

大流量時に形成された砂州上の低流量時の 流路形成過程と谷底平地の形成

CHANNEL FORMATION UNDER LOW DISCHARGE ON BARS CREATED UNDER HIGH DISCHARGE AND FORMATION OF VALLEY FLATS

野上 毅¹・渡邊 康玄²・清水 康行³・近藤 祐介⁴

Takeshi NOGAMI, Yasuharu WATANABE, Yasuyuki SHIMIZU and Yusuke KONDO

¹正会員 国土交通省 北海道開発局 石狩川開発建設部 滝里ダム管理所 (〒079-1371 芦別市滝里町683)

²正会員 工博 (独)寒地土木研究所 寒地河川チーム (〒062-8602 札幌市豊平区平岸1条3丁目)

³正会員 工博 北海道大学教授 大学院工学研究科 (〒060-0813 札幌市北区北13条西8丁目)

⁴正会員 北海道大学 大学院工学研究科 (〒060-0813 札幌市北区北13条西8丁目)

Since channel shapes change to accommodate water discharge, complicated river terrains are formed as a summation of the morphological processes with flow fluctuations. Flood stream behavior, which occurs frequently and at any location, is a phenomenon dominated by such complicated terrain conditions. When drawing up flood control and disaster mitigation measures, it is necessary to clarify land-forming processes and mechanisms both at flood-flow and low-flow conditions. This research aims to report how the river-bed morphology formed at high flow will change into a meandering channel at low-flow water conduction, using study results in comparison with hydraulic experiments on free meandering.

Key Words : fluvial process, flood flow, riverbed morphology

1. はじめに

近年, 多発する局地的な豪雨により日本の各地の谷底平地内を流れる河川で狭い谷底面全体を水没させるような状況が各地で起こっている。谷底平地を流れる中小河川の多くは, 大河川と比較して河川整備が遅れている。そのため治水対策, 減災対策(土地利用対策など)を効果的に推進するためにも, 地形形成のプロセスやメカニズムを明確にすることが求められる。

2003年に氾濫が起きた北海道の厚別川^{1),2)}を対象に, 流路形成過程を把握するため, 大流量流下時に形成された砂州形状が小流量通水時の水みちや蛇行流路にどのように変化していくかについて, 自由蛇行実験との比較により検討を行った。またその結果を厚別川の現地データと比較することによって厚別川の流路形成過程の考察を行った。

2. 水理実験の条件と結果

(1) 既往の研究事例

砂州の形状特性や, それが要因となる流路の蛇行などに関して, これまで多くの研究が行われてきた。しかし, 実河川では流量の複雑な変化により砂州が形成され, 水

みちが形成されていく。そのような地形の変遷を調べた実験例は少なく, まだ把握されていない現象は多い。

洪水時の砂州の変化については, 洪水ハイドロを想定した条件で内島ら³⁾, 渡邊ら^{4),5)}が実験的に検討しており, 洪水中に砂州が履歴効果を伴って変化することを指摘している。さらに, 長期的時間スパンの流量変化による河床の変化は, 三輪ら⁶⁾が, 竹林ら⁷⁾, 寺本ら⁸⁾がそれぞれ実験あるいは数値計算を用いて検討を行い, 条件によって様々な変形過程をとることを示している。本研究では大流量時に形成された砂州形状から形成された小流量時の蛇行流路の形成過程や形状特性と実河川との比較により, 実際の河川の形成過程について考察を行った。

(2) 実験条件

計画を上回るような出水と年に1回程度生起する出水との関係を把握する目的で, 大流量 Q_h 通水後に小流量 Q_l を通水する水理実験を行った。

実験に用いた水路は長さ50m, 幅0.9mの直線水路である。水みちによる蛇行流路形成には, 河床材料の細粒成分が重要な働きを考えると, 河床は4号珪砂($d=0.764\text{mm}$), 7号珪砂($d=0.154\text{mm}$)をそれぞれ6:1の割合で混合し, 平均粒径0.66mmのものを用いた。勾配は1/80になるように敷均して初期河床とし, 水路の上下流端には初期河床高と同じ高さの固定堰を設けている。また, 実験中の下端の固定堰を落下する掃流砂を計測し, 同量の砂を上流

表-1 実験条件

実験名	初期流路幅 B_0 (m)	Q_a 大流量			Q_b 小流量		
		Q_a (l/s)	τ_*	T_a 通水時間 (min)	Q_b (l/s)	τ_*	T_b 通水時間 (min)
Case1	0.9	5.3	0.137	125	0.5	0.033	120
Case2	0.9	5.3	0.137	25	0.5	0.033	120
Case3	0.3	—	—	—	0.5	0.069	120

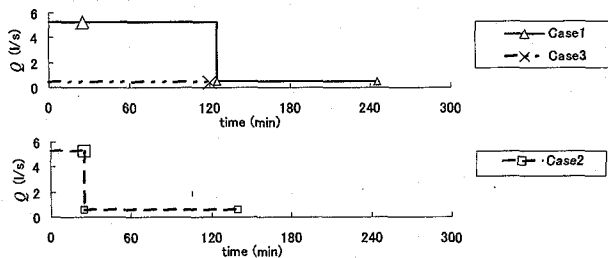


図-1 流量ハイドログラフ

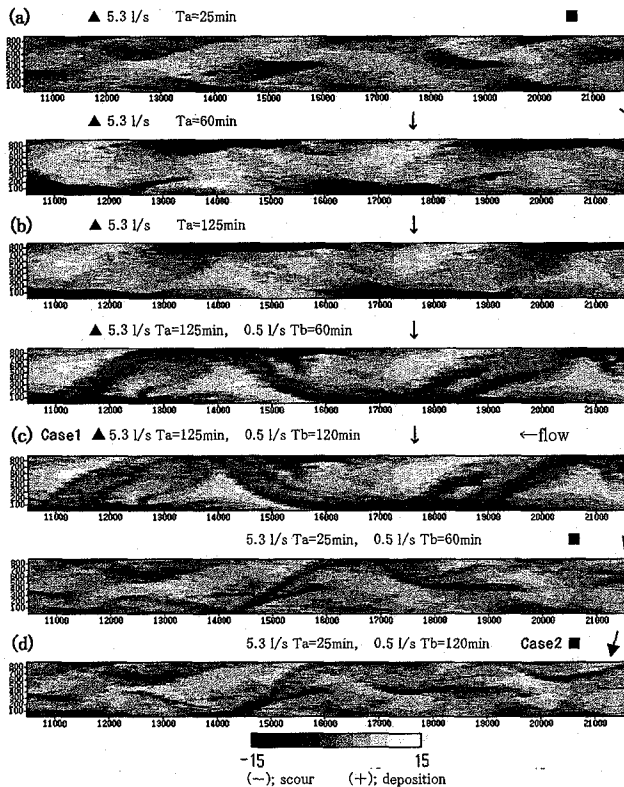
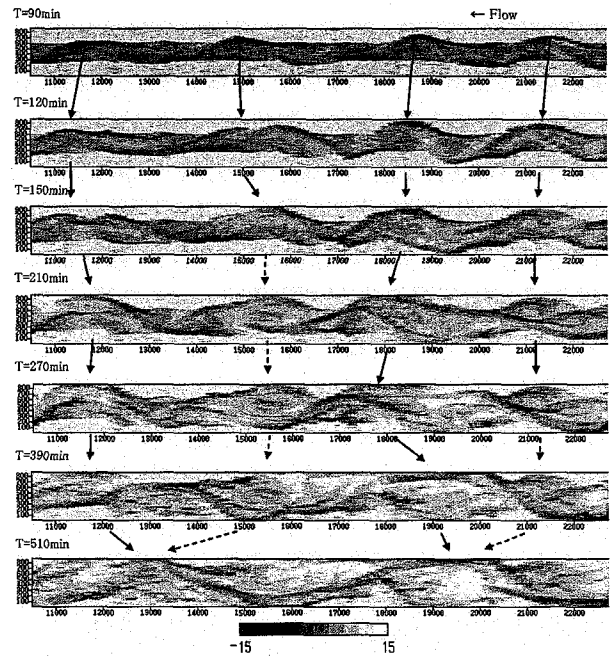


図-2 Case1, 2の砂州形状変化 (単位 mm)

端から給砂している。

平坦河床から洪水時に形成される河床波を想定した初期河床形状を形成させるために用いた流量 Q_a は、通水初期に複列砂州が形成され時間とともに単列砂州へ移行するものを用いた。そのうちCase1は Q_a の通水時間が長く初期に形成された複列砂州が単列砂州へ移行したことを確認した後に流量を Q_b に減少させたもの、Case2は複列砂州が形成されてすぐに流量を Q_b に減少させたものの2種類である。なお大流量と小流量の関係をより明確にするため渡邊ら⁵⁾の実験において用いられた Q_b の1/3の流量を小流量として用いた。また、今回Case1, Case2との比較のため小流量 Q_b のみを通水する自由蛇行実験(Case3)もあわせて行った。Case1, Case2ともに小流量時の水面



単位 mm. 矢印は右岸側の浸食深掘れ部の移動を示す

図-3 Case3の蛇行形状変化

幅はおよそ0.15m~0.4mで、その平均は0.3m程度であった。このことからCase3では、1cm掘り下げた初期流路幅を0.3mに設定した。小規模出水時を想定した流量 Q_b は、実河川の洪水時流量と平常時流量における掃流力を参考にし、水路幅0.9mとした場合に限界掃流力以下となる流量とした。なお、 Q_a の通水時間を T_a 、 Q_b の通水時間を T_b とする(表-1)。

所定の時間($T_a + T_b$)を通水後、水路下流端から10.5m上流から26.25m上流までの縦断距離で約15mの区間についてレーザー砂面計を用いて河床を測定した。ここで砂州形成流量時の水理量についてa、水みち形成時の水理量についてbをそれぞれ添字としている。

(3) 砂州の形状変化

i) Case1

大流量 Q_a を約25分程通水する頃には波長(以下 L_0)が2.8m、波高(以下 z)が1cmの図-2(a)で示すような複列砂州が形成され、その後1時間を越えたあたりから単列砂州(図-2(b), $L_0=6\sim9$ m, $z=1\sim2$ cm)へとモード移行が見られた。単列砂州に移行した後に流量を Q_b に小さくした。通水直後は河床全体に広がるように流れていたが、1時間を経過するころから水みちが形成され始め2時間経過後に一本の蛇行する水みち(図-2(c))が形成された。

ii) Case2

大流量を約25分程通水させると図-2(a)のような複列砂州が形成された。その後流量を Q_b に減少させ観測を続けた。流量を低下した後は、砂州によって形成された河床の低みに沿うように網状流路が形成され、2時間経過後には図-2(d)で示すような不規則に蛇行した2本前後の水みちが形成された。

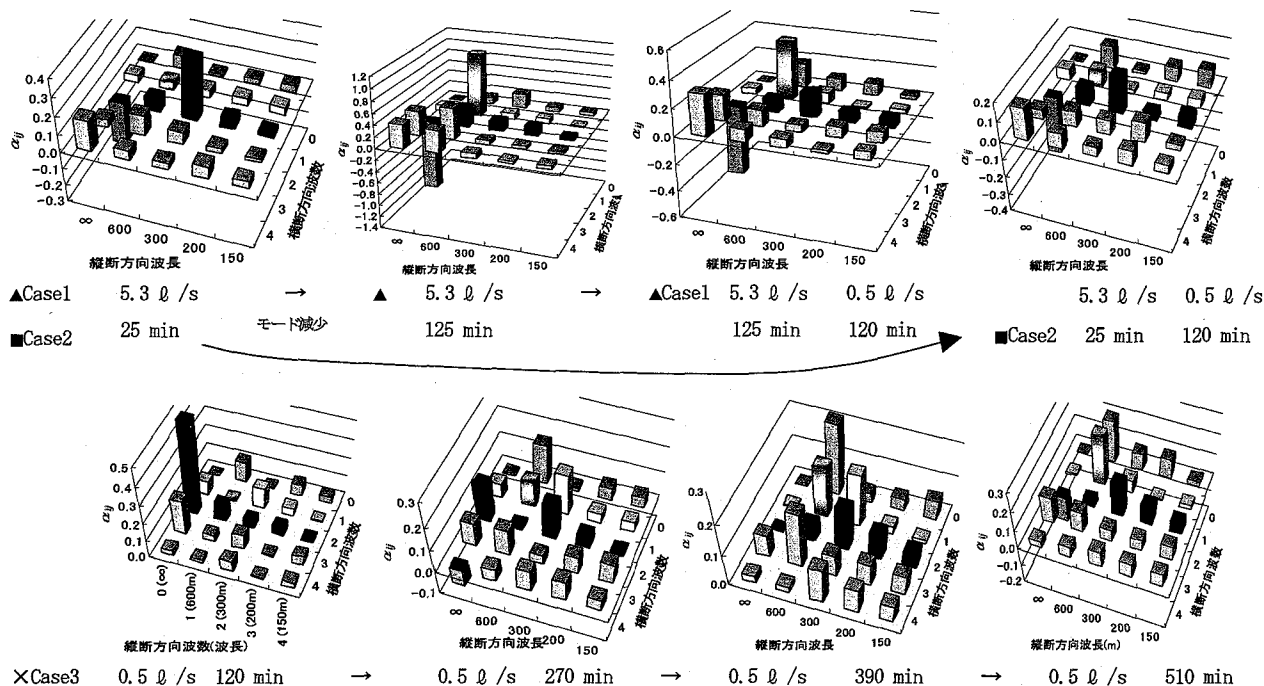


図-5 二重フーリエ解析結果

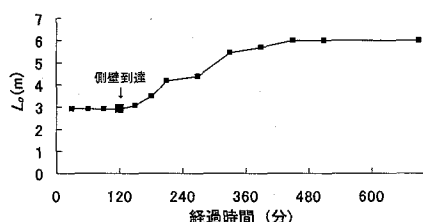


図-4 蛇行波長の変化 (Case3, $Q = 0.5 \text{ l/s}$)

iii) Case3

Case1, Case2と比較するために小流量 Q_b における自由蛇行実験を行った。通水初期の水理量では岸、黒木⁹⁾の砂州領域区分パラメータ $B\beta^{1/2}/h$ は21であり、複列と単列の間の条件となっている。変化過程を図-3に示す。ここで矢印は右岸側の侵食深掘部の変遷を示す。通水開始から30分程で15mの区間に5対の単列砂州($L_0=3\text{m}$)が形成された。単列砂州が形成されると深掘れ箇所の側岸が削られ始め、蛇行流路へ変化していった。120分前後に蛇行流路の側岸が、水路の側壁へと到達した。側岸が水路の側壁に到達する120分までは、図-4に示すように蛇行波長は3m程度と変化はみられなかった。その後、390分以降に、15mの区間で3蛇行($L_0=5\text{m}$)へと蛇行長が大きくなった。河道形状についてのCase1, Case2との比較には小流量通水時間が同じ120分の経過時のものを用いることとする。前述したように120分前後までは自由蛇行であり、波長も一定であったことから、自由蛇行の波長との比較という趣旨においても適切と判断した。

3. 二重フーリエ解析による波の成分の分析

二重フーリエ解析は河床形状を式(1)で表した時の、 α_{ij} を求めるものである¹⁰⁾。

$$z = \sum_{i=0}^I \sum_{j=0}^J \alpha_{ij} \sin\left(i \frac{2\pi}{2B_v} n - \frac{\pi}{2} \frac{1+(-1)^i}{2}\right) \cos\left(\frac{2\pi}{L} s - \sigma_{ij}\right) \quad (1)$$

ここで B_v は水路幅、 i は砂州列数、 j は単列の卓越波長を基本波長とした時の波数、 α_{ij} は砂州列 i 、波数 j の波の振幅、 σ_{ij} は $i=1, j=1$ の波に対する位相、 L は基本波長である。

図-5はその結果を示したものである。ここで自由蛇行実験の波長および複列砂州の波長が3m前後であったこと、大流量時に形成された単列砂州の波長およびその後形成された水みちの蛇行波長が6m程度であったことから、基本波長を6mに固定して検討を行うこととした。これにより、各実験の縦断波長の比較も可能となる。また、各ケースの平均水深が1cm前後であることと時系列の比較を行うため河床データは平均水深で除せずにそのまま用いた。そのため振幅の単位はcmとなる。

まずCase2では $i=2, j=2$ の波、すなわち $(i, j)=(2, 2)$ の波が卓越していた。これは初期河床時に形成された複列砂州の特徴でもある。一方、Case1では $(1, 1)$ の波が卓越していた。これはモード減少後に形成された単列砂州の特徴と共通する。

以上の結果は、大流量時の河床形状を初期条件として、小流量を流した場合、大流量時に形成された形状特性の履歴が持続することを示している。

次にCase3では、卓越波が $(1, 2)$ の波(波長3m)から $(1, 1)$ の波(波長6m)へと移行していることがわかる。Case3で比較対象とした120分経過時の形状特性は、単列砂州(図-5上, 125min)の特徴である $(1, 2)$ と $(3, 2)$ 、つまり3mを基本波長にした場合の $(1, 1)$ 、 $(3, 1)$ が卓越している。

4. 厚別川における洪水氾濫と地形の特徴

前章において実験による砂州の変形過程について、形状特性の定量化により把握した。この結果との比較により厚別川における洪水氾濫と地形の特徴について検討を行う。

(1) 対象河川概要

対象とした北海道の厚別川は、流域面積291km²、河道長45kmで、2003年8月の豪雨により、既往最大規模の約2200m³/sという河道の流下能力1000m³/sを大幅に超える出水が生じ、洪水流は谷幅全体を覆うように流れた。

堤内地も含めた谷地形を対象とした各流量の中規模河床形態⁹⁾を表すと図-6となる。図から1000m³/s程度までは単列砂州領域にあり、1000m³/sを超えると単列砂州領域から複列砂州領域へ遷移すると判断される。洪水時のピーク流量は、2200m³/sであることから、その時の氾濫流の水利条件は複列砂州領域になっていたことがわかる。図-7は清水が行った厚別川の洪水流の平面2次元計算結果¹¹⁾である。これからも複列の流れが生じていることが読み取れる。

(2) 谷地形の形状解析

谷全体が過去幾度と繰り返された洪水流により形成された地形であるとの仮説のもと、前章と同様に2重フーリエ解析を用いて、谷地形の形状解析を行った²⁾。つまり谷全体の氾濫現象において谷壁を流路側壁と考えた場合の形状特性について、実現象と実験結果との比較を行うものである。図-8にその結果を示す。

図-9は α_{22}/α_{11} の値について実験の結果と厚別川との比較を示した。ここで厚別川は谷規模の氾濫時の水量、谷規模の地形の特徴を示している。つまり実験で小流量時(0.5 l/s)に形成された流路が出水により水路幅いっぱいになった状態との比較が必要である。地形学的に長い時間をかけて形成された厚別川の流路では、短時間の洪水に伴う変形が比較的小さかったことから、実際の氾濫現象に近い出水時(1.5 l/s)の水面幅、水深についても併せて比較した。

図-9からは長谷川による単列砂州の実験やCase1およびCase3の α_{22}/α_{11} が0.1~0.4と小さな値をとる一方、Case2の α_{22}/α_{11} が3.4と大きな値をとる結果となった。厚別川の α_{22}/α_{11} は0.5~1.4であり、単列砂州や自由蛇行による地形と複列砂州によるCase2の実験結果の中間的な値をとることがわかる。

以上から厚別川の谷底平地の地形は谷幅を基準として単列と複列の2つの砂州成分から成り、過去における幾度かの谷幅全幅を覆い尽くす大規模出水によって形成された単列砂州成分を持つ複列砂州によって形作られていると判断される。

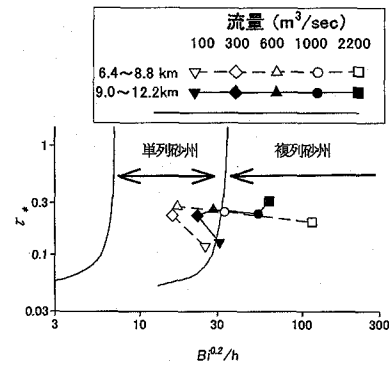


図-6 流量と河床形態

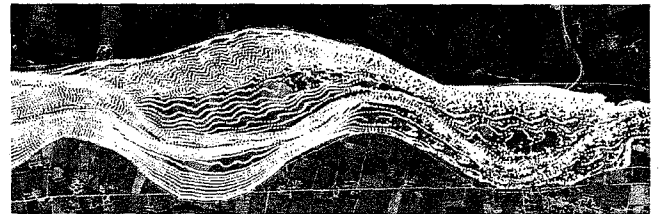


図-7 厚別川下流部(河口~4km)における2次元氾濫計算結果(文献11))

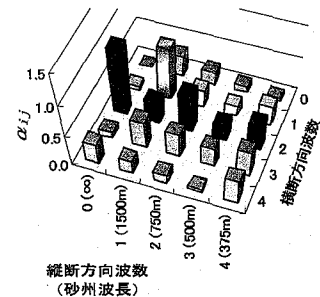


図-8 二重フーリエ解析結果(厚別川上流, KP9~12)

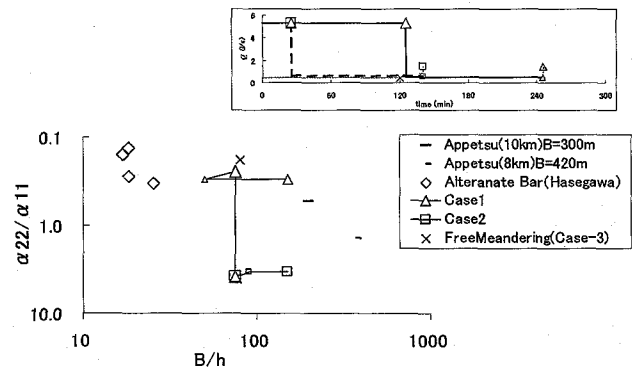


図-9 実験と現地の形状特性の比較

5. 蛇行波長の比較

前章において立体的な地形形状を用いて分析を行った。本章では平面的な流路形状として蛇行波長について、計算値との比較により検討を行う。最初に複列砂州波長との比較を行い、次に単列砂州波長および蛇行波長との比較を行う。図-6の河床形態より前者は谷幅流量規模(厚別川の場合、2200m³/s, B=300~420m)、後者は平均年最大流量規模(厚別川の場合、300m³/s, B=70~80m)の前後を成因

と仮定して両面から検討を進めた。

(1) 複列砂州波長計算値との比較

村本¹²⁾は、 B/h が大きい場合つまり複列砂州の場合、水深と砂州波長とが比例関係にある実験結果を示しており、このことから式(2)を複列砂州波長計算値として用いる。

$$L_{c2} = 800h \quad (B/h > 30) \quad (2)$$

一方、この実験結果¹²⁾において、 B/h が小さい場合つまり単列砂州の場合、水深と砂州波長とに式(3)の関係性がみられ、このことから式(3)を L_{c3} とする。

$$L_{c3} = \frac{2B^{3/2}}{h^{1/2}} \quad (B/h < 80) \quad (3)$$

図-10は今回の実験結果、長谷川による単列砂州の実験結果をプロットしたものである。 B/h が17~25の単列砂州で $L_o/L_{c3}=1.0$ の近くにプロットされた。また、Case1, Case2の5.3 ℓ/s時に $L_o/L_{c2}=0.2\sim0.6$, Case3で0.7に対して、Case1の0.5 ℓ/s($B=30\text{cm}$)~1.5 ℓ/s($B=90\text{cm}$)時に $L_o/L_{c2}=1.2\sim1.3$ となり、小流量時に式(2)の複列砂州波長計算値に近い値となった。

次に厚別川の現在の地形を用いて不等流計算を行い、流量変化(100~2200 m^3/s)に対応した川幅、水深を求めた結果を実線および破線で図-11に示した。流量変化(300~2200 m^3/s)に於いて $L_o/L_{c2}=1.2\sim1.5$ と $L_o/L_{c2}=1.0$ に近く複列砂州波長計算値に近い。一方で100~600 m^3/s の時は逆に $L_o=L_{c3}$ のラインに近く、単列砂州と考えられる。このように図-6の砂州形態の区分ともほぼ対応する結果となった。

また厚別川の蛇行波長の位置づけを明確にするため、図-11中に北海道内を主とする河川のデータを併記した。ここで蛇行波長と水深は、過去の地形図から把握した波長(L_o)や川幅(B)¹⁰⁾および平均年最大流量(Q)を用いて粗度係数一定で等流水深を求めて示した。この場合、対象流量、 B/h からも式(3)の傾向を持つ単列砂州領域にあると考えられるが、次節の計算式との比較のために図示した。この場合、釧路川や石狩川、雨竜川などの蛇行河川を含む緩流河川で式(3)の $L_o/L_{c3}=1.0$ のラインの近くにプロットされている。また谷底平地を流れる厚別川($B=60\text{m}$, 等流水深から求めた簡易な方法)は、不等流計算($B=70\sim420\text{m}$)によるものと比較して精度が低いとも考えられるが、他河川と比較するために用いた値である。この結果からも他河川と比較して大きな砂州波長であることがわかる。

以上の結果より厚別川において大流量時の複列砂州波長が計算値に近いことから前章の形状解析結果による分析結果とも矛盾しないことがわかる。

(2) 単列砂州波長計算値との比較

図-12は蛇行波長の実測値(L_o)と計算値との比較を示した図である。これを用いて、流路形成過程の考察を行う。

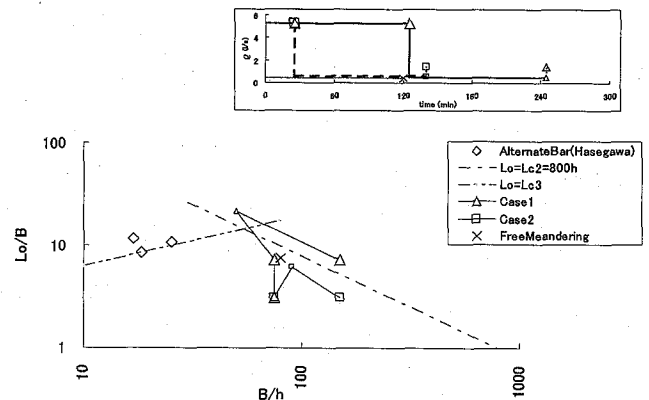


図-10 実験経過と L_o/B と B/h の変化

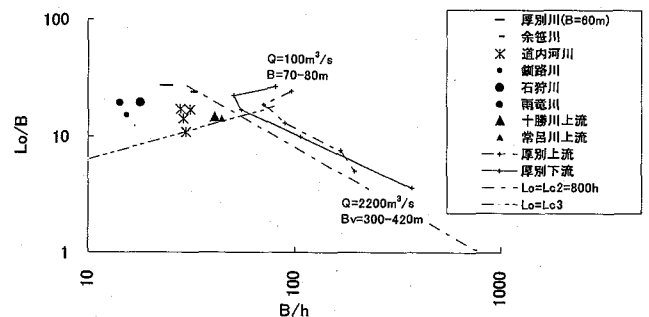


図-11 厚別川の流量変化と L_o/B と B/h の変化

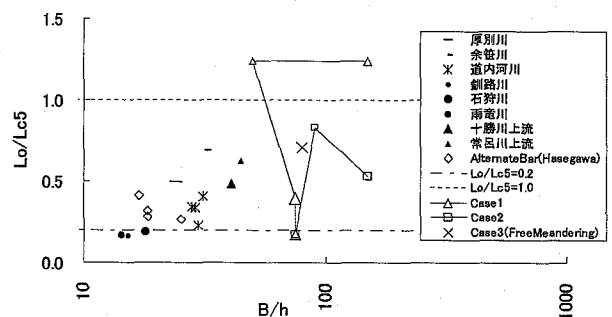
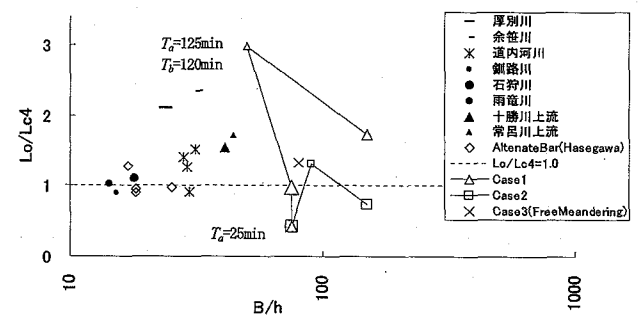


図-12 砂州波長計算値(L_{c4} , L_{c5})と実験値の比較

ここで L_{c4} は流路内に形成される単列交互砂州の波長を示す理論式(交互砂州の線形不安定性理論)である式(4)¹³⁾を、 L_{c5} は蛇行方程式から導かれた理論式(蛇行発達に関する線形理論)である式(5)¹³⁾を用いて計算したものである。

$$L_{c4} = 5v \sqrt{\frac{B}{gi}} = \frac{5Q}{h\sqrt{Bgi}} = \frac{5B^{1/10}}{n^{3/5}\sqrt{g}} \left(\frac{Q^2}{i} \right)^{1/5} \quad (4)$$

$$L_{cs} = \frac{4\pi}{1.5} \frac{h}{C_f} = \frac{8.4v^2}{gi} = \frac{0.85}{i} \frac{Q^2}{B^2 h^2} = \frac{0.85}{n^{6/5}} \left(\frac{Q^2}{B^2 i} \right)^{2/5} \quad (5)$$

実験における計算値 L_{cs} 、 L_{cs} は、 Q 、 h （水深）、 B （水幅）から算出した。また実河川における計算値 L_{cs} 、 L_{cs} は、前節に示したように等流水深を求めて算出した。

図-12において緩流河川の L_o/L_{cs} は1.0前後で実測と計算がほぼ一致した。また、十勝川上流、常呂川上流など急流河川において L_o/L_{cs} は1.5前後であった。一方、厚別川、余笹川といった谷底平野を流れる河川において L_o/L_{cs} は2.0～2.5と大きな蛇行波長がみられた。今回の実験ケースではCase1が $L_o/L_{cs}=3.0$ と大きな値であったが他は1.0前後であった。このことから厚別川ではCase1,2のように大流量時に形成された砂州波長によって現在の低水時の蛇行波長が決められたのではないかと示唆される。

同様に緩流河川や交互砂州実験（長谷川）において L_o/L_{cs} は0.1～0.4であったのに対し、厚別川、余笹川、十勝川上流などの L_o/L_{cs} は0.4～0.6の値であった。またCase3の L_o/L_{cs} は0.7と1.0($L_o=L_{cs}$)に比較的近い値であったが、Case2とCase3は L_o と L_{cs} の乖離が大きかった。これは自由蛇行以外では式(5)の適用条件外とも考えられるが、自由蛇行波長を示す式(5)は式の導出過程から河岸の状況（浸食、抵抗等）によって係数が変化することなども考えられる。道内河川で平均年最大流量を用いる場合、 $L_o/L_{cs}=0.2$ 前後で考えることが妥当とも考えられる。この場合 $L_o/L_{cs}=0.2$ 前後より大きな河川は前述したように適用範囲外つまり蛇行河川ではないとも考えられる。

以上から図-10～12を比較すると式(2)～式(5)のいずれを用いても、各河川、実験ケースの波長と川幅水深比の関係が類似し、河川形態の特徴と関連づけられることがわかる。特に単列砂州波長を示す式(4)の適用範囲が比較的、実験結果や実河川の波長とも合致した。

これより、厚別川の河道平面形状から得られた蛇行波長と単列砂州波長計算値との比は、谷幅が大きいため氾濫流が拘束されない緩流の河川と比較して大きな値であると共に、谷幅規模の氾濫流量を対象とした複列砂州波長計算値に近い値であり、年1回規模の出水で形成された単列砂州が成因ではないと推測できるとともに実験の低流量時の流路における値に近かった。

6. 結論

本研究の結論を以下に示す。

- 1) 実験結果より大流量時に形成された河床の形状特性が水みち形成後も維持された結果、大流量時の砂州波長と同じ蛇行波長の水みちが形成されことを地形形状解析の結果から示した。
- 2) 厚別川の実際の氾濫と地形形状解析の結果を分析した結果、複列とその2倍の波長を持つ単列との2つの河床

波成分が共存している結果を得た。またその形状特性値は、複列砂州と単列砂州、自由蛇行の実験結果の中間の値であった。また既往の蛇行波長関係式を用いて厚別川等の実測値および実験値を比較することで、水みちの形成過程の分析を行った。

- 3) 以上を総合的に考察して谷底平地全体の河道平面形の成因は年1回規模の出水ではなく、谷幅規模の大規模出水により形成された可能性を示した。
- 4) 既往の固定側岸条件や自由蛇行条件における土砂水文学の成果を、谷底平地における氾濫流の予測や防災対策へと応用していくことの可能性を示した。

謝辞：本研究は、国土交通省北海道開発局の受託業務、河川環境管理財団の河川整備基金助成による補助を受けた。記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 長谷川和義：平成15年台風10号北海道豪雨災害調査団報告書，土木学会水工学委員会，pp142-148，2004。
- 2) 渡邊康玄，野上毅，安田浩保，長谷川和義：谷底平野における氾濫流の挙動を規定する地形の成因，土木学会，河川技術論文集，第12巻，pp. 49-54，Jun，2006。
- 3) 内島邦秀，早川博：流量が減少した場合の交互砂州の変形特性，土木学会水理講演会論文集，第31巻，pp683-688，Feb，1987。
- 4) 渡邊康玄，桑村貴志：複列砂州のモード減少過程に関する水理実験，土木学会，水工学論文集，第48巻，pp195-200，Feb，2004。
- 5) 渡邊康玄，安田浩保，島田友典：中規模河床波の低流量時における形状変化過程に関する水理実験，土木学会，水工学論文集，第51巻，pp1039-1044，Feb，2007。
- 6) 三輪浩，大同淳之，横川純：交互砂州における水みちの形成過程に及ぼす土砂供給と砂礫の分級の影響，土木学会水工学論文集，第49巻，pp949-954，Feb，2005。
- 7) 竹林洋史，江頭進治：自己形成流路の形成過程と形成水理条件，土木学会論文集，Vol. 677，pp75-86，2001。
- 8) 寺本敦子，辻本哲郎：砂州形状の特性と平水時の流路構造，土木学会水工学論文集，第50巻，pp961-966，Feb，2006。
- 9) 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，土木学会論文報告集，342号，pp87-96，1984。
- 10) 長谷川和義，山岡勲：発達した交互砂州の性状に関する実験と解析，土木学会，水理講演会論文集，第26巻，pp. 31-38，Feb，1982。
- 11) 清水康行：厚別川における洪水氾濫流解析，平成15年台風10号北海道豪雨災害調査団報告書，土木学会水工学委員会，pp108-119，2004。
- 12) 村本嘉雄，藤田裕一郎：中規模河床形態の分類と形成条件，水理講演会論文集，第22巻，pp275-282，Feb，1978。
- 13) 池田駿介，Gary Parker，澤井健二：河川の蛇行に関する統一見解，土木学会，水理講演会論文集，第24巻，pp. 339-349，Feb，1980。

(2007.4.5 受付)