

十勝川統内捷水路における洪水時の砂州の形成

Bar Formation in the flood of Tounai strait section in Tokachi River

独立行政法人 北海道開発土木研究所 ○正 員 桑村貴志 (Takashi KUWAMURA)
 独立行政法人 北海道開発土木研究所 正 員 渡邊康玄 (Yasuharu WATANABE)

1. はじめに

砂州は流れの蛇行を引き起こし側岸浸食やそれに伴う流路変動を発生させるため、洪水時における砂州の挙動を知ることは、河川管理上重要なことである。この流水の蛇行は河床形状と平面形状により決定づけられるが、長谷川ら¹⁾は、これまでに平面的流速分布に対する河床形状と平面形状の影響（遠心力の作用）を比較し、強い湾曲を除いて一般に前者の影響が大きく、後者は横断面内に現れる二次流によって生ずる河床洗掘形状を通じて間接的に及ぶものであることを示している。このことから、流路変動の解明のためには、まずもって河床形状を知ることが必要ということになる。

これまで、木下ら²⁾をはじめとして洪水時の小規模河床波の観測が行われ、その変動特性が明らかにされてきたものの、砂州と称される中規模河床波を面的時系列的に河床形状を測定した例は未だ十分ではない。今後、河床変動を許容または制御した治水計画を立案していくためには、洪水時の中規模河床波の挙動についての知見と観測例を積み重ねていく必要がある。

本研究では、交互砂州が発達している十勝川の下流部において、洪水時の河床形状の変化を測定し、その観測結果と洪水の外力との関連について検討を加えたものである。なお、観測は2003年8月に発生した洪水を対象とし、河床形状測定には木下ら²⁾の観測を基に開発された金高ら³⁾のRCボートを用いている。

2. 観測の概要

北海道東部を流域とする十勝川（流路延長156km、流域面積9010km²）の河口から25.0～27.6km遡った延長2.6kmの区間を対象とした。図-1に観測区間の全景を示す。この十勝川下流域には泥炭や粘土層が広く分布している。観測区間は昭和12年に直線状に開削された延長15kmの捷水路のほぼ中間地点にあたり、平均河床勾配は約1/3000、平均河床粒径は5.6mmである。水位が低い時には水路内に規則的に並んだ交互砂州を明瞭に確認することができる。図-2に観測区間内の代表的な横断面を示す。水路は複断面形状であり、低水路幅 $2\tilde{B}$ は約200m、低水路の形状はほぼ矩形である。平均年最大水位時の川幅水深比 $2\tilde{B}/\tilde{h}$ は40程度であり、そのときの砂州発生条件は黒木ら⁴⁾の中規模河床形態の領域区分によると交互砂州の発生領域にあたっている。横断面の経年的な変化を見ると、河床面は変動しているが、河岸は安定しており流路の平面形状の変動は非常に小さい。

河床形状の測定は音響測深器を搭載したRCボートにより実施した。RCボートを河岸から操縦し、予め定めた横断測線上を水上走行させた。また、RCボートの器面高と座標について高精度の連続測定を行うため、移動局（RCボート）と固定局（左岸高水敷上）に1台ずつGPS測量器を設置し、Real Time Kinematic 測

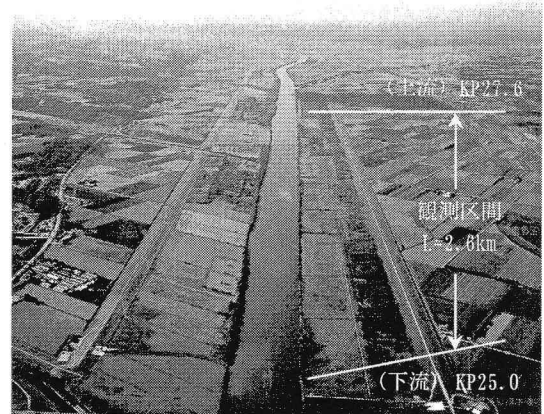


図-1 下流側から望む観測区間の全景
 (平成12年9月 北海道開発局撮影)

量法を用いて測定を行っている。この横断測線は縦断方向に100m間隔とし、全部で27測線を設定した。これら1回当たり（全27測線）の必要観測時間は2～3時間程度である。また、測量時には同時水位観測も併せて実施し、水位が低く砂州が水面上に出現した場合には従来のレベル測量により計測を行っている。

台風10号の影響により、平成15年8月9日から8月13日にかけて発生した洪水を観測対象とする。図-3は、今回の観測区間から約4km下流に位置する茂岩水位観測所におけるハイドログラフである。8月10日13時の洪水ピーク時には高水敷高を1.4m程度上回る最高水位8.93mに達し、最大流量は5698m³/s（速報値）、水面勾配は1/3151であった。RCボートによる河床測定は全部で5回実施し、①洪水前（6/26 12:00）、②洪水時1回目（水位下降期、8/11 9:00）、③洪水時2回目（水位下降期、8/11 15:00）、④洪水時3回目（水位下降期、8/12 13:00）、⑤洪水後（8/19 10:00）に観測を行っている。それぞれの観測時期を図-3の水位波形上に矢印で示している（①は時間軸の値と合致していないが便宜上図示した）。中規模河床形態の領域区分⁵⁾によると、当該区間における砂州非発生領域と単列砂州発生領域の境界水位はほぼ高水敷高に等しいWL=7.5mであり、洪水ピーク時には単列砂州発生領域から砂州非発生領域に移行していたと考えられる。

3. 観測結果

洪水時に観測された河床形状の変化について検討する。図-4は、洪水時における河床平面形状の経時変化を示したものである。①の時点では深掘れ部(G)、(H)と砂州前縁部(I)、(J)が認められ明瞭な交互砂州形状となっている。②の時点では、(I)、(J)の砂州前縁部が不明瞭となり、水路中央(K)で深掘れ部が生じ流れが直線化しているようである。③、④の時点では水

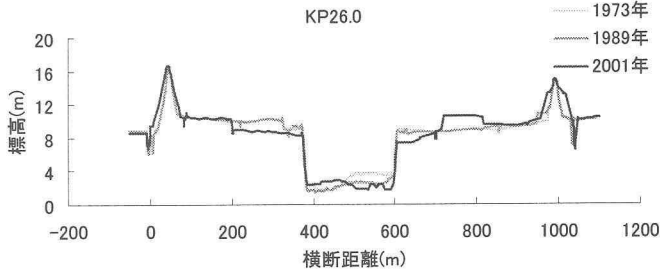


図-2 観測区間内の横断面 (KP26.0) の経年変化

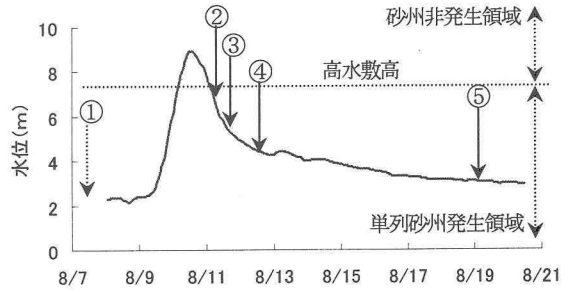


図-3 観測対象洪水のハイドログラフと観測時刻

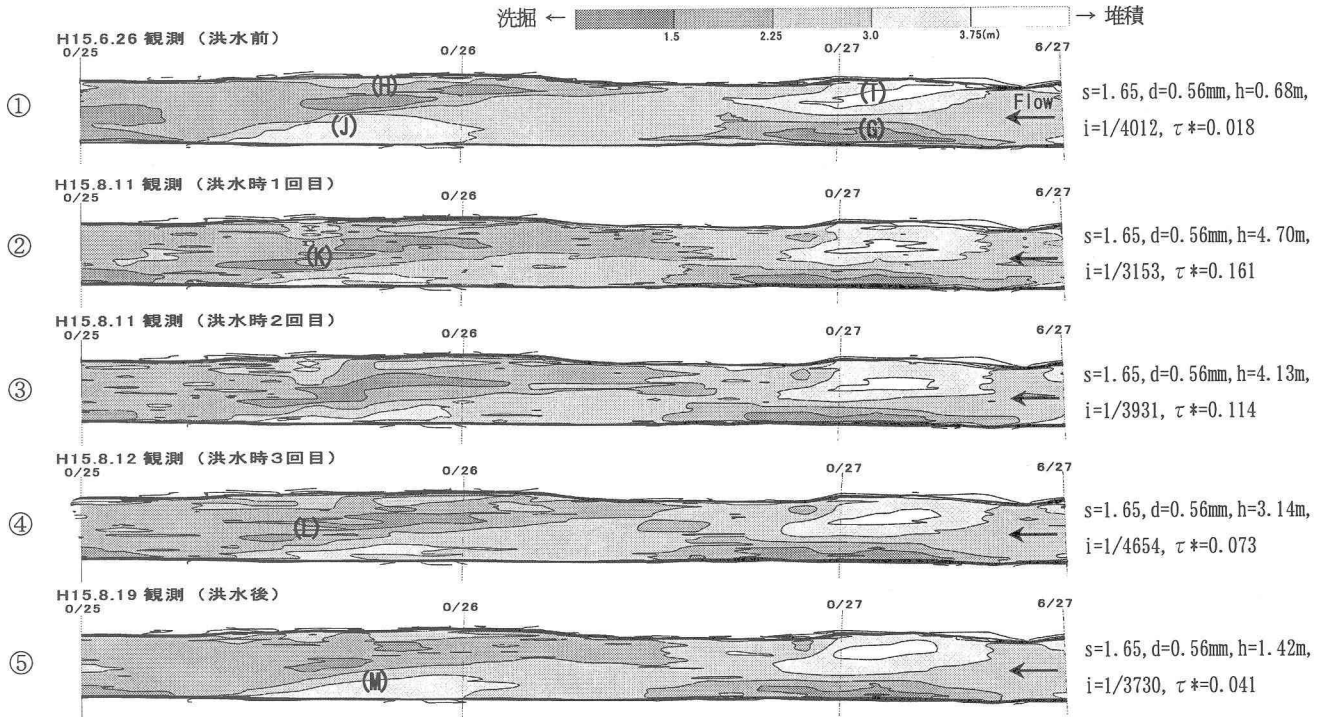


図-4 洪水時における河床形状の経時変化

路中央(L)の埋め戻しが進行している。洪水終了後の⑤では、再び(M)の地点に砂州が現れている。

河床形状図の①に現れている二つの砂州(I),(J)のうち、(J)の砂州が(I)の砂州に比べて形状の変化が小さかった。これは、観測対象区間の約400m上流において支川の利別川が左岸側から合流して左岸付きの固定砂州が形成され蛇行の向きがほぼ一定になっていることから、その下流にある(I)の砂州の形状があまり変化していないものと考えられる。

図-5は、河床縦断形状の洪水時における変化を低水路中心線および中心線から左右方向にそれぞれ80m離れた線上の3測線について示したものである。ここでは、砂州の発達に関与した河床変動量の比較を容易とするために、測定時間毎に断面平均河床高の流下方向の回帰直線で表される仮想平均河床高と実際の河床高の差を算定し図に示している⁹⁾。また、左右岸の河床高が交差している2地点を一点破線で示したが、交互砂州の場合には、この2点間の間が砂州1波長にあたる。①の縦断図では、左岸と右岸の河床ラインが明瞭に交差しており、典型的な交互砂州の形状となっている。また、砂州前縁のクレスト部から深掘れ部にかけては、凹凸が少なく滑らかに河床が形成されている。しかし、最も水位が高いときに観測された②の縦断図では、クレスト部の河床面の高さが低下し、左右岸の河床ライ

ンの交差がやや不明瞭になっている。また、砂州波長に比べて長さが短い200~400m程度の起伏が発生している。このとき、砂州の位置は洪水前から変化しておらず、砂州は前進していない。次に水位低下期にあたる③、④の縦断図では、クレスト部の形状が少しずつ明瞭になり、短い長さの起伏が減衰している。そして、洪水後の⑤では、①とほぼ同様の河床形状にまで戻っている。また、砂州波長は洪水前2,220m、洪水後、2040mであり、洪水を経て減少している。

図-6は、①、②、⑤の時点における同一の砂州1波長の区間において、仮想平均河床高からの高低差を縦断方向の測線に沿って平均し、その横断方向分布を示したものである。また、河床形状の傾向を把握するために近似曲線を併記している。藤田ら⁸⁾は交互砂州の発達に伴う河床変動は、両側壁近傍から水路中央部に向かう横断的な土砂移動によって特徴づけられることを指摘している。そして、その際には、流路の平均的な横断形状が側壁近傍の土砂が流路中央に流送されて蒲鉾型形状になることを示している。また、著者ら⁹⁾が実施した非定常流下の砂州形成実験においても同様の現象が確認されている。図を参照すると、①の時点では蒲鉾型の横断形状となり交互砂州の特徴を示しているが、②の時点では中心部付近の盛り上がりが増減し緩やかなカーブを描く横断形状となっている。このとき全体的

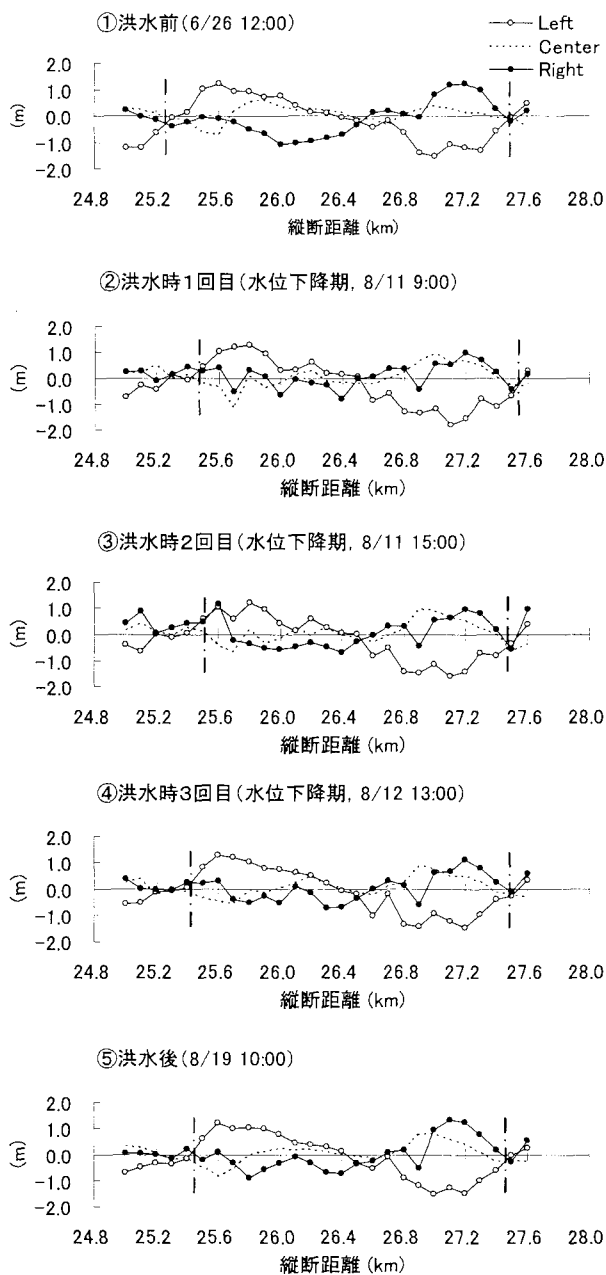


図-5 低水路中心線および左右岸近傍における河床縦断形状の変化

に右上がりの形状になっているのは、左岸側の砂州 (図-4①の (J) の部分) が減衰しているのに対して右岸側の砂州 (図-4①の (I) の部分) が上流の固定砂州の影響で形状が殆ど変化していないためである。そして、③では、①とほぼ同様の蒲鉾型形状に戻っている。これらの横断形状の時間的な変化から、洪水ピーク付近の時間帯では交互砂州が減衰し、その後再び交互砂州に戻っていることがわかる。

4. 過去の交互砂州の変化について

図-7は、1989年、1995年、2001年の平水時に測量された横断面図の最深部位置を縦断的につないで、滞筋と考えられる最深河床部の経年変化を表したものである。KP28.4の左岸側から利別川が合流しているため、合流地点から下流の左岸側は常に砂州が発生し、滞筋は右岸にある。そのため、砂州半波長(約

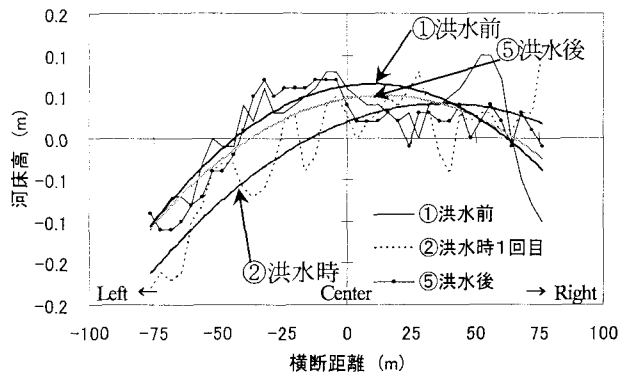


図-6 砂州1波長の平均横断形状

1000m)ほど下流のKP27.4辺りでは滞筋がどの年代においても左岸寄りである。しかし、KP26.0の横断面では滞筋は左岸側から右岸側へ移動し、下流のKP25.0の横断面では滞筋が右岸側から左岸側へと移動している。この間の資料が不足しているため、砂州の移動量は特定できないが、それまでの洪水による外力を受けて交互砂州が下流へと移動していることが推測できる。

図-8は下流の茂岩観測所 (KP21.0) において、ピーク水位が5.0mを超える洪水を年代順に示したものである。黒木ら⁷⁾の中規模河床形態の領域区分を参考にして、観測区間における砂州非発生領域と交互砂州発生領域の境界水位 (約 $\bar{w}=7.5\text{m}$) を図中に太線で記した。今回の洪水規模においては、観測により明らかになったように、洪水ピーク前後の砂州非発生領域には交互砂州地形が減衰する。しかし、近年(1989年~2003年)に発生した洪水の最大水位を図-8で確認すると、その大部分が交互砂州の形成領域であった。図-7で滞筋位置の移動が確認されたのは、この年代間に交互砂州を発達させるのに適した規模の洪水が繰り返し生起していたため砂州が前進したためであると推測される。

5. 線形安定解析による砂州発生領域の検討

今回の洪水では、洪水ピーク前後の時間帯において砂州形状が不明瞭になり、水流も直線化して流れ、交互砂州は減衰していたことが観測結果から想定された。観測対象区間が直線の移動床矩形水路であることから、安定解析理論が現地に適合すると考え、砂州の形成過程について、線形安定解析を行いながら検討を行う。

今回の検討に用いた渡邊ら⁷⁾の理論によると、線形安定解析における水深の摂動量は(1)式で表される。

$$\hat{D}_1 = \xi \exp \left[-\int_{t_0}^t G dt' \right] \quad (1)$$

ここで t_0 ; : 通水開始時刻, ξ : 積分定数, G : 各時間の摂動量の増幅率であり, $G(\bar{a}_{s,0}, \bar{R}_0, \bar{\theta}_0, D_0, \lambda)$ である。

(1)式の指数部は、摂動量が時間的にどのように変化していくかを表すものであり、砂州の時間に関する摂動量の増幅率 Ω である増幅率を Ω_u として、(2)式で表す。

$$\Omega_u = -\int_{t_0}^t G dt' \quad (2)$$

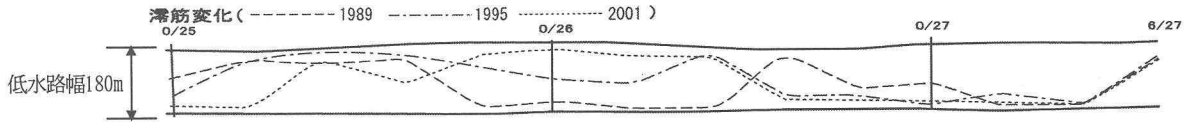


図-7 滞筋の経年変化(KP25.0~KP27.6)

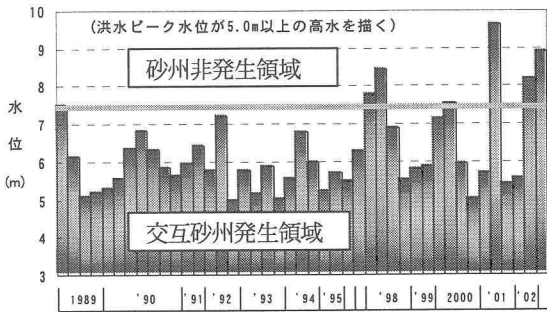


図-8 各年最大水位における砂州領域

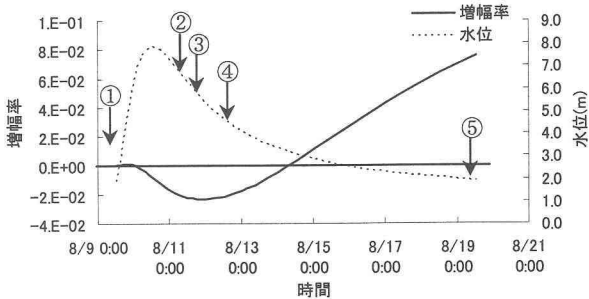


図-9 安定解析結果(増幅率)

増幅率が正の値のとき砂州は発達し、負の値の時は減衰する。増幅率の最大値を示すが、その時刻において最も発達する波数となる。(砂州波数 $\lambda = 2\pi\tilde{B} / \tilde{L}_b$, \tilde{L}_b : 砂州波長, $2\tilde{B}$: 川幅)

図-9に今回の洪水における増幅率の解析結果を示す。水位上昇期の初期には、既に増幅率は砂州非発生領域を示す負の値を示している。水位ピークから36時間経過した頃に増幅率は負の極大値を示し、観測No②と③の間の時間帯に発生している。そして、観測No④から24時間経過した8/14 13:00頃まで増幅率は負の値を示し、非砂州領域にあったものと考えられる。その後、増幅率は正の値をとり交互砂州発生領域となり洪水終了時の⑤にかけて増大する。

非砂州領域では、河床の掃流砂は小規模河床波を形成しながら輸送されるため、それまでの土砂輸送の一形態である交互砂州は減衰する。今回の観測結果は、洪水前の①の時点の観測では交互砂州が確認され、洪水ピーク直後の②の観測では交互砂州の形状が不明瞭になり河床の蛇行が弱まり、③、④にかけて水路中心の深掘れが発生し全体的に直線化している。そして、洪水後の⑤の観測では再び交互砂州を形成している。

非砂州領域と単列砂州発生領域にまたがる水理条件での砂州

実験⁷⁾により現象が明らかになっており、線形安定解析の有効性については、砂州形成実験結果との対比により確認がなされている^{6),7)}。今回観測された洪水時の交互砂州の形成過程は増幅率が示す砂州形態の変化と良く一致しており、実河川においても解析が有効であることが確認された。

6. おわりに

本研究では、洪水時の河床地形の変化を把握するために洪水観測を実施し、その変化について考察を行った。観測結果からは、非砂州領域に達する洪水が発生した場合、その水位ピーク前後において交互砂州が不明瞭になり流路が直線化し、水位低下時に再び交互砂州が形成されることが確認された。

線形安定解析では、砂州形態の変化をある程度示せたが、砂州波数を明らかにすることができていない。今後は、砂州の発達速度と水位変化速度なども詳細に観測を行い、洪水時の河床形態の変化の過程をさらに明らかにしていく必要がある。

謝辞：本研究は、北海道開発局受託研究費による補助を受けています。また、北海道開発局帯広開発建設部からは貴重な資料の提供を頂きました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 長谷川和義, 山岡勲: 蛇行流路の発達に及ぼす平面ならびに河床形状の影響, 土木学会論文報告集, No. 296, pp. 143-152, 1980.
- 2) 木下良作: 洪水時河床音響調査用RCエアポートの開発, 河道の水理と河川環境シンポジウム論文集, pp215-220, 1993
- 3) 金高州吾, 渡邊康玄: 出水時における無人ボートを用いた河床形状観測について, 第38回北海道開発局技術研究発表会論文集, pp143-150, 1994.
- 4) 黒木幹男, 岸力: 中規模河床形態の領域区分に関する理論的研究, 土木学会論文集, 第342号, pp87-96, 1984.
- 5) 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, pp411-431, 1981.
- 6) 桑村貴志, 渡邊康玄: 砂州形態が変化する水理条件下の砂州の挙動, 北海道開発土木研究所月報, No602, pp3-14, 2003
- 7) 渡邊康玄, M. Tubino, G. Zolezzi: 掃流砂により形成される交互砂州の非定常流下での挙動, 北海道開発土木研究所月報, No. 576, pp. 4-12, 2001.