

現地観測・大規模実験データに基づく砕波帯内の浮遊砂巻き上げ係数の再評価

Re-evaluation of sediment pickup coefficient in the surf zone based on field measurement and large-scale experiment data

合田良実

Yoshimi GODA

土木学会名誉会員 工博 横浜国立大学名誉教授 (株) エコー (〒110-0014 東京都台東区北上野 2-6-4)

The rate of sediment pickup for suspension by breaking waves is shown to be proportional to the dissipation rate of wave energy flux within the surf zone. A database of mean concentration of suspended sediment has been compiled by collecting various data of field measurements and large-scale laboratory experiments and by calculating the depth-averaged mean concentration. The wave energy flux dissipation rate is computed with the PEGBIS model for random wave breaking on beaches of arbitrary profile. By comparing the mean sediment concentration and the energy flux dissipation rate, a sediment pickup coefficient is assessed at a value of 0.0045 on the average. Use of this coefficient enables to estimate the cross-shore variation of mean sediment concentration. Peak values of mean sediment concentration among the series of cross-shore measurements agree well with the prediction based on the wave energy flux dissipation rate.

Key Words: *Suspended sediment concentration, random wave breaking, wave energy flux, sediment pickup rate*

1. まえがき

漂砂による海浜変形の諸問題は1940年代から数多くの研究者が変形機構の解明ならびに将来予測に取り組んできたにもかかわらず、未だに明快な解答が得られていない。

海浜変形現象の解明が遅れている根本的原因は、著者の見るところでは、砕波によって海底の砂が巻き上げられ、高濃度の浮遊砂となって海中を移動する機構がブラックボックスとして放置されていることにある。砕波、特に実際の海浜で起きている不規則砕波の現象はその物理機構自体が不明確であり、数学的取り扱いが極めて困難である。そうした砕波によって海底の砂が巻き上げられるプロセスは、大規模砕波に伴う斜降渦が主役と考えられるが、斜降渦の発生自体もよく分からない現象の一つである。

海浜の侵食・堆積の現象は、波によって海浜ならびに海底の砂が運搬され、特定個所への漂砂の供給

と流出の差分として起こるものである。海浜変形を予測するためには、波による砂の移動量を高い精度で把握しなければならない。海浜変形を引き起こす砂の移動形態が浮遊砂であるか、それとも掃流砂であるかについてこれまでも幾つかの議論がある。しかし、大規模な沿岸地形を引き起こすような漂砂現象は、浮遊砂が砂移動の大半を占めると考えられる。現状では浮遊砂、すなわち砕波による砂の巻き上げ量がほとんど予測困難であり、このため漂砂現象の定量的予測精度が極めて低いレベルにとどまらざるを得ない。

こうした現状を打開する一つの方法は、個々の砂粒の移動を追うのではなく、マクロな観点で砕波による砂の巻き上げ量を分析するアプローチである。既に片山 (2001) および片山・合田 (2002) は波が海岸に向かう途上で砕波によってそのエネルギーフラックスが減衰する過程に着目し、エネルギーフラックスの減衰量の一部が浮遊砂濃度を一定に保持

するための仕事量に費やされると考え、浮遊砂の巻き上げ率の定式化を試みた。

この片山・合田の研究の時点では、既往の現地観測ならびに大規模海浜変形実験の諸データを参照したものの、任意形状断面における不規則砕波変形モデルが利用できなかった。このため、浮遊砂の巻き上げ率については、ワンラインモデルの基本として用いられるCERC公式が浮遊砂移動量を表示すると仮定し、その定数 K を浮遊砂巻き上げ率のパラメータとして導入した。

しかしながら、著者は先に段階的砕波変形モデル(PEGBIS)と名付けた数値計算モデルを発表しており(合田:2002,2003,2004)、このモデルを用いることによって任意形状断面の海浜における波の砕波減衰量を見積もることが可能となっている。そこで、現在までに利用可能な浮遊砂濃度のデータを収集して解析し、波エネルギーフラックスの局地的減衰率と比較することによって、浮遊砂巻き上げ率の再評価を行うことにした。

最初に第2節において浮遊砂濃度と波エネルギーフラックスの減衰率の関係を説明する。第3節では解析に用いる現地観測・大規模実験のデータの概要を述べる。第4節では平均浮遊砂濃度と波エネルギーフラックス減衰率の関係を例証し、この関係から浮遊砂巻き上げ率を推定した結果を第5節で述べる。そして第6節において浮遊砂巻き上げ率の平均値を用いて平均浮遊砂濃度の岸沖分布を推定して実験値と比較した事例を紹介する。さらに第7節では、浮遊砂の底面濃度と鉛直減衰率の定式化を試みる。

2. 浮遊砂濃度保持のための仕事率と波のエネルギーフラックス

(1) 浮遊砂濃度の鉛直分布

浮遊砂の濃度は一般に質量比、たとえば g/l の単位で表されることが多いが、この論文では基本的に体積比で表示する。たとえば、百万分の一単位のppmを用いると、質量比表示の濃度とは次のような関係がある。

$$c [ppm] = 1000 \times c [g/l] / \rho_s \quad (1)$$

ここに ρ_s は砂の密度であり、本論文では $\rho_s = 2.65 \text{ g/cm}^3 = 2650 \text{ kg/m}^3$ として扱う。

浮遊砂の鉛直分布は、多くの場合に次のような指数関数で表示することができる。

$$c(z) = c_0 \exp[az] \quad (2)$$

ここに、 z は海底からの高さ、 c_0 は底面の濃度、

a は濃度の減少率であって長さの逆数の単位(たとえば m^{-1})を持つ。式(2)の両辺の対数をとることにより、次式が得られる。

$$\ln(c) = \ln(c_0) + az \quad (3)$$

現地観測あるいは室内実験で複数の高さにおける浮遊砂濃度が測定されると、そうした測定値に式(3)を当てはめて線形回帰式を適用することにより、底面濃度 c_0 とパラメータ a が簡単に求められる。

(2) 浮遊砂の総量と平均濃度

ここで断面が単位面積(たとえば 1 m^2 など)で高さ h の海底から水面までの水柱を考え、その水柱に含まれる浮遊砂の総量を計算する。浮遊砂の総量は次の積分で容易に求められる。

$$\begin{aligned} M_s &= \int_0^h \rho_s c(z) dz = \int_0^h \rho_s c_0 \exp[az] dz \\ &= \frac{\rho_s c_0}{a} [\exp(ah) - 1] \end{aligned} \quad (4)$$

さらに、体積比で表示される浮遊砂の平均濃度 \bar{c} は、式(4)から直ちに導かれて次のように表される。

$$\bar{c} = \frac{M_s}{\rho_s h} = \frac{c_0}{ah} [\exp(ah) - 1] \quad (5)$$

(3) 浮遊砂濃度を維持するための仕事率

水中の浮遊砂は擾乱のない場においては、重力作用によって次第に沈降する。沈降速度は基本的には砂の粒径の関数であり、水温に依存する水の渦動粘性係数の影響をある程度受ける。ここでは簡単のために砂は水面から海底まで均一であり、沈降速度 w_f は高さに係わらず一定と見なす。

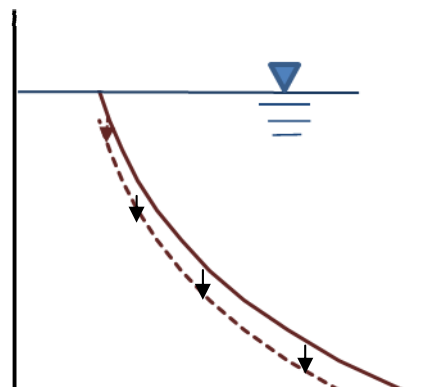


図-1 沈降による浮遊砂濃度分布の低下

水中の浮遊砂は、擾乱がなく放置されれば重力による沈降によって次第に濃度が低下する。浮遊砂の

濃度を横軸にとり、高さを縦軸にとって表示すれば、濃度の鉛直分布は図-1のように表される。初期の濃度分布が図の実線のようにあったとすれば、重力以外の外力が加わらないとき、ある時間後の濃度分布は破線のようになるであろう。浮遊砂は微小時間 dt の間に $w_f dt$ だけ沈降するので、濃度分布を一定に保持するためには浮遊砂全体を $w_f dt$ だけ持ち上げなければならない。すなわち、次の仕事が浮遊砂になされることが必要である。

$$dJ_s = \int_0^h (\rho_s - \rho_w) g c(z) w_f dt dz \quad (6)$$

$$= (\rho_s - \rho_w) g w_f \frac{c_0}{a} [\exp(ah) - 1] dt$$

ここに、 ρ_w は水の密度、 g は重力加速度である。この仕事は重力の作用に逆らうものであるけれども、浮遊砂には浮力も作用するので、式の右辺には $(\rho_s - \rho_w)$ の項が乗じられる。

式 (6) を仕事率 dJ_s/dt の形で表し、さらに式 (5) の平均濃度 \bar{c} を導入することによって次の表式が得られる。

$$\frac{dJ_s}{dt} = (\rho_s - \rho_w) g w_f \bar{c} h \quad (7)$$

なお、念のために次元を確認すると、密度は kg/m^3 単位、重力加速度は m/s^2 単位、沈降速度は m/s 単位、濃度は無次元、水深は m 単位で表されるので、仕事率としては kg/s^3 の単位を持つことになる。ここで考えているのは単位面積当たりの水柱に対する仕事率であるので、この水柱の浮遊砂濃度を一定に保つための仕事率の単位は $\text{m}^2 \cdot \text{kg/s}^3$ である。

仕事率の定義は力と速度の積であり、SI基本単位では $\text{m}^2 \cdot \text{kg/s}^3 = \text{N} \cdot \text{m/s} = \text{W}$ であり、また他の単位による表示としては J/s と表される。したがって、水柱全体としての仕事率を表す式 (7) は、仕事率の定義に合致する。

(4) 浮遊砂濃度と波のエネルギーフラックスとの関係

浮遊砂濃度を一定に保持するために必要な仕事は、波によってなされなければならない。波が沖から汀線に向かうとき、波のエネルギーフラックスは底面摩擦や不規則砕波によって次第に減耗する。浮遊砂濃度を一定に保つための仕事は、砕波による斜降流に伴う大規模渦の乱流拡散によるものである。しかし、こうした過程を大局的に見れば、波エネルギーフラックスの減衰量の一部が浮遊砂濃度保持のための仕事に変換すると考えることができよう。波のエネルギーフラックスを F_w で表示すると、規則波の場合のエネルギーフラックスの岸沖方向の成分は次

のように与えられる。

$$F_w = \frac{1}{16} \rho_w g H^2 c_g \cos \theta \quad (8)$$

ここに、 H は波高、 c_g は群速度、 θ は波の入射角である。

不規則波にあつては、方向スペクトルの成分毎にエネルギーフラックスを計算し、それらを合成して算定する。波高の代表値として2乗平均波高 H_{rms} を用いると、エネルギーフラックスを次のように表記することができる。

$$(F_w)_{\text{eff}} = \frac{1}{8} \rho_w g H_{\text{rms}}^2 (c_g)_{\text{eff}} \cos \theta_p \quad (9)$$

ここに、 $(c_g)_{\text{eff}}$ は波群全体としての群速度の代表値、 θ_p は波群の代表入射角である。

波の岸沖方向のエネルギーフラックスの減衰率を W_D と表すと、これは次のように表される。

$$W_D = \frac{1}{8} \rho_w g \frac{\partial}{\partial x} [H_{\text{rms}}^2 (c_g)_{\text{eff}} \cos \theta_p] \quad (10)$$

段階的砕波変形モデルのプログラムでは、方向スペクトルの成分波ごとにエネルギーフラックスを計算し、それを合成する形で算定するので、2乗平均波高 H_{rms} は直接には使用しない。したがって、以下においては波エネルギーフラックスの減衰率を W_D として表記する。

ここで、式 (10) で表される減衰率の次元を確認してみる。波高の単位は m 、群速度の単位は m/s であるので、減衰率の単位は kg/s^3 となり、式 (7) の次元と一致する。浮遊砂の平均濃度は、このエネルギーフラックス減衰量の一部が式 (6) の仕事に変換されると考えることで次のように求められる。

$$\frac{dJ_s}{dt} = \beta_s W_D \quad \therefore \bar{c}(x) = \frac{\beta_s}{(\rho_s - \rho_w) g w_f h} W_D \quad (11)$$

ここに、 β_s は波による浮遊砂の巻き上げ係数とでもいべきパラメータである。このパラメータは浮遊砂の平均濃度とエネルギーフラックスの減衰率の諸データに基づいて定量的に評価すべきものであり、そのために次節で紹介する各種の現地観測ならびに大規模海浜変形実験のデータを利用する。

3. 解析に利用する現地観測ならびに大規模海浜変形実験の概要

(1) 大規模漂砂研究の経緯

漂砂の問題では、砂とシルトとが粒径 0.075 mm で区分されることで明らかのように、現地の粒径 0.2 mm 程度の細砂で構成される海浜の変形問題を縮尺

模型実験に委ねることが不可能である。また、波高 10 cm級の波を使って砂の移動実験を行っても、砂の浮遊に関しては現地の状況を再現することができない。

こうした状況を打開するため欧米では、1990年代から栈橋を利用した組織的な現地観測や波高1.0 m級の超大型漂砂実験が数多く行われてきた。最初の現地観測の報告は Nielsen (1984) によるもので、開けた海浜での単点観測ではあったけれども、7本セットで高さを変えた吸入式採砂チューブの装置を海底に設置し、浮遊砂濃度の鉛直分布を測定した。

米国陸軍の海岸工学研究センターでは諸大学の研究者と共同で、バージニア州ダック海岸の観測栈橋を利用した波・流れ・漂砂の大規模調査を1980年代後半から実施してきた。今回著者が入手できたのは、1997年から1998年にかけて実施された SandyDuck と名付けられた一連の観測データである。

超大型造波水路を利用した漂砂実験は、ドイツ国のハノーバー大学の大水路を使った Dette-Uliczka (1986) の報告が最初と思われる。ハノーバー大学では Dette 教授の指導の元に Peters (2000) が一連の実験を行い、学位論文を2000年に提出した。一方、オランダ国のデルフト水理研究所の大水路を使った海浜変形研究は、ヨーロッパの諸機関共同のプロジェクトである EU の MaST-G8M 研究の一環として、1993年4月に行った一連の実験が最初と思われる。これは LIP-11D のプロジェクト名がつけられており、Roelvink と Reniers (1995) が報告している。

米国では、オレゴン州立大学の大水路を利用した大型共同実験が1991年7～9月にかけて遂行された。この実験は SUPERTANK プロジェクトと名付けられ、詳しい報告書が Kraus と Smith (1994, 1995) によってとりまとめられている。このプロジェクトの概要は Kraus ほか (1992) が報じている。

日本では、電力中央研究所の大水路を使った大規模海浜変形実験が1995年に実施され、この成果は清水ほか (1996) が発表している。この実験では中央粒径 1 mm の粗砂を使ったのが特徴的である。

さらに、2008年にはデルフトの大水路を使って海岸の後浜の砂丘が波によって侵食される速度を解明するための海浜変形実験が行われ、これに関しては van Thiel de Vries (2009) が学位論文を提出している。

これ以外にも幾つかの組織的現地観測あるいは大規模実験が行われていると思われるが、上記以外のデータは入手できなかった。

(2) 解析したデータの概要

今回の解析に用いたデータセットの概要を表-1に記載する。A のデータは Nielsen (1984) が論文中に表として提示したものである。ただし、データはそれぞれの観測点の水深、波高、底質の中央粒径と沈降速度、および高さ毎の浮遊砂濃度のみである。解析としては、沈降速度に対応する Dean の平衡勾配を仮定し、観測水深における海底勾配を設定した。また、沖波波高については波が汀線に直角に入射す

表-1 解析に使用したデータセットの概要

記号	著者またはプロジェクト名	測定ケース数	ケース毎測定点数	データ数	沖波波高範囲 $H_{1/3}$ (m)	周期範囲 T (s)	底質粒径 d (mm)	濃度計種類	1測点当たりの濃度計台数	備考
A	Nielsen	65	1	65 (65)	0.33-0.8	5.3-12.9	0.1-0.6	大気圧式吸砂管	7	現地観測
B	SandyDuck	6	10-15	66 (54)	1.4-3.2	5-13	0.2	OBS	8-9	現地観測
C	Dette-Uliczka	1	4	4 (4)	1.5	6	0.33	ポンプ式吸砂管	8-10	Hannover 大学水路
D	LIP-11D	7	7-9	60 (24)	0.6-1.4	5-8	0.22	OBS	5-10	Delft 水理研水路
E	SUPERTANK	16	5	80 (67)	0.4-0.8	3-9	0.2	OBS	5	Oregon 大学水路
F	清水ほか	1	5	5 (5)	1.2	5	1.0	OBS & ポンプ	3-5	電中研水路
G	Peters	14	9-16	150 (105)	0.6-1.2	5.5	0.3	OBS & 超音波	6	Hannover 大学水路
H	van Thiel de Vries	12	1-9	25 (21)	1.5	4.9-7.4	0.2	OBS	8-9	Delft 水理研水路

注：データ数の欄の括弧内は波エネルギーフラックス減衰率を計算して平均浮遊砂濃度と比較したデータの個数。

ると仮定し、著者の段階的碎波変形モデルを適用したときの測定点の波高が観測値に一致するように、試行錯誤によって定めた。

BのSandyDuckのデータセットはDr. A. Bayramに提供した頂いたものである。CのデータはDette-Uliczaka (1986)の論文中に表として記載されている。

DのLIP-11Dのデータセットは、片山(2001)がDr. Roelvinkから提供を受けたものであり、それを転送して頂いた。EのSUPERTANKのデータファイルはProf. Larsonから送って貰い、このプロジェクトの報告書はDr. Smithからそのコピーを頂いた。なお、浮遊砂濃度計(OBS)のうちの1台(CO4)については電圧から濃度への換算倍率に誤記があると考えられたので、倍率を1/10倍に修正して使用した。

Fの清水ほか(1996)のデータは論文にはその一部しか記載されておらず、片山(2001)の論文の中のデータをそのまま利用した。GのデータセットはPeters(2000)の学位論文に付表として記載されているものである。HのデータセットはDr. van Thiel de Vries(2009)から直接に提供を受けたものである。

浮遊砂の鉛直平均濃度は、FおよびHのデータセットを除き、高さ毎の濃度のデータに式(3)を当てはめて底面濃度 c_0 と濃度減少パラメータ a を推定し、式(5)を用いて算定した。なお、一部のデータでは濃度分布に当てはめたパラメータ a が正の値をとることがあったが、そうした場合には濃度計の設置間隔を重みとした加重平均によって平均濃度を算定した。

4. 平均浮遊砂濃度と波エネルギーフラックス減衰率の関係

波エネルギーフラックスの減衰率 W_D は、不規則碎波変形モデルを適用することで求められる。この研究では、著者の段階的碎波変形モデル(合田, 2004)を使用した。計算を行ったのは、表-1に記載したデータセットの中から選んだ345個のデータであり、表-1のデータ概数の欄の括弧内にそれぞれの個数を表記した。

計算を行わなかったケースは、SandyDuckではTransect 6であり、岸側の半数の波高データが記載されている水深に比べて過小となっており、不規則碎波変形モデルでは再現困難であったためである。LIP-11Dのデータセットでは、造波板から115mまでの区間では水深と波高の条件から考えて碎波帯の沖側と判断されたため、浮遊砂濃度とフラックス減衰率との関係を吟味しなかった。Petersおよびvan Thiel de Vriesのデータセットでは、汀線から陸側が3~10割の急勾配の砂浜あるいは砂丘で形成されて

おり、汀線近傍の浮遊砂が海底からの巻き上げというよりも陸側の急斜面から崩壊した砂の寄与分が大きいと考えられた。そのため、汀線近くの平均浮遊砂濃度のデータは解析対象から除外した。

こうしたこと理由によって、全データ個数と解析したデータ個数に差が生じたものである。

表-1に示したデータセットのうち、SandyDuck

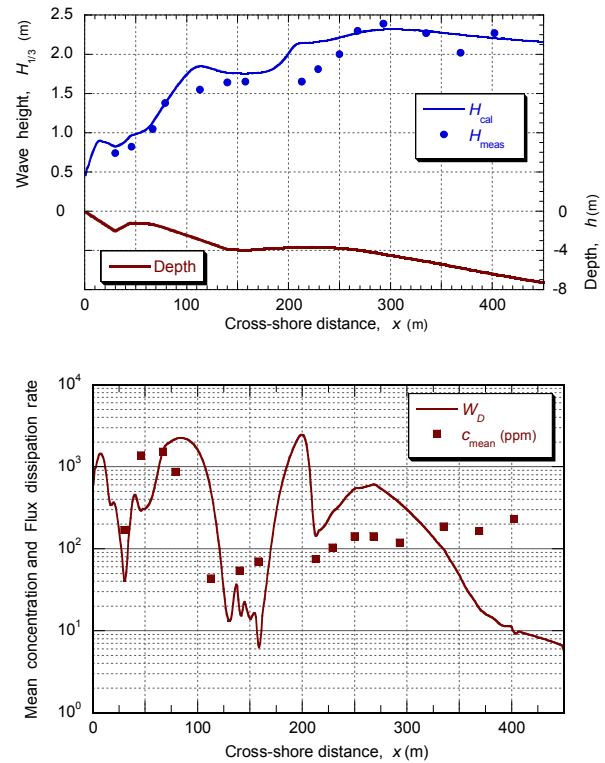


図-2 SandyDuckのTransect 22に対する観測値と計算値の比較

のうちのTransect 22について波高と平均浮遊砂濃度の岸沖変化を図-2に示す。沖波波高は $H_s=2.3$ m, スペクトルピーク周期が $T_p=12.8$ s, 栈橋先端の波の入射角 17° である。このケースでは沿岸砂州が2箇所あり、波高の変化が複雑であるが、波高の計算結果はほぼ観測値に合致している。エネルギーフラックスの減衰率は、数値のオーダーを合わせるために1000倍した値で表示している。

図で明らかなように、2箇所の沿岸砂州のところで W_D が増大しており、岸側の砂州の地点($x \approx 50$ m)では観測された平均濃度の増加に対応している。沖側の砂州($x \approx 200$ m)の沖側では、計算された $1000 \times W_D$ の値が平均浮遊砂濃度よりも大きくなっている。ただし、この沖側の砂州で浮遊砂濃度がピークとなると予測される地点では観測値が得られていない。なお $x \approx 150$ mのトラフで平均浮遊砂濃度が W_D ほど減少していないのは、浮遊砂の移流・拡散によると推測される。

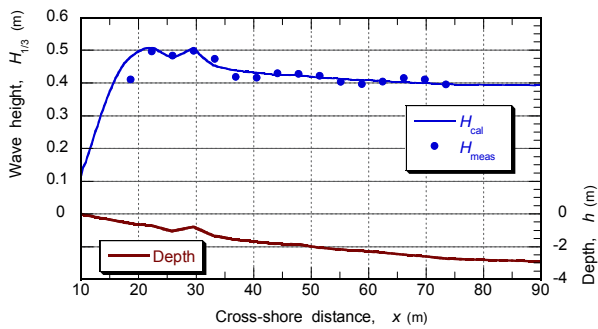


図-3 SUPERTANKのA1415A-A1417A (3ケース平均) に対する観測値と計算値の比較

図-3はSUPERTANKのシリーズで堆積性の平衡勾配であるA1415A-A1417Aの3ケースを平均したデータについて観測値と計算値を比べたものである。実験に用いた波は $H_{m0} = 0.5 \text{ m}$ 、 $T_p = 8 \text{ s}$ で、ピーク増幅率が $\gamma = 3.3$ のJONSWAP型スペクトルである。距離 $x = 20 \text{ m}$ 付近に浮遊砂濃度のピークがあり、波エネルギーフラックスの減衰率もここで最大となっている。フラックス減衰率は沖へ向かうにつれて急速に減少するのに対し、浮遊砂濃度は沖に向かって緩やかにしか減少しない。これは、砕波帯で巻き上げられた浮遊砂の一部が水平拡散や戻り流れによって沖側へ運ばれるためと考えられる。なお、平均化操作は平均浮遊砂濃度についてであり、 c_0 と a の平均値は求めていない。

次に図-4に示すのは、砂丘侵食を対象としてvan Thiel de Vriesが行ったSeires T04のデータであり、 $H_{m0} = 1.5 \text{ m}$ 、 $T_p = 7.35 \text{ s}$ の波を6時間作用させた結果である。砂丘は $x = 207 \text{ m}$ の位置から法面勾配3割で設置されており、汀線付近の浮遊砂の濃度が急増しているのは、法面崩壊による浮遊砂がかなり含まれていたためと考えられる。この研究では、砕波による海底からの浮遊砂の巻き上げを対象としているので、今回の解析では岸側から $x = 195 \text{ m}$ の地点までのデータを取り扱い、それよりも汀線側の浮遊砂濃度のデータは対象外とした。

観測された浮遊砂濃度は、波エネルギーフラク

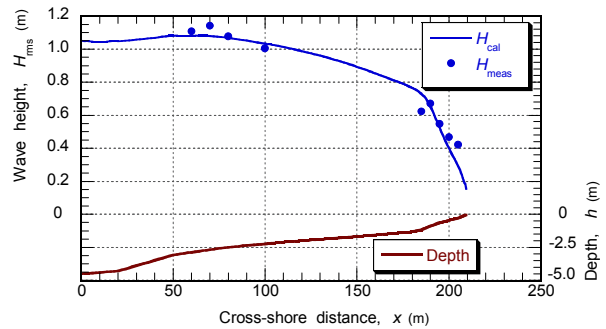


図-4 van Thiel de Vries のT04 (E) のデータに対する観測値と計算値の比較

ス減衰率を1000倍したものよりも数倍大きな値を示す。しかし、浮遊砂濃度の岸沖分布はフラックス減衰率の場所的变化に類似しており、後者が浮遊砂の巻き上げを支配するという考え方を支持するといえる。

図-2~4の結果は、浮遊砂の平均濃度が波エネルギーフラックスの減衰率 W_D に比例するという式(12)の関係を支持している。そこで、解析した345個のデータについて計算したフラックス減衰率 W_D を平均浮遊砂濃度と比べたところ、図-5の結果が得られた。これによると、全体としての両者の比例関係は認められるものの、データセットごとの傾向的な差が見られる。たとえば、フラックス減衰率の絶対値が同じでも、GのPetersの浮遊砂濃度はかなり高めであり、一方、DのLIP-11Dのデータは低い位置を占めている。また、Fの清水ほかのデータは浮遊砂濃度が低いが、実験に用いた砂が中央粒径 1 mm という粗砂であったためと考えられる。

一方、フラックス減衰率が 2 kg/s^3 程度よりも小さい範囲では平均浮遊砂濃度が $1 \sim 200 \text{ ppm}$ の範囲に散らばっており、フラックス減衰率との間に有意な相関が認められない。これは、既に図-3などで見られたように、波からの仕事をほとんど受けない場所であっても、浮遊砂の移流や拡散によってあるレベルの浮遊砂濃度が存在することによると推測される。

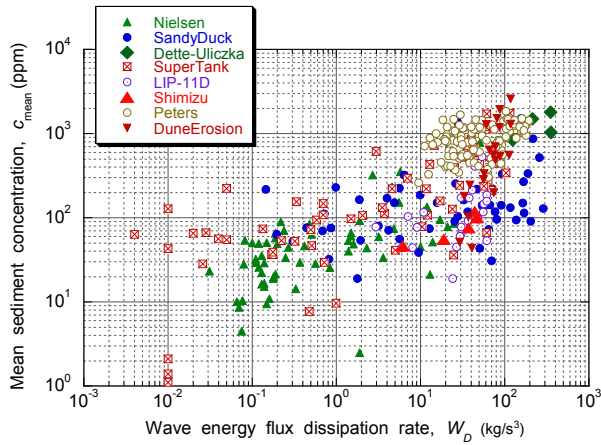


図-5 全データについての観測地点における波エネルギーフラックス減衰率と平均浮遊砂濃度との関係

5. 浮遊砂巻き上げ係数の定量的評価

砕波帯内で波が海底の砂を巻き上げる割合は、式(11)で導入した巻き上げ係数 β_s で評価される。この係数は式(11)を書き換えた次式で算定される。

$$\beta_s = \frac{\bar{c}(\rho_s - \rho_s) g w_f h}{W_D} \quad (12)$$

平均浮遊砂濃度と波エネルギーフラックス減衰率を求めた345個のデータについて、式(12)を用いて砕波巻き上げ係数を求めた結果を図-6に示す。フラックス減衰率が小さい領域では W_D の減少につれて浮遊砂巻き上げ係数が増大する傾向が見られるが、これは図-5で説明したように、砕波帯外であっても浮遊砂の移流・拡散によって、その平均濃度があまり減少しないためである。

本研究では砕波による海底からの砂の巻き上げに着目しているので、波エネルギーフラックス減衰率の大きな領域を対象とする。ここでやや恣意的ではあるが臨界値を 30 kg/m^3 に設定すると、これを超えるデータが161個得られる。このデータについて式(14)で計算した砕波巻き上げ係数は $0.0004 \sim 0.028$ の広い範囲に分布する。図-7はこれを度数分布の形で表示したものである。出現頻度がもっとも多いのは、 $\beta_s = 0.002 \sim 0.005$ の級である。

このように分散の大きなデータについての代表値としては、算術平均よりも幾何平均が適切である。そこで幾何平均ならびに90%信頼区間を求めたところ、式(12)の結果が得られた。

$$\beta_s = 0.00448 \times 10^{\pm 0.643} \quad (13)$$

乗数の $10^{\pm 0.643}$ というのは、数値でいえば $1/4.4 \sim 4.4$ 倍を表している。この値は幾何平均に対する標準偏差の1.64倍をとったもので、正規分布の場合には全データの90%がこの範囲に含まれる。

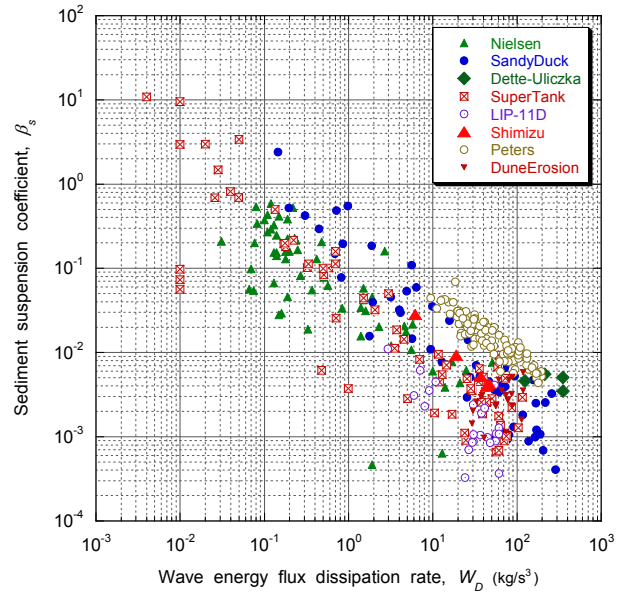


図-6 全データについての砕波巻き上げ係数の算定結果

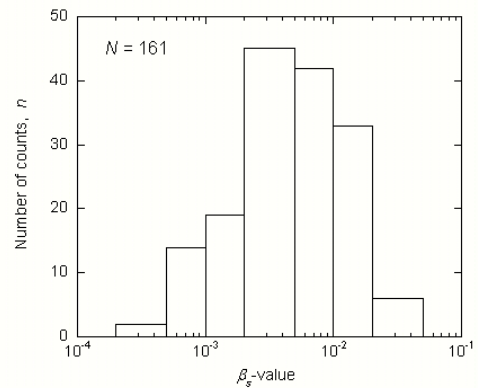


図-7 波エネルギーフラックス減衰率が 30 kg/s^3 以上のデータに対する砕波巻き上げ係数の頻度分布

砕波巻き上げ係数は、現象論としては波浪特性、たとえば波形勾配の影響を受けるのではないかと考えられる。しかし、現在入手できるデータの分析から見る限り、各データの散らばりが大きすぎて波浪特性との関連性を分析するには至らない。現段階では、平均値として $\beta_s = 0.005$ の一定値を採択するのが妥当と思われる。

6. 平均浮遊砂濃度の岸沖変化の予測結果

砕波巻き上げ係数 β_s の値を 0.005 に設定すると、場所毎の平均浮遊砂濃度は波エネルギーフラックス減衰率の場所的变化を計算することにより、式(11)を用いて簡単に推定できる。そこで、表-1の各データセットについて代表的なケースを選んで比較検討した事例を図-8~15に示す。いずれも海浜地形と波高の観測値と計算値の比較を上図面、平均

浮遊砂濃度の観測値と予測値の比較を下の図面に示している。

図-8は Dette-Uliczka (1986) の実験データであり、沖側波高の設定がやや低めであった嫌いがあるものの、平均浮遊砂濃度の予測値はその絶対値も場所的变化も観測結果と合致している。図-9は清水ほか(1996)の実験に対するもので、岸側3地点の浮遊砂濃度の予測値は観測値とよくあっている。

図-10~12は SUPERTANK の実験結果と比較したもので、図-10は侵食性の平衡勾配海浜であり、入射波は $H_{m0}=0.5\text{ m}$ 、 $T_p=3\text{ s}$ で、ピーク増幅率が $\gamma=3.3$ のJONSWAP型スペクトルである。沖側の平均浮遊砂濃度が高いまま推移しているのが特徴的である。

図-11, 12は人工的にマウンドを設けたケースで、前者はマウンド幅が狭く、後者はマウンド幅が非常に広い場合である。両者とも波高の岸沖変化はほぼ再現されており、浮遊砂濃度がマウンドの頂部で高く、それから外れると急減する状況も予測値と観測値が合致している。

図-13は LIP-11D のデータセットの中の Series 1B に対するものである。入射波は $H_{m0}=1.4\text{ m}$ 、 $T_p=5\text{ s}$ で、スペクトルは $\gamma=1$ のJONSWAP型である。このケースでは波高の変化は段階的の碎波変形モデルでほぼ再現できているものの、観測された浮遊砂濃度が全般的に低めであり、これはこのデータセットのほかのデータについても共通している。それでも、 x

$\approx 150\text{ m}$ のトラフ付近で平均浮遊砂濃度が急減する状況は今回の予測計算でもよく表されている。

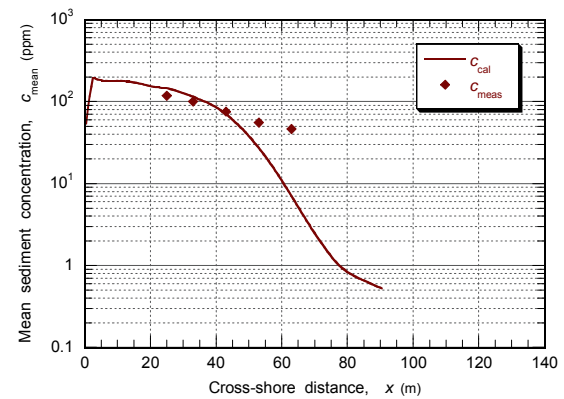
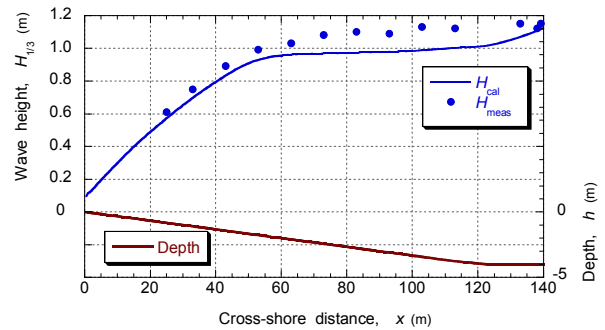


図-9 清水ほかのデータに対する浮遊砂濃度の推定結果と実験値の比較

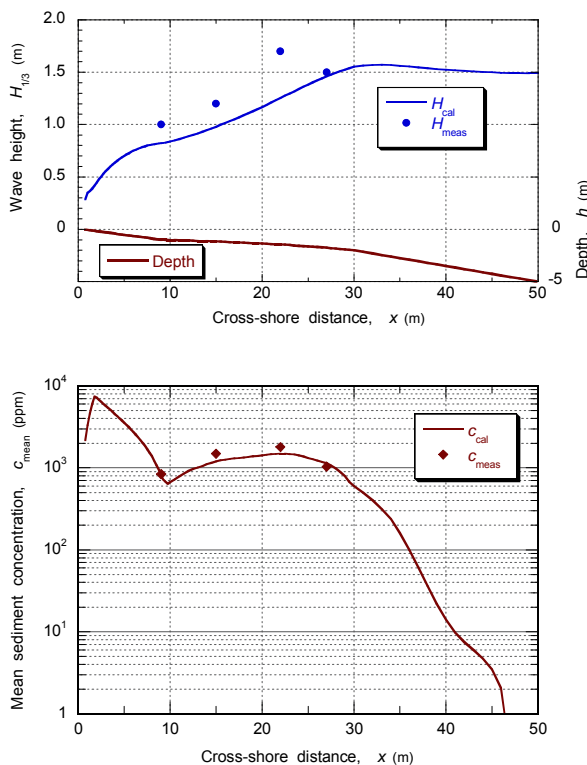


図-8 Dette-Uliczka のデータに対する浮遊砂濃度の推定結果と実験値の比較

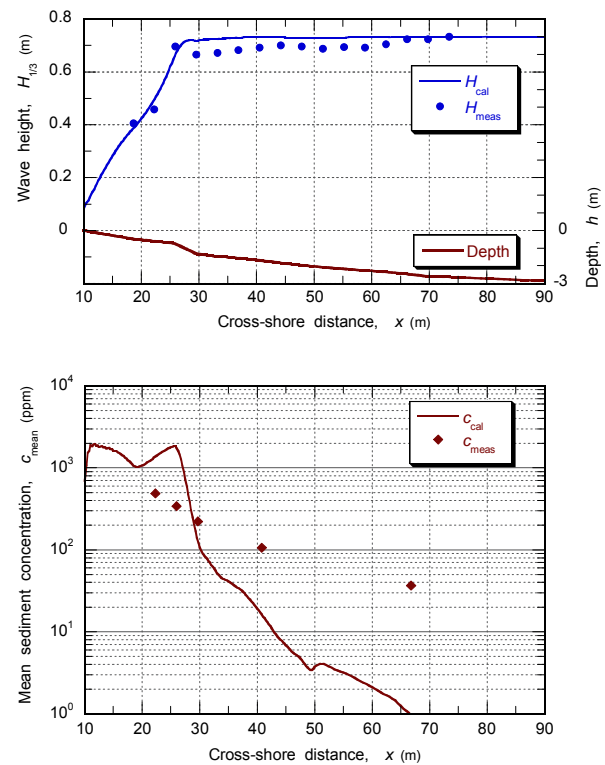


図-10 SUPERTANKのA0608A-A0615A (4ケース平均) に対する浮遊砂濃度の推定結果と実験値の比較

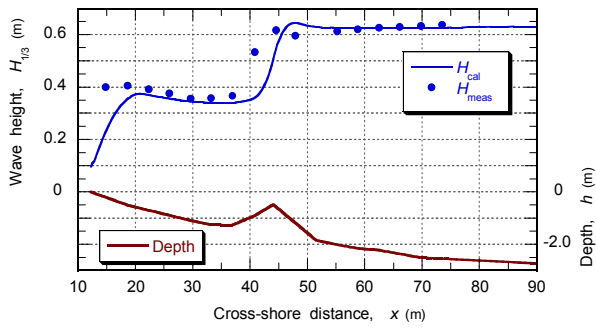


図-11 SUPERTANK のS0913A-S0916A (4ケース平均) に対する浮遊砂濃度の推定結果と実験値の比較

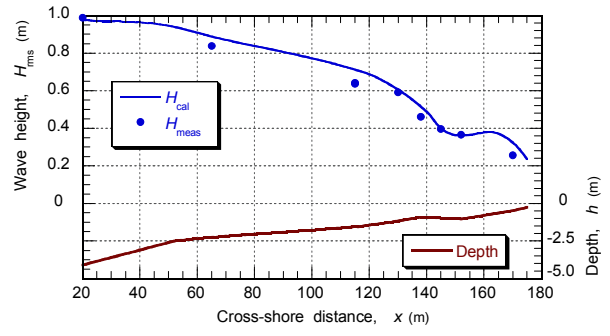
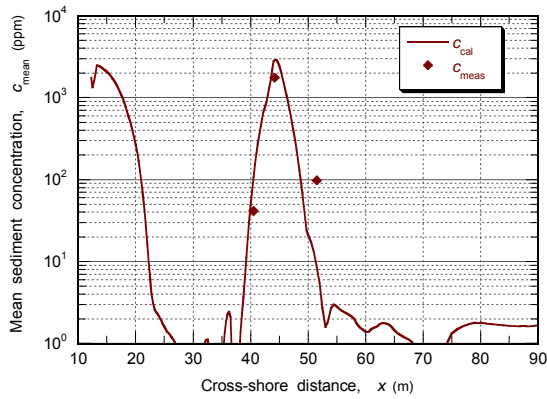


図-13 LIP-11D の Series 1B のデータに対する浮遊砂濃度の推定結果と実験値の比較

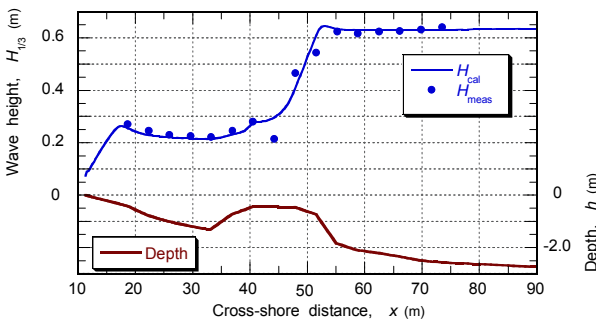
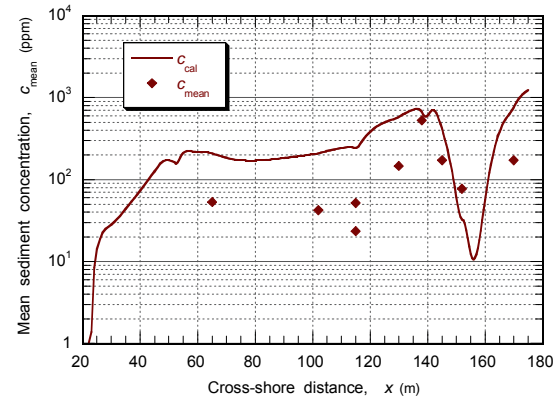


図-12 SUPERTANK のS1209B-S1210A (2ケース平均) に対する浮遊砂濃度の推定結果と実験値の比較

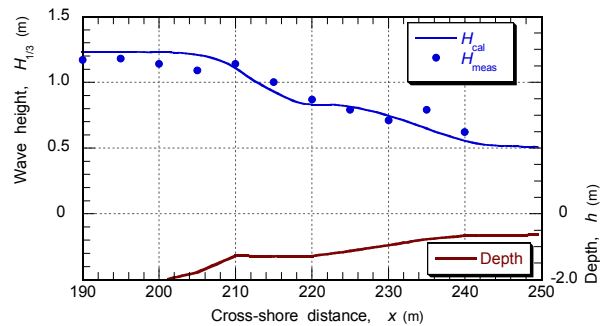
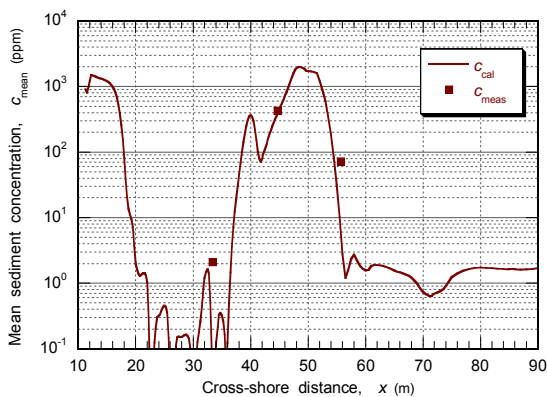
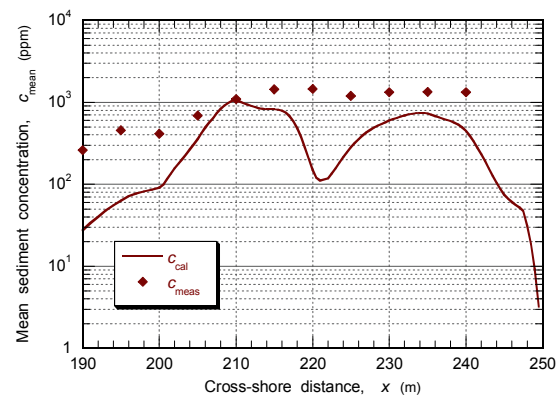


図-14 Peters のC2-1320 のデータに対する浮遊砂濃度の推定結果と実験値の比較



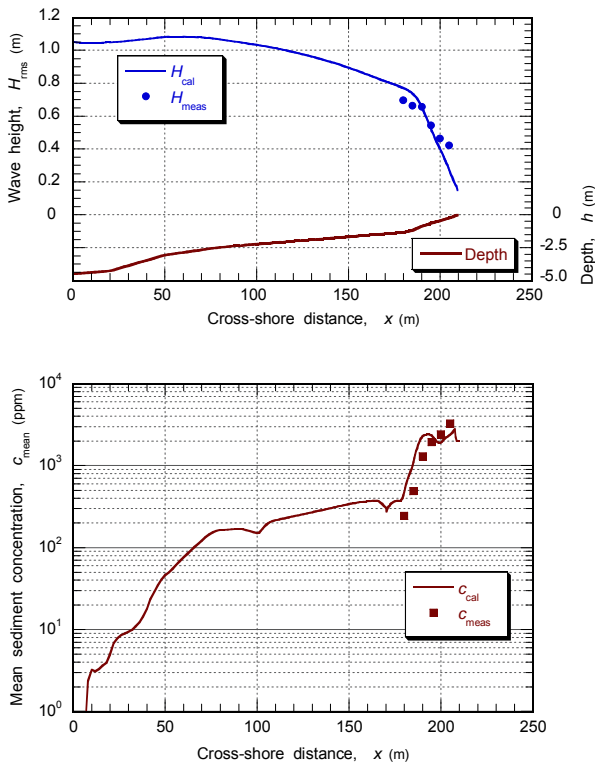


図-15 van Thiel de Vries の T03-E のデータに対する浮遊砂濃度の推定結果と実験値の比較

図-14 は Peters のシリーズ C2 で実験開始後1320分後のデータである。入射波は $H_{m0}=1.2\text{m}$, $T_p=5.5\text{s}$ で、スペクトルは TMA 型である。波高の変化は良く再現されているが、平均浮遊砂濃度は予測値よりも大きく、特にトラフの個所での落ち込みが見られない。Peters の報告した浮遊砂濃度は全般的に高めであり、LIP-11D の実験で浮遊砂濃度が低めであることと対照的である。

図-15 は H の van Thiel de Vries の実験の T03(E) のケースであり、入射波は図-4 のときと同じであるが、後者では後浜の砂丘を2列並びとしている点異なる。図-4 では観測された平均浮遊砂濃度に対して波エネルギーフラックス減衰率を1000倍したものを比較したけれども、平均浮遊砂濃度の予測値は図-15 に示す値とほとんどおなじであり、観測値とほぼ一致する。

以上に例示したように、波エネルギーフラックスの局所的減衰率に基づいて予測した平均浮遊砂濃度は表-1 のデータセットの観測値とかなり良く一致する。そこで、各データ系列の岸沖変化のなかで平均浮遊砂濃度が最大値を示す地点を選び、その地点における予測値と比較したものが図-16 である。Nielsen のデータは単点観測であるので、フラックス減衰率が 10 kg/m^3 以上のデータ9個を対象とした。図の横軸が予測値、縦軸が観測値であり、図中の実線は両者が等しい場合を示し、破線は観測値が予測

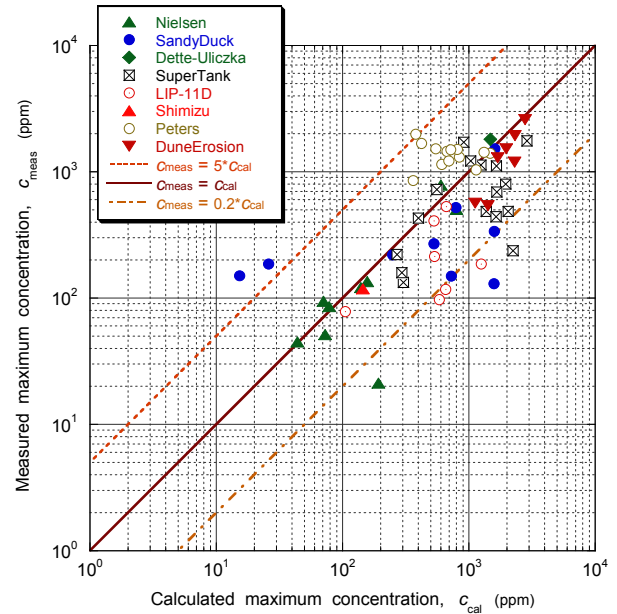


図-16 各データ系列中の最大平均浮遊砂濃度の推定結果と観測値の比較

値の5倍、一点鎖線は観測値が予測値の0.2倍のケースである。観測値に対する予測値の適合度を吟味するために両者の比率を計算し、幾何平均を求めると次の結果が得られた。

$$c_{meas} / c_{cal} = 0.77 \times 10^{\pm 0.69} \quad (14)$$

すなわち、予測結果は平均してやや高めの値を与えており、観測値の90%は予測値の0.16~2.73倍の範囲にある(正規分布を仮定した場合)。沿岸漂砂量に関してはこれまでに多くの予測式が提案され、現地データとの比較が試みられている。たとえば、Schoonees と Thoern (1994, 1996) の検討結果では予測値は観測値の数分の一から数倍に広がっている。また、局所漂砂量に関して Bayram ほか (2001) は、予測値が観測値の1/5~5倍の範囲に入る割合が62%~96%であった(予測式によって異なる)と述べている。これらの変動は予測式の不備というよりは、漂砂現象自体が大きな変動性を持つためであろう。この意味で、図-16あるいは式(14)の結果は、現段階では十分に実用に供するものといえよう。

7. 海底からの砂の巻き上げ率

(1) 浮遊砂巻き上げ率の考え方

ここまでは、浮遊砂の鉛直平均濃度について検討してきた。海底地形の2次元場における変化予測モデル、すなわち局所的地形変化を対象とする3Dモデルを構築するためには、単位時間・単位面積当た

りに海底から砂が巻き上げる量を与える必要がある。いわゆる局所漂砂量である。ここでは浮遊砂巻き上げ率と呼ぶことにする。

浮遊砂巻き上げ率を求める考え方は次の通りである。すなわち、浮遊砂の濃度分布を一定に保持するためには、単位時間毎に沈降する量に相当する砂を断面積が単位面積の水柱に補給しなければならない。補給すべき量は浮遊砂の濃度と沈降速度の積であり、浮遊砂濃度としては水中の平均濃度 \bar{c} あるいは海底上の濃度 c_0 の二つの考え方があり。前者であれば、浮遊砂巻き上げ率は

$$q = w_f \bar{c} \quad (15)$$

と表され、式(11)で算定される平均濃度 \bar{c} から直ちに求められる。

もう一つは、砂は海底から巻き上げられるのであり、沈降量も海底直上の砂の濃度に比例すると考えるものである。すなわち、

$$q = w_f c_0 \quad (16)$$

前者の考え方は、海浜流場として鉛直方向の平均流速を用いる2次元場としての取り扱いの場合であり、後者は鉛直方向の速度変化を考慮する3次元場として解析する場合である。この場合には、海底直上の砂の濃度 c_0 の推定式が必要となる。

2次元場としての取り扱いで必要とされる浮遊砂巻き上げ率は、式(11)を式(15)に代入することによって次のように求められる。

$$q = \frac{\beta_s}{(\rho_s - \rho_w)gh} W_D \quad (17)$$

(2) 海底直上の浮遊砂濃度と鉛直減衰率

海底直上の浮遊砂濃度はreference concentrationあるいは基準濃度とも呼ばれ、砂連の頂部から巻き上がる浮遊砂に関してこれまでも幾つかの研究がある。しかし、砕波帯内の基準濃度についてはPeters (2000)が砕波帯内の位置、水深、波高などをパラメータとした経験式を導いているのみである。そこで、今回収集したデータベースを用いて基準濃度 c_0 と濃度の鉛直減衰率 a の推定式を導いてみる。ただし、データセットの中でEのSuperTankのデータは複数のケースの平均値として処理したために c_0 と a のデータが使えない。また、FとHについては平均濃度のみのデータである。したがって、ここではA, B, C, D, Gの5セットのデータを使用する。

まず、濃度の鉛直減衰率 a は m^{-1} の単位を持つ次元量であるため、これに水深を乗じて無次元量とした ah の減衰パラメータを解析する。図-17は減衰

パラメータをエネルギーフラックス減衰率に対して表示したものである。 a は式(2)の表記から分かるように本来は負の値であるが、ここでは負号を逆転させて表示している。

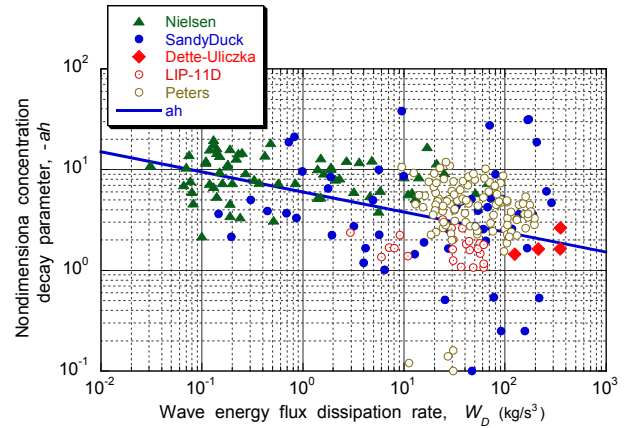


図-17 濃度減衰パラメータとエネルギーフラックス減衰率との関係

データのばらつきが大きいため定式化が困難であるが、敢えて平均的な関係として次式を当てはめる。図中の破線がこれを示している。

$$a = -\frac{A}{h} W_D^{-0.2} \quad : \quad A = 6 \quad (18)$$

定数 A は、次元量であって $kg^{0.2}/s^{0.6}$ の単位を持つ。

すでに平均濃度 \bar{c} と基準濃度 c_0 の間には式(5)の関係が導かれているので、これを書き換えることによって次式が得られる。

$$c_0 = \bar{c} \frac{ah}{[\exp(ah) - 1]} \quad (19)$$

平均濃度 \bar{c} は式(11)で導かれているので、これを式(18)に代入することによって基準濃度 c_0 が次のようにエネルギーフラックスの減衰率に関係づけることができる。

$$c_0 = \frac{A\beta_s}{(\rho_s - \rho_w)g w_f h [1 - \exp(ah)]} W_D^{0.8} \quad (20)$$

先に図-16に提示した平均浮遊砂濃度が最大値を示す地点について、基準濃度の推定値をこの式(19)で求め、その観測値と比較したものが図-18である。横軸が推定値、縦軸が観測値である。

平均濃度について検討した図-16と比べてデータ数が少ないけれども、データのばらつきは図-16と同程度であり、観測値は推定値の0.2~5倍の範囲にほぼ収まっている。

浮遊砂巻き上げ率は式(20)として導いた基準濃度の経験式を式(16)に代入し、浮遊砂巻き上げ係

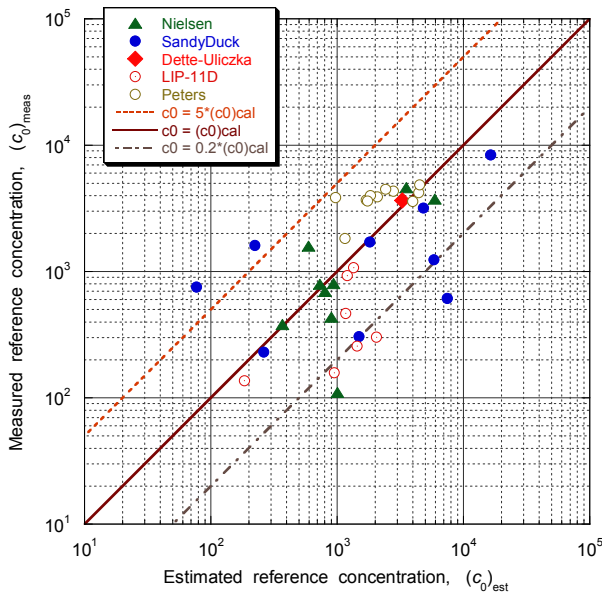


図-18 各データ系列中の浮遊砂濃度地点の基準濃度の推定結果と実験値の比較

数 $\beta_s = 0.005$ および鉛直減衰率の定数 $A = 6 \text{ kg}^{0.2}/\text{s}^{0.6}$ を用いることによって、次のように推定できることになる。

$$q = \frac{A'}{(\rho_s - \rho_w)gh[1 - \exp(ah)]} W_D^{0.8} \quad (21)$$

ここに、 $A' = A\beta_s \approx 0.03 \text{ kg}^{0.2}/\text{s}^{0.6}$ である。波エネルギーフラックス減衰率 W_D は前述のように kg/s^3 の単位で表され、砂と水の密度の単位は kg/m^3 、重力加速度は m/s^2 の単位で表されるので、単位面積当たりの浮遊砂巻き上げ率 q は m/s の単位を持つことになり、その物理的定義に一致する。

式 (17) および (21) で与えられる砕波巻き上げ率 q は底質の沈降速度 w_f に依存しない。この非依存性は、式 (11) の平均浮遊砂濃度あるいは式 (20) の基準濃度が沈降速度に逆比例することとは異なる。この差は、浮遊砂の巻き上げが砕波が巻き起こす大規模渦の攪乱によるものであって底質の粒径には関係しないのに対し、浮遊砂濃度は巻き上げられた底質が重力沈降と乱れ拡散の平衡によって規定されるためである。

8. 今後の検討課題

砕波による浮遊砂の巻き上げ率が定式化された現時点でこれから検討すべき課題として以下のようなことが考えられる。

- 1) 底面せん断力による掃流砂の移動量と組合せた局所漂砂量の子測式を導く。

- 2) 上記の子測式に基づく3次元海浜変形モデルを構築し、現地データと照合して適用性を検討し、所要の改良を行う。
- 3) 観測データでは砕波帯の沖側など、今回のモデルの子測値よりも浮遊砂濃度が高い個所が見られ、これは浮遊砂の移流・拡散に起因すると推測された。この推測が適切であるか否か、浮遊砂の移流・拡散モデルで検討してみる必要がある。
- 4) 今回は模型縮尺の影響を避けるために現地観測・大型漂砂実験のデータのみを使用した。平均浮遊砂濃度の子測が式 (12) のように定式化されたのであれば、中・小型実験にも適用できるはずである。したがって、そうした実験の浮遊砂濃度のデータについての適用性を確認することが望まれる。
- 5) 浮遊砂濃度の岸沖分布を沿岸流速の子測結果と組み合わせると、各種の波浪・海底・底質条件に対する沿岸漂砂量が計算可能である。これに基づいて、既往の沿岸漂砂量公式を検定することが考えられる。

9. むすび

砕波による浮遊砂の巻き上げ率に関しては、片山 (2001) および片山・合田 (2002) が波エネルギーフラックスの局所的減衰率に関連づけ評価する方法を提案していたけれども、巻き上げ係数については吟味が不十分なままにとどまっていた。今回は現地観測ならびに大型漂砂実験のデータを利用し、段階的砕波変形モデルを用いてフラックス減衰率を算定することにより、浮遊砂巻き上げ係数を $\beta_s = 0.005$ の一定値として設定可能なことが確認された。

この巻き上げ係数を用いて各データセットの平均浮遊砂濃度の子測した結果は観測値とかなり良く一致し、浮遊砂巻き上げモデルの妥当性が検証できた。

さらに、浮遊砂濃度の鉛直分布が指数則にしたがって減衰するとして、鉛直減衰率ならびに海底直上における基準濃度の経験式を導き、これらに基づいて砕波による浮遊砂巻き上げ率を定式化した。

今後はこの浮遊砂モデルを3次元海浜変形モデルに組み込むことによって現地海浜への適用性が高まることが期待されよう。

謝辞

表-1に掲げたデータセットは、第3節に述べたように多くの方々のご厚意で提供を受けたものであり、

ここに感謝する次第である。

参考文献

- 片山裕之 (2001) : 浮遊砂による沿岸漂砂量の数値予測モデルに関する研究, 横浜国立大学工学研究科学学位論文, 152p.
- 片山裕之・合田良実 (2002) : 砕波巻き上げによる浮遊砂の輸送・沈降過程に着目した地形変化の計算, 海岸工学論文集, 第49巻, 2002年, pp. 485-490.
- 合田良実 (2002) : 段階的砕波係数を導入した3次元地形場の不規則波浪計算, 海洋開発論文集, Vol. 18, 土木学会海洋開発委員会, pp. 197-202.
- 合田良実 (2003) : 段階的砕波係数を用いた不規則波浪変形計算モデルの改良, 海洋開発論文集, Vol. 19, 土木学会海洋開発委員会, pp. 486-490.
- 合田良実 (2004) : 不規則波浪変形計算における段階的砕波係数の導入について (Ver. 5), ECOH/YG 技術論文 No. 4, 19p.
- 清水隆夫・池野正明・岡安章夫・栗山義昭・佐藤慎司・島田広昭・清水琢三・武若 聡・西 隆一郎 (1996) : 不規則波による大型海浜断面変形実験と外力場の多点同期計測, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 491-495.
- Bayram, A., Larson, M., Miller, H.C., and Kraus, N.C. (2001): Cross-shore distribution of longshore sediment transport: comparison between predictive formulas and field measurements, *Coastal Engineering*, Vol. 44, 2001, pp. 79-99.
- Dette, H. and Uliczka, K. (1986): Velocity and sediment concentration fields across surf zone, *Proc. 20th Int. Conf. Coastal Engrg.*, Taipei, ASCE, pp. 1062-1076.
- Kraus, N.C., Smith, J. M., and Sollitt, C.K. (1992): SUPERTANK laboratory data collection project, *Proc. 23rd Int. Conf. Coastal Engrg.*, Venice, ASCE, pp. 2191-2204.
- Kraus, N.C. and Smith, J.M. (1994 and 1995): SUPERTANK Laboratory Data Collection Project, Vol. I (Main Text) and Vol. II (Appendices A - I), Tech. Rept. CERC-94-3.
- Nielsen, P. (1984): Field measurements of time-averaged suspended sediment concentrations under waves, *Coastal Engineering* Vol. 8, pp. 51-72.
- Peters, K. U. F. (2000): Morphodynamik in der Brandungszone Sandiger Kusten – Kozenstrationsverteilung suspendierter Sedimente -, Dissertation at Technical University of Braunschweig.
- Roelvink, J.A. and Reniers, A.J.H.M. (1995): LIP 11D Delta Flume Experiments, A dataset for profile model validation, *Delft Hydraulics, Rept.* H 2130.
- Schoonees, J.S. and Theron, A.K. (1994) Accuracy and applicability of the SPM longshore transport formula, *Coastal Engineering 1994 (Proc. 24th Int. Conf., Kobe)*, ASCE, pp. 2595-2609.
- Schoonees, J.S. and Theron, A.K. (1996): Improvement of the most accurate longshore transport formula, *Coastal Engineering 1996 (Proc. 25th Int. Conf., Orlando, Florida)*, ASCE, pp. 3652-3665.
- van Thiel de Vries, J.S.M. (2009): Dune Erosion during Storm Surges, *Deltares Select Series*, Vol. 3, 201p.