

蛇行湾曲部における鳥冠状河床形

Cristate Bed Configuration in a Meander Bend

池田 宏*・伊勢屋ふじこ*・新沢 祐子**

Hiroshi IKEDA, Fujiko ISEYA and Yuko SHINZAWA

I はじめに

蛇行河道の湾曲部凸岸側の下流向き河岸は、一般に堆積河岸で、寄州が形成される。寄州の形態には、出水時における湾曲部での水流の三次元構造が反映されている筈であるから、その形態の特徴を調べることは、蛇行河道の特性を解明する上で重要であると考えられる。本研究では、寄州の地形のうち、とくに寄州斜面に形成される特異な凹凸地形を対象として、その実態を水路実験によって調べた。予察的な実験結果ではあるが、2, 3の新たな知見が得られたので、それらの点を取りまとめて報告する。

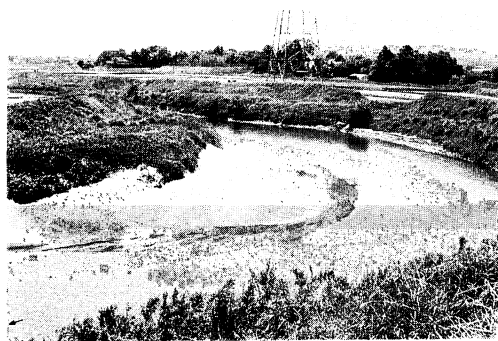
II 小櫃川中流の蛇行湾曲部の寄州に生じた鳥冠状河床形

小櫃川の蛇行湾曲部（第1図）の寄州に、第2図のような河床形が観察された。すなわち湾曲部

凸岸側の寄州平坦部（point-bar platform）と凹岸側の深掘れ部（scour pool）の間の斜面（寄州斜面、point-bar slope）に数列の尾根（spur）が生じ、それが低水時の水面下に没していくために、寄州の水際線は鋸状（鳥冠状）を呈していた（第3図）。この尾根と谷（furrow）の地形は砂れんや砂堆と異なるもので、砂れんや砂堆が持つ



第2図 第1図の寄州に生じた鳥冠状河床形



第1図 小櫃川中流、下郡地点の蛇行湾曲部（上流を見る）



第3図 鋸状を示す寄州の水際線

* 筑波大学水理実験センター ** 筑波大学自然学類（現 富士通エフ・アイ・ビー）（1985年7月8日受理）

ているような流下側の急斜面面がない。そこで、この尾根と谷によって構成される河床形を鳥冠状河床形 (crystate bed configuration) と呼ぶことにする。

小櫃川は房総半島南部の清澄山 (標高 383 m) 付近に発して北流し、木更津市街地の約 4 km 北で東京湾に注ぐ、流域面積 267km²、流路延長88kmの河川である。流域の上流部では、砂岩および泥岩を主とする上総層群からなる丘陵地の間を穿入して流れ、中流の君津市久留里付近以下では、未固結の砂泥を主とする下総層群からなる洪積台地を開析した谷底平野上を流れる砂床蛇行河川である。

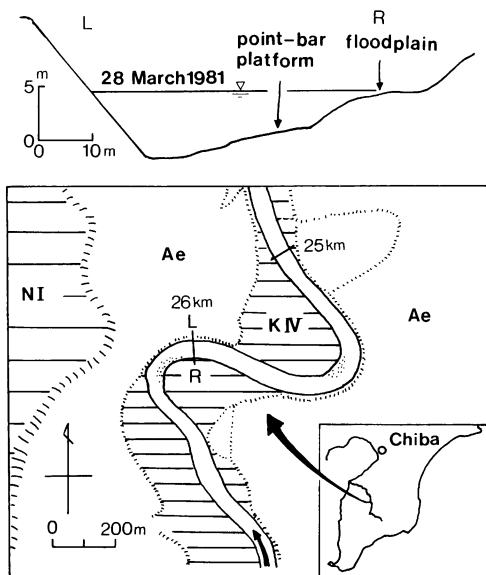
河床形状を観察した富来田町下郡 (河口から26 km) では、最終水期の海退時に形成された谷が、後水期の海進に伴ってシルトや細砂で埋積されて生じた沖積平野面 (鹿島, 1982) が標高25m程の高さに1.5km程の幅をもって発達している (第4図)。その4~5 m 下位に小櫃川のかつての氾濫

原 (久留里IV面——鹿島, 1982) が150~350 mの幅をもって分布し、現在の小櫃川河道は久留里IV面より2.5 m 程低い高さに新たな氾濫原を形成している。なお、現氾濫原と久留里IV面との境界には高さ1 m程の低い人工堤防が築かれている。

この付近で、小櫃川の河道幅は約35m、河床幅は直線的区間で約15mで、河道の最大深さは約5 m (河床高は標高 13.5 m)、平均河床勾配は約1/1200という、幅/深さ比の小さな河道である。

河床および河岸構成物質は砂泥であるが、それには顕著な上方細粒化が認められる。すなわち河床の深掘れ部は礫混じりの粗砂・中砂からなり、それより高い寄州平坦部は中砂と粗砂で構成されているが、寄州平坦部より更に高い河岸は細砂で構成され、粗砂はみられなくなる。その上方では更に細粒となり、氾濫原にはシルトが堆積している。

富来田町下郡地点については、1970年当時から今まで、河床形状を何度となく観察してきたが、寄州の表面は通常平坦であり、明瞭な鳥冠状河床形は観察されなかった。この地点の寄州に鳥冠状河床形を生じさせたのは、1982年3月26日~27日の降雨 (銚子における総降水量 114.5 mm) による河岸満水位に達する出水時の流れである。この出水時の流量は、ピーク時で150~200m³/sのオーダーと推定される。2 kmほど下流の間新橋における1975年の水位—流量曲線 ($Q=24.370 (H-1.050)^2$) からは、この区間の小櫃川の河岸満水流量が150~200m³/s程度と推定されること、また、15km下流の椿観測所 (河口から11km地点) では、1949年から1967年の間の年最大日流量が平均208m³/sと算定されている (千葉県開発局工業用水部工務課, 1969: 君津三川流量年表) からである。

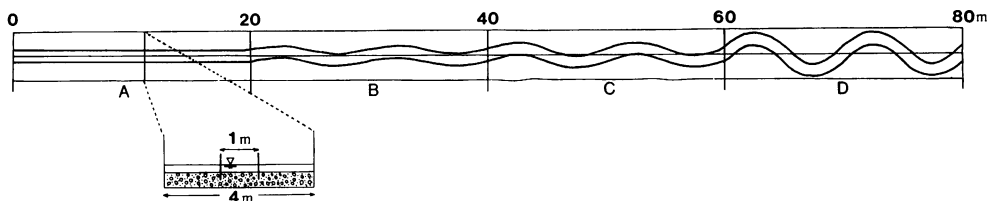


第4図 小櫃川中流、下郡付近の地形と河道形状
平面図中のNI: 南総I面, Ae: 沖積平野面 (段丘化している), KIV: 久留里IV面 (段丘面の区分は鹿島, 1982による)。図中の距離は河口からの河道に沿った距離。河道の横断面図は26km地点 (L: 左岸, R: 右岸)

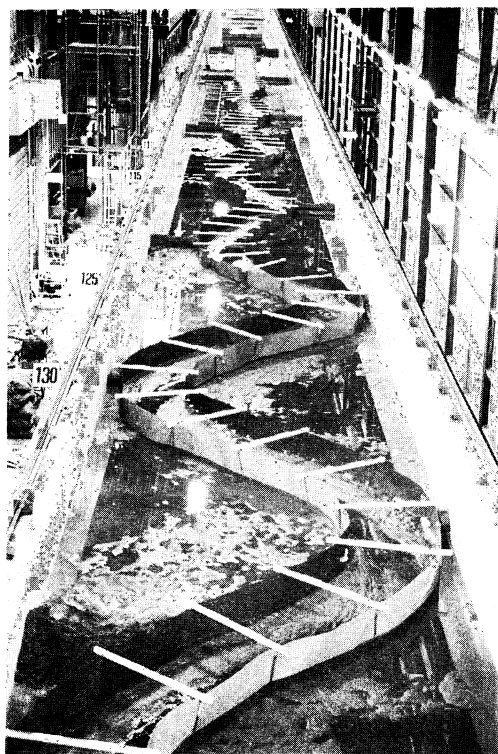
III 実験方法と実験結果

1. 実験水路

鳥冠状河床形の性質を調べる実験では、流量、実験材料 (底質)、水路形状のいずれかを変化させて、現象を観察することになる。小櫃川での観



第5図 蛇行水路の概略図



第6図 蛇行水路（下流から上流を見る）

察によれば、鳥冠状河床形は屈曲の程度が強い湾曲部に限って、しかも、大出水時に形成されたことから、実験では、現象に最も強く関与していると考えられた流量と蛇行水路の屈曲度を変化させることにし、底質と勾配および水路の幅と蛇行波長とは一定とした。

作製した蛇行水路の概要を第5図に示す。この水路は、筑波大学水理実験センターの大型水路（幅4m、長さ160m）に砂を所定の勾配（谷底

勾配1/500）で30cm程の厚さに敷き均らし、そこに長尺のトタン板を差し込んで水路側壁としたものである（第6図）。水路幅は1mである。上流側の起点から20mは直線区間（以下ではA区間と呼ぶ）とし、その下流に蛇行区間を設けた。蛇行水路の平面形は sine-generated curve (Langbein and Leopold, 1966) で与え、蛇行波長は10mとして、蛇行の屈曲度を20m毎に段階的に増した。すなわち1種類の屈曲度について2波長（20m）の区間を設け、蛇行の最大偏角を上流側から12度、20度および45度とした。これを、上流側からB、CおよびD区間と呼ぶ。水路側壁上端には水路中央に沿う距離で1mおきに横木を渡し、それを水面高と砂床高測定時の基準とした。

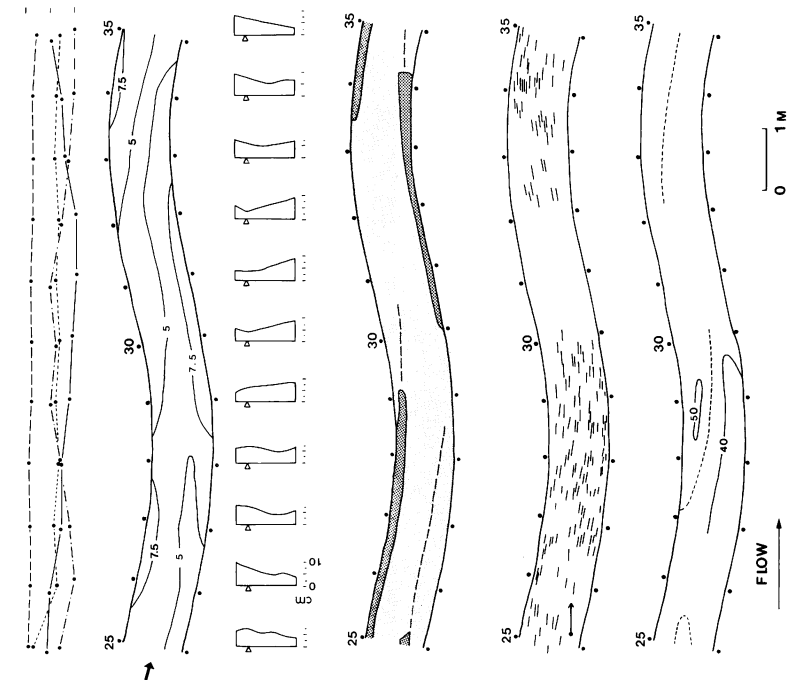
以上のようにして作製した水路では、通水すると水路内部から外部へ砂層中を浸透して水が滲みだすため、水路内を流れる水量が縦断的に変化してしまう。そこで、水路外部の数箇所に止水堰を設けて、水路外部の静水位を水路内部の水位と等しいレベルに保つことにより、漏水を防止した。

今回の実験で屈曲度の異なる蛇行水路を上下流に接続させたのは、実験に要する時間を短縮するためと、蛇行振幅の違いの効果を容易に認識しようとしたためである。しかし、このために屈曲度の小さい上流区間の影響が下流に及ばないかという懸念が生ずる。結果的には、その心配は無用であった。Martvall and Nilsson (1972) や Hooke (1975) の実験でも、助走区間は半波長である。

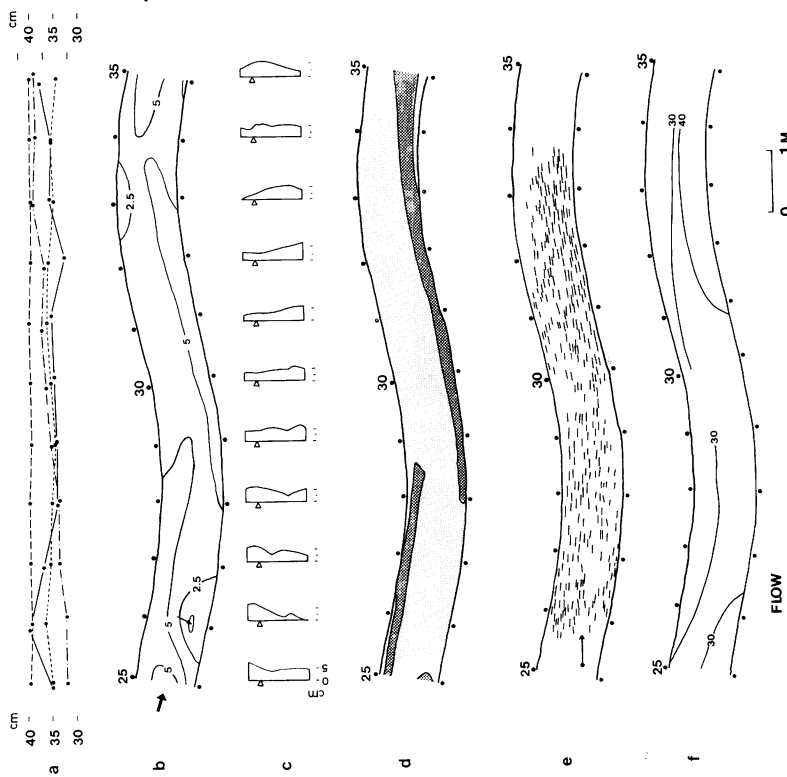
2. 実験条件

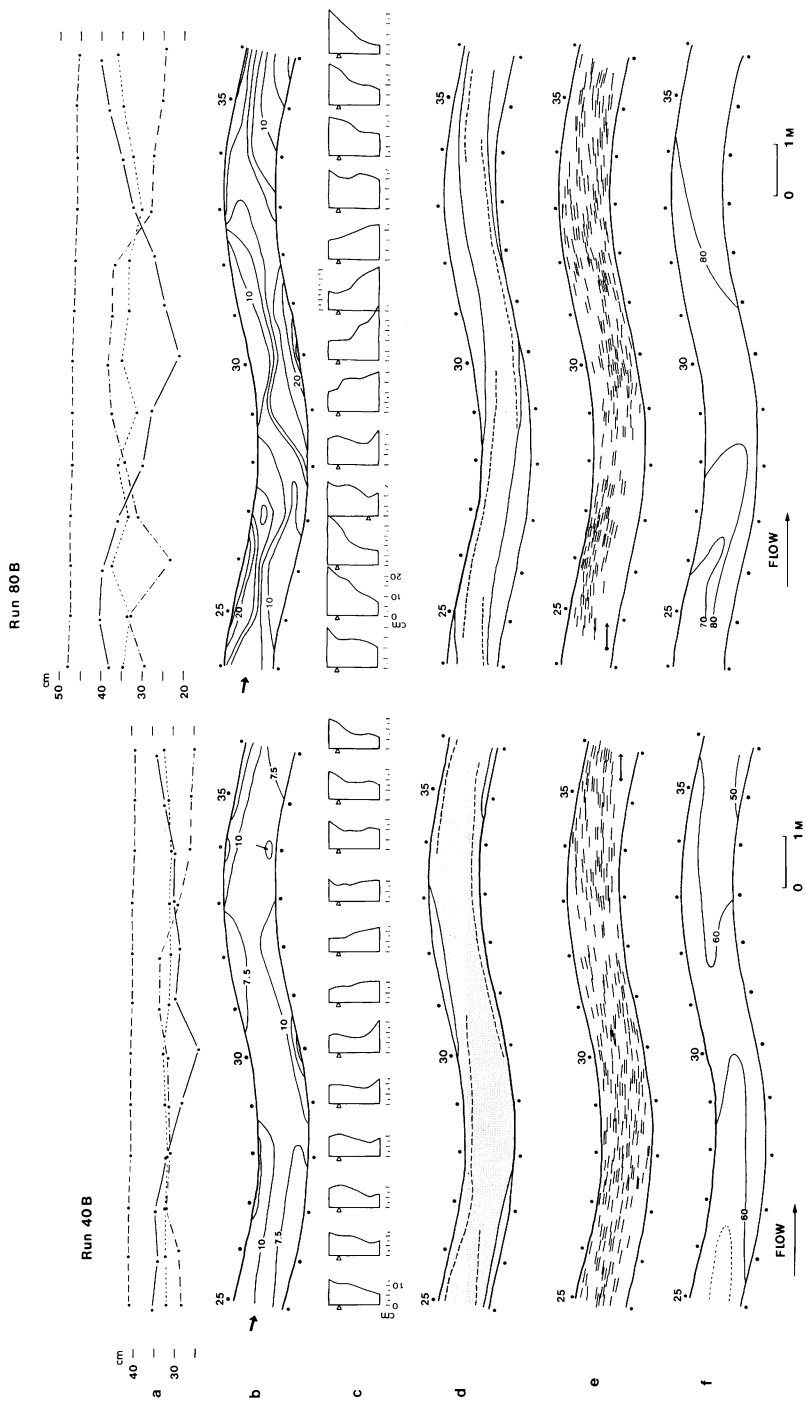
今回の実験で幅1mというやや大型の水路を用いた理由は、幅10～20cmといった小型の水路によ

Run 20B



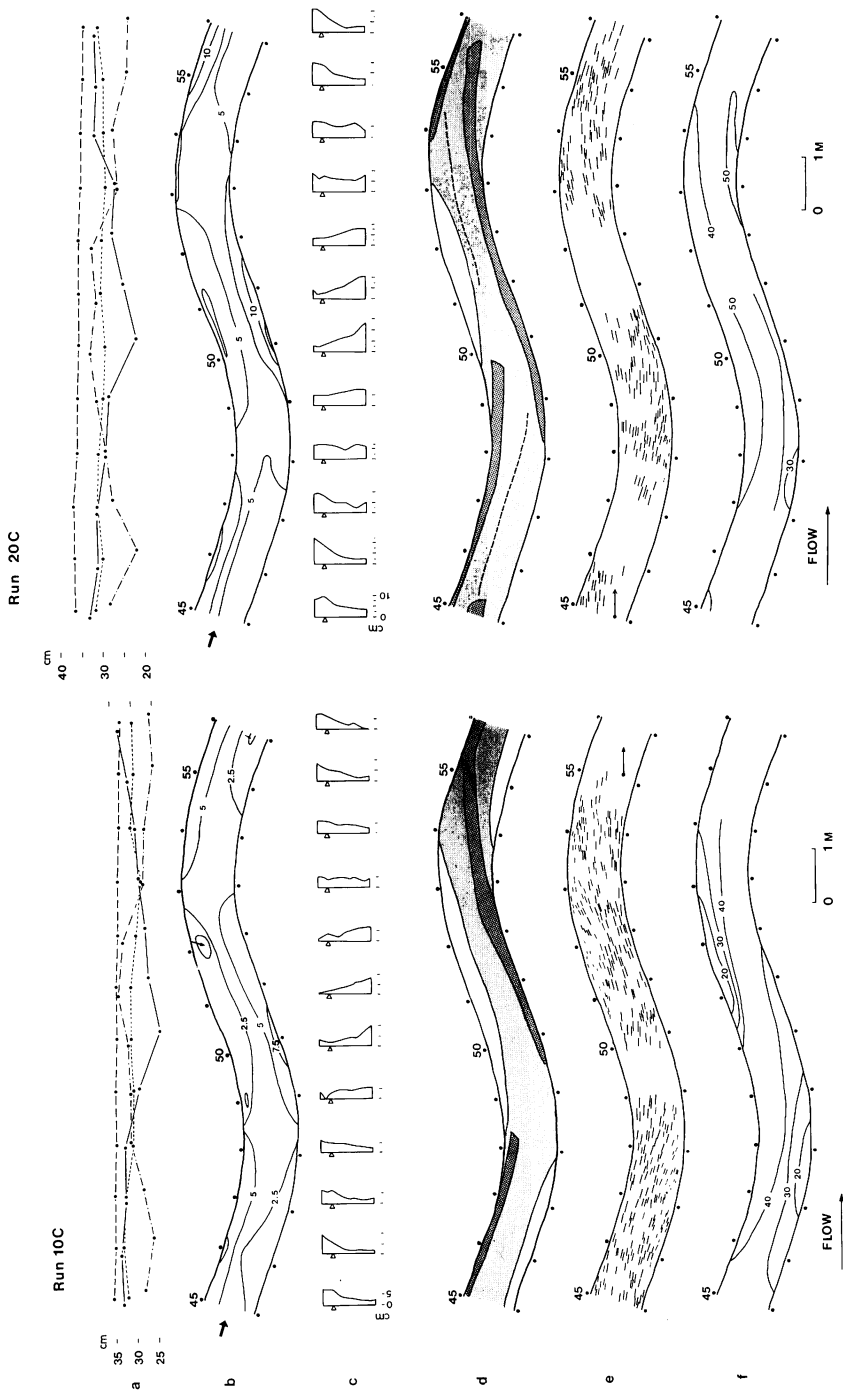
Run 10B

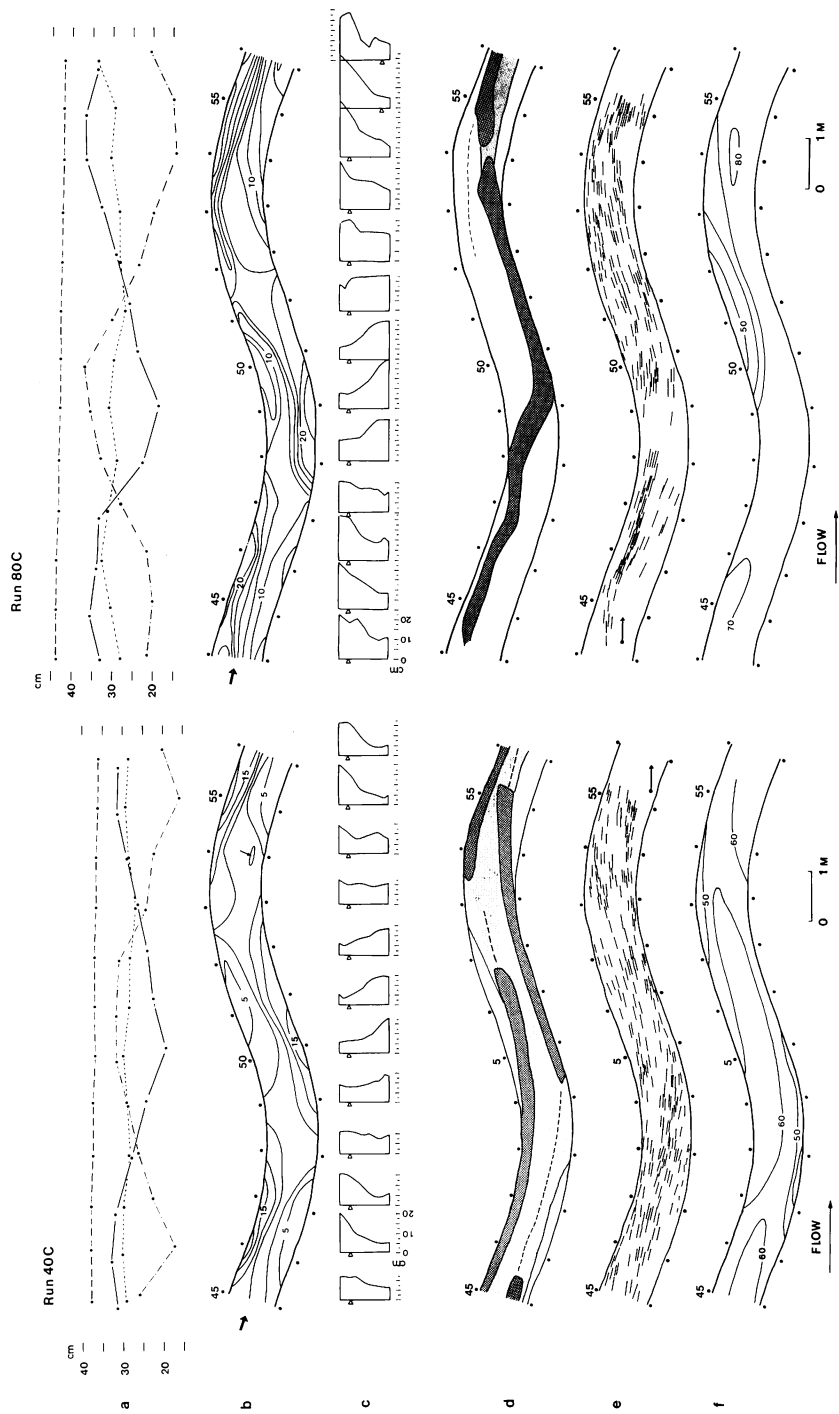




第7図 Run B シリーズの実験結果

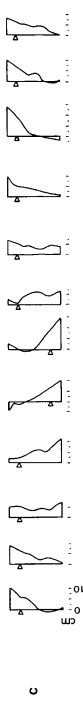
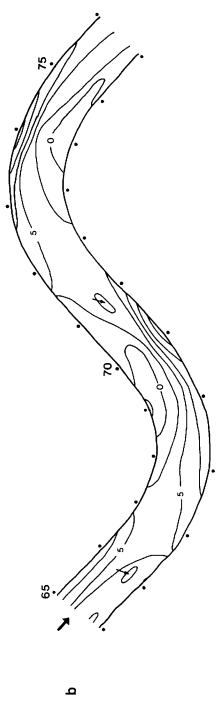
- (a) 水面高および水路中央と左右岸に沿う河床高の縦断面図 (破線: 水面, 点線: 水路中央, 一点鎖線: 左岸, 実線: 右岸)
- (b) 水深縦断面図 (等値線間隔は 2.5 cm)
- (c) 横断面図
- (d) 表面流況図 (濃いアミ: パンチ屑が集中している部分, 薄いアミ: パンチ屑が発散している部分, 破線: パンチ屑がわずかに集中している部分)
- (e) 表面流向・流速図 (図中の矢印の長さが流速 1 m/s に相当する)
- (f) 水流表面の等流速線図 (等値線間隔は 10 cm/s)



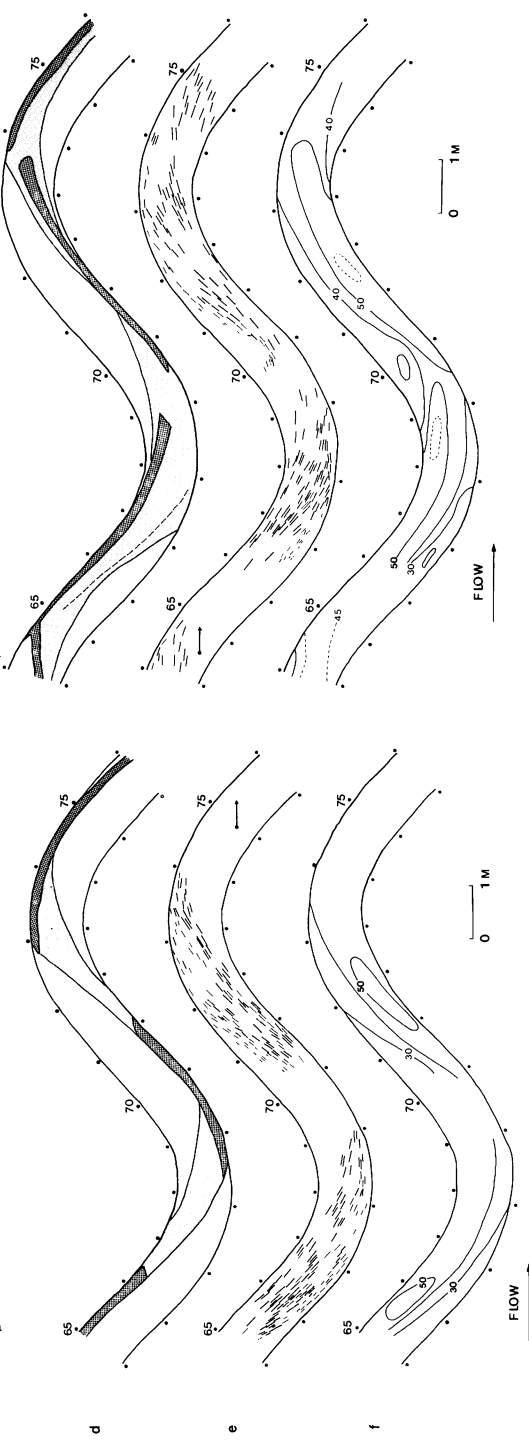
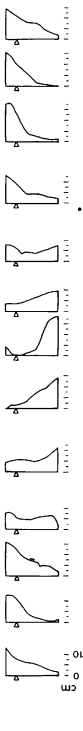
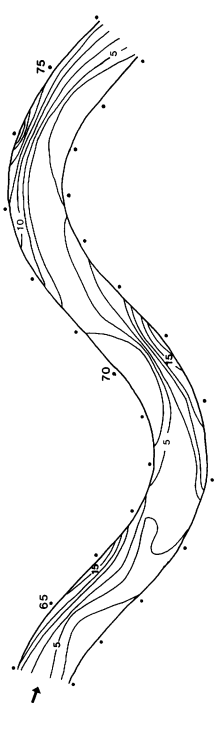
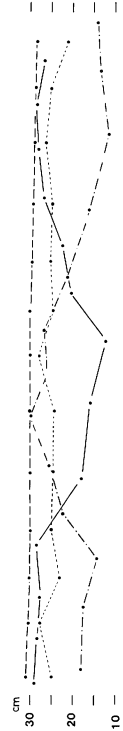


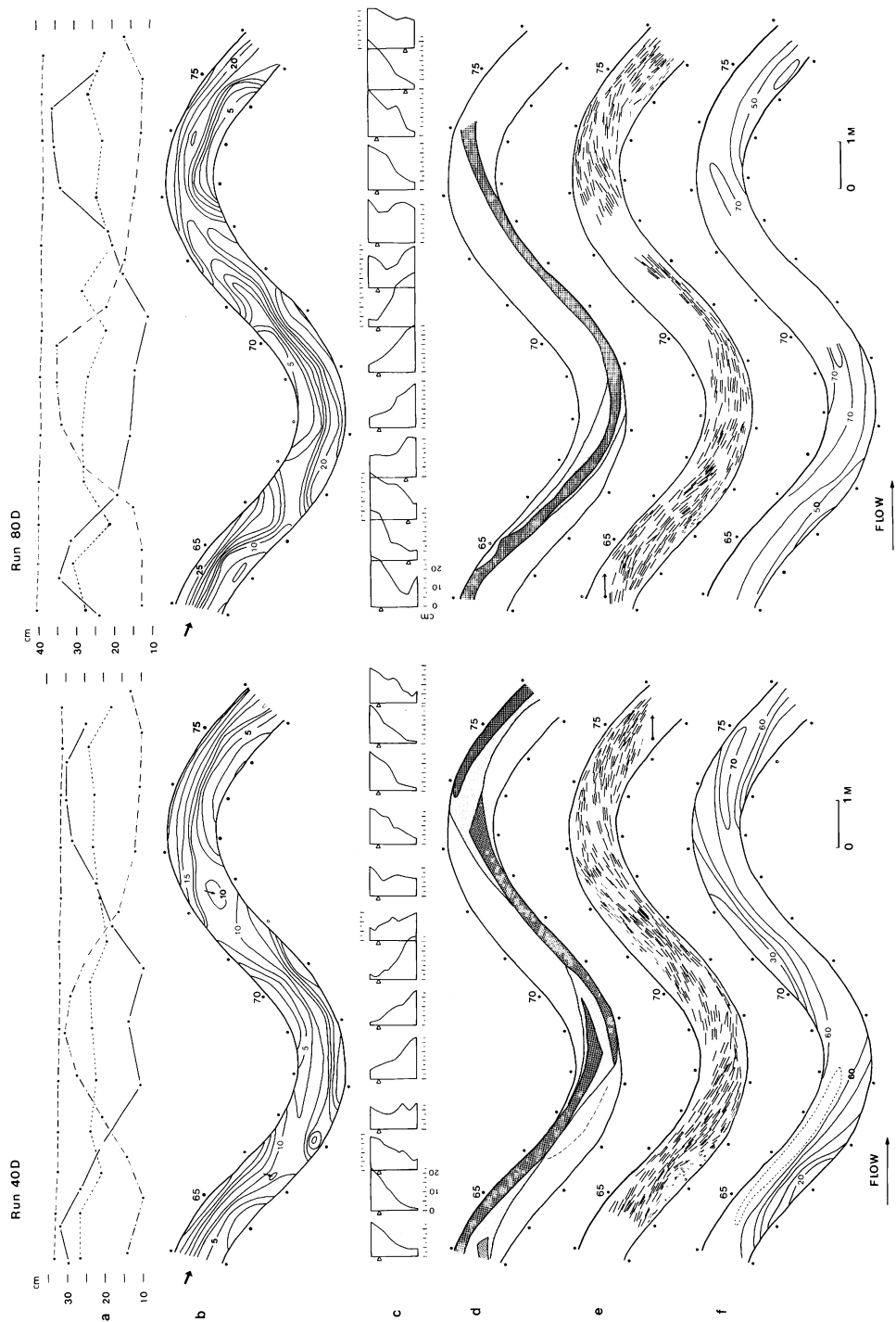
第8図 Run C シリーズの実験結果 (図の説明と凡例は第7図と同じ)

Run 10D



Run 20D





第9図 Run Dシリーズの実験結果 (図の説明と凡例は第7図と同じ)

ってなされた従来の実験では、ここで対象とした河床形の形成が報告されていないためである。このことは、実際河川の現象を再現するには、ある程度以上大きい模型を使う必要があることを暗示している。

また、勾配を1/500と小さくしたのは、砂礫堆が形成されない条件を与えるためである。小櫃川の蛇行河道は勾配が小さく、しかも河道の幅/深さ比が小さく、砂礫堆が形成されない条件を備えている(池田, 1973; 1975)からである。砂礫堆が形成される条件下では、水路の屈曲に起因する水流の蛇行性と砂礫堆による水流の蛇行性とが共働して、水路内の現象はやや複雑となってしまう(池田, 1977; 長谷川, 1984)。

小櫃川では、大出水時に鳥冠状河床形が形成されたことから、給水量を変化させてその影響を調べた。給水量は毎秒10ℓ, 20ℓ, 40ℓおよび80ℓの4通りとした。後述するように、この水路を小櫃川に見立てれば、低水時から河岸満水時に近い状態までを見たことになる。すなわち、実験に用いた蛇行水路が小櫃川のフルード相似模型であるとみなし、任意の変数 X について、実際河川の値を X_p 、実験水路の値を X_m で表し、その二つの値の比 X_p/X_m を X_r と書き表すと、流量 Q の比、 Q_r は、

$$Q_r = A_r \cdot V_r = Y_r \cdot L_r \cdot L_r / T_r \\ = L_r^2 \cdot Y_r / T_r \quad (1)$$

ここで、 A = 流水断面積、 L = 水平方向の長さの尺度、 Y = 鉛直方向の長さの尺度である。またフルードの相似則から

$$F_r = V_r / \sqrt{T_r} = (L_r / T_r) (1 / \sqrt{Y_r}) = 1 \quad (2)$$

と書けるから、

$$T_r = L_r / \sqrt{Y_r} \quad (3)$$

となる。これを(1)式に代入して、

$$Q_r = L_r \cdot Y_r^{3/2} \quad (4)$$

で与えられる。ここで、勾配の比 S_r は

$$S_r = Y_r / L_r \quad (5)$$

であるから、

$$Q_r = L_r \cdot (S_r \cdot L_r)^{3/2} = S_r^{3/2} \cdot L_r^{5/2} \quad (6)$$

となる。

これを計算すると、1 m幅の水路における毎秒80ℓの流量は、幅35m、勾配1/1200の小櫃川では毎秒156m³に相当することになる。

さらに大流量についても調べたかったのであるが、流量を増すほど水衝部の洗掘深が大きくなり、水路を保持し得なかった。結局、屈曲の程度を変えたA～D区間について流量を4通りに変えて、合計16 Runの実験を行ったことになる。

実験材料(底質)としては、以前の実験で用いられて、既に水路に入っていた細礫混じりの砂(中央粒径0.7mm)を用いた。細砂から細礫まで混合したものを敷きつめておき、水流によってそれがどのように分級されるかを見ようと考えたわけである。

3. 測定項目と計測方法

所定の流量を通水して、大型水路下流端の可動堰の高さを調節し、水面勾配を谷底勾配と等しく1/500に設定した。通水中、実験河道の上流端で適宜給砂を行い、河床低下を防止した。通水を継続し、河床形状が安定した後に、各種の測定を行った。流量が10ℓ/sの場合には、通水1昼夜前後に、また80ℓ/sの場合には数時間後に河床形状が安定状態に達した。

水流表面の流況・流れの集中・発散の状態は、水流表面にパンチ屑を散布して写真撮影を行って調べた。写真撮影は、以下の撮影を含め、大型水路建屋に懸垂して自走する天井走行電車から行った。表面流向・流速の測定は、1 cm角に切った紙片を水流表面に散布し、スロー・シャッターで写真を撮影した。シャッター・スピードは1/2秒とした。

停水して水がひいた後に平面写真を撮影し、河床形状と河床物質の粒径分布を記録した。減水時に河床の一部は多少変形されるが、大局的な河床形状は殆ど変化しなかった。水流と河床形状の横断形に関しては、水路にそって1 mごとに渡した横木を基準にして、通水中に水面高を測定し、停止後に河床の横断形を測定したに止めた。水面高の左右岸での差や横断面内での流速分布、とくに二次流の強さなどに関する測定は行わなかつ

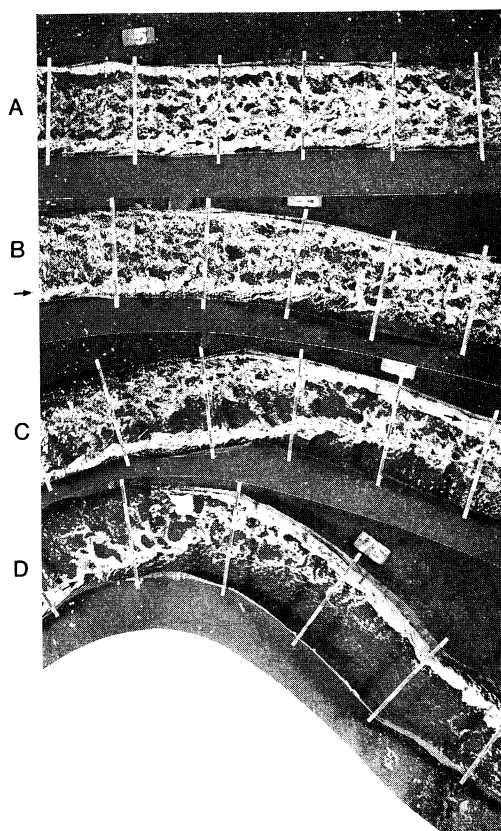
た。今回は、詳細な測定以前に、実験条件を広く変化させて、現象を起こしてみるという点に、実験の主眼を置いたためである。

以上の測定は、振幅の異なる A～D の各区間 (20m) について、それぞれの区間の中央部分の 10m (1 波長) について行った。

4. 実験結果

水路の屈曲度を A～D に、また給水量を 10～80 ℓ/s の 4 通りに変えて、流況と河床形状の変化を調べた 16 Run の結果のうち、A 区間についての 4 Run (A シリーズ) を除いた B～D シリーズの結果を第 7 図～第 9 図に示す。各 Run の呼称は、流量と水路の屈曲度を組み合わせて、例えば B 区間に毎秒 10 ℓ の水を流した Run を、Run 10B とした。各 Run について、平均水深と平均流速を算出し、第 1 表に示す。

実験の結果、直線区間では水流は集中・発散せず、水路幅一杯に広がって流れ、砂礫堆は形成されなかった。ところが蛇行区間では偏流が生じて、水路の一部に集中した強い流れが生ずる (第 10 図)。その水流の表面流況には水路の屈曲の程度が強く反映されている。この水流のパターンと河床形状との間には、密接な対応関係があり、凸岸の上流向き側壁に沿って洗掘が生じ、そこから流送された砂が直下流の凸岸下流向き部分に堆積して寄州を形成する。河床の起伏は水路の屈曲度と流量が増す程大きくなる。こうして形成された砂礫堆と類似の河床形は、しかし、屈曲度の小さい B 区間でも移動しない。すなわち、水路が屈曲しているために形成される強制砂礫堆 (池田, 1977) であり、直線水路内で形成され、下流へ移



第10図 蛇行水路における表面流況 (流量40 ℓ/s)

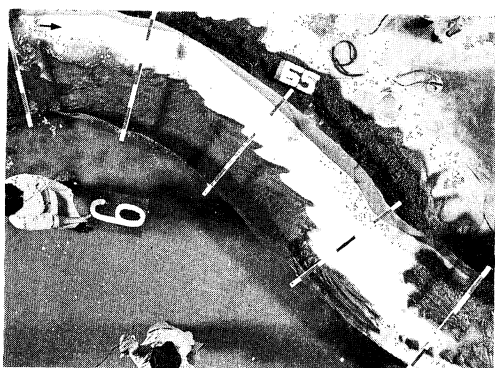
動する移動砂礫堆と異なる。

なお、寄州の下流端と水路側壁との間の凹地 (swale) に始まる深掘れ部は、曲頂とその直上の転向点 (crossing, 反曲点あるいは横過点とも呼ばれる) の間で途切れ、対岸へ連続しなかった。すなわち、不良なる S 形水路 (君島, 1955, P. 143) とか変位横過あるいは台状横過 (宮本, 1936, P. 19) とか、また、不正常変曲 (藤芳, 1949, P. 23) と呼ばれたタイプの河床形状を呈した。

蛇行水路内の河床形状と水流との関係について注目されることは、水流表面の主流線の位置が河床の深掘れ部とずれていることである。すなわち、河床の深掘れ部は水流の集中箇所よりかなり上流に始まることが多い。このことは、流れが強い地点ほど河床が深く掘れるわけではないこと、

第 1 表 各 Run の平均水深 (cm) と
平均流速 (cm/s)

流量	10 ℓ/s	20 ℓ/s	40 ℓ/s	80 ℓ/s
区間	水深 流速	水深 流速	水深 流速	水深 流速
A	5.7 17.6	6.7 29.8	9.9 40.4	16.2 49.2
B	4.7 21.6	6.0 33.6	9.2 43.6	13.6 58.9
C	4.0 25.2	5.8 34.3	9.5 42.2	14.3 56.0
D	4.3 26.1	6.1 33.1	10.3 38.8	14.9 53.6



第11図 蛇行水路湾曲部における鳥冠状河床形
(停水後に、白色のポスター・カラー
水溶液を湛水面に投入して撮影)

いいかえれば移動床を持った蛇行水路の河床形状は局所洗掘現象とは異なり、河床高は、その地点へ上流から供給される流砂量とその地点の流れの強さに応じた高さになって安定していることを示している。

蛇行水路内における底質分布にも、河床形状や水流のパターンと密接な関係が認められた。すなわち、直線区間と異なり、蛇行区間の底質には明瞭な水平的分級が生ずる。一口で言えば、深掘れ部には礫が残留し、寄州平坦部には細砂を主とする砂が堆積する。なお、流量が大きい Run 80 シリーズでは、深掘れ部から礫が運び出されて、直下流の寄州平坦部に点在した。

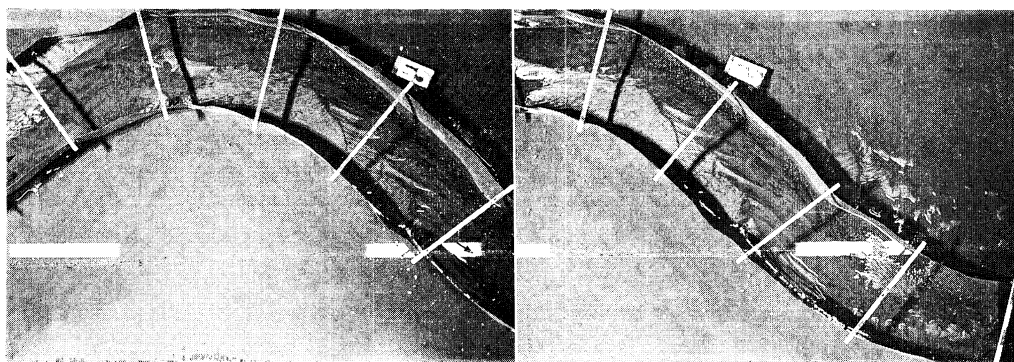
これら 16 Run の実験の中で、水路の屈曲度が最も強く、しかも流量の大きい Run 40D と Run

80D において、寄州斜面に顕著な凹凸が形成され、低水流との水際線が鳥冠状を呈した (第11図)。毎秒 40ℓ と 80ℓ の流量は、前述したようにして、小櫃川に換算すればそれぞれ $80\text{ m}^3/\text{s}$ と $160\text{ m}^3/\text{s}$ といった、河岸満水位に近い出水に相当すること、また屈曲度が強い湾曲部の寄州斜面にのみ鳥冠状河床形は生ずること、さらに後述するような形態の共通性からみて、小櫃川の鳥冠状河床形と実験水路に生じた河床形とは同じ成因による河床形と考えられる。

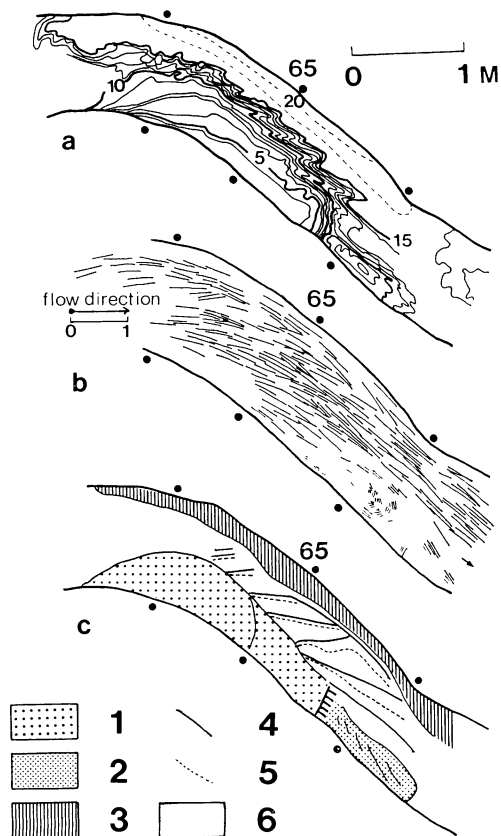
IV 蛇行水路湾曲部における鳥冠状河床形

第12図に、Run 40D で形成された鳥冠状河床形を示す。第11図のような写真を水面高を 1 cm ずつ変えて撮影し、河床の等高線図を描いた (第13a 図)。なお、破線は実測した河床高を基に補った等高線である。これに見られるように、凸岸の下流向き側壁に接して水深 5 cm ほどの寄州平坦部があり、また、その対岸には水深 22 cm ほどの深掘れ部がある。

深掘れ部は細粒な砂が選択的に流送されて、粗粒な砂が残留し、極粗砂を含む粗粒な砂からなるのに対し、寄州平坦部は中砂を主体した砂からなる (第14図)。寄州の下流端は、水路の向きと直交する方向の走行を持つ高さ 5 cm の急崖となっている。その崖の下に一段低い、水深 10 cm 程度の棚状部がある。この位置は、流れの剝離部分に当たっており、流速は小さく、しかも逆流している



第12図 蛇行水路湾曲部における河床形状 (Run 40D)



第13図 Run 40Dにおける鳥冠状河床形
 (a) 河床の等高線図 単位: cm
 (b) 表面流向・流速分布図 単位: m/s
 (c) 地形分類図 1: 寄州平坦部, 2: 凹岸ベンチ, 3: 深掘れ部, 4: 尾根, 5: 谷, 6: 寄州斜面

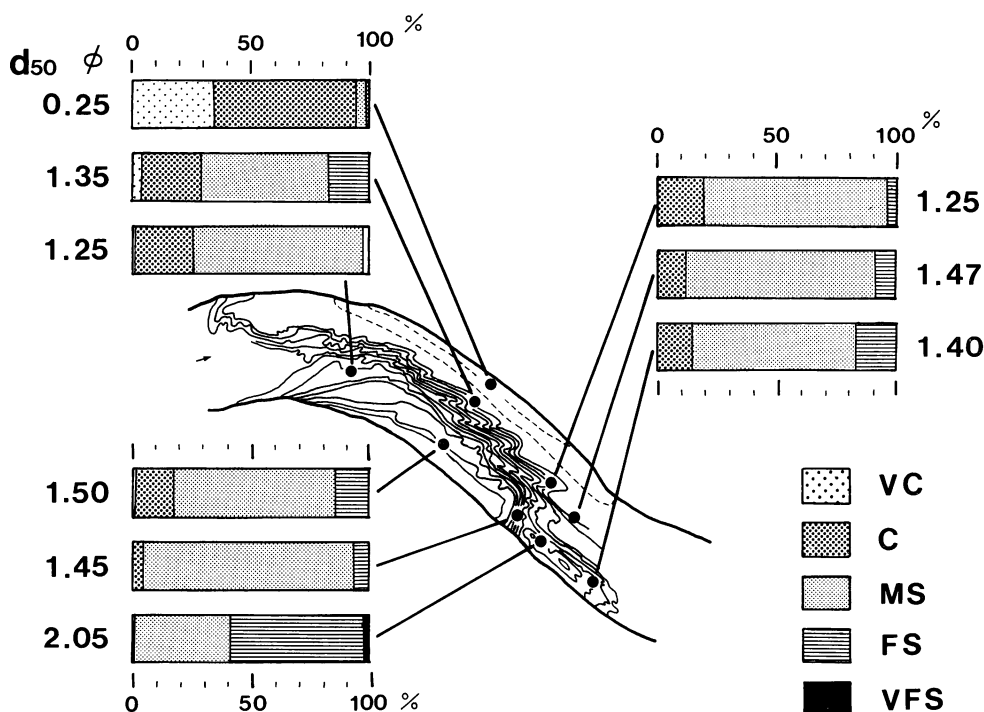
(第13b図)。その表面には砂れんが生じているが、この砂れんは水路の上流方向を向いた、逆流砂れん (back-flow ripple) である。この棚状部は特に細粒な砂のみによって構成されていることが特徴である。この棚状部は、蛇行河川において、Page and Nanson (1982) が凹岸ベンチ (concave-bank benches) と呼んだ地形に相当するので、ここでも凹岸ベンチと呼ぶことにする。

以上のように、Run 40D では蛇行水路湾曲部の河床形状は、寄州平坦部と深掘れ部、および両

者をつなぐ寄州斜面と寄州下流の流れの剝離部分に形成される凹岸ベンチの4つの要素に区分することができる (第13c図)。

鳥冠状河床形は寄州斜面に形成される。鳥冠状河床形を構成する尾根と谷を第13c図中に描いた。この河床形は通水中に形成されていたものであり、水が引く時に生じたものではない。しかも、一つひとつの尾根と谷の位置は固定していて、砂れんや砂堆のように移動しないことが特徴である。尾根線は15~20cm間隔で並んでいる。尾根線と谷線の配列を平面的に見ると、尾根線の上流向き斜面が広く、下流向き斜面が狭く、一見、砂れんや砂堆のように流下側に急傾斜した前縁を持っているように見えるが、実際には、そうではなく、尾根の両側の傾斜はほぼ等しい。下流向き斜面の長さが短いため、平面的に見ると、尾根線の下流向き斜面が狭く見えるのである。尾根線は凸岸側の側壁の延長方向に延びて、下流方向へ次第に方向を転じ、側壁と平行に近くなる。このように尾根と谷が寄州斜面に形成されており、しかもその向きが下流方向へ徐々にかわるために、低水時の水際線が鳥冠状を呈するのである。

水流表面の流向・流速分布図 (第13b図) によれば、鳥冠状河床形が形成されている範囲では、とくに流向の変動が激しいことが判る。この図は、連続して撮影した数枚の写真をもとに作成したので、流向が時間的に変動する所では、流向線が交わることになる。さらに、尾根線の向きは表面流向にはほぼ一致していることが明らかである。Run 80D の河床形状も、Run 40D と基本的には変わりなく、4つの要素で構成されている (第15図)。すなわち、水深5cmほどの寄州平坦部と水深25cmほどの深掘れ部の間に寄州斜面がある。鳥冠状河床形はRun 40Dと同様、寄州斜面に形成されているが、その尾根と谷の数は、Run 40Dと比較して大変少なくなる。すなわち尾根と谷の間隔が広がり、しかしそれらの長さが短くなる。おまけに尾根の向きは水路凸岸側の側壁の延長方向を向いてはいるが、Run 40Dの場合と比較し



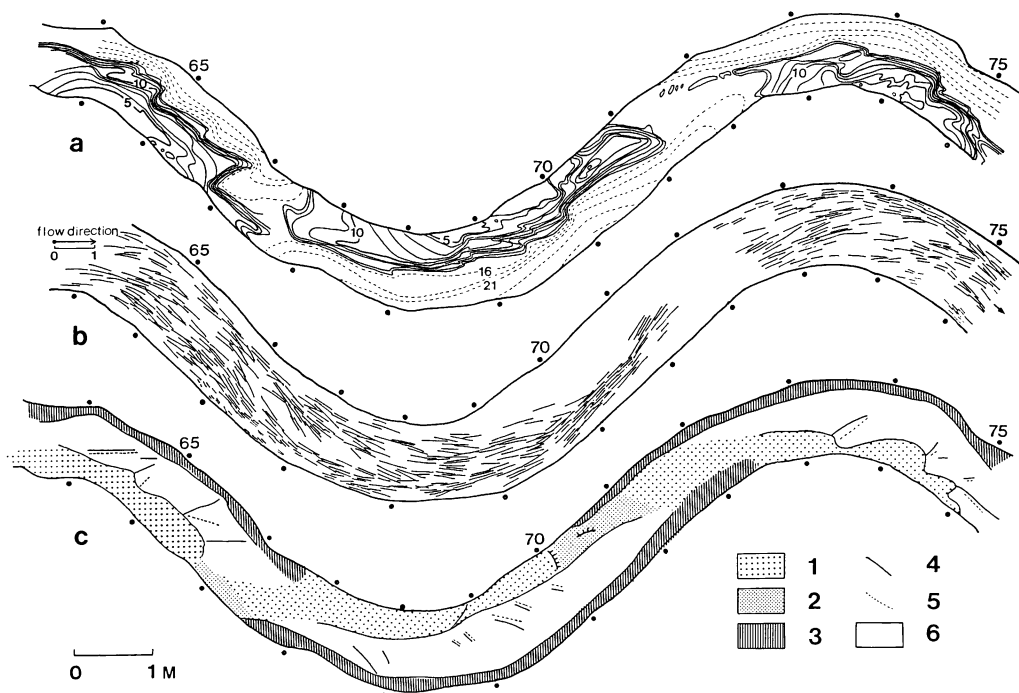
第14図 Run 40D における底質分布図
VC : 極粗砂, C : 粗砂, MS : 中砂, FS : 細砂, VFS : 極細砂

て、尾根の向きが表面流向に斜行するものが多い。尾根の上流向き斜面と下流向き斜面の傾斜はほぼ等しいこと、また上流向き斜面の長さが下流向き斜面より長い点は Run 40D と同様である。

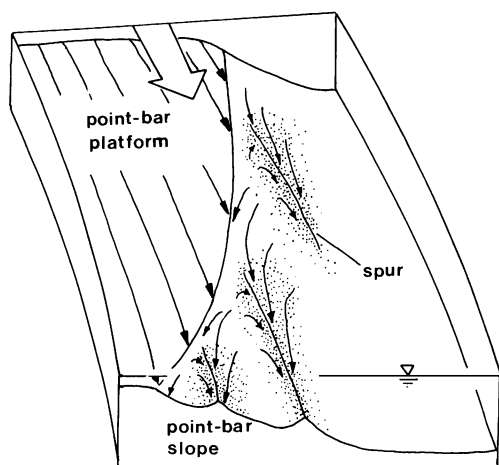
Sundborg (1956) は、河床に形成された横断州 (transverse bar) が、河道の湾曲部では凸岸側で流れが弱いため移動速度が小さくなり、州の前縁が次第に凸岸を向き、ついには longitudinal bar となることを述べている。Jackson (1976) はこの河床形をスクロール・バー (scroll bar) と呼んだ。鳥冠状河床形はスクロール・バーではない。スクロール・バーは寄州平坦部上の高まりであり、寄州の延びる方向に協和的な峰をもつ。これに対して、鳥冠状河床形は寄州斜面に生ずる尾根と谷で構成されており、スクロール・バーより小規模な河床形である。Jackson (1976) によれば、Pryor et al. (1972) および Klein et al. (1975) によって scaloid sand waves として報

告された河床形、すなわち寄州の水際線に鋸状の刻み目 (indentations) を生じさせる河床形が、ここで対象とした鳥冠状河床形と思われる。Jackson (1976) は、この河床形を不可解な砂れんであるとし、砂堆と比較して水深の小さい範囲に形成されることを指摘しているが、この河床形が屈曲部に特有のものとは考えていないようである。また、幅 1 m、勾配 1/500 の蛇行水路を用いた Martvall and Nilsson (1972) の実験では、ここで鳥冠状河床形とした河床形が生じているが、これについての詳しい記載はない。

蛇行河道の湾曲部では砂堆の移動速度は寄州側 (凸岸下流向き河岸側) で小さくなるため、砂堆の峰は凸岸側 (寄州側) を向くようになる。すなわち、上述した Sundborg (1956) の longitudinal bar や Jackson (1976) の scroll bar と力学的には同じものである。その結果、砂堆の峰の方向はここで示した鳥冠状河床形を構成する尾根と同様



第15図 Run 80Dにおける鳥冠状河床形
 (a) 河床の等高線図 単位：cm, (b) 表面流向・流速分布図 単位：m/s, (c) 地形分類図
 1：寄州平坦部, 2：凹岸ベンチ, 3：深掘れ部, 4：尾根線, 5：谷線, 6：寄州斜面



第16図 鳥冠状河床形の上の底面流線の想像図

な向きになる (Dietrich, et al., 1979). Bridge and Jarvis (1982) は、このようになった砂堆を

lagged dune と呼んだ。鳥冠状河床形を構成する尾根と谷は、砂れんや砂堆のように移動しない。しかもそれらのように、流下側に急傾斜した前縁がない。これらの点で、鳥冠状河床形は lagged dune と異なる。

水流の底面付近での流向は、蛇行水路においては表面流向とは必ずしも一致しないとはいえ、尾根の向きが表面流向とはほぼ一致している場合がおおいことは、鳥冠状河床形を構成している尾根と谷は水流にたいして横断的なものというよりは、むしろ縦断的な河床形と考えられる。

Bagnold (1941, P. 193) は、風下側を向いた急崖の風上側から風が吹く時、急崖から風下側に二次流によって風下を向いて筋状に砂が堆積すること (sand drift) を記載している。鳥冠状河床形も同様に、寄州平坦部上の水の流れが、水深の大きな深掘れ部へ移行する範囲に生じ、筋状に砂が堆積している点など、これと酷似している。

Allen (1968, p. 72~80) は、大規模な砂れんの峰から下流の谷にかけて尾根 (spur) が形成されること、また、斜めの段落部上の水流が峰で剝離して二次流が生じ、段落の下流側に屋根 (spur) と谷 (furrow) が形成されることを示している (Allen, 1968, p. 271~275)。これらを参考にして、鳥冠状河床形の上の底面流線を複式的に描くと第16図のようである。

屈曲度が同じ蛇行水路でも、流量の大きい、すなわち水深の大きい場合に限って鳥冠状河床形は形成され、しかも水深が大きいほど尾根の間隔が大きくなる。この点も、鳥冠状河床形が二次流によって形成されるという考えを支持している。

V お わ り に

本研究では、蛇行河道の寄州斜面に形成される鳥冠状河床形について、蛇行水路を用いた実験を行い、次の知見を得た。

1. 鳥冠状河床形は、水路蛇行の屈曲度と流量が共に大きい場合に、寄州斜面上に複数の尾根と谷が形成されるために生じる。

2. 鳥冠状河床形を構成する尾根と谷は、その形成位置から移動しないこと、また尾根の下流側斜面が急傾斜しない点などからみて、砂れんや砂堆とは成因の異なる河床形である。

3. 鳥冠状河床形を構成する尾根と谷は流向方向に延びることから、鳥冠状河床形は流向に横断的な峰をもつ河床形というよりは、むしろ縦筋とみなすほうが適当である。すなわち寄州上の水流が水深の大きな深掘れ部へ移行する地点で剝離し、寄州斜面上の流れに二次流が生じるために、寄州斜面に尾根と谷が形成されるのであろう。

謝 辞

本研究のための実験には、地球科学研究科の小玉芳敬氏と水理実験センターの飯島英夫・小島豊盛両氏に御協力頂いた。計測データの計算機処理については環境科学研究科 (現在、兵庫県庁) の仲井敬司氏に御教示いただいた。これらの方々に深く感謝致します。

文 献

- 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.
- 池田 宏 (1975) : 砂礫堆からみた河床形態のタイプと形成条件. 地理学評論, **48**, 712~730.
- 池田 宏 (1977) : 蛇行河道における砂礫堆の成因. 筑波大学水理実験センター報告, 1号, 17~31.
- 君島八郎 (1935) : 「地表水」丸善, 649p.
- 長谷川和義 (1984) : 沖積蛇行の平面および河床形状と流れに関する水理学的研究. 184p.
- 藤芳義男 (1949) : 「河川の蛇行と災害 (河川蛇行論)」佐々木図書出版, 250p.
- 宮本武之輔 (1936) : 「治水工学」修教社書院, 308p.
- Allen, J. L. (1968) : *Current Ripples, their Relation to Patterns of Water and Sediment Motion*. Amsterdam, North-Holland, 433p.
- Bagnold, R. A. (1941 ; 1965) : *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen, 265p.
- Bridge, J. S. and Jarvis, J. (1982) : The dynamics of a river bend: a study in flow and sedimentary processes. *Sedimentology*, **29**, 491~541.
- Dietrich, W. E., Smith, J. D. and Dunn, T. (1979) : Flow and sediment transport in a sand bedded meander. *Journal of Geology*, **87**, 305~315.
- Hooke, R. LeB. (1975) : Distribution of sediment transport and shear stress in a meander bend. *Journal of Geology*, **73**, 543~565.
- Jackson, R. G. (1976) : Largescale ripples of the lower Wabash River. *Sedimentology*, **23**, 593~623.
- Langbein, W. B. and Leopold, L. B. (1966) : River meanders—theory of minimum variance. *Professional Paper, United States Geological Survey*, **422 H**, 15p.
- Martvall, S. and Nilsson, G. (1972) : Experimental studies of meandering: the transport and deposition of material in curved channels. *U. N. G. I., Rep.* **20**, Uppsala, Sweden, 100p.
- Page, K. and Nanson, G. (1982) : Concave-bank benches and associated floodplain formation. *Earth Surface Processes and Landform*, **7**, 529~543.
- Sundborg, Å. (1956) : The River Klarälven : a study of fluvial processes. *Geografiska Annaler*, **38**, 127~316.