

大潮, 小潮期における湾外水の影響

中山 恵介* ・岡田 知也* ・野村 宗弘**
日比野 忠史*** ・細川 恭史**** ・古川 恵太*****

1. はじめに

閉鎖された湾において, 湾内水より密度の大きな湾外の水塊が低層に進入し, 湾内水の交換を促すという観測結果が Noh, et (1993), Gillibrand, et (1995) により示されている。さらに, それらの低層の水塊の交換は大潮, 小潮に関係するという解析結果を Karsten, et (1995) が示している。

東京湾は, 海外の一般的な湾と比較して湾軸距離に比べて水深が深いという特徴をもつ。大水深は湾外水の影響を直接受けやすいことを示し, 湾外水の低層への進入が生じやすくなる。つまり, 密度の大きな湾外水が湾内低層に進入するという現象は, 東京湾において生じやすい現象であることが分かる。

このような湾内水の湾外水との交換は, 長期的な視点から考えなくてはならない生態系モデルにおいて重要な要因の一つとして考えられるものであり, 長周期の湾内における密度界面の移動の一つの原因として位置付けることができる。

これまで我々は, 1998 年冬期 12 月 1 日から 15 日までの間において, 定点観測による水温, 塩分の上層, 下層の時系列プロファイルを測定し, 12 月 2 日から 4 日, 12 月 7 日から 11 日までの間において, 湾内 21 地点における鉛直方向 0.1 m 毎の 3 次元空間における水深, 塩分の観測を行った。湾内 21 地点における観測は, 大潮, 小潮に対応したものであり, その期間は降雨もほとんどなく, 大潮, 小潮の影響をみる上では適した期間であった。

そこで本研究では, 1998 年冬期に観測された結果を基に, 大潮, 小潮時における密度界面の挙動の解析を行い, 著者により開発された数値モデル (CIP-CSF) により数値実験を行い, 東京湾における大潮, 小潮と長周期塩分変化との関係を調べた。

2. 外的条件と定点観測

図-1 に, 東京湾における観測点と地形の概略図を示す。定点観測は, 図中に示される St 2, St 3, St 4 においてそれぞれ行われた。水面付近には MDS (Alec Electronics) を係留し, 水温, 塩分を測定し, 水深約 18 m の底面にも同様に MDS を設置し, 水温, 塩分を測定した。観測期間は 1998 年 12 月 1 日から 1999 年 12 月 15 日までであった。

図-2 に, 館山において観測された地上気象観測データ (降雨強度) を示す。11 月 24 日に降雨強度の大きな時間が存在するが, それ以外は降雨が湾内に大きな影響をおよぼすものではなかったことが分かる。

図-3 に, 布良における水位変化, 図-4, 図-5 に, St 2, St 3, St 4 における水温, 塩分の観測結果を示す。それぞれの点における観測結果の鉛直構造に注目すると, 大潮期において塩分, 水温の鉛直勾配が小さくなり, 逆に小潮期において塩分, 水温鉛直勾配が大きくなっていることが分かる。この現象に対して, 以下の二種類の原因が考えられる。

① St 2, St 3, St 4 は湾口の断面が急縮, 蛇行してい

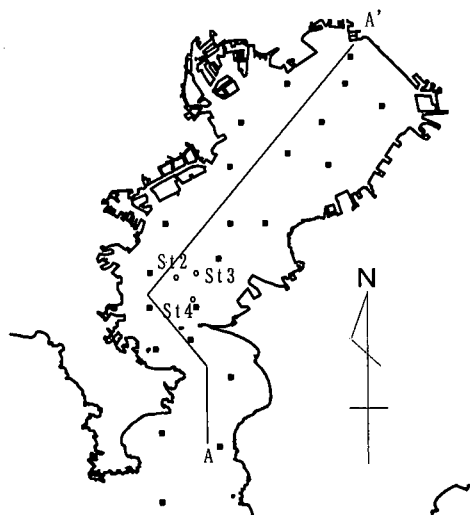


図-1 東京湾における観測地点と海岸線の概略図

* 正会員 博(工) 運輸省港湾技術研究所海洋環境部環境評価研究室
** 正会員 博(工) 運輸省港湾技術研究所海洋環境部海水浄化研究室
*** 正会員 博(工) 広島大学助教授 工学部
**** 正会員 博(工) 運輸省港湾技術研究所海洋環境部長
***** 正会員 修(工) 運輸省港湾技術研究所海洋環境部環境評価研究室長

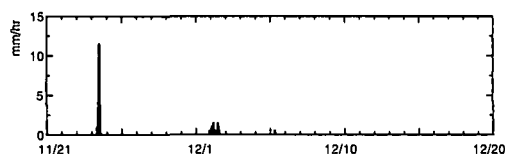


図-2 館山における雨量強度

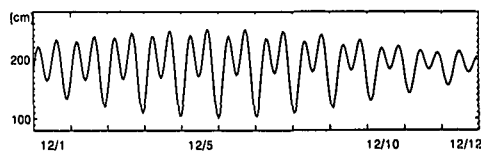


図-3 布良における水位変化

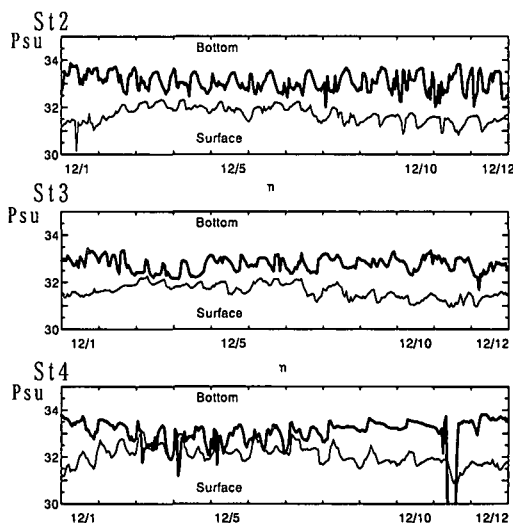


図-4 St 2, St 3, St 4 の表層、底面における塩分変化

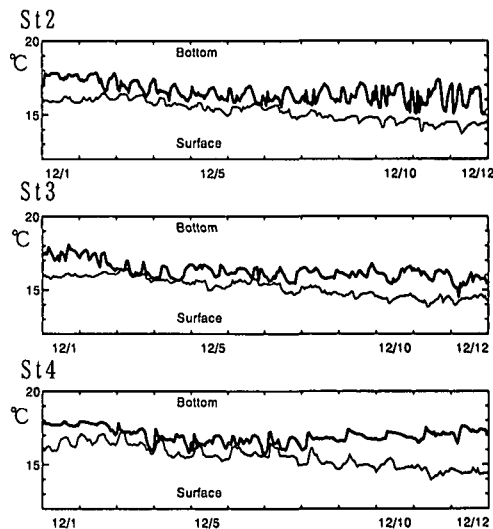


図-5 St 2, St 3, St 4 の表層、底面における水温変化

る付近に近い、急縮によりより大きな流速、蛇行により大きな鉛直拡散が与えられる可能性のある場所であった。そのため、特に大きな位置エネルギーが与えられる大潮期において、鉛直拡散が大きくなり、水温、塩分の鉛直勾配が小さくなった。

②大潮期に大きな運動エネルギーが与えられるため、水深の浅い部分において、水平方向の密度差に起因する傾圧エネルギーによる湾外への流出が抑えられ、低層からのより密度の大きな水塊の供給がなくなった。そのため、小潮期に低層により密度の大きな水塊が進入することで、水温、塩分の鉛直勾配が大きくなった。

以上の2つの仮説は、いずれもこれだけのデータでは原因を究明することができない。そこで、次章以降において、東京湾内において同時期に観測した広域の水温、塩分観測と、数値実験を用いて解析を行う。

3. 水温、塩分の湾内分布

3.1 観測結果

定点観測と時期を同じくして、東京湾内における水温、塩分の観測を、ACL 1183-PDK (Alec Electronics) を用いて行った。観測は同期間において2回(観測A:1998年12月2日～4日と観測B:1998年12月9日～11日)行われ、観測地点は図-1に四角で示されるものであっ

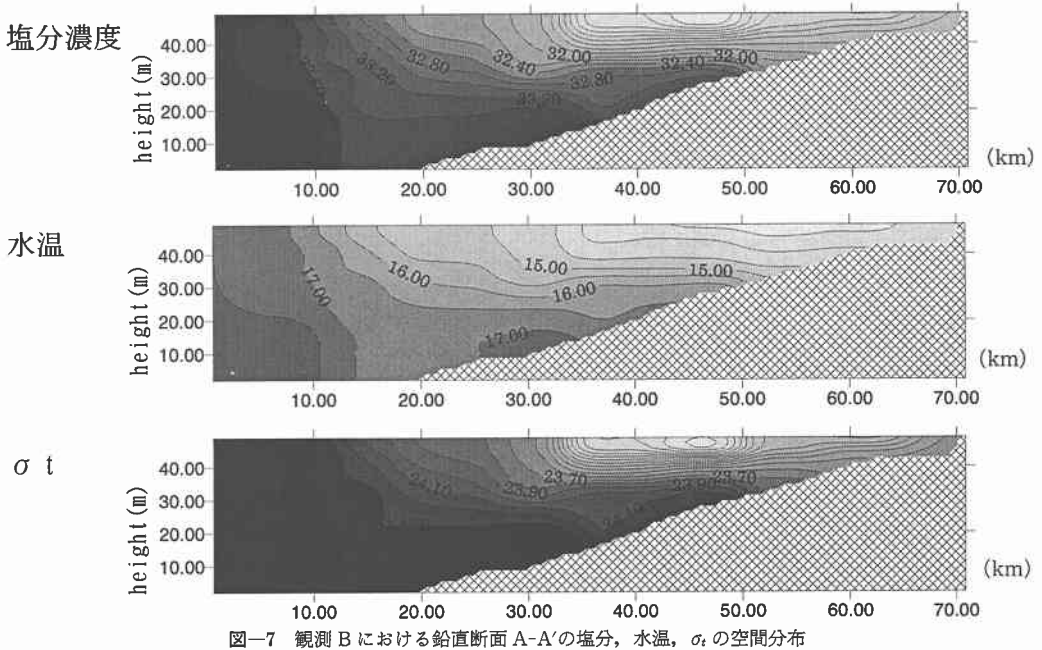
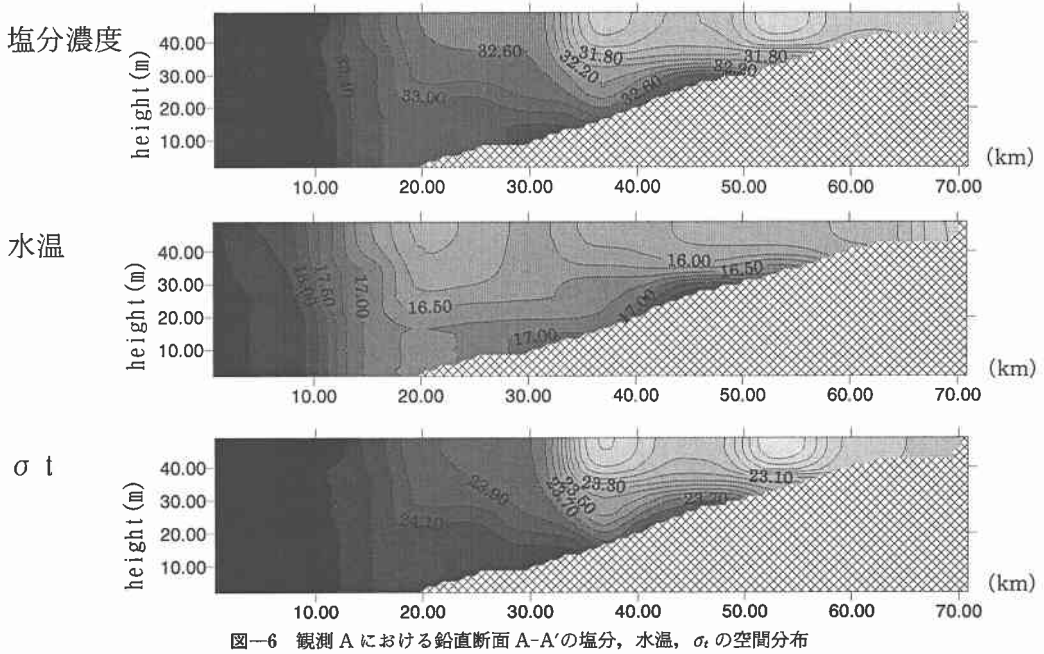
た。鉛直方向には0.1 m間隔で水温、塩分が測定されている。

図-6に、観測Aにおける水温、塩分、 σ_t (シグマティー)の図-1中のA-A'ラインで示される鉛直断面図、図-7には観測Bにおける同様な水温、塩分、 σ_t の鉛直断面図を示す。まず密度構造に着目すると、観測Aでは湾奥において密度の小さな水塊が $\sigma_t=23.6$ で示される厚さ20 m程度で存在しているのに対して、観測Bではその厚さがおよそ12 mとなっていることが分かる。観測Aを基準として考えると、観測Bでは密度の小さな水塊が湾口部より張り出し、それにともない低層に密度の大きな水塊が進入してきたと考えることができる。塩分についても σ_t と同様な挙動を示しており、低層における進入が確認できる。

一方、水温に関しては、日射量よりも卓越した潜熱、顕熱による水面からの熱の輸送により、水温は低下する傾向を示していた。しかし、湾奥では河川からの淡水の供給による安定した密度成層のため、水面における水温低下は、塩分が σ_t の挙動に追随するのと同様に、湾口に及んでいるのみであり、対流を促すほどのものではなかったことが分かる。

3.2 塩分を用いた交換量の推定

図-6、図-7で示される13 km地点から湾奥までの領



域において、塩分を用いた水塊の交換量の推定を行った。13 km を境界に用いた理由は、成層、非成層で湾内外を区別することとすると、ちょうど 13 km がその密度構造の急変部にあたるからである。表—1 に、塩分の観測 A から観測 B までの期間における変化量を示す。①、②はそれぞれ低層付近、表層付近における塩分の変化を示しており、全体積を基準に換算するとそれぞれ +0.067

psu, -0.035 psu という、観測 A から観測 B における変化量が得られる。

①の変化は、それにともない低層水塊が湾奥へと侵入してきたために生じた正の変化であり、②の変化は、河川水の影響により、比較的密度の小さな水塊が湾奥から湾口へと張り出したために生じた負の変化である。これは、大潮期には大きな運動エネルギーにより抑えられて

表-1 観測 A, 観測 B における種々の領域での塩分の平均値

	体積 (m ³)	塩分濃度平均値 (観測 A) (psu)	塩分濃度平均値 (観測 B) (psu)	観測 B-観測 A (psu)
全領域	1.734×1010	32.115	32.083	-0.032
①底面から水深 25 m	0.240×1010	33.030	33.284	+0.254
②水深 25 m から水面	1.494×1010	31.968	31.890	-0.078

いた表層の張り出し, 低層の進入という, いわゆる水平対流が促進された結果であると考えられる。このことから, 第1章において述べた水温, 塩分の時系列変化から推測される現象は, 大潮, 小潮に起因する運動エネルギーと傾圧エネルギーのバランスにより生じたものであったと考えられる。

ここで, 大潮, 小潮での東京湾における物質の交換効率などの程度のものであるかを調べるために, 交換効率を導くための式(1)を用いた解析を行った。東京湾は単純に湾内と湾外の二つのボックスに分割するものとする。

$$\frac{dS_{in}}{dt} = -\frac{1}{T_A}(S_{in} - S_{out}) \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで, S_{in} : 東京湾内塩分, S_{out} : 東京湾外塩分, T_A : 交換時間である。

湾外の塩分が式(2)で示されるものであるとすると, 最終的に交換効率に関する解が式(3)のように得られる。

$$S_{out} = S_{out0} + \Delta S_{out} \frac{t}{T} \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$S_{in} = S_{out0} + \Delta S_{out} \frac{t}{T} + (S_{in} - S_{out}) \exp\left(-\frac{t}{T_A}\right) - \Delta S_{out} \frac{T_A}{T} \left\{1 - \exp\left(-\frac{t}{T_A}\right)\right\} \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここで, S_{out0} : 湾外初期塩分, ΔS_{out} : 湾外塩分の変化量, T : 観測 A から観測 B までの時間, S_{in0} : 湾内初期塩分である。

湾内への湾外水の進入は表-1からも明らかなように低層付近において発生しているので, 式(3)を低層において適用すると, 交換時間 $T_A = 26$ 日を得る。ボックスモデルを用いたこれまでの研究では, 冬期の12月における交換時間はおよそ2ヶ月程度であるといわれているのに対し, 大潮, 小潮の変化による密度フロントの進入を考慮することで, 低層ではより大きな交換効率を与えられていることが分かった。

4. 数値実験による再現

観測で得られた現象の解明のため, 数値実験による再現を試みた。以下にモデルの説明と結果を示す。

4.1 CIP-CSF

本研究で用いる数値実験モデルは, 著者により開発さ

れた成層場における固液混相流 LES モデルの潮流シミュレーション版である CIP-CSF (large-eddy simulation using cubic-polynomial interpolation for convective term in a stratified field) (中山, 2000; Deardorff, 1975; Lilly, 1967) を用いた。特徴は, 以下の通りである。

- ① 地形をステップ状に扱うことにより, 鉛直座標変換 (σ 座標) を用いた計算において現れる過度な鉛直拡散を抑えることが出来る。
- ② 自由表面の扱いに Arbitrary Lagrangian Eulerian 法 (ALE 法: メッシュの切りなおし) を用いることにより, レベルモデルにおいて現れる大きな潮位変化による計算の不具合を生じない。
- ③ 非静水圧モデルを用いることにより, プルームの進入など急激な密度の変化が生じる現象を再現することが出来る。
- ④ 非常に安定した成層場における鉛直フラックスの算定に, Second-Order Closer (SOC) (Mellor, 1982; Schumann, 1991) を用い, さらに, より成層が強いときには中山 (1999) による推定式を用いており, 非静水圧の条件とともに, 貫入等といった現象を再現することが出来る。
- ⑤ 水平方向のメッシュに関して写像変換を用いて湾を再現することで, これまでよく用いられてきた矩形メッシュによる湾形状の再現による, 計算の誤差を取り除くことが出来る。
- ⑥ 対流項の計算に CIP 法を用いることにより, 限られたメッシュ数により生じる温度, 塩分の不連続面の対流項による数値計算誤差 (人工粘性) を抑えることが出来る。これにより, それほど多くのメッシュを用いなくとも, 計算精度に対流項が影響を与えることがなくなっている。

4.2 計算結果

計算は, 図-3 に示される潮汐変化, その他, 河川水の流入, 気象要素を考慮して行われた。初期条件は観測 A で得られた結果を基に慣らし計算を行った後得られたものを与えた。メッシュ数は, 湾軸方向 100×湾横断方向 25×鉛直方向 15 とした。

図-8 に, 大潮期から小潮期へと変化したときの塩分の変化が 0.25 psu 以上の等値面を示す。湾奥部において, 明らかに塩分が上昇しており, 小潮期に低層に密度

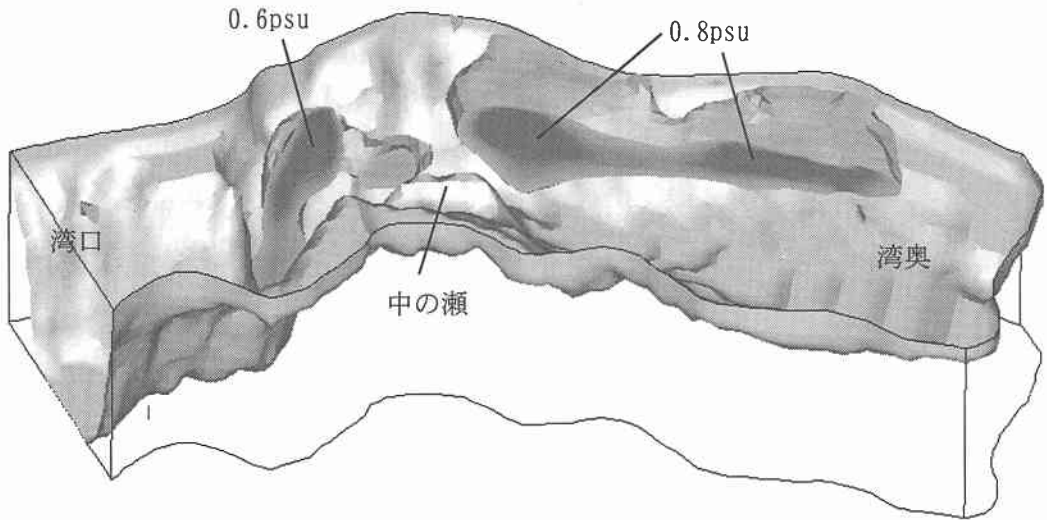


図-8 大潮期と小潮期との塩分差 0.1 以上の等値面
(図-1 中の鉛直断面 A-A'より西側のみ等値面を描画している)

の大きな水塊が進入していることが分かる。特に、塩分の上昇の割合が湾西側において高く、これは地形的な要因(湾曲の影響)により生じた現象であると考えられる。

5. 結 論

① 水温、塩分の定点観測結果より、大潮期、小潮期において、水温、塩分の観測結果の鉛直プロファイルに大きな違いがみられた。それぞれ大潮期には鉛直勾配が小さくなり、小潮期には鉛直勾配が大きくなっていた。

② 湾内全域において行った観測により、大潮期に抑えられていた表層付近の傾圧エネルギーによる密度の小さな水塊の張り出しが、小潮期には促進され、それにともない低層に密度の大きな水塊が進入していた。そのときの低層における塩分の交換時間はおおよそ 26 日であった。

③ CIP-CSF を用いた数値実験により、小潮期における湾奥での低層への密度フロントの進入を再現することができた。

参 考 文 献

中山恵介・佐藤圭洋 (1999): LES モデルを用いた温度成層場の数値計算, 土木学会北海道支部第 55 号, pp. 78-81.

中山恵介・佐藤圭洋 (1999): LES モデルによる水平面上張り出しブルームの解析, 土木学会論文集, No. 628, pp. 97-114.

中山恵介 (2000): 成層場における固液混相流 LES モデルの開発, 水工学論文集第 44 巻, pp. 879-884.

Deardorff, J. (1975): The development of boundary-layer turbulence models for use in studying the severe storm environment, Proc. SESAME Meeting, Boulder, NOAA-ERL, pp. 251-264.

Gillibrand, P. A. and W. R. Turrell (1995): Deep-water renewal in the upper basin of Loch Sunart, a Scottish fjord, J. Phys. Oceanogr., Vol. 25, pp. 1488-1503.

Karsten, R. H. and G. E. Swaters (1995): Stability characteristics of deep-water replacement in the Strait of Georgia, J. Phys. Oceanogr., Vol. 25, pp. 2391-2403.

Lilly, D. K., D. E. Waco and S. I. Adelfang (1967): The representation of small-scale turbulence in numerical simulation experiments, Proc. IBM Sci. Comput. Symp. on Environmental Science, pp. 195-210.

Mellor, G. L. and T. Yamada (1982): Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, Rev. Geophys. Space Phys., Vol. 20, pp. 851-875.

Noh, Y. and H. J. S. Fernando (1993): A numerical model of the fluid motion at a density front in the presence of background turbulence, J. Phys. Oceanogr., Vol. 23, pp. 1142-1153.

Schmann, U. (1991): Subgrid length-scales for large-eddy simulation of stratified turbulence, Theoret. Comput. Fluid Dynamics, Vol. 2, pp. 279-290.