

東京湾の湾奥における時計回りの循環と 収束現象の解明

MECHANISM RESPONSIBLE FOR CLOCKWISE CIRCULATION AND
CONVERGENCE OF UPPER WATER IN TOKYO BAY

中山恵介¹・芝口芳行²・日向博文¹・石川忠晴³

Keisuke NAKAYAMA, Yoshiyuki SHIBAGUCHI, Hirofumi HINATA, Tadaharu ISHIKAWA

¹正会員 工博 国土交通省国土技術政策総合研究所 沿岸海洋研究部沿岸環境研究室 (〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1)

²学生会員 東京工業大学大学院 環境理工学創造専攻 (〒225-8502 横浜市緑区長津田町4259)

³フェロー 工博 東京工業大学教授 大学院総合理工学研究科環境理工学創造専攻 (〒225-8502 横浜市緑区長津田町4259)

Clockwise circulation in the upper layer and the decrease in the level of interface were found from field experiments to occur around the head of Tokyo Bay on 10th August 2001. It was revealed that the clockwise circulation in the upper layer resulted from wind with clockwise vorticity around the bay head, which appears when the dominant north or north-easterly wind changed to south-westerly. To clarify the mechanism responsible for the decrease in the level of interface, numerical experiment was carried out by using non-hydrostatic three-dimensional model (MEL3D). The importance of the sea-bottom slope around the bay head and clockwise circulation in the upper-layer was demonstrated.

Key Words : Wind driven current, LES model, non-hydrostatic model, convergence, coriolis force, internal waves, geostrophic adjustment

1. はじめに

東京湾には、13の河川が流れ込んでおり、湾内に密度成層を作り出している。夏季には強い日射の影響もあり、成層がより強くなる。そのような東京湾において流れ場を決定している要因は、潮汐、風、密度差である。潮汐は大きな流速変動を発生させるが、風、密度差に起因する流れは、潮汐による流速の最大値と比較して小さいにも関わらず、残差流として長期的な物質輸送に大きな影響を与えていることが知られている(宇野木ら¹⁾)。特に水深20m以下の湾奥では、風の湾内流動への影響が大きいことが推測される。Matsuyamaら²⁾は、北風が維持されることにより、東京湾東側で湧昇が発生し、西側で下降流が誘起されることを数値実験と観測結果から示している。また、宇野木³⁾も同様の現象を指摘している。このように、水深の小さな成層場における風の影響は大きく、特徴的な流れの場を形成し、物質の輸送に大きな影響を

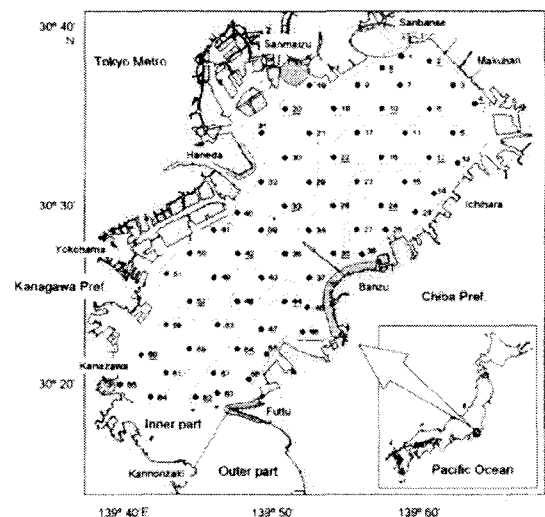


図-1 2001年8月10日に行われた水温、塩分、 σ_t の観測点。(粕谷ら⁴⁾より抜粋)

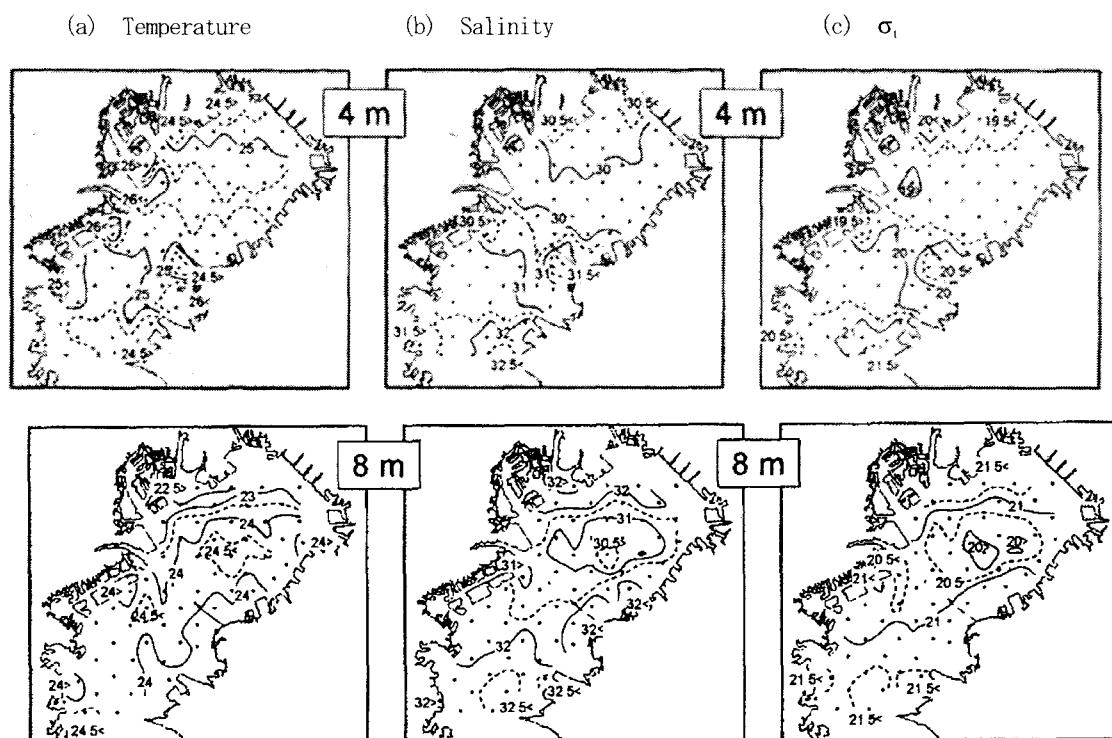


図-3 水深4mと8mにおける2001年8月10日の観測結果。(a) 水温, (b) 塩分, (c) σ_t の水平分布 (粕谷ら⁴⁾より抜粋) **

与えているといえる。

粕谷ら⁴⁾は、東京湾の湾奥中央において、風のシェアにより発生したと考えられる密度界面の低下を観測している。この密度界面の低下は、風の時空間不均一性による表層付近の水平循環の影響を大きく受けていると考えられている。しかし、密度界面の低下の程度や、風によるシェアの影響の定量的な評価にまで至っていない。そこで我々は、粕谷らにより観測された東京湾の湾奥における水平循環の存在を、3次元非静水圧モデル(MEL3D)を用いた数値計算により確認し、密度界面低下の発生メカニズムを解明することを目的として以下の研究を行った。

2. 2001年8月の観測結果

(1) 水温, 塩分, 密度の観測結果

2001年8月10日、東京湾に約3.5kmの間隔で設けた65の観測点において、アレック電子製STD(AST-500)を用いて水温, 塩分の観測が行われた(図-1)。東京湾縦断面における水温, 塩分, σ_t の分布から、湾奥部の水深10mから15m付近において、はっきりとした成層界面が形成されているのが分かる(図-2)。上層と下層の密度差は、およそ 3.8kg/m^3 であり、湾奥においてstation23を中心として、界面位置がその周りの界面位置に比べて低下している様子が分かる。また、湾口部付近のstation58と湾奥部を比較すると、界面までの水深が、湾口から湾奥に向けて大きくなっていることが分かる。

図-3下段の水深8mのコンター図から、湾奥中央において周辺より小さな値の σ_t が現れていることが分かる。低

密度水の発生は、湾奥中央に中心をもって発生している点が大なる特徴である。

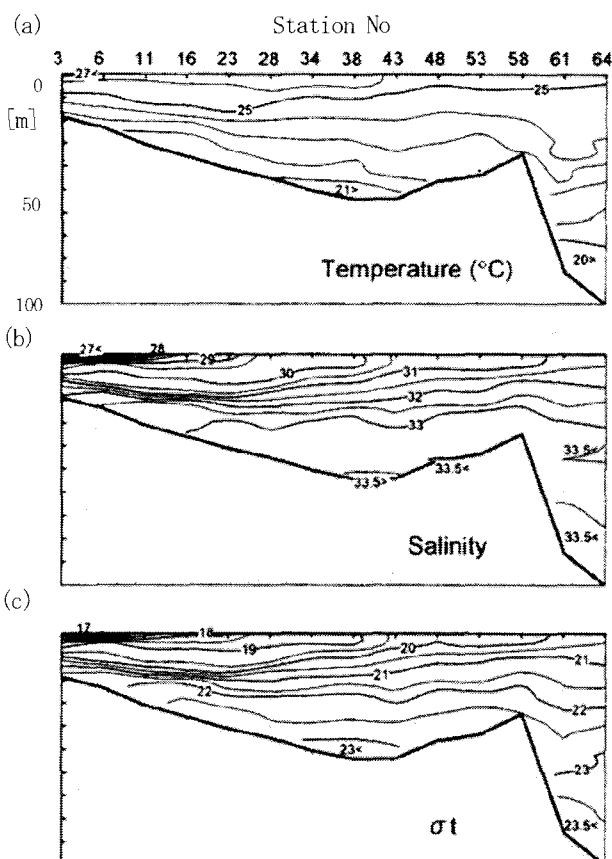


図-2 東京湾縦断面における2001年8月10日の観測結果。(a) 水温, (b) 塩分, (c) σ_t の水平分布。(粕谷ら⁴⁾より抜粋)

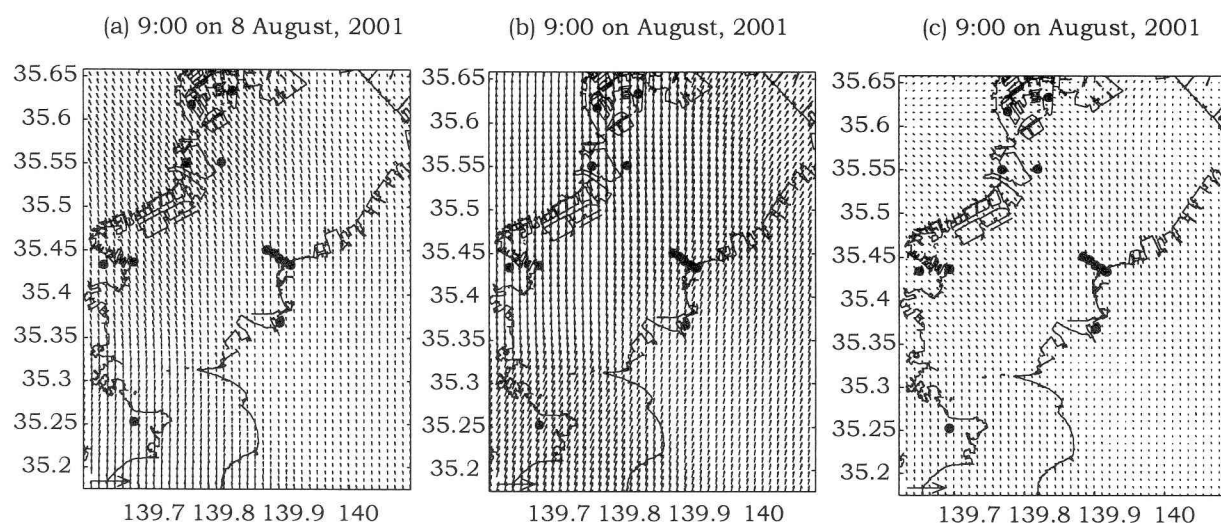


図-4 東京湾周辺の風。(a)8月8日午前9時 (b)8月9日午前9時 (c)8月10日午前9時
●で示した20ヶ所の観測所での測定結果を基に内挿補間した水平分布。(一部、図-4の範囲外の観測所がある。)

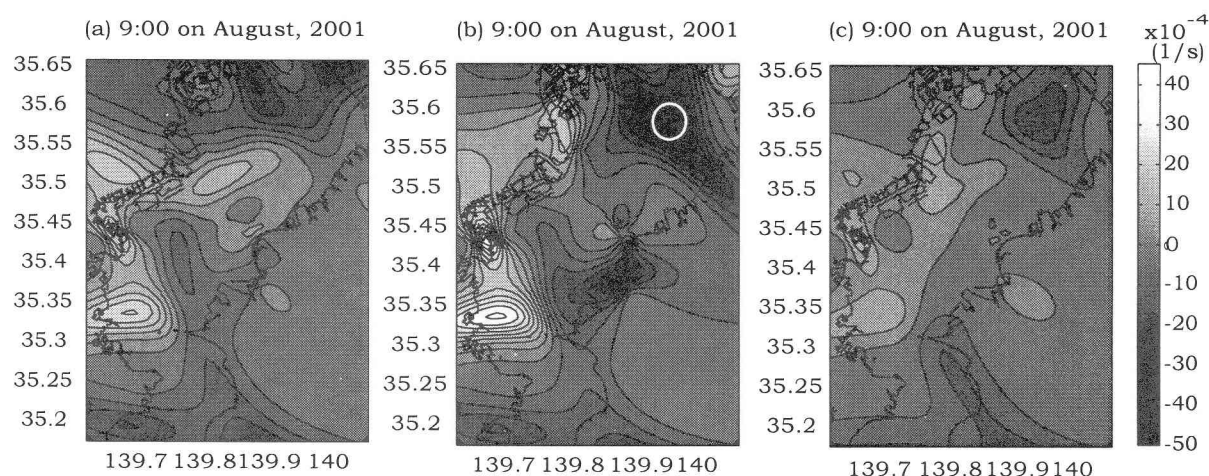


図-5 渦度(図-4に示した風分布からの渦度)(a) 8月8日午前9時 (b) 8月9日午前9時 (c) 8月10日午前9時

(2) 風の分布

図-4(a)～(c)に、8月8日9:00から8月10日9:00までの24時間毎の東京湾上における風ベクトル図を示す。風ベクトルは、図中に示される●において観測されたデータを空間補間して得られたものである。その際、長期的な変動に注目するために、日変動以下の高周波成分を取り除いた上で使用している。東京湾の湾奥にて低塩分水塊が観測された前日の8月9日に、同領域において南西の風が吹いていたことが分かる。

図-4に示された風ベクトルを基に計算された渦度を図-5に示す。時計回りの循環を示す負の値が、東京湾の湾奥において大きく発生している。ただし、その強度はこの3日間でもかなり変動していることが分かる。このことから、図-2や図-3で示された密度界面の低下は、1、2日の時間スケールで発生する風によりつくられた時計回

りの渦度により発生、発達したのではないかと考えられる。

時計回りの渦度の発生する頻度を検討するため、図-5中の○における、風のベクトルと風の渦度の8月3日から8月29日までの時系列を計算した(図-6)。8月前半において、大きな渦度をもった時計回りの渦のピークが3度発生しているのが分かる。また8月後半には、前半に見られたような明確な負のピークは見られず、反時計回りを示す正の渦度のピークが2度発生しているが、全体として不安定であった。ここで注目すべき点は、南よりの風が吹くと風の渦度は時計回りに向かう傾向があり、一方で北よりの風が吹くと風の渦度は反時計回りに向かって変化しているということである。ただし、風速と渦度の大小の間には明確な関係がみられず、むしろ風速が比較的小さい場合(5～6m/s以下)に風向変化が大きな渦度を生じさせているようにもみえる。

3. 数値実験による再現

前述の界面低下現象の機構を調べるために、非静水圧3次元モデル(MEL3D)を用いて数値実験を行った。

(1) MEL3D

MEL3Dは、東京湾のような閉鎖性内湾の流動を再現するために作成された非静水圧3次元モデルである。

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_k \frac{\partial u_i}{\partial x_k} = -\frac{\partial R_{ik}}{\partial x_k} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \delta_{i3} \frac{g\rho'}{\rho} + \nu \nabla^2 u_i \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta_s}{\partial t} + u_k \frac{\partial \theta_s}{\partial x_k} = \frac{\partial}{\partial x_k} \left(K_{hk} \frac{\partial \theta_s}{\partial x_k} \right) + \kappa_s \nabla^2 \theta_s \quad (3)$$

$$\frac{\partial E}{\partial t} + u_k \frac{\partial E}{\partial x_k} + R_{ik} \frac{\partial u_i}{\partial x_k} = \frac{\partial}{\partial x_k} \left(K_{hk} \frac{\partial E}{\partial x_k} \right) + \delta_{i3} g \frac{1}{\rho} \overline{u'_i \rho'} - C_e E^{3/2} / \Delta \quad (4)$$

$$\rho' = f_\rho(\theta, \theta_s) \quad (5)$$

$$R_{ik} = \overline{u'_i u'_k} \quad (6)$$

$$\overline{u'_i u'_k} = \delta_{i3} \frac{2}{3} E - K_{mk} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_k} + \frac{\partial u_k}{\partial x_i} \right) \quad (7)$$

$$\overline{u'_i \rho'} = K_{hi} \frac{\partial \rho}{\partial x_i} \quad (8)$$

$$K_{m1}, K_{m2}, K_{m3} = C_m E^{1/2} \Delta \quad (9)$$

$$K_{h1}, K_{h2} = C_m E^{1/2} \Delta / \text{Pr}, \quad K_{h3} = C_m E^{1/2} \Delta / \text{Pr}, \quad (10)$$

$$\text{Pr}_i = 1 + 0.3 \Delta^2 N^2 / E \quad (11)$$

$$\begin{cases} C_e = 0.845 \\ C_m = 0.0856 \\ \text{Pr} = 0.420 \end{cases} \quad (12)$$

ここで、 $i=1,2,3$: x, y, z に対応、 u_i : 流速、 θ_s : 塩分、 p : 圧力、 ν : 動粘性係数、 κ, κ_s : 水温と塩分に関する拡散係数、 ρ : 密度、 Δ : メッシュに代表される代表長さ、 N : 浮力振動数、 Pr : プラントル数、 u'_i : メッシュスケール以下の流速の変動成分、 ρ' : メッシュスケール以下の密度の変動成分、 K_{mi} : 渦粘性係数、 K_{hi} : 渦拡散係数、 E : 乱流エネルギー、 C_e, C_m : LES定数、 R_{ij} : 乱流によるせん断に関する項、 θ_s : 塩分、 θ : 水温、 f_ρ : 水温と塩分により密度を推

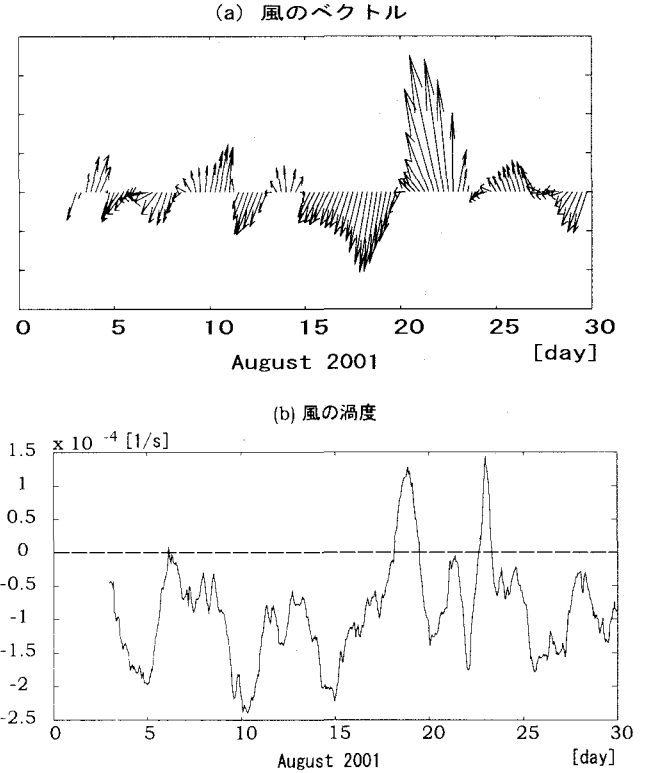


図-6 図-5の地点○における8月における、(a) 風のベクトルと(b) 渦度の時系列。負が時計回りの循環を示す。

定する式(UNESCO 1981), である。

本モデルでは、Schumannら⁵⁾により提案されている Second-Order Closure の代数方程式から導かれたプラントル数を用いて、成層効果による鉛直渦拡散係数の変化を考慮している。LES定数は、慣性小領域の等方性乱流の考え(Lillyら⁶⁾、Schmidtら⁷⁾、Hinze⁸⁾、Paquinら⁹⁾、Antoniaら¹⁰⁾、Adreaas¹¹⁾から導かれる値を用いている。また、タイムスプリッティングにより、CIP法(Yabeら¹²⁾を利用している(中山ら¹³⁾。修正子の計算には、Tamuraら¹⁴⁾による残差切除法を用い、更に、表面波の影響を陰的に考慮することによりCFL条件を1の周辺に設定し、計算速度の向上を図っている。

(2) 対象領域

図-3に示された密度界面の低下は、風による渦度の発生他、地形的な特徴も大きな要因として考えられる。東京湾の湾奥は、奥に行くにしたがって水深が小さくなるという、閉鎖性内湾の特徴を持つ。そこで本論文では、3種類の地形を与えて、地形の特徴が、密度界面低下に及ぼす影響を検討することとした(図-7)。即ち、(a)実際の東京湾の地形、(b)湾奥の20m以下の水深における斜面を削り、20mの様な水深を与えた地形、(c)湾奥のみ水深20mを様に与え、固定壁を円柱形に配置した地形である。(b)は、湾奥斜面の地形効果を調べるためのケース、(c)は、地形を単純化して風による渦度の効果のみを調べるためのケースである。

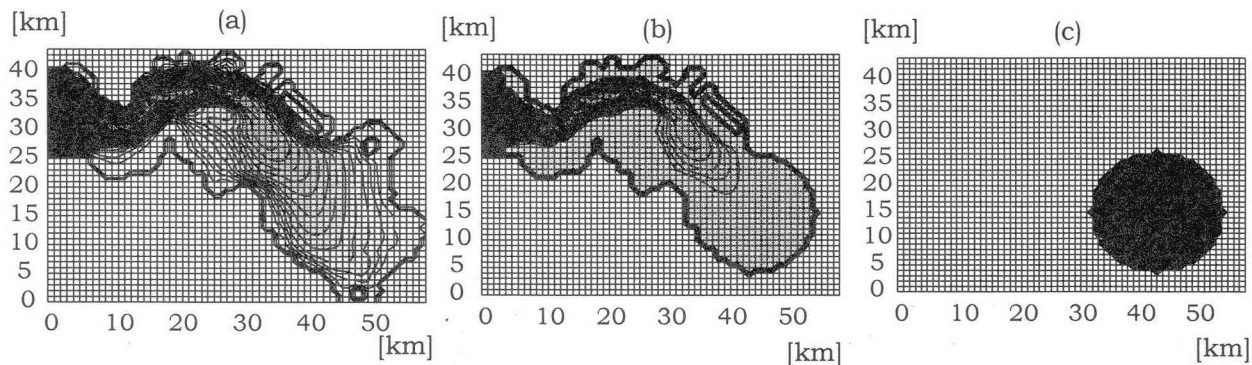


図-7 計算に用いた地形 (a)実地形 (b)湾奥の最低水深を20mとした地形 (c)湾内を水深20mの円柱とした地形

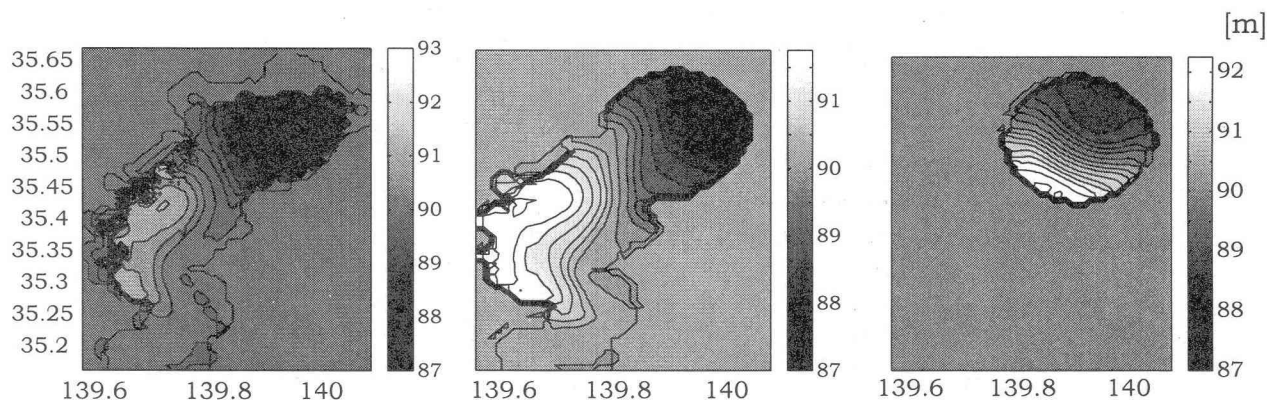


図-8 風を与えてから40時間後の各地系における密度界面位置。(中立界面位置は90m)
(a)実地形 (b)図-4-(b)の地形 (c)図-4-(c)の地形

(3) 計算条件と結果

風の空間分布は、8月9日9:00のもの(図-4(b))を定常的に与え続けた。2001年8月10日の密度成層を単純化し、上層10mとそれ以下の2層のシステムとした。上下層の密度差の下層の密度に対する比は、0.0038を与えた。最大水深は100mとした。

計算において、風応力を境界条件として突然与えることにより、水深の小さな湾奥において、内部ケルビン波や内部ポアンカレ波が発生することが予想される。湾奥に斜面を有する地形(a)では、これらの波のエネルギーが砕波により失われやすく、地衡流バランスの状態に達しやすい。しかし、地形(b)、地形(c)では、地衡流バランスの状態に達するまでにより長い時間がかかる。一方、先の現地観測結果では、最大の風の渦度が与えられて24時間後に、密度界面の低下が現れている。そこで、初期状態で急に風応力を与えることにより発生してしまう内部波が散逸する時間を、湾奥数点における密度界面の時系列から判断し、40時間後と比較対照とすることとした。

40時間後において、実地形の湾奥中央における密度界面が、約3m低下していることが分かる(図-8)。一方、湾奥の水深を20m一様とした場合の地形では、湾奥におい

て密度界面が大きく低下していることが確認されるが、低下は湾奥北部に位置し、観測により得られた湾奥中央における密度界面の低下とは異なっていた。また、水深20m一様の円柱形では、吹き寄せの効果である地衡流バランスによる湾奥北部の密度界面の低下が大きく、地形(b)と同様、実地形(a)のような湾奥中央における密度界面の低下が現れていない。

図-9に、地形(a)における40時間後の表層流速ベクトルと、上層と下層それぞれの平均流速ベクトル図を示す。上層と下層は、初期における上層と下層の平均密度が存在する位置を基準として定義された。表層におけるベクトルは大きく現れているが、はっきりとした渦を形成しておらず、風による吹き寄せの効果が現れているのが分かる。一方、上層の平均流速ベクトルは、明確な渦度をもっていることが分かる。下層の平均流速ベクトルは非常に小さく、ほとんどゼロであった。これらの数値実験の結果から、湾奥において密度界面位置を変化させる要因としては、地衡流バランスに基づいた吹き寄せと流速の渦度を持った循環であると考えられる。

おわりに

- 1) 本研究では、東京湾周辺20地点における地表面付近の風ベクトルデータから空間補間を施し、風の水平分布とその風による渦度の水平分布を算出した。また、湾奥の任意の一地点における渦度の時系列から、8月の時計回りの渦度の増加は、すべて南よりの風が吹きつけた際に起こっていたことが確認された。
- 2) 得られた風の水平データを基に、数値実験により密度界面低下の再現計算を行った。数値実験の結果から、湾奥の密度界面の低下の主要因は、流速の渦度を持った循環にあるとの結論を得た。

謝辞：本研究は、科学研究費補助金(基盤(C)(1))「東京湾に注ぐ4河川の再現モデルDHMと東京湾流動モデルMEL3D-tideとの統合」、代表：中山恵介、課題番号：15560451を受けて行われました。記して謝意を示します。

参考文献

- 1) 宇野木早苗：沿岸の海洋物理学, 東海大学出版会, 1993
- 2) T.Suzuki and Matuyama.: Numerical experiments on stratified wind-induced circulation in Tokyo Bay, Japan, *Estuarine Coastal and Shelf Science*, vol.50, pp.17-25, 2000.
- 3) 宇野木早苗：海洋秋季要旨集, pp.156-157., 1990
- 4) 粕谷智之, 浜口昌巴, 古川恵太, 日向博文：夏季東京湾におけるアサリ浮遊幼生の出現密度の時空間変動, 国土技術政策総合研究所研究報告, 第8号, 2003.
- 5) Schumann U.: Subgrid length-scales for large eddy simulation of stratified turbulence, *Fluid Dynamics*, Vol.2, pp.279-290, 1991.
- 6) Lilly D., Waco D. E., and Adelfang S. I.: The representation of small-scale turbulence in numerical simulation experiments, *Proc IBM Sci. Comput. Symp. on Environmental Science*, pp.195-210, 1967.
- 7) Schmidt H. and Schumann U.: Coherent structure of the convective boundary layer derived from large-eddy simulations., *J. Fluid Mech.*, Vol.200, pp.511-562, 1989.
- 8) Hinze J.C.: Turbulence, MacGraw-Hill, 1959.
- 9) Paquin J.E. and Pond S.: The determination of the Kolmogoroff constants for velocity, temperature and humidity fluctuations from second- and third order-structure functions, *J. Fluid Mech.*, Vol.50, pp.257-279, 1971
- 10) Antonia R.A., and Satyaprakash B.R.: Kolmogorov constants for structure functions in turbulent shear flows, *Quart. J. Royal Meteor. Soc.*, Vol.107, pp.579-589, 1981.
- 11) Adeas E.L.: Spectral measurements in a disturbed boundary layer over snow, *J. Atmos. Sci.*, Vol.44, pp.1912-1939, 1987.
- 12) Yabe T., Takeo I., and Yusaku K.: A multidimensional cubic-interpolated pseudoparticle(CIP) method without time splitting technique for hyperbolic equations, *Journal of The Physical Society of Japan*, Vol.59, No.7, pp.2301-2304, 1990.
- 13) 中山恵介, 佐藤圭洋：LESモデルによる水平面上張り出しブルーームの解析, 土木学会論文集, No. 628, pp. 97-114, 1999.
- 14) Tamura A., K. Kikuchi and T. Takahashi: Residual cutting method

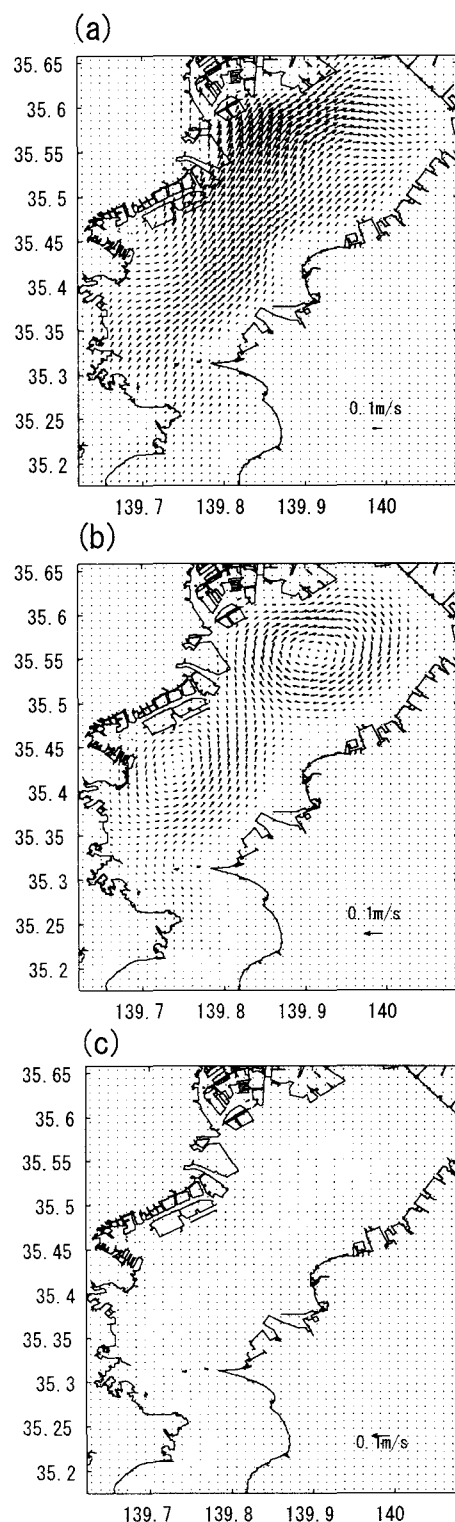


図-9 40時間後の(a)表層流速ベクトル, (b)上層の平均流速ベクトル, (c)下層の平均流速ベクトル

for elliptic boundary value problems: application to Poisson's equation, *Journal of Computational Physics*, Vol.137, pp.247-264, 1997.

(2004. 9. 30 受付)