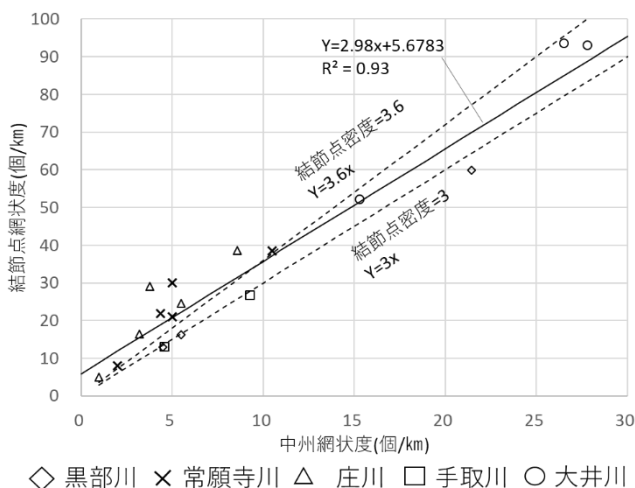


図 3.13 (e)



◇ 黒部川 × 常願寺川 △ 庄川 □ 手取川 ○ 大井川

図 3.14 各サイトの網状度と結節点密度の特徴

を示している。図 3.14 には、中州網状度と結節点網状度との相関関係を表す一次線形式を

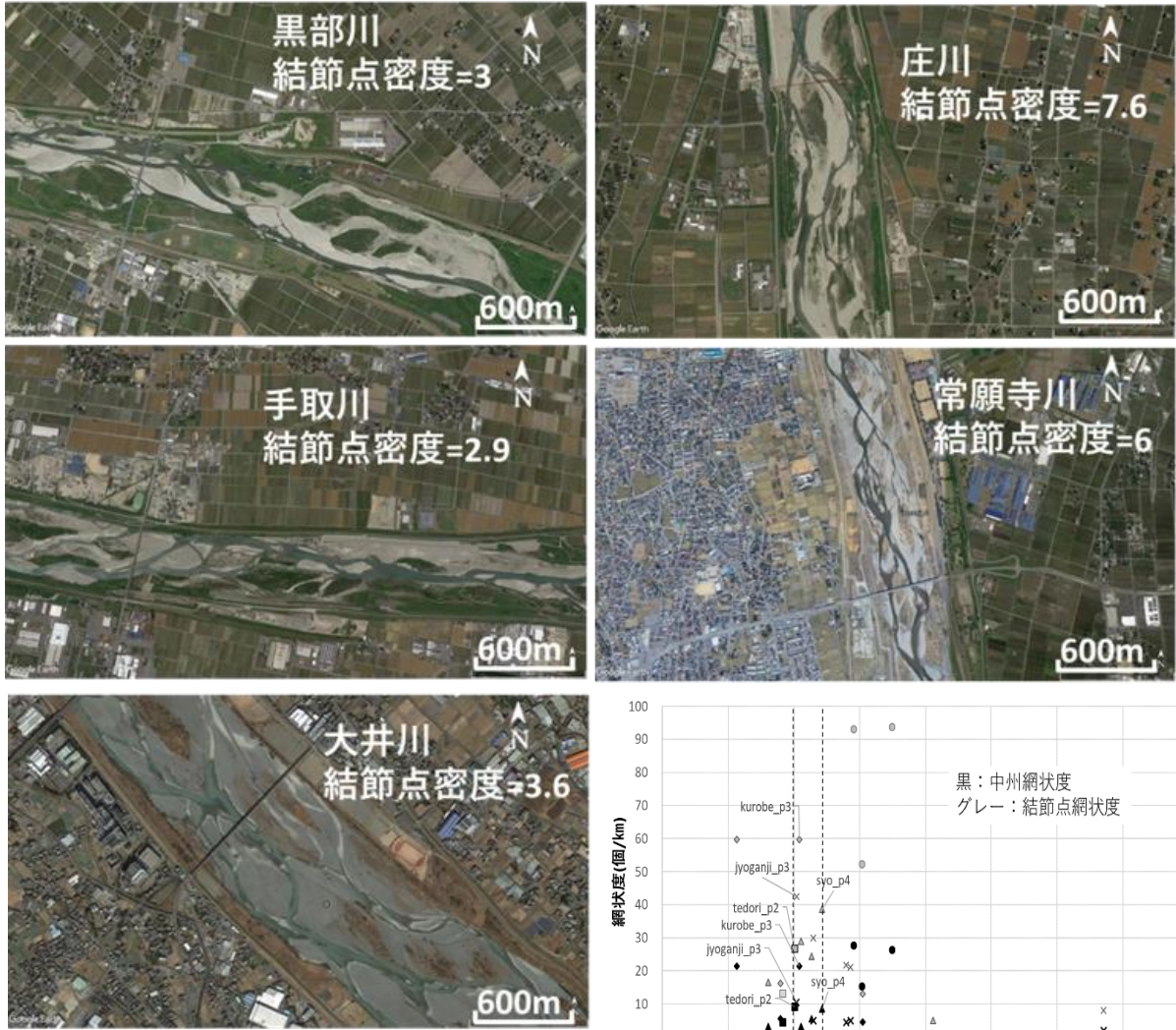


図 3.15 各対象河川の砂州形態(google earth より編集した)

示すが、この線(実線)より左上のエリアにおいては、対象河道区間の中州の数に対して、結節点個数が多いことになり、右下エリアにおいては、中州の数に対して、結節点の個数は少ないことを意味している。つまり、結節点密度は前者で大きく、後方で小さい。そして、近似線の左上にプロットされたサイトでは、中州の上で分岐点や水たまりが多く、右下にプロットされる河道では中州の分岐点が少なく、河原の形状が綺麗に保たれていることになる。さらに図 3.14 に結節点密度がそれぞれ 3 と 3.6 になる線(黒点線)を描くと、対象河川を、①常願寺川と庄川のすべてのサイトでは 4 より大きい、②手取川と黒部川はすべて 3 よりやや小さい値になっており、③大井川は 3 から 3.6 の間になるというように 3 グループに分けるこ

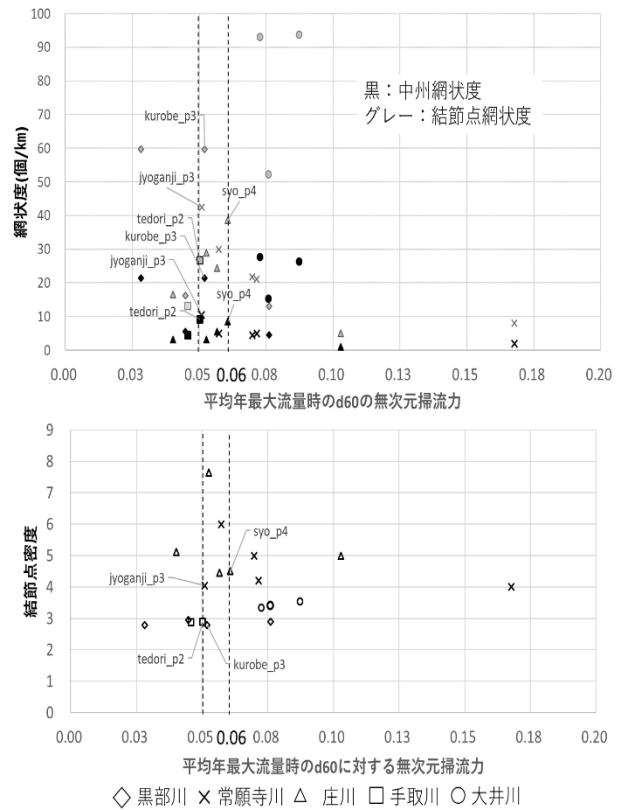


図 3.16 河床材料 d60 に対する平均年最大流量時の無次元掃流力と網状度 3 指標の関係

とができる。図 3.15 各対象河川の空中写真を比較すれば、これは前述した中州の形状特性とリンクしている。結節点密度 3 を境界値に、それより小さい河道(黒部川, 手取川)では、砂州と流路ははっきり分離し、砂州と低水路の比高が大きいと推測できる。黒部川と手取川の空中写真から、中州の上で裸地と樹林化している島が明瞭にわかれているが、これは砂州の比高が高いため、低いところは頻繁に侵食され、裸地が維持されるものの、高い所は洪水によって攪乱さにくいため、樹林化しやすいためと考えられる。一方、3.6 より大きくなると、砂州の上でも流路跡や水溜まりが多く残って、砂州の形が乱れており(庄川, 常願寺川), 前者より砂州が不安定と考えられる。そして、3.6 よりやや下回りの大井川の河道では、中州の上では比較的分岐点や水たまりが少なく、比較的に安定すると意味しているが、空中写真から分かるように、川幅が広いいため、中州の規模も非常に大きい。従って、このような河道では、結節点密度が比較的に低い原因は、砂州と低水路の比高差によるものではなく、川幅が広いため、中小規模の出水では河道の一部しか流せず<sup>11)</sup>、河道の中で一部安定的なエリアが形成され、結果として河道内の大きい中州が安定する傾向にあることだと推測される。

図 3.16 は、各サイトの d60 に対する、平均年最大流量時の無次元掃流力と中州網状度、結節点網状度および結節点密度との関係を示している。d60 に対して、平均年最大流量時の無次元掃流力が 0.05 になるサイトにおいて、各対象河川の中州網状度と結節点網状度が最大になる一方で、結節点密度が最小になっている様子が見て取れる。

## 4. 考察

### 4.1 扇状地河道における河床材料の分級機構

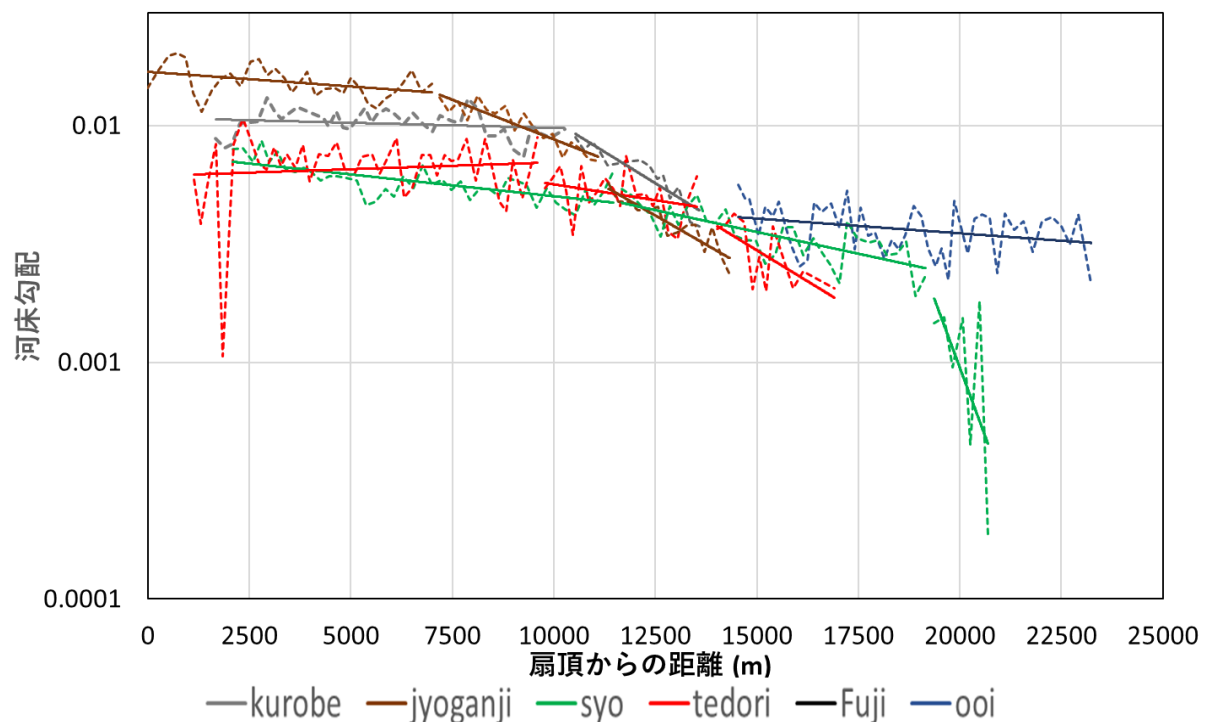


図 4.1 対象河川の河床勾配の縦断的な変化およびその指数曲線

図 4.1 は対象河道扇状地河道における河床勾配の縦断的な変化を示している。実線は各区間の勾配変化に合致する指数曲線である。谷津<sup>12),13)</sup>によると、日本の平野部に流れる河川の縦断面形には、勾配の不連続点があるため、一本の指数曲線では表せないことを指摘している。そして、その不連続点の上流側の河床材料は礫、下流側は砂となり、その勾配の不連続点は岩石の崩壊過程で 2~4 mm の土砂が生産されにくいため、これらの粒径に対応した勾配が形成できず、勾配の不連続点が生じると説明した。本研究の対象河川はすべて平野部に流れている河川であるが、その縦断面形は一本から三本の指数曲線によって表すことができる。こうした特徴と、図 3.6-図 3.10 に示す各対象河川の上流から下流にかけての分級とを比較すると、粒径が変化する際には、必ず異なる指数曲線の区間に移動することがわかる。つまり河床勾配の変化は河床材料の分級と対応していることがわかる。図 4.2 のように黒部川、常願寺川、庄川、手取川の扇状地河道のセグメント 1 区間では s1-①と s1-②といった、小セグメントが形成されており、s1-①は巨礫の堆積区間となり、下流の s1-②は巨礫が減少することによって、粒径が巨礫の半分程度の 64mm~256mm の大礫が堆積する区間になる。そして、巨礫に対応した急な勾配から、大礫に対応した緩い勾配へと変化する。そのさらに下流でまだ海に到達しない常願寺川、庄川、手取川では、三本目の指数曲線で表現できる区間が存在する。そして、河床材料の分級がもう一段階に進み、砂利の堆積区間である s2-①を形成する。一方黒部川は s1-②より下流は直接海に流入するため、砂利集団の分級が起こらず、s2-①が形成できない。一方、上流から河口まで、河床材料の顕著な分級のない大井川では、河床勾配も上流から河口まで大きく変化せず、一本の指数曲線で表現可能である。勾配とその粒度分布との関係は他の 4 河川の s1-②程度である。

また、s1-①の河床勾配は河川間でばらつきが大きいものの、河床材料の粒度分布は大きな違いがない。それに対して s1-②と s2-①については粒度分布と勾配は河川間で相似している。齊藤

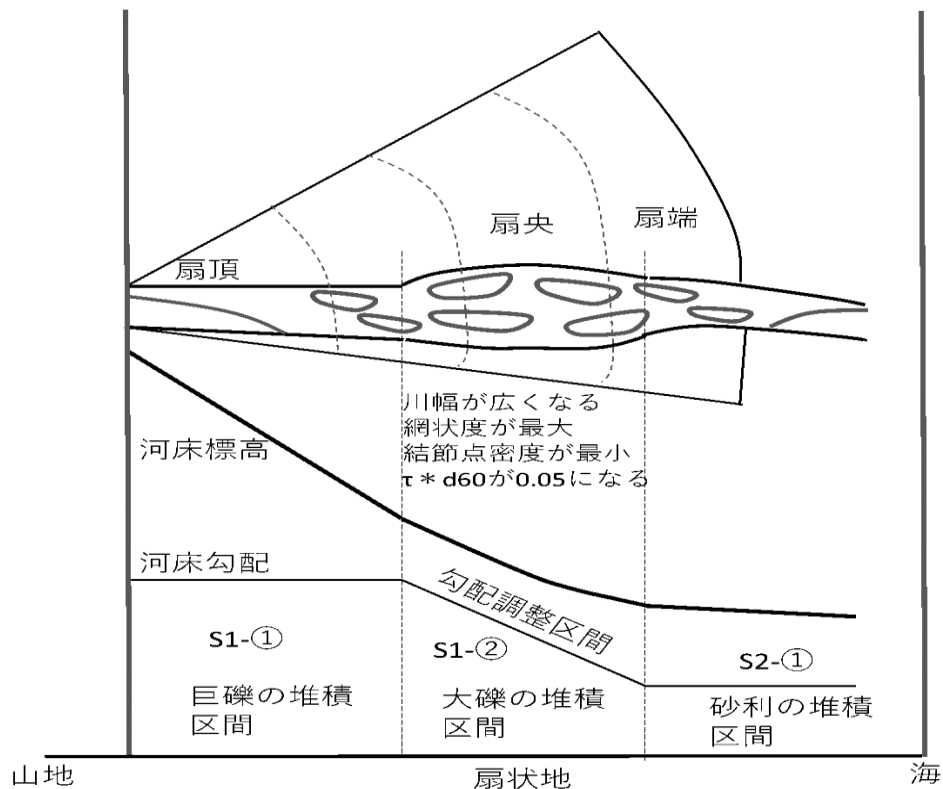


図 4.2 扇状地地形特性と扇状地河道の特性の形成との関係図

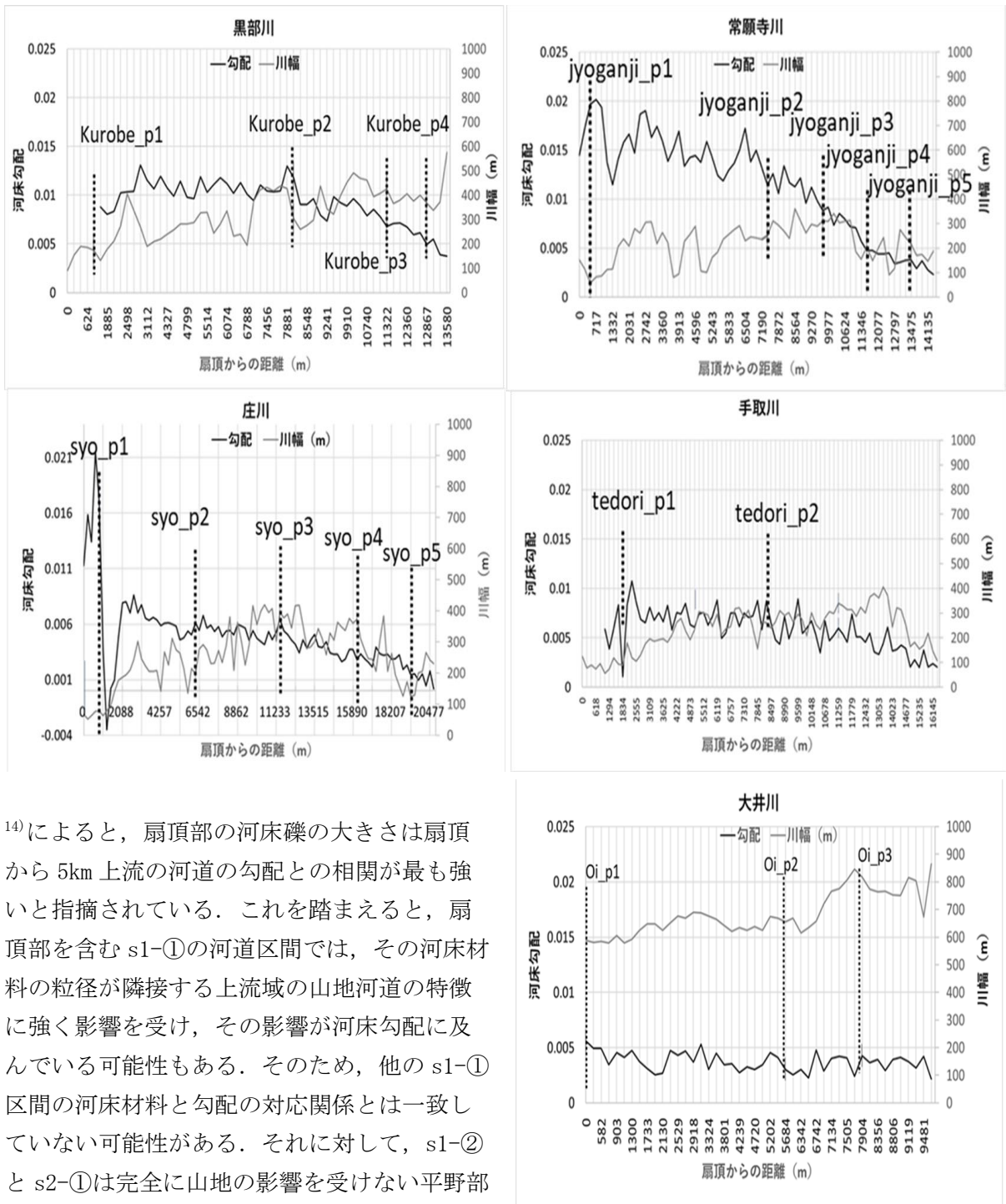


図 4.3 各対象河川の河床勾配と川幅の縦断的变化

<sup>14)</sup>によると、扇頂部の河床礫の大きさは扇頂から 5km 上流の河道の勾配との相関が最も強いと指摘されている。これを踏まえると、扇頂部を含む s1-①の河道区間では、その河床材料の粒径が隣接する上流域の山地河道の特徴に強く影響を受け、その影響が河床勾配に及んでいる可能性もある。そのため、他の s1-①区間の河床材料と勾配の対応関係とは一致していない可能性がある。それに対して、s1-②と s2-①は完全に山地の影響を受けない平野部を流れているため、この区間から河床材料の粒径と河床勾配とが相互に調整しあうプロセスが成り立つと言える。従って、この区間では河川間の粒度分布と河床勾配の関係の地点間差異は小さくなっていると推測できる。

そして、図 4.3 は各対象河川の河床勾配と川幅の縦断的变化を示している。セグメントの分級を有する黒部川、常願寺川、庄川、手取川では、s1-①の勾配と川幅は地点ごとに変動しているが、全体的に見れば、ある一定値付近で変動していることが分かる。一方、s1-②と s2-1 では勾配が一定率で減小していき、s1-②の方が減小率が大きい、それに対応して、川幅も最も広くなる。一方、s1-②（大礫堆積区間）しかなく、河床材料の分級も悪い大井川の川幅は勾配の変化



と関係なく、下流側では海に向かった川幅が拡大していく傾向が見られた。このように、勾配が変化しないまま、川幅が拡大していく過程において、河床材料の変化は図 3. 10 の大井川の粒度分布が示す通り、d85 以上の粒径集団の大きさは変化せず、砂、細礫及び 10mm 以下の中礫の割合が下流に行くほど増加していく。つまり、d85 以上の河床材料の割合大きさが変化しないため、河床勾配が維持されるが、川幅が広がった分、水深が小さくなることによって、掃流力も小さくなり、それに対応して、砂と 10mm 以下の細礫集団の割合が増加して、結果として d60 が小さくなっている。

#### 4.2 扇状地河道における河床材料の分級特性と河床形態変動特性の形成メカニズム

河床形態を表す中州網状度と結節点網状度と結節点密度は縦断的な変化については、図 3. 16 のように大井川を除く、他の 4 河川とも、中州網状度と結節点網状度が最大になる場所では、結節点密度が最小になり、d60 の無次元掃流力が限界無次元掃流力の 0.05 くらいになることが分かった。これらの場所はすべて、河床勾配や粒度分布がほぼ一定の s1-①区間から、河床勾配が一定の減少率で減少していく。s1-②区間に入った少し下流に位置している。つまり、扇状地河道の河床形態は巨礫の堆積区間である s1-①と砂利の堆積区間である s2-①区間では、中州網状度と結節点網状度は比較的小さく、その二区間を連結する s1-②区間では、勾配が急に減少し、d60 の無次元掃流力が限界無次元掃流力になるまで川幅が広がり、川幅が増えた分、横断方向に中州個数が増加し、中州網状度が最大となり、結節点密度が最小になる。

一方、前述した川幅の拡大によって、河床材料の分級および河床勾配の変化がない大井川では、川幅と網状度の間には有意な相関が見られなかった。そして結節点密度もほぼ一定である。これは扇状地河道の河床形態の変動は、河床勾配の変動と河床材料の分級に強く影響されていることを示唆している。

## 5 おわりに

本研究は、まず巨視的な視点から、扇状地の堆積場の特徴に基づき、一級水系流域の主要な扇状地を平野型扇状地、臨海型扇状地、大盆地型扇状地、小盆地型扇状地の 4 グループに分類し、グループごとに扇状地の形状(規模、勾配)、年齢(段丘化、台地化の有無)について、考察し、整理した。つぎに、分類された扇状地グループから、扇状地の開析が比較的に進んでいない臨海型扇状地グループを選定して、さらにその中から流域地質の異なる 5 河川を対象河川として、扇状地の地形特徴とその河川の変動との関係性について詳細な分析を行った。

対象 5 河川の扇状地の旧流路網の形態を比較して、流域地質の違いによって、扇状地上の旧流路網は異なる形態を示すことが分かった。花崗岩質の流域で、巨礫と砂両方生産されるため、扇面上に一本の主流路から放射状の深い旧流路が形成される。一方、巨礫が多く、砂の少ない火山岩質の流域では、扇状地に常に面状洪水になるため、主流路が不明瞭になり、扇頂から扇面状に放射状の不連続的な旧流路が形成される。そして、付加体岩質の流域では巨礫が少なく、砂利が多く生産されるため、扇面上の旧流路は主流路からの溢水によって、できた浅い高密度の旧流路網になる。

また、対象 5 河川に対して、それぞれの空中写真を用いて扇状地河道の河床形態を中州網状度、結節点網状度、結節点密度の 3 指標で評価し、現地観測によって、対象地点の河床材料を計

測し、各対象河川の河床勾配と川幅の縦断的な変化を調べた。その結果、扇状地河道において、河床材料粒度の分級は勾配の不連続的な変化による小セグメントの形成と対応しており、s1-①では巨礫の堆積区間であり、その下流のs1-②は大礫集団が堆積する区間になり、そのさらに下流にまだ海に到達しない場合は、砂利の堆積区間であるs2-①が形成される。そしてs1-①とs2-①では、中州網状度と結節点網状度は比較的小さくて、s1-②では網状度が最大になり、結節点密度が最小になる特徴が分かった。それはs1-②では川幅を広げて、勾配を急速に減少させ、d60の河床材料の無次元掃流力を限界無次元掃流力までになるように調整し、それと伴い、横断方向に中州の個数が増加する。また、このような年最大流量時にd60の粒径がぎりぎり動ける河道では、砂州の上で流路や水たまりを侵食する能力が比較的に低く、結節点密度が最小になることが分かった。一方、河床材料の分級および河床勾配の変化のない大井川のような河川では川幅が増加によって、網状度が必ずしも増加することとは限らない。これらの結果によって、扇状地河道における河床形態の変動特性と河床材料、河床勾配および川幅の変動との関係をより明確に示すことができた。

### 参考文献

- 1) 斉藤享治(1988)：日本の扇状地，古今書院。
- 2) 中山正民，高木勇夫(1987)：微地形分析よりみた甲府盆地における扇状地の形成過程，東北地理，Vol. 39，pp. 98-112.
- 3) TERENCE C. BLAIR, JOHN G. McPHERSON(1994)：Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages, Journal of Sedimentary Research, Vol. A64. No. 3, p. 450-489.
- 4) 斉藤享治(1984)：扇状地の存否・分布を決定する因子，東北地理，Vol. 36, No. 1, pp. 1-12
- 5) Roey Egozi, Peter Ashmore(2008)：Defining and measuring braiding intensity, Earth Surface Processes and Landforms, 33, p2121-2138.
- 6) 斉藤享治(1985)：扇状地の特性を形成する因子，東北地理，Vol. 37, pp. 43-60
- 7) 小玉芳敬，伊勢屋ふじこ(1987)：混合砂礫を用いた扇頂溝形成に関する水路実験，筑波大学水理実験センター報告，No. 11, p. 1-11.
- 8) 原田大輔，知花武佳，Agus SANTOSO(2017)：河床材料の粒度分布の特徴とその規定する要因について，土木学会論文集 B1(水工学)，Vol. 73, NO. 4, I\_931-I\_936.
- 9) 小出博(1973)：日本の国土　－自然と開発－，東京大学出版会。
- 10) 八木澤脩，知花武佳，Agus SANTOSO(2017)：蛇行原における河道特性と自然堤防の規模の特徴，河川技術論文集，第 23 卷，p339-342.
- 11) 溝口敦子，赤堀良介(2017)：多列砂州を有する大井川の河床変動特性と流量時系列の変化が河床変動へ及ぼす影響，河川技術論文集，第 23 卷，p537-542.
- 12) 谷津榮寿(1954)：平衡河川の縦断面形について (I)，資源研彙報，(33)，p15-24.
- 13) 谷津榮寿(1954)：平衡河川の縦断面形について (2)，資源研彙報，(34)，p14-21.
- 14) 斉藤享治(1986)河床礫の粒径からみた扇状地形成に関する一考察，北海学学園論集，No. 55, p129-143.
- 15) 山本晃一(2010)：沖積河川－構造と動態－，技報堂出版。

16) 高山茂美 (1974): 河川地形, 共立出版.

・助成事業者紹介

秦 梦露

現職：東京大学大学院工学系研究科 博士後期課程 3 年