

浮遊砂輸送に着目した海浜変形問題に対する新しい取り組みについて

横浜国立大学名誉教授 (株) エコー顧問 合田良実¹

要旨: 本論文ではまず沿岸漂砂輸送における底質の各種の運動モードの役割を評価し、次いで浮遊砂に着目する観点から、沿岸漂砂に係わるこれまでの諸研究をレビューする。既往の漂砂研究において掃流漂砂が重視されてきたのは、Einstein や Bagnold の先駆的研究に影響されたところが大きいといえる。しかし、浮遊砂濃度に関する多くの観測結果は、沿岸漂砂の解析とその予測に浮遊漂砂が重要であることを例証している。そこで、不規則砕波による浮遊砂巻き上げ率を推定するマクロモデルを紹介し、海浜地形変化の予測問題への適用について述べる。

1. まえがき

海浜の変化は昔から人々を困惑させてきた。汀線は人間の予測を上回る速さで前進あるいは後退する。汀線の過度の後退すなわち侵食は住民の生活を脅かす。海浜に予測しなかった砂が堆積することは、隣接する港が埋没して、船舶を受け入れる港の機能が失われる危険性を伴う。

海浜の地形変化を引き起こす漂砂現象の研究は 1940 年代に始まった。波・流れによる底質輸送の現象を理解しようとする努力は、これまで半世紀以上も続けられてきた。しかし、現在までに数え切れないほどの論文や報告が発表されてきたものの、われわれが汀線の変化を自信を持って予測できる段階までには至っていない。こうしたわれわれの能力不足の原因は、砕波帯内で波が砕けて浮遊砂が舞い上がる事象を的確に把握していないことにあると考えられる。

表 - 1 は、月・季節・年の時間単位での海浜変形を引き起こす漂砂の沿岸方向移動に係わる機構の役割を評価したものである。数日単位での海浜断面変化を引き起こす岸沖方向の砂移動は、長期的には岸向き、沖向きの漂砂が互いにうち消し合うと考えられるので、本論文では言及しない。この漂砂の運動機構の役割に対する評価は、こうした評価を下すための定量的なデータが不足している現状において、著者の個人的判断に基づいて行ったものであり、他の研究者各位からのご意見を待ち望む次第である。

河川や海岸における底質移動には、掃流砂および浮遊砂移動の二つがある。掃流砂移動では、個々の砂粒の運動あるいは全体としてのシートフローのいずれかである。個々の砂粒の運動機構については、砂漣の形成を含めた多くの研究の成果によって、かなり解明されている。また、シートフローについてもある程度明らかになっている。しかし、これらの砂移動が沿岸方向の漂砂にどれだけ寄与しているかについては、さらに吟味する必要がある。掃流による砂移動は、岸沖方向の漂砂に対しては主要な役割を果たしているであろうけれども、それによる個々の砂粒の移動が沿岸方向の海浜変形に寄与するとは考えにくい。シートフローについてはある程度の寄与が考えられよう。

底質は二つの起動力で浮遊状態となる。一つは底面に働く往復流のせん断力であり、もう一つは砕波によって発生する噴流の鉛直運動量である。砂漣の頂部から舞い上がる浮遊砂は前者の典型であり、これについては十分に研究されている。しかし、こうした浮遊砂による沿岸漂砂の総量は、砕波による浮遊砂に比べてはるかに少ないと思われる。砕波による砂の

¹ 本論文は、Asian and Pacific Coastal Engineering 2001 会議における招待講演 "A New Approach to Beach Morphology with the Focus on Suspended Sediment Transport" の日本語訳である。

巻き上げ現象の重要性は、砕波帯を横切っている栈橋などから海面を見れば、直ちに理解することができる。巻き波が岸へ進んだすぐ背後には、海中から浮遊砂の雲が沸き上がる。この浮遊砂雲は、多量の砂粒を運んで砕波帯内をゆっくりと沿岸方向に移動する。

表 - 1 沿岸方向漂砂の各種運動モードの役割の評価案

運動モード	現在の理解度	全体への寄与
掃流砂：個々の砂粒運動 シートフロー	ほぼ解明 ある程度明らか	少ない 中程度
浮遊砂：砂漣からの舞上り 砕波による巻き上げ	ほぼ解明 未解明	僅少 支配的

これまでも、沿岸漂砂に関しては掃流砂よりも浮遊砂が卓越する、特に高波時にはそうであるとの報告がある。しかしながら、砕波による砂の浮遊現象は現象の複雑さのために、それを定量的に評価するまでに至っていない。漂砂現象に関するこれまでの研究は、掃流砂あるいは砂漣からの砂の舞い上がりを取り上げたものが大半であり、砕波による砂の浮遊という未解明の困難な課題を避けてきた。今や、この問題に正面から取り組み、海浜変形の謎に突破口を開くべき時期である。

本論文では、これまで砕波による砂の浮遊現象が十分に取り上げられなかった理由を探ろうとする観点から、漂砂問題に関するこれまでの研究を概観する。そして、Katayama・Goda (1999, 2000) のマクロモデルを紹介し、その海浜変形問題への発展性について述べる。

2. 漂砂問題に対する既往研究のレビュー

2.1 河川流砂の解析手法に基づく初期の研究

海岸侵食の問題は世界各地でしばしば起きていた。しかしアメリカの人々は、夏のリゾート地としての砂浜を保全することに大きな関心を寄せてきたようである。米国陸軍工兵隊は、人々の要望に応じてアメリカの海岸の深刻な侵食問題に対処するために、海岸侵食局 (Beach Erosion Board) を 1930 年代初期に設立した。第二次世界大戦後は、米国海軍も波浪関連の研究に関心を持つようになった。カリフォルニア大学バークレー校に委託されたプロジェクトの一つが波による海浜の砂移動であり、Einstein (1948) はこれに関する研究方針を助言している。すなわち、河川は一方向に流れ、海底の砂は波の軌道運動による往復流にさらされるけれども、河川流砂に対する考え方は海浜の砂の運動にも拡張できるとした。

Einstein は既に 1942 年に有名な河川の掃流砂量公式を発表しており、これは確率統計概念に基づいて次元解析で導いたものであった。後に Kalinske (1947) は Einstein 公式に物理的な意味づけを与えている。両者とも全流砂量にとって浮遊砂が重要であることは認識していたものの、掃流砂量のみについて論じている。これは、浮遊砂の総量について一般的な結論を見出すことがむずかしかつたためであろう。

一方英国では、直立壁に及ぼす衝撃波圧の実験や飛砂の先駆的研究で有名な Bagnold (1946) が波による砂の運動の研究を開始した。彼は天井から吊り下げた円弧形の揺りかごを水槽に入れ、揺りかごの運動振幅と周期を調整することで、揺りかご上面が往復流の作用を受けるようにした。そして、揺りかごの上面に砂層を設け、往復水流による砂粒の運動を観察した。この方法で、砂粒の運動開始流速、砂漣の発生、その頂部からの砂の舞い上がりなどを測定し、記録した。砂層に往復水流を作用させるもう一つの方法は、水槽中に水平板を入れ、それをピストン運動機構によって往復運動させるものである。Manohar (1955) はこの方法を用いて、Bagnold の研究と同様な砂の移動限界流速などを研究した。

実験室での波による砂の運動を初期に研究したのは Scott (1954) であり、カリフォルニア大学バークレー校で多くの実験を行った。数年遅れてマサチューセッツ工科大学の研究グループも波による斜面上の粒子の運動について綿密な計測を開始した。Eagleson・Dean (1961) は、底面付近の残差流の鉛直分布や底面上の粒子の抗力係数その他に関する研究成果をとりまとめて発表している。

2.2 波による砂運動のメカニズム

2.2.1 往復流による底質粒子の移動限界

初期における砂粒の運動に関する研究は、往復流による底質粒子の移動限界についての興味を引き出すこととなった。Lundgren・Sorensen (1957) はこのための実験装置として往復水流水槽を製作し、これが後に世界の多くの水理研究所で海岸工学の研究装置として活用されることとなった。

底質粒子の移動限界流速は、粒子が往復運動を開始する限界のせん断力を無次元化したシールズ数で表現するのが通例である。多くの研究者は、限界シールズ数をレイノルズ数（限界流速と粒径で定義）に対してプロットした、いわゆるシールズ曲線で実験結果をとりまとめた。さらに、Larsen ほか (1981) は 75 ~ 90m の海底の細粒子が波で浮遊状態となる限界も、シールズ曲線によく記述できるという海洋観測結果を報告している。

しかしながら、Hallermeier (1980) はいろいろな研究者による 10 組の実験データを解析し、シールズ曲線は往復流による底質の移動限界を表現するには適しないと結論した。その代わりに、高周波数振動下の細粒子および低周波数運動下の粗粒子の 2 種類に対する限界水粒子速度の経験式を取りまとめた。最近の You (2000) の論文も、砂粒の移動開始の限界水粒子速度を似たような形で取りまとめている。

2.2.2 せん断力による底層からの底質の舞い上がり

底質に作用する波動運動のせん断力が増大するにつれ、底面の砂層には砂漣が出現する。せん断力すなわち水粒子速度がさらに増大すると、底質粒子は砂漣の頂部から舞い上がる。浮遊した粒子は乱れによって上方へ運ばれる一方で、重力で沈降する。浮遊砂濃度は底面近くが最大で、水面近くでは極めて薄い。時間平均の浮遊砂濃度の鉛直分布は、乱れの渦動粘性係数の大きさと底質の沈降速度によって規定される。

波によって浮遊した底質の濃度に関しては、往復水流水槽や造波水槽による詳細な実験あるいは海岸での現地観測など、多くの研究成果がある。Das (1972) は浮遊砂に関する初期の研究レビューを行っている。その頃は、ほとんどの浮遊砂量の測定にポンプにサクシオンによる採水方式が用いられていた。光電トランジスターを利用して浮遊砂濃度を測定した初期の研究者としては、Sleath (1982) が挙げられる。現在は、光学式後方散乱濃度計 (Optical backscatter sensor) や超音波式濃度計が多用されており、浮遊砂濃度の時間変化などが記録される。ただし、サクシオン採水方式を優先する研究者もいないわけではない。Nielsen (1984) は特別に工夫した採水装置を用いて、外浜帯での現地観測を行った。Black・Rosenberg (1994) は光学式とポンプ採水方式との現地比較を行い、ポンプ採水による浮遊砂の捕捉効率は周辺の乱れ渦強度に影響され、一方光学式の応答は粒径に強く依存すると報告している。

非碎波の条件では底面近くの浮遊砂濃度が 1g/l のオーダーであって、底面からの高さが増すにつれて急速に減少し、0.001g/l にまで下がる (Van Rijn ほか (1993) 参照)。Nielsen (1986) は、海底での浮遊砂濃度がシールズ数の 3 乗に比例するという公式を提案している。波浪中の浮遊砂濃度の鉛直分布は、拡散方程式を解くことで求められる。Fredsoe ほか (1985) は、実験室での測定結果と極めてよく一致する数値計算結果を示している。砂漣の頂部からの砂の舞い上がりもまた数値的にシミュレート可能である。Asp Hansen ほか (1994) は discrete vortex モデルを使ったシミュレーションで良好な結果を得ている。

現地観測においては、高波の連なりが顕著な場合などに海底付近の浮遊砂濃度が急激に上昇する現象が見出されており、Hanes・Huntley (1986) や Williams ほか (1996) が報告している。浮遊砂の輸送量は、濃度と流速の積である。浮遊砂濃度は波浪、長周期波、および平均流の流れ成分と相関しつつ変動するので、岸沖方向の浮遊砂輸送率は平均濃度と平均流速ではなく、濃度と流速の瞬時値ごとの積を積分して求めなければならない。Osborne・Greenwood (1992) は現地観測でこれを例証した。一方、沿岸方向の漂砂輸送率に関しては、Jaffe・Sallenger (1992) が浮遊砂濃度と沿岸流速との間に明瞭な相関が見られないとしており、したがって沿岸方向漂砂量はそれぞれの平均値の積で求めることができる。

2.2.3 海底面の底質のシートフロー

碎波がひんぱんに起きる碎波帯の内縁部では、海底の砂漣が消滅し、底質は全体がまとまって動く。これを底質のシートフローと呼んでいる。Ribberink・Al-Salem (1995) は大型の

往復水流水槽を使ってシートフロー層の底質濃度を詳細に測定した。その際には導電度計を利用した特別なシートフローセンサーを開発し、底質濃度の経時変化を記録した。表面下数ミリの層内では、底質粒子は波の位相に応じて、堆積時の静止状態から液状化し、再び静止状態に戻る変化を繰り返す、その濃度は 800~1600g/l の範囲で変化する。シートフロー層の上では底質は浮遊状態となり、濃度は底面の 10~100g/l から急激に減少して高さ 5cm では 0.1 g/l あるいはそれ以下となる。

2.3 砕波帯内の浮遊砂

2.3.1 砕波帯内の浮遊砂の現地観測

非砕波による浮遊砂は海底近傍にのみ存在し、水深全体では極めて微量である。しかし砕波時には、高濃度の浮遊砂が中間水深から海面近くにまで上昇する。

浮遊砂濃度の現地観測は 1950 年代から各国で行われてきた。中でも Fairchild (1972) は、砕波帯内の海底から中間水深までの浮遊砂濃度を 800 点以上も測定した。彼は、岸から突き出た栈橋の上で、ポンプ式採水記を搭載したトラクターを移動させて観測しており、ニュージャージー州の Ventor およびノースカロライナ州の Nags Head の栈橋を利用した。最大濃度は前者で 2.6g/l、後方で 4.0g/l であり、浮遊砂の平均粒径は 0.12~0.20 mm であった。Fairchild の観測データは、これによって砕波帯内の浮遊砂濃度の概況を知ることができるけれども、波浪データとの対応があまり明らかでなく、また流れの同時観測は行われなかった。

1970 年代に入ると、より総合的な現地観測が行われるようになった。Kana・Ward (1980) は、CERC の Duck 地区の栈橋を使った浮遊砂濃度と沿岸流速の最初の系統的観測を行い、その成果を報告した。それによると、「浮遊砂濃度は約 0.05g/l から 10.0g/l 以上まで 3.5 オーダーにわたって変化し、最大濃度は砕波帯内縁部および海底近傍である」としている。

やがて光学式の濃度計の導入によって、ピーク値 20g/l 以上の浮遊砂濃度の急上昇が不規則に発生することが明らかになった。Beach・Sternberg (1988) は、こうした事象が周期 30~300 秒の長周期波と相関していることを報告した。Nadaoka ほか (1988a) は、浮遊砂濃度の急上昇は巻き波が作り出す 3 次元大規模渦が原因であるとした。そして、Nadaoka ほか (1988b) は現地観測でそうした渦の存在と浮遊砂濃度との関連を例示した。Jaffe・Sallenger (1992) は、濃度が他よりも 1 桁以上高い浮遊砂の巻き上げが 1~2 分ごとに生じることを観測した。こうした濃度の急上昇が起きている時間は全体の 10% 以下であるけれども、こうした高濃度のデータが平均濃度を 15%~50% 増大させると報じている。また Black ほか (1995) は、高濃度の浮遊砂雲を記録した数ケースを提示し、波の運動に伴って高濃度雲が濃度計の付近を前後に動く状況を詳しく説明している。さらに Miller (1999) も、高濃度の浮遊砂が水面近くにまで上昇する事象の記録を例示している。

2.3.2 大型水理実験による砕波帯内の浮遊砂の観測

砕波による底質の浮遊現象は、有義波高 1.0m 以上の超大型造波水路でも研究されている。Dette・Ulizcka (1986) はこうした大型実験の初期の報告である。Dally・Barkaszi (1994)、Roelvink・Reniers (1995)、Shimizu ほか (1996) も同規模の実験結果を報告している。最近の研究では、Peters・Dette (1999) が浮遊砂濃度の鉛直分布を、次のような指数関数で近似的に表示している。

$$c(z) = c_0 e^{-az} \quad (1)$$

ここに、 $c(z)$ 時間平均の濃度、 c_0 は底面での基準濃度、 a は減衰パラメータである。Peters・Dette (1999) によると、 c_0 は 10g/l 前後であり、 a は砕波帯内縁部では 2 m^{-1} にまで低下し、ほぼ一様な鉛直分布を示唆している。

Nadaoka ほか (1988a, 1988b) が例証したように、浮遊砂濃度の急上昇は砕波によるものである。底質の巻き上げにおける砕波の役割は、Pedersen ほか (1995) による数値シミュレーションでも検証されている。ここでは discrete vortex モデルを使って砕波帯内の速度場を解析し、Dette・Ulizcka (1986) の実験結果とよく一致する結果を得ている。

2.4 沿岸漂砂量公式

2.4.1 CERC 公式

海浜変形の予測精度は、漂砂量公式の信頼性に全面的に依存する。海岸工学の初期の頃から、沿岸漂砂の総量は、突堤のその他の構造物によって底質の沿岸方向輸送が遮断される海岸において、深浅測量と地形測量で海浜の総土量の変化を求めることで推定した。その結果は、土量変化を観測した同じ期間内に来襲した、波エネルギーフラックスの沿岸方向の成分と関係づけられた。各地の海岸で蓄積されたこうした多数のデータに基づき、CERC 公式と呼ばれる経験公式が誕生した (USACE 1984)。その容積表示では次のようになる。

$$q_{total} = \frac{KH_b^2(c_g)_b}{8s(1-\lambda)} \sin \alpha_b \cos \alpha_b \quad (2)$$

ここに、 K は CERC 公式の定数であって平均で 0.385 の値であり、 H は有義波高 $H_{1/3}$ 、 c_g は群速度、 α は波向、添字 b は碎波点の値であることを表し、 s は海水に対する底質の密度比 ($s = \rho_s / \rho$)、 λ は底質の現地での空隙率であってほぼ 0.4 である。波高として自乗平均平方根値 H_{rms} が用いられるときは、定数 K が 0.77 の値を取る。

海浜変形を予測する際の CERC 公式の信頼性については、多年にわたって議論が続けられてきた。Greer・Madsen (1978) の論文は最初にこの問題を検討したもので、CERC 公式はオーダー推定に限るのがよいとした。議論の焦点は定数 K の値である。この値は粒径に関係すると考えられるけれども、Komar (1988) は、現地データのばらつきが大きいために、粒径との関係を見出せないとした。しかし Del Valle ほか (1993) は、粒径 1.5mm までの粗砂海岸での観測データに基づいて K 値の粒径依存性を支持し、次の経験式を提案した。

$$K = 0.8 \exp[-2.5d] \quad (3)$$

ここに、 d はミリ単位の粒径である。Schooness・Theron (1994) は、多数の現地データを粒径でグループ分けして K 値を計算した。粒径が 1mm 未満のグループでは K 値が平均 0.41 であるのに対し、粒径 1mm 以上のグループでは 0.01 であった。ただし、それぞれのグループ内では粒径効果を明らかにすることができなかった。最近の Van Wellen ほか (2000) の研究では、礫海岸に対して 0.07 の値を採択し、各種漂砂量公式を比較検討している。

CERC 公式のほかにも、沿岸漂砂の総量を推定する公式が種々提案されている。Kamphuis (1991) 公式はその代表例である。Schooness・Theron (1996) は、273 データを用いて 53 種の諸公式を比較検討し、Kamphuis が最も信頼できるとした。しかし、Van Wellen ほか (2000) は使用したデータベースの外力条件に偏りがあるとして、その結論に賛成していない。

2.4.2 エネルギー学的概念による Bailard 公式

多くの漂砂量公式は、局地漂砂量を対象としている。沿岸流速の予測・観測値と組み合わせることによって、沿岸漂砂の総量を推定することができる。Bayran ほか (2000) は、Duck 地区にある CERC Field Research Facility (棧橋) に沿って沿岸流速や浮遊砂濃度をいろいろな高さで観測したデータを使い、6 種類の漂砂量公式を検定した。データは DUCK 85, SUPERDUCK, および SANDYDUCK と名づけられた 3 回の総合観測のもので、これらのデータから沿岸漂砂量の岸沖分布を算出した。局地漂砂量公式は、Bijker (1971) 公式、Bailard (1981) 公式、Watanabe (1992) 公式その他を含む。これらの諸公式の多くは、海底に働くせん断力を用いて掃流砂量と浮遊砂量を推定している。

現地データと予測値の比較は、沿岸漂砂量の岸沖分布形状および全測点の散布図を用いて行っている。予測値の大半は観測値の 1/5 から 5 倍の範囲に入っているものの、この外にはみ出るデータもあり、その割合は公式および波浪条件によって 4% から 38% に達する。したがって、これらの諸公式の信頼度は十分とは言えない。

これらの公式の中では、Bailard 公式が説明に値する。この公式は、底質輸送の起動力としてせん断力ではなくて流体パワーを用いることを推奨した、Bagnold (1963, 1966) のエネルギー学的概念に基づいている。Bayram ほか (2000) によると、Bailard 公式は次のように表される。

$$q = 0.5 \rho f_w u_0^3 \frac{e_b}{(\rho_s - \rho) g \tan \gamma} \left(\frac{\delta_V}{2} + \delta_V^3 \right) + 0.5 \rho f_w u_0^4 \frac{e_s}{(\rho_s - \rho) g w_f} \delta_V u_3^* \quad (4)$$

式(4)中の記号は次の通りである。 e_b と e_s は掃流砂と浮遊砂の効率係数（エネルギー損失の内底質輸送に使われた割合）、 f_w は波浪に関する底面摩擦係数、 g は重力加速度、 u_0 は海底での水粒子軌道速度の振幅、 u_3^* 速度の3次モーメント、 w_f は底質の沈降速度、 δ_v は u_0 に対する沿岸流速の比率、 γ は波高に関するパラメータ、 ρ と ρ_s は水および底質の密度である。なお Bailard の当初の公式では、式(4)の右辺第1項の分母にあるパラメータ γ の代わりに、底質の内部摩擦角 ϕ が使われており、式(4)は原式の簡略形である。

定数の値について、Bailard (1981) は $e_b = 0.21$ 、 $e_s = 0.025$ を与えた。しかし、後に式(5)を提唱したときには、 $e_b = 0.13$ と $e_s = 0.032$ の値を推奨した (Bailard, 1984)。なお、Bayram ほか (2000) の論文には、 $e_b = 0.1$ 、 $e_s = 0.025$ および $\tan \gamma = 0.63$ の定数値が記載されている。

Bailard (1984) は、自らの公式を用いて CERC 公式の K 値に内在するパラメータの評価を行っている。現地および実験室データに最も適合する値として、Bailard は式(5)の経験式を導いた。なお、本論文では有義波高を用いているので、数値はすべて2で除した値である。

$$K = 0.025 + 1.3 \sin^2 2\alpha_b + 0.0035 u_{0b} / w_f \quad (5)$$

この式には、沿岸漂砂量公式に粒径効果（沈降速度）が明示的に取り入れられている。なお、底質の沈降速度は、河床の底質運動について研究した Rubey (1933) が導いた次式で算定できる。

$$w_f = \sqrt{(s-1)gd} \left[\sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36\nu^2}{(s-1)gd^3}} - \sqrt{\frac{36\nu^2}{(s-1)gd^3}} \right] \quad (6)$$

ここに、 ν は水の動粘性係数である。

2.5 浮遊砂を考慮した海浜変形モデル

2.5.1 浮遊漂砂量の観測値と CERC 公式による漂砂量との比較

CERC 公式の定数 K に対して Bailard が導いた式(5)は、沿岸漂砂の問題では浮遊砂の役割が高く評価されることを示唆している。式(5)を導く過程では、掃流砂効率係数 e_b が 0.21 から 0.12 に引き下げられる反面、浮遊砂効率係数 e_s が 0.025 から 0.032 に引き上げられていて、浮遊砂の役割が増大している。もし、波浪条件として $\alpha_b = 10^\circ$ 、 $H_b = 3.0\text{m}$ 、砕波水深 $h_b = 4.0\text{m}$ を仮定し、平均粒径を $d = 0.2\text{mm}$ ($w_f = 2.4\text{cm/s}$) とすると、式(5)右辺の最初の2項の和は 0.18 となり、第3項は 0.29 となる ($u_b = \sqrt{gh_b}$ と仮定)。前者が掃流砂の寄与分を現し、後者が浮遊砂を代表するとみなすと、細砂海岸の沿岸漂砂では大半の高波時に浮遊漂砂が卓越することが明らかである。

沿岸漂砂量の総量に対する掃流漂砂と浮遊漂砂の寄与を直接に比較することはむずかしい。これは、掃流漂砂の総量を現地で測定することがほとんど不可能なためである。トレーサー調査によって局地沿岸漂砂量のデータは取得できるけれども、トレーサーが掃流あるいは浮遊のどちらのモードで輸送されたかを判別することはできない。我々ができることは、砕波帯を横断する断面に沿った浮遊砂濃度と沿岸流速の観測値に基づいて、浮遊砂の沿岸方向輸送の総量を算出し、その結果を沿岸漂砂量の推定値と比較することである。

Kana・Ward (1980) の現地観測の目的は、浮遊砂の輸送量を把握することであった。1日当たりの沿岸方向の浮遊漂砂量を推定し、それを CERC 公式による推定値と比較した。波高が $H_{1/3} = 1.3 \sim 2.4\text{m}$ で推移した高波の日には、浮遊漂砂量は CERC 公式の推定値と極めてよく一致した。しかし、その後で波高が $H_{1/3} = 0.8 \sim 0.9\text{m}$ にとどまった日には、浮遊漂砂量が CERC 公式の推定値の約 30%であった。また Miller (1999) も、同じ栈橋で実施した観測結果を CERC 公式の推定値と比較している。波高が $H_{1/3} = 1.6 \sim 3.5\text{m}$ であった5回の高波については、CERC 公式による漂砂量とよく一致した。公式は1ケースについて過大評価をしたけれども、そのケースでは風波とうねりがそれぞれ栈橋の反対側から来襲しており、そうした複雑な条件では沿岸流速の算定値が不正確になるために、過大評価となったと考えられる。

Wang ほか (1998) は、仮突堤による短期間の地形変化測量を行う方法で、沿岸漂砂量の直接測定を試みている。彼らは同時に吹き流し捕砂袋で浮遊砂の沿岸輸送量も測定した。波高が $H_{\text{rms}} = 0.14 \sim 0.19\text{m}$ の時の観測では、捕砂袋による沿岸漂砂量は地形変化から求めた値の $1/3 \sim 1/2$ であった。この差分が掃流漂砂によるものであるとすると、掃流漂砂量は浮遊漂砂

量の 1.0 ~ 1.5 倍であったことになる。

2.5.2 海浜地形変化に及ぼす浮遊漂砂と掃流漂砂の影響比較

上述の諸研究よりも早く、Komar (1978) は 3 種類の証拠と称するものに基づいて、沿岸漂砂の現象では浮遊砂よりも掃流砂が卓越することを主張した。すなわち、全漂砂量に対する浮遊砂の割合、トレーサーの移動速度と沿岸流速の比率、および K 値の粒径に対する非依存性である。Komar は自らが誘導した沿岸漂砂量公式に基づいて、浮遊漂砂の寄与分を評価する式を導いた。この評価式では、全体に対する浮遊漂砂の割合が砕波帯内の平均濃度に比例する形で表されている。彼はその当時に利用できた幾つかの浮遊砂の観測結果に基づいて、この平均濃度を 0.00010 ~ 0.00039 と推定し、これによって浮遊漂砂が全体に占める割合が最大でも 25% 以下であると結論した。しかしながら、この平均濃度は 2.3.1 節に紹介した実際の浮遊砂濃度と比較すると極めて少なく、1 桁小さいと言わざるを得ない。最近の平均濃度の観測値を使うならば、Komar が導いた評価式に基づいて、沿岸漂砂では浮遊漂砂が卓越すると結論づけることが容易である。

Komar の第 2 の論拠は、砂のトレーサーの移動速度が沿岸流速の 0.3% ~ 1.3% に過ぎなかったという彼自身の観測結果である。このことから、彼は砂粒の移動は水の流れよりもはるかに遅れると結論した。しかしながらこの議論は、浮遊砂が重力作用で沈降して着底してから、次に砕波で再び巻き上げられるまで、しばらくの間、海底にとどまるという事実を見落としている。論文中に提示されているデータでは、トレーサーのなかでも最大の移動速度が沿岸流速の 2.5% ~ 62% に達することを示している。このように大きな速度は掃流移動では考えにくいので、このデータはむしろトレーサーが浮遊状態で運ばれたという傍証になる。

第 3 点である CERC 公式の K 値が粒径に影響されないという論拠は、1978 年の時点では受け入れられたかも知れないが、現在では Del Vale ほか (1993)、Schooness・Theron (1994)、および Van Wellen ほか (2000) の観測結果によって、大粒径の底質では K 値が小さいことが確立されている。したがって、掃流砂が浮遊砂に卓越するとの Komar の主張は、現在の知見では正しいとは言えない。

2.5.1 節に紹介した 4 編の現地観測の結果ならびに式(5)による試算は、高波時には浮遊漂砂が沿岸漂砂現象において卓越し、波が穏やかなときには浮遊漂砂量が掃流漂砂量と同程度あるいはやや少なくなることを示していると言えよう。

2.5.3 浮遊砂を考慮した漂砂モデル

砕波帯内の浮遊漂砂の重要性については若干の研究者が着目し、漂砂モデルに取り込もうとしてきた。その多くは、底質の輸送率はエネルギー減衰率に関係するとの Bagnold (1963) のエネルギー学的概念に基づいて、モデルを構築している。もっとも、Bagnold 自身は砕波帯内の砕波プロセスについて言及していない。初期の研究者の一人は Thornton (1972) であり、砕波帯内の沿岸漂砂量の岸沖分布の測定結果を簡単なモデルで表そうとした。試算結果は傾向としてはほぼ一致した。

Dean (1972) は、砕波帯内の浮遊砂濃度の総平均値が、砕波点における波のエネルギーフラックスから算定できると考えた。彼は、砕波帯内で沈降するすべての砂の粒子が消費するエネルギーが波エネルギーフラックスの一定割合に等しいと仮定し、この割合を K_s と表した。これによって平均濃度は次のように表示された。

$$\bar{c} = \frac{K_s H_b^2 (c_g)_b}{A_c 8(s-1)w_f} \cos \alpha_b \quad (7)$$

ここに、 A_c は海岸から直角に取られた砕波帯の断面積である。Dean は式の誘導のみを示し、濃度の絶対値は計算しなかった。後に Dally・Dean (1984) は、砂の巻き上げの起動力が局地的な波エネルギーの減衰率に比例するとみなし、浮遊砂による海浜断面の変形モデルを構築した。このモデルは規則波を対象としたものなので、実際の海浜には適用できない。また、Bodge・Dean (1987) も、浮遊砂量の岸沖分布の測定値がエネルギー学的概念に基づくモデルでうまく説明できることを示した。

Roelvink・Stive (1989) は、海浜断面における沿岸砂州の発生メカニズムを検討する際に、漂砂に及ぼす砕波の効果を取り込む別のアプローチを考えた。彼らは、砕波によって底面近くに発生する乱れによるエネルギー減衰率の項を、Bailard の局地漂砂量公式の浮遊砂の項

に付加した。すなわち浮遊砂の輸送率は、底面摩擦によるエネルギー減衰率 F と碎波によって生じる過剰乱れによるエネルギー減衰率 B との和に比例するとした。この碎波によるエネルギー減衰率 B は、やがて Leont'yev (1997) によってサーフ・シミュラリティ・パラメータ、不規則波中の碎波率、碎波高と水深との比、その他の関数として定式化された。

2.5.4 浮遊砂による3次元モデル

海浜地形変化の研究の目的は、波候の変化あるいは突堤・離岸堤その他の構造物の設置によって海浜の3次元地形が変化する状況を効率よく、かつ的確に予測できるモデルを開発することである。Nicholson ほか (1997) は、EU 内の5水理研究所がそれぞれに開発したモデルを使って、離岸堤背後の汀線変化を予測した結果の相互比較を報告している。この5個のモデルは、波のタイプ、波浪変形計算、流れの予測、使用する漂砂量式などがそれぞれ異なる。モデルの中には、離岸堤背後のトンボ口の形成を比較的よく再現したものや、再現できなかったものなど、さまざまであった。なお、これらのモデルが碎波による底質の巻き上げを取り込んでいるかどうかは明らかでない。

現地構造物周辺の海底地形変化の予測は、Ikeno ほか (1998) と Kuroiwa ほか (1999) が行っている。両者のモデルとも、浮遊漂砂量をシールズ数から算定する形を取っている。Ikeno ほかは、大規模人工島背後の水深変化を計算し、3次元水理実験の結果と比較した。Kuroiwa ほかは、海岸保全計画の検討のために実際の港湾とその周辺にモデルを適用した。

碎波によって巻き上げられる浮遊砂を積極的に取り込んだのは、Leont'yev (1997, 1999) が最初と思われる。1999年の論文では、突堤1基、突堤2基、離岸堤、および導流堤付き航路周辺の海底地形変化を予測している。模型実験との照合は突堤1基のケースのみであるが、地形変化の予測結果は妥当なようである。

3. 不規則碎波による浮遊砂巻き上げ率

3.1 碎波帯内の浮遊砂の総平均濃度の推定

既に 2.5.2 節で述べたように、CERC 公式で予測される沿岸漂砂量の大半は浮遊漂砂であると考えられ、特に波が高くて漂砂量が多いときほどそうみなされる。沿岸漂砂の輸送率は浮遊砂の平均濃度と平均沿岸流速との積で表すことができるので、沿岸流速の岸沖分布が的確に算定できるのであれば、碎波帯全体の浮遊砂の平均濃度の概略値を求めることができる。Katayama・Goda (1999) は、一様傾斜海岸に襲撃する一方向不規則による沿岸流速に関する Goda・Watanabe (1991) のモデルを使い、平均浮遊砂濃度の計算を行った。

沿岸流速の Goda・Watanabe モデルによれば、沿岸流速の岸沖分布に対しては次のワイブル分布を近似的にあてはめることができる。

$$v = \frac{i\sqrt{gH_0}F}{C_f} \sin \alpha_0 \cos(0.7\alpha_0) \left(\frac{h/H_0 - B}{A} \right)^{k-1} \exp \left[- \left(\frac{h/H_0 - B}{A} \right)^k \right] \quad (8)$$

ここに、 v は沿岸流速、 i は海底勾配、 H_0 は沖波有義波高、 C_f は海底の摩擦係数、 α_0 は沖波の入射角、 h は水深である。定数 A 、 B 、 k および F は無次元パラメータで、 i 、 α_0 、および沖波の波形勾配 H_0/L_0 の関数である。

沿岸流の総流量 Q_l は、式(8)を汀線から沖合まで積分して求められる。浮遊砂の総平均濃度の概略値は、式(2)の沿岸漂砂の総輸送率 q_{total} を沿岸流の総流量 Q_l で除して求められる。海底勾配が $i = 1/10 \sim 1/100$ 、波形勾配が $H_0/L_0 = 0.01 \sim 0.04$ 、入射角が $\alpha_0 = 10^\circ \sim 40^\circ$ の範囲で計算を行い、 \bar{c}_{CERC} を求めた結果を Fig. 1 に示す (Katayama・Goda, 2000)。添字 $CERC$ は、沿岸漂砂量を CERC 公式で求めたことを表示している。計算された総平均濃度は、海底勾配と波形勾配によって $\bar{c}_{CERC} = 500 \sim 1,500 \text{ppm}$ の範囲で変化したが、入射角には依存しない。Katayama・Goda (2000) は総平均濃度の近似式として式(9)を提示した。

$$\bar{c}_{CERC} = c_0 K (H_0/L_0)^{-0.43} \times (1 + 18i^{1.4}) \quad : \quad c_0 = 3.25 \times 10^{-4} \quad (9)$$

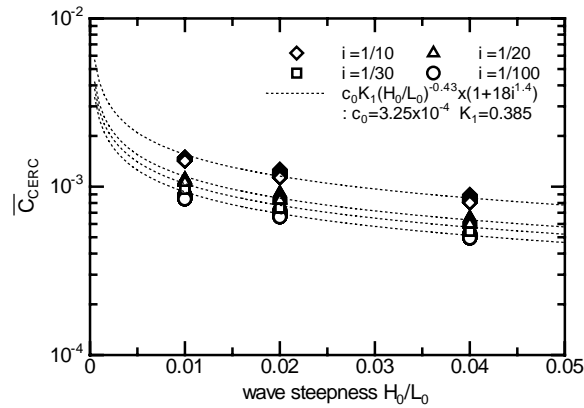


Fig. 1. CERC 公式による沿岸漂砂量と Goda・Watanabe の沿岸流速公式から求めた浮遊砂の総平均濃度の推定結果 (Katayama・Goda, 2000)

3.2 波パワーの減衰率に比例させた浮遊砂巻き上げ率

式(9)および Fig. 1 の結果は，砕波帯全体の浮遊砂濃度の総平均値のみを与える。浮遊砂濃度の岸沖分布については，エネルギー学的概念から導く必要がある。いま，一定のエネルギーを持った波が一樣海浜に入射し，外浜で不規則に砕け，底質が海底から常時巻き上げられて浮遊させられ，時間平均の浮遊砂濃度が波による巻き上げと重力による沈降とのバランスで一定値に保持されている，という定常状態を考える。ここでは，浮遊砂の巻き上げが激しく起こり，濃度の鉛直分布がほぼ一樣な砕波帯内の現象を対象とするので，鉛直濃度分布の詳細には立ち入らず，断面平均濃度 $\bar{c}(x)$ について考える。

Dean (1973) は浮遊砂が沈降する際の仕事率を考えた。ここでは浮遊砂濃度を一定に保つために必要な仕事率を考える。単位時間に単位面積当たりに沈降する浮遊砂量は $w_f \bar{c}(x)$ で与えられる。沈降した浮遊砂を補充するためには，同量の底質を海底から巻き上げ，海面の高さまで持ち上げなければならない。したがって，浮遊砂濃度を一定に保つための仕事率は次式で与えられる。

$$dW_f = (\rho_s - \rho) g w_f \bar{c}(x) h dx \quad (10)$$

この仕事率は，砕波による波エネルギーフラックスの減衰率に比例すると考える。その比例係数を巻き上げ係数 β_s と名づけると，平均浮遊砂濃度は次のように波エネルギーフラックスに関係づけられる。

$$\bar{c}(x) = \frac{\beta_s}{8(s-1)w_f h} \frac{\partial}{\partial x} (H_{rms}^2 c_g) \quad (11)$$

砕波帯内の浮遊砂の総平均濃度は，上式で求められる平均濃度を海浜断面全体で積分して求められる。その結果は，CERC 公式から求めた式(9)の \bar{c}_{CERC} に一致しなければならない。Katayama・Goda (2000) はこの演算を行い，二つの総平均濃度を合致させる巻き上げ係数として，次式を得た。

$$\beta_s \cong 0.76 \times \frac{w_f K}{g T_{1/3}} (i^{-1} + 18i^{0.4}) (H_0 / L_0)^{-0.43} \quad (12)$$

この式には，底質の粒径の関数として式(6)で表される沈降速度 w_f が含まれている。ただし，CERC 公式の定数 K は，式(3)で示されるように粒径の増大につれて減少する。したがって，両者の積 $w_f K$ は，粒径 d の 0.1 ~ 1.0mm の範囲では 0.005 ~ 0.014m/s と変化する程度である。

次節に述べるように，式(11)による断面平均濃度の推定値は幾つかの実験および現地データと照合されている。その際には β_s を式(12)で求めると同時に，観測値に最も適合する値も算定した。Fig. 2 はその結果であり，横軸が式(12)の推定値，縦軸が最適合値である。

これらのデータの内，Nielsen (1984) の現地観測値については，最適合値が極めて大きくなるものが二，三ある。Nielsen は波高，流れ，浮遊砂濃度を単一地点で観測しているために波浪変形の情報が不十分であり，これを推定する際の誤差が生じたことによって， β_s と

して極めて大きな値が得られる結果となったと思われる。これらの推定値を除外すると、巻き上げ係数 β_s は 0.01 ~ 0.1 の値を取り、式(11)による計算値と観測値に対する最適値とは 1/3 ~ 3.0 倍の範囲にほぼ収まっている。

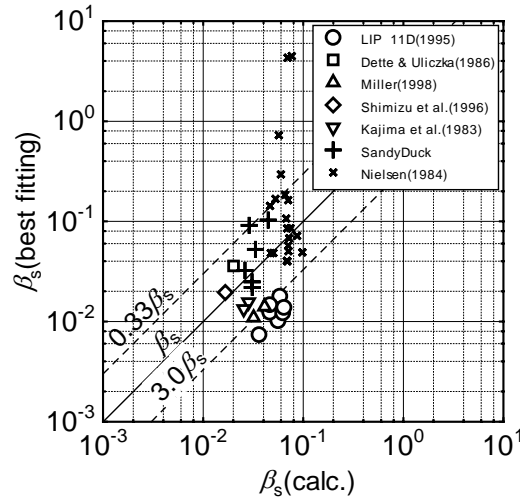


Fig. 2. 巻き上げ係数の計算値と観測最適値との比較 (Katayama・Goda, 2000)

3.3 断面平均濃度の岸沖分布

Katayama・Goda (2000) は, Dette・Uliczka (1986), Roelvink・Reniers (1995), Shimizu ほか (1996) その他の大規模実験値, ならびに Nielsen (1984), Miller (1998), および SadyDuck の現地観測値を対象として, 断面平均濃度の予測に対するエネルギー学的概念の適用性を検証した。

まず, 各地点で種々の高さで測定された濃度データから断面平均濃度を計算し, 沖波波高が提示されていない場合には波浪変形計算の試行錯誤によって推定した。波の浅水変形および不規則砕波は Goda (1975) のモデルで算定した。ただし, 式(11)の波エネルギーフラックスは非線形性を考慮していないため, 非線形浅水変形のプロセスは除外してある。波高の岸沖分布が得ると, 断面平均濃度が式(11)で求められる。Fig. 3は, Dette・Uliczka (1986) および Shimizu ほか (1996) の大規模実験の観測結果を計算値と比較したもので, Fig. 4 は Miller (1998) の現地観測値について同様の比較を行ったものである。

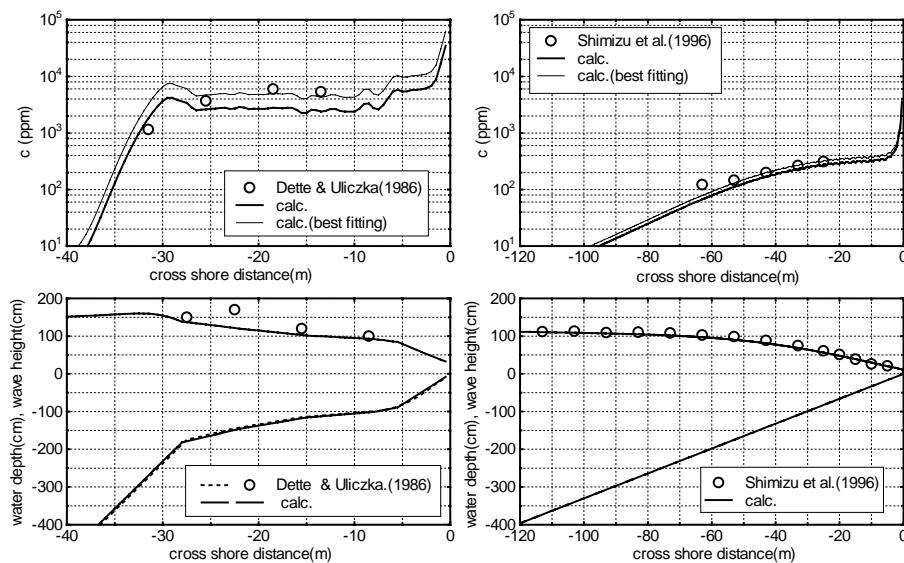


Fig. 3. Dette・Uliczka (1986) および Shimizu ほか (1996) の大規模実験における断面平均濃度の観測値と計算値との比較

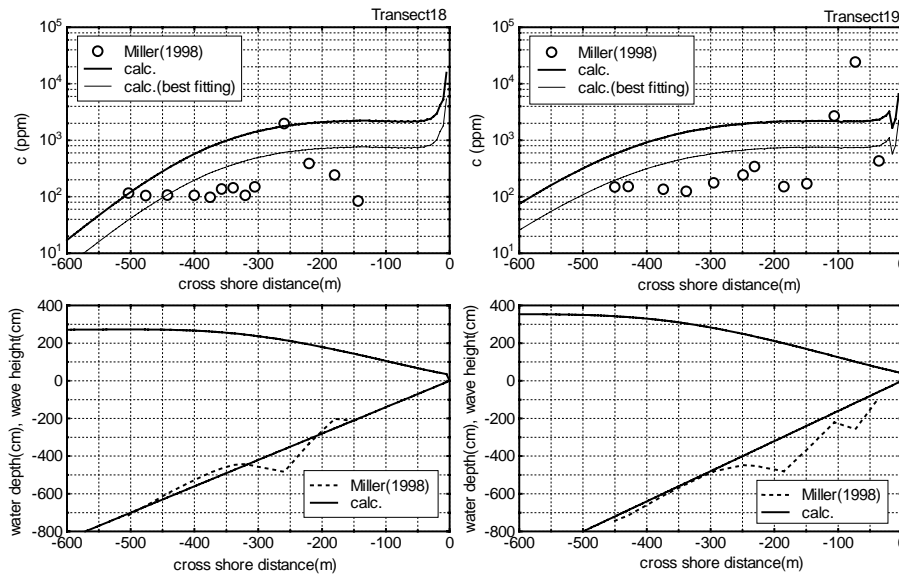


Fig. 4. Miller (1998) による断面平均濃度の現地観測値と計算値の比較

両図とも、上半分は平均濃度の岸沖分布であり、下半分は有義波高および場所ごとの水深の変化を示している。平均濃度の予測値のうち、式(12)で巻き上げ係数を計算したものは太線、最適値を使ったものは細線で表示してあり、白丸が観測値である。海浜断面は直線で近似してあるが、これは不規則碎波に対する Goda モデル (1975) が一様傾斜海岸に対するものであるためである。Fig. 4 では、現地の波高分布データが得られなかったので計算値のみを示す。

Fig. 3 で注目すべき点は、波高がほぼ同一の Dette・Uliczka (1986) の平均濃度と Shimizu ほか (1996) のデータが大きく異なることである。この差異は、前者が $d = 0.3\text{mm}$ という細砂を用いたのに対し、後者は $d = 1.0\text{mm}$ の粗砂を使ったためである。断面平均濃度は式(11)で表されるように、沈降速度 w_f に逆比例する。したがって、粗砂の場合の浮遊砂平均濃度は細砂の場合と比べて小さくなるのである。

平均濃度の観測値に対する計算値の適合度は、Fig. 3 では非常に良いけれども、Fig. 4 ではそれほど良くはない。その理由として、現地で多点観測を行う際の計測時間の制約が考えられる。すなわち、浮遊砂濃度は長周期の変動成分を含むため、数分間の計測では信頼度の高いデータを取得できないおそれがあるといえよう。

3.4 漂砂の沿岸方向輸送率の岸沖分布

SandyDuck の観測データは、2.4.2 節で述べたように Baryam ほか (2000) が 6 個の局地沿岸漂砂量公式の検定に使われている。このうちの 1997 年 3 月 31 日および 1998 年 2 月 4 日の観測データについて、本論文で紹介したモデルの予測値と比較した結果を Fig. 5 に示す。

最上段の図は有義波高と水深の変化を示す。2 番目の図は沿岸流速である。3 番目の図は断面平均濃度の変化を示す。濃度の観測値は碎波帯の外側でもかなり高い値を保持している。これは拡散の効果による可能性があるけれども、現在のモデルには拡散プロセスを入れていないためか、そうした高濃度を予測することができない。最下部の図は漂砂の沿岸方向輸送率を計算値と観測値で比較したものである。全体として、砂移動に関する現在の知見のレベルや現地実験の観測精度などを勘案すれば、計算値は観測値に良く一致しているといえよう。

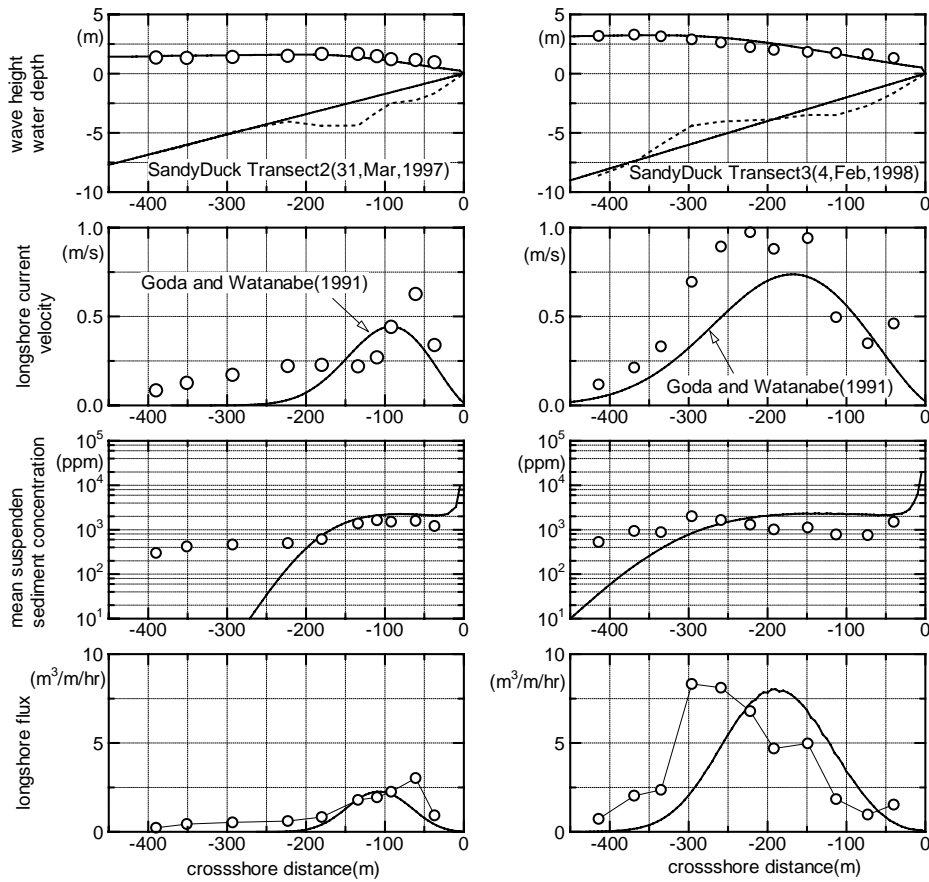


Fig. 5. SandyDuck 実験時の波高，沿岸流速，平均浮遊砂濃度，および沿岸方向漂砂輸送率の観測値と計算値の比較 (Katayama・Goda, 2000)

4. 海浜地形変化の 2HD モデルの開発

4.1 波エネルギー減衰率および浮遊砂巻き上げ率の評価

第 3 章で概括した現在のモデルは，定式化が簡易なところが特長である。式(4)の Bailard 公式などのように，1 波ごとの計算が不要であり，局地的な波エネルギー減衰率のデータがあればよい。このモデルを海浜地形予測に適用するには，浅水変形，屈折，および回折作用を受ける 2 次元空間での碎波によるエネルギー減衰率を評価する必要がある。

単純な方法としては，碎波変形を伴わないときの波エネルギーフラックスと，碎波減衰を伴うときの値との差をもって，碎波によるエネルギーフラックスの減耗分とすればよい。

$$W_s = W_0 - W_b, \quad W_0 = \frac{1}{8} \rho g (H_{rms})_0^2 c_g \cos \alpha, \quad W_b = \frac{1}{8} \rho g (H_{rms})_b^2 c_g \cos \alpha \quad (13)$$

ここに， W_s は波エネルギーフラックスの減耗量， W_0 は碎波しないときのフラックス， W_b は碎波した波が保有するエネルギーフラックスである。自乗平均平方根波高の $(H_{rms})_0$ と $(H_{rms})_b$ は，それぞれ碎波が無いときと有るときの波高である。 x 軸は汀線に置いて沖向きを正に取り， α は波の進行方向と x 軸に対する法線とのなす角度である。波浪変形の計算は不規則波について行い，多方向不規則波であることが望ましい。

単位面積当たりの浮遊砂巻き上げ率は，一様海浜の定常状態では 3.2 節に述べたように，浮遊砂の沈降率 $w_f \bar{c}(x)$ に等しい。複雑な海底地形の場合には，類似の考え方に基づいて，式(14)によって計算することができる。

$$q(x,y) = \frac{\beta_s}{(\rho_s - \rho)gh} \frac{\partial}{\partial x} W_s(x,y) : \frac{\partial W_s}{\partial x} \geq 0$$

$$= 0 : \frac{\partial W_s}{\partial x} < 0$$
(14)

したがって、波エネルギーフラックスの減耗量 $W_s(x,y)$ の空間分布を計算できれば、砕波による海底からの浮遊砂巻き上げ率を求めることが可能になる。

4.2 浮遊砂に対する連続方程式

海底の底質粒子は、砕波によって式(14)の割合で巻き上げられ、浮遊して海浜流で運ばれ、重力によって次第に沈降する。巻き上げ率が沈降率を上回る場所では海底が洗掘され、水深が増加する。巻き上げ率が沈降率よりも少ない場所では、堆積が生じる。鉛直拡散プロセスを無視すると、浮遊砂に対する連続方程式が次のように表される。

$$q - w_f \bar{c} + \frac{\partial(\bar{c}vh)}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{c}uh)}{\partial y} = \varepsilon_x \frac{\partial^2(\bar{c}h)}{\partial x^2} + \varepsilon_y \frac{\partial^2(\bar{c}h)}{\partial y^2}$$
(15)

ここに、 ε_x と ε_y は x および y 方向の水平拡散係数、 u と v はそれぞれ x と y 方向の海浜流の速度成分である。

上記の連続方程式を、波浪場の計算から求められる海浜流速度および各地点の浮遊砂巻き上げ率を入力として解くことによって、平均濃度 $\bar{c}(x,y)$ の空間分布が求められる。各地点の水深変化率は、浮遊砂の巻き上げ率と沈降率との差として次式で与えられる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{1-\lambda}(q - w_f \bar{c})$$
(16)

ここに、 λ は底質の堆積状態での空隙率である。

ある時間が経過すると、海底は式(16)で計算される速度で水深が変化し、新しい形状となるので、波浪場を再び求めて浮遊砂平均濃度の計算を繰り返す。ここに述べた方式は断面平均の浮遊砂濃度を用いて水深変化の空間分布を求めるので、2HD 型のモデルの一つである。

このモデルは掃流砂を全く考えず、浮遊砂のみを対象としている。このモデルによって海底地形変化がある程度良く予測できるならば、沿岸方向の海浜地形変化の主役が浮遊砂であることの証拠となろう。

4.3 離岸堤に対する新しいモデルの適用例

現在、片山博士は著者と共同で新しい海浜変形モデルによる数値計算を実行中である。Figs. 6~8 は離岸堤背後の水深変化を計算している途中結果である。計算モデルは今後とも改良され、最終結果はここに示すものとは異なるかも知れない。計算条件を以下に記す。

海岸地形：勾配 1/50 の直線状平行等深線海岸，底質粒径 $d = 0.2\text{mm}$

波浪条件： $H_{1/3} = 2.0\text{m}$, $T_{1/3} = 8.0\text{s}$, 直角入射,

離岸堤：長さ 200m, 幅 10m, 設置水深 4m

波高分布と海浜流場は一方向不規則波についてブシネスク方程式で計算し、Fig. 6 のようになった。

波エネルギーフラックスの減耗量は、式(13)に従い、非砕波・砕波時の波浪変形の解析結果から求めた。この計算は、単一周期で 10 方向成分の不規則波を対象として、放物型方程式を用いて行った。放物型方程式を使用したのは、水深ゼロの汀線まで非砕波の浅水変形を計算できるためで、ブシネスク方程式では水深が非常に小さいときに計算不安定を起こす問題がある。すなわち、今のモデルはハイブリッド型である。浮遊砂の巻き上げ率は波エネルギーフラックスの空間減耗率から式(14)で計算し、断面平均濃度は式(15)の連続方程式を解いて、Fig. 7 のような結果を得た。離岸堤の背後では、両側から中央へ向かう二つの高濃度の部分があり、離岸堤の外側からその背後へ浮遊砂が引き寄せられていることを表す。

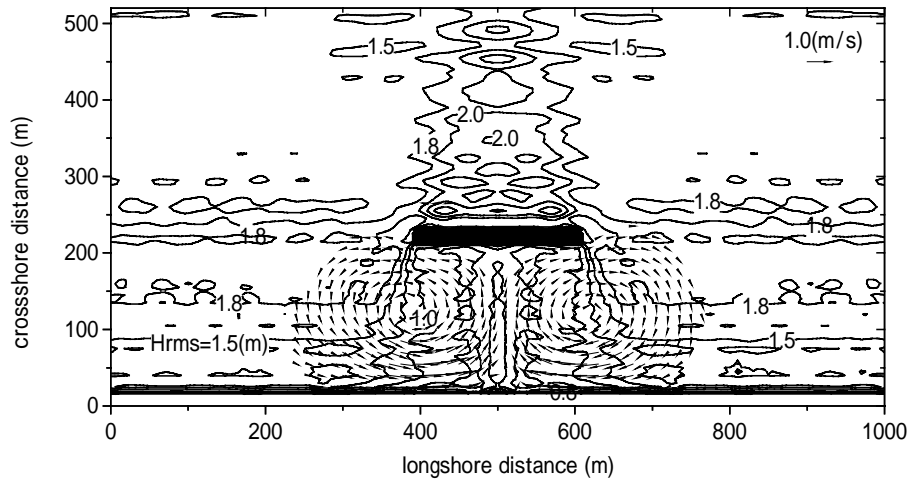


Fig. 6. 離岸堤周辺の H_{rms} と海浜流の分布

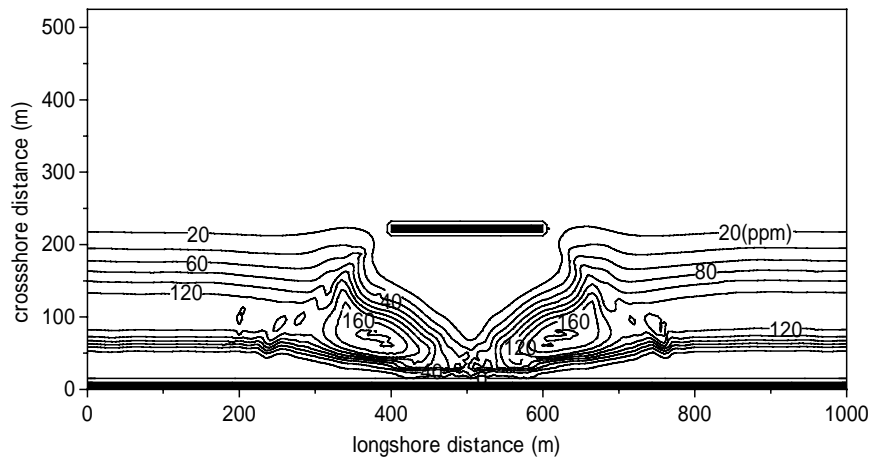


Fig. 7. 断面平均浮遊砂濃度 (ppm) の分布

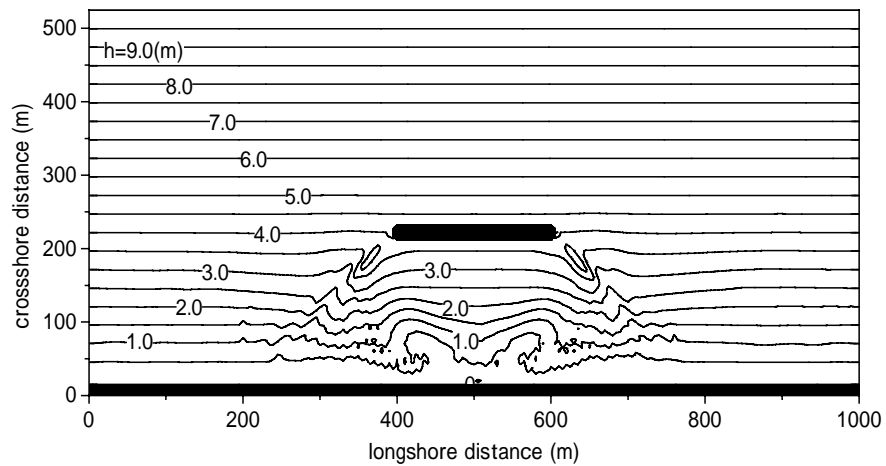


Fig. 8. 水平拡散係数 $\varepsilon = 0.01$ の場合の3日後の等深線

Fig. 8は3日後の離岸堤周辺の等深線を示す。 $x = 450\text{m}$ および 570m 付近では水深 0.5m と 1.0m の等深線が顕著に前進しており、二山形のトンボ口が形成されたことを示している。ここへ堆積した底質は、離岸堤の端部から斜めに岸に向かう部分から運ばれたもので、ここは砕波による巻き上げが著しい場所である。

5. 海浜地形変化に関する今後の研究の方向について

(1) 浮遊砂量に関する現地観測

本論文は、沿岸方向の海浜変形が浮遊砂が主体となって生じるとの見方を取っている。しかし研究者の多くは、逆に掃流漂砂が主体であると考えている。どちらが卓越するかの問題を解決するには、系統的な現地観測を実施して、浮遊砂量に関するさらに多くのデータを取得する必要がある。

砕波帯内の砂の浮遊現象の特徴の一つは、高濃度の浮遊砂雲が間欠的に噴き上がることである。これが何時、どこで起きるかを予測することはむずかしい。計測は1測点当たり数分ではなく、十分に長い時間をかけないと、平均濃度を精度良く測定できない。中間水深から海面に至る浮遊砂濃度の鉛直分布を計測することも必要であり、特に高波時のデータが望まれる。これには、計測用の頑丈なプラットフォームと支柱が欠かせない。十分に練り上げた観測計画がデータ取得の鍵となる。

(2) 海浜流計算の精度

海浜変形の主役が掃流砂から浮遊砂へ代替わりすることは、海浜流システムの役割が重要になることを意味する。掃流砂を主体に考えたこれまでの研究では、波浪や長周期波の変動流速が主役であって、海浜流は砂移動の起動力としては二次的な役割にとどまっていた。しかし浮遊砂が主体となる新しいアプローチでは、海浜流が底質移動の唯一の起動力である。海浜流予測に求められる精度はこれまで以上に高いものとなる。

離岸堤、突堤、人工リーフなどの構造物周辺の海浜流の計算精度は、使用する数値モデルによって異なる。Fig. 6の計算例はブシネスク方程式モデルで求めたものであり、放物型方程式のモデルでは、離岸堤背後に形成される二つの対称形の循環流が十分に中まで入り込めなかった。突堤の先端や離岸堤の両端など、鋭角の端部から発生する離散渦については、現在の数値モデルの大半が処理できない。また、潜堤や人工リーフの上から流れ込む水量は、構造物と汀線間の流況解析にとって重要である。しかし、こうした場所での不規則砕波が十分にモデル化されていないため、越流の予測は初歩的段階にとどまっている。

このように、海岸保全施設周辺の海浜流の予測精度を向上させるためには、さらに多くの努力が必要である。

(3) 波エネルギーフラックス損耗率の算定

浮遊砂輸送に基づく海浜地形変化モデルの構築に当たってもっとも重要な課題は、砕波による砂の巻き上げ率の推定である。これには幾つかのアプローチがあると思われるが、入射波浪条件を与えただけで、任意の地点の砂の巻き上げ率を計算できることが必要である。砕波の位置やその頻度なども、数値モデルの中で自動的に計算できなければならない。

現在のモデルは、浮遊砂巻き上げ率が波エネルギーフラックスの減耗量の空間差分に比例すると仮定している。式(13)で表されるように、エネルギーフラックスの減耗量は、非砕波時と砕波時との差として求めている。このため、波の浅水変形を汀線に至るまで計算可能な波浪変形モデルが必要である。

エネルギーフラックス減耗量の空間差分の計算にも微妙な配慮が必要である。波の入射方向のどの格子点との差分をとるかを判定しなければならない。対応する格子点間の差分を単純に計算しただけでは、浮遊砂巻き上げ率に大きな場所的変動が現れる。現在のモデルでは、多方向の波浪成分を使うとともに、 x, y 両方向の5格子分に対して三角フィルタによる移動平均を行っている。

2次元空間における不規則砕波の計算は、砕波帯内の浮遊砂の巻き上げを直接に影響するので、モデル構築の決め手の部分である。掃流漂砂を主体とした従来のモデルは、支配要因であるシールズ数が砕波帯内でも緩やかに変化するので、事情が異なる。今後は、不規則砕

波の最先端モデルを海浜変形モデルに取り込むことが要請される。

6. あとがき

砕波帯内の砕波による底質の巻き上げ現象は、海浜地形研究の研究では多年にわたって不当に無視されてきた。既往研究の大多数は、地形変化の主たるメカニズムが掃流砂の移動であるとみなしてきた。幾つかの研究では、海浜地形変化の補足要因として浮遊砂の移動を取り込んだ。こうした研究では、海底面での波による水粒子速度がもたらすせん断力の関数として浮遊砂量を表現した。浮遊砂に二次的な役割を当てはめるのは、Bagnold (1946) や Einstein (1948) 以来の海岸堆積学の伝統を反映している。

こうしたアプローチは、短期間の海浜断面の変形予測に部分的な成功を収めている。しかしながら、底質の浮遊プロセスを海浜変形の主役として取り上げない限り、沿岸方向の海浜変形の中・長期的予測の信頼度向上は期待できないであろう。これまでの研究者は、砕波による砂の巻き上げを海浜変形モデルに導入することに消極的であった。このプロセスがあまりに複雑であり、数学的にエレガントな形で取り扱えないことも一因であろう。

若手の研究者各位にお願いしたいのは、研究の方向として、せん断力による掃流砂から砕波による浮遊砂へのパラダイム変換を推進することである。本論文では、砕波による砂の巻き上げ率の簡単なモデルを紹介し、それを用いた二、三の結果を提示した。いわばマクロモデルであり、今後いろいろと改良が必要であろう。しかし、荒削りの現段階においても、幾つもの有望な結果が得られている。計算負荷が極めて小さいので、日々の海浜地形の予測に使用することが容易であろう。実務者が求めているのは、末梢な事項をむずかしく取り扱ったりせずに、オーダー評価を間違わない答えを出せるような、良好でかつ実用的なモデルである。

今後、多くの研究者や技術者が、砕波帯内の砂の巻き上げという魅力的な現象に焦点を切り替え、この現象を取り込んだ新しい海浜地形変化モデルの構築に向けた努力を傾注していただければ、これに過ぎる喜びはない。

謝 辞

4.3 節に紹介した海浜地形変化は片山裕之博士の未公開の計算結果であることを記し、ご厚志に謝意を表する次第である。

参考文献

- Asp Hansen, E., Fredsoe, J., and Deigaard, R. (1994): Distribution of suspended sediment over wave-generated ripples, *J. Water, Port, Coast., and Ocean Engng.*, ASCE, Vol. 20, No.1, pp.37- 55.
- Bagnold, R.A. (1946): Motion of waves in shallow water: interaction between waves and sand bottom, *Proc. Roy. Soc. London*, Vol.187, pp.1-15.
- Bagnold, R.A. (1963): Beach and nearshore processes: Part I. Mechanics of marine sedimentation, *The Sea: Ideas and Observations*, Vol.3, Interscience, New York, pp.507-528.
- Bagnold, R.A. (1966): An approach to the sediment transport problem from general physics, *Geological Survey, US Dept. Interior, Professional Paper 422-I*, pp.11-137.
- Bailard, J.A. (1981): An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach, *J. Geophys. Res.*, Vol. 86, No.C11, pp.10,938-10,954.
- Bailard, J.A. (1984): A simplified model for longshore sediment transport, *Proc. 19th Int. Conf. on Coastal Engng.*, Houston, ASCE, pp.1454-1470.
- Bayram, A., Larson, M., Miller, H.C., and Kraus, N.C. (2000): Performance of longshore sediment transport formulas evaluated with field data, *Proc. 27th Int. Conf. on Coastal Engng.*, Sydney, pp.3114-3127.
- Beach, R.A. and Sternberg, R.W. (1988): Suspended sediment transport in the surf zone: response to cross-shore infragravity motion, *Marine Geology*, Vol.80, pp.61-79.
- Black, K.P. and Rosenberg, M.A. (1994): Suspended sand measurements in a turbulent environment: field comparison of optical and pump sampling techniques, *Coastal Engineering*, Vol.24, pp.137-150.
- Black, K. P., Gorman, R.M., and Symonds, G. (1995): Sediment transport near the break point associated

- with cross-shore gradient in vertical eddy diffusivity, *Coastal Engineering*, Vol.26, pp.153-175.
- Bijker, E.W. (1971): Longshore transport computations, *J. Wtwy., Harb. and Coast. Engrg.*, ASCE, Vol. 97, No.WW4, pp.687-703.
- Bodge, K.R. and Dean, R.G. (1987): Short-term impoundment of longshore transport, *Proc. Coastal Sediments '87*, ASCE, pp.468-483.
- Dally, W.R. and Barkaszi, S., Jr. (1994): High-resolution measurements of sand suspension by plunging breakers in a large wave channel, *Proc. Coastal Dynamics Conf.*, Barcelona, pp.263- 277.
- Dally, W.R., and Dean, R.G. (1984): Suspended sediment transport and beach profile evaluation, *J. Wtwy., Port, Coast., and Ocn. Engrg.*, ASCE, Vol.110, pp.15-33.
- Das, M.M. (1972): Suspended sediment and longshore sediment transport data review, *Proc. 13th Int. Conf. Coastal Engrg.*, Vancouver, pp.11-1048.
- Dean, R.G. (1973): Heuristic models of sand transport in the surf zone, *Proc. Conf. Engineering Dynamics in the Surf Zone*, Sydney, pp.208-214.
- Del Valle, R., Medina, R., and Losada, M. A. (1993): Dependence of coefficient K on grain size, *J. Wtwy, Port, Coast., and Ocn. Engrg.*, ASCE, Vol.119, No.5, pp.568-574.
- Detle, H. and Uliczka, K. (1986): Velocity and sediment concentration fields across surf zones, *Proc. 20th Int. Conf. on Coastal Engrg.*, Taipei, ASCE, pp.1062-1076.
- Eagleson, P.S. and Dean, R.G. (1961): Wave-induced motion of bottom sediment particles, *Trans. ASCE*, Vol.126, Part I, pp.1162-1189.
- Einstein, H.A. (1942): Formulas for the transportation of bed load, *Trans. ASCE*, Vol.107, pp. 561-577.
- Einstein, H. A. (1948): Movement of beach sands by water waves, *Trans. Amer. Geophys.Union*, Vol.29, No.5, pp.653-655.
- Fairchild, J.C. (1972): Longshore transport of suspended sediment, *Proc. 13th Int. Conf. Coastal Engrg.*, Vancouver, pp.1069-1088.
- Fredsoe, J., Andersen, O.H., and Silberg, S. (1985): Distribution of suspended sediment in large waves, *J. Wtwy. Port, Coast., and Ocn. Engrg.*, Vol.111, No.6, pp.1041-1059.
- Goda, Y. (1975): Irregular wave deformation in the surf zone, *Coastal Engineering in Japan*, JSCE, Vol.18, pp.13-26.
- Goda, Y. and Watanabe, N. (1991): A longshore current formula for random breaking waves, *Coastal Engineering in Japan*, JSCE, Vol.34, No.2, pp.159-175.
- Greer, M.N. and Madsen, O.S. (1978): Longshore sediment transport data: a review, *Proc. 16th Int. Conf. on Coastal Engrg.*, Hamburg, pp.1563-1576.
- Hallermeier, R.J. (1980): Sand motion initiation by water waves: two asymptotes, *J. Wtwy., Port, Coast., and Ocn. Engrg.*, ASCE, Vol.106, No.WW3, pp.299-318.
- Hanes, D.M. and Huntley, D.A. (1986): Continuous measurements of suspended sand concentration in a wave dominated nearshore environment, *Continental Shelf Res.*, Vol.6, No.4, pp.585-596.
- Ikeno, M., Shimizu, T., Kubo, M., and Sadamori, Y. (1998): Development and verification of 3D beach morphology model in consideration of wave multidirectionality and suspended sediment, *Proc. Japanese Conf. Coastal Engrg.*, JSCE, Vol.45, pp.531-535 (in Japanese).
- Jaffe, B.E. and Sallenger, A., Jr. (1992): The contribution of suspension events to sediment transport in the surf zone, *Proc. 23rd Int. Conf. on Coastal Engrg.*, Venice, ASCE, pp.2680-2693.
- Kalinske, A. A. (1947): Movement of sediment as bed load in rivers, *Trans. Amer. Geophy. Union.*, Vol.28, No. 4, pp.615-620.
- Kamphuis, J.W. (1991): Alongshore sediment transport rate, *J. Wtwy., Port, Coast. and Ocn. Engrg.*, ASCE, Vol.117, No.WW6, pp.624-640.
- Kana, T.W. and Ward, L.G. (1980): Nearshore suspended sediment load during storm and post-storm conditions, *Proc. 17th Int. Conf. on Coastal Engrg.*, Sydney, ASCE, pp.1158-1173.
- Katayama, H. and Goda, Y. (1999): Sediment suspension by random breaking waves evaluated from the CERC formula, *Proc. Coastal Sediments '99*, Long Island, New York, ASCE, pp.1019-1033.
- Katayama, H. and Goda, Y. (2000): A sediment pickup rate formula based on energy dissipation rate by random waves, *Proc. 27th Int. Conf. Coastal Engrg.*, Sydney, ASCE, pp.2859-2872.
- Komar, P.D. (1978): Relative quantities of suspension versus bed-load transport on beaches, *J. Sedimentary Petrology*, Vol.48, No.3, pp.921-932.
- Komar, P.D. (1988): Environmental controls on littoral sand transport, *Proc. 21st Int. Conf. on Coastal Engrg.*, Malaga, Spain, ASCE, pp.1238-1252.
- Kuroiwa, M., Noda, H., Kato, K., Taniguchi, N., and Song, S. (1999): Predictions of 3D beach deformations around coastal structures using a quasi-3d nearshore current model, *Proc. Japanese Conf. Coastal Engrg.* JSCE, Vol.46, pp.616-620 (in Japanese).
- Larsen, L.H., Sternberg, R.W., Shi, N.C., Marsden, M.A.H., and Thomas, L. (1981): Field investigations

- of the threshold of grain motion by ocean waves and currents, *Marine Geology*, Vol.42, pp.105-132.
- Leont'yev, I.O. (1997): Short-term shoreline changes due to cross-shore structures: a one-line numerical model, *Coastal Engineering*, Vol.31, pp.59-75.
- Leont'yev, I.O. (1999): Modelling of morphological changes due to coastal structures, *Coastal Engineering*, Vol.38, pp.143-166.
- Lundgren, H. and Sorensen, T. (1957): A pulsating water tunnel, *Proc. 6th Conf. Coastal Engrg.*, Florida, p.356-358.
- Manohar, M. (1955): Mechanics of bottom sediment movement due to wave action, *Beach Erosion Board, Tech. Memo.*, No.75, 121p.
- Miller, H.C. (1999): Field measurements of longshore sediment transport during storms, *Coastal Engineering*, Vol. 36, pp.301-321.
- Nadaoka, K., Ueno, S., and Igarashi, T. (1988a): Sediment suspension due to large scale eddies in the surf zone, *Proc. 21st Int. Conf. on Coastal Engrg.*, Malaga, Spain, pp.1646-1660.
- Nadaoka, K., Ueno, S., and Igarashi, T. (1988b): Field observation of three-dimensional large-scale eddies and sediment suspension in the surf zone, *Coastal Engineering in Japan*, JSCE, Vol.31, No.2, pp.277-287.
- Nicholson, J., Broker, I., Roelvink, J.A., Price, D., Tanguy, J.M., and Moreno, L. (1997): Intercomparison of coastal area morphodynamic models, *Coastal Engineering*, Vol.31, pp.97-123.
- Nielsen, P. (1984): Field Measurements of time-averaged suspended sediment concentrations under waves, *Coastal Engineering*, Vol.8, pp.51-72.
- Nielsen, P. (1986): Suspended sediment concentrations under waves, *Coastal Engineering*, Vol. 10, pp.23-31.
- Osborne, P.D. and Greenwood, B. (1992): Frequency-dependent cross-shore suspended sediment transport. 1. A non-barred shoreface, *Marine Geology*, Vol.106, pp.1-24.
- Peters, K. and Dette, H.H. (1999): Sediment suspension in the surf zone, *Proc. Coastal Sediments '99*, Long Island, New York, ASCE, pp.195-208.
- Ribberink, J.S. and Al-Salem, A.A. (1995): Sheet flow and suspension of sand in oscillatory boundary layers, *Coastal Engineering*, Vol.25, pp.205-225.
- Roelvink, J.A. and Reniers, A.J.H.M. (1995): LIP11D delta flume experiments - A dataset for profile model validation - , *Data Report*, Delft Hydraulics.
- Roelvink, J.A. and Stive, M.J.F. (1989): Bar-generating cross-shore mechanisms on a beach, *J. Geophys. Res.*, Vol.94, No.C4, pp.4785-4800.
- Rubey, W.W. (1933): Settling velocities of gravel, sand, and silt, *American Jour. of Science*, Vo.25, No.148, pp.325-338.
- Schoonees, J.S. and Theron, A.K. (1994): Accuracy and application of the SPM longshore transport formula, *Proc. 24th Int. Conf. on Coastal Engrg.*, Kobe, ASCE, pp.2595-2609.
- Schoonees, J.S. and Theron, A.K. (1996): Improvement of the most accurate longshore transport formula, *Proc. 25th Int. Conf. on Coastal Engrg.*, Orland, Florida, ASCE, pp.3652-3665.
- Scott, T. (1954): Sand movement by waves, *Beach Erosion Board Tech. Memo.*, No.48, 37p.
- Shimizu, T., Ikeno, M., Okayasu, A., Kuriyama, Y., Sato, S., Shimada, H., Shimizu, T., Takewaka, S., and Nishi, R. (1996): Simultaneous observations on irregular waves, currents, suspended sediment concentration and beach profile changes with large wave flume, *Proc. Japanese Conf. Coastal Engrg.*, JSCE, Vol.43, pp.491-495 (in Japanese).
- Sleath, J.,F.A. (1982): The suspension of sand by waves, *J. Hydraulic Res.*, Vol.20, No.5, pp.439-452.
- Thornton, E.B. (1972): Distribution of sediment transport across the surf zone, *Proc. 13th Int. Conf. on Coastal Engrg.*, Vancouver, pp.1049-1502.
- U.S. Army Corps of Engrs., Coastal Engrg. Res. Center (1984): *Shore Protection Manual* (3rd Ed.), U.S. Gov. Print. Office.
- Van Rijn, L.C., Nieujaar, M.W.C., van der Kaay, T., Nap, E., and van Kampen, A. (1993): Transport of fine sands by currents and waves, *J. Wtwy., Port, Coast., and Ocn. Engrg.*, ASCE, Vol.119, No.2, pp.123-143.
- Van Wellen, E., Chadwick, A.J., and Mason, T. (2000): A review and assessment of longshore sediment transport equations for coarse-grained beaches, *Coastal Engineering*, Vol.40, pp.243-275.
- Wang, P., Kraus, N.C. and Davis, R.A., Jr. (1998): Total longshore sediment transport rate in the surf zone - field measurement and empirical predictions, *J. Coastal Res.*, Vol.14, pp.269-282.
- Watanabe, A. (1992): Total rate and distribution of longshore sand transport, *Proc. 23rd Int. Conf. on*

- Coastal Engrg.*, Venice, ASCE, pp.2528-2541.
- Williams, J.J., Rose, C.P., Thorn, P.D., Coates, L.E., West, J.R., Harcastle, P.J., Humphery, J.D., Moores, S.P., and Wilson, D.J. (1996): Observed suspended sediments in storm conditions, *Proc. 25th Int. Conf. on Coastal Engrg.*, Copenhagen, ASCE, pp.3257-3269.
- You, Z.-J. (2000): A simple model of sediment initiation under waves, *Coastal Engineering*, Vol.41, pp.399-412.