急流河川の交互砂州上における流動形態と側岸侵食に関する基礎的実験的研究

池田裕一¹・飯村耕介²・泉祐太³・橋本幸志郎⁴

¹正会員 宇都宮大学教授 地域デザイン科学部 社会基盤デザイン学科
(〒321-8585 栃木県宇都宮市 7-1-2)

E-mail: ikeda@cc.utsunomiya-u.ac.jp

²正会員 宇都宮大学助教 地域デザイン科学部 社会基盤デザイン学科
E-mail: k_iimura@cc.utsunomiya-u.ac.jp

³国土交通省 東北地方整備局

⁴東京都

直線水路に交互砂州地形を模した河床形状を成形し、勾配と流量を広く変化させて流況を観察したところ、4通りの流動形態が確認された。すなわち(A)局所的な射流が発生し砂州地形により流れが左右岸に集中するもの、(B)局所的な射流が発生するが左右岸への集中はさほど見られないもの、(C)明確な射流域は見られないが水面の揺動が見られるもの、(D)全体的に常流で流下するものである。つぎに、各種流動形態の水深・流速分布を測定したところ、流動形態AとBでは、跳水によるエネルギー損失が支配的であること、水面形や流速分布の変化が流れ構造に大きな影響を与えていることがわかった。さらに側岸侵食実験を実施したところ、流量が小さくても流動形態Aの場合は、流量が大きい流動形態Dと同等以上の側岸侵食が発生させることがわかった。

Key Words: alternate sand bar, supercritical flow, subcritical flow, bank erosion

1. はじめに

鬼怒川では、平成13年9月の出水において、中流部の河岸が局所的に大きく侵食された。このときの流量は2200 m³/sで、当時の計画高水量4000 m³/sに対し十分余裕があったにもかかわらず、東北新幹線橋梁付近で横断的に約100mの侵食が起きた¹⁾ (写真-1)。この区間は勾配が急で砂州波高が大きく、中規模出水では砂州形状の影響を強く受けて局所的に射流と常流が混在した流れが発生する場合がある²⁾。一般的に河川では、出水時の流量が大きければ侵食の危険性も高くなるが、急勾配交互砂州地形においては、流動形態によっては中規模の出水でも大きな侵食が起きる可能性があり、そういった流動形態の特徴を知ることは急勾配河道の治水安全度を検討する上で極めて重要である。

古川らは、砂州先端部を模した斜め段落ち部の流れについて室内実験を実施し、段落ち下流の常流射流混在流れの構造を詳細に検討している³⁾。また、斜め段落ちによって側岸に向けられた流れから低水河岸を防御するための護岸による粗度効果が流れに与える影響についても考察を加えている³⁾。しかし、実験条件が限定されてお

写真-1 鬼怒川における侵食被害（平成13年9月）

り、局所的射流の発生条件や側岸侵食への影響については検討されていない。最近になり、渡邊ら⁴⁾は交互砂州が河岸侵食に及ぼす影響を多面的に検討しており、加藤ら⁵⁾は、交互砂州が出水中に移動しながら河岸侵食を増大させるメカニズムを明らかにするなど、交互砂州地形が河岸侵食に及ぼす影響について新たな知見が報告されてはいるが、射流領域の発生条件⁶⁾やそれが側岸侵食に与える影響⁷⁾については、未だ不明な点が多い。

そこで本研究では、鬼怒川のように大礫を含む急流河

川における交互砂州地形を模した河床形状を持つ実験水路において、勾配と流量を広く変化させることにより、常流射流混在流れの発生状況を検討することにする。そのうえで、いくつかの典型的な流動形態について、流れ場を測定してその特徴を検討する。さらに、側岸侵食実験を実施して、流動形態や流れ場が側岸侵食に与える影響について、基礎的な考察を加えるものとする。

2. 実験装置および方法

実験には、全長 16m、水路幅 0.5mの水路を用いた。その右岸側に幅 0.2m の低水路をモルタルによって成形し、左岸側には幅 0.3m の平坦な高水敷を塩ビ板で作製した。低水路の砂州地形は、平坦河床に対して周期の異なる正弦波を組み合わせて左右岸に交互に落ち込むようなものとし、全体の周期（砂州 2 個を 1 組として）2m、高さ 4cm とした。図-1 に左右岸の河床高を示す。低水路内部の河床形状は、これら左右岸の同位相の点を直線で繋いで成形した。断面形状の縦断変化を図-2 に示す。横断面内で左右岸を直線的に結んでいるわけではないので、断面形は曲線的になる。また、流下とともに上下しながら左右交互に傾きが変化するのがわかる。

本研究で用いた砂州形状は、一般に知られているもの⁸⁾とは大きく異なる。このような形状は、鬼怒川など大礫を含む急流河川で見られるもので、河道幅が縦断方向に発散・収縮を繰り返す際に、収縮部で大礫がジャムアップすることで大きなステップが形成され、それに交互砂州や複列砂州などの一般的な河床形態が重畳する様相を示すことが指摘されている⁹⁾¹⁰⁾。この種の河床形態を移動床実験で形成させるには、水路幅を縦断的に変化させる必要もあり容易ではない。そこで本研究では上述のように河床形状を成形して実験手順を簡便化した。

砂州形状の具体的な寸法は、現地データを参考にした。鬼怒川の小林橋上流では、砂州の長さがおおよそ 500m、幅が 100m、ステップの落差が 5m 程度であり¹¹⁾、本研究では砂州 1 つの長さが 1m、低水路幅が 20cm、段差が 4cm である。縮尺比は長さとも幅とも 500、段差は 125 であり、長さ・幅と段差のねじれ比は 4 程度となる。ねじれ比が 5 以下ならば現象の基本的構造を検討するのに支障はないことが知られており¹²⁾、本研究で用いた砂州形状は幾何的には許容範囲内といえる。また一般に、水路幅と砂州 1 つの長さの比は大まかに 4.5 程度といわれており¹³⁾、本研究ではこれが 5 であるので、平面形状としても一般的であるといえる。

高水敷については、流れが高水敷に乗り上げないように、高さを砂州の平均河床高さから 0.16m とした（図-3(a)、写真-2(a)参照）。

図-1 低水路左右岸の河床高の縦断変化

図-2 低水路断面形の縦断変化

(a) 流動形態・流れ場測定 (b) 側岸侵食実験

図-3 全体の断面形状

(a) 流動形態・流れ場測定 (b) 側岸侵食実験

写真-2 実験水路の状況

本研究では、3 種類の実験を実施した。固定床での流況観察、固定床での流れ場の測定、一部移動床とした側岸侵食実験、である。流況観察では、表-1 に示すように勾配と流量を広く変化させた計 25 ケースにおいて、流動形態の発生状況を確認した。その結果、後述する 4 通り（タイプ A～D）の流動形態が確認できたので、それを元に、流れ場の測定および側岸侵食実験の実験条件を表-2 のように設定した。側岸侵食実験では、断面形状が流況観察・流れ場測定のとくとは異なるものの、流動形態は同じになることを確認している。ここで表-1、

表-1 流動形態 実験条件

勾配	流量(ℓ/s)
1/200	各勾配について、 3.0, 4.0, 5.0, 6.0, 7.0
1/300	
1/400	
1/500	
1/700	

表-2 固定床・側岸侵食 実験条件

流れ場測定 ケース名	側岸侵食 ケース名	勾配	流量 (ℓ/s)	流動 形態
CaseF1	CaseM1	1/200	4.0	A
CaseF2	—		7.0	A
CaseF3	CaseM3	1/400	4.0	B
CaseF4	CaseM4		7.0	C
CaseF5	CaseM5	1/700	4.0	C
CaseF6	CaseM6		7.0	D

2のように勾配と流量を変化させると、本来ならそれぞれの条件に応じた砂州形状が現れるはずで、本研究のように河床形状を固定して流況観察するのは不自然にも見える。しかし本研究で想定しているのは、あらかじめ大規模な出水により砂州形状が形成された後で、砂州形状がさほど変化しない中小規模の出水が生じた場合であり、河床形状と勾配・流量は独立なものと考えている。当然ながら想定される大規模な出水の条件によっても河床形状は変わってくるが、まずは河床形状を固定して実験を行い、基礎的な知見を得ることが本研究の主眼である。

流れ場の測定実験では、水深と流速場を測定して、流動形態ごとの流れ場の基本的な特徴を捉える。水深の測定にはポイントゲージを用いた。流速の測定には2成分電磁流速計を用い、流下方向および横断方向の流速を測定した。測定区間は、上流端から8～9m区間(砂州1つ分)とし、流下方向に5cmおきの断面で、横断方向に2cm間隔で水深と流速を測定した。流速の鉛直方向の測定箇所は水面から水深6割の1点のみとした。

側岸侵食実験においては、低水路はそのままの形状で固定床とし、上流端から6～12m区間の塩ビ板の高水敷を外して珪砂5号(平均粒径0.05cm)を敷き詰め、河岸模型とした(写真-2(b)参照)。測定区間は中央の8～10m区間(左岸向きと右岸向きの砂州1組分)にした。このとき、側岸部を鉛直に保てないので、予め、図-3(b)に示すような台形断面を成形した。これによって流動形態が変化することはなかった。通水開始から30分で通水を止め、その前後の地形をポイントゲージで測定することで侵食量を調べた。

写真-2 流動形態 A (勾配 1/200, 流量 4.0ℓ/s)

写真-3 流動形態 B (勾配 1/400, 流量 4.0ℓ/s)

写真-4 流動形態 C (勾配 1/500, 流量 4.0ℓ/s)

写真-5 流動形態 D (勾配 1/700, 流量 7.0ℓ/s)

3. 実験結果および考察

(1) 流動形態

表-1の条件下で流況観察を行ったところ、4通りの流動形態を確認することができた。すなわち、

・流動形態 A :

砂州地形に沿って下降しながら射流が発生し、砂州地形の地形の向きの影響も受けて側岸に流れが集中する形態。代表的な流況を写真-2に示す。水路中心線(図中の破線)に注入した染料が砂州の傾斜の向きにしたがって左岸側へと曲がって行くのがわかる。

・流動形態 B :

流動形態 A と同様に、局所的な射流が発生するが、砂州地形の向きの影響は大きく受けず、縦断的に流下する形態。代表的な流況を写真-3に示す。跳水はやや斜

図-4 流動形態の発生状況

めになっているが、水路中心線に注入した染料はさほど曲がらずに流下していくのがわかる。

流動形態 A と B の違いは、流下する向きの大さきによる。本研究では、低水路中央から水路側壁まで横断方向に移動するのに必要な長さが砂州 1 つ分以上かどうか、すなわち水路半幅と砂州半波長の比である 1/10 を目安として、低水路中心線上に流した染料の傾きがこれよりも小さい場合を流動形態 B と判別した。

・流動形態 C :

局所的な射流領域は目視では確認できないものの水面が揺動しながら流下する形態。代表的な流況を写真-4 に示す。染料はさほど曲がらずに流下しており、弱い波状跳水が時折消長するのが見られた。実験装置が小規模なために、流動形態 B と D との遷移状況が明確でない領域であるともいえる。

・流動形態 D :

局所的な射流域は発生せず、全体的に常流状態で流下する形態。代表的な流況を写真-4 に示す。染料は曲がらずに流下しており、跳水の発生は見られなかった。

以上の 4 通りの流動形態の発生状況を勾配と流量により分類したものを図-4 に示す。これからおよその傾向を読み取ることができる。流量を増加させていくと全体の水深が大きくなって跳水が徐々に小さくなっていき、流動形態 D に近づいていく。勾配が緩やかになっていく場合も同様である。また、勾配 1/400 と 1/700 で、流量 5.0l/s と 6.0l/s の間で流動形態が B から C、C から D へと遷移しておりことがわかる。今回の流量の範囲では、勾配 1/200 と 1/300 の間で A から B に遷移する点があると予想できる。あるいは、それぞれの勾配において、さらに流量の範囲を広げれば、流動形態の遷移が見られると考えられる。ただしこれは、今回の河床形状に対して、今回の実験範囲での発生状況であることに留意する必要がある。さらに一般的な発生状況の確認および発生条件の理論的検討は今後の課題としたい。

図-5 CaseF1 水位測定結果

図-6 CaseF3 水位測定結果

図-7 CaseF5 水位測定結果

図-8 CaseF6 水位測定結果

(2) 水深および流速分布

図-5～8 はそれぞれ、CaseF1, F3, F5, F6 における水位測定結果を示したものである。この水位は、水深測定区間での最低河床点を通り水路勾配に平行な基準面から測った水面の高さである。すなわち水路勾配の影響を差し引いた値を示している。また横軸は上流端からの距離、縦軸は右岸からの距離を示している。

全てのケースにおいて 820cm～840cm 区間で水位の減少が見られる。特に、局所的な射流域が起きる流動形態 A (図-5) および B (図-6) において左岸側が大きく減少しており、流下方向に対して斜めに水位が変動している。これは砂州に沿って流れが下降していき、射流域が発生しているためであると考えられる。流動形態 C (図-7) および D (図-8) では、流動形態 A、B と比べると水位の減少が少なく、流下方向に対してほぼ垂直に水位変動が起きている。図-5～7 を見ると、同じ流量で比べ

図-9 CaseF1 流速ベクトル

図-10 CaseF3 流速ベクトル

図-11 CaseF5 流速ベクトル

図-12 CaseF6 流速ベクトル

ると、勾配が大きくなるほど水位の変動が大きいことがわかる。これより、流動形態Aでは他の流動形態に比べて、局所的な流速の増加が著しいと考えられる。

ただし、通常の河川では河床勾配は大きく変化しないので、流量によって流動形態が変わることを検討する必要がある。勾配が同じであれば、図-4の傾向から流動形態Aが現れるのは流量が少ない場合になるので、これと流動形態による局所的な加速とのバランスで、側岸侵食への影響の度合いは決まってくると考えられる。

図-9～12はそれぞれCaseF1, F3, F5, F6における流速ベクトル図を示したものである。全ケースで840cm付近において流速が増加していることがわかる。水路中央における流速が最も大きくなる地点が流動形態A(図-9)では840cm地点、流動形態B(図-10)では835cm地点、流動形態D(図-12)では830cm地点と、流動形態Dに近づくにつれて上流側へ移動する特徴が見られる。これ

図-13 水路中心線上の水位の縦断変化

は河床の影響が徐々に小さくなることで射流域が上流側に向けて小さくなっていくためであると考えられる。

また流動形態A(図-9)では局所的に左岸側へ流れが集中していることが確認できる。紙面の都合でCaseF2の結果は載せていないが、流動形態AとなるCaseF1とF2を比べると、流量が小さいCaseF1のほうがより集中の度合いが強くなっていた。このことから同じ流動形態でも流量が小さいほど河床から受ける影響が大きく、流れが側岸に集中して加速され、高速流領域が発生しやすい傾向となる。ただし、流量が小さい場合には、もともとの流速が小さくなるので、流れが集中・加速するからといって、それだけで側岸侵食が大きくなるとはいえない。

次に、各断面の特性量の縦断変化をみる。図-13は、水路中心線上の水位変化を示したものである。ただし、この図の水位および河床高は、図-5～8とは異なり、測定区間の平均平坦河床面を基準にしたものである。図-13を見ると、流動形態AのCaseF1とF2において、横軸840cmで水深が大きく変化しているのがわかる。流量の小さいF1のほうが相対的な変化が大きく、加速の度合いも大きいといえる。また同じ流動形態CのF4とF5を比べると、F4では840cm地点で不連続に水位が大きく上昇しているのに対して、F5の水深変化は滑らかである。これより、F4は流動形態Bに近く、F5は流動形態Dに近いと考えられる。F6の水面形は、河床形状とは逆位相となっており、常流であることが確認できる。

図-14は、断面平均フルード数の縦断変化を示したものである。ここで断面平均フルード数は、各点の水深 h と流速の流下方向成分 u および横断方向成分 v の測定値から、局所的なフルード数

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{gh}}, \quad U = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (1)$$

を計算し、断面で平均したものである(ここに g は重力加速度)。図-14を見ると、CaseF1, F2では825cm地点

図-14 フルード数の縦断変化

図-15 全水頭の縦断変化

から $F_r > 1$ となっていて、この付近で常流から射流に遷移したと考えられる。ちょうど水路中央の河床高がピークとなる地点である。そして 840cm 地点でフルード数が最大となってすぐに大きく減少しているのは、跳水が発生したためで、図-13 の水深変化によく対応している。CaseF3 および F4 では、フルード数のピークが小さくなり、その位置も少し上流側に移動している。一方 CaseF5 および F6 では、区間全体で $F_r < 1$ となっており、常流のまま流下しているのがわかる。

図-15 は、断面平均全水頭の縦断変化を示したものである。ここで断面平均全水頭は、静水圧近似を仮定し、エネルギー補正係数を 1 として、各点の全水頭

$$H = \frac{U^2}{2g} + h + z \quad (2)$$

を計算し、断面で平均したものである（ここに z は測定区間下流端の 900cm 地点における平均平坦河床面を基準とした河床高）。この図を見ると、CaseF1 および F2 については、840cm 地点直後で顕著なエネルギー損失が見られる。これは跳水によるエネルギー損失に対応している。CaseF3 および F4 については、跳水によるエネルギー損失がさほど目立たず、また発生位置がやや上流側に

移動している。CaseF5 および F6 については、跳水による大きなエネルギー損失は見られず、緩やかにエネルギーが減少しており、摩擦のみによりエネルギー損失が生じていると考えられる。

これら 6 ケースについて、区間端点の全水頭の差を取ったところ、各ケースの水路勾配に対応した落差とほぼ等しいことが確かめられた。ただしその間の全水頭の変化をみると、全ケースにおいて中間地点付近から全水頭が緩やかに上昇しており、全水頭は常に流下方向に低下すべきことと矛盾する。この理由として、まず砂州地形と水位の縦断方向変化が大きいために、静水圧近似が崩れていることが考えられる。図-13 を見ると中間地点より下流の河床形状は下に凸で、遠心力により重力加速度が見かけ上大きくなるので、実際の全水頭の値は図-15 に示されたもの（式(2)による計算値）より大きくなる可能性がある。もう 1 つの理由として、エネルギー補正係数を 1 としたことが考えられる。特に、跳水の直下流の流速分布は壁面噴流に近く¹⁴⁾¹⁵⁾¹⁶⁾、エネルギー補正係数は 1 よりも大きくなる。跳水領域の長さは、下流側水深の 5 倍程度といわれており¹⁷⁾、今回の場合、跳水発生位置より下流 30cm 程度は、式(2)が成り立たない区間といえる。このことは、数値解析等を実施する場合、単純な浅水流方程式を適用することが難しいことを意味しており、今後、注意が必要である。

(3) 側岸侵食

図-16～20 はそれぞれ、CaseM1, M3～M6 の侵食量コンターを示したものである（今回 M2 相当のものは実施していない）。図中、右岸から 20cm までは低水路、それより左岸側が珪砂で成形した高水敷で、赤が侵食された状態、青が堆積した状態を示している。これらを見ると、水路勾配が緩やかで流量が小さい場合（図-17, 19）は、あまり側岸侵食は生じていないが、水路勾配が急であれば流量が小さくとも強い侵食が起こることがわかる（図-16）。これは、流動形態 A が側岸侵食に及ぼす影響の強さを示している。というのは、図-16 では縦断的に広い範囲で侵食が見られるが、820～840cm 区間と 920～940cm 区間で特に侵食が大きい。前者は図-14 からわかるように流れが射流になる高速領域になっており、後者も、前者から 1m（砂州 1 つ分）下流なので、射流で高速領域と考えられる。同じ射流で高速領域であるが、820～840cm 区間のほうが侵食量が多いのは、流動形態 A に伴って、この区間で左岸の高水敷に向けて流れが集中しているためと考えられる。また、流量が大きい場合、水深が大きくなるので、高水敷の奥まで侵食が及んでいる（図-18, 20）。ただし、CaseM4 では CaseM6 ほど強い侵食は見られない。この違いについては今後精査すべきところであるが、今回は、特に強い侵食が見られた CaseM1, M6 に着目して検討を進める。

まず図-16, 20 を見ると、840cm 地点と 940cm 地点で強い侵食・堆積が見られる。これらの地点は、図-13 から

図-16 CaseM1 侵食量コンター図 (赤: 侵食・青: 堆積)

図-17 CaseM3 侵食量コンター図 (赤: 侵食・青: 堆積)

図-18 CaseM4 侵食量コンター図 (赤: 侵食・青: 堆積)

図-19 CaseM5 侵食量コンター図 (赤: 侵食・青: 堆積)

図-20 CaseM6 侵食量コンター図 (赤: 侵食・青: 堆積)

もわかるように、砂州地形によって水深が浅くなり、流速が大きくなる場所である。高水敷側に下降する 840cm 付近だけでなく、逆側に下降する 940cm 付近でも強い侵食が見られることは治水上重要である。

これらの地点での侵食状況をさらに検討するために、CaseM1, M6それぞれで、840cm 断面と 940cm 断面の通水前後の河床高変化を示したものが、図-21,22 である。CaseM6 では高水敷の奥のほうで侵食が生じているが、これは先述したように水深の差に起因するもので侵食そのものの強さとはいえない。そこで、通水前後で水平方

(a) CaseM1 x=840cm

(b) CaseM1 x=940cm

図-21 通水前後の断面変化 (CaseM1)

(a) CaseM6 x=840cm

(b) CaseM6 x=940cm

図-22 通水前後の断面変化 (CaseM6)

向に最も差がある部分の幅 (図-21(a)の黒色の矢印を参照) を侵食幅と考えることとする。すると、流動形態 D の図-22 では、840cm 地点と 940cm 地点の侵食状況はあまり変わらず、むしろ流れが高水敷とはやや反対側に向く 940cm 地点のほうが侵食幅が大きいように見える。一方、流動形態 A の図-21 では、流れが高水敷に向かう 840cm 地点のほうが、流れが逆側に向く 940cm 地点よりも、侵食幅が大きことがわかる。流量が小さくても、流動形態 A に伴う流れの集中によって侵食幅が大きくなっているものと考えられる。同様に、各断面におけ

図-23 侵食幅の縦断変化

図-24 河岸流速と侵食速度との関係

図-25 侵食速度の測定値と計算値 (CaseM1)

図-26 侵食速度の測定値と計算値 (CaseM6)

る通水前後の地形変化から侵食幅の縦断変化を求めたものを図-23 に示す。図-16,20 からも捉えられたように、840cm と 940cm の両地点で強い侵食が生じていることがわかる。図-9,12からは、固定床実験の2つのケースで河岸沿い流速はほぼ同じに見えるが、側岸侵食実験では高水敷の側壁が傾斜している分だけ、CaseM6 のほうが固定床実験のときよりも断面積が広くなり、侵食が弱くなったと推察される。ただし、ケースごとに侵食幅の縦断変化をみると、CaseM1 では820～840cm 区間での侵食幅が920～940cm 区間での侵食幅よりも大きいものに対して、CaseM6 では、データのばらつきを均してみれば、前者と後者の差はあまりないようにみえる。これより、CaseM1 では単に水路勾配を急にしたために掃流力が増加したのではなく、流動形態Aに伴って側岸に流れの集中が生じたものと考えられる。

図-24 は、図-23 の侵食幅を通水時間30分で除した侵食速度と固定床実験で測定した河岸沿い流速との関係を示したものである。河岸沿い流速を側岸侵食実験時のものではなく、固定床実験時のもので代用していることもあり、ばらつきは大きい、正の相関を示している。侵食速度に関しては、多数の研究がなされているが¹⁸⁾¹⁹⁾、ここでは最も単純なものとして、次の福岡らの式を用いることにする²⁰⁾²¹⁾。

$$E = \beta(U - U_{cr}) \quad (3)$$

ここにE：侵食速度、U：河岸流速であり、 β は侵食係数、 U_{cr} は侵食限界速度と呼ばれる。式(3)を今回の実験結果に当てはめたものが、図-24 中の黒の実線であり、 $\beta = 7.4 \cdot 10^{-5}$ 、 $U_{cr} = 13 \text{ cm/s}$ であった。福岡ら²⁰⁾²¹⁾は、荒川の高水敷に幅90cm、深さ50cmの水路を掘削して、自然堆積状態での側岸侵食実験を行っており、流速が80～150cm/sの範囲における砂質土層の侵食速度について、 $\beta = 2.0 \cdot 10^{-4}$ 、 $U_{cr} = 38 \text{ cm/s}$ という結果を得ている。これを図中に緑の破線で示す。本研究での流速範囲が30～60cm/sで、福岡らの実験範囲とは重ならないために、両者を直接比較することは出来ないが、2つの直線の交点である河岸流速53cm/sを境にして、本研究と福岡らのパラメータを使い分けることは可能といえる。侵食速度については、見かけ上の直線近似ではなく、理論的アプローチによる定式化とその検証が必要であり、今後の課題としたい。

図-25,26 は、それぞれCaseM1、M6の侵食速度の縦断変化について、実験での測定値と式(3)による計算値を比較したものである。多少のばらつきは見られるものの、全体的な縦断変化の傾向をよく表せている。図-25において、840cmより下流で流速は低下しているのに侵食はしばらく続いている。これは、流動形態Aでは砂州地形の影響で側岸に向かう流れが生じており、これが侵食

域を広げているためと考えられる。また、このような侵食域内では、二次流が無視できない強さに発達していることが報告されており²⁰⁾、その影響についても詳細な検討が必要とされる。

4. おわりに

本研究では、低水路に砂州地形を成形した水路を用いて、常流射流混在流れの流動形態の発生状況、固定床における流れ場の詳細を検討し、側岸侵食実験の結果と合わせて考察を加えた。その結果、4通りの流動形態を確認し、その発生状況の傾向を捉えることができた。また、流動形態ごとに、水面形やフルード数の縦断変化およびエネルギー損失の状況が異なることが明らかになった。さらに側岸侵食の強さは、流動形態と密接に関係しており、流量が小さくても流動形態によっては大きな流量と同程度の侵食が生ずることがわかった。

ただし、流動形態の発生状況については、限られた条件下での実験結果を並べて、傾向を示したのみである。今後、流動形態の発生条件を理論的にも扱い、適切な無次元量を用いて流動形態の発生状況を整理し、室内実験だけでなく、実河川における流動形態の判別ができるようにしていきたい。また、今回のように河床形状や流動形態の影響により静水圧近似の崩れや流速の鉛直分布が大きく変容する場合に、流況を簡便に精度良く解析する手法についても検討を進めるつもりである。

参考文献

- 1) 国土交通省下館河川事務所:下館河川事務所河川概要 2010.
- 2) 古川保明, 須賀如川, 池田裕一, 岩崎太志: 砂州前縁部における常流射流混在流れの構造に関する基礎的研究, 水工学論文集, Vol.49, pp.523-528, 2005.
- 3) 古川保明, 池田裕一, 岩崎太志, 須賀如川: 常流射流混在流れの構造に砂州前縁部地形と側壁粗度が与える影響, 水工学論文集, Vol.50, pp.643-648, 2006.
- 4) 渡邊康玄, 福岡将太: 河岸侵食に及ぼす河床形状の影響, 河川技術論文集, vol.18, pp.269-274, 2012.
- 5) 加藤千恵, 清水義彦, 石原篤也, 須賀初音, 尾池真以子: 連続した河岸防護工による砂州性河岸侵食の抑制に関する水理実験, 河川技術論文集, Vol.23, pp.489-494, 2017.
- 6) 菊地 祐紀, 池田 裕一, 飯村 耕介, 泉 祐太: 交互砂州地形における常流射流混在流れの発生条件に関する基礎的研究, 土木学会関東支部技術研究発表会講演概要集, 第 42 巻 CD-ROM, 2015.
- 7) 鈴木 雄一, 池田 裕一: 交互砂州 上における常流射流混在流れの発生条件及び河岸侵食に与える影響についての基礎的研究, 土木学会関東支部技術研究発表会講演概要集, 第 41 巻 CD-ROM, 2014.
- 8) 例えば, 福岡捷二, 山坂昌成: 河床形状・流れ・流砂量の非線形関係を考慮した交互砂州の平衡波高の理論, 土木学会論文集, 第 357 号/II-3, pp.45-54, 1985.
- 9) 須賀如川: 大礫を含む混合粒径河川における河道システムの本質に関する考察, 河川技術論文集, 第 10 巻, pp.95-100, 2004.
- 10) 三品智和, 須賀如川: ステップを形成する大礫堆の実態とその河川の特徴, 河川技術論文集, 第 17 巻, pp.107-112, 2011.
- 11) 須賀如川, 三品智和, 長谷部正彦, 池田裕一: 大礫中洲と2列蛇行の水理特性に関する考察, 水工学論文集, 第 52 巻, pp.775-780, 2008.
- 12) 椎貝博美: 水理実験法, 森北出版, pp.27-29, 1976.
- 13) 池田駿介: 単列交互砂州の波長と波高, 第 27 回水理講演会論文集, pp.689-695, 1983.
- 14) 松澤 貴士, 高橋正行, 大津岩夫: 超水内部の空位混入率分布および流速分布に対する流入射流の影響, 土木学会年次学術講演会, vol.64-II, pp.135-136, 2009.
- 15) 米山望: 自由液面解析コード FRESH を用いた跳水現象解析, 電力中央研究所報告, U00065, 2001.
- 16) 細田 尚, Manoj LANGHI: 簡易な水深積分モデルによる跳水部の水面形の再現解析について, 土木学会論文集 B1, vol.69, No.4, I_883-I_888, 2013.
- 17) 岩佐義朗, 金丸昭治: 水理学, 朝倉書店, 1987.
- 18) G. Parker, Y. Shimizu, G. V. Wilkerson, E. C. Eke, J. D. Abad, J. W. Lauer, C. Paola, W. E. Dietrich, V. R. Volle: A new framework for modeling the migration of meandering rivers, Earth Surface Processes and Landforms, 36(1), pp. Pages 70-86, 2011.
- 19) 旭 一岳, 清水康行, Gary PARKER, Jonathan NELSON: 自由蛇行の発達に関する数値解析, 土木学会論文集 B1, vol.68, No.4, I_1183-I_1188, 2012.
- 20) 大東道郎, 福岡捷二, 佐藤健二: 自然堆積河岸の侵食速度について, 土木学会年次学術講演会, vol.48-II, pp.568-569, 1993.
- 21) 福岡捷二: 洪水の水理と河道の設計法, 森北出版, pp.217-220, 2005.
- 22) 福岡捷二, 渡邊明英, 内田龍彦, 山本健介: 河岸浸食面に作用するせん断応力と流れ構造の関係, 水工学論文集, 第 50 巻, pp.637-642, 2006.

(2017.6.23 受付)

FUNDAMENTAL EXPERIMENTAL STUDY ON FLOW PATTERN AND BANK EROSION IN A STEEP RIVER WITH ALTERNATE BARS

Hirokazu IKEDA, Kosuke IIMURA, Yuta IZUMI and Koshiro HASHIMOTO

Exerimental study was performed on flow pattern on alternate bars, including supercritical flow and subcritical flow, and its influence on bank erosion. It is shown that the flow patterns are classified into four patterns. Type A: flow with both of supercritical and subcritical flow which is directed to side wall due to sand bar effect. Type B: flow with both of supercritical and subcritical flow which is directed to downstream along the straight river. Type C: transision between type B and type D. Type D: flow with only subcritical flow. Characteristics of these four flow patterns were clarified by the flow field measurement. And it is concluded that bank erosion intensity is closely related to these flow patterns.