

# 海岸線が急変する場での砂嘴の発達予測

## Prediction of Formation of Sand Spit on Coast with Abrupt Change in Coastline Using Improved BG Model

芹沢真澄<sup>1</sup>・宇多高明<sup>2</sup>・横澤綾<sup>3</sup>

Masumi SERIZAWA, Takaaki UDA and Aya YOKOSAWA

The formation of sand spit elongating in the flat shallow sea and on a coast where the direction of the coastline abruptly changes was investigated using the improved BG model. The results of the calculation were validated by the experimental results by Uda and Yamamoto (1992). Their results showed that a slender sand spit extended along the boundary between the shallow sea bottom and offshore steep slope in Case 1, whereas a cusped foreland was formed on the steep slope where the direction of the coastline changes owing to the deposition of sand in Case 2. The predicted and measured topographies of sand spit in both cases were in good agreement.

### 1. まえがき

海岸線の急変部では波の作用でしばしば砂嘴が伸びる。宇多・山本(1992)は、浅海平坦面を有する場合、砂の堆積域が急深な場合において海岸線急変部での砂嘴の発達に関する移動床模型実験を行った。これより沿岸漂砂が供給される条件のもとで、浅海平坦面がある場合には、その外縁に沿って砂が堆積して細長い砂嘴が発達し、一方急深な海岸では砂が堆積して円弧状砂州が形成されることを示した。極浅海域における砂嘴の伸長機構を理解することは、浅海平坦面上に発達してきた砂嘴地形(野付崎や富津岬など)の保全を考える上で、また急深な海岸での円弧状砂州の発達は駿河海岸北部の和田鼻や下新川海岸の生地鼻の発達と変形について考える上で重要である。本研究では、芹沢・宇多(2010a)のBGモデル(Bagnold概念に基づく海浜変形モデル)を改良した上で上記実験結果に適用し、実験と同様な地形変化の予測が可能であることを示す。なお浅海平坦面における砂嘴の発達については芹沢ら(2010b)でも示したが、本論文ではモデルの一層の改良により実験結果の再現性を高めるとともに、新たに急勾配海岸の場合についての検討も行った。

### 2. 砂嘴の発達に関する模型実験

宇多・山本の実験は、幅16m、長さ21mの平面水槽を用いて行われた。模型海浜は中央粒径0.28mmの砂を用い、水槽中央より右側には砂の供給源を造り、そこから

左向きの沿岸漂砂により砂が下手側へと運ばれる条件が設定された。浅海平坦面の実験では中央より左半分には水深5cmの浅海平坦面を造り、5cm以深では1/5勾配で急に落ち込む海底面とされた。一方急深海岸では、平坦面に代わって1/5の急斜面が造られた。初期汀線と波の入射方向とのなす角は20°とし、沿岸漂砂が十分発達する条件とした。また砂の供給源では陸上の平坦面の高さを10cmとした。実験では $H_0' = 4.6\text{cm}$ 、 $T = 1.27\text{s}$ の波を8時間作用させた。浅海平坦面がある場合には、平坦面の外縁付近で碎波が起り奥まで波のエネルギーが到達できなくなる。このため浅海平坦面の外縁付近に砂が急速に堆積し砂嘴を造る。図-1(a)(b)(c)は初期形状と造波開始1, 8時間後の海浜形状を示す。砂の供給源と浅海平坦面の境界の汀線が急角度で折れているためその境界から砂嘴が直線的に伸び、時間経過とともに細長い砂嘴が浅海平坦面の外縁線に沿って発達し、8時間後では左境界壁まで砂嘴が到達しバリアーが形成された。また上手側から供給された砂の堆積が続くためバリアーの幅が左境界から上手方向へと広がった。図-1(d)(e)は、急深海岸の場合について初期形状と造波開始8時間の海浜形状を示す。砂の堆積域の水深が大きいため砂が急勾配をなして堆積するが、斜面勾配が大きいため円弧状砂州が形成された。このような突出した砂州は、駿河海岸北部の和田鼻や下新川海岸の生地鼻とよく似ている。本研究では以上2種類の砂嘴の伸張を検証データとしてモデル化を行った。

### 3. 予測モデル

砂嘴の発達予測モデルには芹沢・宇多(2010a)のBGモデルを用いた。基本式には新たにOzasa・Brampton(1980)項を付加した式(1)～(3)を用いた。

1 正会員 海岸研究室(有)  
2 正会員 工博 (財)土木研究センター常務理事なぎ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  
3 海岸研究室(有)

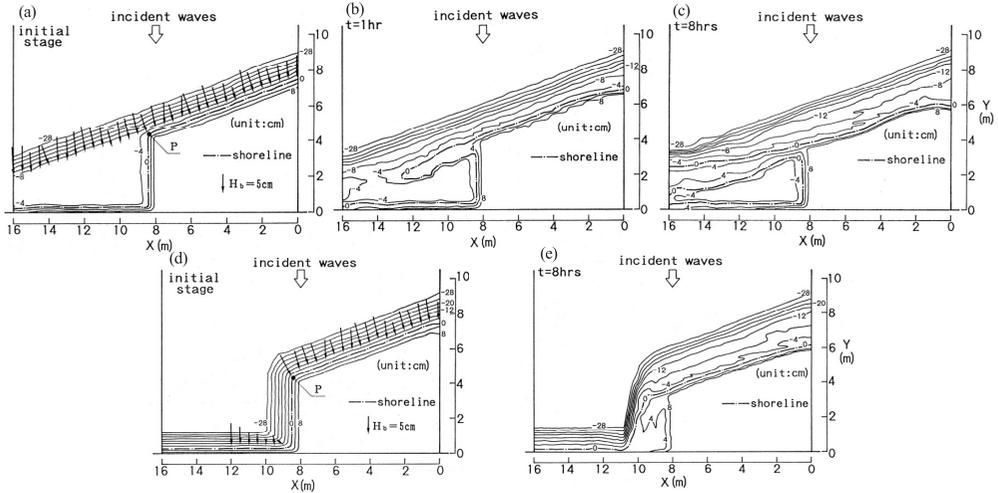


図-1 海岸線が急変する場における砂嘴の発達に関する実験結果 (宇多・山本, 1992)

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

$(-h_c \leq Z \leq h_R)$

$$P = \rho_s u_m^3 \quad \cdots (2)$$

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

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、 $\alpha$  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・Brampton (1980) 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、 $\tan \beta$  は碎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  $C_0 = 1 / \{(\rho_s - \rho)g(1-p)\}$ 、 $\rho$  は海水の比重、 $\rho_s$  は砂の比重、 $p$  は砂の空隙率、 $h$  は水深、 $g$  は重力加速度、 $u_m$  は波の底面振動流速、 $h_c$  は波による地形変化の限界水深、 $h_R$  はバーム高である。

波浪場の計算には間瀬ら (1999) のエネルギー平衡方程式の数値計算方法を用いた。陸上部には芹沢ら (2010b) と同様仮想水深 (清水, 1996) を想定し、式 (4) のように最小水深  $h_0$  からバーム高まで仮想水深  $h'$  を持たせて波浪変化計算を行った。またバーム高より標高の高い地点ではエネルギーを 0 と置いた。また波浪場は地形変化計算 10 ステップごとに計算し直した。

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

またエネルギー平衡方程式 (式 (5)) に付加した Dally ら (1984) の碎波減衰項  $\Phi$  の計算には式 (6) を用いた。

$$\frac{\partial}{\partial x} (DV_x) + \frac{\partial}{\partial y} (DV_y) + \frac{\partial}{\partial \theta} (DV_\theta) = F - \Phi \quad \cdots (5)$$

$$\Phi = -(K/h) DC_g \left[ 1 - (\Gamma/\gamma)^2 \right] \quad \cdots (6)$$

ここに、 $D$  は方向スペクトル、 $(V_x, V_y, V_\theta)$  は  $(x, y, \theta)$  空間でのエネルギー輸送速度、 $F$  は間瀬ら (1999) の回折項、式 (6) の  $K$  は碎波係数、 $h$  は水深 (仮想)、 $C_g$  は群速度 (計算では長波近似  $C_g = \sqrt{gh}$ )、 $\Gamma$  は水平床での碎波限界波高水深比、 $\gamma$  は波高水深比である。なお芹沢ら (2010b) では実験と比較してバームの陸側への侵入距離が小さくなり過ぎたが、これを改良するため式 (6) の水深 (仮想)  $h$  には下限値  $h_{min}$  を設定し、 $h \leq h_{min}$  のときには  $h_{min}$  とおいた。これは碎波および潮上波の波高減衰の飽和距離  $s = h/k$  に下限を設けたことを意味する。下限値の設定によればバーム頂部付近での波浪減衰が弱められ、岸向き漂砂が強まる結果をもたらす。計算の便宜上、宇多・山本の砂嘴形成に関する実験模型の 100 倍スケールを対象とし、計算結果を 1/100 に縮小して図化した。初期形状は実験と同様とし、入射波は  $H_I = 4.6m$ 、 $T = 12.7s$ 、波向は初期汀線に対して  $20^\circ$  の斜め入射とした。また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。バーム高は 5m、砂の平衡勾配は実験結果に基づいて 1/5、安息勾配は 1/2 とした。計算は沿岸方向、岸沖方向に 20m 間隔のメッシュで分割し、 $\Delta t = 1 \times 10^{-3}hr$  の時間間隔で 80 時間 ( $8 \times 10^4$  steps) まで計算を行った。詳細な計算条件を表-1 に示す。

#### 4. 浅海平坦面を有する海岸でのバリアーの発達予測

図-2 (a) ~ 図-2 (f) は、実験と同様の条件を与えて計算

表-1 計算条件

波浪条件	入射波: $H_I=4.6\text{m}$ (4.6cm), $T=12.7\text{s}$ (1.27s), 波向: 初期汀線に対して $\theta_I=20^\circ$
バーム高	$h_R=5\text{m}$ (5cm)
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	$\tan\beta_c=1/5$
安息勾配	$\tan\beta_g=1/2$
漂砂量係数	沿岸漂砂量係数 $K_s=0.045$ Ozasa・Brampton (1980) 項の漂砂量係数 $K_2=1.62K_s$ , 岸沖漂砂量係数 $K_a=0.1K_s$
計算メッシュ	$\Delta x=\Delta y=20\text{m}$
計算時間間隔	$\Delta t=0.001\text{hr}$ (0.0001hr)
計算時間	80hrs ( $8 \times 10^4$ steps) (8hrs)
境界条件	岸沖端: $q_x=0$ , 左右端: $q_y=0$
波浪場の計算法	エネルギー平衡方程式 (間瀬ら, 1999) (碎波減衰項: Dally et al. (1984) のモデル) ・入射波スペクトル: 光易型方向関数 (合田, 1990) ・周波数分割数 $N_f=1$ ・方向分割数 $N_\theta=8$ ・方向集中度 $S_{max}=75$ ・碎波係数: $K=0.17$ , $\Gamma=0.3$ ・最小水深 $h_0=2\text{m}$ (2cm) ・最小水深 $h_0$ ~ バーム高の範囲に仮想水深を設定 ・地盤高 $Z \geq$ バーム高 $h_R$ の地点エネルギーを0とおく ・碎波減衰項 $\Phi$ の水深 $h$ の下限値 $h_{min}=0.7\text{m}$ (0.7cm)
備考	( ) 内は実験の数値, 計算は実験模型の100倍スケール (時間スケールはフルード則より10倍)

した浅海平坦面を有する海岸での砂嘴の発達予測の結果を示す。0.5時間 (図-2 (b)) では早くも右側海浜から供給された砂が浅海平坦面の外縁付近に堆積し長さ約2mの砂嘴が伸びた。同時に、浅海平坦面の外縁では海底勾配が沖合の急勾配から平坦へと急変しているため急速な岸向き漂砂が起こり、平坦面の縁には砂が堆積する一方その沖では等深線間隔が広がった。1時間 (図-2 (c)) では、浅海平坦面の外縁に沿った砂嘴の発達が続き、砂嘴の全長は約3.5mとなった。2時間 (図-2 (d)) では、砂嘴は左境界壁とつながってバリアーとなり、背後のラグーンは海と切り離された。2時間までの地形変化では、砂嘴は浅海平坦面の外縁線に沿って細長く直線状に伸びていたが、4時間 (図-2 (e)) では左境界壁による沿岸漂砂の阻止のために境界壁の上手側に砂が堆積し、水深の大きい場所へと砂が落ち込みつつ左境界壁に近い場所から順に上手側へと堆積域が広がった。この過程で汀線が前進し、砂嘴が左境界まで達して形成されたバリアーの幅が下手端から次第に広がり示した。8時間 (図-2 (f)) では、左境界による沿岸漂砂の阻止の影響が上手まで大きく波及し、当初砂嘴の発達の始まった  $X=9\text{m}$  付近ま

でバリアーの幅広がった。実験と計算の比較として、1時間後の実験結果 (図-1 (b)) と計算結果 (図-2 (c)) を比較すると、砂嘴先端部の位置にわずかな違いはあるものの、海岸線の方向の変化点から浅海平坦面の外縁線に沿って細長く砂嘴が伸びる点は両者でよい一致を示す。

また8時間後の実験結果 (図-1 (c)) と計算結果 (図-2 (f)) を比較すると、左境界壁による沿岸漂砂阻止の影響が上手側に及んでバリアーの幅が広がる状況、また右境界壁の沖合で8cm付近に侵食緩斜面が形成される一方、陸域では浜崖の形成が進むなど、この場合も実験と計算の対応は良好である。さらに実験も計算も、バリアー背後のラグーンの汀線は初期におけるバリアー形成時の姿を保っているため、沖合の初期等深線と平行に伸びているのと対照的に、バリアーの海側汀線はこれらと斜交していることも注目される。なお、同じ実験での砂嘴伸張に関し、渡辺ら (2002) は直交曲線座標を用いた汀線変化モデルによる再現計算を行ったが、本研究では砂嘴伸張後のバリアーの発達まで再現可能となった。

図-3は、縦断変化の代表例として浅海平坦面を横切る  $X=14\text{m}$  断面における縦断形変化を示す。左境界に近い  $X=14\text{m}$  断面では、1時間後までは砂州は発達していなかったが、8時間までには大量の砂が堆積し、幅1.2mのバリアーとなった。この場合砂が沖側斜面に堆積していくためその勾配が急になり、結果として重力効果により-23cmと  $h_c=12\text{cm}$  の約2倍まで砂の落ち込みが生じたことが見てとれる。

## 5. 急勾配海岸での円弧状砂州の発達

図-4 (a) ~ 図-4 (f) は、実験と同様の条件を与えて計算した急勾配海岸での砂嘴の発達予測の結果を示す。0, 0.5, 1, 2, 4, 8時間後の計算結果を示す。初期に海岸線急変部で平行に延びていた等深線が波の作用とともに急速に変化し、早くも0.5時間後には水深の大きい場所へと砂が落ち込み、半円形状に等深線が突出した。1時間後には汀線の突出度が増し、半円形状の砂の堆積域の下手端付近での等深線のくびれが増大した。時間経過とともにこのくびれは増大し、2時間後には内側に浅海域を有する砂嘴が形成された。この地形は静岡県三保半島とその背後の地形と非常によく類似する (宇多ら, 1991)。上手側からの沿岸漂砂はその後連続的に堆積するため砂嘴はその先端が大きく伸び、下手側の汀線と接続する。結果として4時間後には砂嘴のくびれの奥にあった水域が池となって取り残された。また8時間後の海底形状では、砂嘴が伸びて対岸に接続するまでの間に急斜面へと砂の落ち込みが継続的に起こるため、汀線沖には急斜面が残された。一方、砂の供給源側では侵食されて平坦面が残された。

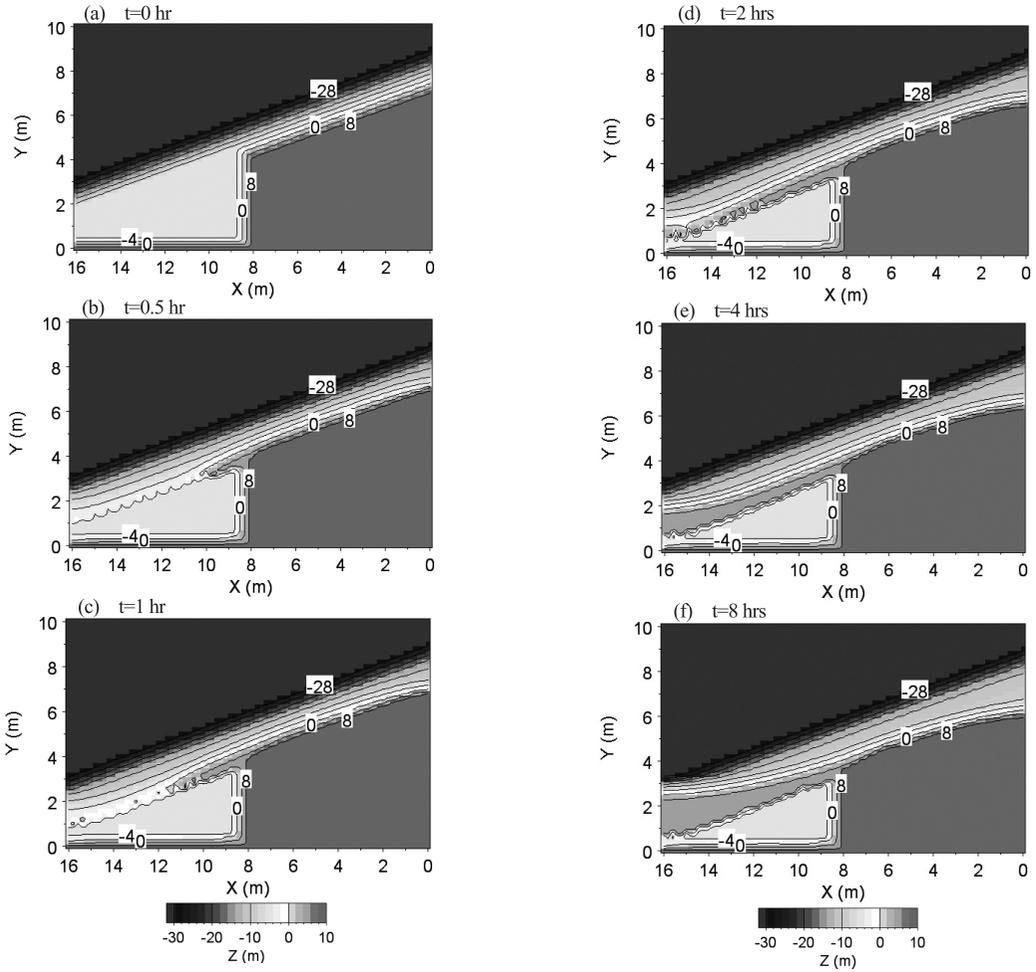


図-2 砂嘴の発達予測の結果（浅海平坦面のある場合）

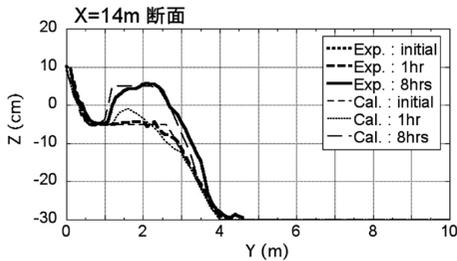


図-3 縦断形変化（浅海平坦面のある場合）

図-5は、縦断形変化の代表例として海岸線の急変点の下手側の10m断面における縦断形変化を示す。実験と計算結果の対応は良好である。

6. まとめ

筆者らの開発したBGモデルについて、新たにOzasa・Brampton（1980）項を付加するとともに、陸上部の波高

変化計算に仮想水深の考え方を取り入れた。また碎波減衰項に下限水深を設けることで砂嘴のバーム頂部付近の波浪減衰を抑制し岸向き漂砂を強めた。これらの工夫を加えた上で、海岸線の方向が急変する場所の下手側に浅海平坦面がある場合と、海岸線の急変し、そこが急勾配海岸の場合における砂嘴や円弧状砂州の発達予測に適用し、宇多・山本（1992）の移動床平面実験結果と比較してモデルの妥当性を調べた。この結果、計算結果は定量的意味から実験結果を再現可能なことが明らかになった。従来、BGモデルは河口砂州の発達予測（芹沢ら、2009）、単純砂嘴の発達予測（Serizawaら、2009）や、bay barrierの発達予測（芹沢・宇多、2010a）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モデルの適用範囲がさらに広がったと筆者らは考えている。

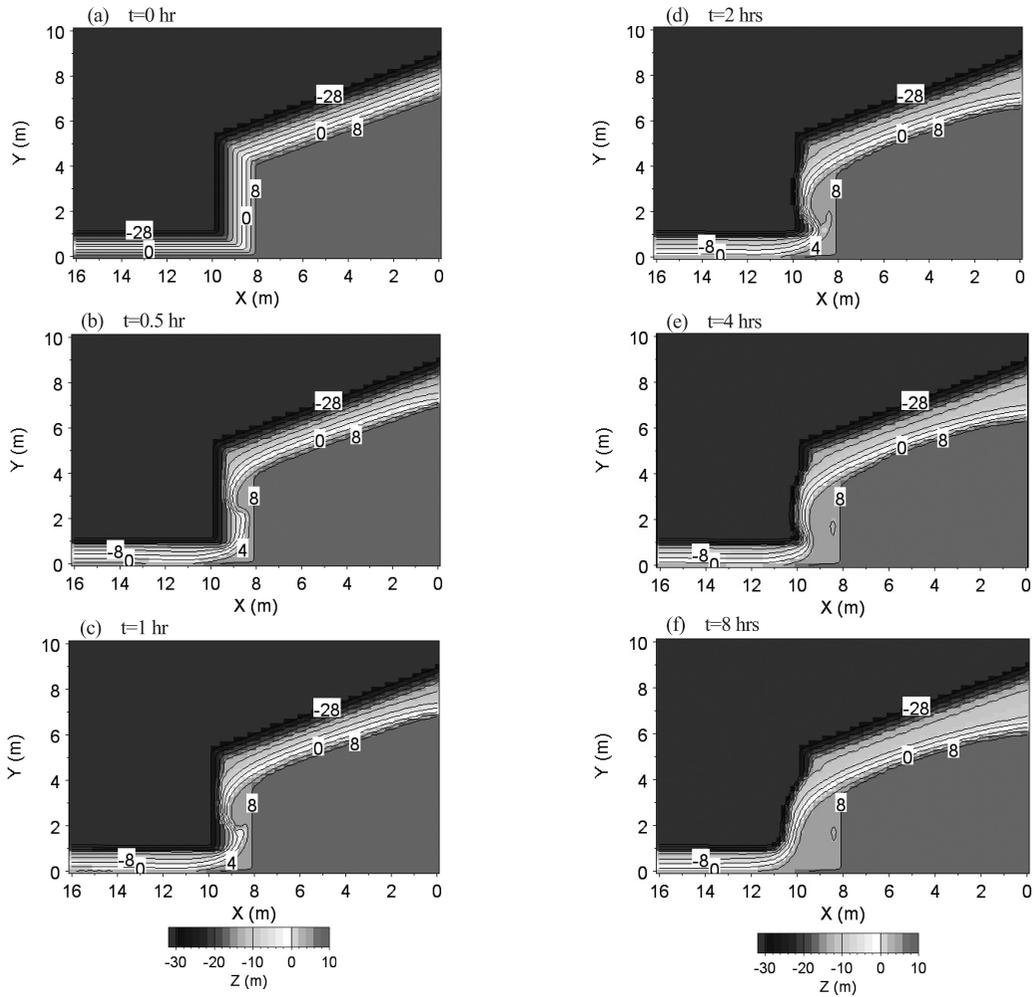


図-4 砂嘴の発達予測の結果 (急勾配海岸の場合)

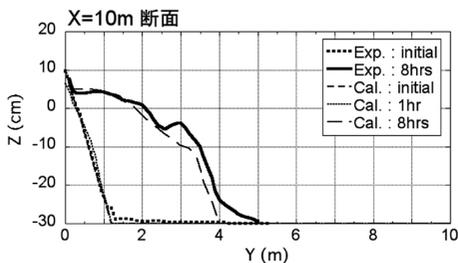


図-5 縦断面形変化 (急勾配海岸の場合)

参考文献

宇多高明・山本幸次・河野茂樹 (1991) : 砂嘴地形周りの海浜変形—三保松原を例として—, 地形, Vol. 12, pp. 117-134.  
 宇多高明・山本幸次 (1992) : 砂嘴形成海域の海底地形と砂嘴形態の関係について, 地形, Vol. 13, pp. 141-157.  
 合田良實 (1990) : 港湾構造物の耐破設計, 鹿島出版会, p. 303.  
 清水琢三 (1996) : 海浜変形シミュレーション, 1996年度 (第31回) 水工学に関する夏期研修会講義集, pp. B-5-1-B-5-26.  
 芹沢真澄・宇多高明・三波俊郎・古池 鋼・石川仁憲

(2009) : 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.  
 芹沢真澄・宇多高明 (2010a) : 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.  
 芹沢真澄・宇多高明・三波俊郎・古池 鋼・石川仁憲・宮原志帆・横澤 綾・湖内真帆 (2010b) : 浅海平坦面上における砂嘴の発達予測, 海洋開発論文集, 第26巻, pp. 1227-1232.  
 間瀬 肇・高山知司・国富将嗣・三島豊秋 (1999) : 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.  
 渡辺宗介・芹沢真澄・宇多高明・小河正基 (2002) : 著しく大きな海岸線曲率を持つ海岸における地形変化予測手法の開発, 海岸工学論文集, 第49巻, pp. 501-505.  
 Dally, W. R., R. G. Dean and R. A. Dalrymple (1984): A model for breaker decay on beaches, Proc. 19<sup>th</sup> ICCE, pp. 82-97.  
 Ozasa, H. and Brampton, A. H. (1980): Model for predicting the shoreline evolution of beaches backed by seawalls, Coastal Eng., 4, pp. 47-64.  
 Serizawa, M., T. Uda, T. San-nami, K. Furuike and T. Ishikawa (2009): Prediction of topographic changes of sand spit using BG model, Jour. Coastal Res., SI 56, pp. 1060-1064.