

砕波に伴う海底砂の浮遊現象と 移動過程に関する研究

STUDY ON SUSPENSION AND MIGRATION OF BOTTOM SANDS ASSOCIATED WITH BREAKERS

鷲見浩一¹・兼藤剛²・植松達也²

Hirokazu SUMI, Tsuyoshi KANEFUJI and Tatsuya UEMATSU

¹正会員 博(工) 金沢工業大学助教授 環境土木工学科(〒921-8501 石川県石川郡野々市町扇が丘7-1)

²学生員 金沢工業大学大学院 工学研究科 環境土木工学専攻(同上)

This study first investigated the possibility that sands can serve as tracer particles in PIV (particle image velocimetry). Then we conducted hydraulic model tests on a movable bed for investigating migration velocities of suspended sediments associated with breakers. We further carried out numerical simulation using a $k-\epsilon$ model to determine the correlation between the migration velocities of sands and the numerically-simulated velocity fields and vortex structures under the waves. We found that the sedimentation speed of silica sands derived from the PIV method is comparable to the sedimentation speed of sediments calculated by Rubey's formula, confirming that silica sands can serve as tracer particles in the PIV method. We also found that the migration velocities of sediments become faster than the water particle velocities where the water under wave motions moves in the same direction as the sedimentation direction of sands, thereby reinforcing one another; on the other hand, the migration velocities of sediments become slower than the water particle velocities where the water under wave motions moves in the direction opposed to the sedimentation direction of sands, thereby interfering destructively.

Key Words : Breaker, suspended sediment, $k-\epsilon$ model, PIV

1. はじめに

砕波により浮遊した砂は、流れにより移流し、渦や乱れが弱まった海域に沈降し堆積するので、海岸の漂砂現象を支配する重要な因子である。これまでに砕波帯内の海底砂の浮遊現象については、多くの研究が行われ、砂の浮遊には斜降渦の海底面への到着が支配的であることを岡安¹⁾が実験的に確認し、浮遊砂濃度の定量的な評価方法に関しては、柴山^{2,3)}の研究により重要な知見が得られている。しかし、砕波に伴い浮遊した砂の移動過程と移動速度については、砕波という力学的に極限状態にある現象を対象としているので、その定量的評価が困難であり、依然として未解明な問題が山積しているのが現状である。

本研究では、PIV装置を使用した可視化水理実験を実施して、一様勾配斜面に近い状態の海底から、砕波により浮遊した底質の移動速度について考究する。さらに、 $k-\epsilon$ 乱流モデルによる砕波の数値計算を行って、波内部の流速場・渦構造と底質の浮遊・移動速度とを関連づけて検討し、砕波に伴う海底砂の移動特性を究明する。

2. 可視化実験と数値計算

本研究では、砂の移動速度をPIV装置を用いて測定するために、まず、砂がPIVの追跡粒子となりえるのかを検証する実験Ⅰを行った。そして、砂がPIVで流速を測定可能な追跡粒子となることを確認した後に、砕波による砂の移動速度を考究する移動床の実験Ⅱを実施した。また、 $k-\epsilon$ 乱流モデルにより砕波の数値計算を行った。

(1) 底質の沈降速度を検討する実験Ⅰ

実験Ⅰでは、図-1に示すように内径6.8cmのメスシリンダーに水を高さ40cmまで入れ、側方に設置したCCDカメラ(SONY: WB CCD)により、静水中を沈降するケイ砂(中央粒径 $d_{50}=0.3\text{mm}$)の可視化画像を撮影した。この画像からケイ砂の沈降速度を算定するアルゴリズムとして微小時刻差の2枚の画像から相関関係を用いて粒子同士を対応づけるPIV法(nexus: PIV Ver.1.1d)を採用した。可視化画像の撮影領域は、縦29.5cm×横22.1cmに設定した。タイミングコントローラにより撮影時間とメスシリンダーの上方のストロボスコープ(日進電子工業: Short Arc Storobo)の照射間隔を同期制御して、撮影間隔を $\Delta t=1/30\text{s}$ に調整した。そして、式(1)に示すRubeyの式が

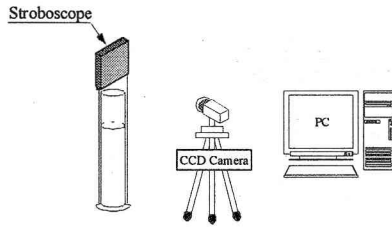


図-1 底質の沈降速度測定の実験装置

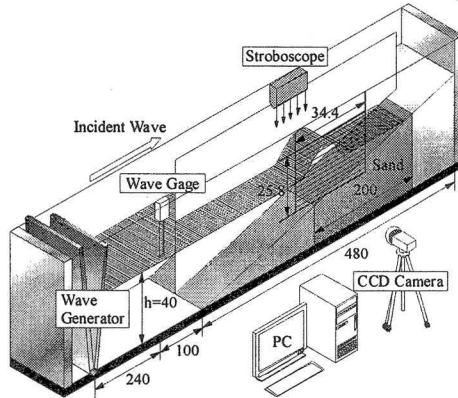


図-2 砂の移動速度計測の実験装置(単位: cm)

ら求まる底質の沈降速度とPIVによるケイ砂の沈降速度と比較検証した。

$$w_0 = \sqrt{\frac{2}{3} \frac{\rho' - \rho}{\rho} g d + \frac{36\nu^2}{d^2} - \frac{6\nu}{d}} \quad (1)$$

ここに、 w_0 は沈降速度、 ρ' は砂粒子の密度、 ρ は液体の密度、 ν は動粘性係数、 d は砂の粒径である。

(2) 砕波に伴う底質の移動速度を検討する実験Ⅱ

実験Ⅱは、図-2に示す金沢工業大学環境土木工学科の片面ガラス張りの2次元造波水槽(長さ10.0m, 幅0.7m, 高さ1.0m)で行った。水深 $h=40$ cmの水平床上に外枠をアクリル板で作成した勾配 $i=1/10$ (長さ4.8m, 幅0.7m, 高さ0.48m)の一樣海底勾配を設置し、海底勾配の内部に実験Ⅰで使用したケイ砂を敷き詰めた。砕波による浮遊砂の移動速度の測定には、実験Ⅰと同じPIV装置を用いた。可視化画像の撮影領域は縦25.8cm×横34.4cmに設定した。実験波は波高 $H_f=6$ cm, 周期 $T=0.8$ sの規則波とした。この実験波の砕波形式は、Spilling砕波とPlunging砕波の中間の性質を持つSpilling-Plunging 砕波(S-P砕波)である。計測対象波は造波開始から5波目の波とした。また、海底地形は、造波の度に砂が削られるので、造波の都度、削られた領域を埋め戻し、一樣勾配斜面の状態から実験を開始した。PIVによる砂の移動速度は、24波の位相平均により求めた。なお、PIVにより測定した浮遊砂の移動速度の妥当性の検証は、時間間隔 $\Delta t=1/30$ sの2枚の画像から砂の移動距離を計測し、その距離を時間間隔で除して求めた流速(以下、画像解析による砂の移動速度とする)との比較により行った。

(3) 砕波の数値計算

MARS(Multi-interface Advection and Reconstruction Solver)法を自由界面の解法とした $k-\varepsilon$ 乱流モデルにより砕波の数値計算を実施した。右手系の直交座標における基礎方程式をそれぞれ以下に示す。式(2)は多相流の連続式、式(3),(4)は運動方程式、式(5)は体積率輸送式である。

$$\frac{\partial(F_1 + F_2)}{\partial t} + \frac{\partial F_1 u}{\partial x} + \frac{\partial F_1 w}{\partial z} + \frac{\partial F_2 u}{\partial x} + \frac{\partial F_2 w}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{F_1 \rho_1 + F_2 \rho_2} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left([\langle v \rangle + v_t] \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left([\langle v \rangle + v_t] \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{\sigma \kappa n_x}{\bar{\rho}} \quad (2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -g - \frac{1}{F_1 \rho_1 + F_2 \rho_2} \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left([\langle v \rangle + v_t] \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left([\langle v \rangle + v_t] \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \frac{\sigma \kappa n_z}{\bar{\rho}} \quad (3)$$

$$\frac{\partial F_1}{\partial t} + \frac{\partial F_1 u}{\partial x} + \frac{\partial F_1 w}{\partial z} - F_1 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \quad (4a)$$

$$F_1 + F_2 = 1.0 \quad (4b)$$

$$\bar{\rho} = (\rho_1 + \rho_2) / 2 \quad (5)$$

ここに、 F_1 と F_2 は気相と液相の流体体積率、 u 、 w は x 、 z 方向の流速、 P は圧力、 ρ_1 と ρ_2 は気相と液相の密度、 ν は動粘性係数、 σ は表面張力係数、 κ は界面の曲率、 n_x と n_z は x 、 z 方向の界面法線ベクトルである。 v_t は渦動粘性係数であり、式(6)で与えられる。

$$v_t = C_k \frac{k^2}{\varepsilon} \quad (6)$$

$$\frac{\partial k}{\partial t} + u \frac{\partial k}{\partial x} + w \frac{\partial k}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ (v + v_t) \frac{\partial k}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ (v + v_t) \frac{\partial k}{\partial z} \right\} + P_k - \varepsilon \quad (7)$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + u \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} + w \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ (v + v_t) \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ (v + v_t) \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \right\} + C_{\varepsilon 1} \frac{\varepsilon}{k} P_k - C_{\varepsilon 2} \frac{\varepsilon^2}{k} \quad (8)$$

$$P_t = \nu_k \left\{ 2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 \right\} \quad (9)$$

ここに、 k は乱れエネルギー、 ε は乱れエネルギーの逸散率、 C_k と $C_{\varepsilon 1}$ 、および $C_{\varepsilon 2}$ は乱流モデルの係数であり、それぞれ、0.09、1.44、1.92とした。実際の計算では、波浪条件と計算領域を水理実験と同じ諸元で設定し、速度場と渦度分布を求めた。

3. 砂の沈降速度

砂粒がPIVの追跡粒子となりえるのかを検証するために、静水中を降下する砂の沈降速度をPIV装置により計測し、Rubeyの式による底質の沈降速度と比較した。PIV法は検査領域において、個々のトレーサ粒子を検出

せずに、2時刻分の撮影画像から相関法により、粒子群のパターンをマッチングして、移動した粒子群の変位を求め、トレーサ粒子群の移動速度を算定する。したがって、静水中の検査領域内が、中央粒径の同一なケイ砂のみで構成される場合、PIVにより算定した沈降速度は、その中央粒径が同一なケイ砂の沈降速度とすることができる。PIVによる粒子群の検索範囲は $0.46 \times 0.46 \text{ cm}$ とし、図-3は補間により 0.92 cm 間隔で沈降速度ベクトルを表示している。また、計測対象としてメスシリンダー内を降下させる砂粒は、撮影領域内に概ね 1.0 g とすることで、濃度を約 2.28 g/l に調整した。砂粒は静水面の約 20 cm 上方から自由落下させているので、約 2.0 cm/s の速度で静水面に達している。したがって、静水面近傍では、局所的に流れが乱れるために、斜め側方に向くベクトルも確認できるが、静水面下 10 cm 以深では鉛直下向きとなっている。また、静水面下 10 cm 以深のPIVによるケイ砂の沈降速度の平均を求めると 3.95 cm/s であり、Rubeyの式より算定した底質の沈降速度の 3.97 cm/s と一致する。これより、ケイ砂がPIV装置による流速測定の実験粒子となることが確認できた。

4. 碎波に伴う海底砂の浮遊と移動過程

S-P碎波に伴う底質の浮遊現象と移動過程について検討する。図-4(a)~(f)は、波1周期にわたる海底砂の移動過程を示した可視化画像である。なお、図中の白色の矢印は、連続する2時刻の可視化画像から目視にて確認し

た砂粒子群の移動方向を表している。矢印の上部に表示した数字は、第2章2節で述べた画像解析による底質の移動速度である。また、入射波の進行方向は、図面の左から右方向となっている。

同図から、着底していた砂が碎波により浮遊し、浮遊した砂が流れにより移流した後に、再び着底するという波1周期にわたる一連の砂移動の過程が確認できた。撮影領域において先行波により浮遊した砂は、戻り流れによって沖方向に移動する。図-4(b)に示すように、計測対象となる波が碎波点に接近するにつれて、岸向きの流れが強まり、この流れと戻り流れが合流する領域の近傍で、碎波時に新たに砂が浮遊する。新たに浮遊した砂は、図-4(d)から確認できるように浮遊領域を拡大し、その後、先行波により浮遊した砂と合一する。さらに、図-

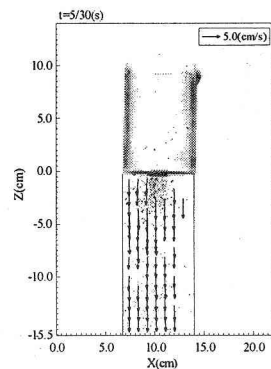


図-3 静水中を沈降する砂の速度ベクトル

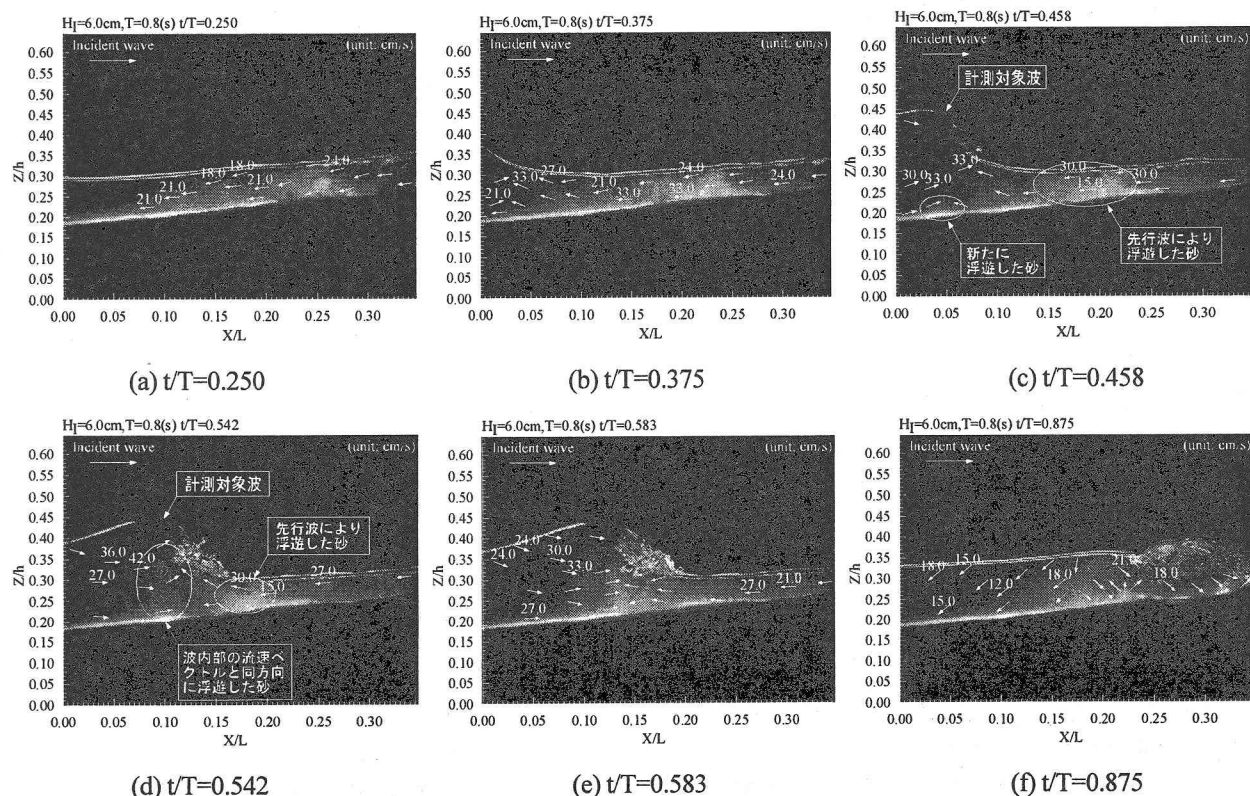


図-4 浮遊砂の移動過程と移動速度

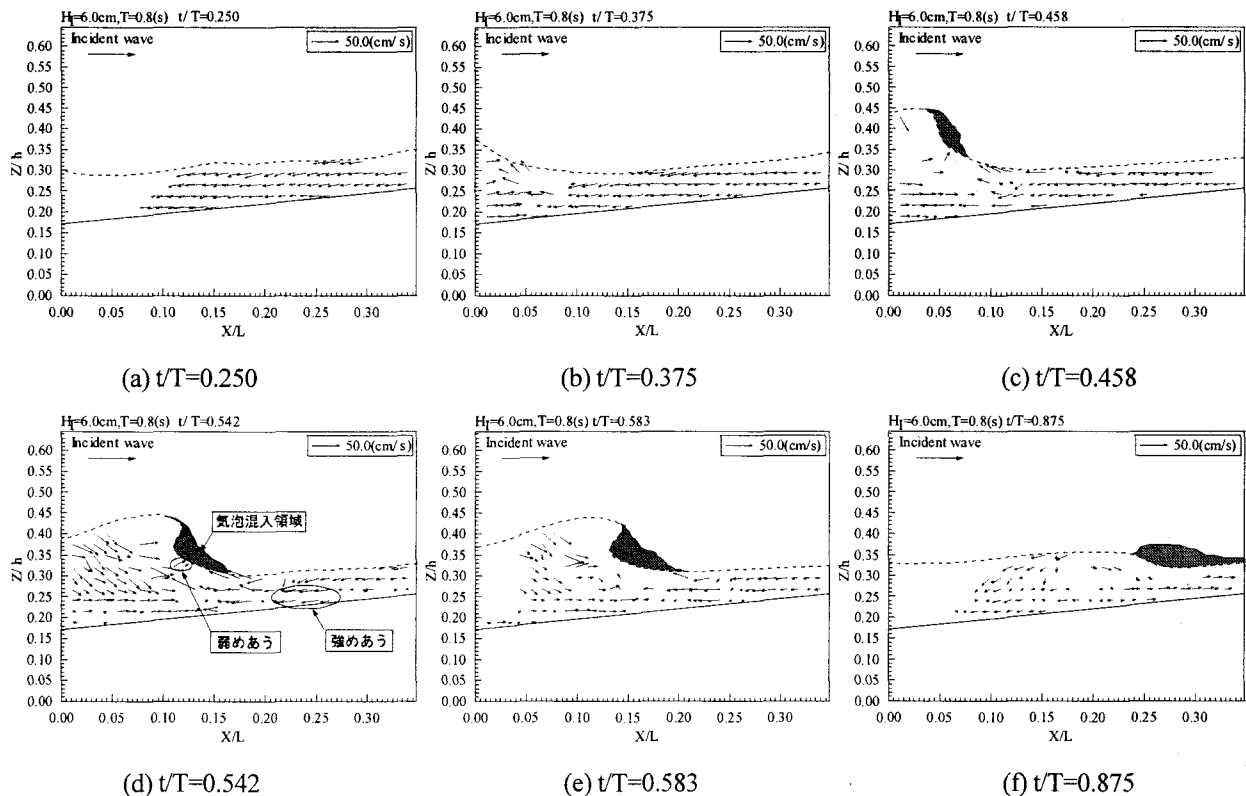


図-5 砂の移動速度ベクトルの空間分布

4(f)に見られるように、砂は波の岸側への伝播に伴い沈降する。

海底地形の変化と入射波の碎波変形を関連づけて検討する。図-4(a)～(f)より、 $X/L=0.25$ 周辺の海底の砂が最も削られていると判断できる。この領域は、入射波の碎波後に多量の気泡が液体内に混入し、水表面が著しく乱れ、混入した気泡の海底面への接触も確認できた領域に相当している。これより、従来から指摘されているように、砂が浮遊して海底面が削られるには、碎波による流れの乱れが支配的であることが、本研究においても実証できた。

5. 碎波に伴う海底砂の移動速度

一様勾配斜面に近い状態の海底から、碎波に伴い浮遊する砂の移動速度を考究する。第3章において砂粒がPIVの追跡粒子となりえるのかを検討し、砂の流体に占める濃度が約 2.28g/l ときは砂粒が追跡粒子となることを確認した。しかし、碎波下の浮遊砂濃度は、柴山ら³⁾によると海底面近傍で約 10.0g/l に達する場合もあると報告されている。したがって、PIVによって得た砂の移動速度の信頼性を検討する必要がある。そこで、本研究では、第2章2節で説明した画像解析による砂の移動速度とPIVによる砂の移動速度を比較することで、PIVより算定した砂の移動速度の妥当性を検証した。なお、画像解析による砂の移動速度は図-4(a)～(f)に、PIVによる砂

の移動速度は図-5(a)～(f)にそれぞれ同時刻で図示している。図-4(f)と図-5(f)のように碎波後に大量の気泡が混入し、流れの乱れが著しい $0.20 \leq X/L \leq 0.25$ の領域においては、目視による砂の移動方向とPIVによる移動方向が異なっている。しかし、その他の時刻において、両者による砂の移動速度は、ほぼ一致していることが確認できる。また、図-5(a)～(f)のハッチ部は気泡混入領域を図化したものである。

図-5(a)では、先行波により浮遊した砂が戻り流れにより沖側に約 20cm/s で斜め下方向に移動している。計測対象波が可視化画像の撮影領域内に達する図-5(b)では、波の入射に伴う岸方向の流れと同方向に移動する砂と戻り流れと同方向に移流する砂が、 $X/L=0.05$ 付近で合流することが判る。波峰前面に気泡が混入している時刻の $t/T=0.458$ においては、図-4(c)より $X/L \geq 0.08$ で沖方向に、 $X/L \leq 0.05$ で岸方向にそれぞれ移動していた砂が $0.05 \leq X/L \leq 0.10$ で合流して、合流した砂が上方方向に浮遊することが目視により確認できた。図-5(c)においても岸方向と沖方向にそれぞれ移動していた砂が合流して、 $0.05 \leq X/L \leq 0.10$ で浮遊するのが確認できる。また、画像解析による砂の移動速度とPIVによる砂の移動速度は、ほぼ一致している。図-5(d)は波峰の勾配が最も急峻になっており、波頂の前後において波形が非対称である。さらに、前述した図-5(a)～(c)と比較して波高が大きく、後述する図-5(e),(f)では波高が減衰していることから、同図は碎波点での砂の移動速度を図示したものであると

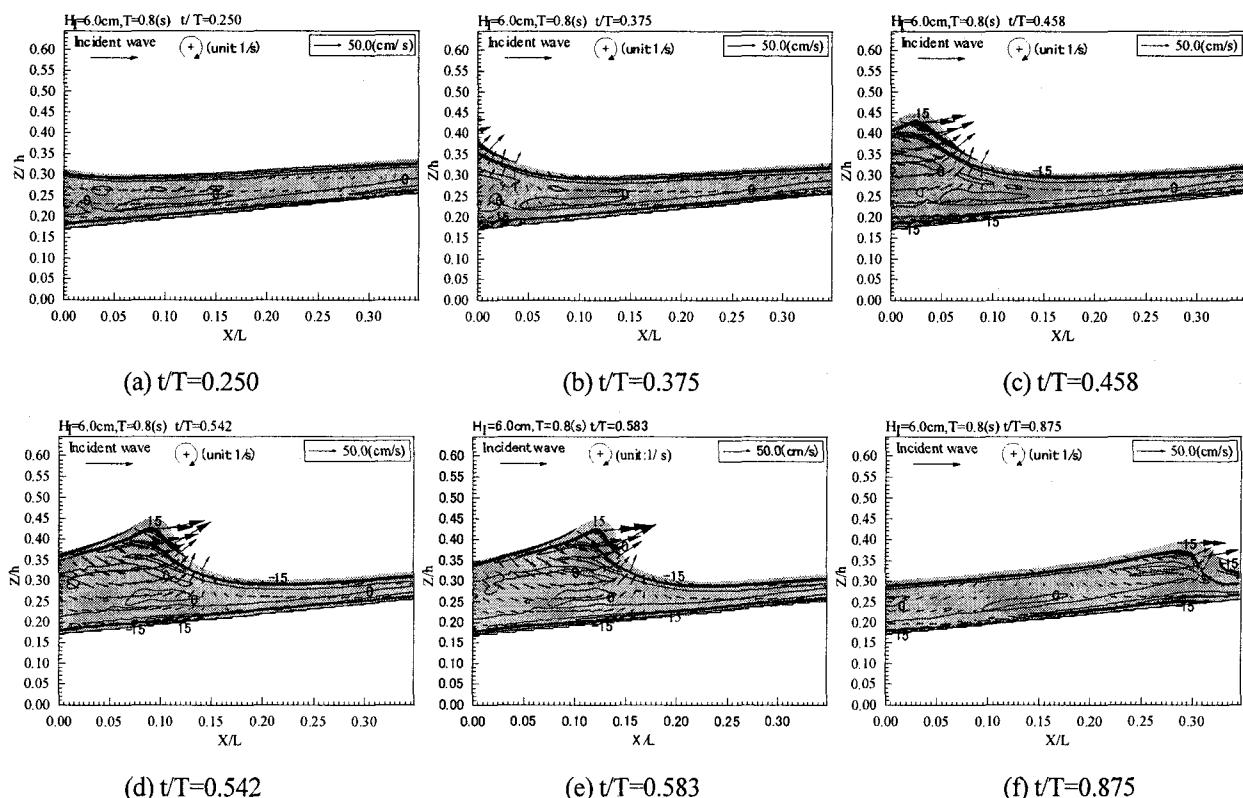


図-6 流速分布と渦度分布の計算結果

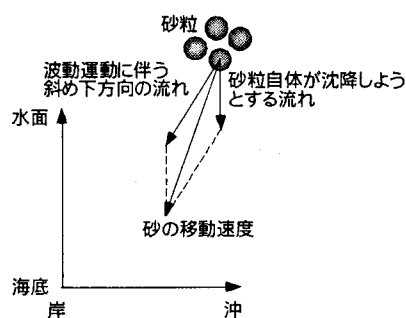
することができる。砂は波峰の後方から波峰中央部へ向けて斜め下方向に約30～40cm/sの速い速度で移動している。また、波峰中央部から波峰前面に向かう斜め上方向に浮遊領域を拡大する砂も存在している。0.2 ≤ X/L では沖向きに約20cm/sで砂が移動している。図-5(f)に示す砕波後では、波の岸側への伝播により、水表面付近の浮遊砂が約10～20cm/sで沈降する過程であることが判る。この砂の移動速度は、砕波時よりも遅くなっているが、第3章で検証した静水中を降下する底質の沈降速度と比較すると速度を増している。これより、波動運動により発生する流速成分が、砂の着底を加速していると考えることができる。

つづいて、浮遊砂の移動速度を波内部の水粒子速度・渦構造と関連づけて考究する。図-6(a)～(f)は図-4, 5(a)～(f)と同時刻のk-ε乱流モデルによる流速分布と渦度分布の計算結果を図示したものである。波内部の水粒子の速度分布は、波頂部の後方から波峰の前面へ向かう反時計回りの半円型の流速分布となっており、波頂部近傍で最大流速が発生している。渦度分布は、戻り流れが発生しているときの非回転流動場から、砕波時に渦が生成される流動場への遷移過程が確認でき、図-6(a)の液体内は渦無しの状態となっている。一方、図-6(d)では波峰前面の中央部を境界に渦の回転方向が異なっている。中央部から波前脚部へかけては反時計回りの渦が発生しているのに対し、中央部から波頂部へかけては時計回りの渦が存在している。このような渦度分布は辻本⁴⁾が数値

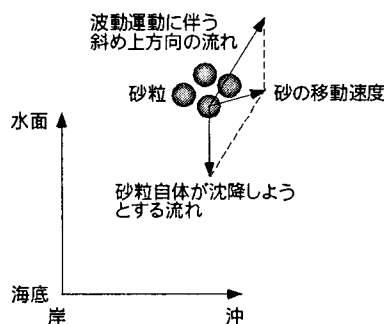
計算により、著者⁵⁾らが実験により確認したのと同様な渦の分布である。

図-5(a)～(f)と図-6(a)～(f)を比較することで、砂の移動速度と波内部の流れの関係を検討する。図-5(a)と図-6(a)に示す渦無しの非回転流動場においては、砂は戻り流れによって沖側の斜め下方向に移動する。このときの砂の移動速度は22cm/sであり、流速の計算値の14cm/sよりも速い。図-5(c)と図-6(c)を比較すると、波内部の流れはX/L=0.10付近で鉛直方向の上昇流が発生しているのに対し、同領域の砂は水平方向からやや斜め上向きで岸向きと沖向きの砂が合流している。斜め上向きの砂の移動速度は約17cm/sであり、同領域の水粒子速度の計算値の33.5cm/sよりも遅くなっている。また、沖側に斜め下方向の戻り流れが発生する0.15 ≤ X/L ≤ 0.35では砂は25cm/sで移動し、速度の計算値の20cm/sよりも速い。図-5(d)と図-6(d)においても、波頂部後方の斜め下方向に移動する砂の速度は、流速の計算値よりも速い。X/L=0.11, Z/h=0.32における波峰前面に向かう斜め上向きの砂は約15cm/sで移動しているのに対し、同領域の流速の計算値は約30cm/sであり、砂の移動速度は流速よりも遅くなっている。

以上のように、砂の移動速度は、波動運動に伴う波内部の流れと比較すると、その大きさが砂の移動方向によって異なることが判明した。すなわち、戻り流れと同方向に砂が移動する場合の移動速度は、同領域の流速値と比較して大きくなっている。これは、図-7(a)に示す



(a) 強め合う場合



(b) 弱め合う場合

図-7 流れと砂の移動速度の関係

ように砂が沈降しようとする下向きの流速成分と斜め下方向の戻り流れが強めあうためであると考えられる。一方、気泡混入域近傍の波峰前面へ向かう斜め上方向の砂の移動速度は、同領域の流速の計算値と比較して小さくなっている。これは、図-7(b)に示すように砂を上昇させようとする流速と砂が沈降しようとする下向きの流速が弱めあうためであると推察できる。

図-4(c)において砕波に伴い新たに砂が浮遊した領域は、図-6(c)において渦が発生していた領域である。これより、従来から指摘されているように、海底砂の巻き上げには渦が関与していることが確認できた。また、新たに砂が浮遊していた領域は、S-P砕波の場合には戻り流れと入射波の伝播に伴う岸向き流れの合流する領域であった。

6. おわりに

本研究では、一様勾配斜面に近い状態の海底から、砕波により浮遊する砂の移動速度を検討した。

以下に本研究で得られた主要な結論を示す。

1) PIVによるケイ砂の沈降速度とRubeyの式より算定した底質の沈降速度は一致し、ケイ砂がPIVの追跡粒子となることが確認できた。また、PIVによる砂の移動速度は、画像解析による砂の移動速度とほぼ一致した。

2) 波1周期にわたる浮遊砂の移動は、まず、先行波により浮遊した砂が、戻り流れによって沖方向に移動する。そして、波が砕波点に接近するにつれて岸向きの流れが強まり、この流れと戻り流れが合流する領域で、新たに砂が浮遊する。その後、新たに浮遊した砂は、先行波により浮遊した砂と合一する。さらに、波の岸側への伝播に伴い砂は移動しながら海底に沈降する。

3) 砕波に伴い浮遊した砂の移動速度には、波動運動に伴う流れが支配的であることが判明した。すなわち、波動運動による流れと砂粒の沈降速度が同方向のときは、両者が互いに強めあって砂の移動速度は水粒子速度より速くなるのに対し、波動運動による流れと砂粒の沈降速度が逆方向ときは、互いに弱め合って砂の移動速度は水粒子速度より遅くなる。

参考文献

- 岡安章夫, 敦賀仁, 松川祐, Nimal Waijyaratna, 片山裕之: 画像解析による斜降渦の特性とその発生分布について, 土木学会, 海岸工学論文集, 第47巻, pp.141-145, 2000.
- 柴山知也, Winyu Rattanapitikon, 岡安章夫: 砕波帯内の浮遊砂量の算定モデル, 土木学会, 海岸工学論文集, 第41巻, pp.431-435, 1994.
- 柴山知也, M. P. R. Jayaratne: 砕波帯内浮遊砂量の評価方法, 土木学会, 海岸工学論文集, 第50巻, pp.451-455, 2003.
- 辻本剛三: 乱流モデルによる砕波点近傍の流れ場の数値計算, 土木学会, 海岸工学論文集, 第44巻, pp.101-105, 1997.
- 鷺見浩一, 兼藤剛: 一様斜面上の砕波に伴う気泡混入特性と砕波点近傍の流れ場に関する研究, 土木学会, 海岸工学論文集, 第51巻, pp.96-100, 2004.