河川技術論文集, 第19巻, 2013年6月

網状砂州河道における大規模洪水中の河床変動

BED VARIATION IN A BRAIDED CHANNEL DURING LARGE FLOOD

岡田裕之介[1]・大吉雄人[2]・福岡捷二[3]
Yunosuke OKADA, Yuto OOYOSHI and Shoji FUKUOKA

[1]学生会員　中央大学大学院理工学研究科土木工学専攻　博士課程前期課程
（〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27）
[2]正会員　国土交通省中国地方整備局出雲河川事務所（〒693-0023 島根県出雲市塩冶有原町5-1）
[3]フェロー　工博　Ph.D.　中央大学研究開発機構（〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27）

The Hii river is known as a typical river with braided channel bed. Large sand waves are formed on the braided bed. It is considered that the flow resistance changes as bed elevation of the main channel changes during a flood. Therefore, evaluating the temporal and spatial variation in the flow resistance is important to understand the flood flows and bed variations in the Hii river. In this study, first, temporal variations in the resistance during the 2011 May and 2006 July floods of the Hii river are evaluated by the Manning's roughness coefficient in quasi-steady flow analysis. Next, the unsteady flow analysis is conducted using the temporal variation in the roughness coefficient determined by the quasi-steady flow analysis to investigate the mechanism of bed variation in the Hii river. From these investigations, we conclude that the analysis method presented in this study is useful for the flood flow analysis in the Hii river.

Key Word : *Hii River, flood flow, sand wave, Manning's roughness coefficient braided channel, bed variation analysis*

１．序論

島根県を流れる斐伊川は，かつて行われていた「鉄穴流し」と呼ばれる砂鉄採取に伴う大量の土砂流入により，典型的な天井川を形成している．また，河口部では水はけの悪い宍道湖・中海を有し氾濫被害が長期化しやすく，斐伊川の現在の流下能力は計画高水流量に対して十分ではない．そのため，下流部への流量低減を目的とした放水路が建設されている[1)]．しかし，現況河道における洪水流に対する河床変動機構の理解が不十分であり，放水路竣工後の放水路設置区間の本川上下流部の河床変動[2)]や，本川の河床変動が放水路への分派に与える影響等についての議論が十分進んでいない．そのため，放水路竣工前の放水路区間を中心とした洪水流と河床変動機構を把握しておくことは，放水路の適切な運用のために重要となる．

斐伊川は**写真-1**に示すように網状砂州が発達し，縦横断的に河床波が形成されている．上野・宇民ら[3)]は1993年から1995年に斐伊川で発生した5洪水を対象に，音響測深器を装着した十字浮体を流下させることで，連続的な河床形状観測を実施している．これにより河床波の波高と河床抵抗の時間変化特性は対応していることを示した．福岡[4)]は観測水面形の時間変化には，河床波の発達による抵抗変化や河床変動等の影響が現れているという考えに基づき，観測水面形を用いる洪水流・河床変動解析は，洪水中の河床変動をかなりの精度で解析出来る事を示した．斐伊川は，洪水中の水深が浅く，河床波の発達変形による河床抵抗の変化が流れと土砂移動に大きく影響を与えると考えられる．このことから福岡の手法を斐伊川に適用するためには，洪水中の河床波の抵抗特性を評価し，それらを考慮する必要がある．

本研究では，詳細な水面形観測が行われた平成23年5月洪水と観測史上最大水位を記録した平成18年7月洪水を対象として，まず洪水中における河床波を伴う砂州の変形による各時間の抵抗特性の変化をマニングの粗度係数より評価する．このため，最初に準定常流解析より各時間の粗度係数を算定する．次に準定常流解析より得られた各時間の粗度係数を考慮した非定常流解析を行い，放水路竣工前の放水路影響区間を中心とした河道におけ

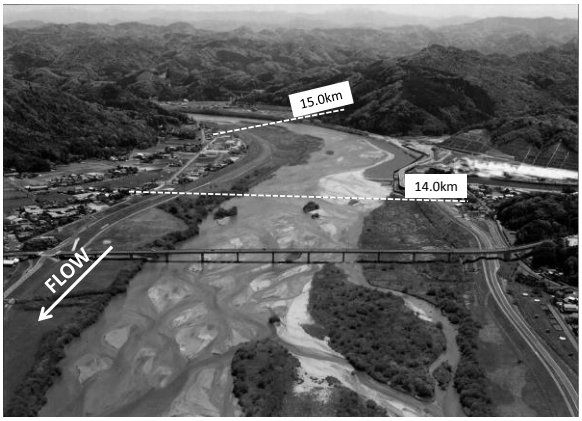


写真-1 斐伊川の河床形状

る洪水流と河床変動機構の検討を行う．

2. 検討対象区間及び対象洪水の概要

図-1は対象区間の平面図を示している．対象区間内では，上島(18.6 km), 大津(12.4 km)，灘分(4.0 km)の計3地点において，洪水位及び浮子による洪水流量の観測が行われている．平成23年5月洪水では，丸で示す位置に簡易圧力式水位計が設置されており，縦断的・時間的に水位観測が行われている．特に14.0km~15.6kmの区間には放水路が竣工予定であり，この放水路への分派流量により生じる本川上下流部の縦断的な水位変化の把握は特に重要であることから，200m~300m間隔で詳細な水位観測が行われている．なお，本論文では上記の区間を放水路区間と呼ぶこととする．次に斐伊川の特徴について述べる．斐伊川では20.0km付近の赤川合流点付近(**図-1**)に背割堤が設けられており，この区間の上流部では低水路幅が狭く，澪筋の固定化が顕在化している．赤川合流点より下流部では低水路幅が広がることにより，網状砂州が発達している．

対象洪水は平成23年5月洪水と平成18年7月洪水とした．平成23年5月洪水は多点に圧力式水位計を設置した後に発生した．これにより，詳細な水面形観測が行われた．この洪水では，上島地点において1200m^3/sのピーク流量が観測されており，斐伊川での中規模洪水にあたる．平成18年7月洪水は**図-2 (b)**の水位ハイドログラフに示すように2度にわたる急激な水位上昇が起こり，2度目のピーク時には斐伊川本川の各観測所で観測史上最大水位を記録している．また，大津観測所(12.4km)でのピーク流量は2400m^3/sであり，計画高水流量規模の洪水となった．

対象区間内では，横断測量データより0.5m~1.0mの波高を有する河床波が確認されている．**図-3**は14.6km地点における横断形状と2洪水の痕跡水位を合わせて示している．ピーク水深は平成23年5月洪水では2.0m程度，平成18年7月洪水では4.0m程度と浅く，洪水中の河床波の変形・発達が流れの抵抗変化となって土砂移動に大きな影響を与えていることが考えられる．

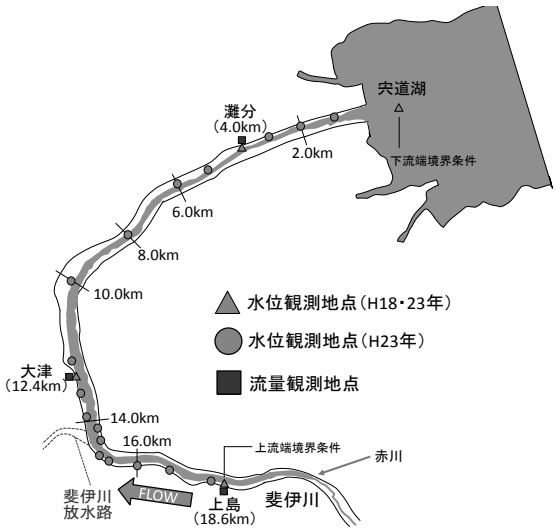
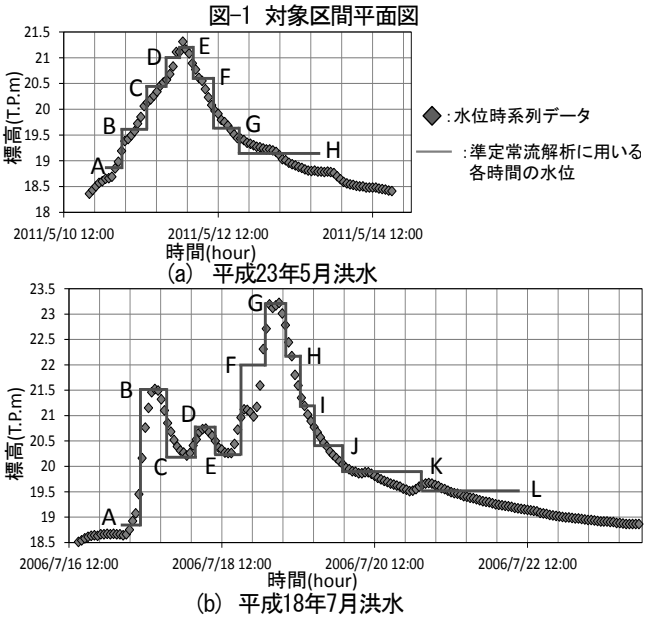


図-1 対象区間平面図



(a) 平成23年5月洪水

(b) 平成18年7月洪水

図-2 上島地点における水位ハイドログラフ

3. 検討方法

洪水中の河床波の抵抗変化と放水路区間を中心とした洪水流と河床変動の検討を行うために，準定常流解析と非定常流解析を行う．以下にその概要を示す．

(1) 支配方程式

本検討では，放水路区間が湾曲部に位置していることから，二次流が洪水流と河床変動に影響を与えること，河床の縦横断的な凹凸により生じる流れの三次元性を考慮する必要があることから，流れの支配方程式には浅水流方程式と水深積分した渦度方程式を連立した底面流速解析法[5]を適用する．河床変動解析には，掃流砂及び浮遊砂を考慮しており，河床変動量は流砂の連続式，掃流砂は芦田・道上の式[6]により算出する．また浮遊砂濃度の計算には，鉛直方向の流速分布による影響と底面近傍の高濃度輸送を適切に評価するために，式(1)に示す三次元移流拡散方程式を用いる[7]．

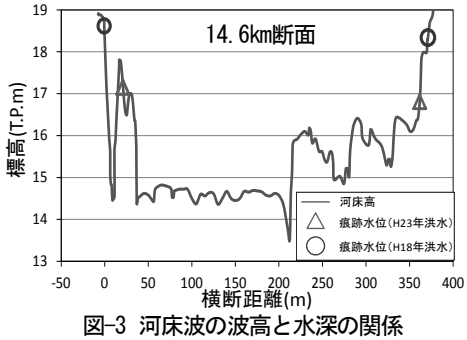


図-3 河床波の波高と水深の関係

$$
\begin{aligned}
&\frac{\partial c_k}{\partial t}+\frac{1}{J}\left(\frac{\partial \Delta\eta\cdot u^{\xi}c_k}{\partial\xi}+\frac{\partial\Delta\xi\cdot u^{\eta}c_k}{\partial\eta}\right)+\frac{\partial c_k\left(u^{\sigma}-\sigma_t-w_{0k}\right)}{\partial\sigma}\\
&=\frac{\partial}{\partial\tilde{\xi}}\left(\varepsilon_s\frac{\partial c_k}{\partial\tilde{\xi}}\right)+\frac{\partial}{\partial\tilde{\eta}}\left(\varepsilon_s\frac{\partial c_k}{\partial\tilde{\eta}}\right)\\
&+\cos\theta^{\eta\xi}\left\{\frac{\partial}{\partial\tilde{\xi}}\left(\varepsilon_s\frac{\partial c_k}{\partial\tilde{\eta}}\right)+\frac{\partial}{\partial\tilde{\eta}}\left(\varepsilon_s\frac{\partial c_k}{\partial\tilde{\xi}}\right)\right\}\\
&+\frac{\varepsilon_s}{\tilde{J}}\left(\frac{\partial c_k}{\partial\tilde{\xi}}\frac{\partial\theta^{\xi}}{\partial\tilde{\eta}}+\frac{\partial c_k}{\partial\tilde{\eta}}\frac{\partial\theta^{\eta}}{\partial\tilde{\xi}}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(\varepsilon_s\frac{\partial c_k}{\partial z}\right)+q_{suk(z=z_b)}
\end{aligned}
\tag{1}
$$

ここに，c_k：各粒径kの浮遊砂濃度，σ^t：σ方向の格子移動速度，w_{0k}：Rubeyの式より求める各粒径kの沈降速度，ε_s：浮遊砂濃度の拡散係数，q_{suk}：各粒径kの河床からの浮上量である．ここで，鉛直方向の分割数は，各時間の水面と河床面の間を6分割している．各層高さの水平方向流速u^{ξ}，u^{η}は準三次元解析より得られる流速分布より与え，鉛直方向流速u^{σ}は連続条件を満たすように与えている．浮遊砂の浮上量は板倉・岸の式[6]より算出する．粒径別及び平均粒径の限界掃流力の算定には，それぞれ修正Egiazaroffの式[6]，岩垣の式[6]を用いる．

(2) 解析条件

平成23年5月洪水の解析では，平成22年12月に行われた定期横断測量データを基に初期地形を作成している．横断測量は放水路区間において200m間隔で測量されており，その他の区間は約500m間隔で実施されている．平成18年7月洪水の解析では，平成17年12月に行われた定期横断測量データを基に初期地形を作成している．ただし放水路区間では，平成18年6月に50m間隔で実施された横断測量データを基にしている．**図-4**は解析に用いた粒度分布を示している．これは平成14年に対象区間内で1.0km間隔に実施された河床材料調査結果を参照し，その分布を定めた．2.0kmより下流部では，上流部の区間に比べ粒径加積曲線が異なっているため，2kmを境界に異なる粒度分布を与えている．

(3) 準定常流解析及び非定常流解析

本検討では，河床波の発達・変形による流れの抵抗変化をマニングの粗度係数値の変化として評価する．初めに，準定常準三次元洪水流・河床変動解析を用いて各時間の粗度係数を推定する．準定常流解析を用いる理由として，非定常流解析では流量変化，河床変動，粗度係数の変化などが相互に影響し合うことから，粗度係数の推定が容易ではないためである．上下流端境界条件として，**図-1**に示す上島地点(18.6km)と宍道湖(-1.0km)の水位観測データを用いる．上流端境界条件として**図-2**(a)，(b)に示すようにA~H(平成23年5月洪水)，A~L(平成18年7月洪水)の時間帯の実線で示す各時間の水位を与え，下流端境界条件も同様に水位を与え，準定常流解析を行った．各時間の粗度係数は各時間の観測水面形と上島地点の観測流量を説明した時の値を採用している．この理由として，各時間の観測水面形には洪水中の河床波の抵抗変化による水位上昇等の影響が現れているためである．平成18年7月洪水では対象区間内における水位観測点が多くはない．そのため，詳細な水面形観測が行われた平成23年5月洪水の検討を参考に，対象区間内を3つのエリア(19~15km，15~10km，10~0km)に分割し，各時間の粗度係数を定めた．

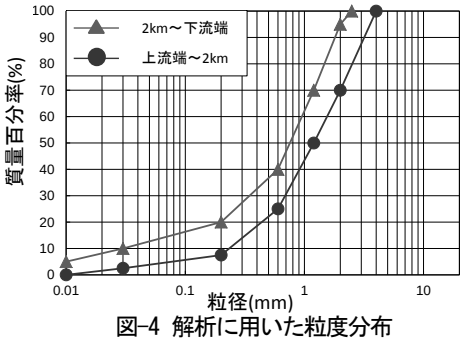


図-4 解析に用いた粒度分布

非定常流解析では，準定常流解析より得られた各時間の粗度係数を考慮し，観測水面形の時間変化を用いる非定常準三次元洪水流・河床変動解析法を適用することで，放水路区間を中心とした洪水流と河床変動の検討を行う．上下流端境界条件には上島地点と宍道湖の水位時系列データを与えている．

4. 解析結果

(1) 河床波の抵抗変化

表-1(a)，(b)は準定常流解析より得られた各時間(A~H：平成23年5月洪水，A~L：平成18年7月洪水)の低水路粗度係数を示している． 各区間において水深変化に伴い粗度係数の値は変化しており，水位と粗度係数の増減は概ね対応していることがわかる．このことから，斐伊川における洪水中の河床波は時々刻々と変形・発達をしており，水位ピーク付近において河床波の波高が最大となることが考えられる．斐伊川河口部では他の区間と比べて水位上昇が懸念されており，船橋ら[8]は，河口域の河床波の発達及び土砂堆積等が水位上昇をもたらすことを明らかにしている．本解析結果からは，両洪水とも下流部(0km~10km)におけるピーク水位付近で粗度係数が最大となり，その値は他の区間に比べて大きく，変

表-1 各時間の低水路粗度係数

(a) 平成23年5月洪水

	0km～10km	10km～15km	15km～19km
A	0.03	0.035	0.026
B	0.03	0.035	0.026
C	0.038	0.039	0.03
D	0.032	0.031	0.026
E	0.045	0.043	0.032
F	0.048	0.039	0.03
G	0.043	0.035	0.027
H	0.031	0.023	0.022

(b) 平成18年7月洪水

	0～10km	10～15km	15～19km
A	0.032	0.036	0.031
B	0.012	0.033	0.030
C	0.055	0.036	0.028
D	0.049	0.034	0.031
E	0.048	0.034	0.031
F	0.048	0.032	0.032
G	0.051	0.040	0.034
H	0.051	0.048	0.035
I	0.051	0.047	0.032
J	0.049	0.047	0.032
K	0.037	0.033	0.032
L	0.029	0.030	0.028

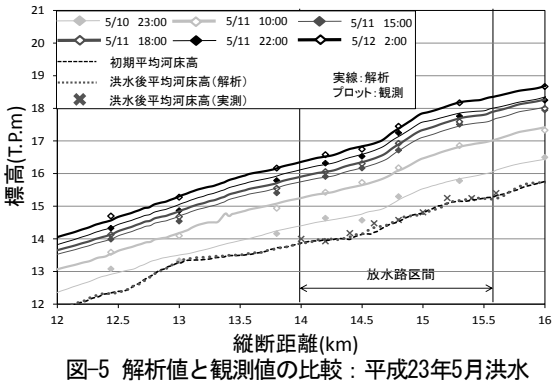


図-5 解析値と観測値の比較：平成23年5月洪水

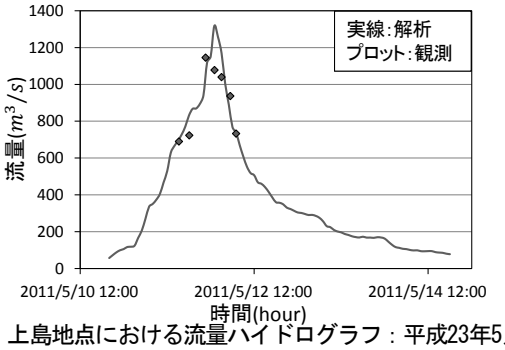


図-6 上島地点における流量ハイドログラフ：平成23年5月洪水

化の幅が広くなっている．これらの検討から，斐伊川下流部では河床波が他の区間と比べて発達しており，それらが洪水中の水位上昇に大きく影響していることが推定出来る．他の区間においても洪水位が最大の時に，粗度係数が最大値をとっている．

(2) 粗度係数の時間変化を考慮した洪水流・河床変動解析

a) 平成23年5月洪水

図-5は非定常流解析より得られた水位上昇期における解析水面形と観測水面形の比較を示している．実線で示す解析水面形はプロットで示す観測水位を概ね再現することが出来ている．**図-6**に示す上島地点(18.6km)での解析流量ハイドログラフは，観測流量ハイドログラフを説明している．また，**図-5**の破線で示す初期平均河床高と×のプロットで示す実測の洪水後平均河床高との変化量は大きくなく，点線で示す解析値はほぼ実測値を再現している．**図-7**は(a)水位ピーク時，(b)洪水後解析，(c)洪水後実測における放水路区間の河床変動量コンター図を示している．水位ピーク時では変動量が0.1m程度であり変動箇所も少ないが，洪水後解析の変動量コンター図では，変動箇所が多くなり，その変動量は0.3m程度と大きくなっている．**図-8**は解析より得られた流砂量縦断図を示している．図の縦軸は掃流砂量と浮遊砂量が10倍異なるスケールで描かれていることに注意を要する．点線で示す掃流砂はピーク時に縦断的な変化が大きくなり，特に15.0~14.5kmの区間で大きな値となっている．一方で，実線で示す浮遊砂は掃流砂に比べて大きな値を示しているが，各時間において縦断的な変化が小さい．これは，解析で与えた細かい粒径(0.03mmと0.20mm)が主に浮遊砂となっており，それらが一様に輸送されている．これらのことから，斐伊川では浮遊砂が多いものの，河床変動への影響は小さく，縦断的な変化は掃流砂が支配的であると考えられる．解析と実測の河床変動量コンター図の比較より，低水路幅の狭い15.0km付近の洗掘傾向を再現することは出来ているが，低水路幅が広がり始める14.4km付近の堆積傾向等，河床変動の縦断変化を十分に捉えきれていない．また，実測の変動量は0.5m程度であるのに対して，解析の変動量は0.3m程度と小さく見積もられている．この原因として，本解析に用いた初期地形の課題が挙げられる．斐伊川では網状砂州が発達していることから低水路内に多数の澪筋が存在している．洪水中はその澪筋に流れが集中し，縦横断的に流速差が生じることで非平衡性の度合いが大きくなり，河床変動量は大きくなると考えられる．また，平水時にも土砂の移動が活発である斐伊川では，時々刻々と河床の形状が変化している．しかし本検討では，洪水発生の5ヵ月前に200m間隔で実施された横断測量データより初期地形を作成しているため，初期の澪筋を十分に再現することが出来ていないことと，洪水発生直前の河床地形とは異なっていた可能性が高いことが考えられる．

b) 平成18年7月洪水

図-9より，赤の実線で示す水位ピーク時の解析水面形は痕跡水位の縦断図を概ね再現することが出来ている．**図-10**は上島地点(18.6km)における流量ハイドログラフを示しており，浮子による観測流量をほぼ説明することが出来ているようである．また，**図-9**に示すように平成23年5月洪水同様洪水前後の実測における平均河床高の変化量は小さく，点線で示す解析値はほぼ実測値を再現出来ている．**図-11**は(a)第1ピーク，(b) 第2ピーク，(c)洪水後解析，(d)洪水後実測の放水路区間における河床変動量コンター図を示している．平成23年5月洪水と

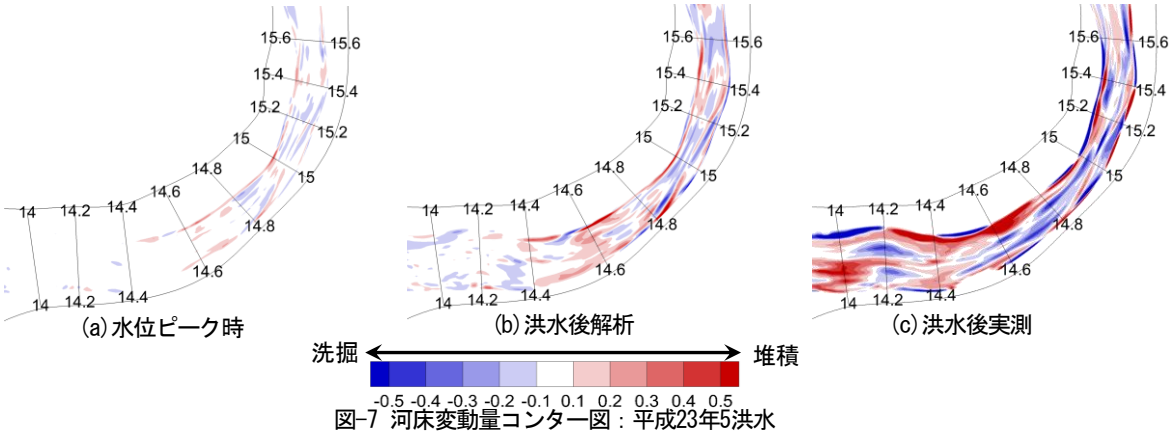


図-7 河床変動量コンター図：平成23年5洪水

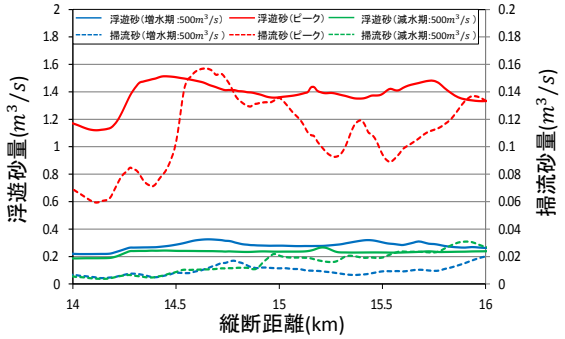


図-8 流砂量縦断図：平成23年5月洪水

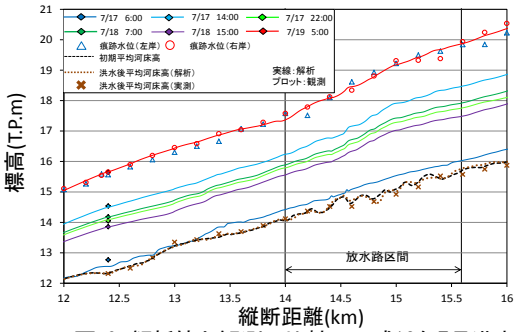


図-9 解析値と観測の比較：平成18年7月洪水

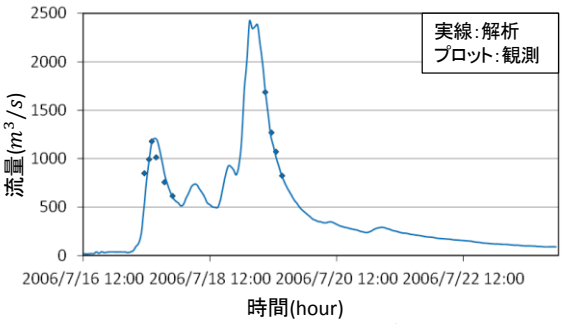


図-10 上島地点における流量ハイドログラフ：平成18年7月洪水

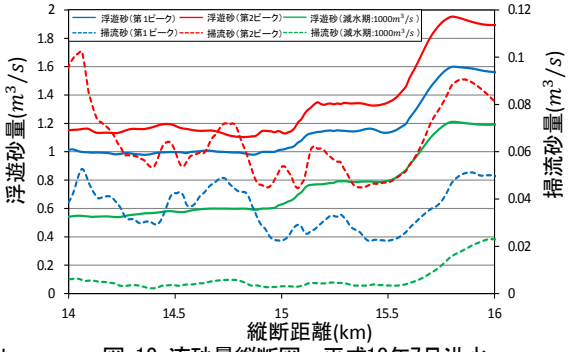


図-12 流砂量縦断図：平成18年7月洪水

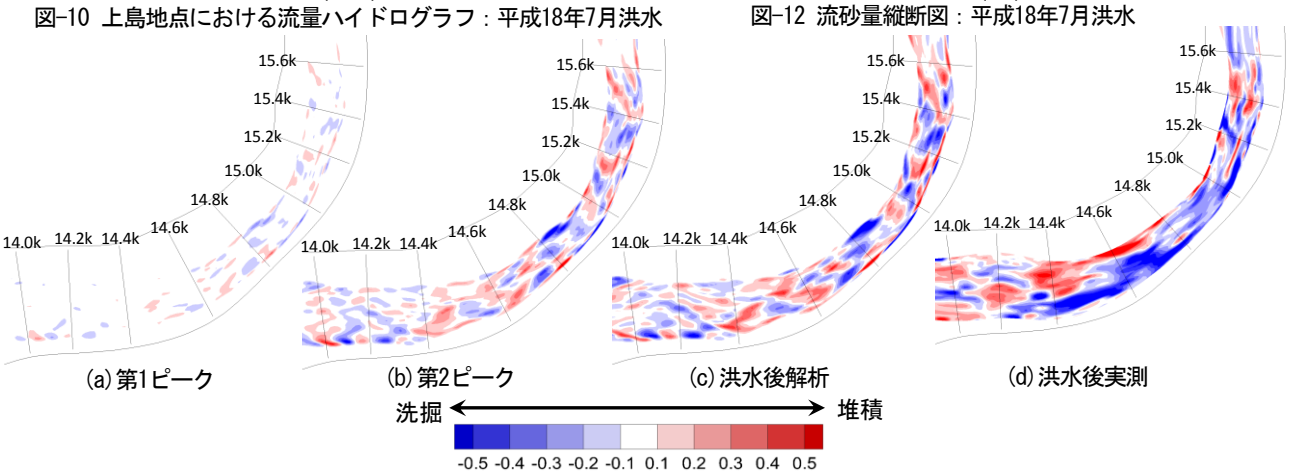


図-11 河床変動量コンター図：平成18年7月洪水

同規模となる第1ピーク時は，変動量は0.1m程度と大きくないが放水路区間内全体で変動箇所が見られ，斑状となっている．この理由として，本検討の初期地形は詳細な横断測量データより作成したことから，相対的に平成23年洪水よりも河床の凹凸を細密に表現しているためと考えている．第2ピーク時，洪水後解析では，変動量は時間の経過に伴い大きくなっており，はっきりとした斑状の変動分布になっている．また，変動分布が下流方向へと移動しており，減水期にも河床変動が生じている．本洪水では，**図-10**に示すように減水期における低流量時(100~400m^3/s)の期間が72時間以上と相対的に長い．このことから，斐伊川では大流量時だけではなく100~400m^3/s程の低流量時でも河床変動が生じていることがわかる．**図-12**に示す解析流砂量縦断図では浮遊砂，

掃流砂ともに平成23年洪水と同様の結果が得られている．しかし，掃流砂の縦断変化は平成23年洪水と比べて大きくなっていることから，本検討より得られた変動分布は縦断的な変化が生じ，斑状となったと考えている．実測結果より，15.2~14.4kmにおいて外岸側が大きく洗掘され，内岸側への土砂堆積が生じている．しかし，本解析ではその傾向は見られるものの十分再現しきれていない．この原因の一つとして，実測データの課題がある．**図-11(d)**に示す実測変動量コンター図は，50m間隔に実施された横断測量データより作成し，その他の地点はそれらを補間した値であることから，洪水直後の地形とは異なることが考えられる．これらのことから，斐伊川では洪水中の河床変動の検討及び洪水後の横断測量の実施計画は今後の課題となる．

(3) 得られた成果と課題

準定常流解析により推定された各時間の粗度係数を考慮した非定常準三次元洪水流・河床変動解析を斐伊川の実績2洪水に適用することで，観測水面形の時間変化，観測流量，平均河床高の変化を概ね再現することが出来た．このことから，洪水中の河床波による抵抗変化を見積もることが出来，準定常流解析より得られた各時間の粗度係数を用いることは，洪水中の河床波の変形・発達が顕著である斐伊川の洪水流・河床変動解析に有効であると考えられる．平成18年7月洪水の検討では，放水路区間において詳細な地形データより初期地形を作成したことから，河床の凹凸を細密に表現することが出来た．このため，**図-9**に示す放水路区間での縦断平均河床高及び各時間の解析水面形には，他の区間と比べて縦断的な変化が明確に現れている．今後，斐伊川放水路を適切に運用していく上で，放水路区間における縦断的な水位変化と河床形状の把握は特に重要となることから，縦断的に密な河床計測の実施が求められ，そのデータを基に初期地形を作成し，解析することが必要である．**図-8**，**図-12**より，斐伊川では多量な浮遊砂を伴う流れとなっており，放水路竣工後には放水路への分派とともに大量の土砂流入が懸念される．このことから，放水路の適切な運用のためには先述した課題に加え，放水路内の土砂管理も重要となると考えている．本解析では河床変動の縦断変化の再現は未だ十分とは言えない．原因としては上述の初期河床の設定の他に，現在用いている河床変動モデルの課題がある．現在のモデルは静水圧分布の仮定を用いた底面流速解析法のため，大きな河床波の存在による静水圧分布からの偏差や流れの三次元性を適切に評価出来ていない可能性がある．最近，内田・福岡[9),10)]により河床に働く底面圧力と底面流速を適切に評価することの出来る浅水流の仮定を用いない一般底面流速解析法が開発され活用されている．大きな河床波が発達している斐伊川の検討には，このような新しい解析法を適用する必要があると考えている．

5. 結論

本研究では，斐伊川で発生した実績2洪水を対象に準定常流解析及び非定常流解析を併用して河床波の抵抗変化と放水路区間における洪水流と河床変動の検討を行った．以下に主な結論を示す．

1) 準定常流解析より河床波の抵抗変化をマニングの粗度係数の値の変化により評価した．洪水期間中の粗度係数が変化していることから，河床波の変形・発達が顕著であり，それらが水面形の時間変化に影響を与えることを示した．
2) 準定常流解析より得られた各時間の粗度係数を用いる非定常流解析では，観測水面形の時間変化，観測流量，平均河床高の変化を概ね再現することが出来た．このことから，本手法が斐伊川の洪水流の検討において有効であることを示した．
3) 本解析では，実測の河床変動を未だ十分再現出来ていない．斐伊川の河床変動解析の精度向上のために解析に用いる初期地形の観測精度向上の必要性と用いる河床変動モデルの課題を示した．

参考文献

1) 国土交通省中国地方整備局出雲河川事務所：河川維持管理計画，2012.
2) 福岡捷二：洪水流の水理と河道の設計法，森北出版，2005.
3) 上野鉄男，宇民正，木下良作，池内幸司，福田洲夫，池田鉄哉，常保雅博：斐伊川における洪水観測について(2)-洪水時の河床形状の変化特性-，京都大学防災研究所年報，第 39 号，B-2，pp527-541，1996.
4) 福岡捷二：河道設計のための基本は何かー水面形時系列観測値と洪水流－土砂流の解析を組み合わせた河道水理システムとその見える化，河川技術論文集，第17巻，pp83-88，2011.
5) 内田龍彦，福岡捷二：底面流速解法による連続する水没水制群を有する流れと河床変動の解析，土木学会論文集 B1，Vol.67，No.1，pp16-29，2011.
6) 水理公式集［平成 11 年度版］：土木学会水理委員会，丸善，1999.
7) 岡村誠司，岡部和憲，福岡捷二：洪水流の縦断水面形変化と準三次元流解析法を用いた石狩川河口部の洪水中の河床変動解析，河川技術論文集，第16巻，pp125-130，2010.
8) 船橋昇治，渡辺茂，福岡捷二：斐伊川河口部における水位上昇の原因とその発生メカニズムに関する考察，水工学論文集，第51巻，pp1003-1008，2007.
9) 内田龍彦，福岡捷二：浅水流の仮定を用いない水深積分モデルによる底面流速の解析法，水工学論文集，第 56 巻，I_1225-I_1230，2011.
10) Fukuoka, S. and Uchida, T. : Toward Integrated Multi-Scale Simulations Of Flow And Sediment Transport In Rivers, Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B1 (Hydraulic Engineering), Vol. 69, No. 4, II_1-II_10, 2013.

(2013. 4. 4 受付)