

## 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<sup>1</sup>

**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

<sup>1</sup> 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  $2 \text{ m}^{-1}$  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、 $\alpha$  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 ( $s = \rho_s / \rho$ )、 $\lambda$  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、 $\delta_v$  は  $u_0$  に対する沿岸流速の比率、 $\gamma$  は波高に關係するパラメータ、 $\rho$  と  $\rho_s$  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  $\gamma$  の代わりに、底質の内部摩擦角  $\phi$  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、 $\nu$  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