

網状流路における混合砂礫の分級と流路変動

芦田 和男・江頭 進治・里深 好文・後藤 隆之・
寺西 直之

VARIATION OF BRAIDED STREAMS AND SEDIMENT SORTING

By Kazuo ASHIDA, Shinji EGASHIRA, Yoshifumi SATOFUKA,
Takashi GOTOH and Takayuki TERANISHI

Synopsis

Braided channels are generally produced in mountain streams with very active sediment yields. Such channels vary spatially and temporally, which results in a big variation of the sediment discharge. The bed material is composed of a wide range of grain size, which brings about sediment sorting. Channel variation and sediment discharge are closely associated with each other. In this paper, discussions are made with attention focused on the relation between a channel process and sediment sorting. A flume test is conducted under a constant flow discharge and sediment supply rate with non-uniform sand. According to the results, a channel bifurcation occurs always in a diverging phase or a widening process of the channel, accompanying with transverse and lateral sediment sortings as well as with a rapid change of the bed slope.

1. 緒 言

山腹崩壊や土石流などによる土砂の生産が活発な河川上流域の河道部においては、土砂が広く堆積し、そこに複数の水みちが形成されている場合が多い。このような領域においては、流路変動が起りやすく、流砂もそれとともに大きく変動する。著者らはこれまでに、一様砂を用いた水路実験によって、網状流路の変動と流砂量の変動に関して研究を進めてきた。その結果、流砂量をより合理的に予測するためには、流路の変動過程を検討する必要がある。そこで、本論では、流路の変動に関して、特に混合砂礫の分級がどのような影響を与えるかということに着目して、実験的考察を行う。まず、幅の広い水路に形成される流路・河床形状および下流端における流砂量に関する測定結果ならびに、河床表面の粒度分布や流出土砂の粒度分布に関する測定結果に基づいて、流路の網のパターンや一本の流路の分裂機構などについて検討している。このとき、材料の粒度分布による影響を明確にするために、先の研究¹⁾で行った一様砂を用いた実験結果と本実験の結果とを比較している。さらに、流路の分岐点における流砂の分級現象に着目している。

2. 実験条件と実験方法

実験は、Fig. 1 に示すように、幅 1 m、長さ 12 m の直線水路を用いて行なった。水路の下流部 8 m の

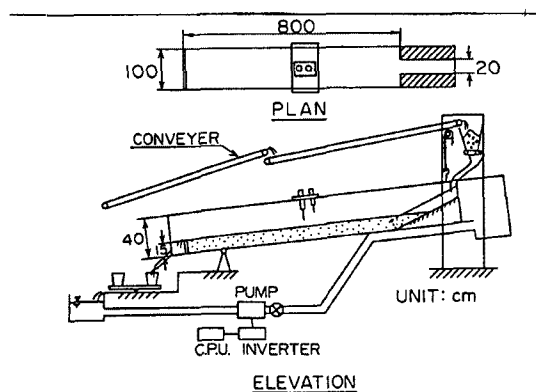


Fig. 1. Experimental flume.

区間に、Fig. 2に示すような粒度分布を持つ砂を平坦に敷き詰め、上流端から給砂および給水を行なった。ただし、給砂は通水開始後540分まで行い、それ以後は停止している。水路の上流端には、流入による影響を小さくするために、Fig. 3のようなスロープが取り付けられている。スロープ表面には粗度が付けられている。

Table 1に実験条件を示している。ここに、 Q は流量、 Q_B は給砂量、 d_{50} は使用砂の中央粒径、 i_0 は初期河床勾配である。本実験をRUN-Mと呼び、比較のため一様砂を用いた前報¹⁾の実験 (RUN-A)を以後RUN-Uと名付けることにする。Table 1にはRUN-Uの実験条件も同時に示されている。

測定項目は、下流端流砂量、河床の縦横断形状、流砂および河床材料の粒度分布である。

流砂量は、下流端における流出土砂量を5分間隔で全量採取・計測し、それを基に算定した。流砂の粒度分布は通常のふるい分けによって計測した。河床の縦横断形状は、通水を停止して、連続式河床計を用いて計測した。計測断面の間隔は水路の方向に20 cmピッチである。河床計の位置はポテンシオメーターからの電圧出力によって自動的に記録される。座標系をFig. 3に示すように、流れ方向に x 、右岸から左岸方向を y 、河床高を z とすれば、このようにして記録された x, y, z の各座標を基にして、河床の縦・横断形状や等高線などを作成することができる。河床の計測時刻はTable 2に示している。

上述の測定以外に、実験を通じて、流路の変動を把握するために、水路上方より写真撮影を行なった。その際、流水中に染料(ローダミン)を投入し、水

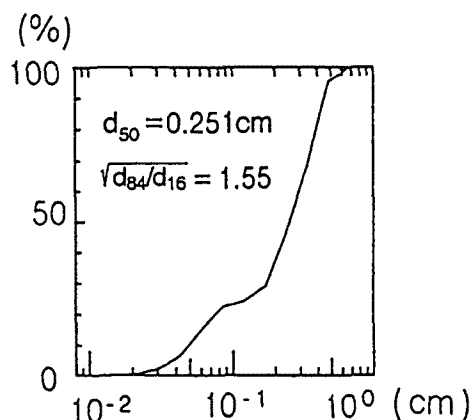


Fig. 2. Grain size distribution of sand employed for the experiment.

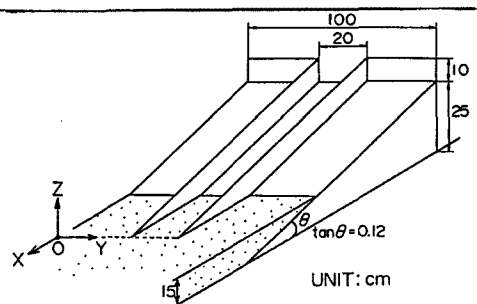


Fig. 3. Introductory reach at the upstream end of the experimental flume.

Table 1. Experimental condition

	d_{50} (cm)	i_0	Q (cm^3/s)	Q_B (cm^3/s)
RUN-M	0.192	1/20	1000	5.38
RUN-U	0.251	1/20	1000	5.66

Table 2. Time table for measuring profiles of bed surface.

RUN-M

15min	150min	300min	450min	600min	1020min
30min	180min	330min	480min	660min	1320min
60min	210min	360min	510min	720min	2280min
90min	240min	390min	540min	780min	
120min	270min	420min	570min	840min	

際線を鮮明に判別できるようにしている。また、約30分間隔で流況のスケッチをとり、写真では判断できない河床の状態や流砂の状況の記録を行なった。

3. 流路変動に関する考察

3.1 一様粒径から網状流路の変動過程

前報¹⁾で報告した一様砂を用いた網状流路の変動に関する研究の結果を概説しておこう。Fig. 4に先のRUN-Uの下流端流砂量と $t=3$ hrおよび6 hrにおける河床の等高線と流れのパターンを示している。ここで、図中の実線は水際線を示し、破線は水没した砂州の前縁を、矢印は流向をそれぞれ示している。実験結果によれば、流路はFig. 5に示されるような一連のプロセス変動を繰り返している。すなわち、長い時間スケールで見れば、流入する土砂量と流出する土砂量とが釣り合っているような場において、流路は特定の状態に固定されることなく、拡幅・分裂・集中の各素過程間を遷移し続けている。この変動にともなって、流砂も場所的・時間的に変動を繰り返す。

堆積現象の卓越する領域においては、流路は分裂し易く、激しく変動する。反対に、侵食現象の卓越する領域では、流路は集中し易く、比較的安定なものとなっている。水路内部には時間の経過にともない、交互砂州に相似な形状が現われるが、この形状の谷線の部分では侵食が卓越し、高くなった部分では堆積し易い。

前報において明らかにされたこのような過程に対して、材料の粒度分布がどのように影響するかについて以下考察しよう。

3.2 混合砂礫床上的網状流路の変動過程

RUN-Mにおいて、実験開始後540分までは上流から一定量の給砂および給水を行なっているのに対し、それ以後は給砂を停止し、給水のみを行なっている。そこで、この時刻(540分)を境として、前・後半に分割して考察を行なう。

(1) 上流端から給砂を行なっている場合の流路変動

Fig. 6は、RUN-Mの下流端流砂量の変化を示している。図中破線は給砂量である。これによれば、給砂量に比べて下流端流砂量が全般に小さくなっており、河床は全般に上昇傾向にある。Fig. 7は、通水開始から540分までの適当な時刻における断面平均河床位の縦断形状を示したものである。これを見ると、上流端から順次、河床が上昇しているのが分かる。当初の実験の目的は、平衡状態における流路・流砂量変動のプロセスに対する混合砂の影響を調べることにあった。形成される水みち数、各水みちの幅、勾配等に自由度がある場合の平衡状態がいかに達成されるかは今後の課題であるが、RUN-UではFig. 4に示すように比較的早い段階で給砂量と流出土砂量が釣り合っているのに対し、RUN-Mでは540分も経過した時点においても両者が釣り合っていないことの原因として、使用砂の中央粒径が、RUN-Uのものより若干大きいこと、最大径近くの粒子が流送されにくい条件になっていることなどが考えられる。

Fig. 8はRUN-Mにおける $t=0$ minから540 min(9 hr)までの河床の等高線図と流れのパターンを示している。図中の数字は、河床表層の材料を採取した地点番号を示している。これを基に、通水開始から給砂停止までの流路変動の状況を試みよう。まず、通水直後には、水路幅全体にごく薄い流れが現われる。数分経過すると、水路内部に複数の砂州が形成され、流れの強い部分と弱い部分とが現れる。やがて、流れの強い部分に流水が集中し、水みちが形成される。流れの弱かった部分は浮き州になる。

上流端近傍では、上流端の境界条件の影響により、水路中央に流れが集中して流路が形成され、河岸部には自然堤防が形成される。この流路は左右に振れながら扇状地状の地形を発達させる。この領域では、複数の水みちが形成され、非常に活発な流路変動が起こっている。すなわち、堆積現象の卓越する領域で

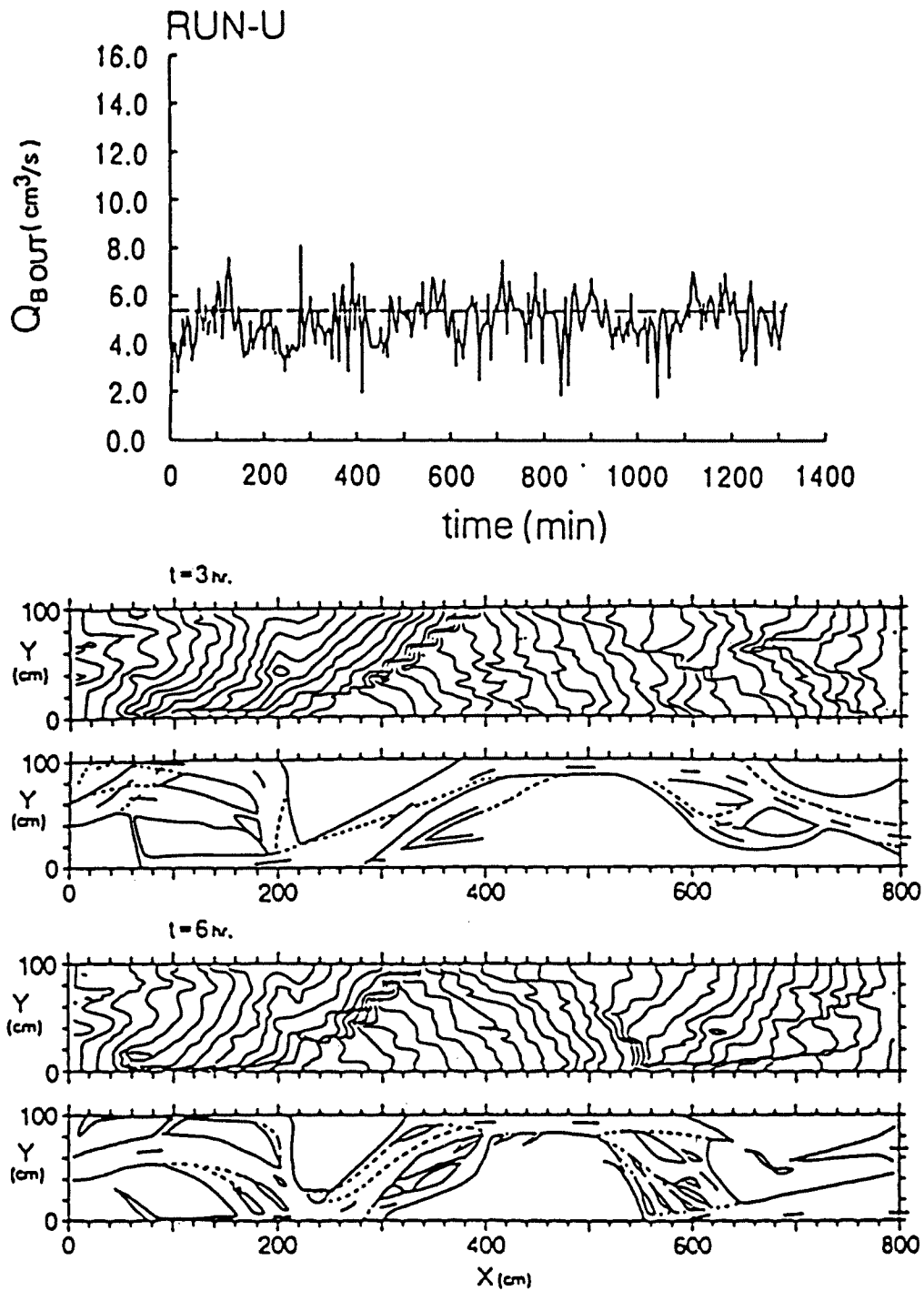


Fig. 4. Temporal variation in the sediment discharge at the downstream end and contour line of bed surface and channel pattern (RUN-U).

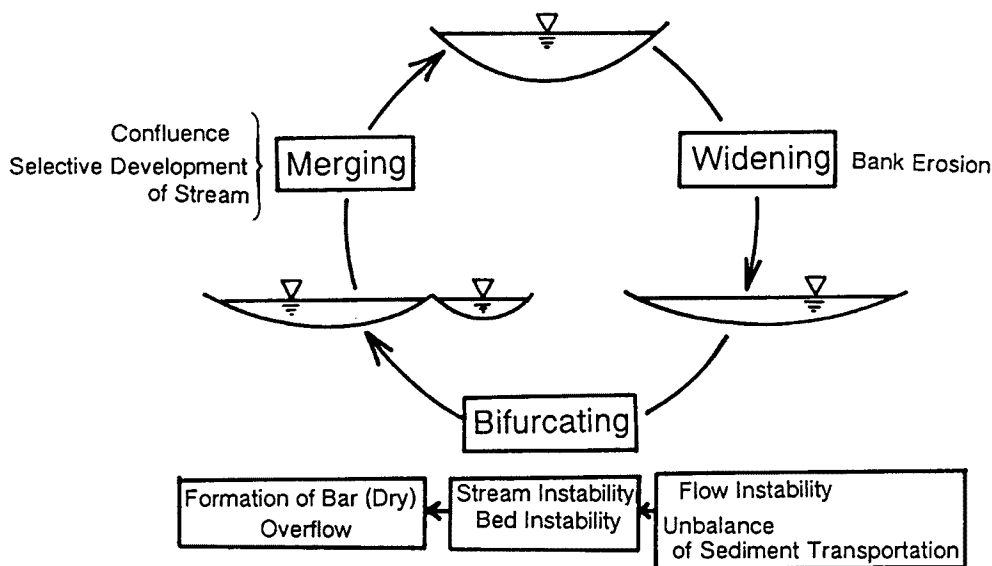


Fig. 5. Schematic processes of channel variation.

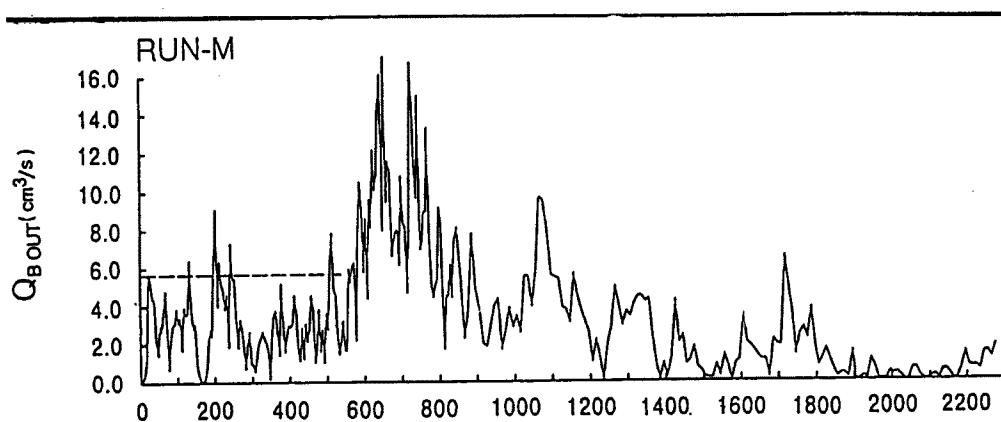


Fig. 6. Temporal variation in the sediment discharge at the downstream end (RUN-M).

は、流路が分裂しやすく、流路の変動が激しいと言える。前述のように、この実験では、上流からの給砂量と下流端流砂量とは釣り合っていない。その両者の差のうち大部分は、この領域に堆積したものと考えられる。

これより下流の部分では、それほど急激な勾配の変化は認められない。つまり、この領域にかぎれば、長い時間スケールでは流入する土砂量と流出する土砂量とがほぼ釣り合った状態にあるものと考えられる。このような状態においても、流砂量は Fig. 6 に示すように時間的に変化を繰り返している。以後、簡単のために、この状態を疑似平衡状態と呼ぶ。このような状態において、水みちが集中・分裂を繰り返していることが確認される。すなわち、疑似平衡状態においては、一様砂の場合と同様に、流路は Fig. 5 に示されるようなプロセスで変動していると言える。ただし、一様砂の場合に比べ、流路本数が多く、変動が活発であった。この原因については、次章で詳細に述べる。

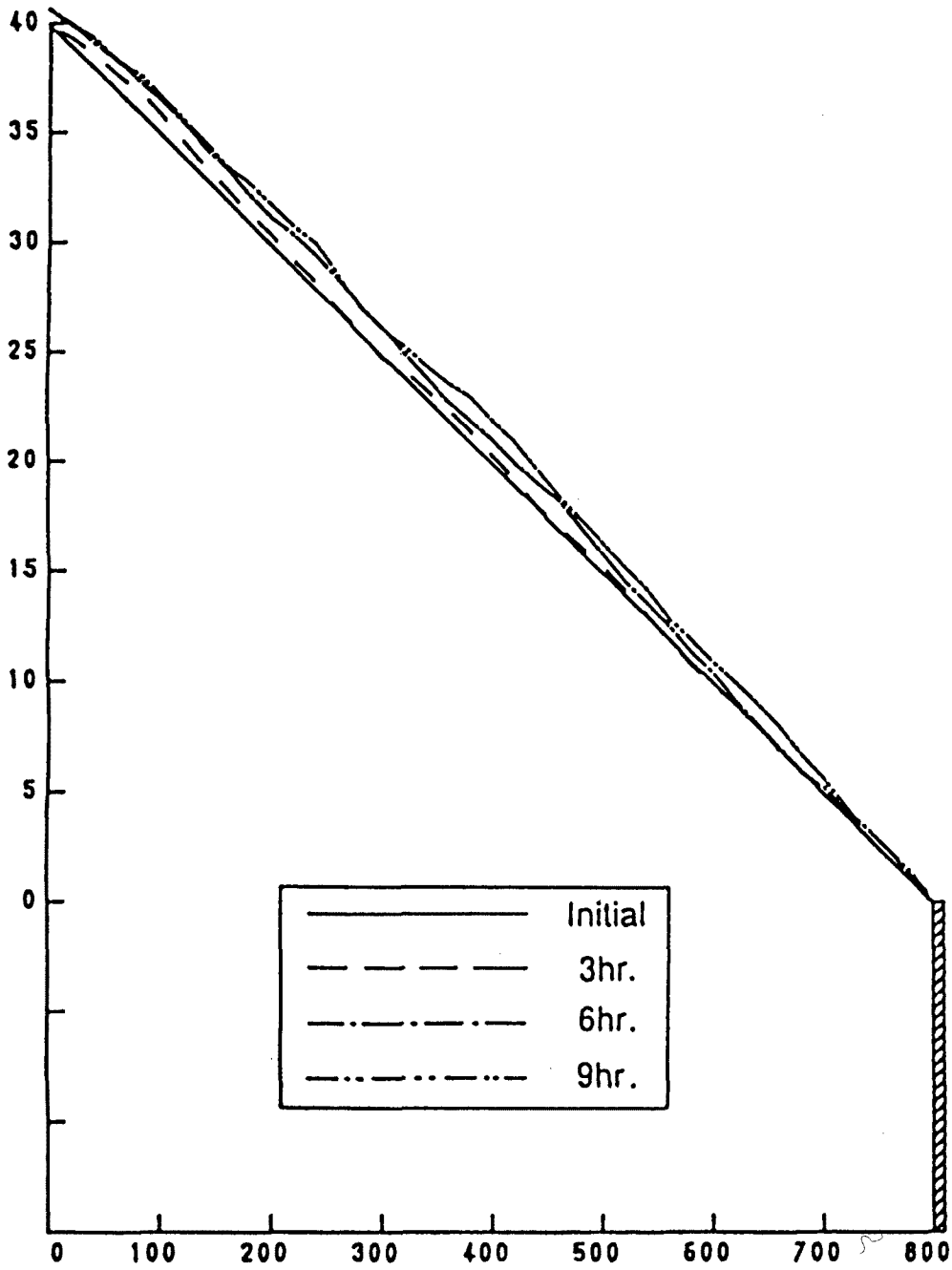


Fig. 7. Temporal variation of the longitudinal profiles of bed (RUN-M).

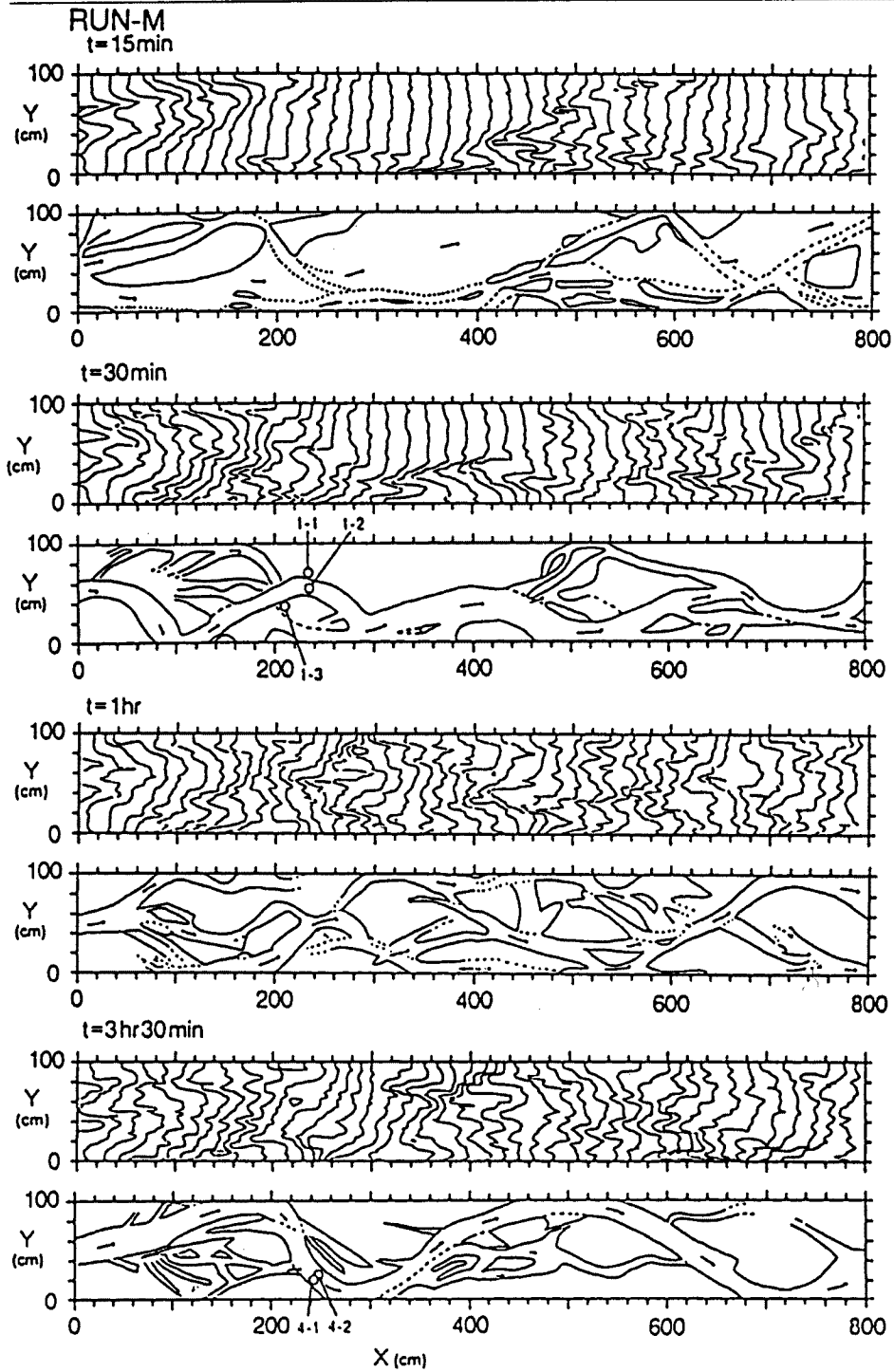


Fig. 8(1). Contour line of bed surface and channel pattern (RUN-M).

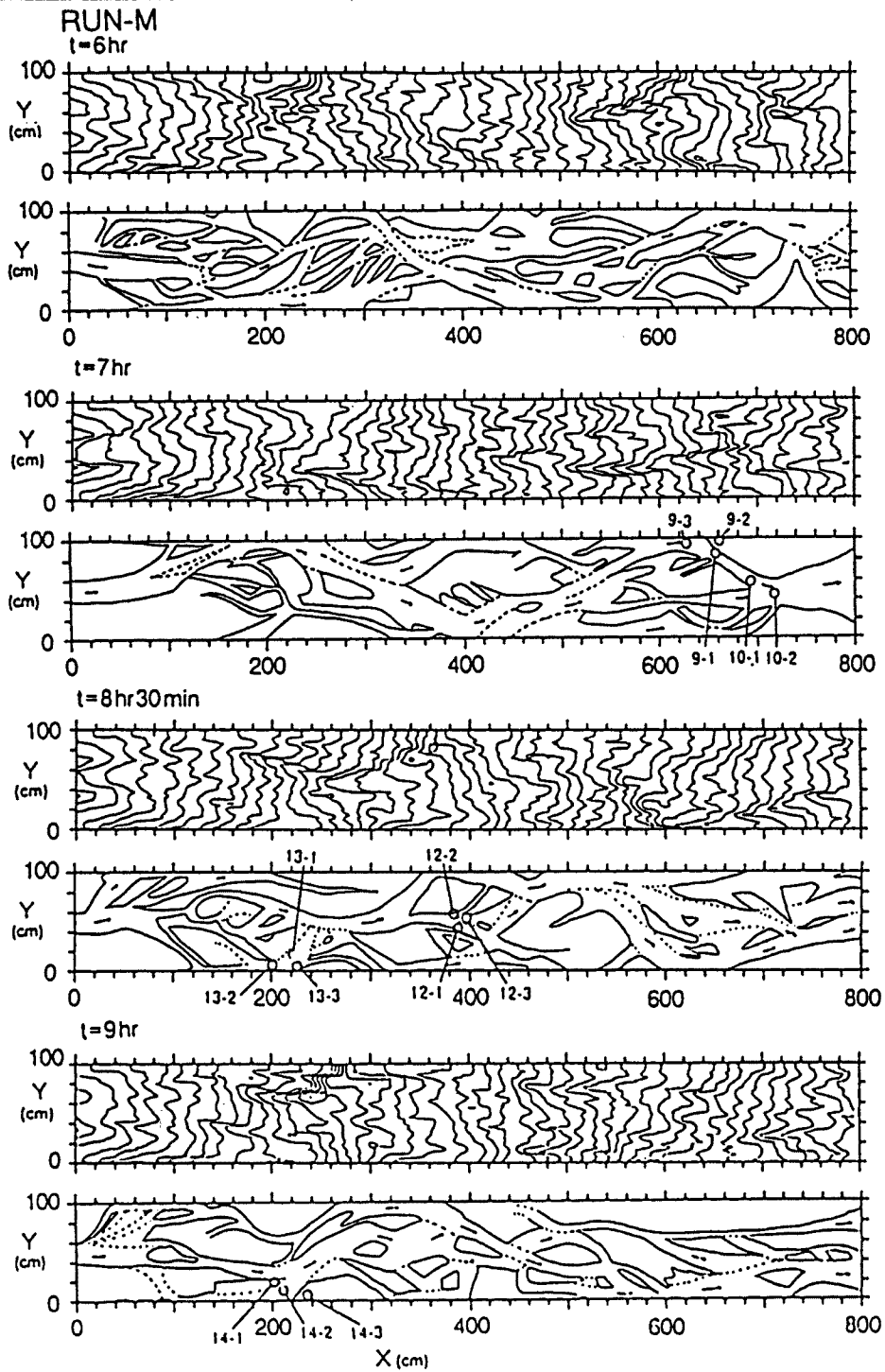


Fig. 8(2). Contour line of bed surface and channel pattern (RUN-M).

(2) 給砂停止後の流路変動

Fig. 9 は、給砂停止後の河床の等高線と流路のパターンを示している。給砂停止後30分を経過した時点 ($t=570$ 分) の等高線図をみると、上流端から1mの区間では、すでに規模の大きい1本の流路が切れ込んでいて、その両岸は段丘状になっている。切れ込んだ流路は、発達した段丘を残しながら、左右に緩やかに変動する。縦侵食の影響が下流に伝播するに伴い、流路本数は少なくなっている。すなわち、侵食の卓越する領域においては、流路は集中し易くなる。Fig. 6 の $t=650$ 分あたりにみられる下流端流砂量のピークは、次のように説明される。Fig. 9 の $t=11$ hr の流路のパターンからも分かるように、上流境界条件の影響が下流端にまで及び、集中した流路が下流端付近でも形成されている。このような流路形態の変化に伴い、流路内の掃流力が大きくなり、急激な流砂量の増大を生んだものと考えられる。このように、上流からの土砂の流入条件の変化によって、流路形態が変化し、ひいては、下流端流砂量の急変を生むといった現象は、非常に興味深いものと言える。

時間が経過するにつれ、河床の低下が進み、アーサーコートが発達が見られた。流路変動は緩やかになり、流砂量は0に漸近する。

3.3 流路の分裂機構

RUN-U, RUN-M の疑似定常状態における流路の分裂機構として、次のようなことが考えられる。一本の流路は、側岸における掃流力が限界掃流力を上回ると、側岸侵食によって拡幅する。拡幅に伴って、流路内の流れが不安定になり、流砂のアンバランスが起こるために、流路内に砂州が形成される。砂州の発達により浮き州が現われたり、側岸の越流が起こることによって流路が分岐するものと考えられる。

分裂機構を間接的に調べるために、以下のようなデータの整理を行ってみた。Fig. 10 は、RUN-U における、一本の流路が分裂するまでの距離 (L) と平均的な流路幅との関係を示している。これを見ると、流路幅のほぼ5~10倍程度の長さで流路が分裂していることが分かる。これは、中規模河床形態の縦・横断方向のスケール間関係と似ている。流路の分裂が、流路幅程度の規模を持つ河床形態の発達によって引き起こされているために、このような結果が現われたものと考えられる。しかし、直接的に対応づけられる段階には到っていない。また、Fig. 11 は、RUN-U における、一本の流路が分裂するまでの距離 (L) と、その間における流路幅の増加量 (ΔB) との関係を示している。流路の拡幅も、河床擾乱の発達に関して、大きな要因となっていると考えられる。拡幅量がある程度の大きさになると分裂が発生している。拡幅が進むと、水深が幅に対して小さくなり、流れのスケール間関係が変化する。その結果、流路幅の規模をもつ河床波の発達を生んでいると考えられるが、現時点において明確な関係づけは行えていない。

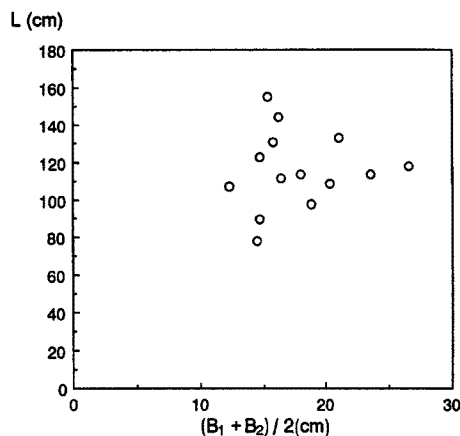


Fig. 10. Relationship between the flow width and the length of a reach.

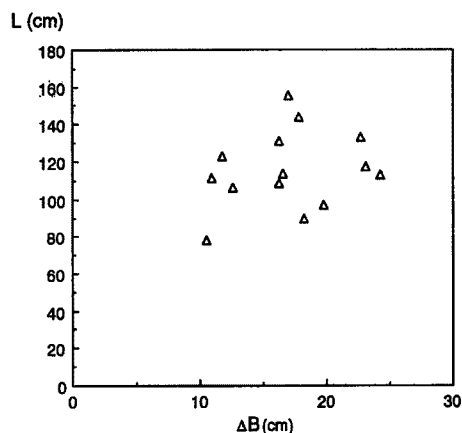


Fig. 11. Relationship between the increment of the flow width and the length of a reach.

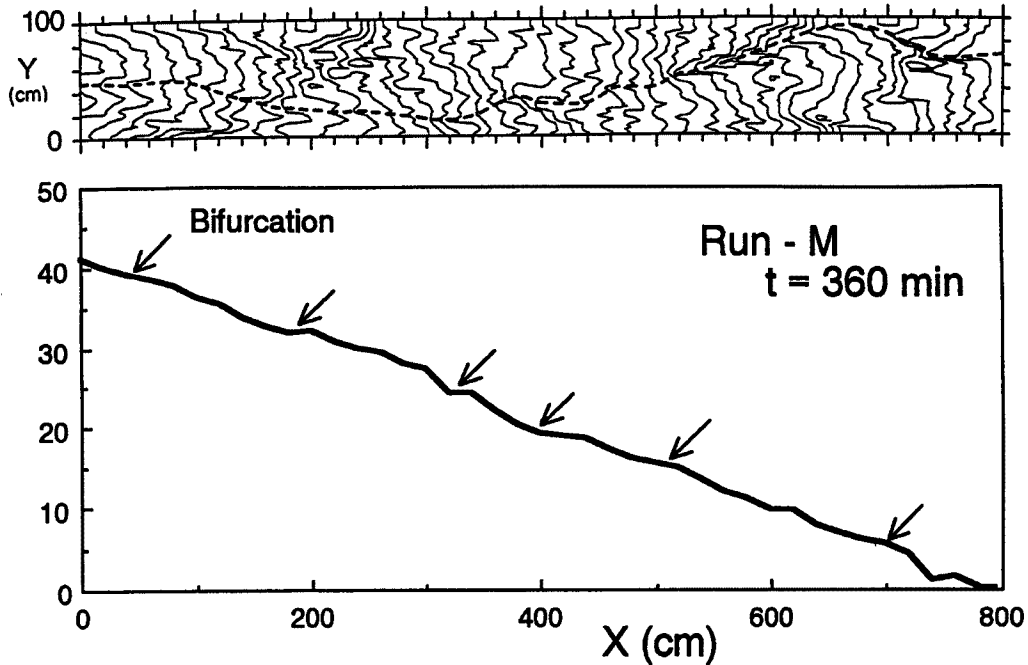


Fig. 12. Profile of the bed surface along the main flow.

Fig. 12 は、RUN-M の $t = 360 \text{ min}$ における主流の位置と、それに沿った河床の縦断形状を示している。矢印で示された地点において流路の分裂が生じている。これを見ると、流路の拡幅に伴い、流路内部に堆積が起り、流路の分裂する領域で、河床勾配が緩くなっていることが分かる。これは、上述のように、流れが拡幅して、水深が小さくなってくると、砂州が発生・発達し、結果的に流路が分裂していることの現れであると考えられる。

4. 流路変動に及ぼす粒度分布の影響

4.1 流路変動と流砂量変動との関係

一樣砂礫床上の網状流路の変動と流砂量の変動の間には密接な関係があることを前報¹⁾で述べた。そこで、給砂を継続している間の RUN-M においても同様にスペクトル解析²⁾を行い、このことを見てもみよう。前述のように、流砂量の変動は低周波から高周波までのさまざまな変動周期からなっていることが予想される。Fig. 13 は、流出土砂量の時間的変化に対して、スペクトル解析を行なった結果を示している。これによれば、

周期 $T = 160 \sim 170 \text{ 分}, 100 \text{ 分}, 55 \sim 60 \text{ 分}, 35 \text{ 分}$

あたりに、スペクトルピークが見られる。これに対し、流路の変動を表現する変数として水みち幅、および、水みちの本数を考える。下流端堰の影響を考慮して、下流

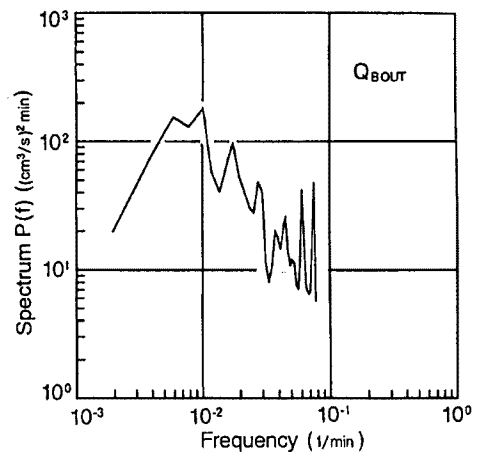


Fig. 13. Spectrum of the temporal variation in the sediment discharge.

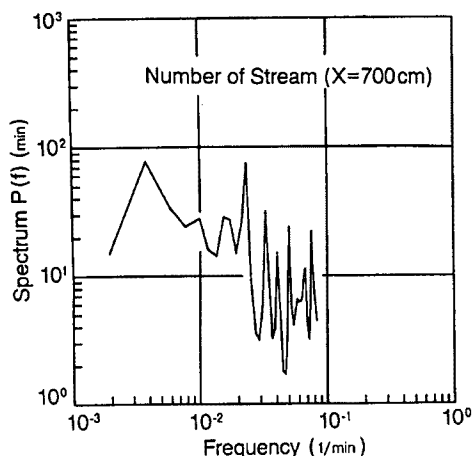


Fig. 14. Spectrum of the temporal variation in the number of stream.

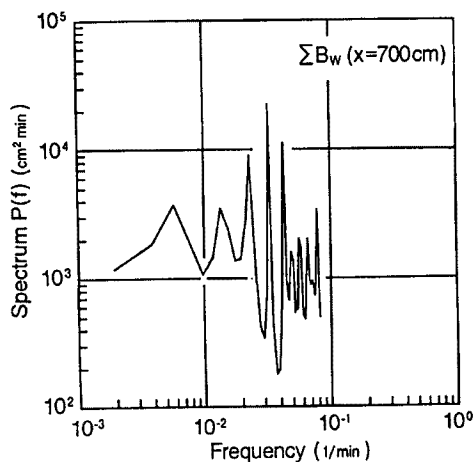


Fig. 15. Spectrum of the temporal variation in the width of water surface.

端から1 m上流の地点 ($x=700$ cm) を選び、水みち本数や水みち幅の時間的変動に関するスペクトル解析を行なった結果を、それぞれ Fig. 14, Fig. 15 に示している。これらによれば、水みち本数のスペクトルピークは、

$T=260$ 分, 100 分, $55\sim60$ 分, 45 分

にみられ、水みち幅のスペクトルピークは、

$T=160\sim170$ 分, $70\sim80$ 分, $40\sim50$ 分

のところにみられる。データの精度が十分でないこともあるが、これらの変動のうちいくつかの周期成分は一致しており、混合砂礫床においても、流砂量変動と流路変動とが密接に関係していることが確認される。

4.2 流砂の分級と流路変動

前章で述べたように、一様砂の場合と混合砂の場合とでは、疑似平衡状態における流路の変動過程に基本的な差異は認められない。しかし、RUN-Mにおいて、水みちの蛇行や分裂に際して、河床材料の分級が顕著に認められた。こうした分級現象が流路の変動過程に対してかなりの影響を与えているものと考えられる。

流砂の分級が顕著である場所を分類すると以下のようなものである。

- (a) 水みち内部に堆積が発生して、流れが分裂している場所
- (b) 側岸に沿って流れている水みち内部に堆積が発生し、流れが側壁から離れていく場所
- (c) 流れが弯曲している場所
- (d) 流水のごく一部が越流している場所

(a) および (b) における分級には発生場所の違いはあるものの、分級の機構には大差無いものと考えられる。この分級現象を模式的に表現すると Fig. 16 のようである。すなわち、1. 直線状の水みちが拡幅する。2. 拡幅にともない掃流力が低下し、大粒径の砂粒子が堆積する。3. 堆積が進むと、流れが左右に振り分けられる。このとき、慣性力の大きい大粒径の粒子は直進し堆積して砂州を形成する。それに対し、比較的小さい粒子は分裂した流れによって輸送される。

Fig. 17 は、Fig. 8 の $t=8$ hr 30 min に示されている地点番号 12-1 ~ 12-3 における河床表層の粒度分布を示したものである。これを見ると、砂州の部分に粗い粒子が堆積し、細かい粒子が下流に流送され

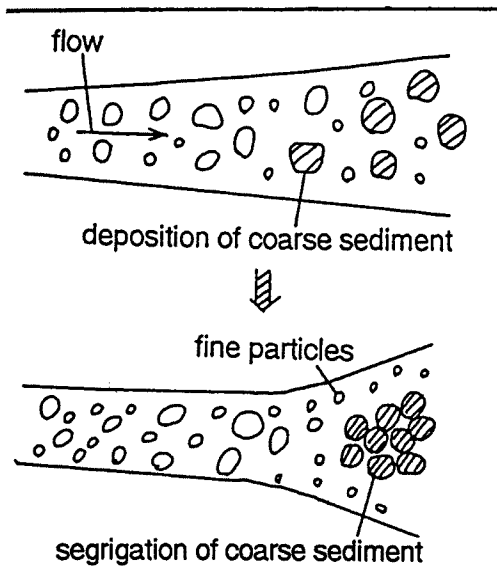


Fig. 16. Bifurcation of stream and sediment sorting due to deposition of coarse sediment.

ていることが分かる。

流れが弯曲している部分では、2次流によって細粒分が内岸に輸送され、堆積する。Fig. 18は、Fig. 8の $t = 3 \text{ hr } 30 \text{ min}$ に示されている地点番号4-1、4-2における粒度分布を示している。これからも、2次流による流砂の分級は明らかである。

小流量が越流する地点では、越流部に小粒径の粒子が堆積する。これは、越流部の掃流力が小さく、小粒子のみが選択的に輸送されるためである。

上述の分級現象のうち、(a)、(b)で発生するものが、特に流路変動に大きな影響を与えていると考えられる。前章で示されたように、河床材料が広い粒度分布を持つ場合には、それが一様である場合に比べて、流路がより細かく分裂する傾向がある。これは、流砂の分裂現象の影響であると考えられるが、その理由として次のようなことが挙げられる。まず、混合砂では、流路内に掃流力のアンバランスが生じたときに、大きな粒子が堆積し易い。また、一様砂の場合には、たとえ流路が分裂しても、片方の流路が流砂を流し得ないほど小さい場合には、すぐに閉塞してしまうのに対し、混合砂の場合には、分級作用により小さい流路に細かい粒子が流入し、これが輸送されるために閉塞しにくい。

5. 結 語

本論では、水みち形成を伴うような場における流路・流砂量変動の特性、およびそれに及ぼす粒度分布の影響を実験的に検討した。

以下に本研究によって得られた成果と今後解明すべき問題点とをまとめ、これを結語とする。

- (1) 複数の水みちが形成されるような場において、水みちは拡幅・分裂・集中を繰り返し、流砂量もこれにもなって変動する。堆積が卓越する場では、このプロセスはさらに活発になる。

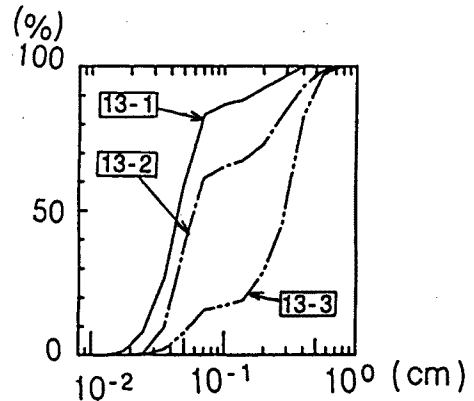


Fig. 17. Grain size distribution of the bed material.

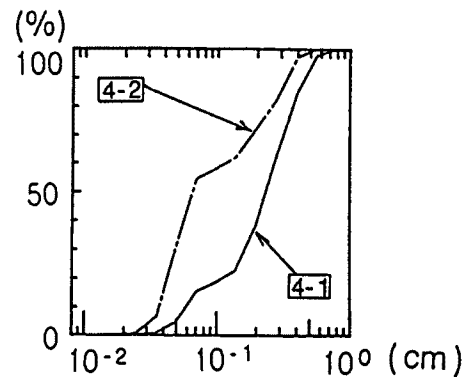


Fig. 18. Grain size distribution of the bed material.

- (2) 水みちの分裂過程は、混合砂特有の現象である砂礫の分級現象の影響を強く受ける。すなわち、流路の拡幅や勾配の変化などのため掃流力のアンバランスが生じる領域に、粗い粒子が堆積して浮き州の形成を促進し、そのために一様砂の場合よりも流路が細かく分裂する。
- (3) 給砂を停止すると、上流側から縦侵食が進み、その過程で河岸段丘が形成される。侵食が卓越する領域では、流路が集中する傾向が強くなる。そのために、掃流力が大きくなり、一時的な流砂量の増大を生む。すなわち、上流境界条件の変化にともなう流路形態の変化によって、流砂量の急激な変動が現われることが判明した。

以上のように、いくつかの興味ある知見を得たが、今後、さらに研究すべき課題も残されている。例えば、

- (1) 流路変動の各素過程およびその遷移現象に関して、より一層の検討を行なう。
- (2) 複数の水みちが存在し、分裂・集中を繰り返している様な場での、平均的な流路網の予測法を確立することが必要である。そのためには、一本の水みちの安定性、すなわち、水みちが分裂してから合流するまでの間の現象を明らかにする必要がある。

最後に、実験等に際して京都大学防災研究所技官、吉田義則氏のご協力を頂いた。ここに記して感謝する次第である。

参考文献

- 1) 芦田和男・江頭進治・里深好文・後藤隆之：網況流路の流路変動と流砂量，京都大学防災研究所年報，第33号，B-2，1990，pp.241-260.
- 2) 日野幹雄：スペクトル解析，朝倉書店，1977，pp.210-225.