

離岸流予報のための数値計算法

— 離岸流 その4 —

西 隆一郎*

前号までの概要

- 136号（目で見る離岸流） 1 まえがき 2 自然海岸で発生する離岸流
 3 現地海岸で見る離岸流 4 海岸構造物が原因で生じた離岸流
 5 離岸流の探査指針（私案） 6 あとがき
- 137号（海岸の安全利用） 1 まえがき 2 海浜事故データの解析
 3 離岸流による海浜事故の発生状況 4 離岸流に流されるとどうなるか 5 あとがき
- 138号（離岸流特性把握のための現地調査法） 1 まえがき 2 観測の心得 3 観測方法
 4 あとがき

1 まえがき

本号では、離岸流の数値計算法について説明する。ただし、読者諸氏の多くは沿岸域の流れについて詳しいが、数値予報に必要な流体力学に関しては必ずしも詳しくないとの前提の下に、可能な限り分かりやすく説明する。そのために、厳密性に欠けるきらいがあることをご了解頂きたい。

さて、河口付近での冲向き流れを除けば、離岸流はあくまでも波浪に起因した海浜流系の一部である。よって、離岸流の計算は、海浜流系の数値シミュレーションと基本的に同意語である。現在、海浜流に関する数値計算の最も良い専門書は、「海岸環境工学」（本間 仁監修/堀川清司編，1985）であろう。したがって、個人で数値計算プログラムを作り、数値シミュレーションを行なう必要のある読者は、同書を読むことを勧める次第である。ただし、本論文では読者の分かりやすさを優先するために、従来の専門的な説明とは異なる切り口で、図1に示すような海岸で発生する離岸流の数値計算について説明する。

具体的には、次章以降で、沿岸域での平均水面と流れの発生概論、連続式に基づく離岸

流流速の算定法、海浜流数値計算の基礎式、そして、数値計算結果に関する説明を行なう。

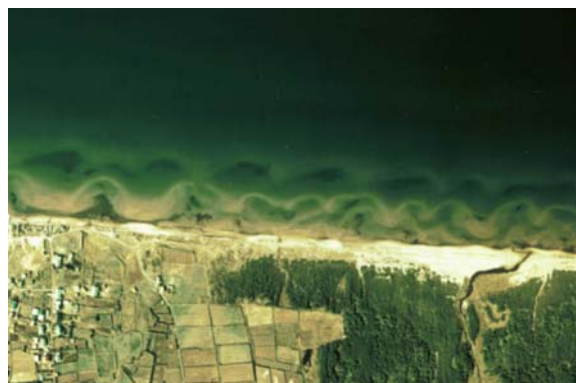


図1 離岸流の発生しやすい複合海底地形

2 波浪に起因した浅海域での水面勾配

浅海域の水表面はほぼ水平のような錯覚を持ちやすい。しかし、海岸に波浪が入射すると、Wave set-up と set-down という現象が生じる。これは、沖から波の砕波点に向かい平均水面が下がり、その後、砕波点から遡上点に向かい平均水面が持ち上がる現象である。例えば、ガラス張りの2次元水路で波形と平均水面形状が横から観察できれば、砕波点近傍の水面の下がり具合の目視判読は難しいが、遡上点での平均水面の上昇は比較的容易に観察できる。この遡上点付近での平均水位上昇量は、入射波高の約1割から3割と言われる。

*鹿児島大学水産学部環境情報科学講座

つまり，親水活動を行なう浅海域では，水面が水平でない。そして，場所により平均水面の上昇量と下降量が異なり，その結果，局所的な水面勾配が形成され，平均水面が高い方から低い方へ平均流が形成するというのが，海浜流発生理論の主なポイントである。そこで，この平均水面に関し以下で検討する。

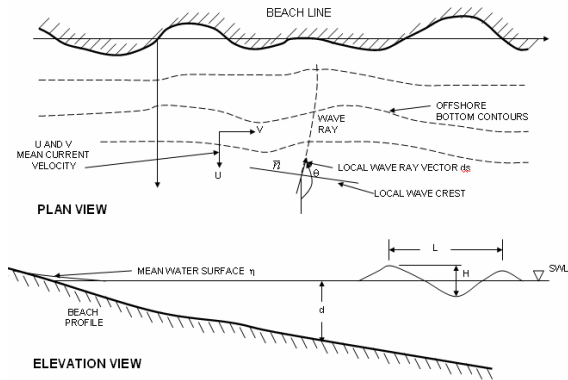


図2 海底地形の縦断形状と平面図

図2に示すような任意の縦断面形状および平面形状を持つ海岸での波の変形は，例えば，Dally (1992)や Dally et al. (1985)により誘導された式 (1) で計算できる。

$$\frac{\partial}{\partial x}(F \cos \theta) + \frac{\partial}{\partial y}(F \cos \theta) = \frac{\kappa}{d}(F - F_s) \quad (1)$$

ここで， F = 進行波のエネルギーフラックス， θ = 波の入射角， x, y = 海岸線に対して垂直及び平行な座標軸， κ = 経験的な減衰係数， d = 静水深 h + 平均水位 η ；つまり全水深である。

説明を簡単にするために，海岸線に対して直角入射を仮定すると，式 (1) の y 成分が消去される。そして，入射波のエネルギーフラックス F と安定波のエネルギーフラックス F_s は式 (2) と (3) で表せる。

$$F = E \cdot C_g = \frac{1}{8} \rho g H^2 \sqrt{gh} \quad (2)$$

$$F_s = E_s C_g = \frac{1}{8} \rho g H_s^2 \sqrt{gh} = \frac{1}{8} \rho g (\gamma d)^2 \sqrt{gh} \quad (3)$$

ここで， E は波のエネルギー， C_g は波の群速度

である。なお，安定波の波高 H_s は $H_s = \Gamma d \approx 0.4d$ とする。そして，平均水位 η の変化は式 (4) により計算される。

$$\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} = -\rho g d \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (4)$$

ここで，ラディエーションストレス S_{xx} は；

$$S_{xx} = E \left(\frac{2kh}{\sinh 2kh} + \frac{1}{2} \right) \quad (5)$$

また， ρ = 海水の密度， g = 重力加速度， k = 波数 ($= 2\pi/L$: L は波速) である。

式 (1) と (4) に基づいて，某海岸の 200m 離れた測線 A，B 上での波高分布と平均水位を計算した例を図3に示す。測線 A は離岸流の発生しやすい滞筋状の地形が，測線 B は浅瀬 (砂州) が発達した地形である。測線 B では浅瀬が発達し波が砕けやすいので，測線 A よりも早く波高が小さくなるのが分かる。測線 B では，波が早く砕波し始めるために，平均水位が測線 A よりも砕波帯内でより早く上昇することが分かる。ただし，波の遡上端付近では測線の違いに関わらず約 1m つまり沖波波高の約 2.5 割になっている。従って砕波体内では，測線 B 付近の平均水面が，測線 A の平均水面よりも高いので，測線 B から測線 A に向かい，平均的な流れ (沿岸流) が生じる。この平均的な流れで測線 A 付近に供給される水量が，測線 A の溝状地形 (リップチャンネル) に沿って沖に流れるのを，離岸流 (リップカレント) と呼んでいる。

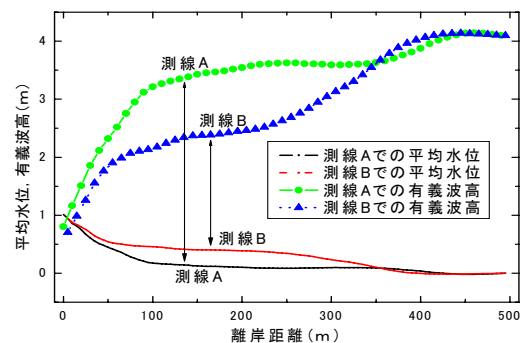


図3 砂州が発達した測線と溝状地形が発達した測線での波高・平均水位岸沖分布

3 離岸流流速の簡易推定

海浜流系を構成する沿岸流や離岸流は、数値計算により求める事が一般的である。しかし、沿岸流に関しては、式 (6) および (7) のように平均流速を直接計算する公式がある。従って、入射波高、入射角、そして、水深に関する情報があれば、誰でも電卓を用いて容易に沿岸流速を計算できる。

$$V_{md} = 1.17 \sqrt{gH_{rms,b}} \sin \alpha_b \cos \alpha_b \quad (6)$$

$$V = \frac{5\pi}{16} \frac{\tan \beta^*}{C_f} \gamma_b \sqrt{gd} \sin \alpha_b \cos \alpha_b \quad (7)$$

一方、離岸流に関しては、一般的に認知された平均流速公式が存在しない。よって、数値シミュレーションにより流速場を求め、流速の最大値や離岸流の幅などの特性を調べることになる。つまり離岸流に関しては数値計算抜きに予測はできない。しかし、それでは現場の救難関係者や一般市民が、離岸流の特性を理解し難い状況が継続することになるので、やや粗雑ながら、離岸流に対して連続式に基づき平均流速を求める簡易手法を図4に示すように提案する。

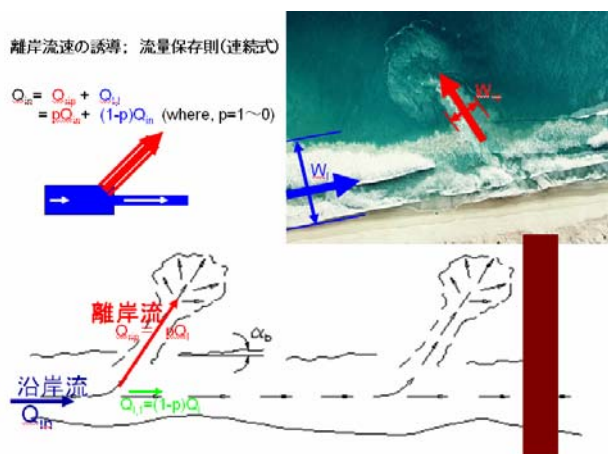


図4 離岸流速簡易推定のための模式図

図4に示す様に、沿岸流により水量（流れ）

が離岸流へ供給されるという仮定を用いる。上手の沿岸流が供給する海水量は、次式で推定できる。

$$Q_{in} = V_L (\text{沿岸流速}) \times A_L (\text{沿岸流の断面積})$$

この全流量 Q_{in} が、下手側の離岸流と沿岸流に $p : (1.0 - p)$ の割合で分岐すると仮定すると、分岐後の離岸流流量 Q_{rip} は；

$$Q_{rip} = U (\text{離岸流速}) \times A_{rip} (\text{離岸流断面積})$$

また、

$$U = p V_L A_L / A_{rip} \quad \therefore Q_{rip} = p Q_{in}$$

であるので、汀線からの離岸距離 $x(m)$ における離岸流流速 $U(x)$ は、式 (8) で求まる。

$$U(x) = (1/2)p(W_L/W_{rip})(V/x) \quad (8)$$

ただし、分配率 $p=1.0 \sim 0.0$, W_L ; 沿岸流の幅, W_{rip} ; 離岸流の幅である。そして、右辺の最終項は $1/x$ が掛かるために、離岸流内では離岸距離 x が増える程（沖に向かう程）、離岸流速度が低下する。したがって、離岸流に逆らわず浮いたままで沖（離岸流頭）に流されれば、次第に流速が低下し、沖合で沿岸方向に若干移動してから陸向きに泳げばよいと言うアドバイスを裏付けるものと言える。ここで、沿岸流速に前述した代表的な沿岸流速式を代入することにより、電卓などで簡単に計算できる離岸流の簡易推定式が誘導される。

$$\begin{aligned} U(x) &= \frac{1}{2} p \left(\frac{W_L}{W_{rip}} \right) \left(\frac{W_L}{x} \right) V \\ &= \frac{5\pi}{32} p \left(\frac{W_L}{W_{rip}} \right) \left(\frac{W_L}{x} \right) \frac{\tan \beta}{C_f} \gamma_b \sqrt{gd} \sin \alpha \cos \alpha \\ \text{or} \\ &= \frac{1}{2} p \left(\frac{W_L}{W_{rip}} \right) \left(\frac{W_L}{x} \right) \cdot 1.17 \sqrt{gH_{rms,b}} \sin \alpha_b \cos \alpha_b \end{aligned} \quad (9)$$

このように、離岸流の流速は波高（波速）、入射角に依存し、周期にも若干依存する。た

だし、海底が岩礁やさんご礁（ハードボトム）だと、ここで用いたような水深が沖に一樣に増加する一様海浜の仮定が成立せず、別途検討が必要である。実際の離岸流では海底地形に応じて、離岸流の断面積（流積）が変化するために、リップチャンネルの幅が狭くなるところで、流速が急に加速することもあるので、注意が必要である。なお、式（8）、（9）は、初学者が理解しやすいように、思考実験の範囲内で誘導したものであり、実際の適用には実データを用いた検証が必要である。

4 海浜流系の数値計算

学問的に、海浜流系の数値解析法はかなり成熟した状況にある。ここでは、だれでも理解しやすく、かつ、現在の数値解析の基礎となった Noda（1974）の理論について概略する。

4. 1 海岸地形の数値モデリング

実海岸は、複雑な三次元性を持つ海底地形であり、通常行なわれるような 100m から 200m の測線間隔の沿岸測深では、複雑な微地形を再現できないことも多い。したがって、複雑な海底地形上での流れの一般的な特性を明らかにするために、海底地形の構成要素である平衡海浜断面(Dean, R.G, 1977)、ビーチカスプ、沿岸砂州などの地形要素を数学的に再現し、流れの計算に適用する必要がある。

まず、岸沖方向の平均地形である平衡海浜断面形状は式（10）で求める。

$$d_1 = Ax^{2/3} \quad (10)$$

ここで、 A は形状パラメーターで海浜底質粒径に依存する。また、沿岸砂州に関しては、断面形状が紡錘状の誤差関数に類似しているので、式（11）により計算する。

$$d_2 = b \exp\left[-(x - x_b)^2 / (x_b / 2)^2\right] \quad (11)$$

ここで、 b = 沿岸砂州（バー）の高さ； x_b = バーの離岸距離である。加えて、汀線（水際線）が波状に蛇行した凹凸地形（ビーチカスプ）

が形成される場合も多いので、このような場合には式（12）で再現する。

$$d_3 = a(1 - x/l_b) \sin \frac{2\pi}{\lambda}(y - \delta) \quad (12)$$

ここで、 a = 砂州の最大振幅； l_b = 碎波点位置； δ = 波状地形に導入する歪（非対称）の程度である。

最終的に岸沖方向の平衡海浜断面、沿岸砂州、そして、汀線付近のうねり地形（ビーチカスプ）それぞれの和として、三次元的な海底地形を再現すると、式（13）で示すようになる。

$$\begin{aligned} d(x, y) &= d_1(x) + d_2(x) + d_3(x, y) \\ &= Ax^{2/3} - b \exp\left[-(x - x_b)^2 / (x_b / 2)^2\right] \\ &\quad + a(1 - x/l_b) \sin \frac{2\pi}{\lambda}(y - \delta_1 - \delta_2) \end{aligned} \quad (13)$$

実際の数値計算では、上式のような形で理想的な海底地形（水深）を、計算領域内の各格子点（差分式用の $x \cdot y$ 座標）上で求めて波と流れの計算を順次行なう。なお、実海岸では沿岸砂州も蛇行する場合があるので、蛇行砂州を再現するには d_3 項に類似した式を適用することも可能である。加えて、砂州が多段砂州の場合には、 d_2 項のバー頂部位置 (x_b) を変化させた上で複数項加えれば地形が模擬できる。

4. 2 Noda の海浜流モデル

離岸流のように碎波帯付近で生じる水理現象は、これまでの研究成果によると、Longuet-Higgins and Stewart (1962)により導入されたラディエーションストレスと呼ばれる応力の概念を用いて説明される。ラディエーションストレスは波と流れが共存するとき、波の存在により流体内に生じる応力であり、沖からやってくる波について波高、波向き、周期が分かれば、浅海域の任意の地点におけるこの応力を計算することで、局所的な流れや平均水位の変化を計算できる。

ラディエーションストレスの概念を用いて、流体の連続式と運動方程式は以下のような

る。

[連続式]

$$\frac{\partial}{\partial x}[U(d+\eta)] + \frac{\partial}{\partial y}[V(d+\eta)] = 0 \quad (14)$$

[運動方程式]

$$g \frac{\partial \eta}{\partial x} - M_x + F_x = 0 \quad (15)$$

$$g \frac{\partial \eta}{\partial y} - M_y + F_y = 0 \quad (16)$$

ここに、 U, V ：水深方向に平均化された x, y 方向流速、 η ：静水面からの平均水位の変化量、 M_x, M_y ：ラディエーションストレス項、 F_x, F_y ：波と流れによる底面摩擦項である。また、ラディエーションストレス項自体は、次のように表される。

$$M_x = -\frac{1}{\rho(d+\eta)} \left[\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right] \quad (17)$$

$$M_y = -\frac{1}{\rho(d+\eta)} \left[\frac{\partial S_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial S_{yx}}{\partial x} \right] \quad (18)$$

それぞれのラディエーションストレスは；

$$S_{xx} = \frac{1}{16} \rho g H^2 [3 \cos^2 \theta + \sin^2 \theta] \quad (19)$$

$$S_{xy} = S_{yx} = \frac{1}{16} \rho g H^2 2E \sin^2 \theta \quad (20)$$

$$S_{yy} = \frac{1}{16} \rho g H^2 [3 \sin^2 \theta + \cos^2 \theta] \quad (21)$$

$$(\because E = \frac{1}{8} \rho g H^2 : \text{波のエネルギー密度})$$

このように式 (14) ～ (16) を数值的に解く事により、計算領域内の各格子点における波高・波向き・平均水位等が求まる。

4. 3 Noda モデルによる数値計算例

簡単で理想的な計算条件として沿岸方向に一様で、沖側に離岸距離の 2/3 乗で水深が増加する平衡海浜断面を持つ一様海浜上での海

浜流の計算を、 $H_0=1.5\text{m}$, $T=10.0\text{sec}$, $\theta=10.0^\circ$ の沖波条件で行う。本海浜流モデルでは、ラディエーションストレスの空間的な分布（勾配）により流れの状況が決まる。よって、沿岸方向に地形が同一である平行海浜断面地形上では、当然ながら離岸流は生じず、**図 5** に示すように沿岸流だけが発生する。本計算では急な波高変化が生じる砕波点付近で約 0.75m/sec の沿岸流が発生している。一方、このような沿岸方向に一様な地形でも、突堤や導流堤などのように沿岸流を遮りその向きを沖に変える海岸構造物があれば構造物沿いに強い離岸流が発生することになる。

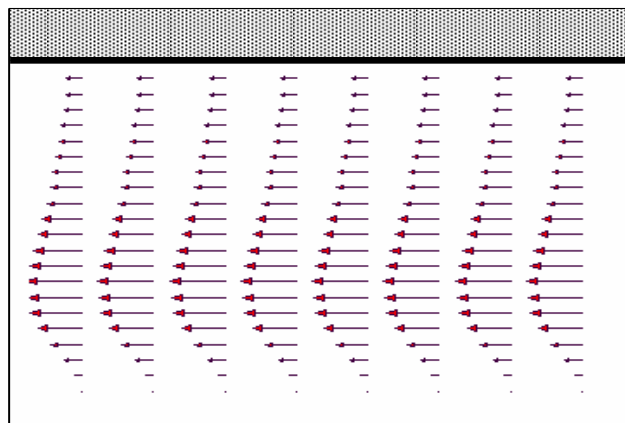


図 5 平衡海浜断面上での海浜流の計算結果

次いで、沿岸砂州および汀線形状に三次元的な複雑さを導入した地形で、流れの計算を行なった。入射波の条件は、前ケースよりも波高を小さくし $H_0=0.5\text{m}$, $T=10.0 \text{ sec}$, $\theta=10.0^\circ$ の沖波条件である。

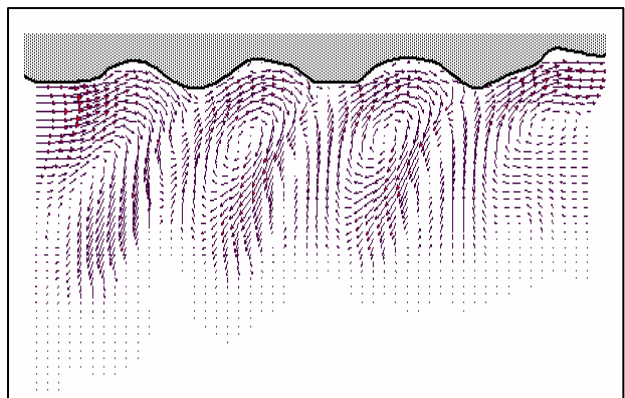


図 6 三次元海浜での離岸流発生状況

汀線近傍および砕波点近傍の地形が複雑なため波高分布が沿岸方向に不均一になり、結

果として沿岸方向と岸沖方向の局所流れが発生する。本ケースでは、前ケースと異なり、海浜流が地形の影響を受けて、碎波帯内を突き抜ける地形性の離岸流が発生している。これらのことから、一般に窪地や州と言われる地形の三次元性が離岸流の発生を助長することが分かる。

4. 4 放物型方程式モデル

海浜流系の実務的な数値計算では、放物型と言われる基礎方程式を解いて、波と流れの数値計算を行なうことが現在の主流と言える。ただし、紙面の都合上基礎方程式の説明は割愛するが、放物型の数値モデルを用いて、図7に示すような三次元性海底地形上で海浜流を計算してみる。

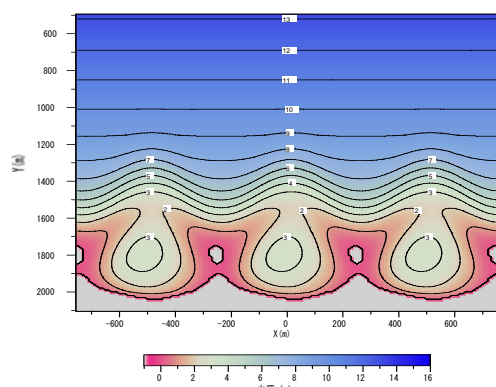


図7 数値計算に用いる砂浜海底地形

波浪条件としては、直角入射と、 10° の斜め入射角の場合、そして、入射波高が1.5mと0.5mの場合の計算結果を図示する。図8には、海水浴等の海域利用にはやや高め波高1.5mの沖波が直角入射した場合、そして、図9には同じ波高で 10° の斜め入射角の場合を示す。直角入射の場合には地形が左右対称なために、海浜流の流況が左右対称である。ところが、斜め入射の場合には、沿岸砂州が入射波の向きに沿っているか直交しているかで、流れが強い箇所と比較的に弱い場所が交互に表れる。

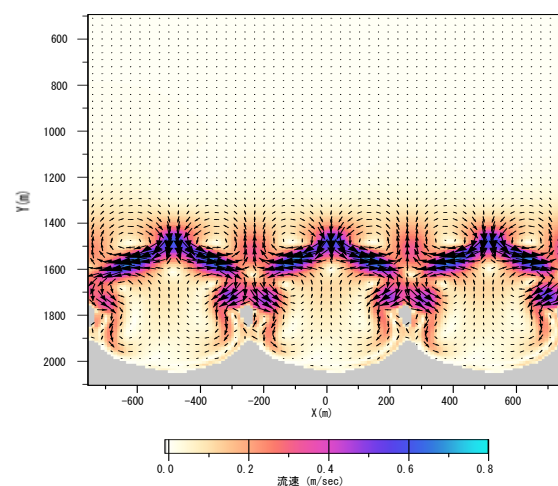


図8 流向・流速分布(ケース1: $H_o=1.5\text{m}$, $T=8.0\text{sec}$, 規則波, $\theta=0^\circ$)

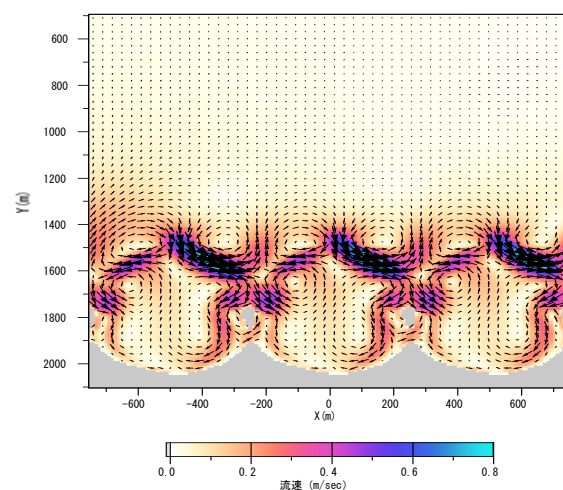


図9 流向分布(ケース3: $H_o=1.5\text{m}$, $T=8.0\text{sec}$, 規則波, $\theta=10^\circ$)

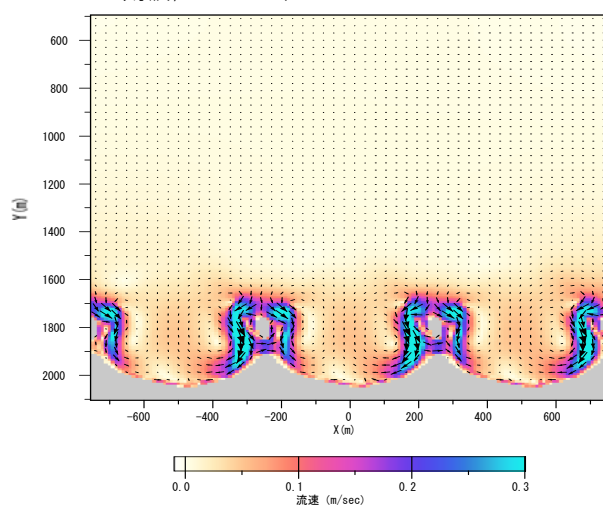


図10 流向・流速分布(ケース4: $H_o=0.5\text{m}$, $T=5.0\text{sec}$, 規則波, $\theta=10^\circ$)

入射波高が 0.5m と海水浴などの海域利用上は問題なく感じる場合では、汀線近傍の地形により対応した海浜流が形成されている（図 10 参照）。つまり、入射波が大きいと沖側の沿岸砂州付近で波が砕波するために砂州付近で強い流れが生じやすい。一方、波高が小さいと汀線近傍で強い流れが生じやすいことを意味している。

4. 5 可視化製品モデル (SMS)

個人で数値計算プログラムを記述しなくても、浅海域の流れの計算が可能で、かつ計算結果の可視化も行える一見便利なソフトウェアが市販されている。そのような専門ソフトウェアの一例として、米国ミシシッピ州にある陸軍海岸・水理研究所で開発中の Surface Water Modeling System (SMS) による数値計算結果の一例を、図 11 に示す。

これら数値シミュレーション用ソフトは、ハイクモデルであるために、利用者自身も波浪や流れの基本を知り、かつ、数値計算上の初期条件や境界条件に高精度かつ高密度のデータも必要である。ハイクモデルを使いこなすには、ハイクなデータと、ハイクモデルを使いこなせるハイク技術者が必要なことに注意が必要である。

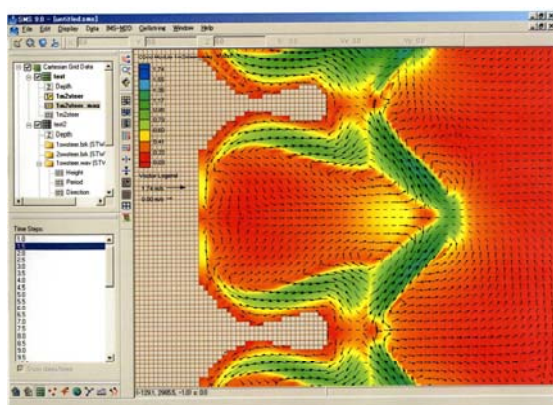


図 11 市販のハイクモデル (SMS) による流れの計算例

4 あとがき

本論文では、数値計算法を厳密に説明する

よりも、海浜流（離岸流）の計算法に関して全体的な流れを分かりやすく説明し、そして、離岸流特性を説明するのに利用できる離岸流簡易公式を誘導することを目的とした。そのために、専門的な見地からはやや粗雑な記述が残ってしまった。筆者の知識・経験不足であり、読者の批判を仰ぐ次第である。

(つづく)

参考文献

- Noda, E.K., C. J. Sonu, V. C. Rupert, and J. I. Collins (1974): Nearshore circulations under sea breeze conditions and wave-current interactions in the surf zone, Tetra Tech No. TC-149-4, 205 p.
- Dally, W. R., Dean, R. G., and Dalrymple, R. A., 1985: A model for breaker decay on beaches, Proc. 19th International Conference on Coastal Engineering, ASCE, pp.82-98.
- Dally, W.R., 1992: Random breaking waves: field verification of a wave-by-wave algorithm for engineering application, Coastal Engineering 16, pp. 369-397.
- Dean, R. G, 1977: Equilibrium beach profiles: U.S. Atlantic and Gulf Coasts, Dept. of Civil Eng., U. of Delaware, Newark, DE.
- Longuet-Higgins, M.S. and R.W. Stewart (1962): Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to “surf beat”, J. of Fluid Mechanics, Vol. 13, pp. 481-504.
- Surface Water Modeling System (SMS)
<http://chl.erdc.usace.army.mil/chl.aspx?p=s&a=Software!4>
- 本間 仁監修/堀川清司編, 1985: 海岸環境工学, 582p. 東京大学出版会