

岩盤床上の砂州形成に伴う侵食地形

A STUDY OF SANDBAR FORMATION ON BEDROCK AND BEDROCK EROSIONAL MORPHOLOGY

サムナー 圭希¹・井上 卓也²・清水 康行³
Tamaki SUMNER, Takuya INOUE and Yasuyuki SHIMIZU

¹正会員 株式会社 水工リサーチ (〒062-0933 札幌市豊平区平岸3条3丁目2-7)

²正会員 工博 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1-34)

³正会員 工博 北海道大学工学研究院教授 (〒060-0813 札幌市北区北13条西8丁目)

Several rivers in Hokkaido are facing riverbed degradation by countermeasures such as Sabo dams. The riverbed widely exposed can be eroded by collision of gravel particles. Previous studies have discussed sandbar formation on the fixed-bed and mechanisms of bedrock erosion. However, bedrock erosional morphology by sandbar formation had not been carried out. The experiments are conducted in the flume into which mortar is placed to imitate bedrock. Alternate sandbars are observed during the experiments. The results suggest that both sides of the channel are eroded with sediment transportation by sandbar formation. Moreover, it is confirmed that sediment supply rate and initial alluvial thickness have a large impact on bedrock erosional morphology.

Key Words : *bedrock erosional morphology, sandbar formation, initial alluvial thickness, riverbed degradation*

1. はじめに

砂利採取、上流からの土砂供給量の減少、当該区間の掃流力の増加等により砂礫層が流出し、河床に岩盤が露出する事例が増えている。露岩した河床は、流砂の衝突や移動によって侵食され、橋脚や護岸の安定性低下や魚類の生息環境の減少など様々な問題をもたらしている。

既往研究¹⁾²⁾³⁾⁴⁾によると、流砂量の増加は、岩盤床に衝突する粒子の個数を増やすことになり、侵食速度の増大につながる。一方で、流砂量の増加により、岩盤床を被覆する砂礫面積も増加し、衝突する粒子の個数は減少する。つまり、流砂量の増加は岩盤侵食を促進する作用と抑制する作用の相反する2つの作用を持っている。

岩盤床上の被覆は、流砂量だけでなく、河床勾配、岩盤床の粗度、岩盤床上の初期砂礫層厚にも依存する⁵⁾。特に、岩盤床の粗度が低く滑らかである場合、砂礫床の一部が露岩すると急激に露岩範囲が広がり、一度広域的に露出した岩盤床に平衡流砂量程度の砂礫を与えても完全な砂礫床に戻らない⁶⁾⁷⁾。また、交互砂州発生領域においては、岩盤床上にも砂州の類似物が形成され、砂州の移動に伴い露岩部も移動することが確認されている⁴⁾⁷⁾⁸⁾。

岩盤の侵食地形を調査するために、低強度のモルタル

を用いた実験がこれまでにいくつか行われている³⁾⁹⁾。しかし、砂州形成の過程で露出した岩盤床が砂礫の移動と衝突によりどのような形状に侵食されるのか未だ確認されていない。

本研究では、交互砂州が形成される水理条件において、覆礫の有無や給砂量の違いが岩盤侵食地形に及ぼす影響を把握することを目的とし、低強度モルタルを用いた水理実験を行う。また、岩盤侵食を考慮した平面二次元数値解析モデル¹⁰⁾を用いて砂州形成と岩盤侵食の過程の再現を試み、その結果とモデルの適用限界について考察する。

2. 実験方法

(1) 実験条件

実験水路の延長は52m、水路幅は0.9m、河床勾配1/200であった。40m区間に厚さ10cmの軟岩を模した低強度のモルタル床が打設され、水路上流端には整流槽と、モルタル床の上下流には助走区間として固定床が設けられた。モルタル床の配合は、既往研究⁹⁾を参考に1 : 150 : 24.3 : 0.1(白セメント : 粒径0.34mmの6号珪砂 : 水 : 色粉)であった。なお、今回の実験条件下においてモルタル

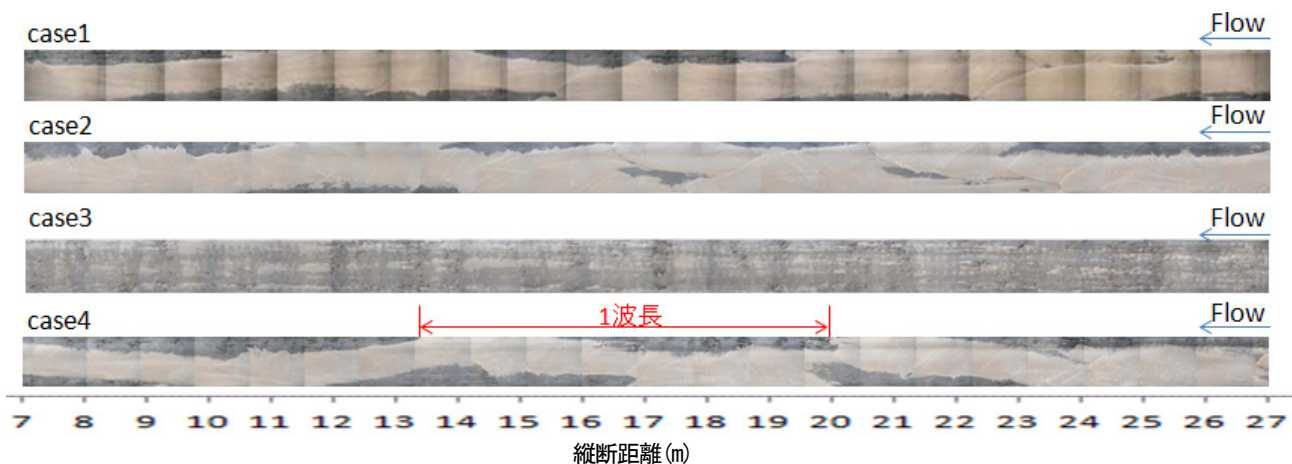


図-1 20時間通水後の河床状況

表-1 水理模型実験の条件

実験ケース	単位幅給砂量	初期砂礫層厚
case1	$7.40 \times 10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$	1cm
case2	$5.56 \times 10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$	1cm
case3	$1.78 \times 10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$	-
case4	$5.56 \times 10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$	-

ル床は流砂の衝突によって摩耗するが、流水のせん断力のみではほとんど剥離しないことを予備実験で確認している。モルタル床の色は、砂礫堆積形状を撮影する際に給砂および覆礫材料(白色の珪砂)と識別が容易な黒色とした。モルタル床の初期表面は木鏝を用いて滑らかかつ平らな状態であった。モルタル床は各ケース実験終了後に全て取り壊され、次のケースでは新たに打設された。

表-1に実験ケースを示す。全ケース同じ流量 $0.01\text{m}^3/\text{s}$ を20時間通水した。case1とcase2では初期砂礫層厚1cmをモルタル床(以後、岩盤床と呼ぶ)の全面に敷き詰めた。給砂材料には、覆礫材料と同じ粒径 0.77mm のほぼ均一な珪砂を用い、水路上流から連続的かつ横断方向に一樣になるように給砂した。case2の単位幅給砂量は、上流端の初期砂礫層厚が大きく変動しない $5.56 \times 10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$ とした。なお、case2の下流端で計測した流砂量の時間平均値は $5.51 \times 10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$ であった。このことから、case2の給砂量は砂礫部と岩盤部が混在した河道の平衡流砂量であったと考えられる。case1の給砂量はcase2の130%である $7.40 \times 10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$ 、case3の給砂量はcase2の30%である $1.78 \times 10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$ 、case4の給砂量はcase2と同じとした。

初期河床が砂礫床であるcase1とcase2の初期水位から逆算した等価粗度高さは 0.0022m であり、初期河床が岩盤床であるcase3とcase4の等価粗度高さは 0.0006m であった。中規模河床形態の区分¹¹⁾によると、砂礫床の場合、単列交互砂州が発生する水理条件である。

(2) 計測

通水中の水位および河床高を把握するために、1時間

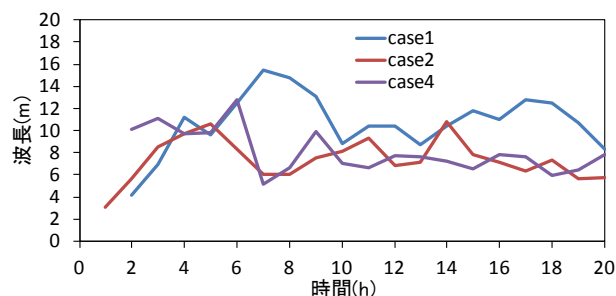


図-2 平均砂州波長の時間変化

毎に、測定区間 40m 、測定位置は水路センター1点、縦断方向に 5m 間隔でポイントゲージにより測定した。また、岩盤床侵食状況、砂州波長および砂礫の被覆状況を把握する目的で、1時間毎に水路上方からのデジタル一眼レフカメラによる写真撮影を行った。河床上の砂礫堆積量および岩盤侵食量を把握するため、通水前、通水終了後(砂礫撤去前と砂礫撤去後)の河床高を縦断方向に 0.25m 間隔、横断方向に 5mm 間隔でレーザー砂面計により測定した。なお、砂面計測定は下流から 7m から 27m までの 20m 区間とした。

3. 実験結果

(1) 砂州波長

20時間通水後の河床には、図-1に示すような砂州の類似物が形成された。図-2に各ケースの平均砂州波長の時間変化を示す。波長は、砂州前縁線頭部から上流に向かって同河岸側の砂州前縁線頭部までの直線距離とした。

これによると、case1, 2, 4の砂州波長は、通水10時間までは大きく変化しているが、通水10時間以降は大きく変化しなかった。10時間以降の砂州波長をみると、給砂量が平衡流砂量より大きいcase1の砂州波長が、他のケースに比べ長くなる傾向にあった。また、給砂量が等しいcase2とcase4の砂州波長は、初期被覆の有無に関わらず同程度となった。

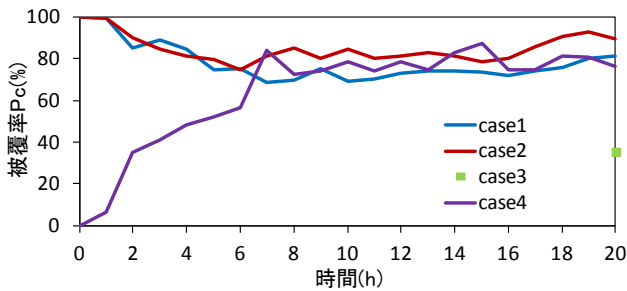


図-3 被覆率の時間変化

給砂量が平衡流砂量より少ないcase3では、実験開始5時間まで、流砂は蛇行しながら流下していたが、その後ほぼ直線的に流下し砂州は確認できなかった。

(2) 被覆率

1時間毎に撮影した垂直写真より、Adobe Photoshopを使用して2値化処理を行い、ピクセル数から被覆率を算出した(図-3)。被覆率は、計測区間7mから27mまでの全水路面積に対する砂礫面積の割合である。ただし、case3では通水中の被覆率が算出できなかった。これは、case3の実験当日の天候が他の実験日に比べ良く、窓から差し込む太陽光が白く水面に反射し、砂礫堆積部の判定が難しかったためである。また、図-1に示したように砂礫が細い筋状に堆積したことも、光の反射と砂礫堆積部の識別を難しくした。

初期砂礫層があるcase1、case2の場合、被覆率は通水6～7時間まで減少を続け、その後、概ね一定からやや増加傾向を示した。初期砂礫層がないcase4の場合、被覆率は通水6～7時間まで増加を続け、その後、被覆率は75～85%の範囲で大きく変化しなかった。

case1の給砂量は、case2とcase4より大きいいため、被覆率もcase2とcase4より大きくなると予想されたが、実際は3ケースとも被覆率が大きく変わらない結果となった。一方、給砂量が少ないcase3の通水終了後の被覆率は、予想通り他のケースより小さい値となった。この要因については後述する。

(3) 岩盤侵食地形

図-4に各ケースの通水20時間後の岩盤床横断面を示す。case1では、砂州の発生に伴い砂州の淵で徐々に露岩面積が拡大し、露岩した岩盤はそこを通過する流砂の衝突や摩擦により侵食された。砂州の下流移動に伴い、兩岸の淵に現れた露岩部も下流へ移動するため、兩岸付近の岩盤は縦断的に侵食されていった。一方、ほとんどの時間、砂礫で覆われていた水路中央部の侵食はわずかであった。兩岸付近の侵食形状を詳細に見ると、流砂の移動経路に沿った細長い溝や複雑な凸凹状の侵食地形が確認された。なお計測区間の最大侵食深は41mmであった。

case2もcase1と同様に砂州の形成に伴い兩岸付近が侵食された。ただし、兩岸部の侵食箇所を詳細に見たとき、

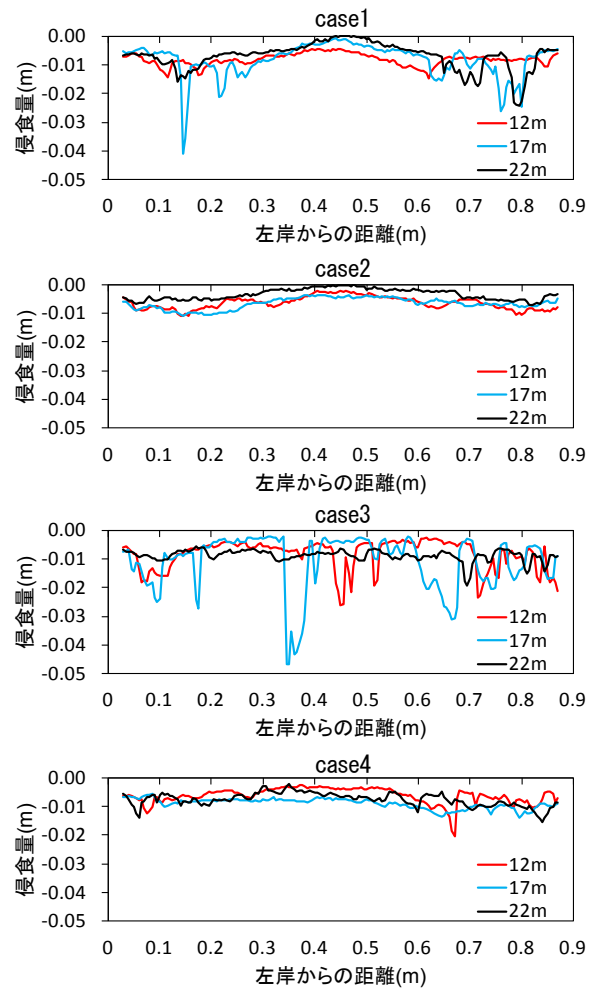


図-4 通水後の各ケースの岩盤床横断面

細長い溝はcase1より少なく、複雑に凸凹した侵食形状が多く見られた。なお最大侵食深はcase1より小さい20mmであった。これは、被覆率が概ね同じなら(図-3)、流砂量の多い方が衝突する粒子数も多くなり、侵食量が増加するためである。

case3とcase4は通水開始時から露岩状態であるため、水路全体で岩盤侵食が進行し、計測区間の河床は平均でそれぞれ7.5mm低下した(図-4)。給砂量が少ないcase3では、通水6時間後から縦筋状に河床全体が侵食し、そこに流砂が集中し岩盤はさらに侵食され筋が深くなっていった。やがて集中しすぎた流砂が筋の底部に堆積しはじめ、筋底部の岩盤は堆積した砂礫に護られ侵食が収まり、かわりに筋の側面が侵食され筋の幅が広がった。

case4の場合、はじめcase3と同じように岩盤床全体が侵食されたが、やがて岩盤上に砂礫が堆積し、堆積した砂礫によって砂州が形成されると、case1、case2と同様に河岸際の露岩箇所が侵食し始めた。最大侵食深は51mmであり、流砂量が等しいcase2より大きい値であった。これは、流砂量が同じならば、被覆率が少ない方(図-3の通水7時間までを参照)が、岩盤に衝突する粒子数が多くなり、侵食量が増加するためである。

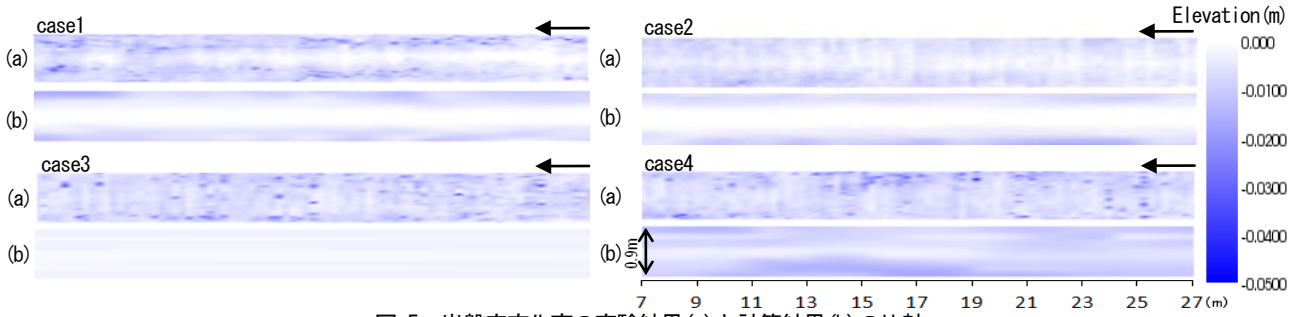


図-5 岩盤床変化高の実験結果(a)と計算結果(b)の比較

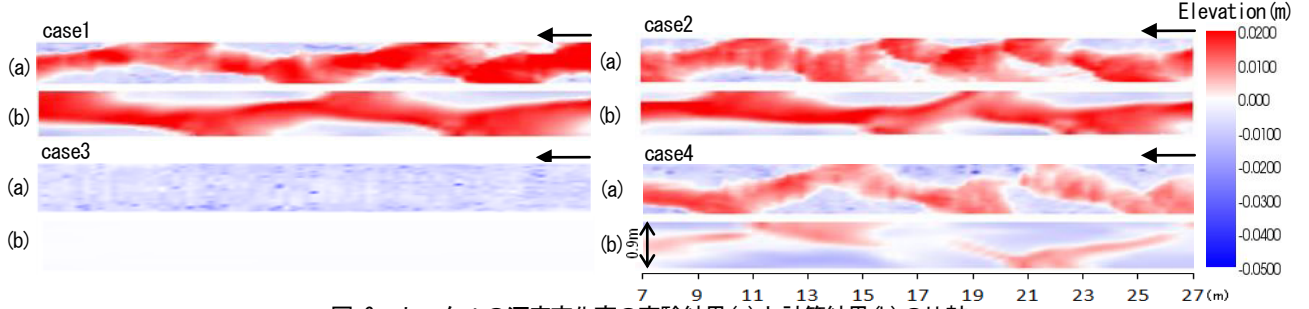


図-6 トータル河床変化高の実験結果(a)と計算結果(b)の比較

4. 数値解析

(1) 再現計算方法

本実験で確認された岩盤侵食形状の数値解析による再現を試みる。数値計算は井上ら¹⁰⁾が開発した岩盤侵食モデルを用いて行う。流れの計算手法は井上らのモデルから若干変更している。井上らは、準定常の平面2次元流況計算をベースとしたが、本研究ではNays2DH (<http://i-ric.org/ja/software/18/>)と同じ非定常の平面2次元流況計算を採用している。流れの基礎式については、Nays2DHのホームページに記載されているため、ここでは省略し河床変動手法に関する部分のみ記載する。また、本モデルは一般座標系を用いているが、一般座標系における基礎式は複雑になるため、ここでは座標系変換前のデカルト座標系における基礎式を記載する。

岩盤上の流砂の連続式は、Luu¹²⁾らが粘性河床の研究で提案した式を用いる。

$$\frac{\partial V_b}{\partial t} + (1-\lambda) \frac{\partial \eta_a}{\partial t} + \left(\frac{\partial q_{b,x}}{\partial x} + \frac{\partial q_{b,y}}{\partial y} \right) = 0 \quad (1)$$

ここで、 V_b は単位面積あたりの掃流砂の体積(掃流層の厚さと掃流層内の流砂濃度の積)、 t は時間、 λ は砂礫層の空隙率、 η_a は砂礫層厚、 x は縦断方向の座標軸、 y は横断方向の座標軸、 $q_{b,x}$ 、 $q_{b,y}$ はそれぞれ x 、 y 方向の単位幅流砂量である。

岩盤床上の流砂量は、砂礫堆積層の存在に依存しており、飽和流砂量(平衡流砂量)を下回る場合があるため補正が必要である。そこで、岩盤床上の流砂量 $q_{b,x}$ 、 $q_{b,y}$ は飽和流砂量 $q_{bc,x}$ 、 $q_{bc,y}$ を V_b/V_{bc} で補正することで算出する。ここで、 V_{bc} は掃流層が飽和した状態の V_b であり、井上らの研究¹⁰⁾と同様に、飽和流砂量の絶対値を砂礫

子のサルテーション速度¹⁾で除した値とする。 $q_{bc,x}$ 、 $q_{bc,y}$ はそれぞれ x 、 y 方向の単位幅飽和流砂量であり、流線方向の飽和流砂量をMeyer-Peter Müllerの掃流砂量式より求め、これを二次流と勾配の影響を考慮して x 、 y 方向に分配したものである。なお、一般座標系においては、渡邊の式¹³⁾を用いて配分する。

無次元せん断力 τ_* は以下の式から導かれる。

$$\tau_* = \frac{C_f V^2}{R_g d} \quad (2)$$

ここで、 V は流れ場の計算から得られる水深平均流速、 R_g は砂礫粒子の水中比重(1.65)、 g は重力加速度、 d は粒径である。 C_f は河床せん断係数であり、Manningの流速公式、Manning-Stricklerの関係式を用いて以下の式から導かれる。

$$C_f = \frac{g n_m^2}{D^{1/3}} = \frac{g}{D^{1/3}} \left(\frac{k_s^{1/6}}{7.66 \sqrt{g}} \right)^2 \quad (3)$$

ここで、 D は流れ場の計算から得られる水深、 n_m はManningの粗度係数、 k_s は等価粗度高さである。等価粗度高さは、岩床上の砂礫被覆面積割合によって線形的に変化すると仮定する¹⁴⁾。

$$k_s = P_c k_{sa} + (1-P_c) k_{sb} \quad (4)$$

ここで、 P_c は砂礫が岩盤床を被覆している面積割合、 k_{sa} は砂礫床の等価粗度高(平坦砂礫床の場合、粒径の2倍)、 k_{sb} は岩盤床の等価粗度高である。本計算において、 k_{sb} は岩盤が露出した状態で給砂を行う前の水位から逆算し0.0006mとした。また、初期岩盤床には上流端に最大粒径(1mm)程度の凸凹を横断方向に5cm間隔で与えた。

無次元限界せん断力 τ_{*c} は、砂礫床と岩盤床でそれぞ

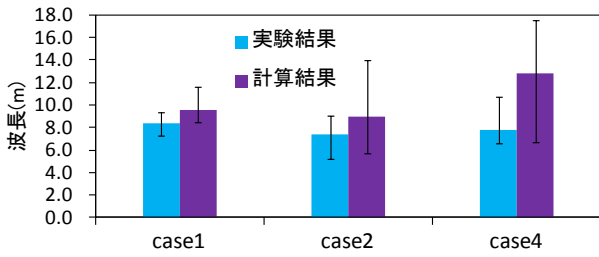


図-7 20時間通水後の平均砂州波長

れ異なるため、被覆率 P_c を用いて以下の式で与える¹⁰⁾。

$$\tau_{*c} = P_c \tau_{*ca} + (1 - P_c) \tau_{*cb} \quad (5)$$

ここで、 τ_{*ca} は砂礫床上の無次元河床せん断力、 τ_{*cb} は岩盤床上の無次元河床せん断力である。 τ_{*ca} は岩垣¹⁵⁾の式より0.034とし、 τ_{*cb} は井上らの式⁴⁾より0.025とした。被覆率は、岩盤の巨視的な凹凸高さ L と砂礫層厚 η_a の比¹⁶⁾を用いて表す。

$$P_c = \begin{cases} \eta_a/L & \text{for } 0 \leq \eta_a < L \\ 1 & \text{for } \eta_a \geq L \end{cases} \quad (6)$$

なお本計算において L は粒径の2.5倍¹⁴⁾とした。

岩盤床の侵食速度はChatanantavet and Parker²⁾によって提案された以下の式を用いる。

$$\frac{\partial \eta_b}{\partial t} = -E = -\beta \sqrt{q_{b,x}^2 + q_{b,y}^2} (1 - P_c) \quad (7)$$

ここで、 η_b は岩盤床の標高、 E は侵食速度、 β は岩盤床の摩耗係数である。摩耗係数 β は井上らの実験的研究を基に岩盤床の一軸圧縮強度から0.001と設定した。

トータルの河床変化高 η は、変化した砂礫層厚と岩盤侵食を併せた以下の式で算出する。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial \eta_a}{\partial t} + \frac{\partial \eta_b}{\partial t} \quad (8)$$

(2) 解析結果

図-5に岩盤床変化高のコンター図、図-6にトータルの河床変化高のコンター図をそれぞれ示す。図-6の結果から、初期砂礫層厚があるcase1とcase2の数値解析では、砂州形成に伴い河岸際が露岩した。case4では、同様に露岩状態から、次第に砂礫が堆積し単列交互砂州が形成された。case3では砂州は形成されなかった。計算結果は実験の特徴をよく捉えている。ただし、計算の砂州波長の方が実験結果より長くなる傾向にあった(図-7)。

次に図-5をみると、case1、case2、case4では、砂州形成によって露岩した河岸際の岩盤が侵食され、砂礫によって被覆されていた水路中央の岩盤は、両岸より侵食されなかった。これは、実験結果の侵食形状と概ね一致した。一方、case3では、実験結果のような縦筋状の侵食が水路全面に形成されたものの、縦筋の間隔が実験結果よりも大きく、その侵食量も少なかった。

このように本研究で用いた数値解析モデルは、砂州形成による両河岸際の侵食と、給砂量が少ない場合に砂礫

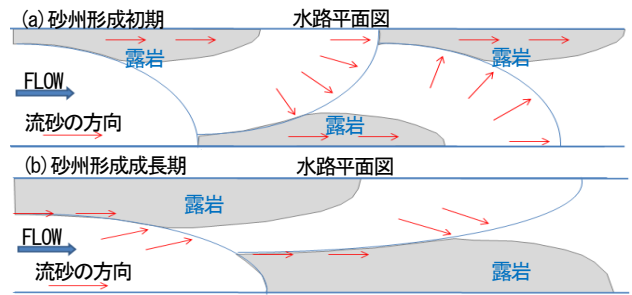


図-8 岩盤床上の砂州成長による流砂の変化

が堆積せず砂州を形成しないという現象を表現できたといえるが、砂州波長が実験よりやや長く、case3で形成された縦筋の間隔を精度よく表現できていないことが分かった。これらの要因については次の章で考察を加える。

5. 考察

(1) 砂州による岩盤侵食プロセス

実験によって、砂州形成に伴い岩床の露出部において侵食が確認されたが、その過程で侵食箇所が違っていた。砂州による岩盤侵食のプロセスを以下に示す。

①砂州形成の初期段階(図-8(a))では露岩部が少なく、砂州形成によって前縁部の砂礫が放射状に流送され河岸際が露岩する。②砂州の移動と放射状に流送される流砂によって複雑な形状に岩盤が侵食する。③砂州は次第に発達して波長が伸びると(図-8(b))、粗度の低い露岩部で流れと流砂の方向は直線的(下流に直進)になる。④露岩部の流砂は砂州の側面に沿って多く移動するので侵食箇所は河岸から10~20cmあたりで大きくなる。

実験case1において、case2やcase4よりも両岸付近で侵食量が多い要因として、給砂量の多いcase1では河床勾配が増加し続け(初期1/200→実験後1/182)、この結果砂州の波長が伸び、露岩部の流れと流砂の直進性が増したためと推測される。図-6のcase1の実験結果からも、上流側の砂礫堆積高が下流側に比べ高いことがわかる。また、勾配が増し河道全体の飽和流砂量が上昇した結果、給砂量はcase2よりも多いにも関わらず、被覆率はcase2と同程度になったと考えられる。

(2) 固定床と岩盤床の比較

固定床の粗度が低い場合、砂州波長が伸び、被覆率が低下することが既往実験⁸⁾により指摘されている。しかし、本実験のcase1、case2、case4では、一度伸びた砂州波長が次第に短くなる傾向にあった。これは、侵食性岩盤床で行われた本実験では、砂州が形成され露岩した後、そこが侵食され局所的に岩盤の凹凸と粗度が大きくなった。この結果、流砂がそこに堆積し、露岩部の拡大を抑制すると共に、伸びかけた砂州波長を若干縮小させたと考えられる。

(3) 給砂量と初期砂礫層厚の有無による侵食地形

縦筋は、平坦河床において河川横断面内に水深程度を直径とする縦渦（第二種二次流）が並列し、流れの方向に砂礫が集中し形成されることが報告^{17),18)}されている。case3では第二種二次流の発生により、流砂が横断方向に分布を持ち、流砂量の多いところで、岩盤が多く侵食され縦筋が形成されたと推測される。

乱流起因で発生する第二種二次流は、流れの湾曲により発生する第一種二次流に比べ弱い。砂州が形成されたcase1, case2, case4では、砂州による蛇行流により第一種二次流が発達し、第二種二次流の影響が弱まり、結果として水路全面に縦筋が形成されなかったと考えられる。

(4) 数値解析モデルの適用限界と今後の課題

図-7に示したように、数値解析の砂州波長は実験の砂州波長に比べて長くなった。これは、数値計算では最初の平らな岩盤に見合った低い粗度 k_{sb} が、時間的に変化しない。しかし実際は岩盤侵食に伴い k_{sb} も時間的に変化する。砂州波長をより正確に再現するには、岩盤侵食に伴う粗度上昇効果をモデルに加味していく必要がある。

本計算モデルでは、初期河床の上流端に設置した擾乱によって、流砂の横断方向のばらつきが生じ、流砂量の多い部分が速く洗掘され、岩盤上に縦筋が発生する。つまり縦筋が成長するプロセスは再現できている。しかし、本モデルは長谷川の式を通じて第一種二次流は考慮しているが、第二種二次流の効果は考慮していない。このため、縦筋の本数や間隔は再現できない。また、本研究では横侵食の評価していないことも今後の課題とされる。

6. まとめ

本研究で得られた知見を以下に列記する。

- ① 給砂量と初期被覆の有無によって侵食地形が大きく異なった。給砂量が飽和流砂量（平衡流砂量）と同程度かそれより多い場合、初期被覆の有無にかかわらず、岩盤上に砂州が形成された。両岸付近にあらわれた露岩部は下流に移動するため、両河岸際の岩盤は縦断的にほぼ均等に侵食された。
- ② 初期被覆がないケースでは、初期被覆があるケースでは見られなかった水路全体の河床低下が発生した。このことから、砂礫による岩盤の被覆が岩盤侵食を抑制する効果を持つことが確認できた。
- ③ 初期被覆が無く、給砂量が飽和流砂量より少ない場合、砂州は形成されず、複数の縦筋状の侵食地形が形成された。
- ④ 砂州が形成されたケースでは、低粗度の岩盤の影響によって、流れの直進性が増し、砂州波長と露岩面積が拡大した。しかし、ある程度侵食が進むと粗度が増加し、砂州波長はわずかに短くなり、露岩面積

も少し減少する傾向にあった。

- ⑤ 数値解析により、砂州形成による岩盤侵食を表現することができた。ただし、侵食に伴う粗度の変化、側方への侵食、複数縦筋の本数の再現などは今後改良が必要である。

参考文献

- 1) Sklar, L. S. and Dietrich, W. E.: A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load, *Water Resour. Res.*, 40, W06301, 2004.
- 2) Chatanantavet, P., and Parker, G.: Physically based modeling of bedrock incision by abrasion, plucking, and macroabrasion, *J. Geophys. Res.*, 114, F04018, 2009.
- 3) 小松佑輔, 渡邊康玄, 泉典洋, 竹林洋史: モルタルで擬似した軟岩の流砂の衝突による洗掘, *河川技術論文集*, 17, 167-172, 2011.
- 4) 井上卓也, 泉典洋, 米元光明, 旭一岳: 軟岩上の限界掃流力と軟岩の洗掘速度に関する実験, *河川技術論文集*, 17, 77-82, 2011.
- 5) Chatanantavet, P. and Parker, G.: Experimental study of bedrock channel alluviation under varied sediment supply and hydraulic conditions, *Water Resour. Res.*, 44, W12446, 2008.
- 6) Inoue, T., Izumi, N., Shimizu, Y. and Parker, G.: Interaction among alluvial cover, bed roughness and incision rate in purely bedrock and alluvial-bedrock channel, *J. Geophys. Res.*, 2014.
- 7) 久加朋子, 竹林洋史, 藤田正治: 固定床と移動床が混在する場合における動的平衡河床の不可逆性, *土木学会論文集B1*, 70(2), 727-734, 2015.
- 8) 矢野御召, 渡邊康玄, 井上卓也, 山口里実, 渡邊和好, 平井康幸: 岩河床河川における覆礫厚が自由砂州併存に及ぼす影響, *土木学会論文集B1*, 71(4), 1003-1008, 2015.
- 9) 泉典洋, 横川美和, Gary Parker: 基盤岩上に形成される周期的ステップ地形, *土木学会論文集B1*, 68(4), 955-960, 2012.
- 10) 井上卓也, 清水康行, Gary Parker, 山口里実, 伊藤丹: 給砂量と岩床侵食地形の関係, *土木学会論文集B1*, 70(4), 1039-1044, 2014.
- 11) 土木学会 水理公式集 社団法人 土木学会, pp.184, 1999.
- 12) Luu, L. X., Egashira, S., and Takebayashi, H.: Investigation of Tan Chau reach in lower Mekong using field data and numerical simulation, *Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE.*, 48, 31057-1062, 2004.
- 13) 渡邊明英, 福岡達二, 安竹悠, 川口広司: 河首湾曲部における河床変動を抑制する樹木群水制の配置方法, *河川技術論文集*, 7, 285-290, 2001.
- 14) 田中岳, 泉典洋: 部分的に覆礫した岩盤河川における総流砂量と流れの抵抗則, *土木学会論文集B1*, 69(4), 1033-1038, 2013.
- 15) 岩垣雄一: 限界掃流力に関する基礎的研究 (I) 限界掃流力の流体力学的研究, *土木学会論文集*, 41, 1-21, 1956.
- 16) Parker, G., Fernandez, R., Viparalli, E., Stark, C. P., Zhang, L., Fu, X., Inoue, T., Izumi, N., and Shimizu, Y.: Interaction between waves of alluviation and incision in mixed bedrock-alluvial rivers, *Advances in River Sediment Research, Proc. Of 12th International Symposium on River Sedimentation, ISRS*, 615-622, 2013.
- 17) 杉山嘉雄, 河田恵昭, 布村明彦: 砂礫河川の掃流砂に関する基礎的研究, *京大防災研究年報*, 20, B-2, 451-474, 1977.
- 18) 木村一郎, Wim S. J. Uijttewaal: 粗面滑面平行開水路における横断方向運動量輸送に関する数値解析, *土木学会論文集B1*, 69(4), 847-852, 2013.

(2015. 9. 30受付)