



流れから波へのフィードバック機構がリップチャネル形成に及ぼす影響

内山, 雄介
宮崎, 大
甲斐田, 秀樹

(Citation)

土木学会論文集B2(海岸工学), 69(2):I_521-I_525

(Issue Date)

2013

(Resource Type)

journal article

(Version)

Version of Record

(Rights)

©2013 公益社団法人 土木学会

(URL)

<https://hdl.handle.net/20.500.14094/90002936>



流れから波へのフィードバック機構が リップチャンネル形成に及ぼす影響

Wave-current interaction on morphological evolution of rip channel systems

内山雄介¹・宮崎 大²・甲斐田秀樹³

Yusuke UCHIYAMA, Dai MIYAZAKI and Hideki KAIDA

Current effect on waves (CEW) is examined for formation of rip channel systems with a barotropic model that consists of an Eulerian phase-averaged shallow water equation with a vortex-force formalism, WKB ray equations, and a bed evolution equation with the Soulsby-Van Rijn's total sediment flux formula. CEW acts on reducing the offshore extent of seaward rip currents through wave refraction on the currents, leading to modifying the budget of sediment flux and the associated surf-zone topography. Inclusion of CEW results in shoaling rip channels, deepening offshore mounds, and elongating alongshore spacing of rip channels with both the normal and oblique incidence of offshore waves.

1. はじめに

流れから波へのフィードバック機構（Current Effects on Waves, 以下CEWと略称）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（例えば、内山・甲斐田, 2012, 以下前報）や非定常沿岸流の発生発達（Uchiyamaら, 2009）が抑制されることが知られている。前報では、数値実験に基づく詳細な運動量収支解析から、CEWによる波の屈折が引き金となって運動量バランスに大幅な改変が生じ、離岸流の沖への発達が大幅に低減されることを示した。CEWによって海浜流場が変化すれば、その結果として形成される海浜地形も変化することが予想される。特に離岸流場に形成されるリップチャンネル（Rip Channel, 以下RCと略称）地形は、CEWによって抑制される離岸流によって少なからぬ影響を受けるものと考えられる。

これに対して、海浜流モデルと漂砂モデルを組み合わせるにより、沿岸方向に一樣なバー型海浜地形からのRC発達・形成に関する数値実験が行われてきた（例えば、Garnierら, 2008）。しかしながら、CEW、特に波の屈折効果の考慮が不十分であり、波-流れ相互作用による離岸流の抑制効果がRCの形成過程に及ぼす影響については十分に理解されているとは言い難い。そこで本研究では、CEWを正確に考慮したUchiyamaら（2009）による海浜流モデルに漂砂モデルを組み込むことにより、vortex force型の海浜地形変化モデルを開発する。これを用いて、自己発達型のRC形成過程をモデリングし、

CEWによるRC地形の差異およびその原因を解析することを主たる目的とする。

2. 解析モデル

本研究では、海浜流場にはvortex-force型の定式化を行ったEuler位相平均平面二次元浅水流モデルを、平面波浪場にはCEWが表現可能なWKB近似に基づくray方程式を用い、双方向にカップリングすることにより波-流れ共存場を表現する。海浜地形変化モデルはSoulsby・Van Rijnモデル（Soulsby, 1997）による浮遊砂と掃流砂を同時に考慮した全漂砂量式と漂砂収支式から構成される。

(1) 海浜流モデル

海浜流場のベースとなる位相平均された連続式および運動方程式はそれぞれ以下の通りである。

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

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} + g \nabla \zeta + \hat{\mathbf{z}} \times \mathbf{u}^{st} \cdot (\nabla \times \mathbf{u}) = \frac{\varepsilon_b \mathbf{k}}{\rho H \sigma} - \frac{\boldsymbol{\tau}_b}{\rho H} \quad \dots\dots (2)$$

ここに、 ζ : 水位、 $\hat{\zeta}$: Bernoulli head による set down 量、 $\mathbf{u} = (u, v)$: 水深平均 Euler 流速、 H : 全水深、 g : 重力加速度、 $\hat{\mathbf{z}}$: 鉛直上向き単位ベクトル、 ε_b : 碎波による波のエネルギー消散率、 \mathbf{k} : 波数ベクトル、 σ : 波の周波数、 ρ : 流体の密度（=1030 kg/m³）、 \mathbf{u}^{st} : 水深平均ストークスドリフト速度、 $\boldsymbol{\tau}_b$: 底面摩擦力（波-流れ共存場に対するSoulsbyモデル（1995）を用いる）である。全水深 H および実際の水表面高さ ζ^c は次式で表される。

$$H = h - z_b + \zeta^c; \quad \zeta^c = \zeta + \hat{\zeta} \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 h : 静水面を基準とした水深、 z_b は堆積を正と

1 正会員 博(工) 神戸大学准教授 大学院工学研究科市民工学専攻
2 学生会員 学(工) 神戸大学院工学研究科市民工学専攻

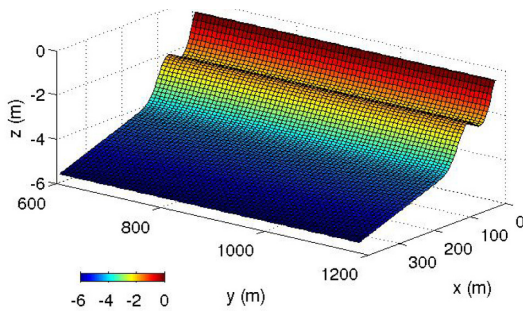


図-1 Duck海岸を模した初期地形。x=80 mにバーを有する沿岸方向に一樣な砂浜海岸を想定。計算領域全体のサイズは、x: 384 m × y: 2048 m。

した地形変化量である。

(2) 平面波浪モデル

平面波浪モデルは、狭帯スペクトルピーク波に対するアクション保存式および波数保存式から構成される。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla \cdot (A \mathbf{c}_g) = -\frac{\varepsilon_b}{\sigma} \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$\frac{\partial \mathbf{k}}{\partial t} + \mathbf{c}_g \cdot \nabla \mathbf{k} = -(\mathbf{k} \cdot \nabla) \bar{\mathbf{u}} - \frac{k\sigma}{\sinh 2kH} \nabla H \quad \dots\dots\dots (5)$$

ただし、 A は波のアクション（波作用量）、 $k = |\mathbf{k}|$ ：波数である。波数保存式(5)ではチルダが付いている変数同士の演算を先に行う。分散関係式は、

$$\sigma^2 = gk \tanh kH ; \omega = \mathbf{u} \cdot \mathbf{k} + \sigma \quad \dots\dots\dots (6)$$

である。 ω ：流れによるドップラーシフト（CEW）を受けた波の周波数であり、これに伴う群速度ベクトル \mathbf{c}_g は、

$$\mathbf{c}_g = \mathbf{u} + \frac{\sigma}{2k^2} \left(1 + \frac{2kH}{\sinh 2kH} \right) \mathbf{k} \quad \dots\dots\dots (7)$$

となる。碎波によるエネルギー消散率 ε_b には、Church・Thornton（1993）による半経験式（モデルパラメータは $B_b = 1.3$ 、 $\gamma_b = 0.38$ ）を用いる。

(3) 海浜地形変化モデル

海浜地形変化モデルは、漂砂フラックス収支式および浮遊砂と掃流砂を考慮したSoulsby・Van Rijnの全漂砂量式から構成される（Soulsby, 1997；Garnierら, 2008）。

$$\beta \frac{\partial z_b}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{q} = 0 \quad \dots\dots\dots (8)$$

$$\mathbf{q} = \alpha \left\{ (\mathbf{u} + \mathbf{u}^s) - \gamma |\mathbf{u}_b| \nabla z_b \right\} \quad \dots\dots\dots (9)$$

\mathbf{q} ：水深積分された漂砂量フラックス、 γ ：砂面勾配に関するモデルパラメータ（= 10）、 \mathbf{u}_b ：底面における軌道流速である。式(9)右辺第1項はLagrange流速による輸送項、第2項はdownslope項であり、後者は拡散項として機能する。波、流れ場の変化と比較して地形変化は極めて

緩慢に生じるため、漂砂収支式中の z_b 時間変化項に加速率 β （= 100）を乗じて地形変化を促進することとする。stirring factor α は、

$$\alpha = \begin{cases} \frac{1}{1-\lambda} A_s (u_s - u_c)^{2.4} & \text{for } u_s > u_c \\ 0 & \text{for } u_s \leq u_c \end{cases} \quad \dots\dots\dots (10)$$

ただし、 λ ：底質間隙率（= 0.4）である。限界摩擦速度 u_c およびstirring流速 u_s はそれぞれ次式で表される。

$$u_c = 8.5 (d_{50})^{0.6} \log_{10} \left(\frac{4h^*}{d_{90}} \right) \quad \dots\dots\dots (11)$$

$$u_s = \left[|\mathbf{u}|^2 + \frac{0.018}{\kappa} \ln \left(\frac{z_m}{z_0} \right) |\mathbf{u}_b|^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad \dots\dots\dots (12)$$

ここに、 $h^* = h - z_b$ ：時間変動する水深、底質粒径は $d_{50} = 0.25$ mm、 $d_{90} = 0.5$ mm（細砂）とする。漂砂量係数 A_s では、浮遊砂と掃流砂による寄与が考慮されている。

(4) カップリング計算

海浜流、波浪、漂砂モデルは各時間ステップで逐次計算することにより、タイトにカップリングされている。地形の時間発展には2次精度のAdams-Bashforthスキームを用いる。岸沖方向に x 座標、沿岸方向に y 座標を定義し、沿岸方向に関しては全ての変数について周期境界条件を、岸境界では不透過条件を、沖側開境界では放射条件を課し、波浪諸量についてのみクランプ条件を用いる。RC地形が少なくとも3波長分以上表現できるように、計算領域は沿岸方向に2048 m、岸沖方向に384 mとし、これを $dx = 4$ m、 $dy = 8$ mで離散表現した。計算時間刻みは0.32秒であり、地形変化について500日分（加速率 $\beta = 100$ であるので海浜流と波浪については5日分）の時間積分を行う。以下では特記なき限り地形変化時間を用いることとする。なお、海浜流・波浪モデルの詳細はUchiyamaら（2009）を、漂砂量モデルについてはSoulsby（1997）を参照されたい。

3. 移動床実験：RC形成に対するCEWの影響

初期地形として米国North Carolina州Duck海岸を模した、沿岸方向に一樣で距岸80 mに頂部を有するバー型海浜地形（図-1）を用いた移動床数値計算実験を行う。ここでは、CEWありなしの比較実験を行ない、CEWによるRC地形変化の差異を定量化することを試みる。外力としては、沖側境界において入射（RMS）波高 $H_{rms} = 1$ m、ピーク周期10 sの狭帯スペクトルピーク波を継続的に与える（以下全てのケースについて同様）。波向きは直入射（ $\theta = 0^\circ$ ）および斜め入射（ $\theta = 4^\circ$ ）の2通りを考え、十分に定常な海浜流が形成された地形モデル時間5日後（波・流れ場時間72分後）に、領域中央部碎波帯内海域の $x = 48$ m、 $y = 1024$ m地点の1グリッドに高さ10 cmの微

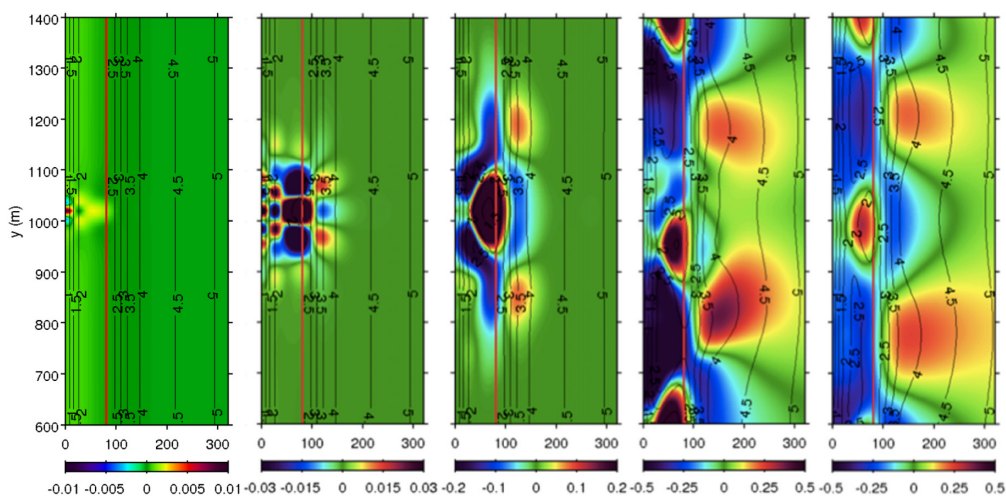


図-2 RC地形の時間発展(直入射, CEWなしの場合). 右から6, 10, 15, 50, 100日後(ただし地形擾乱は5日後に与えている). カラー: 水深変化量 z_b (堆積が正, 単位はm), コンター: 水深 $h^* = h - z_b$ (間隔は0.5 m) 赤線: バー頂部の初期位置.

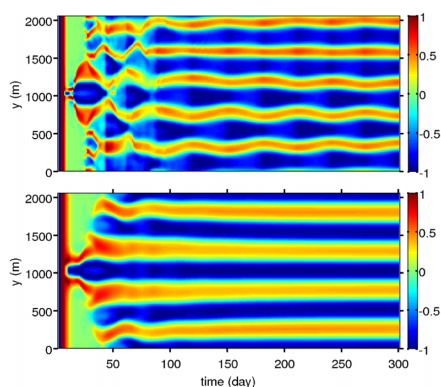


図-3 バー沖側 $x = 120$ m断面における直入射波による無次元地形変化量 $z_b / z_{b,rms}$ の時間発展. (上) CEWなし, (下) CEWあり.

小さな地形擾乱を与え, その発達を追う.

直入射・CEWなしのケースにおけるRC地形の発達過程を見ると(図-2), 5日目に与えた初期擾乱は, その地点を中心に上下対称に沿岸方向に発達していき, 50日後には沿岸方向波長400 m程度のRCへと成長し, 100日後にはほぼ定常状態に達する. 本モデルにより, 与えた地形擾乱に応答して波浪が屈折変形し, それに伴って不均一な海浜流が生じて漂砂収支の不均衡による地形変化を引き起こし, それが波浪場を変形させる, という自己励起的な地形変化が生じ, 周期的なRC地形を形成させることに成功したことが分かる.

次に, CEWありなしのRC地形変化の差異について検討するため, バーよりもやや沖側の $x = 120$ m地点における z_b を沿岸方向標準偏差($z_{b,rms}$)で無次元した地形変化量の時間発展を直入射の場合について比較する(図-3). いずれのケースも5日後に地形擾乱を与えてから5日程

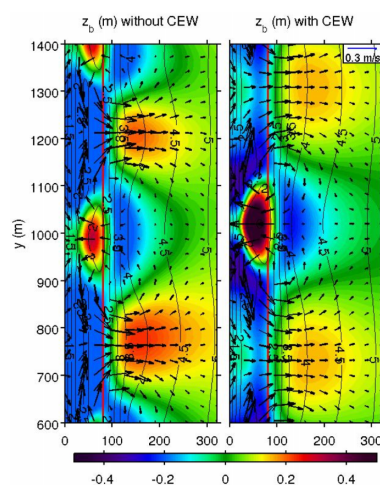


図-4 直入射波, 準定常状態(100日後)における地形変化量 z_b (カラー, 単位はm), 水深 $h^* = h - z_b$ (コンター, 間隔は0.5 m), Euler流速ベクトル. (左) CEWなし, (右) CEWあり.

度で領域中央部に明瞭な地形が生じ, 擾乱を付与した地点に対して対称に徐々に沿岸方向へ拡大し, 概ね75~100日にはほぼ定常で周期的なRC地形へと発達している. CEWなしの場合は, 準定常状態へ至るまでの変化がより不安定であり, 100日後以降も若干のゆらぎが見られる. これはCEWなし離岸流のジェット不安定現象(前報)を反映したものである. 一方, CEWを考慮した場合は, CEWなしのケースよりも地形変化のゆらぎは少なく, 約75日後には周期的で安定な地形が形成され, その後はほぼ定常なRC地形が維持される. また, RC間隔はCEWなしの場合に比べて若干広がっている.

定常状態での地形変化 z_b を見ると(図-4), いずれのケースも, 初期地形(図-1)に対してRC部分ではバー岸側

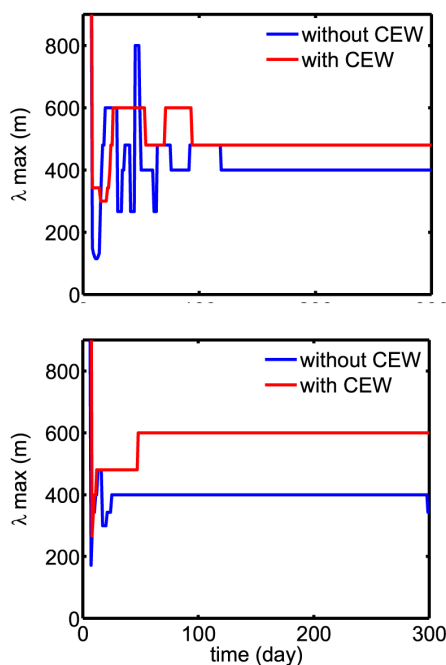


図-5 $x = 120$ m 断面における地形変化量 z_b に対する VP スペクトルピーク波長 λ_{\max} の時間変化。(上) 直入射, (下) 斜め入射。

では侵食が, 沖側では堆積が卓越し, 水深 h^* の等値線は緩やかに沖方向へ凸になっている。一方で, RCに挟まれた部分では rip cell を構成する岸向き流速によってバー沖側の土砂が碎波帯内へ輸送され, クレストが形成されている。CEWありなしによる地形変化 z_b の差異としては, CEWを考慮することによりRCの沿岸方向波長が増大し, RC上の碎波帯岸側のチャンネル部は広く浅く, 沖側のマウンド部(浅瀬)は広く深くなることが明白に示されている。反対に, RC間に形成されるクレスト部では, CEWによってバー岸側のマウンドはより堆積し, 沖側のトラフはより侵食される傾向を示す。

次に, CEWによるRCの沿岸方向波長の増大傾向を定量的に評価するため, 直入射, 斜め入射のケースについて $x = 120$ m 断面における z_b の VP (variance preserving) スペクトルピーク波長 λ_{\max} の時間変化を求めた(図-5)。いずれのケースも100日程度以降には一定となり, 直入射の場合はCEWありでは $\lambda_{\max} = 500$ m, CEWなしでは400 mであり, CEWによってRC沿岸波長が約100 m増大している。この傾向は斜め入射の場合により顕著に現れ, CEWなしでは $\lambda_{\max} = 400$ mと直入射の場合と同じであるのに対し, CEWありでは $\lambda_{\max} = 600$ mにまで増大している。これは, 沿岸流のシア不安定に対するCEWの影響を解析したUchiyamaら(2009)の結果と整合しており, CEWによってshear waveの波長が長くなることに対応しているものと考えられる。

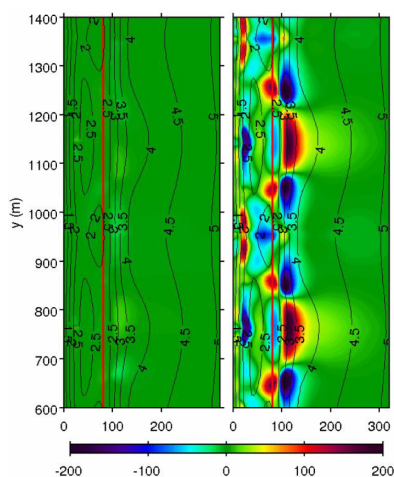


図-6 CEWなし移動床定常地形を用いた固定床計算による漂砂量の発散 ∇q (mm/day, カラー)。コンター: 与えた固定床地形 $h^* = h - z_b$ (間隔は0.5 m), 赤線: バー頂部の初期位置。(左) CEWなし, (右) CEWあり。

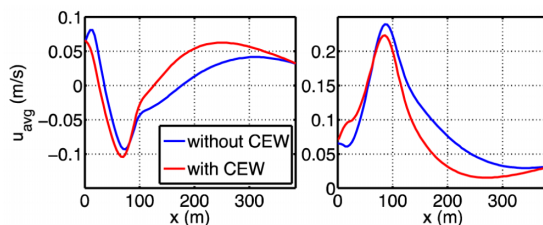


図-7 固定床計算時の岸沖流速分布。(左) RC間のクレスト部 ($856 \text{ m} < y < 1040 \text{ m}$), (右) RC部 ($664 \text{ m} < y < 848 \text{ m}$) に対する沿岸方向平均値。

4. 固定床実験: CEWによる漂砂量収支変化

異なるRC地形上で生じる海浜流場・波浪場の差異には地形の影響が強く現れるため, 移動床実験によりCEWの効果を抽出することは困難である。そこで, 移動床実験で得られたCEWなしの定常RC地形(100日後の瞬間値, 図-4左)を用い, CEWありなしの固定床計算を行うことで, CEWによる波, 流れ, 漂砂量の変化および漂砂量収支の不均衡を定量化し, そのメカニズムについて検討する。ここでは, 直入射の場合の結果のみを示す。

CEWなし定常地形上におけるCEWによる波・流れ場の変化によって生じる漂砂量の不均衡を漂砂フラックスの発散 ∇q で評価する(図-6)。漂砂量収支式(8)より, $\nabla q < 0$: 堆積(青い領域), $\nabla q > 0$: 侵食(赤い領域)を表している。 ∇q はCEWなしの場合はほぼゼロであり, 図-3上に見られた地形のゆらぎを励起する程度の僅かな不均衡が生じるだけであるのに対し, CEWありでは大きな値を示している。CEWありの場合の ∇q は, RC上のバー岸側では沿岸方向の間隔を広げ浅くなるように, 沖側ではマウンドを沿岸方向に均して低下させるように分布

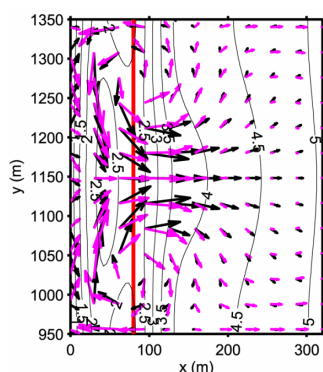


図-8 固定床計算時の定常流速ベクトルの比較。(黒)CEWなし、(ピンク)CEWあり。コンター：固定床地形 h^* (m, 間隔は0.5 m), 赤線：バー頂部の初期位置。

しており、移動床実験のCEWあり地形(図-4右)に漸近させるような傾向を示している。

式(9)右辺第1項の輸送項に対するdownslope項の寄与は10~20%程度であり、海浜流場では通常 $|\mathbf{u}| \gg |\mathbf{u}^e|$ なので、CEWによる漂砂フラックス \mathbf{q} の変化にはEuler流速 \mathbf{u} の変化が最も重要であると考えられる。実際、平均岸沖Euler流速分布を見ると(図-7), RC・クレスト部ともにCEWによってバー沖側では離岸流, return flowが抑制され、逆にバー岸側では強化されている。流速ベクトルを比較すると(図-8), CEWによって岸近傍の流れがRCに集中するとともに、バー沖側ではRCから発散する方向に沿って流速が強化されている。前者はバー岸側でのRCへの土砂供給を、後者はバー沖側での沿岸漂砂の強化によってマウンドを沿岸方向に拡大することに寄与しており、図-6右の $\nabla \mathbf{q}$ パターンと合致している。

CEWによる海浜流場の変化の原因を考察するため、固定床実験における各変量に対してCEWありの場合からCEWなしの場合を引いた差(波高: ΔH_{rms} , 碎波輸送量: $\Delta \epsilon_b$, 平均水位: $\Delta \zeta^c$)を考える(図-9)。CEWに伴う流れによる波の屈折変形によるアクション収支の変化により、RC沖側において H_{rms} , ϵ_b , ζ^c が全て増大している。これによってRC部では岸向きの碎波輸送が強化される。一方、沿岸方向では波浪場の改変効果に伴う平均水位(set-up)変化により、流れがRCから発散するような圧力勾配が生じる。CEWに起因するこの2つの効果により、離岸流の沖への発達抑制される。これは、異なる地形条件で行われた前報の結論に合致している。このようなCEWによる海浜流場の改変効果は漂砂量の収支構造の変化をよく説明している。

5. おわりに

CEWを正確に考慮したvortex force型海浜流-波浪モデルに全漂砂量モデルを組み合わせることにより、流体-

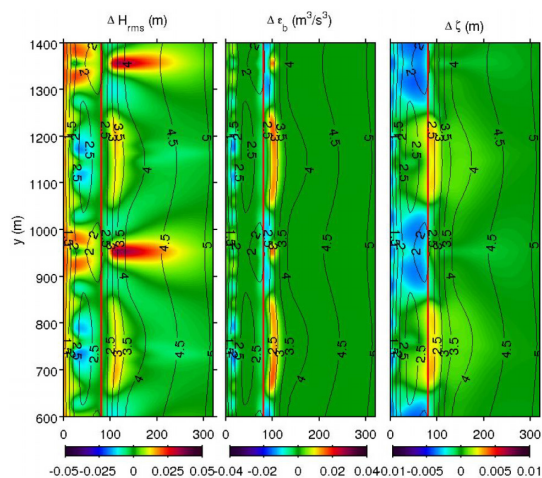


図-9 CEWありからCEWなしを差し引いた各変量の空間分布。(左) ΔH_{rms} :波高(中) $\Delta \epsilon_b$:碎波輸送量(右) $\Delta \zeta^c$:水位。

地盤系の不安定によって生じる自励的なRC地形の形成過程のシミュレーションに成功した。移動床数値実験から、CEWを考慮することによってRC地形の沿岸方向波長が増大し、碎波帯岸側のチャンネル部は広く浅く、沖側のマウンド部は広く深くなることが明らかとなった。沿岸方向波長の増加については、直入射の場合より斜め入射の場合のほうが顕著になることが示された。固定床数値実験から、CEWによる波浪の屈折、碎波輸送、set-upの改変などを通じた離岸流の抑制効果を伴って形成される海浜流場と、漂砂量分布とに高い相関があることを明らかにし、その原因について論じた。

謝辞：本研究は科学研究費基盤研究C(24560622)の援助を受けた。

参考文献

- 内山雄介・甲斐田秀樹(2012): 流れから波へのフィードバック機構による離岸流の発達抑制メカニズム, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. 136-140.
- Church, J.C. and E.B. Thornton (1993): Effects of breaking wave induced turbulence within a longshore current model, Coastal Eng., Vol. 20, pp. 1-28.
- Garnier, R., D. Calyete, A. Falqués and N. Dodd (2008): Modeling the formation and the long-term behavior of rip channel systems from the deformation of a longshore bar, J. Geophys. Res., Vol. 113, C07053, doi: 10.1029/2007JC004632.
- Soulsby, R.L. (1995): Bed shear-stress due to combined waves and currents, in Advance in Coastal Morphodynamics, edited by M. Stive *et al.*, pp. 4-20-4-23, Delft Hydraulics, Delft, Netherlands.
- Soulsby, R.L. (1997): Dynamics of Marine Sands, Thomas Telford, London, U.K.
- Uchiyama, Y., J.C. McWilliams and J.M. Restrepo (2009): Wave-current interaction in nearshore shear instability analyzed with a vortex force formalism, J. Geophys. Res., Vol. 114, C6021, doi: 10.1029/2008JC005135.