

地形性海浜循環流の実験と数値シミュレーションの一比較

水口 優*・稲岡充三郎**・杉岡洋一郎***・森 洋子****

1. はじめに

近年、海浜流系の研究も進み、その最終目標ともいべき海浜流系の数値シミュレーション手法は、定性的にはほぼ確立されたかのようである。海底地形の凹凸による屈折の結果としての海浜循環流の数値計算は、Noda (1974) 以来数多くの研究がなされてきた。海浜循環流の数値シミュレーションは、いわゆる強制型海浜流に限られ、与えられた地形に与えられた波が入射してくると言う条件で行われる。地形は構造物の存在も含めて沿岸方向に、非一様である。地形が沿岸方向に一様な場合は斜め入射による沿岸流のみが発生する。数値計算は便宜的に二段階に分けて行われる。一つは、波浪場の浅水砕波変形であり、二つ目は、その波浪場による流れの計算である。共に、鉛直方向には積分された平面二次元問題として扱われる。基本方程式に関する議論は例えば水口 (1985) に詳しい。波浪の浅水変形については、ここには挙げきれないほどに多数の論文が発表されている。海浜流の計算に用いるという点では、radiation 応力の空間的な勾配が重要であり、特にその値の大きい砕波帯近傍での変形が正しくモデル化されていることが必要である。波の場の伝統的な計算法は、Noda (1974) が用いたように、砕波帯外では、波高、波向き共に、波数の非回転性と微小振幅波の分散関係式を用いた屈折計算により求めた。砕波線は何等かの(実験的な)砕波条件より定め、砕波帯内では、波向きは砕波帯外と同様に屈折計算から、波高はこれ又なんらかの砕波後の波高変化モデルを適用して定めると言うものである。入射波浪場の計算の精度の向上はいろいろな面ではかられている。波数の保存式を用いた(準)非定常計算法によるものに、波浪の有限振幅性を取り入れたもの、不規則性を考慮したものが報告されている(山口他, 1983, 1986a, 1986b)。有限振幅性は、砕波帯外の波高変化にかなり影響を持ち、砕波位置も沖側に移って結果として流れの場(特に循環流)も定量的にかなり異なったものとなっている。回折

現象を取り込むということで近年盛んに用いられている緩勾配方程式(その準非定常版としての数値波動解析法)もしくはその放物型近似式を用いることも考えられる(渡辺他, 1982, 1984)。どの場合も、波浪場の計算において流れの効果を考慮するか否かで波と流れの干渉を取り込む場合とそうでない場合に分けられる。波と流れの干渉が数値計算結果に与える影響については例えば山口他(1985)によって検討されている。凹型くぼみを持つNodaのモデル地形における結果では、波向きの発散集中の程度の緩和、ひいては離岸流速の減少となって現れている。二つ目のステップである海浜流の計算は、その基本式は底面摩擦項と水平拡散項の具体的な形を除いてほぼ確立されており、波浪場から得られる radiation stress の分布さえあれば比較的容易に計算される。差分法をもちいた計算手法そのものについての研究もある(西村他, 1984)。

一方、現地で見られる(地形性の)海浜循環流に関する観測例もいくつかある。そのほとんどは流速測定の手段としてフロート追跡法を用いたものである。ところが、普通用いられている表面浮遊式フロートは、少なくとも岸沖方向流速についてはオイラー的な流速場を反映しない。さらに、現地では、地形が複雑でかつ移動床であること、潮位の変化があること、入射波が非定常な不規則波であることなど、いろいろな要因が絡みあっており、数値計算の基本的な部分を検討するには向かない。

海浜循環流に関する実験もたくさんあるが、多くは発生因の明らかでない(たぶん水槽横断方向の振動特性に依存するもので、水槽を変えると再現性のない)循環流に関するものが多い。数値シミュレーション的に言えば、地形による屈折という因子が欠けているケースであり、普通のスキームでは海浜流は発生しない。構造物の存在は、回折、反射を通じて(砕波帯内の)波浪場の非一様性、ひいては海浜流を発生させる。その場合は波の場は複数の波が重なったものとなり単純なモデルでは扱えず、個々の要因の持つ基本的な性質がつかまえない。基礎的な実験としては、地形性のものとしては、和田他(1982)、構造物によるものとして渡辺他(1982)などがある。

* 正会員 工博 中央大学助教授 理工学部土木工学科

** 中央大学学生(現 世田谷区役所土木部)

*** 中央大学学生(現 大日本土木KK開発事業部)

**** 中央大学学生(現 パンフィックコンサルタンツ環境部)

以上を踏まえて、最も単純に凹型の地形によって屈折（これは海浜流を扱う上で最低限必要な波の変形過程である。）を生じ、その結果として海浜循環流が発生する場合について、詳細な実験及び標準的な数値計算を行い、両者を比較検討することにより、海浜循環流についてより良い理解に至ろうとするのが本論文の目的である。

2. 実験

実験は、幅 240 cm 長さ 600 cm 深さ 45 cm の平面水槽内に図-1 に示すような、rip channel の存在する固定地形を作り、沖側一様水深部 ($d=32$ cm) で波高 3.7 cm、周期 0.72 s の波を入射させて行った。入射波の沖波換算波形勾配 H_0/L_0 は 0.047 である。図-1 は 700 点以上の格子点で測定された地盤高をスプライン関数を用いて関数化させて描いたものである。底面は、砂を用いて所定の形状を作った後スプレー式のペイントを吹き付けて固めて作った。凹部を除いた平均勾配は約 1/15 である。実験ケースは、水深 (rip channel の相対的位置)、入射波の波高、周期を変えてケース 30 余の予備実験を行い典型的な (内部循環構造を持つ) 海浜循環流が発生する

ものを選んだ。一般的に言って、碎波前に十分に屈折が生じる場合に、凹部くぼみで離岸流を持つきれいな循環流が観察された。定量的には、図-1 での最大湾入を示す等高線 ($d'=19$ cm) における水深 d_* で無次元化した沖波波高 H_0/d_* が、0.4 以下の場合である。 H_0/d_* がそれ以上になると、凹部で遡上が生じ、碎波後の段波状の波が等高線に垂直に走って、両端部で沖に戻るといういわば質量輸送主導型の (循環) 流れがみられた。現地のビーチカスプ上で見られるのもこれに近いものと思われる。また、 H_0/d_* が極端に小さいと rip channel の効果が小さいために、水槽内に固有の (斜行波による) 沿岸方向の radiation 応力の分布による循環流が混在した。

流れのない場合とある場合のそれぞれの入射波の屈折状況を見るために、造波初期の入射波、および循環流が確立された場での波峰線の進行状況をリピーティングフラッシュを用いて、0.1 s 間隔で発光させ、撮影した。図-2, 3 はそれをトレースしたものである。初期の入射波の (凹型くぼみにおける発散という) 屈折の状況、および循環流確立後の離岸流域での流れによるその発散の程度の減少 (消滅) がよくでていると言えよう。また碎波帯内外の波高分布を、容量式波高計を用いて詳細に (総計 432 点で) 測定した。この時、沖側に固定された基準点の波高計を用いて zero-down crossing 点で定義される等位相 (波峰) 線も求めた。図-4 および 5 にその結果を示す。図-4 中には、目視によって観測された碎波突っ込み点の位置も示す。最大波高点に並行し、そのほぼ 20 cm 岸側になっている。図-5 の等位相線と図-3 の波峰線は共に流れによる屈折と地形による屈折が相殺しあうことを示している。更に、碎波帯内外の波形測

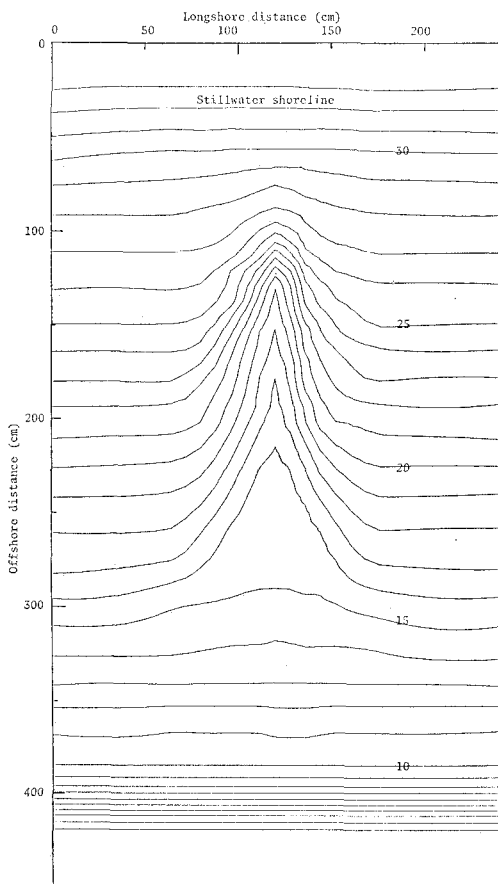


図-1 地形図 (図中の数字は一様水深部からの高さ cm である。)

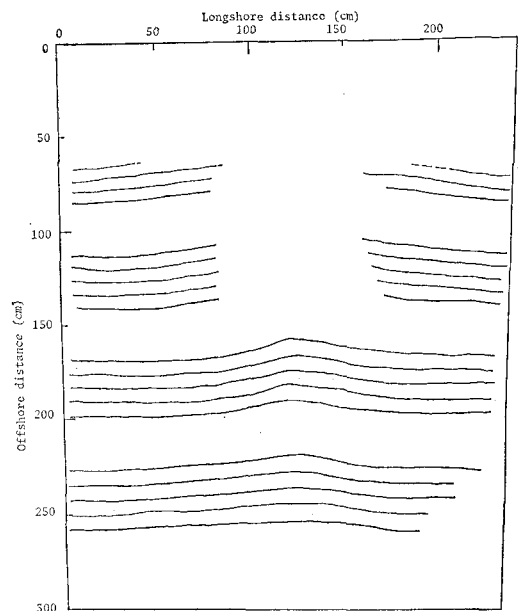


図-2 初期入射波の波峰線進行状況 (実験)

定点において、小型電磁流速計（アレック電子製）を用いてプローブの先端が底面上 2 cm となる高さでの水平方向流速 2 成分を測定した。プローブの形状を考えると底上面約 3 cm の地点で半径約 1.5 cm 高さ約 2 cm の円筒内の平均的な流速を測定しているものと言えよう。実験終了間際のトラブルのため測点線は減って 417 点である。図-6 がその結果である。以上の電氣的に得られた信号は、いったんアナログデータレコーダーに録音した後、サンプリング周波数 100 Hz で AD 変換し、40 波の平均量を求めた。図-6 の特徴はほんの一部の点を除き定常流速の岸沖成分は沖向きであることである。もしこれが断面平均流速を表すものならば定常な場としての質量の保存が成立していないことになる。それを補償するものは波による質量輸送にあるとみて、微小振幅波理論を仮定し、図-4, 5 に示す測定された波高、および位相差より求まる波向きを用いてオイラー的な質量輸送速度 M を求めたものが図-7 である。測定結果より、沖方向位置 $x=101$ cm の地点での岸沖方向の流量を算定したところ 図-7 で示される質量輸送によるものは $1210 \text{ cm}^3/\text{s}$ 、図-6 で示される波底下の戻り流れによるものは $840 \text{ cm}^3/\text{s}$ で、差引き岸向きに $370 \text{ cm}^3/\text{s}$ である。質量輸送速度の算定に微小振幅波理論を用いたために質量輸送速度が過大評価されていることを考えれば妥当な数字であろう。ついで、流速計で測定された流速と合成して（連続の式を満たすであろう）断面平均の定常流を算出したのが図-8 である。かなりきれいな循環流が（特に左半分で）形成されている。なお、流速の測定はできなかったが、沿岸方向中央部の砕波点岸側に内部循環が形成されていた。

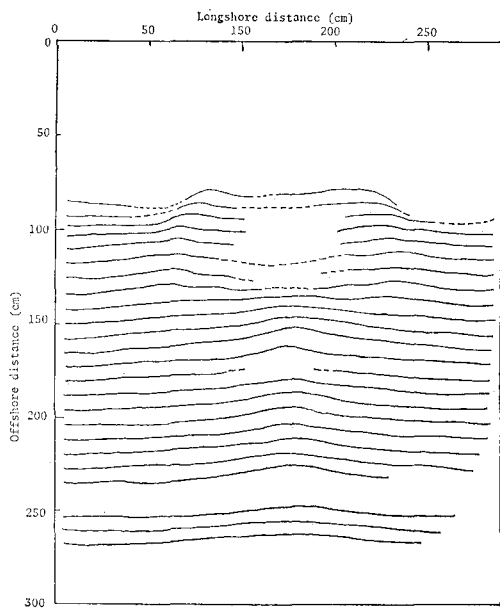


図-3 循環流確立後の波峰線進行状況（実験）

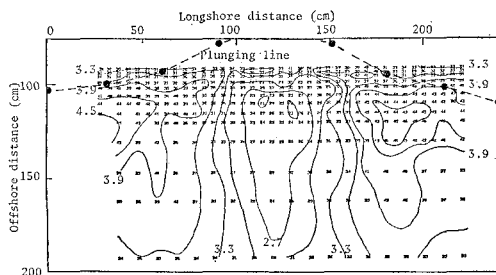


図-4 循環流確立後の波高分布（実験）

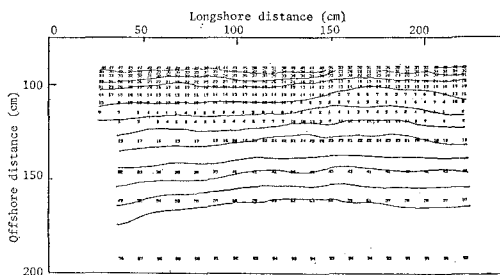


図-5 循環流確立後の等位相線分布（0.1 s 間隔）

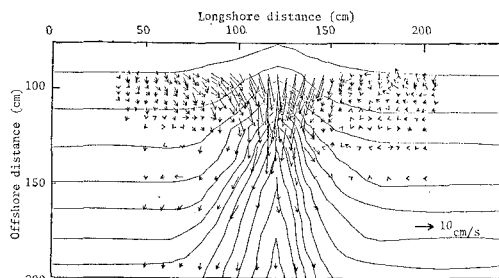


図-6 波底下のオイラー的な定常流速

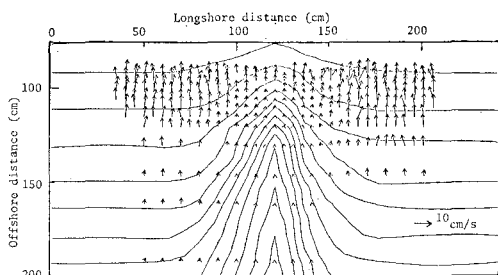


図-7 微小振幅波を仮定して求めた質量輸送速度

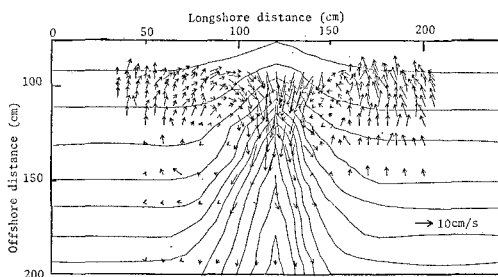


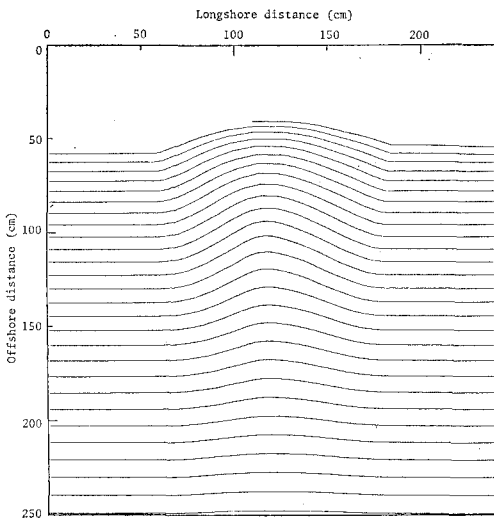
図-8 断面平均の定常流速

3. 数値シミュレーション

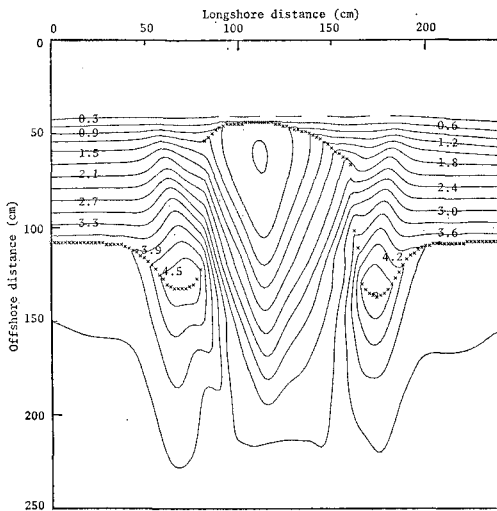
一方、実験条件に合わせて、波の（波数の非回転性と分散関係式およびエネルギーの保存式を用いた）屈折、碎波変形と、その結果生じる海浜流の差分法による数値シミュレーションを通常用いられる方法（例えば、泉宮・堀川, 1984 参照）で行った。波の計算において、碎波条件としては $H_0/L_0 = 0.142 \tanh(2\pi d_0/L_0)$ を、碎波後のエネルギー減衰は水口他 (1978) のモデルを組み込んだ。海浜流の計算においては、底面摩擦項は西村 (1982)、水平拡散項は Thornton (1972) による表現を用いた。摩擦係数及び拡散係数の値はそれぞれ 0.005, 0.5 と取った。なお、数値計算におけるメッシュサイズは、基本的には岸沖、沿岸方向共に 4 cm である。まず流れのない場合

の屈折計算を行った結果が、図—9, 10 に示す波峰線の進行状況、波高分布である。波と流れの干渉を無視する場合もしくは造波初期の波浪状況に対応するものである。図—11 は図—9, 10 で与えられる波浪場による海浜流速の分布である。さらにその流れを考慮して波の場を計算するという繰り返しを行い、波と流れの干渉を考慮した場合の結果を得たのが、図—12, 13, 14 に示されているものである。繰り返しの回数は 16 回で、収束の判定は波高分布の状況がほとんど変化しなくなったときとした。なお計算時の水深は静水深のままである。

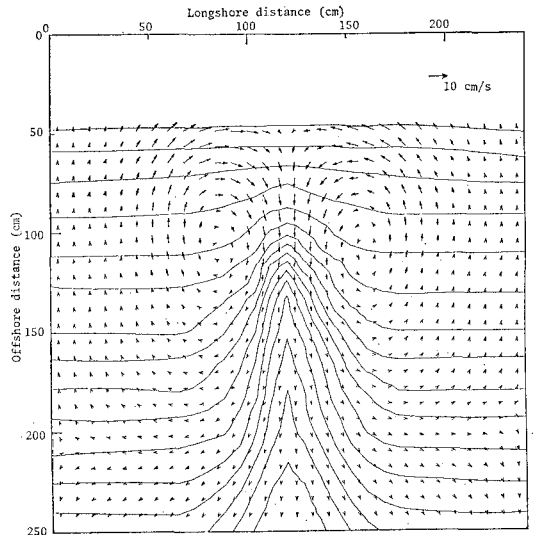
数値シミュレーションにおいては、既に山口他 (1984) によって指摘されているように、波と流れの干渉は波峰線（波向き）分布、波高分布ともに地形による屈折の効



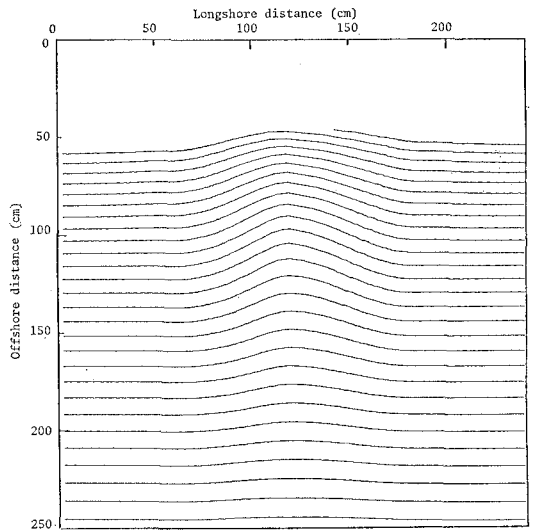
図—9 波と流れの干渉を無視したときの波峰線進行状況（計算, 0.1 s 間隔）



図—10 干渉なしの場合の波高分布（計算）



図—11 干渉なしの場合の定常流速（計算）



図—12 波と流れの干渉を考慮した場合の波峰線進行状況（計算, 0.1 s 間隔）

果を減少させる。その結果、流速場は全体としてのパターンは変わらないものの定量的にはかなり小さくなっている。なお、実験で確認された波底下での流速と断面平均流速の違いを以下のようにして数値計算に取り込んでみた。数値計算上は連続式を満たすものを求めるので、明らかに断面平均量 v すなわち 図-8 に対応するものが得られている。しかしながら、底面摩擦を評価する際には、図-6 に示される波底下の流速 u を取るべきであろう。そこで海浜流の基本式中の底面摩擦項において $u = v - M/d$ なる補正を導入して波と流れの干渉を無視した場合の計算を行ったが、結果は離岸流速の最大値が 4% 程増加しただけでほとんど差はでなかった。

