

沿岸砂州の中期変動特性に関する数値シミュレーション

Numerical Model for Medium-term Bar Behavior

栗山善昭¹

Yoshiaki KUIRIYAMA

A one-dimensional numerical simulation model for bar behaviors in medium-term periods was developed. The model estimated cross-shore sediment transport rates with consideration of undertow, beach slope and velocity skewness and atiltiness. Beach profile changes every 2 hours for a 2-year period from 1989 to 1990 on the Hasaki coast were predicted with the model. The comparison between the bar movements predicted and measured showed that the duration time of the predicted bar movements was about 1 year, and almost agreed with the measured one, while the predicted bars were more developed than those measured.

1. はじめに

沿岸域の底質移動や海浜変形さらには生態系に影響を及ぼす沿岸砂州（浅瀬）は、波の変動に応じて短期的（1日～2週間程度）には沖向き、岸向きに移動するものの、中期的には1～20年の周期で沖向き移動する。

今までに多くの断面変化シミュレーションモデルが開発され、沿岸砂州の岸沖移動の再現性が検討されてきたけれども、そのほとんどは短期変動に関するものであった。それに対して、Ruessinkら（2007）は3.5ヶ月の沿岸砂州の移動を数値シミュレーションで再現することに成功するとともに、Ruessink・Kuriyama（2008）はそのモデルの18ヶ月の推定精度を検討している。ただし、Ruessinkら（2007）のモデルの推定精度は15ヶ月を過ぎると急激に低下しており、彼らのモデルは沿岸砂州の繰り返しの沖向き移動を再現できていない。

そこで、本研究では、沿岸砂州の移動に大きな影響を与える沿岸砂州上の戻り流れに関して Ruessinkら（2007）のモデルよりも推定精度が高いサブモデルを用いるとともに、彼らが考慮していない水粒子運動の岸沖方向加速度を漂砂量計算で考慮する断面変化数値シミュレーションモデルを構築し、そのモデルの砂州中期変動特性の再現性を2年間の現地断面データを用いて検討した。

2. 数値シミュレーションモデル

本研究で開発した断面変化シミュレーションモデルは、波浪変形、戻り流れ速度推定、岸沖方向流速の非線形性を表すパラメータ推定、断面変化の4つのサブモデルより構成されている。このうち、波浪変形サブモデルは

栗山・中官（1999）に詳述されているので、本章では残りの3つのサブモデルの概要を説明する。

(1) 戻り流れ速度推定サブモデル

個々波の戻り流れ速度 U_{ind} は、Svendsen（1984）のモデルを基にした栗山・中官（1999）のモデルと同様に、波動成分によるものと水表面近傍に集中している非波動成分（surface roller）によるものとの和として求める。波動成分による質量フラックスを Q_w 、surface rollerによる質量フラックスを Q_r とすると、戻り流れ速度 U_{ind} は次式で表される。

$$U_{ind} = (Q_w + Q_r) / d_{tr} \quad (1)$$

ここで、 d_{tr} は波のトラフレベルと海底面との距離であり、 $d_{tr} = h - H/2$ （ h は水深、 H は波高）とする。

波動成分による質量フラックス Q_w はSvendsen（1984）から導かれる以下の式から求める。

$$Q_w = (C/h) \zeta_{rms}^2 \quad (2)$$

ここで、 C は波速、 ζ_{rms} は個々波の水位変動の標準偏差であり、 ζ_{rms} は個々波の非線形性を表すパラメータ Π （Goda, 1983）を基にした式(4)から求める。

$$\Pi = (H/L) \coth^3(2\pi h/L) \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \zeta_{rms} &= (1/2\sqrt{2})H, & \Pi < 0.15 \\ \zeta_{rms} &= [1/(1.668 \log \Pi + 4.204)]H, & 0.15 \leq \Pi < 3 \\ \zeta_{rms} &= (1/5)H, & \Pi \geq 3 \end{aligned} \quad (4)$$

ここで、 L は波長である。

Surface roller による質量フラックス Q_r は、surface roller 内の時間平均の岸沖方向流速鉛直分布として波のトラフレベルで0、水表面で波速 C の三角形分布を仮定した次式より求める。

$$Q_r = A_r C / (2L) \quad (5)$$

ここで、 A_r は surface roller の面積である。

Surface roller の面積を求める方法として、栗山・中官 (1999) は surface roller は砕波が生じている領域のみに存在し、その面積は波高の2乗に比例すると仮定した。しかし、この方法では、波が再生領域に進行すると surface roller の面積が不連続的に0になってしまい、不自然である。そこで、surface roller のより滑らかな発達・減衰を再現するために、De Vriend・Stive (1987) などと同様に surface roller の面積をそのエネルギー収支から推定することとした (式(6))。ただし、De Vriend・Stive (1987) らの減衰項を用いて計算を行うと汀線近傍の水深の小さい領域においてエネルギー減衰が十分でなく非常に大きな戻り流れ速度となることがあるので、そのような発散を抑えるために、本サブモデルでは surface roller の減衰項に A_r/h^2 を加えた。

$$\partial(E_w C_g) / \partial x + \partial(E_r C) / \partial x = D_r \quad (6)$$

$$E_r = (1/8) \rho C^2 (A_r / L), \quad D_r = B_r (g E_r / C) (A_r / h^2)$$

ここで、 E_w は波動エネルギー、 C_g は群速度、 x は沖向きを正とする沖方向距離、 E_r は surface roller のエネルギー、 D_r は surface roller のエネルギー減衰率、 ρ は海水の密度、 g は重力加速度である。 B_r は無次元係数であり、栗山・中官 (1999) が戻り流れ推定モデルの検証に用いた現地データを用いて、戻り流れ速度の実測値と推定値との誤差が最小となるように B_r を決定したところ、

$B_r = 0.064$ であった。

Surface roller の面積 A_r が波高の2乗の7倍程度であり (栗山・中官, 1999)、砕波帯内では波高水深比が約0.8であることを考慮すると、surface roller のエネルギー減衰率は $(g E_r / C)$ の0.24倍であり、この値は Ruessink ら (2007) が用いた値 (0.05~0.1) に比べるとやや大きいものの、オーダー的には同程度である。

図-1は茨城県波崎海岸で観測された沿岸砂州上における戻り流れ速度の中層での観測値と本モデルと Ruessink ら (2007) のモデルによる断面平均の計算値とを比較したものである。本モデルの計算値は Ruessink ら (2007) のモデルに比べて観測値と良く一致している。

(2) 岸沖方向流速の非線形パラメーター推定サブモデル

後述する断面変化サブモデルでは、岸沖方向流速の非線形性による漂砂量を計算する。しかしながら、本モデルの波浪変形計算では岸沖方向流速の非線形性を直接求めることができない。そこで、本サブモデルでは、Goda (1983) が提案した波の非線形性パラメーター $\Pi_{1/3}$ を用いて、岸沖方向流速の上下の非線形性を表す skewness (β_1)^{1/2} と前後の非対称性を表す atiltness (β_3)_a を推定する。

$$\Pi_{1/3} = (H_{1/3} / L_{1/3}) \coth^3(2\pi h / L_{1/3}) \quad (7)$$

$$(\sqrt{\beta_1})_u = -\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (u_i - \bar{u})^3 / u_{rms}^3, \quad u_{rms} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (u_i - \bar{u})^2 \quad (8)$$

$$(\beta_3)_u = -\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N-1} (a_i - \bar{a})^3 / a_{rms}^3, \quad a_i = \frac{u_{i+1} - u_i}{\Delta t} \quad (9)$$

$$a_{rms} = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N-1} (a_i - \bar{a})^2$$

ここで、 $H_{1/3}$ は有義波高、 $L_{1/3}$ は有義波周期より求める波長、 N はデータ数、 u は波の進行方向を負としたときの波の進行方向の流速、 t は時間、オーバーバーは時間平均を表す。

岸沖方向流速の非線形性を表すパラメーター (β_1)^{1/2}、(β_3)_a と $\Pi_{1/3}$ との関係に関しては、栗山ら (1990) が波崎海岸における現地データを基にした式を提案している。ただし、それらの式の適用範囲は狭いので、Doering・Bowen (1995) が現地データを基に示したアーセル数と岸沖方向流速の skewness および asymmetry との関係式を参考に、次式のように $\Pi_{1/3}$ と skewness および atiltness との関係式を仮定し、栗山ら (1990) の提案式との誤差が最小となるように係数 $c_1 \sim c_3$ を決定した。

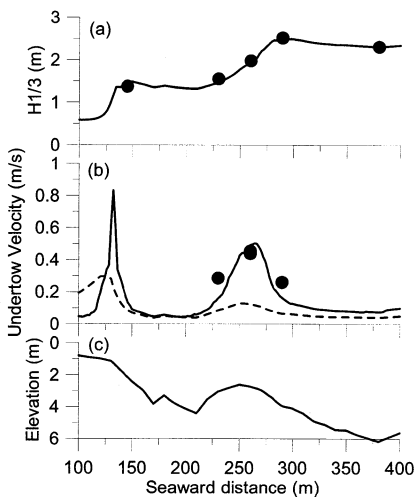


図-1 沿岸砂州上の戻り流れ流速の岸沖分布 (a)有義波高 (実線は計算値、黒丸印は実測値) (b)戻り流れ流速 (実線は本モデルによる計算値、破線は Ruessink ら (2007) のモデルによる計算値、黒丸印は実測値) (c)地盤高さ

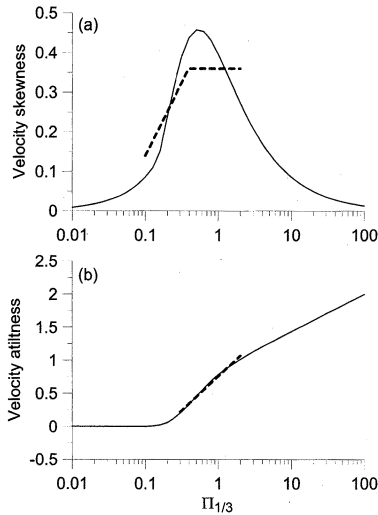


図-2 (a) 岸沖流速の skewness と $\Pi_{1/3}$ との関係, (b) 流速波形の atiltness と $\Pi_{1/3}$ との関係. 実線が本サブモデルによる式(10), (11), 破線が栗山ら (1990) の式.

$$\begin{aligned} (\sqrt{\beta_1})_u &= c_1 \Pi_{1/3}, & \Pi_{1/3} < 0.15 \\ (\sqrt{\beta_1})_u &= [c_2 + c_3 \log((3\pi/4)\Pi_{1/3})] \\ &\quad \cos[-90 + 90 \tanh(0.73/((3\pi/4)\Pi_{1/3}))\pi/180], & 0.15 \leq \Pi_{1/3} \end{aligned} \quad (10)$$

$$(\beta_3)_u = [c_4 + c_5 \log((3\pi/4)\Pi_{1/3})] \cos[-90 + 90 \tanh(0.73/((3\pi/4)\Pi_{1/3}))\pi/180] \quad (11)$$

求まった係数 $c_1 \sim c_5$ は, それぞれ 0.86, 0.54, 0.90, -0.67, -0.56 である. 図-2 は, 栗山ら (1990) の式と本サブモデルにおける式とを比較したものである. 岸沖流速の skewness に関する式(10)は $0.4 < \Pi_{1/3} < 1$ の範囲で栗山ら (1990) の提案式よりもやや大きくなっているものの, 本サブモデルにおける式(10), (11) は, それぞれ栗山ら (1990) の提案式と良く一致していると言える.

(3) 断面変化サブモデル

断面変化は以下の底質の連続式より求める.

$$(\Delta z / \Delta t) = -\{1/(1-\lambda)\}(\Delta Q / \Delta x) \quad (12)$$

ここで, z は上向き正の地盤高さ, λ は空隙率 ($=0.3$), Q は岸沖漂砂量である.

岸沖漂砂にはいくつかの移動形態がある. 波や流れによって浮遊した底質は戻り流れによって沖に運ばれる. 一方, 底面近傍における底質移動は流速波形の上下の非対称性の影響 (例えば, Bailard, 1981) や前後の非対称性の影響 (例えば, Katoh ら, 1985; Hoefel・Elgar, 2003) を受けるとともに, 底面勾配の影響 (例えば, Bailard, 1981) も受ける. そこで, 本サブモデルでは, 岸沖漂砂量として以下の4つの項, 碎波によって浮遊し

た底質が戻り流れにより沖向きに輸送される浮遊砂量 Q_s , 流速波形の上下および前後の非対称性による岸向きの掃流砂量 $Q_{b,skew}$, $Q_{b,atilt}$, 海底勾配による掃流砂量 $Q_{b,slope}$ を考慮した.

$$Q = Q_s + Q_{b,skew} + Q_{b,atilt} + Q_{b,slope} \quad (13)$$

浮遊砂量の計算においては, Kobayashi ら (2008) にない, 浮遊する底質の量が surface roller のエネルギー減衰量 D_r に比例すると仮定した.

$$Q_s = \alpha_1 \{D_r / [\rho g(s-1)]\} (U/w_f) \quad (14)$$

ここで, s は底質の比重, U は鉛直平均の戻り流れ速度, w_f は底質の沈降速度, α_1 は無次元係数である.

岸沖流速波形の上下の非対称性 (skewness) による掃流砂量は Bailard (1981) の掃流砂量式の第1項を基に次の様に仮定した.

$$Q_{b,skew} = -\alpha_2 (\sqrt{\beta_1})_u u_{b,rms}^3 \cos \theta \quad (15)$$

ここで, θ は波向き, $u_{b,rms}$ は底面における岸沖方向流速の標準偏差, α_2 は無次元係数である. なお, Bailard (1981) の掃流砂量式の第1項を展開すると, 平均流速および流速の長周期成分を含む項が生ずる. しかし, 平均流速と関連する漂砂量は式(14)に含まれると考えここでは無視する. また, 長周期成分に関しても, 現地流速データを解析した Mario-Tapia ら (2007) の結果によると, 長周期成分を含む項は式(15)よりも小さいと考えられるので, 平均流速に関する項と同様に無視する.

岸沖流速波形の前後の非対称性 (atiltness) による掃流砂量は次式の Hoefel・Elgar (2003) の式を用いた.

$$\begin{aligned} Q_{b,atilt} &= -\alpha_3 \{(\beta_3)_u a_{b,rms} - a_{cr} |(\beta_3)_u| / (\beta_3)_u\} \cos \theta, \\ &\quad |(\beta_3)_u a_{b,rms}| > a_{cr} \\ Q_{b,atilt} &= 0, & |(\beta_3)_u a_{b,rms}| \leq a_{cr} \end{aligned} \quad (16)$$

ここで, $a_{b,rms}$ は底面における岸沖方向加速度の標準偏差, a_{cr} は底質の移動限界加速度 ($=0.2 \text{ m/s}^2$), α_3 は m/s の次元を持った係数である.

海底勾配による漂砂量 (式(17)) は Bailard (1981) の掃流砂量式の第2項を基にした. ただし, 流速の3次モーメントに関する式(15)においては長周期成分を無視したものの, 流速の振幅においては, 荒天時の汀線近傍において発達する長周期成分を無視できないと考え, 本サブモデルでは海底勾配による掃流砂量に長周期成分も考慮した.

$$Q_{b,slope} = \alpha_2 (\tan \beta / \tan \phi) (u_{b,rms}^3 + u_{bl,rms}^3) \quad (17)$$

ここで, $\tan \beta$ は沖へ向けて傾斜する勾配を正とする海底勾配, ϕ は内部摩擦角 ($=30 \text{ degree}$) である. $u_{bl,rms}$

は岸沖流速の長周期成分の標準偏差値であり、合田(1975)のサーフビートの振幅の推定式から求めた。

$$u_{bl,rms} = 0.01 \sqrt{g/h} \left[1 / \sqrt{(H_0/L_0)(1+h/H_0)} \right] H_0 \quad (18)$$

ここで、 H_0 、 L_0 はそれぞれ沖波波高、波長である。

3. 断面変化に関する推定値と実測値との比較

(1) 現地データの概要

波崎海洋研究施設 (Hazaki Oceanographical Research Station, 以下 HORS; 位置は図-3参照) では、長さ約400mの観測栈橋に沿って、休日を除く1日1回、5m間隔で断面を測定している。図-4は1日1回の断面測量結果および年1, 2回の深浅測量結果を基にした1987~2001年の平均断面を示したものである。以下、観測栈橋上の位置は図-4の座標を基に示す (例えば、沖方向距離115mの地点は P115m と表す)。沿岸砂州は P180m~P380mの領域において1~2年の周期で発生・移動・消滅を繰り返している。底質の中央粒径は0.18mm であり、深浅図

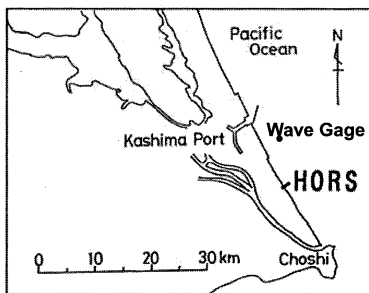


図-3 波崎海洋研究施設と沖波波高計の位置

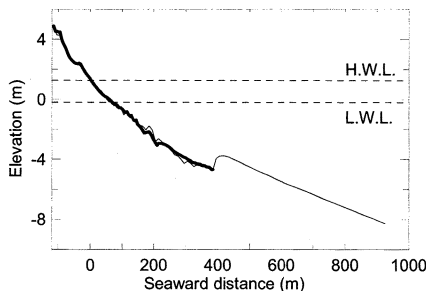


図-4 1987~2001年の平均断面 (波崎工事基準面基準)。太い実線は断面測量結果を、細い実線は深浅測量結果を基にしている。

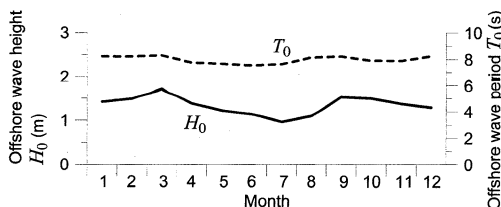


図-5 沖波波高・周期の月平均

によると HORS 周辺の地形は沿岸方向にほぼ一様である。

沖波波高・周期としては、鹿島港沖の水深約24mの地点 (図-3) における2時間間隔の実測値を用い、沖波波向としては、橋本ら(1999)が第三世代波浪推算モデルによって推定した値を用いた。沖波波高は1~3月および9~10月にかけて大きく、6~8月にかけて小さい (図-5)。

(2) 断面変化の推定値と実測値との比較

前述した断面変化モデルの沿岸砂州の中期移動特性の再現性を、HORS において1989年1月~1990年12月にかけて取得された断面データを用いて検討した。

計算における格子間隔は5m であり、沖側境界位置は P1200m とした。漂砂量に含まれる係数は、実測値と推定値との誤差が小さくなるように試行錯誤的に決定した。その結果求めた値は、 $\alpha_1 = 4.3 \times 10^{-4}$ 、 $\alpha_2 = 2.4 \times 10^{-6}$ 、 $\alpha_3 = 1.4 \times 10^{-3} \text{ m/s}$ である。これらの値を既往の断面変化計算によって用いられた値と比較してみると、Kobayashi ら (2008) は α_1 として 5.0×10^{-4} 、Gallagher ら (1998) は $\alpha_2 = 6.0 \times 10^{-4}$ 、Hoeftel・Elgar (2003) は $\alpha_3 = 1.4 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ を用いている。 α_1 に関しては本研究の値と既往の研究の値とは同程度であったものの、 α_2 と α_3 に関しては、今回得られた係数の値は既往の研究で用いられた係数よりも1~2オーダー小さな値であった。

以上の係数を用いて計算された断面と実測の断面との比較を図-6に示すとともに、図-7に実測と計算の砂州頂部位置の経時変化を示す。さらに、図-8には以下の式で表されるモデルの精度を表すパラメーターSS (Skill Score) の経時変化を示す。

$$SS = 1 - \frac{\sum_{x,t} (z_p(x,t) - z_m(x,t))^2}{\sum_{x,t} (z_m(x,t) - z_m(x,0))^2} \quad (19)$$

ここで、 z_p 、 z_m はそれぞれ地盤高さの計算値と実測値である。式からもわかるように、計算値が実測値と一致したときには $SS=1$ となり、 SS が0より小さくなるとモデルは初期地形から全く変化しないと考えるモデルよりも精度が悪いことになる。

図-7より、モデルは現地における1年周期の沖向きの砂州移動をおおむね再現していることがわかる。しかし、計算では現地に比べて砂州が発達しすぎており (図-6)、それが計算開始16ヶ月以降の $SS < 0$ (図-8) の原因になっていると考えられる。

本モデルでは Baillard (1981) にならない斜面勾配による漂砂量項の $\tan \phi$ を固定したけれども、Ruessink ら (2007) はこれを変数として取り扱っており、今後は、式(17)における斜面勾配の影響を大きくすることにより砂州の発達を抑えることを試みる予定である。また、本モデルの戻り流れの推定精度は沿岸砂州上では高いもの

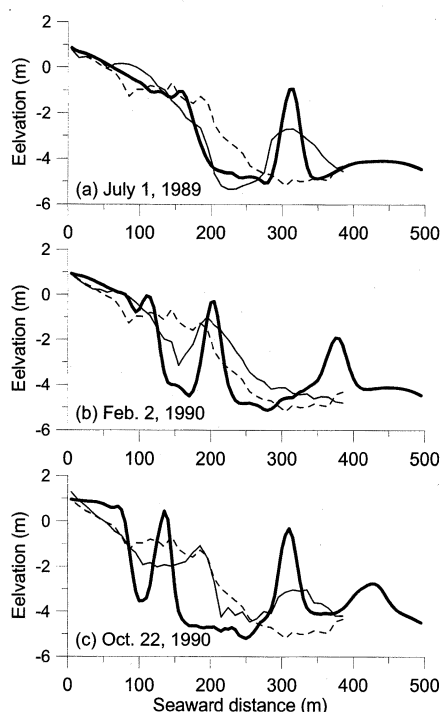


図-6 断面の計算値(太実線)と実測値(細実線)との比較
破線は初期断面(1989年1月4日)。

の(図-1), 汀線近傍では過大評価している可能性があり, 戻り流れの推定精度をより広範囲のデータで検討する予定である。

4. おわりに

本研究では, 沿岸砂州の中期変動特性を再現するための断面変化数値シミュレーションモデルとして, 砕波によって浮遊した底質が戻り流れにより冲向きに輸送される浮遊砂量, 流速波形の上下および前後の非対称性による岸向きの掃流砂量および海底勾配による掃流砂量を考慮したモデルを構築した。

モデルの砂州中期変動特性の再現性を HORS で観測された2年間の断面データを用いて検討したところ, モデルは現地における1年周期の冲向きの砂州の移動をおおむね再現していることが明らかとなった。ただし, モデルでは現地に比べて砂州が発達しすぎているなどの改善点があり, 今後改良を行っていく予定である。

参 考 文 献

- 栗山善昭・中官利之(1999): 沿岸砂州周辺の戻り流れ・沿岸流推定モデル, 土木学会論文集, No.635/II-49, pp.97-111.
 栗山善昭・加藤一正・磯上知良(1990): 砕波位置近傍での流速波形の非線形性と岸沖漂砂量, 海岸工学論文集, 第37巻, pp.284-288.
 合田良実(1975): 浅海域における波浪の砕波変形, 港研報告,

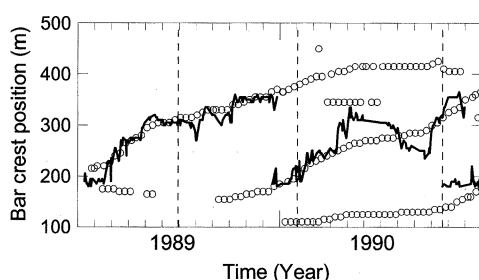


図-7 沿岸砂州頂部位置の経時変化。実線は実測値, 白丸印は計算値, 縦の破線は図-6の比較日。

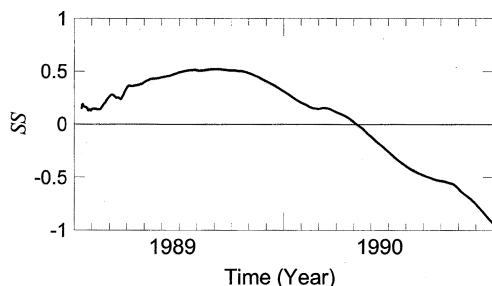


図-8 SSの経時変化

- 14巻, 3号, pp. 59-106.
 橋本典明・川口浩二・真期俊行・永井紀彦(1999): 第3世代波浪推算法(WAM)の推算精度に関する検討, 港研報告, 第38巻, 第4号, pp. 3-47.
 Bailard, J.A. (1981): An energetics total load sediment transport model for a planar sloping beach, J. Geophys. Res., Vol.86, C11, pp.10938-10954.
 De Vriend, H.J. and M.J.F. Stive (1987): Quasi-3D modelling of nearshore currents, Coastal Eng., Vol.11, pp.565-601.
 Doering, J.C. and A.J. Bowen (1995): Parameterization of orbital velocity asymmetries of shoaling and breaking waves using bispectral analysis, Coastal Eng., Vol.26, pp.15-33.
 Goda, Y. (1983): A unified nonlinearity parameter of water waves, Rep. Port and Harbour Res. Inst., Vol.22, No.3, pp.3-30.
 Hoefel, F. and S. Elgar (2003): Wave-induced sediment transport and sandbar migration, Science, 299, pp.1885-1887.
 Katoh, K., N. Tanaka, T. Kondoh, M. Akaishi and K. Terasaki (1985): Field observation of local sand movements in the surf zone using fluorescent tracer (second report), Rep. Port and Harbour Res. Inst., Vol.24, No.4, pp.3-63.
 Kobayashi, N., A. Payao and L. Schmied (2008): Cross-shore suspended sand and bedload transport on beaches, J. Geophys. Res., doi:10.1029/2007JC004203, in press.
 Marino-Tapia, I.J., P.E. Russell, T.J. O' Hara, M.A. Davidson and D.A. Huntley (2007): Cross-shore sediment transport on natural beaches and its relation to sandbar migration patterns: 1. Field observations and derivation of a transport parameterization, J. Geophys. Res., Vol.112, C03001, doi:10.1029/2005JC002893.
 Ruessink, B. G. and Y. Kuriyama (2008): Numerical predictability experiments of cross-shore sandbar migration, Geophys. Res. Lett., Vol.35, L01603, doi:10.1029/2007GL032530.
 Ruessink, B.G., Y. Kuriyama, A.J.H.M. Reniers, J.A. Roelvink and D.J.R. Walstra (2007): Modeling cross-shore sandbar behavior on the timescale of weeks, J. Geophys. Res., Vol.112, F03010, doi:10.1029/2006JF000730.
 Svendsen, I.A. (1984): Mass flux and undertow in a surf zone, Coastal Eng., Vol.8, pp.347-365.