

地形性離岸流の発生条件について

吉井 匠¹・出口一郎²・薮崎洋隆³・有田 守⁴

現地海岸において確認された地形性離岸流の消長について数値シミュレーションを用いて検討を行い、さらにラージカブの形成についても不安定解析を用いて検討を行った。その結果、海浜流基礎式に基づく 2 次元数値モデルにより現地の地形性離岸流が十分な精度で再現でき、数値計算手法の現地海岸への適用性が確認された。また不安定解析によりラージカブの波長を決定する主な要因は碎波帯幅であり、その他のパラメータは主にカブの発達速度に影響を与える事が分かった。さらにモデル地形を用いた地形性離岸流の検討から、地形性離岸流は潮位等や波向きの変化によって流況が変わり、特に波向きの影響は顕著であることが分かった。

1. はじめに

離岸流の発生は海水浴などのレクリエーションにとって重要な問題であり、海岸の安全な利用のためにもその発生予測・予報手法が求められている。国外でも離岸流を予測する動きは活発であり、すでにアメリカでは一部の海岸で離岸流の発生予報が試みられている。

離岸流の発生にはこれまでに様々な発生理論が提案されているが、著者らのこれまでの現地観測に基づく研究により、離岸流は地形性離岸流と突発性離岸流の 2 種類に大別できることが分かった。中でもラージカブ上で発生する地形性離岸流は発生頻度も高い。しかし、ラージカブが存在したとしても必ずしも離岸流が発生するわけではないことが現地実測で確認された。そこで本研究ではまず地形性離岸流の発生に深く関わっているラージカブの波長に対し、不安定解析によって検討し、様々なモデル地形上において、種々の波浪および潮位条件下での離岸流の数値計算を行うことにより、地形性離岸流の発生条件について検討した。

2. 数値モデルによる離岸流再現精度

まず、本研究で使用する海浜流数値モデルの再現性について、現地観測された離岸流に基づいて検討を行う。対象とする離岸流は鳥取県浦富海岸にて 2006 年 9 月 12 日に観測された地形性の離岸流である (図-1)。離岸流発生場所にはリップチャンネルが形成されており、そこへ流れ込むように離岸流が発生していた。この離岸流発生場所の周辺地形を K-GPS 相対測位法を用いて測量し、併せて離岸流発生場所に電磁流速計を設置して流速を計測した。離岸流発生時の入射波高は 0.6 m, 周期 4.0 s

であり、ほぼ直角入射であった。また電磁流速計で計測された流速は平均で 20 cm/s 程度の小規模なものであった。

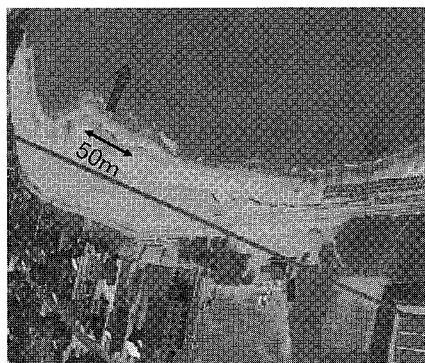


図-1 リップチャンネルで発生する離岸流

本研究では、非定常緩勾配方程式を用いて波浪場の計算を行い、波浪分布を求め、radiation stress を計算し、それらを用いて海浜流基礎式を解くという従来の方法で海浜流の計算を行った。この数値モデルに現地で観測された入射波、地形を入力して計算を行った結果が図-2 である。図より、実測結果と同様にリップチャンネル部へ

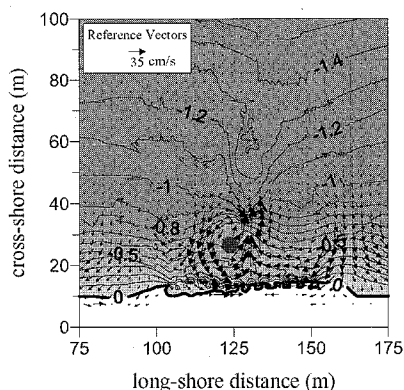


図-2 数値モデルでの離岸流の再現

1 正 会 員 修(工) (財)電力中央研究所
2 正 会 員 工博 大阪大学大学院工学研究科地球総合工学専攻
3 学生会員 大阪大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻
4 正 会 員 博(工) 大阪大学助手大学院工学研究科地球総合工学専攻

と発生する離岸流が再現できていることが分かる。また図中に点で示した流速計で計測された離岸流速が約 15 cm/s であったのに対して、計算で求めた離岸流速は約 18 cm/s と非常に近い値が得られた。以上のことから今回用いた計算モデルにより現地で発生する地形性の離岸流を十分な精度で再現できることが確認された。

3. 不安定解析によるカスプ波長の解析

つぎに地形性離岸流を誘発するラージカスプの形成機構について検討する。それらの形成メカニズムには長周期波等の外力により強制的に地形が形成されるという考え方と、何らかの要因で発生した微小な擾乱が自発的に発達し形成されるという考え方に大きく二分できる。今回は後者の自発的に発生するメカニズムを考え、カスプ波長がどのようなパラメータによって決定されるのかを検討した。

(1) 基礎方程式

基礎方程式として以下の海浜流基礎方程式、漂砂量方程式を用いた。これらの式は、先に日野ら (1974) が線形安定解析に用いたものと同じである。

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = -g \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} + \frac{1}{\rho(h+\bar{\eta})} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) + v \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) - \frac{\tau_x}{\rho(h+\bar{\eta})} \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -g \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial y} + \frac{1}{\rho(h+\bar{\eta})} \left(\frac{\partial S_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right) + v \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) - \frac{\tau_y}{\rho(h+\bar{\eta})} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \bar{\eta}}{\partial t} + \frac{\partial U(h+\bar{\eta})}{\partial x} + \frac{\partial V(h+\bar{\eta})}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) \quad (4)$$

ここで t は時間, x, y はそれぞれ岸沖, 沿岸方向座標, U, V はそれぞれ岸沖, 沿岸方向流速であり, g は重力加速度, ρ は水の密度, $\bar{\eta}$ は平均水位変動量, h は水深, τ_x, τ_y は岸沖および沿岸方向の底部せん断力, v は水平混合係数を含む項, $S_{xx}, S_{xy}, S_{yx}, S_{yy}$ は radiation stress であり, λ は底質の空隙率である。

また漂砂量 q_x, q_y については以下式で与える。式中の c は漂砂量係数である。

$$q_x = c(h+\bar{\eta})U \quad (5)$$

$$q_y = c(h+\bar{\eta})V \quad (6)$$

ここで波浪系および地形に存在する摂動を以下のように仮定する。

$$U = u'(x)e^{\sigma t + iky} \quad (7)$$

$$V = v'(x)e^{\sigma t + iky} \quad (8)$$

$$h = h_0 + h'(x)e^{\sigma t + iky} \quad (9)$$

$$\eta = \eta_0 + \eta'(x)e^{\sigma t + iky} \quad (10)$$

$$\theta = \pi + \theta'e^{\sigma t + iky} \quad (11)$$

式中で ' が付いた項が摂動項であり, 添字 0 が付いている項が初期状態を表す項である。また σ は摂動の増幅率, k は摂動の沿岸方向波数であり, θ は沖方向を 0 とした波向である。

式(7)~(10)の展開は, 日野らと同じであるが, 今回の計算では地形の摂動により波の屈折が起きると考え, 波向きにも摂動 (式(11)) を与える。ここで波向きの摂動は地形によって与えられるとした。これによりラディエーション応力 S_{xy}, S_{yx} の影響が直接検討可能になるため, 海底勾配の影響も検討可能となる。

式(1)~(4)に以上の摂動項を代入し, 線形解, 線形増幅率 (発達速度) を求めた。求められた発達速度は, 式(12)に示す 7 つの量に依存する。

$$\sigma = f(\alpha_2, \alpha_4, v, \mu, \alpha_1, L, k) \quad (12)$$

ここで α_1 は水深波高比, L は碎波帯幅, μ は海浜断面形状にかかわる係数である。また α_2, α_4 は以下のように与えられる。

$$\alpha_2 = \frac{c}{1-\lambda} \quad (13)$$

$$\alpha_4 = \frac{f u_w}{h_0 + \eta_0} \quad (14)$$

ここで f は摩擦係数, u_w は底部水粒子速度である。

式(12)より, 漂砂量係数項 α_2 , 摩擦係数項 α_4 , 水平混合係数項 v , 碎波帯幅 L , 水深波高比 α_1 , 海底勾配のパラメータ μ を決定すると, 摂動の沿岸方向波数 k と地形の発達速度 σ の関係が求まる。 σ が正の値となる波数で摂動は自発的に発達しカスプ地形が形成され, また負の値となる波数では摂動は時間と共に消滅することになる。

(2) カスプ波長のパラメータ解析

以上の線形解で各パラメータによって波数 k と摂動の発達速度 σ がどのように変化するかを, それぞれのパラメータを変化させることで検討する。

紙面の都合上, 漂砂量係数項および碎波帯幅を変化させた場合の結果のみを図-3, 図-4 に示す。図-3 より発達速度は $k=0.06$ 程度 (波長約 100 m) で正のピーク値

を取る。この波数をもつカスポが卓越的に発生すると考え、その波数より求まる波長をカスポの卓越波長として議論することにする。図-3を見ると、漂砂量係数項を変化させた場合では発達速度がピークとなる波数は変化せず、漂砂量係数項の増加に伴って発達速度は波数全域において増加した。摩擦係数項、水平混合係数項を変化させた場合もこれと同様にピーク値となる波数に変化はなく、発達速度のみに変化があった。また図-4では碎波帯幅の変化に伴ってピークとなる波数が変化していることが分かる。また碎波帯幅が狭いほど発達速度も増加し、より長い波長のカスポが形成されることが分かる。

以上のパラメータ解析をまとめると、ラージカスポの波長は主に碎波帯幅によって決定され、その他のパラメータに関しては主にカスポの発達速度に影響を与えることが分かった。また現地実測を行っている浦富海岸でのパラメータを用いて発達しやすいラージカスポの波長を計算すると約 100-200 m 程度であり、これは現地観測で観測されるラージカスポの波長とよく一致している。

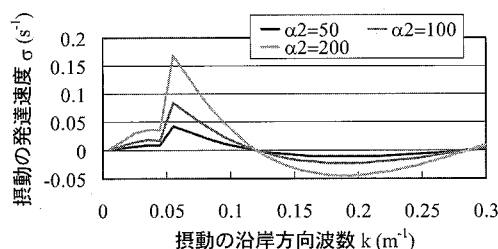


図-3 漂砂量係数項による変化

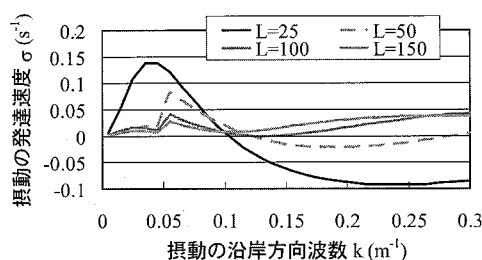


図-4 碎波帯幅による変化

4. 数値モデルによる離岸流特性の検討

上記で検討した結果得られたラージカスポの卓越波長を用いてモデル地形を作成した。カスポ波長・振幅を 100 m 及び 10 m (あるいは 200 m 及び 20 m) とし、また海底形状は汀線付近の勾配を 0.1 とし、2/3 乗則で決定した。

(1) ラージカスポのみの場合

モデル地形を用いてまずカスポ地形のみが存在する場合の検討を行う。図-5 にはラージカスポ上に波高 75 cm, 周期 6.0 s の波を直角入射させた場合の計算結果を示している。図より、カスポ地形内に汀線凹部で離岸流、汀線凸部で向岸流と明確な流れの循環が発生していることが分かる。この条件で、潮位のみを 80 cm 低下させて計算を行った結果が図-6 である。同じ波を入射させているにもかかわらず、明確な流れの循環が消滅していることが分かる。これは潮位が下がったためにカスポ地形が波に与える影響が小さくなったためである。

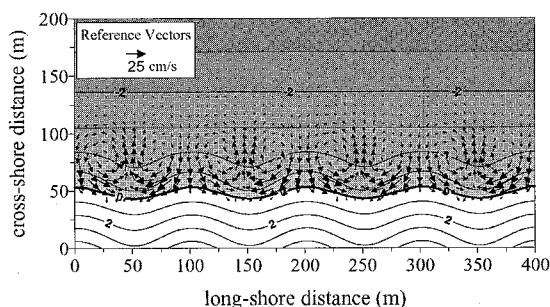


図-5 潮位 0cm での計算結果

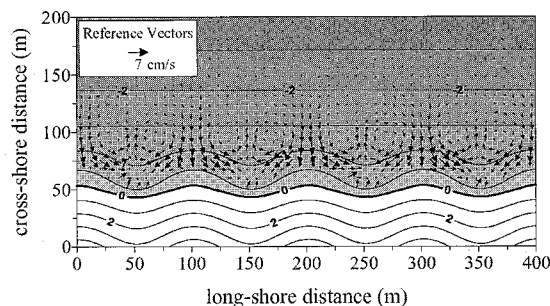


図-6 潮位 -80cm での計算結果

つぎに波向の影響について検討する。離岸流発生における波向の重要性については Engle ら (2002) によって報告されている。そこで波向を 10°, 20°, 30° と変化させた場合の計算結果 (カスポ波長 100 m の場合) を図-7 に示す。これによると波向が 10° の場合では沿岸流が発生するものの離岸流も依然発生し、汀線凸部にて沿岸流と離岸流に分離する流れとなっており、また流れの循環もみられる。波向が 20° になると沿岸流が卓越しだし、波向が 30° になると完全に蛇行する沿岸流となる。カスポ波長 200 m の場合は入射波向 20° の場合でも、依然離岸方向に顕著な流速を持ち、入射波向 30° でようやく蛇行沿岸流に移行する。以上のことより、ラージカ

ブ上で発生する地形性の離岸流の発生可能な波向きは 0° ～約 30° であると考えられる。既往の研究においてもほぼ直角入射の場合の観測例が多く、波向が 30° 以上の発生を報告したものがほとんど無い。

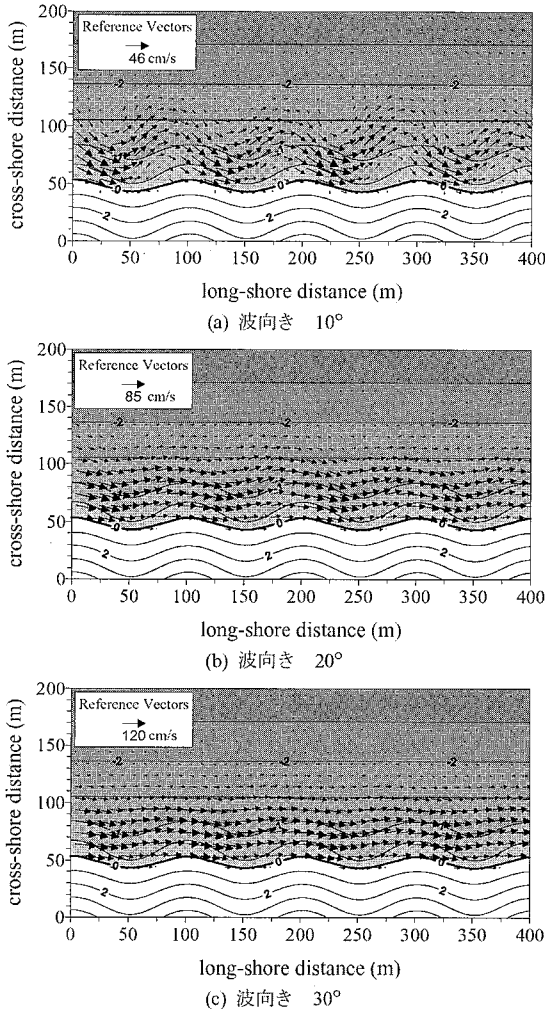


図-7 波向きによる流況の変化

(2) ラージカスプとバーが存在する場合

次にラージカスプとバーが存在する場合の離岸流について検討する。この場合、現地での観測例(図-8)に基づきモデル地形を作成した。汀線からバーまでの距離は50 m(水深約1.3 m)、バー頂部の水深は50 cmとし、汀線凸部でバーを幅20 mで切断した形とした。この地形を用いて周期6.0 s、入射波高を0.5 m、0.25 mとしたものを直角入射させたものが図-9および図-10になる。図-9を見ると、現地観測された汀線凸部での離岸流、およびバーより汀線付近へと流れ込み凸部へと収束する

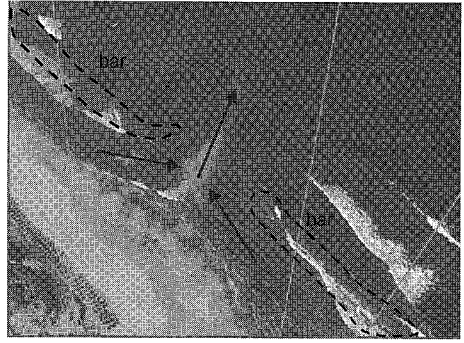


図-8 現地海岸で観測された離岸流

流況をよく再現できていることが分かる。この場合、入射波はバー部でほぼ砕波し、バーの切れ目(汀線凸部)ではやや汀線よりで砕波がおきていた。

一方、図-10では汀線凹部より離岸流、汀線凸部周辺では向岸流が発生しており、図-9の流況とはほぼ対照的な流況となっている。この場合は入射波高が小さいため砕波位置がバーより汀線側へと移動している。そのため、カスプ地形が波浪変形に与える影響が大きいために汀線凹部より離岸流が発生したものと考えられる。つまり、バーで砕波する場合はバーが波浪変形に与える影響が卓越するために汀線凸部より離岸流が発生し、バーで砕波しない場合はカスプが波浪変形に与える影響が卓越するために汀線凹部より離岸流が発生すると考えられる。

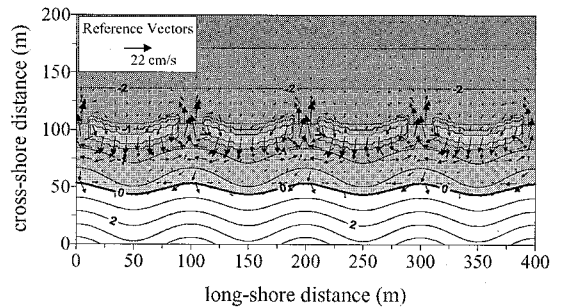


図-9 波高 50cm での計算結果

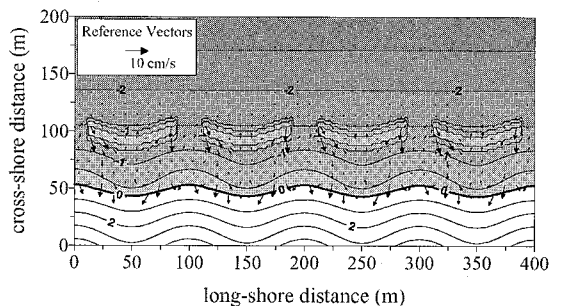


図-10 波高 25cm での計算結果

つぎに波向の影響について検討する。図-11には入射波高を0.5 m, 周期を6.0 sとし, 波向を 10° , 20° に変化させた場合の流況を示している。これによると波向が 10° の場合は沿岸流が卓越しだすものの, パーの切れ目より離岸流が発生していることも確認できる。しかし波向が 20° になると沿岸流の蛇行のみとなる。ラージカスプのみの場合では 30° 程度が離岸流の発生限界であったが, パーが存在する場合では波向に対する依存性が高く, 約 15° 程度が離岸流の発生限界となる。

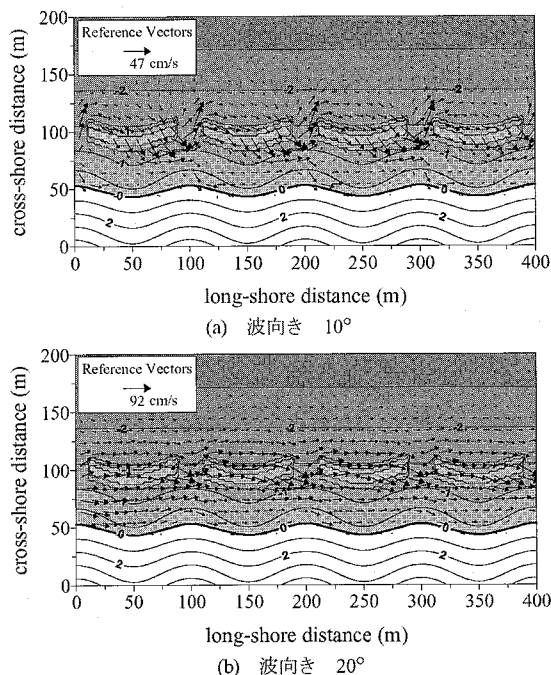


図-11 波向きによる変化

5. カスプの卓越波長と流速との関係

ラージカスプの卓越波長において不安定理論を用いて議論を行ったが, 線形解と数値モデルによる解がどのような対応を見せるのかを検討した。モデル地形においてはカスプの波長だけではなく振幅も問題となるが, 今回の計算ではカスプの振幅・波長比を0.1と固定し, その上に波形勾配を0.03として入射波高を変化させた計算を行った。図-12にその結果を示している。不安定解析の場合が極値を有するのに対し, 数値計算による結果ではカスプ波長が増加するにつれて流速の値も増加し, カスプの卓越波長で流速の最大値をとることはなかった。漂砂量で考えると流速が大きい場合に漂砂量も増加するため, 流速が最大となる地形で最も発達速度が大きいと考えられるが, 今回の結果では流速が最大となるカスプ

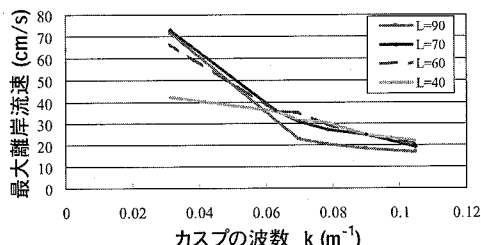


図-12 カスプ波数による離岸流速の変化

波長とカスプの卓越波長は対応しないことが分かる。

6. 結 論

本研究では地形性離岸流を取り上げ, その発生と深く関わるラージカスプの波長に対し不安定解析を用いて検討した。また数値計算を用いて様々なモデル海浜上で, 様々な波浪・潮位条件下での離岸流の流況の変化および消長を検討した。その結果得られた知見は以下である。①数値計算を用いて現地観測された地形性離岸流が十分な精度で再現が可能であり, 数値計算の現地海岸への適応性が確認された。②不安定解析を行った結果, ラージカスプの波長に最も影響を与えるのは碎波帯幅であり, その他のパラメータはカスプの発達速度に影響を与えることが分かった。さらに不安定解析によって得られたラージカスプの卓越波長は約100–200 mであり, これは現地観測されるカスプ波長と一致している。③モデル地形を用いた数値計算によりラージカスプ上では凹部から典型的な離岸流が発生するが, 潮位が低下し地形が波浪変形に及ぼす影響が減少するにつれて離岸流は消滅する。また入射波向に関しては 30° 程度が発生の限界である。④ラージカスプに加えてパーが存在する地形上では入射波高が大きい場合は汀線の凸部より離岸流が発生するが, 入射波高が減少し, パーの内部で碎波するようになると汀線の凹部より離岸流が発生する。また入射波向の依存性が高く, 入射角 15° 程度が発生限界である。⑤不安定解析と数値計算の比較により流速が最大となる条件でカスプが発達するのではないことが分かった。

最後に本研究に対し, 文部省科学研究費および日本財団の補助を受けたことを付記する。

参 考 文 献

- 日野幹雄・林直樹(1972): リップ・カレントの発生理論, 第19回海講論文集, pp. 93–96
- Engle, J., J. MacMahan, R.J. Thieke, D.M.Hanes, R.G. Dean (2002): Formulation of a Rip Current Predictive Index Using Rescue Data, Proc National Conf. on Beach Preservation Technology