

# 由良川における河口砂州の動態とその制御

## DYNAMIC STATE OF RIVER-MOUTH BAR AND ITS CONTROL IN THE YURAGAWA RIVER

越智尊晴<sup>1</sup>・神田佳一<sup>2</sup>・三輪 浩<sup>3</sup>・孝子綸図<sup>1</sup>・中村文則<sup>2</sup>

Takaharu OCHI, Keiichi KANDA Hiroshi MIWA, Rinto KOSHI and Fuminori NAKAMURA

<sup>1</sup>学生会員 明石高専 建築・都市システム工学専攻 (〒674-8501 兵庫県明石市魚住町西岡679-3)

<sup>2</sup>正会員 博士(工学) 明石高専 都市システム工学科 (〒674-8501 兵庫県明石市魚住町西岡679-3)

<sup>3</sup>正会員 博士(工学) 舞鶴高専 建設システム工学科 (〒625-8511 京都府舞鶴市白屋234)

Topographic changes in the river-mouth bar in the Yuragawa River are continuously activated by river and ocean currents and sea wave. The bar recently shows the imbalance situation of its geometry, it may cause sedimentation problems. In order to avoid the problems, it is important to understand the characteristics of the topographic change in the river-mouth bar, and to propose a control method of the bar geometry. In this study, variations in geometrical properties of the river-mouth bar are analyzed on the basis of the hydrological data (river water discharge and sea wave height). As for the bar control, the effectiveness of spur dikes, which can change the flow direction, for erosion of the bar was evaluated by means of flume experiments. The two-dimensional numerical model (iRIC Project) is also applied to further investigate the effect of spur dike on the bar control.

**Key Words** : Yuragawa River, river-mouth bar, topographic change, field observation, spur dike, flume experiment, numerical simulation

### 1. 序 論

河川流が海域へと流入する河口では、河川からの土砂流出や潮汐、波浪に伴う海浜流の影響によって、特有の地形が形成されている。特に、冬期波浪が卓越し、潮汐プリズムの小さい日本海沿岸の河口では、波浪に伴う沿岸漂砂によって砂州が発達し、河口閉塞が生じる場合が多い<sup>1), 2)</sup>。渇水期に発達した河口砂州は洪水によってフラッシュされるが、洪水時の砂州の挙動やフラッシュ後の開口幅については、洪水のハイドロ特性、河口近傍の地形や港湾施設等の人工構造物の有無によって複雑に変化することが知られている。

細山田<sup>3)</sup>は、阿賀野川の河口砂州について、計画流量の1/2規模（流量約6,000m<sup>3</sup>/s）の洪水によっても十分にフラッシュされなかったとして、出水時の河口砂州の変形過程を非線形浅水波モデルによる数値解析によって再現するとともに、フラッシュが生じた場合の水位低減効果を定量的に評価している。桑原<sup>4)</sup>は、同様に名取川を対象として、2次元河床変動解析を行っている。さらに近年、立山<sup>5)</sup>は、複雑な形状を有する河口砂州周辺では3次元性の強い流れ場となるとの考慮から、浅水流の仮定を用いずに底面流速を評価できる新たな解析法（BVC法）を開発し、2011年の阿賀野川洪水（流量約

11,000m<sup>3</sup>/s）に適用して砂州の変形挙動を再現している。

一方、河口砂州を有する河川の開口幅について、佐藤<sup>6)</sup>は波浪・潮汐に伴う海浜流や河川流による土砂の輸送をモデル化し、平衡状態における開口幅の予測を行っている。しかし、これらの研究成果に見られるように、洪水時の砂州の動態は、洪水流量のみならず、洪水前の河川地形や沿岸の海水位の影響を受けることから、計画規模の洪水が生じても砂州が完全にフラッシュされない場合も少なくない。

京都府北部を流れ、若狭湾に流入する由良川（図-1）の河口においても、2004年の台風23号以降、図-2に見られるように、それまで河岸両岸から発達していた砂州が右岸側に集中し、開口部が左岸側に偏奇している。これによって、左河岸の侵食が進行して護岸が流失するなど、隣接する海岸施設に影響を及ぼし、大きな河川防災上の問題が生じている。また、洪水時の流量条件に対する河口砂州の挙動は明らかにされておらず、河口閉塞による異常な水位の上昇にも影響することが懸念されている。

このような河口砂州の不均衡が引き起こす問題への対策を検討するためには、河口地形の動態とその誘因を明らかにするとともに、治水と環境保全の観点から効果的な砂州の制御法を探る必要がある。そこで、本研究では、由良川河口部の地形変動について、水文・地形データの



図-1 由良川流域の概要

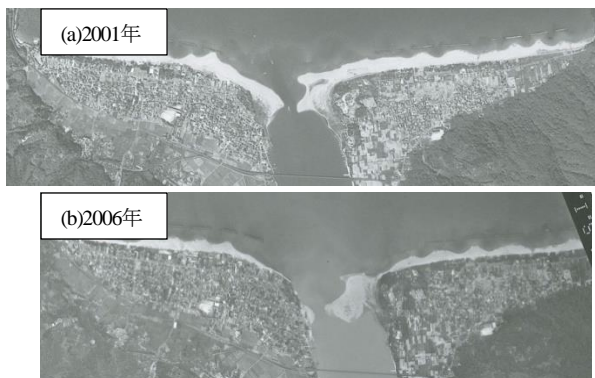


図-2 2004年洪水前後の由良川の河口砂州形状

整理と現地観測結果から、河川流量や冬季波浪との関連において経年の特性より砂州の動態を把握するとともに、移動床模型実験や2次元河床変動モデルを用いた数値解析によって洪水時の砂州の挙動を明らかにする。さらに、水制工による砂州の制御効果について模型実験及び数値解析結果に基づいて検討する。

## 2. 由良川の概要と近年の砂州面積の経時変化

由良川は、幹川流路延長146km、流域面積1,880km<sup>2</sup>の一級河川であって、その上流部は溪谷や河岸段丘が発達した山間部特有の景観を有するが、福知山盆地を流れる中流部は川幅が広く、瀬や淵が発達している。下流部はいわゆる谷底平野で、狭長な山裾の間を流れる。河床勾配は、源流域の山間部を除いて土師川合流点より上流は約1/200～1/500程度であるが、河口域では約1/6,000～1/8,000となっている。

洪水や波浪が河口砂州の形状変化に及ぼす影響を検討するために、河口砂州の地形測量をGPSを用いて継続的に実施した。図-3は、2010年4月から2014年4月までの河口砂州面積の経時変化、経ヶ岬（河口より北方約30km）における有義波高及び福知山（河口より上流約37km）におけるハイドログラフ（観測水位より換算）を示したものである。なお、左岸側の河口砂州は、2012年12月頃より形成され始めたと思われるが、測量は2013年3月より開始している。図より、以下のことが伺える。

右岸側の砂州面積の変遷を見ると、短期的には増減を

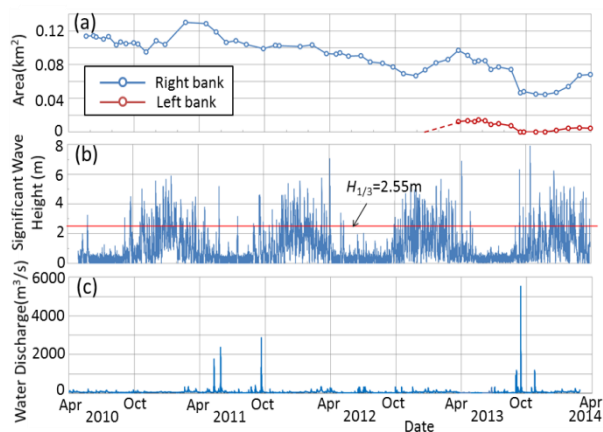


図-3 河口砂州面積、有義波高及び河川量の経時変化

繰り返しているが長期的には減少傾向を示しており、4年間での減少率は約4割である。短期的な増減に着目すると、2011年、2013年及び2014年の冬季に面積が顕著に増加している。これまでの検討で2.55m以上の有義波高が砂州の発達に影響することが判明しており<sup>7)</sup>、高波浪による漂砂量の増加が砂州面積の増大に寄与していると考えられる。2012年の冬季は、砂州面積が増加していないが、これは2011年秋の出水によって侵食された海底部の埋め戻しに漂砂が使われたためであると推察される。

観測期間を通じて1,500m<sup>3</sup>/sを越える出水は2011年と2013年の夏季に合計4回発生しており、特に2013年9月の台風第18号による出水は、5,000m<sup>3</sup>/sを越えるものとなっている。これらの大規模出水によって、砂州面積はそれぞれ17%と40%減少している。また、2012年の春季から秋季及び2013年の春季から夏季にかけては砂州面積が漸減しているが、これは平水時の5～10倍程度の300m<sup>3</sup>/s規模の小出水時の砂州の侵食によるものと考えられる。

## 3. 洪水時の砂州の動態に関する模型実験

### (1) 実験の概要

洪水に伴う河口砂州の詳細な変形特性を把握するとともに、砂州の制御法として砂州対岸に水制を設置した場合の砂州形状の変化について、現地河道を模した大型実験水路を用いた移動床実験を行った。

実験に用いた水路は、図-4に示す全長8.75m、幅2.88mの水平床長方形断面水路である。川幅の比で考えると、現地の1/150縮尺模型となる。帰還水路の下流端には水路内の水位を調整するための、水位調節版が設置されている。水路上流端から3～5mの左岸側には、2011年11月の現地測量結果に基づいて、その平面形状を台形として近似した河口砂州模型を設置した。砂州の高さは0.02mで一定とし、砂州模型終端より下流端に向かって $i=1/20$ の海底斜面を設定している。河川部は水平床とし、その河床高さは0.1mである。

実験条件は、表-1に示す通りであり、フルード相似則に基づいて設定した。Run9A, B, Run10A～D、及び

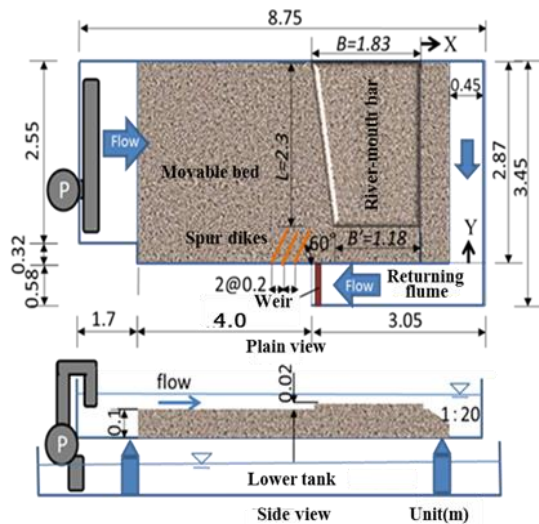


図-4 実験水路の概要

Run11A, Bは流量を一定として、下流端水位を変化させた。Run12A～Cでは、流量及び下流端水位をほぼ一定として砂州対岸に水制を設置し、その効果を検証した。水制模型は、厚さ0.01m、高さ0.12mの合板で作製し、長さは0.3m及び0.6mとした。この不透過水制を、別途実施した固定床実験の結果<sup>9)</sup>から、水制による堰上げの影響を小さくし、かつ十分な水剝ね効果が得られることを考慮し、砂州直上流の水路右岸に0.2m間隔で3基設置した。設置角度は流下方向に対して60°である。通水時間はいずれも20分としたが、これを現地スケールに直すと3.7時間となり、洪水ピークの継続時間(約4時間)とほぼ一致している。

河床材料については、現地の砂を1/150で縮小すると、0.2mm以下と非常に小さくなり、浮遊沙や河床波の影響が卓越するため、粒径の大きい材料を用いた歪模型とした。このため、流砂量に関する相似則(シールズ相似)は厳密には満足しない。ここでは、越流に伴う砂州周辺の流砂と河床変動には河床材料の限界掃流力の影響が重要である<sup>9)</sup>と考え、流れの摩擦速度と河床材料の限界摩擦速度との比を現地と模型において一致させることとし、河床材料として密度 $1.47\text{g/cm}^3$ 、平均粒径 $d=1.3\text{mm}$ の様な石炭粉を用いた。岩垣の式より限界摩擦速度を評価すると、 $u_{*c}=1.44\text{cm/s}$ となる。一方、実験より砂州の上流部での流れの摩擦速度 $u_*$ を求めると $u_*=2.01\sim 2.83\text{cm/s}$ であって、 $u_*/u_{*c}$ は1.4～2.0程度となり、いずれも動的状態となる。この値を現地の洪水条件に適用すると、粒径 $d$ は20mm程度であり、現地の河床材料(平均粒径1.24mm、最大粒径18mm)の最大粒径にほぼ対応している。

以上のように、本研究では開水路の流れを再現するためにフルード相似を用い、流砂に関しては河床侵食過程を再現するために外力としての摩擦速度と抵抗力としての限界摩擦速度の比の相似を考慮した。これによって、現地における流れ場と河床変動のスケールが本実験で再現されると考えられる。

表-1 実験条件

実験番号	流量 $Q(\text{m}^3/\text{s})$	現地換算流量 $Q'(\text{m}^3/\text{s})$	下流端水位 $h_d(\text{m})$	水制長 $L(\text{m})$	
Run 9A	0.0150	4,100	0.141	無し	
Run 9B	0.0150	4,100	0.125		
Run 10A	0.0178	4,900	0.152		
Run 10B	0.0178	4,900	0.139		
Run 10C	0.0178	4,900	0.127		
Run 10D	0.0178	4,900	0.117		
Run 11A	0.0067	1,800	0.134		
Run 11B	0.0065	1,800	0.123		
Run12A	0.0108	2,900	0.143		無し
Run12B	0.0107	2,900	0.147		0.3
Run12C	0.0100	2,800	0.139	0.6	

## (2) 実験結果及び考察

### a) 下流端条件による砂州形状の変形特性

図-5は、流量を $Q=17.8\text{l/s}$ とし、下流端水位を変化させた場合(Run10A～10D)の通水後の河床形状を示したものである。この流量は、現地河道の流量に変換すると、約 $4,900\text{m}^3/\text{s}$ に相当する。また、通水時の $Y=0.8\text{m}$ における水位を図-6に示す。両図から、以下のことが伺える。下流端水位が大きなRun10Aでは、流れは砂州を完全に越流しているが、越流部の流れは緩慢で、砂州上では河床低下は見られない。砂州上流部では右岸近傍から蛇行して砂州開口部に向かう流れが卓越し、蛇行流路が形成されるとともに、開口部では流れが集中して砂州先端部上流側で深掘れ地形が発達する。下流端水位を下げたRun10Bでは、開口部への流れはさらに加速され、開口幅は拡大する。Run10Cでは、砂州上でも水面勾配の増大とともに河床が低下しており、その下流の海洋部に堆積地形が発達するようになる。砂州上の侵食量について、下流端水位がほぼ等しいRun9Bの場合と比較すると、流量の増加に伴って増大することを確認している。下流端水位が初期の砂州高よりも小さいRun10Dでは砂州はほぼ全体が侵食され流失している。これは下流端水位の低下によって流水断面積が小さくなり、流速が増大(表面流速は全域で $30\text{cm/s}$ 以上)したためであると考えられる。また、開口部の深掘れ位置は、下流端水位が小さいほど下流側に移動している。

図-7に、流量毎の下流端水位 $h_d$ と開口幅 $B_o$ の関係を示す。ここで、開口幅は河口部( $X=0\sim 1\text{m}$ )において、河床位が10cm以下である範囲を右岸から横断距離の平均値として求めている。図より、下流端水位が低く、流量が大きいほど、開口幅は大きくなる傾向にあり、洪水時の潮位変動が河口砂州の崩壊現象に及ぼす影響について検討した桑原ら<sup>10)</sup>の解析結果とも整合している。

### b) 水制によるフラッシュ効果の検討

図-8に、流量と下流端水位をほぼ一定として、長さの異なる水制を設置した場合の通水後の河床位のコンターを示す。また、PIV解析から求めた表面流速ベクトルの分布を示せば、図-9のようである。両図より、以下のことが伺える。



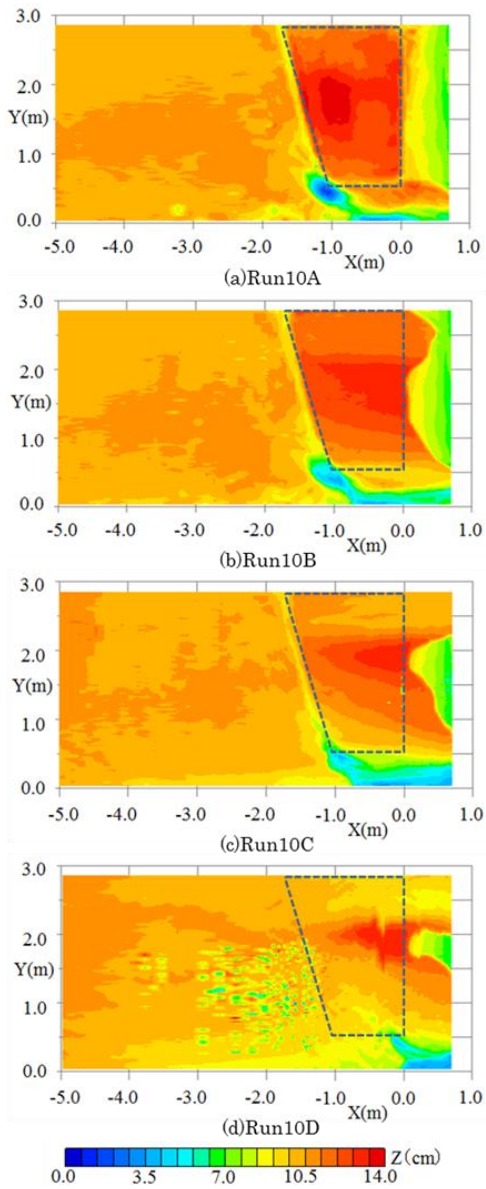


図-5 縦断水面形 (Y=0.8m)

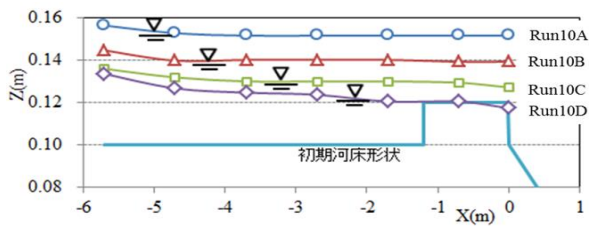


図-6 縦断水面形 (Y=0.8m)

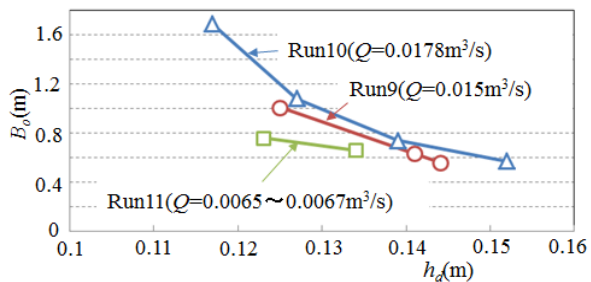


図-7 下流端水位と開口幅の関係

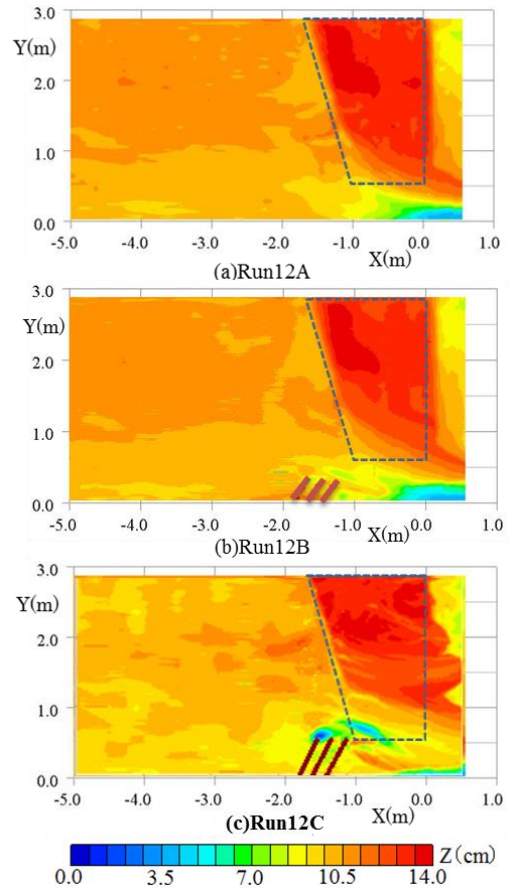


図-8 水制による砂州形状の変化

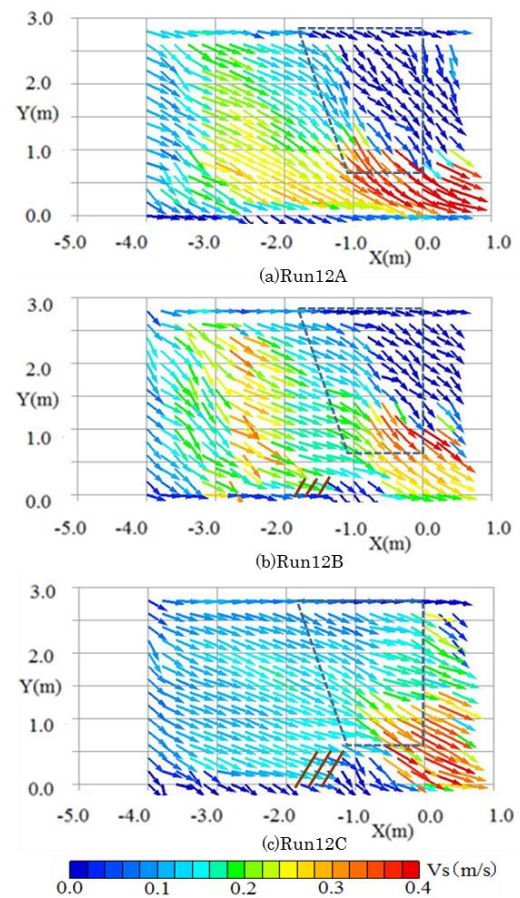


図-9 表面流速ベクトル(Run12)

長さ30cmの水制を設置した場合 (Run12B) では、水制による水刃効果によって、河岸に沿って開口部に向かう流れが緩和される一方、砂州先端部の流速が増大するため、砂州先端部上流側の侵食量は、水制が無い場合 (Run12A) に比べて大きくなり、砂州上流部の開口幅も増大している。さらに水制長を大きくしたRun12Cは、水制によって河岸から砂州部に向かう流れがより卓越し、砂州先端部が侵食されるとともに、砂州中央部に流路が形成され、河床低下が生じていることが分かる。これに伴い、砂州を迂回して開口部に向かう流れは減衰し、砂州開口部の洗掘深は小さくなっている。以上のことより、水制の設置による砂州抑制の効果が認められる。

#### 4. 河口砂州の動態に関する数値解析

##### (1) 基礎式及び解析方法

現地における流量規模と砂州の侵食規模の関係を検討するとともに、水制工による砂州周辺の流れと河床変動の制御実験に対して、平面二次元河床変動計算を行い、水制工設置の効果を検証した。解析には、iRIC研究会 (International River Interface Corporative) によって開発され、インターネット上で公開されている汎用ソルバーのNays2D<sup>11)</sup>を用いた。基礎式は、以下に示す平面2次元の連続式と運動方程式及び流砂の連続式である。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(uh)}{\partial x} + \frac{\partial(vh)}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial(uh)}{\partial t} + \frac{\partial(hu^2)}{\partial x} + \frac{\partial(huv)}{\partial y} = -hg \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\rho} + D_x \quad (2)$$

$$\frac{\partial(vh)}{\partial t} + \frac{\partial(huv)}{\partial x} + \frac{\partial(hv^2)}{\partial y} = -hg \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\tau_y}{\rho} + D_y \quad (3)$$

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left( \frac{\partial q_{bx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{by}}{\partial y} + q_{su} + w_f c_b \right) = 0 \quad (4)$$

ここで、 $x, y$ : 平面直交座標、 $u, v$ :  $x, y$  方向の水深平均流速(m/s)、 $t$ : 時間(sec)、 $h$ : 水深、 $H$ : 水位、 $g$ : 重力加速度(m/s<sup>2</sup>)、 $\rho$ : 水の密度、 $\tau_x, \tau_y$ :  $x, y$  方向のせん断力(kg/m<sup>2</sup>)、 $D_x, D_y$ : 拡散項、 $z$ : 河床高、 $\lambda$ : 空隙率、 $q_{bx}, q_{by}$ :  $x, y$  方向の掃流砂量(m<sup>2</sup>/s)、 $q_{su}$ : 河床からの土砂浮上量(m/s)、 $w_f$ : 土砂の沈降速度、 $c_b$ : 基準点浮遊砂濃度である。

以上の基礎式を一般座標系に変換してプログラムが構築されている。移流項の離散化にはCIP法、乱流場ではゼロ方程式モデルが適用され、掃流砂量式として芦田・道上式に長谷川による斜面勾配の補正を考慮した式が用いられている<sup>11)</sup>。なお、砂州及び河床の材料は、実験に用いたものと同じ、密度1.47g/cm<sup>3</sup>及び平均粒径1.3mmの石炭粉としている。

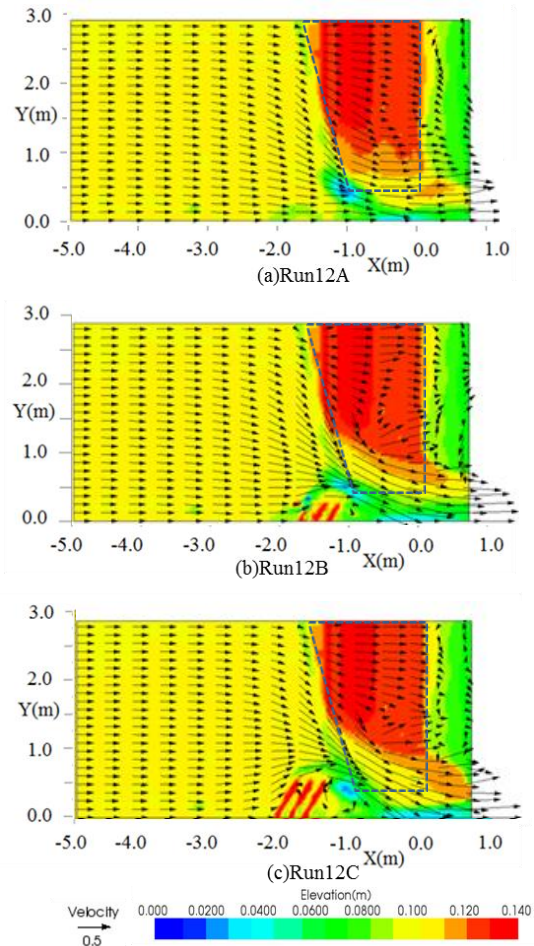


図-10 河床形状と流速ベクトルの数値解析結果

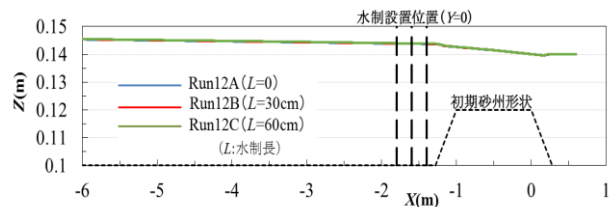


図-11 水制の有無による水面形の変化

##### (2) 解析結果及び考察

図-10は、Run12A～Cと同一の条件下で行った河床形状と水深平均流速ベクトルの計算結果 ( $t=20\text{min}$ ) を示している。また、水路中央 ( $Y=1.4\text{m}$ ) における水位の縦断分布を図-11に示す。水制のない場合 (Run12A) では、流れが砂州を迂回しながらの開口部に集中するため、開口部でも局所洗掘が顕著であるが、砂州先端の侵食量は小さい。次に、長さ0.3mの水制を設置した場合 (Run12B) には、水制の設置により、砂州の対岸では流れが砂州側へ向いていることがわかる。そのため、水制を設置しない場合に比べて砂州前面部では河床位が低下し、開口幅が大きくなっている。さらに、水制の長さを0.6mにした場合 (Run12C) には、水制長0.3mの場合よりも砂州前面の侵食がより顕著であって、流失した砂が下流側において砂嘴状に堆積していることがわかる。



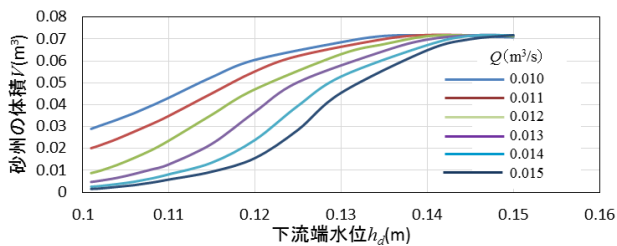


図-12 下流端水位と砂州体積の関係(水制長30cm)

また、開口幅が拡大したことにより、開口部の侵食は抑制されている。図-11より、水制を設置しても上流部の水面形はほとんど変化しておらず、水制による堰上げ効果は小さいと考えられる。

実験結果と比較すると、砂州及び水制を迂回する流れは概ね再現できており、開口部における洗掘深が水制長の増大とともに減少することも実験と近い結果であった。しかし、水制長が60cmの場合 (Run12C) においては、実験 (図-8(c)及び図-9(c)) では、砂州を越流した流れによって砂州中央部が大きく侵食されているのに対して、解析結果 (図-10(c)) では砂州上を流れる流速は小さく、砂州前面部以外での目立った侵食は見られない。これについては、水路下流端での境界条件の相違によるものと考えられ、今後、数値解析手法の改善が必要である。

次に、実験結果の再現性が良い水制長が30cmの場合において、下流端水位と流量をパラメータとして変化させた計算を行った。図-12に下流端水位と通水後の砂州体積との関係を示す。図より、下流端水位の低下や流量の増加に伴って、砂州の体積が減少している。また、下流端水位が大きく、砂州を十分に越流する場合には、流量によらず、通水後の砂州体積はほぼ一定値となる。

## 5. 結論

本研究は、由良川河口部における砂州の動態を明らかにし、水制工による制御法の検討を目的として、現地観測、模型実験及び数値解析を行ったものである。以下に得られた主要な知見をまとめる。

(1)砂州の面積と土砂量は、洪水による短期的な変動があるものの、経年的には増加傾向にある。また、洪水による砂州のフラッシュ生起条件は、河口の開口幅及び砂州面積には依存せず、洪水流量に支配される。砂州の形成は、冬期波浪による漂砂量増加の影響と推測され、砂州面積は波高と相関性が高い。

(2)移動床実験より、砂州上流部では右岸近傍から蛇行して砂州開口部に向かう流れが卓越し、蛇行流路が形成されるとともに、開口部では流れが集中して砂州先端部上流側で深掘れ地形が発達することを示した。また、下流端水位が低い程、流量が大きい程、砂州上の水面勾配の増大とともに、開口幅は大きくなる。

(3)砂州の対岸に水制を設置した場合、洪水時に砂州を迂回する流れを砂州側へ向けることで、砂州先端の侵食が大きくなって開口幅が拡大し、開口部での局所的な

洗掘量が小さくなる効果が認められる。

(4)水制工を設置した模型実験の再現計算では、水制工周辺下流から開口部への流速低下と砂州及び水制を迂回する流れについては、実験結果を概ね再現できている。本解析では流れの3次元性を考慮していないが、移動床実験における砂州上流の流路の発達や砂州先端部の洗掘現象も、比較的良好に再現されている。一方、計算では実験で見られた主流の砂州側への拡がりは明確ではなく、水制と砂州との相対的な位置関係によっても流れの制御効果は異なっている。また、砂州を越える流れによる侵食規模などは実験結果と差異があり、今後、境界条件の妥当性も含めて数値解析の精度向上を図る必要がある。

**謝辞:** 本研究の一部は、国土交通省河川砂防技術研究開発公募 地域課題分野(河川)(研究代表者 神田佳一, 2011~2013年度)の補助を受けて実施され、国土交通省福知山河川国道事務所から貴重な気象・水文資料の提供を受けた。また、現地観測及び実験において、村上秀香(明石高専学生, 現京都大学学生)並びに山崎琴音(舞鶴高専学生, 現NTTインフラネット)の両氏にご助力頂いた。記して謝意を表します。

## 参考文献

- 1) 岩垣雄一：最新海岸工学，森北出版，pp.156-158，1987。
- 2) 吉川秀夫：流砂の水理学，pp.405-409，1985。
- 3) 細山田得三，佐藤啓明，野田猛，酒井優，酒向秀典：洪水時における阿賀野川河口砂州のフラッシュ現象の再現に関する研究，河川技術論文集，第12巻，pp.73-78，2006。
- 4) 桑原直樹，田中仁，佐藤勝弘，首藤伸夫：洪水時における河口地形変化の数値解析—格子間隔，掃流砂，浮遊砂，二次流の効果について—，海岸工学論文集，第42巻，pp.596-600，1995。
- 5) 立山正樹，山崎友子，田部成幸，内田龍彦，福岡捷二：洪水流による新しい解析法に関する研究，河川技術論文集，第19巻，pp.183-188，2013。
- 6) 佐藤智昭，Totok Suprijo，真野明：河口砂州を有する主な河川の最狭開口部平衡条件，海岸工学論文集，第51巻，pp.526-530，2004。
- 7) 神田佳一，三輪浩，加登文学：由良川河口砂州の動態とその制御法に関する研究，国土交通省河川技術研究開発制度地域課題分野公募(河川)2011年度成果報告書，pp.18-45，2012。
- 8) 須賀堯三：河川水理模型実験の最近の進歩，水工学に関する夏季研修会講義集，pp.A.9.1-A.9.22，1974。
- 9) 田口敦士，神田佳一：河口砂州周辺の流れとその制御法に関する研究，第18回高専学会年会講演集，pp.147-148，2012。
- 10) 桑原直樹，田中仁：洪水時の河口砂州崩壊現象に対する砂州高さ・潮位変動の影響に関する研究，海岸工学論文集，第43巻，pp.631-635，1996。
- 11) iRIC 講習会テキスト in KANSAI : iRIC 研究会，2013。