

# 筑後川から有明海へ流入する河川水の挙動

## BEHAVIOR OF FRESH WATER FROM THE CHIKUGO RIVER IN THE ARIAKE BAY

齋田 範倫<sup>1</sup>・矢野 真一郎<sup>2</sup>・田井 明<sup>3</sup>・重田 真一<sup>4</sup>・小松 利光<sup>5</sup>

Tomonori SAITA, Shinichiro YANO, Akira TAI, Shinichi SHIGETA and Toshimitsu KOMATSU

<sup>1</sup>正会員 工博 九州大学大学院 学術研究員 工学研究院 環境都市部門 (〒 819-0395 福岡市西区元岡 744)

<sup>2</sup>正会員 工博 九州大学大学院 准教授 工学研究院 環境都市部門 (同上)

<sup>3</sup>学生会員 工修 九州大学大学院 工学府 海洋システム工学専攻 (同上)

<sup>4</sup>学生会員 九州大学大学院 工学府 海洋システム工学専攻 (同上)

<sup>5</sup>フェロー 工博 九州大学大学院 教授 工学研究院 環境都市部門 (同上)

Recently, the frequency of occurrence of red tide in the Ariake Bay tends to increase. The nutrients-rich fresh water from rivers is pointed out as a reason for the red tide in the Ariake Bay. Therefore, information on behavior of the fresh water in the sea area is very important to discuss the aquatic environment in the Ariake Bay. In this study, four field observations on surface currents were carried out by using drifters under the stratified condition in order to clarify the Lagrangian flow patterns of fresh water from the Chikugo River. As a result of this study, it is clarified that the westward excursion distance of the fresh water under calm conditions is considerably influenced by the river inflow rate, because the velocity at the mouth of the Chikugo River governs the magnitude of the Coriolis force. On the other hand, the motion in meridional direction mainly depends on the tidal range. Findings of the present study imply that the fresh water from the Chikugo River can reach the Isahaya Bay within a tidal period under circumstances that the inflow rate is larger than that in this study.

**Key Words:** Ariake Bay, Drifter, Fresh water, Chikugo River, Field observation

### 1. はじめに

九州西岸に位置する有明海はわが国の代表的な閉鎖性内湾の一つである。国内最大の潮汐振幅に加えて、筑後川をはじめとする河川からの豊富な栄養塩供給と干潟による自然浄化機能がうまくバランスし、かつての有明海は「豊饒の海」と称されるほどの高い生産性を誇っていた。しかし、1990 年以降、赤潮や貧酸素水塊の多発化・大規模化などの水環境問題が生じている。特に、2000 年冬季に発生した養殖ノリの大規模な色落ちを契機に有明海の水環境変化は深刻な社会問題へ発展した。このような背景から近年では多くの研究機関によって有明海再生のための研究が行われている。

有明海における水環境問題の一つである赤潮発生の主要因として河川由来の栄養塩類が挙げられており<sup>1,2)</sup>、筑後川をはじめとする河川の流量と赤潮との関連性が議論されている<sup>3,4,5)</sup>。また、海域に大量に流入した河川水により塩淡水層が長期間継続した場合には、底層水の貧酸素化が引き起こされると考えられている。したがって、有明海に流入した河川水の挙動を把握することは有明海の赤潮や貧酸素水塊の発生メカニズムを解明する上で非常に重要と考えられる。

海域の流動を観測する代表的な手法としては超音波ドップラー流速計 (ADCP) を用いる方法がある。しか

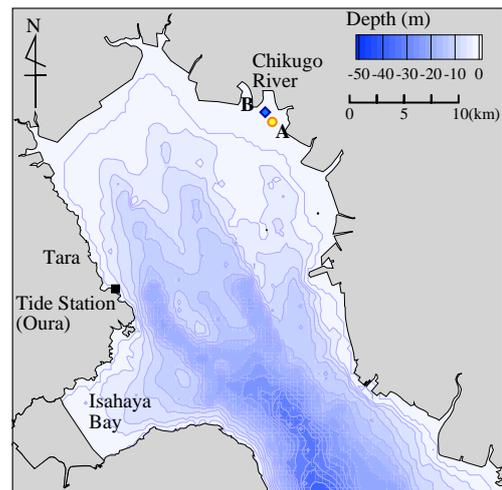


図-1 観測海域の概略図とブイ投入地点

し、ADCP を用いた流動観測では表層流を測定できないため海域に薄く広がる河川水の挙動を十分にとらえることはできない。近年では海洋レーダーを用いた観測も行われているが、レーダー設置等に多大な時間および費用が掛かることに加え、測定精度についても向上の余地が残されていると考えられる<sup>6)</sup>。また、それら以外の機器を用いたとしても、オイラー的な観測手法では時空間的に密な観測を広域的に行なわなければ

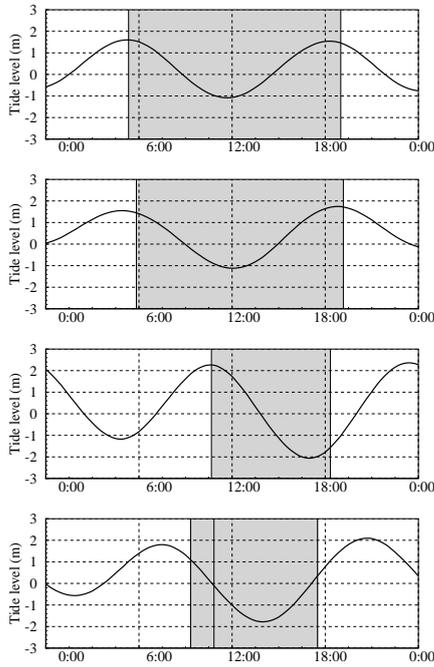


図-2 各観測当日の潮位変動と観測時間帯（上から 2006/6/7：観測 1，2006/7/21：観測 2，2007/7/17：観測 3，2007/7/28：観測 4）

水塊の挙動を評価することはできない。

そこで、本研究では筑後川から流入した河川水の挙動を把握することを目的として、夏季成層期に漂流ブイを用いたラグランジュ的な表層流観測を実施した。

## 2. 観測概要

### (1) 漂流ブイによる表層流観測について

観測は、2006年6月7日、2006年7月21日、2007年7月17日、および2007年7月28日に図-1に示す有明海湾奥部の筑後川河口周辺において実施した。観測にはメモリー式 GPS Gekko301（GARMIN 社製）を内蔵した自作ブイ（以下、メモリー式ブイ）とオープンコム漂流ブイ（ゼニライトブイ社製）を使用した。メモリー式ブイは GPS を取り付けるための直径 100mm の半球形のドームを上面に設けた直径 300mm、高さ 50mm の円柱形の浮体と幅 225mm、高さ 450mm の塩化ビニル板 4 枚を十字に組み合わせた抵抗体から成る。全高は約 700mm であり、海水に浮かべた場合に約 100mm が水面上に出よう調節した。オープンコム漂流ブイは直径 300mm の球形で、メモリー式ブイと同様の抵抗体をブイ直下に取り付けて海水に浮かべた場合約 150mm が水面上に出よう調節した。また、いずれのブイにも抵抗体の中央部に小型のメモリー式塩分水温計 COMPACT（アレック電子社製）を装備した。緯度・経度の測定間隔はメモリー式ブイが 30 秒、オープンコム漂流ブイが 600 秒とした。

図-2 に各観測当日の大浦検潮所における潮位変動を示す。なお、図中のハッチは観測時間帯を示している。

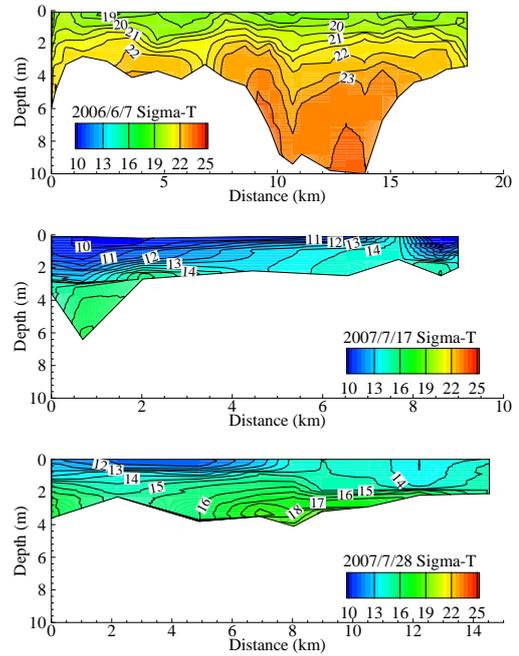


図-3 観測 1, 3, 4 におけるブイの軌跡に沿った縦断面の  $\sigma_t$  のコンター図（上図：観測 1，中図：観測 3 東側，下図：観測 4）

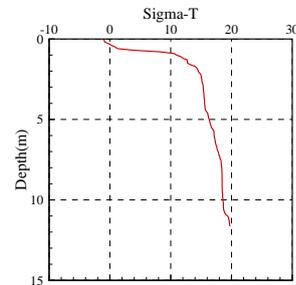


図-4 観測 2 における干潮時のブイ近傍の  $\sigma_t$  鉛直分布

2006年6月7日の観測（以下、観測 1）および 2006年7月21日の観測（以下、観測 2）では図-1に示す地点 A にメモリー式ブイを 1 基投入し、満潮から満潮までの約一潮汐間（観測 1：5:20～19:00，観測 2：5:50～19:10）にわたって観測を実施した。2007年7月17日の観測（以下、観測 3）では図-1に示す地点 B を中心とした一辺 500m の正方形の各頂点に計 4 基のブイ（メモリー式ブイ 1 基、オープンコム漂流ブイ 3 基）を投入し、満潮から干潮までの約半潮汐間（10:50～18:10）の観測を実施した。2007年7月28日の観測（以下、観測 4）では、ブイを投入する時刻を 1 時間 20 分ずらして 2 基のブイ（オープンコム漂流ブイ）を地点 A に投入し、満潮 1 時間半後から約 8 時間（9:20～17:30）の観測を実施した。いずれの観測においても観測船でブイを追尾しながら 30 分毎の風向風速測定、および 1 時間毎の多項目水質計による塩分・水温測定を行った。使用した多項目水質計は観測 1, 2, 3 では YSI6600（YSI ナノテック社製）、観測 4 では ACL220（アレック電子社製）である。また、観測 1, 2 においてはブイ近傍にお

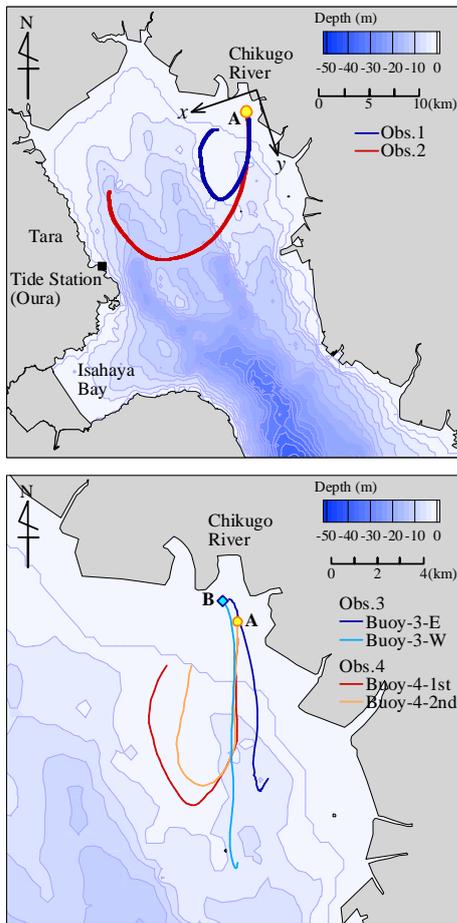


図-5 各観測におけるブイの軌跡（上図：観測 1, 2, 下図：観測 3, 4）

いて Workhorse ADCP 1200kHz（RD Instruments 社製）を用いた 1 時間毎の流速分布の測定を行った。

(2) 観測当日の筑後川の河川流量，成層状況，および風向風速

筑後大堰直下（瀬の下）の河川流量は，観測 1, 2, 3, 4 でそれぞれ  $64\text{m}^3/\text{s}$ ,  $1,678\text{m}^3/\text{s}$ ,  $241\text{m}^3/\text{s}$ ,  $55\text{m}^3/\text{s}$  であった。2005 年の筑後川（瀬の下）流量年表から算定した平水量は  $55.6\text{m}^3/\text{s}$  である。したがって，観測 1, 4 は平常時，観測 2, 3 は出水時であったと考えられる。

観測 1, 3, 4 におけるブイの軌跡に沿った縦断面の  $\sigma_t$  のコンター図を図-3 に示す。観測 2 については多項目水質計の不調により干潮時（12:30）のみのデータしか取得できなかったため，干潮時の  $\sigma_t$  の鉛直分布を図-4 に示す。表層と底層の  $\sigma_t$  の差が観測 1 では 2.0~4.6 程度で顕著な密度躍層は確認できなかった。観測 2 では約 22 であり，水深 70cm 付近に密度躍層が形成されていた。観測 3 では 3.7~7.4 程度で水深 80cm 付近に密度躍層が確認された。観測 4 の前半は 4.0~5.3，後半は 0.9~3.3 であり，観測前半に水深 70cm 付近に密度躍層が見られた。これらの結果から観測 2, 3, 4 は密度成層の強い状況下での観測であったと考えられる。なお，観測 4 の  $\sigma_t$  が同じ平常時の観測 1 と比較して 5 程度低

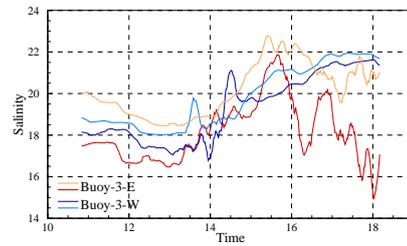


図-6 観測 3 でブイに装備した塩分計によって測定された塩分の時間変化

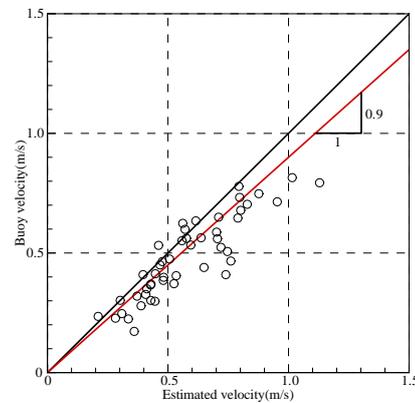


図-7 ブイの速度と ADCP の測定値から外挿した表層流速との相関

いのは，観測 4 では満潮から 1 時間半後にブイを投入しており，より低密度の水塊を追跡したためと考えられる。

観測 1, 2, 4 は比較的静穏な気象状況下での観測であった。船上で計測した風向風速は観測 1 の前半は 0~3m/s の北風，後半は 0~6m/s の西風，観測 2 の前半は 0~4m/s の北風，後半は 0~3m/s の南東風，観測 4 の前半は 0~3m/s，後半は 4~5m/s の南風であった。一方，観測 3 は終始 5~8m/s の南南西風が吹いており，吹送流が発達していたと推測される。

### 3. 観測結果

観測 1, 2 におけるブイの軌跡を図-5（上図）に示す。観測 1 において満潮時に投入されたブイは，下げ潮流によって 8.8km 南下した後に時計回りに楕円形の軌跡を描き，上げ潮流で 7.0km 北上して再び筑後川河口付近まで移動した。一方，観測 2 では下げ潮流によって南下すると同時に西方へ移動した。観測 2 におけるブイの総移動距離は 28.5km であり，一潮汐間で佐賀県太良町沖まで輸送されることが確認された。なお，濱田ら<sup>7)</sup>は観測 2 と同時期に有明海湾奥部で行った大規模な水質観測によって出水後に河川水が西側に輸送されることを示しており，本研究結果はこの報告と対応した結果となっている。また，一潮汐間のラグランジュ的な残差流は観測 1, 2 とともに西南西方向であったが，観

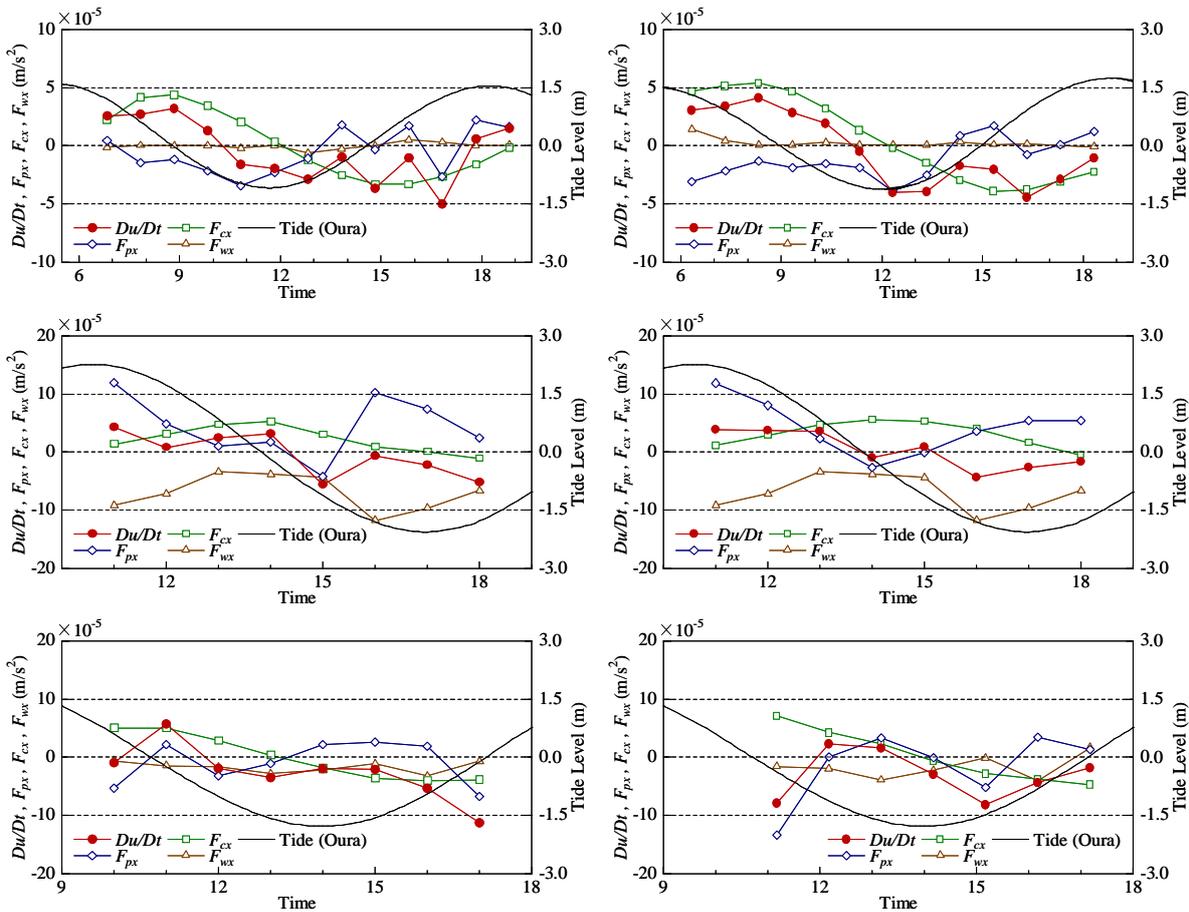


図-8 式(2)における各項の経時変化(左上図:観測1,右上図:観測2,左中図:観測3 Buoy-3-E,右中図:観測3 Buoy-3-W,左下図:観測4 Buoy-4-1st,右下図:観測4 Buoy-4-2nd)

観測1では0.10m/s,観測2では0.29m/sと大きさに顕著な違いがみられた。

次に観測3,4におけるブイの軌跡を図-5(下図)に示す。観測3において満潮時に投入された4基のブイのうち西側の2基,および東側の2基がそれぞれほぼ同じ軌跡を描いたため,図中では西側と東側に分けて2基のブイの重心をそれぞれプロットしている。西側の2基(以下,Buoy-3-W)は下げ潮流によって11.6km南下した。一方,東側の2基(以下,Buoy-3-E)は下げ潮流によって8.4km南下し,その後上げ潮流によって0.7km北上した。なお,15:00頃にBuoy-3-E付近で南北方向の潮目が確認された。また,潮目が確認されたとほぼ同時刻から図-6に示すように塩分の急激な変化が生じている。このことから,東側のブイの移動距離が西側と比較して小さかった理由として,潮目にトラップされた影響が考えられる。さらに,観測3は他の観測と比較して風が強く,高波浪下の観測であったことから,ブイの挙動にはストークスドリフトの影響が含まれていると考えられる。本研究では厳密な波浪観測は実施していないが,船上で目視により波浪を観測したところ,振幅が約0.5m,周期3s前後の北北東向きの波が卓越していた。したがって,式(1)から水面の水塊についてストークスドリフトの平均輸送速度 $\bar{u}$ を概算すると約0.15m/sであった。

$$\bar{u} = \frac{a^2 \sigma k \cosh 2k(z+h)}{2(\sinh kh)^2} \quad (1)$$

ここで, $h$ :水深(m), $a$ :波の振幅(m), $\sigma$ :角周波数(rad/s), $k$ :波数(rad/m), $z$ :水面からの距離(m)である。なお,波数は水深を3mとして微小振幅波の分散関係式から求めた。これより観測中のストークスドリフトによる輸送距離を見積もると北北東向きに約4kmとなった。

観測4ではじめに投入されたブイ(以下,Buoy-4-1st)は観測1とほぼ同様の軌跡を描き,下げ潮流によって8.0km南下した後に6.8km北上して再び筑後川河口付近まで移動した。一方,Buoy-4-1stから1時間20分後に投入されたブイ(以下,Buoy-4-2nd)は,下げ潮流によって7.6km南下した後に5.9km北上した。総移動距離はBuoy-4-1stよりも小さかったが,ほぼ同様の挙動を示して筑後川河口付近まで移動した。

#### 4. 考察

##### (1) 漂流ブイの速度と ADCP 流速データの比較

図-7に観測1,2におけるブイの速度とADCPで取得した流速データから求めた抵抗力の中心位置(水深0.35m)の流速の関係を示す。抵抗力の中心位置にお

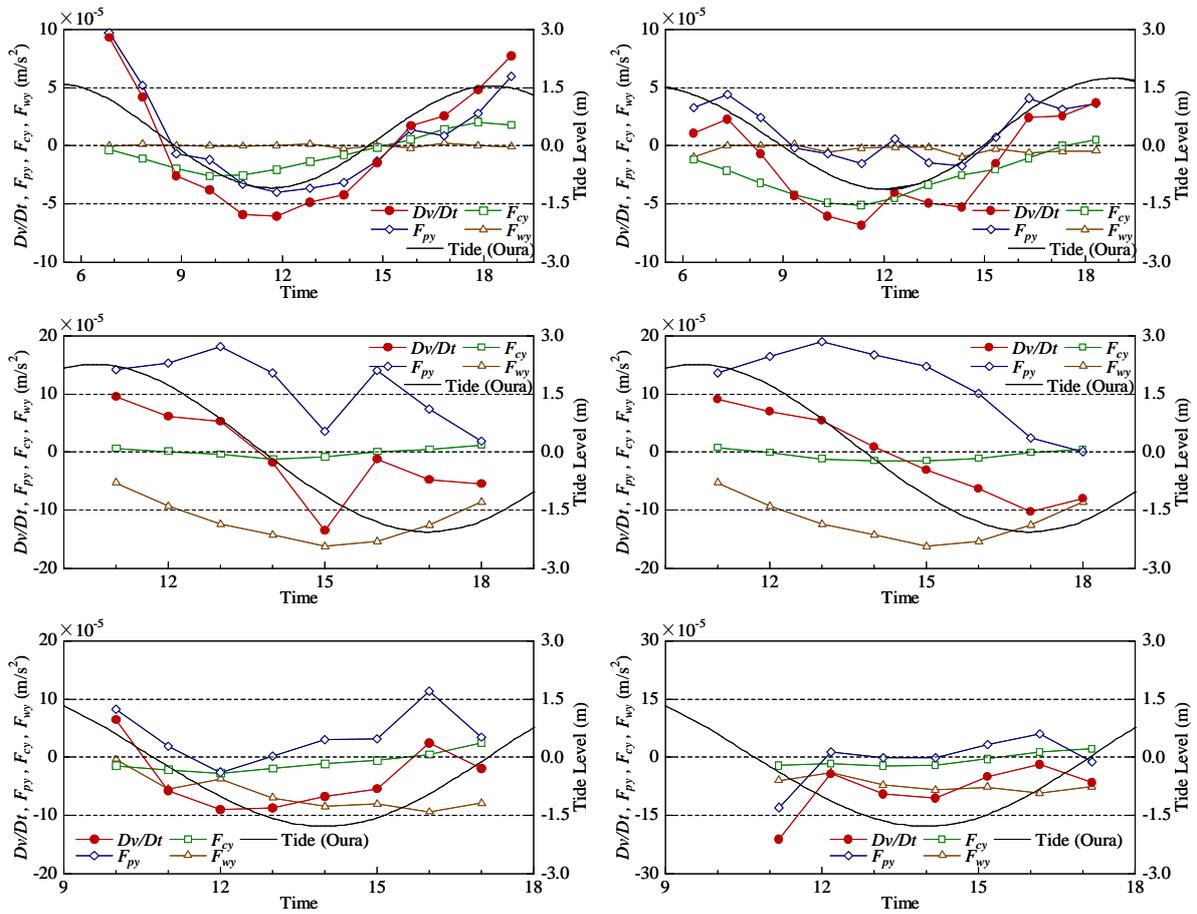


図-9 式(3)における各項の経時変化(左上図:観測1,右上図:観測2,左中図:観測3 Buoy-3-E,右中図:観測3 Buoy-3-W,左下図:観測4 Buoy-4-1st,右下図:観測4 Buoy-4-2nd)

る流速は第一層(水深1.35m)と第二層(水深1.85m)の流速を用いて直線外挿することにより算定した。ADCPから算定された流速と比較してブイの速度のほうが小さい傾向が見られる。松野ら<sup>8)</sup>によると漂流ブイと抵抗体上部の流速に約10%の相対速度が生じることが報告されており、本観測でもこれと同程度の速度差が生じていた。したがって、水塊の移動距離が実際よりも1割程度小さく見積もられると予想されるが、河川流量や気象条件等の違いによる水塊の挙動の違いは十分に捉えられている。したがって、以下の考察に対する影響は小さいと判断した。

## (2) 水塊に働く力の検討

河川水に作用する主な力として、圧力傾度力、コリオリ力、風応力を考え、これらと加速度との関係について、式(2)、(3)を用いて検討を行った。座標軸については図-5に示すように河川の流出方向をy軸、y軸に直角西向きをx軸とした。

$$\frac{Du}{Dt} = -\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P}{\partial x} + fv + F_{wx} \quad (2)$$

$$\frac{Dv}{Dt} = -\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P}{\partial y} - fu + F_{wy} \quad (3)$$

ここで、 $u$ : x軸方向の流速(m/s)、 $v$ : y軸方向の流速(m/s)、 $\rho_w$ : 海水の密度(kg/m<sup>3</sup>)、 $P$ : 圧力(N/m<sup>2</sup>)、 $f$ はコリオリパラメータ(1/s)、添え字 $x, y$ は各方向の成分を表す。風応力項 $F_w$ についてはBroche et al.<sup>9)</sup>と同様に式(4)を用いて見積もった。

$$F_w = \frac{\rho_a C_d W^2}{\rho_w h'} \quad (4)$$

ここで、 $\rho_a$ : 空気密度(kg/m<sup>3</sup>)、 $C_d$ : 抵抗係数(0.0013)、 $W$ : 風速(m/s)、 $h'$ : 影響層の厚さ(m)である。本研究では水表面から躍層までの厚さを $h'$ とした。また、圧力勾配項は観測値から見積もることができないため、左辺から右辺第2項と3項差し引いて算出した。

図-8にx軸方向の各項の時間変化を示す。なお、図中では圧力勾配項を $F_{px}$ 、コリオリ力項を $F_{cx}$ と表示している。また、使用したデータは1時間毎のブイの座標から算定している。1時間毎のデータを用いることによりGPSの測位誤差による流速誤差は約0.01m/s以下となっている。x軸方向については、コリオリ力項と圧力勾配項の絶対値を比較すると観測3を除いて転流時以外の時間帯にコリオリ力項が圧力勾配項より大きくなる傾向が見られる。また、コリオリ力項と加速度項の正負の符号が概ね一致している。このことからx軸方向(流出方向と直角方向)の運動に対してはコリオ

リカが支配的であると考えられる。観測3については他の観測と比べて風応力項が大きく、コリオリ力項とバランスするような関係になっている。このため観測3ではブイが西方に輸送されなかったと考えられる。15時頃に Buoy-3-E の加速度項、および圧力勾配項が特異な値を示しているのは前述のようにブイが潮目にトラップされた影響と考えられる。

図-9 に  $y$  軸方向の各項の時間変化を示す。図中では圧力勾配項を  $F_{py}$ 、コリオリ力項を  $F_{cy}$  と表示している。なお、使用したデータは  $x$  軸方向と同様に1時間毎のデータを用いている。 $y$  軸方向については、転流時の数時間前にコリオリ力項の極大値が現れている。しかし、それ以外の時間帯では圧力勾配項がコリオリ力項より大きく加速度項と似た変動を示した。このことから、 $y$  軸方向（流出方向）の運動に対しては圧力傾度力が支配的であると考えられる。観測3については加速度項、および圧力勾配項は同じ出水時である観測2と同様の傾向を示しているが、観測2よりも値が大きくなっている。これは、観測2と比べて潮差が大きかったためと考えられる。また、他の観測と比較して加速度項と圧力勾配項のズレが大きかったのは圧力勾配と反対の向きに波によるストークスドリフト、および吹送流の影響が生じていたためだと考えられる。コリオリ力項は非常に小さな値となっている。これは、 $y$  方向のコリオリ力は  $x$  軸方向の流速に規定されるものであるが、風の影響によって  $x$  軸方向の速度が小さかったためと考えられる。

観測1,2で圧力勾配項が大きく異なるのは、流入した淡水と海水の密度差等の影響によると考えられる。また、観測1,2でブイの移動距離が大きく異なっていたが、加速度項が同程度であったことから  $y$  軸方向の移動距離の差は主に河川流量の違いに伴う  $y$  方向の初速度（観測1: 0.11m/s, 観測2: 0.57m/s）の差によるものと考えられる。 $x$  軸方向の移動距離の差については  $x$  方向初速度（観測1: 0.00m/s, 観測2: 0.09m/s）に差があまりないこと、観測前半における  $y$  軸方向の流速差が大きいことより、 $y$  軸方向の流速差に伴うコリオリ力の差によると考えられる。

## 5. まとめ

筑後川から有明海へ流入する河川水の挙動を把握することを目的として、漂流ブイを用いたラグランジュ的な観測を実施した。得られた結果をまとめると以下のようなになる。

- (1) 風の影響が小さい場合、筑後川から有明海に流入した河川水の南北方向の運動に対しては圧力傾度力、東西方向の運動に対してはコリオリ力が支配的であると考えられる。
- (2) 風の影響が小さい場合、筑後川から流入した河川

水は一潮汐間で西に輸送され、その移動距離は河川流量によって大きく異なることが示された。特に、出水時には一潮汐間で佐賀県太良町沖まで輸送されることが確認された。このことは河川流量がさらに大きい場合には、流入した河川水が一潮汐間で諫早湾まで到達する可能性を示唆している。

- (3) 強い南風が吹いた場合には、表層流は風の影響を強く受け、筑後川から流入した河川水は西に移動せず、東岸付近にとどまる可能性が示唆された。

本研究は淡水塊の挙動をラグランジュ的に捉えた貴重なものである。今後も継続して観測を行い、有明海の表層流の流動構造、ならびに河川起源の物質輸送構造の把握、さらに水平拡散係数の算定を行う予定である。

謝辞：本研究は、文部科学省科学技術振興調整費 重要課題解決型研究「有明海生物生息環境の俯瞰型再生と実証試験」の課題の一部として行ったものである。また、日本学術振興会科学研究費補助金基盤研究C「大河川起源の淡水流入が大スケールの閉鎖性内湾の水環境や生態系へ与えるインパクト」(代表：矢野真一郎、課題番号 18560500)の援助を受けた。川口漁協ならびに南川副漁協には観測時に多大なご協力を頂いた。株式会社 日本航空の宮原 明子氏にはデータ整理の際に多大な支援を頂いた。ここに記して深甚なる謝意を表す。

## 参考文献

- 1) 堤 裕昭, 岡村 絵美子, 小川 満代, 高橋 徹, 山口 一岩, 門谷 茂, 小橋 乃子, 安達 貴浩, 小松 利光: 有明海湾奥部海域における近年の貧酸素水塊および赤潮発生と海洋構造の関係, 海の研究, Vol.12, No.3, pp.291-305, 2003.
  - 2) 鯉淵 幸生, 佐々木 淳, 有田 正光, 磯部 雅彦: 有明海における水質変動の支配要因, 海岸工学論文集, 第50巻, pp.971-975, 2003.
  - 3) 矢野 真一郎, 田井 明, 宮下 祥子, 齋田 倫範: GISを用いた有明海水環境データベースの構築と環境変化の一考察, 海洋開発論文集, 第23巻, pp.931-935, 2005.
  - 4) 橋本 彰博, 関根 章雄, 有田 正光: 有明海北部海域の水質構造と赤潮に関する一考察, 海岸工学論文集, 第52巻, pp.931-935, 2005.
  - 5) 磯部 雅彦, 鯉淵 幸生: 連続観測による有明海の水環境の現状把握, 沿岸海洋研究, Vol.42, pp.27-33, 2004.
  - 6) 多田 彰秀, 竹之内 健太, 坂井 伸一, 染谷 真作, 水沼 道博, 中村 武弘: DBF 海洋レーダーによる諫早湾湾口部の流況観測, 海岸工学論文集, 第53巻, pp.356-360, 2006.
  - 7) 濱田 孝治, 速水 祐一, 山本 浩一, 大串 浩一郎, 吉見 健児, 平川 隆一, 山田 裕樹: 有明海奥部における流れと懸濁物輸送-現地観測と数値モデルによる考察-, 佐賀大学有明総合研究プロジェクト成果報告集, 第3巻, pp.87-92, 2007.
  - 8) 松野 健, J. S. Lee, I. C. Pang, S. H. Kim: 漂流ブイを用いた東中国海の水質モニタリング-長江希釈水の挙動-, 沿岸海洋研究, Vol.44, pp.33-38, 2006.
  - 9) Broche P., J. L. Devenon, P. Forget, J. C. Maister, J. J. Naudin, G. Cauwet: Experimental study of the Rhone plume, Oceanologica Acta Vol.21, pp.725-738, 1988.
- (2007.9.30 受付)