浅い干潟面上で岸向きに発達する細長い砂州の 形成予測-BGモデルの応用

MODEL FOR PREDICTING FORMATION OF SLENDER SAND BAR DUE TO SHOREWARD SAND TRANSPORT ON SHALLOW TIDAL FLATS

芹沢真澄¹・宇多高明²・宮原志帆³

Masumi SERIZAWA, Takaaki UDA and Shiho MIYAHARA

¹正会員 海岸研究室 (有) (〒160-0011 東京都新宿区若葉1-22 ローヤル若葉301)

²正会員 工博 (財) 土木研究センター常務理事なごさ総合研究室長兼日本大学客員教授
理工学部海洋建築工学科 (〒110-0016 東京都台東区台東1-6-4タカラビル)

³海岸研究室 (有) (〒160-0011 東京都新宿区若葉1-22 ローヤル若葉301)

Shoreward transport of sand originally supplied from the offshore zone of the tidal flats, while forming a slender sand bar, and the landing of such sand were observed on the Kutsuo coast, where very wide tidal flats develop. Although this landward sand movement due to waves on the shallow tidal flats is part of the returning process of sand transported offshore by river currents during floods, its mechanism has not yet been studied. We investigated this phenomenon by considering the Kutsuo coast as an example. Then, we performed numerical simulation using the BG model to predict such shoreward sand movement. The observed phenomena were successfully explained by the results of the numerical simulation.

Key Words : Tidal flats, sand bar, formative mechanism, BG model, numerical simulation

1. まえがき

ある程度の波高を持った波の作用のある内湾干潟では、干潟縁辺部に砂浜が発達し、平坦な干潟面と勾配1/10程度の砂浜とが遷急線を境にきれいに分かれる状況がしばしば観察される。例えば、中津干潟の三百間砂州¹⁾がその典型例である。このような干潟縁辺部の砂浜でも、外海・外洋に面した海岸と同様、斜め入射波による沿岸漂砂や、高潮時における砂州越流に伴う岸向きの砂移動が起こる。しかしながらこれらとは全く別に、干潟と砂浜との interaction として、洪水流などによって沖向きに運ばれ干潟上に堆積した砂が、細長い砂州を形成しつつ陸岸に戻る現象もしばしば観察される。中津干潟の三百間砂州では、その東端部に本体砂州の汀線とほぼ直交するひげ状砂州が常に発達している。このように浅い平坦面の続く干潟面上における砂移動は、沖合の干潟面へと運ばれた砂が波の作用により岸向きに運ばれる現象を表すと考えられるが、その発生機構の解明は行われたことがない。そこで、本研究では中津干潟と同様、周防灘に面する杵尾海岸を対象として、この種の現象について現地調査を行うとともに、芹沢ら²⁾のBGモデル (Bagnold概念に基づく海浜変形モデル) を応用してその機構解明を進めた。

2. 空中写真と深淺図による細長い砂州の確認

図-1は1999年撮影の杵尾海岸の空中写真を示す。祓川河口左岸には砂州が伸びているが、同時に祓川河口から沖合の干潟へと続く滞筋の北側側面に沿って河口砂州の汀線とほぼ直交する細長い砂州の発達が認められる。この細長い砂州の西端は河口砂州とつながっている。砂の供給源は祓川と見られ、洪水

図-1 杵尾海岸の空中写真 (1999年)

図-2 河口砂州の深浅図 (a～eは写真撮影地点)

時に沖向きに運ばれた砂が滞筋の北側近傍に堆積し、それが波の作用で移動していると推測される。

一方、この区域では図-1に示す細長い砂州は常時発達している。図-2は2008年の測量結果（基準面D.L.=T.P.-0.1m）を示すが、細長い砂州の成長している場所が図-1と比べ北側へずれているものの、ほぼ中央部のX=120m付近では縦方向に細長い砂州が伸び、そこで汀線が突出している。なお、この海岸のHWLはT.P.+2.07mにあるので、満潮時における平坦面の水深は約2mとなる。砂州沖と海浜との関係を調べると、前浜は1.0mから3.0mの間で発達している。この間には中砂または粗砂が堆積し、前浜勾配は1/10と急である。一方、標高1.0mより沖合には干潟の平坦面が発達している。また縦方向に伸びた砂州の南北で平坦面の標高に違いがあり、祓川河口に近接する南側で地盤高が高い。

北側では潟土で覆われているのに対し、南側では表面に砂の堆積もあって地盤高が高い。この砂州の南側には祓川が流入し、そこから干潟面へと運ばれた砂が漂砂により岸向きに運ばれ堆積するが、北側区域ではそのような漂砂が砂州によって断たれている

図-3 行橋総合公園前面の直立堤防

3. 沓尾海岸での細長い砂州に関する現地調査

2009年12月27日早朝の干潮時、沓尾海岸の砂州の現地踏査を行った。沓尾海岸の北端は図-3のように行橋総合公園前面の直立堤防により区切られている。海浜は粘着性の大きな潟土で覆われた干潟面から急勾配で立ち上がり、砂浜と干潟面とは明瞭な遷急線で区分される。薄く水が溜まった干潟には一歩足を踏み入ると足が取られるほど粘着性が高いのに対し、左側の砂浜は固く締まっていた。図-4は細長い砂州の全体状況を示す。細長い砂州は満潮時には水没するが、干潮時には写真のように干潟面上に姿を現す。細長く長大な砂州が平均海岸線と直交方向に伸びている。砂州両側の地盤高を比較すると、右（南）側の地盤高が左（北）側の地盤高より高く、

図-4 細長い砂州の全体状況

図-5 小規模な砂州の先端状況

図-7 くびれた細長い砂州の状況

図-6 細長い砂州の先端部付近から陸を望んで撮影

図-8 細長い砂州と陸との接点付近の状況

ことが地盤高の相違の原因と考えられる。図-5は、図-4に示す細長い砂州の先端部から枝分かれした小規模な砂州の先端状況を示す。この砂州上では、河川によって沖合へと運ばれたと見られる風化花崗岩砂（マサ土）が集積し、砂州は陸向きに次第に標高が高まるが、陸側端では急傾斜で干潟面へと落ち込む勾配を有していた。

図-6は、細長い砂州の先端部付近から陸を望んで撮影したものである。砂州の北側面では前浜勾配1/10で砂礫が堆積していたが、B点では前浜と干潟面がきれいに分かれていた。A点での底質のフルイ分け分析によれば $d_{50}=1.50\text{mm}$ であった。

図-7は陸岸に近い場所から砂州の付け根方向を望んだものである。砂州は陸岸近傍でくびれを有している。また砂州には満潮時の波の痕跡線が直線状に伸びている。図-8は、細長い砂州と陸との接点付近の状況を示す。三角形の縞模様は、各潮位条件での細長い砂州の汀線とほぼ直角方向から波が作用したため残されたと考えられる。汀線への入射角が著しく大きくなれば沿岸漂砂も増大し、この細長い砂州は消失しなければならないことを考えれば、細長い砂州の発達によって汀線への入射角および波高が低減する機構が存在すると見られる。砂州の構成材料は潟土とは大きく異なり、粗砂または中砂であった。砂の連続性とこの細長い砂州が常時発達している点を考えれば、砂州を構成する砂は祓川から洪水時に干潟に運ばれたものと考えられる。一連の観察

結果は、沖合の干潟面へと運ばれた砂が、波による岸向き漂砂によって運ばれつつある状態に対応していると見られる。外海・外洋に面した海岸では、海岸線と直交方向に砂州が安定的に伸びることは困難であり、波の作用で直ちに潰れることを考えれば、干潟という平坦面上での波の作用によって特有な現象が生じたと考えられる。

4. 予測モデル

芹沢ほか²⁾のBGモデルをもとに地形変化予測を行った。計算の基本式には、碎波波高の沿岸方向勾配に起因する沿岸漂砂量を考慮するためのOzasa and Brampton項³⁾を付加した式(1)を用いた。

$$\vec{q} = C_0 \frac{P}{\tan \beta_c} \left\{ \begin{aligned} & \left[K_n (\tan \beta_c \vec{e}_w - |\cos \alpha| \nabla \vec{Z}) \right. \\ & \left. + (K_s - K_n) \sin \alpha - \frac{K_2}{\tan \beta} \frac{\partial H}{\partial s} \right] \tan \beta \vec{e}_s \end{aligned} \right\} \quad (-h_c \leq Z \leq h_R) \quad (1)$$

$$P = \rho u_m^3 \quad (2)$$

$$u_m = \frac{H}{2} \sqrt{\frac{g}{h}} \quad (3)$$

ここに、 $\vec{q}=(q_x, q_y)$ はネットの砂輸送フラックス、 $Z(x, y, t)$ は地盤高、 n および s は等深線直角方向（岸向き）および平行方向に取った局所座標、 $\vec{\nabla}Z=(\partial Z/\partial x, \partial Z/\partial y)$ は地形の勾配ベクトル、 $\vec{e}_w$ は波向の単位ベクトル、 $\vec{e}_s$ は等深線平行方向の単位ベクトル、 α は波向と等深線直角方向のなす角、 $\tan\beta=|\vec{\nabla}Z|$ は海底勾配、 $\tan\beta_c$ は平衡勾配、 $\tan\beta\vec{e}_s=(-\partial Z/\partial y, \partial Z/\partial x)$ 、 K_s 、 K_n はそれぞれ沿岸・岸沖漂砂量係数、 K_2 はOzasa and Brampton項の係数、 $\partial H/\partial s=\vec{e}_s\cdot\vec{\nabla}H$ は等深線平行方向に測った波高 H の勾配、 $\tan\beta$ は砕波帯の代表海底勾配である。また C_0 は水中重量表示から体積表示への換算係数（ $C_0=1/\{(\rho_s-\rho)g(1-p)\}$ ； ρ は海水の比重、 ρ_s は砂の比重、 p は砂の空隙率、 g は重力加速度）、 u_m は波の底面振動流速（ $u_m=H/2\sqrt{g/h}$ 、 H は波高、 h は水深）、 h_c は波による地形変化の限界水深、 h_R はバーム高である。

波浪場の計算には、不規則波の方向スペクトルを変数とする間瀬ら⁴⁾によるエネルギー平衡方程式の数値計算法を用い、砕波減衰項にはDallyら⁵⁾を用いた。また波の打ち上げ領域での波浪場の計算には、芹沢ら²⁾と同様仮想水深を設定し、仮想水深 h' を式(4)で与えた。

$$h'=\left(\frac{h_R-Z}{h_R+h_0}\right)^r h_0 \quad (r=1) \quad (-h_0 \leq Z \leq h_R) \quad (4)$$

入射波は事例として選択した杣尾海岸における年間のエネルギー平均波とし、入射波高を $H_I=0.4\text{m}$ 、 $T=3\text{s}$ とした。また波向は初期汀線に対して直角方向からの入射、潮位条件は杣尾海岸でのH.W.L.=+2mとした。この場合干潟の平坦面の水深は2mとなる。干潟の平坦面は固定床として扱い、固定床上の岸端には前浜勾配1/10の海浜を設定した。バーム高は0.5m、波による地形変化の限界水深は任意点の波高を H として $h_c=2.5H$ で与えた。砂の平衡勾配は1/10、安息勾配は1/2とした。計算領域は $\Delta x=\Delta y=5\text{m}$ で分割し、計算時間間隔は $\Delta t=0.1\text{hr}$ とした。総計算ステップ数は 5×10^4 ステップ（5000時間）である。

本研究では、地形変化に応じた波浪場変化のフィードバック計算を多数回繰り返すために、計算負荷が大きくならないようエネルギー平衡方程式法を用いて波浪場を算出し、波浪場は地形変化計算10ステップごとに計算し直した。干潟面上において岸向き漂砂によって砂が集積し、それが細長い砂州を形成する現象のモデル化のために、本研究では1メッシュ（5m×5m）の点源で砂の湧き出しを与えた。図-2によれば、細長い砂州は汀線沖120m付近から発達しているが、計算ではやや沖の170m沖に湧き出し点を設けた。その量はtrail and errorの方法で設定した。最終的に土砂湧き出しは $(x, y)=(200\text{m}, 0\text{m})$ 地点において $3.75\times 10^4\text{m}^3/\text{yr}$ とした。詳細な計算条件を表-1に示す。さらに、島の高さについては0.5mの

表-1 計算条件

波浪条件	入射波： $H_I=0.4\text{m}$ 、 $T=3\text{s}$ 波向：初期汀線に対して $q_I=0^\circ$
潮位条件	H.W.L.=+2.0m
バーム高	$h_R=0.5\text{m}$
波による地形変化の限界水深	$h_c=2.5H$ (H は波高)
平衡勾配	$\tan\beta_c=1/10$
安息勾配	$\tan\beta_g=1/2$
漂砂量係数	沿岸漂砂量係数 $K_s=0.05$ 小笹・Brampton項の漂砂量係数 $K_2=1.62 K_s$ 岸沖漂砂量係数 $K_n=0.2 K_s$
計算メッシュ	$\Delta x=\Delta y=5\text{m}$
計算時間間隔	$\Delta t=0.1\text{hr}$
計算ステップ数	$5\times 10^4\text{steps}$ (5000hrs)
境界条件	岸沖端： $q_x=0$ 、左右端： $q_y=0$ エネルギー平衡方程式 ⁴⁾ (砕波減衰項：Dallyら ⁵⁾ のモデル) ・入射波スペクトル：光易型方向関数 ⁹⁾ ・周波数分割数 $N_f=1$ ・方向分割数 $N_\theta=8$ ・方向集中度 $S_{max}=10$ ・砕波係数： $K=0.17$ 、 $I=0.3$ ・最小水深 $h_0=0.5\text{m}$ ・最小水深 $h_0\sim$ バーム高の範囲に仮想水深を設定 ・地盤高 $Z\geq$ バーム高 h_R の地点ではエネルギーを0とおく。 ・砕波減衰項 Φ の水深 h の下限値 $(h)_{min}=0.2\text{m}$
備考	1メッシュからの点源土砂湧き出し： $3.75\times 10^4\text{m}^3/\text{yr}$

上限値を設けた。計算の過程で地形変化によって地盤高がこの値に到達した地点では波エネルギーを0と置いた。

5. 計算結果

(1) 平面形状の変化

図-9には $(x, y)=(200\text{m}, 0\text{m})$ 地点において砂の湧き出しを与えた場合の計算結果を示す。計算は初期から 5×10^4 ステップまで行っているが、等深線の変化を初期から 10^4 ステップごとに表示している。初期には砂の湧き出しがないので平坦面が広がるのみである。図の黒丸が砂の湧き出し点である。また干潟が陸地と接する場所には杣尾海岸で観察されたように、1/10勾配の砂浜を設定している。この状態で波が作用すると、 10^4 ステップまでに湧き出した砂が堆積し細長い島が形成される。島の陸側端は鋭く尖り、comet tail状となる。また対岸では形成された島が波の遮蔽効果を発揮するために周辺海岸から島背後へ向かう沿岸漂砂が誘起され、舌状砂州の形成が始まる。 2×10^4 ステップには、島の発達が続き対岸に接続する。またこの時までには島背後の舌状砂州は 10^4 ステップと比べるとさらに発達を遂げる。ま

図-9 計算結果

た砂の湧き出し点と陸との間の $X=50\sim 100\text{m}$ 区間での砂州幅は狭く、くびれを有する地形となる。 3×10^4 ステップでは、島および島背後のくびれ部分の幅が増加するとともに、湧き出した砂が陸に到達し島のスプーン状に突出した汀線と背後のトンボロの汀線が繋がる。砂州の発達は 4×10^4 、 5×10^4 ステップと続き、砂の湧き出し点付近と島とトンボロの間の砂州のくびれ部分とも砂州幅が増大する。一連の砂州の発達は、図-2の測量結果や、図-6, 7, 8に示した細長い砂州が陸地近傍でくびれを有する点など実測結果をうまく説明している。

図-10 縦断形変化

(2) 砂州の縦断・横断形の変化

図-9(f)に示したように、砂州の中心を通る $y=0\text{m}$ で砂州を切断した場合の縦断形変化を図-10に示す。砂州の縦断形変化では砂州の成長が急速なため 10^4 ステップでは地形変化を的確に表せないことから、 5×10^3 と 1.5×10^4 ステップの計算結果も示す。砂州は岸向きに伸びていくが、砂州背後では砂州自体による波の遮蔽効果により波高が低下するため限界水深も小さくなり、例えば 1×10^4 ステップでは $Z=-0.5\text{m}$ 以深で1/2の安息勾配を持った急斜面が形成される。しかし砂州が陸岸に到達すると、陸と砂州の間の地盤も高まり、最終的に砂州高は既知量として設定したバーム高 $h_R=0.5\text{m}$ へと収束する。

図-11は図-9(f)に示すように、砂州のくびれを横断する $X=100\text{m}$ と初期状態での砂浜と干潟との境界付近の $x=50\text{m}$ を横断する測線における砂州の横断形の変化を示す。 $X=100\text{m}$ では 1×10^4 ステップまでに両側面が安息勾配で落ち込む尖った砂州が形成され、その後時間が経過しても砂州幅はあまり広がらない。一方、 $x=50\text{m}$ 断面では、 $x=100\text{m}$ 断面と比べて島が成

図-11 横断形の変化

図-12 波浪場の変化

長するに従い波の遮蔽効果が上昇するため舌状砂州の発達も助長され、幅が増大している。

(3) 波浪場の変化

地形変化と対応する波浪場の変化を図-12に示す。0ステップでは干潟面上の波高は一定で、陸と干潟の間にある砂浜で様な碎波減衰が起こる。1×10⁴ステップでは砂の湧き出しにより形成された浅瀬が波浪場に変化をもたらす、砂州の陸側の区域での波高低下と同時に、回折効果により島の両側での波が斜め入射となる。このような斜め入射波は砂州の等深線に沿う岸向きのフラックスを生じさせる。一方、島陰では離岸堤の背後と同様な形式で波高低下が起こり、これは島背後の中心へと向いた沿岸漂砂を誘起することとなる。2×10⁴ステップでは砂州が陸へ向かって細長く伸びて水深が小さくなった結果そこで碎波が起こり、著しい波高低下が起こる。同時にこの部分では斜め入射の状態が続くので、島から陸岸への漂砂が続く。4×10⁴、5×10⁴ステップにおいても幅が広がった砂州周辺においてほぼ同じ状況が続く。

6. まとめ

浅い平坦面の続く干潟面上において汀線とほぼ直角方向に伸びる細長い砂州の発達を周防灘に面する沓尾海岸を対象として現地データを基に調べた。その上で芹沢ら²⁾のBGモデルを応用してその機構解明を進めた。モデルでは沖合の海底面に砂の湧き出しを与えることにより表現した。この結果、海岸線と

ほぼ直角方向に伸びる細長い砂州の発達現象を数値モデルによりほぼ再現できることが分かった。従来、BGモデルは河口砂州の発達予測⁶⁾、単純砂嘴の発達予測^{7) 2)}や、bay barrier の発達予測⁸⁾に有効利用できることが明らかにされているが、本研究によりBGモデルの適用範囲をさらに広げることができた。

参考文献

- 1) 宇多高明, 清野聡子, 足利由紀子, 城野博之: 高潮に伴う中津干潟三百間地区の砂州の急変形, 海岸工学論文集, 第55巻, pp. 481-485, 2008.
- 2) 芹沢真澄, 宇多高明, 三波俊郎, 宮原志帆: 海岸線が急変する場での砂嘴の発達予測, 地形, Vol. 31, pp. 403-422, 2010.
- 3) Ozasa, H. and Brampton, A. H.: Model for predicting the shoreline evolution of beaches backed by seawalls, *Coastal Eng.*, 4, pp. 47-64, 1980.
- 4) 間瀬 肇, 高山知司, 国富将嗣, 三島豊秋: 波の回折を考慮した多方向不規則波の変形計算モデルに関する研究, 土木学会論文集, 628/II 48, pp. 177-187, 1999.
- 5) Dally, W. R., Dean, R. G. and Dalrymple, R. A.: A model for breaker decay on beaches, *Proc. 19th ICCE*, pp. 82-97, 1984.
- 6) 芹沢真澄, 宇多高明, 三波俊郎, 古池 鋼, 石川仁憲: 河口砂州復元の3次元予測モデル, 海洋開発論文集, 第25巻, pp. 1155-1160, 2009.
- 7) Serizawa, M., Uda, T., San-nami, T., Furuie, K. and Ishikawa, T.: Prediction of topographic changes of sand spit using BG model, *J. Coastal Res.*, SI56, pp. 1060-1064, 2009.
- 8) 芹沢真澄, 宇多高明: 浅海平坦面上に発達する Bay barrier の形成予測モデル, 地形, Vol. 31, pp. 33-54, 2010.
- 9) 合田良實: 港湾構造物の耐破設計: 鹿島出版会, p. 303, 1990.