

3次元数値シミュレーションによる博多湾の 物質輸送メカニズムについての検討

小松利光*・朴 童津**・Yongming Shen***
安達貴浩****・小橋乃子*****

1. はじめに

比較的小規模な閉鎖性海域である博多湾は福岡市をその背後に控えた重要港湾であり、アジアに向けた玄関先として今後益々重要な役割を担っていくことが予想されている。また、博多湾の湾奥部には野鳥の飛来地として良く知られている和白干潟が存在しており、博多湾の水環境には産業育成の観点からだけでなく、環境保護の面からも多くの関心が集まっている。しかしながら、毎年赤潮の発生が報告されるなど、依然として水質改善に対する解決の糸口は見つかっておらず、港湾整備等の事業計画において適切な環境アセスメントを行うためにも、精度の良い数値シミュレーション法の開発には大きな期待が寄せられている。

このような状況の下、生態系モデルに焦点を絞って博多湾の水質状況を検討した数値シミュレーションの結果がいくつか報告されている。例えば、内田ら(1994)は博多湾を対象に平面2次元計算を行い、目的に応じて生態系モデルを使い分けることの重要性を指摘している。また、柳ら(1999)はボックスモデルを用いて低次生態系モデルを構築し、博多湾の内部生産を制限するリンの動態を明らかにしている。これらの計算において水質変動の現地観測結果は比較的良好に再現されているが、いずれも生態系モデルを中心とした検討であり、計算の過程で用いられている博多湾の流動場に関してはほとんど議論がなされていない。一方、堀口・中田(1994)は生態系モデルとマルチレベル流動モデルを用いて博多湾の内部生産を評価・予測しており、同時に3次元的な残差流の構造についても検討を行っている。しかしながら、一般に湾全体に対して適切な初期条件を与えることは難しいにも拘わらず、流動場の計算時間が5周期と短いこ

とから、彼らの計算において密度流の平衡状態が完全に再現されているとは考えにくい。

海域の流動パターンは物質輸送を支配する主要な要因の一つであるため、そのメカニズムを把握することは水質の変化を議論する上でも不可欠と言える。更に博多湾での流動場がそれ程明確にされていない事実を考慮して、本研究ではまず博多湾を対象とする流況の現況再現計算を行った。また、残差流の生成要因の影響を調べる数値実験を行い、博多湾の物質輸送に重要な役割を果たすと考えられている残差流の生成機構を明らかにすることを試みた。

2. 数値シミュレーションの概要

(1) 計算領域について

本研究が対象とした博多湾の計算領域を図-1に示す。博多湾は、南北方向の幅が約10 km、東西方向の長さが約20 km、平均水深が約10.5 mといったスケールをもつ閉鎖性内湾である。湾口が元々狭く(約5.4 km)閉鎖性が強い湾形状であるのに加えて、湾中央と湾口に存在する能古島ならびに玄界島によって、外海との海水交換が一層行われにくくなっている。また、ほとんどの領域が水深の浅い浅海域となっているが、湾口部の玄界島東側から能古島北端にかけては比較的水深の大きな領域

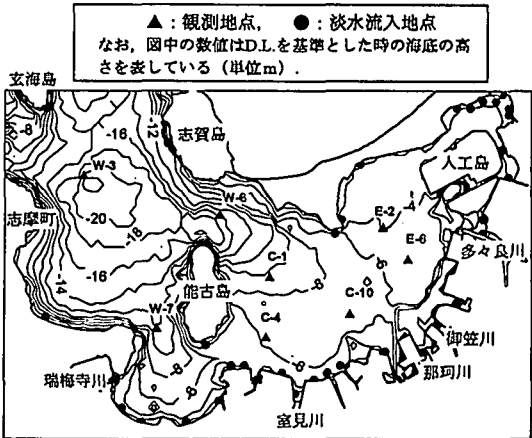


図-1 計算対象領域

* フェロー 工博 九州大学大学院工学研究院教授 環境都市部門
沿岸域環境学講座
** 学生会員 修士 九州大学大学院工学研究院海洋システム工学専攻
*** 工博 大連理工大学 海岸・海洋工学専攻
**** 正会員 工博 九州大学大学院工学研究院助教授 環境都市部門
沿岸域環境学講座
***** 学生会員 修士 九州大学大学院工学研究院海洋システム工学専攻
日本学術振興会特別研究員

(水深 18 m 程度)が存在しており、その幾何形状は3次元的で複雑なものとなっている。

また、湾内に流入する河川に一級河川はなく、年間総淡水流入量 $87.9 \times 10^7 \text{ m}^3$ の内、主要 5 河川(多々良川, 御笠川, 室見川, 那珂川, 瑞梅寺川)の占める割合が全体の 6 割を越えている。

なお、アイランドシティ事業計画の下、和白干潟沖において約 4 km^2 の人工島を造成する事業が 1994 年より進行しているが、本研究では人工島完成後の地形を対象に数値シミュレーションを行った。

(2) 基礎式ならびに数値シミュレーションの方法

座標系には水平方向に x , y 軸, 鉛直上方に z 軸をもつ 3 次元デカルト座標を用いた。静水圧近似およびブシネスク近似を適用すると、3 次元流動シミュレーションの基礎式である連続の式, 運動方程式, 塩分の質量保存式, 熱収支式, 状態方程式は以下のように表現される。

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial(UU)}{\partial x} + \frac{\partial(VU)}{\partial y} + \frac{\partial(WU)}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \\ = -\frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_t \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_t \frac{\partial U}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_t \frac{\partial U}{\partial z} \right) + fV \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial(UV)}{\partial x} + \frac{\partial(VV)}{\partial y} + \frac{\partial(WV)}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \\ = -\frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_t \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_t \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_t \frac{\partial V}{\partial z} \right) - fU \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} + \rho g = 0 \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial(US)}{\partial x} + \frac{\partial(VS)}{\partial y} + \frac{\partial(WS)}{\partial z} \\ = -\frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z \frac{\partial S}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (5) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\rho T C_p)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho U T C_p)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho V T C_p)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho W T C_p)}{\partial z} \\ = -\frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial(\rho T C_p)}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y \frac{\partial(\rho T C_p)}{\partial y} \right) \\ + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z \frac{\partial(\rho T C_p)}{\partial z} \right) + \phi_{sn} \dots\dots\dots (6) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \rho = 1000 + (0.797 - 0.001875 T) S \\ - 1000(0.562(T-4)/277)^{1.85} \dots\dots\dots (7) \end{aligned}$$

ここで, U , V , W : 流速の x , y , z 方向成分, P : 圧力, f : コリオリ係数, ν_t : 渦動粘性係数, g : 重力加速度, S : 塩分濃度 (ppt), T : 水温 ($^{\circ}\text{C}$), C_p : 定圧比熱, ρ : 密度 (kg/m^3), D_x , D_y , D_z : x , y , z 方向の乱流

拡散係数, ϕ_{sn} : 水面下に吸収される短波放射である。

数値シミュレーションには差分法を用い, 運動方程式中の水面勾配項と鉛直粘性項, ならびに連続の式の全ての項に陰的な差分を適用した。なお, 差分の方法や計算アルゴリズムの基本的な考え方は, Backhaus (1985) に従った。上述のアルゴリズムを適用することにより, 時間格子間隔を $\Delta t = 10 \text{ min.}$ と比較的大きく設定することが可能となった。一方, 水平方向の空間格子間隔は $\Delta x = \Delta y = 250 \text{ m}$ とし, 水深方向には最大で 5 層となる不等間隔格子 (水表面から順に 2.0, 3.5, 5.0, 6.5, 8.0 m) を用いた。また, 水面変動の影響は表層のコントロール・ボリューム内で自由表面の位置を変化させることにより表現した。

(3) 境界条件

a) 開境界における境界条件

数値シミュレーションにおいて, 図-1 に示される玄海島周辺の開境界で実測の塩分濃度と水温 (福岡市, 1996) を境界条件として与える必要がある。しかしながら, 計算領域の開境界上では現地観測が行われておらず, しかも塩分・水温の観測は月に 1 回程度しか行われていないため, 実測データを時・空間に線形補間して境界条件を与えることにした。

b) 水表面ならびに海底におけるせん断応力の条件

海面上のせん断応力は, 風速・風向の観測データ (九州環境管理協会, 私信) を用い, 以下の関係式により与えた。

$$\begin{aligned} \tau_{wx} = \rho C_f \sqrt{u_w^2 + v_w^2} u_w, \quad \tau_{wy} = \rho C_f \sqrt{u_w^2 + v_w^2} v_w \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (8)$$

ここで, τ_{wx} , τ_{wy} は水表面せん断応力の, u_w , v_w は風速の x , y 方向成分である。また, C_f は水表面での摩擦係数で風速の絶対値の関数として与えた (Shen ら, 1994)。

海底摩擦は以下の関係により評価した。

$$\begin{aligned} \tau_{bx} = \rho \gamma_b^2 \sqrt{u_b^2 + v_b^2} u_b, \quad \tau_{by} = \rho \gamma_b^2 \sqrt{u_b^2 + v_b^2} v_b \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (9)$$

ここで, u_b , v_b はそれぞれ底面に接するコントロール・ボリューム上における流速の x , y 方向成分である。 γ_b^2 は海底摩擦係数であり, 本研究では $\gamma_b^2 = 0.0025$ とした。

c) 水表面における熱交換量ならびに塩分濃度の条件
水表面における熱交換量 H は以下の関係により評価した。

$$H = \phi_{sn} + \phi_{an} - \phi_e - \phi_c - \phi_{bn} \quad \dots\dots\dots (10)$$

ここで, ϕ_{sn} : 水表面層に吸収される短波放射, ϕ_{an} : 大気放射, ϕ_e : 蒸発による潜熱輸送量, ϕ_c : 熱伝導と対流による顕熱輸送量, ϕ_{bn} : 水面からの長波放射であり, H が水表面での熱交換量を満足するように境界条件を与え

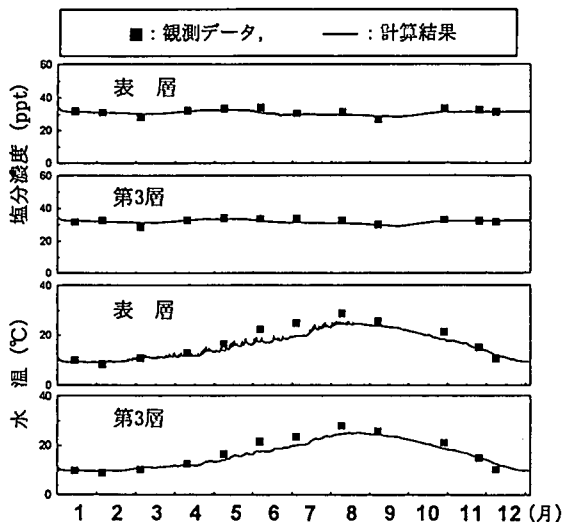


図-2 塩分濃度と水温の季節変動

た。また、熱交換量の各成分は曇量、晴天時の日射量、風速等の観測データ(九州環境管理協会、私信)を Shenら(1994)が用いたモデルに組み込んで評価した。

d) 河川流入部での条件

36地点より流入する淡水の流量も、観測データ(九州環境管理協会、私信)を与えた。

(4) 乱流モデル

鉛直方向の渦動粘性係数ならびに乱流拡散係数の評価には、以下の混合距離モデルを適用した。

$$\nu_t = l^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| (1 + \alpha Ri)^{-\beta} \quad (11)$$

$$D_{\alpha} = l^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| [\exp(-4.5 Ri)]^2 \quad (12)$$

$$\text{ただし, } Ri = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho / \partial z}{(\partial u / \partial z)^2}$$

ここで、 l は混合距離、 Ri は局所勾配型リチャードソン数である。 ν_t の減衰関数の評価には Uedaら(1981)のモデルを、 D_{α} の評価には Van Rees(1975)のモデルを適用した。また、水平方向の渦動粘性係数は鉛直方向と同一の値を与え、水平方向の拡散係数はフィッティングによりその値を求めた。

3. 流動の現況再現計算

以上のような数値モデルを用いて、1996年における密度流場の年間を通じての再現計算を行った。流入河川の中で流量が最も大きい多々良川近傍の観測地点E-6における塩分濃度ならびに水温の季節変動の計算結果を観測結果と併せて図-2に示す。この観測地点は博多湾の中でも河川淡水による浮力の影響を比較的強く受けている領域であるが、図-2の結果を見ると、水温成層と塩・

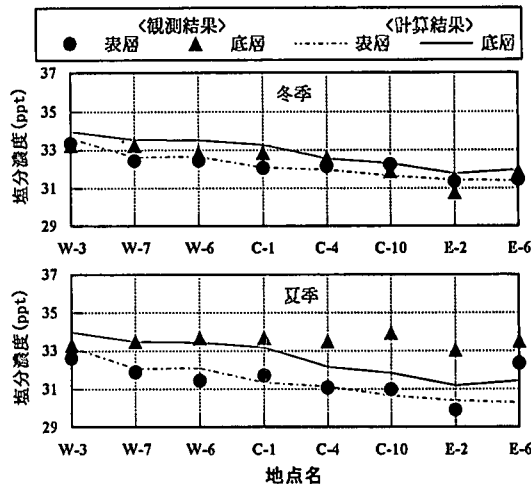


図-3 冬季および夏季における塩分濃度の空間分布

淡成層のいずれについても季節変動の傾向が良好に再現されていることが分かる。

次に、計算結果と観測結果の塩分濃度の空間分布の比較を行うと、冬季の計算結果については現況が良好に再現されているのに対して、夏季の計算結果では湾奥の下層塩分濃度が過小評価されていることが分かる(図-3)。

ところで、水平方向の拡散係数の概略値をフィッティングにより求めたところ、現況を再現する最適値は内湾において一般的に用いられる値より1オーダー大きいことが明らかとなった。今回行った数値シミュレーションでは、不等間隔格子を用いることによって水深の小さな領域でも鉛直方向の空間分解能を出来るだけ損なわないような工夫がなされている。しかしながら湾奥部では成層の影響が強くしかも水深が浅いため、現象のスケールに比べて格子の空間分解能が十分ではなかった。そのため水平方向の拡散係数の中に移流分散効果が含まれてしまい、このような結果が得られたものと考えられる。河川流量が大きく安定成層が発達する夏季の移流分散効果は冬季よりも更に大きくなるため、図-3に見られるような夏季と冬季の間での再現性の違いが生じたものと推察できる。空間格子間隔が計算結果に及ぼす影響は、残差流を議論する際にも重要な意味をもってくると考えられるため、今後より詳細な検討が必要と見える。

次に、上記の計算結果がおおよそ妥当なものと考えて、大潮の満潮時において始点と終点をもつような約12ヶ月間について各地点の流速を平均し、年平均的な残差流を算出した。表・中・底層ならびに水深平均された年平均的な残差流パターンの計算結果を見ると、水深の大きな領域(湾口部の玄界島の東側入口から能古島北端まで)において強い残差流が生成されており、平面2次元的には志賀島西側(反時計回り)、能古島西側(時計回り)、

表-1 数値実験のケース

	自転の効果	風応力	塩・淡成層
Case 0	現況	現況	現況
Case 1	なし	なし	なし
Case 2	なし	なし	現況
Case 3	なし	現況	現況
Case 4	現況	現況の1/2に設定	現況

能古島周り(時計回り)に比較的大きなスケールをもつ残差環流が形成されていることが分かる(図-4)。

4. 残差流パターンを決定するメカニズム

次に前節の計算結果に見られたような残差流の生成機構を明らかにするため、残差流生成に対して支配的な役割を果たすと考えられる3つの力学的要因(コリオリ力、風、塩・淡成層)の影響を調べる数値実験を行った(表-1)。各ケースに対して比較的塩分分布の再現性が良好であった冬季(1, 2月)の残差流を算出し、結果の比較を行った(図-5)。

まず、3つの力学的要因全ての影響が含まれていないCase 1の計算結果を見ると、現況(Case 0)に比べて残差流速が著しく低減していることが分かる。このことから、博多湾における現況の残差流に対して、複雑な地形形状そのものは全く影響力を有していないと言える。

次に、現況の外力条件からコリオリの効果のみを取り

除いたCase 3の計算結果を見ると、湾口付近における個々の残差環流のスケールや形状は現況に比べて大きく変化しているが、残差流の個数や強さに大幅な変化は見られない。また、多くの内湾の流況を規定する風の効果も湾口近傍や湾の南側の陸岸に沿った領域の残差流を多少変化させてはいるが、コリオリ力と同様に現況の残差流を説明する程の影響力はないことが確認された(Case 4)。

一方、3つの力学的要因の内、塩・淡成層の効果のみを考慮したCase 2の計算結果では、現況(Case 0)とほぼ同程度の強さをもった残差流が湾内に生成されていることから、博多湾では塩・淡成層の浮力が残差流生成の主要な駆動力となっていることが分かる。

これらの踏まえて図-4の結果を改めて解釈すると、底層に生じている湾奥方向の残差流は塩分濃度の水平勾配によって生じる重力循環流が特に深い底層水路に沿って流入している様子を表わしていると考えられる。また、水深の特に深い領域(能古島北側水路部)では表・中層においても西から東向きの残差流が卓越し、底層流れの影響が強く現われている。この影響を受けて、湾口部の重力循環流の沖向き成分はその両脇の沿岸域に沿った水深の浅い部分において生成され、結果的に湾口付近の表・中層においては地球自転と風の影響を受けた水平循環流が形成されることになる。

以上の結果から、博多湾の残差流は主に水平方向の塩

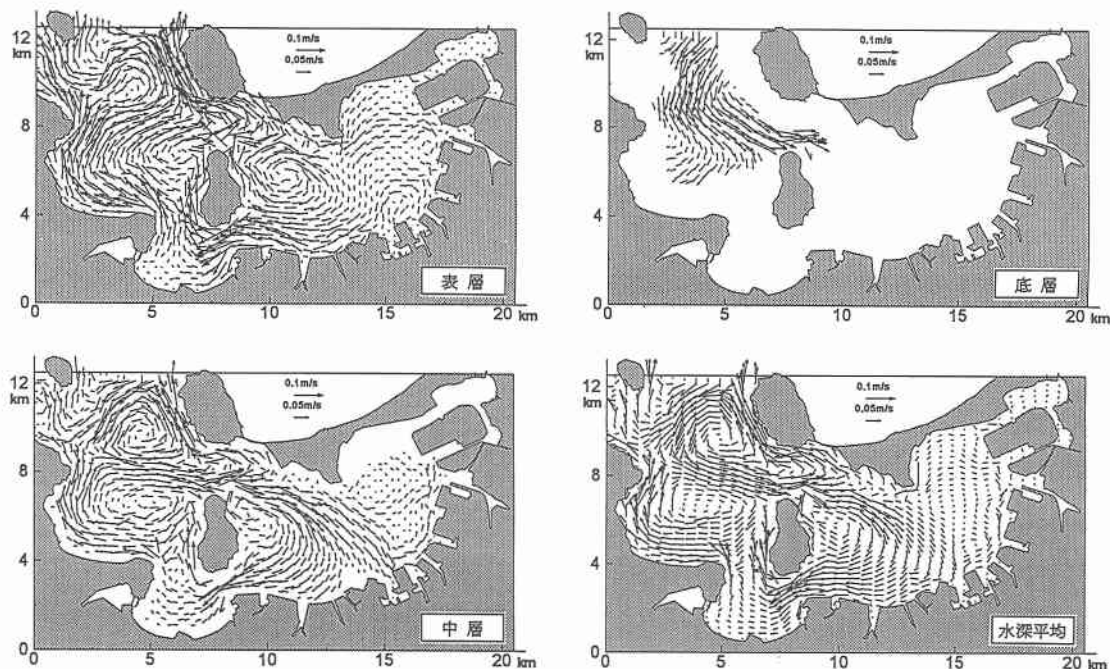


図-4 年平均的な残差流の計算結果

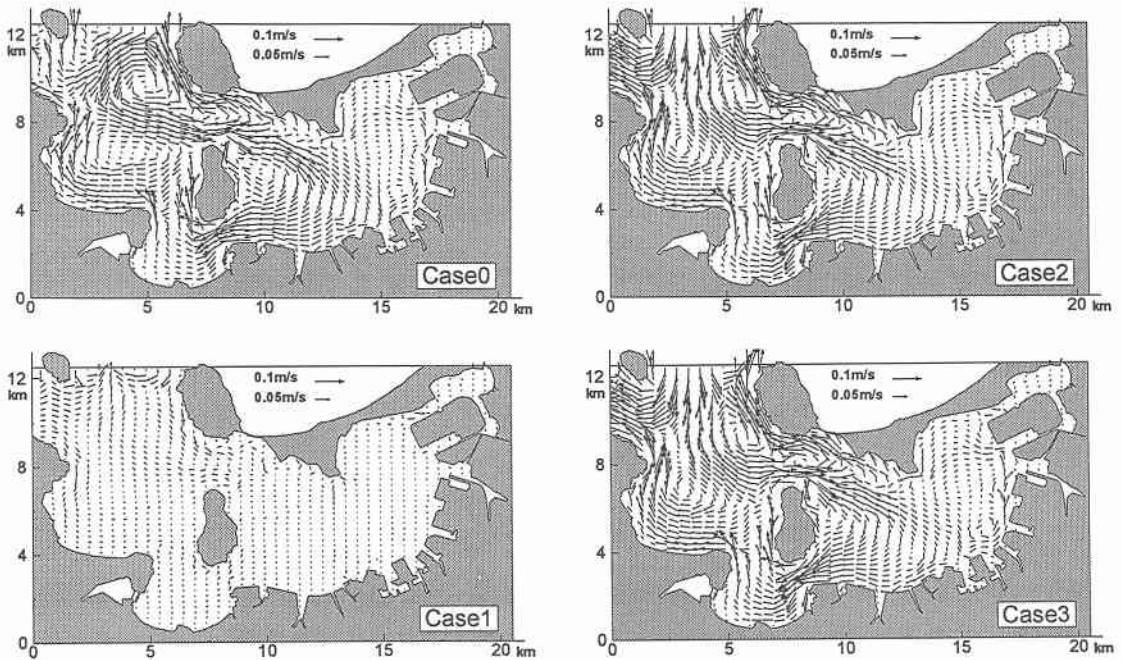


図-5 数値実験の結果

分濃度差がきっかけとなって形成された重力循環流が平面的な地形変化や水深の違いの影響を受けて複雑な3次元性を帯びたものと解釈することができる。

5. 結 論

1) 本研究では、博多湾における1996年の流況の3次元数値シミュレーションを行った。この結果、本研究で開発した数値モデルは現地観測の結果を比較的良好に再現できることが明らかとなった。

2) 数値実験により博多湾の残差流の生成要因について調べた。この結果、博多湾の残差流は主に水平方向の塩分濃度差がきっかけとなって形成された密度流であり、平面的な地形の変化や水深の違いによって重力循環流が複雑な3次元性を帯びたものであることが示唆された。

3) 今回、水平方向の乱流拡散係数をフィッティングにより求めたところ、鉛直方向の空間分解能の不足が原因となって実際よりも大きな値を与えなければ現況を再現できないことが分かった。博多湾の流動生成機構についての解釈をより正確なものとするためには、鉛直方向の格子間隔の取り扱いについて今後より詳細な検討が必要と考えられる。

謝辞：本研究の遂行に際して、(財)九州環境管理協会の藤田健一氏にご助力頂くとともに、多くのデータを提供して頂いた。また、3次元シミュレーションの導入に

当たり、大阪大学・中辻啓二教授ならびに石塚正秀氏(現在、和歌山大学)によるODEMの開示が貴重な足掛かりとなったことを申し添える。ここに記して深甚なる謝意を表します。

参 考 文 献

- 内田唯史・中野光之・藤田健一・中西 弘・浮田正夫 (1983): 内湾におけるCODの予測手法に関する研究, 水質汚濁研究, 第6巻, 第6号, pp. 427-437.
- 内田唯史・浮田正夫・関根雅彦・中西 弘 (1994): 富栄養化海域の水質の非線形特性とそのモデリングに関する研究, 土木学会論文集, No. 503, II-29, pp. 187-195.
- 福岡市環境局環境保全部啓発推進課 (1996): 福岡市水質測定結果報告, pp. 147-180.
- 堀口文男・中田喜三郎 (1994): 沿岸生態系モデルの福岡港への適用, 資源と環境, Vol. 3, No. 1, pp. 31-45.
- 柳 哲雄・鬼塚 剛 (1999): 博多湾の低次生態系に関する数値モデル, 海の研究, Vol. 8, No. 4, pp. 245-251.
- Shen, Y. T. and D. G. Murphy (1994): Pollution of the coastal environment, ALCS Report, Hydraulics Research Wallingford, Oxfordshire, UK.
- Ueda, H., S. Mitsumoto and S. Komori. (1981): Bouyancy effects on the turbulent transport processes in the lower atmosphere, Quart. J. R. Met. Soc., 107, pp. 561-578.
- Van Rees, A. J. (1975): Experimental results on exchange coefficients for non-homogeneous flows, Proc. XVI Congr. IAHR, Brazil, 3, 109.
- Yanagi, T. and G. Onitsuka (2000): Seasonal variation in lower trophic level ecosystem of Hakata Bay, Japan, J. Oce. Soc. Japan, Vol. 56, pp. 233-243.