

海浜の平衡断面の相違による浮遊砂濃度と流れ場の関係に関する研究

鷺見浩一¹・兼藤 剛²・植松達也³

本研究では、移動床実験を実施して入射波の碎波に伴う浮遊砂濃度の時空間分布を、中間型と侵食型の 2 つの平衡断面において検討した。さらに、波内部の速度場と浮遊砂濃度の分布形態を関連づけて考究した。その結果、碎波時の浮遊砂濃度分布は、中間型ではバーとトラフから約半波長沖側のくぼみ、侵食型ではバーとバーから約半波長沖側のくぼみにおいて、高濃度の砂が浮遊することを確認した。この浮遊砂の高濃度域の移流・拡散には、波内部の流れが支配的であることが判明した。また、オイラーの方法による浮遊砂濃度の変動は、水面変動と同調するように変化した。そして、浮遊砂濃度のピークは水位のピークより、ある一定の位相差の遅れをもって出現することが明かとなった。

1. はじめに

碎波時の波内部では、波峰前面に水平渦が発生し、波頂部後方には斜降渦が出現する。これらの渦と流れの乱れにより、巻き上げられる底質は、掃流漂砂量よりも多量である。したがって、碎波に伴う底質の浮遊は、海岸侵食を支配する重要な因子である。碎波帯内での底質の浮遊現象については、多くの研究が行われ、岡安ら(2000)が、斜降渦の海底面への到着が底質の移動に大きく影響することを実験的に確認している。碎波乱流下においては、渡部ら(2003)が 3 次元的な底質の巻き上げについて詳細に検討している。また、浮遊砂濃度に関しては、柴山ら(1994, 2003)が、底質を浮遊させる起動力によって碎波帯内を 3 つの要素に分割し、各要素における水深方向の浮遊砂濃度の分布を、基準点濃度と拡散係数を用いて定量的に推定する方法を提案している。これらの研究から、底質の浮遊現象や浮遊砂濃度の鉛直分布に関しては、重要な知見が得られている。しかし、碎波による浮遊砂濃度の時空間分布を検討した研究や、海浜の平衡断面の相違による浮遊砂濃度の分布特性について考察した研究は、少数である。したがって、波の伝播に伴う碎波帯内での浮遊砂濃度の時空間分布については、不明な点が多い。

本研究では、入射波の碎波に伴う浮遊砂濃度の広範囲におよぶ時空間分布を、中間型と侵食型の 2 つの平衡断面において究明する。さらに、波内部の速度場と浮遊砂濃度の分布形態を関連づけて考究する。

2. 水理実験と数値計算

本研究では、平衡断面の相違による浮遊砂濃度の時空

間分布を解明するための移動床実験、および波内部の速度場と浮遊砂濃度分布を関連づけて検討するための $k-\epsilon$ 乱流モデルによる数値計算を実施した。

(1) 浮遊砂の濃度分布を究明する実験

実験は、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 18.0 m, 幅 0.7 m, 高さ 1.0 m)を用いて行った。水深 $h=40$ cm の水槽内に、外枠をアクリル板で作成した一様海底勾配(勾配 $\tan \beta=1/10$, 長さ 4.8 m, 幅 0.7 m, 高さ 0.48 m)を設置した。海底勾配の内部にはケイ砂(中央粒径 $d_{50}=0.3$ mm)を敷き詰めた。実験波は波高 $H_I=6.0$ cm, 周期 $T=0.8$ s と $H_I=8.0$ cm, $T=0.8$ s の 2 種類の規則波とした。碎波形式は、それぞれ Spilling 碎波と Plunging 碎波の中間の性質を持つ Spilling-Plunging 碎波(以下に S-P 碎波とする)と Spilling 碎波である。堀川ら(1975)による海浜の平衡断面形状を分類する無次元係数 C は、S-P 碎波で中間型(タイプ II)の $C=7.4$, Spilling 碎波で侵食型(タイプ I)の $C=9.8$ である。浮遊砂濃度の測定は、一様斜面上に実験波を造波し、海浜形状が

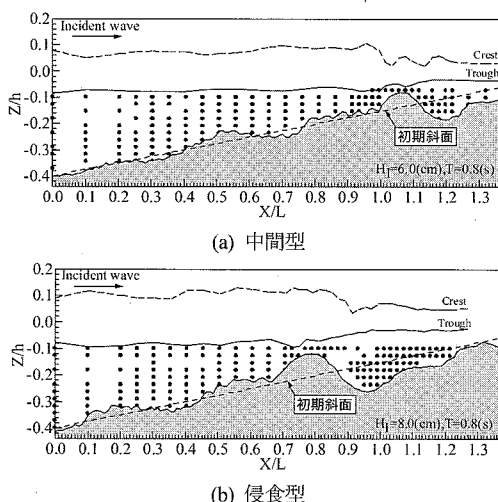


図-1 浮遊砂濃度の計測点

1 正会員 博(工) 金沢工業大学助教授 環境・建築学部 環境土木工学科
2 正会員 修(工) (株)国土開発センター 技術開発研究所
3 学生会員 金沢工業大学大学院 工学研究科 環境土木工学専攻

平衡断面に漸近した後に行った。浮遊砂濃度の計測には、光ファイバー径が2 mmの光学式濁度計（KENEK製：PMT5-50）を用いた。計測対象波は、造波機の始動から第9波目～第13波目の波とし、光学式濁度計により100 Hzの時間間隔で濃度のデータを収集した。

測定範囲は、図-1に示すように水深16 cmの静水面を原点として、水平方向は原点から岸側に135 cm、鉛直方向は波谷レベル以深から砂面の1 cm上方とした。なお、図中の破線と実線は、それぞれ波峰と波谷のレベルを、黒丸は計測点を示す。計測点の間隔は、岸沖方向に碎波点近傍で2 cm、水深方向に1 cmとした。このときの計測点の総数は、中間型と侵食型の両平衡断面で、それぞれ約170点となる。また、水路側方に高速度カメラ（デジモ製：VCC-H1000B）を設置して、撮影間隔 $\Delta t = 1/250$ sで浮遊砂の移動状況を記録した。濃度の測定と同時に、容量式水位計で水面変動も計測した。後述の図-2, 3, 7で用いた浮遊砂濃度と水位の値は、造波開始後の第9波目～第13波目までの5波による位相平均値を採用した。

(2) バー型海底地形を考慮した流速場の数値計算

砂の分布形態と波内部の流速分布を関連づけて考究するために、自由界面の解法としてMARS (Multi-interface Advection and Reconstruction Solver) 法を採用した標準 $k-\epsilon$ 乱流モデルにより、碎波の数値計算を行っ

た。功刀 (1997) によるMARS法は、VOF法の特徴である質量の完全な保存性を保ちつつ、その欠点である界面勾配の輸送の不正確性を、計算格子内の界面勾配を1次関数で近似するline-segment関数の導入により、改良した計算手法である。実際の計算では、入力波条件と計算領域を実験と同じ諸元で設定し、水深データには実験から得た地形情報を与え、バー型地形を考慮した速度場を算定した。

3. 浮遊砂の濃度分布

(1) 中間型平衡断面における浮遊砂濃度の時空間分布

碎波に伴う中間型断面の浮遊砂濃度の実験結果を図-2(a)～(f)に示す。図中のハッチ部は浜の平衡縦断面形状を、破線は造波開始前の初期斜面を、白丸の中心は容量式水位計で計測した水面の座標を示す。波は、バーの沖側近傍域に到達したときに、水深の急激な減少により碎波する。入射波が碎波するときの時刻は、 $t/T = 0.6625$ である。なお、時刻 t は図示領域内の $X/L = 0.5$ に計測対象波の波頂が到達した時刻を基準としている。

図-2より、中間型地形での碎波に伴う浮遊砂濃度の空間的な分布特性を確認することができる。図-2(a)は、トラフから約半波長沖側のくぼみ ($0.6 \leq X/L \leq 0.75$, 以下に凹部とする) の沖側地点 ($X/L \approx 0.53$) に波頂が接近した時刻の浮遊砂濃度の空間分布である。バー近傍

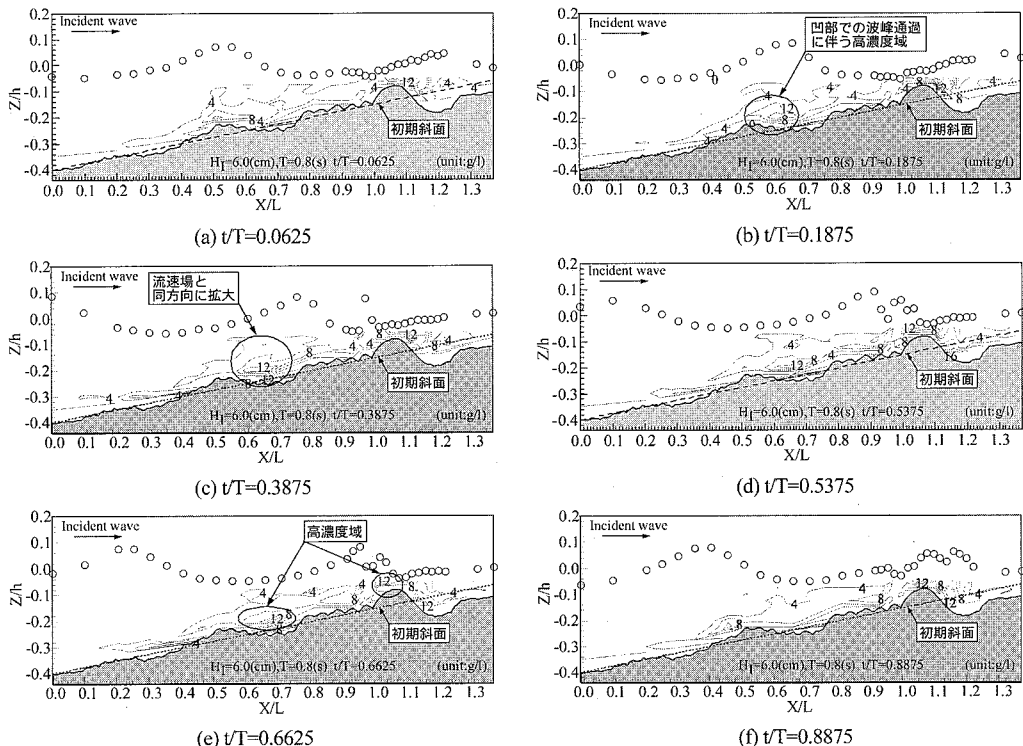


図-2 中間型断面における浮遊砂濃度の空間分布

域においては、約 12 g/l の高濃度の浮遊砂が確認できる。 $0.5 \leq X/L \leq 0.6$ の波峰中心部が到達した区域では、底面から約 6.4 cm の波谷レベルの近傍まで砂が浮遊している。図-2(b)では、波峰が凹部領域に到着し、図-2(a)の $0.5 \leq X/L \leq 0.65$ で約 $4 \sim 8 \text{ g/l}$ であった濃度が、約 12 g/l まで上昇している。図-2(c)は、波峰中心部が凹部を通過後、波頂が $X/L \leq 0.75$ に到達した時刻の濃度分布を示している。波峰の通過に伴って、 8 g/l 以上の高濃度域が、波の進行方向に拡大していることが判る。図-2(d)は、砕波直前の浮遊砂濃度の分布を示している。バー周辺域と凹部の底面周辺では、高濃度に浮遊した砂が確認できる。図-2(e)は、砕波時の浮遊砂濃度の空間分布を示している。砕波時の浮遊砂濃度は、 $X/L \geq 0.4$ の比較的水深の浅い領域では、凹部の底面周辺とバーの上部、ならびにバーの岸側斜面近傍で約 12 g/l の高濃度の砂が浮遊している。バーと凹部の中間の領域の $0.76 \leq X/L \leq 1.0$ においても約 8 g/l の底質流動層が確認できる。また、 $X/L \leq 0.6$ では、水表面の近くにまで約 4 g/l の砂が浮遊している。一方、 $X/L \leq 0.4$ の比較的水深の深い領域では、海底面近傍で約 4 g/l 以下の低濃度の掃流漂砂が確認できる。図-2(f)は、砕波後の浮遊砂濃度の空間分布である。バー周辺では、砕波時とほぼ同じ約 12 g/l の砂が浮遊している。凹部の底面近傍では、浮遊砂濃度が砕波瞬時から約 4 g/l 減少し、約 8

g/l となっている。これは、砕波後の時刻において、計測波の波谷が凹部を通過していることから、波頂部後方で沖側に斜め下方向に発生する流れにより、底質の沈降が促進されたものと考えられる。さらに、トラフの最深域周辺では、約 12 g/l の高濃度の浮遊砂域の出現している。このトラフでの高濃度域の発生には、バー岸側斜面において斜面の接線方向に、岸向きに発生する流れと斜面の間に生じるせん断力の増加や、砕波後の流速の変動成分などが寄与しているものと考えられる。また、 $0.4 \leq X/L \leq 1.0$ で発生するシートフローの底質流動域においては、波峰通過時には濃度の増加、波谷通過時には濃度の減少のように、入射波の伝播する過程によって、浮遊砂濃度の分布状況が変化することが明かとなった。

(2) 侵食型平衡断面における浮遊砂濃度の時空間分布

侵食型平衡断面における浮遊砂濃度の空間分布の実験結果を図-3(a)～(f)に示す。入射波が砕波するときの時刻は、 $t/T=0.2375$ である。なお、時刻 t の基準は図-2と同様である。

図-3(a)は、 $X/L \leq 0.55$ に波峰中心部が接近した時刻の浮遊砂濃度の空間分布である。バーから約半波長沖側の凹部 ($0.3 \leq X/L \leq 0.45$) の底面近傍とバー上部にて、約 12 g/l の高濃度の浮遊砂が確認できる。図-3(b)は、波峰前面の勾配が最も急となり、波頂の前後で波形が極めて非対称であり、図-3(a)の波高と比較して、波高が

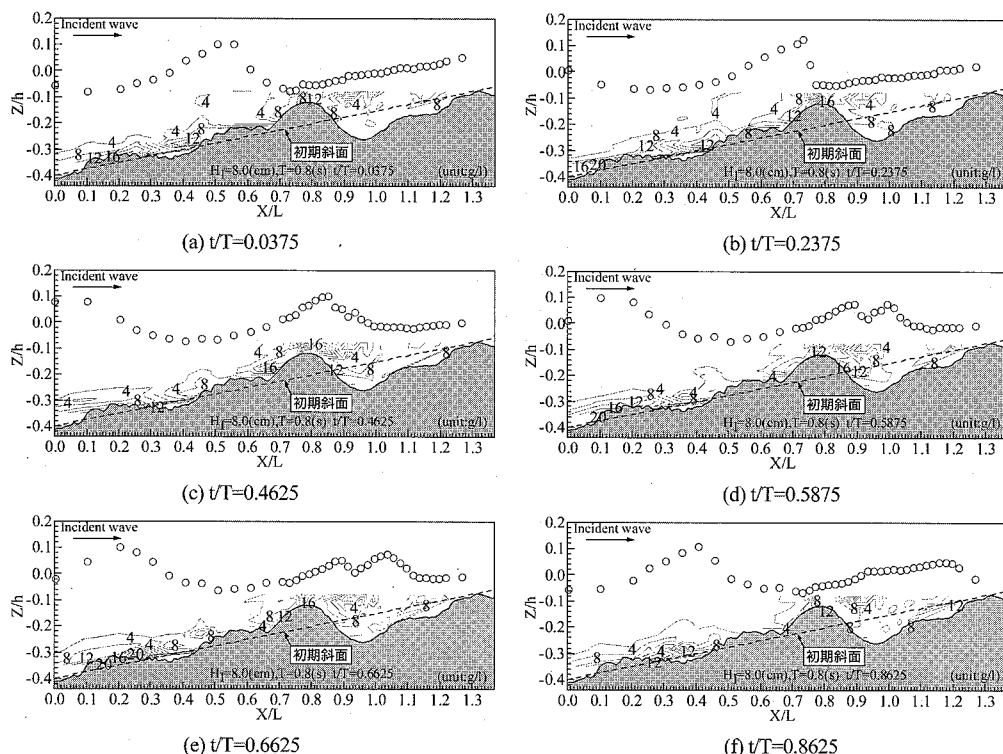


図-3 侵食型断面における浮遊砂濃度の空間分布

大きくなっている。また、後述する図-3(c)では波高が減少していることから、同図は砕波時の浮遊砂濃度の空間分布とすることができる。侵食型においても中間型と同様に、バー周辺域と凹部で高濃度の底質が浮遊している。また、 $X/L \leq 0.4$ の比較的水深の深い領域では、波谷レベル直下に砂の浮遊は認められないが、 $0.63 \leq X/L \leq 0.98$ の波谷レベル直下では 4 g/l 以上の底質が浮遊している。図-3(c)は、砕波直後の浮遊砂濃度の空間分布である。砕波時のトラフ ($0.87 \leq X/L \leq 1.0$) における濃度と、この時刻の同領域の濃度を比較すると、砕波後の高濃度域が、広範囲となっている。これは、砕波時にバー近傍で浮遊していた砂が、波の進行によりトラフ域まで移流・拡散したものと考えられる。図-3(d)においても、砕波時のバー近傍での浮遊砂の高濃度域が、波の進行によって、トラフ周辺で約 12 g/l の高濃度を維持しながら拡散し、岸側に移流していることが判る。図-3(e)では、砕波後の波が、さらに岸方向に伝播したことにより、図-3(d)で確認できたトラフにおける約 12 g/l の高濃度域が消滅している。また、バーと凹部の間の領域である $0.5 \leq X/L \leq 0.65$ では、波谷が通過しているために低濃度となっている。図-3(f)は、後続波の波頂が、 $X/L \cong 0.4$ の凹部の中心付近に到達した時刻の濃度分布である。同図より、 $0.3 \leq X/L \leq 0.45$ の底面近傍において、図-3(e)では約 8 g/l だった濃度が、波峰の接近により 12 g/l まで上昇していることが判る。

以上のように、砕波時の浮遊砂濃度の空間分布は、中間型ではバーとトラフから約半波長沖側のくぼみ ($0.6 \leq X/L \leq 0.75$)、侵食型ではバーとバーから約半波長沖側のくぼみ ($0.3 \leq X/L \leq 0.45$) で、高濃度の砂が浮遊することが確認できた。また、侵食型においても、中間型と同じように、シートフロー・漂砂の底質流動層が発生する $0.0 \leq X/L \leq 0.7$ では、入射波の伝播する過程によって、浮遊砂濃度の分布状況が変化することが確認できた。

(3) 波内部の速度場と浮遊砂濃度の分布形態

標準 $k-\varepsilon$ 乱流モデルによるバー型海底地形を考慮した波内部の速度場と、浮遊砂濃度の分布形態に関連づけて考究する。図-4(a)~(c)は、実験により得た中間型平衡断面の地形情報を、 $k-\varepsilon$ 乱流モデルに水深データとして入力して求めた流速分布を示している。図中のハッチ部は、液体領域を示している。なお、時刻 t の基準は、図-2と同様である。

3.(1)および(2)で述べたように、砕波時の浮遊砂濃度の分布は、中間型ではバーとトラフから約半波長沖側の凹部、侵食型ではバーとバーから約半波長沖側の凹部において、高濃度の砂が浮遊した。この浮遊砂の高濃度域は、図-2と図-4を照らし合わせて考察することにより、波内部の流れと同方向に移流することが判った。す

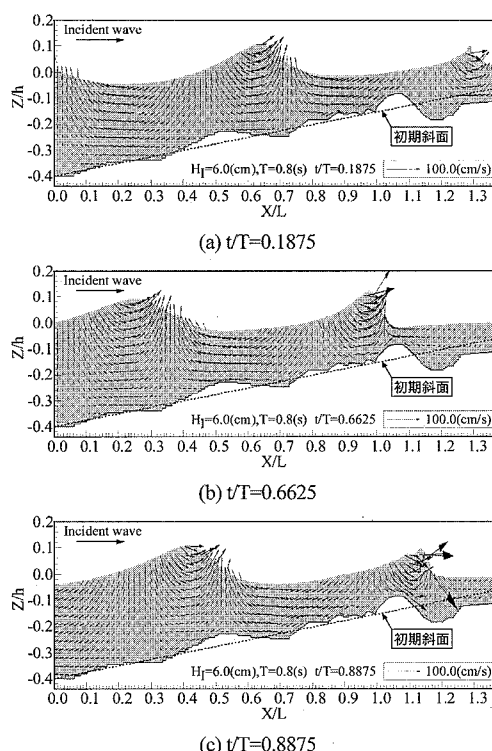


図-4 中間型断面における浮遊砂濃度の空間分布

なわち、図-2(b)に示すように、波峰中心部が $0.6 \leq X/L \leq 0.75$ の凹部に到達すると、到達前に約 4 g/l であった濃度は、図-4(a)に示した波前脚部で生じる上昇流により、浮遊砂雲が発達し、約 12 g/l と高くなる。そして、図-2(c),(d)に図示するように、波峰中心部の凹部通過後、この高濃度域は流速場と同方向の岸側に移動しながら、その範囲を拡大する。さらに、波前脚部がバー上部に接近したときに波は砕波し、バーの沖側上端部では、新たに砂が浮遊する。その瞬間の高速度カメラによる撮影画像を、図-5に示す。砕波時のバー上部の濃度は、図-2(e)に図化したように約 12 g/l と高くなる。この高濃度域の出現の原因は、図-4(b)に示した $1.0 \leq X/L \leq 1.05$ のバー沖側斜面近傍で発生する岸側斜め上方向の流れが底面から剥離し、バー近傍には渦が生成され、この渦により砂が浮遊したものと考えられる。その後、波峰中心部がバー上に達すると、バー上部の浮遊砂濃度は約 20 g/l に上昇する。図-4(c)に示す砕波後では、 $1.1 \leq X/L \leq 1.17$ のバー岸側斜面で、斜面の接線方向の岸側に流れが生じ、この流れとトラフ斜面との間に、せん断力が発生し、図-2(f)に図示したように、トラフ沖側斜面に約 12 g/l の高濃度域が現れる。このように、中間型平衡断面における浮遊砂濃度の分布形態は、波内部の流れに強く影響されることが判明した。

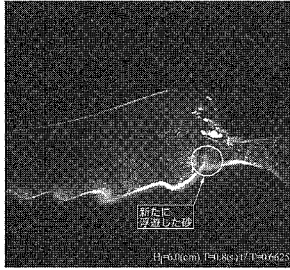


図-5 バー沖側上端部での底質の浮遊

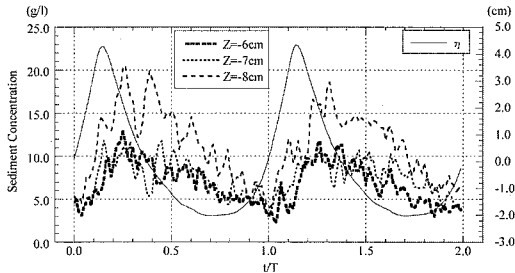


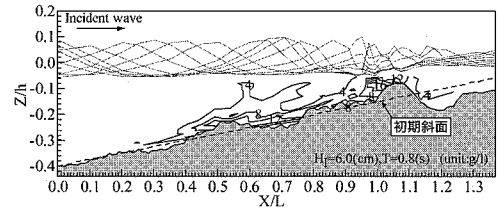
図-6 水位と濃度変動の関係

(4) 水面変動と浮遊砂の濃度変動の関係

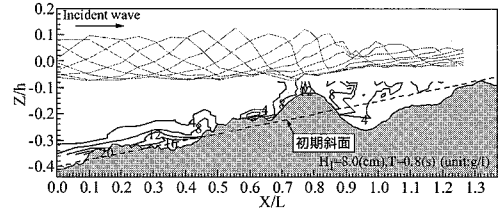
シートフロー漂砂の発生する凹部での水面変動と浮遊砂の濃度変動の関係を考察する。中間型断面のトラフより約半波長沖側の凹部における水面変動と浮遊砂濃度の関係を図-6に示す。なお、同図は $X/L=0.7$ での水面変動に伴う濃度変化を図示したものである。図中の実線は水位を示し、3つの破線はそれぞれ、個別に計測した水深が $Z=-6$ cm, -7 cm, -8 cm での浮遊砂濃度の時間波形である。グラフの作成に使用した水位と浮遊砂濃度のデータは、造波開始から第9波目と第10波目のものである。したがって、図-6では、図-2, 3に示した浮遊砂濃度の等値線図のように、水位と濃度のデータについて位相平均は行っていない。グラフより、水位がゼロアップクロス点から上昇し波峰へ向かうと、浮遊砂濃度も高くなる。一方、水位が波峰から波谷へ向かって下降すると、浮遊砂濃度も低くなる。このように、凹部における浮遊砂の濃度は、水面の変動に同調するように変化する。そして、浮遊砂濃度のピークは、水位のピークよりも位相差が $t/T \cong 0.1$ の遅れで出現することが明らかとなった。

(5) 波1周期にわたる浮遊砂濃度

図-7(a), (b)は、各計測点における浮遊砂濃度のデータにおいて、波1周期にわたって確率密度が最大となる濃度の空間的な分布を、中間型と侵食型について図示したものである。なお、図中のハッチ部は海浜の縦断面形状であり、破線は造波開始前の初期斜面である。また、 $Z/h > -0.1$ の実線は、水面波形を時間間隔 $t/T=0.125$



(a) 中間型



(b) 侵食型

図-7 水位と濃度変動の関係

で図化したものである。同図より、中間型ではバーとトラフから約半波長沖側の凹部、侵食型ではバーとバーから約半波長沖側の凹部において、高濃度の浮遊砂域が出現することが判る。また、侵食型では $X/L \leq 0.4$ の比較的水深の深い領域においても、約 12 g/l の高濃度の底質流動層の発生が確認できる。

4. おわりに

本研究では、海浜の平衡断面の相違による浮遊砂濃度分布特性、および波内部の流速場と浮遊砂濃度の分布形態の関連を考究した。そして、浮遊砂の移流・拡散には、波内部の流れが支配的であることが明かとなった。

謝辞：本研究の一部は、文部科学省科学研究費補助金(若手(B)：鷺見浩一，課題番号：17760410)の援助を受けて行ったことを明記し、謝意を表する。

参考文献

- 岡安章夫・敦賀仁・松川祐・Nimal Waijaryatna・片山裕之(2000)：画像解析による斜降渦の特性とその発生分布について，海岸工学論文集，第47巻，pp. 141-145.
- 功刀資彰(1997)：自由界面を含む多層流の直接数値解析法，日本機械学会論文集B編，第63巻，609号，pp. 1576-1584.
- 柴山知也・Winyu Rattanapitikon・岡安章夫(1994)：碎波帯内の浮遊砂量の算定モデル，海岸工学論文集，第41巻，pp. 431-435.
- 柴山知也・M. P. R. Jayaratne(2000)：碎波帯内浮遊砂量の評価方法，海岸工学論文集，第50巻，pp. 451-455.
- 堀川清司，砂村継夫，近藤浩石，岡田滋(1975)：波による二次元汀線変化に関する一考察，第22回海岸工学講演会論文集，pp. 329-333.
- 渡部靖憲・秀島賢保・佐伯浩(2003)：碎波乱流下の底質粒子の三次元的挙動及び巻き上げに関する実験的研究，海岸工学論文集，第50巻，pp. 446-450.