

網状流路における流砂量

Variation of Sediment Discharge in

Braided channels

芦田和男^{*}・江頭進治^{**}・里深好文^{***}

By Kazuo ASHIDA, Shinji EGASHIRA and Yoshifumi SATOFUKA

In braided channels which often form in mountain streams, sediment discharge varies spatially and temporally with the variation of channels. Results obtained from flume tests show that merging and diverging phases of channels occur alternately and repeatedly in space and time, which bring about the periodic change of sediment discharge. In order to estimate the sediment discharge averaged temporally, the average width of the channel should be known. We propose a new method predicting the width of channel in terms of the concept of the self-formed channel which is similar to the criterion of alternating bars formation.

Keywords: sediment discharge, braided channel, width of channel, self-formed channel, alternating bars,

1. 緒 言

河川上流域において広い範囲に土砂が堆積している所では、複数の水みちが形成される網状流路となっている場合が多い。このような領域では、個々の流路が不安定で流路変動が起こりやすいため、流砂の場所的・時間的な変動が大きい。河川沿いに社会的財産の集積が進んでいる今日、流砂の不均衡から生ずる災害を防止・軽減するためには、この流砂の変動特性を明らかにすることが重要な課題となっている。本論は、網状流路における流砂量の変動要因を解明することを目的としている。そのために、まず、土砂堆積域の面的な規模に対して流量が小さいような場を対象とした水路実験を行なっている。その結果を基に、流路変動のプロセスと流砂量変動との関係などに関して考察を加えている。また、実験結果より、流路変動のプロセスの中で流路が集中し、変動が比較的遅い状態が存在することが明らかとなり、この時の流れの特性値を用いれば平均的な流砂量を予測できることが判明した。そこで、流砂量予測の際に重要なパラメーターとなる水みち幅に関して、中規模河床形態の発生限界に基づく推定法を提案した。

2. 実験条件と実験方法

実験は図-1に示すように、幅1m、長さ12mの直線水路を用いて行なった。長さ8mの区間に、ほぼ一様な砂

* 正会員 工博 京都大学 防災研究所 教授 (〒611 宇治市五ヶ庄)

** 正会員 工博 京都大学 防災研究所 助教授 (〒611 宇治市五ヶ庄)

*** 正会員 工修 京都大学 防災研究所 助手 (〒611 宇治市五ヶ庄)

を平坦に敷き詰め、上流端から一定の給砂と給水を与える。上流端での土砂の堆積や、流入にともなう局所洗掘を防止するために、水路の上流端に図-2に示すスロープを取り付け、その中央部、幅20cmの部分から給砂と給水を行なった。使用した砂の粒度分布を図-3に示す。実験条件は表-1に示されている。 Q は流量、 Q_B は給砂量、 d_{50} は中央粒径、 i_0 は水路勾配、 i_s は後述する平衡河床勾配である。

水路下流端における流出土砂を5分間隔で全量採取・計測し、それに基づいて下流端流砂量を求めた。その結果を図-4に示している。

流路の変動過程は水路上方からの写真撮影によって記録している。河床位測定のために通水を停止する直前には、蛍光色の浮子を流して写真撮影を行ない、これをもとに表面流速を求めている。河床位の計測は、通水を停止して、連続式河床計を用いて横断方向に計測

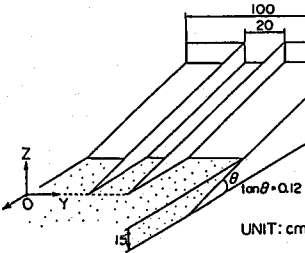


図-2 水路上流端流入部

図-1 実験水路

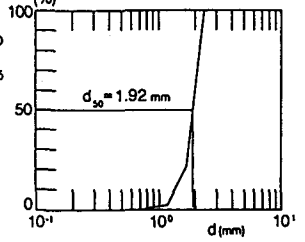
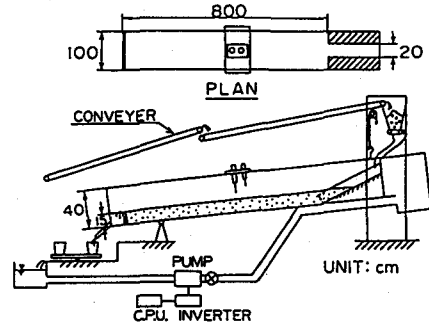


図-3 使用砂の粒度分布

した。計測断面の間隔は、x軸方向に20cmである。これにより、x, y, z方向の各座標を記録し、河床の縦・横断面形状、等高線などを作成する。水位の計測は行なわず、横断面図に写真から計測された水面幅をのせることによって水深を求めている。

表-1 実験条件

	Q (cm^3/s)	Q_B (cm^3/s)	d_{50} (cm)	i_0	i_s
RUN-A	1000	5.38	0.192	1/20	1/19.6
RUN-B	3000	6.02	0.192	1/50	1/45.4

3. 流砂量変動

実験において、任意の断面を通過する土砂量を計測することはかなり困難である。

そこで、本実験では、下流端に流出する土砂量を計測し、図-4に示すような結果を得ている。これを見ると、RUN-Bでは、初期において流出量が給砂量を下回っているが、時間の経過とともに、RUN-A, RUN-Bとも平均的な流砂量が給砂量にほぼ等しくなっている。すなわち、ある平衡状態が現われていると言える。実験条件に示した平衡河床勾配とは、このような状態での河床勾配のことである。

平衡状態において、下流端流砂量は様々な周期の合成された波形を描いている。この変動は流路の変動と深く関わっていると思われる。そこでまず、この流路の変動プロセスについて考察し、ついで、それをもとに流路変動と流砂量変動との関わりについて考察してみよう。

図-5にRUN-Aの各時刻における河床の等高線と流況を示す。流況は、スケッチと写真を基に作成された。図中の矢印は流れの方向を表わし、実線は水際線、波線は水没した砂州の前縁を示している。これを見ると、時間の経過とともに、水路幅規模の交互砂州に似た河床形状が発達している。ただし、従来、交互砂州は水路幅全体を流水が流れるような条件下で形成されるものを対象としているが、この実験において流水が水路幅全体を流れたのは通水開始直後のわずかな時間だけ

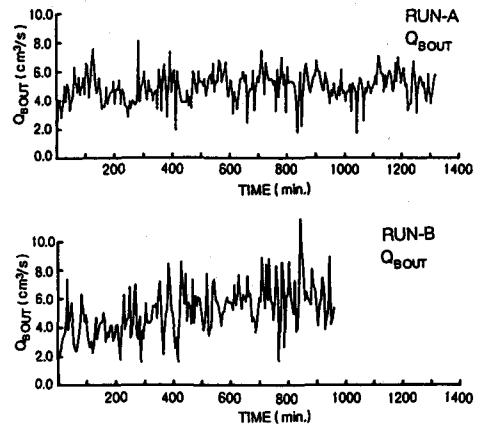


図-4 下流端流出土砂量の時間的変動

であって、そのときには複列の砂州が形成されていて、単列の砂州は認められなかった。したがって、この交互砂州状の河床形状の発生機構や発達機構は従来の交互砂州とは異質のものと考えられるが、以後簡単のためこれも交互砂州と呼ぶ。

平衡状態における水みちの変動は、以下のようである。上述の交互砂州の前縁に沿って水みちが存在する場合、水みちは集中し易く、水深が大きくなり、その変動は比較的緩慢である。交互砂州の上に水みちが乗り上げている場合、水みちは不安定で、水深は小さく、本数や幅は刻々変化する。その理由としては、砂州の谷線に集中したところでは掃流力が大きく、流入する流砂が比較的整然と輸送されるのに対し、砂州の高い部分を流れている場合には、勾配が緩いため堆積が起こり易くなり、局所的な堆積によって流路が変動し易くなることが挙げられる。

以上のような水みちの変動に着目した考察によれば、複数の水みちが形成される条件下での流路変動のプロセスは図-6のようである。すなわち、流水が集中している水みちにおいて、側岸における掃流力が限界掃流力を越えている場合には、側岸が侵食されて拡幅が起こる。拡幅が進むと、側岸から侵食される土砂量と、2次流等によって側岸に運ばれる土砂量とが釣り合う状態になる。このような流路の状態では、変動速度は小さく、水みち幅は流下方向にほぼ一樣になる。やがて、流れの不安定や流砂のアンバランスが発生し、流路・河床が不安定になる。そのために、水みち内部に砂州が形成される。この砂州が発達すると、浮き州になったり、あるいは、側岸を流水が越流したりするようになる。これによって、流路の分裂が起こる。この際、その断面に流入する土砂が多いほど、水みちは分

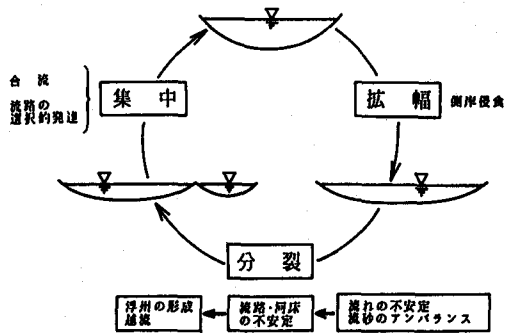


図-6 流路変動のプロセス

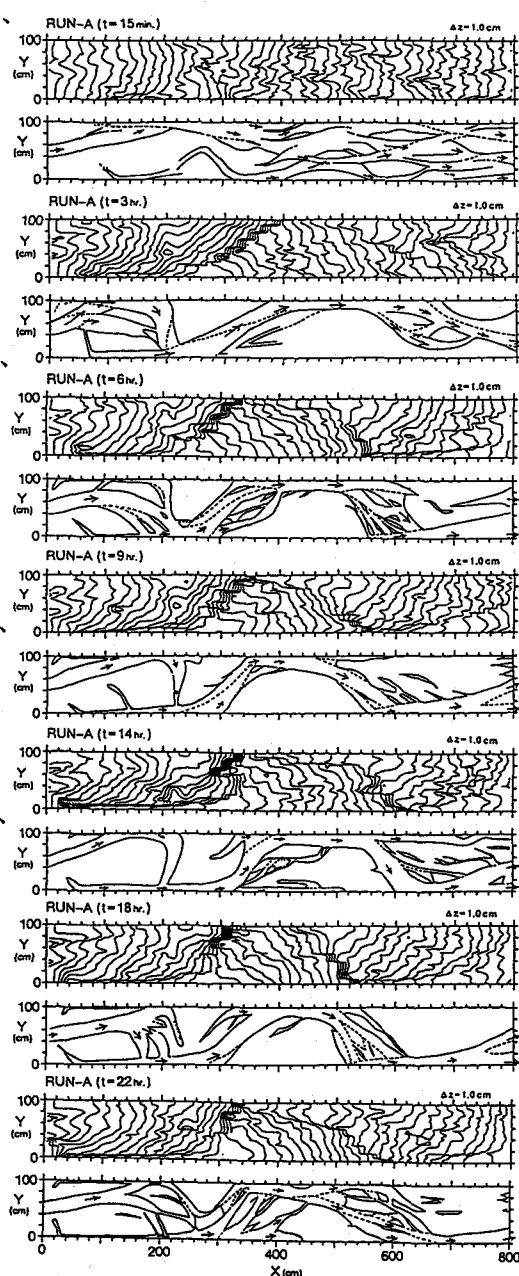


図-5 RUN-Aにおける河床の等高線と流況

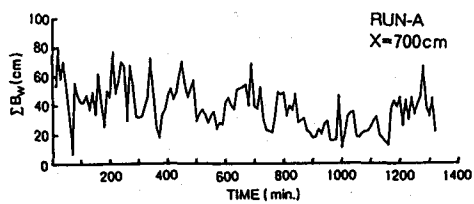


図-7 水面幅の時間的変動

裂し易くなり、急激な流路の変動がみられる。水みちの分裂が進むと、ある水みちの掃流力は限界掃流力以下となり、堆積により水みちそのものが消滅したり、複数の水みちが合流したりするようになる。このようにして流路の集中が起こる。このようなプロセスを時・空間的に繰り返しながら、流路は変動している。

流路変動と流砂量変動との関わりをより明確にするために、つぎのような解析を行なった。まず、RUN-Aにおいて $x=700\text{cm}$ の断面（下流端から 100cm 上流の断面）における水面幅の時間的変動を調べた結果を図-7に示す。これは間接的に流路の変動を示していると思われる。前述の下流端流砂量の時間的変動とこの水面幅の変動とに対してスペクトル解析を行なった結果を図-8に示す。これを見ると、両者とも約220分のところに明瞭なピークが確認される。このことから、流路変動と流砂量の変動が密接に関係していることが判明した。

4. 水みち幅の推定法

水みちを形成するような場において流砂量を予測することは非常に困難である。流砂量を決定する要因、すなわち流量、勾配、水みち幅、河床材料などが時間的・空間的に相互に関係しあいながら

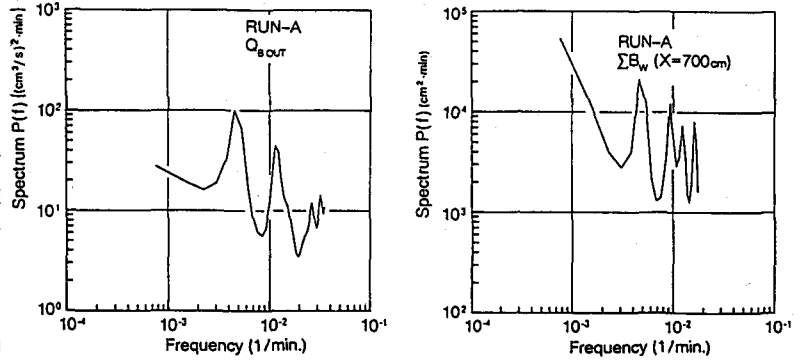


図-8 流砂量と水面幅の時間的変動のスペクトル

から変化していることがその原因である。しかし、流砂の時間的な変動までは予測できないものの、平均的な流砂量の予測については可能である。前述のように、流路変動のプロセスの中で、流路が集中し、比較的安定な流路が形成される状態が現われ、この時、流砂量は時間的にも空間的にも安定していることが判明している。したがって、このような状態における流れの諸量を予測することができれば、平均的な流砂量の予測は可能である。それらの諸量のうちで、特に予測が困難であるのが水みち幅である。そこで、一本の水みちが形成される条件下における水みち幅の予測法について検討する。

水みち幅の予測には、一般にレジーム式がよく用いられる。これによれば、幅は流量の $1/2$ 乗に比例する。これは、簡便な上、多くの実験値、観測値によって検証されており、広い適用範囲を持っている。しかし、次元を持った式であり、物理的根拠に乏しいこともあって、合理的な方法とはいえない。

池田・Parkerら¹⁾によって、動的平衡な断面の水面幅が理論的に求められている。これは、比較的緩い勾配の流路に対して求められたものである。流路の横断形状は、平坦な底面とそれに連続的に接続する側岸からなっている。側岸において流砂は存在せず、底面のみを流砂が移動している。2次流の効果はないものとし、流砂の横断方向への移動は考えていない。得られた結果は、流量の 1 乗に川幅が比例するというものであって、実験によって検証されている。網状流路が形成されるような条件下では、断面内の横断方向の流れが無視できず、横断方向への土砂の移動も活発であるために、この式を用いて水みち幅の推定を行なうと、かなり過大な値となる。そこで本論では次のような水みち幅の推定法を提案する。

流れのスケールには、鉛直方向（水深）、横断方向（水みち幅、川幅）、流下方向（砂州の長さや蛇行波長など）があり、これらの間には、ある種のコヒーレントな構造が存在する。それらの構造は、図-9に示す交互砂州の流れに端的に現われている。交互砂州は、水深と幅、および流れの抵抗に与する粒径の間のある領域に限って存在する。これが流れのスケール間のコヒーレントな関係を表わすものであろう。交互砂州の形成領域

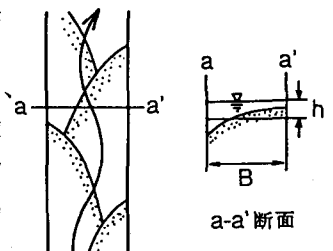


図-9 交互砂州上の流れ

は、村本・藤田ら²⁾によると

$$0.15 < \frac{h/d}{(B/d)^{2/3}} < 0.45 \quad (1)$$

である。ここに、 B は水みち幅、 h は水深、 d は粒径である。水路幅が(1)式の範囲より広くなると、図-10に示すような複列砂州が形成される。この場合、横断方向に複数の流路が形成されることになるが、各々の流路幅については(1)式が適用されることが知られている²⁾。

交互砂州が発達すると浮き州が生じ、水みち幅が流れによって変化するself-formed channelが形成される。従って、水みち幅、すなわちこのself-formed channelの幅は、交互砂州の幅にほぼ等しいか、それより若干小さいと考えられる。

(1)式を変形すると

$$B/h = \beta (h/d)^{1/2} \quad (3.3 < \beta < 17.2)$$

となる。流水の連続式を

$$Q = v B h$$

とし、抵抗則を次のような対数則で与える。

$$\frac{v}{u_*} = \sqrt{8/f} = A_r - \frac{1}{\kappa} + \frac{1}{\kappa} \ln \frac{h}{d}$$

ここに、 Q ：流量、 v ：断面平均流速、 u_* ：摩擦速度、 A_r ：実験定数(=8.5)、 κ ：カルマン定数(=0.4)、 f ：摩擦損失係数である。

(2)、(3)、(4)式を連立させて解くと、次式を得る。

$$B = \left(\frac{\beta}{\sqrt{8/f}} \right)^{1/2} \left(\frac{Q}{\sqrt{g d I}} \right)^{1/2} \quad (5)$$

式中の $(\beta/\sqrt{8/f})^{1/2}$ の値は多くの場合、1.0に近い値であるがこれを新たに α とおくと

$$B = \alpha \left(\frac{Q}{\sqrt{g d I}} \right)^{1/2} \quad (6)$$

となる。この式は流量の1/2乗に水みち幅が比例することを示している。これは多くのデータに基づくレジーム式の傾向と同じであり、また、

表-2 実験条件

	$Q(\text{cm}^3/\text{s})$	$Q_B(\text{cm}^3/\text{s})$	$d_s(\text{cm})$	i_*	$B(\text{cm})$	$h(\text{cm})$	
(6)式の妥当性を検討するために、	RUN-C	1000	11.2	0.192	1/24.2	32.7	0.92
前述の水路の上流側3m区間を用い	RUN-D	2000	22.5	0.192	1/25.6	48.7	1.02
て、次のような実験を行なった。	RUN-E	1000	7.9	0.192	1/22.7	30.3	0.87
上流端から一定の給砂と給水とを	RUN-F	3000	6.8	0.192	1/56.6	70.4	1.60
	RUN-G	2000	4.1	0.192	1/49.5	45.5	1.49

行い、一本の流路を形成させ、その水みち幅、水深、平衡勾配等を計測した。実験条件を表-2に示す。

これらのデータと(6)式とを比較したのが、図-11である。図中の曲線は α をパラメーターとして、(6)式をプロットしたものである。水みち幅の推定に際し、 α をいかに決定するかが大きな課題となる。 α は抵抗係数の関数となっており、現段階では抵抗に関する知見が十分に得られていない。そこで、本論においては実験データを基に抵抗係数を算定し、これを用いて α の範囲を設定した。 β としては、最大値である17.2を用いた。実験データは多少バラつくものの、式(6)によってかなりよく説明されている。図中には池田らによる推定値も示されている。これをみると、池田らの推定値はデータの傾向から大幅に離れている。その理由は、前述のように横断方向への土砂の移動を考えていないためであろう。

(6)式を用いれば、流量、勾配、河床材料が与えられた場合の水みち幅が算定される。その結果、流砂量も推定することが可能となる。RUN-A、RUN-Bの上流端付近に形成される一本の水みちの部分に対して、式(6)を適用し、流砂量を計算してみる。流砂量式として芦田・道上の式³⁾を採用し、限界掃流力は岩垣の式⁴⁾を

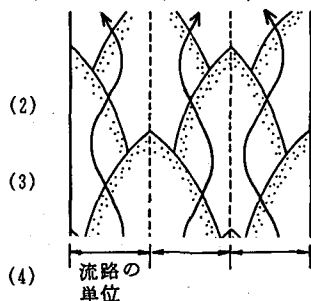


図-10 複列砂州上の流れ

用いて算定する。こうして計算される流砂量は、それぞれ5.92, 5.69 (cm³/s)となり、ほぼ実験値に等しい値が得られる。

以上のように、流路がかなり安定な部分での流砂量は、中規模河床形態の発生領域を基にした水みち幅の推定値と、従来の流砂量式とによってかなり表現できることが判明した。しかし、流れの抵抗に関しては未知の部分が多く、また流れの構造に関しても理論的に説明できる段階には至っていない。今後これらに対してより一層の研究が必要であると思われる。

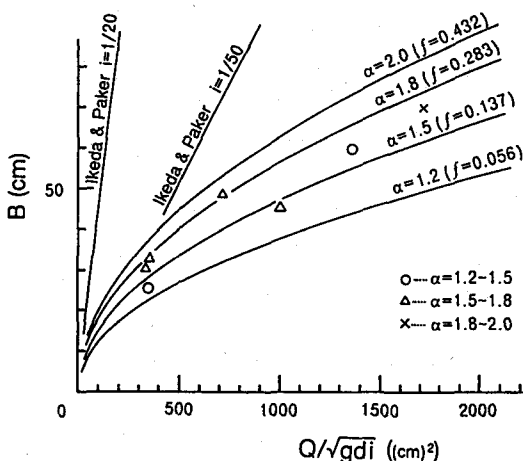


図-11 水みち幅の推定値と実験値

5. 結 語

本論では、網状流路が形成される条件下における流砂量に関して、水路実験を中心とした解析を行なった。また、平均的な流砂量予測の上で重要なパラメーターとなる水みち幅の推定法として、中規模河床形態の発生領域を基にした新たな方法を提示し、その妥当性を実験によって検証している。得られた結果を要約すれば、以下のようなものである。

- 1) 比較的広い土砂堆積域に対して、上流から一定の給水と給砂を与えると、複数の水みちが形成され、それらが時間的・空間的に激しく変動する。そのような条件下においても長い時間スケールで見ると、流入する土砂量と流出する土砂量とがほぼ釣り合った平衡状態が存在する。
- 2) 1)のような場において、水路内には水路幅の数倍の波長を持つ交互砂州が形成される。この砂州は、その上を流れる水みちの変動によって形成される。水みちの幅や本数は、時間的にも空間的にも大きく変動するが、この交互砂州のどの部分を流れているかによって、変動の速度が異なる。交互砂州の前縁を流れるときには流路は集中し、変動は穏やかなのに対し、砂州の高い部分を流れる場合には、流路は分裂・集中を繰り返し、活発な変動を見せる。
- 3) 流砂量の変動は、流路の集中・拡幅・分裂といった一連の変動プロセスと密接にかかわっている。これはスペクトル解析を通じて明らかになった。
- 4) 1)のような場における平均的な流砂量は、流水が集中し、一本の水みちが形成される条件下における流れの諸量によって予測される。このような状態の水みちの幅は、中規模河床形態の形成条件、流水の連続式および流れの抵抗則を用いて推定できる。この式は流量の1/2乗に水みち幅が比例する関係を与えるとともに、次元的にも正しく、実験データともよく適合することから、有用性の高いものであると考えられる。

以上本研究により興味ある知見が得られたが、水みち変動プロセスの各素過程やその遷移現象、水みち変動と流砂量変動との関わりについてより細かい検討が必要である。さらに、水みちの変動周期の決定機構やそのような場における流れの構造等についてもより一層の研究が必要である。

参考文献

- 1) 池田駿介・Gary Parker・千代田将明・木村義孝：直線礫床河川の動的安定形状とそのスケール、土木学会論文報告集、第375号、1986, pp. 111-126.
- 2) 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、京大防災研究所年報、第29号、B-2、1986, pp. 451-472.
- 3) 芦田・道上：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、1972.
- 4) 岩垣雄一：限界掃流力の流体力学的研究、土木学会論文報告集、第41号、1956, pp. 1-21.