

複列砂州と網状流路の形成過程に関する実験

藤田裕一郎・赤松 英樹・村本 嘉雄

EXPERIMENTS ON FORMATIVE PROCESS OF DOUBLE ROW BARS AND BRAIDED STREAMS

By Yuichiro FUJITA, Hideki AKAMATSU and Yoshio MURAMOTO

Synopsis

In many rivers on alluvial fans, streams show braided patterns. Even during small floods, stream patterns change rapidly and radically, and main streams often attack river bank, flowing along the lowest course of the braided patterns. It is, therefore, very hard to maintain the safety of braided rivers. One of main reason of this difficulty is ascribed to little knowledge on hydraulic characteristics of braided streams. Behaviors of higher mode of bars and formation of braided streams have been investigated by means of detailed hydraulic experiments conducted in three flumes of much different width. Results were described on metamorphoses of bed configuration and stream bed variations, as well as hydraulic conditions. Hydraulic properties of double row bars are compared with those of alternate bars. A tentative criterion of formative conditions of braided streams and multiple row bars was proposed being based both on a mode definition of bed configuration and results of the comparison of hydraulic characteristics of bars.

1. は し が き

沖積扇状地のような比較的急な場所を流れる河川は、一般に非常に広い川幅を有しており、水流が多列の河床砂州の形成とともに幾筋にも分かれて分岐・合流を繰り返す網状を呈していることが多い。このような網状河川では、洪水時における土砂流送能力が大きく、その結果砂州の移動・変形とともに流路が激しく変動し、河床や河岸の思わぬ箇所 zu 重大な局所洗掘や土砂堆積が生じて、河道や河川構造物の維持に非常な困難をもたらす。しかも、たとえ中小出水時であっても、網状の低水流路に沿った偏流によって、河道を横切るような流れが出現し高水敷が大きく侵食されて、ときには堤防も決壊の危機に曝される。例えば、常願寺川では、観測最大出水（1969年8月洪水：ピーク流量 2750 m³/sec）のほぼ1/3の規模の1978年6月出水（同 922 m³/sec）によっても、多数の護岸根固めの沈下流失や水制の破損とともに、引き水時に高水敷が奥行き 70 m もえぐられたことが報告されている¹⁾。

このような網状河川の河道の安全を図り、河川構造物の機能を維持することは河川工学上の重要な課題の一つであって、多数の現地河川で実際に大きな努力が払われるとともに、種々の観点から研究が行われてきている。しかしながら、網状河川に関する従来の研究には、堆積学的な見地や地形学的な観点から行われたものが多く、前者のものは、網状河川を形造った水流の作用にそれほど触れていないために、河道維持の面から参考になる面は多くない。後者の場合では、流路形態の分類とともにそれらの形成条件を例えばレジェム型の式で与える²⁾ など河川工学的な面でも参考になるような寄与がなされてきている。さらに、最近でも、流送土砂量の影響を加味した考察³⁾ や、地図や航空写真を用いて網状流路の長期間の変動状況を確率統計的に明らかにしようとした試み⁴⁾ などがなされているが、定量的な結果や普遍的な結論を得るには至っていないと言えよう。

これらに対して、水理学的な観点に立つ研究の大半は、中規模河床形態や流路形態に関する研究の一部と

して行われたものであるが、近年、主目的を網状河川の水利特性の解明に置いて、流水や砂州の挙動を実験的・実証的に検討しようとした研究がいくつか行われている。例えば、玉井・長尾・三国⁹⁾は、粒度分布の異なる3種の砂を用いて交互砂州、複列砂州及び網状流路の形成実験を行い、複列砂州の安定性と履歴特性について、複列砂州はその形成後、勾配や水深等によって単列蛇行あるいは網状流路に移行することなどの結果を得ている。同様に、木下¹⁰⁾は、代表的な網状河川である大井川の河道改修に関する模型実験に関連して、時間的に複列砂州のモード次数が減少することを示し、流量継続時間の重要性を指摘している。さらに、両者とも、粒度範囲の広い場合には粗い砂粒の堆積によって網状化しやすいことを述べている。時間的な砂州モードの減少や変化については、三輪⁷⁾も指摘しており、各モードの発生頻度についても多数の実験例に基いた検討を加えているが、その変化の時間スケール等にはほとんど言及していない。また、三者とも、交互砂州の場合と同様の相似概念と次元解析的な考察から、複列砂州や網状流路の形成領域区分図を示したり、模型実験の相似則を誘導して、ある程度妥当な結果を得ている。しかし、前提とした相似概念には物理的な根拠が希薄であり、導かれたパラメータに関する三輪の考察⁹⁾も、フルード数の効果と幅水深比の効果とは砂州の形成に関して等価と結論しているなど、従来の砂州の水利特性に関する知見とは一致せず、複列砂州の場合についても検討の余地は大きいと思われる。

一方、河川における複列砂州の挙動について、砂田⁸⁾は、釜無川の1.5 km 区間で洪水前後に実施した河床精測結果を統計解析的な手法も用いて検討し、河床変動特性、砂州の水利特性等を従来の研究成果と比較して、河川の砂州の水利特性は、実験水路のものと必ずしも一致しないとの結論を得ている。その指摘通り、流量の非定常性も含めて、洪水時における流水の状況を明らかにして、その影響を評価することは重要である。しかし、実験水路における複列砂州の水利特性の把握が不十分である点にもこのような結果となった理由があると考えられるので、より容易なこの面から検討を進めていくことの価値も高い。

以上のように、近年の交互砂州を中心とする中規模河床形態に関する研究の進展を継承して、複列砂州や網状流路に関する水利学的な研究が盛んになりつつあって、その定性的な水利特性はかなり明らかにされてきている。しかし、複列砂州あるいは網状流路の各モードの判定基準は曖昧で、その形成条件や個々の砂州の水利特性は十分明確にはなっておらず、局所洗掘の規模、流れの集中度と方向、時間的変化特性等に至っては実験水路であっても定量的な資料は極めて少い。

著者らは、上述のように、水利特性の解明の進んでいない複列砂州及び網状流路の形成過程の定量的な把握を目的とし、従来の実験条件の範囲がそれほど広くないことを考慮して、これまで大小3種の水路を用いて基礎的な実験¹⁰⁻¹²⁾を行ってきた。本文では、主としてその実験と実験の結果について報告する。

2. 複列砂州と網状流路の形成過程に関する実験

実験は、幅が50.2 cm, 301 cm 及び180 cm と大きく異なる3種の水路を用いて行った。それぞれの実験を行った順序に従って実験A、B及びCとする。ここでは、初めに実験の装置と方法、ついで実験条件について述べる。

2.1 実験装置と実験方法

(1) 実験A

実験には、宇治川水利実験所にあるRIトレーサー実験施設に設置されている幅50.2 cm, 深さ55 cm, 長さ20.4 m, 中央15 m 区間両面ガラス張りの循環式鋼製水路を用いた。同水路は、手動ジャッキで勾配を $-1/100$ から $1/14$ の範囲で変えることができ、水路側壁上のレールには初期敷均しと測定に用いる台車が載せられていて、台車は上流端の無段変速モーターに牽引されて $0\sim 40$ cm/sec の任意の速度で定速走行するようになっている。

網状流路を対象として小水深とした今回の通水流量は最大でも 3 l/sec 未満であるので、備付けの大容量の循環系サンドポンプは用いず、給水は、容量 6 l/sec の小型渦巻きポンプを仮設して、水路下流端直下の

受水槽から水路上流端の側壁上の計量水槽に送水し、流量を三角堰で検定して行った。通水開始前のバルブによる流量調節時にはトン製の樋で堰の越流水を水路外に放出しており、一方、停水時には引き水による砂面の侵食を防ぐために実験区間上流の整流部から小型水中ポンプで強制排水した。

水路の下流端から約 0.5 m 及び上流端から上述の整流部の 2 m を空けた約 18 m の区間に実験砂を 6 cm 厚さに敷いて実験区間とした。水路下流端の下部には流出土砂が受水槽に堆積しないように金網箱製のトラップを設けている。上流区間の路床は勾配あるいは流量の大きい場合にかなり低下すると予想されたが、給砂による局所的な堆積が本実験のように小水深の場合には不可避と思われ、また、これまでの知見から砂州の発生にとって上流側の影響は極めて大きいことが判っているため、給砂は行わなかった。

測定のための座標軸は、水路上流端を $x=0$ m として流下方向に x 軸、左側壁を $y=0$ cm として右側壁方向に y 軸、及びそれらに垂直下方に z 軸のようにとっている。したがって、移動床実験区間の上流端は $x=2$ m、下流端は $x=20.4$ m となる。

水位は、通水開始直後及び各停水の直前に $y=10, 25, 40$ cm の 2～3 測線において台車に搭載したサーボ式水位計で、また、移動床砂面高は、初期及び各停水後に $y=5\sim45$ cm 間の 5 cm 間隔の 9 測線において同様に光反射式連続式砂面計で、ともに流下方向に連続的に測定した。いずれの出力も XY レコーダーにタイムスweepをかけて記録し、ディジタイザーでパーソナルコンピュータに入力して解析した。しかし、連続式砂面計とサーボ式水位計の絶対高の補正の不十分なことが水量量の計算時に判明したので、実験の再現性の検証も兼ね、Run A-3～11 について最初の停水まで、 x 方向 1 m 間隔、 y 方向水位 3 点、砂面 11 点のポイントゲージ測定の再実験を行った。

実験の経過を把握するために、水路下流端の上方から通水中の全景写真を 30 秒～1 分間隔で撮影し、停水時には台車上の撮影台から砂面の平面連続写真を撮ってモードの判定にも用いた。

実験時間は、予備実験 Run A-1, A-2 の経過から、洗掘や偏流等の砂面の変化状況に応じて決めることとした。大抵の場合、最初の停水と測定を水位測定の所要時間の都合上通水開始後約 15 分で行い、その後 15～20 分程度の通水をして、砂面の状況に大きな変化が現れないことを確認して停水し測定後実験を終了した。

(2) 実験 B

実験は、宇治川水理実験所にある河川災害総合基礎実験施設河道部水路¹³⁾ (幅 7.5 m、深さ 1.5 m、長さ 243 m; コンクリート製) の屋内部分の下流約 65 m 区間で行った。この区間の上流側約 10 m は給給水の減勢と整流を兼ねた水溜めとなっており、その中に三角堰の流量検定水槽が設置されている。給水には既設の循環系のうち最小のものをを用いた。水路側壁上の既設の自走式サンドスクレーパーのショベルを用いて、水溜めの下流約 43 m 区間に搬入されている実験砂の中心に幅 3 m、深さ約 10 cm の溝を勾配 1/200 で設け、ついで、幅 450 mm、厚さ 0.27 mm のトンロールをショベルで曳行して鉛直に挿入し流路側壁を固定した。さらに、ショベルに幅 3 m のアタッチメントを取り付けて路床をきれいに敷き均し、水締め後初期砂面高を測定して通水を開始した。実験時間は、実験 A と同様に定めたが、規模の大きさを反映してかなり長くなっている。給砂は、実験 A と同じ理由で行わない予定であったが、長時間通水となった Run B-3 の場合のみ、粗粒化を防ぐために、長さ 5.5 m の山型鋼に一樣に砂を盛って、流入端から幅方向一様に人力で適宜供給した。

測定の座標系は、流路上流端を $x=0$ m として流下方向に x 軸、水路中心を $y=4.0$ m として左側壁方向に y 軸 (流路右側壁: $y=2.5$ m、左側壁: $y=5.5$ m) をとり、 z 軸は、水路側壁上のルールに直角に鉛直下方とした。

水位及び砂面高は、測定台車のルール上を横断方向に移動する大型ポイントゲージに取付けたサーボ式波高計及び光反射式連続砂面計をそれぞれ用いて y 方向に連続的に測定した。 x 方向の測定間隔は、水位 2 m、砂面初期 2 m、停水後 1 m であり、測定出力とポテンショメーターで検出した大型ポイントゲージの位置出力を XY レコーダーで記録し、実験 A と同様に処理した。水位は水路中心線 ($y=4.0$ m) に沿った縦断形状も測定している。河床形態の変化は、サンドスクレーパーの撮影台から適当な時間間隔で平面連続写真を

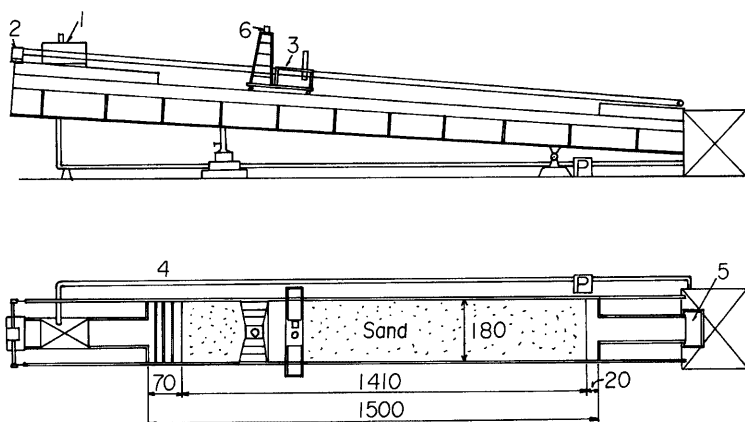


Fig. 1 A schematic sketch of a experimental flume used for runs C-1 to 11 (1: measurement tank, 2: traction motor, 3: measurement carriage, 4: supply pipe, 5: sand trap, 6: camera).

撮って記録した。

(3) 実験C

実験Aでは水路幅が狭く、実験Bでは急勾配にできないので、この点を補うために実験Aの水路を拡幅改造した。すなわち、水路中央 15 m 区間のガラス枠を取り除いて、Fig. 1 に示したように、幅 180 cm、深さ 18 cm の扁平な断面の両側にステップを持つ水路とした。側壁上にはレールを敷設し、敷均しと測定用の鋼製台車を製作して、上流端の無段変速モーターで牽引走行させた。この台車には、サーボ式水位計と連続式砂面計を組み込んだトラバースの横断方向移動用レールが取り付けられており、写真撮影台も据え付けられる。

給水には、前述の 6 l/sec のものと平行して、最大容量 15 l/sec のポンプを増設し、実験条件によって使い分けた。流量の調節及び検定は実験Aと同様である。

拡幅区間 15 m の上流端から 0.7 m と下流端から 0.2 m の位置に高さ 6 cm の砂止めを渡し、それらの間に実験砂を敷いて移動床実験区間とした。実験区間の上流にはバンチング鋼板を 3 重に入れて整流し、上流端の砂止めからの横断方向一様な流入を図った。この砂止めの下流 0.9 m 区間の路床に鋼板を埋め込み、それを砂面低下に伴う水位変動に応じて自動的に引き上げ、上流端からの給砂とした。停水時には砂面測定後鋼板を降して砂を補給したが、急勾配、大流量あるいは長時間通水の実験の場合には不足したので通水中に適宜人力で補給した。

拡幅区間の上流端を $x=0$ m として流下方向に x 軸、水路中心を $y=100$ cm として左側壁から右側方向に y 軸、これらと垂直上方に z 軸のように座標系を取っている。

実験Cでは、実験の遂行と測定データの処理処理率を上げるために、測定台車の制御と測定データの集録をできるだけ自動化するように努力している。

すなわち、水路脇に設置したプレバブ小屋に、ポンプ、台車類のスイッチを統合するとともに、PIO ボード、AD 変換ボードを増設したパーソナルコンピュータを備え付けて、それぞれロータリーエンコーダーとポテンシオメーターによって検出した台車とその上のトラバースの位置を入力して、プログラムに沿った制御を行った。同時に、測定装置もパーソナルコンピュータからの信号で動作するように改良し、プログラム通りのデータ集録とキャリブレーションを可能とした。いずれの操作も緊急に割り込みができるように直列手動スイッチを挿入配置してある。

このようにして、水位は、サーボ式波高計によって各停水直前の5～10分間に $x=3\sim 14$ mの区間を1 m間隔で、CRT画面でモニターしながら横断方向に連続計測し、入力をつロッピーディスクに直接記録した。計測後は拡幅区間の最下流に設けたキャリブレーション位置に自動的に移動し、停水を待って補正データを取り込み、補正計算の実行及び結果の記録を行った。砂面は、 $x=2\sim 14.5$ mの区間について、初期は1 m間隔、他の停水時には0.5 m間隔で連続式砂面計を用いて同様の測定とその記録、ついで補正計算と計算結果の記録を行った。

実験Aでは、急速な現象の進行のために測定に追われ、河床形態の変化に関する観察と記録が不十分であったので、この点にも留意し、詳細な写真記録を残すように、河床の平面連続写真撮影を1通水中に1～3回及び停水時1回、台車上に簡易撮影台を据え付けて行った。

2.2 実験条件の設定

実験A及びCでは、砂粒の運動がある程度目視可能であって、かつ小水深、低掃流力でも活発に移動するものと考え、それぞれ平均粒径 $d_m=0.99$ mm、中央粒径 $d_{50}=0.92$ mm及び $d_m=1.05$ mm、 $d_{50}=0.92$ mmのほぼ同一の均一砂を用いた。岩垣式による限界摩擦速度 U_{*c} はそれぞれの d_m に対して $U_{*c}=2.33$ cm/sec及び $U_{*c}=2.40$ cm/secである。水路の大きい実験Bでは、粒度分布のやや広い $d_m=0.88$ mm、 $d_{50}=0.61$ mmの既搬入の実験砂¹³⁾を用いた。この d_m に対しては $U_{*c}=2.19$ cm/secである。これらの実験砂と既述の水路幅に対して、下記の(1)式で示される複列砂州あるいは網状流路の形成範囲¹⁴⁾を広く覆うように実験の条件を設定したが、水路の特長と順序によって若干の特色がある。

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

ただし、 $0 < \tau/\tau_0 < 12$ であり、 B は流路全幅、 h はその平均水深、 d は路床の代表粒径（平均粒径）、 τ は h による平均掃流力及び τ_c は d の限界掃流力である。

最初に行った実験Aでは、網状流路の形成の全般的な状況の把握を目指し、交互砂州と複列砂州の形成限界の前後からできるだけ広く(1)式の範囲を覆うようにした。すなわち、(1)式のパラメータの値を0.03～0.2の範囲でいくつか選び、 h の値を決める。この h に対して、個々の勾配について τ/τ_c の比あるいは無次元掃流力 τ_* を求めておく。これらの水深と勾配の組み合わせについて、例えば芦田・道上の抵抗算定法で流量と流砂量を見積り、実験の容易さや現象の進行速度を想定して条件を設定した。Table 1にはこのようにして設定した実験条件を一括表示しており、実験Aの場合はすべてupper regimeに入ることになる。

これに対し、実験Bでは、勾配と流路幅が大きく相違する場合の複列砂州や網状流路の形成に関する(1)式のパラメータの有効性の検証も目的の一つとしているので、その値が、実験Aで河床形態が異なった各グループの平均値と一致するように、勾配をサンドスクレーパーで設定できる最急勾配1/200に固定して、条件を決定した。

実験Cでは、従来の中規模河床形態の実験からみると、水路幅に比して実験区間長が極めて短くなっている。しかし、砂州の波長はモードに反比例して短くなると予想されるので、本実験のように、数次以上のモードの砂州の形成を目的とする場合には、この長さでも極端に短くはないと判断した。実験条件は、実験A及びBの結果から、 $h/d/(B/d)^{2/3} < 0.07$ の場合が多くなり、かつ、掃流力比の影響も検討できるように設定した。Table 1には実験B及びCの実験条件も纏めて示している。

3. 複列砂州と網状流路の形成過程に関する実験の結果

3.1 水理諸量の測定結果

(1) 実験A

各測線における水位と砂面高の x 方向の連続計測結果から、0.5 m間隔で断面平均の水位と砂面高を計算し、それらの流下方向変化を検討した。無給砂を反映して上流区間ほど砂面と水位が低下していたが、低下量は最大流量のRun A-8の場合で約1 cm、その他で4～5 mmであって、平均勾配への影響は全く無かつ

Table 1 Experimental conditions and hydraulic quantities measured

	Time	Flume width	Bed slope	Dis-charge	Mean depth	Mean velocity	Froude No.	Energy slope	Shear velocity	Velocity coeff	Manning's roughness
Run No.	T	B (cm)	I_0	Q (l/sec)	h (cm)	V (cm/s)	F_r	I_e	U_* (cm/s)	U/U_*	n
A-1	30'00''	50.2	1/50	0.65	—	—	—	—	—	—	—
A-2	45'00''	50.2	1/50	0.45	—	—	—	—	—	—	—
A-3	15'00''	50.2	1/50	0.45	0.37	24.23	1.27	19.87	2.67	9.09	0.0138
A-4	18'00''	50.2	1/50	0.30	0.30	19.92	1.16	19.78	3.40	8.32	0.0145
A-5	16'53''	50.2	1/50	1.00	0.54	36.89	1.60	19.61	3.19	11.57	0.0115
A-6	15'00''	50.2	1/50	1.20	0.72	33.20	1.25	19.61	3.67	9.05	0.0154
A-7	20'00''	50.2	1/50	0.75	0.44	33.96	1.64	19.39	2.87	11.85	0.0109
A-8	13'30''	50.2	1/50	2.50	1.37	36.35	0.99	19.45	4.98	7.31	0.0212
A-9	18'15''	50.2	1/25	0.50	0.35	28.46	1.54	37.85	3.58	7.96	0.0156
A-10	8'02''	50.2	1/25	0.30	0.28	21.34	1.29	37.83	3.21	6.66	0.0178
A-11	10'05''	50.2	1/25	0.75	0.37	40.38	2.12	37.76	3.68	10.99	0.0114
B-1	4hr40'	301.	1/200	9.90	1.24	26.52	0.83	5.01	2.43	10.90	0.0144
B-2	3hr40'	301.	1/200	30.75	2.62	38.99	0.77	4.90	3.52	13.74	0.0157
B-3	11hr00'	301.	1/200	14.95	1.41	35.23	0.95	4.79	3.56	11.09	0.0114
C-1-4	1hr41'	180	1/100	5.0	1.0	28.77	0.93	9.55	3.00	9.94	0.0157
5	2hr10'				1.12	25.80	0.79	9.64	3.20	8.35	0.0188
C-2-1	31'	180	1/100	4.5	0.86	29.15	1.01	10.27	2.91	10.18	0.0145
2	1hr07'				0.70	36.05	1.39	9.90	2.57	14.37	0.0100
C-3-1	23'	180	1/100	4.0	0.92	24.10	0.80	10.15	2.99	8.16	0.0182
2	1hr11'				0.86	26.24	0.92	10.48	2.93	9.10	0.0162
3	2hr14'				0.92	24.48	0.82	9.61	2.91	8.51	0.0175
4	3hr15'				0.92	24.71	0.84	10.18	2.97	8.51	0.0178
C-4-1	30'	180	1/100	7.5	1.42	29.04	0.78	10.43	3.76	7.84	0.0204
2	1hr09'				1.54	26.77	0.68	9.93	3.82	7.15	0.0228
C-5-2	1hr15'	180	1/100	10.0	1.68	33.19	0.82	10.04	3.99	8.47	0.0196
3	1hr53'				1.46	38.01	1.00	9.14	3.57	10.72	0.0149
C-6-2	36'	180	1/50	4.5	0.98	25.88	0.85	19.37	4.28	6.12	0.0245
3	58'				0.95	26.85	0.90	19.64	4.22	6.42	0.0234
C-7-1	11'	180	1/50	9.0	1.06	46.18	1.44	24.34	4.90	9.86	0.0162
3	1hr15'				0.99	51.59	1.72	19.82	4.25	13.20	0.0125
C-8-3	46'	180	1/50	4.0	0.82	27.30	0.97	19.54	3.94	6.98	0.0208
4	1hr20'				0.78	28.82	1.06	18.97	3.79	7.73	0.0188
C-9-1	14'	180	1/50	10.5	1.50	39.33	1.03	19.53	5.30	7.47	0.0213
2	45'				1.28	46.64	1.34	18.26	4.70	10.16	0.0157
3	1hr12'				1.33	44.52	1.25	17.92	4.76	9.53	0.0167
C-10-2	18'	180	1/33	3.5	0.70	28.16	1.09	30.92	4.58	6.23	0.0229
3	40'				0.84	23.68	0.84	30.30	4.94	4.87	0.0301

た。また、水位は砂面の縦断変化によく追従していて全体的に等流に近い状態であった。しかしながら、両者から評価された水深はほとんどの測定で過小となり、既述のように、算定した水利諸量は通常の予測値とかけ離れたものとなった。これは、水深が小さいために、砂面計や水位計の補正や直線性の誤差が測定値に大きく影響したことに起因している。

ポイントゲージ測定による再実験では、水位測定後停水までの路床低下量が水深に比して無視し難いので、各断面毎に水位の測定時刻に応じて平均砂面高を内挿補正して水利諸量を求めた。この場合も水位、砂面高

及び水深には流下方向に際立った変化は無く、実験の水理条件は、各断面の水理諸量の流下方向平均値で表し得た。

Table 1 にはこの水理諸量も一括表示している。抵抗特性量には多少の相違が見られるが、水深は当初予測したものに近く、Froude 数 F_r はいずれも $F_r > 1$ で、観察された upper regime に対応しており、決定の妥当性を示している。水深の最小値は最急勾配・最小流量の Run A-10 の $h = 0.28$ cm であって、幅水深比は約 180、他の 5 実験でも $h < 0.5$ cm で 100 以上の幅水深比となっている。これら小水深の場合の摩擦速度 U_* は、 U_{*c} の 15～60% 増しの最小 $U_* = 2.7$ cm/sec、最大 $U_* = 3.7$ cm/sec である。

(2) 実験 B

各実験とも停水は一回しか行っていないが、水理条件は、土砂移動のほとんど無かった Run B-1 を除いて、初期砂面高と通水開始直後の水位及び停水直前の水位と停水後の砂面高の二組の計測結果のそれぞれについて実験 A とほぼ同様の方法で 2 m 間隔の断面毎に計算した。

平均水位及び砂面高の縦断変化からは、いずれの実験でも初期では、水位は直線的な砂面の形状に平行になっていて十分等流とみなせる。最終段階では、上流から 8～10 m までの区間が低下していて、流入端での低下量は流量の大きい Run B-2 で 2.5 cm、Run B-3 で 1 cm であった。しかし、それよりも下流区間では、水位曲線は河床形態の影響で極く僅か変化するのみで、初期の曲線からの隔たりは局所的であって、河床形態の発達に伴う水深の系統的な変化は見出し難い。

Table 1 には、この場合の縦断方向の平均水理量も示している。水深が比較的大きかったので測定誤差の割合は小さくなり、抵抗特性は砂粒径から評価されるものに近くて、いずれも妥当と思われる。砂面がほとんど変化しなかった Run B-1 では、 U_* がほぼ U_{*c} に等しく、一方、Run B-2 では、前者は後者の 1.6 倍、Run B-3 では、1.2 倍である。幅水深比はそれぞれ 120 と 180 であって、実験 A のものとの一致は良い。 F_r は $F_r = 0.7 \sim 0.9$ であって、観察された transition の穏やかな流れに対応している。

(3) 実験 C

フロピーディスク上の水路横断方向連続計測の水位及び砂面高の記録を、直線内挿によって 0.5 cm 間隔でサンプリングして解析に用いた。水理諸量は、水位の測定間隔に合わせて 1 m 毎のものを横断方向に平均して計算したが、水位計の不調で欠測となった場合がかなりある。

平均砂面高の流下方向変化には、通水中の給砂が不十分なために、全実験で上流 $x = 2 \sim 4$ m 区間の砂面低下が明らかであった。しかし、勾配 1/50 で大流量の Run C-7 や Run C-9 を除いて、低下量は高々数 mm であり、停水時には砂補給もしているので、1/100 以上の勾配の本実験ではその平均勾配への影響は無視できるとみられ、実際エネルギー勾配の算定結果には影響は現れていなかった。一方、Run C-7 や Run C-9 では、最終的に上流区間で 2～3 cm の低下があり、下流側で数 mm の上昇が認められるので、平均勾配は減少したと思われるが、それも砂州による変化に埋没してしまい明らかではなかった。

すなわち、いずれの実験でも、水位は砂面の縦断曲線にほぼ平行していて、平均水深 h の縦断変化に一定傾向は無く、等流に近い条件にあったことが判った。また、実験の後期に現れた h の縦断方向の周期的変動が、主に砂州の存在を反映したものであることも、河床形態の平面写真との比較から確認された。その小水深の位置は発達して浮州状態に近付いたような砂州の先端位置とほぼ一致していた。これより、平均流速 V は、 h に反比例して砂州の発達に伴って縦断的に大きく変動し、砂州の先端部付近、とくに、水路中心部の先端の辺りに高流速域が現われている。なお、平均水深の変動量は、勾配とともに大きくなる傾向にあったが、0.6～1.5 cm の平均水深に対して $\pm 30\%$ の範囲にあって、流速、エネルギー勾配等の水理量の算定に大きな支障を及ぼさなかった。これは横断方向に詳細な測定を実施した一つの効果と思われる。

F_r は、小流量の場合は勾配 1/100～1/33 を通じて $F_r = 0.8 \sim 1.0$ の範囲で変化し、ほぼ transition の状態で推移した現象と一致する。一方、大流量の Run C-7、C-9 では、砂州の発達に伴って変動が大きくなり、とくに、Run C-7 では局所的に F_r が 2 を越えていた。 U_* も場所的な変化が少なく、Run C-7 を除けば

最大でも $\pm 0.5 \text{ cm/sec}$ 程度であり、全体では $U_* = 2.5 \sim 5.5 \text{ cm/sec}$ の範囲にあって、 U_{*c} の $1 \sim 2$ 倍である。流速係数 V/U_* や Manning の粗度係数 n の値の範囲も、水深に比して大きな河床形態が発達していたことを考慮すれば、十分妥当なものである。

実験Cについても、Table 2 に $x=3 \sim 13 \text{ m}$ 区間の流下方向平均水理量を纏めてあるが、これらにも一定傾向の時間的変化は見出し難い。

以上のように、実験A～Cを通じて平均的な水理量には、流下方向にも時間的にも系統的な変化は認められなかった。しかし、河床形態は、実験条件に応じて著しい発達と特徴的な変化を示し、浮州が生じて明らかに網状流路となった場合も多い。それについて次節で述べる。

3.2 河床形態の変化とその特徴

(1) 実験A

予備実験 Run A-1 及び A-2 では、流入端処理が不十分のため偏流が生じ、前者では、約30分でその影響が全区間に及んで単列の蛇行流路となり、より小流量を45分流した後では、流入端の影響の小さい下流区間で深掘れが水路中央部と両側壁近傍との間で交互に繰り返していた。Run A-3 は、Run A-2 と同条件で15分通水したが、全区間で Run A-2 の下流区間と同様の河床形態を呈した。砂の移動限界流量 (0.28 l/sec) に近い流量 0.3 l/sec の Run A-4 では、現象の進行が緩慢であったが、1時間20分通水後の砂面には大半の区間で1断面当たり2箇所の深掘れが現れ、一部8の字蛇行を示していた区間もあった。

Run A-5～7 では、流量を Run A-1～4 よりも増やしたが、Run A-5 では、1断面内に同程度の規模あるいは大小の2個の砂州が、Run A-6 では、明らかに大小2個の砂州が形成されており、Run A-7 では、1断面内に規模に差はあるが、1～3個の深掘れがあって砂州も2～3個生じている。これらの砂州や深掘れの数の時間的な変化について、中間停水時と最終状態とを比較したが、本質的な変化はなく、砂州の移動と一部で流量集中による偏流の発生と局所洗掘の進行が認められたのみであった。

交互砂州と複列砂州の形成限界付近における河床形態の特徴を把握する目的の Run A-8 では、幾筋もの反砂堆の列に続いて、3分ではっきりと複列砂州が観察されたが、5分30秒前後から交互砂州特有の直線的な斜め縞模様が水面に現れ、8分30秒には下流端まで達した。13分29秒の中間停水時には 8 m よりも下流に波長約 1.7 m の規則的な交互砂州が形成されており、その上流では複列砂州が残存していた。最終段階では最下流区間の交互砂州の前縁が崩れ、再び複列化するような傾向が見られた。

勾配を $1/25$ にした Run A-9 では、開始後3分で2～3列の砂州に対応した模様が水面に現れ、ついで深掘れ部へ流量が集中し、9分で浮き州が生じた。小流量の Run A-10 では、通水直後から水面全体に4～5列のより高次モードの砂州に対応した模様が生じ、1分45秒には砂面上にも明らかに4列の砂州の発生が認められた。3分25秒には、最上流区間に中州が現れて複雑な網状流路となる一方、下流では各砂州の形が整っていき、10分には2～3列で波長が 1 m 前後の砂州が砂面を覆った。最後の Run A-11 は、Run A-8 に対応した条件であったが、生じた砂州は1～2列の波高の低い形状の不明確なものであった。

(2) 実験B

Run B-1 は、実験Aで最も砂州の列数の多かった Run A-4 や A-10 の条件に合わせたが、通水開始直後から、水路全区間で並列螺旋流(縦渦)の卓越したことが浮遊した微細砂の動きや路床上の顕著な縦筋から観察された。その後も状況に変化の無いまま、3時間過ぎに上流区間に粗粒化の兆しが現れたので実験を打ち切った。

Run B-2 は、2列の砂州の形成された Run A-5 や A-6 など同じ条件である。開始直後には Run B-1 と同様の縦渦が顕著であったが、10数分後に最上流から数 $\text{m} \sim 10 \text{ m}$ 長の全幅にわたる細かい波立ちの区間が流下し始め、縦渦の発生区間は徐々に下流に限られていった。この波立ちの区間の上流側には砂州前縁が認められ、あたかも細かい波立ちが砂州前縁を生み出すかのようになって、この区間の流下とともに複列砂州が下流に伝播していった。最上流の砂州前縁は、1時間15分には交互砂州的であったが、1時間50分には水路中心付近から2つに分かれ、その先端が両側壁に達した位置から前縁は再び水路中心に向かっていた

(文献19)図-3参照)。このようにして、複列砂州は上流から発達していくとともに左右対称の形状に近付き、3時間39分の最終時点には、前縁の向かい合った部分の深掘れが著しい波長 6~8 m の規則的なものとなった。しかし、 $x=15$ m よりも上流区間に新たな砂州の発生はなかった。

Run B-3 でも、やはり初期には縦渦が明確に形成されたが、1時間を経過した時点から流線の僅かな蛇行が認められ、3時間40分には $x=8$ m からほぼ 10 m おきに砂州の前縁形態が発生した。7時間では、砂州の発達に伴って、流れは前縁の平面形状を複雑にするが、それを避けて主流路を形造り始めた。9時間40分から最終時点にかけて、砂州は先端が2~3に枝分かれするとともに浮州化し、一方主流路は1本の蛇行流路に近くなった。

(3) 実験C

Run C-1 では、通水開始後5分で水路全体に斜めの交錯縞が発生し、10分には下流に斜め縞を残した、上流から発達して丸みを帯びたモード5の鱗状砂州が $x=5$ m まで現れた。20分過ぎには、モード3~4の砂州が卓越したが、モード2の舌状砂州も最上流部に現れ、1時間では4波長分のそれが全区間を占め、浮州の無いまま1時間43分で主流路はほぼ完全な8の字蛇行となった。

Run C-2 では、通水直後のモード8~10の鱗状砂州が30分にはモード3~4の不揃いな砂州に変わり、さらに、45分頃から1時間にかけて、より高次モードの形態の影響を背面上に残したままモード2の複列砂州の形態が卓越していった。2時間25分には再びモード4の形態が優勢になったが、最終的にはモード2と4の砂州が重なり合った状態で浮州化し、網状化した。

Run C-3 では、開始から20分までのモード6~7の規則的な鱗状砂州が、Photo. 1(a)のように38分には上流でモード3、下流でモード4の砂州に変化し、モード3の砂州の前縁の向かい合う深掘れ部に流量が集中して前縁が乱れていった。途中モード2の形態が現れかけたが、結局 Run B-3 のように1本の蛇行主流路と大きな砂州上の浮州を分断する数本の小流路という状態となり、網状流路と判断される形態となった。

Photo. 1(b) に示した Run C-4 でも、開始後7、8分までのモード6~7の鱗状砂州が、30分にはモード5の波長約 2 m、単位砂州幅約 35 cm の形の整った砂州に移行した。この砂州は1時間でも $x=6$ m より上流では新たに形成され、それよりも下流ではモード2の複列砂州が卓越していて、浮州が発生せず、網状化しなかった点に特徴がある。

勾配1/100の実験では最大の流量 10 l/sec を通水した Run C-5 では、初期及び最上流の形態は Run C-4 と同じであったが、Photo. 1(c) に示されているように、30分に現れた規則的で左右対称なモード4の鱗状砂州は、1時間前後では中流から下流区間に、1時間53分の最終段階でも中流区間の一部に明確に残り、一方、最下流区間において47分に形成されたモード3の砂州は、最終時点ではほぼ水路の下流半分の区間を占めた。

勾配を1/50にした Run C-6 の場合、開始後6分に全面を覆ったモード7~8の鱗状砂州が、15分には不揃いになって前縁が見分け難くなり、深掘れ部と堆積部の配置がモード3と類似の状態に移っていった。40分位から大きな砂州が小流路で分割されるとともに浮州化し、それを避けて主流路は8の字蛇行を開始した。主流路の中には小規模の砂州も発生して典型的な網状流路となった。

流量の大きい Run C-7 では、5分頃のモード6~8の鱗状砂州が、10分にはモード5程度の波長約 1.5 m の不揃いな砂州に、ついで、17分には波長約 1.6 m の規則的なモード4の砂州に替わった。この形態を残しながら、流れはモード3に似た状況で集中し始めたが、Photo. 2(a) のように、40分にはモード2への移行過程のような状態になった。1時間15分の最終段階では、小規模の砂州が重複したモード2の形態という複雑な河床形態を呈したが、浮州は発生していない。

Run C-8 では、Photo. 2(b) のように、最も多列かつ規則的な幾何学模様のようなモード8~9の鱗状砂州が、通水5分で砂面全面を覆い、7分にはかなり発達して前縁が丸みを帯びる。モードが10分で5~7、25分で上流で3、下流で4と減少するにつれて、砂州は、規模が増大し流水を滞筋に集中させ、次第に歪んだ形状となる。40分には全区間でモード3、55分過ぎには、モード2に類似の水流の状況も現れて、水路中心部の大きな砂州上の小規模の砂州が浮州となり、網状流路を形成していった。

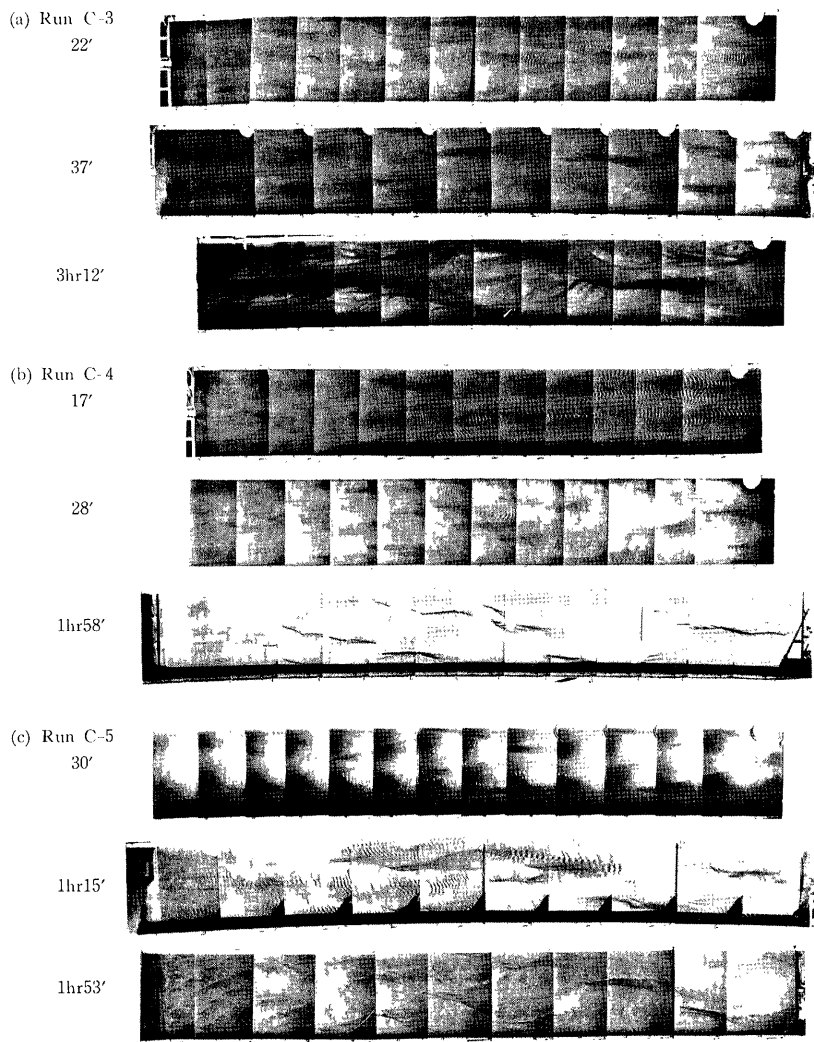


Photo. 1 Examples of metamorphoses of bed configuration in runs with slope 1/100.

以上の実験で発生した砂州は、開始直後の高次のものから順次モードを下げ、大抵モード2の状態になった。幅水深比の大きい条件下における砂州の最終あるいは最低モードに関する手掛かりを得ることも目的に加えて、Run C-9 では最大流量の 10.5 l/sec で実験を行った。

Photo. 2(c) のように、7分前後ではモード4～5の鱗状砂州がほぼ全区間で発生したが、14分のモードは、 $x=8\text{ m}$ までの上流区間が同じく4～5、11 m までの中流区間が3～4、11 m よりも下流が2となった。25分の中流約 10 m 区間は、大小の砂州が重なり合った状態でモード2～3となり、前縁の向かい合う褶筋

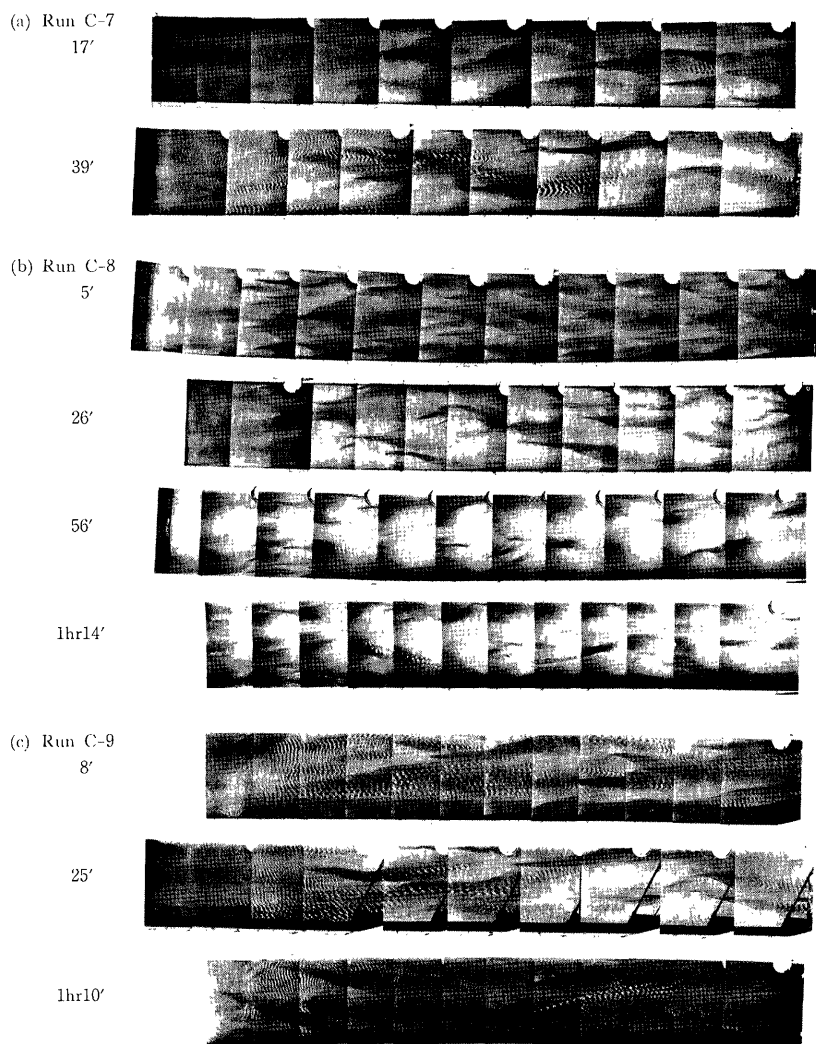


Photo. 2 Examples of metamorphoses of bed configuration in runs with slope 1/50.

への流量集中がとくに著しくなった。このため、上の重合的な状態はモード2の形態に向かわず、中心近くの1つの砂州のみを発達させ、57分に $x=7$ m より下流区間に小規模砂州を載せた大きな単列状の砂州を形成した。ついで1時間10分に、上流区間にも逆向きの単列砂州状の形態が大小の砂州の形を留めたまま認められた。しかし、この上流側の形態は不安定で、数分後には波長が2/3程度に減少しており、再びモード4～5の小規模の砂州に分かれていくようである。

このように、幅水深比のかなり大きい条件下でも、砂州のモードは一時的にせよ1の単列まで出現可能で

あることが判った。水路が長い場合、このまま交互砂州として発達し続けるか否かは明言できないが、その場合の最終波高を従来の知見から想定し、Run B-2の複列砂州も最初のものは単列のような形態であったことを考慮すると、再びモード2や3の形態に変化する可能性の方が高いと思われる。

勾配1/33で最小流量 3.5 l/sec の Run C-10 では、初期の波長 0.5~1 m、モード6~10の鱗状砂州の規模が6~7分には不揃いとなり、前縁は下流に裾を引く形になった。25分頃から大きな砂州に対応して、主流路はモード2~4の配置となったが、一部が浮州状となっている小規模の砂州に付随した滞筋も明確であった。40分頃には、8の字蛇行が2つ組み合わせさったモード3の配置の主流路と、小流路で分割された多数の浮州が現われて典型的な網状流路となった。その後主流路の配置が全体的に流下して浮州の位置が変化するとともに、主流路中に新たに生じた砂州による流路変動も生じていた。

(4) 河床形態とその変化の特徴の要約

ここで、実験A~Cにおける河床形態とその変化の特徴を要約しておきたい。

1) かなり急な勾配で均一砂を用いて行われた実験A及びCでは、実験条件に応じて異なるものの、初期には極めて高次モードの規則的な鱗状砂州が形成され、それが時間の経過とともに順次低次のものに変化していった。実験Aではこの変化過程は、所要時間が極めて短かったために、2, 3の例を除いて十分観察できなかったが、実験Cでは観察とともに多くの記録写真を得て、この経過が明確に把握できた。

2) 減少した最終のモード及び砂州や流路の状態は、実験条件によって大きく異なり、水深あるいは流量の大きい場合には、Run A-6 や Run C-9 のように、モード1の交互砂州に近い形態が現われ、逆に小さい場合には、Run A-5, A-7, Run C-4, C-5 あるいは C-7 のように、浮州の見られない比較的形の整ったモード2の複列砂州が形成された。さらに、水深が小さい場合には、Run A-9, A-10, Run C-2, C-3, C-8 あるいは C-10 のように、モードが2~3になった段階で小流路で分割された浮州が発生し、主流路が8の字蛇行を組み合わせるようになった網状流路が現れる。

3) 一方、比較的緩勾配でやや広い粒度分布を持った砂を用いた実験Bでは、初期に明確な並列螺旋流(縦渦)の発生が特徴的であって、高次モードの砂州は形成されず、直ちにモード2あるいは3に対応する形態が、上流から下流へ伝播していくように順次形成されていった。このような形成過程の相違が何に起因したものかについては、現在のところ検討の方針も不明確であるが、今後種々考察を加えていくつもりである。

3.3 河床形状の変化

規則的な複列砂州の形成された Run B-2 の場合及び停水回数を多くして砂面高を詳細に追跡した実験Cの場合について、複列砂州あるいは網状流路の形成過程における河床形状の変化の特徴を検討する。

初めに、Run B-2の最終状態の河床の縦断形状を水路中心線及び両側壁付近の最高点あるいは最低点を連ねて示せば Fig. 2 のようである。両側壁に沿った砂面の縦断形状は、互いに極めてよく一致した約3波長の周期的変化を示し、一方、中心付近の縦断形状は、両側壁のものと1波長分ずれてほぼ同様の変化をしていて、平面的のみならず上下方向にも複列砂州の発達が規則的であったことを表している。また、砂州上の砂面高は、両側壁沿いあるいは中心線沿いに関らず、初期砂面を僅かに上回るのみであった。これは、交互砂州の場合と一致した河床変動の特性であって個々の砂州は類似の形成状況にあったことを示唆している。

一方、実験Cにおける河床形状の変化の全体的な特徴はつぎのように纏められる。

各横断面内における深掘れと砂州の上面のやや平らな部分との組み合わせの数は、写真記録から判断された砂州のモードと大体一致しており、このような視点で河床

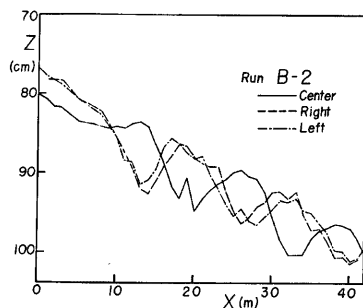


Fig. 2. Profiles of double row bar bed in run B-2.

横断形状を見ることはモードの判定に有効と思われる。変動の状況は、実験条件や通水時間に応じて、大きくて単純な場合と逆に小規模で複雑な場合とに分けられるが、その位置が変化するために両者が混在しているように見える箇所も多い。最終状態まで砂州が十分に流水で覆われて砂面最上部でも砂粒が移動していた実験では、前者の状況がよく見られ、個々の砂州の上面は滑らかであった。一方、後者の状況は浮州が生じて網状化した場合に対応し、最終段階の大きな砂州の上面は普通鋸歯状の横断形状を示していた。ここでは、前者の例として、Fig. 3 の Run C-1 及び C-4、後者の例として、Fig. 4 の Run C-8 及び C-10 の適当な区間を取り上げ、砂面横断形状の変化の特徴を具体的に説明する。

Fig. 3(a) は、Run C-1 の $x=9.5\sim 11.5$ m 区間の横断形状の変化図であって、深掘れの出現が比較的前期の28分から両側壁あるいは流路中央の付近に限定されているのが判る。砂面変動の規模は、複列砂州の発達に対応して、時間的に増大し、最大では 4 cm を越えるが、図中でその経過を追ひ得る程度に単純である。また、砂州の上面は最終段階でも滑らかであって、高次モードの砂州発生の影響は認められない。Fig. 3(b) の Run C-4 の中流 $x=4.5\sim 9$ m 区間の横断形状も、測定回数が少ないこともあるが、変化は同様に非常に明解である。30分では上流側のモード 6～8 の砂州が約 4 m でモード 4 まで、70分ではモードが 4～6 から 2 まで減少していることが判る。いずれの砂州も上面が滑らかで、深掘れの間隔もかなり等しい。

このことから、水深が比較的大きくて砂州上でも土砂が十分に流送される場合は、流下距離及び経過時間とともに規則的な低次モードの砂州が高次のものと交替し、交替後は低次の規模の大きい砂州は高次の小規模の砂州の影響をほとんど受けないことが推察される。このような低次モードの砂州の優位性は、単列砂州の現れた Run C-9 の $x=9.5\sim 14$ m 区間でも確認できた。

つぎに、網状化した実験例の Fig. 4(a) は、最も整った多列の砂州が形成された Run C-8 の中流 $x=7\sim 11.5$ m 区間の横断形状の図であって、一見して、非常に複雑な変動の生起していることが判る。しかし、個々の変動で 1 cm を越える高低差のものは少なく、全体の変動範囲も最大 2 cm であって小規模である。各停水段階の砂面形状を注意深く観察すると、7分の段階では、前項で述べた規則的な高次モードの砂州に対応した砂面の凹凸があり、27分には凹凸の数が減少するとともに、間隔が不規則となっているのが認めら

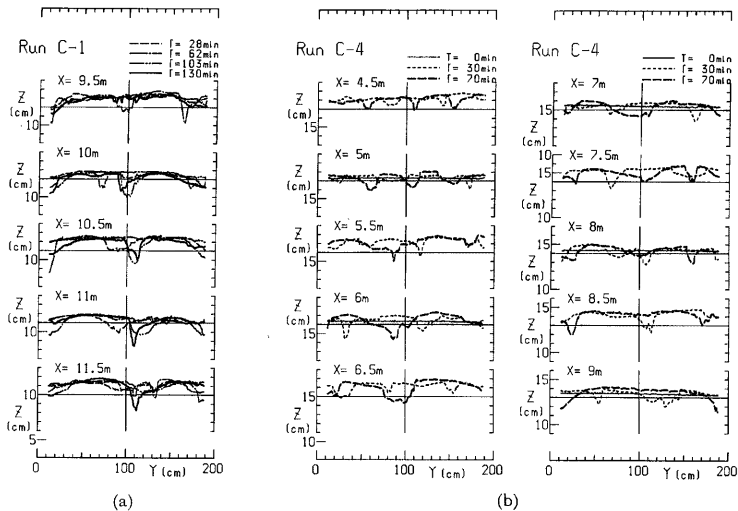


Fig. 3 Changes of cross-sectional shapes in formative process of multiple row bars.

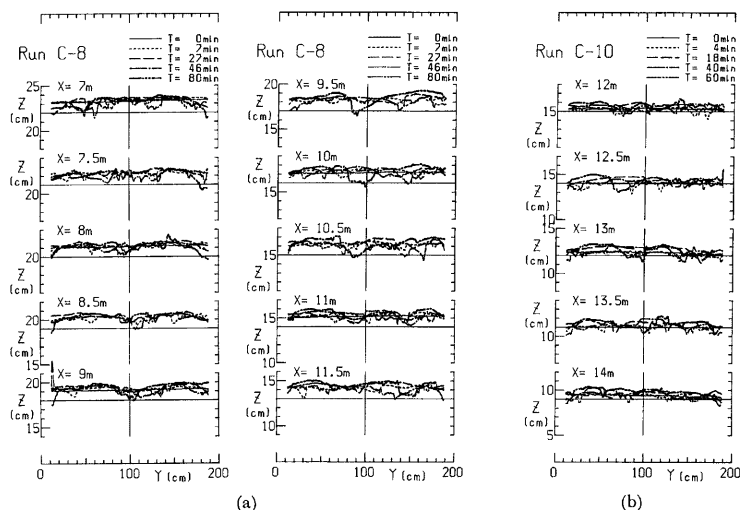


Fig. 4 Changes of cross-sectional shapes in formative process of braided streams.

れる。その後モードが2～4に減少するのに連れて、深掘れ部の規模が大きくなり、 $x=9\text{m}$ の左半分の砂面のようになり、早い段階でも浮州化して変化の落ち着いた砂州も現れる。しかし、勾配が急で掃流力の大きい Run C-8 の場合は、砂州上の小流路の流送能力もかなり高いようであって、このような砂州が分割されて砂面に小規模の凹凸が生じる様子も図から判る。

最急勾配で行った Run C-10 の $x=12\sim 14\text{m}$ 区間の変化を Fig. 4(b) に示しているが、Run C-8 の場合と同様、規模の小さい砂面変動が錯綜して生じていて非常に複雑である。初期には、 $x=12.5\text{m}$ や 13.5m のように、深掘れが比較的等間隔で並び、この数から4分のモードは8～10であり、それが短時間で消滅して18分ではモード4～6となったことが判る。40分以降でもほぼそのモードにあるが、大きな砂州の頂部は小流路で分割されており、それ以外の比較的水深のある部分も砂面の凹凸が著しくて、幾筋もの流路が交わり合っている状態を窺わせる。1時間を経た最終時点でも大きな砂州がやや目立つようになるのみで、砂面の状態に本質的な変化はなく、河床形態の特徴の項で述べた網状流路の形成維持と対応している。

4. 複列砂州と網状流路の形成過程に関する検討と考察

4.1 複列砂州と網状流路のモード

Run B-2 あるいは実験Cの初期のように、規則的で整った形状の砂州の場合のモード判定は簡単である。しかし、実験AやCの最終状態のように、砂州の規模が異なり、前縁が乱れて流路の配置が複雑な場合には、その判定は容易でなく、恣意性の介入は避けられない。ここでは、それをできるだけ客観的に行うために、平面写真のような路床の表面状態に基づく場合と砂面高の測定結果を用いる場合とのそれぞれについて、つぎのように考えた。

はじめに、前者では、砂面の深掘れの数とその配置が砂州のモードに対応していることに着目して、個々の横断面内に存在する深掘れの数が常に1であればモード1、1-2-1-2と変化するればモード2、常に2であればモード3、すなわち、深掘れの数が、常に m であればモードは $2m-1$, $m-(m+1)-m-(m+1)$ と変化

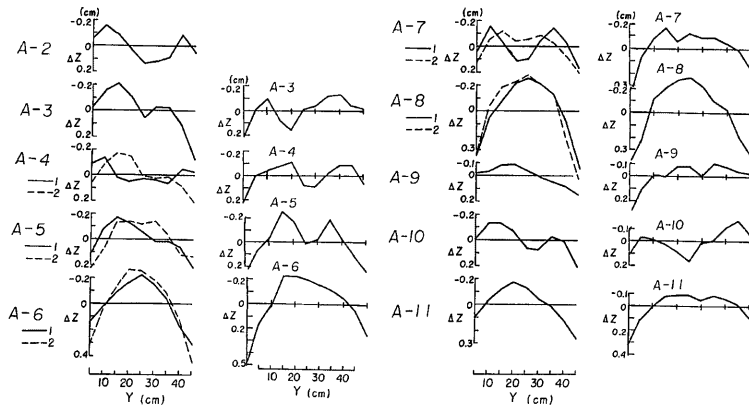


Fig. 5 Longitudinally averaged cross-sectional shapes in runs A-2 to 11.

すれば 2m と判断することとした。さらに、モード 1 と 2 との間で砂州形状に大小が明確な場合のみ中間的な形態と見なし、それをモード 1.5 とした。つぎに、後者では、交互砂州河床の場合では砂州 2 個分の区間で縦断の平均した横断河床形状が単一のピークの薄鋭型を示すことから、複列砂州や網状流路の場合にもモードの回数に応じた数のピークが現れるものと類推し、それによってより客観的に判定することを考えた。

前章第 2 節で述べた河床形態のモードは前者の方法で判定しているので、次節では主に後者に基づいて検討する。

4.2 複列砂州と網状流路の平均路床横断形状

(1) 実験 A

Fig. 5 には、9 測線の連続測定結果を 10 cm 間隔で読み取り、 $x=6\sim 16$ m 区間について平均した横断形状と、再実験の横断方向 11 点の 1 m 間隔の測定結果の平均横断形状とを示している。再実験では、両側壁に密着した測線も取られているので横断形状が広く、最大高低差が大きくなっているが、両者の結果は、ピークの数と高さ及び全体的な形状が極めてよく一致していて、実験の再現性の高いことを示している。また、流下方向の測定間隔は多少粗くても平均横断形状は砂州のモードをかなり表すようである。**Table 2** にはそれから判定したモードを写真による判定と比較して、実験 B のものと一括してある。全般に、再実験の方が良く一致しているが、つぎのような特徴が指摘できる。

Run A-6 及び A-8 は、明らかにモード 1 であるが、写真からは、前者は中間形態である 1.5、後者は 1 であって、平均横断形状にはより代表的な砂州の影響が強く現れ、中間形態の判定は困難である。強いて言うならば、再現実験のやや歪んだ形状にその影響を見ることができる。写真では初期にはモード 2、後期には 1.5 の Run A-7 では、初期のきれいな 2 山形状からピークのへこんだ 1 山形

Table 2 Modes of bed forms judged from pictures and from longitudinally averaged cross-sectional shapes

Run No.	Mode by photo	Mode by averaged bed	
		First	Repeated
A-2	2	2	
A-3	2	2	2~3
A-4	3	3	2
A-5	2	2	2
A-6	1.5	1	1
A-7	2	2	1~2
A-8	1	1	1
A-9	3	1	3
A-10	4	2	2~4
A-11	3	1	1~2
B-2	2	2	
B-3	3	3	

状に移っており、これが、モード1.5の中間形態がより明確な場合の平均横断形状の特徴と思われる。

写真からモード2と判定された Run A-7 及び A-5 の初期や Run A-4 の後期の場合では、多少歪んでいてもピークの数は一貫している。しかし、さらに高モードと判定されている Run A-3, A-4 の初期及び Run A-9~11 の場合、一致しているのは Run A-4 と再実験の Run A-9 のみである。これは、横断方向の測線数が少ないことや写真では洗掘深までは考慮できないことなどによるとと思われる。そこで、平均形状を表す線の折れ曲がり具合にも着目すれば、Run A-10 や A-11 の再実験でも一致していると言えよう。しかし、Run A-11 のように、網状化への過程で水流が一本の蛇行流となった場合には大局的にはモード1と同じ平均形状となる。

(2) 実験 B

Run B-2 及び B-3 の平均横断形状を示せば、Fig. 6 のようであって、前者の形状は、発達状況の差で大小が生じているが、明らかに交互砂州のものを2つ横に並べた形をしていて、砂州の平面形態と完全に一致している。

Run B-3 の形状は、中央がへこんで2つのピークを持つ大きな蒲鉾型と小さい不完全な蒲鉾型からなっており、単純にピークの数からモードを判断すると3となっており、写真によるものと一致する。既に述べたように、モード3の砂州の形成途上で偏流が生じ、それが発達して中心線よりもやや右側で蛇行したために、Run A-11 と同様のこのような形状となったと考えられる。

(3) 実験 C

平均横断形状の算定は、全区間について行うとともに、上流 ($x=2\sim6$ m)、中流 ($x=6\sim10$ m) 及び下流 ($x=10\sim14.5$ m) の3区間に分けても行った。これは、ほとんどの実験で、河床形態が時間的にだけでなく、流下方向にも砂州のモードを著しく減じるように変化したので、全区間の平均のみではその特性を把握できないものと考えたことによる。しかしながら、低モードの大きな砂州の場合には、分割の平均区間長が砂州1個長程度しかなく、算定された形状は個々の横断形状と大差のないものになってしまい、砂州モードの判定が不可能となったこともいくつかある。実験Cにおける個々のモードの判定結果をまとめて示すことは今後その時間的変化を詳しく検討する機会に譲ることにして、ここでは平均横断形状の特徴のみ述べておく。

Fig. 7 には、発生した大きな浮州に小流路が刻み込まれて複雑な流路網を形造った、すなわち網状流路となった実験の例として、Run C-3, C-8 及び C-10 の場合、また、Fig. 8 には、浮州が現れないで網状流路とならなかった Run C-4, C-5、及び C-9 の平均横断形状を示している。

前者の横断形状は、後者のものと比較すると、全体に高低差が小さく、鋸歯状の細かい凹凸を示している。これから砂州のモードを読み取ることが可能であり、また、小規模の複雑な路床変動が頻繁に生じたことも判る。流下方向各区分における横断形状に明確なあるいは系統的な変化は認め難く、いずれも全区間平均の形状と大差のない形状となっていて、流下方向に砂面変動状況の差が小さかったことを想像させる。

一方、後者の場合は、逆に、比較的単純で滑らかかつ高低差の大きい形状をしていることが多く、前者よりも極めて容易に砂州のモードが読み取れ、写真との一致も良い。また、流下方向にピーク数の減少してい

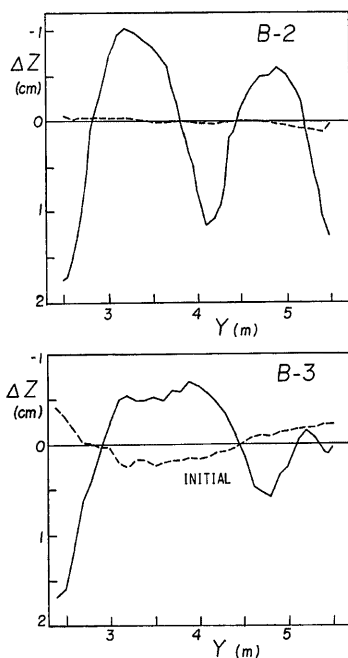


Fig. 6 Longitudinally averaged cross-sectional shapes in runs B-2 and 3.

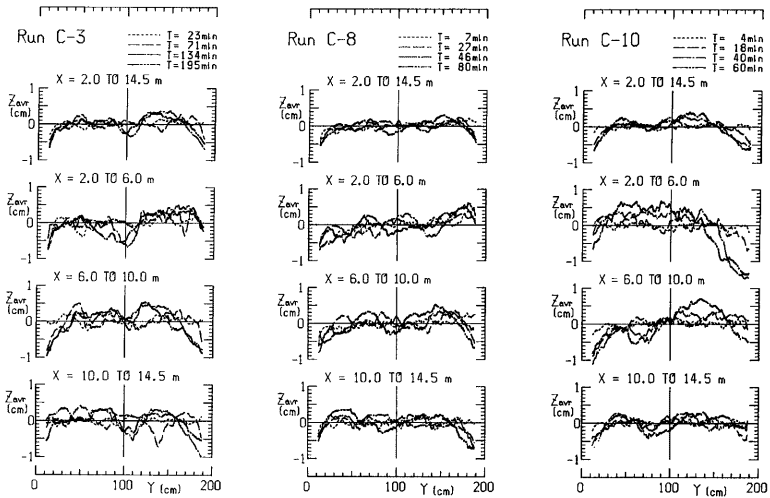


Fig. 7 Longitudinally averaged cross-sectional shapes in formative process of braided streams.

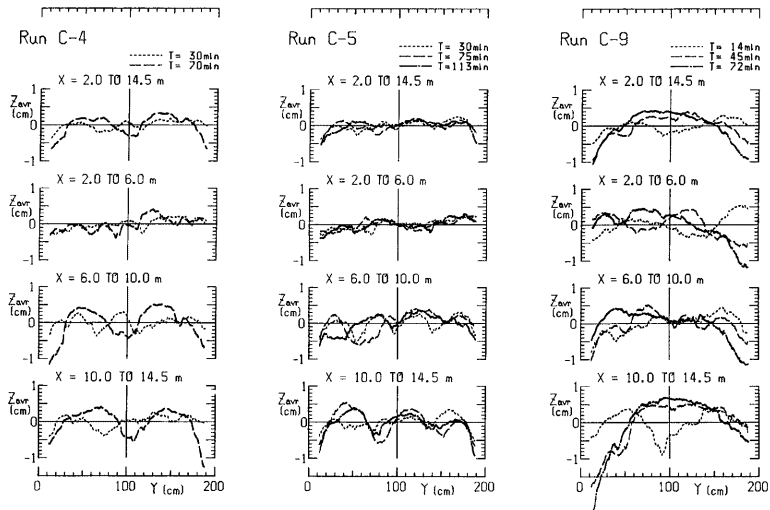


Fig. 8 Longitudinally averaged cross-sectional shapes in formative process of multiple row bar bed.

く傾向が明らかに現れていて、砂面変動の機構が空間的に変化していたことを示唆している。

4.3 複列砂州の形状特性と発達時間に関する検討

複列砂州の個々の砂州と交互砂州との類似点を明らかにするために、規則的な複列砂州が形成され、平均横断形状も交互砂州のものを横並べにしたような Run B-2 における個々の砂州の形状特性と発達時間を交

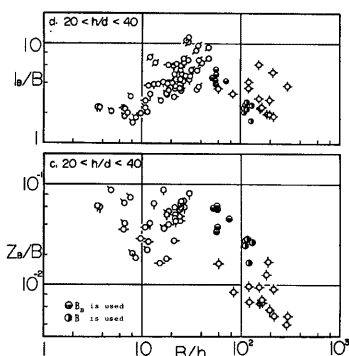


Fig. 9 Geometrical characteristics of double row bars in run B-2.

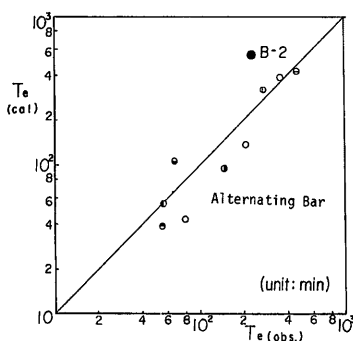


Fig. 10 A comparison of development time between the double row bar and alternate bars.

交互砂州の場合と比較検討する。

Fig. 9 は、砂州の前縁に着目して、それぞれ平面連続写真及び砂面測定記録から読取った波長及び波高を水路幅 B あるいは同様に読取った個々の砂州幅 B_B を用いて無次元化し、従来の交互砂州の実験値及び河川資料と比較したものである。これから、水路幅を用いた場合は複列砂州の河川資料と一致し、個々の砂州幅の場合は交互砂州の実験値にほぼ一致することが判る。したがって、複列砂州でも十分に発達した場合には、交互砂州と同じ形状特性を持つものと結論できる。

Fig. 10 はその発達時間を交互砂州の場合の予測式¹⁷⁾

$$T_e = 0.57 l_B Z_B / q_B \dots \dots \dots (2)$$

と比較したものであり、Run B-2 の値は交互砂州の実験値のパラツキの中にあって、複列砂州の発達時間も交互砂州とはほぼ同じであると考えられる。なお、この場合の流砂量は芦田・道上式によって推定しており、他は実測値である。さらに、このモード2の砂州の波高の推定を下記の交互砂州の波高の予測式¹⁸⁾で試みた。

$$\frac{Z_B}{B} = \frac{0.0051}{1 - u_g'} \left(\frac{B}{h} \right)^{2/3} \cdot \left(\frac{h}{d} \right)^{-1/3} \dots \dots \dots (3)$$

すなわち、(3)式の B を B_B で置き換えて、実験の掃流力に対する無次元砂粒速度 $u_g' \approx 0.4$ を用いれば、推定値として $Z_B = 7.1 \text{ cm}$ が求められる。この値は、実験値の $Z_B = 5.1 \sim 8.9 \text{ cm}$ 、平均 7.53 cm に非常によく一致している。モード1の場合について同様に算定すれば、平均水深の約9倍の $Z_B = 23 \text{ cm}$ となり、おそらく発達の上でその発達を維持していくような流れの状態は変化して、Run B-2 の場合には、モード2の砂州を形成するような流れの状態に移るものと思われる。

4.4 複列砂州と網状流路の形成条件に関する検討

初めに、Table 2 に纏められた実験A及びBの各モードの砂州形態の形成条件を著者ら¹⁴⁾の中規模河床形態の形成領域区分図によって検討すれば、Fig. 11 のようである。同図には、これまでに複列砂州あるいは網状流路の形成を主目的として行われた実験^{5,9,15,16)}の中から比較的河床形態が明確に判定される結果も示している。これからモード2の形態とモード3以上の形態は次式で表される縦軸に平行な線よく区分されることが判る。

$$h/d / (B/d)^{2/3} = 0.07 \dots \dots \dots (4)$$

モード3以上の形態間については実験値の数が少なく区分することはできない。また、(4)式の区分線は、比較的安定したとみられる河床形態の形成条件から得られたものであるので、実験Cの初期に現れたような

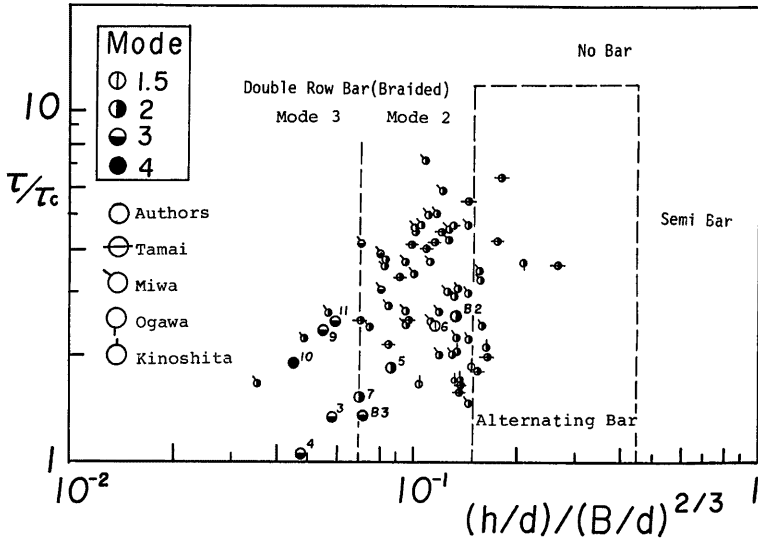


Fig. 11 A criterion for formative conditions of double row bars and braided streams.

極めて高いモードの形態の形成の予測に用いることも適切ではなく、この領域区分図は、複列砂州や網状流路の最終状態についての目安を与えるものと理解する必要がある。

事実、水理量の測定できた実験Cの各段階の形態を図示すると **Fig. 12** のようであって、 $h/d/(B/d)^{2/3} > 0.07$ の範囲でも3以上の高次モードの砂州が形成されていることが明らかである。しかしながら、**Fig. 12** において、網状流路が途中あるいは最終段階で現れた実験値の領域に着目してその条件を調べれば、(4)式がほぼ発生・非発生の区分線を与えていることが判る。したがって、網状流路はつぎのようにして形成されと考えられる。すなわち、規模の大きい低次モードの砂州が初期の高次モードの砂州と交替しながら発達していくと、ある段階で流水が低位部へ集中して大きい砂州の頂部が浮州化する。それとともに、そこに残っていたより高次モードの砂州による砂面の凹凸に応じて、頂部に小流路が刻み込まれ、浮州の分割が生じて網状流路状態が出現し、同時に、砂州モードの減少は停止する。この状態がモード2あるいは3以上となる場合の限界が(4)式で与えられる。今後、この過程を前節で検討したような砂州の形状特性とその時間的な変化に基づいて定量化すれば(4)式の物理的意味がより明確となり、それとともに、実際の網状河川の流路変動予測に向けて考察が進んでいくと期待される。

つぎに、初期の高次モードの砂州の形成条件について簡単に検討する。個々の砂州幅に着目すれば、Run B-2 の場合のように、規則的に発達した複列砂州は交互砂州と同様の形状特性や発達時間を示すので、その単位となっている砂州上の流れは交互砂州の場合とはほぼ同じと考えられる。したがって、初期の高モードの砂州のように、極めて規則的に配列されて発達していく場合でも個々の砂州上では交互砂州の場合と同様の流れとなっていると推定される。一方、砂面上でこのような流れが出現するための水理条件は交互砂州の形成条件である。それを下式¹⁴⁾

$$0.15 < h/d/(B/d)^{2/3} < 0.45 \quad \dots\dots\dots (5)$$

で表すと、高次のモードの砂州の場合は、上式の B を次数 m で水路幅を除いた砂州幅 $B_B = B/m$ で置き換えた次式で、その形成条件が推定できると可能性がある。

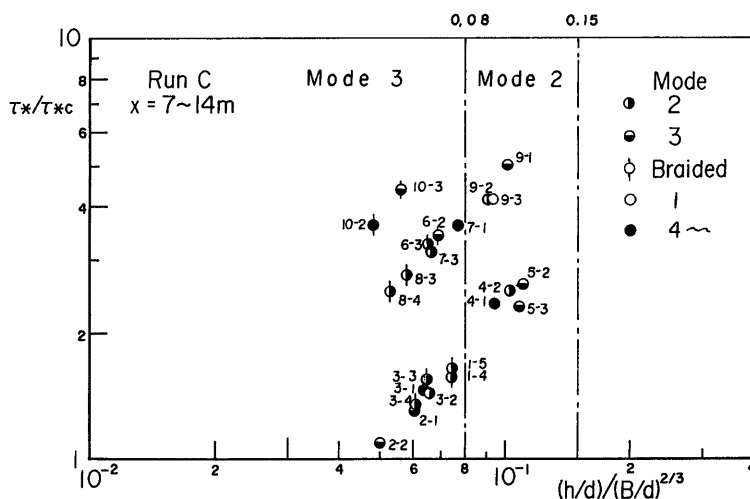


Fig. 12 An examination of the criterion for the formative conditions

$$0.15 < h/d/(B_B/d)^{2/3} < 0.45 \quad \dots\dots\dots (6)$$

Fig. 12 と同じ実験の各段階について(6)式のパラメータの値を計算すれば、その範囲は下記の(7)式のようになった。

$$0.10 < h/d/(B_B/d)^{2/3} < 0.36 \quad \dots\dots\dots (7)$$

(7)式は(6)式の範囲に大体入っており、このパラメータが0.36となる程度の高次モードの砂州から容易に目視できるようになると思われる。一方、このうち、(6)式の下限值よりも低い $h/d/(B_B/d)^{2/3} < 0.15$ の領域に入った実験値は Run C-8 と Run C-6 のいずれもモード2の網状化した砂州の場合であって、これより、逆にどの程度低次の砂州になれば網状流路に移行していくかの目安も得られる。

最後に、このような複列砂州や網状流路の形成条件に及ぼす掃流力・限界掃流力比 τ/τ_c の影響は、Fig. 11 や Fig. 12 から判るように、ほとんど認めることができない。もとより、本実験におけるこの比の範囲は、 $1 < \tau/\tau_c < 5$ であって、従来の中規模河床形態の実験条件の範囲からみるとそれほど広いものではないが、観察された形成過程の特徴にもこの比による相違は明らかではない。また、異なった形成過程を示した実験Bの場合についても、掃流力比がほとんど同じ値の Run が実験AやCにはいくつか含まれていることから、この比の相違が現象を支配したものではないことが理解される。しかし、当然ながら、土砂輸送能力はこの比の関数であるので、現象の進行速度は支配される。例えば、ほぼ同一水深で勾配の異なった Run C-3, C-8 及び C-10 では、網状流路状態を呈するまでの時間はそれぞれ1時間余り、約30分及び17分であって、掃流力の増加に対応して明らかに減少している。

5. あとがき

複列砂州と網状流路の形成過程に関して行った実験及びその結果について詳述し、ついで、実験結果に2, 3の検討を加えた。それらの特徴、得られた結果及び今後の課題について簡単に述べ、あとがきとする。

急勾配、均一砂で行った実験A及びCでは、通水初期に水路全面が同程度の形状の無数の鱗状の砂州で覆われ、ついでそれらが順次小数の形状の大きな砂州に交替していった。比較的水深の大きかった実験では、

上流から下流にかけて、斜め縞模様→鱗状砂州（モード7～8）→複列砂州（モード4）→複列砂州（モード2）と交替していく河床形態の変化が観察された。このような形態とその変化の理由については今後検討していかなければならないが、現象の推移から現在のところ、これは、初期の高モードの砂州の統合変化ではなく、既に河床に内在していた低モードの形態が発達して顕在化する、あるいは、上流に形成された砂州の影響で下流側はより低モードの砂州の形成され易い状況となることによると考えている。

このような状態から、各モードとくに低モードの砂州の発達に伴って、流水は滞筋に集中するようになる。水深が小さい場合、比較的高モードの砂州の形状を残したまま、砂面の高い個所から浮州が現われ始め、勾配が急で掃流力が高ければその浮州に小流路が刻み込まれて網状流路となっていく。一方、水深が大きい場合、低モードの砂州ほど卓越していくが、砂州の波高の発達には何等かの限度があって、いずれかのモードに留まると思われる。

この結果によれば、扇状地等を流れる網状河川でも、洪水到達直後は高モードの鱗状砂州が河床全体に形成され、さらに、小流域の河川では通常出水の継続時間が短いので、モードが低下しないうちに土砂流送が停止し、鱗状砂州の前縁に沿う多くの小流路が残存して、規則的な網の目状を呈することが考えられる。河床上昇の著しかったかつての常願寺川の河床横断面図には、このような砂州の発生が認められるが、今後各地の河川の状態についても検討していきたい。

これに対して、やや緩勾配の実験Bでは、初期に無数の並列の縦渦が生じたが、高モードの鱗状砂州は全く認められなかった。このような相違が何に起因するのかについても考察を加えていく必要がある。しかし、最終状態での河床形態は、支配パラメータの値が同一の実験AやCでのものと差異はなく、また、十分に発達すれば、複列砂州も交互砂州と同様の水理特性を示すことが判った。この知見に基いて、初期の鱗状砂州の形成条件と網状流路への移行モードに関する一つの目安を得ることができた。これらの条件を定量的に明確にするために理論的な取り扱いも含めて研究を進めていく予定である。

最後に、実験の遂行やデータの整理・解析では、大学院学生田村多佳志君（当時、現三井建設勤務）に大いに助けて頂き、本文に使用した図面の整理には河川災害研究部門中村行雄技官に協力頂いた。ここに、記して謝意を表します。

なお、本研究は、日本科学協力事業共同研究『河川の蛇行現象の解明と河道設計への応用に関する研究』（日本側代表 埼玉大学池田駿介助教授、米国側代表 ミネソタ大学 Gary Parker 教授）から補助を受けている。日本学術振興会、The National Science Foundation, USA の関係各位に感謝します。

参 考 文 献

- 1) 建設省北陸地方建設局富山工事事務所：常願寺川53.6梅雨出水災害状況，1978。
- 2) 村本嘉雄：流路形態，水工学に関する夏期研修会講義集，A-8，土木学会水理委員会，1976，pp. 1-27。
- 3) Bettess, R. and W.R. White: Meandering and braiding of alluvial channels, Proc., Inst. Civil Engineers, Part 2, 1983, pp. 525-283.
- 4) Graf, W. L.: Channel instability in a braided sand bed river, Water Resources Research, Vol. 17, No. 4, 1981, pp. 1087-1094.
- 5) 玉井信行・長尾 哲・三国史雄：直線水路における複列砂礫堆と網状流路の形成について，第22回水理講演会論文集，1978，pp. 265-273。
- 6) 木下良作：大井川牛尾狭窄部開削の影響に関する「砂礫堆相似」による模型実験，建設省中部地方建設局静岡河川工事事務所，1980，p. 117。
- 7) 三輪 式：単列砂礫堆と複列砂礫堆の関係，第28回水理講演会論文集，pp. 775-781，1984。
- 8) 三輪 式：模型砂礫堆を河川砂礫堆に相似させるための実験則，第27回水理講演会論文集，1983，pp. 733-740。

- 9) 砂田憲吾：釜無川（富士川）における一洪水による河床変動，土木学会論文集，第363号，II-4（報告），1985，pp. 235-243.
- 10) 村本嘉雄・藤田裕一郎・赤松英樹：網状流路の形成過程に関する基礎実験，昭和59年度土木学会関西支部年次学術講演会講演概要，1984，pp. II-22-1-2.
- 11) 村本嘉雄・藤田裕一郎・赤松英樹：複列砂州の形成過程について，昭和60年度土木学会関西支部年次学術講演会講演概要，1985，pp. II-30-1-2.
- 12) 村本嘉雄・藤田裕一郎・赤松英樹：網状流路の形成過程について，昭和61年度土木学会関西支部年次学術講演会講演概要，1986，pp. II-51-1-2.
- 13) 芦田和男・村本嘉雄・奈良井修二・塩入淑史：河道の変動に関する研究(1)——流路の変動過程に関する実験——，京大防災研究年報，第13号B，1970，pp. 243-260.
- 14) 村本嘉雄・藤田裕一郎：規模河床形態に関する研究，京大防災研年報，第20号B-2，1977，pp. 243-258.
- 15) 木下良作：石狩川河道変遷調査——参考編——，科学技術庁資源局資料，第36号，1962，p. 130.
- 16) 小川良市・深見親雄：単列砂礫堆と二列砂礫堆との中間形態について，土木学会第34回年次学術講演会講演概要集，II-95，1979，pp. 189-190.
- 17) 藤田裕一郎・村本嘉雄・堀池周二：交互砂州の発達過程に関する研究，京大防災研年報，第24号B-2，1981，pp. 411-431.
- 18) 藤田裕一郎・村本嘉雄・堀池周二・小池 剛：交互砂州の発達機構，第26回水理講演会論文集，1982，pp. 25-30.
- 19) 藤田裕一郎・小池 剛・村本嘉雄：交互砂州の波長の発達機構，第29回水理講演会論文集，1985，pp. 25-30.