

浦富海岸で観測された地形性離岸流の特性とその予測について

出口 一郎* ・ 荒木 進歩** ・ 竹田 怜史***
吉井 匠*** ・ 大利 桂子**** ・ 竹原 幸生*****

浦富海岸で観測された 2 つの地形性離岸流について解析を行った。1 つは波状汀線の凹部から発生し、他は、凸部から発生したもので、後者の場合は凸部の両側に feeder channel, 先端に rip channel が形成されていた。離岸流発生時の入射波は、いずれも波高 1 m 以下で、汀線にほぼ直角入射する条件であった。さらに、カスプ地形を模した波状等深線を有するモデル地形上で、rip channel と feeder channel の有無（モデル地形上では砂州の有無）による海浜流の状況を数値計算によって検討した。砂州が存在しない場合には凹部から、砂州を付けた場合は、凸部から離岸流が発生すること、離岸流の発生の有無は入射波浪条件に大きく依存することがわかった。

1. ま え が き

離岸流を含む極浅海域の流体運動は、漂砂移動などの物質輸送において重要な役割を果たしている。安全で快適な海浜リクリエーションの場を提供するためにも、その発生条件、時空間変動特性を明らかにする必要がある。

離岸流に関しては、すでに数多くの理論的、実験的な研究が行われており、最近では数値計算により rip channel の発生・発達を数値解析によって検討するモデル (Damgaard ら, 2002) も提案されている。しかし、現地海岸で観測される離岸流は、必ずしも従来の理論で説明されるものではない。

著者らは、2002 年から鳥取県浦富海岸で離岸流の実測を開始し、この 2 年間で発生原因の異なる幾つかの離岸流をとらえることができた。本研究の目的は、実測された離岸流のうち、2 つの地形性離岸流を取り上げ、実測結果に基づいてその発生条件、特性について検討すると同時に、数値計算により再現を試みることである。

2. 浦富海岸の概要と実測方法

実測の対象とした浦富海岸は、図-1 に示すように両端を岩礁に囲まれた長さ約 1.4 km の砂浜海岸で、そのほぼ中央の水深約 5 m の位置に天端水深 2 m、天端幅 30 m、長さ 400 m の潜堤が 2 基設置されている。離岸流の観測は、2002 年 9 月 2 日～16 日及び 2003 年 7 月 2 日～9 日の間に行った。この海岸の潜堤開口部沖水深約 7 m の地点に超音波式波高計、開口部背後水深約 3 m の地点に ADCP、離岸流が発生しそうな極浅海域の水深 1 m 前後に 10 台の圧力式波高計と 2 台の電磁流速計を設置し、波と流れの計測を行った。図-1 にこれらの機器の配置も示してある。また、風速が 7 m/s 以下の時には、海中に投入したシーマーカー及びトレーサーを約 100～150 m

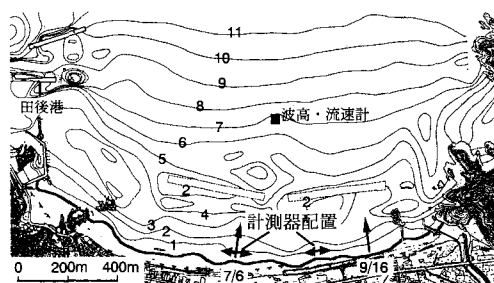


図-1 浦富海岸の概要

上空に係留した飛行船からビデオ撮影することにより、離岸流の流れ観測を行った。

風データについては、2002 年は長尾鼻灯台における観測値 (30 分間隔で測定) を用い、2003 年は、浦富海岸背後の高さ約 3 m の海崖上部に設置した風向風速計によって実測した値 (5 分間隔で測定) を用いた。

両期間中に、明らかに発生原因が異なると考えられる数種類の離岸流を捉えることができた。本研究では、そのうち汀線の凹部と凸部から発生した 2 つの離岸流を取り上げ、流れの特性、発生条件について検討を加える。

3. 実測された 2 つの地形性離岸流

2002 年 9 月 15 日午前中に、図-1 に示す東側潜堤背後のカスプ地形凹部から発生する離岸流が観測された。そのビデオ画像を写真-1 に、またこの前後 3 日間の水深 7 m 地点で観測された入射波及び風速・風向の時系列を図-2(a) (b) に示す。このカスプ地形は、9 月 14 日から数時間継続した有義波高が 1 m 以上の波浪によって形成されたものである。ビデオ画像から読みとられた離岸流の平均的な流速は 0.5 m/s で、砕波帯を突き抜け、約 200 m 沖で離岸流頭を形成した。このときの離岸流は、極浅海域の計測機器の設置位置をはずれた箇所でも発生したため、流速計による離岸流速の測定はできなかった。また、2002 年の実測は 9 月 16 日 12 時に終了したため、その継続時間も確認することはできなかったが、少

* 正 会 員 工博 大阪大学教授 大学院工学研究科土木工学専攻
** 正 会 員 工博 大阪大学講師 大学院工学研究科土木工学専攻
*** 学生会員 大阪大学大学院工学研究科
**** 正 会 員 国際航業(株)
***** 正 会 員 工博 近畿大学助教授 理工学部建設工学科

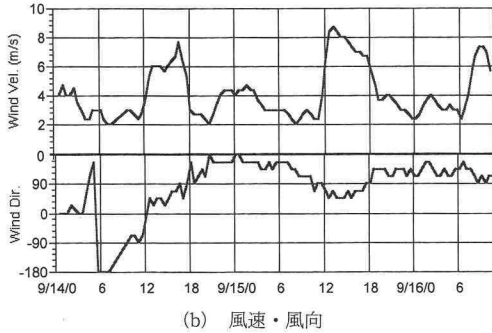
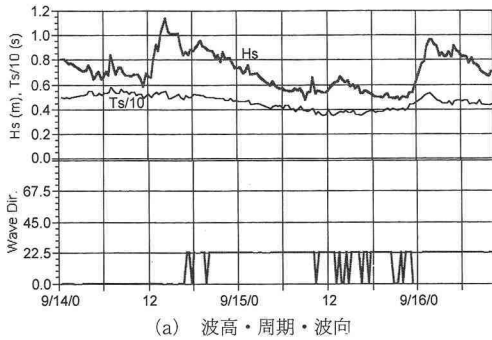


図-2 波浪・風の時系列 (2002 年 9 月)

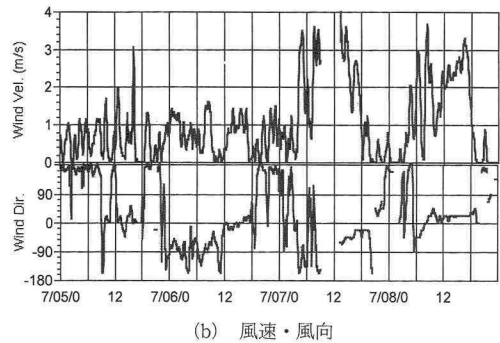
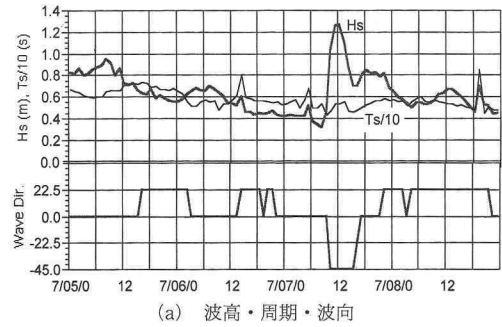


図-3 波浪・風の時系列 (2003 年 7 月)

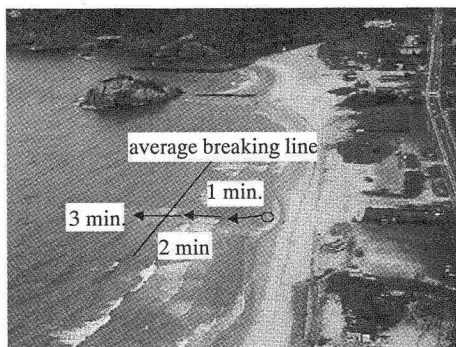


写真-1 汀線凹部から発生した離岸流 (2002 年 9 月)

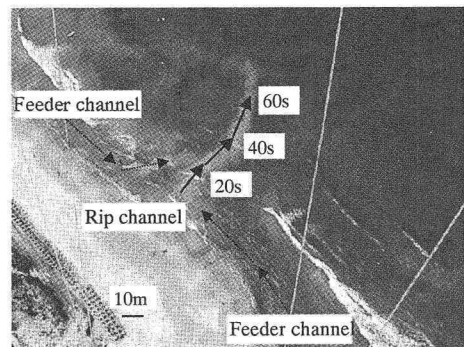


写真-2 汀線凸部から発生した離岸流 (2003 年 7 月)

なくとも数時間継続していた。

図-2 より、離岸流が発生した 9 月 15 日午前中は、波高 0.5~0.6 m 程度の波浪が N~NNE 方向から定常に入射していたことがわかる。また、15 日未明は微弱な陸風であったが、正午頃は、東から若干強い風が吹き出していたことがわかる。

2003 年 7 月 6 日午前中に、図-1 に示す西側潜堤背後の汀線の凸部から発生する離岸流が観測された。6 日 13 時に撮影されたビデオ画像を写真-2 に示す。この時、凸部両側に明確な feeder channel と凸部先端部に rip channel が形成されていた。rip channel の最深部は、周辺海底よりも 0.3~0.4 m 程度深掘れしていた。

7 月 6 日午後に流速計で離岸流速を計測するために、極浅海域の圧力センサーと流速計を水深 0.5~0.7 m の rip channel 周辺に設置し直した。この前後の入射波及び風速・風向時系列を図-4 に示す。

図-3 より、この流れが撮影された時も波高 0.5~0.6 m の波が N~NNE の方向からほぼ定常に入射し、風速は微弱であったことがわかる。また、写真-2 のトレーサの動きから読みとられる平均的な流速は、0.6~0.7 m/s 程度である。しかし、7 日午前中から西よりの強い風が吹きはじめ、風速計が欠測した。この風により、7 日 10 時頃から波高が急増し、波向も NW に変化した。風速が大きかったため、飛行船を揚げるができなかったが、

rip channel 内に設置した電磁流速計には、7日0時～18時頃までは冲向き流れは記録されなかった。波向がNに変化した後、再び強い離岸流が記録された。

なお、この地形は、8日午前中まで消失せずに残っていたが、7日の高波浪により rip channel の位置が若干西側に变化した。

比較的高波浪が来襲していた7日12時及び再び離岸流が発生した7日22時に電磁流速計によって計測された流速及び同じ地点で圧力センサーによって計測された水位変動時系列を図-4、5に示す。

それぞれの図 (a) が岸沖方向流速 (冲向きが正)、(b) が沿岸方向流速 (東向きが正)、(c) が水压変動から LCM 法 (Wang ら, 1986) で変換された水位変動で、図中の細線は計測された生の値、太線は、0.05 Hz 以上の周波数成分を濾過した値である。

まず、図-4(c) 及び 5(c) より、水位変動は入射波高に係わらず何れも 30 cm 程度の振幅を有し、波高は水深に規制されていることがわかる。また入射波高が大きかった図-4に示す12時の水位変動には周期10分程度の長周期変動が含まれているのに対し、図-5に示す22時の結果にはこのような長周期変動は含まれない。また、図-4(b) に示す流速の沿岸方向成分には弱い西向きの平均流が含まれてはいるが、(a) に示す岸沖方向成分に

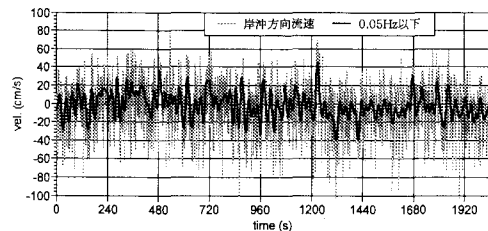
は、平均流は含まれておらず、水位変動に見られた長周期の変動も含まれてはいない。

一方、図-5(a) (b) より明らかなように、22時には、強い西向きと冲向きの平均流が生じている。また、特に図 (b) に示す沿岸方向流速成分には数分の周期を有する長周期変動が含まれているが、水位変動あるいは岸沖方向流速成分にはこれらに対応する長周期変動は存在しない。先に報告 (出口ら, 2003) した不安定性に起因すると思われる離岸流の場合も同様の結果が得られている。

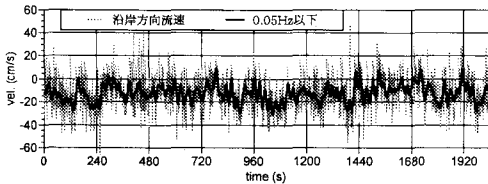
水位変動及び各流速成分のスペクトル解析結果によっても、0.01 Hz 以下の長周期変動は、お互いに独立に生ずることが確認された。この流れは、極浅海域の計測器を撤収した8日午前中まで継続していた。

4. 波状等深線を有する海岸における離岸流の数値計算

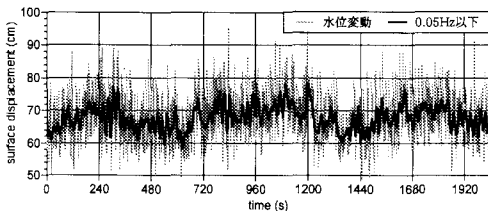
前節で述べた汀線の凹部と凸部から発生する離岸流が、従来の方法による数値計算によって再現可能かどうか検討した。数値計算は、まず波浪場の変形計算を行い、radiation 応力を計算し、海浜流基礎式を解くという従来の方



(a) 岸沖方向流速

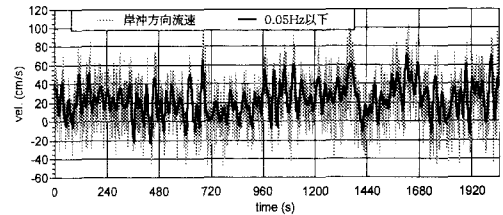


(b) 沿岸方向流速

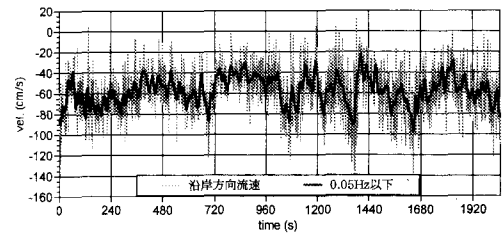


(c) 水位変動

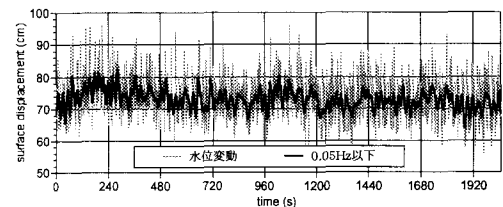
図-4 流速・水位変動 (7月7日, 12時)



(a) 岸沖方向流速



(b) 沿岸方向流速



(c) 水位変動

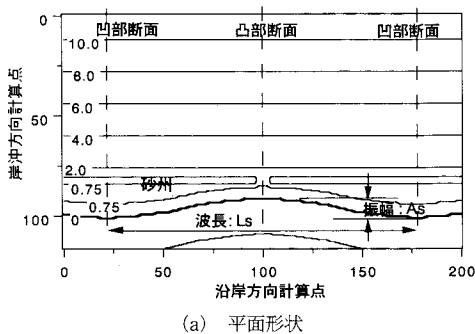
図-5 流速・水位変動 (7月7日, 22時)

用いた。

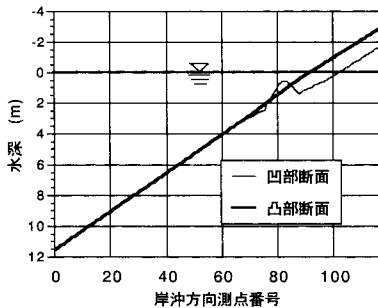
なお、現地の海底地形は、その変化速度が非常に早く、時々刻々変化するため、詳細な深浅測量を行うことができなかった。したがって計算は、汀線が適当な振幅と波長を有する正弦的に変化する仮想的なモデル地形上で行った。この時、汀線の凸部から発生する離岸流を再現するために、弧状砂州を模した砂州を付けた地形とした。図-6(a)は、代表的な計算対象地形の平面図で、(b)は汀線の凸部及び凹部における断面形状である。汀線方向の計算領域は、図-6(a)に示す波状汀線の3波長分とした。ここでは、海底勾配がほぼ1/20となるように計算点の間隔を2.5mの等方格子とした計算結果について考察する。この時の汀線変動の波長 L_s は385m、振幅 A_s は30mである。

計算は、波高 H が0.5m及び1.0mの2種類、周期 T が2.6s~4sの範囲の入射波が平均的な汀線に直角に入射する場合に対して行い、最速の離岸流が発生したケースに対しては、波向を変化させた計算も行った。

砂州がない地形上で最大の離岸流速が発生した $H=1.0\text{m}$ 、 $T=3.0\text{s}$ の場合の流況を図-6(a)に、バーを付けた海岸上に同じ入射波を入射させた場合の流況を(b)に示す。ただし、紙面の関係上、汀線変動の1.5波長分の範囲で示してある。



(a) 平面形状



(b) 代表断面形状

図-6 計算対象地形

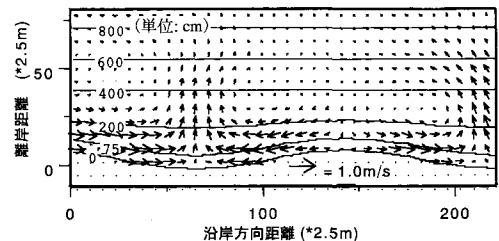
図-7より、砂州が存在しない場合は、汀線の凹部から離岸流が発生し、砂州と汀線の凸部に rip channel (ここだけ砂州は存在しない) を付けた海岸上では、汀線凸部の rip channel から離岸流が発生する、前者の場合は、凸部の方が碎波が早く生じ、平均水位上昇が生じ、これにより、凸部から凹部に向かう流体運動が引き起こされるためである。また、後者の場合は、rip channel 両側の砂州頂部で一様に碎波し、砂州内部で生じた水位上昇と rip channel 沖の水位勾配により、汀線の凸部から離岸流が発生する。

図-7(b)に示す $H=1.0\text{m}$ の場合は、砂州背後の汀線の凹部周辺でも弱い循環流が形成されるが、 $H=0.5\text{m}$ の場合は、汀線の凹部から凸部に向かい、rip channel から流出する単純なパターンの流況となった。

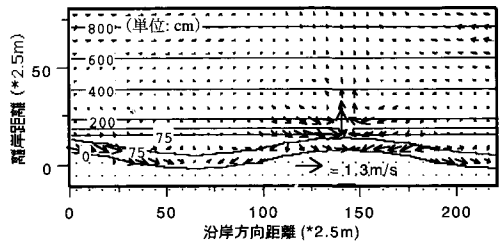
特定の波長を有する波状海底地形上で計算される離岸流の大きさは、入射波の波向と周期に依存して大きく異なる。図-8(a)(b)は、図-7に示した結果と同じ波浪を波向が 10° (汀線の法線から 10° 右から入射) として計算した流況である。

砂州が存在しない場合 (図(a)) は、入射角が 10° 程度では、まだ汀線の凹部から沖向き流れが発生するが、バーが存在する場合 (図(b)) は、バーの沖側で沿岸方向流れのみが発生し、rip channel 周辺でも沖に向かう流速は微弱である。7月7日正午前後に離岸流の発生が止まったのは、ここで示したような波向の変化によるものと考えられる。

図-9は、異なる周期の入射波に対して計算された離



(a) 汀線の凹部から発生する離岸流



(b) 汀線の凸部から発生する離岸流

図-7 波状汀線から発生する離岸流 ($H=1\text{m}$, $T=3\text{s}$)

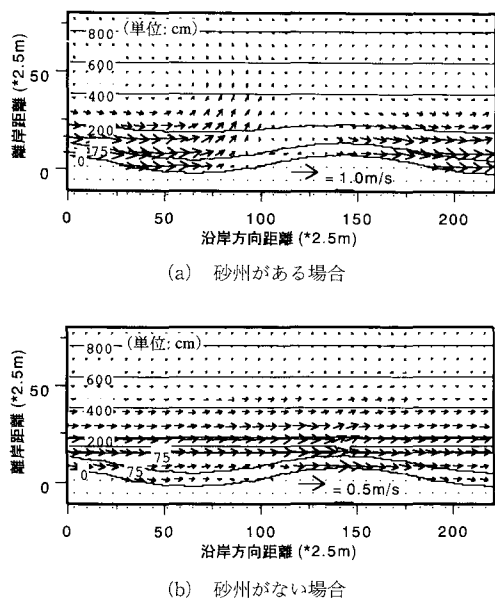


図-8 波状汀線から発生する海浜流 (斜め入射)

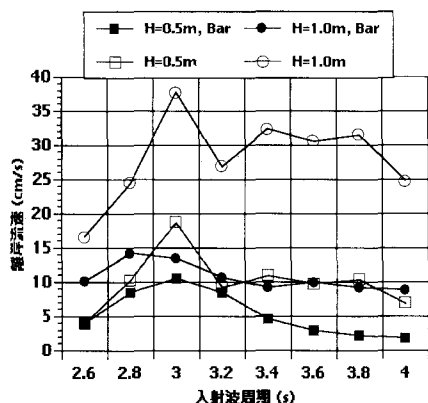


図-9 離岸流の入射波周期依存性

岸流速の最大値を比較したものである。

図より明らかなように、入射波高に関わらず計算された離岸流速は周期によって同様の変化を示し、砂州が存在しない場合は $T=3\text{s}$ で、砂州を付けた場合も $T=2.6\sim 3\text{s}$ で最大となる。すなわち、与えられた地形上で発

生する離岸流は、入射波周期 (波長) に依存する。逆に入射波浪特性が与えられた時は、波流れ場の漂砂移動を適宜に評価することができれば、それに対応して形成され易い波状汀線の波長も推定できるものと考えられる。

5. あとがき

浦富海岸で観測された2つの地形性離岸流について解析を行った。1つは波状汀線の凹部から発生し、他の1つは、凸部から発生したもので、いずれも比較的長時間継続して発生していた。後者の場合は、凸部の両側に feeder channel, 先端に rip channel が形成されていた。離岸流発生時の入射波は、いずれも波高 1m 以下で、汀線にほぼ直角入射する条件であった。しかし、これらの離岸流は波向に依存し、斜め入射する状況では離岸流の発生は、見られなかった。また、離岸流が発生しなかった時の極浅海域の水位変動には顕著な長周期変動が存在し、離岸流発生時にはこのような長周期変動は存在しなかったが、この長周期波と離岸流の関係については明らかにすることはできなかった。

さらに、カスプ地形を模した波状等深浅を有するモデル地形上で、rip channel と feeder channel の有無 (モデル地形上では凹部の砂州の有無) による離岸流発生状況の変化を検討するために数値シミュレーションを行った。砂州が存在しない (channel が無い) 場合には凹部から離岸流が発生し、砂州を付けた場合は、凸部から離岸流が発生することが確認できた。また、何れの場合も離岸流の発生の有無は入射波浪条件 (特に波向きと周期) に大きく依存することもわかった。しかし、依然としてカスプも含めた rip-channel, feeder channel の形成機構については未解決の問題である。

参考文献

- 出口一郎・荒木進歩・竹田怜史・松見義晴・古川泰典 (2003): 鳥取県浦富海岸で観測された離岸流の特性, 海岸工学論文集, Vol. 50, pp. 151-155.
- Damgaard J., Dodd, N., Hall, L. and Chesher T. (2002): Morpho-dynamic modeling of rip channel growth, Coastal Engineering, 45, pp. 199-221.
- Wang, H., D. Y. Lee and A. Garoia (1986): Time series surface-wave recovery from pressure gauge, Coastal Engineering, Vol. 10, pp. 379-393.