

# 三次元粒子追跡による流動構造の解明

中辻啓二\*・末吉寿明\*\*・山根伸之\*\*\*・藤原建紀\*\*\*\*

## 1. 緒 言

埋立開発事業に先立って実施される環境アセスメントにおいて、一般に対象海域の流動や物質輸送過程はベクトル表示したり、等濃度線分布を描いて説明される。しかしながら、流体力学の知識を持ち合わせていない一般市民、ときには行政官でさえ、このような表現では水理現象を的確に理解しがたい場合が多い。水理実験では染料を流して視覚に訴えることが基本的に重要である。同じ意味で、数値実験の結果を色で表示したり、ラグランジュ風粒子群の動きで示せば、水理現象の新しい発見や現象の直感的な理解が増すことも大いに期待できる。

本研究では、大阪湾の水質悪化の最大の原因となっている河川からの汚濁負荷が大阪湾の中をどのように拡がり、またどの海域に滞留するかを視覚的にとらえることを目的に、3万個の中立粒子を淀川から放流する数値実験を行った。大阪湾の流動に対して密度流の影響が大きいことから3次元パロクリニック流れの数値実験を予め行い、任意の時間、任意の場所での流速、密度ならびに渦拡散係数を算出して、粒子追跡の計算に用いた。数値モデルの適用性は既に検証済みである(中辻ら(1992), Nakatsuji et al. (1993))。

## 2. パロクリニック流れの数値実験の内容

3次元パロクリニック流れの数値モデルの基礎方程式ならびに近似方程式は中辻ら(1991)と本質的に同じである。大阪湾の東部海域は成層が発達し、上層と下層では流れが異なる。また、鉛直方向の乱れも成層化の影響を受ける。粒子追跡のためには鉛直方向の流速や渦拡散係数をより正確に表現する必要があることから、鉛直方向の格子間隔を水深20mまでは2mで、それより深い海域では4, 6, 15, 15mの14層に分割した。大阪湾では水深20mに沿って潮汐フロントが発達することから20mを基準とした。水平および鉛直方向の離散化間隔を

短くした結果、計算に際して記憶容量や演算時間が増大する。それゆえ、計算領域は図-1に示すように明石海峡から西に20km、紀淡海峡から南に16kmに開境界IとIIを設定した。水平方向格子間隔は1kmである。

両開境界で12時間周期の余弦波の潮位変動を与えた。潮位変動の振幅と位相は、境界Iで0.227m, 312.5度、境界IIで0.446m, 185.6度である。瀬戸内海における平均水面のセットアップを考慮して、境界Iの平均水位を境界IIより0.055m高くした。密度流を生起させる外力として、河川からの淡水流入と水表面での熱収支を考える。淀川水系の夏期平水時の総量570m<sup>3</sup>/sを河川流入水量として与える。河川境界では水温28°C, 塩分20‰, 密度 $\sigma_t=11.22$ , 海域境界では水温20°C, 塩分32‰, 密度 $\sigma_t=22.51$ に設定する。水表面における熱収支量の算定に必要な気象データは沿岸の4都市における1981~1990年間の7・8月の平均値(平均気温26.8°C, 平均風速4.6m/s, 水蒸気圧26.2hPa, 雲量6.7)を用いた。

成層の発達した上層の流動に対して地球の回転効果が有効に働くことから、基礎方程式においてコリオリー力を考慮した。 $(f=8.21 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1})$  水平方向の渦動粘性係数と渦拡散係数はSGSモデルを採用した。鉛直方向の係数に関しては、成層化による乱れの抑制効果を考慮するために成層化関数の導入を試みた。(中辻ら, 1991)中立状態の渦動粘性係数は0.005m<sup>2</sup>/sとした。海底面の摩擦

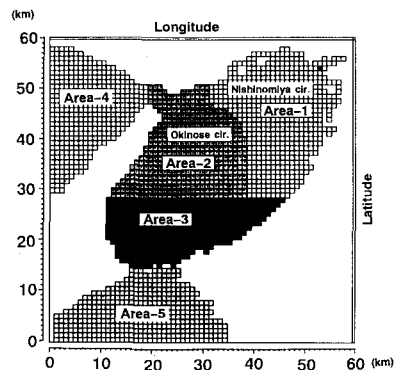


図-1 計算の対象範囲

\* 正会員 工博 大阪大学工学部土木工学科 助教授  
 \*\* 正会員 工修 日本道路公団  
 \*\*\* 正会員 (株)建設技術研究所大阪支社  
 \*\*\*\* 正会員 農博 京都大学農学部水産学教室 助教授

係数は0.0026の値を用いた。

数値計算は時間間隔30秒で55潮汐にわたって実施して、1潮汐間の変動の再現性を確認した。また、代表点での潮位変動、潮流楕円ならびに海峡部断面内通過流量を実測結果と比較してモデルの適用性を確認した。粒子追跡の実験に際しては55潮汐目のデータを用いる。

3. ラグランジュ流粒子追跡モデル

時間ステップ  $\Delta t$  毎の粒子の移動量は次式で与えられる。(角湯, 1984)

$$x_{i+1} = x_i + u(x_i, t) \cdot \Delta t + [\nabla \cdot u(x_i, t) \cdot \{u(x_i, t) \cdot \Delta t\}] \Delta t + u' \Delta t \dots\dots\dots (1)$$

右辺第一項は  $i$  ステップの粒子の位置、第二・三項は流速と流速のせん断による移流、そして第四項は乱れが1次のマルコフ過程に従うとしたときの乱流拡散を示す。

$$u'_i = \rho u'_i + N(0, \sigma_0) \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 $\rho = \exp(-\Delta t/T_L)$ 、 $\sigma_0^2 = (1-\rho^2)K/T_L$ 、 $N$ は正規乱数、 $K$ は渦拡散係数、 $T_L$ は積分時間スケールである。大阪湾の潮流観測の結果(角湯, 1984)に基づいて、 $T_L = 30$ 分を採用した。また、計算時間間隔は  $T_L$  より小さく、1回の計算ステップで格子間隔を越えないという制約から  $\Delta t = 5$ 分とした。渦拡散係数はSGSの概念を採用した。

淀川河口から3万個の中立粒子群を水表面から-4

mの範囲で一様に放流して、大阪湾における3次元挙動を30日間にわたって追跡した。海岸線、海表面、海底に達した粒子は完全反射をする、また、計算領域から流出した粒子は再び戻ってこないという境界条件を設定した。

4. 数値実験の結果とその考察

(1) 淀川河口から放流した粒子群の挙動

追跡実験は淀川河口の一地点から明石海峡の東向きの流れが最大となる瞬間に3万個のトレーサー粒子を一度に放出させた。3万個の粒子のうち半数の粒子を表層(0~-2m)に、残りの半数を第二層(-2~-4m)に配分した。参考のため、第二層と第三層(-4~-6m)に粒子を配置して同様の追跡実験を実施したが、放流水深の位置の違いによる移動形態の違いは見られなかった。

図-2は追跡実験開始から2.5日(5潮汐)毎の粒子の水平二次元の拡がりを示す。つまり、水深方向に積分した粒子の数の水平分布を示している。放流後の粒子群の動きは最初は南に向かい、その後三日月形状に分布して20m水深線に沿って北西に引き伸ばされたように移動する。20m水深に沿って潮汐フロントが形成されることは周知のこと(Yanagi and Takahashi, 1988)である。粒子群は潮汐フロントを横断することなく、フロントに沿って北西方向に伸びている。

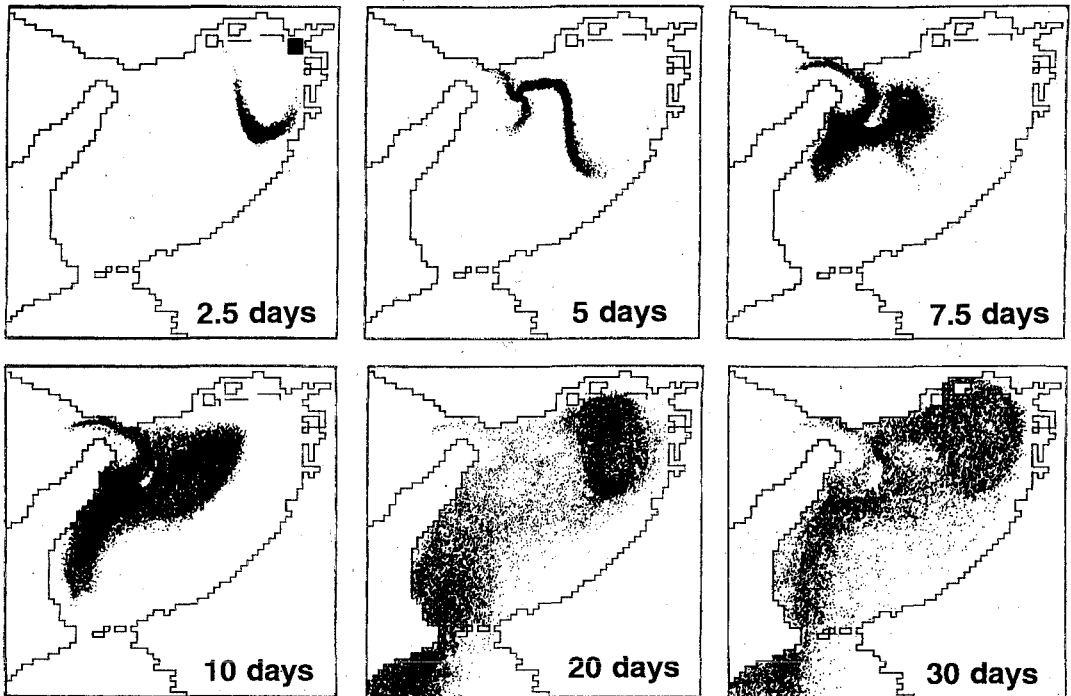


図-2 水深方向に積分した粒子群の水平方向の拡がり特性

10 潮汐経過した5日後には、粒子群は須磨沖で西向きに拡がり、垂水沖で明石海峡5往復する潮流と混ざり合う。沖ノ瀬周辺部では混合が強く、粒子群は大きく拡散する。7.5日後には、大半の粒子は淡路島東岸に中心を持つ塊と潮汐フロント近傍の強混合海域を中心に持つ塊とに分離しているように見える。また、一部は明石海峡の明石側海域に帯状に拡がっている。それは海岸線に沿った潮流の移流効果の現れであろう。7.5日と10日の粒子群の分布の真中に白く残っている部分は沖の瀬環流 (Fujiwara et al., 1994; Nakatsuji et al., 1993) の中心に相当すると考えられる。10日後には、淡路島の海岸線沿いに南下する粒子群と大阪湾の湾奥に向かう粒子群に分離される。この傾向は20日後や30日後の粒子群の分布にも顕著に認められる。前者は淀川からの流木等が洲本沖に溜まるとい報告と一致している。

3次元空間を拡がる粒子群の動きを平面的にとらえるだけでは、粒子群の全体像を理解するには不十分である。しかしながら、その挙動を3次的に描写するのはなかなか難しい。そこで、全ての粒子を等緯度線に正射影させて、南方から大阪湾の東西方向の鉛直断面を観たときの粒子群の分布を示したのが図-3である。同図の右が東部海域、左が西部海域に相当する。潮汐フロントは約40 kmの地点に発達する。流出直後(2.5日)の粒子群は2 mの厚さで水表面を薄く拡がっている。図-2の水平分布も含めて粒子群の挙動を勘案すれば、成層化した東部海域では粒子群は鉛直方向にも水平方向にも拡散せずに西宮沖環流 (藤原ら, 1989; 中辻ら, 1994) に乗って移流していると類推できる。

これに対して、10日後には15 kmから37 kmの範囲で、粒子が海底部に達するほどの強い鉛直混合が生じている。37 kmから47 kmの範囲で水面下-5 mから-10 mに集中している粒子群は図-2の大阪湾湾奥部へ移流する粒子群に対応している。これは東部海域の成層化し

た躍層の下を湾奥に向かう流れが存在することを示唆している。一方、15 kmから20 kmの範囲で水表面から-15 m水深にも粒子群の集中が認められる。これは図-2で淡路島の海岸沿いに南下する粒子群に相当する。つまり、潮流の強い西部海域に流入した水塊は鉛直方向に混合し、各水深の流れに乗って移流されることになる。20日後には湾奥に向かう流れが東部海域でより鮮明に現れている。また、西部海域に流入した粒子は明石海峡からの強い潮流の影響を受けて全水深にわたって混合が生じ、散乱状態にある。このように、淀川河口から放出した中立粒子の一部が再び湾奥の淀川河口へと鉛直循環して表層に現れるのは、流出後約22.5日(45潮汐)が経過した後のことである。

このような粒子群の挙動は潮流系あるいは潮汐残差流だけの知見では説明し難い。密度差による成層効果や地球の回転効果もたらす大阪湾の残査流系の影響が物質の輸送過程に多大な影響を及ぼしていると考えられる。

図-4は藤原ら(1994)が実測に基づいて描いた大阪湾

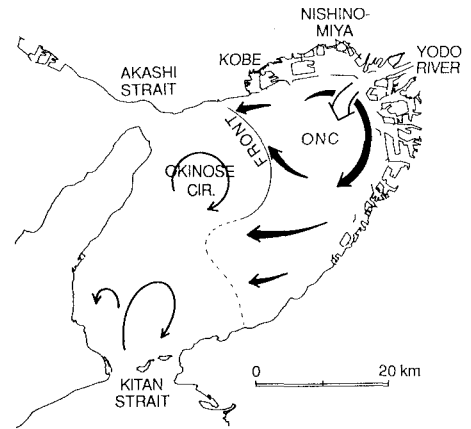


図-4 大阪湾上層の残査流の模式図 (藤原ら (1994))

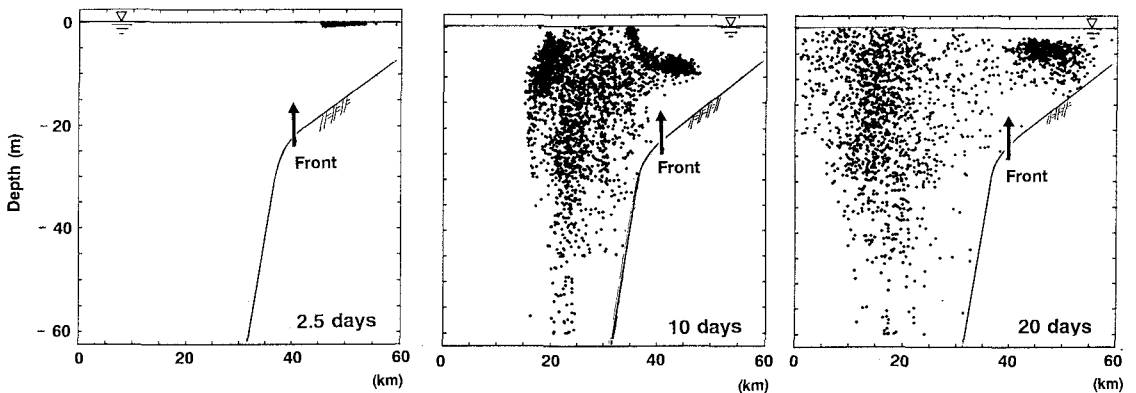


図-3 大阪湾を東西に切断した鉛直断面内の粒子群の拡がり

上層の残査流系であり、中辻ら (1992; 1994) が三次元パロクリニック流れの数値実験から追認している。例えば、淀川河口から放流後 2.5 日や 5 日に見られた帯状の粒子群の移流は湾岸と潮汐フロントで囲まれた湾奥で発達した時計廻りの西宮沖環流によってもたらされた結果である。また、7.5 日や 10 日の粒子群内の白い部分は沖ノ瀬環流の中心を示している。さらに、湾奥部に向かう流れは西宮沖環流の維持機構として必要な補償流的な低速の流れであろうと推測される。

(2) 形態別粒子の挙動特性

図-2, 3 に示した粒子追跡より、淀川から放出した粒子の軌跡は残査流系の流動と関連づけて次の四形態に分類できる。形態 I : 西宮沖環流に取り込まれる粒子, 形態 II : 沖ノ瀬環流に取り込まれる粒子, 形態 III : 淡路島の洲本沖に達する粒子, 形態 IV : 紀淡海峡を通じて大阪湾から流出する粒子である。

形態別の各粒子の特徴を図-5 に示す。上段の図は粒子の水平方向移動特性を表したもので、図中の数字は潮時を示し、また等水深線を 10 m 毎に表している。下段の図は粒子の水深変化を表示したもので、横軸に潮時、縦軸に水深を示している。図中の細線は粒子の軌跡、太線は海底面を表している。粒子の移動特性を分かりやすく表示するために、粒子がフロント面を横断した潮時に図中に矢印を記入している。

まず、淀川河口から流出直後の粒子の軌跡に着目する。追跡開始から 10 潮汐までの期間は、西宮沖環流による時計方向廻りの循環流に乗って淀川河口から南下し、泉大

津沖の海域まで達する。その後、20 潮汐間には潮汐フロントに沿って北西へと輸送され、須磨沖の海域に到る。この期間の鉛直方向の移動量は殆どなく、水表面を這うように水深 2 m 以浅で薄く広がっている。拡散の影響は殆ど見られない。この状態に至るまでの輸送過程は全ての粒子に見られる共通の特徴である。平水時の淀川河水が南下するという現象は、陸地と潮汐フロントに囲まれた時計廻りの西宮沖環流の貢献が大きいためである。

形態 I の場合、粒子は 21 潮汐目で東部海域から流出した後に、明石海峡から大阪湾へと流入する流れに乗って潮汐フロント近傍まで輸送され、20 潮汐目の長期間にわたってフロント近傍に滞留している。この海域では明石海峡の流れが東流から西流になる時にも南方向に流れ、循環が形成されることが知られている。粒子はその循環内に捕捉された可能性がある。粒子はその期間に僅かながら鉛直下方へ移動し、水面下 -5 m ~ -12 m の水深に散乱した粒子は潮汐フロントの下層の湾奥に向かう流れによって再び東部海域へと移動することになる。

形態 II の場合、東部海域から流出した後に沖ノ瀬環流に取り込まれ、放流開始から 60 潮汐目においても沖ノ瀬を中心とした海域に滞留しているのが特徴である。粒子はときには明石海峡にも運ばれ、また沖ノ瀬の周囲を何度も同じ軌跡を繰り返しながら移動する。この時の鉛直方向の移流は活発であり、海底地形の影響を受けて表層から中層へ、中層から水表面へと 20 m あるいは 40 m の範囲で上昇と下降を繰り返しているのがよく分かる。これは予想を越えた挙動である。流れの速い海峡部におい

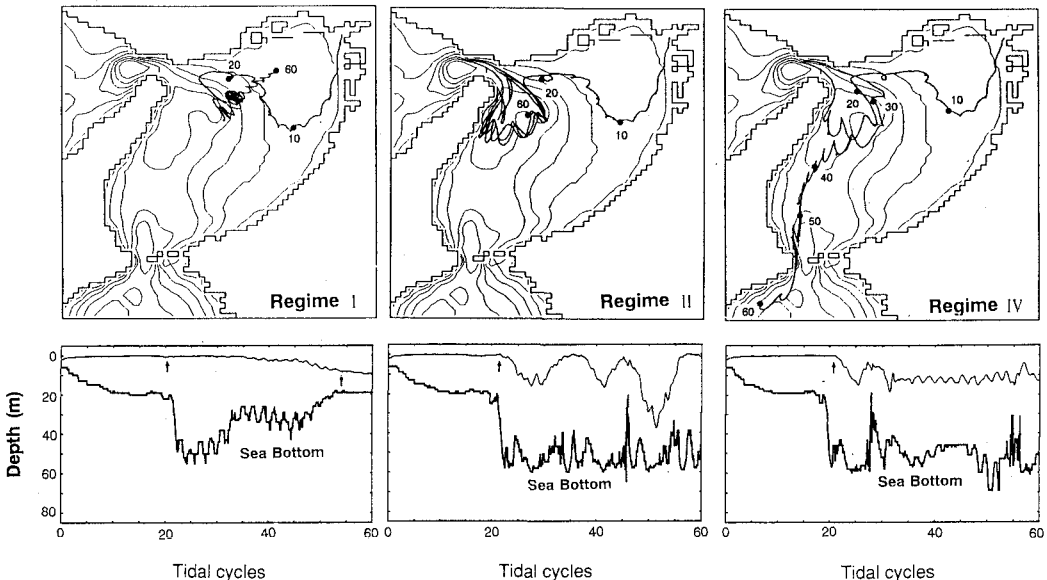


図-5 形態別粒子群の三次元挙動特性：上段図(A)は水平移動、下段図(B)は鉛直移動を示す。

て、海水と同一密度の(中立)フロートを放流し、その鉛直運動を追跡した観測の結果(藤原, 1993)にも、同様な激しい上昇と下降が見られており、海峡部での乱流の生成やエネルギー散逸も含めて議論する必要性を示唆するものである。粒子群への影響という面から見れば、成層のしていない海峡部では粒子を水表面から海底面まで一様に混合する役割を果たしているといえる。

形態III, IVは、粒子が一旦沖ノ瀬環流に取り込まれるが、数潮汐から数10潮汐後に淡路島東岸の沖合いを南下する流れに取り込まれる例である。粒子は水平方向には潮流楕円を描きながら、洲本沖あるいはそこを通過して紀淡海峡を越えて大阪湾から流出する。また、鉛直方向にも相当の変動を呈しているが、比較的浅い水深、つまり深くても20mの水深で移流される。この形態は、形態IIの状態にあった粒子が沖ノ瀬環流から脱出した後にたどる過程である。淡路島沖を南下するときの移動量は、30~40潮汐の120時間の間に約10kmであり、一時間で約80mと海峡部および湾奥の移動量と比べて明らかに遅い。それは潮汐残差流による移流であると推察できる。

### (3) 大阪湾における淀川河川水の滞留時間

前述した形態分類にしたがって、大阪湾周辺海域を5領域に分類する。(図-1参照)領域1は西宮沖海域、領域2は沖ノ瀬海域、領域3は大阪湾内の残りの海域、領域4, 5は播磨灘、紀淡海峡である。領域1と2の境界線は潮汐フロントによって分離できるとの観点から、大阪湾の20m等深線と一致させた。各領域に滞留する粒子数の時間変化を示したのが図-6である。横軸は追跡実験の開始からの潮時、縦軸は放出粒子数 $P_0=3$ 万個で除した各領域に滞留する粒子の割合 $P(t)/P_0$ を示す。

領域1の残留曲線より、粒子は13潮汐目には湾奥部の西宮沖海域から流出して完全になくなるが、16潮汐あたりから単調に増加して約3割の粒子が残留する。しかし、45潮汐以降はその量を徐々に小さくさせていく。この増大と減小に寄与するのは、湾奥に向かう下層の流れによって運ばれてきた粒子群が表層に再連行され、表層を水平循環して垂水から沖ノ瀬海域に移流されるという一連の循環機構である。一方、領域2の残留曲線は13潮汐目にほぼ100%の粒子群が沖ノ瀬環流に取り込まれ、約30潮汐に及ぶ長い時間をかけて徐々に減小する。換言すれば、沖ノ瀬環流での粒子の滞留時間は約15日間と言える。沖ノ瀬領域からでた粒子群は洲本沖を通り、紀淡海峡へと移流される状況は領域3, 5の粒子数の時間変化から伺える。播磨灘へは殆ど流出しない。淀川から放流した粒子の半分が大阪湾から流出するのに要する時間を図-6から見積ると、およそ20日間である。この時、大阪湾内に残留する粒子の62%は西宮沖環流に、また13%は沖ノ瀬環流に取り込まれている。つまり、淀川か

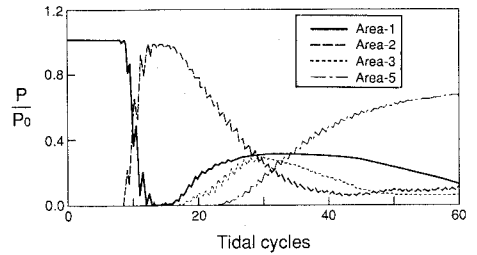


図-6 各領域に滞留する粒子数の時間変化

ら流入した粒子は長い時間大阪湾内に滞留し続けることが分かる。

## 4. 結 語

淀川から放流された粒子群の大阪湾における3次元挙動を調べるために、ラグランジェ流粒子追跡を実施した。潮流場や密度場ならびに渦拡散特性はバロクリニック流れの数値実験に基づいて与えた。粒子群が描く3次元流動特性の時間変化は図-4に提示した大阪湾特有の潮汐フロントや西宮沖環流、沖ノ瀬環流等残差流系の物質輸送への貢献を直感的に理解するのに役立つことが分かった。また、淀川から放流された粒子群は東部海域の表層を運ばれ、須磨沖で西部海域に入る。潮流による強い鉛直混合を受けて、その一部は東部海域の成層境界面より下層を湾奥に向かって移流し、再び東部海域の表層に連行される。いわゆるエスチュアリー特有の「鉛直循環」が大阪湾の湾奥で形成されていることが分かった。

## 参 考 文 献

- 角湯正剛 (1984): 確率論的な手法を用いた冷却水取水に伴う浮遊体取り込みの研究, 大阪大学学位論文, 109 p.
- 中辻啓二・室田 明・許再 寧 (1991): 三次元表層密度流の数値実験, 土木学会論文集, 第434号/II-16, pp. 19-28.
- 中辻啓二・山見晴三・末吉寿明・藤原建紀 (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, 39巻, pp. 906-910.
- 中辻啓二・末吉寿明・藤原建紀 (1994): 大阪湾湾奥で観察される高気圧性渦(西宮沖環流)の生成機構と淀川ブルームへの影響, 海岸工学論文集, 41巻, pp. 331-335.
- 藤原建紀 (1993): 海峡部における鉛直流と乱流の特性, 沿岸海洋研究ノート, 31巻, 1号, pp. 57-66.
- 藤原建紀・澤田好史・中辻啓二・倉本茂樹 (1994): 大阪湾東部上層水の交換時間と流動特性-内湾奥部にみられる高気圧性渦-, 沿岸海洋研究ノート, 31巻, 2号, pp. 227-238.
- Fujiwara, T., H. Nakata and K. Nakatsuji (1994): Tidal vortices driving of residual circulation in a tidal estuary. *Continental Shelf Res.*, Vol. 14, No. 9, pp. 1025-1038.
- Nakatsuji, K., T. Sueyoshi and T. Fujiwara (1993): Numerical experiments of residual circulation and its formation mechanism in tidal estuaries, Proc. 5th Sympo. Refined Flow Modeling, pp. 693-702.
- Yanagi, T. and Takahashi (1988): A tidal front influenced by river discharge, *Dyna. Atmos. Ocean*, Vol. 12, pp. 191-206.