

## 兵庫県千種川の、河床勾配の縦断変化から区分された 流路区間における流路の平面形状と河床堆積物の粒径分布

加藤 茂弘

### Channel Patterns and Grain Size Distribution of River Bed Sediments in River Segments Divided according to Alongstream Changes in Channel Slope of the Chikusa River in Hyogo Prefecture, Western Japan

Shigehiro KATOH

#### Abstract

The middle and lower course of the Chikusa River in Hyogo Prefecture, western Japan, was divided into three segments on the basis of the characteristics of its longitudinal profile and alongstream changes in channel slope. Further, quantitative analyses of sinuosity, excess segment index, and channel width, and grain size analysis of river bed sediments were performed in the same reaches.

The results indicate that each segment is characterized by a different channel pattern and downstream change in grain size distribution, corresponding to the alongstream changes in channel slope. This can be explained rationally as follows; the longitudinal profile representing the alongstream change in channel slope determines the alongstream change in tractive force. Further, grain size distribution and movement modes of river bed materials are determined by the tractive force, resulting in a change in channel patterns through deposition and/or erosion. Thus, it can be concluded that the alongstream changes in channel pattern are controlled by the characteristics of the longitudinal profile through the medium of the grain size distribution.

**Key words:** river profile, channel slope, channel pattern, grain size distribution, tractive force

#### はじめに

日本の大きな沖積平野では、扇状地地帯・自然堤防地帯・三角州地帯が河川に沿って上流から下流へ順に配列する(Oya, 1977 など)。沖積平野は主に河川が運搬・堆積した物質から構成され、扇状地地帯は礫を、自然堤防地帯は砂を、三角州地帯はシルト・粘土を、それぞれ主要な構成物質としている。このように各地帯が特定粒径範囲の粒子から構成されることから、3つの地帯が一つの河川の堆積域に占める割合は、河川運搬物質の粒径構成の下流方向への変化の仕方に大きく関係しているとみられる(大森, 1991)。

一方、浮流・溶流物質の量が少ない日本の河川の、支

流からの土砂供給が少ない区間では、ある地点における河川運搬物質の粒径構成は、その場所の掃流力に規定されていると考えられる(例えば、岡崎, 1992など)。掃流力は河床勾配と径深の積に比例するが、流域面積が1000 km<sup>2</sup>をこえる河川では一般に径深よりも河床勾配の流下方向への変化が著しく大きいため、掃流力の流下方向への変化は河床勾配に規定されているとみて良い(Ohmori, 1991; Inoue, 1992)。したがって、このような河川では河川運搬物質の粒径構成の流下方向への変化は、河床勾配の縦断変化、すなわち河床縦断面形に規定されていると考えられる。

以上のことから、流域面積の大きな日本の河川では、扇状地地帯・自然堤防地帯・三角州地帯が一つの河川の

堆積域に占める割合が、結局は河床縦断面形に大きく関係していることが推察される。

大森(1991), Ohmori(1991)はこのような視点に立ち、日本島の50河川を対象として、それらの河床縦断面形に最も適合する関数曲線を指数関数・べき関数・対数関数・一次関数の中から選び、3つの地帯が各河川の堆積域に占める割合を明らかにした。そして、適合関数の違いに対応して掃流力の流下方向への変化の仕方が異なり、その結果、礫の運搬距離が異なって、扇状地地帯が一つの河川の堆積域に占める割合が違ってくることを示した。

一方、流路の平面形状や河床形態などの河道特性については、種々の水理量(流量や河床堆積物の粒径などの独立変量と、流送土砂量や河床勾配などの従属変量)や河岸の受食性などが形成要因として取り上げられ、主に実験水路を用いた研究がなされてきた(高山, 1974)。そして、自然河川においては上記の要因が複雑に絡み合い、河道特性は河床縦断面形、すなわち河床勾配の縦断変化とは一義的に結びつかないと考えられてきた。このため、実験水路ではなく自然河川を対象として、河床勾配の縦断変化と流路の平面形状や河床形態の縦断変化との関係を具体的に検討することは、ほとんど行われてこなかった。

しかしLeopold and Wolman(1957)によれば、流路の平面形状に関して、任意の流量に対して網状流路と蛇行流路を分ける限界勾配が存在するという(高山, 1974)。このことは、流域面積の大きな支流が流入せず、流量変化の少ない河川区間では、両者の配列が河床勾配によって規定される可能性を示している。山本(1994)によれば、平均年最大流量 $Q_m$ 、河床勾配 $I_b$ 、河床堆積物の代表粒径 $d_R$ 、平均水深 $H_m$ 、川幅 $B$ とした時、同一の気候帯を流下する河川では川幅—水深比( $B/H_m$ )が $Q_m$ 、 $I_b$ 、および $d_R$ の関数となり、川幅—水深比は、自由蛇行河川の蛇行の程度を規定しているという。このことから、同一気候帯に属する日本の河川の、流量変化が少なく、かつ河床堆積物の粒径分布が河床勾配に規定される区間では、蛇行の程度も河床勾配に規定されていることが予想される。

また栃木県の思川では、複列砂礫堆、前縁の明瞭な交互砂礫堆、前縁の不明瞭な交互砂礫堆および砂礫堆の形成されない河床の、4つのタイプの河床形態が上流から下流へ順に配列する(池田, 1972)。そして、これら4つのタイプの河床形態の形成領域は、流れの特性を表す摩擦速度と限界摩擦速度の比( $U*/U*c$ )と、河道形状示数( $I \cdot B/H$ ,  $I$ は水面勾配,  $B$ は水面幅,  $H$ は水深)との関係に基づいて区分できるといふ(池田, 1973)。したがって、河床形態の配列も、大局的には河床勾配の縦断変化と対応する可能性が考えられる。

これらの研究からみると、流路の平面形状や河床形態の、同一流路に沿った変化の概略は、沖積平野を構成す

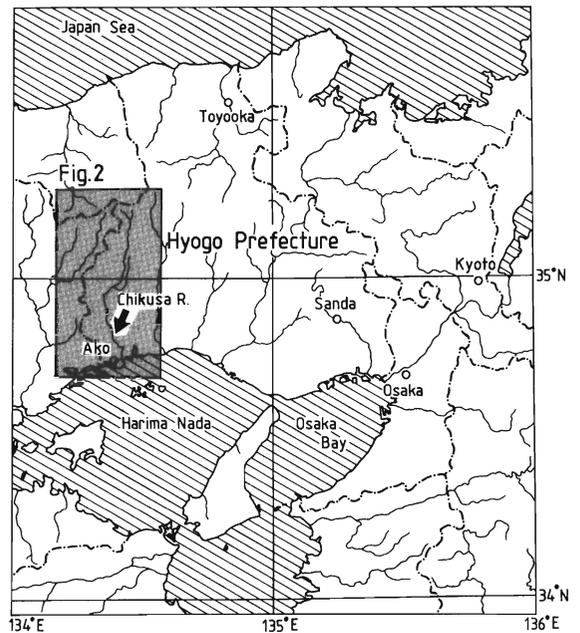


Fig.1 Location of the Chikusa River in Hyogo Prefecture, western Japan.

る3つの地帯と同様に、河床縦断面形や河床勾配の縦断変化に対応している可能性が高いと思われる。しかしながら、これらの研究においても、河床勾配の縦断変化に対応して特徴的な流路の平面形状や河床形態が形成される過程は、考察されていない。

本研究では、河床勾配の縦断変化と流路の平面形状の縦断変化との対応関係を、兵庫県、千種川(図1)の中・下流区間を例として検討する。検討にあたっては、まず河床縦断面形と河床勾配の縦断変化を明らかにし、その結果に基づいて流路の区分を行う。次に流路の平面形状の縦断変化を定量的に示し、区分された流路区間に対応した特徴が認められることを示す。最後に、両者に密接に関係する河床堆積物の粒径分布の縦断変化を示したうえで、河床勾配の縦断変化に対応して特徴的な流路の平面形状が形成される過程について考察する。

本研究は、平成4~6年度に実施された兵庫県立人と自然の博物館の総合共同研究「地域研究—河川の構造と生物群集および人の利用に関する研究—」(代表者:江崎保男)の中で行った研究に、その後の調査を加えたものである。本研究の一部には、平成7年度科学研究費補助金奨励研究B(課題番号07916025, 研究代表者:加藤茂弘)を使用した。

## 千種川流域の諸特徴と研究対象区間

### 1. 地形・地質の概要

千種川は中国山地東縁に源を發し、ほぼ南に流下して播磨灘に注ぐ幹線流長67.6kmの河川で、流域内の最高

点は三室山(標高1,358m)である(図2).

千種川流域の地形は、佐用町と三日月町とを結ぶ西北西一東南東走行の線を境に、北側の中国山地と南側の中国隆起準平原とに大別される(図2). 北側地域には中国山地東縁をなす標高500~1,300mの急峻な脊梁山地在り、山地内部には河内町や千種町などの位置する山間小盆地が連続する. 北側地域南縁には、山崎断層系に属する活断層が西北西一東南東に走り、それに沿って明瞭な高度急変帯が形成されている(図2). その南西には、三日月町から佐用町をへて岡山県津山盆地に至る東西走

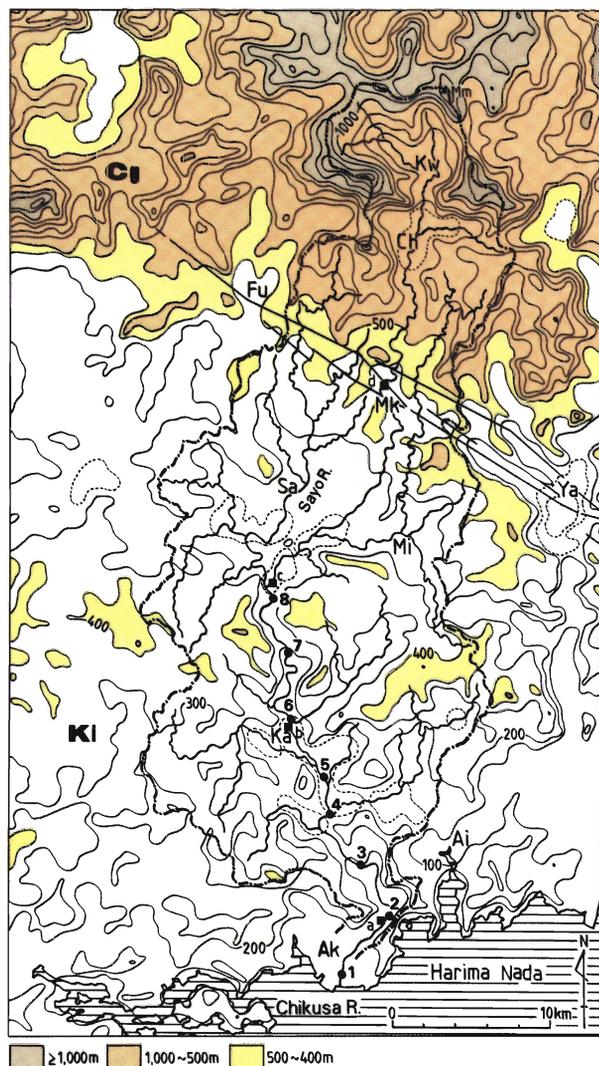


Fig.2 Topography in and around the Chikusa River basin. Cg:Chugoku Mountains, Ki:Kibi Highland, Ak:Ako, Ai:Aioi, Ka:Kamigori, Mi:Mikazuki, Sa:Sayo, Mk:Mikawa, Ch:Chikusa, Kw:Kawachi, Ya:Yamasaki, Fu:Furumachi, Mm:Mt.Mimuro. Straight lines:Yamasaki Fault System, Black squares(a~d):gauging stations, a:Kizu(5.23km from the river mouth), b:Kamigori(22.08km), c:Kuzaki(35.05km), d:Kami-Mikawa(53.16km), Black circles(1~8):sampling localities of the river bed sediments, contour interval:100m. Contour is smoothed by eliminating valleys less than 1km in width. Active faults are drawn from the Research Group for Active Faults of Japan(1991).

向の凹地帯が発達し、さらにその南方には、吉備高原の東方延長をなす標高300~500mの高原状山地が広がる(図2). この山地上には、吉備高原面とよばれる浸食小起伏面(大出, 1912)が広く分布する. 海岸地帯には標高300m以下の小起伏山地や丘陵が連なり、千種川河口付近(赤穂平野)を除き、沖積平野の発達が悪い.

千種川は、北側地域では脊梁山地を深く下刻してV字谷を形成している. 南側地域でも山地や丘陵を200~500mほど下刻して流下するが、凹地帯より下流域では両岸に谷底平野が広く発達し、河口付近には円弧状三角州が形成されている. 千種川本流沿いの河岸段丘は、佐用川との合流点より上流域に断片的に分布するにすぎない.

千種川流域の大半は基盤をなす中・古生界より構成され、新第三紀以降に堆積した被覆層の分布域は狭い(兵庫県, 1961). 千種川に沿う谷底平野や赤穂平野には、主に後期更新世以降に堆積した未固結の礫・砂・泥が分布している.

## 2. 本流流路の河床縦断面形と平均河床勾配

本研究では1/25,000地形図を用い、千種川本流流路の河床縦断面形を以下のようにして作成した. すなわち幅8mm(実距離200m)のデバイダーを用い、河口を基準点として流路と等高線の交点までの流路長を計測し、横軸に流路長、縦軸に標高を取り、グラフとして描いた(図3-i). 計測地点は河口から上流79.68km(標高900m)地点までを対象とし、標高30mまでは5m毎に、それ以上では10m毎に設定した. 作成した河床縦断面形には、千種川本流に沿う主要な地質、山崎断層系に属する活断層との交差点、および水位観測所の位置を示した.

河床勾配は、計測地点~上流側に隣接する計測地点間の勾配と、計測地点~下流側に隣接する計測地点間の勾配との平均河床勾配とし、河口から上流7.20km(標高5m)地点から同じく上流79.61km(標高890m)地点までについて、標高と流路長の計測データから算出した. そして、片対数紙上において横軸に流路長、縦軸に平均河床勾配を取り、平均河床勾配の縦断変化をグラフとして描いた(図3-ii).

千種川の河床縦断面形には7つの顕著な遷急点認められる(図3-i). それらの遷急点の中で、河口から上流78.33km(標高820m)地点では平均河床勾配の変化が特に大きく、それより下流区間は全体として滑らかな凹型曲線、上流区間は相対的に緩勾配の直線に近い指数曲線からなる. 千種川流域には東西走向の地層が配列し、千種川本流はそれらを横切って南北に流下するため、流路沿いの地質は明瞭に異なる. しかし、河口から上流約46km地点より下流区間では、河床縦断面形は全体として滑らかな凹型曲線からなり、両岸に堆積性の谷底平野が連続して発達することから、河床縦断面形に対する基盤

地質の影響は、ほとんどないとみられる。それより上流区間においても顕著な遷急点は地質境界とは一致せず、花崗岩類分布域に遷急点が多いことを除けば、河床縦断面形が地質に制約されて著しく変化する傾向は認められない。山崎断層系に属する活断層は河口から上流約52～53km区間を横切り、その約1km上流地点には遷急点が認められる(図3-i)。しかし、本区間を境に河床縦断面形が大きく変化する傾向は認められず、河床縦断面形に対する断層運動の影響は顕著であるとはいえない。

平均河床勾配の縦断変化に着目すると、千種川本流は河口から上流約68km地点と約78km地点を境にして、平均河床勾配の大きさとその縦断変化が異なる3つの区間に区分できる(図3-ii)。平均河床勾配は、河口から上流約68km地点より下流区間で0.7～15.0‰の範囲である。

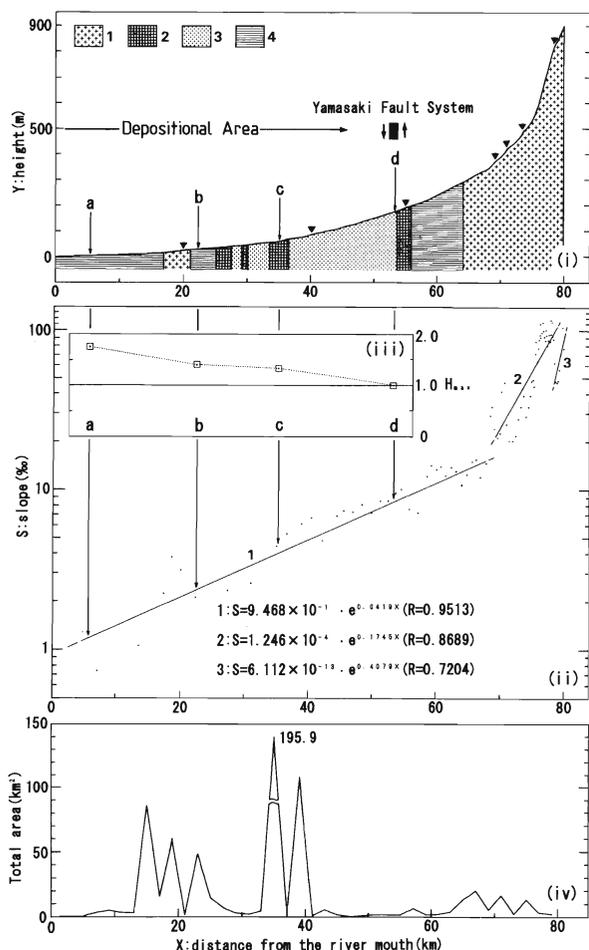


Fig.3 Geomorphic features of the Chikusa River.

i) Longitudinal profile of the river bed and geology along the river. 1: Permian～Paleogene granitic rocks, 2: Permian～Cretaceous quartz dioritic rocks, 3: Pre-Cretaceous sedimentary and metamorphic rocks, 4: Cretaceous～Paleogene volcanic rocks, a～d: localities of gauging stations, Black triangles: major nickpoints; ii) Alongstream change in channel slope; iii) Alongstream change in maximum hour water level (Hmax); iv) Alongstream change in total area of drainage basins of inflow tributaries for each 2km interval.

河口から上流約68～78km区間では20～120‰で、地点による変化が大きく、多数の遷急点・遷緩点が認められる。河口から上流約78km地点より上流区間では40～100‰で、隣接する下流区間の上流部における平均河床勾配よりも小さな値を示す。各区間における平均河床勾配の縦断変化は片対数紙上において直線近似でき、その下流への減少率は下流側の区間ほど小さい。

### 3. 千種川本流の流況

千種川本流沿いには、下流から順に木津、久崎、上郡、および上三河の4地点に水位観測所が設置されている(図2および図3-i)。昭和55年9月10日には台風17号および前線性の豪雨により、すべての観測所で昭和35年以降の観測期間中最大の水位が記録された。兵庫県上郡土木事務所による水位観測資料によれば、この豪雨による日雨量は80年確率の日雨量に相当する。図3-iiiには、この豪雨時に記録された最高時間水位の縦断変化を、最上流の上三河観測所(図2および図3-i, Loc.d)における観測値を1とし、それに対する比で表した。最下流の木津観測所(図2および図3-i, Loc.a)における最高時間水位は、最上流の上三河観測所におけるその1.75倍、久崎観測所(図2および図3-i, Loc.c)におけるその1.47倍にすぎない。一方、水位観測地点間の平均河床勾配の変化は、上三河～木津間で約25倍、久崎～木津間で約10倍と、同一地点間の水位の変化に比べて著しく大きい(図3-ii)。

### 4. 流入支流の流域面積

千種川本流に流入する流域面積0.1km<sup>2</sup>以上の支流を対象として、本流との合流点の千種川河口からの距離(km)と流域面積(km<sup>2</sup>)を、1/25,000地形図を用いて計測した。そして、本流流路2km区間毎に支流の流域面積の総和を求め、図3-ivに示した。

流入支流の2km区間毎流域面積の縦断変化には、以下のような特徴がみられる。支流流域面積は、河口から上流64km地点より上流区間では下流方向へ漸増する。河口から上流0～14km区間、30～34km区間、および42～64km区間では10km<sup>2</sup>未満で、流下方向へほとんど変化しない。14～30km区間では下流方向へ次第に増加し、3つの区間で50km<sup>2</sup>をこえる。34～42km区間では、佐用川や志文川などの流域面積100km<sup>2</sup>をこえる支流が流入する。

### 5. 研究対象区間の設定

千種川本流の河口から上流約46km地点より下流区間では、一続きの堆積域が形成されている。千種川本流はこの堆積域を流下し、流路の平面形状は、基盤岩の露出の有無などによる河床・河岸の受食性の違いの影響をほとんど受けていない。

この河川区間では平均河床勾配が10倍以上変化するのに対し、水位の変化は1.75倍以下である(図3-ii, iii)。後述するように、本区間における河道幅は50~100m以上で水位に比べて著しく大きく、径深は水位にほぼ等しいとみなされる。したがって、本区間では平均河床勾配の下流への変化に対応して河川の掃流力が下流へと顕著に変化すると予想される。

流入支流の2km区間毎流域面積の縦断変化からみると、河口から上流34.60km地点で佐用川が合流した後は流域面積100km<sup>2</sup>をこえる支流が流入せず(図3-iv)、本流の流量や本流への流入土砂量の、不連続かつ大きな増加はないとみなされる。さらに河口から上流14km地点より下流区間では流域面積10km<sup>2</sup>をこえる支流が流入せず(図3-iv)、伏流水の流入もほとんどないとみられることから、本流流量はほとんど変化していないと判断される。

以上の点から、河口から上流34.60km地点より下流区間は、河床縦断面形や平均河床勾配の縦断変化と、流路の平面形状の縦断変化との関係を調べるのに好適な河川区間であると考えられる。そこで、佐用川合流点(河口から上流34.60km地点)から下流の千種川本流流路を、河床縦断面形、平均河床勾配、流路の平面形状、および河床堆積物の粒径分布の縦断変化を分析する対象区間に設定した。

### 河床縦断面形と平均河床勾配の 縦断変化に基づく流路の区分

河床縦断面形や河床勾配の縦断変化に基づいて河川流路を区分する際に、明瞭な区分点となりえるのは河床勾配の急変地点、すなわち遷急点や遷緩点である。しかし、遷緩点を区分点とする場合には、その上流側の河川区間の河床縦断面形が凸型ないしは逆S字型の曲線として表され、河床縦断面形が凹型曲線からなるという一般的認識とは矛盾する。

一方、遷急点を区分点とする場合にはこのような問題は生じない。遷急点は、海面変動や地殻変動による浸食基準面の変化や、断層運動や曲隆運動、あるいは河川争奪や曲流河川における河道の短絡などに起因する局地的な浸食基準面の変化により生じた河川の回春によって形成されたり、基盤河川において河床の受食性が大きく変化する地点で形成される場合が多い。しかし、砂礫床河川の中・下流区間に存在する遷急点は、支流や谷壁から粗粒物質が供給されて河床の受食性が急変している地点を除くと、河川作用の急変を反映しているとみられる(小玉・井口, 1986; 岡崎, 1992など)。

したがって、平均河床勾配の縦断変化と流路の平面形状との関係を考察する本研究では、遷緩点よりも遷急点を区分点として採用し、さらに平均河床勾配の縦断変化

の一般的傾向を考慮して流路の区分を行う。

#### 1. 計測方法

図3-i, iiには、千種川本流流路全体の河床縦断面形と平均河床勾配の縦断変化を示した。しかし、河口より上流34.60km地点までの千種川本流流路を対象とし、流路の平面形状の縦断変化を詳細に検討するためには、この方法によって得られた流路長と河床高度の計測データ数では不十分である。このため、対象区間のより詳細な河床縦断面形を以下のようにして作成した。まず赤穂市、上郡町、および上月町発行の1/2,500都市計画図を用い、流路と等高線の交点を標高10mまでは1m毎に、標高60mまでは2m毎に求め、各交点の位置を1/25,000地形図に移写した。次に1/25,000地形図上で幅8mm(実距離200m)のデバイダーを用い、河口を基準点として交点までの流路長を計測した。標高42~48m間の千種川本流流路沿いは都市計画図が作成されておらず、計測地点を求められなかった。河床高度7, 12, 32, および56m地点は、堰堤と一致していたため計測から除いた。流路長の計測は河口から上流34.83km(標高60m)地点までを対象とし、横軸に流路長、縦軸に標高を取って、河床縦断面形を描いた。

平均河床勾配( $S$ , ‰)は、計測地点~上流側に隣接する計測地点間の勾配( $S_u$ , ‰)と、計測地点~下流側に隣接する計測地点間の勾配( $S_d$ , ‰)との平均勾配とし、河口から上流3.42km(標高1m)地点から、河口から上流34.10km(標高58m)地点までについて、標高と流路長の計測データから算出した。平均河床勾配( $S$ )の縦断変化は、片対数紙上において横軸に流路長、縦軸に平均河床勾配を取り、グラフとして描いた。

次に作成した河床縦断面曲線と平均河床勾配の縦断変化、遷急点の位置などに注目して流路を区分した。さらに区分された各区間の縦断形状の特徴を表現するため、標高と流路長の計測データを用いて、指数関数、べき関数、および一次関数による回帰を行った。対象区間全体の河床縦断面形についても同様の回帰を行った。平均河床勾配の縦断変化については、区間毎に上記の3つの関数を用いて回帰を行い、最も適合する関数形を求めた。

#### 2. 結果および流路の区分

前述の方法によって作成した河床縦断面形を図4-iに、平均河床勾配の縦断変化と関数回帰の結果を図4-iiに示す。区分された各区間と対象区間全体の河床縦断面形について関数回帰を行った結果は、表1に示した。

対象区間全体の河床縦断面形は、べき関数によってより良く近似される滑らかな凹型曲線からなるが、いくつかの明瞭な遷急点が認められる(図4-i)。そこで、ある計測地点における上流側勾配と下流側勾配の変化量

( $S_U - S_L$ )の、その計測地点における平均河床勾配(S)に対する比 $S_c$  ( $S_c = (S_U - S_L) / S$ )を用いて、計測地点における勾配変化の程度を評価した(表2)。 $S_c < 0$ となる計測地点が遷急点、 $S_c > 0$ となる計測地点が遷緩点である。また $S_c = 0$ となる計測地点では、上流側と下流側の計測地点間勾配は変化しない。 $S_c < 0$ となる遷急点は12地点あるが(表2)、その中で $S_c < -0.50$ となる計測地点を明瞭な遷急点と判定した<sup>1)</sup>。算出した $S_c$ の値に基づき選定された遷急点は、河口から上流8.35km地点、11.43km地点、19.15km地点、および23.16km地点である(図4-i)。

一方、 $S_c$ の値に着目すると、河口から上流8.35~12.9 km区間と18.52~23.16km区間では遷急点・遷緩点が連続するが(表2)、平均河床勾配の変化はわずかである(図4-ii)。このことから、前者は平均河床勾配(S)が急変する8.35km地点までの漸移的な河川区間、後者は平均河床勾配が急変する23.16km地点からの漸移的な河川区間であると考えられる。11.43km地点と19.15km地点の遷急点はそれぞれ漸移的な河川区間に位置し、平均河床勾配が両地点において急変する傾向は認められない(図4-ii)。

このような平均河床勾配の縦断変化を考慮して、4つの遷急点の中から、河口から上流8.35km地点と23.16km地点を流路の区分点として採用した。そして、両地点を区分点として、千種川本流流路を上流から順に、第I区間(23.16~34.60km区間)、第II区間(8.35~23.16km区間)、および第III区間(0~8.35km区間)の、3つの区間に区分した(図4)。以下に、各区間における河床縦断面形と平均河床勾配(S)の縦断変化の特徴を述べる。

a)第I区間(23.16~34.60km区間)

河床縦断面形はべき関数によってより良く近似されるが、一次関数についての相関係数が3つの区間で最も

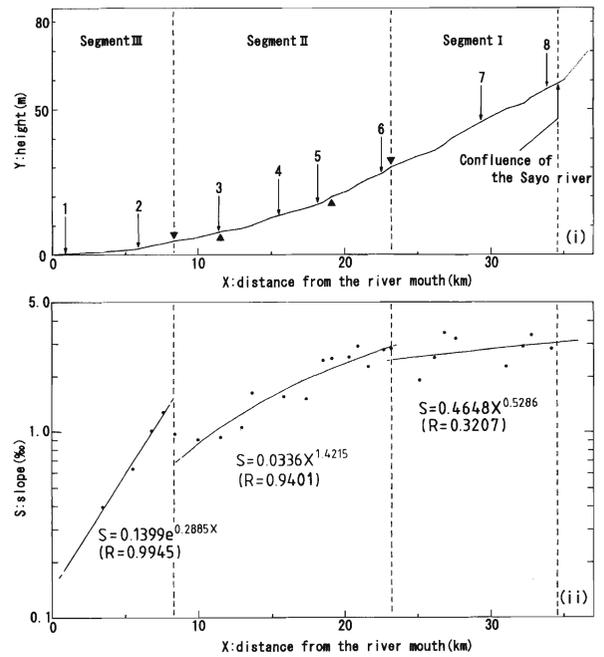


Fig.4 Longitudinal profile(i) and alongstream change in channel slope(ii) for the studied reach. Numbers indicate sampling sites of the river bed sediments; Black triangles show major and other nickpoints.

高く(表1)、より直線的であるとみなせる。平均河床勾配は1.97~3.45%と3つの区間で最大クラスの値を示す(図4-ii)。平均河床勾配と流路長との相関は低く、最も相関の高いべき関数でも相関係数は0.3207にすぎない(図4-iii)。区間内の大局的な傾向でみると、平均河床勾配はほぼ一定ないしは下流側に漸減する。

b)第II区間(8.35~23.16km区間)

河床縦断面形は滑らかな凹型曲線を呈するが、小規模

Table 1 Results of regression analysis for three segments and the whole studied reach. X:distance from the river mouth(km), Y:height(m), R:coefficient of correlation, Exp:exponential function, Power:power function, Linear:linear function ; Bold number indicates the best fitting function to the river profile.

Segment	X (km)	Y (m)	Regression equation	R
I	23.16 - 34.60	30 - 58	Exp : $Y = 7.486e^{0.0604X}$	0.9985
			Power : $Y = 0.131X^{1.726}$	0.9992
			Linear: $Y = 2.598X - 31.130$	0.9985
II	8.35 - 23.16	4 - 30	Exp : $Y = 1.980e^{0.1191X}$	0.9972
			Power : $Y = 0.073X^{1.902}$	0.9974
			Linear: $Y = 1.810X - 13.854$	0.9883
III	0.00 - 8.35	0 - 4	Exp : $Y = 0.328e^{0.3274X}$	0.9998
			Power : $Y = 0.106X^{1.777}$	0.9927
			Linear: $Y = 0.794X - 2.027$	0.9742
I - III	0.00 - 34.60	0 - 58	Exp : $Y = 1.667e^{0.1169X}$	0.9630
			Power : $Y = 0.098X^{1.806}$	0.9990
			Linear: $Y = 1.908X - 12.899$	0.9813

**Table 2** Calculated values of  $S_c$  indicating the change in channel slope at each measured point.  $L$ : distance from the river mouth(km),  $S_c$ : value of the difference of the downward channel slope from the upward one divided by the mean slope of the two at each measured point.

L (km)	$S_c$	L (km)	$S_c$
3.42	0.48	20.22	0.54
5.50	0.46	20.83	0.19
6.80	0.47	21.60	-0.27
7.60	0.06	22.61	0.59
8.35	-0.72	23.16	-0.55
9.95	0.74	25.10	-0.09
11.43	-0.66	26.16	0.49
12.90	0.71	26.80	0.19
13.60	0.24	27.33	-0.37
15.80	-0.36	31.20	-0.23
17.38	0.32	32.18	0.61
18.52	0.58	32.70	-0.30
19.15	-0.52	34.10	-0.04

な遷急点・遷緩点を多数有する(図4-i). 指数関数よりもべき関数によってより良く近似されるが, 両者の適合度にはほとんど差がない(表1). 平均河床勾配は0.98~2.94‰で, 3つの区間中で中間的な値を示す. また図4-iiからわかるように, 本区間では平均河床勾配が下流方向へ減少する.

c) 第III区間(0~8.35km区間)

河床縦断面形は滑らかな凹型曲線で, 指数関数によってより良く近似される(表1). 平均河床勾配は0.39~1.29‰と, 3つの区間中で最小クラスの値を示す. 本区間では, 平均河床勾配が下流方向へ急激に小さくなる(図4-ii).

流路の平面形状

1. 計測方法

国土地理院が1986年度に撮影した1/20,000空中写真を用いて, 河口から上流35.00km地点までの千種川本流流路を対象とし, 河道や流路の境界, 流路内の砂礫堆や砂州の位置と植生状態(樹木による被覆の有無)を判読した(図5). これらの河道特性は, 1980年度以降に継続して行われた河川改修と非人為的な変化とによって, 粒径分析を実施した1993年~1994年当時における河道特性とはいくぶん異なる. しかし, 1986年度における河道特性を現在の状態と比較すると, 砂礫堆の位置やその面積, 低水路の幅などに違いが認められるものの, 砂礫堆の配列パターン, 河道の屈曲度, および河道幅の大局的な縦断変化には違いが認められない. したがって, 1986年度における河道特性に基づいて対象区間の流路の平面形状を分析する.

流路の平面形状は, 直線流路(straight pattern), 網

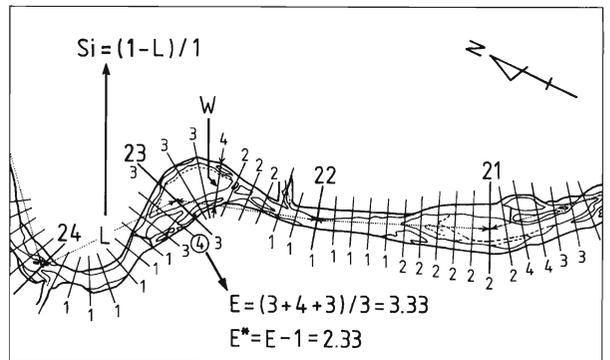
状流路(braided pattern), 屈曲または蛇行流路(sinuous or meandering pattern)の3つの基本型に区分されることが多い(Leopold and Wolman, 1957). しかしながら, これらの流路の平面形状を定量的に区分する一般的方法は確立されていない. そこで, 流路長1km地点毎に地点間の直線距離(L, km)を計測し, 流路の屈曲度( $S_i$ ; sinuosity)を $S_i = (1-L)/1$ の式により算出した(図6). そして,  $S_i \geq 0.10$ となる区間を屈曲流路(sinuous channel),  $S_i < 0.10$ となる区間を直線流路(straight channel)に分類した.

次に, Howard *et al.*(1970)が採用した過剰枝路示数( $E^*$ ; excess segment index)を用いて,  $E^* \geq 1.0$ の区間を網状流路(braided river),  $E^* < 1.0$ の区間を単一流路(single-channel river)に分類した<sup>2)</sup>. 過剰枝路示数は空中写真判読図(図5)を用い, 以下のようにして求めた(図6). 流路長1kmの区間を10等分して流路の一般方向に直交する線分を引き, それが横切る流路の数を枝路数として求めた. そして, ある地点における平均枝路数( $E$ )を, その地点とそのすぐ上流および下流地点の, 合計3地点の枝路数の平均値として求め,  $E^* = E - 1$ の式により算出した.

最後に平面形状の一つとして, 河道幅(W; width)を以下のようにして求めた(図6). 空中写真判読図(図5)をもとに, 1/25,000地形図上に河道(流路, 低水敷, 高水敷からなる)の境界線を記入した. そして, 流路長1kmの区間を5等分して流路の一般方向と直交する線分を引き, それと河道の境界線との交点間の距離を河道幅として計測した.

2. 結果

屈曲度( $S_i$ ), 過剰枝路指数( $E^*$ ), および河道幅(W)の縦断変化を図7-i~iiiに示す. 以下に, 河床縦断面形と平均河床勾配の縦断変化, および遷急点の位置に基づいて区分された流路区間毎に, これらの平面形状の特徴を述べる.



**Fig.6** Example of the measurements of sinuosity( $S_i$ ), mean segment number( $E$ ) and excess segment index ( $E^*$ ), and river width( $W$ ).

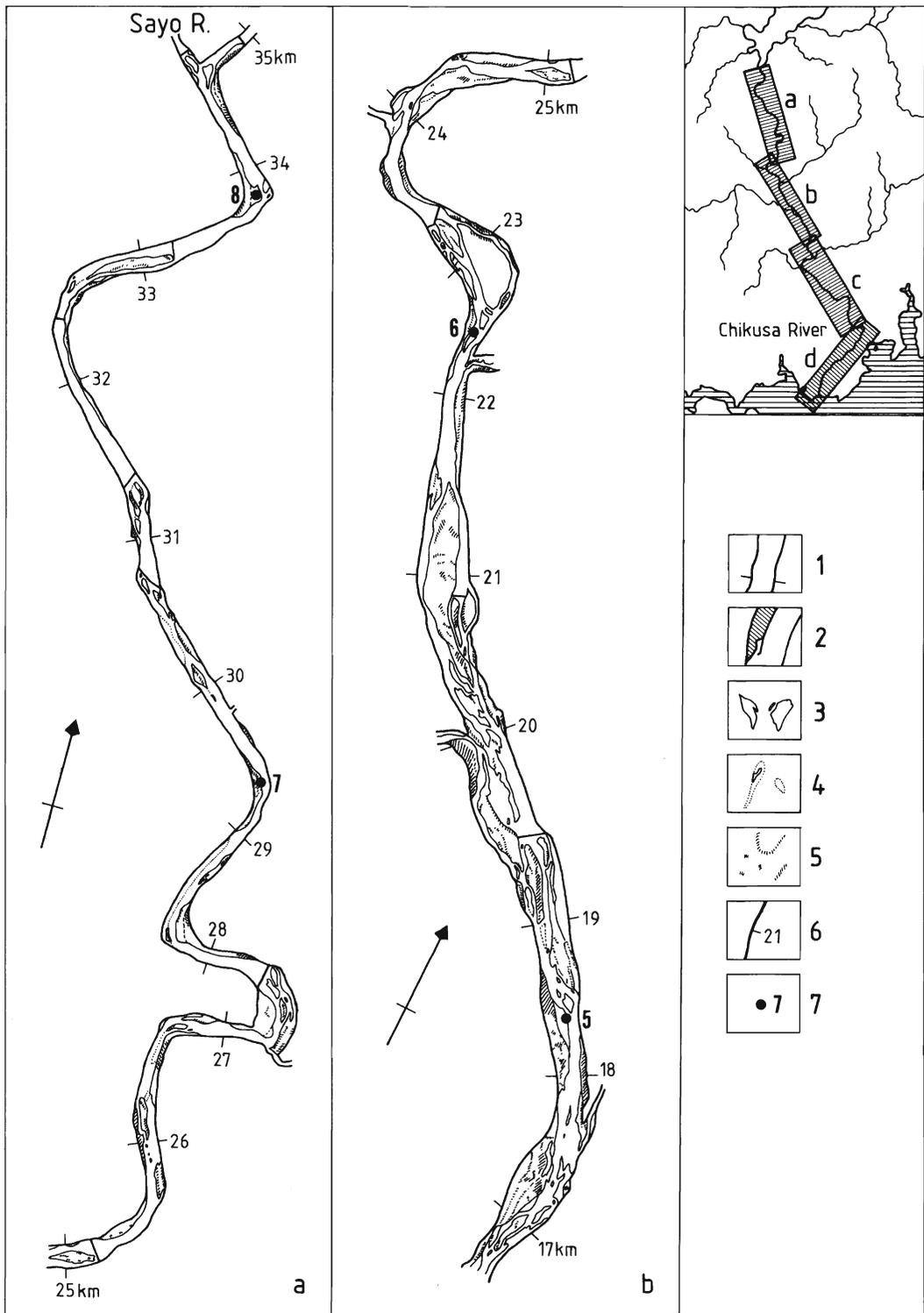


Fig.5 Channel patterns along the studied reach in 1986(a~d).

1: river bank, 2: artificially reformed natural levee, 3: bar, 4: bar with an indistinctive edge, 5: areas covered with trees and/or shrubs, 6: distance from the river mouth(km), 7: sampling sites of the river bed sediments.

a) 第I 区間(23.16~34.60km区間)

屈曲流路( $S_i \geq 0.10$ )と単一流路( $E^* < 1.0$ )が卓越する。河道幅(W)は100~150mの範囲内に収まり、地点による変化が小さい。

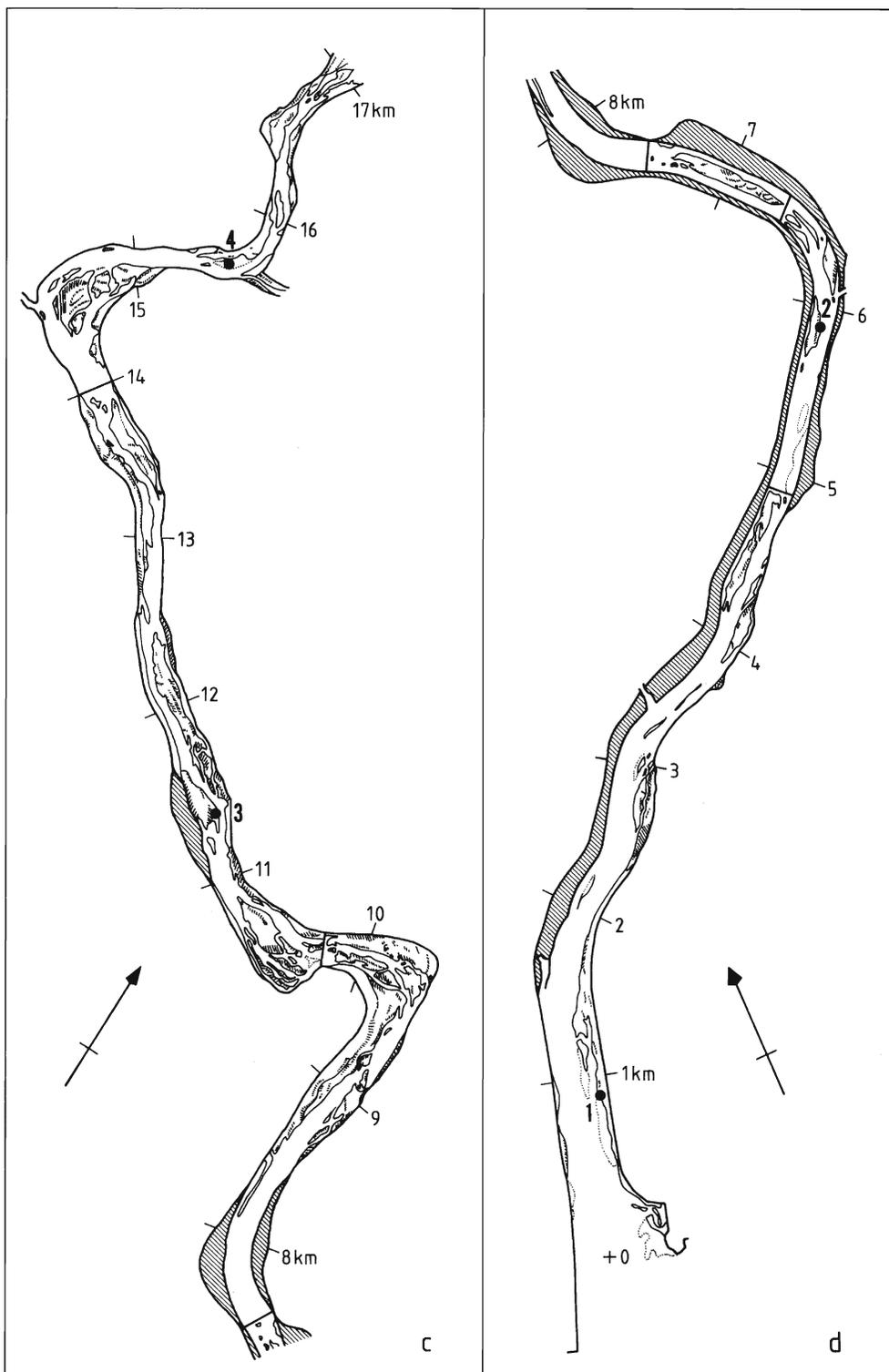
b) 第II 区間(8.35~23.16km区間)

全体として直線流路( $S_i < 0.10$ )と網状流路( $E^* \geq 1.0$ )

が卓越するが、9~11km区間と14~16km区間は $S_i$ が0.10~0.26となり、屈曲流路に分類される。河道幅(W)は地点による変化が大きく、100~450mの範囲で変動しつつ、下流方向へ増加していく。

c) 第III 区間(0~8.35km区間)

直線流路( $S_i < 0.10$ )と単一流路( $E^* < 1.0$ )が卓越する。



しかし、6.4~8.4km区間では網状流路と単一流路がほぼ同一距離を占め、網状流路が卓越する第II区間からの漸移的な区間であるとみられる。河道幅(W)は200~300mを示し、地点による変化は再び小さくなる。ただし空中写真判読図(図5)によれば、本区間では人工堤防や高水敷の改修・整備が進んでおり、本区間における流路の

直線性と河道幅の一様性は、こうした人工改変の結果であるとみることもできる<sup>3)</sup>。

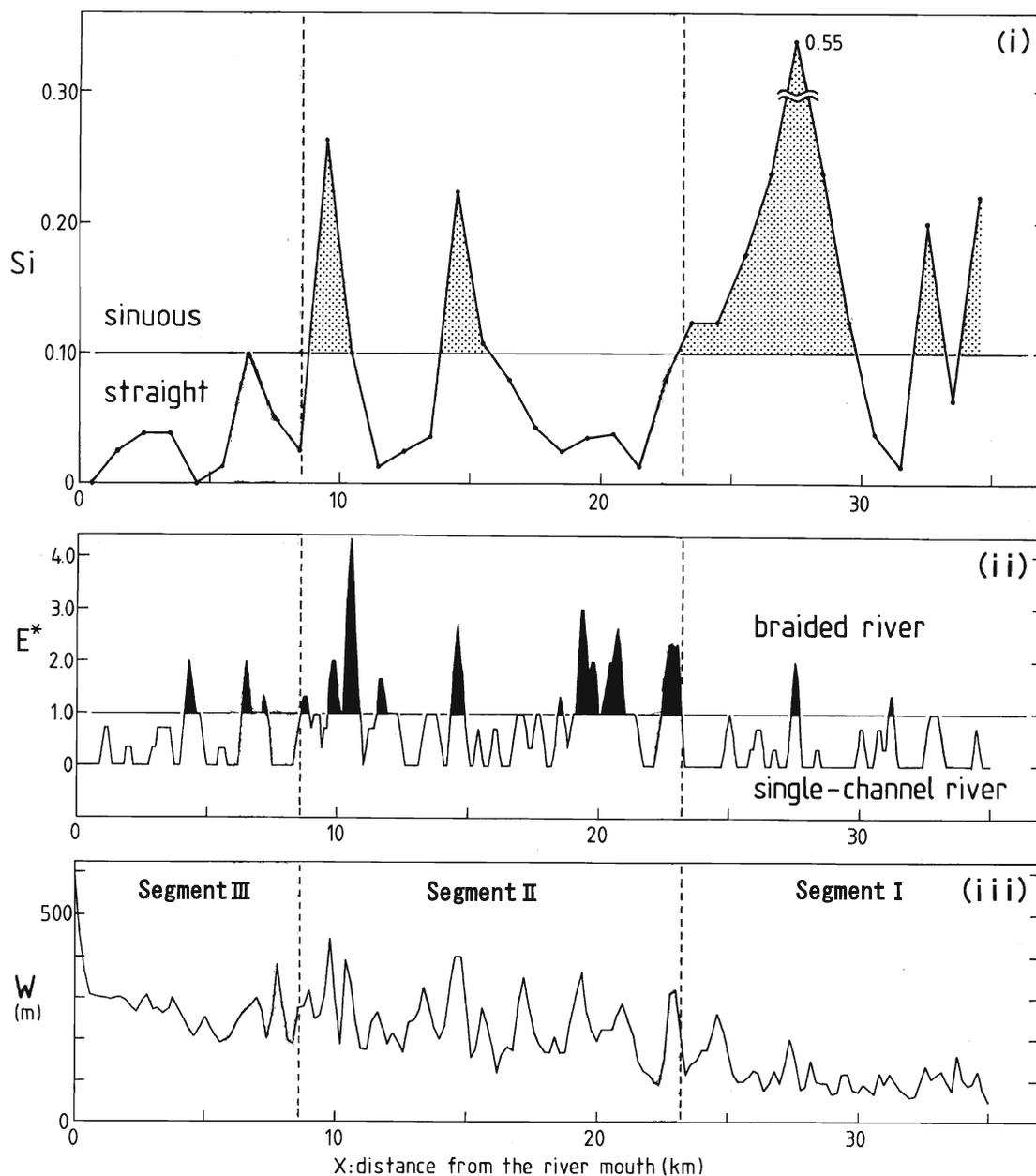


Fig.7 Alongstream changes in sinuosity(i), excess segment index(ii), and river width(iii).  
 Si: sinuosity, E\*: excess segment index, W: river width.

## 河床堆積物の粒径分布

### 1. 粒径分析の方法

河床堆積物の粒径分析は、河口から上流34.60km地点より下流区間で8地点の砂礫採取地点(図2, 図4-iおよび図5)を選定し、全粒径範囲にわたる河床堆積物を採取して行った。採取地点は、砂利採取や自動車の乗り入れなどの人為的な攪乱が見られず、植生のない、平水時に水中に没していない砂礫堆上に設定した。そして、砂礫堆中央の平坦部において表層から厚さ10~15cmの砂礫を取り除いた後50cm四方の区画を設定し、そこから砂礫堆上でみられる最大礫の中径に相当する深度までの堆積物を掘り出し、研究室へ持ち帰った<sup>4)</sup>。各地点で採取

した砂礫の乾燥重量は17~93kgであった。採取砂礫を室内で自然乾燥させた後、64mm(-6φ)以上の礫を取り出して中径を測定し、1/4φ間隔毎にその合計重量を測定した。残りの堆積物は乾燥機に入れて100℃で4時間以上乾燥させた後、1/4φ間隔のふるいを用いてふるい分け、それぞれの重量を測定した。1/16mm(4φ)未満の粒子は、一括してその重量を測定した。

粒径分析の結果は、粒径1/4φ間隔の砂礫の重量頻度分布ヒストグラムにまとめ、各地点毎に平均粒径(Mφ)、中央粒径(Mdφ)、および分級度(標準偏差、σφ)を算出した。また各地点において粒径1/4φ間隔の砂礫の重量頻度分布を正規確率紙上にプロットし、井口・目崎(1974b)の方法を用いて、粒径分布集団を4ないし5つの

対数正規集団に区分した。各地点で区分された対数正規集団は、平均粒径がそれぞれ $-6.00 \sim -7.00 \phi$  (平均値は $-6.23 \phi$ )、 $-4.00 \phi$  前後(同 $-4.00 \phi$ )、 $-1.00 \sim -2.50 \phi$  (同 $-1.74 \phi$ )、 $0.00 \sim 1.50 \phi$  (同 $0.66 \phi$ )、および $2.50 \sim 4.00 \phi$  (同 $3.33 \phi$ )にある5つのグループに区分できた。そこでこれらのグループを、平均粒径の大きなものから順に、A, B, C, D, およびE集団とよんだ。

## 2. 結果

8地点における粒径 $1/4 \phi$  間隔の砂礫の重量頻度分布ヒストグラムを図8に、各地点の河口からの距離、平均粒径( $M \phi$ )、中央粒径( $Md \phi$ )、分級度( $\sigma \phi$ )、および対数正規集団への分離結果を表3に示す。また粒径分布特性値の縦断変化を図9-iに、各地点における対数正規集団の平均粒径と構成比の縦断変化を図9-iiに示す。以下に、河床縦断面形と河床勾配の縦断変化に基づいて区分された流路区間毎に、粒径分布特性値や粒径構成の縦断変化の特徴を述べる<sup>5)</sup>。

### a) 第I区間(23.16~34.60km区間; Locs.7, 8)

砂礫の重量頻度分布はいずれも $-7 \phi$  以上の粒径階に最大モードを持ち、 $-7 \phi$  以上の粒径階に属する粗粒な礫の重量頻度は、ほぼ一定である。中央粒径・平均粒径は一定、分級度は下流へわずかに小さくなる。A集団が全体に占める割合は一定で65%をこえる。B集団の割合は下流へ減少し、逆にC集団の割合は増加する。D集団の割合は、ほぼ一定とみられる。

### b) 第II区間(8.35~23.16km区間; Locs.3~6)

Locs.4~6では、砂礫の重量頻度分布における最大モードの値とその集中度が下流方向へ減少する。しかし、Loc.3では粒径 $-6.50 \sim -7.00 \phi$  の礫の重量頻度が再び増加し、粒径 $-4.50 \sim -5.75 \phi$  の礫の重量頻度が減少して、最大モードは $-6.50 \sim -6.75 \phi$  の粒径階となる(図8)。中央粒径・平均粒径はともに下流へ減少する。分級度は前区間よりも小さくなった後下流へと増加し、Loc.3で前区間とほぼ同じ値となる。A集団の割合が下流へ減少する一方、D集団の割合は下流へと増加する。B集団の割合は前区間における割合よりも大きく、21~28%の範囲で下流へ増減を繰り返す。C集団の割合は前区間と大差なく、15~20%の範囲で下流へ増減を繰り返す。

### c) 第III区間(0~8.35km区間; Locs.1, 2)

粒径 $-5.5 \phi$  以上の礫が認められなくなるとともに、粒径 $1 \phi$  前後に最大モードを持った砂の重量頻度が急増し、その頻度は下流へと大きくなる。中央粒径・平均粒径はともに急激に小さくなり、かつ下流方向へ急減する。分級度はLoc.2で急激に小さくなるが、Loc.1では再び大きくなる。対数正規集団の構成における最も大きな特徴は、A集団が認められなくなることである。A集団の消滅とともにB~D集団の割合が急増するが、D集団

の割合が下流へと増加するのに対して、B, C集団の割合は下流へと減少する。

## 考 察

河床縦断面形と平均河床勾配の縦断変化、および遷急点の位置に基づく千種川中・下流区間の本流流路の区分と、各区間における流路の平面形状や河床堆積物の粒径分布の特徴を、まとめて表4に示す。区分された流路区間においては、平面形状や河床堆積物の粒径分布の特徴がそれぞれ異なっている。本章では、このような流路の平面形状や河床堆積物の粒径分布の特徴が、各区間でどのようにして形成されているのかを、河床縦断面形や平均河床勾配の縦断変化との関連において考察する。

### 1. 河床堆積物の粒径分布と河床縦断面形・平均河床勾配の縦断変化

河床縦断面形と河床堆積物の粒径分布との関係については、従来より2つの異なる考え方がある。

1つは、河床堆積物の粒径の減少は主に摩耗や破壊によって起こり、これが、流量や供給土砂量などとともに河床縦断面形を決定する1つの独立した要因であるとする考えである(例えば、Sternberg, 1875; Schulits, 1941)。

他の1つは、個々の粒子の粒径変化は摩耗や破壊などの作用によるが、河床堆積物全体の粒径変化は掃流力の変化に応じたふるい分け作用により決定されているという考えである(例えば、谷津, 1954)。この立場では河床堆積物の粒径分布は従属要因の1つとされ、河床縦断面形は流量、供給土砂の質と量、侵食基準面、および地殻変動という独立要因によって決定されるとみなされる。

いずれにおいても、河床縦断面形(平均河床勾配の縦断変化)と河床堆積物の粒径分布との間に密接な対応関係があるという点に変わりはない。しかし、礫の破碎や磨耗を重視する前者の立場からは、調査地域において、中央粒径や平均粒径が下流に減少する事実は説明できるものの、以下の点で各区間における粒径分布の特徴を説明できない。

1) 第II区間と第III区間で、A集団の平均粒径と重量%は漸減せずに、A集団そのものが急激に消滅する(図9)。すなわち、粒径分布に不連続が認められる。

2) 最も上流に位置し、礫同士の衝突が頻繁に生じると考えられる第I区間では、A集団の平均粒径や河床堆積物全体に占める割合が、ほぼ一定である。

とくに第2の事実は、礫の破碎・摩耗作用の重要性を強調した最近の研究(例えば、小玉, 1990など)で示された、礫同士の衝突による破碎が急激に進行するというドラム実験の結果とは矛盾する。

一方、後者の立場からは、各区間における河床堆積物

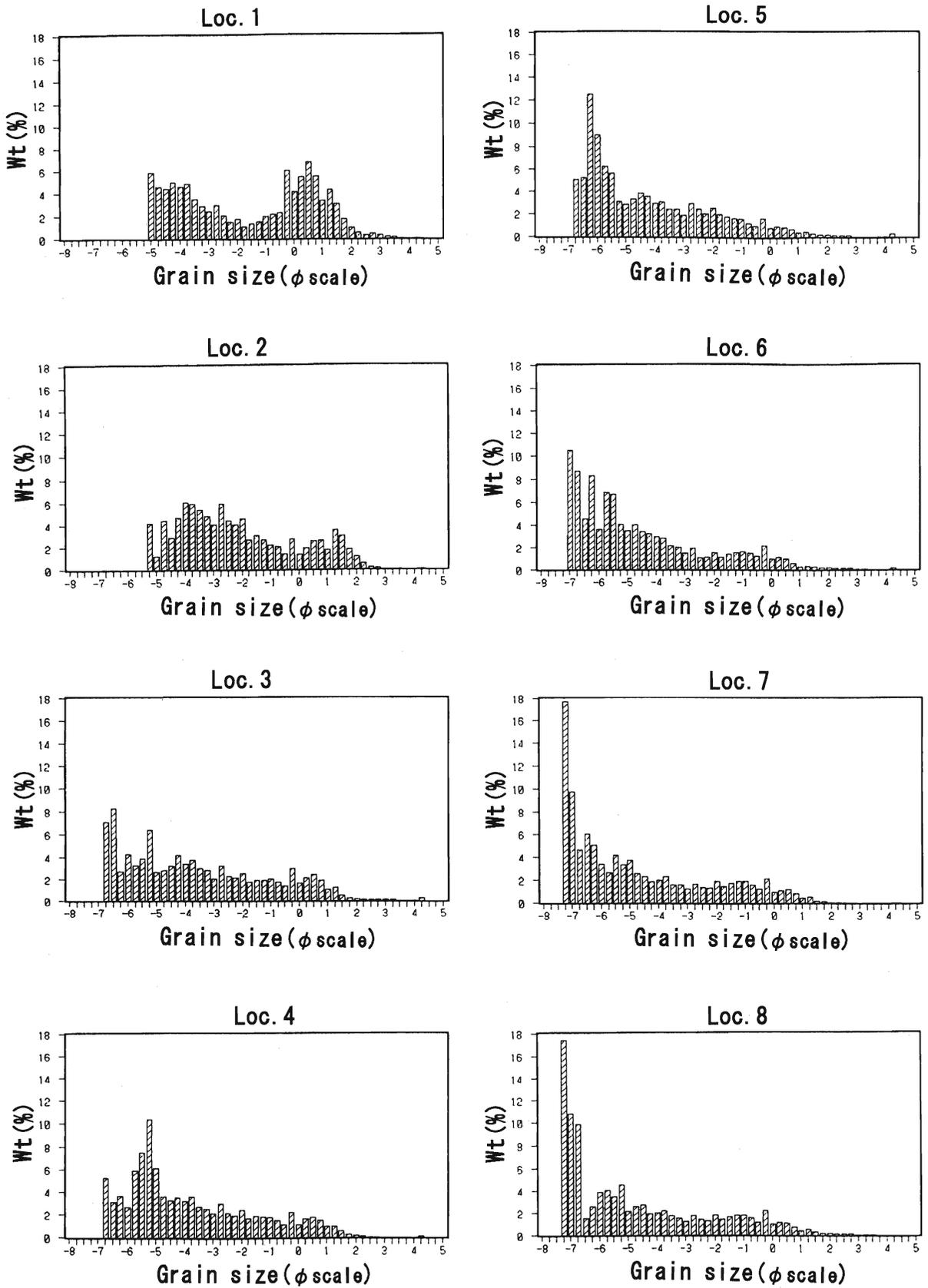


Fig.8 Grain size distributions of the river bed sediments along the studied reach. Localities of the sampling sites are shown in Fig.2, Fig.4-i, and Fig.5.

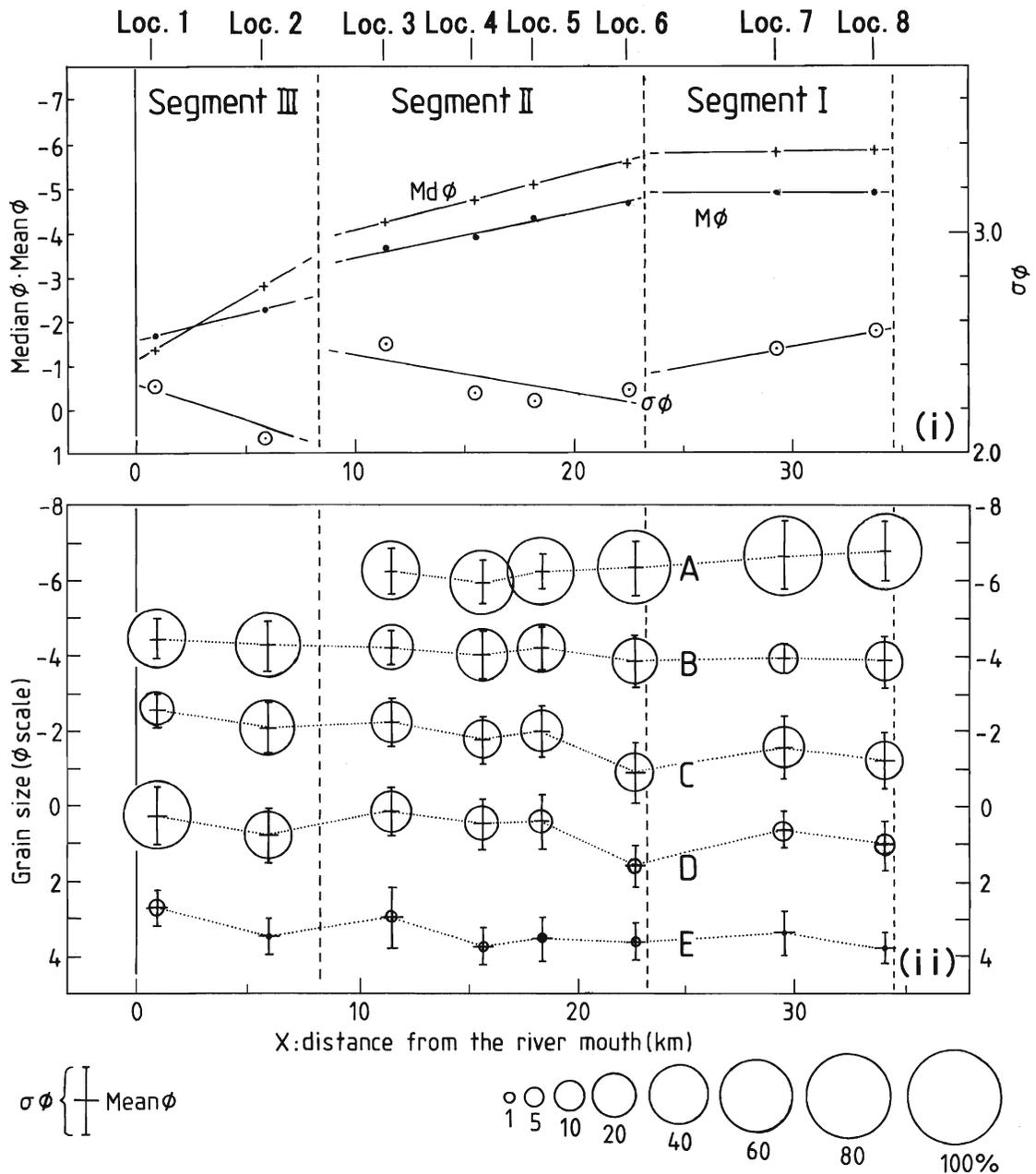


Fig.9 Alongstream changes in median diameter, mean diameter and standard deviation of the river bed sediments(i), and those in mean diameters and proportions of the separated lognormal populations(ii).  
 $Md \phi$ : median diameter in phi-units,  $M \phi$ : mean diameter in phi-units,  $\sigma \phi$ : standard deviation in phi units, A: A-population, B: B-population, C: C-population, D: D-population, E: E-population.

の粒径分布の特徴の大半を、以下のように合理的に説明できる。

千種川においては、洪水時における流下方向への水位の変化(図3-iii)は平均河床勾配の変化(図3-ii)に比べて著しく小さく、掃流力の変化は平均河床勾配の変化で近似し得るとみてよい。また、各区分における平均的な掃流力の大小は、計測地点の平均河床勾配の区分内における平均値(S)から推定することができる。

第I区分ではSは2.79‰で、3つの区分中で最大である。また大局的な傾向として、平均河床勾配は流路長によらずほぼ一定に近いとみなせる。したがって、第I区

間における掃流力は最も大きく、しかも下流方向へほとんど変化しないことが推察され、運搬される河床堆積物の中央粒径・平均粒径が一定で、粒径構成もほとんど変化せず、最も粗粒なA集団が65%以上を占めるという第I区分の特徴(表4)をうまく説明できる。

第II区分ではSが1.87‰で、第I区分の0.67倍となる。また大局的に見れば、本区分では平均河床勾配は下流へ減少する。このため第II区分では掃流力の大きさが第I区分よりも小さくなり、かつ下流方向へ減少するようになって河床堆積物のふるい分け作用がより大きく働き、中央粒径・平均粒径が下流へ減少すると考えられる。粒

**Table 3** Component populations of the river bed sediments.

Se:Segment, L:distance from the river mouth to each sampling site, Mdφ:median diameter in phi-units, Mφ: mean diameter in phi-units, σφ:standard deviation in phi-units, Wt%:weight percentage of each population.

Se	Loc.	L(km)	Mdφ	Mφ	σφ	A-population			B-population			C-population			D-population			E-population		
						Mφ	σφ	Wt%	Mφ	σφ	Wt%									
III	1	0.9	-1.39	-1.68	2.31				-4.34	0.55	35.54	-2.51	0.49	12.99	0.26	0.77	49.37	2.67	0.47	2.10
	2	5.9	-2.84	-2.27	2.07				-4.14	0.67	43.25	-2.02	0.68	32.98	0.79	0.73	23.23	3.40	0.47	0.27
II	3	11.4	-4.26	-3.67	2.50	-6.12	0.59	38.36	-4.13	0.47	23.05	-2.19	0.64	19.79	0.13	0.65	17.47	2.91	0.81	1.33
	4	15.5	-4.74	-3.90	2.28	-5.84	0.57	44.56	-3.95	0.64	27.53	-1.73	0.63	16.04	0.45	0.66	11.53	3.65	0.49	0.34
	5	18.2	-5.11	-4.34	2.22	-6.12	0.48	49.76	-4.11	0.55	23.72	-1.95	0.69	19.16	0.39	0.72	6.63	3.46	0.59	0.73
	6	22.5	-5.57	-4.68	2.29	-6.21	0.71	60.55	-3.76	0.68	21.92	-0.87	0.80	15.53	1.56	0.54	1.67	3.52	0.49	0.33
I	7	29.3	-5.82	-4.90	2.48	-6.49	0.87	65.26	-3.81	0.40	10.63	-1.51	0.83	19.32	0.64	0.49	4.64	3.33	0.57	0.15
	8	33.8	-5.88	-4.90	2.56	-6.60	0.79	65.26	-3.75	0.65	16.41	-1.16	0.76	16.45	1.06	0.68	4.07	3.69	0.41	0.25
Average of Mφ of each population						-6.23			-4.00			-1.74			0.66			3.33		

径分布の縦断変化(図9-iiおよび表3)からみると、掃流力によるふるい分け作用は、最も粗粒な粒子に効果的に働いていると予想される。第II区間におけるA集団の割合の減少は、このような掃流力の減少にともない、A集団の中でも特に粗粒な礫が河床に取り残されて生じていると考えられる。

第III区間ではSが0.83%(第II区間の0.44倍)で、3つの区間で最小となる。また本区間では、平均河床勾配が下流方向へ急激に減少する。このため第III区間の掃流力の大きさは3つの区間で最小で、かつ本区間の上流部において急激に減少することが推察される。第III区間における中央粒径・平均粒径の急減(表4)は、このような掃流力の変化によるものと考えられる。また第III区間の掃流力はA集団に属する礫を運搬し得るほど大きくはなく、A集団は第II区間においてすべて堆積してしまうため、A集団が本区間に存在しなくなると考えられる。

第II・第III区間においては、D集団の河床堆積物全体に占める割合が下流へと増大する。これらの区間では掃流力の減少にともなうふるい分け作用が最も粗粒な集団に効果的に働き、第II区間ではA集団の、第III区間ではB、C集団の割合が減少し、相対的にD集団の割合が増大していると思われる。

## 2. 流路の平面形状と河床縦断面形・平均河床勾配の縦断変化

流路の平面形状は諸種の水量や河床、河岸を構成する物質の受食性などによって支配され、一義的には決まらないという(高山, 1974)。計測対象とした流路の平面形状の中で、屈曲度や河道幅については人工改変の影響が考えられ、単純に上記の自然条件によって決定されているとは思われない。しかし、網状流路と単一流路の配列(表4)は、千種川においては河道幅が十分に広いこと

から、上記の条件に制約されて生じているとみられる。

対象区間の千種川本流流路は、河岸の大半がコンクリートや積み石からなる人工護岸と基盤岩石から構成され、河岸の受食性には大差がないとみなされる。河床には基盤岩石の露出がほとんど認められず、河床の受食性は河川運搬物質の粒径分布に密接に関係していると判断される。したがって、対象区間においては、流量や供給土砂の質と量などの独立要因で決定された河床縦断面形に規定されて掃流力が決まり、さらにそれによって流送土砂の粒径分布や流送様式・流送量が決められた結果、堆積や侵食が生じて流路の平面形状が変化していると考えられる。そして、この考え方に立つことによって、網状流路と単一流路の配列が、以下のように合理的に説明できる。

第II区間では網状流路が卓越する。網状流路は、単一流路の中央部で粗粒な礫が堆積して中州が生じることから発生するという(Leopold and Wolman, 1957; Fahnestock, 1963など)。第II区間は、A集団の中でも粗粒な礫がふるい分け作用を強く受けて堆積する区間であると考えられた。このため、第II区間においては粗粒な礫が多く堆積して中州が形成される頻度が高くなり、網状流路が発生しやすくなっていると考えられる。

第I区間と第III区間では単一流路が卓越する。第I区間では、A集団が河床堆積物全体の65%以上を占め、しかもその割合は下流方向へほとんど変化しない。したがって、本区間では河川運搬物質中のA集団の滞留・移動が動的平衡状態を保ちつつ生じており、流路内でのA集団の滞留時間も短いと考えられる。また第III区間では、河床堆積物中に粗粒なA集団が存在しない。このような特徴は、第I区間と第III区間において中州の発生に重要な粗粒な礫の安定した堆積を起りにくくし、このため両区間は網状流路の発生に不利な区間となって単一流路が卓越していると考えられる。

**Table 4** Comparison of the characteristics of longitudinal profiles and downstream changes in channel slope, channel patterns, and grain size distributions of the river bed sediments among the three segments of the studied reach.

Geomorphologic features	Segments based on the longitudinal profile and downstream change in channel slope		
	Segment I (34.60~23.16km)	Segment II (23.16~8.35km)	Segment III (8.35~0.00km)
<b>1. Longitudinal profile and channel slope</b> Characteristics of the profile shape Function type fitting to the profile Channel slope Downstream change in channel slope	linear power function steep (1.97~3.45‰) almost constant or slight increase	concave, many nickpoints power function moderate (0.98~2.94‰) decrease	smooth and concave exponential function gentle (0.39~1.29‰) significant decrease
<b>2. Characteristics of the channel pattern</b> Sinuosity ( $S_i$ ) Excess segment index ( $E^*$ ) Width of the river channel and its downstream change	sinuous ( $S_i \geq 0.10$ ) single channel ( $E^* < 1.0$ ) 100~150m almost constant	straight ( $S_i < 0.10$ ) braided river ( $E^* \geq 1.0$ ) 100~450m varied	straight <sup>1)</sup> ( $S_i < 0.10$ ) single-channel ( $E^* < 1.0$ ) 200~300m almost constant <sup>1)</sup>
<b>3. Grain size distributions of the river-bed sediments</b> Characteristics of the weight frequency distributions of the grain size  Downstream changes in 1. median and mean diameter, 2. standard deviation (sorting index)  Component ratios of lognormal populations 1. component ratio of the A-population and its downstream change 2. component ratios of other lognormal populations (B, C, and D) and their downstream changes	max. mode: $\geq -7\phi$ , almost constant in its ratio  almost constant decrease  predominant ( $\geq 65\%$ ) almost constant B: decrease C: increase D: almost constant	downstream decrease in max. mode from $-7\phi$ to $-6\sim-5\phi$  decrease first decrease, later increase  dominant (60~38%) decrease B: varied C: varied D: increase	max. mode changes from $-3\sim-4\phi$ to about $1\phi$  significant decrease first decrease, later increase  none B: decrease C: decrease D: increase

1) Constant width and a straight channel in the segment III have been probably caused by the river bank protections.

## ま と め

本研究では、千種川中・下流区間を対象として、河床縦断面形と河床勾配の縦断変化、および遷急点の位置に基づいた流路区分を行い、区分された3つの流路区間毎に特徴的な河床堆積物の粒径分布、流路の平面形状(屈曲度、単一流路・網状流路および河道幅)が認められることを示した。

3つの流路区間毎に特徴的な粒径分布と流路の平面形状が認められる事実は、流量や供給土砂の質と量などの独立要因で決定された河床縦断面形(河床勾配の縦断変化)に規定されて掃流力が決まり、その掃流力によって流送土砂の粒径分布や流送様式・流量量が決められた結果、堆積や侵食が生じて流路の平面形状が変化するという河川作用の過程を前提にして、うまく説明することができる。

一方で上記の事実は、河床堆積物の粒径分布が主に礫の破碎や摩耗によって決定されるとする立場からは説明ができない。流路の平面形状の変化をとらえる上では、河床堆積物の粒径分布は、河床縦断面形に規定された掃流力によって決定される従属要因と考える方が合理的である。

本研究では、粒径分布に関して各対数正規集団の流送様式が明らかにされておらず、流路の平面形状の成立過程に関して、定量的な議論がなされていない。粒径分布に関しては支流からの砂礫供給の影響(島津, 1990)も関与することから、こうした要因も考慮したうえで、改めて洪水時の水深や川幅などの水理資料を用いた定量的な検討を行いたい。流路の平面形状の成立過程に関しては、人工改変の影響が予想されるため、平面形状の経時変化を検討する必要がある。この点については米軍撮影の1/40,000空中写真など、撮影年次の異なる空中写真の判読結果を定量的に分析し、別の機会に報告する予定である。

## 注

1) 明瞭な遷急点の判定基準とした $S_c = -0.50$ は、計測地点の $S_c$ 値の分布(表2)から求めた。したがって、現時点ではこの値に水理学的な意味はない。遷急点の規模と河川作用の変化との関係は、今後検討していく必要がある。なお $S_c = -0.50$ の時には、遷急点の下流側勾配( $S_L$ )は上流側勾配( $S_U$ )の約1.67倍となる。

2) ここで言う網状流路は低水路が2本以上に分岐した流路を表し、扇状地河川にみられる典型的な網状流路を含む。扇状地河川の典型的な網状流路では、樹木に被われた島(中州)の数は少ないが、対象とした千種川中・下流区間ではヤナギ類を主とする樹木に被われた島が多く、数年に1回程度の洪水では冠水しない島(中州)も認めら

れる。

3) 1952年度に米軍が撮影した空中写真によれば、第III区間では交互砂礫堆が発達し、低水路は単一流路・屈曲流路となっている。1986年度撮影の空中写真で認められた河道幅や屈曲度の特徴は、1952年度においても同様に認められる。しかし、本区間の千種川本流沿いの沖積低地に残された旧流路は、河道幅がほぼ一様であるが蛇行形態を示すものが多い(田中, 1981)。したがって、人為の影響の少ない自然状態では、本区間の河道も屈曲流路となっていた可能性が大きい。

4) 本研究で採用した試料採取地点の設定および試料採取の方法は、以下の点を考慮して決定した。

i. 線格子法による河床堆積物の粒径分析法では、砂礫堆中央の平坦部から試料採取を行うことにより、再現性の高い粒径分析結果が得られる(加藤ほか, 1996)。

ii. 谷津(1951)は、砂礫堆に一般的にみられる大きな礫に着目し、それを中心としたクラスターから試料採取を行う方法を提案した。各クラスターは、近似的にはこのような礫同士の間隔の1/2の長さを半径とした円と考えられる。本研究における対象区間では、砂礫堆で一般的にみられる大きな礫同士の間隔は1m以下と判断でき、50cm四方の区画によって、このようなクラスターをカバーできる。

iii. 適切な採取試料の量に関しては、一般的な基準はない。筆者の経験によれば、採取した最大礫1個の重量頻度が全体の10%を超えると、平均粒径や分級度が過大に表現されることから、少なくとも最大礫の重量の10倍以上の重量の砂礫を、区画内から採取する必要があると考えられる。この条件は、50cm四方の区画内から最大礫の中径程度の深さまでの砂礫を採取することによって、ほとんどの場合に満たされる。

iv. 従来、砂礫堆表面の砂礫はアーミングなどの多くの要因によって攪乱されており、粒径分析に際して取り除かれることが多かった(池田, 1970; 井口・目崎, 1974aなど)。最近では、表面砂礫が出水時における砂礫の運搬状況を最も反映しているという指摘(小玉, 1994)があり、表面砂礫の堆積状況に応じて、表面砂礫を除去する試料採取と除去しない試料採取を併用する手法も取られている(岡崎, 1992)。しかし、現時点では表面砂礫の意義が明確であるとは言いがたいため、従来の多くの研究に従い、表面砂礫を取り除いてから試料採取を行った。

5) A~Eの各集団は、一定範囲の平均粒径を持つ対数正規集団として定義したので、各集団毎の平均粒径の縦断変化に関しては述べない。E集団は全体にしめる割合が非常に小さく、また粒径 $4\phi$ 以下の粒子の重量を一括して計測していることもあり、その割合の変化に関しては明瞭な傾向を判定できない。

## 謝 辞

武蔵大学人文学部の井上耕一郎氏には、河床堆積物の粒径分布の統計処理や対数正規集団への分離作業を行って頂いた。河床堆積物の採取に際しては、姫路工業大学自然・環境科学研究所の佐藤裕司氏、立正大学文学部の島津 弘氏にお手伝い頂いた。赤穂市総務部市史編纂室の矢野圭吾氏には、都市計画図の入手に便宜を図って頂いた。氏丸淳子さんには地形計測作業の一部を手伝って頂いた。これらの方々に厚くお礼を申し上げます。

## 文 献

- Fahnestock, R.K.(1963)Morphology and hydrology of a glacial stream—White River, Mt. Ranier, Wash.—. *U. S. G. S. Prof. Paper*, 422A, 67p.
- Howard, A.D., Keetch, M.E. and Vincent, L.C.(1970) Topological and geometrical properties of braided streams. *W. R. R.*, **6**, 1674-1688.
- 兵庫県(1961)1:170,000兵庫県地質鉱産図及び同説明書。兵庫県, 171p.
- 池田 宏(1970)三重県, 朝明川・三滝川・内部川の河床縦断面形について。地理学評論, **43**, 148-159.
- 池田 宏(1972)沖積河道の河床形態に関する地形学的研究。科学技術庁資源調査所資料, 治山871, 河川4, 274p.
- 池田 宏(1973)実験水路における砂礫堆とその形成条件。地理学評論, **46**, 435-451.
- 井口正男・目崎茂和(1974a)沖積河川における河床砂れきの粒度組成について(I)。東京教育大学地理学研究報告, **XVIII**, 25-38.
- 井口正男・目崎茂和(1974b)沖積河川における河床砂れきの粒度組成について(II)。地理学評論, **47**, 545-556.
- Inoue, K.(1992)Downstream change in grain size of river bed sediments and its geomorphological implications in the Kanto Plain, Central Japan. *Geogr. Rev. Japan*, **65B**, 75-89.
- 加藤茂弘・井上耕一郎・島津 弘(1996)線格子法を用いた河床堆積物の粒径分析法の再検討。人と自然, No.7, 33-41.
- 活断層研究会(1991)新編日本の活断層—分布図と資料—。東京大学出版会, 437p.

- 小玉芳敬(1990)ERC-ABRAISION-MIXERによる渡良瀬川の河床礫の破碎・摩耗実験。筑波大学水理実験センター報告, **14**, 115-130.
- 小玉芳敬(1994)渡良瀬川下流部における河床勾配の急変と河床表面砂礫の堆積状況。地理学評論, **67A**, 311-324.
- 小玉芳敬・井口正男(1986)渡良瀬川下流部の河床勾配急変点付近における河床砂礫の堆積状況。筑波大学水理実験センター報告, **10**, 67-79.
- Leopold, L.B. and Wolman, M.G.(1957)River channel patterns—braided, meandering and straight. *U. S. G. S. Prof. Paper*, 282B, 1-85.
- 大出 稔(1912)中国筋の地貌に就て。地質学雑誌, **19**, 152-162.
- 大森博雄(1991)日本島河川の縦断面曲線の関数形と沖積平野の類型との関係。井関弘太郎編「日本における沖積平野・沖積層の形成と第四紀末期の自然環境とのかかわりに関する研究」, 昭和61-62年度文部省科学研究費補助金(総合研究A)報告書, 6-15.
- Ohmori, H.(1991)Change in the mathematical function type describing the longitudinal profile of a river through an evolutionary process. *Jour. Geol.*, **99**, 97-110.
- 岡崎清市(1992)宮城県鳴瀬川における河床勾配の不連続的変化と粒度組成。地形, **13**, 49-63.
- Oya, M.(1977)Comparative study of the fluvial plain based on the geomorphological land classification. *Geogr. Rev. Japan*, **50**, 1-31.
- Schulits, S.(1941)Rational equation of river bed profile. *Trans. A. G. U.*, **36**, 655-663.
- 島津 弘(1990)東北地方の山地河川における礫径変化に基づいた流路の区分。地理学評論, **63A**, 487-507.
- Sternberg, H.(1875)Untersuchungen uber Längen und Querprofil geschiebeführender Flüsse. *Zeit. Bauwesen*, **25**, 483-506.
- 高山茂美(1974)河川地形。共立出版, 東京, 304p.
- 田中眞吾(1981)赤穂付近の自然環境。「赤穂市史」, 第1巻, 6-106.
- 山本晃一(1994)沖積河川学—堆積環境の視点から—。山海堂, 東京, 470p.
- 谷津栄寿(1951)堆積物研究に於ける試料の取方についての二三の問題。地理学評論, **24**, 23-26.
- 谷津栄寿(1954)平衡河川の縦断面形について(2)。資源研彙報, No.34, 14-21.

(1996年5月31日受付)

(1997年8月8日受理)