

## カスプ地形上で発生する離岸流の特性について

出口一郎\* ・ 荒木進歩\*\* ・ 竹田怜史\*\*\*  
吉井 匠\*\*\*\* ・ 藪崎洋隆\*\*\*\*

浦富海岸で観測されたカスプ凹部より発生する離岸流について、数値計算を用いて入射波特性とカスプ波長・振幅との関係について調査した。その結果、最大離岸流速は波状汀線の振幅・波長比  $\eta/\lambda$ , 入射波長・カスプ波長比  $L_0/\lambda$ , 碎波帯相似パラメータに依存する事が分かった。また碎波位置がカスプの影響範囲内である場合は波高が大きくなるほど離岸流速は大きくなり、碎波位置がカスプの影響範囲外の時は  $\lambda$ ,  $\eta$  に大きく依存する。また離岸流が発生する場合のカスプの地形変化についても調査したが、カスプの振幅が時間とともに減少する結果となった。

### 1. ま え が き

離岸流に関しては、すでに数多くの研究が行われている。一方で、離岸流によって考えられる海水浴中の事故も多発している。事故例を検討すると、1つは高波浪来襲時にもかかわらず海に入り事故に至ったもの、もう1つは通常時波浪入射時に突如発生する離岸流に遭遇し、事故に至ったものである。いずれにしろ、海浜を安全で快適なレクリエーションの場として利用するためには、離岸流の発生を予測・予報する必要がある。

著者らは鳥取県浦富海岸で2002-2004年の3年間、離岸流の観測を行ってきた。カスプ地形の凹部あるいは凸部から発生する離岸流（後者の場合には凸部沖側に rip channel - 沿岸砂州の切れ目 - が存在する）、直線状海浜で突如発生する継続時間の短い離岸流、人工リーフ開口部から沖に流れる離岸流などが観測された（出口ら、2003）。

離岸流の発生は地形によるところが大きく、特にカスプ地形は離岸流の発生に大きく関与している。既にバー地形に与えた微小擾乱からリップチャネルの形成・発達を検討したモデル（Damgaard ら、2002）や、カスプ地形の形成機構のモデル（例えば、Sunamura, 2004）などが報告されている。

しかし、同じ海岸で同一波浪が入射する条件で、異なった波長のカスプが形成され、しかも隣接する波長の異なったカスプの片方からのみ離岸流の発生が確認された場合もあった。本研究の目的は、様々な形状のモデルカスプ地形上に様々な特性の波浪が入射した場合に発生する海浜流について数値計算を行い、カスプ地形と離岸流の関係について検討すると同時に、波・流れによるカスプの変形計算を行い、カスプの消長についても検討した。

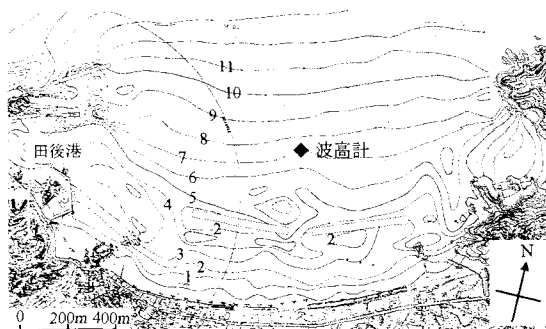


図-1 浦富海岸の概要

### 2. 離岸流調査の概要

現地実測の対象地は鳥取県浦富海岸である（図-1）。浦富海岸は東西を岩礁に囲まれた長さ約1.4 kmの遠浅の砂浜海岸であり、海底勾配は約0.01、中央粒径は約0.23 mmである。汀線より約250 m、水深3 m付近に2基の潜堤（天端幅30～50 m、堤長400 m）が設置されている。本研究の対象としたカスプ地形と離岸流は、2002年9月2日～16日に観測されたものである。この間、水深約8 mの地点には超音波式波高計を、潜堤開口部には ADCP を設置し、海岸への入射波特性の計測を行っている。また離岸流は、気球にカメラを取り付け、上空約100～150 mから海中に投入したシーマーカー（緑色の染料）の流況を追跡することにより観測した。風のデータは長尾鼻灯台における観測値を用いた。

対象とするカスプ地形は、浦富海岸の東部潜堤背後に形成されたもので、図-2 及び図-3 にカスプ地形形成前（9月12日）及び形成後（9月15日）に撮影された地形を示す。離岸流は、図-3 に見られる3つ連続するカスプ地形の1番波長の短い中央のカスプ(A)の凹部からのみ発生した（図-3）。離岸流速は約0.8 m/sであった。

図-4、及び図-5 にカスプ地形形成前の9月11日から形成後、離岸流が観測された15日までの水深8 m地点で計測された有義波時系列と風データを示す。波向及び

\* 正会員 工博 大阪大学大学院教授大学院工学研究科地球総合工学専攻

\*\* 正会員 博(工) 大阪大学大学院講師大学院工学研究科地球総合工学専攻

\*\*\* 正会員 修(工) NTTデータ(株)

\*\*\*\* 学生会員 大阪大学大学院工学研究科地球総合工学専攻



図-2 カスプ形成前 (9月12日)

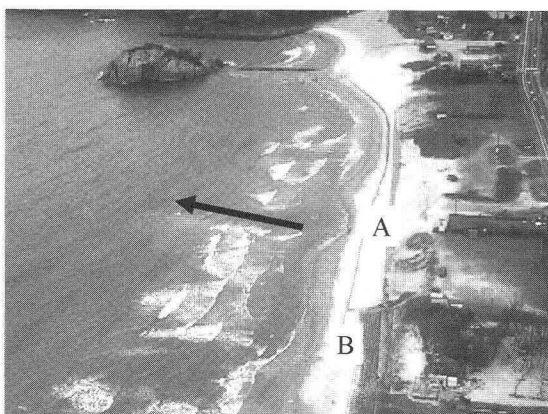


図-3 汀線凹部より発生する離岸流 (9月15日)

風向は、北を0度として時計回りに計測した角度で示した。カスプは13日未明から12時間ほど継続した波高1m以上の波浪によって形成されたものと思われる。図-2に示す高波浪前にはカスプが形成されるきっかけとなるような窪み等は確認できない。また極浅海域に設置した波高計ではこの期間中に長周期成分の変化は見られなかった。

なお、図-3に示す離岸流撮影時の波浪条件は、図-4より、有義波高0.6m、周期4s、波向きはNNWで、対象領域にほぼ直角に入射する条件であったことがわかる。さらに離岸流発生地点では碎波が確認できないため、周囲より海底面が掘れてリップチャンネルが形成されていると考えられるが、周囲にbarの存在は確認できなかった。それぞれのカスプの波長 $\lambda$ および汀線の振幅 $\eta$ は

(A)  $\lambda=48$  m,  $\eta=15$  m

(B)  $\lambda=82.5$  m,  $\eta=20$  m

であった。

カスプ形成の機構に関してはすでに幾つかのモデルが

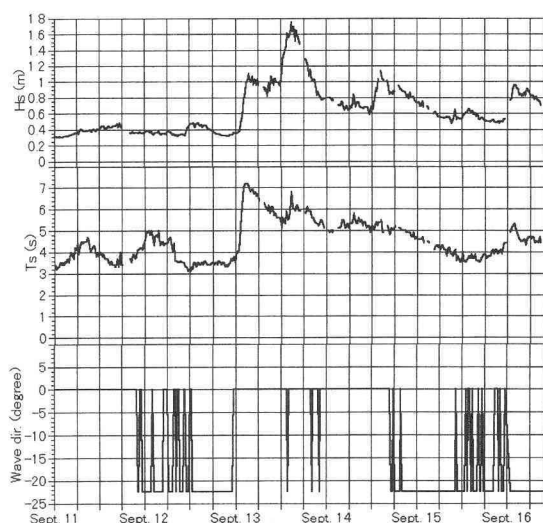


図-4 波浪の時系列

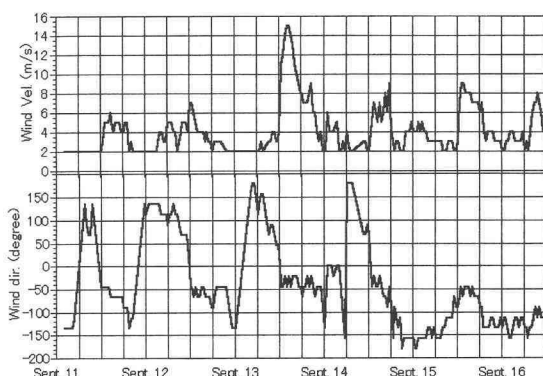


図-5 風の時系列

提案されているが、その全てがカスプ地形を等間隔と仮定している。しかし、今回の観測結果では同じ波浪が入射して形成されたにもかかわらず、異なる波長のカスプが隣接して形成されており、現地海岸では必ずしも規則的なカスプが形成されていないことが分かる。このカスプがどのような機構で形成されたのかについては不明である。

### 3. モデルカスプ地形上での海浜流計算

前節での汀線凹部での離岸流の発生を検討するために、数値計算で離岸流を再現し、入射波特性（入射波高、入射波周期）や地形特性（カスプ波長、カスプ振幅）が離岸流にどのような影響を及ぼすのかについて検討する。

#### (1) モデル地形と計算条件

数値計算は、まず非定常緩勾配方程式に基づき波浪場の変形計算を行い、radiation stressを計算し、海浜流

基礎式を解くという従来の方法を用いて行った。また地形に関しては現地での深浅測量が困難であったため、図-6に示す仮想的なモデル地形上で行った。海底勾配は平行等深線部で約0.01、汀線付近で約0.1とし、図中の波状汀線の影響範囲 $x_w$ については現地での詳細な観測データがないために、50 m (水深1.36 m) に設定した。また波は全て直角入射として計算を行った。

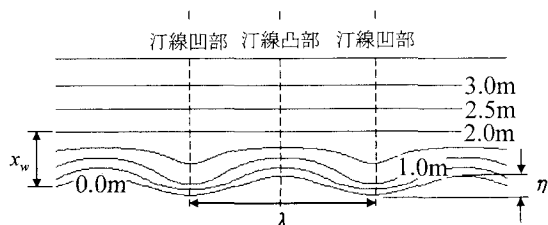


図-6 モデル地形の概要

## (2) 計算結果及び考察

まずカスプ地形を固定し、そこに異なる入射波を与えた場合の離岸流の特性について検討した。既往の研究では離岸流の規模について考察を行う際に、離岸流長や離岸流幅などを用いて検討する場合が多い。しかし、その離岸流長や幅における明確な定義が存在しないため、ここでは最大離岸流速 $U_{r\max}$ を規模の代表値とし、この $U_{r\max}$ の無次元量 $U_{r\max}/\sqrt{gh_b}$ で考察を行う。

図-7は $\eta/\lambda=0.20$ に固定し、無次元最大離岸流速 $U_{r\max}/\sqrt{gh_b}$ の入射波特性の一つである碎波帯相似パラメータ $h_b/x_b\sqrt{H_0/L_0}$ による変化を $L_0/\lambda$ をパラメータにとり、同じ入射波周期のものを線で結んで整理した結果である。プロットしたものは左側から波高1.4 m, 1.2 m, 1.0 m, 0.8 m, 0.7 m, 0.6 m, 0.5 mである。

これから分かるように、 $L_0/\lambda$ が決定される場合、 $h_b/x_b\sqrt{H_0/L_0}$ の値によって流速は極大値をもつ。これは $T_0$ および $\lambda$ 、 $\eta/\lambda$ が一定値であるため、無次元最大離岸流速 $U_{r\max}/\sqrt{gh_b}$ は $H_0$ の大きさに依存していると言える。今回の場合 $H_0=0.7$  mから1.0 mの範囲で極大値をとる。

波高が小さく、波が波状汀線の影響範囲内で碎波する場合、碎波位置が沿岸方向に非一様になり碎波帯周辺で浅でのラディエーション応力の沿岸方向勾配が大きくなり、結果として離岸流を引き起こす源となる沿岸流の大きさが大きくなり、強い離岸流が引き起こされる。

入射波高が増大するにつれて、碎波水深が増大し、波状汀線の影響範囲外で碎波が生ずるようになると碎波位置は沿岸方向に一樣となり、碎波帯の幅も大きい。この時の沿岸方向のラディエーション応力の勾配は、入射波高が小さく碎波位置が一樣でない場合に比べて小さく、離岸流の源となる沿岸流もあまり発達せず、結果として

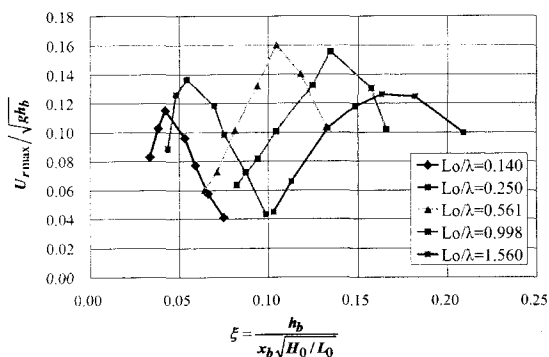


図-7 碎波帯相似パラメータによる無次元最大離岸流速の比較 ( $\eta/\lambda=0.20$ )

離岸流の流速は減少する。また、沿岸方向のラディエーション応力の勾配はカスプ地形により決定されるため、最大離岸流速はカスプ波長 $\lambda$ および振幅 $\eta$ に大きく依存する。

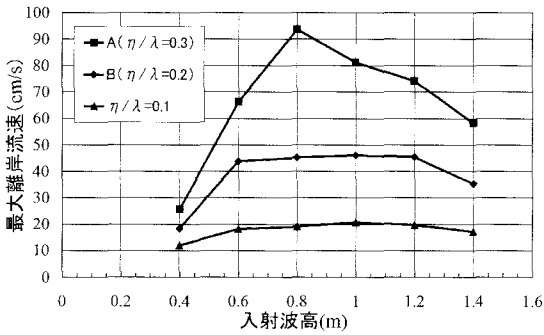
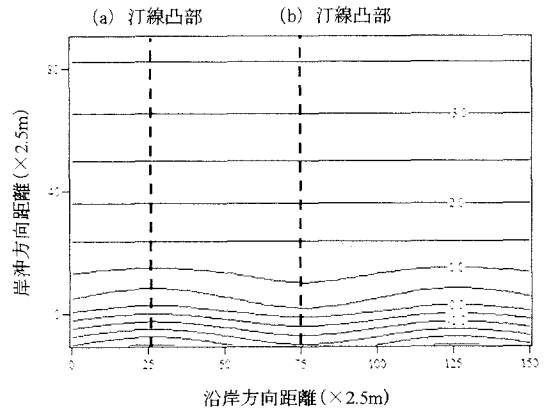
したがって、碎波が沿岸方向に非一様な場合は、入射波高が大きいほど離岸方向の流速が大きくなり、碎波が沿岸方向に一樣な場合は波高が小さいほど離岸流速が大きくなる。よって、波状汀線影響範囲と沿岸方向一樣水深との切り替え点での水深で碎波する波が入射している時が最も離岸方向流速が大きくなる。

つまり、カスプの振幅・波長比 $\eta/\lambda$ および $L_0/\lambda$ が決定された場合、入射波の波高 $H_0$ 及び碎波位置を決定するパラメータである海底勾配、波状汀線の影響範囲 $x_w$ が離岸流速に大きく関与している。

また、入射波が決定されている場合、カスプ波長によって離岸流速は大きく影響を受ける。つまり、前章のように現地海岸で異なる波長のカスプが存在する場合、入射波が決定されているので、カスプ波長によって異なる流速をもつことが分かる。

## (3) 現地観測結果の検討

先に述べたように入射波の特性が決まれば、離岸流速はカスプ波長および波長・振幅比により決定される。現地実測にて観測されたカスプ A, B を用いて計算を行ったものが図-8である。入射波周期 $L_0=5.0$  s とし、波高を変化させたものを示している。図中のプロットは左側から $H_0=1.4$  m, 1.2 m, 1.0 m, 0.8 m, 0.6 m, 0.4 m である。図より明らかなように、離岸流の発生したカスプ A のほうがカスプ B よりも大きな流れが発生する可能性があることが分かる。現地での入射波浪 $H_0=0.6$  m を見ると、A で観測された離岸流速0.8 m/s と計算結果が良く一致している事がわかる。現地での流速が計算結果よりも速くなる原因として、流れによって海底が掘られリップチャネルが形成され流れが増強されていた可能

図-8 現地カスプを用いた計算結果 ( $\lambda=100$  m,  $T_0=5.0$  s)図-9 初期地形 ( $\lambda=250$  m,  $\eta=12.5$  m)

性があり、そのために現地海岸ではカスプ A でより顕著に離岸流が観測されたと考えられる。

#### 4. カスプ地形の消長に関する計算

前章で入射波や地形形状が離岸流に与える影響について考察を行った。続いて、カスプ地形によって離岸流が形成され、それに伴って水深変化が生じる。その水深変化が地形性離岸流にどのような影響を与えるのか、また入射波浪特性がカスプ地形に対してどのような変動を引き起こすのかという事について検討をした。

##### (1) 計算方法と結果

波浪場の計算には波の不規則性・方向分散性を考慮するためにエネルギー平衡方程式を用い、その波浪計算結果を用いて海浜流基礎方程式で流れを計算し、その流れの下での水深変化量を5時間分計算し、新たな地形で計算を繰り返すようにした。これにより初期地形の変化、離岸流に対する影響を考察する。

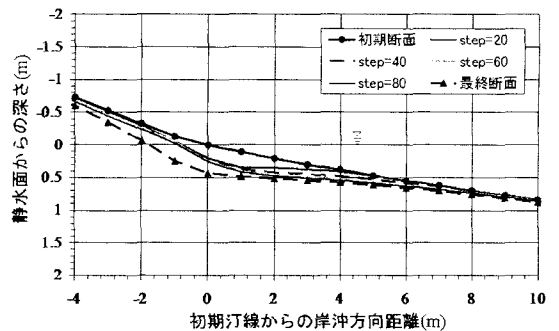
計算に用いた初期地形は図-9に示す  $\lambda=250$  m,  $\eta=12.5$  m の波状汀線を有するもので、波状汀線の振幅・波長比は0.05と小さい。この初期地形上に離岸流が発生するような波浪を入射させ、波と流れによる水深変化計算を行い、カスプ地形の波長について検討した。今回は入射波として  $H_0=1.0$  m,  $T_0=6.0$  s を用いて計算し、実時間スケールで100 step (1 step = 0.5 hr) の計算を行った。

計算結果を図-10に示す。(a)汀線凹部、(b)汀線凸部の位置は図-9に示すとおりである。図より汀線凹部では汀線からやや沖側で侵食し、約6 m より沖側ではわずかに堆積した。このように汀線周辺で水深変化は起こっているが、汀線の位置の移動はほとんど発生していない。一方、汀線凸部では比較的大きな侵食が発生し、汀線の位置も岸側へ約2 m 移動した。この結果から波状汀線幅  $\eta$  は徐々に減少する傾向にある。つまり、地形性離岸流を引き起こすカスプ地形は徐々に縮小傾向にあ

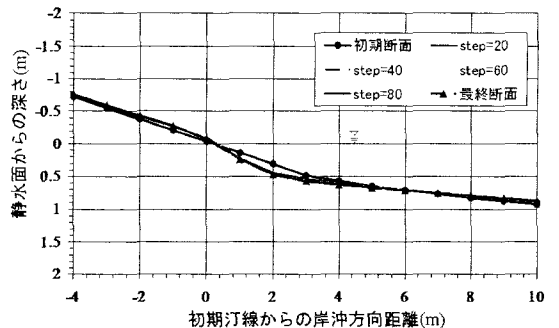
る。

また入射波周期4.0 s, 8.0 s の場合でも計算を行ったが、侵食量の違いのみで凹部と凸部の侵食、堆積傾向に大きな違いは見られず、ともにカスプの縮小傾向を示していた。

さらにカスプ地形が縮小傾向にあるときに、汀線凹部の離岸流速がどのように変化していくのかについて検討した。図-11は入射波周期6.0 s の時の離岸流速の変化を示したものである。離岸流速は正の値が沖方向への流



(a) 汀線凸部



(b) 汀線凹部

図-10 地形断面変化 ( $H_0=1.0$  m,  $T_0=6.0$  s)

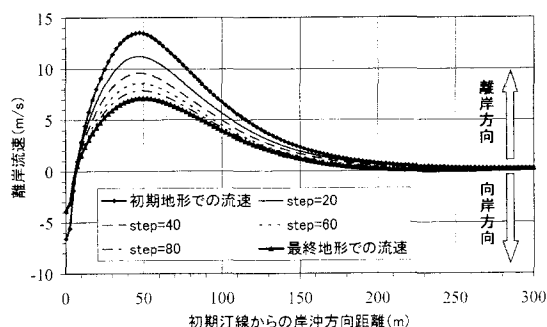


図-11 汀線凹部での離岸流速 ( $H_0=1.0$  m,  $T_0=6.0$  s)

れを示している。この図よりカスプ地形の縮小とともに汀線凹部での地形性離岸流の流速は小さくなっていく様子が分かる。最終地形での離岸流速は初期地形と比べて約1/2となっている。この原因として地形の非一様性が弱くなるために、沿岸方向の平均水面勾配に与える地形の影響が小さくなるためと考えられる。

以上の結果より、通常形成されるカスプは、振幅・波長比の微小な初期地形が波と流れによって振幅が徐々に増大するような形で形成されるのではなく、別の機構で形成されることを示唆しているものと考えられる。

## 5. 結 論

浦富海岸で観測されたカスプ凹部より発生する離岸流について解析を行った。現地にて2種類のカスプが隣接して形成されており、カスプ波長の小さい方からのみ離岸流が確認された。数値計算にてカスプ凹部より発生する離岸流を再現し、入射波特性とカスプ波長および振幅

の関係について調査した結果、最大離岸流速はカスプの振幅・波長比  $\eta/\lambda$ 、入射波長・カスプ波長比  $L_0/\lambda$ 、碎波帯相似パラメータに依存する事が分かった。また碎波位置がカスプ地形の影響を受け沿岸方向に非一様な場合は、波高の増大に伴って最大離岸流速も増加し、また周期にも依存する。碎波位置がカスプ地形の影響を受けずに沿岸方向に一様な場合(碎波帯が広い場合)は、最大離岸流速は  $\lambda$  と  $\eta$  に大きく依存する。

また現地で観測された入射波高・周期、カスプの波長・振幅比を用いて離岸流速の特性について調べると、計算上でも離岸流の発生したカスプの方が流速が大きく、またその値は現地で観測されたものと比較的良好に一致していた。

さらに、カスプに振幅が小さいモデル地形( $\eta/\lambda=0.1$ )を初期地形とし、カスプの地形変化について計算を行った。ここで用いたモデルによる計算の結果、いずれの入射波周期の場合でもカスプの振幅が時間とともに減少し、平坦な地形に近づく結果となり、振幅が時間とともに増加するような入射波周期を見つける事はできなかった。

## 参 考 文 献

- 出口一郎・荒木進歩・竹田怜史・吉井匠・大利桂子・竹原幸生 (2004) : 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, 海岸工学論文集, 第51巻, pp. 136-140.
- Damgaard J., N. Dodd, L. Hall and T. Chesher (2002) : Morphodynamic modelling of rip channel growth, Coastal Engineering, Vol.45, pp. 199-221.
- Sunamura T. (2004) : A predictive relationship for the spacing of beach cusps in nature, Coastal Engineering, Vol.51, pp. 697-711.