

洪水による河口堆積土砂侵食過程の数値シミュレーション

Field application of a numerical model for river mouth topography change

桑原直樹*・田中 仁**・佐藤勝弘***・首藤伸夫****¹

By Naoki KUWAHARA, Hitoshi TANAKA, Katsuhiko SATO and Nobuo SHUTO

A two dimensional hydrodynamic and morphological model is applied to the Natori River mouth to predict sand spit flushing and resulting topography change during the floods in September 1982 and August 1989. Time-variation of water level in the mouth can be simulated quite well by means of the present model, in which sediment movement due to streamwise current as well as that induced by secondary current is considered.

key Words: river mouth, sediment movement, flood, sand spit flushing, secondary flow

1. はじめに

河口砂州は海の波や流れ，潮汐流，河川の流れ等の様々な外力によって短期的あるいは長期的な変化を示す．短期的変化の代表的なものとして，洪水時に河口堆積土砂がフラッシュされ，河口前面部にテラス地形と呼ばれる堆積地形が形成される現象が知られている．砂州フラッシュ現象の治水上の重要性は言を待たないが，近隣海浜への土砂供給の面からもこの現象に関する十分な理解が求められている．

そこで，現在までに著者らは越流を伴う河口砂州フラッシュ過程の数値計算手法に関する研究を行って来た（佐藤・首藤¹⁾，Tanaka et al.²⁾，桑原・田中³⁾，桑原・田中・佐藤・首藤⁴⁾）．特に，もっとも最近に提案された計算手法では，掃流砂，浮遊砂，さらに河口湾曲部における二次流による砂移動現象までも含まれており，一級河川・名取川を対象とした計算値と実測値との間に良好な一致が見られた．しかし，検証に用いられた現地資料は一洪水のみであり，他の洪水に対す

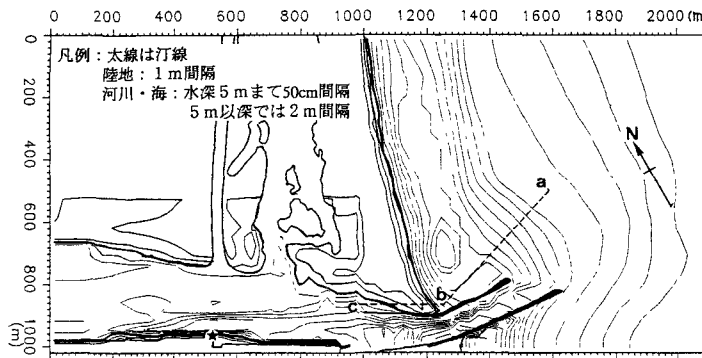
* 学生員	東北大学大学院 工学部土木工学科 (〒980-77 仙台市青葉区荒巻字青葉)
** 正会員 工博	東北大学助教授 工学部土木工学科 (〒980-77 仙台市青葉区荒巻字青葉)
*** 正会員 工修	株式会社テトラ 応用水理研究所 (〒300 土浦市東中貫町2-7)
**** 正会員 工博	東北大学教授 工学部災害制御研究センター(〒980-77 仙台市青葉区荒巻字青葉)

るモデルの妥当性は検討されていない。そこで、本研究では、すでに計算対象として選ばれた洪水と比べて最大流量が異なる他の二洪水を対象として数値計算を行い、著者らの計算手法の有効性について検討を行った。

2. 計算対象河口の概況

本研究の対象となる名取川は宮城県のはぼ中央部に位置し、水源を宮城・山形県境に発し、広瀬川等の中小河川と合流して、名取市閑上で太平洋上に注ぐ一級河川である。流域面積は938.9km²、幹線流路延長は55.0kmである。

名取川の河口砂州は比較的安定しており、フラッシュされにくいと考えられていたが、ここ数年の洪水時に砂州フラッシュが生じ、貴重な現地資料が蓄積されている。近年で砂州フラッシュが生じたのは、1982年9月、1986年8月、1989年8月、1993年8月、1994年9月、1995年9月の合計6回である。このうち、先の研究⁴⁾では2番目の洪水を対象として数値計算を行った。今回の検討では、これらのうちの1番目及び3番目の洪水を対象として数値計算を行った。1982年洪水の規模は、最大流量2187m³/s、閑上第二水位観測点（図－1中の★印）での最大水位2.41m、1989年洪水の規模は、最大流量2660m³/s、最大水位2.38mである。これに対して、先の検討⁴⁾で検証データとした1986年洪水では最大流量2356.2m³/s、最大水位2.40mであった。



図－1 計算領域

3. 河口地形変化の数値計算法

数値計算の手法は前報⁴⁾と全く同一である。まず、流れの基礎式は浅水流方程式であり以下のよう示される。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (3)$$

ここで、 x, y ：水平方向座標、 t ：時間、 D ：全水深、 η ：静水面からの距離、 M, N ： x, y 方向の流量フラックス、 n ：Manningの粗度係数である。流れの計算を行った後に流砂量を求め、その結果から次の砂の連続式を用いて地盤高の時間変化を求めた。

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) = 0 \quad (4)$$

ここで、 z :地盤高さ、 q_x, q_y : x 方向、 y 方向の流砂量である。以上4式をリープフロッグ差分法によって解いた。掃流砂量公式は、Einstein-Brownの式を用いたが、オリジナルな形では砂州フラッシュ直後の流砂量が大きくなりすぎた為ピーク水位以後の水位変動をうまく表現できなかった。そこで、掃流砂量式にはEinstein-Brownの式を0.8倍したものを、また浮遊砂量式はLanc and Kalinskeの式を用いた。

さて、図-1に示すように名取川河口の導流堤は北に向かって湾曲しており、導流堤内部の流れにはらせん流が発生する。このらせん流によって、底面付近の河床砂は外岸側から内岸側へと運ばれる。らせん流の大きさは主流に比べてそれほど大きくはないものの、河床の洗掘や堆積には大きな影響を及ぼすことがある。そこで、清水ら⁹⁾と同様にEngelund⁹⁾の手法を用いることでらせん流についての考慮も行った。

円柱座標系を設定し、流線方向に s 軸、これに直行する曲率半径正の向きに n 軸をとる。Engelundによれば、 s - n 座標系での断面平均流速ベクトル (u, v) が既知の時、河床近傍の流速 (u_b, v_b) は次式で与えられる。

$$u_b = \gamma u, \quad v_b = \gamma v \quad (5)$$

ここで、 $\gamma = 3(1-\beta)/(3-\beta)$, $\beta = 3/(\phi_0 \kappa + 1)$, ϕ_0 :流速係数 $(=(u^2 + v^2)^{1/2}/u^*)$, u^* :摩擦速度, κ :カルマン定数 $(=0.4)$ である。さらに流路の曲率を考慮し、らせん流による横断方向の底面流速 v'_b を求める。

$$v'_b = -N_* \frac{D}{r} u_b \quad (6)$$

ただし、 $N_* = 11.5$ (Rozovskii⁷⁾) , r :曲率半径である。式(6)を用いて、 n 軸方向の流砂量 q_{bn} は次式で求められる。

$$q_{bn} = q_{bs} \frac{v_b + v'_b}{u_b} \quad (7)$$

ただし、 q_{bs} : s 軸方向の流砂量である。

なお、清水ら⁹⁾は、式(7)に底面勾配を効果を加えた長谷川⁸⁾の式を用いているが、今回の計算では渡辺ら⁹⁾の手法を用いて地形勾配が砂移動に与える効果を考慮した。これにより、河口前面テラスの縁部での堆積形状を安定に計算することが出来た。ただし、フラッシュにより砂州上に生じた水路の側岸侵食についてはこの方法では考慮できない。これは、砂の移動方向と地形の傾斜角が直交することによる。そこで、ここでは砂面の傾斜が砂の水中安息角を越えないという条件を加えることにより側岸侵食を考慮した。また、波の影響は本計算中に考慮していない。

計算では、後述の図-2及び図-5に示す流量波形及び潮位を上流端及び下流端での境界条件として与えた。本計算で用いた格子サイズは $\Delta x = \Delta y = 15\text{m}$, $\Delta t = 0.9\text{sec}$ である。なお、洪水時の計算に先立ち、初期流量のもとで定常計算を行った後に洪水波形を入力した。

4. 計算結果

4. 1 1982年9月洪水の計算結果

図-2は、図-1中の関上第二水位観測点(★印)における実測水位と計算水位を比較したものである。これを見ると、洪水初期の水位変動には実測値と計算値の間に若干の差異が見られるものの、それ以外では良好な一致を示している。特に、ピーク水位及びその発生時刻についてきわめて良い一致が見られる。洪水ピーク前に計算値にはもう一つの小さな山が見られる。これは、

砂州越流開始直後にフラッシュが急激に進行するために生じるものである。ただし、実測データは時間間隔が1時間毎であり、このような現象が実際にあるかは確認できない。

次に、図-3は計算終了時の河口部の地盤高さのコンターである。実線は初期地形であり、破線は計算値である。これを見ると左岸の砂州がフラッシュされ、左岸砂州の前面に河口テラス地形が形成されていることがわかる。砂州フラッシュの幅は約50m程度であり、洪水中に撮影された航空写真(写真-1)と比較すると、計算による砂州フラッシュの幅は実際のものとほぼ同程度である。

さて、河口砂州がフラッシュされると、河口前面に河口テラス地形と呼ばれる舌状の堆積地形が現れることが知られている。そこで計算によって得られたテラス地形の形成過程を示す。河口砂州の消失とテラス地形の形成を一次元的に示すために、図-1上の点a～点b～点cからなる線を設定する。図-4は、この線上の縦断面図の経時変化を示したものである。図中において太線は地盤形状、細線は水面形状を示している。これを見ると、河川流が河口砂州を越流することで砂州がフラッシュされ、それによって生じた漂砂が河口テラス地形を形成することがわかる。計算による河口テラスの上面は完全には平坦面ではなく、沖合いに向けて逆勾配になっている。これは、河口前面で河口ジェットの拡がりに伴い掃流力が低下することによる。

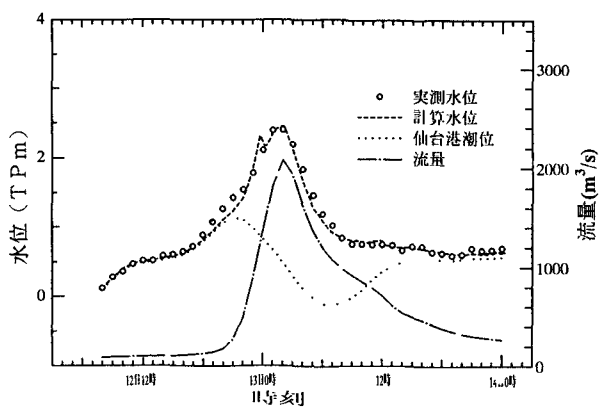


図-2 水位比較(1982年9月)

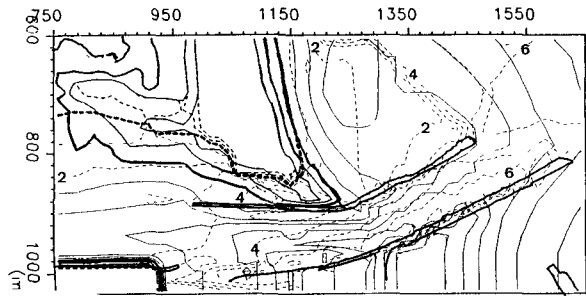


図-3 河口地形(1982年9月)

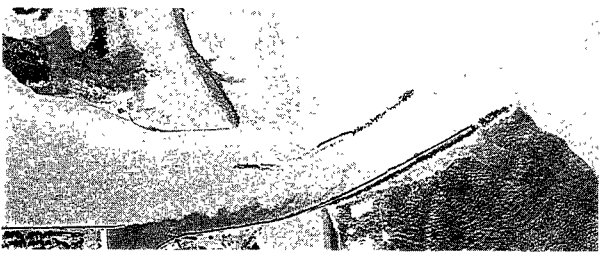


写真-1 (1982年9月12日撮影)

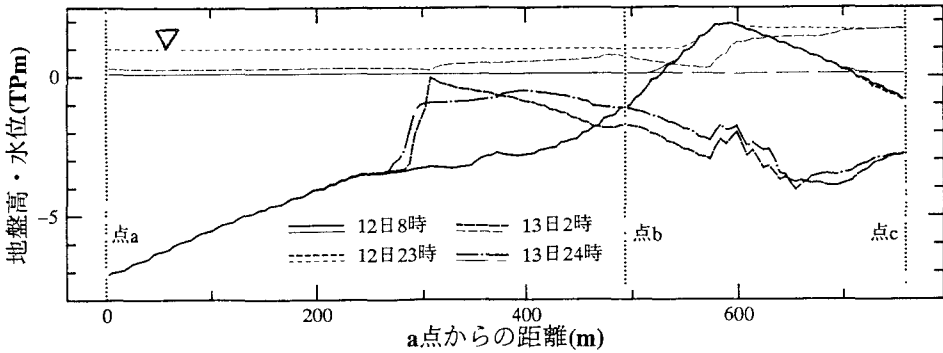


図-4 テラス地形(1982年9月)

4. 2 1989年8月洪水の計算結果

図-5は、4. 1と同様に図-1中の水位観測点における実測水位と計算水位を比較したものである。これを見ると、洪水初期とピーク流量以後の水位変動に実測値と計算値の間で若干の差異が見られるが、ピーク水位及びその発生時刻について非常に良い一致が見られる。全般的な波形の一致もほぼ良好である。洪水ピーク到達の直前にやはり先と同様な小さなピークが見られる。

次に、図-6は計算終了時の河口部地形のコンター図である。実線は初期地形であり、破線は計算値である。先の洪水と同様に導流堤まで伸びている左岸の砂州がフラッシュされて、左岸砂州の前面に河口テラス地形が形成されていることがわかる。計算によれば、砂州フラッシュの幅は約80m程度である。一方、洪水後に撮影された航空写真（写真-2）においてもほぼ同様なフラッシュ幅が観察されていることが確認できる。また、洪水後の汀線形状についても計算と航空写真とで似通ったものになっている。

なお、前節に示した1982年9月の洪水に対する計算結果と比較すると、それぞれのフラッシュ幅は洪水流量の多寡に対応したものになっていることが判る。

図-7は、図-1に示した点a～点b～点cを結ぶ線に沿った縦断地形及び水面形の経時変化を示したものである。河口テラスは、図-

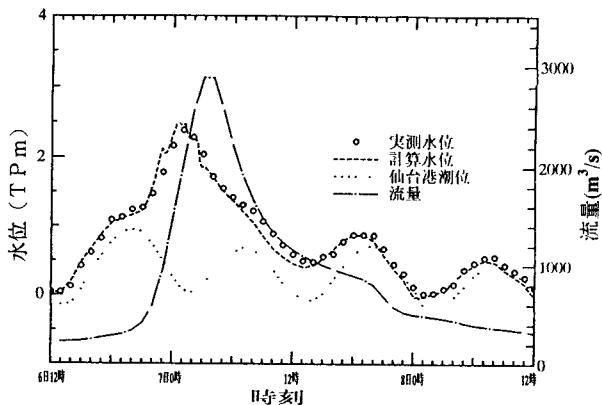


図-5 水位比較 (1989年8月)

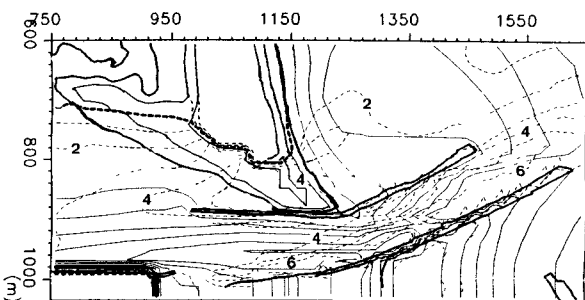


図-6 河口地形 (1989年8月)



写真-2 (1989年8月7日撮影)

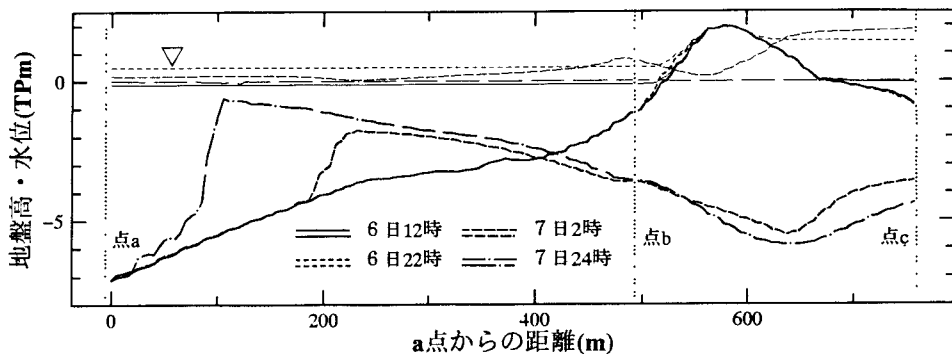


図-7 テラス地形 (1989年8月)

4に示した先のケースに比べて沖方向により長く成長している。また、砂州部での洗堀も本ケースにおいてより著しい。これらの結果もやはり洪水の最大流量の差を反映したものである。

5. まとめ

本研究では、すでに著者らにより提案されている河口地形変化の数値計算手法を用いて、宮城県・名取川で観測されたふたつの洪水による河口地形変化の再現計算を試みた。その結果、これらふたつの洪水に関して、河口内水位や河口地形変化について実測値にきわめて近い計算結果を得ることが出来、モデルの有効性が示された。また、洪水の規模により河口に現れる地形に差違が認められた。ただし、水位波形を詳細に見ると計算値と実測値に若干の差異が見られる。この原因としては、海洋からの入射波浪の効果、河口近くで合流する堀・小河川からの流入量の影響、河口近くの左右に存在するラグーン（井戸浦、広浦）での貯留効果などが考えられる。

謝辞

本研究を行うにあたり、建設省東北地方建設局仙台工事事務所から貴重な現地観測データを提供して頂いた。また、本研究に対して文部省科学研究費（総合研究(A)、代表：東北大学澤本正樹教授、試験研究(B)、代表：田中 仁）の補助を受けた。さらに、本論文の公表に対し小川基金の補助を得た。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 佐藤勝弘・首藤伸夫(1992)：洪水による砂州崩壊過程の数値計算,海岸工学論文集, 第39巻, pp.396-400.
- 2) Tanaka, H., Okabe, K. and Shuto, N.(1995): Numerical simulation of velocity field and sand movement at a river mouth during a flood, Proc. 2nd Int. Conf. Multiphase Flow, pp.P9-13-P9-20.
- 3) 桑原直樹・田中 仁(1994)：名取川河口地形変化の数値計算, 海岸工学論文集, 第41巻, pp.501-505.
- 4) 桑原直樹・田中 仁・佐藤勝弘・首藤伸夫(1995)：洪水時における河口地形変化の数値計算—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.
- 5) 清水康行・板倉忠興・山口 甲(1987): 2次元モデルを用いた河床形態変化のシミュレーション, 第31回水理講演会論文集, pp.689-694.
- 6) Englund, F. (1974): Flow and bed topography in channel bends, Jour. of Hydraulic Div., ASCE, Vol.100, No.HY.11, pp1631-1648.
- 7) Rozovskii, I.L.(1957) : Flow of water in bends of open channels, Academy of Science of the Ukrainian S.S.R., Israel Program for Scientific Translations, pp.1-131.
- 8) 長谷川和義(1983)：沖積蛇行の平面および河床形状と流れに関する水理学的研究, 北海道大学学位論文.
- 9) 渡辺 晃・丸山康樹・清水隆夫・榊山 勉(1984)：構造物設置に伴う三次元海浜変形の予測モデル, 海岸工学論文集, 第31巻, pp.406-410.