

沿岸砂州周辺の碎波率分布

栗山善昭*・尾崎靖**

1. はじめに

碎波率（碎波している波の全ての波に対する割合）は、沿岸砂州周辺の沿岸流速分布を決定する一つの要因である（Kuriyama, 1994）とともに、戻り流れ、浮遊砂濃度、さらには海浜変形にも影響を及ぼす重要な水理特性である。今までに碎波率を推定するモデルがいくつか提案され、一様勾配斜面上では推定値が実測値とほぼ一致することが確認されてきた（Thornton・Guza, 1983; Rivero et al., 1994）。しかし、沿岸砂州岸側のトラフ領域では、推定値は実測値よりも大幅に小さく、トラフ領域における碎波率の推定精度向上が課題となっている（Rivero et al., 1994; 西ら, 1994）。

そこで、本研究では、まず、トラフ領域での碎波率分布と密接に関連している波の再生条件を現地データで検討するとともに、沿岸砂州周辺の碎波率分布の現地特性を調べる。さらに、波の再生条件を組み込んだ波浪変形シミュレーションモデルを開発し、現地データによるモデルの検証を行う。

2. 現地観測の方法

全長 427 m の波崎海洋研究施設（以下 HORS, 図-1 参照）において、沿岸砂州周辺の岸沖方向約 200 m の範

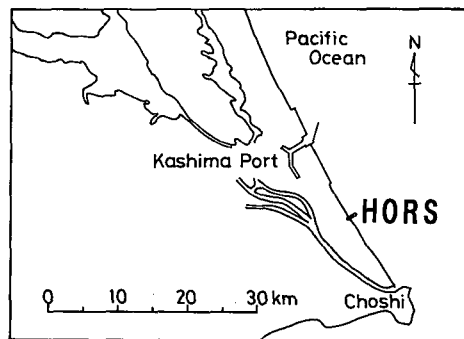


図-1 波崎海洋研究施設の位置

囲の6点で碎波率の測定を行った。測定は、2地点ずつ同時に行い、桟橋側方に取り付けた超音波式波高計によって20分間、サンプリング周波数2 Hzで水位を測定するとともに、碎波（breaking or broken）、非碎波の判断を桟橋上方から行い、碎波の場合にはパルス信号を入力し、水位データとともに記録した。以下の解析では、砂州周辺の碎波率の最大値が0.4以上である11ケースを対象とした。

記録した水位データをゼロダウncross法によって成分波に分解し、碎波している波の数を全体の波の数で除して碎波率を求めた。ゼロダウncross法で成分波に分解する際、堀田ら（1980）と同様に平均水位の上下に小さい波を無視する幅を設けた。1波内の最大値もしくは最小値がこの幅を越えない場合には、その波を後ろの波に加えた。この幅は、波の分裂によって波の数が増えるトラフ領域において平均波高 H_m の0.25倍より小さい波の数が $0.25H_m \sim 0.5H_m$ の波の数よりも大きくならないように設定し、平均水位の上下に水位変動の標準偏差 η_{rms} の ± 0.3 倍とした。

3. 波の再生条件

沿岸砂州岸側のトラフ領域での碎波率分布は、波の再生条件に大きく依存している。そこで、トラフ領域で同時に計測された2点の水位・碎波データから、沖側観測点で碎波しており岸側観測点で再生していた波のデータを抽出し、波の再生条件を検討した。

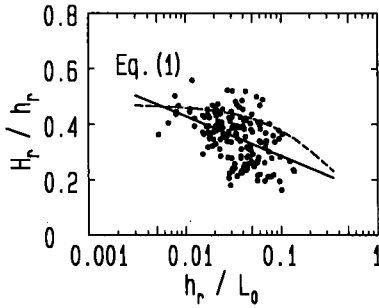
沖側観測点と岸側観測点における同一波のデータを取得するために、沖側観測点でのある1波の水位データと、その波の岸側観測点での記録であると推定される水位データとの相関を求め、その相関係数が0.85以上であるデータを使って以下の解析を行った。

図-2は、波が再生したときの波高水深比 H_r/h_r と、 h_r を沖波波長 L_0 で無次元化した値との関係を調べたものである。 H_r , h_r ならびに L_0 は、沖側観測点での値と岸側観測点での値とを平均したものである。図中の直線は最小2乗法によって得られた回帰直線

$$H_r/h_r = -0.0624 \ln(h_r/L_0) + 0.142 \quad \cdots \cdots (1)$$

を示しており、破線は権・合田（1994）によって実験的

* 正会員 運輸省港湾技術研究所 海洋環境部 主任研究官
 ** 運輸省第三港湾建設局 小松島港工事事務所

図-2 波の再生条件 (H_r/h_r と h_r/L_0 との関係)

に得られた波の再生条件を示している。

h_r/L_0 が増加するにしたがって H_r/h_r が減少する傾向は権・合田 (1994) の実験結果と同様であるけれども、本観測で得られた H_r/h_r のほとんどは権・合田 (1994) の再生条件よりも小さかった。なお、本観測での岸沖方向風速、すなわち沖方向に $-8\sim 3$ m/sの風速が波の再生に与える影響は小さかった。

4. 沿岸砂州周辺の碎波率分布の現地特性

図-3(1)～(3)は、沿岸砂州周辺での碎波率と有義波高の観測例を示したものである。ケース1では、2台の内の1台の波高計の調子が悪く水位データの記録が得られなかったため、その地点の碎波率は碎波のパルス信号の数を正常な波高計で観測された3地点の平均の波の数で除して求めた。

ケース1のように、トラフにおける碎波率が砂州頂部における碎波率よりも大きくなるケースが、砂州頂部での観測値のある8ケース中6ケースあった。碎波率のピークが碎波頂部よりも岸側となるパターンは、Delta Flume '93 Experimentでも観測されている (Rivero et al., 1994)。巻き波碎波の場合、砂州頂部で碎波条件に達した波の先端は、砂州頂部よりも岸側に突っ込むため、砂州頂部では碎波とはカウントされず砂州頂部より岸側で碎波とカウントされる。よって、砂州頂部よりも岸側で碎波率が大きくなったと推定される。

Whitford・Thornton (1988) は、砂州頂部より沖側の斜面で碎波率が減衰するパターンを現地で観測したけれども、本観測では1ケースも観測されなかった。

図-3(2)の碎波率分布 (ケース2) と図-3(3)の碎波率分布 (ケース3) は、海底の形状が両者ほぼ等しいにもかかわらず、沿岸砂州頂部より岸側でのパターンが大きく異なっている。ケース2では碎波率がピークとなったP215 m地点 (沖方向距離が215 m) より岸側での碎波率の減少が急激であるのに対して、ケース3ではP215 mより岸側での碎波率の減少が緩やかである。

砂州頂部より岸側での碎波率減衰を砂州の地形特性と

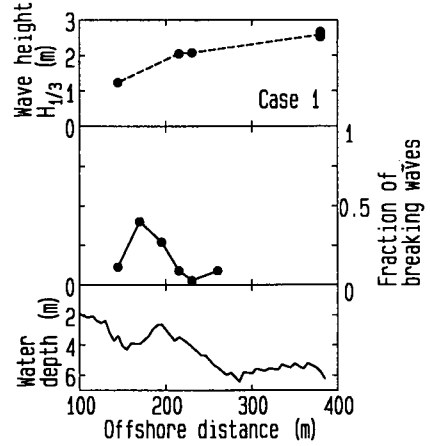


図-3(1) 沿岸砂州周辺の碎波率分布 (ケース1)

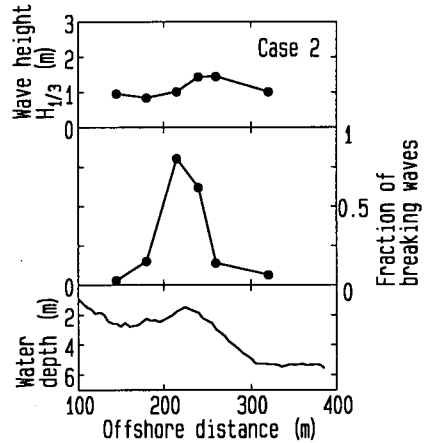


図-3(2) 沿岸砂州周辺の碎波率分布 (ケース2)

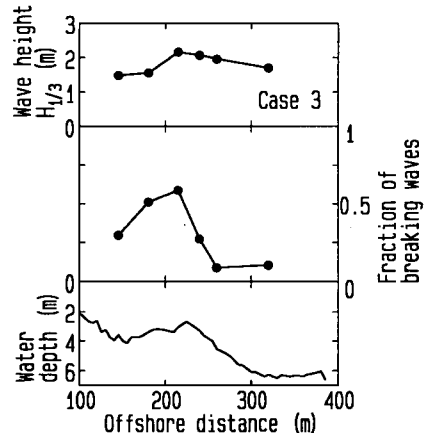


図-3(3) 沿岸砂州周辺の碎波率分布 (ケース3)

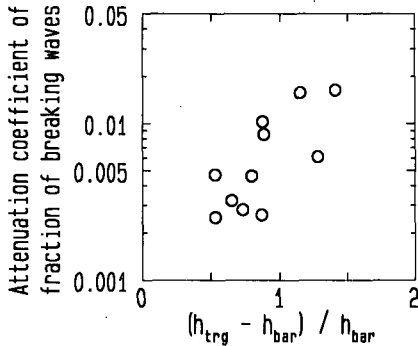


図-4 砂州頂部より岸側の碎波率の減衰係数と $(h_{trg} - h_{bar})/h_{bar}$ との関係

の関係で調べたのが図-4である。縦軸は、砂州頂部より岸側での碎波率 P_b を沖方向距離 x と砂州頂部における碎波率 $(P_b)_{bar}$ を用いて、 $P_b = A \cdot x + (P_b)_{bar}$ の式で直線近似したときの減衰係数 A であり、横軸は砂州の比高(トラフの水深 h_{trg} と砂州頂部の水深 h_{bar} との差)を h_{bar} で無次元化した値である。両者の間には相関が認められ、 $(h_{trg} - h_{bar})/h_{bar}$ が大きいほど減衰係数が大きい。

この原因としては、以下の2点が考えられる。

- (1) $h_{trg} - h_{bar}$ が大きいと、トラフ領域において再生波高 H_r の増大率が大きくなり、それだけ波が再生しやすくなり、碎波率の減衰が大きくなる。
- (2) h_{bar} が小さいほど碎波波高 H_b が小さくなるため、より多くの波が碎波し、そのうえ、 h_{bar} が小さいほど H_b と H_r との差が小さくなり、碎波した波はわずかな波高減衰ですぐに再生してしまい、碎波率の減衰が大きくなる。

γ_b, γ_r をそれぞれ碎波時、波再生時の波高水深比とすると、砂州頂部での H_b と H_r との差は $(\gamma_b - \gamma_r) \cdot h_{bar}$ となる。波の再生条件として式(1)を用い、碎波条件として、 h_b を碎波水深、 $\tan \theta$ を海底勾配としたときの木村・瀬山(1986)の碎波条件

$$H_b/h_b = 0.16[1 - \exp\{-0.8\pi(h_b/L_0)(1 + 15 \tan^{4/3} \theta)\}] \times (L_0/h_b) - 0.96 \tan \theta + 0.2 \quad \dots\dots\dots (2)$$

を用いると、 $(\gamma_b - \gamma_r)$ が h_{bar} に比例する関係が得られる。よって、 h_{bar} が小さいと $H_b - H_r$ が小さくなる。 $H_b - H_r$ が小さいと、碎波した波はすぐに再生してしまい、その結果として、碎波率の減衰が大きくなる。

上述の(2)が砂州頂部より岸側での碎波率の減衰パターンの違いの一つの原因となっていることを示す例として、図-5(1), (2)に、ケース2, 3におけるP240mからP180mにかけての碎波している波(斜線)と碎波している波+非碎波の波の波高頻度分布の変化を示す。図中の実線の矢印は、平均周期と式(1)とから求まる波の再生波高を示しており、破線の矢印は、平均周期と

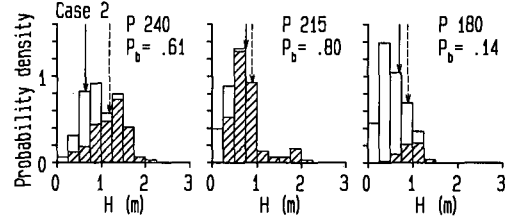


図-5(1) 砂州周辺での波高頻度分布の変化(ケース2)

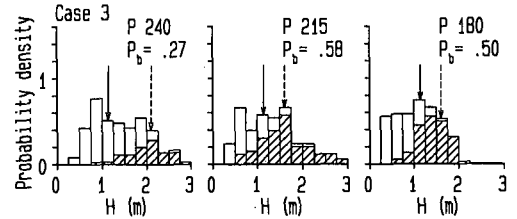


図-5(2) 砂州周辺での波高頻度分布の変化(ケース3)

式(2)とから求まる碎波波高を示している。ただし、砂州頂部より岸側のP215mとP180mの破線の矢印は、砂州頂部の碎波波高を示している。ケース2では $h_{bar} = 1.49$ m (P225m) であり、ケース3では $h_{bar} = 2.70$ m (P225m) であった。

ケース2では、 H_b と H_r との差が小さいため、碎波した波はすぐに H_r より小さくなってしまい、P180mまでにほとんどの波が再生している。一方、ケース3では、 H_b と H_r との差がやや大きいため、碎波しても波高が H_r よりも大きい波が存在しており、P180mでも碎波率はさほど大きく減少していない。その結果、ケース3ではケース2に比べて砂州頂部岸側での碎波率の減衰が小さくなった。

5. 波浪変形シミュレーションモデル

トラフ領域における碎波率も含め、波高、碎波率を精度良く推定するため、3.で検討した波の再生条件を組み込んだ波浪変形シミュレーションモデルを開発した。

モデルの基本として、1つの不規則波群を形成する個々波毎に浅水変形、碎波変形を計算し、それらを重ね合わせることで1波群の波浪特性を求めるモデルを考える。碎波帯内の波高減衰は、Battjes・Janssen(1978)やThornton・Guza(1983)が用いた、ポアのエネルギー減衰を基にした計算法(以下、ポア型)とDally et al.(1985)が提案した、安定波高 H_s のエネルギーを基にした計算法(以下、安定波高型)で求めた。

(1) ポア型の波高減衰項を用いたモデル(モデルI)

碎波位置までの浅水変形計算では、波の非線型性を考慮した首藤(1974)の非線型浅水係数を用いた。

碎波条件としては、木村・瀬山 (1986) によって得られた不規則波中の個々波の碎波条件 (式 (2)) を用いた。実験値のばらつきを考慮して、モデルでは、碎波条件が式 (2) のまわりを木村・瀬山 (1986) によって示された標準偏差 δ (式 (3)) で正規分布するようにした。

$$\delta(H_b/h_b) = 0.08 \times (H_b/h_b) \dots\dots\dots (3)$$

ボア型の波高減衰項は式 (4) で表される。

$$d(EC_g)/dx = (1/4) \cdot \rho g f \{ (BH)^3 / h \} \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 E は波のエネルギー、 C_g は群速度、 ρ は密度、 g は重力加速度、 B は無次元係数、 H, f は個々波の波高、周波数、 h は水深である。

Thornton・Guza (1983) は波高分布としてレーリー分布を仮定し、碎波率を波高水深比の関数で与え、式 (4) を用いて 1 不規則波群の碎波変形を計算した。彼らは、計算値と実測値との比較によって B の最適値として 1.5 を得たけれども、本モデルでは個々波に式 (4) を適用するので、1.5 が最適である保証はない。そこで、不規則波中の個々波の碎波変形を検討した木村ら (1988) の実験結果に合うように予め B を決め、モデルに組み込んだ。換算沖波波高を H_0 とすると、 B は次式で表される。

$$B = 1.6 - 0.12 \ln(H_0/L_0) + 0.28 \ln(\tan \theta) \dots\dots (5)$$

本式が水平床上での波高減衰に対しても有効であることは、Horikawa・Kuo (1966) や権・合田 (1994) の実験結果を用いて確認した。

波の再生条件としては、式 (1) を使った。モデルでは、実測値のばらつきを考慮して、再生条件が式 (1) のまわりを ± 0.2 の範囲でランダムに分布するようにした。

碎波している波の先端に見られるボアは、碎波直後から次第に発達していく。ボアの発達は碎波時の水理特性が大きく影響していると考えられ、碎波位置より岸側の水深の影響は小さいと思われる。すると、ボアの発達過程では、水深が急激に増大し波高が H_r よりも小さくなったとしてもボアは消えてしまわず、そのままの状態ではばらく進行するものと思われる。そこで、本モデルでは、碎波位置より岸側に、波高水深比が式 (1) で与えられる値より小さくとも波が碎波した状態進行する範囲を考慮することとし、この範囲 l を、木村ら (1988) の実験における最高波高点から波高減衰率が変化する地点までの距離と等しいと仮定して次式で求めた。

$$l = (h_b / \tan \theta) \cdot [1 - 0.93 \exp(-9.21 \tan \theta) + 0.02 / \{0.72 \exp(6.11 \tan \theta)\}] \dots\dots\dots (6)$$

波が再生した後は、再び浅水変形計算に戻り、同様の計算を繰り返す。

(2) 安定波高型の波高減衰項を用いたモデル (モデル II)

モデル I と異なる点は、波高減衰を次式で計算することである。

$$\left. \begin{aligned} d(EC_g)/dx &= (EC_g - E_s C_g) \cdot (K/h), \\ E_s &= \rho g H_s^2 / 8, \quad H_s = \Gamma \cdot h \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (7)$$

ここに、 K, Γ は無次元係数であり、Dally et al. (1985) によって $K=0.15, \Gamma=0.4$ の計算結果が Horikawa・Kuo (1966) の実験結果と良く合うことが示されている。ただし、本モデルでは、 $K=0.15$ とするものの、 Γ は式 (1) で計算される値を用いる。

図-6(1), (2) は、ケース 2, 3 について、両方のモデルで計算した碎波率、有義波高 (実線-モデル I, 破線-モデル II) と実測値 (●印) とを比較したものである。碎波率、有義波高ともに計算値が実測値よりも小さく、現地では、実験よりも小さい波で碎波し、波高減衰も小さいようである。

そこで、モデル I では碎波条件と係数 B を変化させて、モデル II では碎波条件と係数 K を変化させて、現地の実測値を最も良く再現する最適係数を選び出した。その結果、碎波条件としては式 (2) を 0.95 倍した値、 B としては式 (5) の 0.8 倍、 K としては、0.075 が最適であった。

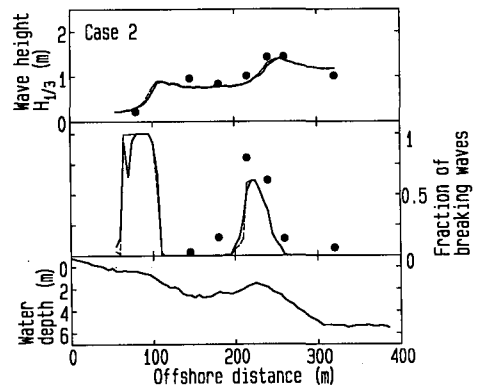


図-6(1) 砂州周辺の碎波率、有義波高の計算値と実測値との比較 (実験室用係数、ケース 2)

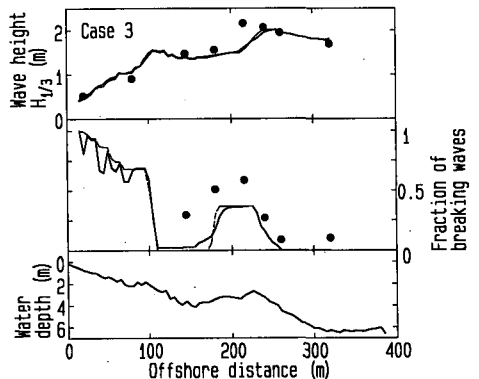


図-6(2) 砂州周辺の碎波率、有義波高の計算値と実測値との比較 (実験室用係数、ケース 3)

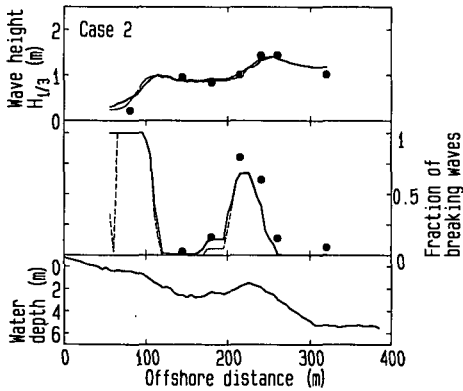


図-7(1) 砂州周辺の碎波率、有義波高の計算値と実測値との比較（現地用係数、ケース2）

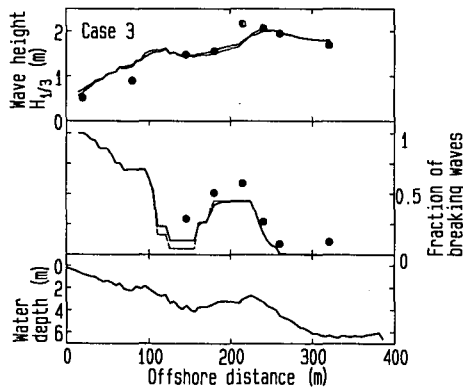


図-7(2) 砂州周辺の碎波率、有義波高の計算値と実測値との比較（現地用係数、ケース3）

た。

図-7(1), (2) は、ケース2, 3について、現地波浪用の最適係数で計算した碎波率、有義波高（実線—モデルⅠ、破線—モデルⅡ）と実測値（●印）とを比較したものである。トラフ領域も含め、計算値は実測値と良く一致している。碎波率ならびに有義波高の11ケース平均の推定誤差を E_{pb} , E_H とすると、モデルⅠの場合、 $E_{pb}=0.11$, $E_H=0.17$ mであり、モデルⅡの場合、 $E_{pb}=0.13$, $E_H=0.16$ mであった。式(1)で表される波の再生条件を考慮し、現地波浪用の係数を用いて碎波変形計算を行うことによって、沿岸砂州周辺の碎波率分布を平均誤差0.13で推定することができた。

6. おわりに

主要な結論は、以下の通りである。

- (1) 波が再生するときの波高水深比は、水深を沖波波長で無次元化した値と相関があり、式(1)で表される。
- (2) 砂州周辺では、碎波率のピークは砂州頂部よりも岸側に位置することが多かった。砂州の比高を砂州頂部の水深で無次元化した値が大きいほど砂州背後の碎波率の減衰が大きかった。
- (3) 式(1)で表される波の再生条件を組み込んだ波浪変形シミュレーションモデルを開発した。このモデルによって、沿岸砂州周辺の碎波率分布を平均誤差0.13で、有義波高を平均誤差0.17 mで推定することができた。

最後に、現地観測を手伝って下さった当所 海洋環境部 漂砂研究室のメンバーに感謝の位を表します。

参考文献

- 木村 晃・瀬田 明 (1986): 斜面上の不規則波の碎波限界について, 第33回海岸工学講演会論文集, pp. 174-178.
- 木村 晃・後藤克史・瀬田 明 (1988): 浅海域における不規則波の波高変化について, 第35回海岸工学講演会論文集, pp. 168-172.
- 権 赫珉・合田良實 (1994): 複合断面地形における規則波の碎波減衰過程に関する研究, 海洋開発論文集, Vol. 10, pp. 31-36.
- 首藤伸夫 (1974): 非線形長波の変形—水路幅, 水深の変化する場合—, 第21回海岸工学講演会論文集, pp. 57-63.
- 西 隆一郎・佐藤道郎・Nicholas C. Kraus (1994): 一様斜面上での不規則波の碎波率に関する一考察, 海岸工学論文集, 第41巻, pp. 176-180.
- 堀田新太郎・水口 優・磯部雅彦 (1980): 碎波帯内の波の平面分布特性について, 第27回海岸工学講演会論文集, pp. 129-133.
- Battjes J. A. and J. P. F. M. Janssen (1978): Energy loss and set-up due to breaking of random waves, Proc. 16th ICCE, pp. 569-587.
- Dally W. R., R. G. Dean and R. A. Dalrymple (1985): Wave height variation across beaches of arbitrary profile, J. Geophys. Res., Vol. 90, No. C6, pp. 11917-11927.
- Horikawa K. and C. T. Kuo (1966): A study on wave transformation inside surf zone, Proc. 10th ICCE, pp. 217-233.
- Kuriyama Y. (1994): Numerical model for longshore current distribution on a bar-trough beach, Proc. 24th ICCE, (in press).
- Rivero F. J., A. S.-Arcilla and D. Beyer (1994): Comparison of a wave transformation model with LIP-11D data, Coastal Dynamics '94, ASCE, pp. 518-532.
- Thornton E. B. and R. T. Guza (1983): Transformation of wave height distribution, J. Geophys. Res., Vol. 88, No. C10, pp. 5925-5938.
- Whitford D. J. and E. B. Thornton (1988): Longshore current forcing at a barred beach, Proc. 21st ICCE, pp. 77-90.