

神戸大学大学院工学研究科 学生員 ○宮崎 大

神戸大学大学院工学研究科 正会員 内山 雄介

1. はじめに

流れから波へのフィードバック機構（以後 CEW と呼ぶ）により，海浜地形変化に関わる海浜流のうち，離岸流の沖への発達や非定常沿岸流の発生発達が抑制されることが知られている．例えば内山・甲斐田¹⁾は数値実験に基づく詳細な運動量収支解析を行い，離岸流の発達抑制メカニズムを力学的に明らかにした．また，Garnier *et al.*²⁾は沿岸方向に一樣なバー型海浜地形に対し，CEW を簡易的に取り入れた水理モデルに漂砂モデルを組み合わせることにより，周期的なリップチャンネルの形成を再現した．しかし，CEW のうち離岸流の発達・抑制に最も重要な波の屈折効果の考慮が不十分であった．そこで本研究では，CEW を正確に考慮した水理モデルに漂砂モデルを組み合わせることにより，CEW の有無によるリップチャンネルの発達過程の差を定量的に評価し，CEW がリップチャンネル形成に及ぼすメカニズムを考察した．

2. 解析モデルの概要

本研究では，位相平均流モデルとして Uchiyama *et al.*³⁾ による vortex-force 型位相平均平面二次元浅水流モデルを用いた．連続式，運動方程式は以下の通りである．

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \nabla \cdot H \mathbf{u} = -\frac{\partial \hat{\xi}}{\partial t} - \nabla \cdot H \mathbf{u}^s \quad (1)$$

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} + g \nabla \xi + \hat{\xi} \times \mathbf{u}^s \cdot (\nabla \times \mathbf{u}) = \frac{\varepsilon_b \mathbf{k}}{\rho H \sigma} - \frac{\tau_b}{\rho H} \quad (2)$$

碎波輸送 ε_b には Church & Thornton (1993)，底面摩擦 τ_b には Soulsby (1995) を用いた．一方，平面波浪場モデルは WKB 近似に基づく ray 方程式をベースとしており，波のアクション保存式および波数保存式は以下の通りである．

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla \cdot \{A(\mathbf{c}_g + \mathbf{u})\} = -\frac{\varepsilon_b}{\sigma} \quad (3)$$

$$\frac{\partial \mathbf{k}}{\partial t} + (\mathbf{c}_g + \mathbf{u}) \cdot \nabla \mathbf{k} = -(\tilde{\mathbf{k}} \cdot \nabla) \tilde{\mathbf{u}} - \frac{k\sigma}{\sinh 2kH} \nabla H \quad (4)$$

また，海浜地形変化モデルは以下のような漂砂量，漂砂の収支式から構成される．

$$\mathbf{q} = \alpha \left\{ (\mathbf{u} + \mathbf{u}^s) - \gamma u_b \nabla z_b \right\} \quad (5)$$

$$\beta \frac{\partial z_b}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{q} = 0 \quad (6)$$

α は浮遊砂および掃流砂を考慮した stirring factor (Soulsby & Van Rijn, 1997)， β は加速率である．その他の変数等のモデルの詳細については参考文献¹⁾⁻³⁾を参照されたい．

3. CEW による地形変化（移動床）

CEW の有り無しの2ケースについて図-1に示す初期地形を用いた移動床数値実験を行い，地形変化の差異を定量化する．沖波波高 1 m，周期 10 秒の直入射を時間的に一樣に作用させ，十分に定常な海浜流が形成されたのち，碎波帯内領域中央部における微小な地形擾乱を与え，地形変化を促した．図-2に定常状態（500 日後）における地形変化量 z_b の分布を示す．CEW を考慮することにより，リップチャンネル（例えば，図-2の左図では $680 < y < 830$ m，右図では $650 < y < 880$ m）の岸側で堆積，沖側で侵食が助長され，リップチャンネルの間隔 λ が拡大することがわかる．すなわち，CEW によってリップチャンネルの y 方向幅が広がり，碎波帯内側のチャンネル部は広く浅く，外側のマウンド部は広く深く（低く）なっている．間隔 λ の値は，CEW なしでは 400 m，CEW ありでは 500 m 程度である．

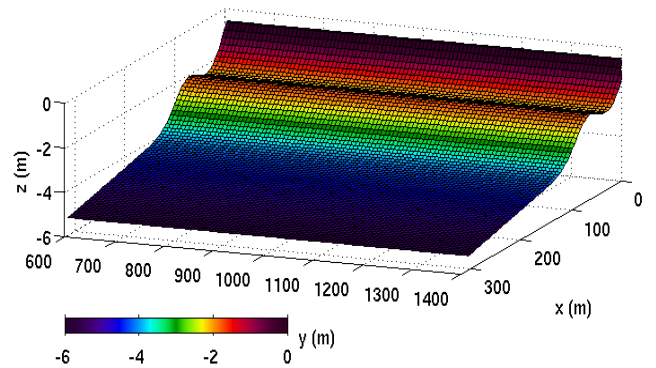


図-1 モデル初期地形 (Duck 海岸を模したバー型海浜)

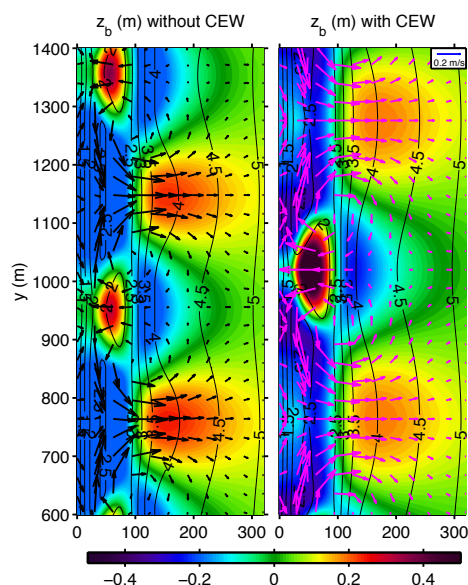


図-2 (左) CEW を考慮しない場合と、(右) CEW を考慮した場合の地形変化量 z_b (500 日後). コンターは水深, ベクトルは流速.

4. CEW による波, 流れ, 漂砂量の変化 (固定床)

移動床計算で得られた定常状態の地形を用い, 地形を固定することにより, CEW の有無による波, 流れ, 漂砂量・収支に生じる差異を定量化し, そのメカニズムについて検討する. CEW なしの地形を用いて CEW ありの固定床計算を行うと, CEW によって波, 流れ場が変化し, それに伴って漂砂量に不均衡が生じる. そのときの漂砂量の発散 $q (= -\beta \partial_t z_b)$ を図-3 に示す. 漂収支式の式(6)より, 図-3 では赤い領域で侵食, 青い領域で堆積が生じることを表している. リップチャンネル

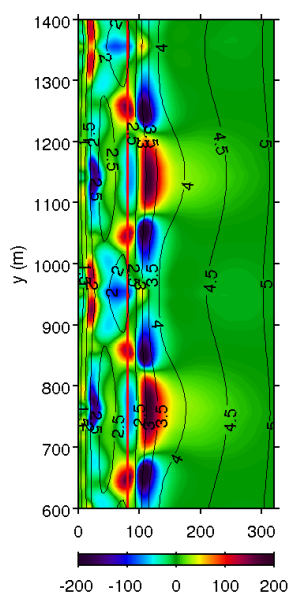


図-3 定常時の漂砂量の発散 q (mm/day)

のバー岸側で間隔を広げ浅くなるように, 沖側ではマウンドを y 方向に均して低下させるような分布をとっており, 移動床実験の CEW 有りの地形に近づこうとしていることがわかる. 次に, 沿岸方向の地形変化の原因を探るため, 漂砂量 q_y の式 (5) を漂砂輸送項: $\alpha(v+v^{st})$, downslope 項: $-\alpha\gamma u_b \nabla z_b$ に分解する (図-4). q_y に対しては漂砂輸送項が卓越して

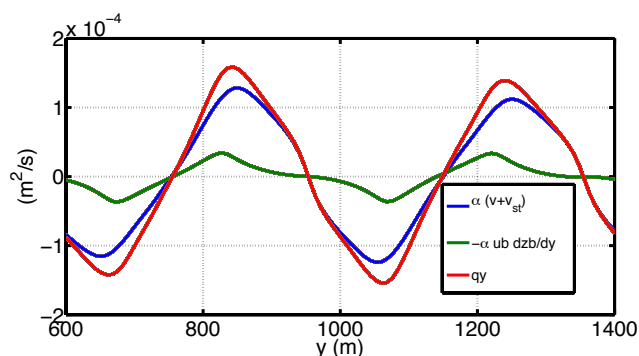


図-4 $x=120m$ における沿岸漂砂フラックスの内訳

おり, $v \gg v^{st}$ より CEW による q_y の変化には v (つまり u) の変化が直接的に重要であることが分かる. そこで次に, CEW の有無による運動量収支構造に関する考察を行う. CEW を考慮することにより, まず離岸流によってリップチャンネル周辺の波浪が屈折作用を受け, 波高, 砕波輸送量が増加し, 岸向きの砕波項が強化される. また, 波浪場の改変効果に伴う水位 (set-up) 勾配の変化により, 流れがリップチャンネルから発散するように圧力勾配が生じる. その結果, この 2 つの効果を通じ, CEW によって離岸流の沖への発達が抑制される. この抑制メカニズムは異なる地形条件で行われた内山・甲斐田¹⁾の結論と合致している.

5. 結論

CEW を考慮することにより, リップチャンネルの間隔は広がり, バーの岸側で堆積, 沖側ではマウンドが低下することが明らかになった. 漂砂量分布は, CEW による屈折, 砕波輸送, set-up の改変等を通じた離岸流抑制効果により形成される海浜流場と高い相関があった. 漂砂量の発散から推定される地形変化の傾向は, CEW により CEW なしの地形を CEW ありの地形に近づいていくというものであった.

参考文献

- 1) 内山・甲斐田 (2012), 海講, Vol.68, No.2, p.1_36-40.
- 2) R. Garnier, D. Calvete, A. Falques and N. Dodd (2008), *J. Geophys. Res.*, Vol.113, C07053.
- 3) Y. Uchiyama, J. C. McWilliams, and J. M. Restrepo (2009), *J. Geophys. Res.*, Vol.114, C6021.