

牛島北側の塩釜周辺における流れと地形変化

Flow and Topography Change around Shiogama at the northern zone of Ushi Shima

伊福 誠¹・魚下一平²

Makoto IFUKU and Ippei UOSHITA

The numerical analysis by LES was carried out for the current and topography change around the Shiogama (namely the deepest region) near Ushi Shima. The flow accelerates and diverges radially during the eastward current and converges during the westward current near the top of slope around Shiogama. The anticlockwise vortex is formed at the eastern zone of Ushi shima and this accords with the measured results. As the result, the bottom is accreted at the eastward zone of Ushi Shima.

1. はじめに

備讃瀬戸航路のうち北航路と南北連絡航路の交差部に位置する通称「イノサキノツガイ地区」(図-1中の実線で囲んだ領域)では、起伏の大きい海底の地形変動(以下、サンドウェーブと記す)が顕著になったため、1981～1983年にかけて再び維持浚渫を実施した。維持浚渫終了後、約20年を経過した現在では、サンドウェーブの再生が顕著になり、北航路側では19mより浅い部分が生じている。さらに、南北連絡航路においては計画水深が13mであるにも関わらず12mより浅い場所も確認されている。

イノサキノツガイ地区では、これまでに様々な形で航路埋没の遅延化を行ってきた。2001年からは、確保すべき計画水深より浅くなった同海域の維持浚渫を5ヵ年計画で実施し、2003年には航路の埋没を軽減する目的でポケット浚渫が行われ2005年に完了した(国土交通省四国地方整備局, 2007)。

小笹(1975)は、北航路におけるサンドウェーブの形成過程や規模について詳細に検討している。しかしながら、南北連絡航路においては、三ツ子砂嘴と呼ばれる非常に浅い領域が隣接しており、この領域からの土砂移動によって航路埋没が生じているのではないかと推測されるものの、その実体解明のための検討はなされていないのが実情である。

伊福ら(2002)は、浚渫が完了した翌年、1985年から定期的実施されている深淺測量結果に基づいた詳細な解析を行い、イノサキノツガイ地区におけるサンドウェーブの形成および発達、漂砂の移動状況について明らか

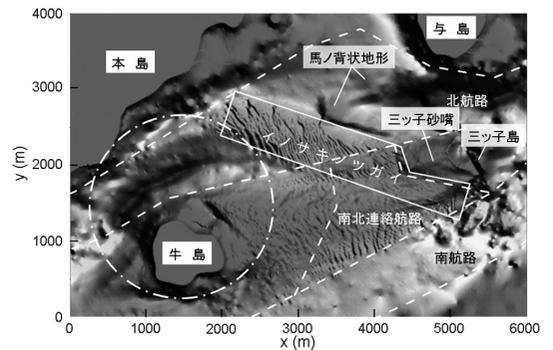


図-1 イノサキノツガイ周辺の海底地形と解析領域

にするとともに、イノサキノツガイおよびその周辺における流況と地形変化の時空間的変動を数値解析的に検討しているが、十分な精度で地形変化を再現できるまでには至っていない。

法勾配1/10を有する航路やポケット浚渫部さらにイノサキノツガイの東側に位置する塩釜の法肩付近に形成されている馬ノ背状地形の形成機構はある程度明らかにはなっているものの(伊福ら, 2009)、西側に位置する塩釜(図-1中の一点鎖線の白丸領域)周辺の流れもイノサキノツガイや牛島東側のサンドウェーブの形成に関与しているのではないかと考えから、さらに、サンドウェーブの形成が局所的な水深変化に伴う流れか塩釜や島の影響を受ける平面的な地形性流れのどちらに強く依存するかを調べるため、本研究では、塩釜の北側に位置する本島を除き周辺地形を単純化した海底地形モデル(以下、モデル1と記す)と深淺測量結果に基づく海底地形モデル(以下、モデル2と記す)に基づき、3次元LESを用いて塩釜周辺の流れや地形変化を数値解析的に調べ、航路の維持・管理に対する基礎的資料を得ようとしたものである。

1 正会員 工博 愛媛大学教授大学院理工学研究科 生産環境工学専攻
2 学生会員 愛媛大学大学院理工学研究科 生産環境工学専攻

2. 数値解析

(1) 基礎方程式

流れの計算に用いた基礎式や式に含まれるパラメータについては、伊福ら (2009) を参照されたい。

(2) 漂砂量

a) 掃流漂砂量

掃流砂量は Meyer-Peter・Müller の経験式 (1948) で算出する。

$$q_B^* = 8\tau_*^{3/2}(1 - \tau_{*c} / \tau_*)^{3/2} \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 q_B^* は無次元掃流漂砂量、 τ_* は無次元掃流力 ($\tau_* = V_*^2 / (\rho_s / \rho_f - 1)$)、 ρ_s : 砂の密度、 ρ_f : 流体の密度、 d : 底質の粒径)、 τ_{*c} は無次元限界掃流力である。なお、底質濃度および掃流層厚さを C および δ_b とすると、 x および y 方向の掃流漂砂量は、それぞれ以下のように表される。

$$q_{Bx} = \int_{z_b}^{z_b + \delta_b} Cu \, dz, \quad q_{By} = \int_{z_b}^{z_b + \delta_b} Cv \, dz \dots\dots\dots (2)$$

掃流層内では底質濃度は一定であり、流速成分 u および v は掃流層内の平均流速 u_m および v_m で代表させるものとする。掃流層内の底質濃度 C_b は、以下のように表すことができる。

$$C_b = q_B / \delta_b \cdot V_m \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 $q_B = q_B^* \cdot \sqrt{sgd^3} (s = \rho_s / \rho_f - 1)$ 、 V_m は合成流速 ($V_m = \sqrt{u_m^2 + v_m^2}$) である。

式 (3) で得られる底質濃度を底面における境界条件とし、乱流拡散方程式を用いて流体中の浮遊砂濃度を計算する。また、乱流拡散係数は次式で示す流速に依存するものを採用する (ifuku, 2003)。

$$\begin{aligned} K_x &= \gamma_x \left[a_T (v^2 + w^2) + a_L u^2 \right] / q \\ K_y &= \gamma_y \left[a_T (u^2 + w^2) + a_L v^2 \right] / q \\ K_z &= \gamma_z \left[a_T (u^2 + v^2) + a_L w^2 \right] / q \end{aligned} \dots\dots\dots (4)$$

ここに $\gamma_x, \gamma_y, \gamma_z$ は係数、 $q = (u^2 + v^2 + w^2)^{1/2}$ 、 a_T および a_L は特性長であり、次式で表される。

$$a_T = (l_x \cdot l_y \cdot l_z)^{1/3}, \quad a_L = c_1 a_T \dots\dots\dots (5)$$

ここに、 l_x, l_y および l_z は、それぞれ x, y および z 方向の代表長さ、 c_1 は係数である。

浮遊漂砂量は流速と浮遊砂濃度の積を掃流層外縁から自由水面まで積分して算出する。全漂砂量は掃流漂砂量と浮遊漂砂量の和とする。

c) 漂砂の連続式

漂砂の連続式は底勾配の影響を考慮した渡辺らの式 (1984) を援用する。

(3) 初期条件および境界条件

初期条件は静水状態とする。

入射境界、開境界、海底および自由水面においては、以下の境界条件を課す。

a) 入射境界

微小振幅波理論による水面変動量と流速 u, v を与える。なお、鉛直方向流速は 0 とする。

b) 開境界

物理量 F (水面変動量、流速) には Sommerfeld の放射条件を課す。

$$\partial F / \partial t + c_x (\partial F / \partial x) + c_y (\partial F / \partial y) = 0 \dots\dots\dots (6)$$

ここに、 c_x および c_y は、それぞれ x および y 方向の波速である。なお、海底面の変動には以下の条件を課す。

$$\partial^2 z_b / \partial x^2 = 0, \quad \partial^2 z_b / \partial y^2 = 0 \dots\dots\dots (7)$$

c) 海底

海底においては以下の条件を課す。

$$u = v = w = 0, \quad C = C_b \dots\dots\dots (8)$$

d) 海面

自由水面においては以下の条件を課す。

$$\left. \begin{aligned} p &= 0 \\ w_\xi &= \frac{\partial \xi}{\partial t} + u_\xi \frac{\partial \xi}{\partial x} + v_\xi \frac{\partial \xi}{\partial y} \\ \frac{\partial u}{\partial z} &= 0, \quad \frac{\partial v}{\partial z} = 0 \\ w_0 C + K_z \frac{\partial C}{\partial z} &= 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (9)$$

ここに、 u_ξ, v_ξ および w_ξ は、水面における x, y および z 方向の流速成分、 w_0 は沈降速度である。

(4) パラメータの設定

解析には σ 座標を用いる。半日周潮を対象とし潮位差は 2m、流れの最強時の前後 1 時間の 2 時間分を計算した。また、底質の粒径は 0.5mm (小笹, 1975)、空隙率は 0.4 とし、式 (1) の掃流力の評価には海底上 1m の高さの流速を用いた。なお、沈降速度は Rubey の式 (1933) で算出した。さらに、渡辺らの式に含まれる定数は 1 とした。

式 (3) の掃流層内の底質濃度を決定する際に重要となるのが掃流層の厚さの評価である。Einstein (1950) は、掃流砂濃度と浮遊砂濃度が連続するとの考えから、掃流層厚さを粒径の 2 倍としている。一方、矢野ら (1969) は、掃流砂礫の saltation に関する実験から、同一粒径の砂礫の場合、saltation 高さは粒径の 2~3 倍、比較的粒径が小さい砂礫では、流速の増大に伴って saltation 高さは粒径の 7 倍程度に達することを得ている。さらに、椿ら (1971) は、基準点の高さおよび濃度について検討して

いるが、統一的に説明するまでには至っていない。このように、掃流層の厚さや掃流層内の濃度については、いまだに確立されたものがないのが実情である。本研究では掃流層の厚さは粒径の10倍と仮定する。

式(4)中の γ_x 、 γ_y および γ_z は、それぞれ 10^{-1} 、 10^{-3} および 10^{-3} 、式(5)中の c_1 は50とした(Ifuku, 2003)。

(5) 解析領域

モデル1およびモデル2の解析領域は、それぞれ x 方向2,500m、 y 方向1,800m(図-2(a))および x 方向2,900m、 y 方向2,650m(図-2(b))とした。モデル1の最深部は90m、解析領域の最浅部は20m、モデル2の最深部は90m、解析領域の最浅部は5mである。 x および y 方向の格子間隔は10mであり、水深方向は20等分した。なお、時間間隔は0.5sとした。

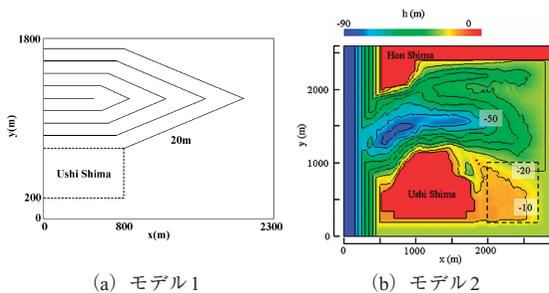


図-2 解析に用いた海底地形

3. 解析結果

地形変化量が大きいのは潮流が東向きの場合であり、最大堆積量および最大侵食量は、それぞれ西向きのその約1.8倍および2倍であったことから、以下、東向きの場合についてのみ考察する。

(1) 流れ

図-3は地形モデル1で潮流が東向きの場合、水面下1mにおける流速ベクトルである。牛島を南から迂回する強い流れがみられる。牛島の影響を受け $y=700\sim 900$ mの範囲では流れは極めて速いが、その範囲を除く塩釜内では北側より南側の方が流れは速い。一方、法肩付近の流れは南側より北側が速く、放射状の拡がりも顕著である。また、牛島背後の流れは極めて遅くなっているがその東側では北側からと南側からの島を抱き込むような流れが重合しており、徐々に南側からの迂回する流れが顕著になっている。

図-4はモデル2で潮流が東向きの場合、水面下1mにおける流速ベクトルである。牛島南側から迂回する流れは図-3ほど大きくないものの、牛島背後での流れは極めて遅く、その東側では北側からと南側からの島を抱き込むような流れが重合している。さらに、法肩付近では放射

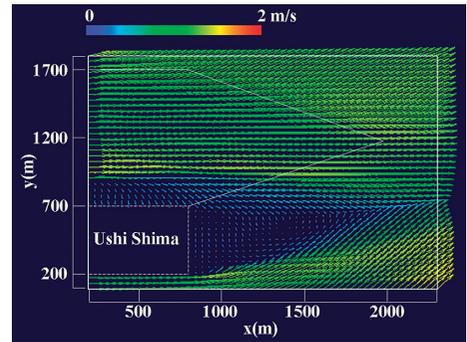


図-3 モデル1による流速ベクトル(水面下1m)

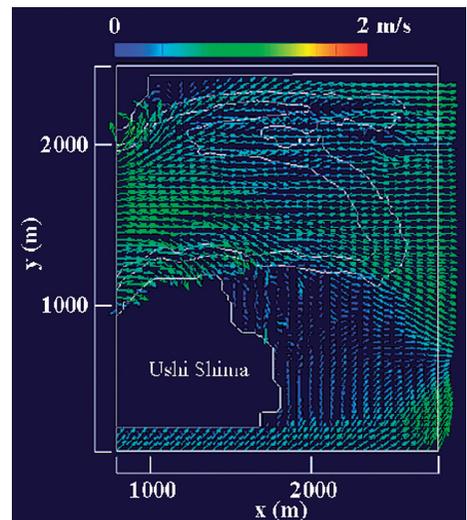


図-4 モデル2による流速ベクトル(水面下1m)

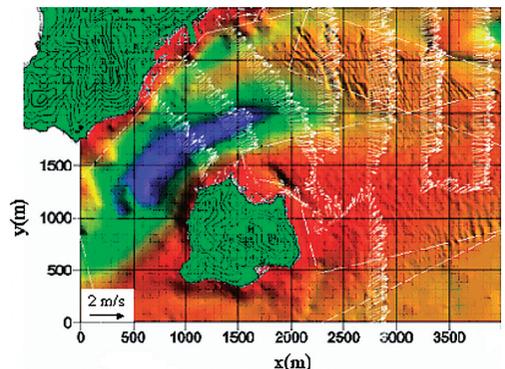


図-5 東流時の観測結果(国土交通省, 2007)

状に拡がる流れも生じている。モデル1およびモデル2による結果ともよく似ており、計算結果の最大流れは約1.1m/sであり観測結果のそれ(約1.2m/s)より流れが僅かに遅いものの、図-5に示す観測で得たモデル2による結果ともよく似ており、解析結果は観測結果とある程度再現できているのではないかと考える。

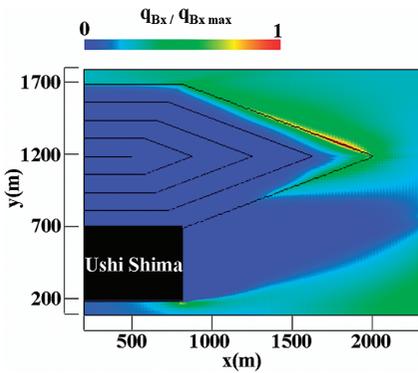
(2) 漂砂量

図-6の (a) および (b) は、それぞれ潮流が東向きの場合のxおよびy軸方向の掃流漂砂量の分布である。xおよびy方向の掃流漂砂量は最大値で正規化している。また、図中の黒実線は初期状態の等深線である。

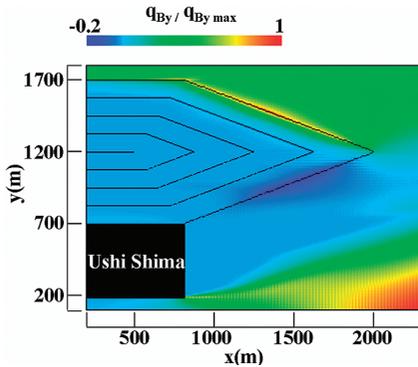
(a) をみると、東向き最大の漂砂量はx=1,850m, y=1,280mにおいて生じ、塩釜の中央であるy=1,200mより北側の法肩における漂砂量が多いことがわかる。南側では図-3にみられるように牛島背後で流れが極めて遅いことから掃流漂砂量はほとんどないが、その南側および牛島の東側x=1,500~2,300mの範囲で最大値の0.3~0.5倍程度の掃流漂砂量 (3.2~5.4m³/m) が確認される。

(b) をみると、最大漂砂量はx=2,300m, y=120mの位置で生じている。法肩の掃流漂砂量をみると、塩釜中央より南側における掃流漂砂量は3.2m³/m程度で北側の約2倍程度である。これは図-3でみられるように法肩付近で放射状に広がる流れのy方向成分の大きさに起因するものである。なお、図-3でみられるようにx=2,000mより東側のy=100~400mにかけての範囲でも流れが速いことから掃流漂砂量も多い。

図-7はモデル2を用いた東流時の牛島東側における



(a) 東流時におけるx軸方向の掃流漂砂量



(b) 東流時におけるy軸方向の掃流漂砂量

図-6 東流時における掃流漂砂量分布 (モデル1)

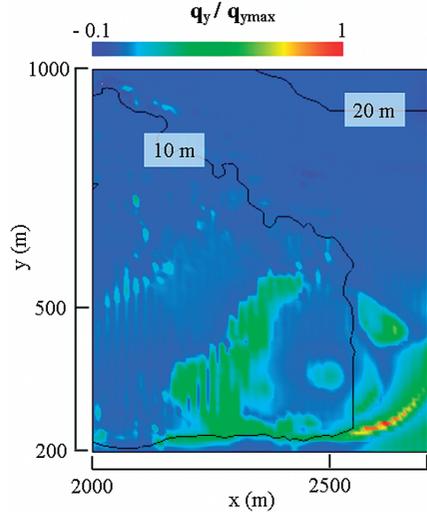


図-7 東流時におけるy軸方向の全漂砂量分布 (モデル2)

(図-2 (b) 中、破線で囲んだ領域) y軸方向の全漂砂量の分布である。全漂砂量は最大値で正規化している。なお、図中の黒実線は初期状態の水深である。

図-4中y=600~1,000mの範囲では、牛島の東側で流れが極めて遅くなっていることから全漂砂量は少ない。また、牛島背後で流れが速くなる領域において全漂砂量が多くなっている。なお、現地においては、牛島の東端から約750m付近 (図中のx=2,500m付近) から東側の領域では比較的規模の大きいサンドウェーブが形成されている。全漂砂量の分布は、そうしたサンドウェーブの形成を推測させるものではないかと考える。

(3) 地形変化

図-8はモデル1による結果であり、初期地形からの洗掘・堆積量を示している。牛島北東端の塩釜法肩付近の地形変化である。最大洗掘量および最大堆積量は、それぞれ0.43mおよび0.16mであり、いずれも牛島北東端の法肩近傍で生じている。詳細にみると、法肩付近の地形

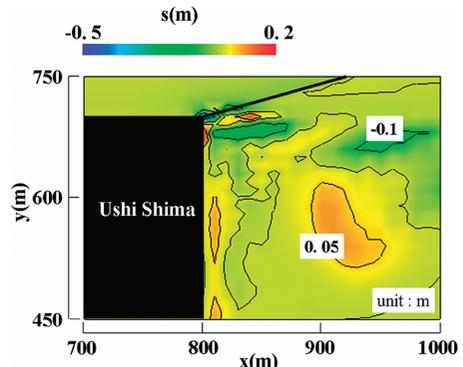


図-8 牛島北東端近傍の地形変化 (モデル1)

変化は法面側が洗掘されており、一様水深側では堆積傾向にある。また、牛島東側の領域では流れが遅く、循環流が形成されていることから堆積傾向にある。

図-9はモデル2による結果であり、初期地形からの洗掘・堆積量を最大洗掘量で正規化している。2節で記述したが、現地においては、牛島の東端から約750m付近(図中の $x \approx 2,500\text{m}$ 付近)から東側の領域では比較的規模の大きいサンドウェーブが形成されている。地形変化をみると、北西から南東にかけて細長い堆積量域が確認される。初期状態の凹凸のある付近に輸送されてきた砂が堆積したものではないかと考える。定量的な評価にまでは至らないが、定性的には牛島東側のサンドウェーブの形成機構が明らかになったのではないかと考える。

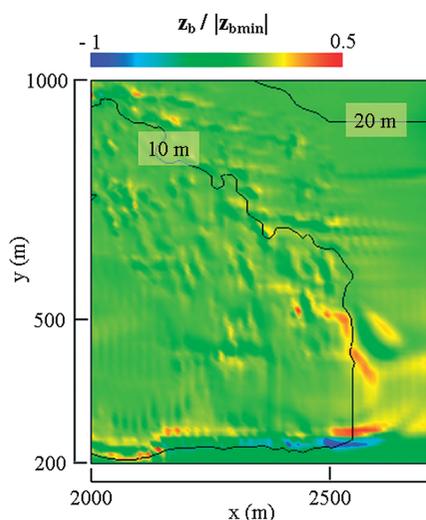


図-9 牛島東側の地形変化 (モデル2)

4. おわりに

イノサキノツガイ西側および牛島東側のサンドウェーブの形成・消滅の外力となる流れには、イノサキノツガイ西側に位置する塩釜の影響が大きいのではないかと考え、モデル1およびモデル2を用いて、LESを使って流れや地形変化について検討した。得られた結果は以下の通りである。

1) モデル1およびモデル2による結果は、塩釜の法肩周辺において流れは放射状に拡がること、牛島東側の領域では反時計回りの渦が形成されること、さらに、西流時には牛島の北側において反時計回りの渦が形成さ

れ、観測結果を再現し得た。

2) モデル1およびモデル2による地形変化の結果は、東流時の地形変化が西流時より大きく、牛島の南側から回り込む流れによって砂の移動量が多くなることから、この流れが牛島東側のサンドウェーブを形成する要因ではないかということが明らかになった。

塩釜北側の水深30mに存在するサンドウェーブ形成機構を明らかにするまでには至らなかった。これがモデル2の作成に起因するものなのか否か現時点では不明である。なお、サンドウェーブの波長は短いものが約40mであることから、現地に形成されているサンドウェーブを精度良く再現するには本研究で用いた格子間隔より短い間隔で解析する必要がある。

謝辞：本研究は日本学術振興会科学研究費（基盤研究(B), No.21360230)の補助を受けて行われた。ここに記して、深甚なる謝意を表す。

参考文献

- 伊福 誠・小林泰之・坂田健治・西本光宏・中田正人 (2002)：浅深測量結果に基づく備讃瀬戸航路の地形変化，海岸工学論文集，第49巻(1)，pp. 556-560.
- 伊福 誠・中田正人・白神秀晃・樋口貴生 (2009)：備讃瀬戸の航路・ポケット浚渫部および塩釜における流れと地形変化，海洋開発論文集，第34巻，pp. 1233-1238.
- 小笹博昭 (1975)：備讃瀬戸における海底砂，サンドウェーブの調査，港湾技術研究所報告，第14巻，第2号，45p.
- 国土交通省四国地方整備局 高松港湾・空港整備事務所 (2007)：備讃瀬戸航路サンドウェーブ調査報告書，84p.
- 椿 東一郎・平野宗夫・渡辺訓甫 (1971)：開水路・河川における流砂量について，水理講演会講演集，第15巻，pp. 7-12.
- 矢野勝正・土屋義人・青山俊樹 (1969)：掃流砂れきの saltation に関する実験，京都大学防災研究所年報，第12号 B，pp. 491-502.
- 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数値予測モデル，第31回海岸工学講演会論文集，pp. 406-410.
- Einstein, H.A. (1950)：The bed-load function for sediment transportation in open channel flows, USDA, Soil Conservation Service, Technical Bulletin, No. 1026, pp. 1-71.
- Ifuku, M. (2003)：Control of saline water intrusion by vane-like barrier, Proc. Of Sixth International Conference on Computer Modeling and Experimental Measurements of Seas and Coastal Regions, pp. 111-120.
- Meyer-Peter, E. and R.Müller (1948)：Formulas for bed-load transport, Proc. 2nd IAHR Congr., pp. 39-64.
- Rubey, W.W. (1933)：Settling velocities of gravel, sand and silt particles, American Journal of Science Ser. 5, Vol. 25, No. 148, pp. 325-338.