

# 東京湾の恒流と密度場の変動に関する数値計算

多 部 田 茂\*・藤 野 正 隆\*\*

## 1. はじめに

東京湾などの内湾において海水交換や湾内の物質循環を考える際には、往復流である潮流に比べてその大きさ自体は小さいが長時間一定の方向に流れる潮汐残差流、密度流、吹送流などのいわゆる恒流が重要になる。最近では密度変化を考慮した多層モデルを用いて吹送流・密度流を含んだ実海域の流れのシミュレーションが行われているが、定常な外力下での数潮汐間の計算結果について論じているものがほとんどである（例えば蔵本・中田，1991；柴山・Pun Kwok, 1992；中辻他，1992）。しかし、実際の現象は定常な外的条件下ではなく、常に変動する風や境界条件によって引き起こされている。数値計算が実際の現象を本当に再現できているかをみるには現実の変動する外的条件を与えてその計算結果を観測と比較する必要がある。そこで本研究では、観測された変動する外的条件を入力データとしてシミュレーションを行い、計算結果を流動や密度場の観測値と比較して検討した。また従来の研究では、多層モデルを用いて成層時の流動の計算は行われているが、成層状態の変化を含む長期間の計算を行った例は少ない。そこでもう一つの目的として、夏から秋にかけての成層状態の変化とそれに伴う流動の数値シミュレーションを行うこととした。

さらに、このような季節変化・年変化などの長期的なシミュレーションを三次元的なモデルで行うには膨大な計算時間を要するので、計算時間を短縮するために長周期変動モデルを構築し、東京湾の温度・塩分濃度の年間変動のシミュレーションに適用した。

## 2. 数値モデル

本研究で用いた多層モデルの座標系を図-1に示す。数値モデルでは、温度・塩分の移流拡散も考慮し、leap-frog法を用いて支配方程式を離散化した（藤野・多部田，1991）。水平方向のスケールに対して鉛直方向のスケールが非常に小さいことを考慮して静水圧の近似を、また浮力以外のすべての項に Boussinesq の近似を用い、格子の

大きさより小さいスケールの過程は渦拡散項として表した。このとき流れの基本方程式は次のようになる。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + A_M \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + fu + A_M \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (2)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \dots\dots\dots (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \dots\dots\dots (4)$$

ただし  $f$  はコリオリパラメーター、 $t$  は時間、 $\rho$  は海水の密度、 $\rho_0$  は海水の代表密度(定数)、 $p$  は圧力、 $g$  は重力加速度、 $A_M$ 、 $K_M$  はそれぞれ水平方向、鉛直方向の渦動粘性係数である。密度変化を考慮するときには次のような温度  $T$ 、塩分濃度  $S$  の移流拡散方程式を同時に解く。

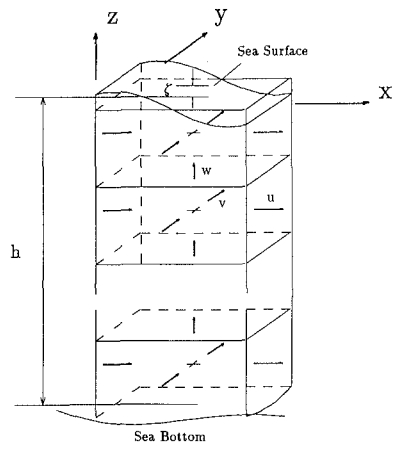


図-1 多層モデルの座標系と変数の位置

\* 正会員 工博 横浜国立大学講師 工学部建設学科  
 \*\* 工博 東京大学教授 工学部船舶海洋工学科

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = A_c \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{K_c}{\delta} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = A_c \left( \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{K_c}{\delta} \frac{\partial S}{\partial z} \right) - \frac{RS}{V_R} \dots (6)$$

ここで、 $A_c$ 、 $K_c$  はそれぞれ水平渦拡散係数、鉛直渦拡散係数、 $R$  は単位時間当たりの河川からの流入量で  $V_R$  はそれが流入する体積である。海水の密度は水温と塩分のみ関数として次式で表す。

$$\rho = 1028.14 - 0.0735 T - 0.00469 T^2 + (0.802 - 0.002 T)(S - 35.0) \dots\dots\dots (7)$$

境界条件は、陸岸と海底の境界では、no-slipの境界条件を用い、熱流量も塩分流量もないとした。開境界では、水位及び外洋の塩分濃度を入力し、速度勾配や熱流量、塩分流入はないものとした。

流体が密度成層をなしているときには、密度勾配が運動量及び温度・塩分濃度などの鉛直方向乱流輸送を抑制する。この効果をモデルに取り入れるために鉛直渦動粘性係数・鉛直渦拡散係数に対して次のような成層化関数を適用した(中辻他, 1991)。

$$\frac{K_M}{K_{M0}} = (1 + 5.2 R_i)^{-1}, \quad \frac{K_C}{K_{C0}} = \left( 1 + \frac{10}{3} R_i \right)^{-1.5} \dots\dots\dots (8)$$

ここに、 $K_{M0}$  は均質流体(中立安定場)の鉛直方向渦動粘性係数である。また、 $R_i$  は次式で定義される勾配型リチャードソン数である。

$$R_i = - \frac{g \cdot \partial \rho / \partial z}{\rho (\partial U / \partial z)^2} \dots\dots\dots (9)$$

### 3. 東京湾の恒流と密度場の変動の計算

観測データとしては、海上保安庁水路部が1988年と1989年にそれぞれ冬季と夏秋季の風と流動及び水温・塩分濃度を40日間計測しているのを、それをシミュレーションの入力と計算結果の検討に用いた(佐藤, 1989; 小田巻他, 1991)。図-2に計算領域の地形表現を示す。図中のA, B, C, Dは海上保安庁の観測点に対応している。また、a点は海上風観測を行った千葉灯標の位置である。鉛直方向の層分割は観測点も考慮して7層に分割した。計算に用いた主なパラメータを表-1に示す。

#### 3.1 冬季の流動

冬季の東京湾では、海上風は一般的に北よりの風が卓越し、海水の鉛直分布の特徴としては、上層に低温・低塩分の海水が、下層に高温・高塩分の海水が存在し、密度的には鉛直方向にほぼ一樣になることが挙げられる。

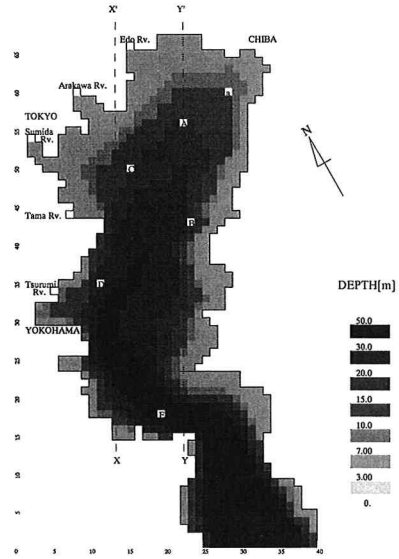


図-2 計算領域

表-1 計算に用いた主なパラメータ

|                          |                                       |                                   |
|--------------------------|---------------------------------------|-----------------------------------|
| $f$                      | $8.42 \times 10^{-6} \text{sec}^{-1}$ | Coriolis parameter (at Tokyo Bay) |
| $\rho_0$                 | 1025 kg/m <sup>3</sup>                | reference density of sea water    |
| $\Delta x$<br>$\Delta y$ | 1000 m                                | horizontal mesh size              |
| $A_M$                    | 50.0 m <sup>2</sup> /sec              | horizontal eddy viscosity         |
| $K_{M0}$                 | 0.0001 m <sup>2</sup> /sec            | vertical eddy viscosity           |
| $A_c$                    | 50.0 m <sup>2</sup> /sec              | horizontal eddy diffusivity       |
| $K_{C0}$                 | 0.0001 m <sup>2</sup> /sec            | vertical eddy diffusivity         |
| $\Delta t$               | 20 sec                                | time interval                     |

本観測においても、風・密度分布共にほぼそのような傾向がみられ、冬季の特徴を備えた時期の観測であったといえる。このような冬季の流動は密度を一定としたバロトロピックなモデルでも再現できると考えられる。そこで、密度は一定として観測期間中の平均の風(北北西の風6 m/sec)を連続して与えた場合の計算を行った。潮汐はM<sub>2</sub>分潮のみを考慮し、開境界で12時間周期の潮位(振幅0.34 m)を入力した。計算の初期条件は、計算領域全体で流速は0 m/secとし、水位は入力する潮汐の計算開始時点での水位とした。計算は流れや水位の周期変化がほぼ定常状態になる計算開始後60時間(5潮汐間)まで行い、最後の1潮汐間の平均をとって観測値と比較した。

図-3は各測点の各層における流れの全観測記録の平均値で、観測期間中の恒流の平均的なパターンを表している。図では、各測点ごとに鉛直方向に各層の水平流速の記録を並べている。各矢印の方向は、上向きが北向きの流れを表し、右向きは東向きの流れを表している。図-4は対応する計算結果である。観測値と比較すると、

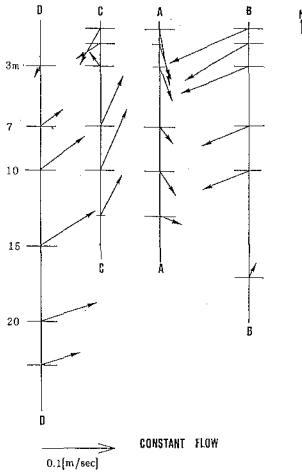


図-3 冬季の平均的流れの鉛直分布 (観測)

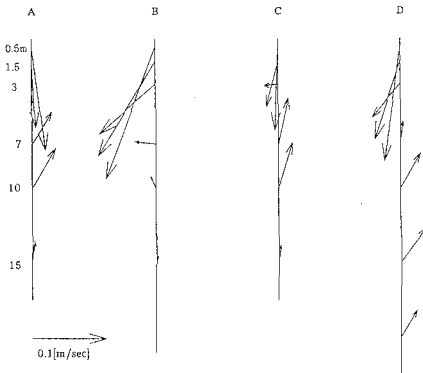


図-4 冬季の平均的流れの鉛直分布 (計算)

湾の西側の C, D 点では海面下 3 m 層までは流れは風の方向からやや右向き(南から南西向き)の流れがあり、それより下の層では、時計廻りの循環流の方向(北東方向)に向いていて、観測値と同様の傾向を示している。一方、東側の海域の A, B 点では上層に時計廻りの循環流方向(南から南西方向)の流れが顕著にみられる。B 点での表層付近での流れの平均値の大きさも 10 cm/s 程度でほぼ観測値に近い。B 点の下層では、流れの向きが上層と逆向きになる深さが観測値より計算値で浅くなっており、また A 点の下層での流向も観測値と計算値でやや異なっているが、全体的には、計算結果と観測結果は良好な一致を見せており、鉛直方向の密度分布が比較的一様な東京湾の冬季の恒流は密度変化を考慮しないバロトロピックなモデルでかなりよく再現できるといえる。

### 3.2 夏秋季の流動と密度場の変化

夏秋季の流動のシミュレーションに冬季の時と同様にバロトロピックなモデルを適用したところ、観測値とあ

まりよい一致はみられず、密度成層が発達している風の変動が大きい場合には、密度変化を考慮した計算モデルで、しかも変動する風を入力してシミュレーションを行う必要があることがわかった。そこで、観測値を入力データとして東京湾の流動と密度(温度と塩分濃度)場のシミュレーションを行った。その際に、海面での熱と塩分のフラックスは風、気温、雲量、蒸気圧、降水量などの気象データを用いて算出した(Murakami ら, 1985)。観測期間中の前半は、南風が吹き気温も 20°C 以上と高めで夏の特徴をよく表した。後半は、北風が多くなると共に気温も低下した。

初期条件は水温と塩分濃度については各層について計算開始日の観測値(4 点)での平均値を与え、流速は計算領域全体で 0、水位は計算開始時における入力潮汐の水位を与えた。観測期間中の時々刻々の気象データを与えて 1989 年 9 月 12 日から 10 月 20 日までの流れと温度・塩分の変化をシミュレーションした。

図-5 は A 点での観測値の水平流速の鉛直分布の長周期成分(24 時間平均)及び温度・塩分の等値線である。図の横軸は時間で左端が観測開始時(1989 年 9 月 12 日)、右端が観測終了時(1989 年 10 月 21 日)を示している。縦軸は水深で、流速の図では、上向きの矢印は北向きの流れを、右向きの矢印は東向きの流れを表している。図-6 は対応する計算結果である。

水平流速については、表層では北よりの風に対する応答が観測値に比べて計算値では小さいが、南よりの風に対して東よりに方向がずれた流れが出現する様子や、7 m 層より下の層で表層とは異なる流向になる傾向などが再現できている。9 月中の変動する風に対する応答をみると、湾奥の A 点では南風が吹くと高温・低塩分の海水が貯まり(等値線が右下がり)、北風が吹き出すと下層の低温・高塩分水が湧昇し始める(等値線が右上がり)という成層期の躍層や流動の応答がよく再現されている。また、9 月中に存在していた水温躍層が 10 月に入ると消滅して一様化する一方で、塩分については計 10 月に入っても上層が低塩分で下層が高塩分の状態が続くという変化が数値計算でも再現された。

以上のように、密度成層が発達している夏季の流動と密度場の変動する風に対する応答、および夏から秋にかけての恒流と成層状態の変化の過程は、密度変化を考慮した多層モデルで、定量的な一致度についてはさらに検討する必要があるものの定性的にはかなり再現できる。

## 4. 長周期変動モデルと密度場の年間変動の計算

### 4.1 長周期変動モデル

前節までの leap-frog 法を用いたモデルでは計算のタイムステップはあまり大きくとれず、計算にかなりの時

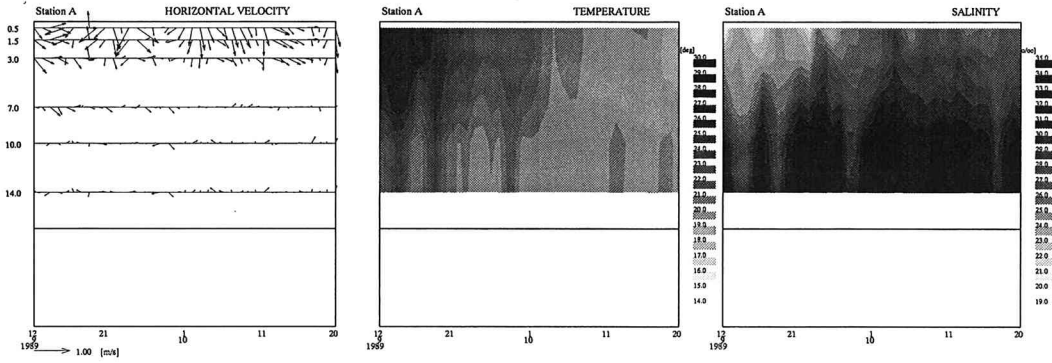


図-5 夏秋期の水平流速(左)・水温(中)・塩分濃度(右)の変動(観測)

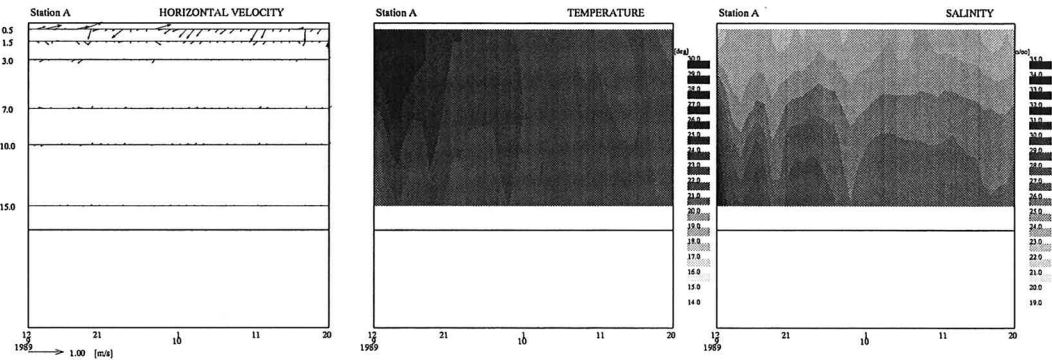


図-6 夏秋期の水平流速(左)・水温(中)・塩分濃度(右)の変動(計算)

間を要した。湾水の交換や汚染物質の循環というような問題を考える際には、さらに長期のシミュレーションが必要になる。流動や密度の季節変化・年変化などの長期的なシミュレーションを行うには、膨大な計算時間を要することになる。そこで、以下に示すような長周期変動モデルを構築した。

一般に内湾における流動は潮流、潮汐残差流、吹送流、密度流からなると考えられる。そこで、流速( $u, v, w$ )を潮流成分( $u_T, v_T, w_T$ )、潮汐残差流成分( $u_R, v_R, w_R$ )、吹送流成分( $u_W, v_W, w_W$ )、密度流成分( $u_D, v_D, w_D$ )の和であると考え。

$$\left. \begin{aligned} u &= u_T + u_R + u_W + u_D \\ v &= v_T + v_R + v_W + v_D \\ w &= w_T + w_R + w_W + w_D \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (10)$$

また、温度 $T$ 、塩分 $S$ の変動も潮汐周期変動成分( $T', S'$ )とそれより長い周期の変動成分( $\bar{T}, \bar{S}$ )に分解する。

$$T = \bar{T} + T', \quad S = \bar{S} + S' \dots\dots\dots (11)$$

これらを式(5)、(6)に代入し、1潮汐周期で平均すると次式が得られる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \\ = (A_c + A'_c) \left( \frac{\partial^2 \bar{T}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{T}}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{K_c + K'_c}{\delta} \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \right) \end{aligned} \dots\dots\dots (12)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{S}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{S}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} \\ = (A_c + A'_c) \left( \frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial y^2} \right) \\ + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{K_c + K'_c}{\delta} \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} \right) - \frac{R\bar{S}}{V_R} \end{aligned} \dots\dots\dots (13)$$

ここで、( $\bar{v}, \bar{v}, \bar{w}$ )は流速の長周期成分で、  
 $\bar{u} = u_R + u_W + u_D, \bar{u} = v_R + v_W + u_D, \bar{w} = w_R + w_W + w_D$   
 ..... (14)

である。ただし、長周期成分の1潮汐間の変動は小さいとして、時間微分項以外ではこれを無視している。また、 $A'_M, K'_M, A'_c, K'_c$ は、潮流成分の1周期間の変動による拡散係数である。

このうち、潮汐周期で変化する潮流及びそれに伴う潮汐残差流と、より長周期の変動成分である吹送流、密度流を別々に計算する。周期的な外力である潮汐を起動力

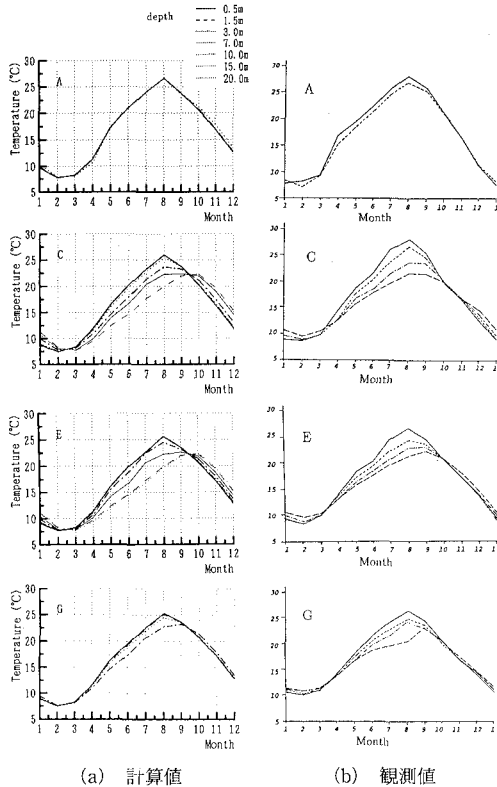


図-7 東京湾の水温の年間変化

とした振動流である潮流とそれに伴う定常成分である潮汐残差流は、潮汐より長い周期の変動がないとして2節で述べたモデルで潮汐のみを入力して、別途求めておく。

一方、海面変位が本質的である潮汐が起動力である潮流・潮汐残差流に比べて、吹送流・密度流は海面勾配の影響は少ないと考えられる。そこで、計算の時間ステップを大きくとるために、海洋大循環などの計算の時によく用いられる(例えば気象研究所, 1989)海面がrigid ( $\zeta=0$ に固定)であるという仮定を用いて、陰解法で流れ場を解く。

ここで求めた流速は吹送流成分と密度流成分の和なので、それに潮汐残差流を加えたものを  $(\bar{u}, \bar{v}, \bar{w})$  として式(12), (13)を解き、温度と塩分の分布を求める。

このモデルで3.2節と同様の計算を行ったところ、計算時間が約1/30に短縮された。

#### 4.2 東京湾の密度場の年間変動の計算

長周期変動モデルを用いて東京湾の温度と塩分の年間変動のシミュレーションを行った。外力である風、気温、雲量、蒸気圧、降水量、河川流量の年間変動のデータは

宇野木・岸野(1977)の調査結果を用いた。

計算は、比較的水温や塩分が鉛直方向に一樣な冬季の1月から開始し、初期条件は、湾全域で  $T=12^{\circ}\text{C}$ ,  $S=33.5\%$ とした。実時間で2年間分の計算を行い、2年目の計算結果について検討した。

図-7は湾内の数地点での水温の年間変動の観測値及び計算値である。3月の中旬から9月の中旬にかけて成層し、冬季には温度逆転層も現れるという変化が非常によく再現されている。また、夏季の表層で  $26\sim 27^{\circ}\text{C}$ 程度になり、冬季には  $10^{\circ}\text{C}$ を下回ることがシミュレートできている。定量的にもかなりよく観測値と一致した。

#### 5. おわりに

鉛直方向の密度分布が比較的一様で安定した風が吹く東京湾の冬季の流動はバロトロピックなモデルでも十分に再現できる。また、密度成層が発達している夏季の流動と密度場の変動する風に対する応答、及び夏から秋にかけての恒流と成層状態の変化の過程は、密度変化を考慮した多層モデルで定性的にはかなりよく再現できる。さらに、長周期変動モデルを用いると計算時間が大幅に短縮でき、密度場の年間変動の計算などに有効である。

なお、本研究に用いた観測データは日本海洋データセンターから提供されたことを記して感謝する。

#### 参考文献

宇野木早苗・岸野元彰(1977): 東京湾の平均的海況と海水交換, Tec. Rep., 理化学研究所海洋物理研究室。  
 小田巻実・佐藤 敏・松島 弘・西田浩志・下平保直(1991): 夏期の東京湾の流動の観測, 水路部技法, Vol. 9, pp. 67-76。  
 気象研究所(1989): 海洋大循環モデルを用いた風の応力異常に対する太平洋の応答実験, 技術報告。  
 蔵本武明・中田喜三郎(1991): 東京湾における流動と底層DO濃度シミュレーション, 沿岸海洋研究ノート, Vol. 28 (2), pp. 140-151。  
 佐藤 敏(1989): 冬季の東京湾の風による流動の観測, 水路部技法, Vol. 8, pp. 1-14。  
 柴山知也・Leung, P. K.(1992): 東京湾の流動と物質拡散, 海岸工学論文集, Vol. 39, pp. 916-920。  
 中辻啓二・許 再寧・室田 明(1991): 三次元表層密度流の数値実験, 土木学会論文集, No. 434 (2-16), pp. 19-28。  
 中辻啓二・山見晴三・末吉寿明・藤原武紀(1992): 大阪湾の恒流系に関する数値実験的研究, 海岸工学論文集, Vol. 39, pp. 906-910。  
 藤野正隆・多部田茂(1991): 多層モデルによる海水流動の数値計算, 日本造船学会論文集, Vol. 170, pp. 379-393。  
 Murakami, M., Oonishi, Y. and Kunishi, H. (1985): A numerical simulation of the distribution of water temperature and salinity in the seto inland sea., J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 41, pp. 213-224。