

2. 中規模河床波の統一的な解釈について

安田 浩保^{1*}・五十嵐 拓実²

¹新潟大学 災害・復興科学研究所 (〒 950-2181 新潟市西区五十嵐 2 の町 8050)

²新潟大学大学院自然科学研究科 (〒 950-2181 新潟市西区五十嵐 2 の町 8050)

* E-mail: hiro@gs.niigata-u.ac.jp

本研究は、大きさの異なる川幅水深比が与えられたときに形成される中規模河床波の定常状態を数値解析に基づいて考察するものである。微小擾乱を有する河床を初期条件として、複列砂州が形成するといわれている大きな川幅水深比が与えられた場合の水理条件下で定常状態に至るまで解析を実施したところ、いずれの川幅水深比においても通水初期と定常状態の河床形状及び流向はほぼ同一であることが明らかとなった。また、いずれの川幅水深比においても定常形状として単列砂州の河床形状に達する解析結果が得られた。

Key Words: *alternative bars, central bars, self-adjusted channel width, aspect ratio, iRIC*

1. はじめに

中規模河床波は川幅水深比を指標とすることで、河床形状の幾何学的な分類ができるとされている。既往の研究では大小様々な川幅水深比のもとで模型実験や数値実験が行われてきた。小さな川幅水深比のもとでは単列砂州が発生し、定常状態における波高や波長などの基本的な特性が明らかにされている。一方で、複列砂州が発生するとされている大きな川幅水深比のもとでは、通水初期に複列砂州が発生するものの、その形状は安定に維持されず、やがて単列砂州とみなせる河床形状へと遷移してその形状が維持されることが報告されている¹⁾。現状では、複列砂州の基本的な性質の理解は単列砂州のそれと比べると乏しく、複列砂州が定常状態に到達するかどうかさえ十分に理解されていない。

前述した通り、既往の中規模河床波に関する研究において河床形状の幾何学的な分類の指標として川幅水深比が有効であることが提示された。この関係性は流水と流砂の支配方程式を通して理論的に導かれた²⁾ものである。それにもかかわらず、現在においてもなお河床形状の幾何学的な分類においてなぜ川幅水深比が有効な指標として機能するかについての力学的な説明は与えられてない。また、ほとんどの中規模河床波の研究は河床面にばかり注目して、その駆動力となっている水面の挙動が河床面にどのような影響を与えるかについて踏み込んだ議論を行っていない。これに対し、福岡ら³⁾と山田ら⁴⁾は、流水と流砂の相互作用が中規模河床波の発生と発達のいずれに対しても重要な役割を果たすとの慧眼に富む例外的な指摘をしている。未解明部分が多い複列砂州の基本的な性質をはじめと

する中規模河床波の力学的な理解を推し進めるためには、中規模河床波が流水と流砂の相互作用によって形成されるとの仮説を立て、ここに力学的な理解の糸口を求める研究が実施されるべきであろう。

本研究では、まず、単列砂州が形成されるとする小さな川幅水深比と複列砂州が形成されるとする大きな川幅水深比をそれぞれ初期に与えた際に定常状態としてどのような中規模河床波が形成されるかを把握する数値解析を行う。続いて、数値解析より得られた結果の時間発展の分析を通し、中規模河床波の幾何学形状は川幅水深比の大小に依存せず、初期の発達段階における河床波も定常状態に達した河床波も同一の無次元の水理量のもとに存在し、中規模河床波の幾何学的な形状は統一的に解釈できることを示す。

2. 数値解析モデルの妥当性の検証

(1) 支配方程式

本研究では、iRIC⁵⁾に同梱されている非定常平面2次元流れと河床変動の解析用ソルバーであるNays2Dにより移動床数値解析を実施する。本ソルバーでは、流れは2次元の浅水流方程式、河床変動は流砂の連続式により計算される。また、本研究では流砂量式に芦田・道上の式を用いた。

(2) Nays2Dの適用性検証

大きさの異なる川幅水深比における中規模河床波の形成過程に対してNays2Dの適用性を検証する。適用性は、渡邊ら¹⁾が様々な規模の川幅水深比のもとで実施した模型実験の再現計算を行い、実験値と解析結果との比較により検証した。

表-1 数値解析に用いた水理条件の諸元

CASE	A_0	τ_{*0}	Q (cm ³ /s)	領域区分
A56	56	0.06	1660	複列砂州
A37	37	0.10	3250	複列砂州
A28	28	0.13	5270	遷移領域
A18	18	0.19	10350	単列砂州

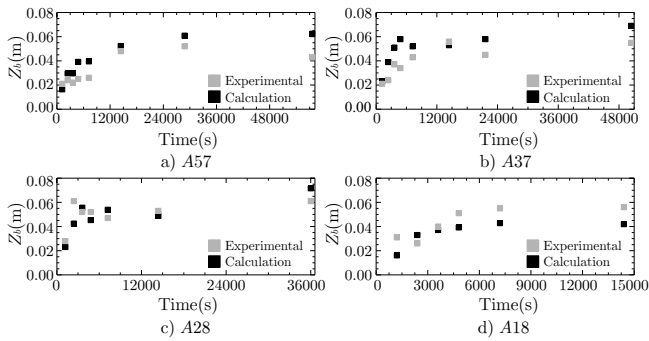


図-1 渡邊らの模型実験の再現計算結果 (砂州波高)

a) 水理条件と解析条件

渡邊らの模型実験は、水路床勾配を 1/80 とし、流路長が 50 m、水路幅が 0.9 m の直線矩形断面水路において行われた。使用された河床材料の粒径は 0.76 mm である。水理条件は、黒木らの中規模河床波の領域区分図で単列砂州と複列砂州がそれぞれ発生するとされる川幅水深比と無次元掃流力を初期に与えている。解析対象は、複列砂州の発生領域とされる A56 と A37、遷移領域とされる A28、また単列砂州の発生領域とされる A18 の合計 4 つとした。実験条件毎の水理条件は表-1 に示すとおりである。ここで、 A_0 は黒木らの領域区分図で用いられている $B_0 I_0^{0.2}/h_0$ 、 τ_{*0} は無次元掃流力である。なお、0 の添字は初期に与えた各物理量を表す。

Nays2D による中規模河床波の検証計算は小林ら⁶⁾が実施しており、本研究では小林らの条件設定を参照し、次のとおりとした。計算格子幅は縦断方向と横断方向のいずれとも 5 cm の正方格子を用いた。初期河床には既往の研究と同様に河床全体に乱数により河床材料の粒径程度の擾乱を与えた。計算の上下流端の境界条件は周期境界条件とした。解析時間は実験通水終了時刻までとした。

b) 適用性の評価

大きさの異なる川幅水深比を与えた場合の中規模河床波の形成過程における Nays2D の適用性について評価した。全ての条件で砂州波高と砂州波長の再現性を調べた。本論文では、砂州波高は各横断面の高低差の平均値、砂州波長は計算領域内における砂州の縦断距離の平均値と定義する。模型実験と数値解析により得られた砂州波高を図-1 に示した。同図から、時刻によ

ては解析結果と実験結果は幾分食違ふことがあるものの、いずれの川幅水深比においても、平坦河床から砂州波高がそれぞれ急速に発達し、その後、長時間に渡りほぼ一定値を維持しており、解析結果は実験結果を良好に再現していることが確認された。砂州波長の実験値と解析結果の比較は紙面の都合上により割愛するが、砂州波高と同様に良好に実験値を再現していることを確認した。このことから、Nays2D は模型実験スケールにおいては中規模河床波の形成過程を適切に再現可能であるものと判断される。

3. 数値解析

通水開始時に大小異なる川幅水深比を与えた数値解析を実施した。川幅水深比ごとの中規模河床波の定常状態の把握を試みた。

(1) 水理条件と解析条件

川幅水深比が中規模河床波の定常状態に与える影響を調べるために、無次元掃流力とフルード数を一定値とし、川幅水深比のみを変化させた水理条件のもとで数値解析を実施した。

本研究で用いた川幅水深比は黒木らが領域区分図で採用している $B_0 I_0^{0.2}/h_0 (=A_0)$ を用いることとし、単列砂州の発生領域である 20 と複列砂州の発生領域である 40 をそれぞれ初期に与えた。無次元掃流力は 0.1、フルード数は 1.5 にそれぞれ統一した。実験規模は模型実験を対象とし、水路長は検証計算で再現された砂州の波長を踏まえて、全長 60 m とした。水路床勾配は 1/38、河床材料の粒径は 3.2 mm とした。各条件毎に異なる条件は初期に与えた流量と水路の全幅のみである。流量は通水開始から通水終了まで定常で与え続けた。

境界条件は上流端と下流端の水理量を一致させる周期境界条件を用いた。計算格子幅は縦断方向と横断方向の長さがどちらも 4 cm の正方格子とした。初期河床には前章の検証計算と同様に、粒径程度の大きさの微小擾乱を与えた。通水終了時刻はどの条件においても定常状態と見なせる河床形状が確認された 100,000 秒とした。

(2) 解析結果

a) 河床形状と流線及び流速の平面分布

数値解析から得られた川幅水深比ごとの初期の平坦河床からの変動量、流線、縦断方向流速 u 、横断方向流速 v を河床波の発生と発達の代表時刻ごとに 4 つに分類し、図-2 から図-5 に示した。

図-2 に示した通水開始 300 秒時点の河床形状は、A20 と A40 のどちらも縦断方向と横断方向の波長が同一で

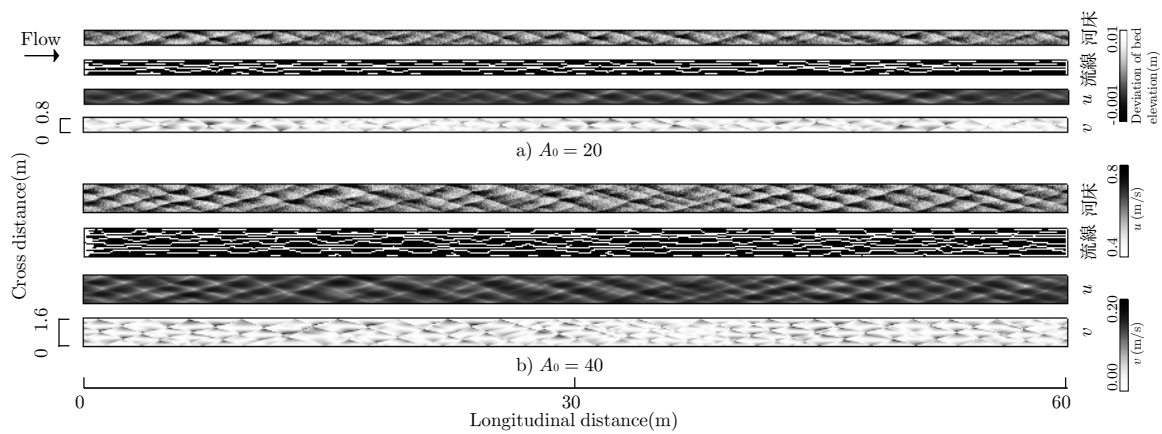


図-2 各川幅水深比における通水開始 300 秒時点の平面分布

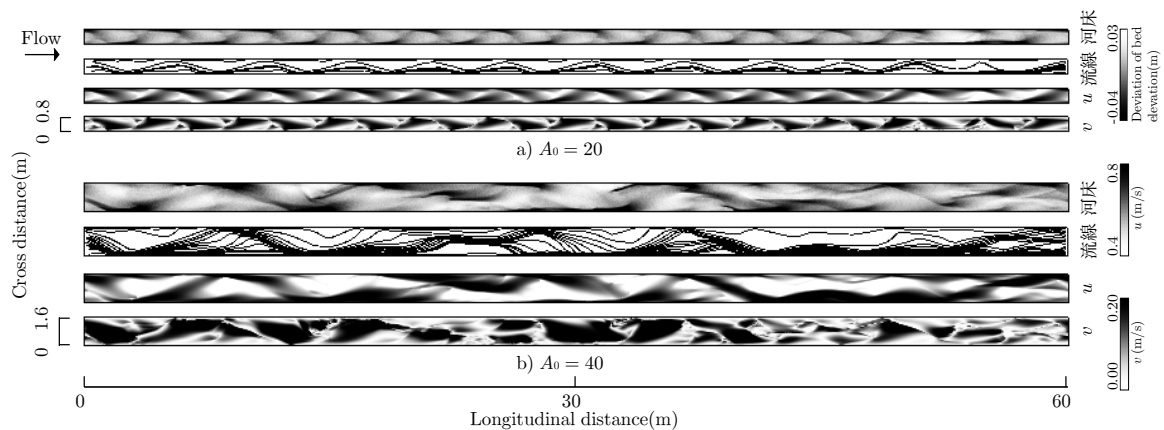


図-3 各川幅水深比における通水開始 3,000 秒時点の平面分布

ある複列砂州と見なせる河床波が発生し、A20 より川幅水深比が大きい A40 では横断方向の波数が多い複列砂州が見られた。同時刻における流線の分布を見ると、A20 と A40 のどちらも流れが側壁とほぼ平行であった。また、縦断方向流速は水路全体ではほぼ均一であり、縦断方向流速と横断方向流速を比較すると、A20 と A40 のどちらも横断方向よりも縦断方向の流れが卓越している。

図-3 に示した通水開始 3,000 秒時点の河床形状を見ると、A20 は周期的な単列砂州が形成されている。一方で、A40 は初期に発生した複列砂州状の河床波が維持されず、時間の経過とともに横断方向の波数が減少し、単列砂州へと遷移している。同時刻の流線と縦断方向流速を見ると、A20 は左右岸の側壁間で反射を繰り返す流れが生じている一方で、A40 は発生した砂州を迂回する流れが生じ始めている。また同時刻における横断方向流速を見ると、A20 は通水初期に比べて横断方向の流速が卓越し、A40 においても卓越し始めている。

図-4 に示した通水開始 10,000 秒時点では、A20 における河床形状と流線及び縦横断方向流速は通水開始 3000 秒後からの変化は見られなかった。一方で、同時刻における A40 の河床形状を見ると単列砂州へ遷移する

途中過程であった。A40 の縦断方向と横断方向の流速を見ると、側壁付近で流速が増大している箇所が縦断方向に周期的に出現するようになってくる。

図-5 に示した通水終了時刻の 100,000 秒時点の河床形状は、A20 と A40 のどちらも周期性の強い単列砂州が形成され、A40 は A20 の波長の 4 倍程度の河床波が形成された。同時刻の流線と縦断方向及び横断方向の流速を見ると、A20 と A40 のどちらも直線水路内で反射点を左右岸の側壁に持ち、側壁間で反射を繰り返す流れが生じている。

以上の結果から、河床形状は A20 と A40 のどちらも通水初期は複列砂州状の河床波が発生し、定常状態には単列砂州が形成されることが明らかとなった。河床上の流れも川幅水深比に依らず、河床形状の変化に伴い、側壁に平行な流れから側壁間で反射する流れになることがわかった。よって、通水初期と定常状態の河床形状、流れはそれぞれ川幅水深比に依らず類似性が高いことが明らかとなった。

b) 計算領域内で平均化した水理量

定常状態に達するまでの計算領域内で平均化した水理量の時間変化を調べた。前項の A40 の河床形状及びその流れの変化から、定常状態に至るまでに砂州の発生に伴い水面幅が大きく変化しており、初期に与えた

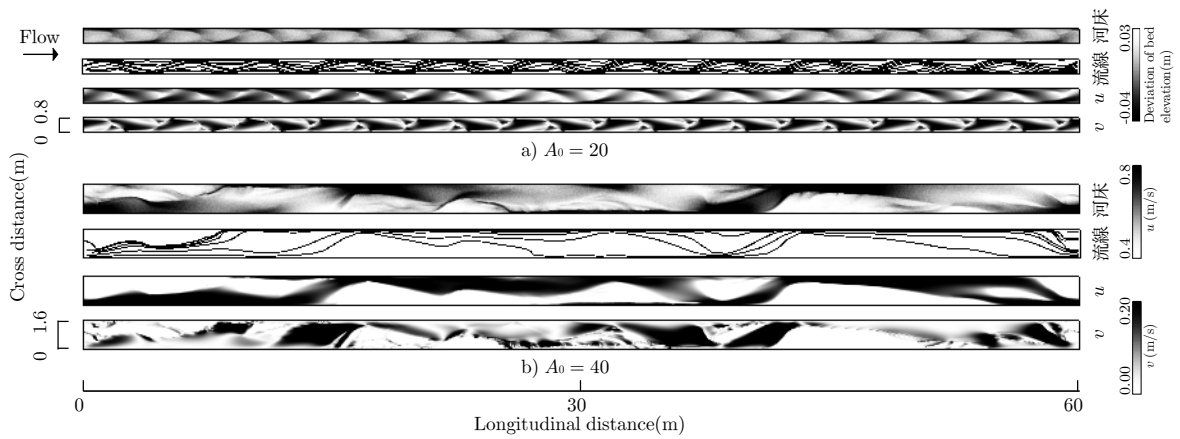


図-4 各川幅水深比における通水開始 10,000 秒時点の平面分布

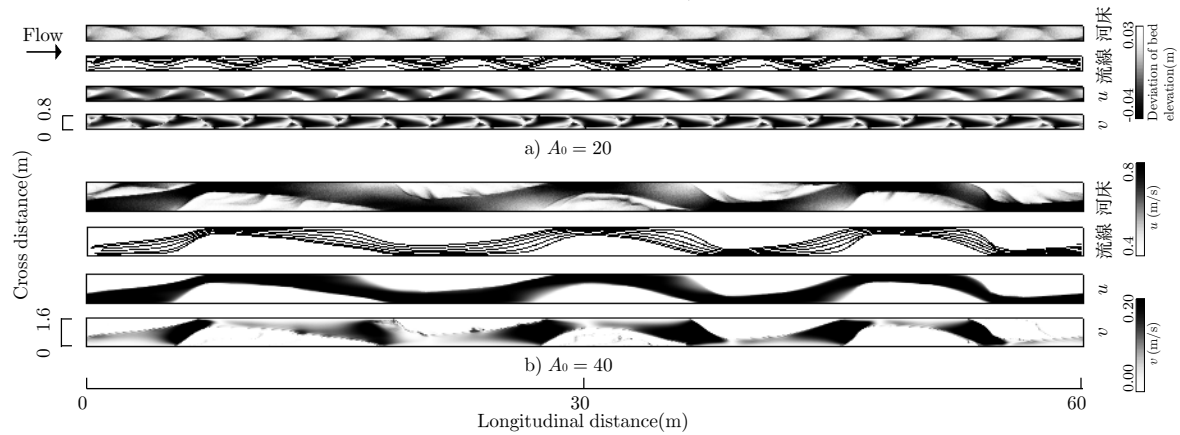


図-5 各川幅水深比における通水開始 100,000 秒時点の平面分布

水面幅から大きく減少していることがわかった。そこで、本研究では同一横断面において無次元掃流力が無次元限界掃流力 ($=0.05$) を上回る川幅を有効川幅と定義し、土砂が流送されるこの川幅内における各水理量の平均値を求めた。水理量は有効川幅と有効川幅内における水深、流速の 3 つを求めた。水路縦断方向に平均化した各水理量を図-6 に時系列で示した。

同図に示した有効川幅、水深及び流速の時間変化を見ると、A20 では、いずれの項目も通水開始からの変化は小さい。一方、A40 は、初期に与えられた条件から、川幅は半減、水深は 1.6 倍、合成流速は 1.3 倍に変化した。このように、小さな川幅水深比が与えられた際の各水理量の変化は乏しいものの、大きな川幅水深比が与えられた際の各水理量の変化は、通水開始から定常状態に到達するまでに大きく変化していることがわかった。

c) 川幅水深比と無次元掃流力の時間変化

黒木らの中規模河床波の領域区分における縦軸の無次元掃流力、横軸の川幅水深比の時間変化を河床形状が複列砂州から単列砂州に遷移する過程において調べた。それらの無次元量の算出に用いた各水理量には、前節で求めた有効川幅内の平均値を使用した。図-7 に水路縦断方向に平均化した無次元量を示した。

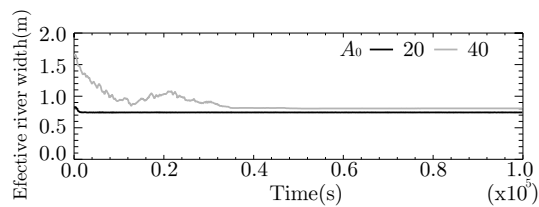
同図 a) に示した無次元掃流力を見ると、A20 においては無次元掃流力の時間変化はほとんどみられない。一方、A40 では通水開始から増加し、定常状態において無次元掃流力は初期に与えた条件から 1.45 倍に増加している。本研究で行った数値解析では無次元掃流力を以下の式 (1) から算出している。

$$\tau_* = \frac{n^2 V^2}{s d h^{\frac{1}{3}}} \quad (1)$$

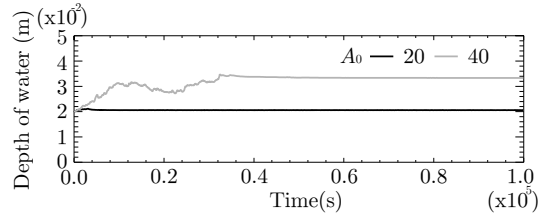
ここで、 n はマンニングの粗度係数、 V は $\sqrt{u^2 + v^2}$ として算出した合成流速、 s は砂粒子の水中比重、 d は河床材料粒径、 h は水深である。

無次元掃流力は合成流速と水深の従属変数であることから、合成流速が 1.3 倍、水深が 1.6 倍に増加した場合、式 (1) に代入すると、この式全体が 1.45 倍されることがわかる。

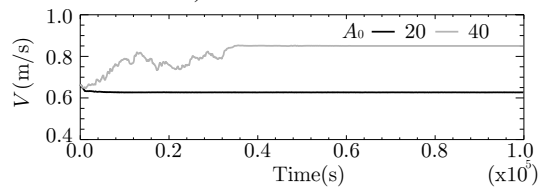
同図 b) に示した有効川幅内で求めた川幅水深比を見ると、A20 は初期に与えた川幅水深比からの変化はほとんど見られなかった。一方で、A40 は通水開始 16,000 秒まで減少が続き、黒木らの領域区分図において単列砂州の発生領域に遷移している。また、既往の理論解析において川幅は初期に与えた値を維持すると仮定されており、川幅が初期の値から変化しなかった場合の川幅水深比を同図に点線で示した。A40 において有効



a) 有効川幅の時間変化

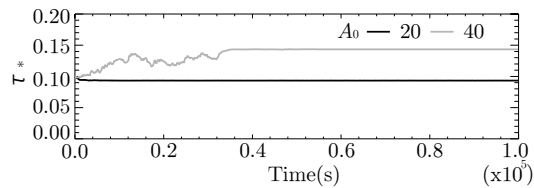


b) 水深の時間変化

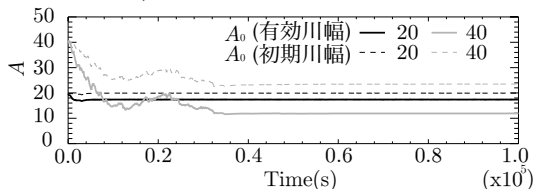


c) 合成流速の時間変化

図-6 領域内で平均化した水理量の時間変化



a) 無次元掃流力の時間変化



b) 川幅水深比の時間変化

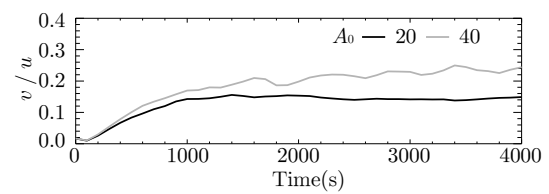
図-7 川幅水深比と無次元掃流力の時間変化

川幅を用いない場合の川幅水深比は、有効川幅を用いた場合より大きな値を示し、複列砂州の発生領域から脱さないことが見てとれる。

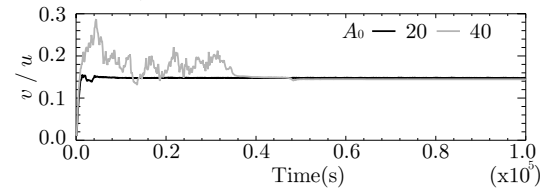
(3) 無次元の横断方向の流速成分に基づいた河床波の形成要因の同一性

図-8 に縦断方向の流速成分で横断方向の流速成分を除した無次元の横断方向の流速成分の時間変化を示した。本節では、無次元化された横断方向の流速成分に基づいて河床波の形成要因について考察する。

同図 a) から分かるように、通水開始からわずか 1,000 秒に満たない時間のうちにいずれの川幅水深比における無次元の横断方向の流速成分も 0.1 以上に達し、縦



a) 通水初期から 4,000 秒まで



b) 通水初期から 100,000 秒まで

図-8 無次元の横断方向の流速成分の時間変化

断方向の流速成分に対して横断方向の流速成分が 10% 以上にまで急増していることが分かる。この要因としては、図-3 中の横断方向流速の平面分布からわかる通り、河床波の発生によって横断方向の流速成分が生み出されるようになったことが挙げられる。また、同図中の河床高さの平面図からは、A20 と A40 では横断方向の波数にこそ差異が見られるものの、河床波の縦断方向と横断方向の波長がほぼ同一となっていることが分かる。この時間帯の無次元の横断方向の流速成分の大きさは、A20 と A40 のいずれにおいても同一であることから、類似した流水と流砂の相互作用の状態が生じ、その結果、同一の河床波が形成されたことが推測される。

川幅水深比が A20 の条件では通水開始から 2,000 秒頃から 0.15 程度のほぼ一定値に収束する。一方で川幅水深比が A40 の条件ではその後も横断方向の流速成分は増加と減少を繰り返すものの、同図 b) から分かるように 40,000 秒を過ぎた頃からやはり 0.15 程度の一定値に収束することが示された。これらの時間帯以降になると河床波は流下を続けるもののその形状はほぼ変わらない。ごく初期における平坦床から河床波が発生する時間帯と同じように、定常状態に到達したと推測される時間帯以降においても A20 と A40 とで類似した流水と流砂の相互作用の状態が生じ、同一と見なせる河床波が形成されたことが推測される。

(4) 中規模河床波の統一的な解釈

a) 初期発達における河床波

1980 年代に実施された理論的な研究によって、中規模河床波の幾何学的な形状は川幅水深比に基づいて分類できることが示された。その後、この知見は一般性が高いとみなされ、中規模河床波は川幅水深比の大小に応じて単列か複列のどちらかに大別されるとの考え

方が広く支持されるようになった。

本研究から得られた成果に基づいてこのことを考察すると、粒径程度の微小擾乱が与えられた平坦の河床における通水開始から間もない時間帯だけなら、形成される河床波の分類の指標に川幅水深比を用いることは妥当と言える。その理由として、図-8 a)において無次元の横断方向の流速成分の時間変化がA20とA40とで同一となるうえ、図-2に示したように河床波がA20とA40とで横断方向の波数のみが異なることが挙げられる。ただし、川幅水深比に基づく分類の本質的な意味は、形成される河床波の横断方向の波数の違いだけに過ぎず、このことへの留意を怠ってはならない。また、当時の理論解析に用いられた解析手法は、通水開始から間もない時間帯に見られる平坦床からの河床波の発生と増幅の評価に適した線形の安定性解析である。本研究結果から線形の安定性解析が初期の河床波の形成の性質の把握において有効である一方、それ以降における河床波の発達と性質の把握には適さないことにも留意が必要であることが示唆される。

b) 定常状態に達した河床波

複列砂州の基本的な性質は単列砂州に比べると十分に理解されているとはいえず、例えば、複列砂州が形成されると言われる大きな川幅水深比を初期に与えて通水を継続した結果、定常状態に達した複列砂州が形成されるかどうかさえ判然としていない。特に、室内実験やその数値解析による再現計算に基づく研究においては、大きな川幅水深比が初期に与えられると最終的に複列砂州が形成されることを暗黙の了解としている。このため、期待とは異なる単列砂州と見なせる河床形状の形成は、複列砂州のモード減少と呼ばれ、疑問視されてきている。

これに対し、本研究では、数値解析の結果からではあるが、定常状態に達したと考えられる時間帯以降では、A20とA40のいずれの無次元の横断方向の流速成分が同一になることを見出した。このことは、A20とA40のいずれにおいても側壁に対する平均的な流向が同一となることを意味する。平均的な流向の規定機構としては、まず河床波の発生が横断方向の流速成分をもたすようになり、重力が生み出す縦断方向の流速成分の卓越と側壁の存在の組み合わせの結果、平均的な流向が規定されるものと推測される。図-4と図-5に示した横断方向の流速成分の平面分布からも流水は左右の側壁の拘束を受けるためにジグザグに流下する結果となることが分かる。河床波の形成は、このような流水の基本的な挙動からの影響を受け、最終的にはA20とA40のいずれにおいても同一の単列砂州型に収束する。

c) 中規模河床波の統一的な解釈

前節までに、中規模河床波の幾何学形状は結果的に川幅水深比の大小に依存せず、初期の発達段階における河床波も定常状態に達した河床波も同一の無次元の横断方向の流速成分の下に存在することを示した。既往の研究が指摘していた川幅水深比の大小に応じて中規模河床波の幾何学形状が異なるのは平坦床から発生したごく初期の遷移状態に限られる。また、河床波の性質の本質的な理解として重要となる定常状態においては、川幅水深比の大小に依らず、左右岸の側壁間をジグザグに流水が流下することを要因として単列砂州へ収束することが推測される。このように、初期の発達段階と定常状態に達した河床波のいずれの形状も統一的に解釈できることが示された。

4. おわりに

本研究では、初期に大小様々な川幅水深比を与えた際に定常状態にどのような中規模河床波が形成されるかを把握する数値解析を行った。数値解析から得られた結果の分析を通し、中規模河床波の幾何学形状は川幅水深比の大小に依存せず、初期の発達段階における河床波も定常状態に達した河床波も同一の無次元の横断方向の流速成分の下に存在し、中規模河床波の幾何学的な形状は統一的に解釈できることを示した。

謝辞: 本研究は科研費基盤研究(A)(代表者 山田正)、科研費若手研究(A)(代表者 安田浩保)、河川整備基金(指定課題助成)からの支援を受けて実施されている。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 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, 水工学論文集, 第48巻, pp.997-1002, 2004.2.
- 2) 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, 第342号, pp.87-98, 1984.2
- 3) 福岡捷二, 中村徹立, 高島英二郎, 安陪和雄: 流下反砂堆と交互砂礫堆の形成に及ぼす衝撃波, 水路幅及び側壁の影響, 水理講演会論文集, 第26巻, pp.111-116, 1982.2
- 4) 山田正, 池内正幸, 堀江良徳: 不規則底面をもつ開水路流れに関する研究, 水理講演会論文集, 第28巻, pp.149-155, 1984.2
- 5) 河川シミュレーションソフト iRIC, <http://i-ric.org/>
- 6) 小林健介, 清水康行, Giri Sanjay, 渡邊康玄, 初期河床に与える微小擾乱が砂州の発達及び砂州形状に及ぼす影響について, 水工学論文集, 第51巻, pp.1045-1050, 2007.2.