

荒天時に発達する吹送流場に及ぼす海底勾配の影響に関する数値実験

馬場康之・今本博健・山下隆男・加藤 茂

要 旨

冬季日本海および夏季太平洋沿岸で行われた現地観測結果より、強風・高波浪が来襲する条件下においては、沿岸方向に卓越した流れの発生が確認されており、これらの流動は、広域における漂砂の特性等を把握する上で重要である。この沿岸方向に卓越する流れは、海上風の沿岸方向成分と高い相関を示し、数時間程度の時間遅れを持つことが指摘されている。

本報は、現地海岸への適用実績のある数値モデルを用いて、荒天時に発達する沿岸方向の流動場に関して、海底勾配の変化及び風速の変動が及ぼす影響について検討したものであり、海底勾配による沿岸方向流速への影響が少ないこと、流速の分布形が海面でのせん断力と水深を考慮した無次元パラメータと関連づけられることが知れた。

キーワード：広域海浜流，吹送流，数値実験

1. はじめに

近年盛んに行われている沿岸海域での現地観測結果より、荒天時に沿岸海域の広い範囲にわたって形成される吹送流が、沖浜帯のみならず、砕波帯近傍を含めた外浜帯における流動場にも、影響を与えることが明らかにされつつある（山下ら,1997, 1998, 八木ら,1998）。吹送流場は風域場に対応した広い領域で発生し、従来砕波帯内に限定されてきた波浪流に比べて影響範囲が非常に広い。従って、波浪流と吹送流からなる海浜流場の影響も、従来に比べて広範囲にわたることが想定されるので、ここでは、波浪、海上風の影響を受けて沿岸海域で広範囲に形成される流れを"広域海浜流"として取り扱う。その中で、沿岸方向に卓越する流速成分は、海上風の沿岸方向成分と高い相関を示し、数時間程度の時間遅れを持つことが指摘されている（馬場ら, 1999, 2000）。現地観測により得られた沿岸方向の平均流速と風速の関係から海面抵抗係数 C_D を推定した結果、従来の観測や実験から得られた係

数値 ($C_D=0.001\sim 0.002$) よりも、かなり大きな値を持つ結果となった。その要因の一つとして、本研究において対象としている比較的水深の浅い海域においては、浅水化に伴う波形勾配の増大や、海底摩擦の影響が問題となるため、海上風と強い相関を持つ沿岸海域の流動場についても、波浪の影響を考慮する必要が挙げられる。

本報では、現地海岸への適用実績のある3次元数値モデルを用いて、荒天時に発達する沿岸方向の流動場の特性を風速との関係から明らかにする際に重要となる、浅海域特有の浅い水深や波浪の影響および風速の非定常性の影響について検討する。

2. 数値モデルの概要

ここで用いた数値モデルは、加藤（1999）により構築された3次元広域海浜流モデルであり、次のような考えに基づいている。

加藤は現地観測結果の解析より、沿岸域の海浜流場

を対象とする場合には、波浪のみによる考え方では不十分であり、特に強風・高波浪の共存する場においては、波浪流と吹送流とが流動場に対して同程度の寄与を持って混在しているとの認識から、吹送流の影響も海浜流形成における重要な要因であるとの結論を得た。そこで従来の海浜流に対する考え方を変えて、波浪流と吹送流を組み合わせた形での海浜流モデルの構築を行っている。それまでの既存の海浜流モデルは、海浜流の3次元構造の重要性から、2次元平面モデルから3次元モデルへと移行しつつある。しかしながら、いずれのモデルも流動場の成因を波浪のみとするものであり、吹送流の海浜流形成に及ぼす影響を考慮したものは皆無であった。その中で、加藤が構築した3次元海浜流モデルは、波浪と風の影響を考慮した画期的な海浜流モデルである。

詳細は、文献に譲るが、加藤は海浜流モデルを構築するにあたり、海浜流の平均流場モデル、波浪場（碎波）モデル、乱流場モデルの3つを連立させた形として、これら3つのモデルは、流速、せん断応力、運動の長さスケールなどを通じて Fig.1 のように関係づけられている。

この海浜流モデルについては、現地海岸への適用性に関する検討がなされている。外力条件として与える風域場が、全領域において一様である影響もあり、細部では現地の流動とは一致しない部分が残る。しかしながら、海浜流場の全体的な変化の傾向は表現できおり、風と波浪の影響がモデル内で適切に考慮されるという結果を得ている。また、流速の平面分布に関する観測結果との比較から、以下の点が確認されている。

- 風の影響による沿岸流の発達、観測結果同様に岸近くにおいても確認できる
- 沖向き流れの発生時は、沿岸方向の流動が弱まり、碎波帯内での波浪流の影響が強くなる
- 沖向き流れの後には、領域全体において沿岸方向の流動が強まり、海浜流場が風の影響を強く受けるようになり、安定した海浜流場が形成される

3. 海底勾配の変化が流動場に与える影響

ここでは、前節で示した数値モデルを用いて、海底勾配の変化が、沿岸方向に発達する流動場に及ぼす影響について検討する。本数値モデルを、荒天時の沿岸方向流速および海上風の沿岸方向成分に関する現地観測結果に適用して、海面抵抗係数を検討したところ、次式のように波浪の浅水変形を考慮した形で与えた場合に、観測結果とよい一致を示す結果となった。

$$C_{D\ new} = C_D \times (K_s / K_{s\ 50}) \quad (K_s: \text{浅水係数})$$

上記海面抵抗係数は、沖側の基準点（上式では水深50m地点）における浅水係数 (K_{s50}) に対する各水深での浅水係数 (K_s) の割合を、海面抵抗係数の増加率として、Yelland & Taylor (1996) の関係式より算定された C_D に乗じたものである。以後の検討においては、上記の海面抵抗係数を用いるものとする。

対象とする海底勾配は、Fig.2 に示す4種類である。いずれの地形も、最深部、最浅部の水深、岸沖距離は1000mで固定されており、斜面の部分についてのみ勾

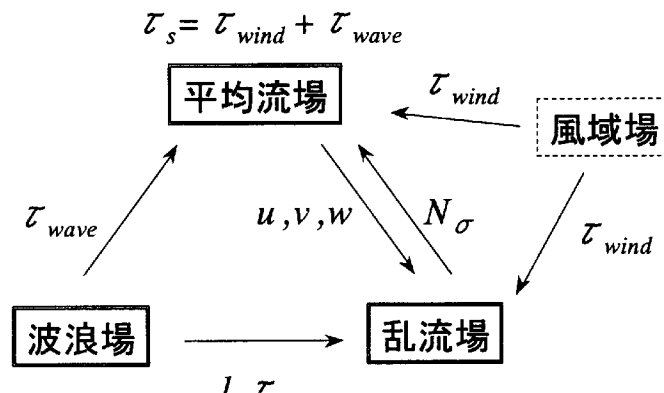


Fig.1 Relation among the modules of 3-D numerical model

配に応じた距離となっている。与える海上風の条件については、現地観測において荒天時に沿岸方向に発達した流れが計測された期間の風速変化を参考に、Fig.3に示す太点線での風速変化を与えた(最大風速 15m/s)。

Fig.4に計算開始より20時間までの岸沖方向の流速分布(鉛直平均値)を、2時間毎に表示した結果を示す。図中点線で示した流速分布は、計算開始後15時間後のものである。いずれのケースについても、岸側での流速が大きくなる傾向を示しており、全てのケースにおいても、同じ水深でほぼ等しい流速値となっていることがわかる。また、水深10m、15m、20m、30m、40m、50mにおける流速の鉛直分布についても、海底勾配に関係なく、ほぼ同じ分布形状となっている。

以上のように、海底勾配を変化させた場合のシミュレーション結果は、海底勾配によらず、水深により流速場が規定され、ほぼ相似形の流速分布となることがわかった。そこで、海底勾配1/100の場合の結果を基に、流速分布に与える海面せん断応力および水深の影響について検討する。流速分布に対して水深が何らかの影響を持つことは想像できるが、ここでは海面せん断応力も考慮したパラメータとして、 U_*f/h (U_* : 海面摩擦速度、 f : コリオリパラメータ、 h : 水深)を用いる。この無次元数は、Csanady (1982)が有限水深の海域における吹送流場において重要となるパラメータとして示しているものである。Fig.5は、無次元流速と U_*f/h の関係を示しており、流速場に対する、海面せん断応力と水深の与える影響が次のように説明できる。無次元流速が4~10の間(図中×印)では、無次元流速と U_*f/h がほぼ線形の関係となり、水深を考慮した海面せん断応力により流速場が決定されることになる。一方、無次元水深が2よりも小さい区間(図中●印)においては、 U_*f/h の増加に関係なく無次元流速はほぼ一定で、最大流速値に近い値となる。海面せん断応力の増加が流速に関連しないことから、この区間では海面せん断応力と底面摩擦力とのバランスが支配的であると考えられる。無次元水深が2~4の区間は、上記2つの区間を接続する遷移区間に相当し、ここでの結果は U_*f/h の2次式の形で表される。

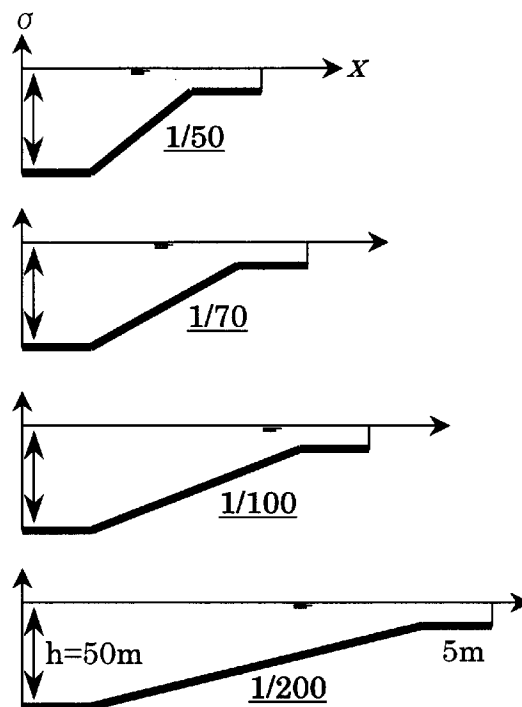


Fig.2 Schematic diagram of bottom slopes

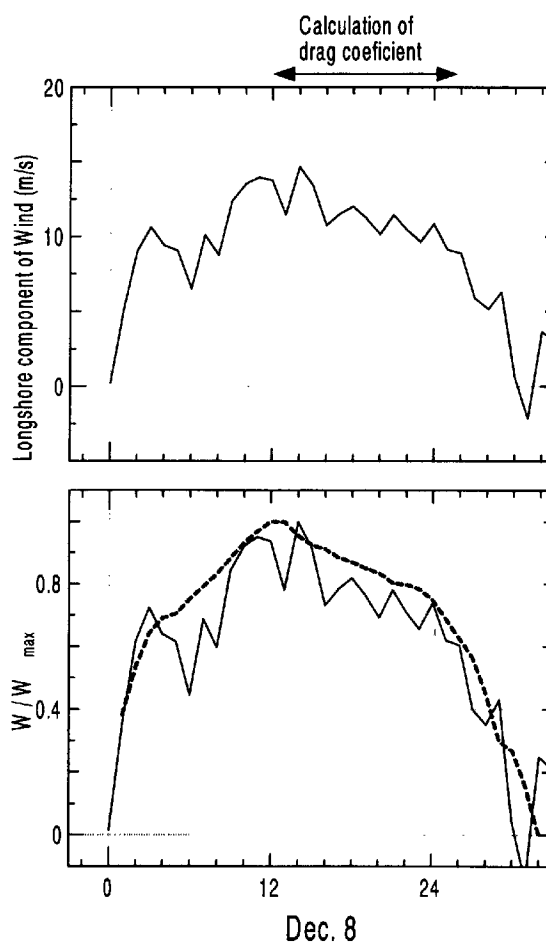


Fig.3 Time variation of longshore component of wind speed

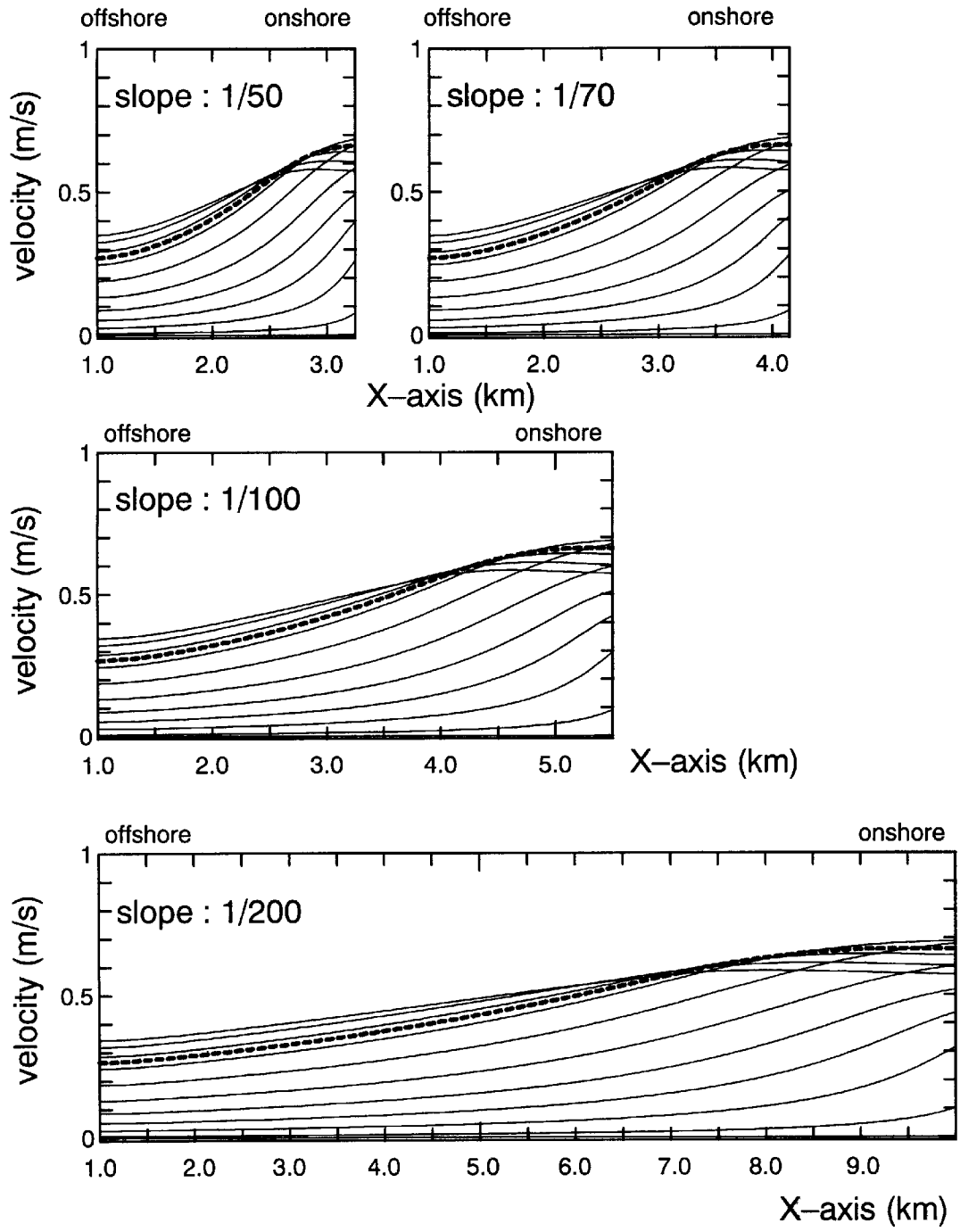


Fig.4 Cross-shore distribution of longshore component of currents
 solid line : every 2 hours (0—20 hours)
 bold broken line : after 15 hours

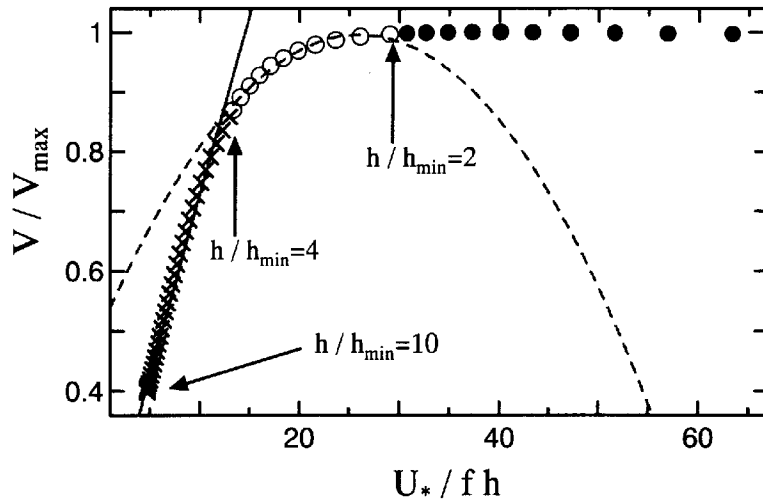


Fig.5 Relation between non-dimensional verocity and non-dimensionnall wind stress

4. 風速変化の非定常性が流動場に与える影響

沿岸方向の風速ベクトルが向きを変える場合、つまり海上風の非定常性が吹送流場に与える影響について検討する。ここでは、風向の変化を表現するために、沿岸方向の風速の時間変化を正弦波で与えることとし、風速の振幅、および変動周期を次のように与えた。

●風速の振幅： $W_{amp}=10, 15, 20\text{m/s}$

●変動周期： $T=10, 20, 30$ 時間

海底勾配は $1/100$ とし、海面抵抗係数の与え方は、前節に示した海底勾配を変化させた場合のシミュレーションと同じである。なお、変動周期 10 時間のケースでは、風速データを 30 分毎、変動周期 20, 30 時間のケースでは 1 時間毎に風速データを与えている。

Fig.6 は、水深 10m, 15m, 20m 地点における鉛直平均された流速の変化を変動周期別に示したもので、流速、時間は最大流速と変動周期により無次元化されている。

変動周期前半における風速増大に対応した流速の増加は、風速振幅の大きい、または変動周期の長い場合に、多少増加傾向が大きくなる傾向がみられる。同じ変動周期に対して風速振幅が異なる場合には、振幅の大きさに応じて流速の増加が早い。一方、同じ風速振幅に対して変動周期が異なる場合には、変動周期 20

時間と 30 時間の場合にほとんど差はない。これは、静止状態からの流速発達時において、海面せん断応力が同一方向に作用する期間の大小により、流速場の発達傾向が異なることを意味している。

次に、風向反転から流向反転までに要する時間遅れに関しても、同じ変動周期に対して風速振幅が異なる場合には、振幅の大きさに応じて流速の増加傾向が早くなり、上記と同様の結果を示す。一方、同じ風速振幅に対して変動周期が異なる場合には、変動周期が長いほど時間遅れは小さくなる傾向を持つ。ただし、変動周期 10 時間のケースは、他の 2 ケースと比べてかなり多くの時間遅れを伴う。風向反転から流向反転までの時間遅れについては、風速振幅および変動周期の大きな場合に時間遅れが少なくなる結果となった。このように、吹送流場に対して、流れを駆動する外力（海上風）の大きさと、その変動の時間スケールは相互に関連していることがわかる。

上記より、風速の変化に対して、流速場の変化が時間遅れを伴い、その時間遅れは風速の振幅と、変動の時間スケールに関連していることが示された。特に変動周期 10 時間の結果が、他の 2 ケースと比べて時間遅れが大きくなっている。逆に、変動周期 20 時間と 30 時間の結果は、変化の傾向および時間遅れに大きな違いは見られない。変動周期 10 時間の結果が、他の 2 つと異なる傾向を持つ要因として、wind-induced Ekman boundary layer を対象とした Madsen (1977) の吹送

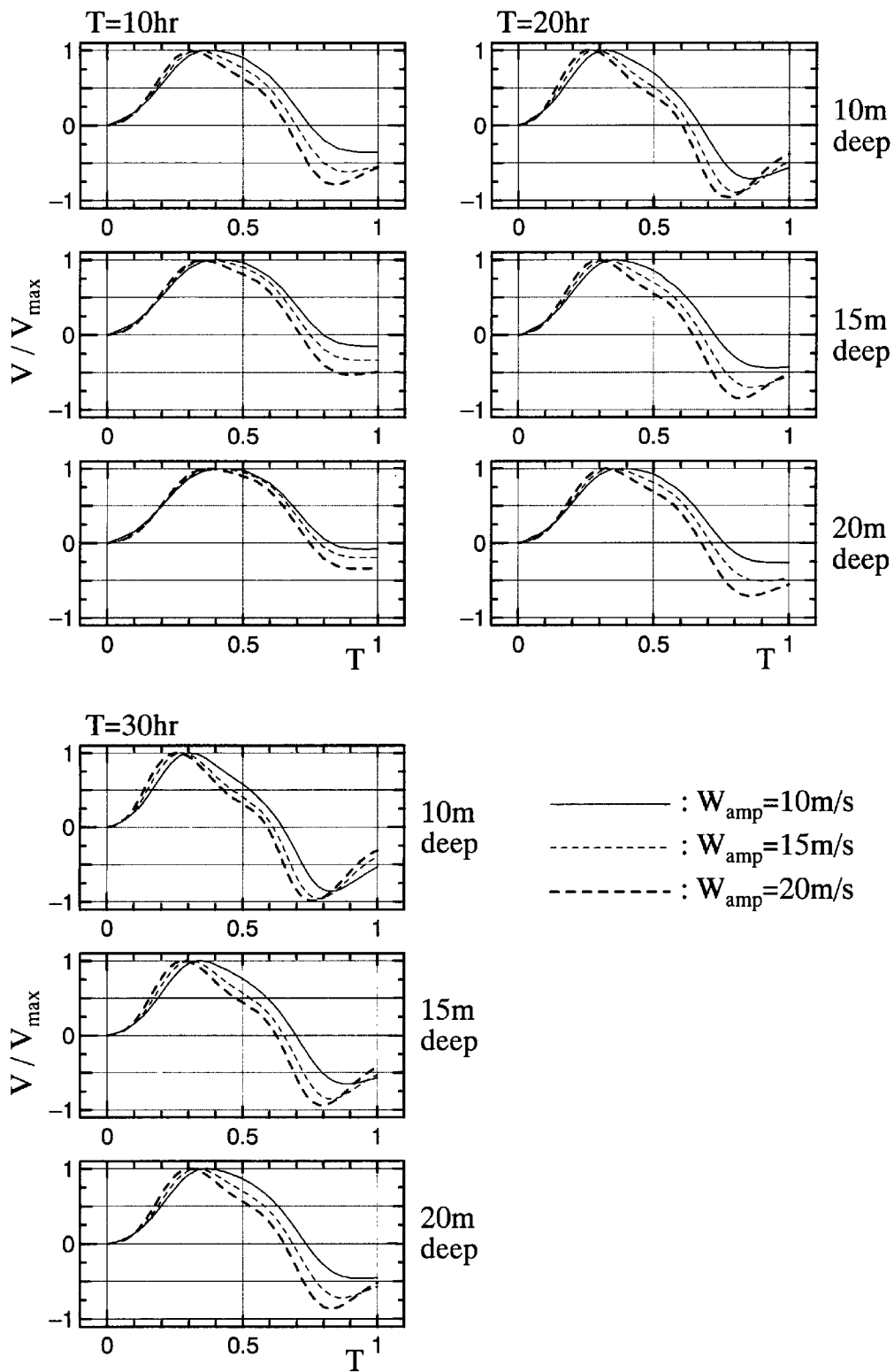


Fig.5 Time variation of depth averaged velocity

流理論では、風の吹き始めから吹送流場が発達するまでに数振子時間（1振子時間は約1.7時間）を要することが指摘されており、変動周期10時間（半周期5時間）では十分に吹送流場が発達しないことが考えられる。逆に、変動周期が吹送流場の発達に必要な時間（半周期が数振子周期）以上の場合には、変動周期および風速の大小が、流動場の変動に及ぼす影響が少なく、水深に依存した傾向を持つことが認められた。

参考文献

加藤 茂 (1999) : 風と波によって形成される広域海浜流の3次元モデルに関する研究, 岐阜大学大学院学位論文, pp. 23-35.

馬場康之・今本博健・山下隆男・吉岡 洋 (1999) : 碎波帯近傍における平均流の発生要因の分離 - 波崎海洋研究施設での ADCP データの解析 -, 海岸工学論文集, 第 46 巻, pp.196-200.

馬場康之・今本博健・山下隆男・加藤 茂 (2000) : 浅海域における風域場と吹送流場の時間応答特性に

ついて - 波崎海岸における共同観測結果より -, 海岸工学論文集, 第 47 巻, pp. 446-450.

八木 宏・日向博文・田岡幸司・久木幸二・灘岡和夫 (1998) : 短波海洋レーダに基づく冬季日本海能登半島沖の流況解析, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp. 416-420.

山下隆男・吉岡 洋・路 明・加藤 茂 (1997) : 碎波帯内の海浜流, 波浪場の ADCP 観測, 海岸工学論文集, 第 44 巻 (1), pp. 361-365.

山下隆男・加藤 茂・路 明・安田孝志・飯野智彦 (1998) : ADCP により長期連続観測した海浜流の鉛直分布とその強風, 波浪応答特性, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp. 201-205.

Csanady, G.T. (1982) : Circulation in the Coastal Ocean, D. Reidel. Pub. .

Madsen, O.S. (1977) : A realistic model of the wind-induced Ekman boundary layer, J. Phys. Oceanogr, Vol.7, pp.248-255.

Yelland, M.J. and P.K. Taylor (1996) : Wind stress measurements from the open ocean, J. Phys. Oceanogra., Vol.26, 541-558.

Numerical simulation on wind-induced current on the sloping bottom in stormy condition

Yasuyuki BABA, Hirotake IMAMOTO, Takao YAMASHITA and Shigeru KATO

Synopsis

Under stormy condition, strong longshore currents were observed in the nearshore zone in the Central Japan Sea and the Kashimanada-Coast. The variation of longshore component of coastal currents have close correlation to longshore components of the wind speed.

In this paper numerical simulations with 3-D model were carried out to investigate the structure of wind-induced current on the sloping bottom. Main results are as follows:

- 1) The difference of the bed slope does not have effects on the velocity distribution of longshore currents,
- 2) Cross-shore distribution of longshore currents velocity is related to non-dimensional parameter that has connection with wind stress and water depth.

Keywords : coastal currents, wind-induced currents, numerical simulation