

画像解析による斜降渦の特性とその発生分布について

岡 安 章 夫*・敦 賀 仁**・松 川 祐***
Nimal Wijayarathna****・片 山 裕 之*****

1. はじめに

砕波による斜降渦は底質の浮遊に大きく影響し、砕波帯内における底質移動を考える上で重要である(例えば、灘岡ら, 1987)。従って、砕波帯内での浮遊漂砂を定量的に検討する際には、斜降渦の構造や強度、渦の発生頻度をまず評価し、それによる底質の巻き上がり量を推定する必要がある。

斜降渦を含む砕波帯内の流体運動は 3 次元性と非定常性の強い現象であるため、点計測による流速測定でその特性を把握することは困難である。そこで、近年、可視化を用いた面的な流速測定法による研究が行われるようになった。可視化手法を用いた斜降渦の先駆的研究としては、青野・服部 (1984)、日野ら (1984) 等がある。これらは可視化によって砕波帯内に極めて 3 次元性の強い大規模渦構造があることを明らかにしたが、渦の詳細な構造についてまでは明らかにされていない。また、長尾ら (1997)、山田ら (1999) は岸沖・鉛直 2 次元平面内で、砕波による流体運動について検討を行っている。これらの研究は、砕波初期の比較的 2 次元性の強い流体場におけるものである。砕波帯内での 3 次元性流体運動については、Cox・Anderson (2000) が岸沖・沿岸の 2 次元平面内において PIV (Particle Image Velocimetry) を用いた可視化実験を行っている。斜降渦による底質移動を検討するためには、それによる底質の運動を解析することが不可欠である。また、斜降渦はきわめて間欠性の強い現象であるため、少数の試行でその構造や発生・強度の統計的特性を把握することは困難であると考えられる。

そこで本研究では、まず、斜降渦による底質の移動メカニズムを把握するために、砕波帯内の比較的小さな領域において、高速度ビデオ撮影によって砂移動形態を把

握すると共に、PIV を用いた底面上での砂粒子移動の追跡を繰り返し行い、底面付近での斜降渦の構造や特性について検討した。次に、通常のビデオシステムによって撮影された砕波帯内底面での砂粒子移動の広範囲の画像から、斜降渦の発生頻度およびその空間分布、砕波形式等との関連について考察を行った。さらに、LES (Large Eddy Simulation) モデルを用いた砕波の 3 次元数値計算を行い、底面近傍での流体運動について、上述の可視化実験で得られた結果との定性的な比較を行った。

2. 高速度ビデオカメラによる小領域可視化実験

本研究では、底面付近での斜降渦の特性とその発生頻度を検討するために、高速度ビデオカメラを用いた狭領域の実験 (Case 1) と通常のビデオカメラを用いた広領域の実験 (Case 2-1~Case 2-3) の 2 種類の可視化実験を行った。

(1) 実験条件および実験方法

実験には、反射波の吸収制御機能を備えたピストン型造波装置を持つ長さ 17 m、幅 0.5 m、深さ 0.55 m の二次元波動水槽を用いた。この水路には 1/20 (法先 1 m のみ 1/10) の一様勾配斜面が設置されている。水路の側面はガラス張りであり、また、斜面の一部区間も 2 m に渡って底面ガラス張りとなっているため、下方からビデオ撮影が可能である。実験水槽の概略図を図-1 に示す。これらの実験において、 x は静水位汀線を原点とし岸向きを正とした岸沖方向座標、 y は波の進行方向右側の側壁を原点とし、左側の側壁方向を正とした沿岸方向座標である。

この実験水槽に、まず、波高 11.7 cm、周期 1.6 s の規則波を入射させた。実験条件 (Case 1) を後述する広領域の実験 (Case 2-1~2-3) とあわせて表-1 に示す。ここで、 H_i は沖側一様水深部での波高、 T は周期、 H_b は砕波波高、 x_b は砕波点の x 座標、 ξ_b は砕波波高を用いた surf similarity parameter ($=\tan \beta \sqrt{H_b/L_0}$, $\tan \beta$: 斜面勾配、 L_0 : 沖波波長) である。一様水深部の水深は全てのケースで 30.0 cm とした。また、Case 1 での砕波波高は 4 波目のものであり、後述の Case 2-1~2-3 の定常状

* 正会員 工 博 横浜国立大学助教授 大学院工学研究科人工環境システム学専攻
** 横浜国立大学大学院工学研究科人工環境システム学専攻
*** 沖縄県
**** M.Eng. 横浜国立大学大学院工学研究科計画建設学専攻
***** 正会員 工 修 横浜国立大学助手 大学院工学研究科人工環境システム学専攻

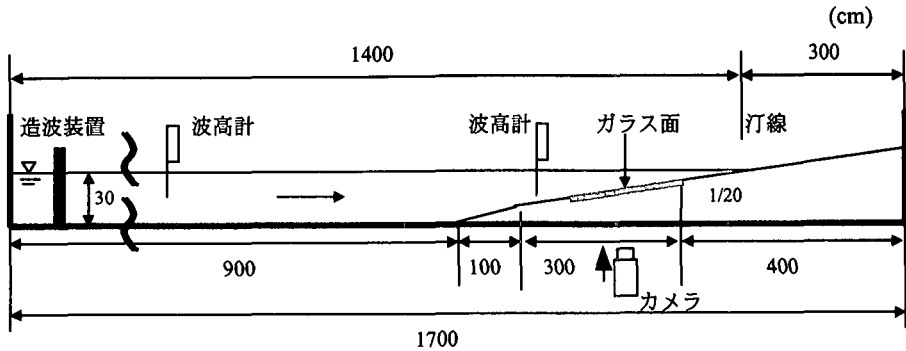


図-1 実験水槽の概略

表-1 実験条件

Case	H_i (cm)	T (s)	H_o (cm)	x_o (cm)	ξ_B
1	11.7	1.60	12.5	-370.	0.283
2-1	12.1	1.60	14.3	-370.	0.264
2-2	13.4	1.60	15.4	-395.	0.255
2-3	12.2	1.20	13.2	-321.	0.206

態のものとは若干異なる。

底面ガラス板上の斜降渦が最も頻繁に観察される領域に、粒径約 0.1 mm の砂を薄く均等に敷き、その砂の移動を下方から高速度ビデオカメラ (DITECT 社製, HAS-200 R) で撮影した。撮影領域は岸沖方向約 20 cm、沿岸方向約 26 cm で、その中心はおおよそ $x = -230$ cm, $y = 23$ cm の位置であった。これは、無次元岸沖距離で $x/|x_o| = -0.65 \pm 0.03$ に相当する。なお、撮影画像の解像度は 640 pixel $\times$ 480 pixel、撮影間隔 1/200 s、シャッタースピード 1/400 s、1 回の記録時間は約 0.2 s である。

あらかじめ静水状態において撮影領域に均等に砂をまき、造波開始後 4 波目の波峰が撮影領域を通過直後 (およそ 0.1~0.2 s 後) に撮影を開始した。一度砂が移動すると明瞭な砂移動パターンが判別できないので、撮影終了後再び静水状態としてこれを繰り返し、合計 300 回の試行を行った。得られた画像から斜降渦のパターンを判別すると共に、連続画像について PIV を用いて画像解析を行い、砂粒子の平面移動速度を推定した。

(2) 実験結果

a) 砂移動形態の分類と斜降渦の特性

斜降渦発生の時空間的間欠性により、上記 300 回の試行のうち明瞭な砂移動が観測されたのは 47 回であった。ビデオ画像を見る限りにおいては、この砂移動が斜降渦によってもたらされたものであると直ちに結論することはできない。しかし、実験に先立つ予備観察の結果からも、底面付近まで気泡を巻き込む流体運動が顕著な砂移動をもたらすことが確認されており、そのような流体運

動が「斜降渦」であるという前提に基づけば、上述の砂移動は斜降渦によるものであると判断して良いと考えられる。

この 47 組の映像を検討した結果、底面上の砂の移動形態がいくつかのパターンに分類できることが分かった。この砂移動パターンは斜降渦の底面到達時の構造を反映しているものと考えられる。写真-1 (下方が沖側) に得られた連続画像の 1 例を示す。図中、 t は撮影開始時を基準とした時間軸である。画像では、まず砂が移動し始めた時点で左右に 2 つのスポットが形成されている。その後、このスポットが徐々に大きくなるように拡大し、最終的に 2 つの楕円状のパターンが形成される。この画像を見る限り、斜降渦はこれまで述べられていたような単一の渦ではなく、相反する回転方向を持つ 2 つの渦のペアであることが推測される。この画像のような比較的移動パターンの明瞭な画像が得られることは多くはないものの、砂移動の形態は、

- (A) 明瞭に 2 つのパターンが確認できるもの：15 組、
- (B) 1 つのパターンとも 2 つのパターンとも判別できないもの：7 組、
- (C) 斜降渦の規模が小さかったり、砂移動の位相が異なるために撮影時間内では判別不能のもの：19 組、
- (D) 砂移動は確認できたが、斜降渦によるものかどうか不明のもの：6 組、

の 4 つに分類できた。比較的大きな規模で、渦の撮影時間が長かったものはおおむね (A) のケースに分類された。また、撮影された画像から、単一の渦によるものと明瞭に判断できたものはなかった。

b) PIV による流速分布計測

得られた 1/200 s 間隔の画像データから、PIV を用いて 2 次元砂移動速度の時系列を得た。図-2 は写真-1 のケースの $t = 0.05$ s における流速場の解析結果である。流速場のパターンから、回転方向は互いの外側が冲向き

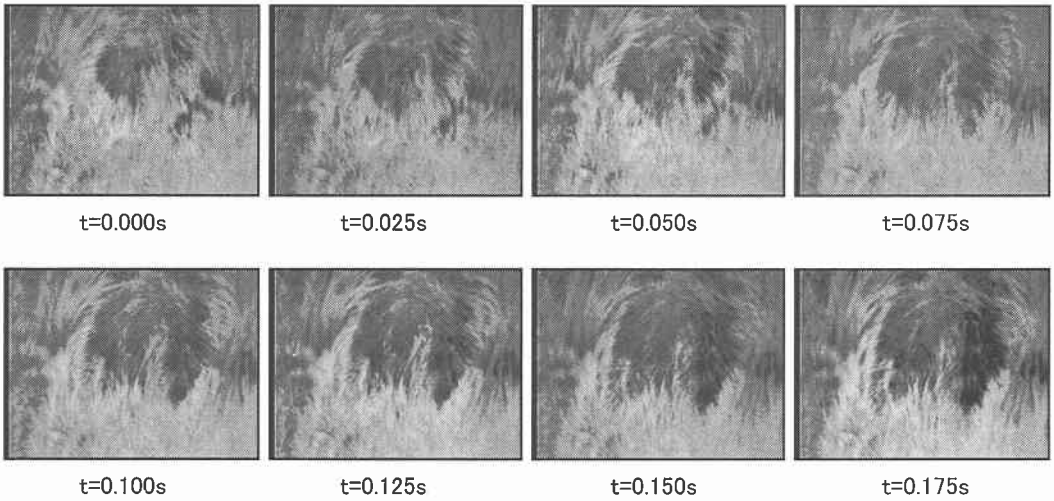


写真-1 底面上の砂移動の連続画像 (0.025 s 間隔)

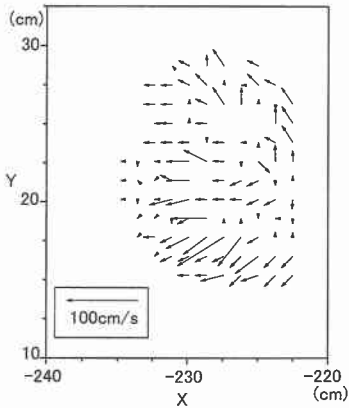


図-2 写真-1 $t=0.05$ s における砂移動速度ベクトルの平面分布

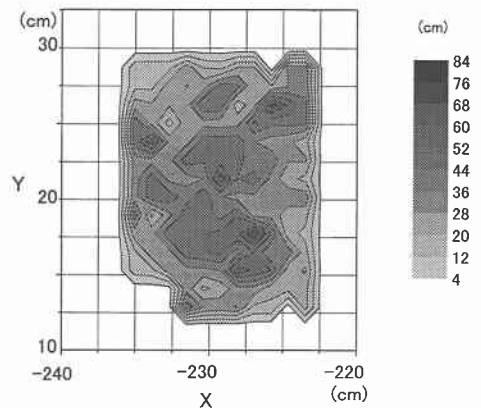


図-3 写真-1 のケースにおける最大砂移動速度の平面分布

となっていることが推測されるが、境界（底面）の存在と渦の伸張により底面付近では渦軸が水平に近くなっているために、全体として流向が沿岸方向外側となっている。また、渦が底面に到達する位相は波谷付近であるので、砂の移動方向は戻り流れと波動流速により概ね冲向きである。

図-3はこの斜降渦による最大砂移動速度の平面分布である。流速の大きい領域が斜降渦のほぼ中央で2分され、これらの図からも斜降渦がこの場合ペアで存在していたことが類推できる。また、渦領域の外側では砂粒子がほとんど移動せず、斜降渦が底質の移動に支配的であることが分かる。

3. 広領域可視化実験

(1) 実験条件および実験方法

表-1Case 2-1～Case 2-3 に示した入射波条件で、より広い領域で100波連続の斜降渦による砂（中央粒径約0.3 mm）移動の撮影を、それぞれのケースについて4回ずつ行い、斜降渦の発生頻度について検討した。それぞれの計測は波浪場がほぼ定常に達した後に行った。また、砂が移動してしまい底面が露出した部分には、適宜水面からトレーサーである砂の供給を行い、連続100波の撮影を行った。撮影には通常的小型デジタル・ビデオカメラ（SONY社製、DCR-PC1）を用い、撮影領域はおおよそ岸沖方向56 cm、沿岸方向は40 cmとした。

(2) 実験結果

a) 斜降渦発生面の平面分布

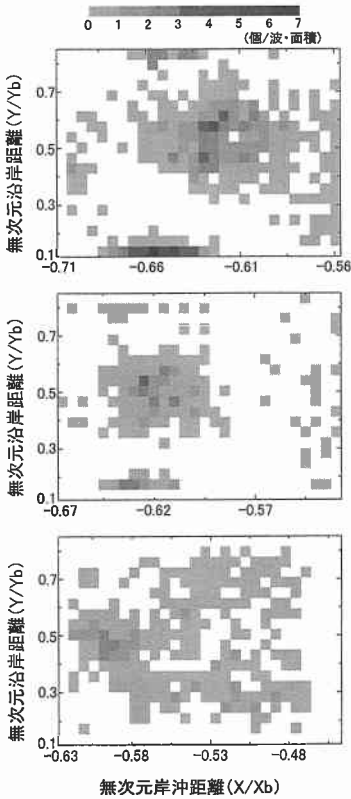


図-4 各ケースにおける斜降渦発生数の平面分布

得られたビデオ画像を解析し、スポット状の砂移動が確認できた場合に底質移動に影響を及ぼす強度の斜降渦が発生したと見なし、2.07 cm に区切ったメッシュ毎に発生数の累計を求めた。図-4 (左が沖方向) はそれぞれのケースにおける 100 波あたり (4 試行, 計 400 波平均) の斜降渦発生回数の平面分布である。図中 X_b は碎波帯幅 ($=|x_b|$), Y_b は水路幅である。いずれのケースも図の上下端で、側壁に拘束された渦によると考えられる発生頻度の高い領域が確認できる。これより少し水路中央部寄りでは、斜降渦のエネルギーが側壁付近に集中するためか、逆に発生頻度の低い領域が見られる。水路中央部分 ($y/Y_b = 0.4 \sim 0.6$ 付近) では、発生個数は沿岸方向にほぼ均等に分布している。一方、岸沖方向について見れば、渦発生個数の大きいメッシュが集中している領域があることが分かる。

b) 斜降渦期待発生個数の岸沖方向分布

そこで、側壁による影響の比較的小さい $y/Y_b = 0.4 \sim 0.6$ について沿岸方向に平均し、単位面積 (単位長さ = 碎波水深) あたりの斜降渦発生頻度の岸沖方向変化を示したものが図-5 である。

各ケースで最大期待発生個数、最大発生地点が若干異

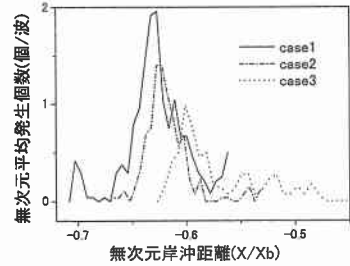


図-5 斜降渦期待発生個数の岸沖方向変化

なるものの、最大発生地点の沖側、岸側ともに発生個数が急激に減少している。このことから、碎波帯の岸沖方向の特定の領域で底面に影響を及ぼす規模の斜降渦の発生が顕著となっていることが分かる。また、碎波形式による分布の相違について考えると、表-1 の surf similarity parameter ξ_B との比較から、 ξ_B が小さくなるに従い、発生地点は相対的に岸側に移り、発生個数も減少する (あるいは発生規模が小さくなる) ことが分かる。発生個数の絶対値については、実現象とのスケールの相違による様々な要因が考えられるため一概に述べられないが、碎波水深を基準とした単位面積当たり、最大およそ 1~2 個程度の発生があるものと思われる。

4. 3次元 LES 数値モデルによる底面流速評価

(1) 数値モデルの概要

碎波帯内の流体場の計算には、渡部ら (1998) と同様に、Navier-Stokes 方程式を基礎とした 3 次元 LES モデルを用いた。移流計算には CIP 法、圧力場の計算には SOR 法を、また、水面境界の計算には密度関数法を用いた。このモデルに Case 1 と同様な境界条件を設定し、静水状態から 6 波程度の計算を行った。計算格子は 1 cm の等方格子とし、時間ステップは 0.00064 s とした。

(2) 数値計算結果

a) 底面渦度の数値計算結果

図-6 に 6 波目の碎波による、底面に最も近い格子での岸沖・沿岸平面内の 2 次元渦度分布を示す。時刻は 6 波目の波が $x = -250$ cm を通過した時を基準としており、計算における 6 波目の波の碎波点は $x = -340$ cm である。

図を見ると、波の進行方向右側に、渦度の大きい部分が見られる。この場所では 15 cm 角程度の領域で正負双方の渦度を示し、岸沖・沿岸平面内で回転方向の異なる流体運動が存在していることが分かる。観測された渦度の大きい地点は $x = -250$ cm 付近であり、最大渦度は $t = 0.4$ s 近辺である。Case 1 での撮影開始 (写真-1 での基準時刻) が波峰通過時から若干の遅れがあることを考慮すれば、これらの値は可視化実験の Case 1 と比較し

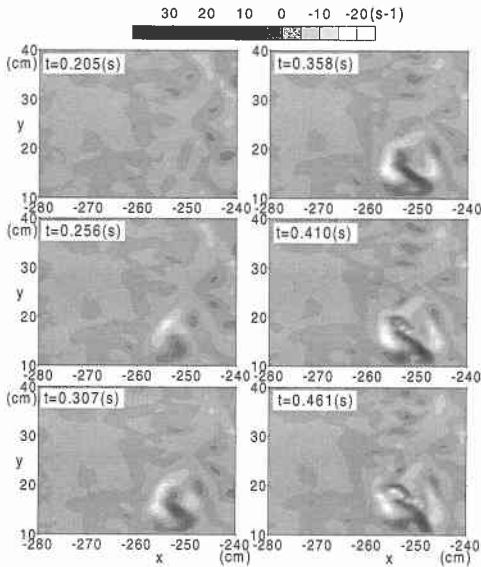


図-6 底面渦度の数値計算結果

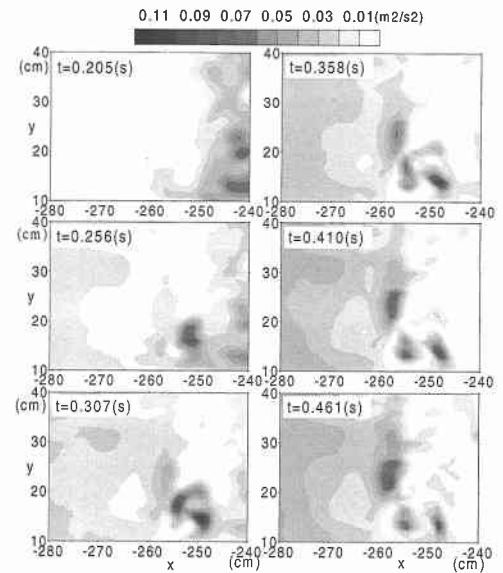


図-7 流速2乗値の数値計算結果

て、ほぼ妥当な値であると考えられる。

b) 流速2乗値の数値計算結果

次に、図-6に示した流体場の流速を2乗し、底面せん断力に相当するものを図-7に示した。図-6で渦度の大きい地点でせん断力も大きくなり、この部分での底質の移動・浮遊が活発に起こるものと推定できる。また、この状況は、a)で述べた砂移動の状況と符合しており、数値計算結果からも実験結果と同様な流体運動が検証されたと考えることができる。

5. 結 論

砕波帯内における斜降渦による底質移動のメカニズムを解明するために、底面上に敷き詰めた砂をトレーサーとする可視化実験を行い、その運動について解析を行った。また、砂の移動状況と3次元数値計算の結果とを比較し、以下の結論を得た。

- (1) 砕波による斜降渦は極めて間欠性の高い現象であり、砕波帯内での底質移動の支配的な要因の一つである。
- (2) 砕波による斜降渦は単一の渦ではなく、相反する回転方向を持つ2つの渦のペアである。2つの渦の回転方向は外側が冲向きとなる方向であると推測される。
- (3) 斜降渦による底質の移動は渦領域の外側方向であり、波動流速により沖側に移送される。
- (4) 高強度の斜降渦の発生は岸沖方向において砕波帯

の一部の領域で頻度が高く、砕波水深を基準とした単位面積あたりの発生確率は最大で1波あたり2個程度である。

- (5) 数値計算の結果は砂の移動状況と定性的には一致し、砂の移動が砕波帯内の3次元的な流体運動によるものであることが確認できた。

最後に、本研究の一部は文部省科学研究費補助金基盤研究B (No. 11450187 代表者：柴山知也) による研究であることを付記する。

参 考 文 献

- 青野利夫・服部昌太郎 (1984): 砕波下での大規模乱れ構造に関する実験的研究, 第31回海岸工学講演会論文集, pp. 21-25.
- 灘岡和夫・上野成三・五十嵐竜行 (1987): 砕波帯内の三次元的な大規模渦構造と浮遊砂の現地観測, 第34回海岸工学講演会論文集, pp. 21-25.
- 長尾昌朋・新井信一・上岡充男 (1997): PTVとPIVを組み合わせた砕波帯の流速分布測定, 海岸工学論文集, 第44巻, pp. 116-120.
- 日野幹雄・灘岡和夫・小俣 篤 (1984): 砕波帯内の乱れの組織的渦構造と水粒子運動について, 第31回海岸工学講演会論文集, pp. 21-25.
- 山田文彦・滝川 清・高山浩介 (1999): 画像解析による砕波変形過程の内部特性と砕波形式および空間波形との関係, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 135-139.
- 渡部靖憲・森 憲広・佐伯 浩 (1998): 砕波の3次元Large Eddy Simulation, 海岸工学論文集, 第45巻, pp. 146-150.
- Cox, D. T. and S. L. Anderson (2000): Quantification of obliquely descending eddies using PIV, Physics of Fluids. (投稿中)