

— 論 文 —

有明海中央部における物質輸送過程の季節変動*

万田 敦昌[†]・兼原 壽生[‡]・青島 隆[‡]・筒井 博信[‡]
・木下 宰[‡]・中田 英昭[‡]・柳 哲雄**

要 旨

有明海中央部における塩分フラックスを資料解析によって推定した。密度流による塩分フラックスは夏季に最大で 2.2 cm s^{-1} 、冬季に最小で 0.05 cm s^{-1} であり、夏季は冬季の約 40 倍の値となる解析結果が得られた。また、密度流の塩分輸送に対する寄与率は夏季で 6 割、冬季で 1 割程度である結果も得られた。吹送流による塩分フラックスは年間通して微小であり、塩類輸送に対する寄与率は非常に小さい。さらに、塩分収支より、タイダル・トラッピングや潮汐残差流によるものと思われる 1 cm s^{-1} 程度の塩分フラックスが年間通して存在することが示された。近年の潮流流速の減少により、夏季の密度流による物質輸送量は増加しているのに対し、冬季の物質輸送量は減少している可能性がある。

キーワード：有明海，物質輸送，密度流，吹送流

1. 序 論

近年、有明海 (Fig. 1) の潮流流速が減少していることが、現地観測 (西ノ首ら, 2004) や数値実験 (灘岡・花田, 2002; 滝川・田淵, 2002; 田中ら, 2002; 塚本・柳, 2002; 藤原ら, 2004; Manda and Matsuoka, 2006) によって示されている。潮流流速の減少は、潮汐残差流による移流や潮流による拡散など、潮汐に関連した物質輸送を弱めると考えられる。しかしながら、それとは反対に潮流流速の減少によって密度成層は強化されるので、それに伴って密度流の流速は増加している可能性もある。潮流流速の減少が有明海の物質輸送過程に与える影響を明らかにするためには、有明海におけ

る物質輸送がどのような素過程に依存しているのか定量的に明らかにする必要がある。

塩類は保存性の溶存物質であり、塩分輸送量は物質輸送量の一つの指標として考えることができる。密度流は有明海の平均流として、もっとも重要な位置を占めていると考えられている (松野・中田, 2004)。しかし、密度流の流速は河川流量や密度成層の強度に依存して変化するため、これらの季節変動の大きい有明海では、密度流の流速は大きく変動していることが予想される。したがって、塩分輸送に対する密度流の重要性は季節によって異なると考えられる。

密度流の物質輸送への寄与率、および、その季節変動を有明海で実測資料をもとに検討した例は現在のところ無い。有明海の物質輸送に関連して、Higuchi (1967) と柳・阿部 (2005) は、湾軸方向の 1 次元モデルを用いて塩分の分散係数を求めている。しかし、これらの研究では、移流と拡散の効果を統合した塩分輸送量の評価しか行なわれていない。また、Higuchi (1967) と柳・

* 2005 年 12 月 24 日 受領；2006 年 7 月 24 日 受理
著作権：日本海洋学会, 2006

[†] 長崎大学大学院 生産科学研究科
〒 852-8521 長崎市文教町 1-14

主著者 e-mail address : manda@nagasaki-u.ac.jp

[‡] 長崎大学水産学部 〒 852-8521 長崎市文教町 1-14

** 九州大学 応用力学研究所 力学シミュレーション研究センター
〒 816-8580 春日市春日公園 6-1

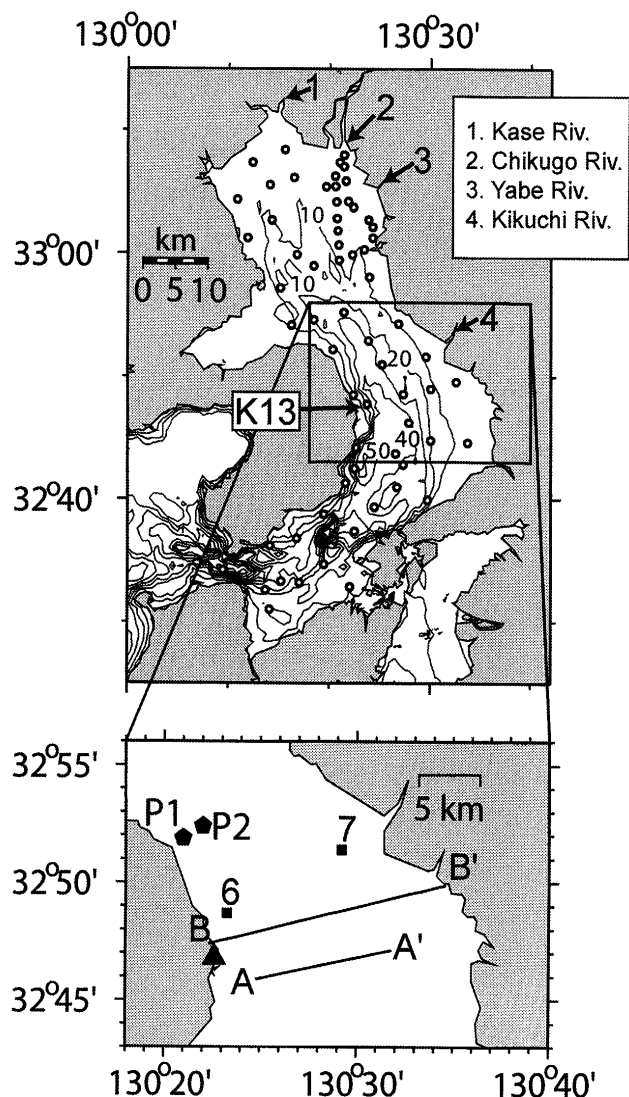


Fig. 1. (Upper) Map showing the geographical location of Ariake Bay. Solid contours are isobaths (contour interval is 10 m). Arrows indicate the locations of the river mouths. Circles show the locations of the hydrographic stations. Sta. K13 is the station where the representative value of the density difference between the bottom and surface waters was computed. (Lower) Mooring sites carried out by the Japan Coast Guard (square), weather station of the Japan Meteorological Agency (triangle), ADCP transect (line AA'), and the location of the cross section where the salinity flux was estimated (line BB'). The numerals on the squares indicate the number of the mooring sites by the Japan Coast Guard. P1 and P2 indicate the mooring sites of Nishinokubi *et al.* (2004).

阿部 (2005) は、分散係数の季節変動について検討していない。

有明海中央部の湾幅はおおよそ 20 km であり、岸で浅く、沖で深いという V 字型の断面形状をしている (Fig. 1)。このようなある程度広い幅をもち、V 字型の断面形状をした湾の場合、密度流の流速分布は Hansen and Rattray (1965) が示したような単純な鉛直循環とはならず、水平方向の流速変化も決して無視できないことが指摘されている (Wong, 1994)。Kasai *et al.* (2000) は、Wong (1994) による密度流の解析的モデルに地球自転の効果を加えたモデルを構築し、湾内の密度流における地球自転の効果の重要性を指摘している。Valle-Levinson *et al.* (2003) は、Kasai *et al.* (2000) のモデルを一部改変したモデルを用いて、ジェームス川、チェサピーク湾、Guaymas 湾における密度流を推定し、このモデルが実測値を良く再現できることを示した。そこで本研究では、この一部改変された Kasai *et al.* (2000) の解析的モデルを用いて密度流の流速分布を求め、これをもとに有明海中央部における密度流による塩分フラックスを推定した。それに加えて、Wong (1994) による吹送流の解析的モデルに地球自転の効果を加えたモデルを作成し、このモデルを用いて吹送流による塩分輸送量を推定した。さらに塩分収支から、密度流の物質輸送への寄与率を定量化した。なお本研究では、春季を 3 月～5 月、夏季を 6 月～8 月、秋季を 9 月～11 月、冬季を 12 月、1 月、2 月と定義する。

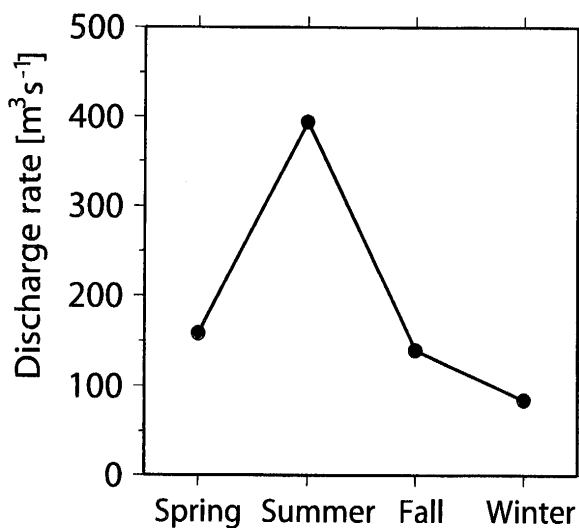


Fig. 2. Seasonal mean of river discharge rate.

2. 資料

有明海沿岸4県(長崎県, 福岡県, 佐賀県, 熊本県)によって毎月1回潮の大潮の時期に行なわれている調査(浅海定線調査)によって得られた水温・塩分の資料のうち, 1990年から2000年までの11年分の資料を解析に用いた。Fig. 1の上のパネルに解析に使用した水温・塩分の観測点を示した。

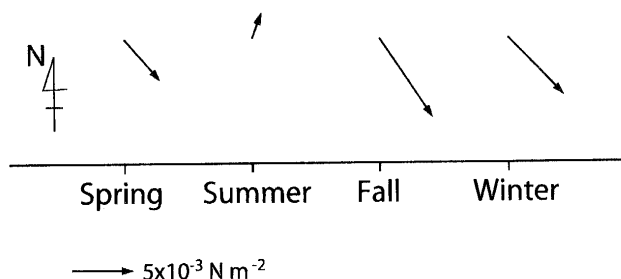


Fig. 3. Seasonal average of wind stress.

流量年表(国土交通省河川局, 1992~2002)を河川流量の資料として使用した。解析には, 1990年から2000年までの期間における筑後川, 矢部川, 嘉瀬川, 菊池川の流量の和の季節平均値を使用した(Fig. 2)。

さらに, 小田巻ら(2003)が係留観測によって得た流速の調和定数の値を潮流流速の資料として用いた。Fig. 1の下のパネルの四角は, 本研究で使用した小田巻ら(2003)の測点Sta. 6とSta. 7の位置を示している。

吹送流の推定を行うため, 島原のアメダス観測所(Fig. 1の三角)の風向・風速観測資料を用いた(気象庁, 1990~2000)。風向・風速の観測高度が22.7 mであったため, 対数則を使って高度10 mの風速に換算し, Large and Pond(1981)のバルク式によって風応力を計算した。季節平均した風応力をFig. 3に示す。季節平均した風応力は, $10^{-3}(\text{N m}^{-2})$ のオーダーと非常に小さい(平均風速は 1 m s^{-1} 程度)。夏季に弱い南風となる以外は, 基本的には北風が卓越していた。

3. 手法

3.1. モデル

密度流の流速推定に用いたKasai *et al.* (2000)によるモデルは, 鉛直粘性力, コリオリ力, 圧力傾度力が

定常状態でバランスすると設定されている。座標系は右手系とし, x, y, z をそれぞれ湾軸方向(湾奥から湾口へ向かう方向を正), 湾の横断方向, 鉛直方向(上向きを正)の座標とする。 u_D と v_D をそれぞれ密度流の x, y 方向の流速成分とし, 虚数単位 i を使って w_D を $w_D = u_D + iv_D$ と定義する。 A_v を鉛直渦粘性係数, $f (= 7.9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1})$ をコリオリ係数とし, エクマン深さを $D_E = (2A_v/f)^{1/2}$, パラメータ α を $\alpha = (1+i)/D_E$ で定義すると, w_D は,

$$w_D(z, y) = \frac{igN_D}{f} \left[1 - \frac{\cosh(\alpha z)}{\cosh(\alpha H)} \right] + \frac{iD}{f\alpha} \left[(e^{\alpha z} - \alpha z) - (e^{-\alpha H} + \alpha H) \frac{\cosh(\alpha z)}{\cosh(\alpha H)} \right] \quad (1)$$

で与えられる(Kasai *et al.*, 2000)。ここで, $g (= 9.8 \text{ m s}^{-2})$ は重力加速度, H は水深である。また, D, N_D は, ρ を密度, $\rho_0 (= 1022 \text{ kg m}^{-3})$ を基準密度, η_D を密度流によって生じる水位として,

$$D = g\rho_0^{-1}(\partial\rho/\partial x + i\partial\rho/\partial y),$$

$$N_D = \partial\eta_D/\partial x + i\partial\eta_D/\partial y$$

で定義される。定常場を仮定すると連続条件から D は,

$$D = -\frac{\alpha g I_B}{I_A} \quad (2)$$

で与えられる。 B を湾の幅とすると, I_A, I_B は

$$I_A = \int_0^B \left[(e^{-\alpha H} + \alpha H) \tanh(\alpha H) - (1 - e^{-\alpha H} + \alpha^2 H^2/2) \right] dy \quad (3)$$

$$I_B = \int_0^B N_D \left[\tanh(\alpha H) - \alpha H \right] dy \quad (4)$$

と表される。

吹送流の推定にはWong(1994)による吹送流の解析的モデルに地球自転の効果を加えた以下のようなモデルを用いた。 u_w と v_w をそれぞれ吹送流の x, y 方向の流速成分とし, η_w を吹送流によって生じる水位とすると, 吹送流の支配方程式は,

$$-fv_w = -g \frac{\partial \eta_w}{\partial x} + A_v \frac{\partial^2 u_w}{\partial z^2} \quad (5)$$

$$f u_w = -g \frac{\partial \eta_w}{\partial y} + A_v \frac{\partial^2 v_w}{\partial z^2} \quad (6)$$

となる。Fig. 3 に示したように、風応力は水柱が鉛直混合している秋季・冬季に大きくなり、密度成層の発達する夏季に非常に小さくなることから、簡単のため吹送流は順圧であると仮定した。境界条件は、

$$\begin{aligned} \rho_0 A_v \frac{\partial u_w}{\partial z} &= \tau_x \quad \text{and} \\ \rho_0 A_v \frac{\partial v_w}{\partial z} &= \tau_y \quad \text{at } z = 0 \end{aligned} \quad (7)$$

$$u_w = v_w = 0 \quad \text{at } z = -H \quad (8)$$

となる。ここで、 τ_x, τ_y はそれぞれ x, y 方向の風応力である。

w_w を $w_w = u_w + i v_w$ と定義し、式 (5), (6) を境界条件 (7), (8) のもとで解くと、

$$\begin{aligned} w_w(z, y) &= \frac{T}{\alpha} \frac{\sinh \alpha(H+z)}{\cosh(\alpha H)} \\ &+ \frac{g N_w}{A_v \alpha^2} \left[\frac{\cosh(\alpha z)}{\cosh(\alpha H)} - 1 \right] \end{aligned} \quad (9)$$

が得られる。ここで、 T は $T = (\tau_x + i \tau_y) / \rho_0 A_v$ であり、 $N_w = \partial \eta_w / \partial x + i \partial \eta_w / \partial y$ である。 N_w は連続条件を用いて、

$$N_w = \frac{\alpha T A_v I_C}{g I_D} \quad (10)$$

と表すことができる。ここで、

$$I_C = \int_0^B \frac{\cosh(\alpha H) - 1}{\cosh(\alpha H)} dy \quad (11)$$

$$I_D = \int_0^B [\alpha H - \tanh(\alpha H)] dy \quad (12)$$

である。

3.2. パラメータ

モデルのパラメータの値は次のようにして求めた。鉛直渦粘性係数については、一般によく用いられる次の式を用いた (Csanady, 1976; Garrett and Loder, 1981)。

$$A_v = \frac{C_d U_t^2}{200 f} F(R_i) \quad (13)$$

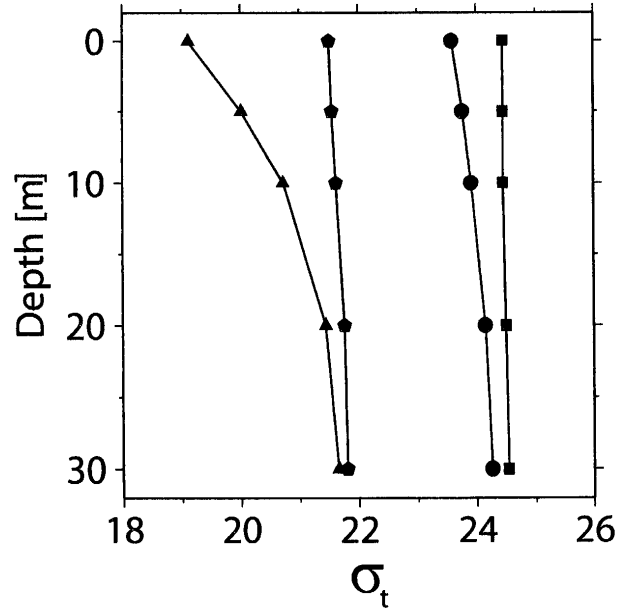


Fig. 4. Vertical profile of seasonally averaged density at Sta. K13 during spring (pentagon), summer (triangle), fall (circle), and winter (square).

$$F(R_i) = (1 + 7R_i)^{-1/4} \quad (14)$$

ここで、 $C_d (= 2.5 \times 10^{-3})$ は海底摩擦係数、 R_i は $R_i = g(\Delta\rho/\rho_0)H_0 U_t^{-2}$ で定義されるリチャードソン数である。 $\Delta\rho$ は底層と表層の密度差、 H_0 は水深の代表値、 U_t は潮流流速の標準偏差である。 $\Delta\rho$ は Sta. K13 (測点の位置は Fig. 1 参照) の密度の季節平均値 (Fig. 4) より求めた。 H_0 の値は、Sta. K13 付近の水深を代表する値として 30 m とした。

U_t の代表値は以下のようにして求めた。今回の解析は長期間の平均的な流速場を推定することが目的であることと、水温・塩分の観測が大潮時に行なわれていることから、大潮時の平均的な流速の値を用いる必要がある。長期間の平均的な大潮時の潮汐を求めるためには、 M_2 潮と S_2 潮を考慮すればよい (中野, 1940)。したがって、今回の資料解析においては、 M_2, S_2 潮流の潮流楕円の長軸長の和を小田巻ら (2003) の測点 Sta. 6 と Sta. 7 で平均した値 (0.52 m s^{-1}) を大潮時の潮流の振幅の代表値とした。この値を $\sqrt{2}$ で割ることにより、 U_t の代表値 0.36 m s^{-1} を得た。

N_D の値は Valle-Levinson *et al.* (2003) による経験

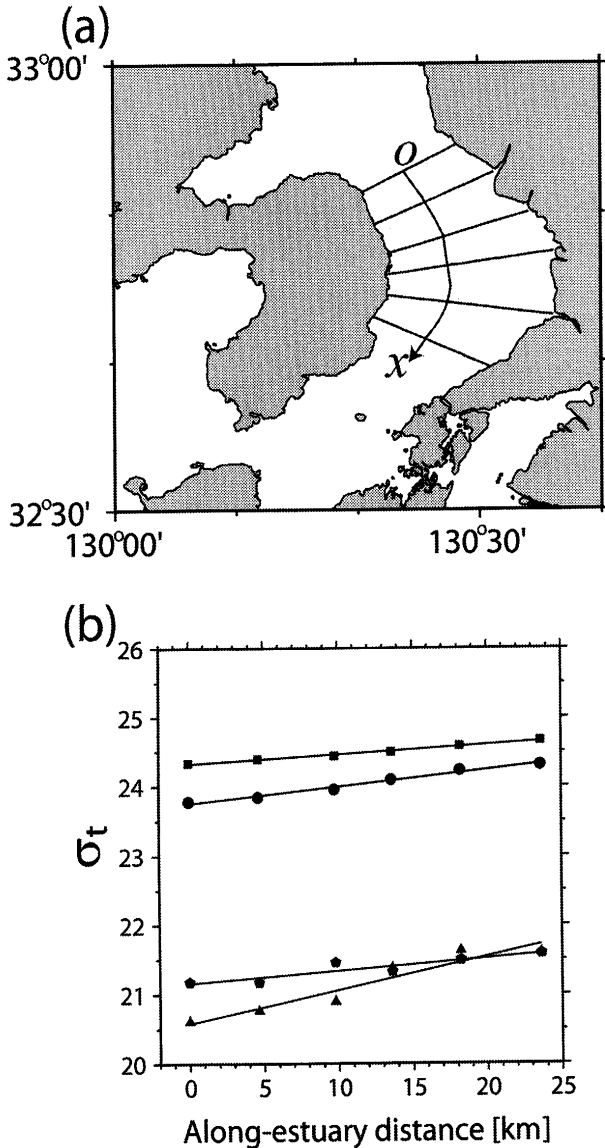


Fig. 5. (a) Locations of the cross sections where the cross sectional average densities were computed. (b) Along-estuary profiles of the cross sectional average densities during spring (pentagon), summer (triangle), fall (circle) and winter (square). Solid lines indicate linear regression lines.

式,

$$N_D = -N_{D0} \left[1 + i \exp(-k^2 y^2) \right] \quad (15)$$

で与えた。ここで、 N_{D0} は $N_{D0} = -\partial \eta_D / \partial x$ で定義される。 k は内部変形半径の逆数であり、次の式を使って求めた。

$$k = f / \sqrt{(\Delta \rho / \rho_0) g H_0} \quad (16)$$

N_{D0} を観測資料から決定するのは困難であるので、ここでは水温・塩分観測資料より求めた各季節における $\partial \rho / \partial x$ の代表値を再現できるように N_{D0} の値を決定した。 $\partial \rho / \partial x$ の代表値は次のようにして決定した。まず、水温・塩分の観測資料より Fig. 5(a) に示した湾内の各断面における断面平均密度を求める。次に、断面平均密度を湾軸方向 (ox) の距離の関数としてプロットした図 (Fig. 5(b)) から回帰直線を求め、その傾きを $\partial \rho / \partial x$ の代表値とした。

3.3. 塩分フラックス

流速の湾軸方向成分 u および塩分 S を次のように分解した (例えば, Fischer, 1972)。

$$u = u_a + u_s + u_c + u' \quad (17)$$

$$S = S_a + S_s + S_c + S' \quad (18)$$

ここで、 u_a は潮汐周期で平均された流れの断面平均、 u_s は潮汐周期で平均された流れの断面平均からの偏差、 u_c は潮流の断面平均、 u' は潮流の断面平均からの偏差である。塩分についても同様である。定常を仮定すると、内湾における塩分収支は次の式で表すことができる (Fischer, 1972)。

$$S_a Q_f / A + \overline{u_s S_s} + \langle u_c S_c \rangle + \langle \overline{u' S'} \rangle = 0 \quad (19)$$

ここで、 $\langle \rangle$ は潮汐周期の平均を、 $\overline{\quad}$ は断面平均を意味し、 Q_f は河川流量、 $A (= 3.51 \times 10^5 \text{ m}^2)$ は湾の断面積である。左辺第一項は潮汐周期で平均した断面平均流による塩分フラックスであり、第二項は潮汐周期で平均した流れのシアによる塩分フラックスである。第三項は断面平均潮流による塩分フラックスで、ある点における塩分と潮流流速の位相差が 90 度からずれることによって生じる。この項はタイダルトラッピング (宇野木, 1993) や tidal pumping (Simpson *et al.*, 2001) などと称されることがあるが、本稿ではタイダルトラッピングと称する。第四項は潮流のシアによる塩分フラックスである。第二項を構成する流れとして密度流、吹送流、潮汐残差流を考えると、この項は u_{TR} を潮汐残差流として、

$$\overline{u_s S_s} = \overline{u_D S_s} + \overline{u_W S_s} + \overline{u_{TR} S_s} \quad (20)$$

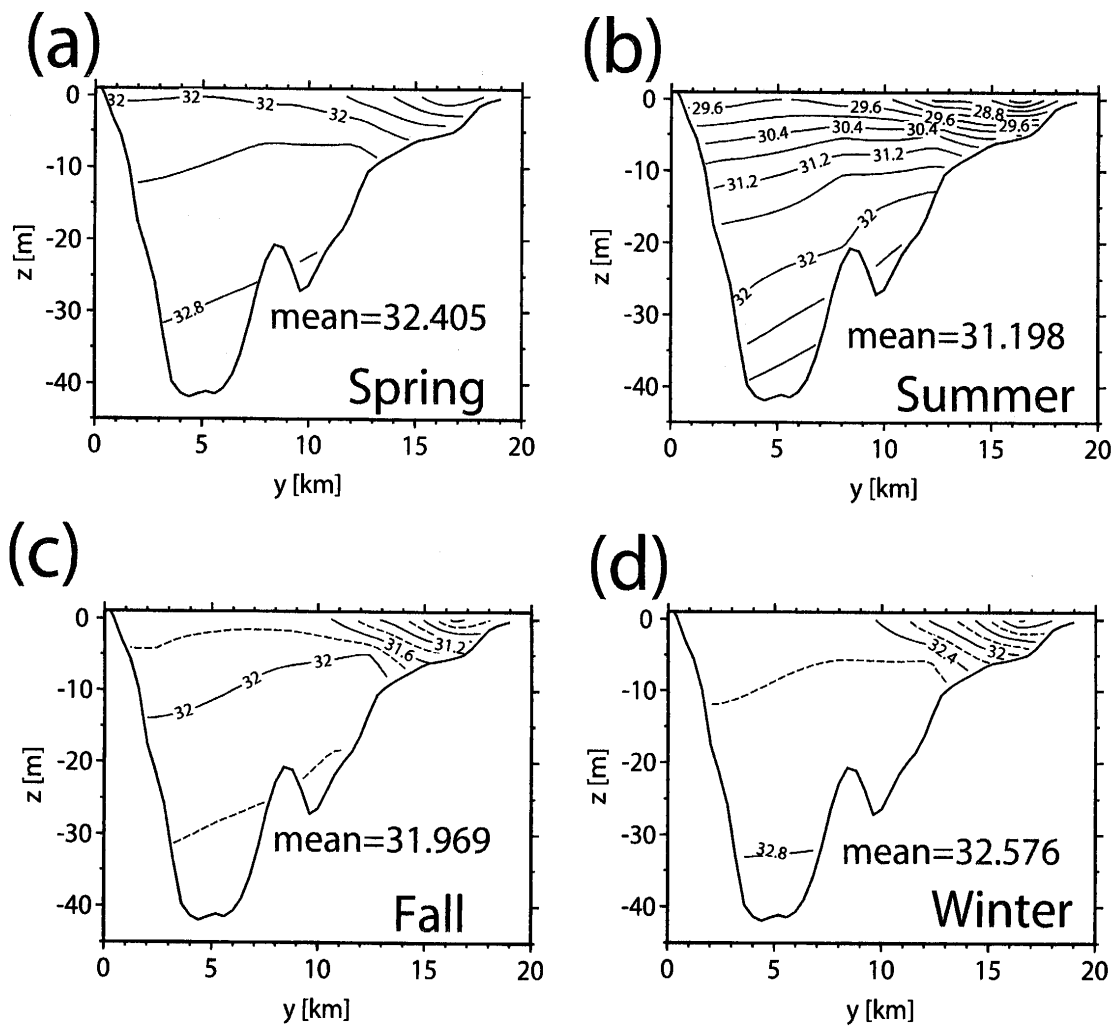


Fig. 6. Salinity profiles at Section BB' during (a) spring, (b) summer, (c) fall, and (d) winter.

と、さらに分解することができる。ここで、 $F_A = S_a Q_f / A$ と定義し、 $F_D = -\overline{u_D S_s}$ を密度流による塩分フラックス、 $F_W = -\overline{u_W S_s}$ を吹送流による塩分フラックスと定義すると、式 (19) は、

$$F_A = F_D + F_W + F_T \quad (21)$$

と表すことができる。ここで F_T は、

$$F_T = -\overline{u_{TR} S_s} - \langle u_c S_c \rangle - \langle u' S' \rangle$$

で定義され、今回用いたモデルでは表現できない流れ（潮汐残差流，潮流）による塩分フラックスを表す。 F_D, F_W, F_T は湾口から湾奥へ向かう方向が正であり、式 (21) はこれらの塩分フラックスの総和が F_A に等しい大きさとなることを示す。

塩分フラックスの計算手順は以下の通りである。まず、前節に述べた手法で断面 BB' における密度流と吹送流の流速分布を計算した。密度流と吹送流の計算値

と断面 BB' における塩分の分布 (Fig. 6) を用いて F_D 、 F_W を求め、 F_A からこれらのフラックスを差し引くことで F_T を求めた。さらに、

$$R_D = F_D / F_A, \quad R_W = F_W / F_A, \quad R_T = F_T / F_A$$

を計算することにより塩分輸送に対する各物理素過程の寄与率を求めた。

3.4. 流速測定

資料解析によって推定された流速の妥当性を検証するため、2005年8月3日（月齢27.6）から4日（月齢28.6）の大潮時に、超音波ドップラー流速計（acoustic Doppler current profiler; ADCP）による流速測定を行なった。観測は長崎大学練習船 鶴洋丸によって行なわれ、流速測定には RD Instruments 社製 ADCP (BBVM300) を使用した。ADCP の周波数は 300 kHz である。Fig. 1

の実線 AA' で示した測線を約 1 時間に一回航行し、計 25 時間の観測を行なった。鉛直方向の測定間隔は 2 m とし、測定は約 1.5 秒間に一回行なった。

得られた ADCP 観測資料を 2 分間で時間平均し、値を平滑化した。一回の測定による ADCP の測定誤差の推定値は 4.8 cm s^{-1} であることから、この時間平均処理により誤差は 0.5 cm s^{-1} 程度に減少することが期待される (RD Instruments, 1996)。得られた流速資料の流向は磁北を基準としたものであり、真北 (北極の方向) が基準となっていない。そこで、真北と磁北の角度 (偏角) だけ、流速ベクトルを回転させ、流向を補正する必要がある。今回は偏角を緯度、経度の 2 次式で近似した式 (国立天文台, 2005; p. 756) を用いて測線付近の偏角を求め、 6.42° という値を得た。この角度だけ測定された流速ベクトルを回転させ、流向を補正した。

流向補正を行なった流速資料から異常値を取り除いた後、Simpson *et al.* (1990) の方法で調和分解を行い、潮流成分を除去した。25 時間の観測資料からは四大分潮 (M_2 , S_2 , K_1 , O_1 潮) の分離は出来ない。そこで、通常よく行なわれるように (例えば, Isobe *et al.*, 2002), M_2 潮 (周期 12 時間 25 分) と M_1 潮 (周期 24 時間 50 分) の二分潮のみを考慮した。

4. 結果

Table 1 にモデルによる流速推定に用いられたパラメータの値を示す。流速分布を決めるもっとも重要なパラメータの一つである鉛直渦粘性係数のオーダーは $10^{-2} (\text{m}^2 \text{ s}^{-1})$ であり、夏季は密度成層の影響で冬季の半分程度の値となる。

Fig. 7 は測線 AA' における残差流の湾軸方向成分の観測値と解析的モデルによる推定値 (密度流と吹送流の和) を示している。湾奥に向かう流速成分に影響をつけている。観測値は 25 時間の平均値であるのに対して、推定値は 3 か月平均の値を表しているために値が完全に一致することはないが、流れのパターンやその大きさはよく一致しており、今回用いたモデルで現場の流速分布はおおよそ再現できていると考えられる。

Fig. 8 は断面 BB' における各季節の密度流の湾軸方向成分の断面分布を示している。この図の等値線には

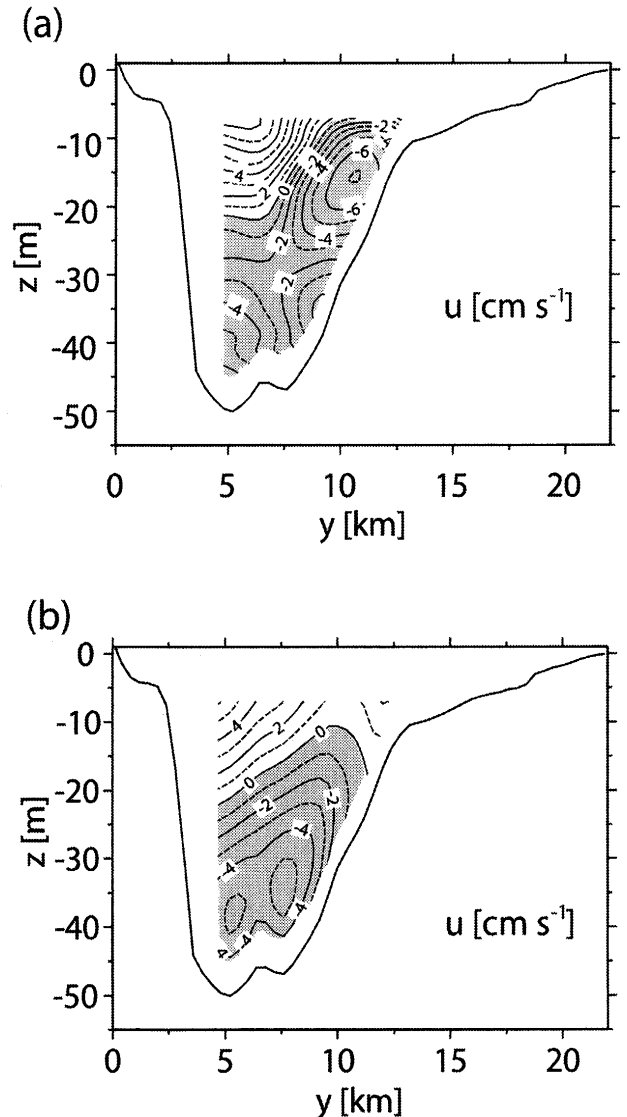
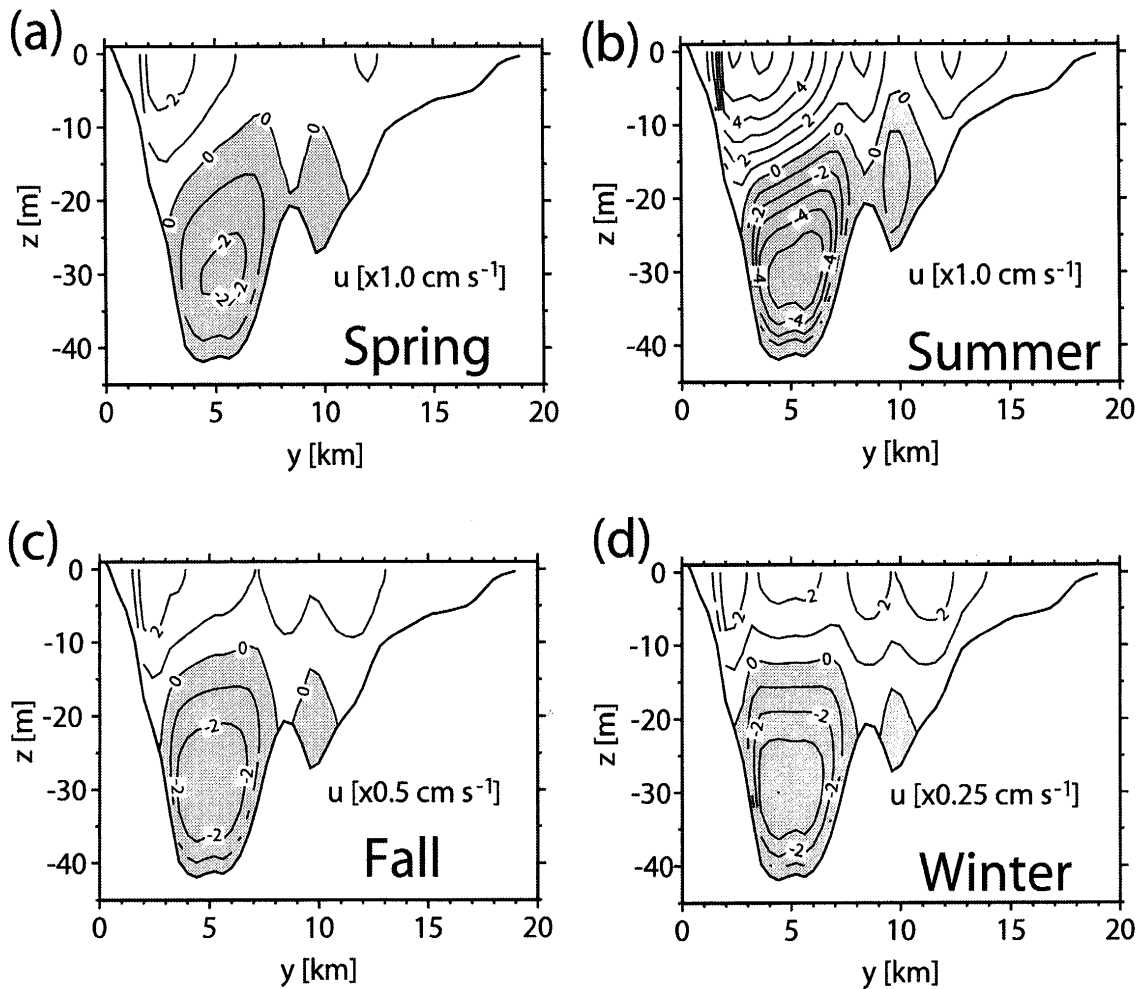


Fig. 7. (a) Longitudinal component of the ADCP-measured residual currents on August 3~4, 2005 at Section AA'. (b) Longitudinal component of the estimated residual currents during summer at Section AA'. Shaded areas indicate landward currents.

各季節で規格化された値が用いられている (規格化に用いた基準値は各パネルの右下に示してある)。計算の結果得られた流速分布は、基本的には上層で湾奥方向から湾口方向へ流出、下層で流入となっているが、水平方向の流速変化も見られる。鉛直渦粘性係数、水深の代表値をそれぞれ $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 30 m とすると、エクマン数は 10^{-1} のオーダーとなり、序論で述べたように地球自転の効果が顕著であることが示される。

Table 1. Parameters used for the estimation of current velocity.

Parameter	Spring	Summer	Fall	Winter
$\Delta\rho$ (kg m^{-3})	0.7	2.5	0.3	0.1
A_v ($\times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)	1.3	1.0	1.5	1.8
$\partial\rho/\partial x$ ($\times 10^{-5} \text{ kg m}^{-4}$)	2.4	4.8	1.8	1.4
k ($\times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$)	2.7	1.4	4.0	7.2
N_{D0} ($\times 10^{-7}$)	3.0	6.0	2.3	1.8

**Fig. 8.** Longitudinal components of the estimated density-driven currents at Section BB' during (a) spring, (b) summer, (c) fall, and (d) winter. Shaded areas indicate landward currents.

断面 BB' における吹送流の湾軸方向成分の断面分布を Fig. 9 に示す。夏季の流速分布が他の季節に比べて上下層で逆転しているのは、他の季節と風向がほぼ反対であるからである (Fig. 3)。吹送流の流速が最大となる秋季でも、その大きさは 0.1 cm s^{-1} のオーダーで、密度流と比べ吹送流の流速は一桁小さい。吹送流の流

速が小さい理由として、風応力が小さいことの他に海底摩擦の影響が考えられる。エクマン数を求めたときと同じ値を用いて摩擦深度 πD_E を求めると、50 m という値が得られる。このことは、水柱の大部分が海底摩擦の影響を強く受けていることを意味している。

上述の結果と Fig. 6 に示した塩分の分布を用いて計

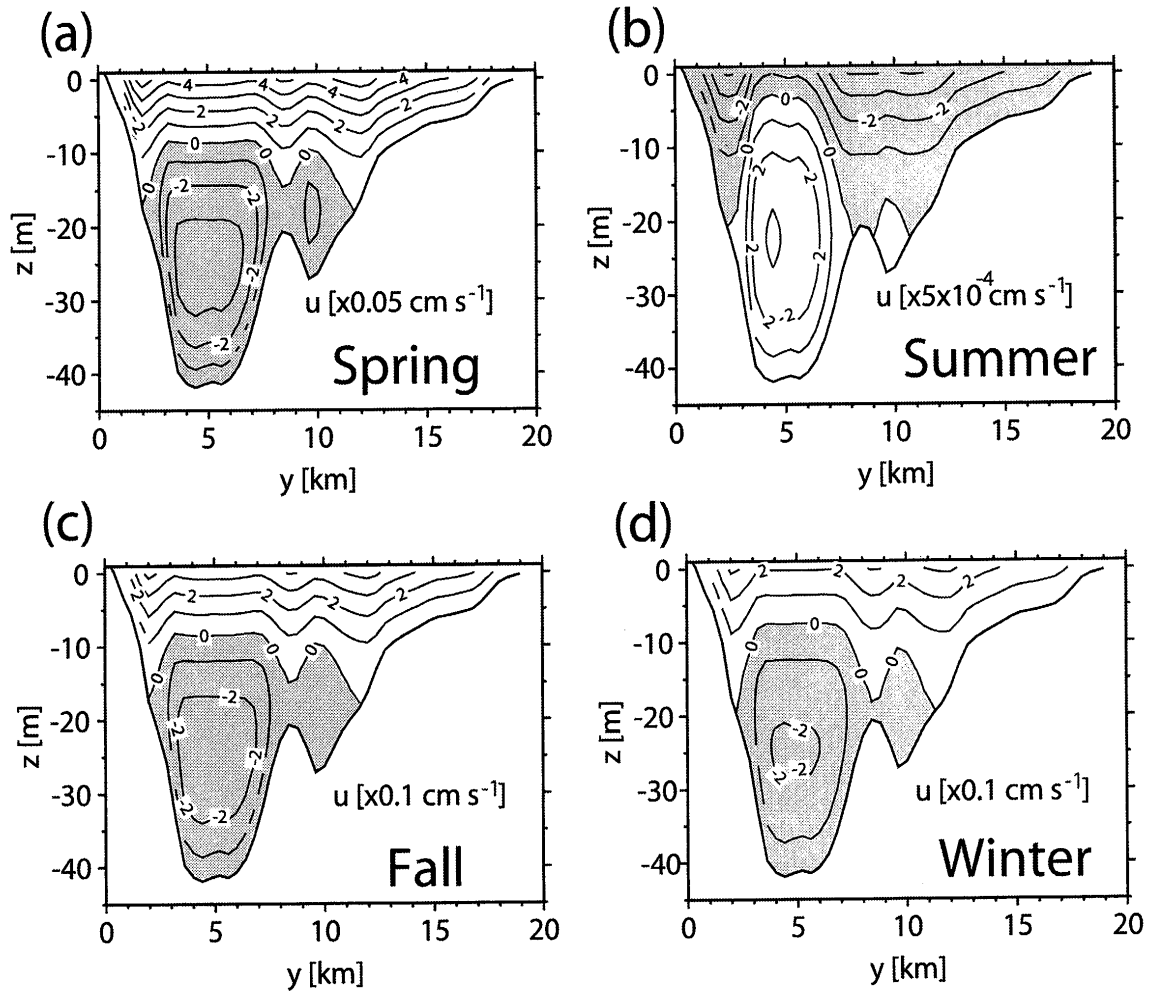


Fig. 9. The same as Fig. 8 except for the wind-driven currents.

算された断面 BB' における各塩分フラックス (F_A , F_D , F_W , F_T) を, Fig. 10(a) に示す。密度流による塩分フラックス F_D は夏季に最大で 2.2 cm s^{-1} , 冬季に最小で 0.05 cm s^{-1} となり, 夏季は冬季の約 40 倍の値となる。夏季には吹送流の流速が密度流に比べ非常に小さいことから, 吹送流による塩分フラックスは密度流によるものに比べて無視することができる。 F_T の値は年間通してほぼ一定で, 約 1 cm s^{-1} であった。このことは, F_T に含まれる物理過程が潮汐残差流・潮流といった, 密度流や吹送流と比較して季節変動の小さいものによって構成されていることを考えれば, 理解できる。

Fig. 10(b) は塩分輸送に対する各物理過程の寄与率を示している。密度流の寄与率 (R_D) は夏季に最大となり, その値はおおよそ 6 割となる。吹送流の寄与率は年間通して数%と他の成分に比べ微小である。夏季の R_T はおおよそ 4 割である。それに対し, 秋季およ

び冬季には R_D が 1 割程度まで減少するため, R_T はおおよそ 9 割となり, 密度流・吹送流以外の物理過程による塩分輸送が支配的となる。

5. 議論

まず, 今回の解析結果をもとに, 有明海における潮流の変化が物質輸送に及ぼす影響について議論する。西ノ首ら (2004) は, 1993 年に比べて 2003 年には, Fig. 1 の P1 と P2 における潮流楕円の長軸長がそれぞれ約 10% および約 27% 減少していることを示した。Fig. 11 は U_t を 10% および 27% 増加させた場合の F_D を示している。ここで簡単のため, U_t の変化によって鉛直渦粘性係数のみが増加し, 塩分場 (および密度場) は変化しないと仮定した。 U_t が増加することにより鉛直渦粘性係数は増加するので, 密度流の流速は減少し, それ

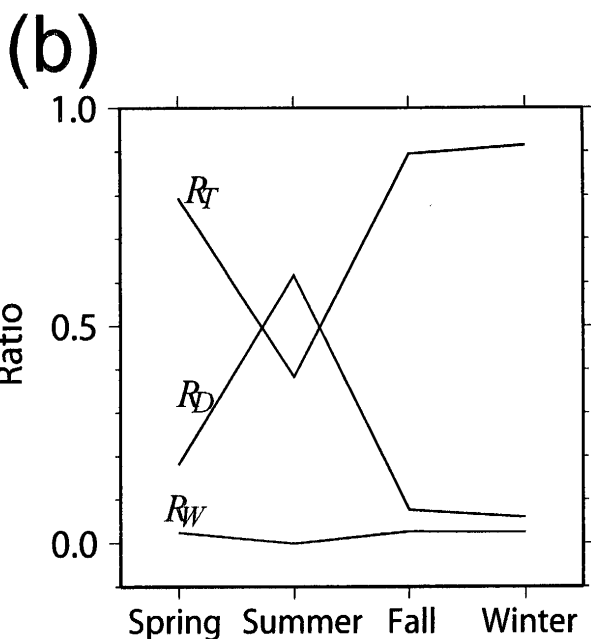
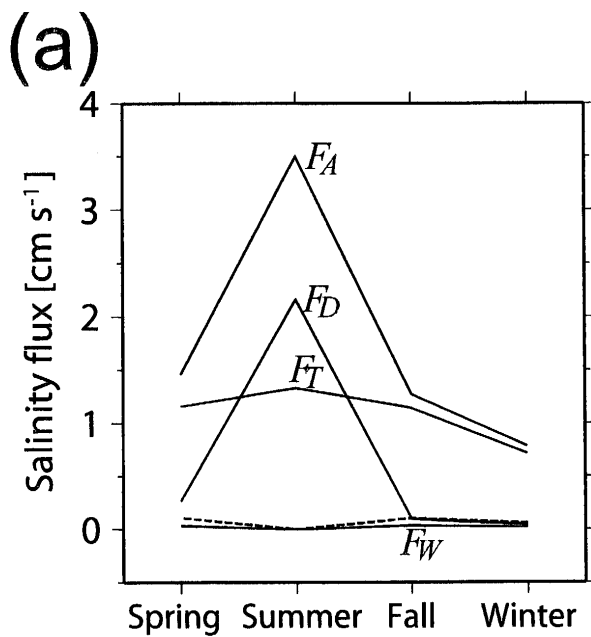


Fig. 10. (a) Estimated salinity fluxes and (b) fraction of the upstream salt fluxes. Subscript A indicates total salinity flux. Subscripts D and W indicate the salinity fluxes due to the density and wind-driven currents, respectively. Subscript T indicates the salinity flux due to the physical process other than density and wind-driven currents. Dashed line indicates the salinity flux due to the wind-driven currents when the wind speed is doubled.

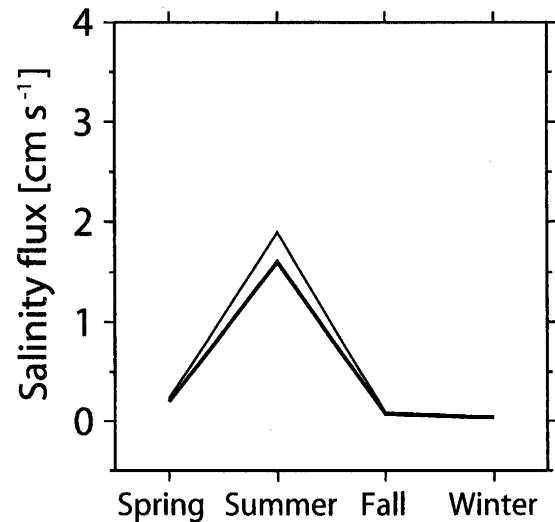


Fig. 11. Salinity fluxes due to the density-driven currents when the amplitudes of the tidal currents are increased by 10 % (thin solid) and 27 % (thick solid), respectively.

に伴い F_D は減少する。したがって、近年の潮流流速の減少によって、密度流による物質輸送は強化されていることが示唆される。しかし、Fig. 10(a) と Fig. 11 を比較すると、顕著な減少がみられるのは夏季のみであり、他の季節では明瞭ではない。秋季・冬季には F_T が卓越することから、潮流流速の減少によって、秋季・冬季の物質輸送量は減少している可能性がある。

次に、風速の資料として陸上の観測資料を用いたことの影響について議論する。今回の解析では、塩分輸送に対する吹送流の寄与は微小であるという結果が得られた。しかしながら、吹送流の推定に用いた風速は陸上で観測された値であり、風速を過小評価している可能性がある。陸上の観測点の風速は海上の半分程度になる場合もあることから(宇野木, 1993), 風速を2倍にして、吹送流の流速を再度計算した。その結果得られた F_W を Fig. 10(a) の破線で示す。風速を2倍とした場合でも、夏季の F_W は F_D と比較して非常に小さく、無視できる程度の大きさである。秋季と冬季には F_W と F_D は同程度の大きさになる。しかし、これらの季節には F_T が卓越しており、吹送流の塩分収支における相対的な役割が大きくなることはない。

最後にモデルの仮定の妥当性について議論する。本研究で用いたモデルは、各季節において定常状態を仮

定している。この仮定が成り立つためには、系が外力の変化に応答するのに要する時間 (緩和時間もしくは e-folding time) が、季節変化の時間スケールよりも小さいことが必要である。有明海のようなエスチャリーにおける緩和時間で通常最も長いものは、外力の変化に対して湾軸方向の塩分分布が応答するのに要する時間である (Hetland and Geyer, 2004)。Kranenburg (1986) によれば、この緩和時間の上限は河川水の平均滞留時間で与えられる。有明海の河川水の平均滞留時間は柳・阿部 (2003) の見積りによれば平均で 2.1 か月である。したがって、季節変動程度の時間スケールの現象を考えるのであれば、定常状態を仮定することが許される。また、本研究では簡単のため密度流と吹送流は独立と仮定している。Fig. 10(b) が示すように、吹送流の塩分輸送に対する寄与は年間通して全塩分輸送量の数%である。したがって、吹送流が塩分を移流することによる密度変化は、他の成分に比べて微小であり、吹送流が密度流に及ぼす影響は無視することができる。密度流の発達に伴う密度成層の強化は、吹送流の流速分布に影響を及ぼす可能性がある。しかしながら、上述のように吹送流の流速が比較的強くなるのは水柱が鉛直混合している秋季および冬季に限られ、密度成層が発達する夏季には吹送流の流速はきわめて小さい (Fig. 9)。したがって、夏季の密度成層が吹送流の流速分布に影響を及ぼしたとしても、それによる塩分輸送量の変化は微小であると考えられる。以上の理由から、吹送流と密度流の相互作用が塩分輸送に及ぼす効果は、第一近似として無視することが可能である。

6. 結論

有明海中央部における塩分フラックスを、解析的モデルを使った資料解析によって推定した。夏季には塩分輸送に対して密度流の寄与が最も大きくなるが、その寄与率は 6 割程度である。年間通して吹送流による塩分フラックスは微小で、塩分輸送への寄与は非常に小さい。秋季および冬季には、密度流および吹送流以外の物理過程による塩分フラックスが卓越する。このことは秋季および冬季における潮汐残差流やタイダルトラッピングなど、潮汐と関連した物理過程による物

質輸送の重要性を示すものである。冒頭で述べたように、近年有明海において潮流流速が減少している。したがって、河川流量や風速に経年変動がなければ、冬季の物質輸送量は減少している可能性がある。しかしながら、潮汐と関連した物理過程による物質輸送量は、他の物理過程によるものからの残差として計算されたものであり、直接計算されたものでない。したがって、潮汐残差流やタイダルトラッピングによる物質輸送に関しては、他の独立した手法で検証する必要がある。数値実験によって潮汐残差流やタイダルトラッピングによる物質輸送量の推定を行うことが可能であるので (例えば, Banas and Hickey, 2005), この点に関しては今後数値モデルを用いて検討したいと考えている。

謝辞

長崎県、福岡県、佐賀県、熊本県、水産総合研究センター西海区水産研究所より水温・塩分の観測資料の提供を受けた。上記各機関の厚意に深甚なる謝意を表す。本研究の遂行にあたり文部科学省科学研究費補助金 (課題番号 13854006) による補助を受けたことを付記する。

References

- Banas, N. S. and B. M. Hickey (2005): Mapping exchange and residence time in a model of Willapa Bay, Washington, a branching, macrotidal estuary. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi:10.1029/2005JC002950.
- Csanady, G. T. (1976): Mean circulation in shallow seas. *J. Geophys. Res.*, **81**, 5,389–5,399.
- Fischer, H. B. (1972): Mass transport mechanisms in partially stratified estuaries. *J. Fluid Mech.*, **53**, 671–687.
- 藤原考道, 経塚雄策, 濱田考治 (2004): 有明海における潮汐・潮流減少の原因について. *海の研究*, **13**, 403–411.
- Garrett, C. J. R. and J. W. Loder (1981): Dynamical aspects of shallow sea fronts. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **A302**, 563–581.
- Hansen, D. V. and M. Rattray, Jr. (1965): Gravitational circulation in straits and estuaries. *J. Mar. Res.*, **23**, 104–122.
- Hetland, R. D. and W. R. Geyer (2004): An idealized study of the structure of long, partially mixed estuaries. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 2,677–2,691.

- Higuchi, H. (1967): Hydraulic model experiment on the diffusion due to the tidal current. *Int. Assoc. Hydraulic Res., Proc. Twelfth Congress*, **4**, 79–88.
- Isobe, A., M. Ando, T. Watanabe, T. Senjyu, S. Sugihara, and A. Manda (2002): Freshwater and temperature transports through the Tsushima-Korea Straits. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2000JC000702.
- Kasai, A., A. E. Hill, T. Fujiwara, and J. H. Simpson (2000): Effect of the Earth's rotation on the circulation in regions of freshwater influence. *J. Geophys. Res.*, **105**, 16,961–16,969.
- 気象庁 (1990–2000): アメダス観測年報.
- 国土交通省河川局 (1992–2002): 流量年表.
- 国立天文台 (2005): 理科年表. 丸善, 東京, 1,022 pp.
- Kranenburg, C. (1986): A time scale for long-term salt intrusion in well-mixed estuaries. *J. Phys. Oceanogr.*, **16**, 1,329–1,331.
- Large, W. G. and S. Pond (1981): Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 324–336.
- Manda, A. and K. Matsuoka (2006): Changes in tidal currents in the Ariake Sound due to reclamation. *Estuaries and Coasts*, in press.
- 松野 健, 中田 英昭 (2004): 有明海の流れ場を支配する物理過程. 沿岸海洋研究, **42**, 11–17.
- 灘岡 和夫, 花田 岳 (2002): 有明海における潮汐振幅減少要因の解明と諫早堤防締め切りの影響. 海岸工学論文集, **49**, 401–405.
- 中野 猿人 (1940): 潮汐学: 潮汐の調和分解と豫報. 古今書院, 528 pp.
- 西ノ首 英之, 小松 利光, 矢野 真一郎, 齋田 倫範 (2004): 諫早湾干拓事業が有明海の流動構造へ及ぼす影響の評価. 海岸工学論文集, **51**, 336–340.
- 小田 卷 実, 大庭 幸広, 柴田 宣昭 (2003): 有明海の潮流新旧比較観測結果について. 海洋情報部研究報告, **39**, 33–61.
- RD Instruments (1996): *Acoustic Doppler Current Profiler Principles of Operation A Practical Primer*. RD Instruments, San Diego, 51 pp.
- Simpson, J. H., E. G. Mitchelson-Jacob, and A. E. Hill (1990): Flow structure in a channel from an acoustic Doppler current profiler. *Cont. Shelf Res.*, **10**, 589–603.
- Simpson, J. H., R. Vennell, and A. J. Souza (2001): The salt fluxes in a tidally-energetic estuary. *Est. Coast. Shelf Sci.*, **52**, 131–142.
- 滝川 清, 田渕 幹修 (2002): 有明海の潮汐変動特性と沿岸構造物の影響. 海岸工学論文集, **49**, 1,061–1,065.
- 田中 昌宏, 稲垣 聡, 山本 克則 (2002): 有明海の潮汐及び三次元流動シミュレーション. 海岸工学論文集, **49**, 406–410.
- 塚本 秀史, 柳 哲雄 (2002): 有明海の潮汐・潮流. 海と空, **78**, 31–38.
- 宇野木 早苗 (1993): 沿岸の海洋物理学. 東海大学出版会, 東京, 672 pp.
- Valle-Levinson, A., C. Reyes, and R. Sanay (2003): Effects of bathymetry, friction, and rotation on estuary-ocean exchange. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 2,375–2,393.
- Wong, K.-C. (1994): On the nature of transverse variability in a coastal plain estuary. *J. Geophys. Res.*, **99**, 14,209–14,222.
- 柳 哲雄, 阿部 良平 (2003): 有明海の塩分と河川流量から見た海水交換の経年変動. 海の研究, **12**, 269–275.
- 柳 哲雄, 阿部 良平 (2005): 有明海奥部における塩分と DIP・DIN 収支の経年変動. 海の研究, **14**, 21–33.

Seasonal Variation of the Salinity Fluxes in the Middle Part of Ariake Bay

Atsuyoshi Manda[†], Hisao Kanehara[‡], Takashi Aoshima[‡], Hironobu Tsutsui[‡],
Tsukasa Kinoshita[‡], Hideaki Nakata[‡], and Tetsuo Yanagi^{**}

Abstract

Salinity fluxes in the middle part of Ariake Bay, located in the western part of Japan, were estimated by modelling with hydrographic and meteorological data, as follow: The salinity flux due to the density-driven currents reaches its maximum of 2.5 cm s^{-1} during summer, which is approximately 40 times greater than that during winter (0.05 cm s^{-1}). The fractions of salinity fluxes due to the density-driven currents during summer and winter are approximately 0.6 and 0.1, respectively. The salinity flux due to the wind-driven currents is very small throughout a year and its contribution to the total salt transport can be negligible. Salinity budget indicates the existence of a virtually constant salinity flux throughout a year, which is most likely due to the tidal pumping and/or tide-induced residual currents. It is suggested that the recent decrease in tidal currents increases the salinity flux due to the density-driven currents during summer but decreases the salinity flux during winter.

Key words: Ariake Bay, material transport, density-driven current,
wind-driven current

(Corresponding author's e-mail address: manda@nagasaki-u.ac.jp)

(Received 24 December 2005; accepted 24 July 2006)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2006)

[†] Graduate School of Science and Technology, Nagasaki University, 1-14 Bunkyo, Nagasaki 852-8521, Japan

[‡] Faculty of Fisheries, Nagasaki University, 1-14 Bunkyo, Nagasaki 852-8521, Japan

^{**} Dynamics Simulation Research Center, Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University, Kasuga-Koen, Kasuga 816-8580, Japan