

高波浪時における遡上域付近の波の特性と岸沖漂砂量について

Waves and Sediment Transport in Swash Zone during Storm

山口隼人¹・堤浩司²・鈴木聡³・関克己⁴・水口優⁵

Hayato YAMAGUCHI, Koji TSUTSUMI, Satoshi SUZUMURA
Katsumi SEKI and Masaru MIZUGUCHI

Waves and sediment transport in the swash zone are studied for periods just before rapid berm erosion. Long period waves of around 100s are predominant and form standing waves with anti-node at the shoreline. Individual long period waves agree roughly with Carrier-Greenspan solution. Net sediment transport by individual waves is evaluated from beach profiles before and after the individual swash. A trial is made to relate the rate with the difference of transports for up-rush and down-rush. Magnitude of the rate essentially depends on cubic power of swash velocity and direction of transport on degree of forward tilting of swash waves.

1. はじめに

現地遡上域における波の挙動とその結果としての砂移動・地形変化という問題は、汀線の前進・後退という現象と直接的に結び付く重要な現象である。しかし、定性的な理解も十分にされておらず、定量的な評価には程遠い。遡上域の波の捉え方としては、Shen・Meyer (1963) に始まる斜面上で碎波後の遡上波先端の運動を放物運動として取り扱うものと、Carrier・Greenspan (1958) のように完全重複波として取り扱うものがある。前者において打ち上げ高は周期または初速で決まり、碎波現象が支配的であるのに対し、後者は斜面上で完全反射する場合の非線形長波の解であり、打ち上げ高は入射波高に比例し、反射率の高い現象の際のモデルである。

内野ら (2004) は台風 0315 号により生じた侵食に着目し波浪特性、地形変化、漂砂量について検討している。その結果、①侵食は満潮が近づく時点で、重複波成分が有意な状態にあり、遡上域が berm 頂に到達することにより開始されること。②侵食時の遡上域の漂砂は沖向きで、分布形状は岸から沖に向かって直線的に増加し、遡上域沖側端より沖側ではほぼ一定となること。③侵食は遡上域の緩勾配化によって終了することを明らかにした。さらに島田ら (2002) は、侵食中の全ての遡上波が砂面を低下させるのではなく、侵食期間に来襲する数波の遡上波により砂面低下が生じることを示しており、個々の侵食のメカニズムに迫るには、個々の遡上波による漂砂量の議論が必要なことを示唆している。

そこで本研究では汀線付近に密に設置された水位兼砂

面計群データによる連続観測結果に基づき、高波浪時における berm 侵食が本格的に始まる前の遡上域付近の波の特性の検討を行った。あわせて個々の遡上波による遡上域沖側端での岸沖漂砂量についても検討した。

2. 現地観測概要と解析に用いたデータ

(1) 現地観測概要と解析時間帯

茨城県波崎海岸にある独立行政法人港湾空港技術研究所の観測用栈橋に空中発射型超音波式水位計（以下水位計とする）を遡上域とその沖側の約 105 m 区間に 20 台設置し、サンプリング周波数 5 Hz で連続収録した。原点は観測用栈橋の栈橋部岸側端であり、岸沖方向座標は沖向きを正とする。このような観測システムのもと本研究では急激な berm 侵食が生じた 2003 年 9 月 22 日の 8:17 ~ 12:17（なお、この時間帯は内野ら (2004) の解析対象時間帯に含まれる）および 2004 年 6 月 30 日の 22:08 から 7 月 1 日 02:08 の各 4 時間を解析対象時間帯とした。例として 2003 年の 9/19 ~ 9/22 の断面地形図を図-1 に示す。現地観測概要の詳細は内野ら (2004) を参照されたい。

今回の解析対象時間内で遡上波が ch.7 ($X=7.26$ m, 2003 年時では平均海面より 0.635 m, 2004 年時では

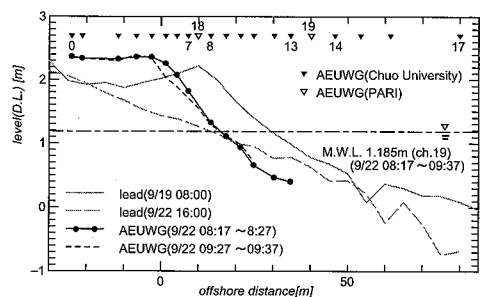


図-1 03/09/19 ~ 03/09/22 の断面地形図と水位計配置 (▽, ▲)

- | | | |
|---|----------|----------------------|
| 1 | 修(工) | 国土交通省北海道開発局 |
| 2 | 修(工) | 前中央大学大学院理工学研究科土木工学専攻 |
| 3 | | 中央大学大学院理工学研究科土木工学専攻 |
| 4 | 正会員 博(工) | 中央大学助教理工学部土木工学科 |
| 5 | 正会員 工博 | 中央大学教授理工学部土木工学科 |

0.330 m) 以上に到達し, かつ遡上波通過前後の地形データが取得可能な個々波を 45 ケース選んだ. なお 2003 年の解析対象時間内で選び出した 28 ケース (03/09/22 08:17 ~ 09:37) を caseY, 2004 年の 17 ケース (04/06/30 23:48 ~ 04/07/01 02:08) を caseT と称する. ここで注意すべきは, berm 消滅後は遡上域が計測範囲から外れたために, 解析可能であった時間帯は berm の本格的な侵食の始まる前であることである. また, 鹿島沖 (水深約 24 m) での有義波高, 有義周期は NOWPHAS より得られ, caseY は 03/09/22 8:00 のデータより 5.33 m, 9.8 s であった. 同様に caseT では 04/06/30 22:00 のデータより 1.12 m, 12.5 s であった.

(2) 遡上波形の算定とその特徴

a) 遡上波形の計算方法

汀線付近の地形変化を波の打ち上げ, 打ち下げと関連付けるため水位計のデータより遡上波形を計算した. 計算方法は図-2 に示すように, 瞬間毎に水面を感知する最も岸側の水位計 ch. (i) を選び出し, 一つ沖側の ch. (i+1) を用いて水面直線を求める. また, 地形直線は ch. (i-1), ch. (i-2) から求める.

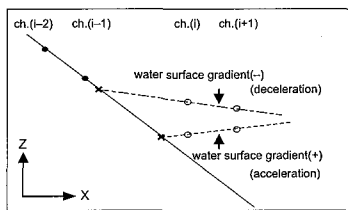


図-2 遡上波形と水面勾配の計算方法

これら 2 つの直線の交点を遡上波の先端とすることにより, 遡上波の時系列を得た. 水面感知の条件はノイズを水面と判定しないようにするために, 計測データが砂面高より 5 cm 以上であれば水面と見なした. なお砂面高は, 10 分毎に 10 秒間の変動が 1 cm 以下であれば砂面が露出したものと判定し, その 10 秒間の平均値と定義する. また遡上波先端の水面勾配と遡上の様子を見るために, 水面勾配の正負も判定した. なおノイズなどが原因で交点が求まらないときは, 水面を感知した一番岸側のチャンネルの水位を遡上波先端の水位としてプロットした. また, このときの勾配は (N/A) とする. 図-3 の上段に水位計データ η_{raw} と遡上波形 η_s の計算結果を示す. これより全体的に遡上波形を追えていることが分かる.

b) 遡上波形と遡上波先端の平均移動速度

本研究では遡上波形と砂移動量の関係を見るために Shields 数的思考を用いるが, そのためには底面付近の水粒子の速度を求める必要がある. 本研究では漂砂量算定地点における水粒子速度を算定するため, 算定地点における水粒子の移動速度を遡上波先端の平均移動速度で近似す

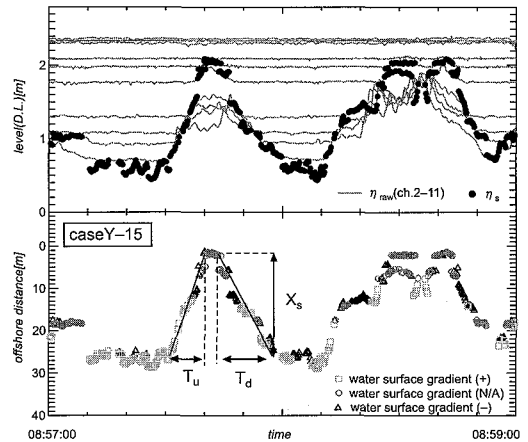


図-3 η_s の計算結果例 (上) と速度の読み取り例 (下) (03/09/22 8:57:00 ~ 8:59:00)

る. このことは遡上波中では圧力勾配が小さく, 水面勾配はほぼ水平と見なせると仮定することに対応する. ただし実測の水面勾配は $-0.1 \sim 0.17$ の範囲で変動する.

打ち上げ・打ち下げ時の遡上波先端の平均移動速度 U_u , U_d は遡上波形を利用して, 遡上域沖側からの遡上の水平距離 X_s を打ち上げ・打ち下げ時の継続時間 T_u , T_d で割ることにより算出し, これを水粒子の速度とみなすことにする. 図-3(下)に X_s , T_u , T_d の読み取り例を示す.

一方, 図-3(下)から, 遡上波先端が静水面より上にある時は遡上波先端の水面勾配はほぼ負 (沖に向かって低下, 図-2 参照) であり圧力勾配としては減速域である. また, 下にあるときは正で加速域である. この傾向は遡上波が波動であることを示している.

3. 遡上域付近の水位変動のクロススペクトル解析

水位計の中で砂面が露出しない最も岸側の水位計 (ch.14, $X=46.54$ m) と最も沖側の水位計 (ch.17, $X=79.99$ m) を用いて, クロススペクトル解析を行った.

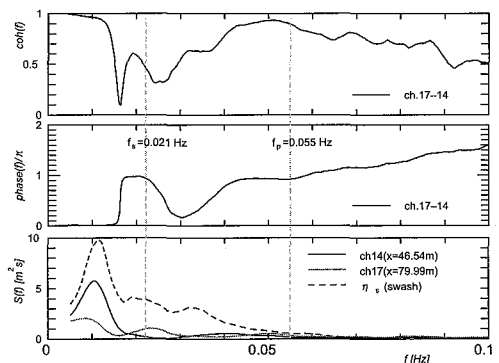


図-4 遡上域付近の波のクロススペクトル解析と遡上波形のパワースペクトル (03/09/22 8:29:42 ~ 9:24:18)

なおスペクトルの計算には2次関数を当てはめて潮位変動分を差し引き、約54分間(03/09/22 8:29:42 ~ 9:24:18 データ数は 2^{14} 個)のデータを用いてFFT法により平滑化幅片側16で行った。図-4にクロススペクトル解析の結果を示す。

図-4(上)のコヒーレンスおよび図-4(中)のフェイズを見ると、位相差が0から π にシフトしている周波数でコヒーレンスが谷になっている。そして π から低下し始める周波数($f_s=0.021$ Hz)まで位相差はほぼ π で重複波動的である。一方 $f_b=0.055$ Hz以上ではコヒーレンスの落ち込みもなく、位相差も直線的に増加することから、進行波の特性を示していることがわかる。

図-4(下)のパワースペクトルから遡上波形のピークは約80s($f=0.0125$ Hz)付近にあり、完全重複波とみなせる範囲内である。また完全重複波と見なせる範囲にパワーが集中していることがわかる(約60%)。ちなみに遷移域の中間値($f=0.038$ Hz)までの範囲を考えると、全体のパワーの約85%であった。

4. 遡上域付近の個々の波とCG解の比較

遡上波のパワーが f_s 以下の周波数に集中しており、観測結果における汀線付近の波動場は反射率の高い状態にあることがわかった。そこで実測の個々波と一様斜面上の非線形長波の完全重複波解であるCarrier・Greenspan (1958)の解(以下CG解とする)を比較する。

(1) CG解に用いる個々波の振幅、周期、原点と地形勾配の算定

CG解に用いる個々波の振幅 a 、および周期 T を算定するに当たり、 η_s に数値ローパスフィルターをかけて長周期成分 η_{SL} を取り出した。なおカットオフ周波数 f_c はcaseY, T共に f_s と f_b の中間値とした($f_c=0.038, 0.033$ Hz)。 a は η_{SL} の峰の値から前後の谷の値の平均値を引き、それを2で割ることにより算出し、 T は谷から谷までの時間とした。

次いでCG解のための原点を算定する。まず着目した遡上波の前後の地形データを用いてそれぞれ直線近似した。水面については、砂面が露出しない水位計を用いて、該当する峰を中心とする5分間の平均水面を算出した。そして遡上波の前後における両者の交点の平均をCG解の原点(X_0, Z_0)とした。なお地形勾配 $\tan\beta$ も遡上波前後の地形の傾きの平均値を用いた。

(2) η_s とCG解の比較

図-5に η_s 、および η_{SL} とCG解から得られる遡上波形 η_{SCG} の比較を示す。個々の遡上波を選び出した条件は、遡上波形の長周期成分が一山でかつ峰を挟む前後の谷のD.L.の差が30cm未満のものとした。なおここで選んだケースは、caseY-15 (03/09/22 8:57 ~ 8:59 の

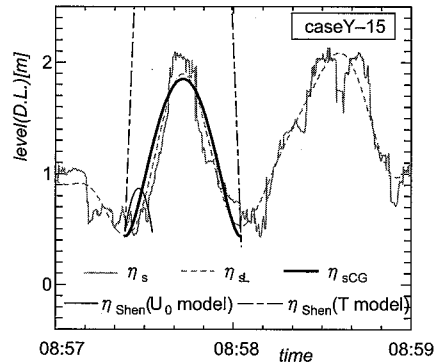


図-5 η_s, η_{SL} と η_{SCG}, η_{Shen} の比較

間の一波)で $a=0.706$ m, $T=39.0$ s, $X_0=17.13$ m, $Z_0=1.145$ (D.L.) m, $\tan\beta=0.061$ である。 η_{SL} と η_{SCG} は概ね良い一致を示した。

また図-5中にはShen・Meyer(1963)の碎波遡上を前提とした放物運動モデル η_{Shen} (初速度 U_0 を与える場合と周期 T を与える場合)も描いてある。両者共に実測とは一致しない。初速度を与える場合は加速度を考慮しないために実測に比べて極端に小さくなり、周期 T を与える場合は碎波飽和状態となる遡上波振幅を想定するために極端に大きくなっている。ちなみに放物型モデルは、重力加速度のため常に斜面に沿って沖向きに加速される。

(3) 遡上域近傍の長周期成分とCG解の比較

a) 長周期成分の空間波形の比較

ここでは水位計の生の時系列 η_{raw} の長周期成分 η_{rawL}

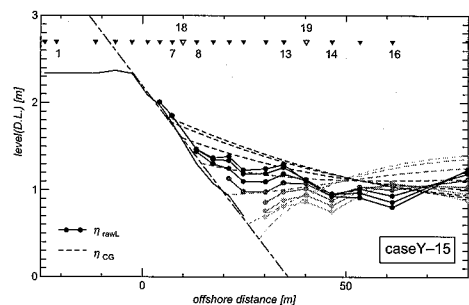


図-6(a) 長周期成分の空間波形の比較 (打ち上げ時)

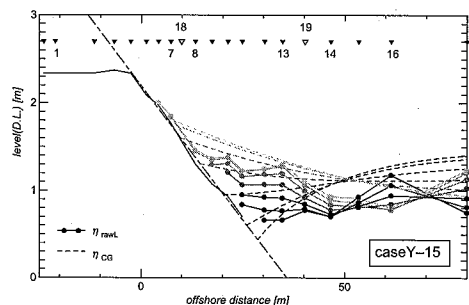


図-6(b) 長周期成分の空間波形の比較 (打ち下げ時)

とCG解から得られる波形 η_{CG} を空間波形で比較する。図-6(a), (b)に η_{rawL} と η_{CG} の空間波形を示す。なお図中には T を12分割し、打ち上げ時と打ち下げ時に分けてプロットしている。

遡上域沖側の地形が不明なために直線近似していること、 η_{rawL} が不規則波中の1波を取り出してきた長周期成分であることを考えると、 η_{rawL} と η_{CG} の一致は満足するべきものであろう。

b) 時系列の比較

図-7に遡上域中腹および砂面が露出しない最も岸側の水位計の生の時系列 η_{raw} 、その長周期成分 η_{rawL} と η_{CG} の時系列の比較を示す。遡上域中腹のch.8、遡上域直沖のch.12共に良く一致している。

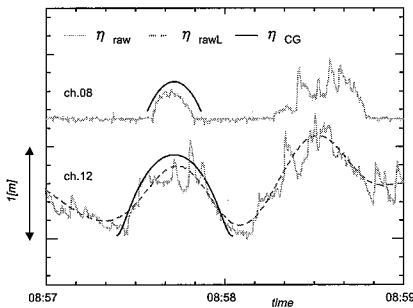


図-7 η_{raw} , η_{rawL} と η_{CG} の比較

以上、caseY-15では長周期成分に関して遡上波形、空間波形、および代表的な個々波とCG解を比較し良い一致を得た。ただし遡上波形から算定した流速(打ち上げ時2.7 m/s、図-3参照)とCG解から得られる流速(打ち上げ中の平均流速1.1 m/s)を比較したところ、前者は後者の約2.5倍となった。波形の一致度に比べて流速の差が大きいのは今後の課題である。

短周期波については進行波成分で、図-7に見るように長周期成分に乗った形で伝播し、局所的な水深で規定された碎波状況にあるものと推測されるが、その検証についても今後の課題である。

5. 岸沖漂砂量算定モデルの構築

図-4に示したとおり高波浪時において、長周期側に波のパワーが集中している。遡上域での砂の移動形態はこの長周期波による準定常的な掃流砂が支配的と考えられる。そこでShields数の考えを用いて、勾配の影響を考慮したせん断応力(重力の作用する向きが打ち上げ・打ち下げで変化する)と摩擦力の比を取ると次のようになる。

$$\frac{\frac{1}{2}\rho f U^2 \frac{\pi}{4} d_{50}^2 \mp \rho s g \sin \beta \frac{\pi}{6} d_{50}^3}{\rho s g \mu \cos \beta \frac{\pi}{6} d_{50}^3} \quad (1)$$

ここで、 ρ : 水の密度、 d_{50} : 中央粒径、 f : 波による底

面摩擦係数、 β : 遡上域の勾配のなす角、 μ : 底質の動摩擦係数、 U : 水粒子の速度、 s : 水中比重、 g : 重力加速度である。

(1)を整理すると(2)になる。

$$\frac{3f}{4\mu \cos \beta} \left(\frac{U^2}{sgd_{50}} \mp \frac{4 \sin \beta}{3f} \right) \quad (2)$$

(2)において $\beta \ll 1$ と考え、砂の動き易さを表現するパラメータ(mobility number)としてNielsen(1992)を参考に斜面勾配の効果を取り入れ、修正mobility number Ψ_u , Ψ_d を以下のように定義した。

$$\Psi_u = \frac{U_u^2}{sgd_{50}} - \frac{4}{3f} \beta \quad (3)$$

$$\Psi_d = \frac{U_d^2}{sgd_{50}} + \frac{4}{3f} \beta \quad (4)$$

掃流砂量モデルとして従来の考えに倣い、式(3), (4)の1.5乗を用いる(例えばNielsen, 1992)。それに打ち上げ・打ち下げ時の継続時間を考慮して、個々の遡上波による岸沖漂砂量モデルを以下のように定式化した。

$$q_x = \alpha (T_u \Psi_u^{1.5} - T_d \Psi_d^{1.5}) \quad (5)$$

ここで α : 係数(m^2/s)、 q_x : 一波毎の単位幅当たりの岸沖漂砂量(m^3/m)である。なお個々の遡上波による砂面変化、また対象とする波の遡上の前後の断面地形図と砂の連続式より算出した一波当たりの岸沖漂砂量 q_x (間隙を含む体積であり、岸向きを正とする)の一例を図-8(a), (b)に示す。

ここで地形変化から求めた遡上域沖側端での漂砂量と打ち上げ・打ち下げ時のmobility numberの1.5乗に打ち上げ・打ち下げ時の継続時間を考慮して差を取ったものである($T_u \Psi_u^{1.5} - T_d \Psi_d^{1.5}$)の関係を図-9に示す。ただし $d_{50}=0.22$ mm(実測)とし、水中比重 $s=1.65$ と

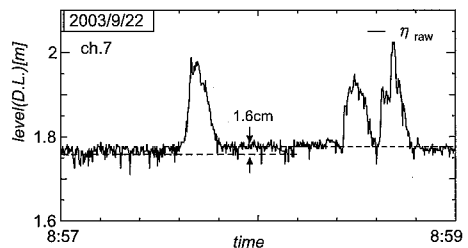


図-8(a) 個々波による遡上域での水位変動と砂面変化の例

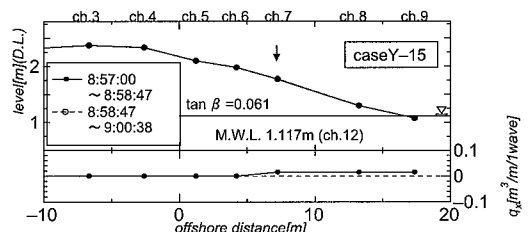


図-8(b) 一波作用後の堆積例

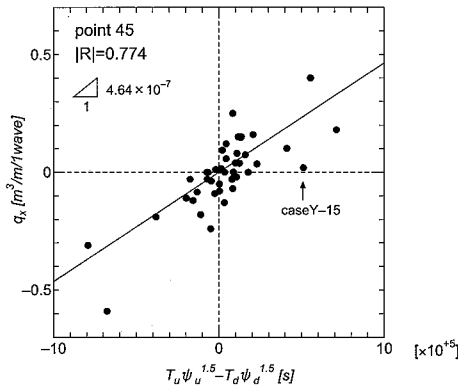


図-9 $T_u \psi_u^{1.5} - T_d \psi_d^{1.5}$ と岸沖漂砂量の関係

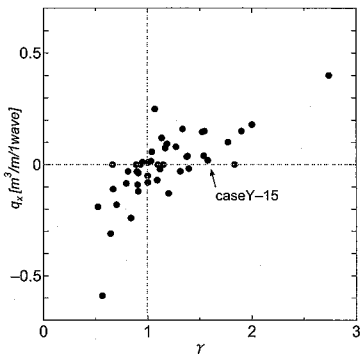


図-10 波形前傾度と岸沖漂砂量の関係

した。また、底面摩擦係数は、遡上域での値として Puelo・Holland (2001) を参考に $f=0.02$ とした。

図-9 より打ち上げ・打ち下げ時の mobility number と岸沖漂砂量の両者は正の比例関係と見なせる。最小自乗法を用いて α を決定すると個々波当たりの岸沖漂砂量は式 (6) で表すことができる。なお相関係数は 0.774 であった。

$$q_x = 4.64 \times 10^{-7} (T_u \psi_u^{1.5} - T_d \psi_d^{1.5}) \dots \dots \dots (6)$$

ちなみに今回のケースにおいては式 (3), (4) の第1項は 10^{-3} , 第2項は 10^0 のオーダーであり, 第2項はほとんど効かない。実際, f の値を 10 倍の $f=0.20$ に変えても式 (6) の係数 $\alpha = 4.64 \times 10^{-7} \text{ (m}^2/\text{s)}$ の値の変化は 1% 以下であった。

本研究では遡上波形を台形近似 (図-3 参照) しているため $U_u T_u = U_d T_d = X_s$ であり, 式 (3), (4) の右辺の第2項の影響を無視すれば以下ようになる。

$$q_x = 4.64 \times 10^{-7} \frac{U_d^2 X_s (\gamma^2 - 1)}{(sgd_{50})^{1.5}} \dots \dots \dots (7)$$

ここで $\gamma = U_u/U_d = T_d/T_u$ であり, 打ち上げの速度と打ち下げの速度比でかつ, 波形前傾度でもある。式 (7) は, 遡上波の波形前傾度が強いほど, すなわち γ

の値が 1.0 より大きいと, 砂移動量がプラス側に大きくなり堆積傾向となることを意味する。図-10 に波形前傾度と岸沖漂砂量の関係を示す。

この図から岸沖漂砂量が $\gamma=1.0$ 強を境に堆積・侵食に分かれることがわかる。境界値が 1.0 より少し大きいのは斜面の効果と考えられる。

6. 結 論

- ① CG 解は周期解であるのに対し, 実測の遡上域付近の波は不規則波であることを考慮すれば, 高波浪時の急勾配遡上域付近の長周期波, および遡上波形の個々波は CG 解とよく一致する。
- ② 波の打ち上げ時, 打ち下げ時の修正 mobility number の 1.5 乗に打ち上げ時, 打ち下げ時の波の継続時間をそれぞれ乗じたものの差と一波毎の岸沖漂砂量には正の比例関係が見られた。得られた経験式によると, 漂砂量の向きは波形前傾度 γ に支配されていることになる。

7. 今後の課題

- ① 計測範囲の都合で本格的な侵食開始以前のデータのみ解析となったが, 侵食中および侵食後の状況の把握も重要である。
- ② CG 解と高波浪における遡上域付近の波の長周期成分 (重複波成分) はよく一致したが, 短周期成分 (進行波の成分) については議論されておらず今後検討が必要である。
- ③ 本研究で得られた岸沖漂砂量算定モデルは, 遡上波形の前傾度によって漂砂量の向きが決まる。しかし前傾度が何によって決まるかは残された課題である。

謝辞：本現地観測では柳嶋慎一さんをはじめとする独立行政法人港湾空港技術研究所, 漂砂研究室の関係者の皆様に多大な協力を頂いた。ここに記して感謝の意を表す。また NOWPHAS のデータを使用させて頂いた。

参 考 文 献

- 内野敬太・山口隼人・関 克己・水口 優 (2004)：大規模侵食時における汀線近傍の漂砂量・地形変化・波浪特性, 海岸工学論文集, 第 51 巻, pp. 446-450.
- 島田玄太・関 克己・野原威一郎・小栗保二・関本恒浩・水口 優 (2002)：汀線近傍におけるストーム時大規模侵食の現地観測, 海岸工学論文集, 第 49 巻, pp. 586-590.
- Carrier, G. F. and H. P. Greenspan (1958)：Water waves of finite amplitude on a sloping beach, J. Fluid Mech., Vol. 4, pp. 97-109.
- Nielsen (1992)：Coastal Bottom Boundary Layer and Sediment Transport, Advanced on Ocean Engineering Vol. 4, World Scientific, pp. 95-128.
- Puelo, J. A. and K. T. Holland (2001)：Estimating swash zone friction coefficients on a sandy beach, Coastal Eng., Vol. 43, pp. 25-40.
- Shen, M. C. and R. E. Meyer (1963)：Climb of a bore on a beach Part 3. Run-up, J. Fluid Mech., Vol. 16, pp. 113-125.