

深海への土砂流出を考慮した平面 2 次元海浜変形の数値計算

浅野敏之*・片平真一**

1. 研究の目的

従来の海浜変形の計算は、固定境界として扱った汀線を岸側端とし、底質移動の限界水深を沖側端とするいわゆる漂砂帯の内部を対象とすることがほとんどであった。しかし、わが国の各地で見られる急深海岸では海底土砂が波の作用などで崩壊し、沿岸域全体の土砂収支の大きな sink term となっている。海底地滑り・turbidity current など深海底への土砂移動はいくつか報告されているが、深度の大きい海域では精密な調査が困難であるために不明な点が多い。この課題の解明には、海底地盤の安定解析が重要となる一方で、大規模な海底地形の生じた後の、波や流れ・漂砂量の変化など海岸水理学の側面からの研究も必要とされるが、これまで十分な考察は行われていない。

本研究は実際に海底地盤崩壊があった海岸を対象として、崩壊による大規模な地形変化が周辺の海岸地形に与える変化を数値計算により検討したものである。

2. 鹿児島県新島における海底地盤崩壊について

1975 年 4 月 1 日、鹿児島湾内の新島において海底地盤崩壊がおり、海岸線が長さ 60 m、幅 10~40 m にわたって欠落した。科学技術庁 (1976) は、国土地理院、地質調査所、海上保安庁水路部と協力して、この海岸欠落の発生要因などを総合的に検討し、その結果を報告書として取りまとめている。以下の解析では新島における地形条件をモデルとして、海底地盤の崩壊の検討と海底地形変化が波や流れの変化を通じて周辺地形に及ぼす影響を検討するので、以下にこの海底崩壊について簡単に紹介する。

新島は、桜島の北北東約 1.5 km に位置する南北約 750 m、東西約 300 m の小島で、桜島の安永噴火 (1779 年) に伴い、始良カルデラ底の隆起により海面上に現れたものである。島の周囲は水深 5 m 未満の浅い平坦面が分布するが、これは島の海食による後退で生じた海食台であ

る。冬季の季節風による波浪により島の南側に砂が運ばれ、海食台末端の急斜面上に堆積台が形成されている。その前面斜面の傾斜は $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ で、水深は 90~130 m まで続いている。堆積台を構成する砂層の厚さは 30 m 以上に達する。欠落部周辺の海底地形図を図-1 に、地質断面図を図-2 に示す。図-2 中に崩壊すべり面を破線で示す。

3. モデル海底地形の設定

図-2 の断面形状を参考にし、細部地形の凹凸を省略してモデル海底地形を決定した。すなわち、汀線から 100 m 沖までは 1/10 勾配の斜面とし、それより沖方には斜面勾配 7/20 で深海底まで続くものとし、水深 80 m 地点までを計算領域とした。図-3 にこのようにして定められたモデル海底地形を示す。図中に示したすべり円弧は、実際に生じた崩壊のすべり円とほぼ一致するよう、すべり円弧の中心・地盤定数を逆解析したものである。

4. 波圧を考慮した海底地盤の安定解析

まず、波が作用しない場合に最も危険な滑り円の位置を見いだす。斜面の安定解析は次式に示す Bishop の分

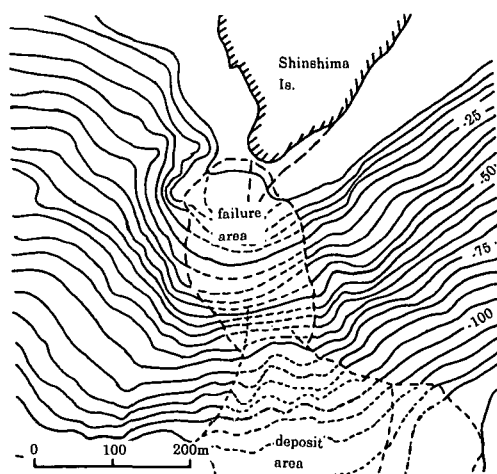


図-1 欠落部周辺地形断面図 (科学技術庁, 1976)

* 正会員 工博 鹿児島大学助教授 工学部海洋土木工学科

** 工修 福岡県庁 大牟田工事事務所

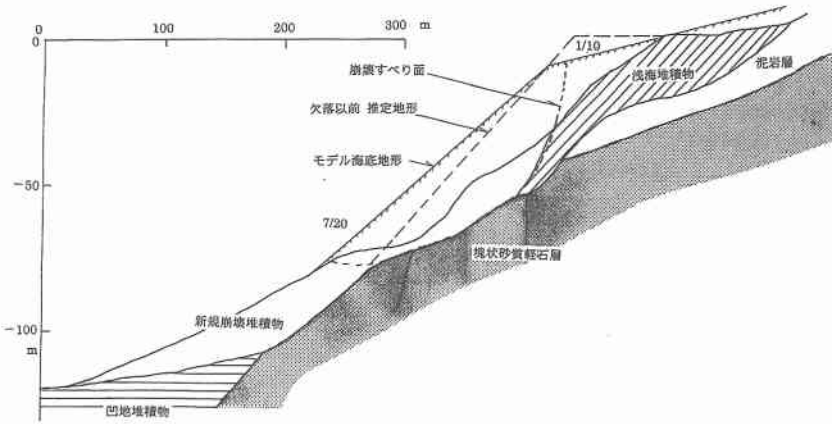


図-2 海底の地質断面図 (科学技術庁, 1976)

割法によった。

$$F_{s,0} = \frac{\sum \{W(\cos \theta - e \sin \theta) - Ul\} \tan \phi + cl}{\sum W(\sin \theta + e \cos \theta)} \quad (1)$$

ここに、 $F_{s,0}$ ：滑りに対する安全率、 W ：分割した土塊重量、 U ：間隙水圧、 ϕ ：土の内部摩擦角、 c ：土の粘着力、 l ：滑り円弧の長さ、 θ ：分割した土塊の重心点を通る垂線が円弧の法線となす角、 e ：地震の水平震度である。なお、以下の計算では間隙水圧と地震の影響は考慮していない。

上式を用いてすべり円弧が基盤層上端を通過するよう、円弧中心と半径を系統的に変化させて安全率を計算した。地盤条件は現地のシルト質粘土に対して妥当な値の範囲内にあるもので、図-2に示した実際に生起した滑りが再現できるものを選択した。計算によって得られた最適な地盤定数として、土の単位体積水中重量 $\gamma = 0.60 \text{ tf/m}^3$ 、内部摩擦角 $\phi = 5^\circ$ 、粘着力 $c_u = 3.0 \text{ tf/m}^2$ に対して図-3に示す最小安全率 $F_{s,\min} = 1.244$ が得られ

まれるため、 F_s の算定式は次式となる。

$$F_s = \frac{\sum \{W(\cos \theta - e \sin \theta) - Ul\} \tan \phi + cl}{\sum (W + p\delta x)(\sin \theta + e \cos \theta)} \quad (2)$$

ここで、水圧 p は波動理論から与えられるが、本計算では波浪場を非定常緩勾配方程式で計算するので、精度の一貫性より p は微小振幅波理論で与える。斜面崩壊に及ぼす波圧の効果を検討した Henkel (1970) の解析では、滑り円の中心を挟んで滑りの駆動側に波圧の正圧が、滑

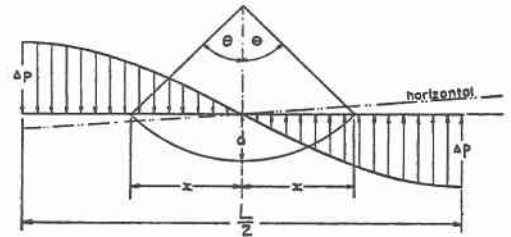


図-4 波圧の影響を取り入れた斜面崩壊モデル (Henkel, 1970)

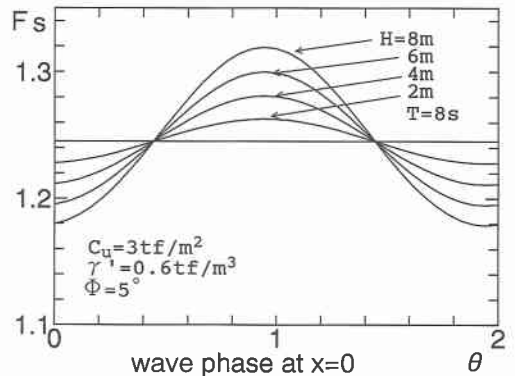


図-5 波の伝播に伴う斜面崩壊の安全率の変化

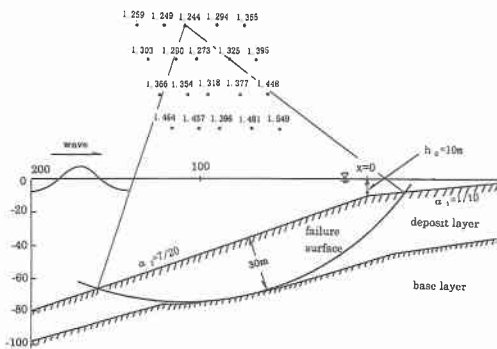


図-3 モデル海底地形と滑りに対する安全率

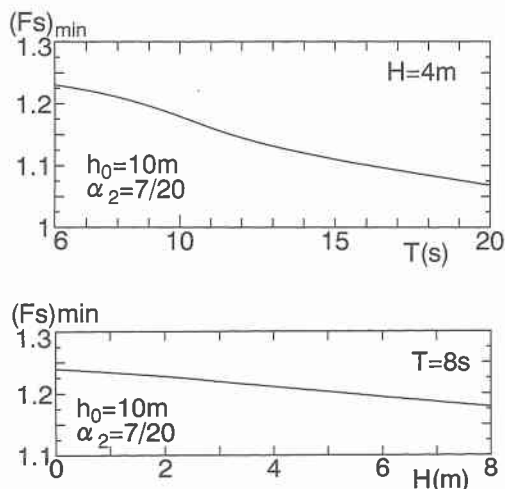


図-6 伝播する波の諸元と斜面崩壊の最小安全率 $(F_s)_{\min}$ の関係

りの抵抗側に負圧が作用する位相状態を想定している(図-4)。波の波長と滑り円の大きさの相対関係によっては、明らかにこの位相状態が必ずしも最も不安定な状態を与えるものではない。そこで、波が作用しない場合に最も安全率の低い滑り円の状態である図-3に対して波を斜面上に伝播させ、そのときの安全率 F_s の変化を調べた。波は周期 $T=8$ s, 沖波波高 H を 2 m~8 m に変化させた。斜面上での浅水変形によって波高が場所的に変化する効果を含めて安全率 F_s を計算した。ただし、この地形条件下では浅水係数 K_s が $K_s < 1$ となる範囲に入るため、浅水変形を考慮すると、わずかではあるが斜面崩壊の安全率が高くなる方向に向かう。

図-5は波の伝播に伴う崩壊安全率の変化を示したもので、横軸は図-3の斜面勾配の変化点 $x=0$ における波の位相角である。図より斜面の片側に峰が作用した場合($\theta=0$)に F_s が低下し、逆に谷がこの地点に作用する位相状態($\theta=\pi$)で F_s が大きく安定化に向かうことがわかる。しかし、波圧の作用による安全率 F_s の減少の程度は峰位相時において1.24から1.18程度と小さい。図-6は地形条件・滑り円の位置を一定として、波の波高と周期を変化させたときの最小安全率 $(F_s)_{\min}$ の変化を示したものである。 $(F_s)_{\min}$ は、周期の増大とともに低下するものの波高による変化はこれに比して小さい。以上より、崩壊が起こる $F_s < 1$ となるためには、波圧の効果だけでは説明できず、波の繰り返し載荷による土中間隙水圧の上昇など他の要因を考える必要がある。

5. 地盤崩壊による波と流れ・漂砂量の変化

海底地盤の崩壊前と崩壊後の地形を、図-1~3に示し

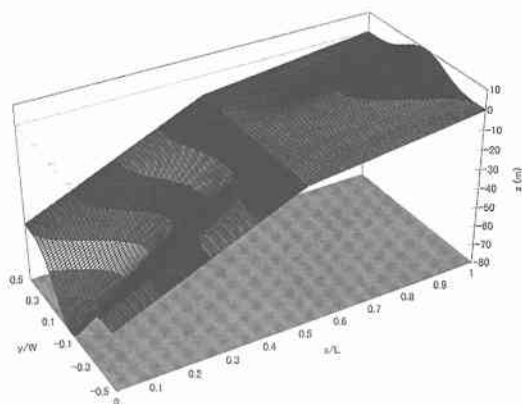


図-7 崩壊前のモデル海底面

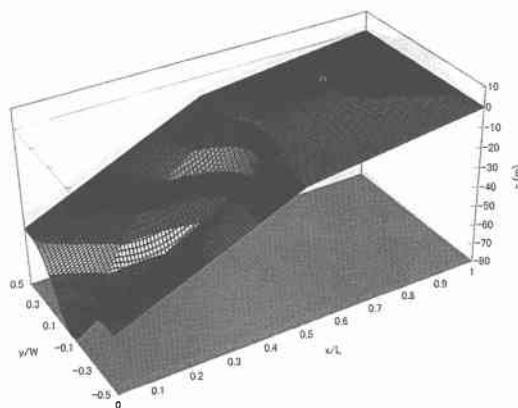


図-8 崩壊後のモデル海底面

た新島の結果を参考に、それぞれ図-7、図-8のように模式化して与えた。両者の地形上に伝播する波浪の平面分布、海浜流およびその外力下での漂砂量を数値計算した。

図-7の崩壊前の地形は中央断面で図-2に示した断面形状となるように与えた。すなわち、長さ100 mの岬状の陸上地形を経て、汀線から沖方100 mまでは1/10勾配の断面とし、さらに沖では7/20と急勾配になって水深80 mまで続くものとした。両端部では汀線から200 m沖方まで1/20勾配、それより沖は1/5勾配とした。両端部から中央断面へは $\cos^4[(\pi/2)y/(W/2)]$ で変化する形状を与えた(y は中央断面を0とする沿岸方向座標、 W は沿岸方向の計算領域幅)。崩壊後の図-8は、中央部で図-3に示した滑りが生じた地形を与えた。沿岸方向には図-7同様、cosineの4乗で遷移するよう設定した。

この崩壊前と崩壊後の地形上に伝播する波動場を非常緩勾配方程式で計算した。碎波減衰項は線流量に碎波減衰係数 f_b を乗ずるものとし、 f_b には Dibajnia・渡辺(1987)の表示式を用いた。岸沖方向 $L=400$ m, 沿岸方

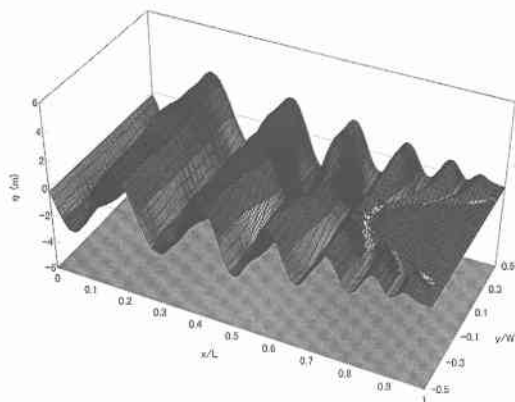


図-9 波浪場の計算結果

向 $W=400$ m の計算領域を、 100×100 のメッシュに分割した。周期 $T=8$ s、波高 $H=2$ m の波を基本的な入射波条件とした。差分スキームは空間方向にスタッガードスキーム、時間方向にリーブフロッグ法を用いた。

図-9 に崩壊後の波浪場を平面的に表示した。ここでは碎波減衰が再現されていることを示すため、波高の大きな計算条件 ($H=4$ m) の結果を示した。急深地形であるため、崩壊前の波浪場も汀線付近の狭い領域を除き、崩壊後の波浪場と大差のない結果となる。

非定常緩勾配方程式による計算結果から radiation stress を計算し、それを外力とするときの海浜流場を平面一層流として ADI 法で計算した。水平拡散係数 K 、海底摩擦係数 f は空間的に一様とし、それぞれ $K=10 \text{ m}^2/\text{s}$ 、 $f=0.05$ で計算した。図-10 に海浜流の計算結果を示す。上段が崩壊前の海底地形上の海浜流の分布であり、下段は崩壊後の海底地形上の結果である。崩壊後に海底勾配が急になると、循環流の中心位置が沖方に移動する結果となった。図-11 は $y/W=0.2$ 上の海浜流の岸沖方向流速について示したものである。

得られた波浪場・海浜流場から Bailard (1982) の公式を用いて漂砂量を計算した。海底砂は粒径 $d=0.2$ mm、沈降速度 $w_f=2.6$ cm/s と仮定した。この公式は周知のように、海底勾配を陽に含み、波と流れの流速時系列に対応して水平 2 次元の漂砂量を算出できる。本計算条件では海浜流より波による水粒子速度が卓越し、沿岸漂砂量は岸沖漂砂量に比して 1 オーダー以上小さい。図-12 に岸沖方向漂砂量 Q_x の分布を示す。

次いで、底質の連続式より漂砂量分布から海底面の変動を計算した。図-13 は、波高 $H=2$ m、周期 $T=8$ s を与えたときの崩壊前の海底地形上での堆積状況を単位時間当たりの堆積量 $\Delta z/\Delta t$ で示したものである。図-12 に示したようにこの計算条件の下では岸向き漂砂が卓越するため、 $x/L=0.4$ 付近から海底面が低下し、 $x/L=0.7$ 付

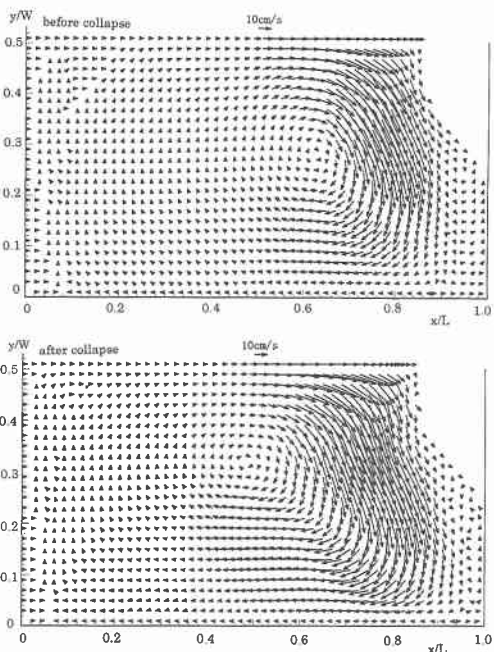


図-10 海浜流の平面分布 (上: 崩壊前, 下: 崩壊後)

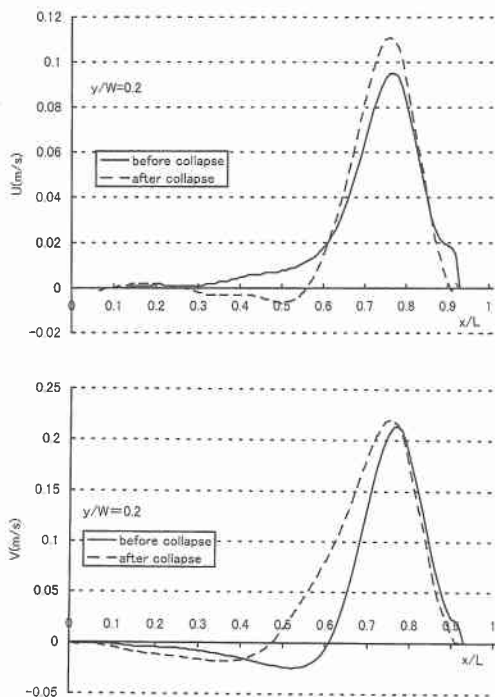
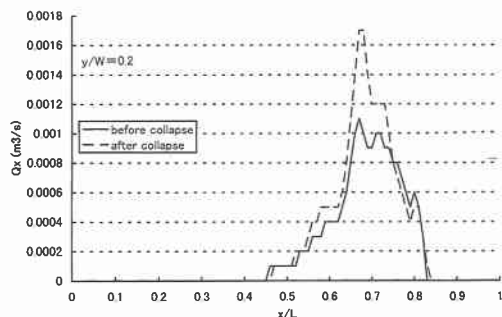
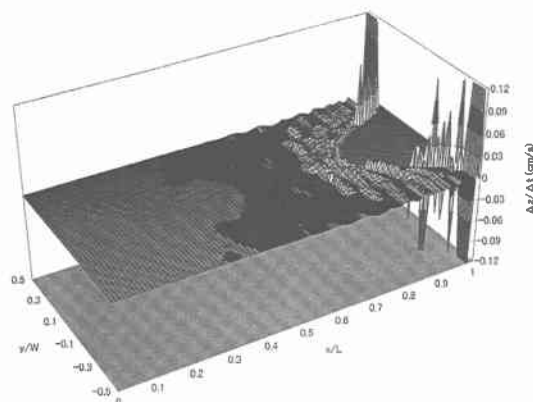
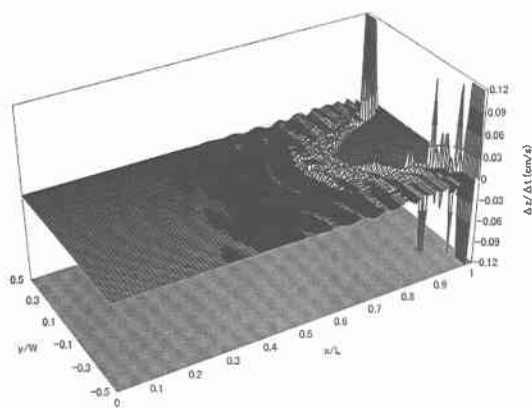
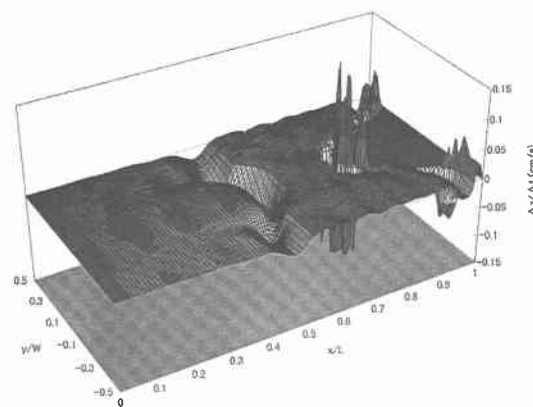


図-11 海浜流の岸沖方向分布

近より岸方で堆積することになる。なお、汀線付近に堆積がパルス状に大きくなる箇所が見られるが、直交方眼状にメッシュをとったために海・陸境界で水深がきわめて小さくなることによって生じたものであり、今後は直

図一12 岸沖方向漂砂量 Q_x の分布図一14 海底面上の土砂堆積速度 (崩壊後, $H=2\text{ m}$)

図一13 海底面上の土砂堆積速度 (崩壊前)

図一15 海底面上の土砂堆積速度 (崩壊後, $H=5\text{ m}$)

交曲線座標を用いて改善の余地がある。

図一14は海底地盤の崩壊後の海底面変動の平面分布を示したものである。地盤崩壊によって移動限界水深以下になるところでは海底面変動が0になり、中央付近に馬蹄形状の不動領域が見られる。崩壊した深海部に砂が落ち込み堆積することは再現されない。

そこでさらに、波高 H を5mと大きくして計算を行った結果が図一15である。 $x/L=0.5$ 付近で陥没孔を取り巻くように大きな海底面低下が見られるものの、この砂は岸へと輸送されて堆積しており、粒径 $d=0.2\text{ mm}$ の細砂が波高 $H=5\text{ m}$ の高波浪下で移動する場合も、陥没孔が埋まることは結果として出てこない。

6. 結 び に

(1) 現実には生起した海底地盤の崩壊を妥当地盤定数のもとで再現でき、また地盤崩壊に与える波圧の効果を検討することができた。

(2) 海底地盤崩壊による波と流れの場の変化、底質移動の変化を数値計算で検討した。限られた計算条件の下ではあったが、従来の漂砂による地形変化を考える限りは、欠落した崩壊部へ周辺の土砂が落ち込んでゆく現象は再現されなかった。深海への土砂流出は turbidity

current などの集散的な土砂移動によらなければ、説明されないことも考えられ、今後さらに検討する必要がある。

最後に図面作成にご協力いただいた本学大学院生の西岡道浩君に謝意を表する。

参 考 文 献

- 浅野敏之・西岡道浩・前田 智・前野賀彦 (1996): 急進内湾における河川流送土砂の堆積形状, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 626-630.
- 科学技術庁研究調整局 (1976): 鹿児島県新島の海岸欠落に関する特別研究, 昭和50年度特別研究促進調整費報告書, 139 p.
- 建設省土木研究所河川部海岸研究室 (1989): 海岸から深海への土砂損失機構調査報告書, 80 p.
- Mohammad Dibajnia・渡辺 晃 (1987): 波浪場と海浜縦断地形変化の数値モデル, 第34回海岸工学講演会論文集, pp. 291-295.
- Bailard, J. A. (1982): Modeling on-offshore sediment transport in the surf zone, Proc. of 18th I.C.C.E, pp. 1419-1438.
- Poulos, H. G. (1988): Marine Geotechnics, Unwin Hyman, 473 p.
- Henkel, D. J. (1970): The role of waves in causing submarine landslides, Geotechnique, No. 20, Vol. 1, pp. 75-80.