

画像解析を用いた混合粒径の浮遊砂粒度計測

柿木哲哉*・辻本剛三**

本研究は浮遊砂の粒度分布の空間及び時間変化を定量的に明らかにするため、画像解析を用いて浮遊砂の粒度計測を行った。実験は長さ17 mの2次元造波水路を使用し、移動床部分を設け、規則波を作用させて2次元の渦砂漣を形成させた。そのときの浮遊砂の濃度と粒度を計測し、浮遊砂粒度の時間・空間分布特性について調べた。その結果、浮遊砂粒度は時間空間的に波の位相にあわせて変動し、波の位相がゼロアップから峰通過時に粒径の大きな砂が巻き上がることが分かった。なお、浮遊砂の粒度分布は波の周期で時間平均をとると水平方向に様な分布となり、鉛直方向には底面ほど大きくなることが分かった。

1. はじめに

混合粒径を考慮した漂砂移動や地形変化の研究は、佐藤ら(2000)の研究にもあるように、現地観測、振動流装置や大型造波水路を用いた実験、数値実験などがなされ、ある一定の成果が得られている。また、これまでの研究では混合砂の漂砂量を計測する場合、補砂によらなければならなかった。しかし、この方法では浮遊砂を捕捉する装置を水中に投入しなければならず、装置の影響により本来の浮遊状態の混合砂を正確に捕らえることが難しく、そのため面的な浮遊砂の粒度に関する情報を得ることが非常に困難であった。そこで本研究では画像解析を用いて面的に浮遊砂の粒度を計測する方法を提案し、その適用例を報告する。

著者ら(2004)はこれまでに浮遊砂量を定量的に明らかにするため、画像解析を用いて浮遊砂の粒度分布を同時計測できる濃度計測手法の提案を行っている。これは従来の画像解析手法が画像輝度の濃淡から濃度を推定するのに対し、本手法では砂粒子そのものを画像から直接判読し、濃度を推定することを試みたものである。

2. 実験装置

実験は図-1に示す長さ17.0 m、幅0.6 m、深さ0.8 mの2次元造波水路を使用し、造波板から5.5 mの位置より厚さ0.04 m、長さ6.0 mの移動床部分を設け、その岸側端は勾配1/10の斜面に接続している。また、移動床には中央粒径0.28 mmの砂に中央粒径0.14 mmの砂を混合した砂を用い、粒度分布は図-2に示す通りで、中央粒径 D_{50} は0.268 mm、淘汰係数 S_0 は1.349、偏歪度は0.064である。混合する前の中央粒径0.28 mmの単一粒径の砂と、本実験で使用した混合砂の中央粒径にあまり差が出ず、粒径加積曲線もそれほど有意な差は見られな

かった。そこで、図-3に図-2の粒度分布を頻度分布で表したものを示す。横軸が級、縦軸が度数を表している。これを見ると当然、中央粒径付近、0.300 mm~0.425 mmにピークが見られるが、0.150 mm~0.212 mmにも第1のピークの6割程度の大きさのピークが見られることから、混合した中央粒径0.14 mmの特徴も十分持ち合わせている砂であることが分かる。

次に、使用した波は規則波で、周期は1 s、波高は0.09 mとし、水深は移動床の沖側で0.25 m、移動床上で0.21 mとした。図-4は図-1のWG1の波高計で計測した水位変動を表したグラフで、丸印が測定値を表している。また、参考までに実線は実験諸元をもとにストークス波理論の第4次近似解を併記した。

ケースの選定にあたっては種々のケースを試行したが、ここに示すケースはなるべく砂漣形状の3次元性が少なく、水路横断方向に様な形状の砂漣が形成されるようなものにした。また、水路縦断方向にも極端な地形勾配が生じないようなケースであった。

以上の条件の下で可視化断面を作成し、画像解析を行うが、可視化断面の撮影位置は、造波板から8.85 mの地点で、水路のガラス側壁から0.15 m離れた鉛直断面をレーザーシートにより可視化し、水路側方からガラス越しにCCDカメラで撮影した。

また、ここで使用した可視化ならびに撮影システムはPIV用のシステムを用いたので、1/500 s間隔で1ペアの画像が撮影される。また、撮影はペアとペアの間隔を

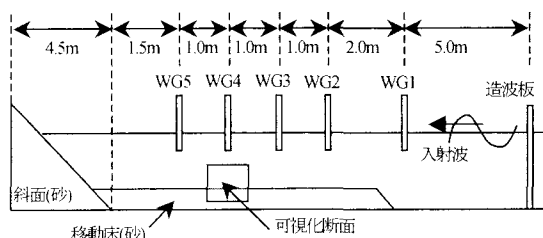


図-1 実験状況

* 正会員 博(工) 神戸市立工業高等専門学校講師都市工学科
** 正会員 工博 神戸市立工業高等専門学校教授都市工学科

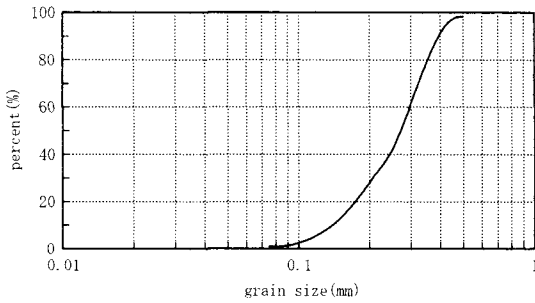


図-2 移動床に用いた砂の粒径加積曲線

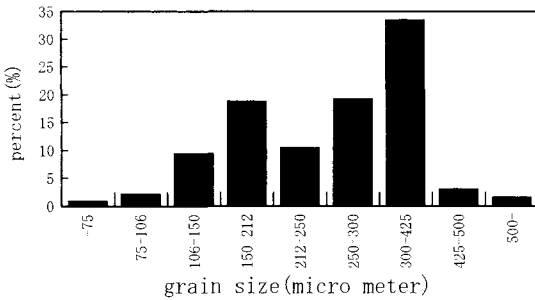


図-3 移動床に用いた砂の粒度ごとの頻度分布

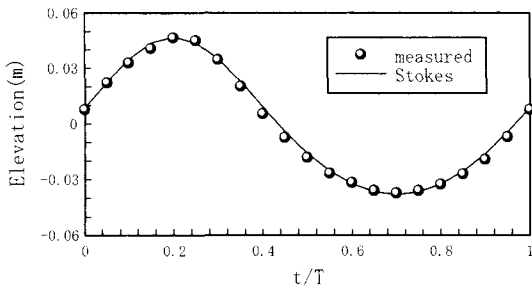


図-4 実験に用いた波の波形

1/15 s とし、メモリ上限の計1900枚 (950ペア) を撮影した。この画像について画像解析を行った。なお、粒度の画像解析には、柿木ら (2004) の方法を用いた。

3. 実験結果

(1) 流れ場

まず、浮遊砂の濃度分布、粒度分布を見るに先立って、流れ場の特徴について述べる。図-5 は画像解析の結果得られた境界層外縁の水平流速 U_∞ で、波 1 周期分の時間変化を表している。なお、このときの水位変動も併記している。図の左側の縦軸が水位変動で、右側の縦軸が流速を表している。横軸は時間で、波の周期 T で無次元化している。これを見ると、流速の変動は水位変動に追従しており、その最大値は波の峰通過時に約 0.1 m/s で、波の谷通過時には -0.087 m/s であった。

次に、図-6 は画像解析の結果得られた流速ベクトル図で、1 周期の平均を取ったものである。これを見ると、波により形成された砂漣の頂部を境にして、両側に渦の対が出来ている。また、流れは砂漣の頂部で上昇方向、砂漣の谷部で下降方向となっている。さらに、図は右側が沖で造波側、左側が岸であるが、砂漣頂部から 2 cm 程度以上は沖向きの流れになっているのが分かる。なお、このときの砂漣形状は波長 $\lambda = 45$ mm、波高 $\eta = 8$ mm、

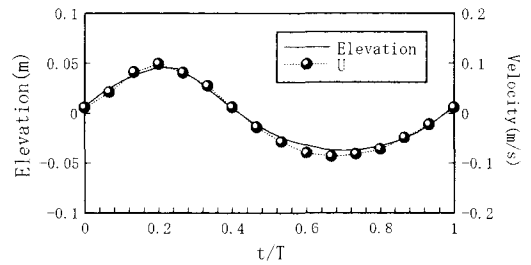


図-5 実験時の境界層外縁の流速

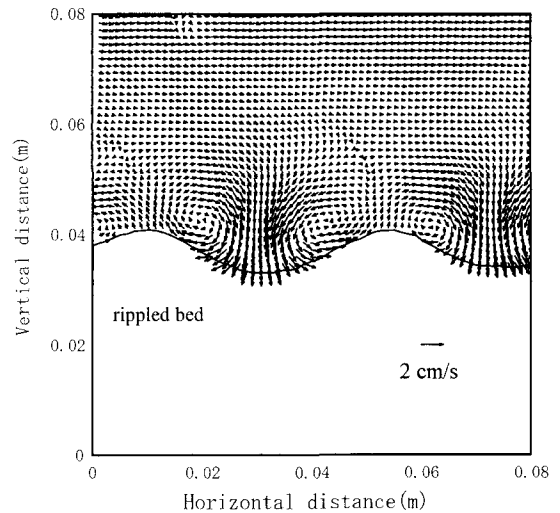


図-6 砂漣と流速ベクトル (1 周期の平均値)

で、やや沖側に歪んだ形状であった。

(2) 濃度場

図-7 は画像解析により得られた 1/15 s ごとの浮遊砂濃度を 1 周期にわたり平均したものである。横軸正の方向が沖向き、縦軸正の向きが鉛直上方である。波状の底面は砂漣で、その上に浮遊砂濃度に応じて等高線を描いている。また、等高線の値に応じて図に白～黒色をつけているが、色の値は図右側の凡例のとおりであり、色が黒いほど大きな値である。濃度の最大値は砂漣の谷の沖側斜面付近に現れており、その値は 1.12 kg/m^3 程度である。ここを中心として水面方向と砂漣の峰方向に濃度

が低減している。

次に、図-7中の岸側の砂漣峰上での浮遊砂濃度鉛直分布を取り出したものが図-8である。図の横軸は濃度、縦軸は底面からの距離を示す。図の黒丸は画像解析による濃度の測定値、実線は「式(1)」に実験で得られる諸元を代入し得られる曲線である。

$$\bar{C} = \bar{C}_0 \exp(-\alpha y) \cdots \cdots \cdots (1)$$

ここで、 $\bar{C}$ は濃度の1周期平均値 (kg/m^3)、 $\bar{C}_0$ は基準点濃度の1周期平均値 (kg/m^3)、 y は底面からの高さ (m)、 α は高さによらない定数である。尚、従来の計測手法であれば基準点濃度を計測することが難しいため、種々の実験式により基準点濃度を決定しなければならないが、本手法では底面近傍まで濃度を計測することが可能であるため、基準点濃度についても実測値を用いた。

これを見ると、底面の砂漣頂部から5 mm~15 mm付近ではややずれるが、大まかにはよい一致を見せるのが分かる。

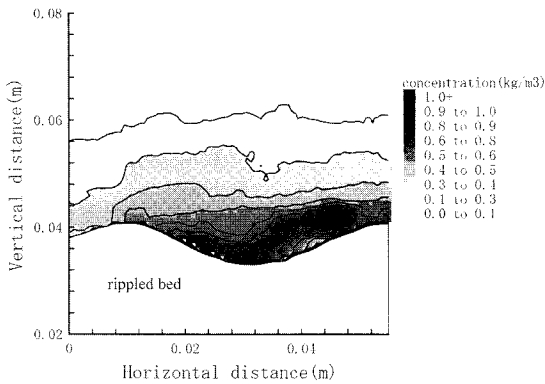


図-7 1周期平均された浮遊砂濃度の空間分布

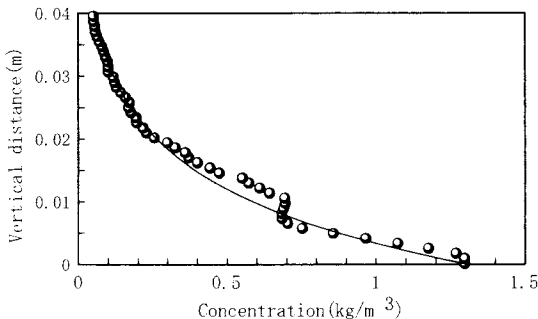


図-8 砂漣峰上の浮遊砂濃度の鉛直分布

(3) 波の代表的な各位相の粒度分布

図-9~図-12は画像解析の結果得られた中央粒径の空間分布で、波の代表的な位相①ゼロアップ、②波の峰、③ゼロダウン、④波の谷のものである。また、横軸正の

方向は沖側で、縦軸正の方向は鉛直上方であり、波は図の右から左方向に入射している。ここでは混合粒子の粒度分布を代表するものとして中央粒径 D_{50} を用いた。したがって、図の濃淡およびコンターは中央粒径の空間分布を表している。また、粒径の単位はmとしている。

中央粒径を計算する場合、ある一定の有限領域において粒度分布を計算し、中央粒径を計算する必要があるが、ここでは試行錯誤的に3~5 mm四方の領域で粒度分布ならびに中央粒径を計算した。

まず、図-9のゼロアップから図-10の波の峰通過時に向けて粒度が上昇する。特に砂漣の谷の沖側の斜面には

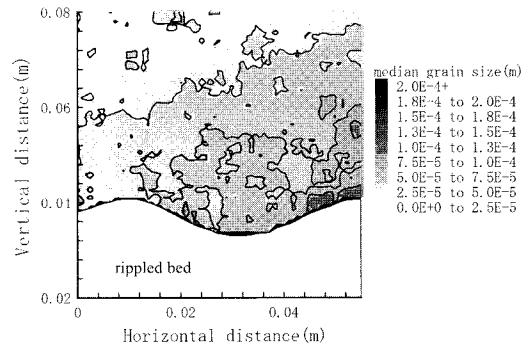


図-9 浮遊砂粒度分布(波の位相はゼロアップ)

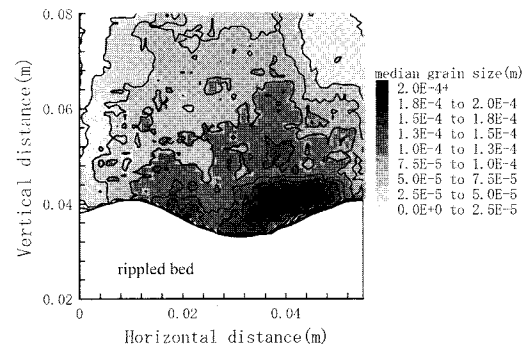


図-10 浮遊砂粒度分布(波の位相は峰)

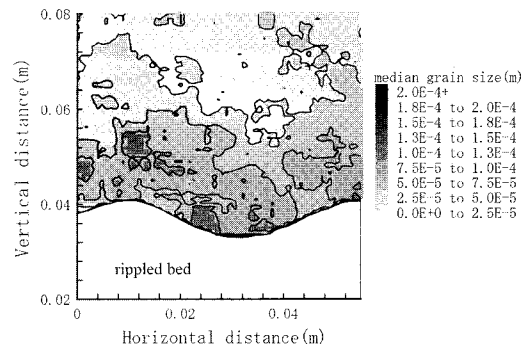


図-11 浮遊砂粒度分布(波の位相はゼロダウン)

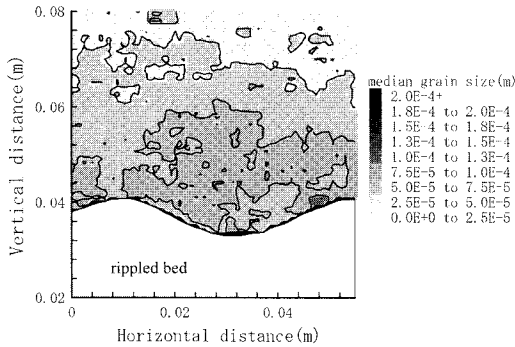


図-12 浮遊砂粒度分布(波の位相は谷)

粒度の大きい粒子が集まるようになり、その大きさは最大値で0.27 mm 程度である。これはこの砂漣の谷を挟むように左右から上昇流が生じ、このとき図の右側にある砂漣の沖側斜面で掃流された底質が、砂漣を越える岸向きの流れにより巻き上げられ、図中央の砂漣の谷に流れ込んだことによるものと考えられる。波の峰通過後、浮遊した砂は岸向きに移流される。その後、ゼロダウンが近づくと流れは沖向きに反転するが、このとき巻き上げられ移流していた砂が戻ってくる。その様子が図-11中の図左側の岸側の砂漣頂部に見られる。また、砂漣の谷の岸側斜面には粒径の大きな砂が見られるが、これは流速が低下したために粒径の大きな粒子は沈降したものと考えられる。ゼロダウン通過後、図-12に示す波の谷付近では沖向きに浮遊砂は移流され、図右側の砂漣の岸側斜面に粒径の大きな砂が沈降する。

(4) 周期平均された浮遊砂粒度の空間分布

図-9～図-12により、浮遊砂の粒度の空間分布は時々刻々変化しているのがわかったが、実際に漂砂量を算定するときにはこれらの瞬間的な値を使うことはしない。そこで、平均的な浮遊砂粒度の空間分布についても調べるため、各瞬間値をもとに波1周期で平均したものを図-13に示す。なお、軸の属性は図-9～図-12と同様である。

これを見ると、粒度分布の空間分布は瞬間瞬間ではかなりばらつきがあったにもかかわらず、周期平均してしまうと、底面から水面方向に一樣に粒度が低減していくのが分かる。特に、図の縦軸0.05 m から上方では水平方向のばらつきがあまり無いことがわかる。ただ、砂漣の谷部の沖側には局所的に粒度の高い部分が存在する。

(5) 周期平均された各粒径ごとの浮遊砂濃度

次に、前項で求めた粒度の定常場が、粒度ごとにどのような構成になっているのかを調べるため、図-14～図-18に粒度ごとに周期平均された浮遊砂濃度の空間分布を示す。図-14は中央粒径が0.1 mm 以下の砂粒子のみの濃度分布、以下、順に図-15は0.1 mm～0.2 mm、図-

-16は0.2 mm～0.3 mm、図-17は0.3 mm～0.4 mm、図-18は0.4 mm～0.5 mmの結果である。

まず、図-14を見ると、中央粒径が0.1 mm 以下の浮遊砂の濃度分布は砂漣の谷全体に広範囲に渡って分布しているのが分かる。次に、中央粒径が0.1 mm～0.2 mmの浮遊砂の濃度分布は図-14よりも分布する範囲が底面方向に狭くなっているのが分かる。さらに、図-15, 16, 17と粒径が粗くなるにつれてその存在領域が底面付近に集中するようになり、しかも底面付近では岸側よりも沖側のほうが濃度が高くなる傾向がある。図-18の0.4

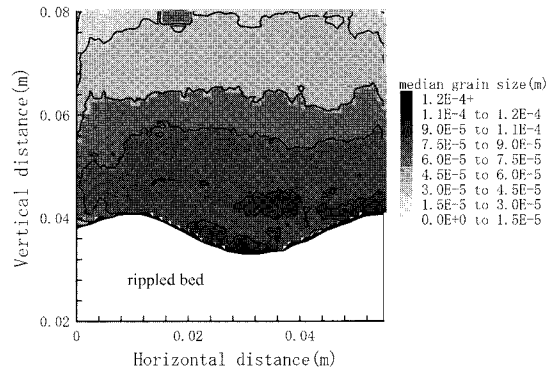
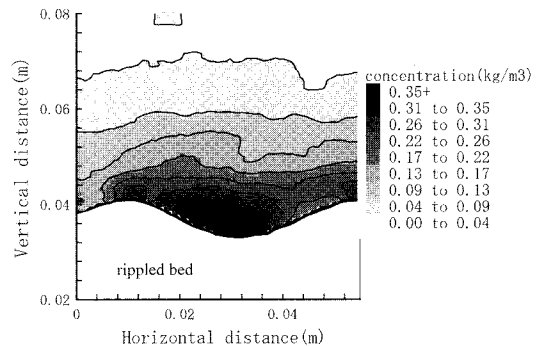
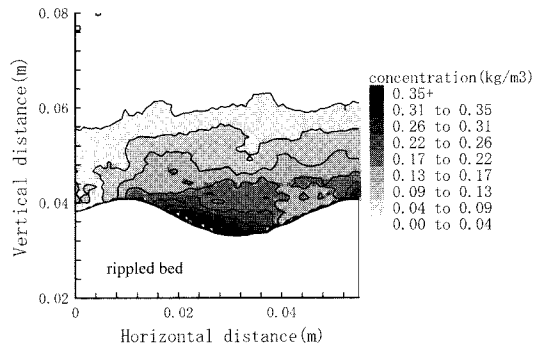
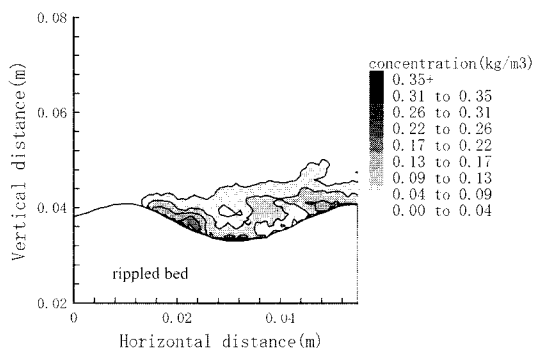
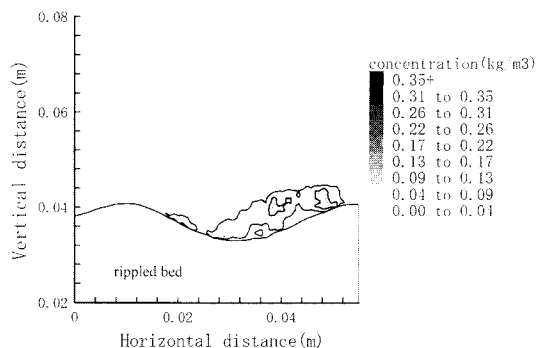
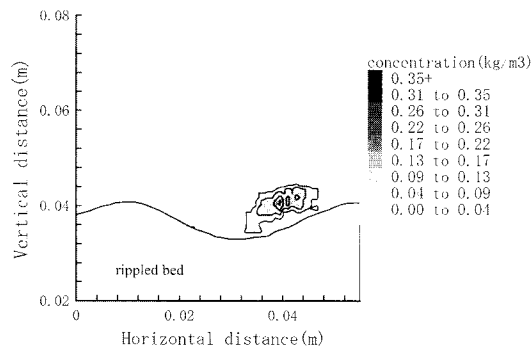


図-13 周期平均された浮遊砂粒度の空間分布

図-14 浮遊砂濃度 ($d=0.0$ mm～0.1 mm)図-15 浮遊砂濃度 ($d=0.1$ mm～0.2 mm)

図-16 浮遊砂濃度 ($d=0.2\text{ mm}\sim0.3\text{ mm}$)図-17 浮遊砂濃度 ($d=0.3\text{ mm}\sim0.4\text{ mm}$)図-18 浮遊砂濃度 ($d=0.4\text{ mm}\sim0.5\text{ mm}$)

mm $\sim$ 0.5 mm の結果をみると、砂漣の谷の沖側斜面から砂漣頂部に偏って集中しており、砂漣の頂部付近には粒径の大きな砂が集まることが分かる。

4. 結 論

本研究は浮遊砂の粒度分布の空間的及び時間的変化を定量的に明らかにするため、画像解析を用いて浮遊砂の粒度計測を行った。その結果を要約すると次のようになる。

- (1) 本手法で計測された浮遊砂濃度の鉛直分布は従来型の実験式とよい一致をした。
- (2) 浮遊砂粒度は時間空間的に波の位相にあわせて変動し、波の位相がゼロアップから峰通過時に粒径の大きな砂が巻き上がることが分かった。
- (3) 浮遊砂の粒度分布は波の周期で時間平均をとると水平方向に一樣な分布となり、鉛直方向には底面ほど大きくなることが分かった。
- (4) 周期平均された各粒径毎の浮遊砂濃度を調べた結果、砂漣頂部付近には粒径の大きな砂が集まることが分かった。

参 考 文 献

- 柿木哲哉・辻本剛三(2004)：浮遊粒子の粒度及び粒度分布の同時計測に関する基礎的研究，海岸工学論文集，第51巻，pp. 1446-1450。
- 佐藤慎司・田中正博・樋川直樹・渡辺晃・磯部雅彦(2000)：混合砂の移動機構に基づくシートフロー漂砂量算定式の提案，海岸工学論文集，第47巻，pp. 486-490。
- 田中仁・片山裕貴・加賀正之・須賀堯三(1988)：混合砂海岸における漂砂量則，第35回海講論文集，pp. 307-311。
- De Meijer R. J., J. Bosboom, B. Cloin, I. Katopodi, N. Kitou, R.L. Koomans, F. Manso(2002)：Gradation effects in sediment transport, Coastal Eng. Vol.47, pp. 179-210。
- Ribberink J. S., I. Katopodi, K. A. H. Ramadan, R. Koelewijn and S. Longo(1994)：Sediment transport under(non) - linear waves and currents, Coastal Eng. 1994, pp. 2527-2541。
- Sleath J. F. A. (1984)：Sea Bed Mechanics, Wiley Interscience, 335p。
- Sleath J. F. A.(2002)：Pickup from rippled beds in oscillatory flow, J. Waterway, Port, Coastal, and Ocean Eng. Nov. 2002, pp. 228-248。