

# 勾配・河床材料の急変点を持つ沖積河道縦断形の 形成機構と縦断形変化予測

藤田光一<sup>1</sup>・山本晃一<sup>2</sup>・赤堀安宏<sup>3</sup>

<sup>1</sup>正会員 工博 建設省土木研究所 河川部河川研究室 室長 (〒305-0804 茨城県つくば市旭1番地)

<sup>2</sup>正会員 工博 建設省土木研究所 研究調整官 (〒305-0804 茨城県つくば市旭1番地)

<sup>3</sup>正会員 日本建設コンサルタント株式会社 名古屋支店 (〒460-0002 名古屋市中区丸ノ内1丁目10-29)

急勾配砂利河道区間の下流に緩勾配砂河道区間が接続する日本の沖積河川を対象に、ダム貯水池堆積土砂量とこの1万年間に堆積した沖積層の土質別体積を分析することにより、砂利、砂、シルト・粘土別の沖積河川への土砂供給量を把握し、これと現河道の砂利・砂区間それぞれの土砂流量との関係を明らかにした。この結果と沖積平野・河川の形成を支配した境界条件を考慮して、この1万年間の沖積平野・河川の形成を概念モデル実験と河床変動計算により再現し、沖積河道縦断形の形成機構を土砂の縦断的分級機構とともに明らかにした。さらに、縦断形変化を支配する各因子とその影響度を定量的に表示した。以上に基づき、水系環境変化に伴う沖積河道縦断形の変化予測の基本的枠組みの1つとして、「有効粒径集団」の考え方を提示した。

**Key Words:** alluvial river, longitudinal profile, selective sorting, sediment supply, channel segment

## 1. はじめに

河道縦断形は、低水路川幅と並んで河道の骨格を構成し、河道改修と河道維持管理に関する計画策定、構造物の設計に際しての基本条件を与える。日本の多くの河川においては、流域および河道に対する種々の作用によって供給土砂の質(粒度分布)・量、流量・水位などの水系環境が変化しつつあり、これによる河道縦断形変化の可能性を無視することはできない。水系環境変化に伴う河道縦断形の変化は、局所的な改修をきっかけとする変化と異なり長期かつ大規模なものに発展することも考えられ、上記の計画・設計においては、そのような縦断形変化を充分考慮する必要がある。

河道縦断形の変化予測には、従来次元河床変動計算法が用いられてきた。この方法により計算される縦断形変化は、境界条件として与えられる供給土砂量と河道の流送土砂量との差、河道内流送土砂量の縦断変化の2つに支配される。このうち前者は、上述の水系環境変化に伴う縦断形変化を大きく支配するにもかかわらず、供給土砂量の与え方に合理的な方法が無いのが現状である。計算区間上流端に作用する掃流力に応じて流砂量式から決まる供給土砂量を与え続ける方法があるが、これは流砂量式の精度の問題を除いたとしても、次のような問題点を持つ。①上流土砂生産源に起因する将来の供給土砂量変化に対応できない。②上流河道に下流河道の河床材料粒径がほとんど存在しない場合に、下流河道の河床材

料の供給量を水理的な根拠を持って与えることができない(後述するように、日本には、このような河川が多く存在する)。③下流に河床変動要因があり、それが上流端まで波及する場合、供給土砂量が下流条件から決まることになってしまう。以上の①～③の背景として、ここで言及した供給土砂量の与え方が、河道水理量の局所的な縦断変化による比較的短期短区間の河床変動予測に本来適していることが挙げられる。

また、沖積河道縦断形はそれだけが独立して形成されたわけではなく、沖積平野の形成と一体不可分のものである。たとえば、河道縦断形の上昇は周囲の沖積平野と無関係に起こるのではなく、河床が上昇すればいずれ周囲の沖積平野もそれに合わせて上昇することになり、上流から供給される土砂は平野高さの上昇にも使われる。縦断形形成の下流端条件を決める河口位置は、沖積過程での供給土砂による浅海の埋め立て作用に大きく影響される。日本の沖積河川は大陸河川と違い長さが短いため、こうした河口位置の挙動から無視できない影響を受けていると考えられる。したがって、縦断形の形成機構を現在の河床範囲の現象だけに着目して考察しても、縦断形形成とその基本条件にかかわる大局的な理解につながらない恐れがある。

以上のことを踏まえ、著者らは、水系環境の変化による長期・大規模な縦断形変化の予測を考える場合、河床変動計算手法の高度化もさることながら、沖積河道縦断形の形成機構と土砂収支についての基本的な理解がまず

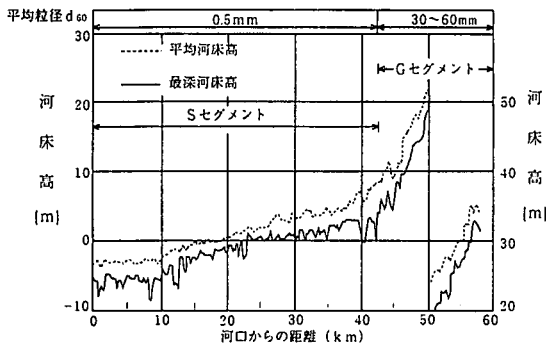


図-1 河道縦断形と河道セグメント区分の例(木曾川)

必要と考えた。そこで本研究では、沖積平野の形成過程に一貫して着目しながら、沖積河川への供給土砂、河床材料の縦断的分級、沖積平野の形成、河道縦断形形成という4要素間の基本的関係を、主として巨視的観点から調べ、それを基に沖積河道縦断形の形成機構の検討を行った。さらに、この成果を踏まえて、ある特定の河川地形変化にとって有効な粒径集団を「有効粒径集団」と新たに定義し、これが、水系スケール土砂動態を取り込んだ沖積河川の地形変化予測において重要であることを示した。

## 2. 日本の主要河川の縦断形と河床材料の特徴

日本の主要河川は、図-1に示すようにほぼ同一の河床勾配、河床材料を持つ河道区間がいくつか集って形成されていると見ることができる。著者らの一人(山本)<sup>1)</sup>は、このような区間を河道セグメントと名付け、1つの河道セグメント内では低水路川幅や水量も縦断的にあまり変化しないことから、河道の特性を把握する上で河道セグメント単位の見方が便利であることを示している。

日本の代表的な27河川<sup>20)</sup>の各河道セグメントについて、河床材料の代表的粒径  $d_{60}$  (1つのセグメント内の60%粒径  $d_{60}$  の平均値) と代表的河床勾配  $I_b$  (1つのセグメント内の河床勾配  $I_b$  の平均値) との関係を整理すると、次の2つのパターンに分けることができる。1つは、図-2に示すように、1つの河川内のすべての河道セグメントが  $[d_{60} \geq 15\text{mm}, I_b \geq 1/1500]$  のグループ(以後Gセグメントと呼ぶ)、 $[d_{60} \leq 1\text{mm}, I_b \leq 1/2000]$  のグループ(以後Sセグメントと呼ぶ)、 $[d_{60} = 1 \sim 3\text{mm 前後}, I_b = 1/1000 \text{ 前後}]$  のグループ(以後S'セグメントと呼ぶ)のいずれかに入る河川である。もう1つは、図-3に示すように、1つの河川内の河道セグメントの中でG, S, S'のいずれのグループにも入らない中間的なセグメントを1つ以上持つ河川である。図-2に示す前者のうちSあるいはS'セグメントを持つ河川をタイプA河川、Gセグメントしか持たない河川をタイプB河川と呼び、図-3に示

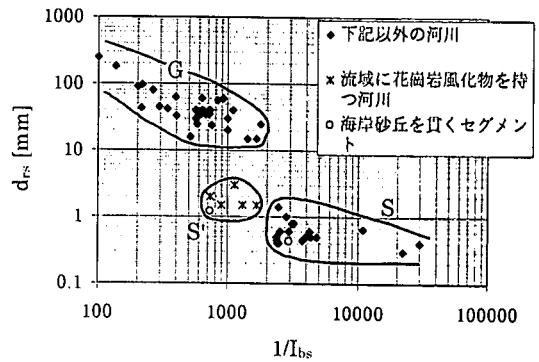


図-2 河道セグメントの河床勾配と河床材料粒径との関係(タイプA, タイプB河川)

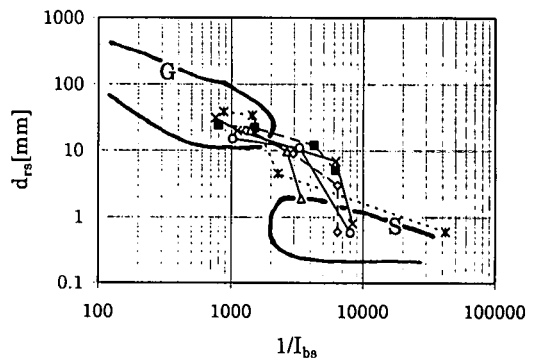


図-3 河道セグメントの河床勾配と河床材料粒径との関係(タイプC河川)

す後者をタイプC河川と呼ぶことにする。

タイプA河川のほとんどは、Gセグメントの下流にSセグメントが接続するパターン、すなわち急勾配砂利河道から緩勾配砂河道に急変する縦断形を持ち、縦断形に明確な勾配急変点がある。図-1の河道もこれに該当する。大きな沖積平野を持つ河川のほとんどはタイプAに属する。一方、タイプC河川は、数多くのセグメントを経て河床勾配と粒径が減少する縦断形を持ち、タイプA河川ほど大きな勾配急変がない場合が多い。タイプCの多くは、大きな沖積平野を持たず支川が多い。なお、S'セグメントを持つのは流域の大部分に花崗岩風化物を持つ河川である。

図-2からわかるように、タイプA河川では、Gセグメントに分類される上流河道区間とSセグメントに分類される下流河道区間で河床材料粒径が大きく異なる。このため、上流河道区間の河床には、下流河道区間で河床材料となる粒径成分がわずかしかが存在せず、その粒径成分の上流河道区間での流砂量を物理的に明確な形で評価することは難しい。このことから、1章で述べたように、沖積河道上流端に流砂量式を適用し、下流河道区間の河床材料に対応する供給土砂量を与える方法は、タイプA河川については一般的に無理がある。

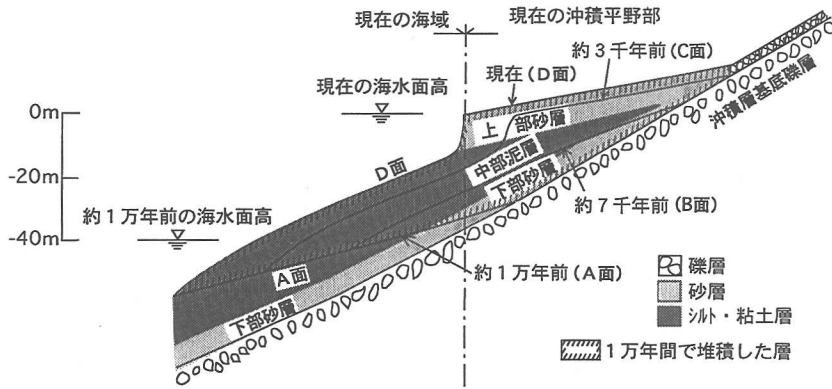


図-4 沖積層堆積過程模式図

(文献 4), 5) をもとに著者らが再構成

本研究ではタイプ A の河川を対象とし、その中でも沖積河道区間に大きな支川を持たず支川の影響が無視できると考えられる河川に限定して検討を進める。タイプ A 河川は、規模の大きい沖積平野を持つこと、後述するように土砂流量が多く縦断形変化が起りやすい S セグメントを長区間持つことから、河川工学的には、河道縦断形変化予測の必要性が高い。

### 3. 供給土砂の質と量

#### (1) 沖積平野形成過程に関する既往の知見

本研究では、従来よく行われているダム堆砂量の分析に加え、沖積層の体積計測という新しい方法により、自然供給土砂の把握を試みた。ここで自然供給土砂を、「下流への土砂供給を制御する人工構造物（ダム等）が土砂生産域に無く、現気候と大きな違いがない（氷期の影響を大きく受けていない）状態で、沖積平野（沖積河川）上流端から供給される土砂」と定義する。本節で、この新しい分析方法の説明に最低限必要な情報を述べる。

#### a) 沖積世の海面変動<sup>2), 3)</sup>

今から 2 万年前から 1 万 8 千年前にかけては最終氷期の最盛期にあたり、海水面の高さは現在より 100m 以上低いところであったと考えられている。その後、海水面の急上昇が始まり、今から 6 千年前に海水面は日本では現在より約 3～6 m ぐらい高いところがあり、その後小さな波動的変化をとまみながら現在の海水面になったと推定されている。数千年オーダーのマクロな時間変化に着目した場合、沖積世の海水面は急上昇して一定になるという変化をたどったと言える。

#### b) 沖積層の地下層序

沖積層とは、最終氷期最盛期以後現在に至る間に a) に述べた海面変動（大局的には上昇のち一定）の影響を受けながら堆積した地層を指す。日本において大きな沖積平野を持つ沖積層の形成過程と層序について、

井関<sup>4)</sup>、海津<sup>5)</sup>の説明を基に著者らが再構成すると以下のようなになる(注 1)。図-4 と合わせて参照されたい。

①約 2 万年前は海水面が 100m 以上低かったため、現在に比べてかなり沖合に汀線位置があり、現在の沖積平野位置に当たる地表の大部分は礫であった。この礫層は広義の沖積層基底礫層と呼ばれ、洪積層最上部に当たり、この上に堆積したものが沖積層となる。②それ以降徐々に温暖化が進み海水面が上昇した。これにともなって、汀線付近で砂およびシルト・粘土が堆積し、1 万年前には汀線が現在の汀線位置ないしさらに内側まで後退した。図中の A 面がこの時の堆積面を表わす。③約 1 万年前から約 6 千年前にかけても引き続き海水面が上昇し汀線後退が続いた（これを縄文海進と呼ぶ）。汀線付近では砂およびシルト・粘土が堆積し、6 千年前には堆積面が図中の B 面になったと考えられる。④約 5 千年前以降、海水面は若干波動を伴っていたものの現在の海水面高とほぼ等しかったことから、図中の C 面そして D 面へと砂およびシルト・粘土の堆積層が沖合へ前進した。⑤以上のような堆積過程の中で沖積層内にいくつかの地層が形成され、地形学の分野ではこれを、沖積下部砂層・沖積中部泥層・沖積上部砂層と呼んでいる。現在の汀線位置において、中部泥層は地表面下 10～40m 程度の範囲に堆積しており、この中部泥層の下に堆積している層を下部砂層、中部泥層の上に堆積している層を上部砂層としている。

#### (2) 自然供給土砂の質と量の把握方法<sup>25)</sup>

#### a) 沖積層の体積計測による方法

土砂がほとんど深海へ流出しない内湾域で河川の土砂運搬作用により形成された沖積平野については、沖積層の土質別体積をボーリング資料から算定することにより、沖積作用が生じた期間の平均的な河川への供給土砂量を種類別に把握することができる。この条件を満たしかつタイプ A に属する河川（平野）として、木曾川（濃尾平野）、信濃川（新潟平野）、淀川（大阪平野）、太田川（広島平野）、斐伊川（鏡川平野）を取り上げ、次

のような解析を行ないシルト・粘土，砂，砂利別の自然供給土砂量を調べた。

①この1万年間に堆積した沖積層を図-4のハッチ部分とし(注2)，この体積を，陸域(現沖積平野下)，海域(泥層が堆積)別に以下のように計測する。②陸域の体積計測は次の通り；現河川沿いにあるボーリングデータから，沖積層の河川沿い縦断面内のAc(沖積粘土)層，As(沖積砂)層，Ag(沖積砂利)層分布を把握する；これら各層が河川と直角方向にも同じように分布しているとして，Ac層，As層，Ag層の総体積を算定し，それぞれシルト・粘土，砂，砂利の体積とする。③海域の体積計測は次の通り；泥層の平面的堆積範囲を，現在の河口部から10km沖合までの海部のうち比較的平坦な海底を持つ領域とする；この面積に泥層厚をかけて海域の泥層体積とする；ここで泥層厚は，現在の河口部での沖積中部泥層厚に等しいとする；計測された泥層体積を補正して，シルト・粘土体積とする。④以上により得られた土砂体積をシルト・粘土，砂，砂利別に総和して1万年で割り，それぞれシルト・粘土，砂，砂利の自然供給土砂量とする。

上記手順②が可能なのは，調査対象河川沿い縦断面内のAc層，As層，Ag層分布が，実際，図-4に示すような単純な形を持っているからである。なお，AcとAsの区別は，0.074mm以下の成分が50%以上か(Ac)否か(As)による。また，手順②では，河川沿い沖積層層序が河川横断方向に変化せず沖積平野の端まで続いているとしている。これは，沖積層基底礫層(広義)の横断勾配が小さく概ね平坦であること，沖積過程において，河川が沖積平野の横幅(河川横断方向の幅)一杯に移動しながら土砂堆積が進行し，層序が横断方向にあまり変化しないとの考え(注3)に基づくものである。手順③の海域泥層体積の補正法は次のようである。海域の泥層の空隙率を0.67，陸域のAc層の空隙率を0.4とし，算定した泥層体積に $(1-0.67)/(1-0.4)=0.55$ を掛けて，Ac層と同じ空隙率を持った時の体積に換算する。

#### b) ダム堆砂量からの自然供給土砂量把握

対象5河川における吉良ら<sup>9)</sup>，松山ら<sup>10)</sup>によるダム堆砂データから自然供給土砂量を算定した。なお，ダム堆砂データの期間が10~30年程度であるため，求めた供給量も1万年に比べはるかに短いこの程度の期間の平均値となる。また，この方法では自然供給土砂の質(粒度分布)はわからない。ここでは，堆砂速度が比較的安定する時期<sup>11)</sup>に該当するダム(群)の1年当たりの総堆砂量をそのダム(群)の集水面積で割って得た比堆砂量を，そのまま当該流域の比供給土砂量とした。

なお，芦田・奥村は<sup>12)</sup>，図-5に示す整理を行ない(著者が原図を再構成している)，図中太線の①~⑤のように，ダムの比堆砂量が地域別に大きく異なる傾向を示すこと，同一水系において比堆砂量が集水面積の一

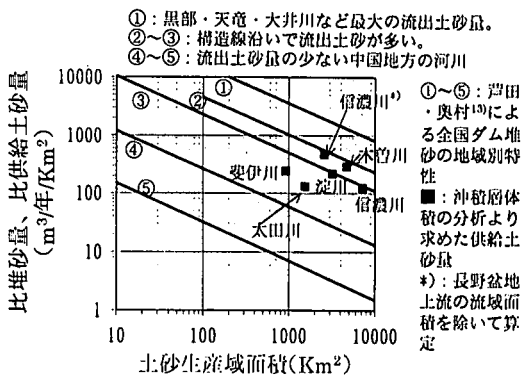


図-5 比供給土砂量と土砂生産域面積との関係

0.7乗に比例する傾向が現れている河川があることを示している。本研究では，ダム(群)の比堆砂量をそのまま当該流域の代表的な比堆砂量にしており，ダム集水面積と土砂生産域面積(沖積平野上流端から見た流域面積で定義)が異なる場合に，その差による比堆砂量の変化傾向は考慮していない。

#### (3) 自然供給土砂の質と量についての考察

図-6に，(2)a)の方法で求めた供給土砂量(1万年程度の年平均値)と，(2)b)の方法で求めた供給土砂量(10~30年程度の年平均値)を，比供給土砂量の形にして示す。前者について，供給土砂量から比供給土砂量を求める際に用いる土砂生産域面積は，沖積平野上流端から見た流域面積としている。本論文では，供給土砂量を1年当たりの堆積した状態での体積(空隙を含む)で表現している。この図から，算定期間が大幅に違うにもかかわらず，2つの方法による供給土砂量は信濃川と淀川を除き近い値にあることがわかる。信濃川・淀川については，沖積層体積から求めた値がかなり小さくなっている。この原因の1つとして，上流に盆地があり，そこでの堆積量を考慮していないことに関係している可能性がある。信濃川の沖積層体積から求めた比供給土砂量については，長野盆地の上流域で生産された土砂が新潟平野には供給されないものとし，長野盆地の上流域を土砂生産域から除外して算定した結果についても併記してある。信濃川への超長期(1万年)の平均供給土砂量はこれら2つの値の間にあるものと考えられる。

芦田・奥村による図-5の上には，沖積層の体積計測により求めた超長期の平均的比供給土砂量をプロットした。この図から，超長期の平均的比供給土砂量が，全国のダム比堆砂量分布の範囲内にあることがわかり，また地域の変化特性にもかなり共通点があるように見える。

以上のことは，研究対象とした日本の河川について，最近数十年の供給土砂量と過去1万年程度の超長期の

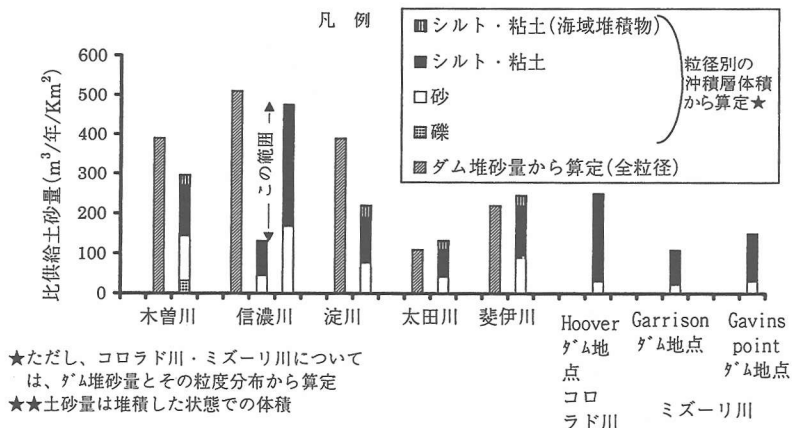


図-6 各河川の比供給土砂量

平均供給土砂量とが少なくとも同じオーダーであった可能性が高いことを意味している。この理由として、少なくとも全供給土砂量については、ここ1万年ほどの間に大きな変動が無かったことが挙げられる。

供給土砂の質については、対象河川による大きな違いがなく、いずれも砂利：砂：シルト・粘土=(0%~10%):(35%~40%):(50%~65%)程度の構成比となっている。このことは、供給土砂の大部分が砂とシルト・粘土で占められていること、特に細粒分(シルト・粘土)が多いことを示している。なお、本手法によって有意な砂利供給量が算定されたのは木曽川だけであった。

全供給土砂のうち細粒分が多いというこの傾向は、米国を流れるミズーリ川とコロラド川についても同様に見られる。これら2川では、沖積河道区間(河床材料は砂)に造られた非常に規模の大きなダムに貯まった土砂の粒度分布が比較的詳細に調べられている。それを分析すると<sup>13)</sup>、コロラド川の中流にある Hoover ダム、ミズーリ川の中流にある Garrison ダム、Gavins point ダムの3地点それぞれでの供給土砂量に占める砂とシルト・粘土の割合が、図-6の右から3つの棒グラフとなる。河床材料である砂よりもはるかに細粒の土砂(シルト・粘土)の占める割合が圧倒的に多いことがわかる。一方、日本の河川に関しては、水山は<sup>14)</sup>、ダム堆砂や土石流堆積物に関するデータの分析から、山地河川においてウォッシュロードの形態で流下する細粒土砂の全生産土砂に占める割合が相当大きいと指摘した上で、この細粒土砂の挙動を浮遊砂観測により把握することが重要であるとしている。

以上から、河床材料よりも小さい粒径成分が全供給土砂量の相当程度を占めるという特徴は、多くの河川に当てはまると言えそうである。

#### (4) 供給土砂量と河道流送土砂量との関係

河道流送土砂量を、低水路河床材料の単位時間当たり(本論文では1年当たり)の流送量と定義する。

(2)(3)において沖積層体積計測により求めた自然供給土砂のうち、砂利供給量をGセグメントにおける河道流送土砂量と比較し、砂供給量をSセグメントにおける河道流送土砂量と比較する。ここでは、沖積層体積計測において砂( $A_s$ )、砂利( $A_g$ )と判定された堆積物の粒径範囲が、それぞれS、Gセグメントの河床材料の粒径範囲と概ね一致すると仮定している(注4)。

#### a) 河道流送土砂量の算定法<sup>25)</sup>

河道流送土砂量は最近(ここ40年程度以内)の水量と安定状態にある河道形状から算定し、また、各セグメントの上部(概ね上流側半分)の平均的な流送土砂量を河道流送土砂量とした。河道流送土砂量の算定は、基本的には1次元河床変動計算において行われる流砂量算定法によった。ただし、砂床区間の流砂量の算定においては、小規模河床波による低水路河床の流水抵抗の変化を流砂量算定と連動させる計算法<sup>16)</sup>をとった。流砂量計算については、芦田・道上式により掃流砂量を、Lane-Kalinske式により浮遊砂量を算定し、両方を足して全流砂量を算定した。流れの計算では、河道形状を、矩形一様断面水路に近似し、川幅は低水路幅とした。河床材料については、採用した河道形状データと同時期の $d_{95}$ を用いた。ただし、同一セグメントにおいても縦断的に60%粒径が少し変動するので、この変動幅の範囲内の粒径を2~3種類設定した。年間流量時系列については、流量年表による最近18~38年の総流量・豊水流量・平水流量、最近10年の年最大流量と、1988年の年間流量時系列を参考にして、6~9種の流量を抽出しモデル年間流量時系列を設定した。

土砂の空隙率の取り扱いについては次の通りである。(2)(3)で把握した供給土砂量は空隙率を含む堆積した状態での体積で表現されている。これと直接比較できるように、文献17)を参考に砂の空隙率に0.4、砂利の空隙率に0.3を用い、流砂量を、堆積した状態での流送土砂量に換算した。

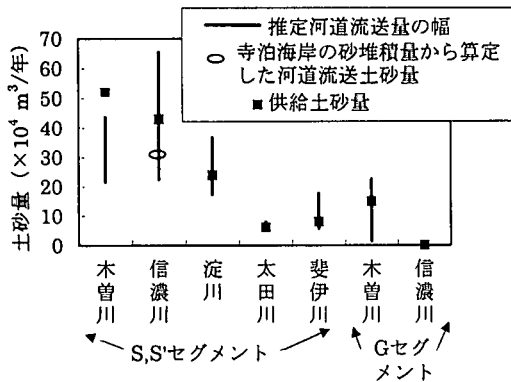


図-7 自然供給土砂量と河道流送土砂量との比較

#### b) 自然供給土砂量と現河道流送土砂量との比較

沖積層体積を計測し算定した砂利および砂別の自然供給土砂量と、現河道におけるGおよびSセグメントについて算定した流送土砂量とをそれぞれ比較したのが図-7である。a)で述べたように、河道流送土砂量の算定では1つのセグメントの河床材料について粒径に幅を持たせているので、この図においては、河道流送土砂量計算値がある幅(推定範囲)をもって示されている。この図から、木曾川Sセグメントを除きすべての河川で、自然供給土砂量が河道流送土砂量推定範囲内にあることがわかる。なお、信濃川について、上述の流砂量式による方法とは別に、堀川らの分析結果<sup>18)</sup>に基づき、大津分水路完成ののち分水路河口の寺泊海岸に堆積した土砂量(中砂以上の粒径を持つ砂)より求めたSセグメント河道流送土砂量を算定したところ、 $31 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{年}$ との結果が得られた。この値も、砂の自然供給土砂量から大きくはずれるものではない。木曾川Sセグメントについては、土砂生産域からの供給土砂の一部を1940年代以前から抑止している影響が現河道に現れ、Sセグメント中の上流区間の勾配が緩くなっており、自然供給土砂量より現河道流送土砂量が小さくなったと解釈しうる。

以上から、土砂生産源からの砂供給量とSセグメントの上流半分の平均的な河道流送土砂量との間に大きな違いが無いと言えそうである。Gセグメントについては、砂利堆積時期の判定(沖積世か洪積世か)が一般に難しいため、砂利供給量算定の精度が低く、データ数も少ないため、Sセグメントに関してほど明確な判断は下せない。しかし、少なくとも、砂供給量および砂の河道流送量に比べて相当小さいということにおいて、砂利供給量と砂利の河道流送量とは良く対応していると言える。図-7から得られるこうした傾向は、ここ1万年程度の間には自然供給土砂量に大きな変動が無いという(3)に示した推定を補強するものである。また同時に、実河川の現在の縦断形の成り立ちが、一万年程度以内の時間スケールで、粒径別の自然供給土砂

量により水理的に説明できる可能性を強く示唆し、非常に興味深い。そこで次章では、実河川のG, Sセグメントの形成機構を定量的に説明することを試みる。

#### 4. 沖積平野形成実験と計算によるG, Sセグメント形成機構の検討

本章では、3章で得られた知見を踏まえ、沖積平野・河道の形成を概念モデル実験および計算により再現し、沖積平野・河道の発達過程、砂・砂利の縦断的分級に伴うG, Sセグメントの形成過程、各セグメント縦断形と供給土砂との関係を定量的に把握する。

##### (1) Gセグメントにおける砂利・砂の移動特性

この特性は、縦断形形成機構を考える上で非常に重要であり、(2)で述べる概念モデル実験においても充分考慮されなければならない。

まず、砂粒径に対する砂利粒径の比を  $d_{gr}$  とおく。図-2からわかるように、 $d_{gr}$  は30~60程度である。ここで、砂利に関する無次元掃流力を  $\tau_{*g}$  とおき、砂の沈降速度  $w_0$  の算定に Rubey の式を用いると、Gセグメント河床での砂に関する  $u_* / w_0$  は次式で表される。

$$\frac{u_*}{w_0} = \frac{\sqrt{d_{gr} \cdot \tau_{*g}}}{F} \quad (1)$$

ここで  $u_*$  は摩擦速度である。F は、砂の粒径、比重と水温の関数であり、水温  $20^\circ \text{C}$  と  $0.5 \text{ mm}$  の中砂を想定すると0.7程度となる。この場合、式(1)と  $d_{gr} = 30 \sim 60$  から、Gセグメントにおいて流量が砂利の限界掃流力に対応する大きさになった時、すなわち  $\tau_{*g} = 0.05$  の時、 $u_* / w_0 = 1.7 \sim 2.5$  を得る。 $u_* / w_0$  は浮遊砂による土砂輸送の活性度を表すパラメータであり、この値が2を越えると全流砂量において浮遊砂量が卓越し始めると言われている<sup>19)</sup>。したがって、砂が掃流形態で輸送されているとき河床材料である砂利は動かず、砂利が動き出した時、砂は浮遊形態で輸送され、さらに流量が増しても、砂利は常に掃流形態で輸送される。以上から、Gセグメントにおいては、砂利と砂は、掃流・浮遊に関して同時に同じ流砂形態を取ることはない判断できる。

ところで、Gセグメントでの砂の輸送は、河床表面の礫の隙間にだけ砂がある状態で行われると考えられ、 $u_* / w_0$  を用いた上述の判断指標はこの状況を想定したものではない。芦田・岡部・藤田<sup>20)</sup>は、粒径  $3 \text{ mm}$  の粗砂が一面に貼り付けられた河床上で、この粗砂粒の隙間にだけ敷かれた粒径  $0.16 \text{ mm}$  程度の細砂の浮遊砂としての挙動を調べている。これによれば、少なくとも、全流砂の中に浮遊砂がある程度存在するようになる  $u_* / w_0$  の値について、細砂が粗砂河床を全面的に覆

表-1 実験条件

実験名	流量 (cm <sup>3</sup> /s)	給砂 材料	給砂量 (cm <sup>3</sup> /s)	通水及び 給砂時間	下流端 水深
初期河道形成実験 (沖積層基底礫層形成実験)	150	粗砂のみ	2.04	3時間	0cm
沖積河道形成実験	150	粗砂 石炭粉	0.61 2.44	20時間	7cm

\* 給砂量は粗砂、石炭粉とも堆積した状態での体積で表現 (空隙率0.4により換算)  
\* 粗砂は粒径2mm、比重2.65、石炭粉は粒径0.3mm、比重1.5

って敷かれた場合と大きな違いが無いことを見出している。これは、礫粒子により、平均流速から見れば遮蔽されていると判断される領域を河床面近傍に作っても、砂を浮遊させる鉛直乱れ強度を減じることにつながることを示すものである。以上から、河床表面礫の隙間にある砂についても、その浮遊砂としての輸送の活性度を、一様砂の場合と概ね同じように  $u_* / w_0$  から判断することに大きな誤りはないとここでは仮定した。

(2) 沖積平野形成実験の方法

a) 実験の概要

実験は、図-8 に示す一定水位を持つ実験水路に、上流端から時間的に変化しない量の水と土砂を供給し、実験水路内に土砂を堆積させるといものである。給砂量の調整は、給砂装置下端の供給口の穴の大きさを調整することによって行なった。この給砂装置は、扇風機的首振り運動を利用して供給口を通るひもを上下に常に動かすことによって、供給材料が詰らずに一定に供給されるように工夫されている。実験最初の5分間に給砂量が設定条件と一致するように給砂装置の穴の大きさを調整し、その後も1時間間隔で給砂量のチェックを行ない、所定の給砂量が保たれているか監視した。実験条件を表-1 に示す。

b) 給砂する材料の設定

砂利と砂とが同じ流砂形態をとらないことについての相似性が、河道縦断形の定性的な特性を実験から把握できる根拠として最も重要と考え、表-1 下欄に示す粗砂と石炭粉を G, S セグメント河床材料である砂利、砂それぞれに対応する材料とした。粗砂が限界掃流力を受けている時、石炭粉についての  $u_* / w_0$  は 3.2 となる。この数値は、粗砂が移動しているとき石炭粉が浮遊形態で移動することを表わし、両者が同じ流砂形態をとらないことを示している。なお、シルト・粘土は縦断形形成に直接関係しないとして無視した。(注5)

c) 各材料の供給量比の設定

図-6 において有意な砂利供給量が算定された木曾川についても砂利・砂の供給量比は 1 : 4 程度であり、他の河川では砂利供給量の砂に対する比はさらに小さいと推定される。砂利に対して砂分の供給量が相当多いことが重要と考えて、実験での粗砂と石炭粉の供給

表-2 堆積物の空隙率と表層土砂混合比(海部水深7cm)

地点 (縦断距離標)	堆積域の種別 <sup>1)</sup>	空隙率 <sup>2)</sup>	土砂混合比 <sup>1)</sup>	
			粗砂	石炭粉
1.0m	粗砂	0.18	0.62	0.38
1.5m	粗砂	0.24	0.65	0.35
2.0m	粗砂/石炭粉 <sup>3)</sup>	0.46	0.57	0.43
2.5m	粗砂/石炭粉 <sup>3)</sup>	0.61	0.61	0.39
2.8m	粗砂/石炭粉 <sup>3)</sup>	0.52		
3.0m	石炭粉	0.16	0.16	0.84
3.4m	石炭粉	0.56	0	1
4.6m	石炭粉	0.56	0	1

1) 堆積土砂表層の実質体積比、2) 堆積層全厚の平均、3) 上層は粗砂堆積域、下層は石炭粉堆積域

量比を木曾川のデータを参考に 1 : 4 とした。実験水路への供給は、両者を充分混合してから行った。設定した供給量に対する実験時の供給量誤差は、上記 a) に述べた監視の結果、± 1 割以内であった。

d) 初期河道と実験水路内水位の設定

実験の最初に、実験水路内水深がほぼ 0 の状態で粗砂のみを供給して、沖積地河道の基盤となっている沖積層基底礫層 (広義) に対応する河道を造り、沖積平野形成モデル実験の初期条件とした。次に実験水路内水深を 7cm として(18000 年前~6000 年前の海水面の急上昇を模擬)、c) に示した材料を供給した。

(3) 実験結果と考察

a) 縦断形形成過程と堆積状況、河床表面状況

図-9 に、横断方向に平均した河床高の4時間毎の縦断図と、実験終了後に堆積土砂を掘削した結果から得た縦断面堆積状況を示す。この図から、堆積土砂は石炭粉の堆積領域と石炭粉混じり粗砂の堆積領域(以後それぞれ石炭粉、粗砂堆積域と呼ぶ)にはっきり分かれ、明確な縦断的分級が生じていることがわかる。石炭粉堆積域では縦断形がほぼ直線であり、一方、粗砂堆積域では、石炭粉堆積域との境界近くで勾配が下流に向け徐々に緩くなる縦断形を持つ。粗砂堆積域の河床勾配は全体的には石炭粉堆積域の勾配より明らかに大きいため、上記 2 領域の境界で勾配の急変が起こっている。以上の特性は、タイプ A 河川における隣接する G, S セグメントの特性と一致している。

図-9 からわかるように、実験中は、大量の石炭粉供給により湛水部分が埋立てられるに伴い、石炭粉堆積域が海部に向かって急速に伸張し、それよりかなり遅い速度で粗砂堆積域が下流に広がるという堆積、分級過程を示している。流水幅は、河道全幅 50cm に対し、粗砂堆積域で 10cm 程度、石炭粉堆積域で 30cm 程度を保った。しかし、流路位置が横断方向に頻りに移動するため横断方向にほぼ均等に河床上昇が起こった。同じ理由により、堆積層縦断面における粗砂・石炭粉堆積域の境界位置の水路横断方向変化は小さく、堆積土砂の分級状況は 2 次元的であった。

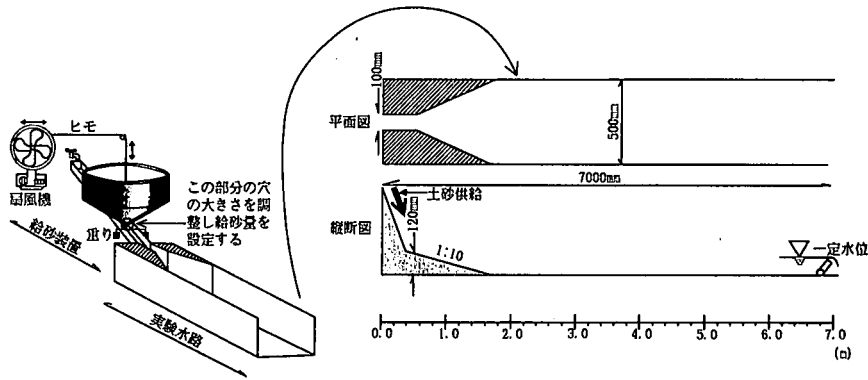


図-8 実験装置の説明

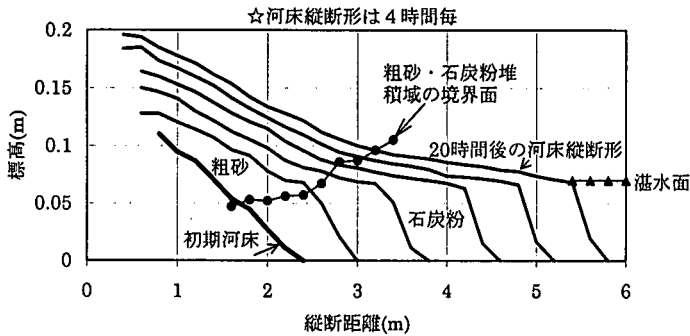


図-9 縦断面と堆積構造縦断面図 (海部水深 7cm)

### b) 堆積物の粒度分布から見た分級機構

実験終了後、表-2 に示すように、縦断方向に 8 地点で、表層付近の粒度分布と堆積層全厚平均の空隙率を調べた。空隙率の測定は、直径 4 cm の円筒形のアクリルの筒で堆積層全厚の土砂を採取し、各材料ごとの乾燥重量から実質体積を算定することにより行った。表-2 の結果から次のことが言える。

堆積土砂表層の土砂混合比は、粗砂、石炭粉それぞれの堆積域内ではほぼ一様であり、粗砂堆積域の粗砂・石炭粉比はほぼ 6:4 (実質体積比)、石炭粉堆積域はほぼ 0:10 (同様) である。空隙率は、石炭粉堆積域では 0.5 程度であり、粗砂堆積域においては 0.2 程度である。0.2 という空隙率は、石炭粉堆積域の空隙率と、あらかじめ調べられた粗砂だけが堆積した場合の空隙率 0.4 をともに大きく下回っている。このことは、粗砂堆積域の堆積構造が、粗砂だけの場合の粗砂粒子の隙間を石炭粉粒子が埋めた状態に近いこと、すなわち石炭粉が粗砂堆積域の体積の増加にあまり寄与しないこと、したがって、この堆積構造において石炭粉が河床変動に対し有効な働きをしていないことを意味する。

この粗砂堆積域の特徴は、G セグメントにおける砂の存在状況と定性的に一致する。すなわち、G セグメントにおいては、河床材料の主成分である礫の中に、S セグメントの河床材料である砂が少し混ざっているが、

その割合は通常 10% 程度以下であり、接触する礫同士の間隙を埋める形で存在している。このため、河床変動に砂分が寄与することは少ない。

以上のような特徴が現れる機構は次のようであると考えられる。まず、砂にとって G セグメントは勾配が大き過ぎ、砂輸送能力が砂供給量を常に上回り、G セグメント河床を砂が全面的に覆う状態は起こらない。本章(1)に示したように、砂が掃流形態で輸送されている場合、砂利は停止状態であり、動かない砂利河床上を砂が移動する状況となり、砂利河床表面にある礫粒子間にトラップされる砂分を除いて砂と砂利が混じることはない。砂利が掃流形態で移動する場合、砂の輸送は完全な浮遊形態となっているので、礫粒子に完全に遮蔽される範囲にとどまる砂分を除いてやはり砂と砂利が混じることはないであろう。上記の 10% 前後以下という数値は、礫粒子間にトラップされる量としておかしくはない。本章(2)で述べたように、本実験では、礫と砂に対応させた粗砂と石炭粉が、実際と同じように本章(1)に示した流砂形態を取るよう条件を設定している。このために、実際の G セグメントと同じような河床材料特性が粗砂堆積域で再現された考えられる。

ところで、G セグメント河床材料が砂をあまり含まないことは、G セグメントが上流から供給された S セ



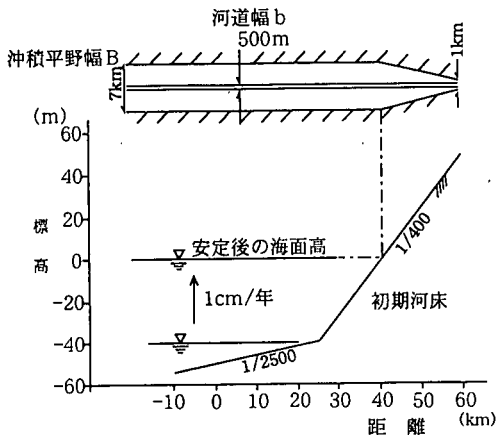


図-10 計算条件

グメント河床材料である砂を、自身の河床材料である砂利とほとんど混合させずにそのまま S セグメントに受け渡していること、すなわち G セグメントが砂にとって単なる通り道に過ぎないことを意味している。この理由は次のようである。仮に G セグメント河床材料の砂含有率を 10% と大きめに見積もっても、図-6 に示したように砂供給量は砂利供給量よりはるかに多い (4 倍以上) ので、G セグメント河床材料にトラップされる砂の量は、砂の全供給量のわずか 2.5% 以下となる。このことは、G セグメントにおける砂の通過が砂の流量にほとんど影響しないことを意味し、このことから上記の結論が導きだせる。本実験においても、粗砂堆積域中にある石炭粉は、供給された全石炭粉量の 15% 程度であり、このことは、粗砂堆積域にトラップされた石炭粉量が石炭粉堆積域への石炭粉供給量に大きな影響を与えていないことを示すものである。この点についても、実際の G, S セグメントと同じ特性が本実験で再現されている。

#### (4) 超長期の河床変動計算による実スケールでの縦断形成過程の追跡

前節の実験により明らかにした縦断形成機構を反映させた 1 次元河床変動計算により、実スケールの河道縦断形成の再現を試みる。対象にしたのは、図-1 の木曾川をモデルとしたモデル沖積河川の 1 万年間の形成過程である。

##### a) シミュレーションの方法

計算は、一次元の土砂収支を表わす次式を用いて行った。

$$(1-\lambda)B \frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\Sigma b q_i) = 0 \quad (2)$$

ここで、B: 沖積平野幅 (沖積作用が生じる堆積空間の幅)、z: 河床高、x: 沖積平野の中心線沿いに海方向に取った座標、b: 河道幅、 $q_i$ : 各粒径別の河道内流砂量、添字 i: 粒径の種類を表わす記号、 $\lambda$ : 空隙率、である。

$q_i$  は、河川流量が幅 b の河道幅を流れるとして不等流計算により求めた各点の掃流力から流砂量式を用いて算定した。上式は、土砂の輸送が河道幅で行われ、堆積は沖積平野の堆積空間全幅で生じるという前節の実験から得られた本質的特性を表現したものである。また、蛇行の影響は考慮していない。海部においては、b が B に等しくなるとしている。

計算条件は、木曾川および濃尾平野沖積層の諸元を参考に次のように設定した。まず、沖積平野幅 B、河道幅 b と初期河床高は図-10 のとおりとした。海水面高には、3 章 (1) a) に示した沖積世における海水面高変化をもとに、計算開始から 4000 年間は標高 -40m から 0 m まで年間 1cm の速さで上昇し、それ以後 6000 年間は一定という変化を与えた。供給土砂については、3 (3) の結果を踏まえて、砂利、砂、シルト・粘土の 3 種を与え、それぞれの粒径を 30mm、0.5mm、0.01mm とし、供給量を砂利:  $8.4 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{年}$ 、砂:  $32.1 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{年}$ 、シルト・粘土:  $40.1 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{年}$  とした。なお、これらの数字は堆積状態の空隙を含まない実質体積で表示されている。以下の計算では、空隙率  $\lambda$  を 0.4 としている。

計算は 1 次元河床変動計算で用いられている方法に準じて行った。ただし、通常の混合粒径の計算法を 1 万年間の河床変動に適用すると莫大な計算労力がかかるので、次のような簡略化を行った。各計算ステップで、設定した 3 種の粒径それぞれに着目した河床変動計算を別々に行い、各粒径別の河床変動を重ねたものを当該計算ステップでの最終河床変動とする方法を用いた。各粒径の計算において着目している粒径が存在しない区間については固定床とみなした。この方法は、本章 (3) b) に述べた縦断的分級機構を最も簡単にモデル化したことに当たる。なお、計算においては、海域で長い距離浮遊する細粒土砂の挙動は考慮していないので、シルト・粘土も海まで運ばれると掃流砂と同じ形態ですぐに堆積する計算になっている。(注 5) 計算時間ステップは 5 年間、縦断距離の計算ステップは 1 Km とした。その他の計算方法については、3 (4) a) に述べた方法に準じている。

##### b) 計算結果

図-11 は縦断形の経時変化を、図-12 は、計算期間である 1 万年間について、各 1000 年間の堆積層の主たる堆積物の種類を示したものである。これらの図から、モデルとした木曾川河道によく似た縦断形 (図-1 参照) と、典型的な沖積平野堆積構造 (図-4 参照) が得られたことがわかる。(注 5) このことは、本計算に際し沖積平野形成実験の結果に基づき設定した仮定と条件が、実スケールの沖積河川の縦断形成過程を定量的に説明する上で有効であることを示している。

##### (5) タイプ A 河川の縦断形成の基本特性

以上により明らかになったタイプ A 沖積河川の縦断

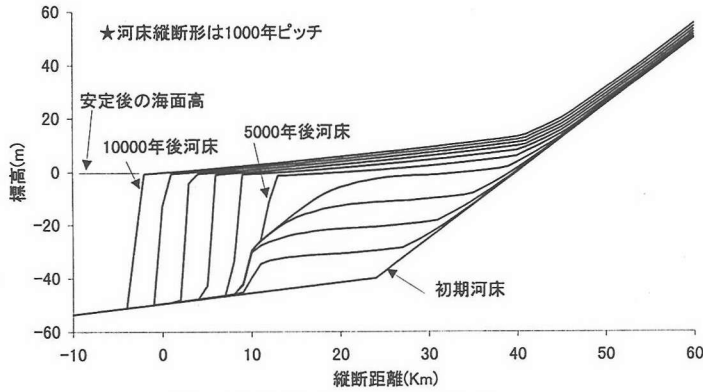


図-11 縦断形の時間変化の計算結果

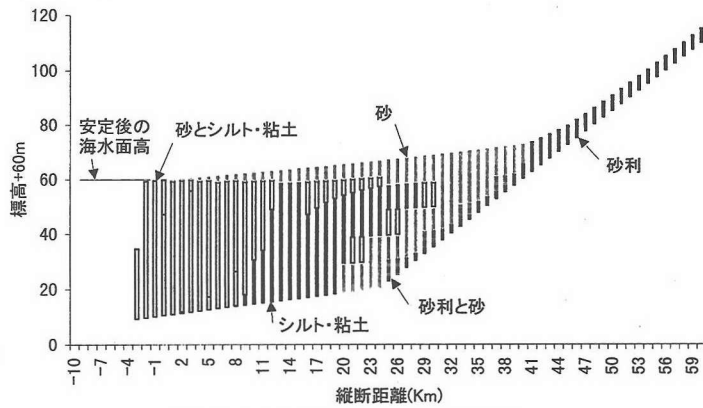


図-12 沖積平野の堆積構造の計算結果

形形成機構に基づき、山地部から供給される土砂のマクロな土砂動態を模式的に表すと図-13のようになる。砂から砂利まで幅広い河床材料を持つタイプ A 河川であっても、この図の概念を用いれば、Sセグメントについては砂供給量に応じた砂デルタの発達に、Gセグメントについては砂利供給量に応じた、海水深の非常に薄い条件での砂利デルタの発達になぞらえることにより、マクロな縦断形変化の本質を比較的簡単に説明できる。このことを以下に示す。なお図-13では、高水敷の侵食・堆積の影響を無視している。実際には、土砂動態がこれらの影響を有意に受ける場合がある。

a) 河道流送土砂量と土砂供給量との関係

図-9、図-11 に示した粗砂(砂利)、石炭粉(砂)堆積域の平均勾配を基にそれぞれの各時刻の流送土砂量を算定し、それぞれへの供給土砂量に対する比を算出した。その結果、石炭粉(砂)堆積域においては比が1をやや下回る程度なのに対して粗砂(砂利)堆積域では1を大きく下回っていることがわかった。以上の特性は、図-7 に示した実河川に見られたものと同じである。縦断形が変化している過程であるにもかかわらず石炭粉(砂)堆積域が動的平衡勾配に近い勾配を持ったのは、流送された石炭粉(砂)のかかなりの量が海部

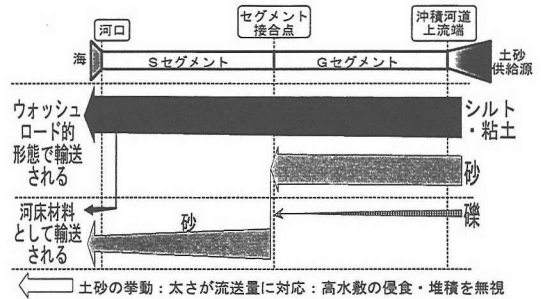


図-13 タイプ A 河川における土砂移動形態説明図

の埋立てに使われるため、石炭粉(砂)堆積域前縁線の移動速度が遅くなり、前縁線に固定堰を設けた条件に近い状況になったためと説明できる。一方、粗砂(砂利)堆積域では、海部埋め立てに砂利を使う必要がない(海水深0のデルタに相当)ので、その平均勾配は動的平衡勾配よりかなり小さくなる。

b) 海部水深の違いが縦断形に与える影響

図-14 は、初期河道形成実験後の沖積河道形成実験において、海部水深(下流端水深)を4cmに設定したことを除いて表-1 と全く同じ条件で行なった実験の結果である。この図を図-9 と比較すればわかるように、石

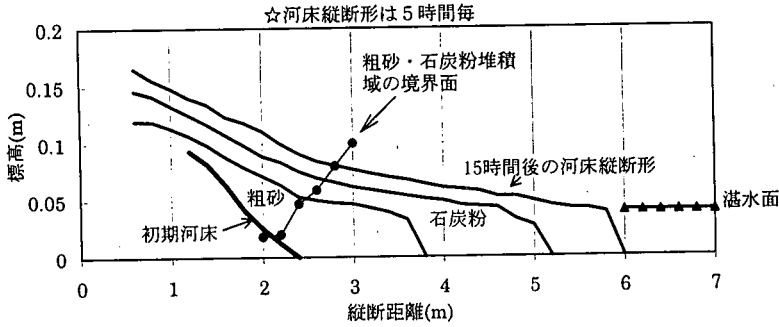


図-14 縦断形と堆積構造縦断面図 (海部水深4cm)

炭粉堆積域の河床上昇速度が図-9 に示した実験の場合よりも増大している。これは、海部水深を小さくしたため海部埋立てに要する石炭粉量が減少し、供給石炭粉のうちより多くの割合が石炭粉堆積域の河床上昇に使われるようになったためである。石炭粉堆積域と粗砂堆積域の境界面は、図-9 では下流に向かい緩く上昇する形になっているのに対し、図-14 ではより急に上昇する形になっている。この性質は、縦断面内における石炭粉堆積域と粗砂堆積域の境界面の傾きが、粗砂堆積域の河床上昇速度と石炭粉堆積域での河床上昇速度との相対関係により決る(後者が相対的に大きいと境界面が下流に向かってより急に上昇する形になる)ことにより説明できる。

c) 供給土砂量減少が縦断形に与える影響

図-13 に示した土砂移動形態に基づけば、土砂生産域からの供給土砂量が減少すると、河道縦断形変化(ここでは河床低下)はG, Sセグメントそれぞれの上流部から同時に起こることになる。三井は<sup>21)</sup>、山地区河道に造られた大規模堰堤による供給土砂の減少が河道縦断形に与える影響を調べ、堰堤完成後、堰堤直下流部とともに、20Km 以上下流のSセグメント上流部から河床低下が始まった可能性が高いことを明らかにしており、これは上記の特性と対応しており興味深い。

5. 縦断形形成機構の縦断形変化予測への反映

(1) 縦断形変化を支配する各要因の重要度比較

沖積河川には一般に安定な縦断形は存在しない。沖積河道縦断形に関する河道計画・設計・管理の本質は、縦断形の変化速度を考慮し必要に応じ適切な対策を講じることにある。種々の要因で起こる(起こりうる)縦断形変化の速度と時間スケールを見積もり、各変化要因の重要度の軽重を判断し、縦断形予測目標や対策の優先順位を大局的に見て誤りなく設定することは、実務上の観点から非常に大事である。

代表的な縦断形形成として、4(4)の超長期の河床変動計算の対象としたモデル沖積平野および土砂供給条

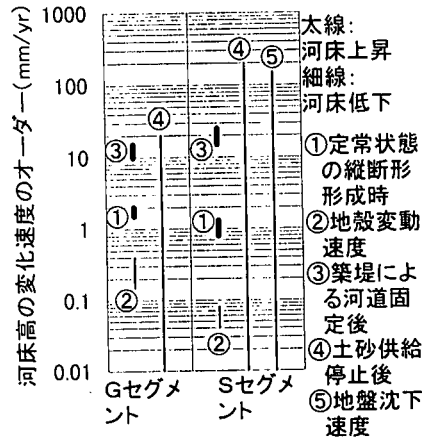


図-15 モデル沖積河川の要因別縦断形変化速度のオーダー見積り

件を取り上げ、種々の要因に対するG, S各セグメントの大局的な変化速度、具体的には河床上昇・低下速度を見積もった。まず、流量と供給土砂量、海水位が一定の条件での変化速度を変化速度①とおく。河川改修により築堤が行なわれると、地形学的には土砂の堤防外への流出が無くなるので、両セグメントの上昇速度がこの分増加する。この時の変化速度を③とおく。さらに、この条件の下で供給土砂が大きく減少すると河床低下が起こり得る。この低下速度を④とおく。このほか、地殻変動、地盤沈下による変化速度をそれぞれ②、⑤とする。

①の変化速度は、図-11の計算結果から求めた。③の変化速度は、図-11の河床変動計算において土砂の堆積幅を沖積平野幅Bから河道幅bに減少させた条件を入れて求め、④は、この条件を入れたまま供給土砂を0として行なった河床変動計算<sup>19)</sup>により求めた。したがって、④の変化速度は供給土砂が極端に減少した場合に相当している。4章(5)c)に示したように、④の変化はG, Sセグメントの上流部でほぼ同時に起こるものである。②の変化速度は、地殻変動についての見積り結果<sup>22)</sup>を参考に求め、⑤の速度には日本の主要なSセグ

メントについての過去の実績から代表的な値を与えた。

得られた各変化速度の見積り結果を図-15に示す。変化がセグメント全体にわたらない場合には、最も変化速度の大きな場所の値を採用している。見積りの精度と条件の不確定さ、変化速度の経年変化を考慮して、変化速度には幅を持たせてある。この図から以下のことがわかる。1)①の速度はG、Sセグメントとも1mm/年のオーダーで大きな差はない。2)②の速度よりも①の速度の方が1オーダー大きい。3)③の速度は、G、Sセグメントとも①の速度より1オーダー大きい10~20mm/年程度となる(河道維持作業が全く行われない場合)。4)土砂供給の停止による各セグメント上流端での河床低下速度④の最大値は、SよりもGセグメントの方が1オーダー小さい。これは、砂利の流送量が元々少ないことと、砂利にはアーミング効果があることによる。

以上のモデル沖積河道が持つ擾乱に対する縦断形の応答特性を、縦断形変化の河川工学的取り扱いという観点から論じると次のようになる。まず、地殻変動の影響は沖積作用に比べると小さく、工学的には沖積作用のみに着目すればよいと言えそうである。(ただし、礫の供給量が非常に小さい場合には、Gセグメントについての①の速度が、地殻変動のオーダーになることもあり得る)これに対し地盤沈下は、縦断形に大きな影響を与え得る。築堤により土砂の堆積幅を狭めることにより、河床上昇速度が定常状態から1オーダー増加するが、この速度は最盛期の河床掘削速度(河床掘削能力の1指標とも言える;最大10<sup>2</sup>mm/年のオーダー)と比較するとお1オーダー小さく、大洪水などによる突発的な大規模土砂流出などを除けば、長期的な河床維持の大きな障害になることはなさそうである。一方、砂供給が減少した場合のSセグメント上流区間の河床低下速度は、河道維持管理上重要な課題につながるだけの大きさを持ち得る。これに対し、同じ供給土砂減に対するGセグメントの応答は1オーダー鈍く、それがもたらす問題は、縦断形という観点で見るとSセグメントよりも穏やかと言えそうである。

個々の河川の縦断形変化予測を行なうには、対象河川の変化要因を具体的かつ詳細に考慮しなければならないが、ここで行ったように縦断形変化の大局的な傾向を把握しておくことは、縦断形変化への対応の優先順位を大筋で誤りなく決定する上で大事である。

## (2) 水系スケール土砂動態を取り込んだ河川地形変化予測のための有効粒径集団の考え方

本研究で対象にしている縦断形形成機構や水系全体の状況変化による河川地形変化を中心的課題に据える場合、水系スケールの土砂動態と河川地形変化とを結びつける工学的手法を開発することが肝要である。砂利以上の粒径から砂、シルト・粘土までの粒径を対象

にする包括的な水系土砂動態把握を目指すのであれば、そして最終目的が「土砂動態の把握」でなく沖積河川の各場所の地形変化予測であるのならば、以下に説明する「有効粒径集団」の考え方が重要になると筆者らは考える。

①水系内で移動する土砂は、すぐ後に説明する粒径集団によって、流送、河床材料との交換、河川地形への影響の仕方が大きく異なる(図-13参照)。②前章までの結果から、少なくともタイプA河川については、シルト・粘土、砂、砂利粒径以上という3つの粒径集団ごとに土砂動態を考えることが適切である。この場合、砂利の動きは砂利河床区間の河床変動を、砂の動きは砂床区間の河床変動を、シルト・粘土(一部細砂、微細砂を含む)は河岸・高水敷の形成や河口部の超低流速域での堆積を支配する。これら種類の異なる河川地形変化を制御するためには、それぞれの河川地形変化を支配する粒径集団に着目して動態を追跡しなければならず、逆に、当該粒径集団以外の粒径集団を合わせて追跡する必要は必ずしもない。③このように「ある特定の河川地形変化」にとって有効な粒径集団を「有効粒径集団 Effective grain size range」と定義する。④水系環境変化に伴う河川地形変化を予測するには、土砂生産域の状況との関連で、各有効粒径集団の供給量を予測あるいは少なくとも想定できなければならない。⑤シルト・粘土と砂の沖積河川への供給量については、土砂生産域の水系内各場所の土砂移動を順次追跡するアプローチを採るよりも、土砂生産域の全体状況と供給量とをマクロに直接関係づけておくことが工学的には有用である。これには、沖積河川上流端付近での浮遊砂観測による粒径集団別浮遊砂量測定を継続して実施することが役立つと考えられる。シルト・粘土や砂は、沖積河川上流端部や山地河川において、そこでの河床材料とほぼ無関係に浮遊ないしウォッシュロード形態で輸送されることから、困難を伴う掃流砂観測ぬきでも土砂フラックスを十分な精度で把握できると期待される。⑥砂利の沖積河川への供給量に関しては、砂利の移動がシルト・粘土や砂に比べ圧倒的に遅く、沖積河川区間近くでの山腹崩壊などの突発現象を除けば、変化が上流から下流に順番に伝わるので、水系各場所の河床材料の移動を順次追跡するというアプローチ<sup>23,24</sup>からの検討、より実際的には対象とするGセグメントのさらに上流一定区間での河道状況変化のモニタリングが有効である。この際、土砂生産域での砂利の生産は空間的・時間的非一様性が高いと考えられるので、この非一様性が沖積河川に届くまでにどの程度均され得るかという視点が特に大事である。

以上のように、着目する河川地形変化に応じた有効粒径集団に適した分析手法を採ることにより、水系スケールの土砂動態を織り込んだ河川地形変化の工学的予測手法が得られると期待される。

## 6. まとめ

本研究では、河床勾配と河床材料粒径の縦断変化特性から日本の代表的な沖積河川がタイプABCの3つに分類できることを示し(2章)、表題の特徴を持つタイプA河川について、以下の成果を得た。

1) 1万年程度の超長期の平均的供給土砂量を、粒径集団別(砂利、砂、シルト・粘土)に算出し、これらが数十年程度の短期の平均的供給土砂量、現河道の流送土砂量と密接な関係があることを示した(3章)。2) この土砂供給条件の下、急勾配の砂利河床区間と緩勾配の砂床区間に分離される分級機構を明らかにした(4章)。3) 上記1)の土砂供給特性と上記2)の分級機構に基づくマクロな土砂移動形態(図-13)から、現在の縦断形やその変化特性が水理的に比較的簡単に説明できることを示した(4章)。4) 縦断形変化を支配する各要因の重要度を、それらが起こす変化速度を見積もることにより明らかにした(5章)。5) 水系スケール土砂動態を取り込んだ河川地形変化予測に役立つ「有効粒径集団」の考え方を示した(5章)。

謝辞：本研究は、名古屋大学海洋正倫先生からいただいた沖積平野の層構造と形成過程についての情報がきっかけとなりました。米国地質調査所R. S. Parker氏からは米国河川の土砂動態について有益な情報をいただきました。河川研究室の佐々木克也氏、太田知章氏、服部敦氏には、それぞれ実験、沖積河川のタイプ分け、米国河川の土砂収支分析に際し多大な援助を受けました。ここに記して深甚の謝意を表します。

### 付録：注

注1) ここで示した沖積層の形成過程は、沖積作用が奥深い内湾(静穏で浅い)において生じ、現在の沖積平野が依然として内湾に面している場合(東京湾、伊勢湾など)に見られるタイプである。このタイプは、沖積平野形成過程の基本的な特徴を理解するのに適し、かつ規模の大きい沖積平野に見られる代表的タイプであることから取り上げた。

注2) 手順①は、1万年前の海岸線位置が現在の沖積平野の海岸線位置に概ね一致することを想定している。しかし、沖積平野によってはこの条件が満足されず、図-4のハッチで示した沖積層体積計測範囲と堆積期間が整合しない場合がある。また、沖積層の一部の層序構造が明確になっていない場合もある。このため、実際の体積計測に当たっては、<sup>14</sup>C年代測定により得られた沖積層内各層の堆積年代についての情報を参考にして、必要に応じて沖積層体積計測範囲とその堆積期間を修正している。

注3) 海津は、タイプAの河川を持つ濃尾平野と津軽平野について沖積地形の発達過程を調べ<sup>9)</sup>、その中でいくつかの横断面について地質図を作成している。それによれば、広義の沖積層基底礫層が礫床を持つ埋没谷(狭義の沖積層基底礫層)と平坦な埋没段丘からなり、それらの比高は沖積層全厚に対してかなり小さい。また、沖積層層序の横断方向変化もさほど大きくない。濃尾平野については、沖積層の立体構造についてより詳細な図が得られており<sup>9)</sup>、それも上記の特徴を裏付けるものになっている。以上を踏まえ著者らは、ここでとりあげた5つの沖積平野については、河川沿いの地質図が沖積層全体の土質別体積分布をよく反映していると考えて、本解析を進めている。なお、濃尾平野については、前述の沖積層の立体構造図を算定に用いている。注4) この仮定の妥当性を直接検証する資料として、濃尾平野沖積層

の上部砂層の粒度分布を調べた海津による研究がある<sup>10)</sup>。これによると、上部砂層の大部分が粒径0.5mm程度の中砂の層になっている。この粒径はSセグメント河床材料の平均粒径 $d_{50}$ とほぼ一致する(図-1参照)。ただし、上部砂層の下部には、Sセグメント河床材料より細粒の細砂層が少しある。以上のことは、木曾川の砂について、上記の仮定が実際と大きく異なっていないこと、ただし、自然供給土砂のうち砂と判別されるものがSセグメントの $d_{50}$ より細粒な材料を少し含んでいることを示している。後者が上記の仮定の妥当性に大きな影響を与えず、また他の4河川についても木曾川と同様のことが言えると考えて、以下の検討を進めている。

注5) ここでの沖積平野形成に関する実験と超長期河床変動計算は海域で浮遊するシルト・粘土を考慮していないため、実験・計算による海部の地形が図-4に示した特徴とかなり異なっている。すなわち、河口から遠くでのシルト・粘土の堆積が再現されていない。しかし、海部地形のうち地上部の河道縦断形に影響を与えるのは、主に海部の埋め立て速度であるので(河口部位置が地上部縦断形の境界条件になるから)、それを規定するシルト・粘土と砂の供給量(計算)あるいは石炭粉供給量(実験)が適切であれば、本実験・計算法でも地上部河道縦断形の再現精度はさほど低下しないと考えられる。シルト・粘土の海域での浮遊まで考慮すれば、海部地形についても実際の特徴をよく再現できるはずであるが、実験・計算ともに多大な労力を要する。ここでは地上部縦断形の再現性を議論しているので本実験・計算法で充分と考えた。

### 参考文献

- 1) 山本晃一：沖積河川学，山海堂，pp.1-16，1994。
- 2) アーサー・ホームズ：一般地質学Ⅱ，pp.448-450，東京大学出版会，1984。
- 3) Umitsu, M.: Holocene sea-level changes and coastal evolution in Japan, 第四紀研究, 第30巻, 第3号, pp.187-196, 1991。
- 4) 井関弘太郎：沖積平野，東京大学出版会，pp.21-91, 1983。
- 5) 海津正倫：日本における沖積低地の古地理，愛媛大学教育学部紀要，自然科学編1，pp.39-79, 1981。
- 6) 海津正倫：更新世末期以降における濃尾平野の地形発達過程，地理学評論，52-4，pp.199-208, 1979。
- 7) 海津正倫：津軽平野の沖積世における地形発達史，地理学評論，49-11，pp.714-735, 1976。
- 8) 東海三県地盤沈下調査会：濃尾平野の地盤沈下と地下水，名古屋大学出版会，pp.40-57, 1985。
- 9) 吉良八郎，石田陽博，畑武志：貯水池の堆砂に関する基礎的諸問題，第一報，神戸大学農学研究報告，第11巻2号，1975。
- 10) 松山宣信，波多野茂幸：貯水池土砂堆砂状況に関する調査，土木研究所資料，第982号，pp.1-21, 1975。
- 11) 石川晴雄，浅田宏：発電用貯水池土砂堆積状況に関する調査報告書，電力中央研究所技術第二研究所報告，土木72019, 1973。
- 12) 芦田和男，奥村武信：ダム堆砂に関する研究，京都大学防災研究所年報，第17号B，pp.555-570, 1974。
- 13) USGS-PWRI Joint Research Group concerning Sediment Transport and Fluvial Geomorphology: Potential fluvial geomorphic responses to global climate change and human modifications of rivers, *Proceedings of the Third PWRI-USGS Workshop on Hydrology, Water Resources and Global Climate Changes*, pp.70-78, 1995。
- 14) 水山高久：山地河川の浮遊砂観測，土木技術資料，第22巻5号，pp.46-51, 1980。
- 15) 研究代表者 海津正倫：沖積平野における上部砂層の特質とその形成に関する研究，科学研究費一般研究(C)63580196研究成果報告書，pp.31-42, 1991。

- 16) 山本晃一, 藤田光一, 平林桂, 小澤宏二, 池内寛: 一次元河床変動計算法の改良, 土木研究所資料, 第 3099 号, pp.10-18, 1992.
- 17) 河村三郎: 土砂水理学 1, 森北出版, pp.15, 1982.
- 18) 堀川清司, 砂村継夫, 鮭川登: 土砂の流送・運搬に伴う自然環境変化に関する研究, 3.4.1 新信濃川とその河口海岸, 文部省科研費報告, No.A-50-9, pp.69-70, 1975.
- 19) Laursen, E.M.: The total sediment load of streams, *Proceedings of ASCE, Journal of the Hydraulics Division*, Vol. 84, HY1, 1530-pp.1-36, 1958.
- 20) 芦田和男, 岡部健士, 藤田正治: 粒子の浮遊限界と浮遊砂量に関する研究, 京大防砂研究所年報, 第 25 号 B-2, pp.1-16, 1982.
- 21) 三井嘉都夫: 常願寺川に於ける堰堤の堆砂と河床の変化について, 資源科学研究所彙報, 第 37 号, pp.28-38, 1955.
- 22) The Research Group for Quaternary Tectonic Map, Tokyo: *Explanatory text of the Quaternary tectonic map of Japan*, the National Research Center for Disaster Prevention, pp.167, 1973.
- 23) 高秀秀信, 九津見生哲, 藤沢寛: 水系における土砂動態システムについて, 第 27 回水理講演会論文集, pp.767-772, 1983.
- 24) 砂田憲吾, 長谷川登: 国土数値情報に基づく山地河川水系全体における土砂動態のモデル化の試み, 土木学会論文集, No.485/II-26, pp.37-44, 1994.
- 25) 山本晃一, 藤田光一, 赤堀安宏, 太田知章: 沖積河道縦断形の形成機構に関する研究, 土木研究所資料, 第 3164 号, pp.6, pp.77-136, 1993.

(1996. 8. 1 受付)

## EVOLUTION MECHANISMS OF THE LONGITUDINAL BED PROFILES OF MAJOR ALLUVIAL RIVERS IN JAPAN AND THEIR IMPLICATIONS FOR PROFILE CHANGE PREDICTION

Koh-ichi FUJITA, Koichi YAMAMOTO and Yasuhiro AKABORI

The study focused on the type of river composed of a steep slope gravel-bed reach connecting with a mild slope sand-bed reach. Sediment supply for each grain size range to the targeted rivers during Holocene was estimated from the volume and grain size of their alluvium. The supply was compared with dam deposit data and the present sediment load in the corresponding river reach. To reproduce the alluvial processes accompanied by alluvial river formation for the past 10000 years, conceptual model experiments and 1-D calculation of bed profile variation were carried out. Through these results, clear physical explanation was obtained on the bed profile evolution with sharp longitudinal sorting. An idea of 'effective grain size range' was proposed as an engineering framework for the prediction of bed profile variation due to sediment supply change.