

II-23

砕波帯内の砂質底面の3次元的侵食と浮遊砂について

北海道大学大学院 学生員 森 憲広
 北海道大学大学院 学生員 渡部 靖憲
 北海道大学工学部 学生員 稲垣 啓
 北海道大学工学部 正員 佐伯 浩

1.はじめに

戻り流れは波自体の質量輸送に起因し、砕波後の波の運動に影響を与える。漂砂問題の観点から考えれば、戻り流れ自体の砂の輸送への影響だけでなく、流れと砕波によって生成された乱れの干渉による流速場の変化により砂の浮遊にも影響を与える可能性がある。一方、実海域においては、向岸流と離岸流が平面的に分布しており、実験水槽における戻り流れは必ずしも実海域に対応していない。この点を比較する意味においても、戻り流れが砕波帯内に与える影響を調べることは重要である。砕波帯内では、jetの突入により3次元的大規模渦構造が形成されていることは以前から指摘されている。(日野ら,1983) こうした3次元乱れはこの領域の時間平均流にも3次元的效果を与える(渡部ら,1996)。

砕波帯内では、流速の増加と高歪みの大規模渦の生成により海底面の砂は浮遊させられ易くなるため、漂砂を予測するために多くの研究が為されてきた。その浮遊メカニズムは濁度計等によって計測された濃度時系列を用いて調べられてきたが特に浮遊砂が顕著となるPlunging Breakerにおいては空間的に流速分布が大きく異なるため、浮遊砂の輸送の時空間特性を明らかにする必要がある。

本研究は、砕波帯内における流れと乱れの関係及び3次元性を調べ、戻り流れが海底面上の砂の侵食速度に与える影響を考察するものである。また、砕波時に生成される大規模渦構造が砂を浮遊させ、砂の移動速度を動画像処理により解析し、それらの関係を調べた。浮遊砂において大規模渦が海底面に与えるせん断力は重要であるが、本研究では、このせん断力分布を数値シミュレーションによって計算し、その特性を調べている。

2.実験装置

実験水槽は、全長24m、幅60cmの二次元水槽であり、ピストン式造波装置が設置してある。造波装置の前面に1/10勾配で延長1mの傾斜板を設置し、5mの水平部をはさみ延長12m、勾配1/60の斜面を設定し水路終端に透過性消波工を設置してある。入反射分離のために水平部に容量式波高計2本、砕波帯内に位相平均のための波高計及び流速計を設置した。また、戻り流れ及び砕波後のset upを制御するために水路の両端を結ぶ塩化ビニールパイプを底面下に埋設した。この還流パイプの蓋を開閉することにより流れを制御することができる。本研究で使用した3次元アコースティックドップラー流速計は、L.D.V.と比較して精度は高くないが容易に3次元流速を計測することができる。流速は図1に示すように、鉛直方向に2cm間隔、水平方向に砕波前は

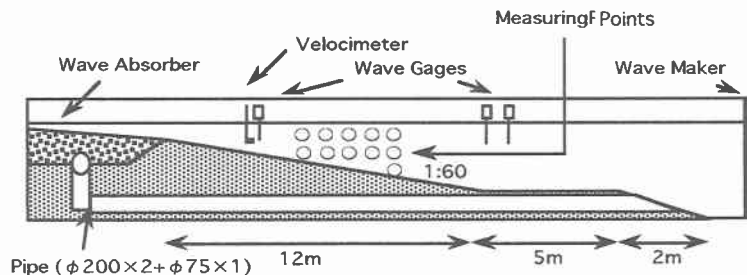


図1 実験装置

Study on On the three-dimensional erosion of sandy bottom and the suspension of sand in the surf zone
 by Norihiro MORI, Yasunori WATANABE, Kei INAGAKI and Hiroshi SAEKI

4cm間隔で碎波後は2cm間隔で計測した。また、流速及び水位変動のデータはサンプリング間隔40msecで計測されている。海底砂の侵食実験においては、傾斜底面にわたって、5cm厚の砂を敷いた。砂は7号珪砂で、直径0.15mmである。また、造波開始前には、底面を平らにしている。底面形状は、超音波式の変位計によって測定している。

また、画像処理においては、高速度ビデオカメラによって毎秒125コマで撮影し、解析は320*240画素をグレースケールに変換し行った。

3.実験結果

図2は、静水位以下4cmにおける時間平均直交流速 v (水槽奥行き方向)の分布を表している。この時の波は碎波水深13cm,碎波波高12cm,周期1.2秒であり、碎波形態はSpilling Breakerであった。

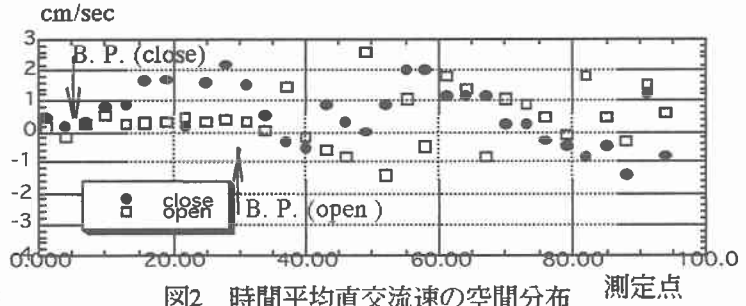


図2 時間平均直交流速の空間分布

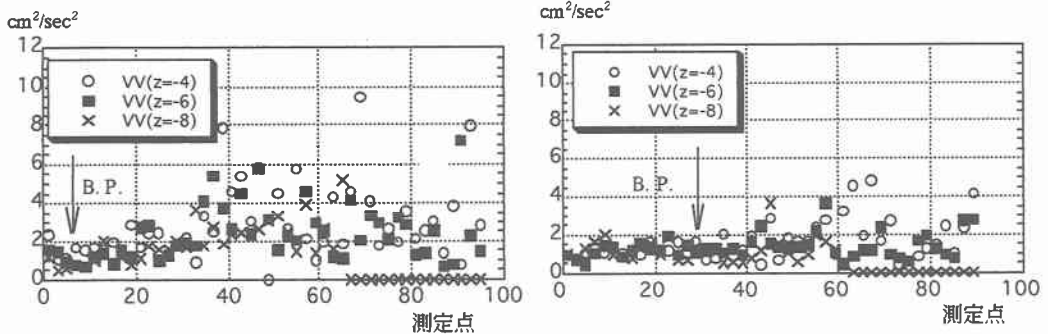
図2より、碎波直後から、直交流速が変化し始め、空間的に振動する結果が表れており、3次元的な流速場となっているのがわかる。日野ら(1984)が指摘したような碎波後の3次元的な組織的渦構造が、2次元水槽内のスケールの碎波に対してその効果として3次元な定常循環流を発生させている可能性がある。特に、環流パイプ封鎖時において波長程度の規模で明確に振動しているが、これは流れと乱れの干渉の効果と考えられる。

また、図3は、位相平均された流速の直交成分エネルギーの空間分布を表している。ここで(a)は環流パイプ封鎖時、(b)は開放時の結果である戻り流れを制御しない(a)のほうがそれぞれの水深において大きなエネルギーを持ち両者においてその空間分布も異なるのがわかる。この結果から岸沖方向の流れの存在が碎波帯内の流速場の3次元性に寄与しているのがわかる。こうした戻り流れの存在による流速場の変化は海底の砂移動に影響を与えている可能性がある。

次に、造波水路底面に珪砂を敷き、戻り流れの有無による、海底の侵食状況を比較すると併に前述した考察を検証している。

図4はそれぞれ、環流パイプ封鎖時、開放時の造波開始から30分後の碎波帯内の底面地形侵食分布である。この時、斜面勾配は1/30であり、波は周期1.2秒、碎波波高10cm、碎波水深15cmである。また碎波形態はSpilling Breakerである。

環流パイプ封鎖時の図4(a)より側壁付近が大きく侵食され水路中心付近も侵食された3次元的底面形状分布



(a) 環流パイプ封鎖時

(b) 環流パイプ開放時

図3 流速の直交成分エネルギーの空間分布
($H_b = 12\text{cm}$, $h_b = 13\text{cm}$, $T = 1.2\text{s}$)

になっているのがわかる。また、砕波点より沖側に砂が堆積していることから、戻り流れにより侵食された砂が沖側に運ばれたと考えられる。また環流パイプ開放時についても同様に3次元的地面侵食をしているが、環流パイプ封鎖時と比較すると、岸側に砂が堆積しているのがわかる。これは環流パイプを開放したことにより戻り流れが抑制されたためと考えられる。側壁付近の侵食に関して、環流パイプ封鎖時の方が開放時より約1.2倍の侵食速度を持ち、侵食面積も封鎖時の方が大きいことも確認でき、なお最大侵食量は両ケースにおいてほぼ同じであった。浮遊砂が顕著となるPlunging Breakerにおいては、さらに大きな違いが予想される。

図5は、それぞれ環流パイプ封鎖時、開放時の造波開始から6分後の砕波帯内の底面形状地形侵食分布である。この時斜面勾配1/30、波は、周期2.4秒、砕波波高13cm、砕波水深14cmであり、砕波形態は、Plunging Breakerであった。図5より砕波時に激しい大規模渦を伴うため、ジェットの着水点近傍に大規模な侵食が発生しており、側壁付近を中心とした顕著な3次元の侵食及び水槽の中央部の堆積が見られる。この時の最大侵食量は、環流パイプ封鎖時の方が1.4-1.7倍大きく、どの分布も封鎖時では極端に側壁付近に侵食が集中する。砕波によって3次元性を持った流速場にとって側壁を持つ2次元水槽は特殊な空間と考えられるが、戻り流れの制御の違いだけで図4.5に示すような侵食分布及び侵食速度が大きく異なることは明らかであり、砕波による乱れと流れ及び地形侵食には関係があると考えられる。さらに、これらの結果は実海域において、離岸流の存在と海底地形分布の関係を結びつける目的においても基礎的データとして有効と考えられる。これらの実海域の現象と結びつけるためにさらに浮遊砂の挙動を調べていく必要がある。

次に、浮遊砂の時空間特性について調べていく。浮遊砂の移動過程を調べるとき、現在まで濁度計等によって計測された時系列データを元に多くの研究が為されてきたしかし砕波後の流速場は波の進行に伴って大きく変化していくため、砂の浮遊及び移動過程の空間分布を知る必要がある。本研究では、これを動画画像処理によって試験的に解析し、その適用性を検証していく。動画画像処理法は渡部ら(1995)と同一の方法を採用している。この解析法は通常流体内に混入させた中立粒子の画像濃度を追うものであるが、浮遊

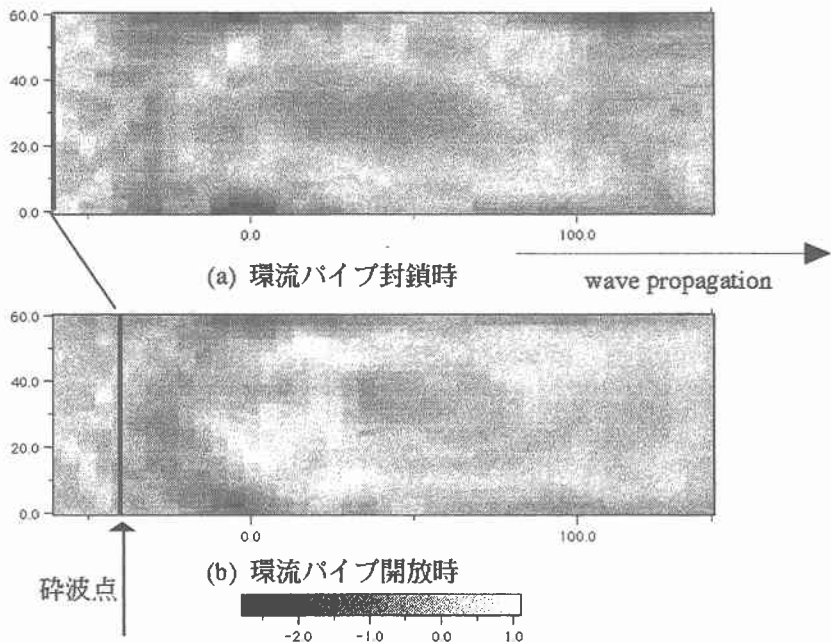


図4 底面地形侵食分布 (Spilling Breaker, 造波開始後 30 分)
 $(H_b = 10\text{cm}, h_b = 15\text{cm}, T = 1.2\text{s})$

砂の存在による濃度分布の変化が撮影することができれば、中間的尺度として画素内の平均濃度を追うことで浮遊砂の移動速度を評価できると考えられる。

図6はplunging point付近における(A)浮遊砂速度ベクトル(B)画像濃度分布を示している。この時の波は図4の波浪諸元と同一である。図中の(1)-(3)はそれぞれ連続した位相を示し、それぞれの時間間隔は0.16秒である。また、jetの突入の伴う気泡の混入と浮遊砂の区別は(B)によって確認する必要がある。(A,1)において浮遊砂はjet近傍の早い流速と共に波の進行方向へ移動し、位相(A,2)では生成された大規模渦によって底面近傍の砂が巻き上げられている。位相(A,3)においては大規模渦の直下において底面砂が浮遊し、図の中央部あたりでは浮遊砂が下降しているのがわかる。これは砂の沈降速度の現れていると考えられる。

これらの結果は砂の濃度分布の識別不可能であった欠測点が多いため、この問題への画像処理の適応性には課題があると言えるが、大まかな傾向はとらえることは可能と考えられる。今後、気泡と砂との識別やデジタルフィルターによる画像濃度の操作による画像処理の高精度化は可能と考えられる。

砕波帯内の砂の浮遊の原因となるのが大規模渦によるせん断力である。砂の浮遊機構を調べる上で外力としての底面におけるこのせん断力の評価は重要であるが、この領域では実験的な流速の計測が困難であるため現在まで難しいとされてきた。著者等は高精度数値スキームを使った計算法により、大規模な砕波に対する流速場をほぼ再現することに成功した。本研究では、座標系を傾けることで底面勾配に対応させ、底面に働くせん断力を計算した。図7はその結果の一例である。この手法により外力としてのせん断力を評価し、浮遊砂の巻き上げ機構を今後明らかにしていく。

4. 結論

。戻り流れが砕波後に与える流速を考察した。一般に2次元的な分布を持つと考えられる戻り流れは、砕波帯

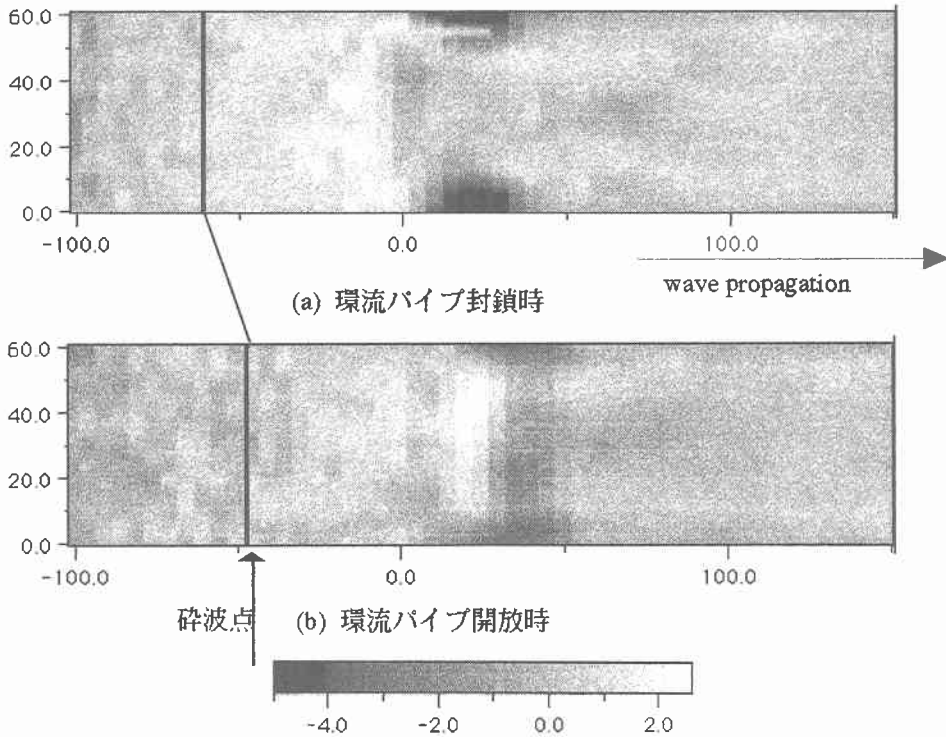
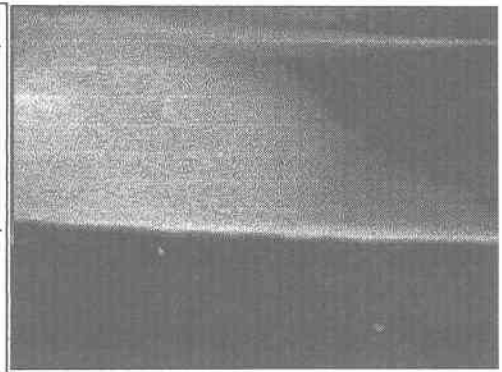
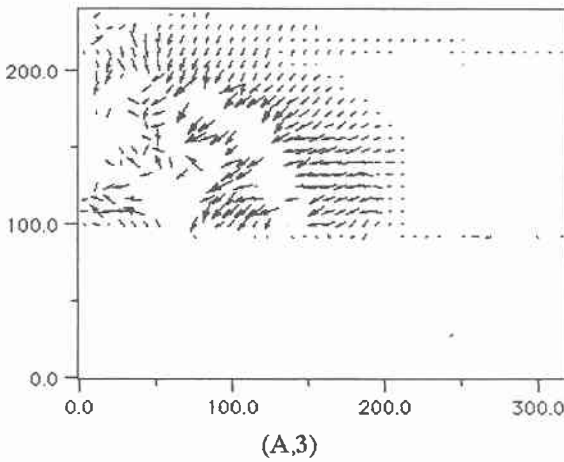
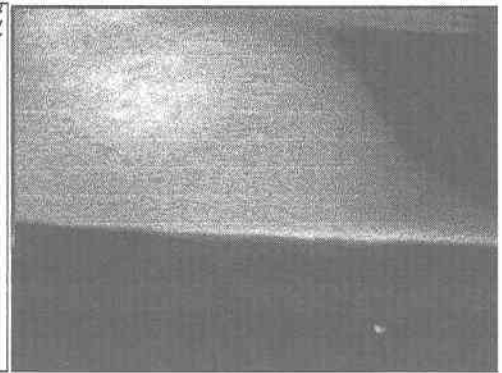
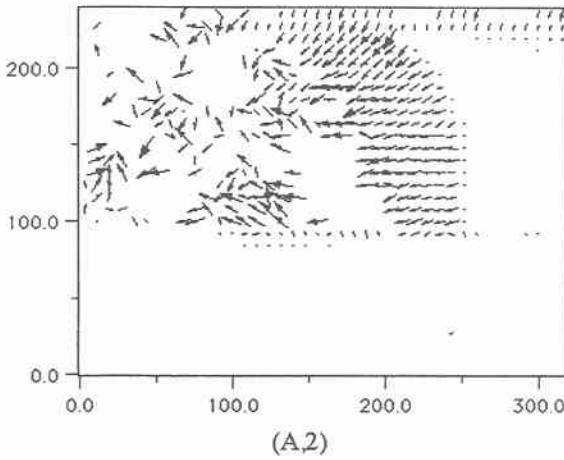
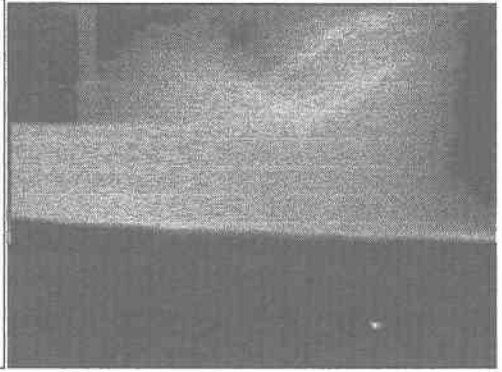
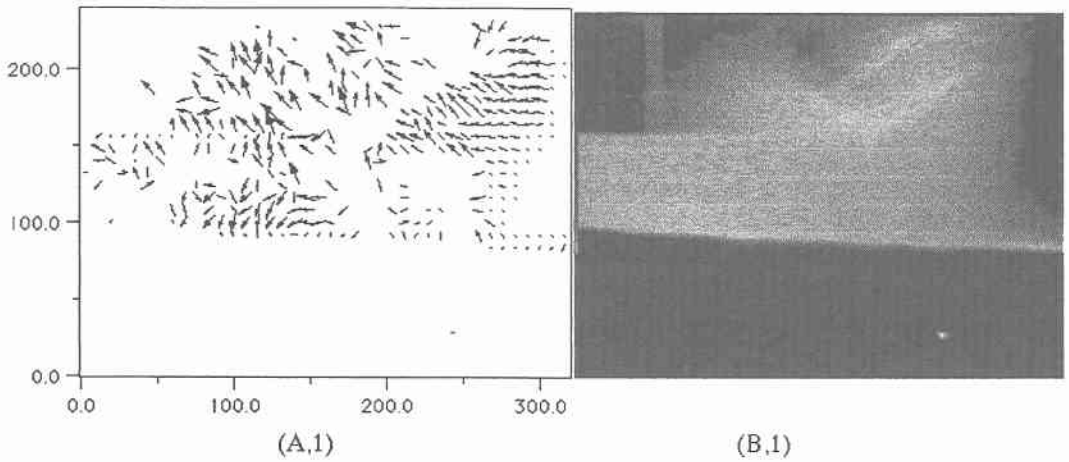


図5 底面地形侵食 (plunging Breaker, 造波開始後6分)

($H_b = 13\text{cm}$, $h_b = 14\text{cm}$, $T = 2.4\text{s}$)



→ = 9.000e+00

(a) 浮遊砂速度ベクトル

(b) 画像濃度分布

図6 画像処理結果 (plunging pint)

($H_b = 13\text{cm}$, $h_b = 14\text{cm}$, $T = 2.4\text{s}$)

内の流速場への3次元性に寄与する。

- 。こうした時間平均流は海底部の侵食速度を増加させ、2次元水路で側壁付近の侵食を中心とした3次元的地形侵食変化に寄与する。
- 。これらの結果と実海域における離岸流と海底地形の関係を調べていく必要がある。
- 。動画処理により浮遊砂の移動速度を試験的に解析した。
- 。この解析により浮遊砂の大まかな運動はとらえることが可能であることがわかった。しかし現実的な適用を考えればさらに高精度化をする必要がある。

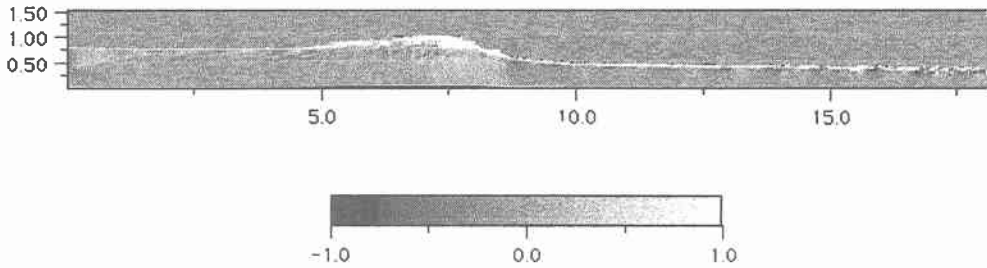


図7 シミュレーションによるせん断力分布

参考文献

- 波部 靖憲、森 憲広、黒木 幹男、佐伯 浩;砕波帯内における流れと流体の乱れに関する考察;海洋開発論文集,pp37-42,1996
- 波部 靖憲、佐伯 浩;画像処理による砕波帯内の運動機構に関する考察;第42回海工論文集,pp116-120,1995
- 日野 幹雄、瀬岡 知夫、小俣 篤;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36回海工論文集,pp1-5,1984