

伊勢湾における密度・流動構造の季節変化

笥 茂穂*・藤原建紀**・山田浩且***

伊勢湾において長期にわたって行われている浅海定線調査・沿岸定線調査のデータを用いて平均的な密度場を求め、さらに密度場と風の場合から診断モデルによって平均的な流動場を推定した。湾内の成層強度は、河川流量と海面からの加熱・冷却による浮力フラックスとよく対応していた。流動構造は、水平圧力勾配と海上風によって駆動されており、冬季には上層流出、下層流入であり、夏季には全層を通して西側で流出、東側で流入となっていた。この密度・流動構造の季節変化が、貧酸素水塊の挙動に影響を及ぼしている可能性がある。

1. はじめに

伊勢湾は、湾奥に木曾三川等の大河川が流入する内湾であり、夏季には非常に強い成層がみられ、エスチュアリー循環流が発達する。一方、湾口では、伊良湖水道を通じて太平洋に接続し、外洋域の影響を受ける内湾である。伊勢湾の湾口部は潮流が強く、鉛直混合が大きいのにに対し、湾内は潮流が弱く、鉛直混合が小さいため、混合強度が場所的に異なる海域である。河川からの淡水流入は海水に浮力を与え、成層を発達させる効果を持つ。また、海面からの加熱は海水密度を低下させ、成層を強めるのに対し、冷却は海水密度を増加させ、対流による鉛直混合を発生させる。これらの作用によって、密度の空間的な差が生じ、湾規模の密度流が発生する。伊勢湾北部海域における残差流は、時計回りの循環流となること、実測、および診断モデルから明らかになっている(杉山ら, 1994; Fujiwara *et al.*, 1997; 藤原, 2002)。

淡水流入、海面からの加熱・冷却、風などの海面過程や外洋域の密度構造は、季節的に変化する。それに伴い、湾内の密度・流動構造も季節変化する(藤原, 2001)。夏季の上層には、湾中央部から湾口にかけて、強い反時計回りの水平循環流が形成される(柳ら, 1998; 杉山ら, 1998; 藤原, 2002)。一方、中下層では、海峡部の混合水が東岸に沿って湾内に流入している(Fujiwara *et al.*, 2002)。秋季の残差流は、湾中央部で時計回りとなる(杉山ら, 1995; 藤原ら, 2000)。また、高橋ら(2000)は、強混合域である湾口部で発生した混合水が弱混合域の湾内に進入する深度は季節的に変化し、夏季には中層、冬季には底層となることを示した。さらにこのメカニズムが、貧酸素水塊の消長を支配していることを示した(Fujiwara *et al.*, 2002)。このように、各季節に行われた観測によって、短い時間スケールの密度・流動構造が明らかになっている。しかしながら、各月ごとの平均的な場における密度・流動構造は不明である。

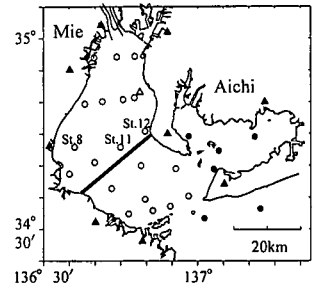


図-1 測線図。○は三重浅海定線、●は愛知沿岸定線、▲はアメダス、△はMT局、実線は横断面の位置を示す。

そこで本研究では、実測データをもとに各月の平均的な密度の三次元構造を明らかにするとともに、その密度場から診断モデルによって三次元的な流動構造を明らかにする。さらに、推定された流れから、湾内に流入する海水の進入経路を明らかにするとともに、海水の流入出に伴う海水交換量を算出する。

2. 方 法

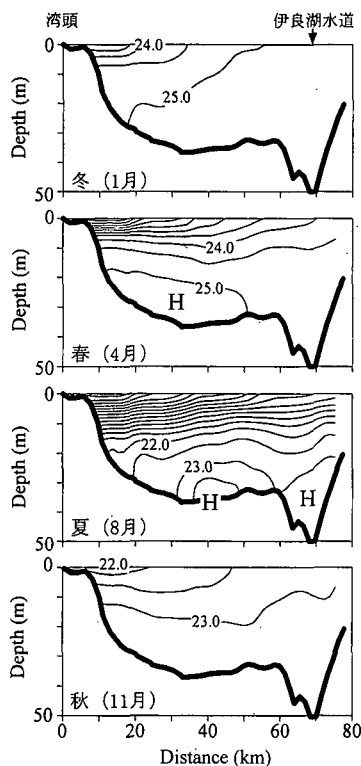
2.1 データ

1993年から2000年の三重県科学技術振興センター水産研究部による浅海定線調査、および1990年から1995年の愛知県水産試験場による沿岸定線調査のデータを解析に用いた(図-1)。水温・塩分のデータを各月ごとに各測点で平均し、各月の平均的な密度場を求めた。伊勢湾内の溶存酸素濃度は三重県浅海定線調査の1997年から2000年のデータを平均して用いた。また、伊勢湾・三河湾沿岸のアメダス、および伊勢湾中央部のMT局(常滑沖)で測定された風向・風速を各月ごとに平均して、各月の平均的な風の場合を求めた。風のデータは、アメダス・MT局ともにそろそろ1997年のデータを用いた。

2.2 診断モデル

各月の密度場と風の場合をもとに、診断モデルによって流動場を計算した。計算は、藤原ら(2000)に記載されている方法を用いた。ただし、鉛直粘性(N_z)・拡散係数(K_z)は、潮流振幅(U)、水深(H)およびリチャード

* 農修 京都大学大学院農学研究科応用生物科学専攻
** 正会員 農博 京都大学大学院助教授 農学研究科
*** 水学 三重県科学技術振興センター水産研究部

図-2 縦断面における密度分布 (σ_t)

ソン数 (R_i) の関数として

$$N_z = 2.5 \times 10^{-3} \cdot U \cdot H (1 + 10 R_i)^{-1/2}$$

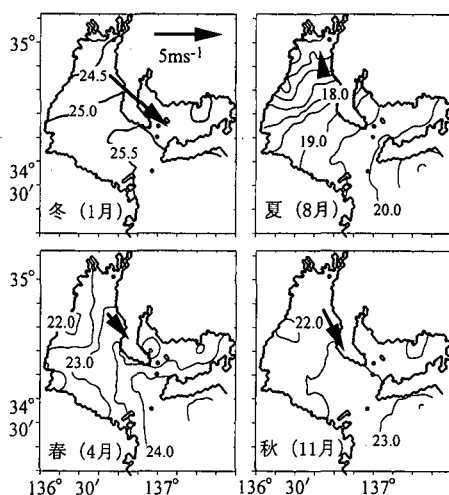
$$K_z = 2.5 \times 10^{-3} \cdot U \cdot H (1 + 3.33 R_i)^{-3/2}$$

のように与えた (Munk and Anderson, 1948; Bowden *et al.*, 1959). 本研究では, 風・密度勾配のあるケース, 風なし・密度勾配ありのケース, および風あり・密度勾配なしのケースを計算し, これらを比較して風・密度勾配の効果を見積もった。

3. 結 果

3.1 密度構造の季節変化

伊勢湾の縦断面における月平均密度 (密度は σ_t で表示) の季節変化を図-2 に示す。1 月には, 湾奥部の水深 8 m 以浅に σ_t 24.5 以下の海水が分布する以外は, σ_t 25.0 以上の高密度水が分布し, 湾内底層と湾口部の密度は等密度となっている。4 月になると, 湾内の水深 10 m に密度躍層が形成され, 成層が見られるようになる。湾内底層には σ_t 25.0 以上の高密度水が湾奥部から海峡の北約 20 km まで分布している。一方, 海峡部の海水は混合しており, 水深 10 m 以深の密度は一様に σ_t 24.5 となっている。このため, 海峡部の海水の方が湾内底層の海水よりも軽くなっている。8 月では, 湾内の成層が非常に強く発達する。湾内底層には, σ_t 23.0 以上の重い海水がドー

図-3 水深 3 m における密度分布 (σ_t)

ム状になっている。これは Kasai *et al.* (in press) に示された低温・貧酸素の cold dome である。一方, 海峡部では成層は見られるものの湾内の成層に比べて弱く, 水深 25 m 以深では, 湾内底層よりも軽い海水が分布する。11 月になると成層が崩れ, 混合状態となる。湾内下層と湾口部の水深 10 m 以深には σ_t 23.0 の海水が分布し, 水平的な密度の違いは小さい。

図-3 に, 水深 3 m における月平均密度の水平分布と, MT 局における月平均風速を示す。1 月における密度分布は, 湾奥部で σ_t 24.5, 湾口部で σ_t 25.5 である。海上には, 5 ms^{-1} を越える強い北西風が吹いている。4 月には, 湾奥部から湾西部の海岸に沿って σ_t 23.0 以下の軽い海水が分布するようになる。湾口部には σ_t 24.0 の海水があり, 湾奥部と湾口部の水平密度勾配は 1 月に比べ大きくくなっている。海上風は 2.3 ms^{-1} の北西風であり, 冬に比べると弱まっている。8 月の密度分布は, 湾奥部で σ_t 17.0 以下に低下し, 湾中央部では σ_t 18.0 の等密度線が北東-南西方向に湾を横断している。湾口の密度は σ_t 20.0 であり, 湾軸方向の水平密度勾配は各季節の中で最大となる。一方, 海上の風は 1.4 ms^{-1} であり, 各季節の中で最小である。11 月には, 全域の密度は σ_t 22.0~23.0 でほぼ一様となる。海上には北西風が吹き始める。

3.2 流動構造

各季節における上層 (3 m) と下層 (21 m) の流動構造を図-4~7 に示す。1 月の上層では, ほぼ一様に流出となっており, その流速は 10 cms^{-1} を越える強いものである。一方, 下層では, 一様に流入となっている。4 月になると, 上層では湾奥中央部から湾口部にかけて流出方向の流れが見られる。このうち, 湾奥中央部から湾央にかけての流出の分布は湾西部の低密度水の分布と一致

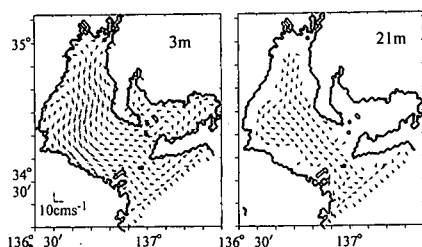


図-4 1月の流速分布

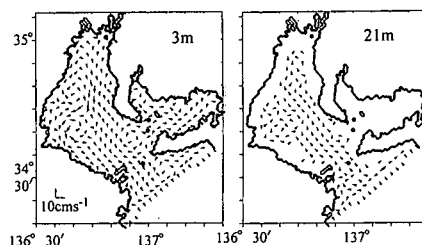


図-5 4月の流速分布

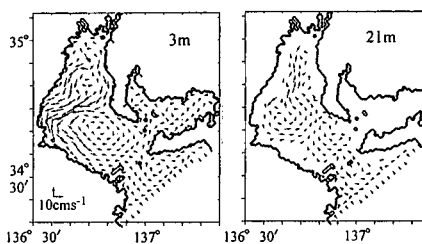


図-6 8月の流速分布

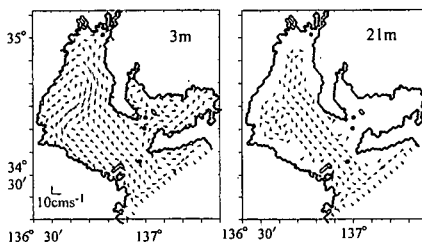


図-7 11月の流速分布

する。これ以外の流出は、北西風の影響と思われる。下層では、湾口部から湾中央の東側に沿って流入、湾中央部の西側で反時計回りの水平循環が見られる。東側に沿った流入は、湾内底層水よりも軽い湾口部の海水が湾内に流入する際、地球自転の影響を受けるため、東側に偏ると考えられる。反時計回りの水平循環は、流入水が湾中央部の西側が閉じた海底地形に沿って流れた結果と思われる。8月の上層には、湾中央部の北東から南西にかけて、湾を横断する南西流が見られる。これは、図-3で示した等密度線に沿った流れである。この南には、反

時計回りの水平循環流が形成されており、その流れは西側で 12 cm s^{-1} を越える。下層では、湾口から湾中央部にかけて流入、湾中央部に反時計回りの水平循環流が見られる。この反時計回りの水平循環流は、杉山ら (1998)、藤原 (2001) が実測した残差流とよく一致している。11月になると、上層はほぼ全域で流出となる。一方、下層は、湾中央部に 3 cm s^{-1} 程度の弱い反時計回りの水平循環流が見られる以外は、流入となっている。

図-8～11に湾中央部の横断面 (図-1中に示す) における密度と断面直交流速の分布を示す。断面直交流速は、流入を正、流出を負とした。1月には、成層はなく、よく混合している。流れは、水深 10 m 以浅で流出、10 m 以深で流入となっており、横方向の違いは小さい。流速は上層で強く、 7 cm s^{-1} を越えている。4月になると、成層が形成され始める。上層と底層で流出が見られ、中層で流入となる。中層での流入のピークは東よりの水深 20 m で、 2 cm s^{-1} である。上層での流出は、北西風の影響によるものと考えられる。中層において、西側に比べ東側で流入が大きいのは、流入水が、地球自転の影響を受けながら流入しているためと考えられる。8月には、成層強度は大きく、底層には $\sigma_t 23.0$ 以上の高密度水がドーム状に分布している (cold dome)。断面直交流速はほぼ全層を通して、東側流入、西側流出となっている。夏季における東側での流入は Fujiwara *et al.* (2002) が ADCP によって実測したものと対応している。流入速度は最大で 4 cm s^{-1} となっている。11月になると、冷却によって成層が崩れ、混合状態となる。流速は、上層で流出、下層で流入となり、冬の流速分布と同様になる。

4. 考察

各季節で、密度構造が大きく異なることが明らかになった。冬には混合、夏には成層であり、春・秋は混合から成層・成層から混合への移行期であった。伊勢湾における河川流量は、冬に小さく、夏に大きい。また、秋・冬は冷却され、春・夏は加熱される。湾内の密度構造は、淡水流入、加熱・冷却に伴う浮力フラックスの季節変化と対応している。

各季節の流動構造をまとめると、(冬)：上層流出、下層流入、(春)：上層流出、中層東側で流入、(夏)：全層を通して西側流出、東側流入、(秋)：上層流出、下層流入、となる。横断面の流れ (図-8 から 11) の駆動力として、風と密度勾配の寄与割合を評価するため、風あり・密度勾配ありのケースの流速に対する風なし・密度勾配ありのケースの流速の相関係数を各月ごとに求めた。また同様な相関係数を風あり・密度勾配なしのケースについても求めた (図-12)。実線で示した風なし・密度勾配ありのケースの相関係数は、北西風が強い1月から4月、

および11, 12月に低く, 0.6~0.8である。一方, 風が弱い5月から10月は両者の相関は高く, ほぼ1である。風あり・密度勾配なしのケースの流速の相関係数(破線)は, 1月から3月, および12月に高く, 約0.9であった。一方, 4月から11月における両者の相関は低く, -0.6~0.7であった。冬季は水平的な密度勾配は小さいのに対し, 海面での北西風は強い。冬の流れは吹送流によって上層流出となり, それに伴う補流によって下層流入となる。流れが横断方向で違いが小さいのは, 流入が海底に

沿って起こるため, 流入水は地球自転の影響よりも海底摩擦の影響を強く受けるためと考えられる。春から夏にかけて, 風は減少する一方で, 水平密度勾配は増加する。流れは主に, 水平圧力勾配によって駆動される。流入深度が海底から離れるのは, 湾口部の混合水の密度が, 湾内底層の密度よりも軽くなるため, 底層水よりも浅い水深に等密度面に沿って流れるためである。このとき, 流入水は地球自転の影響を受け, 東に偏ると考えられる。秋になると, 河川流量の減少・冷却の増大に伴い, 成層

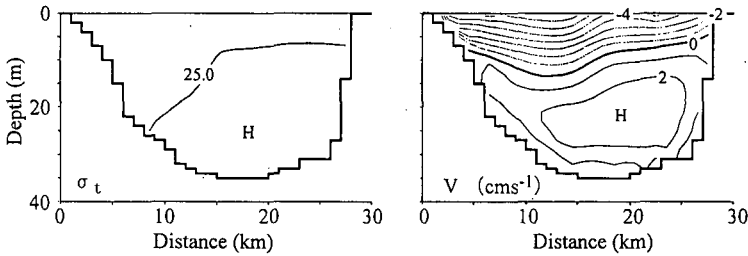


図-8 横断面における1月の密度・断面直交流速の分布。密度の等値線間隔は0.5, 断面直交流速は流入を正とした。図-9から図-11についても同様

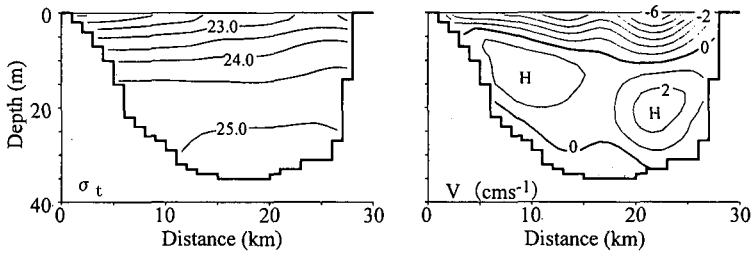


図-9 横断面における4月の密度・断面直交流速の分布

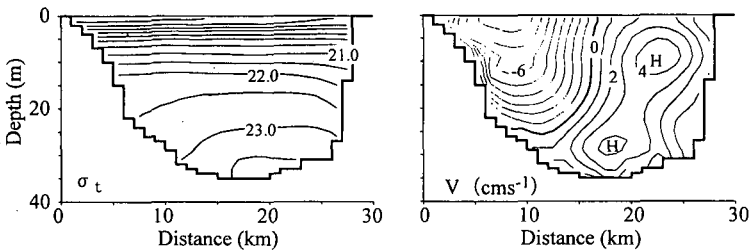


図-10 横断面における8月の密度・断面直交流速の分布

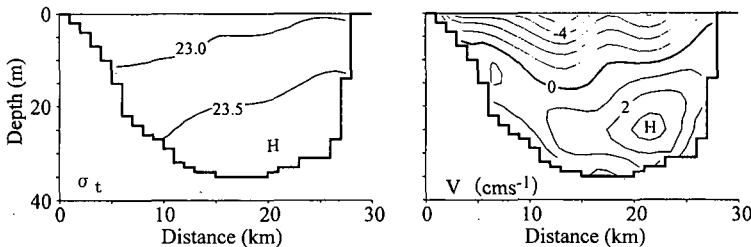
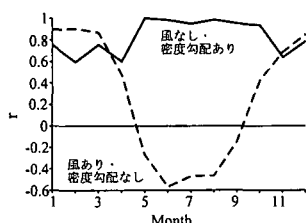
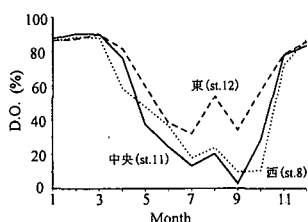


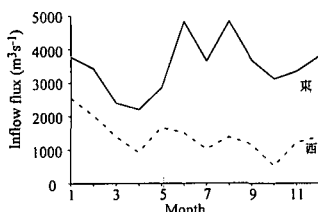
図-11 横断面における11月の密度・断面直交流速の分布



図一12 横断面の流れの相関係数。(実線：密度勾配・風を与えた計算流と密度勾配のみを与えた計算流。破線：密度勾配・風を与えた計算流と風のみを与えた計算)



図一13 湾中央部の底上1mにおける溶存酸素濃度の季節変化



図一14 横断面下層における流入量の季節変化

が崩れる一方で、北西風が吹き始める。このため、流れは冬と同様、吹送流とその補流となる。

次に流動構造の季節変化が湾内の貧酸素水塊の挙動に及ぼす影響について考察する。湾中央部の西側 (st. 8), 中央 (st. 11), 東側 (st. 12) の底上1mにおける溶存酸素濃度の季節変化を図一13に示す。底層の溶存酸素濃度は、冬にはほぼ飽和であり、春から夏にかけて減少する。夏には40%以下の貧酸素となる。夏から秋にかけては溶存酸素濃度が増加し、貧酸素が解消する。夏季において東側の溶存酸素濃度は、中央や西に比べ高く、8月には30%も高い53%となっている。

水深15m以深を下層とし、横断面における下層の断面積を東西に二等分して、それぞれにおける流入量を見積もると図一14のようになる。下層東側における流入量は、一年を通して下層西側に比べ大きく、8月には約3.5倍の4800 m³ s⁻¹に達している。夏季において、東側底層の溶存酸素濃度が、中央・西側底層に比べ高いのは、東

側には湾口部の海水が豊富に流入するのに対し、西側への流入量は小さく、湾口部からの酸素供給が少ないためと考えられる。

5. まとめ

本研究により、伊勢湾の密度・流動構造が季節的に大きく変化することが明らかになった。湾内の密度構造は、河川流量と加熱・冷却の大きさで決まり、冬には混合、夏には成層となる。流動構造は、密度勾配と風の大きさで決まる。冬には主に風によって支配され、上層流出、下層流入となり、夏には水平圧力勾配によって駆動された流れが地球自転の影響を受けて、東側流入、西側流出となる。春と秋は、冬～夏、夏～冬への移行期にあたる。夏季の下層西側で貧酸素化が著しい原因として、湾口部からの海水流入が少なく、酸素の供給が低下することが示された。

参考文献

- 杉山陽一・藤原建紀・中辻啓二・水島雅文 (1994): 伊勢湾北部海域の密度成層と残差流, 海岸工学論文集, 第41巻, pp. 291-295.
- 杉山陽一・藤原建紀・中辻啓二・福井真吾 (1995): ADCPによる伊勢湾の流動構造調査, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 1096-1100.
- 杉山陽一・中辻啓二・藤原建紀・高木不折 (1998): 伊勢湾湾央部の残差流系に関する一考察, 海岸工学論文集, 第45巻, pp. 401-405.
- 高橋鉄哉・藤原建紀・久野正博・杉山陽一 (2000): 伊勢湾における外洋系水の進入深度と貧酸素水塊の季節変動, 海の研究, Vol.9, No.5, pp. 265-271.
- 藤原正幸・藤原建紀・大橋行三・杉山陽一 (2000): 伊勢湾の秋季の残差流, 海の研究, Vol.9, No.2, pp. 91-100.
- 藤原建紀 (2001): 瀬・海峡系における海洋構造と流動, 海と空, 第77巻, 第2号, pp. 41-46.
- 藤原建紀 (2002): 伊勢湾の生態系を支配する流動構造, 日本プランクトン学会報, 第49巻, 第2号, pp. 1-9.
- 柳哲雄・黒田誠・石丸隆・才野敏郎 (1998): 伊勢湾の夏季の残差流, 沿岸海洋研究, 第35巻, 第2号, pp. 185-191.
- Bowden, K. F., L. A. Fairbairn and P. Hughes (1959): The distribution of shearing stresses in a tidal current, Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, 2, pp. 288-305.
- Fujiwara, T., L.P. Sanford, K. Nakatsuji and Y. Sugiyama (1997): Anti-cyclonic circulation driven by the estuarine circulation in a gulf type ROFI, J. Marine Systems, 12, pp. 83-99.
- Fujiwara, T., T. Takahashi, A. Kasai, Y. Sugiyama and M. Kuno (2002): The role of circulation in the development of hypoxia in Ise bay, Japan. Estuarine Coastal and Shelf Science, 54, pp. 19-31.
- Kasai, A., T. Fujiwara, J. H. Simpson and S. Kakehi: Circulation and cold dome in a gulf-type ROFI, Continental Shelf Research (印刷中)
- Munk, W. H. and E. R. Anderson (1948): Notes on a theory of the thermocline, J. Marine Research, 7, pp. 276-295.