

砂州を伴う河道の低水路河岸侵食に関する 数値解析による研究

STUDY ON THE PROCESSES OF BANK EROSION WITH BAR FORMATION BY NUMERICAL SIMULATION

寺本敦子¹・辻本哲郎²

Atsuko TERAMOTO and Tetsuro TSUJIMOTO

¹学生会員 修士(工) 名古屋大学大学院博士後期課程学生 工学研究科地圏環境工学専攻
(〒464-8603 愛知県名古屋市千種区不老町)

²正会員 工博 名古屋大学大学院教授 工学研究科地圏環境工学専攻(同上)

It is very important issue to estimate the place where bank erosion occurs and the scale of bank erosion during floods. We focused on the bank erosion with the transformation of bars. We found two types of bank erosion in a natural river where alternative bars are formed. One type of bank erosion is that the place where the bank erosion occurs moves with bars in a straight channel. Another type is the place is almost fixed with point bars in a meandering channel. By using numerical simulation including bar formation model and bank erosion model, we investigated the process of bank erosion with the transformation of bars. The results from numerical simulation show that both types of the bank erosion occur with developing the bars. Firstly, the place where the bank erosion occurs moves along the riverbank as fast as the bars migrate. Secondly, the migration speed of bars becomes smaller and the place where the bank erosion occurs is almost fixed. The angle of path line and that of the line which connect the deepest points have some relationships with the time when the first stage changes to the second.

Key Words : Bank erosion , bar formation , numerical simulation , meandering

1. はじめに

環境にも配慮した治水対策が目標となる近年の河川整備では、護岸、水制等で最初から低水路河岸を固める方法からできるだけ自然河岸のまま侵食が高水敷のある限界まで達した場合にのみ対策を講じようとする「河岸防御ライン」方式に移行する考え方もでてくる。この場合、河岸侵食の量、場所の予測は必須である。

河岸侵食は、砂州の発生を伴う河岸侵食、流量の増大、減少に伴う河岸侵食、流れの蛇行による河岸侵食などの要因によって起こる。本研究では、砂州を起因とする河岸侵食に着目した。砂州が形成されている河道における河岸侵食にもいくつかのパターンがある。例えば、写真1に示す長良川でおきた固定砂州対岸での侵食パターンと、揖斐川でおきた交互砂州の直進に伴う河岸侵食のパターンである。この他にも、砂州上に植生が繁茂している地点で侵食が見られる。本研究では、前者2パターンにおける低水路河岸侵食に着目する。

これまでに、河岸侵食や流路変動に関する研究は、芦田ら¹⁾による直線流路の拡幅現象を取り扱ったものから、

福岡ら²⁾による蛇行の発達・減衰を線形解析により取り扱ったもの、藤田ら³⁾の湾曲・蛇行流路の変動現象の実験的解析など多岐に渡って数多くなされている。近年においては、湾曲・蛇行の発達・減衰を再現する数値解析法に関する研究が行われている。また、辻本ら⁴⁾により実河川における洪水時の水理特性と河岸侵食特性が調べられ、本研究で取り扱う砂州起因の河岸侵食パターンの違いを指摘している。

本研究では、河岸侵食モデル、砂州発生の計算方法を結合して砂州の発達に伴う川幅拡大過程の特徴を明らか

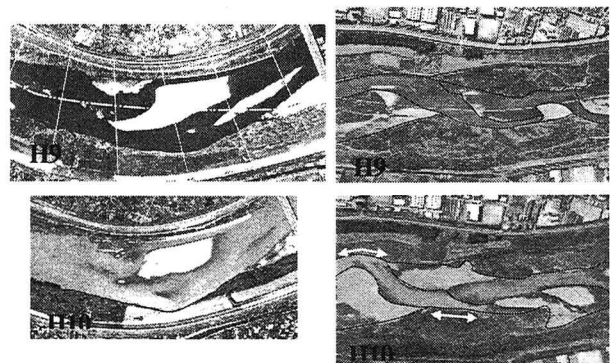


写真1 長良川(左)と揖斐川(右)の河岸侵食例

にし、河岸防御上どのような状況が危険かを判断する一助としたい。

2. 解析モデルと計算条件

(1) 数値解析法

本研究で用いた数値解析法は、流れの計算、河床変動計算、崩落（による拡幅）計算の3つのパートからなる。これらのパートを繰り返し計算することにより、ある時間における河床と流れの計算結果を解析する。

流れの計算においては、非定常項を含んだ平面二次元流れの連続式と運動方程式を解く。数値解析法としては、有限体積法を用い、すべての物理量は、collocated gridを用いて離散化した。また移流項の離散化には、QUICK schemeを用いた。単純な時間発展型解法ではなく、水面高さに関するPoisson方程式の解を反映させるfractional step method (Ferziger and Peirc⁵⁾)を用いて運動量輸送方程式と連続式を連立して解いて安定性を向上させた。

河床変動解析では、流れの解析から得た結果を用いて芦田・道上⁶⁾の平衡流砂量式より流砂量を算出、流砂の連続式を離散化して解いた。このとき、無次元限界掃流力は、岩垣⁷⁾式を用いて算出し、斜面上の限界掃流力をLane⁸⁾にしたがって修正した。また、流砂の方向については、平面二次元モデルでは再現できない二次流の効果をEngelund⁹⁾の提案式、流れの偏向角と横断方向勾配による重力の影響を中川ら¹⁰⁾による式を用いて考慮した。

崩落計算は、妥当性を検証済みである後藤ら¹¹⁾のモデルを用いた。このモデルでは、長田ら¹²⁾等同様な考え方を採用し、常に水中の河床は水中安息角、水面上にある河床は表面張力で支えられる砂の最大傾斜角（ここでは垂直に設定）に保たれるとしている。つまり、河床変動計算後の河床において安息角など最大傾斜角以上になった場合には、崩落・堆積を繰り返し計算させ、河床を最大傾斜角以下にするように土砂を近傍のセルに配分を行うものである。

(2) 砂州の再現計算法

本研究では、砂州を作成する流れと河床変動計算モデルに河岸崩落モデルを加え、砂州の発達による川幅拡大を再現することを目的とする。砂州の再現計算手法には、近年、河床に微小擾乱を与えて周期境界条件を用いるもの（例えば、清水ら¹³⁾ Adichaiら¹⁴⁾）と、上流端で流入流量に横断方向にサイン波などの周期的な擾乱を与える方法（長田¹⁵⁾）が用いられている。本研究においては、河床にランダムに粒径の10分の1程度以下の凹凸を付けることで微小擾乱を与え周期境界条件を用いて砂州を再現する手法と、上流端の流入流量に横断方向に周期性を考慮しないランダムな擾乱を与える手法を用いた。周期境界条件における微小擾乱の決定方法は、研究者によって

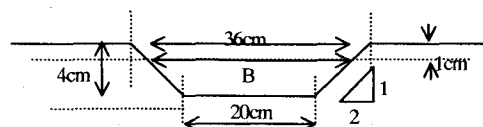


図-1 計算断面と川幅Bの定義

様々であるが、本研究では河床材料起因と考え擾乱を決定した。上述の砂州再現方法には、以下のような特徴がある。

周期境界条件による計算：仮想的な平衡状態を計算できる。しかし、計算領域により現象の周期が決定されてしまうため、砂州波長の変化に対応しにくい。

上流端に擾乱を与える計算：平衡状態に近づけるためには、長い計算領域を要する。上流端では、砂州が発生しないため、上下流の状況が異なり上流端の影響が下流に現れることが避けられない。しかし、その反面で砂州波長の変化には対応できる。

この解析モデルを用いた周期境界条件による砂州の再現性は、Adichaiら¹⁴⁾により報告済みである。

(3) 計算条件

本研究で用いた計算条件は、将来水路実験を行うこと、また河岸侵食が問題となっている急流河川の例を検討することを考慮して決定した。

初期断面は複断面水路内低水路を想定し図-1のような台形断面を設定し、河床材料の粒径は1mm、河床勾配は、1/100とする。ここでは初期の河床条件において単列砂州の発生領域となる流量 $0.0008\text{m}^3/\text{s}$ を用いて解析を行った。低水路部分にのみ水が流れる条件を対象とする。なお、この流量では初期水深は約9.4cmとなった。

3. 周期境界条件を用いた計算法による砂州の発達と川幅拡大過程

(1) 砂州の発生による川幅の拡大過程

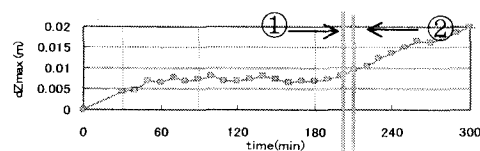


図-2 $XL=2.8\text{m}$ 時の砂州波高時間変化

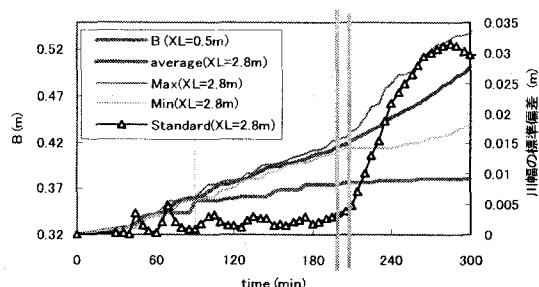


図-3 $XL=0.5\text{m}$ における川幅と $XL=2.8\text{m}$ における川幅の縦断方向平均値、最大、最小値、標準偏差の時間変化

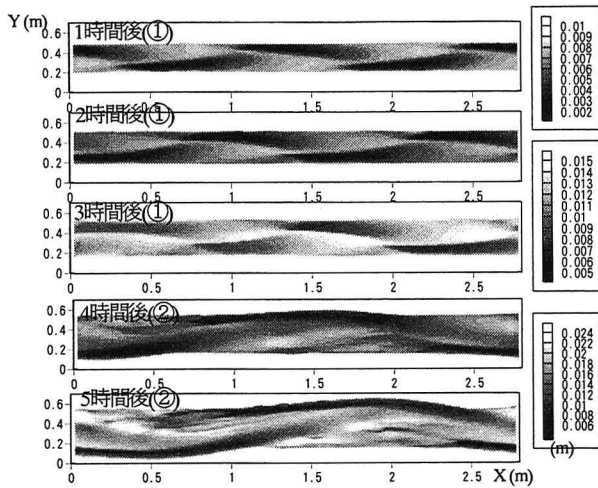


図4 XL=2.8m時の河床コンター

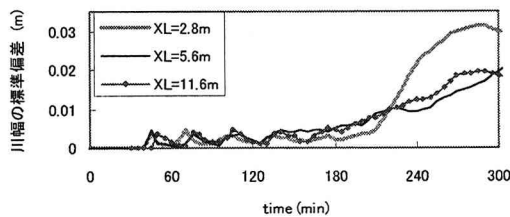


図5 各計算領域における川幅縦断方向変化の標準偏差

周期境界条件を用いた砂州の再現計算では、発生砂州の砂州波長としてありえない短い計算領域を選定した場合には、砂州は発生しない。そこで、計算領域長さXLを0.5mとして砂州を発生させない条件で行った計算と、長方形断面で川幅30cmのときの平衡波長である2.8mを計算領域とした砂州が発生可能な計算の結果を比較した。

図-2にXL=2.8mで計算された砂州波高 dZ_{max} （ここでは、断面毎の高低差最大値と定義）の時間変化を、図-3に図-1の定義に従い河岸高さから1cm下方での河岸位置より算出した川幅の縦断方向平均値、最大、最小値、標準偏差の時間変化を示す。砂州非発生の場合では、時間の経過とともに安定川幅に向かうのに対し、砂州が発生する場合には、砂州の発達が進むにつれて川幅が拡大し砂州非発生の場合との差が開いていく。このことにより、砂州が発生している川では、川幅が拡大しやすく、河岸侵食の危険性が高いことが言える。

(2) 川幅拡大過程

図-2, 3, 4より砂州の発達を伴う川幅拡大過程は、砂州の発達とともに揖斐川の例に近い状況の段階①と長良川の例に近い段階②、①から②への遷移領域に分けることができる。段階①においては、砂州が発達し始め、砂州の進行とともに川幅が徐々に拡大する。このとき、川幅の縦断方向標準偏差を見ると周期を持って変動を繰り返している。また、段階②では、川幅が局所的に固定されて変化し始めるため、川幅の最大、最小値の差が開き標準偏差は高い値をとる。図-4から蛇行が始まっている

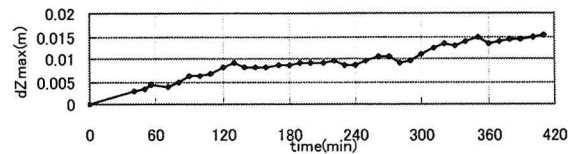


図-6 砂州波高時間変化

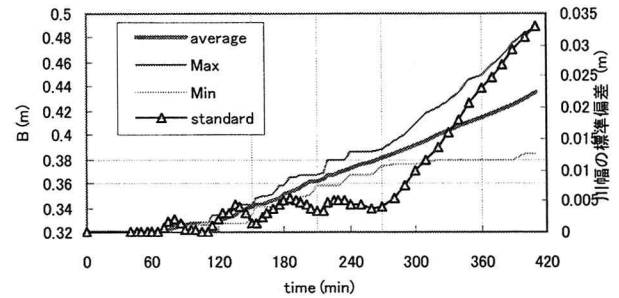


図-7 川幅の縦断方向平均値、最大、最小値、標準偏差の時間変化

ことが確認できる。

図-4において段階①で2ペアあった交互砂州が②では1ペアになっており、①から②への変化は計算領域内での波数の変化と共に起こっていることがわかる。周期境界条件を用いると、計算領域には整数ペアの砂州しか存在し得ず波長の滑らかな変化に対応できないため、こうした波数の変化が避けられなかったという計算上の制約が考えられる。そこで、波数の減少による波長の急激な変化を抑えるため計算領域を二倍、四倍と長くする計算を行った。計算領域を長くすると、図-5の標準偏差の変化が示すように急激に段階①から②への遷移が起こらなくなったが、それでも徐々に①から②への遷移が起こった。

4. 上流端に擾乱を与える方法による砂州の発達と川幅拡大過程

周期境界条件を用いて砂州を再現する際には、砂州波長の伸びによる波数の減少が避けられず、その川幅拡大過程への影響が避けられない。そこで、上流端から擾乱を与えることによって砂州を再現する計算法を用いて、同様の現象を解析し、砂州の発達と川幅拡大過程についてさらに考察を進める。

なお、ここでの計算領域は一定で20mとして、このうち、上下流からの影響が少ないと考えられる $12m < X < 17m$ の範囲の結果を用いた。

(1) 砂州の発達と川幅拡大過程

図-6, 7に、周期境界条件を用いた計算と解析と同様に、波高の時間変化と、川幅の縦断方向平均値、最大、最小値、標準偏差の時間変化を示す。この図によると、周期境界条件で計算した結果と同様に段階①から②への遷移が見られる。ただし、砂州が現れる時間が周期境界条件を用いた計算より遅いため、川幅拡大が開始する時刻は遅くなっている。

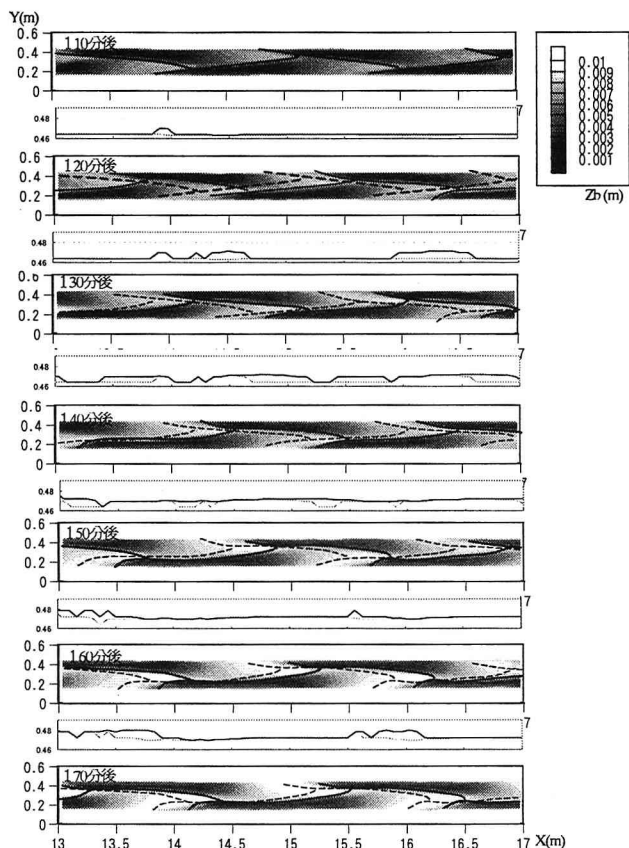


図-8 110-170分後の左岸形状と河床コンター（砂州前縁線を参考に描く．点線は10分前の位置）

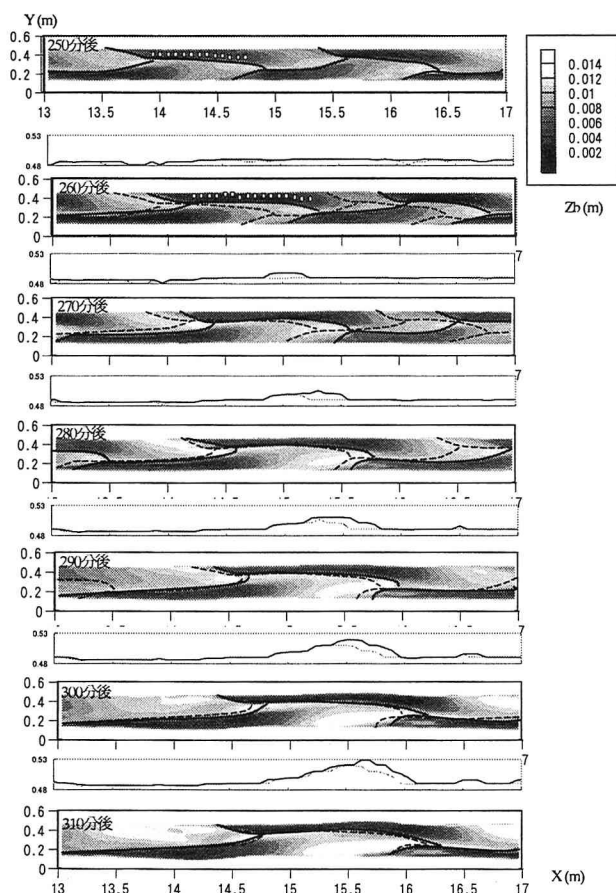


図-9 250-310分後の左岸形状と河床コンター（砂州前縁線を参考に描く，点線は10分前の位置）

(2) 川幅拡大過程の特徴

これまでに述べた川幅拡幅過程の各段階の特徴を述べる．

a) 段階①

図-8にこの段階における河床コンターと河岸形状の変化を示す．この図によると，砂州の進行に伴って拡幅が進み，河岸形状が比較的直線に近い時（110分，150分の河岸形状）とそれ以外の凹凸が顕著な時がある．

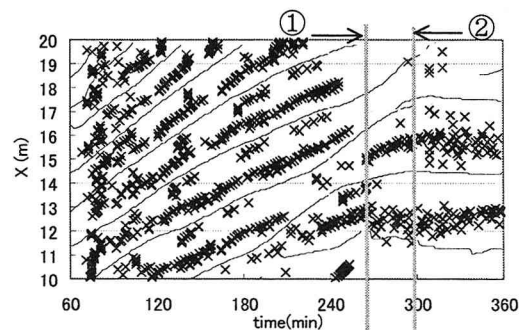


図-10 左岸側砂州前縁線下流端の走時曲線と河岸崩落位置

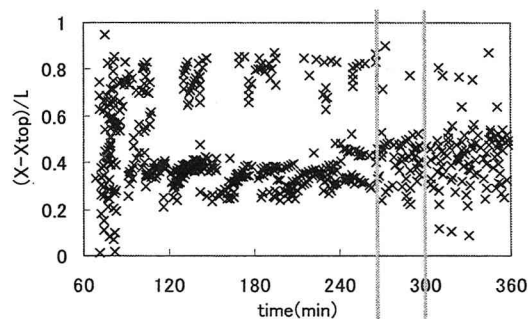


図-11 河岸崩落位置の前縁線下流端間の相対位置

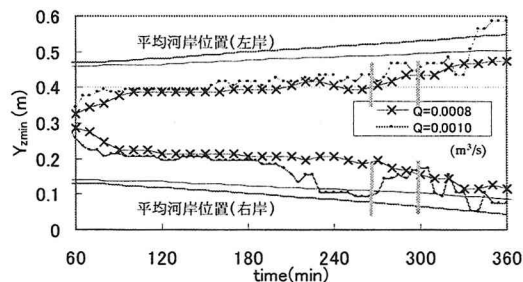


図-12 砂州の最低河床発生箇所 Y_{min} 時間変化

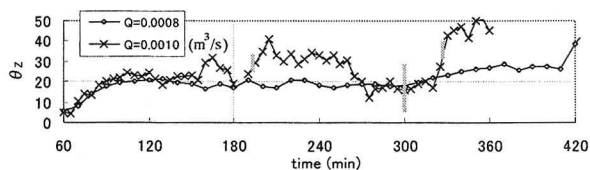


図-13 砂州の最低河床発生箇所をつないだ線分のなす角 θ_z の時間変化

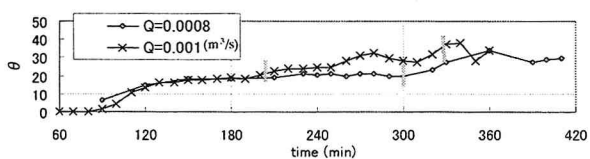


図-14 流線と中心軸のなす角 θ の時間変化

この特徴は、図-8に示す川幅の縦断方向変化から得た標準偏差にも現れており、標準偏差の変動周期は、ほぼ砂州一波長分砂州が進行する時間に等しい。図-10に左岸側砂州の走時曲線と左岸の崩落位置を示す。これによると走時曲線にそって崩落位置も移動している。砂州前縁線下流端から崩落位置までの縦断距離を走時曲線間の長さ、すなわち砂州波長で割った値は図-11のようになり、ほぼ砂州波長の3から4割程度下流の位置で崩落が起きていることがわかる。この図で8割程度のところでも崩落が見られるが、これは、大きく崩落した名残の凸部がこの位置で崩落したものであることを確認した。この段階においては、崩落位置は、波速とほぼ同じスピードで下流へ移動する。そのため、崩落が始まった時点から砂州一波長分砂州が進むと河岸形状は比較的直線に近い形状になる。標準偏差の変動周期が砂州一波長分進む時間と等しくなるのはこのためである。

b) 段階②

図-10の左岸側砂州前縁線下流端の走時曲線より、砂州の進行がほぼ停止していることがわかる。また、河岸の崩落位置は、段階①に対し広範囲に渡っており、図-11より砂州前縁線下流端位置から砂州波長の2から5割程度下流の位置で起こっている。図-9の河床コンターと河岸形状から、段階①に比べ砂州の形状は対岸へ張り出した形になり、砂州域が大きくなっていることがわかる。

このとき、流路は蛇行を開始し、初期にできた凸部が次第に大きくなっていき、段階①のようにほぼ直線に戻ることはない。

c) 段階①から②への遷移

①から②への遷移条件で図-10の走時曲線より砂州の進行は遅くなりほぼ停止し、また崩落位置の移動速度も遅くなっていることがわかる。図-12より、横断方向最深河床の発生位置が、河岸側によるのが確認できる。

図-13には、各砂州での最深点発生位置をつなぐ線分のなす角 θ_z の時間変化を、図-14には、計算で得られた速度ベクトルから推定される流線群(水路幅方向に30本)からその最長のものと中心線とのなす角 θ の時間変化を示した。 θ_z は、段階①の間は20度を超えず、段階②への遷移時に20度付近、 θ は、15度程度を示している。これからの角は段階①と②で異なった変化を示しており、段階①から②への遷移、あるいは砂州の移動停止限界の条件と深く関係していることが示唆される。

(3) 異なる流量での拡幅過程の相違

流量 $Q=0.0008\text{m}^3/\text{s}$ と同様に流量を変化させたケース($Q=0.0006\text{m}^3/\text{s}$, $0.0010\text{m}^3/\text{s}$)についても検討した。そのうち、流量 $Q=0.0010\text{m}^3/\text{s}$ (初期状態での等流水深は1.1cm)の解析結果を用いてこれまで述べてきた過程との相違を考察する。参考に、同一のモデルを用いて長方形断面水路における川幅30cmの条件で平衡状態の計算を行うと、流量が変化しても平衡波高は1cm程度しか変

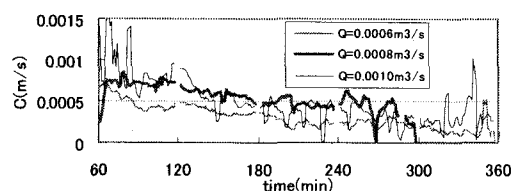


図-15 各流量下での波速の時間変化

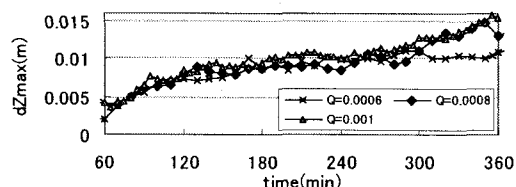


図-16 砂州波高の時間変化

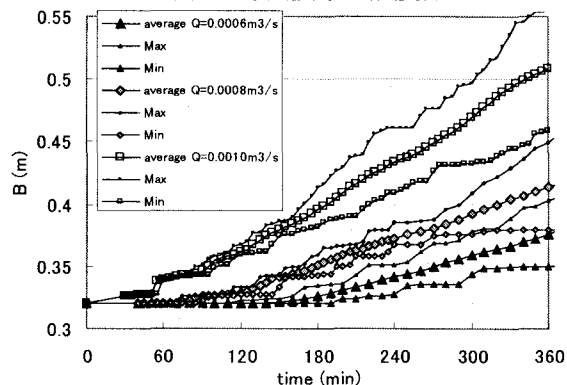


図-17 川幅の縦断方向平均値、最大、最小値、標準偏差の時間変化

化せず、波長、波速は流量 $0.0010\text{m}^3/\text{s}$ で約3.25m, 0.9cm/s, 流量 $0.0008\text{m}^3/\text{s}$ で約2.0m, 1.3cm/sとなる。

図-15～17よりこれらの流量範囲で拡幅が起きることがわかる。砂州波高の時間変化は、流量によってあまり変化がないにもかかわらず、拡幅速度は流量が小さいほうが遅い。砂州が明確に発生する以前に拡幅した川幅に差があるためと考えられる。また、流量 $0.0006\text{m}^3/\text{s}$ に関しては拡幅が遅く、波速が他の流量より遅いためと考えられる。同じ平均川幅では、流量が小さいほうが川幅最小値と最大値の差が開いている。砂州波高の時間変化に差がないことから、同じ川幅でもそのときの高低差、波速に差があるため拡幅過程にこのような差が生じていると考えられる。

流量 $Q=0.0010\text{m}^3/\text{s}$ における砂州の発達を伴う川幅拡大過程について更に詳細に見る。図-18に砂州前縁線下流端と崩落位置の関係を示す。 $0.0008\text{m}^3/\text{s}$ では、第②段階への遷移と同時に砂州の深掘れ部と河岸の拡幅部が一致して砂州が停止したのに対し、このケースでは第②段階へ入った時点でも砂州はなお進行を続ける。しばらく拡幅が進んだ後に砂州の深掘れ部と河岸の拡幅部が一致し砂州の停止が確認された。さらに図-12より①段階から②段階への遷移時には、 $0.0008\text{m}^3/\text{s}$ と同様に深掘れ部が河岸近傍に移動することが確認できる。このとき崩落位置の進行が砂州の進行を上回り、崩落が起こる場所の砂州に対する相対位置に変化が起こる。

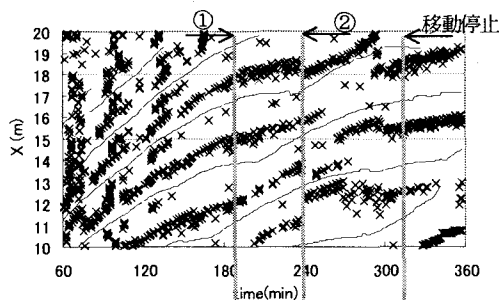


図-18 計算領域内の左岸側砂州前縁線下流端の走時曲線と河岸崩落位置 $Q=0.0010\text{m}^3/\text{s}$

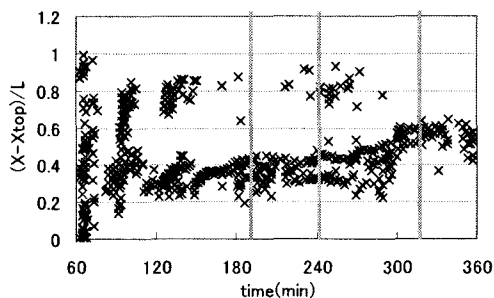


図-19 河岸崩落位置の砂州間の相対位置 $Q=0.0010\text{m}^3/\text{s}$

図-13, 14に $0.0008\text{m}^3/\text{s}$ の結果と同時に $0.0010\text{m}^3/\text{s}$ 時の砂州の最低河床発生位置をつないだ線分のなす角 θ_z の時間変化と流線(4. (2). C)で説明)と中心線のなす角 θ の時間変化を示す。これらは、この流量条件においても段階①から②への遷移時、砂州の停止時にそれぞれ時間変化率に違いが見られ、段階①から②の遷移、砂州の停止に関わりが深いと考えられる。

(4) ①段階から②段階への遷移限界と砂州の停止限界

蛇行流路における砂州の停止限界については、木下ら¹⁶⁾の研究が知られる。この中で、河道の屈曲角度と砂州の安定性の関係が、実河川の例と実験結果を用いて調べられている。本研究では、数値を算出するための簡便性から、流線と中心線とのなす角 θ 、また、最深点を結んだ線分のなす角 θ_z について調べ(図-13, 14)、その結果、これらの角度と段階①から②への遷移限界と砂州の停止限界の関係が見られた。流線と中心線のなす角は流量に関わらず 20° 、最深点を結んだ線分のなす角が流量 $0.0008\text{m}^3/\text{s}$ では 20° 程度、 $0.0010\text{m}^3/\text{s}$ では 30° 近くを越したところで段階①から②への遷移が始まっている。また、流線と中心線のなす角、最深点を結んだ線分のなす角とともに、流量 $0.0008\text{m}^3/\text{s}$ では 20° 程度、 $0.0010\text{m}^3/\text{s}$ では 30° 程度を越したところで砂州の停止が起きており、これをきっかけに角度が変化しており、従来の研究での砂州の停止限界との関連についてはさらに検討を加えたい。

5. 結論

本論文では、二種類の砂州の再現計算を用いて砂州の発達に伴う川幅拡幅過程を再現した。この中で、砂州が形成される河床が平坦河床に比べ川幅が拡大することを

示し、砂州が形成されている河床の河岸侵食の危険性が明らかになった。また、川幅拡大過程を砂州の進行と拡幅が同じ速度で進む段階①と拡幅の位置がほぼ固定される段階②の二段階に分け、それぞれの段階の特徴、段階の遷移の特徴について示した。段階の遷移限界、現在の状態がどの段階にあるか状況の判定に最深河床を結んだ線分のなす角、流線と中心線のなす角を調べるのが有効であることを示した。

参考文献

- 1) 芦田和男, 村本嘉雄, 奈良井修二: 直線河道の変動に関する研究 (2) 京都防災研年報第14号, B, pp.275-297, 1971.
- 2) 福岡捷二, 山坂昌成: なめらかな横断面形状をもつ直線流路のせん断力分布と拡幅過程の解析, 土木学会論文集, No.351/II-2, pp.87-96, 1987.
- 3) 藤田裕一郎, 村本嘉雄: 蛇行流路形成過程に関する実験的研究, 京都防災研年報第18号, pp.551-554, 1975.
- 4) 辻本哲郎, 長田信寿, 富永晃宏, 関根正人, 清水義彦, 柿崎恒美: 長良川掛斐川における河岸侵食特性に関する研究, 河川技術に関する論文集Vol5, pp.117-122, 1999.
- 5) Ferziger, J. H. and M. Peirc: Computational Method for Fluid Dynamics, Springer, 64p., 1997.
- 6) 芦田和男, 道上直規: 移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集, 第206号, pp.95-69, 1972.
- 7) 岩垣雄一: 限界掃流力に関する基礎的研究, 土木学会論文集, 第41号, 1956.
- 8) Lane, E. W.: Design of stable channels, Trans. ASCE, Vol.120, pp.1234-1260, 1955.
- 9) Englund, F.: Flow and bed topography in channel bends, J. Hydr. Div., ASCE, 100(11), pp.1631-1648, 1974.
- 10) H. Nakagawa, T. Tsujimoto, S. Murakami: Non-equilibrium bed load along side bank, Proc. 3rd Int. Sym. River Sedimentation, Jackson, Mississippi, USA, pp.1029-1065, 1986.
- 11) 後藤孝臣, 北村忠紀, 辻本哲郎: 上下流境界条件の変化による直線砂礫流路の側岸侵食を伴う河床低下に関する研究, 土木学会論文集No.684, pp.35-46, 2001.
- 12) 長田信寿, 細田尚, 村本嘉雄, Md. M. Rahman: 一般座標系による側岸侵食を伴う河道変動の数値計算, 水工学論文集第40巻, pp.927-932, 1996.
- 13) 清水康行, 倉林弘志, 藤田睦博: 複列・網状砂州河道における河床変動計算, 水工論文集第45巻, pp.739-745, 2001.
- 14) A. Pompromin, 寺本敦子, 泉典洋, 北村忠紀, 辻本哲郎: Numerical simulation of bar formation in straight channels by the NHSED2D model, J. Applied Mech., JSCE, pp.629-938, 2002.
- 15) 長田信寿, 村本嘉雄, 内倉嘉彦, 細田尚, 矢部昌之, 高田保彦, 岩田通明: 各種河道条件下における交互砂州の挙動について, 水工学論文集第43巻, pp.743-748, 1999.
- 16) 木下良作, 三輪式: 砂レキ堆の位置が安定する流路形状, 新砂防, pp.12-17, 1974.

(2002. 9. 30受付)