

診断モデルによる 8 月の豊後水道における 残差流シミュレーション

藤原 正幸*・河地 利彦**

1. はじめに

観測された流れから潮汐振動流成分を除いた残差流は、沿岸海域における物質の長期的な輸送に重要な役割を果たす(柳, 1989)。沿岸海域の残差流は主に陸岸や海底形状に関係した潮流の非線形性に起因する潮汐残差流と密度流そして吹送流から構成されている。一般に残差流は沿岸海域では潮流に比べ小さいため正確に測定することは困難であった。さらに直接観測は時間的にも空間的にも断片的であるので、観測結果から詳細な水理構造を導き出すことには困難を伴う。その点数値シミュレーションは対象領域全体にわたって流動構造を明らかにすることが出来、観測データを補うのに有力な手法である。数値シミュレーションで残差流場を計算するには 2 つの方法がある；“直接法”と“間接法”(Fujihara ら, 1995)である。“直接法”は潮流と密度流と吹送流とからなる疑似周期的定常状態を潮汐周期で平均することによって直接計算する方法である。“間接法”は潮汐応力を含んだ残差流方程式を解いて間接的に残差流を計算する方法である。後者は残差流に比べ周期の短い潮流成分を分離して計算が可能のため計算効率が高い。

計算水理学において傾圧流れ場のシミュレーションは依然もっとも困難な技術の一つである。特に沿岸海域において成層を形成する海面を通しての熱収支などの熱効果や乱流拡散に関するモデリングはまだ改良の余地が残されていると考えられる。診断モデルは与えられた密度場に対応する水塊運動を計算するモデルである。換言すれば流動場が観測された水温と塩分から得られた密度場に対応するように決定されるのである。従って診断モデルでは乱流拡散係数のような不確かなパラメータを含んだ熱や塩分の拡散方程式を使用する必要はなくなり、このことは熱や塩分の拡散方程式も解くモデル(予報モデル)よりある意味で信頼性を高くしている。さらに定常解に到達する時間が予報モデルよりも短くてすむという特長も有している。診断モデルは当初北大西洋のような開かれた海に適用されてきた(Sarminento ら,

1982)。日本では Endo (1978) が 4 日間で 4 回の水温観測結果を用いて琵琶湖の平均流に適用した。日本の沿岸海域は月に一度、各都道府県の水産試験場によって水温や塩分等の水質を各水深について定線調査されてきたので、密度構造がある程度明らかになっている。このことが日本の沿岸海域への診断モデルの適用を可能としている。このようなデータを用い、大西 (1979) は潮汐応力と風応力を含めて 2 層位モデルで大阪湾に適用した。また柳ら (1992) は残差流の季節変化を明らかにする目的で 3 層位モデルを周防灘と伊予灘に適用した。

本論文では瀬戸内海の豊後水道における 8 月の残差流を明らかにする目的で、より詳細な 6 層位の診断モデルを適用した。この海域の御五神島と日振島間の水深 50 m の海底には人工湧昇流発生構造物が設置されており、それによる栄養塩の輸送を予測するための第一段階として、残差流を明らかにすることが求められているという背景がある。

2. 密度分布

計算対象範囲は図-1 に示すように、伊予灘の南部と豊後水道を囲む北緯 32 度 47 分から北緯 33 度 37 分の間の領域である。この沿岸海域の成層流場を表現するために、水平的には 2 km 四方の格子に分割し、鉛直的には 6 層位(第 1 層: 0-10 m, 第 2 層: 10-20 m, 第 3 層: 20-30 m, 第 4 層: 30-50 m, 第 5 層: 50-75 m, 第 6 層: 75 m-海底)に分割して、差分法での計算のための格子を形成した。

豊後水道内で愛媛県と大分県の水産試験場が月に一度水温と塩分を測定している観測点を図-2 に示す。各観測点でデータは海面と所定の水深で測られている。

成層化は海底に設置された構造物による湧昇流を弱める。よって成層化により人工湧昇流が抑制されている。構造物にとっては最悪の状態を想定し、8 月の平均的な密度場の再現を試みた。この研究で使用するデータは 1989 年から 1993 年の 5 年間の 8 月のデータである。それらのデータは図-2 に示したように時空間的に散らばっているため、計算格子での値を求めるためには、事前の処理が必要となる。はじめに各観測点において観測さ

* 正会員 農修 愛媛大学助手 農学部生物資源学科

** 正会員 農博 京都大学大学院教授 農学研究科

を与えると仮定している。もしその範囲内に3点以上の観測点がなければ、影響半径を2 km ずつ増加させ、影響円内に3点以上の観測点を含むようにした。このことはすべての計算格子の補間された値は少なくとも3点の観測点から求められたことを意味する。最後に計算値を滑らかにするために、注目している格子とそれに隣接する8個の格子で密度の値を平均し、その格子の密度を平均値で置き換える操作を行う。

以上の手順で補間された密度場のうち、第1層と第4層及び第5層をそれぞれ図-3(a)~(c)に示す。表層は豊後水道南部と別府湾そして伊予灘に軽い水 ($\sigma_t < 22.2 \text{ kg/m}^3$) が存在している。豊後水道南部が軽いのは水温が高いため、伊予灘及び別府湾が軽いのは塩分濃度が低いためである。そして潮汐混合によってつくられたと考えられる比較的重い水 ($\sigma_t > 22.6 \text{ kg/m}^3$) は速吸瀬戸から佐伯湾にかけて分布している。また表層から水深50 mまでは四国側より九州側の方が密度が大きく、底層では豊後水道南部で密度が大きく北部は小さい。

3. 風応力分布

豊後水道の周辺で気象庁のアメダスによって毎時風向風速が測定されている場所が8ヶ所(長浜、三崎、宇和島、御荘、杵築、大分、佐伯、蒲江)ある(図-2参照)。前述した客観解析法を用いて同じ期間(8月, 1989-1993)で豊後水道上の風ベクトル分布を推定する。影響半径は50 kmとした。また一般に海上風は陸上風の2倍程度であるため(Yanagi, 1980), 補間に先立ち観測された風ベクトルを2倍にしておく。

図-4は補間された風ベクトル分布図である。8月の豊後水道の風は東から吹いているが1 m/s程度で弱い。一方伊予灘では南東~東方向の風で風速3 m/s程度(最

大5.4 m/s)である。この風による吹送流は豊後水道内では最大で5 cm/sであるが、ほとんどの領域で残差流に及ぼす影響力は弱いと考えられる。

4. 診断モデル

本研究で用いる f -平面近似を仮定した回転地球上の運動方程式と連続方程式と密度輸送方程式は以下のような形式で表現される。

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + (\mathbf{U} \cdot \nabla) \mathbf{U} + W \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial z} + f \mathbf{k} \times \mathbf{U} = -\frac{1}{\rho_0} \nabla p + \nu_h \Delta \mathbf{U} + \nu_v \frac{\partial^2 \mathbf{U}}{\partial z^2} + \mathbf{T}_s \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{U} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$p = \rho_0 g \eta + \rho_0 g \int_0^z (\rho - \rho_0) dz \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla \rho + W \frac{\partial \rho}{\partial z} = K_h \Delta \rho + K_v \frac{\partial^2 \rho}{\partial z^2} + \gamma (\rho_{ob} - \rho) \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$\mathbf{T}_s = -(\mathbf{u} \cdot \nabla) \mathbf{u} - w \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z} \quad \dots\dots\dots (6)$$

ここで $\mathbf{U}$ は残差流の水平二次元流速ベクトル, W は残差流の鉛直流速, ∇ は水平微分演算子, f はコリオリパラメータ, $\mathbf{k}$ は鉛直単位ベクトル, ρ_0 は基準密度, p は圧力, ν_h, ν_v はそれぞれ水平、鉛直渦動粘性係数, Δ は水平二次元ラプラシアン, $\mathbf{T}_s$ は潮汐応力, g は重力加速度, η は平均海面からの海面位置, ρ は水の密度, K_h, K_v はそれぞれ水平、鉛直乱流拡散係数, γ は常数, ρ_{ob} は客観解析により推定された密度, $\mathbf{u}$ は水平2次元 M_2 潮流ベクトル, w は鉛直 M_2 潮流流速, t は時間, z は上方が正の鉛直軸, 式(6)のバーは一潮汐周期の時間平均を意味する。式(5)の最後の項は γ 項と呼ばれ、観測値 ρ_{ob} から計算値が離れてしまわないように Sarmient ら (1982) が導入した項である。つまりこの項は計算値を観測値に近づけるための人工的な湧き出しや吸い込みとなる。式(5)を用いているため、今回用いた方程式系は完全な診断モデルではなく、格子密度は観測値に拘束されながらも移流-拡散の法則に従うという物理的意味が含まれている。

密度の輸送方程式(5)に関する境界条件は必要ない、というのはすべての値があらかじめ与えられているからである。運動方程式(2)に関する境界条件は、自由水面に関して

$$\rho_0 \nu_v \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial z} = \rho_a \gamma_a^2 |\mathbf{W}_w| \mathbf{W}_w \quad \dots\dots\dots (7)$$

ここで ρ_a は空気密度 ($=1.23 \text{ kg/m}^3$), γ_a^2 は自由水面の摩擦係数 ($=0.0013$), $\mathbf{W}_w$ は水平二次元の風ベクトル

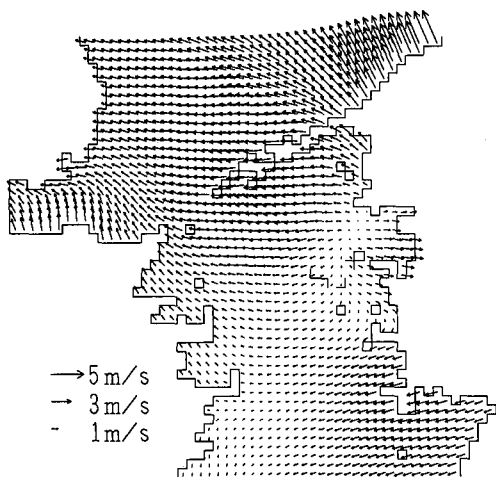


図-4 推定された8月の豊後水道上の風ベクトル分布

である。また海底に関して

$$\nu_v \frac{\partial U}{\partial z} = \gamma |U| U \quad \dots\dots\dots (8)$$

ここで γ は海底摩擦係数 ($=0.0026$) である。陸地境界は滑りなしの条件である。さらに潮流応力を利用して計算を行うため、開放境界を壁境界に変更する必要がある。そのため数値計算上の工夫として北側開放境界と南側開放境界をそれぞれ外側に 10 格子分移動し、架空の領域を設け、その領域内では渦動粘性係数が外側に行くほど大きくなるように設定し、運動エネルギーを減衰させるようにしている。この架空の領域はバッファ領域の役割を果たしている。

潮流応力 T_0 はあらかじめ順圧場で潮流計算を実行し求めておく必要がある。また ν_h は Fujihara ら (1995) と同じ形式で潮流振幅の自乗に比例させるように設定している。この関係から速吸瀬戸付近では $850 \text{ m}^2/\text{s}$ に達し、潮流の弱いところでは $10 \text{ m}^2/\text{s}$ まで小さくなる。 ν_h は一般に成層強度に依存すると考えられる。そして成層強度は潮流の強さと密接な関係がある。よってここでは ν_h の十万分の一になるように設定した。これから速吸瀬戸付近では $85 \text{ cm}^2/\text{s}$ となり、最小値は $1 \text{ cm}^2/\text{s}$ となる。 K_h , K_v は γ 項があるため、このモデルではそれほど重要なパラメータではないと考えられるので、定数としてそれぞれ $10 \text{ m}^2/\text{s}$ と $1 \text{ cm}^2/\text{s}$ と設定した。格子密度を連続的に修正していくための定数 γ は密度の差異 ($\rho_{00} - \rho$) の中間に緩和するように $0.5/\Delta t$ (Δt は時間ステップ) と設定した。

時間積分手法は陽形式を採用し、式 (2) と (3) で流動場を確定し、その値を式 (5) に代入し、新しい密度場を決定するという手順を繰り返し、定常解を求めた。

5. 結果および考察

第 1 層と第 4 層及び第 5 層の計算結果を図-5(a)~(c) に示す。第 1 層と第 2 層はほとんど同じパターンである。伊予灘における残差流は潮汐残差流が卓越している速吸瀬戸付近を除いて弱い。速吸瀬戸北側に渦対が存在している。この渦対は水深 50 m まで見られる。速吸瀬戸南側では南下流が卓越している。豊後水道における上層 (水深 0-30 m) では、全体として四国側から九州側に流れ、それから太平洋へと流れているようである。豊後水道の南部分は黒潮の進路変更の影響を大きく受けるため、黒潮の異なった状態での観測値を平均してしまうことは適切ではない。よって南側境界付近は再現性が悪いと考えられる。中層 (水深 30-50 m) は潮汐残差流が卓越する岬の先端部付近を除いて弱い南下流が卓越している。下層 (水深 50 m-海底) では豊後水道南部で北東流がみられ、北部で北上流がある。

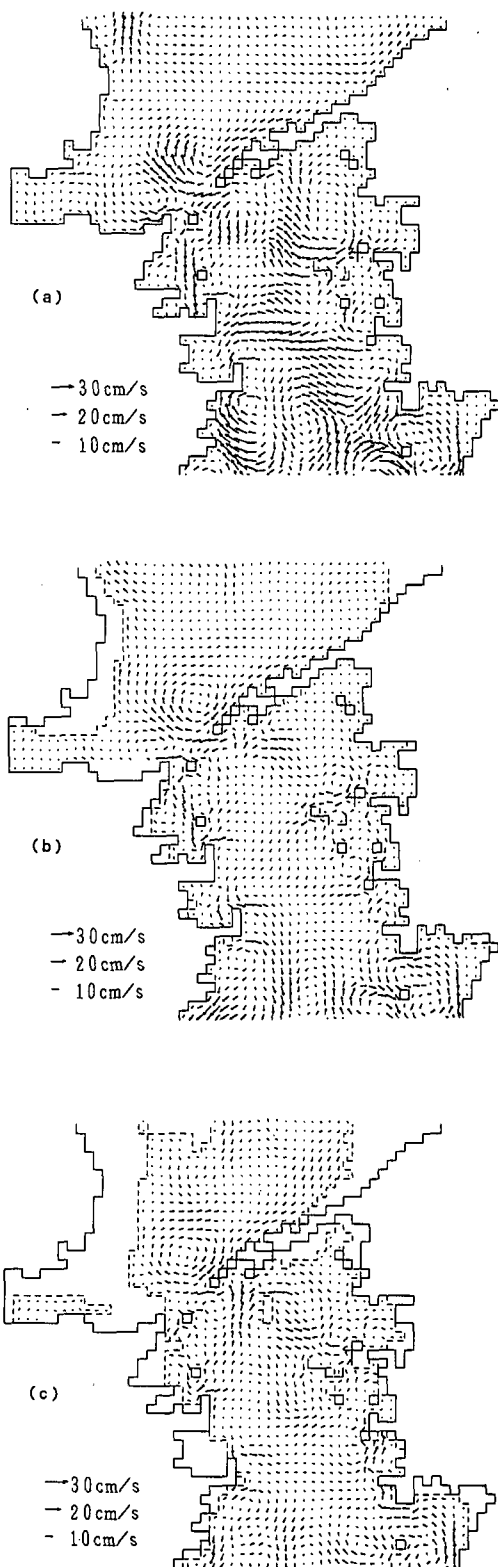


図-5 計算された 8 月の残差流
(a) : 0-10 m (b) : 30-50 m (c) : 50-75 m

これらの計算結果を検証するための8月の現地データは数例しかないのが現状である。柳ら(1990)は1987年と1988年の8月に湧昇流構造物周辺で行った15昼夜の現地観測を報告している。観測された残差流は水深30mの位置で南東流、流速はおよそ15 cm/sであった。その位置での計算結果は南南東で10 cm/sである。また藤原(1986)は1982年7月28日から8月12日にかけて御五神島と先ノ瀬を結んだ線上で流速と塩分・水温の観測を行った。観測された流れは南下する九州側の中層(10-60 m)を除いてほぼ西向きであった。この流れのパターンは大まかには計算値と類似であるが、観測によると同じ西向きでも若干北向きであるのに対し、計算では若干南向きとなっている。また特に表層では観測値は2 cm/s未満であるのに対し計算値では10 cm/s以上となっている。一般に表層の流れの状態は観測期間の風応力のような大気や海洋状況に大きく依存してしまう。このことは計算値と観測値の差異を部分的に説明すると考えられる。しかし観測期間中の8月4日の密度構造は水深60 m付近までは四国側が重くなっているが、今回補間された密度場は、50 mまでは九州側が重くなっているという差異があり、密度構造が異なっていたと考えられる。さらに俵ら(1987)は1980年8月に速吸瀬戸から流された漂流ブイやカードによるラグランジュ的な測定から、瀬戸内海の表層水は太平洋側に、そして底層水は反対に瀬戸内海側に流れるとしている。このパターンは計算結果からははっきりとは読み取れない。しかしながら上層の回収されたブイやカードの大部分は九州側で見つかったことを考慮すると、上層は九州側よりに南下していると考えられる。この流れは図-5(a)の速吸瀬戸南部にみられる南下流と関係していると考えられる。さらに詳細な検討のためには、潮流も同時に計算しながら、オイラー・ラグランジュ的な手法で、ブイやカードの軌跡を再現する必要があると考える。

診断モデルの精度は密度場の再現性にかかっている。豊後水道の平均的な密度構造を知るために、蓄積されている定線観測調査データを使うことは有効であると考えられるが、特に精度を向上するためには密度勾配の大きい陸岸付近や湾奥の観測点が必要であり、水深方向にもさらに細かい観測が望ましい。また豊後水道のように海域が複数の県にまたがっている場合は、各県で観測日が一致していないため、少なくとも今回用いたような5年間以上のデータで平均してから利用することが必要であると考える。

6. おわりに

人工湧昇流構造物が設置されている豊後水道の、成層

化により鉛直混合が抑制される8月における残差流を再現する目的で、潮汐応力及び風応力を考慮した6層位の診断モデルを適用した。密度場は水産試験場によって蓄積されてきた5年間(1989-1993)の定線観測データを利用して、客観解析法により再現した。また風応力についてはアメダスの同期間のデータから豊後水道上の分布を推定した。計算結果は過去に行われたいくつかの現地観測データと比較した。今後ADCPやHFレーダ等の利用でより詳細な現地観測データが蓄積され、平面的にも定量的な検討が出来るようになると、今回用いたパラメータや格子分割の妥当性などさらに検討が可能となる。

構造物周辺の計算結果については、観測結果とほぼ一致したため、今後はこの結果を境界条件として、構造物周辺の狭い海域で格子を細かくし、潮流による短期的な輸送も含め、さらにオイラー・ラグランジュ法を取り入れ、栄養塩等の輸送やプランクトンの生態系モデル等とのカップリングを研究していく予定である。

謝辞：本研究を行うに当たり愛媛大学の柳哲雄教授からは研究手法に対して適切な助言をいただき、感謝の意を表します。また京都大学の藤原建紀助教授からの観測結果に基づいた貴重な助言に対し謝意を表します。計算には京都大学大型計算機センターFACOM M-1800/30をもちいた。また本研究は文部省の1994年度の科学研究費の援助を受けたことを付記する。

参考文献

- 大西行雄(1979): 大阪湾の恒流に関する数値実験, 第26回海岸工学講演会論文集, pp. 514-518.
- 俵 悟・中田英昭・平野敏行(1987): 西部瀬戸内海の海水交換 I. ブイ追跡結果からみた速吸瀬戸周辺海域の海水流動, 水産海洋研究会報, 第51巻, 第2号, pp. 134-143.
- 藤原建紀(1985): 瀬戸内海における物質の輸送と収支, 学位論文(東京大学), 125 p.
- 柳 哲雄(1989): 沿岸海洋学一海の中でのものはどう動くか-, 恒星社厚生閣, 154 p.
- 柳 哲雄・中嶋昌紀(1990): 人工湧昇流発生構造物による海況変化, 水産海洋研究, 第54巻, 第1号, pp. 1-8.
- 柳 哲雄・井川周三(1992): 沿岸海域の残差流の診断モデル一周防灘・伊予灘への適用例, 沿岸海洋研究ノート, 第30巻, 第1号, pp. 108-115.
- Endo, S (1978): Diagnostic analysis of water circulations in Lake Biwa, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 34, pp. 250-260.
- Fujihara, M. and T. Kawachi (1995): Kinematic eddy viscosity coefficients in residual current equations with tidal stress, Trans. JSIDRE., No. 175, pp. 113-120.
- Sarmiento, J. L. and K. Bryan (1982): An ocean transport model for the North Atlantic, J. Geophys. Res. Vol. 87, No. C1, pp. 394-408.
- Yanagi, T (1980): Variability of the constant flow in Osaka Bay, J. Oceanogr. Soc. Japan, 36, pp. 246-252.