

— 論文 —

## 有明海湾奥における循環流とその変動について\*

濱田 孝治<sup>†</sup>・経塚 雄策<sup>‡</sup>

### 要 旨

有明海湾奥の循環流の実体を明らかにするために、海底設置型 ADCP による流速連続観測を行なった。得られたデータから残差流成分を抽出し、上層残差流の変動の原因を推定するため、潮汐、河川流量、風を独立変数とする重回帰分析を行なった。その検証を数値モデルにより行ない、さらに、湾奥全域の残差流場がどのように変動しているかを考察した。

その結果、冬季における太良町沖の上層残差流は、長軸方向については潮汐の変動の影響を、短軸方向成分については風の変動の影響を、強く受けることが示された。また、小長井町沖の残差流は、成層期には風の変動の影響を強く受けることが示された。

さらに、潮汐・河川流量・風の変動が湾奥全域の残差流に及ぼす影響を数値モデルによって解析した。その結果、大潮時には地形に対応した水平循環、小潮時にはエスチャリー循環のパターンが卓越することが明らかになった。また、河川の変動による影響は成層期にのみ見られた。さらにまた、風による影響は季節によって異なるが、その原因は風の変動の大きさが変わったことによるだけではなく、残差流の応答特性自体が変化していることにもよっており、同じ風の変動を与えても引き起こされる残差流は季節によって異なったものとなることも解明された。

キーワード：有明海, 循環流, ADCP, 重回帰分析, MEC Ocean Model

### 1. 緒 言

有明海湾奥には反時計回りの循環流があるとされており、多くの研究や報告でこれを支持するような結果が得られている(例えば、海上保安庁水路部, 1974; 井上・宮路, 1977; 木谷, 2003; 小田巻ら, 2003; 農林水産省ら, 2003; 田中ら, 2003; 山口・経塚, 2003)。しかし、個々の観測結果は必ずしも整合性が取れておらず、その理解は定性的な範囲にとどまっている。その原因

として、循環流自体が時間的に大きく変動していることが挙げられる。例えば、海上保安庁水路部(1974)は、恒流図の作成に当たり、複数の資料の間でばらつきが多いことを指摘している。また、小田巻ら(2003)は、観測された流速の25時間移動平均を指摘して、約2週間の観測期間中に残差流成分が大きく変動していることを示している。さらに、木谷(2003)や田中ら(2003)が言及しているように、季節的な変動も無視できない。

循環流の時間的変動を正しく評価し、その実体を明らかにするためには、長期間にわたる流速の連続観測を行ない、そこに含まれる変動成分が何によって引き起こされているのかを明らかにする必要がある。この観点から、本研究では海底設置型 ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler, 超音波流速計) による長期間の連続

\* 2005年6月23日受領; 2007年1月19日受理  
著作権: 日本海洋学会, 2007

<sup>†</sup> 佐賀大学有明海総合研究プロジェクト  
〒840-8502 佐賀県佐賀市本庄町1  
主著者 e-mail address: hamada@cc.saga-u.ac.jp

<sup>‡</sup> 九州大学大学院総合理工学研究院  
〒816-8580 福岡県春日市春日公園6-1

観測を行なって残差流成分を求め、その変動の原因を重回帰分析により推定した。また、その検証を数値モデルにより行なった。さらに、数値モデルを用いることで、残差流の空間分布とその変動についても考察した。

なお、井上・宮路(1977)は観測結果をもとに、また、山口・経塚(2003)は数値モデルをもとに、Lagrange的な立場で湾奥の海水の挙動について考察している。有明海では1潮汐での流程が10 km程度あり、Stokes driftを無視できないと考えられるが、本研究では定点での流速連続観測結果を用いていることから、Euler的な立場で残差流に注目した議論を行なった。

**Table 1.** Location of ADCP and CTD observation stations.

|                 | Station     | Latitude    | Longitude    |
|-----------------|-------------|-------------|--------------|
| ADCP            | T (Tara)    | 33°00.652'N | 130°13.996'E |
|                 | K (Konagai) | 32°56.022'N | 130°13.889'E |
| CTD<br>(Line A) | A1          | 32°58.139'N | 130°14.446'E |
|                 | A2          | 32°58.926'N | 130°16.130'E |
|                 | A3          | 32°59.713'N | 130°17.815'E |
|                 | A4          | 33°00.500'N | 130°19.500'E |
|                 | A5          | 33°01.287'N | 130°21.185'E |
|                 | A6          | 33°02.074'N | 130°22.870'E |
|                 | A7          | 33°02.861'N | 130°25.554'E |
| CTD<br>(Line C) | C1          | 33°00.222'N | 130°14.956'E |
|                 | C2          | 33°01.708'N | 130°14.189'E |
|                 | C3          | 33°03.194'N | 130°13.421'E |
|                 | C4          | 33°04.681'N | 130°12.653'E |
|                 | C5          | 33°06.167'N | 130°11.886'E |

## 2. 長期流速観測に基づく考察

### 2.1. 観測概要

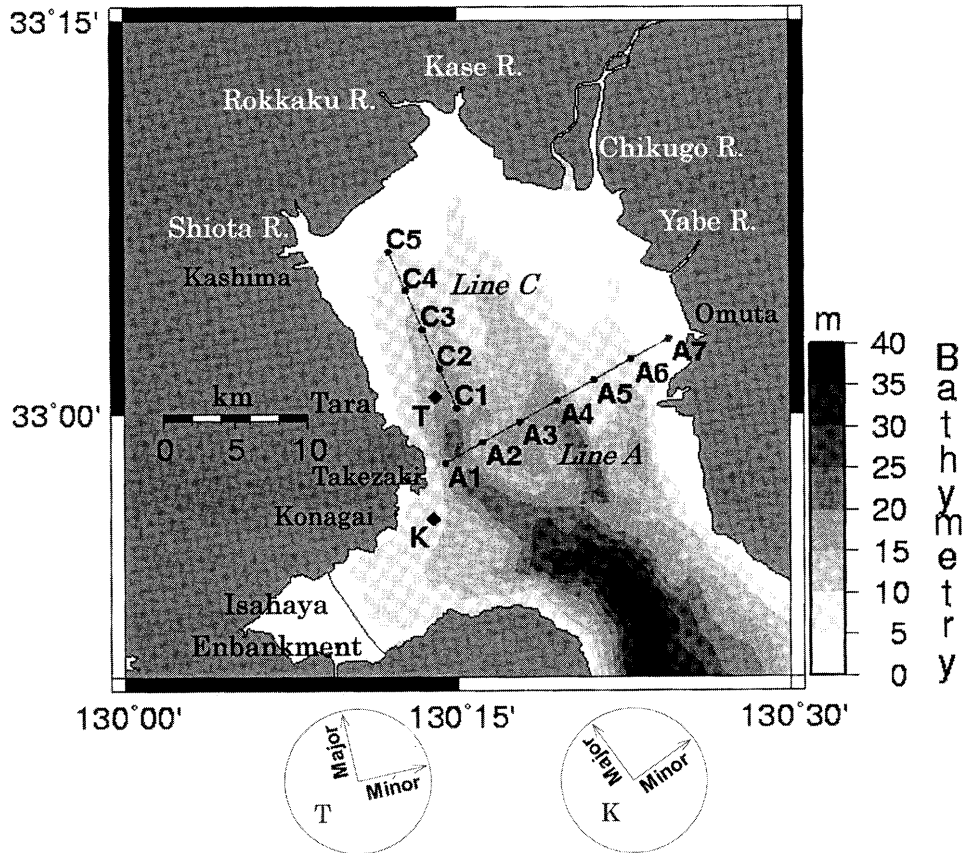
佐賀県太良町沖(観測点 T)において2003年2月から約1か月間、長崎県小長井町沖(観測点 K)において2003年6月から約2か月ごとに計3回、海底設置型ADCPによる流速連続観測を行なった(以下、それぞれ観測 T, K1, K2, K3と呼ぶ)。観測点の位置をFig. 1およびTable 1に示し、観測期間等をTable 2に示す。また、竹崎島—大牟田間(観測線 A)および太良町—鹿島市沖(観測線 C)において約1か月間隔でCTD観測を

行ない、水温および塩分の断面分布を記録した。CTD観測の観測点位置をFig. 1およびTable 1に示し、観測日時等をTable 3に示す。観測線 A 上では点 A1 から始めて1往復観測を行ない、点 A7を除く6点では2回の観測結果を平均した。観測線 C 上では奇数番(C1, C3, C5)は北上時に、偶数番(C2, C4)は南下時に観測した。

### 2.2. ADCP データ処理法

ADCPでは深度セルと呼ばれる深さレベルごとに流速の記録が行なわれる。有明海湾奥のように浅く潮汐の大きい海域で深度セルごとにデータ解析を行なうと、データに欠損が多くなり、表面付近の変動をとらえることができない。そこで本研究では、海底を0、海面を1とする正規化された鉛直座標 $\sigma$ を導入してデータを再配置した後、等 $\sigma$ レベルごとにデータ処理を行なった。 $\sigma$ 座標へのデータの再配置にはガウシアンフィルタを用いた。ガウシアンフィルタのe-folding scaleは時間方向には600秒、鉛直方向には1mとした。また、tailは時間方向には1800秒、鉛直方向には3mとした。なお、サイドローブ干渉による精度低下を防ぐため、あらかじめ海面から水深の10%の流速データを除外した。

得られたデータから残差流成分を取り出すには、以下の方法を用いた。観測 T については10分潮(Q<sub>1</sub>, O<sub>1</sub>, P<sub>1</sub>,  $\mu_2$ , N<sub>2</sub>, M<sub>2</sub>, L<sub>2</sub>, S<sub>2</sub>, M<sub>4</sub>, MS<sub>4</sub>)について調和解析を行ない、得られた調和定数をもとに推定された潮流成分を取り除いた。そして、さらにガウシアンフィルタによって平滑化したものを、残差流成分とした。ガウシアンフィルタのe-folding scaleは0.5日、tailは1.5日とした。観測 K1, K2, K3については佐藤(1989)のフィルタにより時別値とした後、花輪・三寺(1989)の48時間tide killer filterを通して得られたものを残差流成分とした。海洋データの処理はtide killer filterを用いるのが一般的であると思われるが、観測 T については期間が1か月と短く、時系列両端のデータ欠損の割合が大きいため上記の方法を用いた。なお、tide killer filterによる結果と比較し、重なり合う部分で大きな違いはないことを確認している。



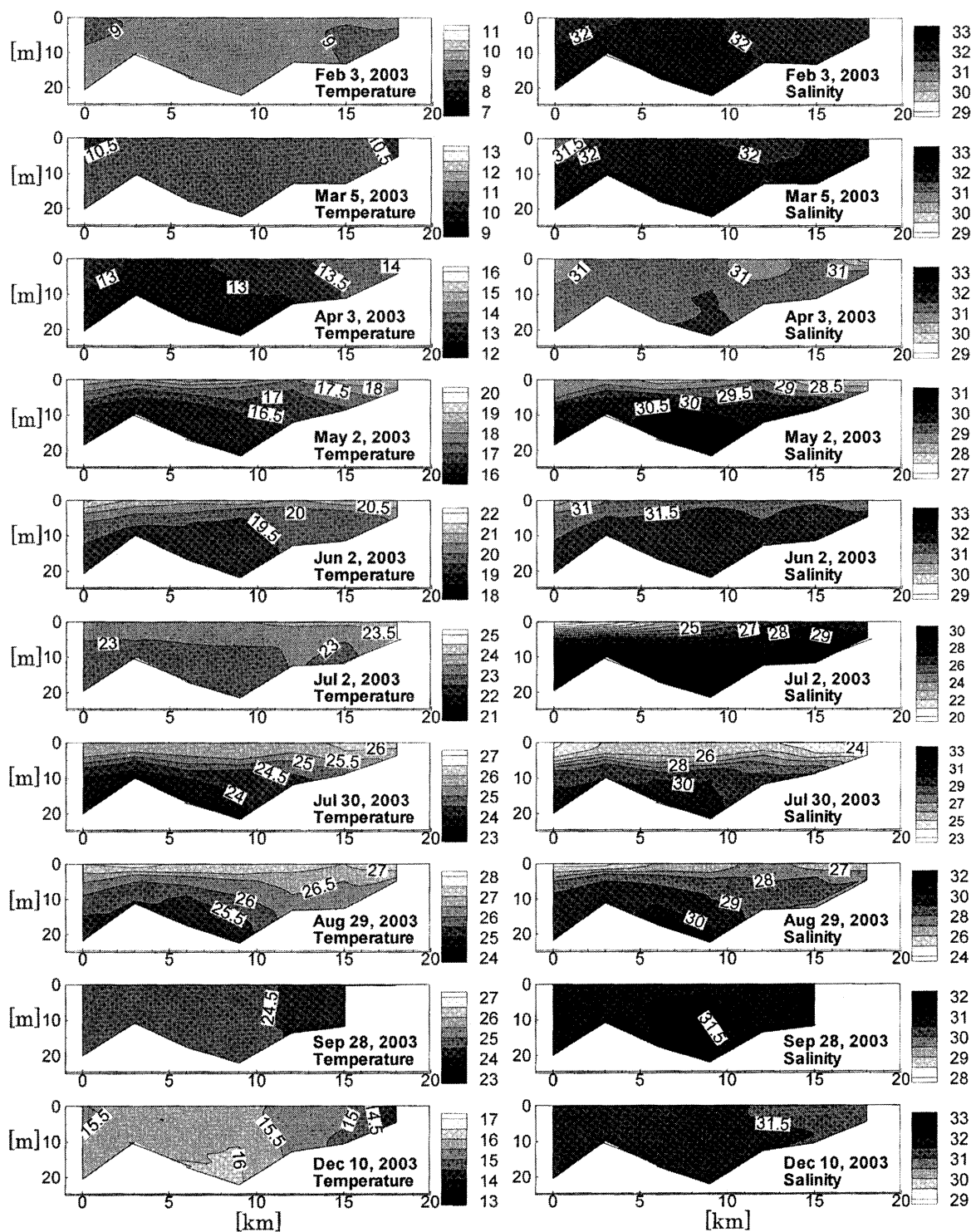
**Fig. 1.** Head of Ariake Bay. Points T and K show the stations of ADCP deployment. A1 to A7 and C1 to C7 show the CTD observation stations. Lower circles show the direction of major and minor axes of  $M_2$  tidal current at points T and K.

**Table 2.** Specification of ADCP observations.

| Code | Station | Start<br>(y/m/d) | End<br>(y/m/d) | Mean Depth<br>(m) | Cell Size<br>(m) | Instruments           |
|------|---------|------------------|----------------|-------------------|------------------|-----------------------|
| T    | T       | 2003/02/03       | 2003/03/11     | 14.49             | 1.0              | Nortek ADP(1.5MHz)    |
| K1   | K       | 2003/05/19       | 2003/07/14     | 8.48              | 0.5              | Nortek Aquadopp(1MHz) |
| K2   | K       | 2003/07/14       | 2003/09/19     | 8.49              | 0.5              | Nortek Aquadopp(1MHz) |
| K3   | K       | 2003/09/19       | 2003/11/17     | 8.97              | 0.5              | Nortek Aquadopp(1MHz) |

それぞれの観測について得られた残差流成分は、現場の  $M_2$  潮流の長軸・短軸方向 (Fig. 1 参照) に従って成分表示した。観測点 T の  $M_2$  潮流長軸・短軸方向は湾の軸方向および横断方向とほぼ一致しており、本研究では、それぞれ湾奥に向かう方向および太良町から対岸に向かう方向を正と定義した。観測点 K の  $M_2$  潮

流長軸・短軸方向は諫早湾の横断方向および軸方向にほぼ一致しており、本研究では、それぞれ島原半島から対岸に向かう方向および諫早湾奥から湾口に向かう方向を正と定義した。



**Fig. 2.** Distribution of temperature (left panels) and salinity (right panels) along section A. Vertical axes indicate the depth and horizontal axes indicate the distance from station A1. The temperature scales are shown in degrees Celsius while the salinity scales are in practical salinity units.

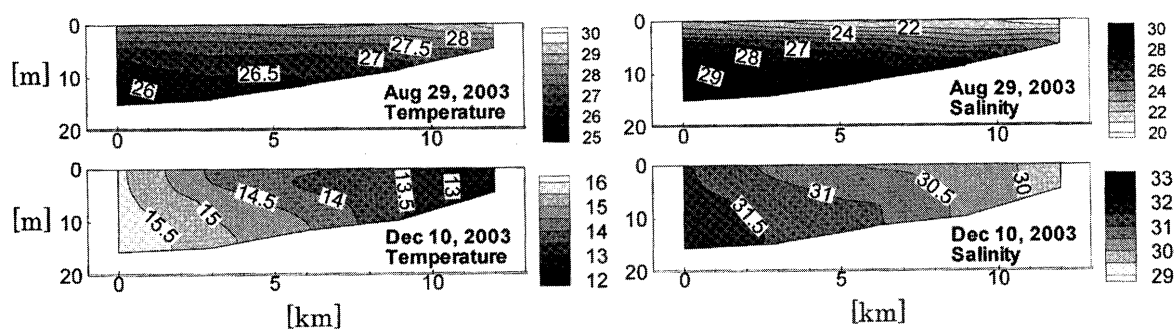


Fig. 3. The same as Fig. 2 except along the section C. Horizontal axes indicate the distance from station C1.

Table 3. Specification of CTD observations.

| No.   | Date<br>(y/m/d) | A     | C                 |
|-------|-----------------|-------|-------------------|
| 3     | 2003/2/3        | 10:00 | 12:53             |
| 4     | 2003/3/5        | 9:46  | 13:26             |
| 5     | 2003/4/3        | 10:17 | 13:33             |
| 6     | 2003/5/2        | 9:46  | 13:26             |
| 7     | 2003/6/2        | 9:17  | 12:30             |
| 8     | 2003/7/2        | 9:38  | 13:10             |
| 9     | 2003/7/30       | 10:01 | 13:53             |
| 10    | 2003/8/29       | 9:53  | 13:11 13:22 14:43 |
| 11(*) | 2003/9/28       | 9:45  | 11:15             |
| 12    | 2003/12/10      | 9:51  | 13:22 13:31 14:41 |

(\*) Only the observations at A1 to A6 are conducted because of the accident.

### 2.3. 観測結果

#### 2.3.1. 海洋構造

Fig. 2, Fig. 3 は観測線 A および C に沿った水温塩分分布である。係留観測 T の期間中 (Feb.–Mar.) には、水温、塩分は一様に近く、成層は形成されていなかった。係留観測 K1 の期間 (May–Jul.) になると、水温、塩分が形成され、特に 7 月には表層が低塩分化して強い塩分が形成され、強く係留観測 K2 の期間 (Jul.–Sep.) には、少なくとも 8 月末までは強い成層が維持されていた。9 月の末には鉛直混合が進み、最後の係留観測 K3 の期間 (Sep.–Nov.) には、成層の弱い状態が続いた。ただし、測線 C に沿った観測結果 (Fig. 3) に

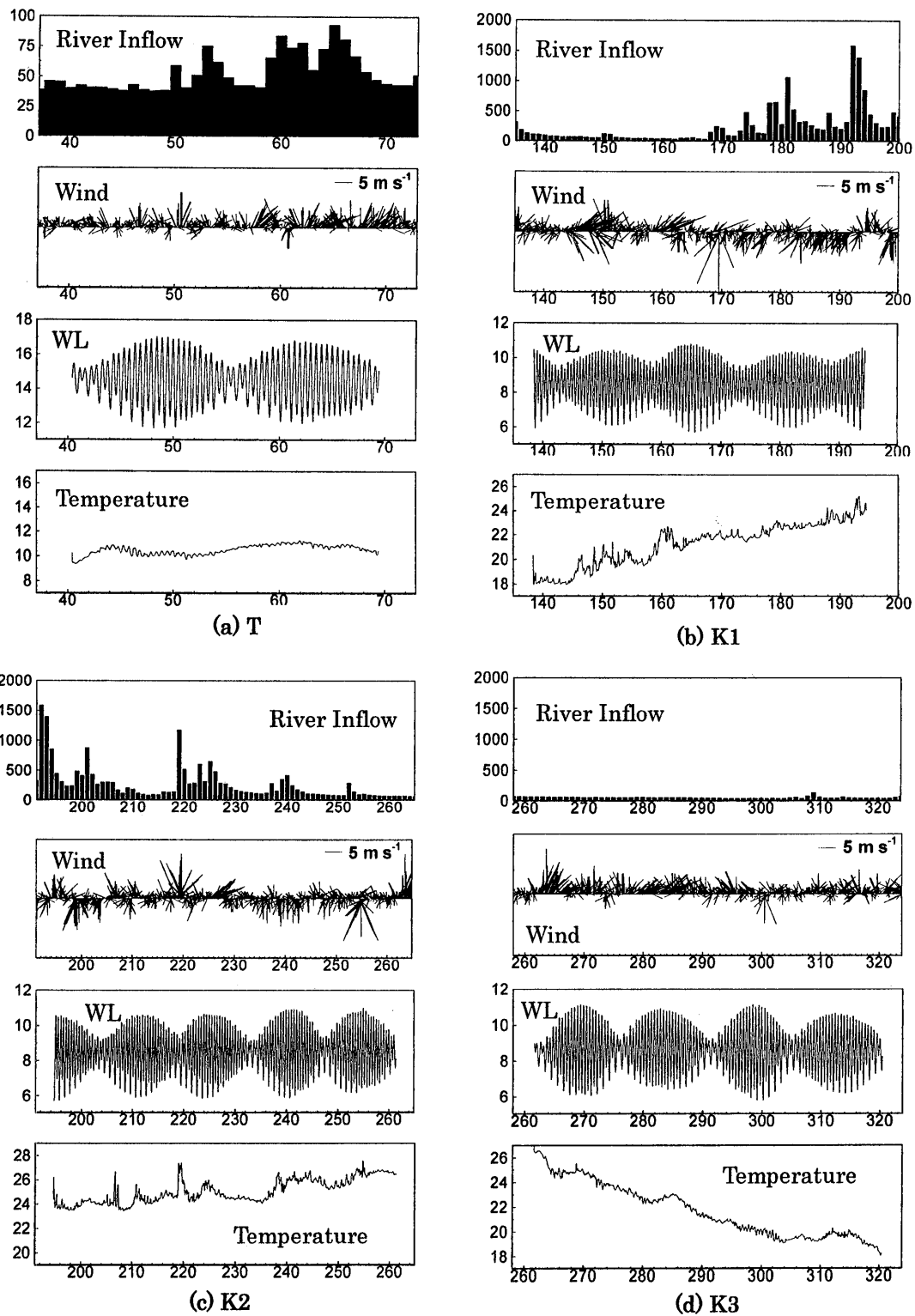
抛ると、12 月でも湾奥では成層が維持されており、湾奥ほど低塩、低温の構造になっていた。

#### 2.3.2. 時間変動

非成層期である観測 T の期間中は、2 回の大潮・小潮サイクルが含まれていた (Fig. 4a)。河川流量は少なく、最大でも  $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  以下であった。風は期間を通じて北寄りであった。底層水温は、小さな振幅ではあるが大潮・小潮に対応した約 2 週間周期で変動していた。残差流は、長軸方向成分には約 2 週間周期で変動 (Fig. 5a) し、大潮・小潮周期に対応していた。一方、短軸方向成分については、表層付近が風の変動に対応した数日スケールで変動していた。

T と同じく非成層期である K3 の期間中は、4 回の大潮・小潮サイクルが含まれていた (Fig. 4d)。河川流量は少なく、ほぼ一定であり、風は期間を通じて北寄りであった。水温は一貫して低下傾向にあったが、大潮期になると低下率が小さくなる傾向を示した。残差流については、長軸方向には観測 T と同様に、大潮・小潮周期に対応した約 2 週間周期の変動が卓越した (Fig. 5d)。

成層期である観測 K1, K2 の期間には、それぞれ 4 回の大潮・小潮サイクルが含まれていた (Fig. 4b, Fig. 4c)。河川流量は、K1 の期間前半は少なかったが、K1 後半になると梅雨の影響で増大し、最大で  $1,588 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  に達した。K2 の期間中も河川流量は比較的多く、 $1,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  を越える日もあった。風は数日程度のタイムスケールで変動していた。底層水温は、K1 の期間中は一貫し



**Fig. 4.** Temporal variations in the Chikugo River inflow rate (at Senoshita Station, in  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ), wind (at Saga, in  $\text{m s}^{-1}$ ), water level (in m) and bottom temperature (in degrees Celsius). The horizontal axis indicates days which have elapsed from 1 January 2003.

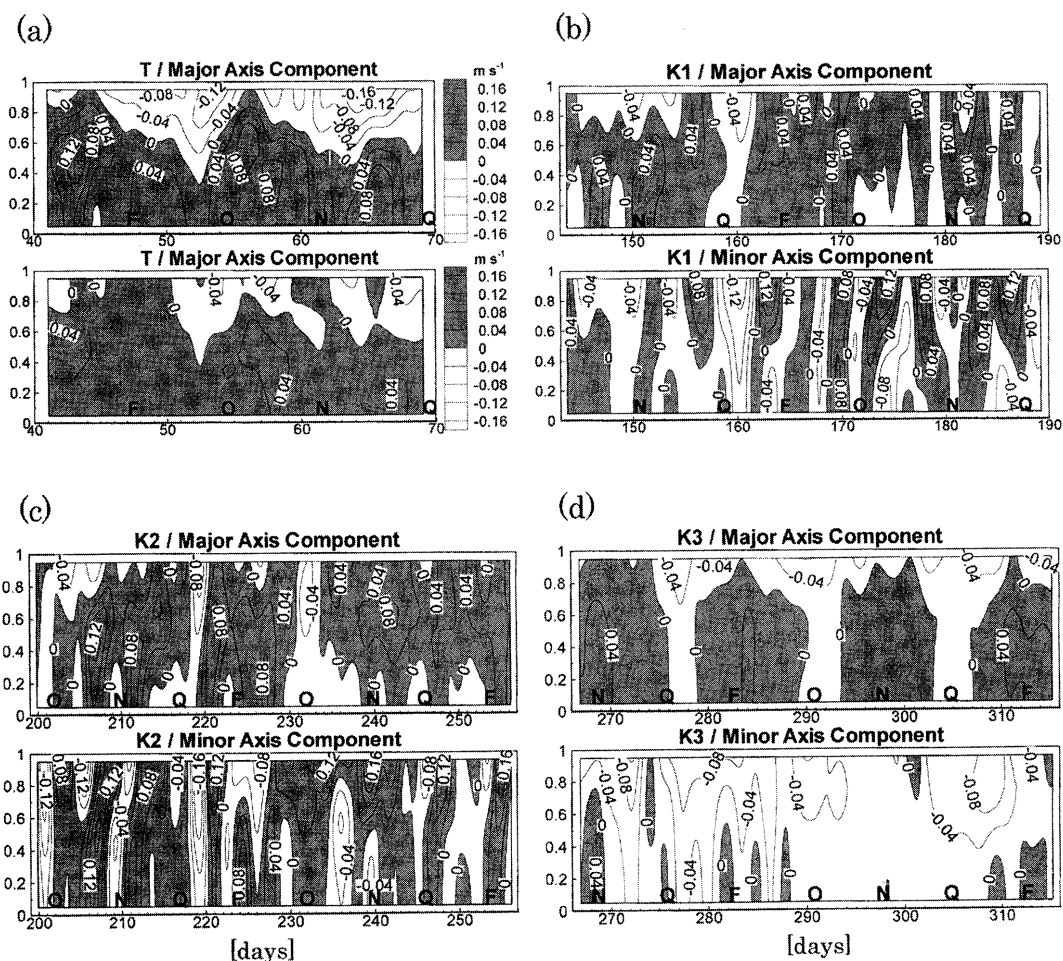


Fig. 5. Temporal variation of residual current. Vertical axes indicate normalized distance from the bottom (bottom = 0 and surface = 1). Horizontal axes indicate days which have elapsed from 1 January 2003. N, Q, F and O indicate new, quarter, full, and old moon, respectively.

て上昇傾向にあり、K2の期間中は若干の上昇はあるもののほぼ一定であった。残差流については、数日スケールの変動が卓越して、風の影響を受けているものと思われた。

以上の結果から、残差流成分の変動には季節的な変化があることが分かる。すなわち、成層期には風の影響と見なせる数日スケールの変動が卓越したのに対して、非成層期には長軸方向に大潮・小潮周期の変動が卓越した。

#### 2.4. 重回帰分析による変動要因の推定

前節で示した残差流成分変動の原因を明らかにするために、重回帰分析を行なった。観測値  $Y$  (目的変数)

の変動の原因として、 $M$  個の要素  $X_1, X_2, \dots, X_M$  (説明変数) を考え、 $Y$  の推定値  $\hat{Y}$  が  $X_1, X_2, \dots, X_M$  の線形結合

$$\hat{Y} = A_0 + A_1 X_1 + A_2 X_2 + \dots + A_M X_M \quad (1)$$

によって与えられるものとする。このとき第  $i$  番目の観測値  $Y(i)$  は

$$Y(i) = A_0 + A_1 X_1(i) + A_2 X_2(i) + \dots + A_M X_M(i) + \varepsilon(i) \quad (2)$$

$$(i = 1, 2, \dots, N)$$

と表される ( $N$  は観測の回数)。 $\varepsilon(i) = Y(i) - \hat{Y}(i)$  は残差であり、推定式 (1) で説明されない量を示す。重回帰

分析では、最小二乗法によって残差の2乗和  $\sum_{i=1}^N \varepsilon(i)^2$  が最小となるように係数  $A_0, A_1, \dots, A_M$  を決定する。こうして決定された  $A_1, \dots, A_M$  は偏回帰係数と称される。目的変数, 説明変数のそれぞれを

$$z(i) = \frac{Z(i) - \bar{Z}}{\nu} \quad (3)$$

により正規化して重回帰分析を行なった場合, 得られた偏回帰係数は特に標準化偏回帰係数と称される。ここで  $\bar{Z}$ ,  $\nu$  は, それぞれ  $Z$  の平均と標準偏差である。

本研究では, 上層残差流 ( $\sigma > 0.5$  の残差流の鉛直平均) を現場の  $M_2$  潮流楕円の長軸・短軸方向に成分表示したものを目的変数として解析を行なった。これは, 上層側に変動がより顕著に現れていることが理由である。また, 説明変数は潮汐, 河川流量, 風とし, それぞれ以下のように定義した。まず潮汐については, 観測 K1, K2, K3 の底層流速に対し調和解析を行なって得られた流速の2乗を e-foldging scale = 0.5 日, tail = 1.5 日のガウシアンフィルタによって平滑化したものを用いた。これは, 潮流による海底からの乱れの供給を想定したためであるが, 水位差により定義しても, 結果に本質的な差は現れない。河川流量については, 筑後川瀬の下観測所の日流量を1週間移動平均し, さらに線形補間したものを用いた。風については, 地上気象観測データの佐賀における風を25時間移動平均した後, 観測点 (T または K) の  $M_2$  潮流長軸・短軸方向成分に分けて表示したものを用いた。すなわち, 本研究で使用した回帰式は以下の通りである。

$$\hat{V} = A_0 + A_T T + A_R R + A_{WJ} WJ + A_{WI} WI \quad (4)$$

ここで,  $\hat{V}$  は目的変数  $V$  ( $M_2$  短軸方向ないし長軸方向の上層残差流成分) の推定値,  $T$  は潮汐,  $R$  は河川流量,  $WJ, WI$  はそれぞれ長軸・短軸方向風速である。

重回帰分析により得られた標準化偏回帰係数を Fig. 6 に示す。観測 T の長軸方向については潮汐と河川の影響が卓越し, 大潮時及び河川流量増大時に湾口に向かう流れが強化され, また, 短軸方向には同じ方向の風の影響が強く現れる結果となった。観測 K1, K2, K3 については観測時期によって特徴が分かれた。K1 では風の影響が支配的であり, K3 では潮汐の影響が増大した。K2 ではその中間的な特徴を示した。

標準化偏回帰係数は単純に説明変数の寄与の比率を示したもので, 目的変数の変動が如何なる説明変数によって対応再現されているのかは自明ではない。そこで回帰式を

$$\begin{aligned} \hat{V}(t) = & \bar{V} + A_T(T(t) - \bar{T}) + A_R(R(t) - \bar{R}) \\ & + A_{WJ}(WJ(t) - \bar{WJ}) \\ & + A_{WI}(WI(t) - \bar{WI}) \end{aligned} \quad (5)$$

として整理し, 各項の時系列と元の時系列を比較した (Fig. 7)。“-” は平均を表す。 $A_T, A_R, A_{WJ}, A_{WI}$  は偏回帰係数である。Fig. 7 中の記号は, それぞれ  $V$  は  $V(t)$ ,  $A$  は  $\bar{V}$ ,  $T$  は  $A_T(T(t) - \bar{T})$ ,  $R$  は  $A_R(R(t) - \bar{R})$ ,  $WJ$  は  $A_{WJ}(WJ(t) - \bar{WJ})$ ,  $WI$  は  $A_{WI}(WI(t) - \bar{WI})$ ,  $RV$  は  $\hat{V}(t)$  を表す。すなわち,  $A$  は期間中の上層残差流成分の平均,  $T, R, WJ, WI$  は潮汐・河川・風 (長軸方向, 短軸方向) の寄与,  $RV$  は回帰式によって再現された時系列である。

観測 T については,  $M_2$  長軸方向の約2週間周期の変動が潮汐によって再現され, 大潮時に湾奥から湾口に向かう流れが強化されている。ただし, 観測では約2週間周期の変動は若干の位相遅れおよび高次成分を含んでいるようであるが, 回帰式の性質上それは再現されていない。河川流量はさらに長いタイムスケールの変動に寄与している。また,  $M_2$  短軸方向に見られる数日程度のタイムスケールの変動は, 風によく対応している。

観測 K1, K2, K3 に対する結果を比較すると, 各項の寄与に季節的な変化がある。観測 K1 では長軸・短軸方向共に数日スケールの変動があり, これが風によってよく再現されている。観測 K3 に見られる約2週間周期の変動は潮汐によってよく再現されている。そして, 標準化偏回帰係数の比較のときに見られたように, K2 は K1 と K3 の中間的な特徴を持っている。

### 3. 数値モデルによる考察

重回帰分析による変動要因の解析は統計的なものであって, 物理的な要素は含まれていない。そこで次に, 数値モデルによる考察を試みた。



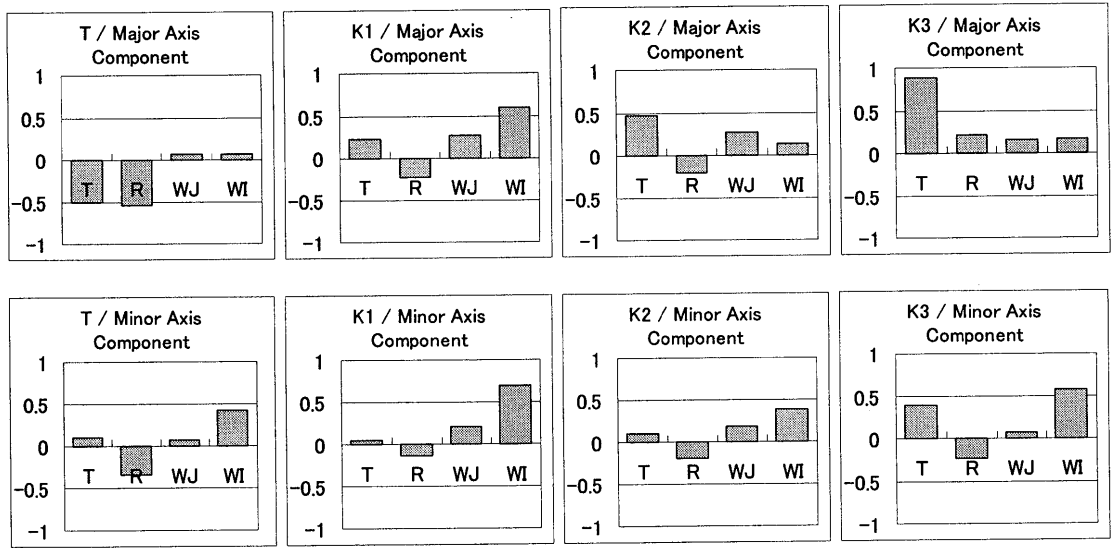


Fig. 6. Standardized partial regression coefficients. T, R, WJ and WI indicate the coefficient for tide, river inflow,  $M_2$  major, and minor axis component of the wind, respectively.

### 3.1. モデル概要

使用したモデルは MEC Ocean Model(濱田, 2004) をベースとし, Partial step (Adcroft *et al.*, 1997) および干潟計算 (Yu and Kyojuka, 2004) の拡張を施したものである。地形データおよび格子分割は, 基本的に藤原ら(2004)で使用されたものと同じである。ただし, 浅海域での流速再現性向上のため, 鉛直方向の格子分割を 15 層から 18 層に変更している。

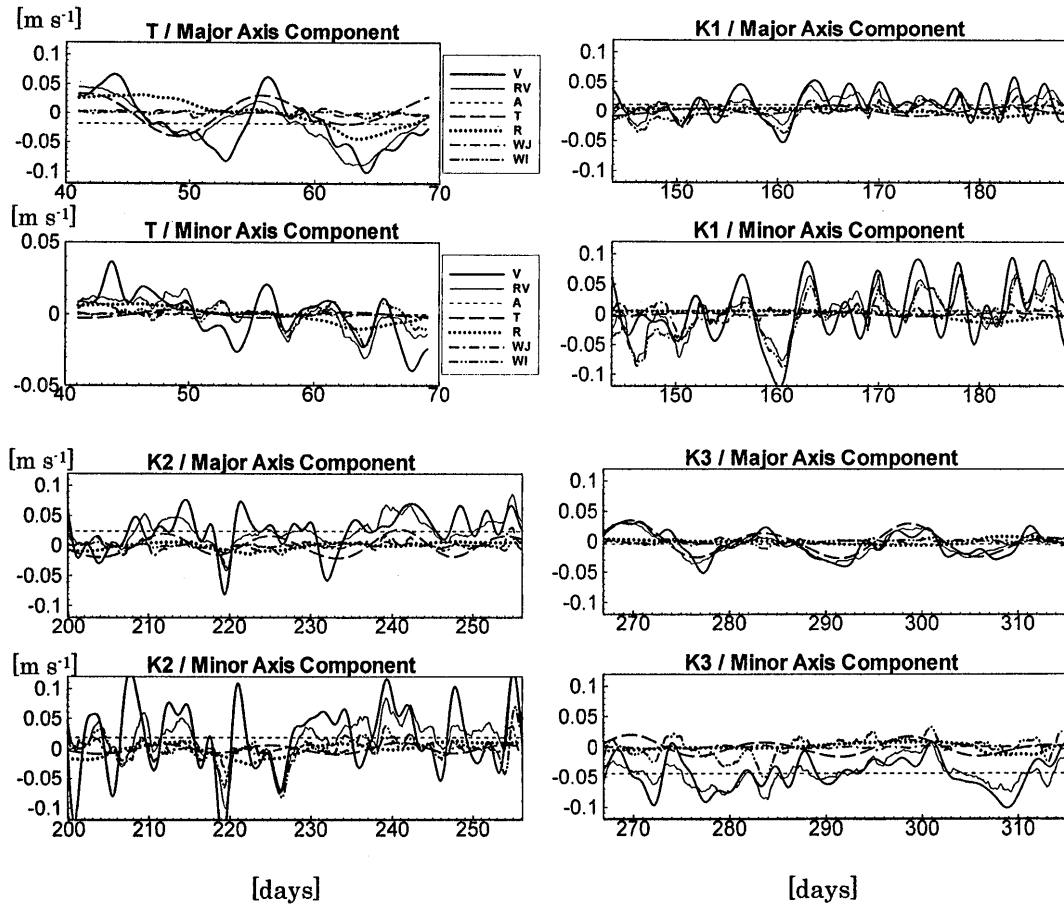
計算は 2 月, 6 月, 10 月の各気象条件下で行なった。これは観測 T, K1, K3 に対応している。それぞれの月について, 全ての計算条件を期間中一定とし, 潮汐, 河川流量, 短軸・長軸方向風速のうち, ひとつの要素のみ変動させるシリーズ計算を行なった。以下, 各ケースを月  $X$  と変動させた条件  $Y$  を用いて,  $CX-Y$  の形で表すことにする。 $X$  は 2, 6, 10 のうちいずれかである。 $Y$  には, 潮汐を変動させた時は T, 河川流量を変動させた時は R, 長軸方向・短軸方向風速を変動させた時はそれぞれ WJ, WI の記号を当てはめる。ただし, WJ, WI の風の方向は,  $C2-WJ$ ,  $-WI$  では観測点 T の,  $C6-WJ$ ,  $-WI$ ,  $C10-WJ$ ,  $-WI$  では観測点 K の  $M_2$  潮流に基づき決めている。

潮汐は半日周潮(周期 12 時間)のみを与えた。河川は白川, 緑川, 菊池川, 矢部川, 筑後川, 嘉瀬川, 六角

川, 塩田川の計 7 河川からの流入を考慮し, 筑後川瀬の下観測所の流量を基準として流域面積比に基づいて河口流量を与えることとした。筑後川については, さらに計画水量の比によって二つの河口に振り分けた(なお, 諫早湾干拓地からの排水については 2003 年の各月の平均量を与え変動は考慮していない)。風は全領域で一様に与えた。

これらの変動は Table 4 に示す式によって与えるものとした。定数  $A_0$  は平均ないし基準となるレベルを表し,  $A_1$ ,  $T_1$  がそれぞれ変動の幅及び時間スケールを表している。 $T_2$  は時間のオフセットである。これらの定数の値は Table 5 のように与えた。潮汐については  $M_2$ ,  $S_2$  分潮の Coupling を考慮して値を決定し, また, 河川流量と風については,  $A_0$ ,  $A_1$  が 2003 年の各月の平均値および標準偏差の 2 倍となるように設定している。

海面熱・塩分フラックスの算出には広瀬(1994)が日本近海の海面フラックスを推定するために使用した一連の式を用いた。すなわち, 短波放射, 長波放射は Kim(1992)の式, 顕熱・潜熱および蒸発量はバルク式(Kondo, 1975の係数を使用)によって求めることとした。また, 全天日射量, 雲量, 気温, 気圧, 水蒸気圧には地上気象観測データ(佐賀)の 2003 年の各月データの平均値を用いた。



**Fig. 7.** Contribution of the tide, river inflow, and wind on the temporal variation of the upper layer residual current. Vertical axes indicate the current speed. Horizontal axes indicate days which have elapsed from 1 January 2003. V, RV, A, T, R, WJ and WI indicate observed upper layer residual current, reproduced current by the regression formula, mean value, contribution of the tide, contribution of river inflow, contribution of  $M_2$  major axis wind component, and contribution of  $M_2$  minor axis wind component, respectively.

**Table 4.** Formulae which give the temporal variation of tide, river flow rate and wind in the model.

| Item | Description   | Formula                                   | Note   |
|------|---|---|--|
| T    | Amplitude of semi diurnal tide at the open boundary | $A = A_0 + A_1 \sin(2\pi(t - T_2)/T_1)$   |  |
| R    | Chikugo river flow rate at Senoshita station        | $V = A_0 + A_1 \exp(-(t - T_2)^2/2T_1^2)$ | The river inflow at the mouth of each river is determined according to the drainage area ratio |
| WJ   | $M_2$ major axis wind                               | $W = A_0 + A_1 \sin(2\pi(t - T_2)/T_1)$   | $W = A_0$ if $T < T_2$   |
| WI   | $M_2$ minor axis wind                               | $W = A_0 + A_1 \sin(2\pi(t - T_2)/T_1)$   | $W = A_0$ if $T < T_2$   |

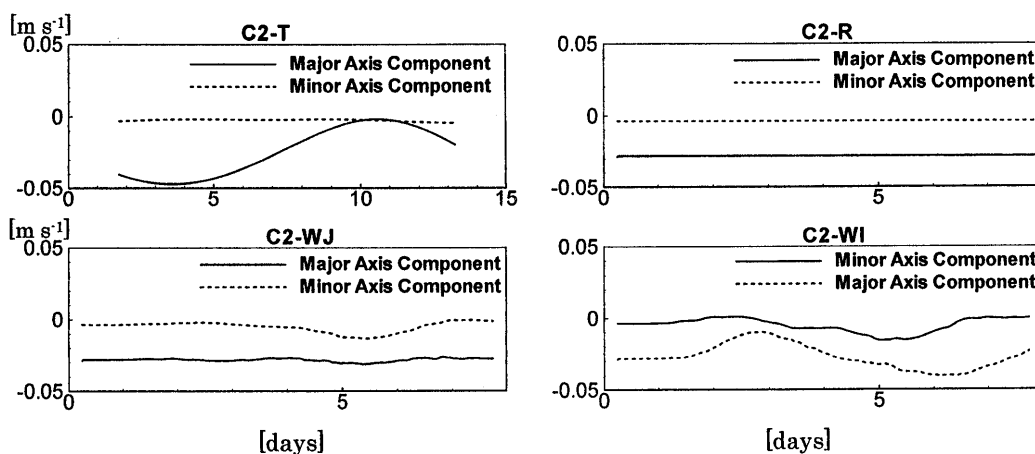


Fig. 8. Response of the upper layer residual current at point T in C2-X (obtained by the numerical model).

Table 5. Parameters for case CX-Y. Units are T in m, R in  $m^3 s^{-1}$ , WJ and WI in  $m s^{-1}$ ,  $T_1$  and  $T_2$  in day.

| Item | C2     |       |       |       |
|------|--------|-------|-------|-------|
|      | $A_0$  | $A_1$ | $T_1$ | $T_2$ |
| T    | 0.800  | 0.350 | 14    | 0     |
| R    | 44.0   | 17.3  | 1     | 4     |
| WJ   | -1.10  | 3.58  | 6     | 2.5   |
| WI   | -0.414 | 4.43  | 6     | 2.5   |

| Item | C6     |       |       |       |
|------|--------|-------|-------|-------|
|      | $A_0$  | $A_1$ | $T_1$ | $T_2$ |
| T    | 0.800  | 0.350 | 14    | 0     |
| R    | 150    | 334   | 1     | 4     |
| WJ   | 0.531  | 3.93  | 6     | 2.5   |
| WI   | 0.0518 | 6.50  | 6     | 2.5   |

| Item | C10    |       |       |       |
|------|--------|-------|-------|-------|
|      | $A_0$  | $A_1$ | $T_1$ | $T_2$ |
| T    | 0.800  | 0.350 | 14    | 0     |
| R    | 49.7   | 11.5  | 1     | 4     |
| WJ   | -0.870 | 4.06  | 6     | 2.5   |
| WI   | -1.22  | 4.87  | 6     | 2.5   |

計算の初期値には浅海定線調査(佐賀, 熊本, 福岡)および沿岸定線調査(長崎)データの月ごとの平均値をスプライン補間(大西, 1975)したものを用いた。

### 3.2. 結果

#### 3.2.1. 太良町沖観測についての検討

Fig. 8に計算 C2-Yで得られた観測点 T の上層残差流(重回帰分析で行なったのと同様  $\sigma > 0.5$  の残差流を鉛直平均したもの)の時系列を示す。

潮汐の変動に伴う長軸方向の上層残差流成分の変動(C2-T 実線)は振幅最大時に最大, 最小時に最小となっており, 位相遅れはほとんどない。一方で短軸方向成分はほとんど変動していない(C2-T 破線)。こうした特徴は, 前節の重回帰分析の結果と一致している。

河川流量の変動に対して残差流成分は長軸方向・短軸方向ともほとんど変化しておらず(C2-R), 重回帰分析の結果とは異なる。この時期の河川流量(筑後川瀬の下観測所での値)は約  $50 m^3 s^{-1}$  程度で, 変動の幅もまた同程度であることから, 河川流量の変動が残差流成分に影響を及ぼすことは考えにくい。残差流成分と河川流量に偶然似た変動成分が含まれていたために重回帰分析で河川流量の寄与が過大に評価されてしまったと考えるのが適当であろう。

最後に風に対して上層残差流は速やかに応答してお

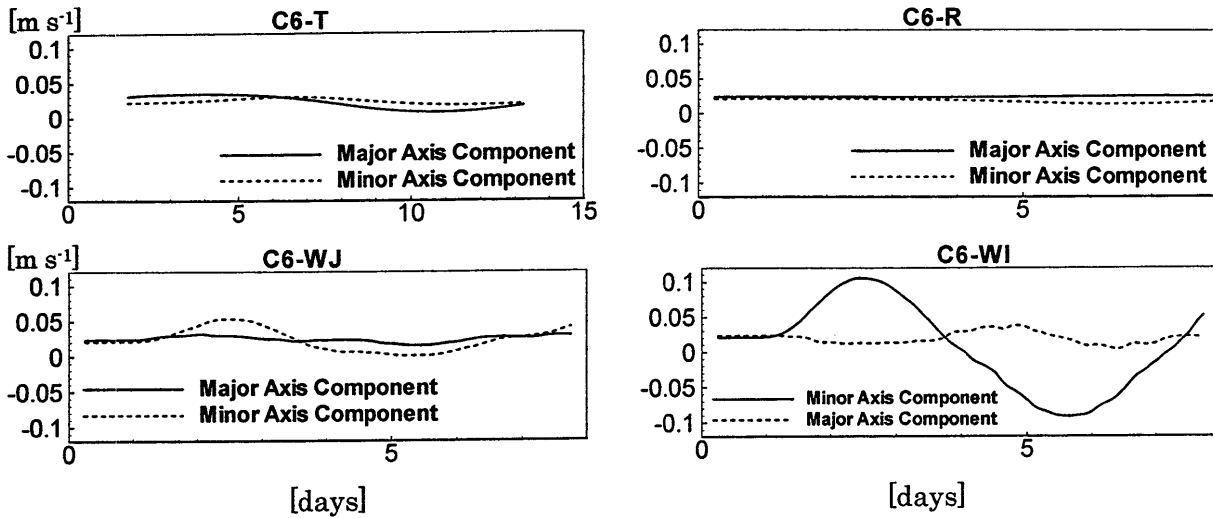


Fig. 9. Response of the upper layer residual current at point K in C6-X (obtained by the numerical model).

り、短軸方向成分、長軸方向成分とも短軸方向の風の影響をより強く受けている (C2-WJ, -WI)。長軸方向については潮汐の寄与が大きく、風の影響が相対的に低くなるので、この結果は、重回帰分析による短軸方向風の影響が短軸方向成分にもっとも強く現れるとの予測と矛盾しない。

### 3.2.2. 小長井沖観測についての検討

計算 C6-Y および C10-Y で得られた観測点 K の上層残差流の時系列を示す (Fig. 9, Fig. 10)。これらを元に、潮汐、河川、風の変動に対する上層残差流の応答の季節変化を検討した。潮汐の変動に対する応答は、6月 (C6-T)、10月 (C10-T) 共に小さかった。また、河川流量の変動に対する応答は、流量の小さい C10-R はまったく変動せず、流量の大きい C6-R でも変動は他の要因を変化させた場合に比べ小さかった。風に対する応答は季節により大きく異なった。特に、短軸方向の風に対する短軸方向の上層残差流の変動は、C10-WI では C6-WI の半分近くまで小さくなっていった。この特徴は重回帰分析によって得られた結果 (風の影響が成層期に強く非成層期に弱い) と一致している。

### 3.3. 考察

#### 3.3.1. 潮汐・河川流量・風の変動が有明海湾奥全域に与える影響

海底設置型 ADCP による観測では、ある 1 点での流速プロファイルしか得られない。そこで、前章に紹介した数値モデルの結果に基づいて、潮汐、河川流量、風の変動が湾奥全域において残差流を変動させている様式を示すことにした。

C2-T の大潮時および小潮時の表層残差流および塩分の水平分布を示す (Fig. 11)。また、大潮時および小潮時の断面 L1 における残差流の鉛直断面分布を示す (Fig. 12)。大潮時には、筑後川河口付近から沖に向かって流出、流入、流出を繰り返す、地形に対応した残差流パターンが存在する。このようなパターンは、表層だけではなく、深い範囲にまで及んでいる (Fig. 12)。これに対して小潮時には、表層で流出、底層で流入のいわゆるエスチャリー循環のパターンとなっている。このような大潮・小潮による違いは、C6-T、C10-T など、季節の異なる計算結果についても見られた (図は省略)。

次に、河川流量変動に対する残差流分布の違いを示す。Fig. 13 は、C6-R の河川流量増大前と最大流量の 3 日後の表層残差流および塩分の水平分布図である。河川流量増大に伴い湾奥が低塩分となり、それに伴って

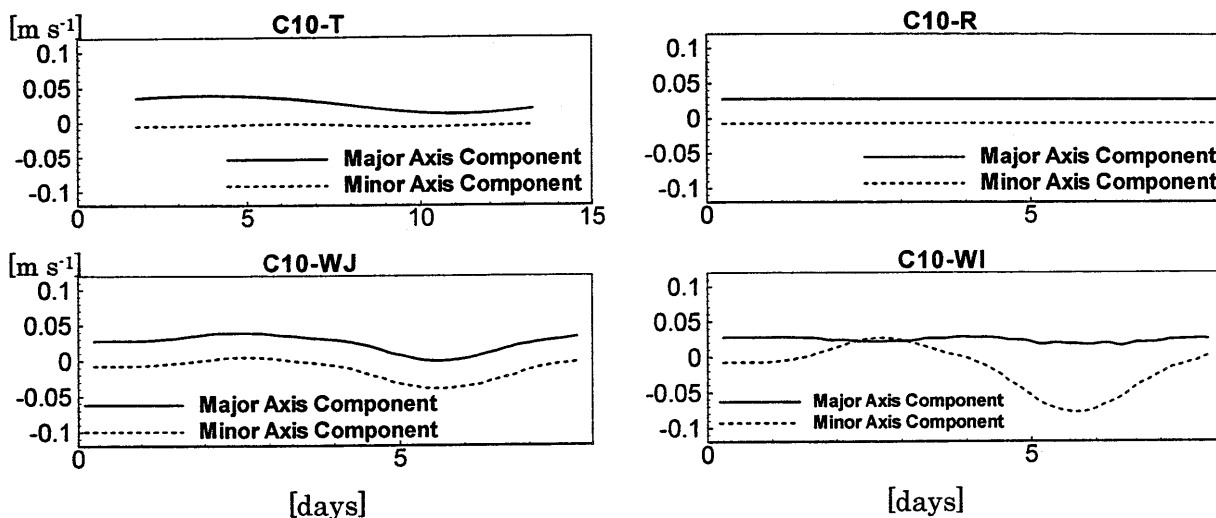


Fig. 10. Response of the upper layer residual current at point K in C6-X.

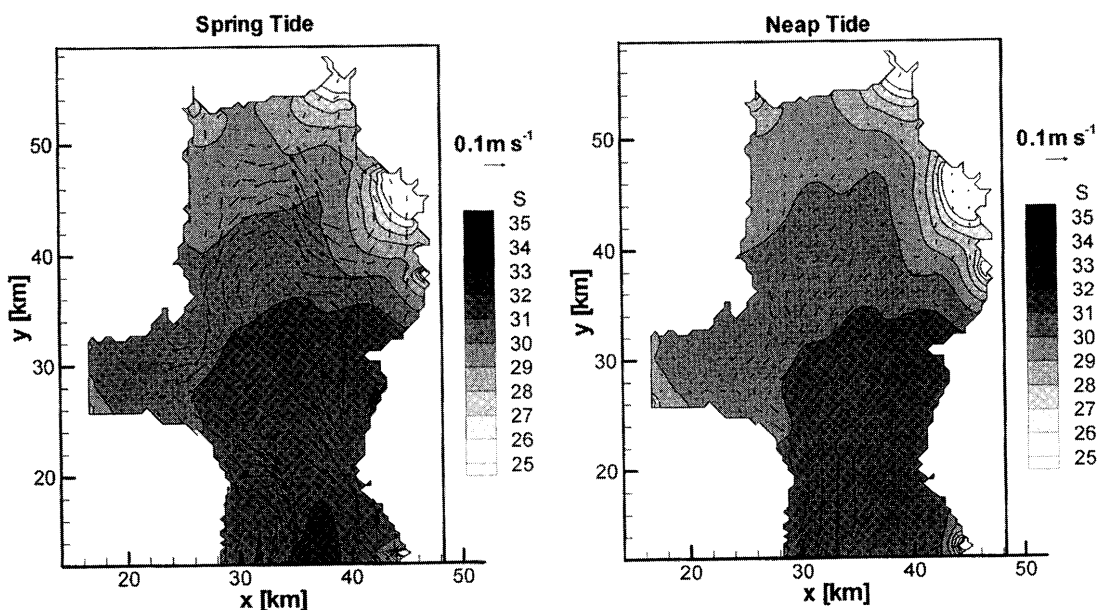
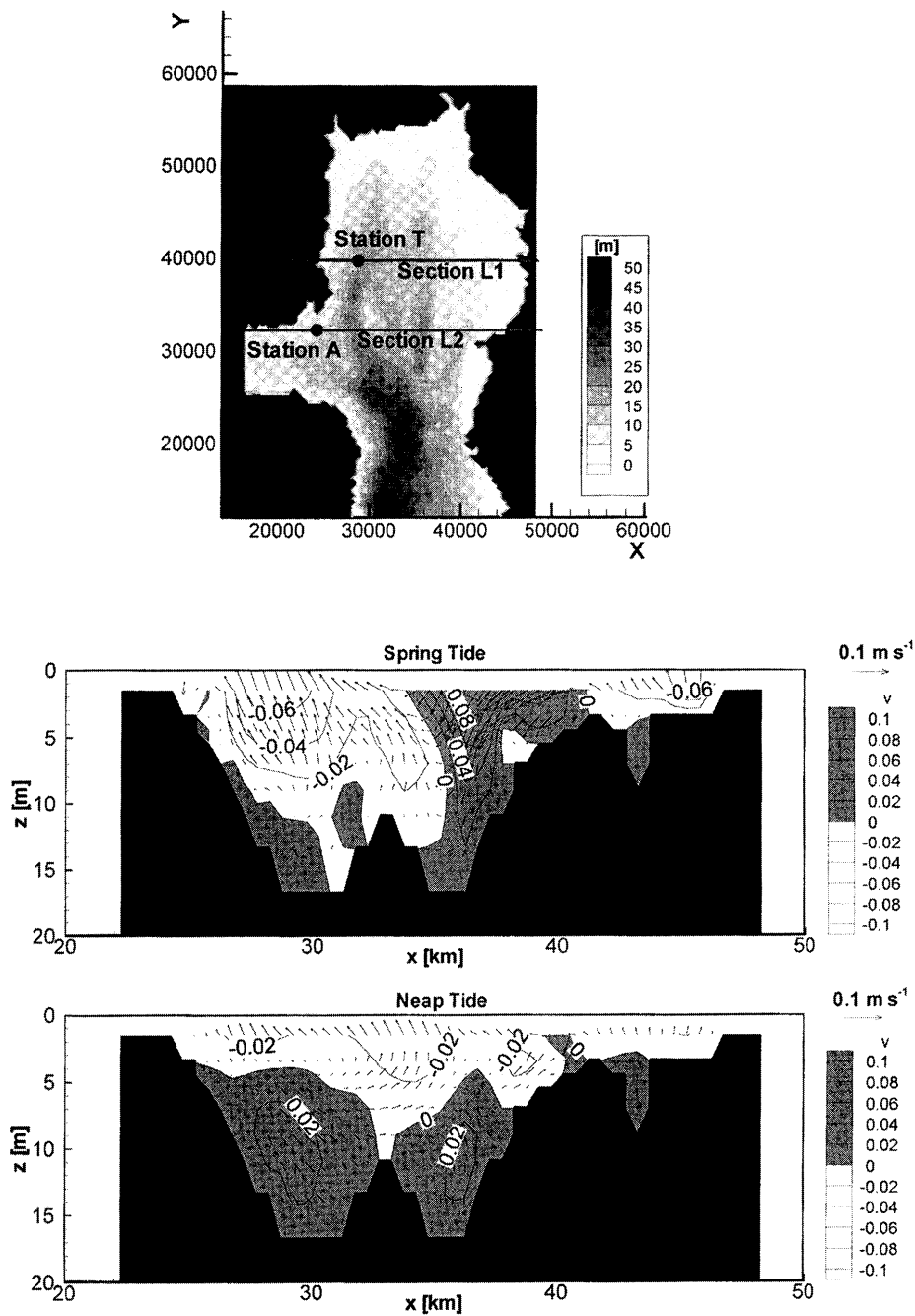


Fig. 11. Spring-neap variation of the surface residual current and surface salinity filed in Case C2-T.

残差流分布が変化している。また、河川流量増大前後の断面 L2(Fig. 12 参照) 上における残差流の差を取ったものを Fig. 14 に示す。河川流量増大後に表層で流出、底層で流入のエスチャリー循環のパターンが強化されている。ただし、その差は  $1 \text{ cm s}^{-1}$  程度と大きいものではない。また、河川流量の少ない C2-R や C10-R などでは、残差流や塩分の分布には変化がほとんど見られなかった。

最後に、風の影響について示す。Fig. 15 は、C6-WJ, -WI における正負方向最大風速時の表層残差流及び表層塩分について、定常時からの偏差を示したものである。流向が風向に対して右にずれる傾向にあるが、これは Ekman 流の発達によるものと考えられる。また、とくに湾軸方向に近い風が吹く C6-WJ においては、塩田川河口沖に反時計回り (Fig. 15a) あるいは時計回り (fig. 15b) の流れを生じている。これは、Fujiwara



**Fig. 12.** Spring-neap variation of residual current field along the section L1 in case C2-T. The upward vector indicates outflow. The contour maps show the magnitude of residual currents perpendicular to the section L1.

*et al.* (1997) が示したものと同様に、湾奥の沈降・湧昇に伴う表層の収束・発散が循環を引き起こしているものと考えられる。こうした流れのパターンは、若干の違いはあるが季節の異なる C10-WJ, -WI についても

存在する (図は省略)。このように、風の変動は湾奥全体の残差流の分布に大きな影響を及ぼしている。したがって、湾奥の循環を考える際には風の変動の影響を考慮する必要がある。

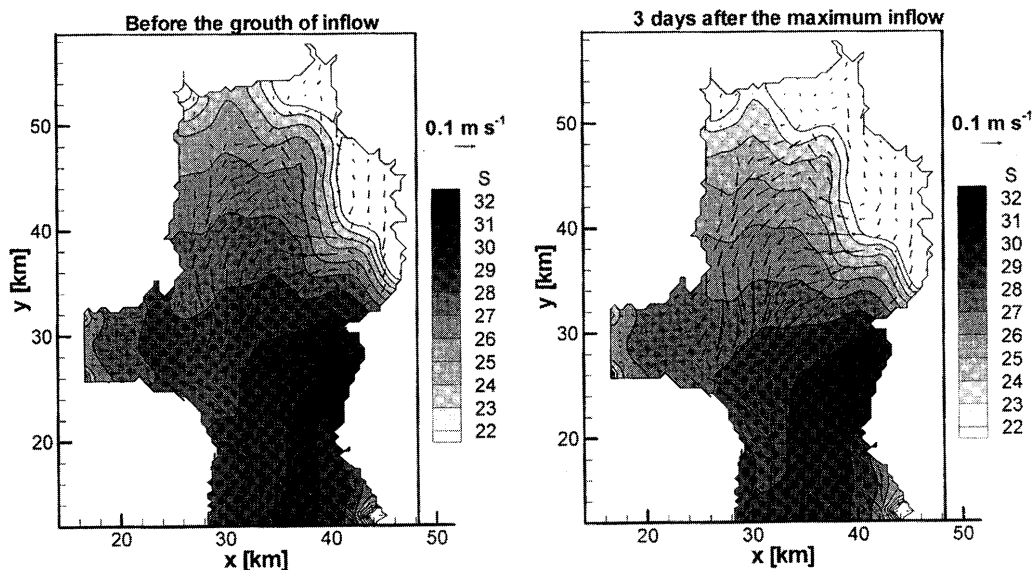


Fig. 13. Variation of surface residual current and surface salinity field due to the change of river inflow in case C6-R.

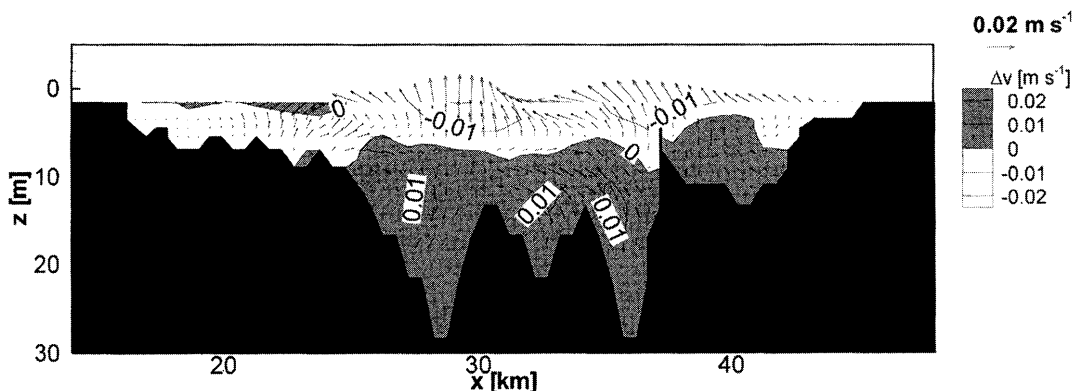


Fig. 14. Anomaly of residual current field along section L2 (see Fig. 11) after 3 days of maximum inflow in case C6-R.

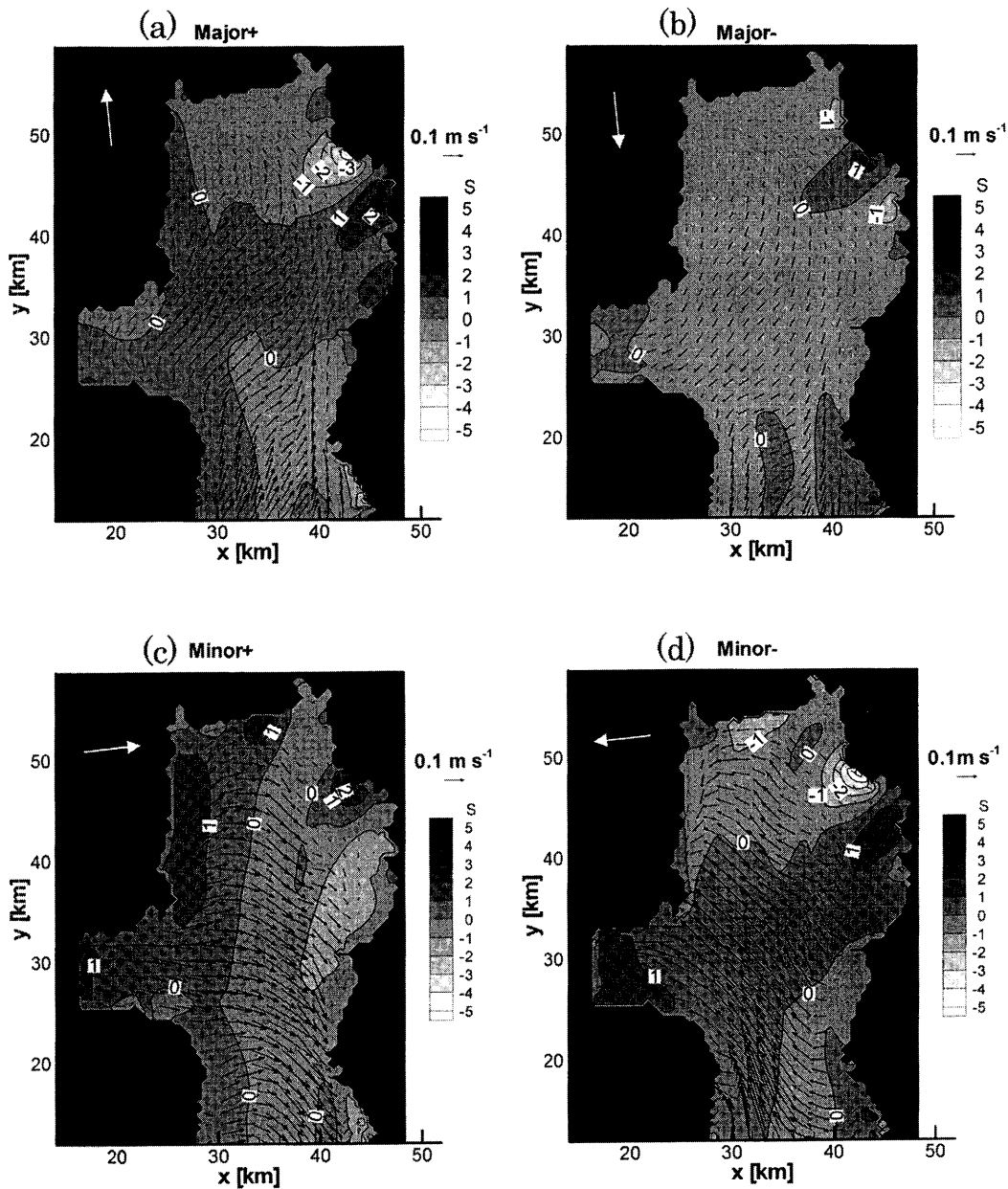
### 3.3.2. 季節による風の影響の変化

観測および数値モデルにより、上層の残差流に対する風の影響が季節により変化することが示された。これは、循環流の季節変化は、風の吹き方が季節により変化したことだけでなく、成層構造が変化したことにより風に対する残差流の応答特性が変化したことも原因であると考えられる。そこで本節では、成層構造の異なった6月と10月の条件下で、同一の風の変動を与えて計算を行ない、風に対する流れの応答特性の違い

を調べた。

ここで行なった計算を、前節までのものと区別するために C'X-Y と表すことにする (X, Y の意味は同じ)。風は、前節と同様、Table 4 の式によって与えた。使用したパラメータを Table 6 に示す。A<sub>0</sub> には 2003 年の各月の平均値を用い、A<sub>1</sub> には 2003 年 6 月から 10 月の標準偏差の 2 倍を使用している。

観測点 T および K の各方向成分上層残差流の最大値と最小値の差を Table 7 に示す。ただし、ここでは観測点 T についても流れの成分表示の基準は風に合わせ



**Fig. 15.** Anomaly of surface residual current and salinity field when the anomaly of the wind is maximum in case C6-WJ (upper panels) and C6-WI (lower panels). Major/Minor indicate the  $M_2$  Major/Minor components and +/- indicate positive/negative direction. White vectors indicate the direction and strength of wind variation.

て小長井沖の  $M_2$  潮流楕円の方角に従っている (Fig. 1 に示す通り観測点 T と K では  $M_2$  潮流楕円の方角は  $10^\circ$  程度異なるが、観測点 K の  $M_2$  潮流楕円を基準としても、長軸方向はおおよそ有明海の湾軸方向に一致している)。

Table 7 は、点ごと (T, K)、季節ごと (6月, 10月) の応答を表す  $2 \times 2$  のマトリクス 4 個から構成されている。風と同じ方向の流れの応答、すなわちマトリクスの対角成分の季節による違いを比較すると、岸に平行な風に対する応答は成層期に強く、岸に直交する方向



**Table 6.** Parameters for case C' X-Y. (in  $m s^{-1}$ ).

| Item | C'6            |                |
|------|----------------|----------------|
|      | A <sub>0</sub> | A <sub>1</sub> |
| WJ   | 0.531          | 4.54           |
| WI   | 0.0518         | 5.68           |

| Item | C'10           |                |
|------|----------------|----------------|
|      | A <sub>0</sub> | A <sub>1</sub> |
| WJ   | -0.870         | 4.54           |
| WI   | -1.22          | 5.68           |

の風に対する応答は非成層期に強い(岸の方向については Fig. 1 参照)。一方、風と直交する方向の流れの応答(非対角成分)については、風向に関わらず成層期に強く非成層期に弱い。

このように、上層残差流の風に対する循環流の応答は海水の成層状態によって変化しており、また、風向と海岸線のなす角によって変化の様子が異なることが示された。

#### 4. 結言

本研究では ADCP 観測および数値モデルにより有明海湾奥上層の残差流の変動とその原因について考察した。得られた結論は以下の通りである。

- 1) 有明海湾奥では、大潮・小潮周期で残差流のパターンが大きく変化した。大潮時には地形に対応した水平循環パターンが強く現れるのに対して、小潮時には底層で流入、表層で流出というエスチャリー循環のパターンが強く現れた。
- 2) 非成層期の太良町沖における表層残差流の観測結果からは、 $M_2$  潮流長軸方向(湾の長軸方向)では潮汐の影響を受けて顕著な大潮・小潮周期変動が存在した。一方、 $M_2$  潮流短軸方向については風の影響を強く受けていた。
- 3) 小長井沖の表層残差流については、成層期には風の影響による変動が卓越した。一方、非成層期に

は風の影響は小さく、潮汐の影響による大潮・小潮周期変動が卓越した。

- 4) これら 2 点では、河川流量変動の影響は成層期のみに見られ、非成層期にはほとんど現れなかった。
- 5) 風の変動は湾奥全域の表層残差流に大きな影響を与えていた。また、風に対する表層残差流の応答は成層状態によって変化していた。

有明海湾奥の残差流は潮汐・河川・風の影響を受けて大きく変動しており、また、季節変化も小さくないことが明らかとなった。現在、有明海において大きな問題となっている冬季の海苔の色落ち被害や夏季の貧酸素水塊の原因を解明するためには、有明海湾奥の物質循環の詳細を知ることが必要であるが、そのためには定常な状態だけを考えているのは不十分であり、こうした非定常な成分の寄与を考慮に入れる必要があると考えられる。

#### 謝辞

本研究を開始するにあたって、佐賀県太良町在住の大鋸 豊久氏から多方面で御協力を頂いた。ADCP 観測については佐賀県有明海漁業協同組合連合会、小長井漁業協同組合、農林水産省九州農政局諫早湾工事事務所よりご理解と御協力を頂いた。CTD 観測にあたっては大浦漁業協同組合の平方 宣清氏の全面的な支援を頂いた。

熊本県水産海洋センター、福岡県水産海洋技術センター有明研究所、佐賀県有明水産振興センターからは浅海点線調査データ、長崎県総合水産試験場からは沿岸定線調査データを提供して頂いた。農林水産省九州農政局からは諫早湾干拓潮受け堤防からの排水データを、国土交通省九州地方整備局筑後川河川事務所からは筑後川の流量データを提供していただいた。

一部の図の作成には GMT (the Generic Mapping Tool) を使用している。

#### References

- Adero A., C. Hill, and J. Marchall (1997): Representation of Topography by Shaved Cells in a Height Coordinate Ocean Model. *Mon. Weather Rev.*, **125**, 1,997-2,315.

**Table 7.** Variation of upper layer residual current in case C' X-Y. (in  $m s^{-1}$ ).

| Case    | (Max.)-(Min.) at station T      |                                 | (Max.)-(Min.) at station K      |                                 |
|---------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|
|         | M <sub>2</sub> Major Axis comp. | M <sub>2</sub> Minor Axis Comp. | M <sub>2</sub> Major Axis Comp. | M <sub>2</sub> Minor Axis comp. |
| C'6-WJ  | 0.027                           | 0.016                           | 0.024                           | 0.067                           |
| C'6-WI  | 0.041                           | 0.029                           | 0.024                           | 0.163                           |
| C'10-WJ | 0.017                           | 0.010                           | 0.048                           | 0.052                           |
| C'10-WI | 0.027                           | 0.057                           | 0.013                           | 0.134                           |

- 藤原 考道, 経塚 雄策, 濱田 孝治 (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.
- Fujiwara, T., K. Nakatsuji, and L. Sandford (1997): Anticyclonic circulation of the upper layer in wide estuary heads. *J. Mar. Syst.*, **12**, 83-99.
- 濱田 孝治 (2004): MEC Ocean Model について. *海と空*, **80**, 27-36.
- 花輪 公雄, 三寺 史雄 (1985): 海洋資料における日平均値の作成について - 日平均潮位を扱う際の留意点 -. 沿岸海洋研究ノート, **23**, 79-87.
- 広瀬 直毅 (1994): 日本近海の熱収支. 平成 6 年度九大院総合理工学研究科大気海洋環境システム学修士論文. 142 pp.
- 井上 尚文, 宮路 邦明 (1977): 漁業振興の立場からみた湾内水の流動と問題点 II 有明海湾奥部における多数船による同時観測. 沿岸海洋研究ノート, **14**, 42-52.
- 海上保安庁水路部 (1974): 有明海・八代海海象調査報告書.
- Kim, Y. -S. (1992): Estimate of heat transfer across the surface near Japan with bulk methods. 東大理院博士論文, 124 pp.
- 木谷 浩三 (2003): 有明海における冬季の平均流について. *海と空*, **78**, 129-134.
- Kondo, J. (1975): Air-Sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Boundary Layer Met.*, **9**, 91-112.
- 農林水産省, 水産庁農村振興局, 経済産業省, 資源エネルギー庁, 国土交通省河川局・港湾局, 環境省環境管理局 (2003): 有明海海域環境調査報告書.
- 大西 行雄 (1975): スプライン法を用いた 2 次元補間について. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **31**, 259-264.
- 小田 卷 実, 大庭 幸弘, 柴田 宣明 (2003): 有明海の潮流新旧比較観測結果について. *海洋情報部研報*, **39**, 33-61.
- 佐藤 敏 (1989): 潮汐潮流資料処理のためのデジタルフィルター. *水路部技報*, **8**, 63-71.
- 田中 昌宏, 稲垣 聡, 山木 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.
- 山口 創一, 経塚 雄策 (2003): 生態系モデルによる有明海貧酸素水塊の再現性について. MEC モデルワークショップ (第 4 回), 99-113.
- Yu, Z. and Y. Kyojuka (2004): A Simplified Moving Boundary Treatment in MEC Model. *Int. J. Offshore Polar Eng.*, **14**, 241-246.

## Residual Circulation and Its Variability at the Head of Ariake Bay

Takaharu Hamada\* and Yusaku Kyojuka†

### Abstract

A long term, continuous current observation with bottom-mounted ADCP was conducted to elucidate the residual current field over the head of Ariake Bay. The residual current component was extracted from the observed data, and a multiple linear regression analysis was applied to specify the cause of variation of the upper layer residual current. In the analysis, tide, river inflow and wind were taken as independent variables. The result was tested by a numerical model. In addition, the fluctuation in the residual current over the head of Ariake Bay was examined. It was shown that the  $M_2$  major and minor axes components of the upper layer residual current off Tara town during winter were mainly dominated by the influence of tide and wind, respectively. It was also shown that the residual current off Konagai town was modified mainly by wind during the stratified season and by tide during the unstratified season.

The model also resolves how variation in the residual current field over the head of the bay is induced by variations in tide, river inflow and wind. In the spring tidal phase, the horizontal circulation pattern corresponding to the topography was predominant, while in the neap tidal phase the estuarine circulation pattern was predominant. The influence of river flow on the residual current field was shown only in the stratified season, while the influence of the wind was dependent on the season. It was not only due to changes in the wind, but also to the change in response characteristics. Thus, even if the fluctuation of the wind was the same throughout the season, the fluctuation in the residual current was not the same.

**Key words:** Ariake Bay, residual circulation, ADCP, multiple linear regression analysis, MEC Ocean Model

(Corresponding author's e-mail address: hamada@cc.saga-u.ac.jp)

(Received 23 June 2005; accepted 19 January 2007)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2007)

---

\* Ariake Sea Research Project, Saga University, 1 Honjo-machi, Saga-city, Saga 840-8502, Japan

† Interdisciplinary Graduate School of Engineering Sciences, Kyushu University,  
6-1 Kasuga-Koen, Kasuga, Fukuoka 816-8580, Japan