

礫浜斜面上の流速場と力学特性を考慮した 漂砂移動機構に関する研究

水谷 法美*・馬 賢 鎬**・江 口 周***

本研究では、キャンティレバー型流速計を製作し、厚さの異なる一様勾配の礫浜の碎波帯から遡上帯における流速場の計測を行った。あわせて移動床厚の異なる場合の海浜断面の波による変化と径や比重の異なる底質を混合させた場合の底質の移動形態と分級過程を観測した。また、計測した流速場の結果を使って球体近以した底質の作用波力を Morison 式により算定した。そして、底質の移動限界時の力学的バランスより浮遊限界と岸・沖方向の回転移動限界を求め、作用波力と比較して底質の移動形態を考究し、移動床実験との比較を行った。その結果、力学特性を考慮することにより底質の移動特性や礫浜の断面の形成過程が説明できることが判明した。

1. はじめに

斜面上の碎波帯から遡上域では複雑な流れ場が形成されるが、計測装置の制約などから流速場が詳細に計測された例はあまりなく、特に移動床上における碎波帯で浅い流速場の特性には未解明な点が多い。一方、碎波帯で浅いでは、漂砂の大部分が生成される重要な場所であると同時に、形態の異なる漂砂が混在する複雑な場である。このような漂砂を正確に評価するためには、漂砂の外力である流れ場の特性を解明し、漂砂の移動機構と関連づけた漂砂特性の解明とその量の評価が必要である。

また、砂礫混合海浜のように底質粒径が異なる場合、粒径の差による漂砂形態の違いによって分級が生じることも報告されている (江口, 2002; 吉田ら, 2002; Mizutani ら, 2003)。砂礫の分級の主たる原因は粒径にともなって掃流と浮遊という異なる移動形態の漂砂が生じるためであり、その際、漂砂の水中重量が重要な寄与をすると考えられる。しかし、水中重量の大小が力学的にどのように影響しているのかは検討すべき課題である。

本研究では、碎波帯内の流速場の計測に実績のあるキャンティレバー型流速計 (岩田ら, 1983) を製作し、移動床上で碎波帯で浅い流速場を計測し、碎波帯から打上げ帯における流速場の特性を考究する。ついで、比重と径を変化させた移動床実験を行って、底質の分級特性やその過程、および断面地形の形成過程を明らかにする。そして、実験で求めた流速場から底質に作用する流体力を計算し、復元力との力学的バランス面から、砂礫混合海浜の分級や海浜断面の形成機構を明らかにする。

2. 水理実験

(1) 実験装置と実験方法

図-1 に示す 2 次元造波水槽 (幅 0.7 m, 高さ 0.95 m, 長さ 30 m) に 1/7 勾配の不透過斜面を設置し、その上に

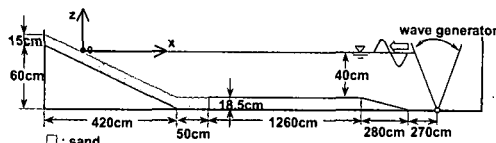


図-1 実験水槽の概要

礫 ($d_{50}=5$ mm, 比重 2.65) を使って移動床斜面を作成し、実験を行った。礫の層厚 (d) を 8 cm と 15 cm の 2 種類に変化させた。まず、波による地形変化が生じないように移動床を金網で覆った状態で、周期 $T=1.7$ s, 入射波高 $H_i=6$ cm の規則波を入射させ、キャンティレバー型流速計により流速分布を計測した。計測点は、水平方向に汀線より沖側 150 cm~60 cm の範囲では 6 cm 間隔, 60 cm~遡上点までは 3 cm 間隔とし、鉛直方向に底面から 0, 3, 6, 12 cm の位置とした。流速を計測した後、金網を取り除き、地形変化がほぼ平衡に達したとみなせるまで入射波を作用させ、同様に流速を計測した。また、その地形を砂面計により計測した。

また、この礫に、砂 ($d_{50}=0.1$ mm, 比重 2.65) およびプラスチック玉 ($d_{50}=5$ mm, 比重 1.81) を混合した底質を使った移動床実験も行ない、径や比重の異なる底質の移動形態と分級過程、および地形変化を観測した。

なお、実験では二本の水位計を使って斜面の沖側での水位変動と流速計測点における水位変動を同時に計測した。また、漂砂の移動状態を目視で観測すると同時に地形変化過程をデジタルビデオで撮影した。

3. 実験結果

(1) 流速分布

図-2 に一様勾配斜面上における流速ベクトルの時間的変化を例示する。なお、流速ベクトルは波 5 周期の位相平均値である。ビデオ解析と実験時の目視観測によると、 $x=45$ cm 付近で寄せ波と引き波の相互作用によって波峰の通過とともに渦が発生し碎波することが確認された。図中、 $t/T=1/8$ から $t/T=3/8$ の流速ベクトルを見る

* 正会員 工博 名古屋大学大学院工学研究科地圏環境工学専攻

** 学生会員 工修 名古屋大学大学院工学研究科土木工学専攻

*** 学生会員 名古屋大学大学院工学研究科土木工学専攻

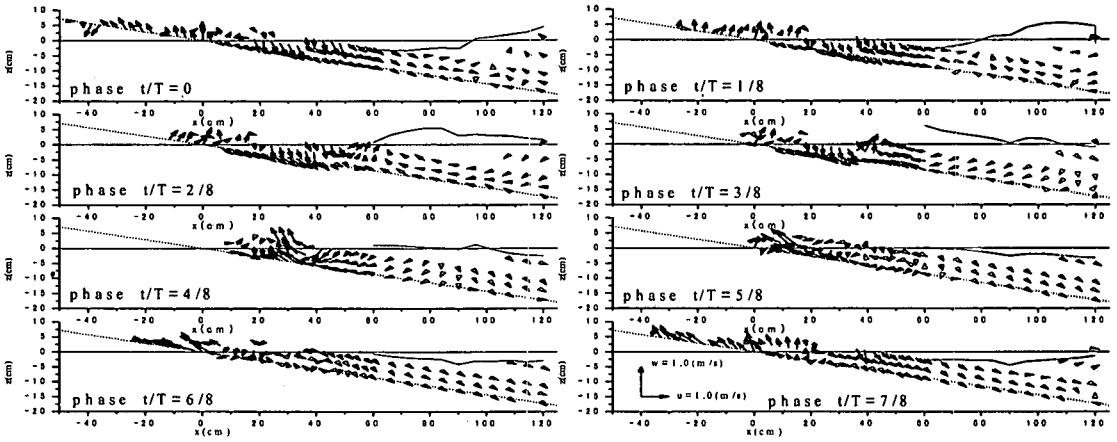
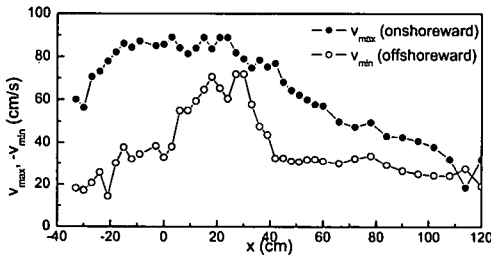


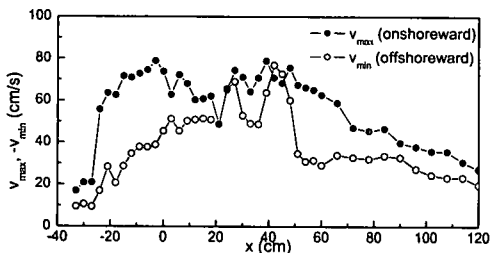
図-2 流速ベクトルの時空間分布 ($d=15$ cm)

と、下向きの引き波と上向きの寄せ波によって $x=45$ cm 付近で波峰の通過とともに渦が発生し、その直後に底面流速が最大になる ($t/T=4/8$) ことがわかる。

図-3 は 2 種類の層厚に対する寄せ波および引き波時の斜面接線方向最大流速の空間分布を示す。岸向最大流速が沖向最大流速よりも大きく、流速は非対称である。これは図-2 で底面直上の沖向き流速ベクトルが斜面内部に向かっていていることからわかるように、斜面内部への浸透成分があるためによる。この流速の非対称性は層厚が大きい方が大きく、そのため沖向き流速が小さくなったと考えられる。



(a) $d=15$ cm



(b) $d=8$ cm

図-3 底面における接線方向流速

(2) 地形変化

a) 礫のみの場合

ビデオ解析および実験時の目視観測によると、実験で使用了礫は、砕波帯では一旦浮遊し、寄せ波から流速反転前に沈降し、引き波時は掃流状態で沖側へ移動することが確認された。一方、遡上帯では、寄せ波と共に岸側に掃流状態で移動するが、引き波時には礫室内への浸透のため漂砂移動が少なくなる。この傾向は層厚が大きい方が顕著であり、図-3 の結果も考慮すると層厚の大きい方が引き波時の外力が小さくなると考えられる。

図-4 に 2 種類の層厚の礫浜の平衡地形、および礫とプラスチック玉の混合底質の平衡地形を示す。礫浜の平衡断面に着目すると、砕波帯付近 ($x=45$ cm) で侵食、汀線上で堆積が生じ、汀線上では急峻な地形が形成される。そして、層厚が大きい方が侵食の規模は大きく、汀線上の峰状の地形もより急峻になる。なお、本実験で使用了砂のみで移動床実験を行った場合にはこのような地形は形成されておらず、一方、現地の礫浜海岸でも類似の地形が観察されていることから、このような地形は礫浜に特有の地形であると考えられる。

b) 礫とプラスチック玉の混合底質の場合

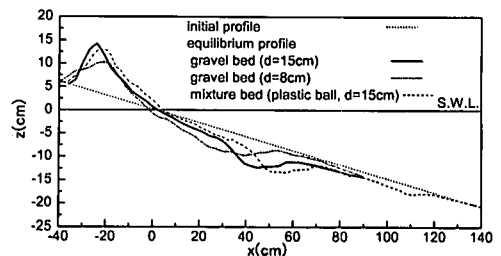


図-4 礫のみと礫とプラスチックボールの混合底質に対する平衡地形

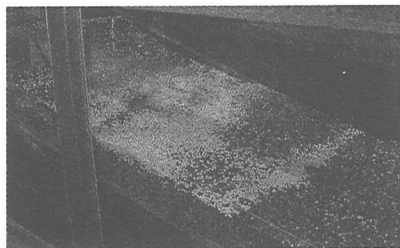


写真-1 礫とプラスチックボールの分級の様子

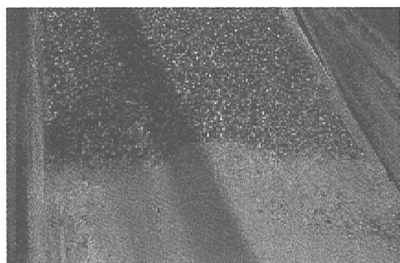


写真-2 礫と砂の分級の様子

砕波帯では、プラスチック玉と礫は共に浮遊状態になったが、プラスチック玉の方が礫より浮遊範囲が広く、浮遊する時間も長くなることが確認された。図-4より、同じ層厚に対する礫浜より砕波帯での侵食域が大きく、比重の小さいプラスチック玉の方が移動しやすいことが明らかである。一方、遡上帯では、寄せ波から流速反転前まで、礫は掃流状態で岸向きに移動するが、プラスチック玉は浮遊状態で岸側に移動し、浮遊した一部が引き波時に冲向きに移動することが観測された。これにより、礫とプラスチック玉の混合底質の場合は礫浜の場合のような急峻な地形は形成されない。また、先に沈降した礫の上に乗った状態で移動することが多く、写真-1に示すように、プラスチック玉が汀線から遡上点まで礫の上に乗った状態で分級することが確認された。

c) 礫と砂の混合底質の場合

図-5に、礫と砂の混合底質の場合の平衡地形を示す。砂は砕波帯から遡上帯では寄せ波時に浮遊し、砕波帯より冲向きから少しづつ沈降しながら冲向きに移動する。さらに、遡上帯でも戻り流れによって冲向きに移動する。また礫は、礫のみの場合とほぼ同じ状態で岸向きに移動

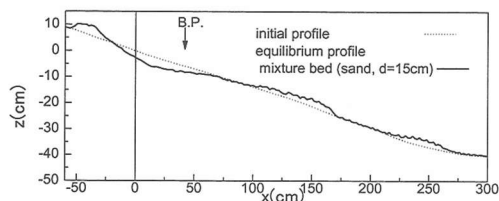


図-5 砂礫混合海浜の平衡断面

する。平衡断面では汀線近傍の侵食域を挟んで岸沖両側に堆積が生じているが、岸側は礫が、沖側は砂が堆積したものであり（写真-2参照）、分級が観測された。

4. 移動形態と力学的安定条件

本研究では、礫浜上の流速場を計測しているので、Morison式のような波力算定式を使用すると計測した流速場から礫に作用する流体力を評価することが可能である。礫は様々な形状であるが、それらを球体で近似し、さらに揚力の影響は小さいものとして、水平・鉛直方向の波力が式(1)と(2)に示すMorison式で算定できるものと仮定する。

$$F_x = \frac{1}{8} C_{Dx} \rho \pi D^2 u \sqrt{u^2 + w^2} + \frac{1}{6} C_{Mx} \rho \pi D^3 \dot{u} \quad \cdots (1)$$

$$F_z = \frac{1}{8} C_{Dz} \rho \pi D^2 w \sqrt{u^2 + w^2} + \frac{1}{6} C_{Mz} \rho \pi D^3 \dot{w} \quad \cdots (2)$$

ここで、 C_{Dx} 、 C_{Dz} ：抗力係数、 C_{Mx} 、 C_{Mz} ：慣性力係数、 D ：球の直径(底質の中央粒径を採用する)、 ρ ：流体の密度、上付きドットは時間に関する微分を示す。

両式に実験で求めた水平・鉛直方向流速とそれらから計算した加速度の時間変化を代入し、球体に対して評価されている抗力係数と慣性力係数(岩田・水谷, 1989)を代入して、砂、礫、およびプラスチックボールに作用する波力の時間変化を計算した。

また、水谷ら(1994)は幅広潜堤を対象に、球状被覆材に作用する波力と抵抗力の力学的バランスから被覆材の安定性を論じているが、その結果をここでも採用する。すなわち、底質の移動形態として、回転移動と浮遊の二種類を考え、それぞれの移動に対して作用流体力と自重による抵抗力のバランスから移動限界を求める。なお、回転移動に関しては、最小の外力で移動可能な隣接する2つの礫材の中央の谷間を転がる場合(CASE 1)と最大の外力を要する隣接する礫材の頂点上を転がる場合(CASE 2)が考えられる。不規則に配置された礫材の場合の移動はこれらの中間になり、上限と下限に相当するこれらの条件を考慮した。

5. 解析結果

図-6に、上述の手法で求めた球体近以の礫に作用する波力と移動限界の比較について、砕波帯($x=30$ cm)と遡上帯($x=-30$ cm)における結果を例示したものである。なお、 x 軸、 y 軸はともに底質の水中重量で無次元化してある。砕波点近くの $x=30$ cmでは岸・冲向きの両方向ともに作用波力は回転移動限界を超える。また、岸向きの波力作用時には少し浮遊限界を超えるが冲向きは浮遊限界を超えずに移動することが判る。この結果より、砕波帯では、まず、波の入射にともなって回転移動

により岸側に移動し始める。このときの移動形態は表層に沿っているため掃流移動と解釈できる。次第に流体力が大きくなると浮遊限界を超え、底質は浮遊状態となる。しかし、流体力の低下とともに沈降し、戻り流れによって冲向きに掃流状態（回転移動）で移動すると考えられる。この状況は目視観察やビデオ解析結果と良好に対応する。一方、急峰部のピークに近い $x = -30$ cm では流速の非対称性（図-3）より、図-6(b) に例示するように、波力ベクトルの主軸は折れ曲がった形状になる。そして、岸向きの波力作用時には回転移動限界を超え、その後若干浮遊移動限界も超えるが、冲向き波力作用時には移動限界を超えない。この結果より、波の打ち上げ時には礫は岸向きに打ち上げられるが、流速反転時には外力が小さいために礫の移動は生じない。そのため打上げ帯では岸向き漂砂が卓越し、そこに礫が堆積することにより急峻な地形が形成されることになる。地形が急峻になると、局所的に斜面勾配が変化し、冲向き移動限界が生じやすくなり、図-7 に例示したように岸・沖両方向の移動限界を超え、漂砂量が釣り合う平衡状態が現れ、平衡地形が生じると判断できる。

図-8 は碎波帯 ($x = 40$ cm) における礫とプラスチック玉の作用波力を移動限界と比較した結果である。図の条件下では、礫は作用波力が浮遊限界を超えずに掃流状態で移動するのに対して、比重の小さいプラスチック玉は

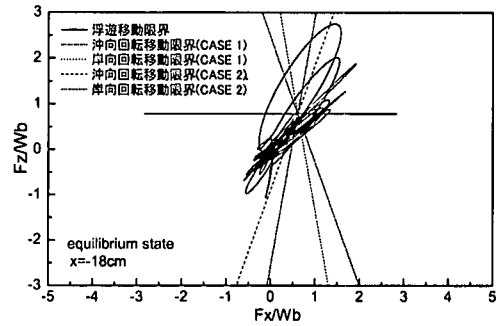
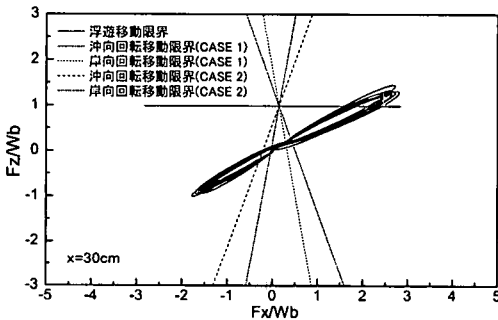


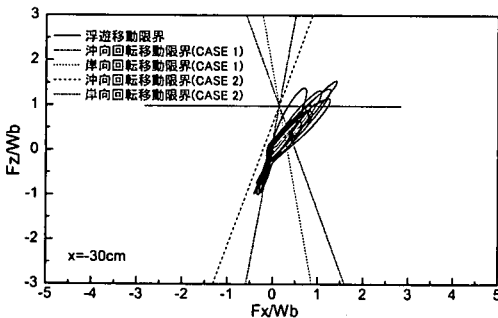
図-7 平衡地形上の作用波力と移動限界 ($x = -18$ cm)

浮遊限界を大きく超えている。したがって、岸向の波力作用時には容易に浮遊状態となり岸側に移動することが理解される。その後、作用波力が小さくなり沈降したときには、掃流状態の礫の上に落ちるため、表層にプラスチック玉が覆うように分級が生じたことがわかる。

図-9 は遡上帯 ($x = -30$ cm) でのプラスチック玉の作用波力と移動限界を比較した結果である。同じ場所での礫と比較し、浮遊しやすいことがわかる。浮遊限界を超える時間帯は流体力の方向が逆転する直前まで継続している。ここでは底面直上の流速に基づいて波力を評価しているが、実際の浮遊状態ではさらに大きな流体力が作用していることが予想され、浮遊状態はさらに続く可能

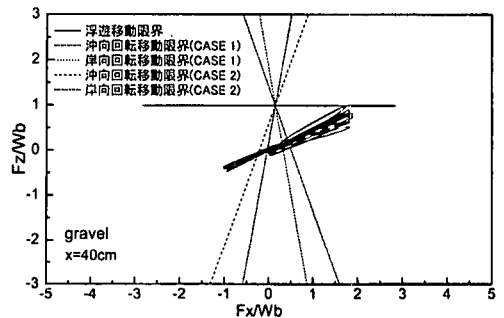


(a) $x = 30$ cm

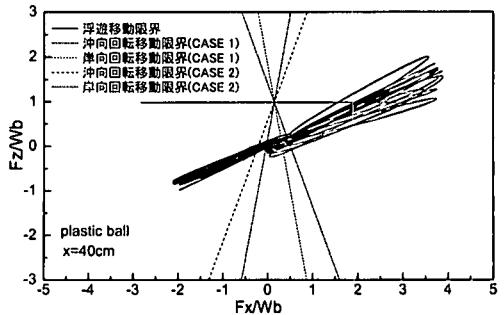


(b) $x = -30$ cm

図-6 礫の作用波力と移動限界（初期地形、 $d = 15$ cm）



(a) 礫



(b) プラスチックボール

図-8 作用波力と移動限界の比較

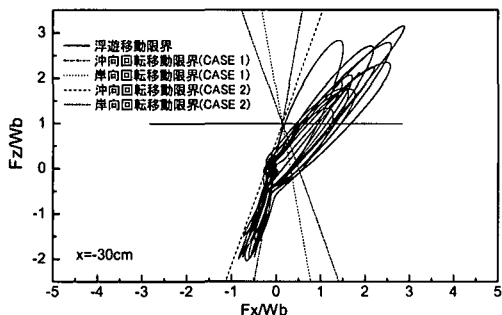


図-9 プラスチック玉の作用波力と移動限界（初期地形， $x = -30$ cm）

性がある。この礫より卓越した浮遊特性によってプラスチック玉は引き波時も冲向きに移動し、礫のみの遡上帯とは異なる断面地形が形成されると考えられる。

図-10 に砂の作用波力と移動限界の比較を示す。波力は、回転移動限界と浮遊限界をほぼ同時に越えることがわかる。したがって、波の入射と共に砂は巻き上げられ、浮遊状態となる。冲向きの波力作用時には浮遊限界を下回るが、砂の沈降速度が小さいため、完全に落ちるまでに引き波となり、碎波帯から遡上帯までの砂が浮遊状態で戻り流れによって冲向きに移動すると考えられる。

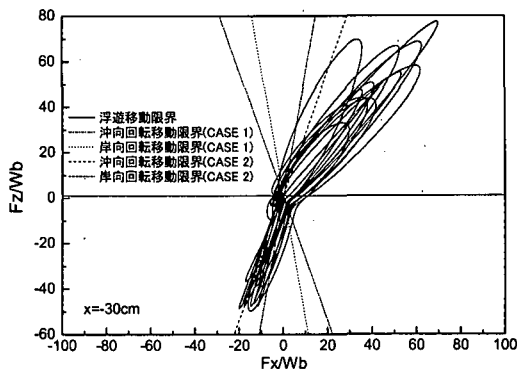
一方、砂礫混合海浜の場合、礫が岸側に、砂が沖側に堆積する傾向がある。これは、礫は作用波力がほとんど浮遊限界を超えず流速の非対称性から岸向き掃流漂砂が卓越するのにに対し、砂では作用波力が浮遊限界を超えやすく、浮遊砂となって戻り流れにより沖側に運ばれるためであると考えられる。

これらの結果より、波力などの力学特性を考えることにより、漂砂の移動特性やそれによって生じる地形や粒径による分級の機構を説明できるといえる。

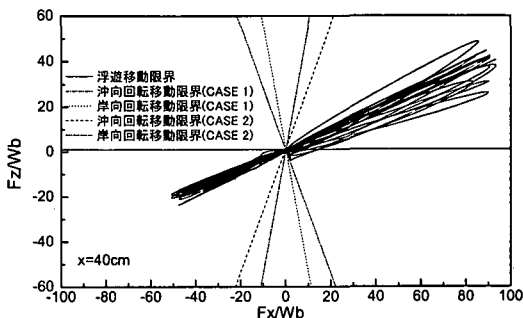
6. 結 論

本研究の主要な結論を述べる。

- (1) 碎波した波峰の通過後に水平渦が発生し、その直後に底面流速が最大になる。
- (2) 礫のような透水性の高い斜面では遡上後の斜面内への浸透流により岸沖方向で最大流速に非対称性が生じる。これにより底質の冲向きの流体力は小さくなり、打ち上げられた底質が沖に戻らず急峻な地形を形成する。なお、礫層の厚い方が流速の非対称性は大きく現れ、地形もより急峻になる。
- (3) 礫と砂の混合底質の場合、碎波帯での礫は岸向き、碎波帯から遡上帯までの砂は冲向きに移動し、碎



(a) $x = -30$ cm



(b) $x = 40$ cm

図-10 砂の作用波力と移動限界（初期地形， $d = 15$ cm）

波帯の両側に分かれて堆積する分級が生じる。

- (4) 漂砂の移動形態は、作用波力と移動限界の比較により説明できる。したがって流体力から漂砂の移動特性を解明することは有効であると言える。

参 考 文 献

- 岩田好一朗・水谷法美 (1989): 没水球体に作用する波力の特性に関する研究, 土木学会論文集, 第 405 号/II-11, pp. 215-224.
- 岩田好一朗・小山裕文・布藤省三 (1983): 碎波後の波動エネルギーの変化に関する実験的研究, 第 30 回海岸工学講演会論文集, pp. 10-14.
- 江口 周 (2002): 砂礫混合海浜の地形変化と分級に関する実験的研究, 名古屋大学工学部卒業論文, pp. 15-19.
- 水谷法美・岩田好一朗・Teofilo M. Rufin Jr. (1994): 幅広潜堤の被覆材の耐波安定重量の算定法に関する研究—球状被覆材の場合—, 土木学会論文集, 503, pp. 119-128.
- 吉田英治・荒木進歩・出口一郎・池田智大 (2002): 混合砂礫海岸における底質の分級と断面変形, 海岸工学論文集, 第 49 巻, pp. 461-465.
- Mizutani, N., H. H. Ma and S. Eguchi (2003): An experimental Study on the Beach Profile Change and Grading Process of Beach Material, Proc. 13th ISOPE, Vol. III, pp. 862-867.