

沿岸砂州を有する海浜の断面変形に関する研究

岡田 渉*・浦南 満**・出口 一郎***

1. ま え が き

高波浪による離岸方向漂砂移動と通常波浪による向岸方向漂砂移動は長期的にはバランスし、侵食型から堆積型への断面変形あるいはその逆の断面変形は可逆性があると言われている。しかし、侵食を受けた断面が、その後の静穏時の波浪によって元の断面には回復せず、汀線後退が残留することも報告されている。一方、侵食型波浪によって形成されたバー地形が、特性の異なる侵食性の波浪が入射した場合の海浜断面変形についても、まだ不明な点が多い。このような断面変形の機構を解明するためには、侵食性の波浪によって形成された沿岸砂州が入射波の変形とその結果生ずる岸沖漂砂に及ぼす影響を明らかにする必要がある。

本研究では、侵食性波浪によって形成される沿岸砂州に着目し、堆積性波浪入射時の断面変形の可逆性及び侵食性波浪入射時の波浪変形、海浜断面変形に及ぼす砂州の影響について実験的に考察すると同時に、数値予測モデルによってそれぞれの断面変形過程の再現性について検討を加えたものである。

2. 海浜断面変形に関する 2 次元移動床実験

(1) 実験方法と諸元

2 次元移動床実験で、2 種類の実験（実験Ⅰ及び実験Ⅱ）を行った。実験Ⅰでは、異なった位置に形成された砂州が堆積性入射波浪の変形及び海浜断面の可逆性に及ぼす影響について検討し、実験Ⅱでは、侵食型波浪によって形成された砂州を有する侵食地形に特性の異なる侵食性波浪を入射させ、侵食性波浪の変形とそれによる断面変形に及ぼす沿岸砂州の影響を検討した。

すべての実験は、図-1 に示す長さ 27 m、高さ 1.9 m、幅 1.5 m の 2 次元造波水槽内に作成した模型海浜（初期の海底勾配はすべて 1/10）上で行った。実験砂は、中央粒径 $D=0.045\text{ cm}$ の比較的広い粒度分布を持つ川砂である。

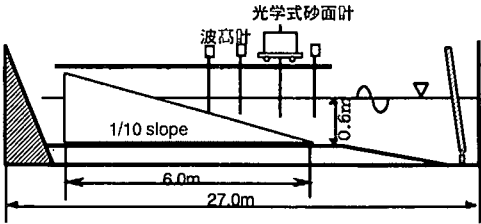


図-1 実験水槽も模型海浜

表-1 実験ケース番号と実験波諸元

Case	最終地形	実験波	$H\text{ (cm)}$	$T\text{ (s)}$	C_s	波浪時間
1	A10	Wa0	5.0	2.0	2.8	4
2	E11	Wa1	13.0	1.2	10.1	1.5
3	A11	Wa0	5.0	2.0	2.8	3
4	E12	We2	18.0	1.5	12.1	1.5
5	A12	Wa0	5.0	2.0	2.8	3
6	A10'	Wa0	5.0	2.0	2.8	4
7	E13	We3	15.0	1.3	11.1	1.5
8	A13	Wa0	5.0	2.0	2.8	3
9	E14	We4	15.0	1.5	10.1	1.5
10	A14	Wa0	5.0	2.0	2.8	3
11	E20	Wa0	15.0	1.5	10.1	1.5
12	E21	We5	12.0	1.5	8.1	1.5
13	E22	We0	15.0	1.5	10.1	1.5
14	E23	We2	18.0	1.5	12.1	1.5
15	E24	We5	12.0	1.5	8.1	1.5

表-1 に、実験Ⅰ及びⅡに用いた実験波の諸元を示す。Case 1～Case 9 が実験Ⅰに対応し、Case 10～Case 14 が実験Ⅱに対応し、 C_s は、堀川・砂村の侵食堆積判定パラメータの値である。

実験Ⅰでは、一様勾配（勾配 1/10）に整地した移動床に 4 時間堆積性波浪 Wa0 を入射し、これを初期堆積地形 A10 とし、この上に侵食性波浪 We1 を 1.5 時間入射する。ここで形成されたバーを有する侵食地形 E11 に、堆積性波浪 Wa0 を再度 3 時間入射し、形成される地形 A11 の計測を行う。特性の異なる侵食性波浪に対してこの操作を計 4 回行い、異なった位置に形成された砂州が堆積性入射波浪の変形及び海浜断面の可逆性に及ぼす影響について検討した。ただし、We2 によって形成された侵食地形上に堆積性波浪を入射させた場合に形成された地形 A12 は、初期堆積地形に回復しなかったことから、新たに一様勾配上に堆積性波浪を入射することによって

* 正 会 員 工 務 神戸市都市整備局
** 学生会員 大阪大学大学院工学科研究科
*** 正 会 員 工 務 大阪大学教授 大学院工学科研究科

A10と同じ初期堆積地形 A10'を作成することから始めた。

実験Ⅱでは、一様勾配(勾配 1/10)に整地した移動床の上に侵食性波浪 We0 を入射させて形成される侵食地形を初期地形 E20 とし、その上により侵食性の弱い波浪 We5 及びより侵食性の強い波浪 We2 を表-1 に示す順にそれぞれ 1.5 時間作用させ、侵食性波浪の変形とそれによる断面変形に及ぼす沿岸砂州の影響を検討した。

なお、実験Ⅰ,Ⅱにおいて、それぞれの入射波を造波して 30 分の間に碎波帯内外で、容量式波高計による水位変動の測定と電磁流速計による水粒子速度鉛直分布の測定を行った。また、地形変化の測定は、入射時間 30 分間隔に造波機を止め、光学式砂面計によって計測した。

(2) 堆積性波浪による海浜変形に及ぼす沿岸砂州の影響

図-2 に実験Ⅰにおいて計測された最終地形の比較を示す。図の縦軸と横軸は、それぞれ沖側一様水深 h_0 (= 65 cm) 及び堆積性波浪の沖波波長 ($L_0=624$ cm) で無次元化してある。また、横軸の原点は、実験開始前の一様勾配に整地された地形の汀線位置である。

図-2(a)は、初期堆積地形(A10)に侵食性波浪を入射して形成される砂州地形(E11)とその上に堆積性波浪を入射して形成された地形(A11)の比較を、図(b)~(d)は、その後引き続き、異なる侵食性波浪によって形成された砂州地形とその上に入射した堆積性波浪によって形成された地形の比較を示す。図-2(b)~(d)には参考のため、初期堆積地形(A10)も示してある。

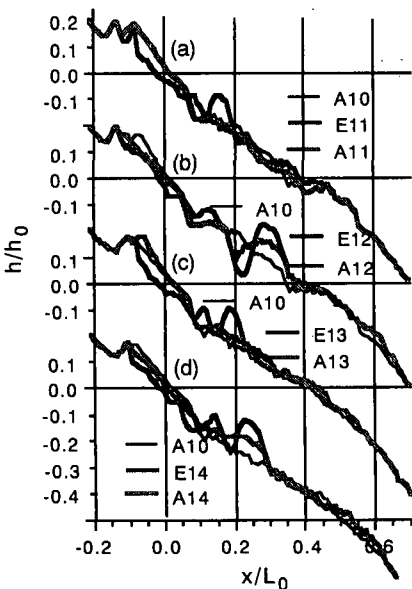


図-2 堆積性波浪による砂州地形の断面変形

これらの図から明らかなように、侵食性の波浪によって形成される砂州の規模が小さい場合は、その後の堆積性波浪の入射によって元の初期堆積地形に回復する(図-2(a)及び(c)). しかし、砂州の規模が大きき場合には、その後の堆積性波浪の入射によっても、砂州は完全に消失せず、元の堆積地形には回復せず、汀線の位置も後退したままである。

そこで、侵食性波浪によって形成される砂州位置が、その後の堆積性波浪によって形成される地形にどのような影響を及ぼすかということについて検討した。図-3 は、砂州地形に堆積性波浪が入射した場合の汀線位置の回復量(ds_i/ds , ds : 侵食性波浪入射後の前堆積地形からの汀線後退量, ds_i : 堆積波浪入射時の汀線回復量)と、初期堆積地形との水深差の 2 乗和水深の 2 乗和で無次元化した値 ($\sum(dh)^2/\sum(h)^2$) を示したもので、それぞれの横軸は、一様勾配時汀線から砂州頂部までの距離 x_{bt} を堆積性波浪の沖波波長で無次元化してある。

図-3 より明らかなように、 $x_{bt}/L_0 < 0.18$ の領域では、汀線位置は侵食を受ける以前の位置まで回復し、水深の残留変化も小さい。しかし、 $x_{bt}/L_0 > 0.24$ の領域では、形成される砂州の規模も大きく、汀線位置は、侵食を受ける前の位置には戻りきらず、水深の残差も大きい。

この理由は、堆積性入射波の浅水碎波変形に砂州の形状・位置が大きく影響し、その結果砂州地形上で生ずる岸沖漂砂量の分布形状が異なることによる。

図-4, 5 は、実験Ⅰの中の一様勾及び、2つの侵食地形(E11, E12)上に堆積性波浪を入射した場合の入射初期の波高分布と、造波開始後 30 分間に生じた水深変化量から計算される岸沖漂砂量を比較したものである。

小規模な砂州が形成されている E11 上では、一様勾配海浜上での波高分布に比べて若干沖側に碎波点が移動するのに対し、大規模な砂州が存在する E12 上では、砂州

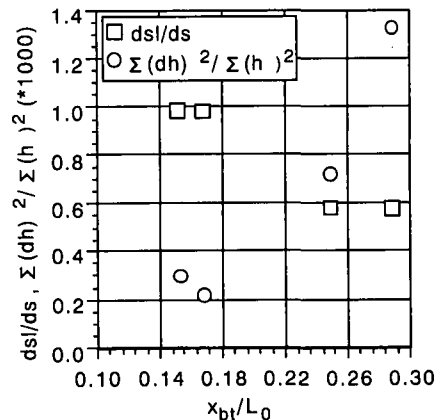


図-3 砂州位置の差異による汀線位置、断面の残留変形

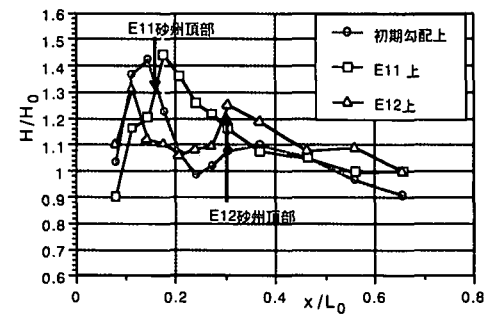


図-4 異なる地形上での波高分布

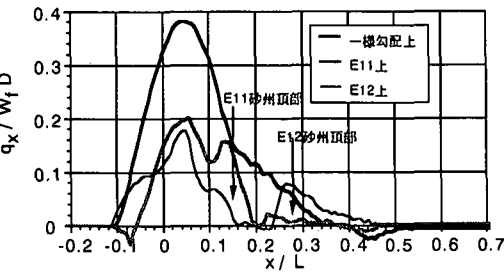


図-5 異なる地形上での岸沖漂砂量分布

の沖側で一度小規模な碎波が生じ、その後汀線近くで2度目の碎波が生ずる。一様勾配海浜及び、E11上での漂砂移動量は、 $x/L_0=0.02-0.03$ 付近に明確なピークを持つ向岸方向漂砂移動であるのに対し、規模の大きな砂州が存在する断面E12上では、 $x/L_0=0.02$ 及び 0.28 付近に2つのピークを持つ分布形となる。この分布形波高分布と対応し、後者のピークの位置は、砂州の位置に一致する。

(3) 侵食性波浪による海浜変形に及ぼす沿岸砂州の影響

図-6に実験IIにおいて計測された海浜断面の変形を示す。図の横軸は、一様勾配に整地された断面における汀線位置を原点とした離岸距離を沖波波長 L_0 ($=341$ cm) で無次元化し、縦軸は水槽沖側の一様水深部の水深 h_0 ($=65$ cm) で無次元化してある。図中(a)及び(d)が、初期侵食地形を作った波浪より弱い侵食性の波浪を作用させた場合の結果、(b)及び(c)はより強い侵食性の波浪を作用させた場合の結果である。ここでは、表-1に示す C_s 値を侵食性の強さを示す尺度とした。

図-6(a)に示す E20 → E21 の変形では、全断面で向岸方向の漂砂移動が生じ、砂州が徐々に向岸方向に移動する。一方(d)に示す E23 → E24 の変形では、造波開始初期には向岸方向の漂砂移動により一度完全に砂州が消失した後、新たにより浅い位置に砂州が形成された。図-6(b)、(c)に示すより侵食性の強い波浪が入射した場合は、離岸方向漂砂移動により、砂州は沖側に移動する。

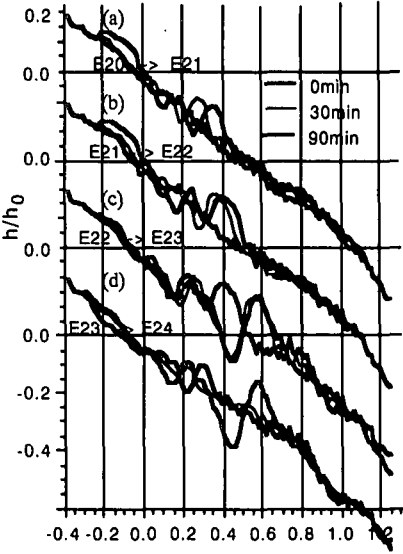


図-6 侵食性波浪による砂州地形の変形

表-2 侵食性波浪によって生じた汀線後退量

	変形過程	C_s	d_s (cm)
砂州なし	A10 → E11	10.1	22.8
	A11 → E12	12.1	30.4
	A12 → E13	11.1	26.5
	A13 → E14	10.1	25.8
	初期 → E20	10.1	24.5
砂州有り	E10 → E11	8.1	0
	E11 → E12	10.1	10.5
	E12 → E13	12.1	7.3
	E13 → E14	8.1	16.2

図-2あるいは6に示す、侵食性波浪によって生ずる汀線の後退量は、侵食性波浪が入射する初期地形によって異なる。表-2は、実験で得ら造波開始90分後の汀線後退量を初期地形別に示したものである。

表-2より明らかなように、同じ侵食性波浪が入射する場合でも、砂州が存在する地形に入射した場合の汀線後退量は、砂州が存在しない堆積海岸あるいは一様勾配海岸に入射した場合の高々1/2程度にしかない。

4. 海浜断面変形の数値予測手法の適用性について

(1) 海浜断面の予測手法

非線形分散波動理論と Bailard 型漂砂量式を用いた海浜断面変形予測モデルにより、実験で得られた砂州上の侵食性及び堆積性波浪の変形と海浜断面変形の計算を行い、その再現性について検討した。流体運動場の計算は、

以下に示す連続式と Boussinesq 型方程式を連立させて解くことによって求めた。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(\eta+h)u}{\partial x} = 0 \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{h}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial u}{\partial t} \right) \right] - \frac{h^2}{6} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \right) - D_{\text{loss}} \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 h : 静水深、 u : 断面平均流速、 η : 水位変動で、 x は初期汀線を原点にとり沖側に正となる水平方向距離である。エネルギー逸散 D_{loss} については Sawaragi et al. (1974) にない次式で表した。

$$D_{\text{loss}} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\kappa (\eta+h)^2 \left(\frac{u}{h} \right)^2 \right] \quad \dots\dots\dots (3)$$

これらの式を空間間隔 $dx=5\text{ cm}$ 、時間間隔 $dt=0.01\text{ s}$ で差分化し、格子点上での平均流速、水位変化の計算を行った。差分スキームは基本的には、出口ら (1996) と同じものを用い、計算領域の沖側では境界条件として水位変動と断面平均流速を微小振幅波理論で与えた。また、計算領域の岸側は移動境界とした。砕波条件は実験で得られた砕波点が再現できるよう、断面平均流速が線形長波速の $0.5\sim 0.6$ 倍となった時とした。

以上で述べた波浪計算によって得られた断面平均流速をもとに岸沖方向局所漂砂量 q の計算を行う。ここでは、位相の関数として表され、かつ実験定数をあまり多く含まない Bailard 型のモデル (Bailard, 1982) を用いた。

$$\vec{q}(t) = \vec{q}_b(t) + \vec{q}_s(t) \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$\vec{q}_b(t) = \frac{\rho C_f \epsilon_b}{(\rho_s - \rho) g \tan \phi} \cdot \left(\vec{u}(t) |\vec{u}(t)|^2 - \alpha \frac{\tan \phi}{\tan \beta} |\vec{u}(t)|^3 \vec{i} \right) \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$\vec{q}_s(t) = \frac{\rho C_f \epsilon_s}{(\rho_s - \rho) g w_s} \cdot \left(\vec{u}(t) |\vec{u}(t)|^3 - \alpha \frac{\epsilon_s}{w_s} \tan \beta |\vec{u}(t)|^5 \vec{i} \right) \quad \dots\dots\dots (6)$$

ここに、 $q_b(t)$ 、 $q_s(t)$: 位相の関数としての掃流及び浮遊漂砂移動量、 C_f : 抗力係数、 ρ 、 ρ_s : 水と底質の密度、 $\tan \beta$ 、 $\tan \phi$: 局所海底勾配と内部摩擦角、 ϵ_b 、 ϵ_s : 掃流及び浮遊漂砂移動に対する輸送効率、 w_s : 底質沈降速度、である。本計算においては、 $C_f=0.1$ 、 $\tan \phi=0.70$ とし、 ϵ_b 、 ϵ_s については実験結果の再現性と底質粒径を考慮し、 $\epsilon_b=0.80$ 及び $\epsilon_s=0.025$ とした。式 (4) の $\vec{q}(t)$ を一周期平均することにより net の漂砂量 q が得られる。

このようにして計算される局所漂砂量から海底勾配の影響を考慮した底質の連続式を用いて地形変化を計算した (渡辺ら, 1984)

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{1-\lambda} \frac{\partial}{\partial x} \left(q - \epsilon |q| \frac{\partial h}{\partial x} \right) \quad \dots\dots\dots (7)$$

ここで λ は底質の空隙率で 0.4 、 ϵ は局所的な勾配を表す係数で 0.5 とした。また局所勾配が安息角よりも大きくなると斜面を崩落させるモデルとした。

式 (1) から (3) に基づく波浪場と式 (4) から (7) に基づく地形変化の計算を繰り返し行うことで所定の造波時間後の地形変化を求めた。水深変化に伴う波浪場の変化を考慮するために、堆積型波浪では $\Delta t=600\text{ sec}$ 、侵食型波浪に対しては $\Delta t=120\text{ sec}$ 間隔で計算された断面上での波浪計算を行った。

(2) 計算結果の再現性について

波浪変形、海浜変形予測モデルの適用性について検討する。一樣勾配海浜上で入射する波浪の浅水砕波変形に対する Boussinesq 型方程式の適用性については、すでに多くの研究によって確認されている。しかし、波浪場の計算精度は、漂砂量の推定とそれに基づく海浜断面変形の計算の再現性に大きく影響を及ぼす。したがって、まず、波浪場の計算結果の再現性について、確認する。

図-7 は、図-2(d) に示す砂州が存在する E14 断面に堆積性波浪 ($H=5\text{ cm}$ 、 $T=2\text{ s}$) が入射した場合の砕波帯内外の水位変動の計算結果と実測結果の比較を示したものである。砂州が存在する海浜上での砕波帯内では、実測波形と計算波形に若干の差異が生ずるが、砕波対外での再現性は高い。他の場合の水位変動、流速計算結果及び、波高分布もこの程度の精度で再現された。

図-8 は、実験-I の最後の断面変形課程 (E14 → A14) に対する再現計算結果を示したものである。造波開始後 30 分での砂州の縮小、90 分後の砂州の消滅と前浜の堆積まで実測断面は、比較的再現されている。しかし、その後造波開始 180 分では、実測断面では静水面上に底質が輸送され、堆積し、前浜勾配が急になっているのに対し計算断面では静水面下に堆積が生じている。したがって、打ち上げ波帯の漂砂移動に対して式 (5)、(6) を直接適用するのは問題があることがわかる。

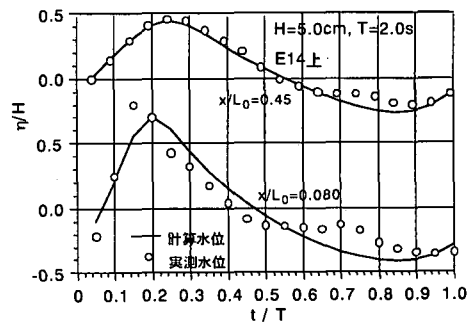


図-7 砂州海浜上での水位変動計算結果の再現性

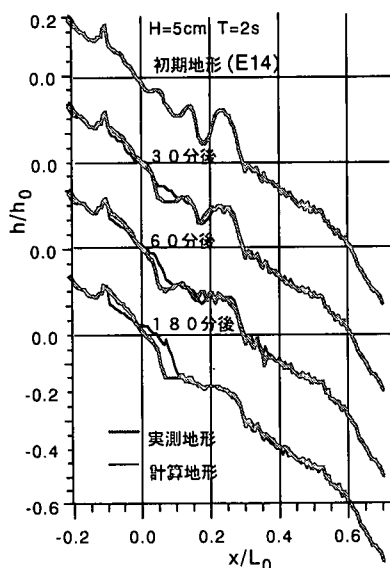


図-8 侵食から堆積への断面変形の再現性

図-9は、実験-IIにおいて入射する侵食性波浪の浅水碎波変形の計算の再現が最も高かった、一様勾配断面からE20の変形課程の実測結果と計算結果の比較を示したものである。計算においては、いわゆる戻り流れのような定常流は考慮していない。図より明らかなように、計算された断面変形は、離岸方向漂砂移動により、汀線が後退し、砂州が形成される変形となり、造波開始後30分においては、砂州の形成位置は実測結果とほぼ一致している。しかし、造波時間の増加に伴い、計算された断面における砂州の位置は沖側に移動し、実測断面と大きくずれてくる。侵食性波浪によって生ずる他の断面変形についても再現計算を行ったが、図-9に示す結果同様、再現性はよくなかった。

図-8及び9に示す海滨変形課程の相違は、前者では掃流漂砂が、後者では浮遊漂砂が卓越することである。したがって、浮遊漂砂量に対する精度の高い推定方法を考える必要がある。

5. 結 論

本研究で得られた主要な結論は、以下の通りである。

1) 初期堆積地形が侵食を受け砂州が存在する侵食型地形に変化した後、初期堆積地形を作った堆積性波浪が入射した場合、砂州による波浪の浅水碎波変形が大きく変化しない限り、向岸方向漂砂移動によって砂州が崩壊し、初期堆積地形に戻る可逆的な断面変形となる。

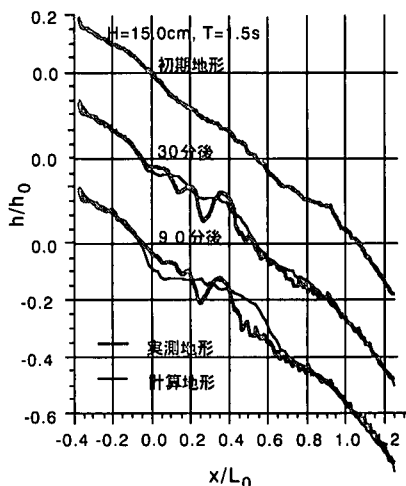


図-9 侵食型海滨断面変形の再現性

2) 砂州を有する侵食海滨断面に、その断面を形成した波浪より波高の小さい侵食性波浪を入射させた場合、砂州周辺で向岸方向の漂砂移動が生じ、砂州がいったん消失した後、より浅い位置に新たな砂州を有する侵食断面が形成される場合と、砂州が徐々に前進する2つの場合がある。より波高の大きな侵食性波浪を入射させた場合は、海滨全体で離岸方向漂砂が生じ、砂州は徐々に沖側に移動し新たな侵食地形が形成される。

3) 砂州が存在する侵食地形に堆積性波浪が入射した場合の波浪変形と砂州が消失する海滨断面変形過程は、数値計算によって再現された。しかし、初期地形の如何に関わらず、侵食性波浪によって生ずる海滨断面変形の再現性は、良くない。侵食性波浪入射時に卓越する浮遊状態の局所漂砂量に対する精度良い定式化が必要である。

参 考 文 献

- 出口一郎・森脇 清 (1996): 透水斜面上への遡上波の解析, 海岸工学論文集, Vol. 43(1), pp. 136-140.
- 渡辺 晃・丸山康樹・清水隆夫・柳山 勉 (1984): 構造物設置に伴う三次元海滨変形の数値予測モデル, 第31回海岸工学講演会論文集, pp. 406-410.
- Bailard, J. A. (1981): An energetics total load sediment transport for a plain sloping beach, J. Geophys. Res., Vol. 86, pp. 10938-10954.
- Bailard, J. A. (1982): Modeling on-offshore sediment transport in the surfzone, Proc. 23rd Conf. on Coastal Eng., pp. 1419-1438.
- Sawaragi, T., I. Deguchi and K. H. Kim: Energy loss and wave set-up due to breaking waves, Tech. Rept., Osaka University, Vol. 34, No. 1779, 1988, pp. 329-338.