

洪水流による河口砂州と河川構造物周辺河床の変動に関する研究

Study on the bed variations around river mouth sandbars and river structures due to flood flows

土木工学専攻 25号 立山 政樹

Masaki TATEYAMA

1. 序論

阿賀野川河口部では、平均粒径0.5mmの砂で構成される河口砂州が両岸より大きく発達しており、河口を一部閉塞している。平水時の河口砂州は、河道内への波浪の進入を防ぐことで水面の静穏を保ち、塩水遡上を抑制する。一方、洪水時には河口砂州が洪水流下を妨げ、河道内水位を塞き上げる。更に河口砂州は洪水時に周辺河床の大幅な変動を引き起こしつつ、自身も洪水流によって変化するため、それに応じて河口砂州による塞き上げ量も時間的に変化する。洪水水位ピークと河口砂州による塞き上げのピークが近い時間帯に発生すると堤防からの越流や漏水、パイピング等の水害リスクが高まり危険であることから、洪水時における河口砂州崩壊の変化過程を明らかにすることが求められている。また、9.0kmから22.0km区間では連続した湾曲部外岸の局所洗掘対策としてベーン工や水没水制工等の河川構造物が設置されている。しかし、洪水中それぞれの構造物が洪水流や河床変動に対し、果たす機能は明確でないため、これらのことを明らかにすることが求められている。本文では、観測データを用いて洪水時の河口砂州変化についての検討を行う。次に、一般底面流速解析法を用いた解析の結果より、河口砂州崩壊と周辺河床の変化について検討する。

2. 阿賀野川平成23年7月洪水の概要

図-1に対象河川とする阿賀野川の河口から22.0kmまでの平面図を示す。0.0km付近で両岸から河口砂州が発達している様子が分かる。9.0kmより上流の河道線形は3度大きく湾曲しており、外岸側の局所洗掘対策工として10km付近にはベーン工、15km付近には水没水制工が設置されている。図-2には、横越水位流量観測所(13.6km)地点と新潟西港(日本海)で観測された水位ハイドログラフを示す。対象洪水が三山のピークを持った継続時間の長い洪水であったことが分かる。本研究ではこれらのピークを発生時間順に“Peak1”, “Peak2”, “Peak3”と定義する。また、横越観測所における観測ピーク流量は約11,000m³/sに達し、計画高水流量13,100m³/sに匹敵する観測史上最大規模の出水であった。

3. 洪水観測データ等による河口砂州変化の推定方法

(1) 阿賀野川における洪水観測体制

水面形の時間変化データには、全ての洪水現象が積分された形で含まれていることから、阿賀野川河口部では、洪水時の河口砂州による水位塞き上げと河口砂州崩壊挙

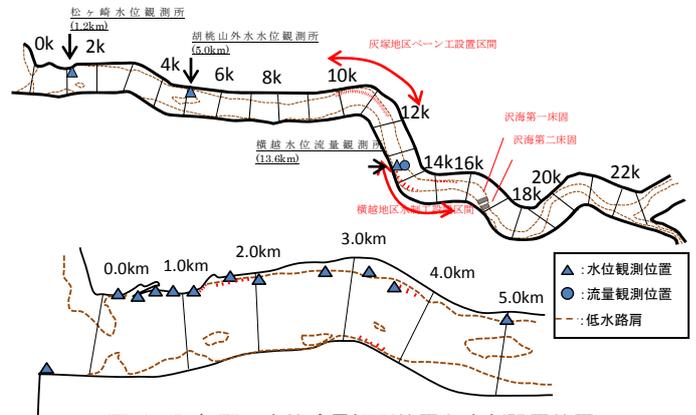


図-1 阿賀野川水位流量観測位置と水制設置位置

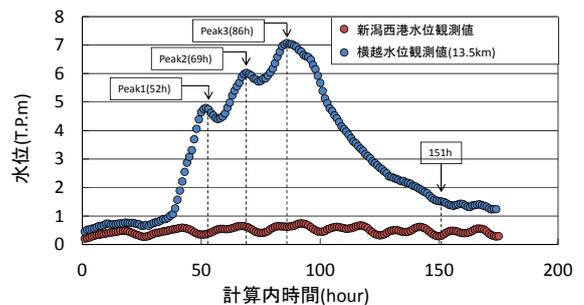


図-2 平成23年7月洪水観測水位ハイドログラフ

動を把握するため、図-1に示すように時空間的に密な水位観測体制が整備され、平成23年7月洪水時の水面形の時間変化データを取得することが出来た。また、阿賀野川では多数の河川監視用定点カメラ(以下、CCTVカメラ)によって河川の様子を監視している。この内0.8km右岸堤防上(図-4)に設置されたCCTVカメラによって図-3に示すような洪水時の右岸河口砂州写真が断続的に得られた。

(2) 洪水観測データ等を用いた洪水時河口砂州形状変化の検討方法

CCTVカメラ画像より水没していない右岸河口砂州先端の位置を調べ、洪水時における右岸河口砂州幅の検討を行う。検討方法について図-3に示す洪水時撮影画像を例に説明する。まず、新潟空港進入灯と左岸先端の間を距離aとし、左岸先端と右岸河口砂州先端の間を距離bとする。次に図-4に示す平面図上でCCTVカメラ位置と空港進入灯先端を結んだ直線の延長線と左岸の交点と左岸先端の間を距離Lとする。これはCCTVカメラ画像(図-3)上の距離aに対応するものである。CCTVカメラ画像のひずみを見無視し、 $a:b=L:x$ の関係からxを求め、xの先端とカメラ位置を結び、河口砂州幅算定位置と交わ

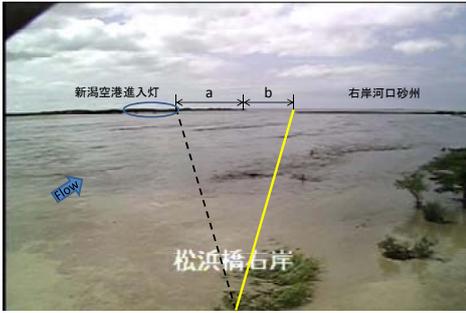


図-3 0.8kmCCTV カメラ画像



図-4 河口砂州拡幅量の算定方法



写真-1 洪水直後航空写真

る位置を写真撮影時の河口砂州先端とする。そして、洪水前の河口砂州先端から写真撮影時の砂州先端までの後退距離を本研究では拡幅量と定義し、河口砂州の形状変化を追う。

4. 一般底面流速解析法と河床変動解析法の概要

(1) 一般底面流速解析法

一般底面流速解析法¹⁾は、平面二次元解析の枠組みの中で鉛直方向流速と非静水圧成分の鉛直分布を解かず、流れの三次元性を考慮し、底面流速を求めることが出来る特徴を持つ。本解析法では、河床面より僅かに δz_b だけ上の面を底面 z_b とし、この面での底面流速 u_b を解くことを考えている。ここで $\delta z_b/h \ll 1$ である。底面流速は、水平方向の渦度の定義式を底面 z_b から水面 z_s までの水深 h で積分した式(1)より評価する。

$$u_{bi} = u_{si} - \varepsilon_{ij3} \Omega_j h - \left(\frac{\partial W h}{\partial x_i} - w_s \frac{\partial z_s}{\partial x_i} + w_b \frac{\partial z_b}{\partial x_i} \right) \quad (1)$$

ここに $i, j=1,2(x, y$ 方向), u_{si} :水表面流速, ε_{ij3} :エディトンのイプシロン, Ω_j :水深平均水平方向渦度, W :水深平均鉛直方向流速である。水面、底面の鉛直方向流速 w_s, w_b は、それぞれ水面と底面での運動学的境界条件より求めることが出来る。底面流速を式(1)から求めるため、流速鉛直分布式(2)を用い、水深積分連続式、水深積分運動方程式、水深積分渦度方程式、水表面流速方程式、水深積分鉛直方向流速の時間変化ポアソン方程式、水深積分鉛直方向運動方程式が解かれる。水平方向の流速鉛直分布は、三次式を仮定し、境界条件与えることで式(2)のように表すことができる。

$$u_i' = u_i - U_i = \Delta u_i (1 - 12\eta^2 + 12\eta^3) + \delta u_i (3\eta^2 - 4\eta^3) \quad (2)$$

ここに、 U_i :水深平均流速, $\Delta u_i = u_{si} - U_i$, $\delta u_i = u_{si} - u_{bi}$, $\eta = (z_s - z)/h$, u_s, u_b :それぞれ水面、底面での流速である。詳細は文献¹⁾を参考されたい。

(2) 河床変動解析法

河口砂州崩壊解析に用いてきた従来の平面二次元解析法では、砂州近傍の流れの三次元性を考慮することが出来ず、底面流速を正しく評価することが出来ない。このため、流砂量の計算精度が低くなることから、河床洗掘と河岸浸食を分けた計算が行われてきた。しかし、河口部の河床材料はほぼ一様で小さいことから、河岸と河床は連続的に接続し川底を成していると思わせるため、こ

れを一体的に解くことが理想的であると考え。そのため本研究では、河岸は河床と連続する緩やかな斜面とみなして、一般底面流速解析法より流れの三次元性と底面での非静水圧分布を考慮した河岸と河床での底面流速を評価する。そして河床縦横断勾配を考慮した福岡・山坂の式(3),(4)より斜面上の掃流力を計算する。

$$\tau_*' = \sqrt{\tau_{*x}'^2 + \tau_{*y}'^2} \quad (3)$$

$$\tau_{*x}' = \tau_{*x} - \frac{\tau_{*c0}}{\mu_s} \frac{\partial z_b}{\partial x}, \quad \tau_{*y}' = \tau_{*y} - \frac{\tau_{*c0}}{\mu_s} \frac{\partial z_b}{\partial x} \quad (4)$$

ここで τ_*' :斜面上の無次元掃流力, τ_{*x}', τ_{*y}' :それぞれ x, y 方向の斜面上無次元掃流力, τ_{*x}, τ_{*y} :それぞれ x, y 方向の平坦河床の無次元掃流力, τ_{*c0} :平坦河床の無次元掃流力, μ_s :静止摩擦係数である。計算された斜面上の無次元掃流力を芦田・道上式に代入することで河床・河岸の掃流砂量を求め、合わせて浮遊砂を考慮し、流砂の連続式より河床高を計算する。浮遊砂濃度の計算には、水深積分した平面二次元移流拡散方程式、鉛直濃度分布式には Lane-Kalinske の式、浮上量には板倉・岸の式、沈降速度式には Rubey の式をそれぞれ適用した。

(3) 解析条件の設定

解析の境界条件は、図-2に示す横越と新潟西港における観測水位ハイドログラフをそれぞれ13.6kmと日本海-3.0km地点に与えている。図-5には河口部の解析メッシュを示す。河口砂州周辺の解析メッシュサイズは、流線の曲がり起因する流れの三次元性を考慮するため、縦横方向に5mとしており、それ以外の場所では10mから20mとしている。図-6には、定期横断測量線と洪水前観測河床高コンター図を示している。河口砂州上を越流する流れは河口砂州及び周辺河床の変化に大きく影響することから、精度の高い初期地形を設定する必要がある。このため、初期の河口砂州周辺地形(図-10(a))を設定する際には、200m毎の定期測量横断図を用いた上、洪水前観測河床高コンター図を正確に再現することに努めた。また、初期右岸河口砂州形状の設定には、図-7に示す洪水時空撮写真より水際線位置(図内黒破線)を判読し、その水際線の標高を写真撮影と同時刻の0.4km観測水位から推定することで得られる等高線を用いている。初期左岸河口砂州形状も同様にして設定を行うが、左岸側では

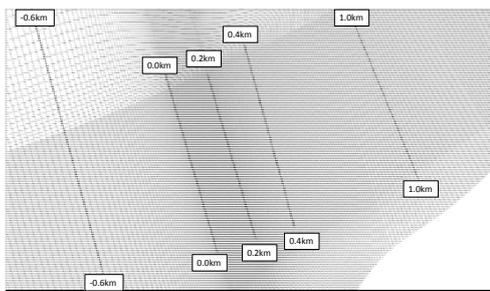


図-5 河口砂州周辺の解析メッシュ形状

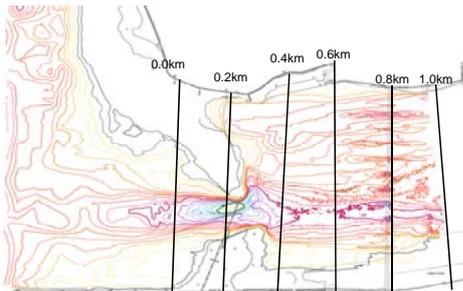


図-6 洪水前観測河床高カウンター図

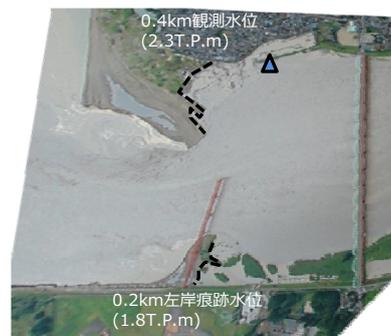


図-7 ラジコンヘリコプターを用いた洪水時空撮写真

左岸痕跡水位を参考に標高の推定を行っている。

5. 洪水流による河口砂州及び周辺河床の時間的变化

(1) 洪水観測データ等による河口砂州形状変化の推定

図-8には、3章で示した手法より得られた河口砂州拡幅量の時間変化と0.4km観測水位ハイドログラフとの関係を示す。この手法により求めた洪水後の右岸河口砂州拡幅量は写真-1に示す洪水直後航空写真から読み取れるものよりやや小さく見積もられている。これはa, bを決定する際に遠近補正を行わなかったことが原因として考えられるがその差はあまり大きくないと判断される。この検討より洪水時の右岸河口砂州はPeak2の後からPeak3の後にかけて急激に拡幅が進行し、減水期後半の拡幅量がそれほど大きくない河口砂州挙動が明らかとなった。また、右岸河口砂州は洪水ピーク直後に少なくとも140mから最大175mまで拡幅されていることがわかった。左岸砂州を確認できる写真は洪水中に撮影されていないが、洪水前後の航空写真より100m程度の拡幅を確認した。

(2) 一般底面流速解析法による河口砂州及び周辺河床の時間変化解析

図-9には、3つのピーク時の解析と観測水面形及び痕跡水位の比較を示す。解析水位は、河口砂州近傍で逆勾配となる観測水位と痕跡水位を概ね再現している。図-10には、洪水流河床変動解析結果と洪水後観測結果より得られた河床高カウンター図及び底面と水表面流速ベクトルを示す。図-11には、0.2kmと0.25km横断面の河床変動解析結果と解析水面形及び洪水後観測結果を示す。ここで示す洪水後観測結果は、洪水終了5か月後に行われた測量成果であるため、海からの漂砂や波浪等の影響を受け、河口形状が洪水直後から大きく変化していると考えられることから、参考値として議論されるべきものである。0.2km断面において、Peak1からPeak2の間では、河口砂州の拡幅は小さい。一方、Peak2からPeak3の間に河口砂州は比較的大きく拡幅している。これは、0.25km断面の解析結果を見ると、Peak2付近で河口砂州上を越流する流れが生じ、河口砂州前面部が流失することが分かる。そのためPeak2以降、0.2km河口砂州上を越流する流れが生じ、Peak3までに拡幅されたと考えられ、写真から見た河口砂州挙動と一致する結果が得られた。また、左岸河口砂州の拡幅は十分でないように見える。こ

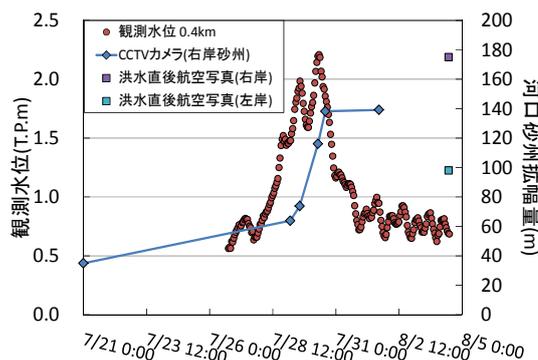


図-8 河口砂州拡幅量と観測水位の時間変化の関係

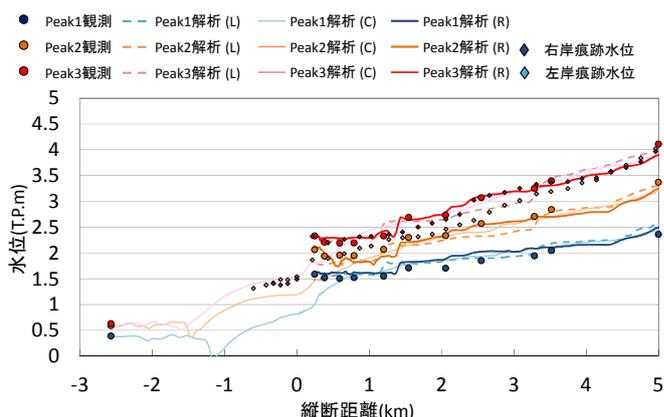


図-9 解析・観測水面形と洪水痕跡水位の比較

れは、解析では左岸砂州先端の海側が剥離域となるため土砂堆積が生じる上、河口砂州が大きく拡幅した右岸砂州上の越流する流れは、Peak3時に越流水深2m、底面流速2~3m/s程度であるのに対し、左岸砂州上では越流水深1m、底面流速が1m前後であるため、左岸砂州の拡幅が生じなかった。このことから、様々なデータを用い設定した初期河床の精度が依然不十分であることや左岸側の水面形の時間変化をうまく再現できていないことが考えられる。そのため、河口砂州近傍両岸での水位観測と洪水前の河口砂州形状をよく把握する必要があると言える。Peak3時に底面と水表面流速が全く別の向きを持つ三次元性の強い流れ場となる河口砂州周辺では、右岸河口砂州を回り込む洗掘や河道中央の洗掘、河口砂州上流の河道中央における堆積、河口砂州下流側での海へ向かって広がる堆積を概ね捉えられている。また、洪水流により、海へと流出した土砂は、0.4kmから海の範囲

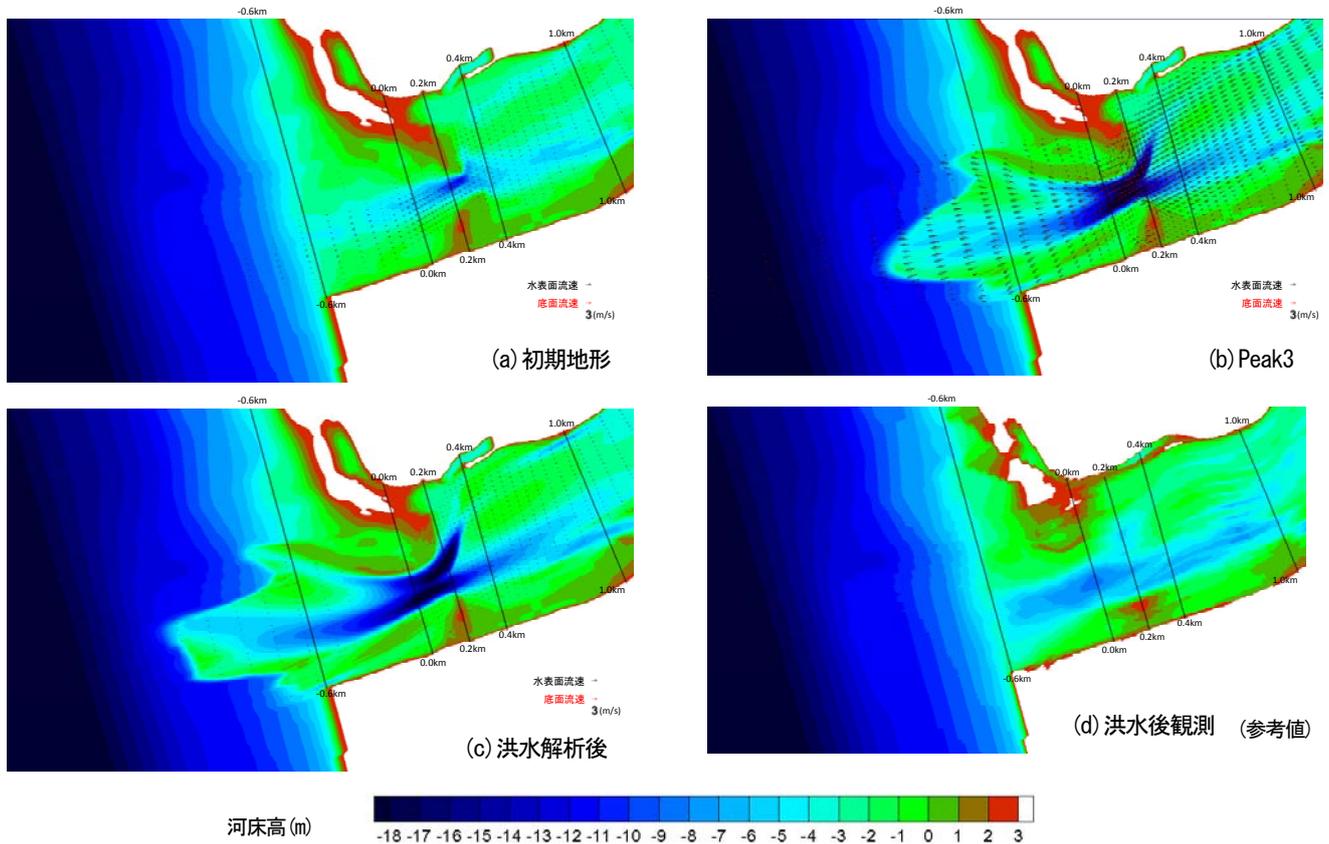


図-10 洪水前、洪水解析後、洪水後観測の河床高コンターの比較

を積分すると 38 万 m^3 に及び、舌状に突出した形で堆積し、河口テラスを形成している。この変化により、T.P.-4mの河床等高線が沖向きに650m突出した。また、昭和62年6月阿賀野川洪水では、T.P.-18mと非常に深い場所まで洪水による堆積が確認されたのに対し、本解析の堆積は、T.P.-12mまでにとどまっている。これは河床材料に河口部の粒径としては比較的大きい0.5mmを用いているためと考えられ、小さな粒径を考慮すればさらに深部への堆積が生じると考えられる。これらのことから、一般BVC法は河口砂州周辺の三次元性の強い流れ場と河口砂州を含む河床の変動をよく表すことが出来ることが示された。

6. 結論

本研究では、平成23年7月阿賀野川洪水時の河口砂州と周辺河床の変化を明らかにするため、洪水実測データの検討と一般底面流速解析法を用いた洪水流河床変動解析を行った。主な結論は以下のとおりである。

- (1)洪水時のCCTVカメラ写真と一般底面流速解析法を用いた河口砂州変動解析によって、河口砂州がPeak2からPeak3にかけて大きく拡幅され、減水期後半にはほとんど拡幅しないことが明らかとなった。これは、河口砂州上を越流する流れによって生じることを示した。河口狭窄部は、洪水ピーク頃から河口砂州上流に堆積した砂州によって埋め戻されることや河口砂州の海側に海に向かって広がる形の土砂堆積が生じ、舌状の河口テラスが形成されることを示した。

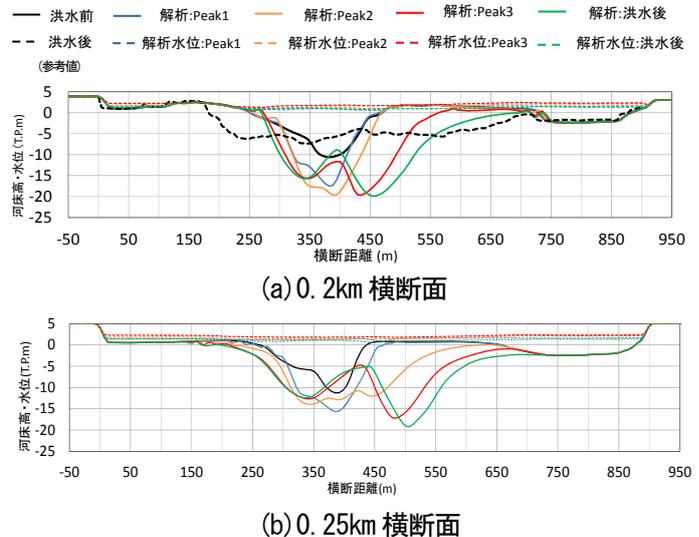


図-11 横断面の河床、水位解析の時間変化と洪水後観測河床の比較

- (2) 河口砂州と周辺河床の変動を解析する際には、水深スケール以下のメッシュサイズを用い、流れの三次元性を考慮することが重要であり、その高精度な解析を行うためには、河口砂州上を越流する流れが重要であるため、詳細な観測によって初期河口砂州形状及び周辺地形の把握と河口砂州近傍両岸での水位観測を行うことが不可欠であることが示された。

参考文献

- 1)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, 土木学会論文集B1(水工学), 第56巻, I_1225-I_1230, 2012.