

港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE

OF

THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

No. 1168

December 2007

海象形による流況観測データを用いた
東京湾第二海堡における残差流の変動特性に関する解析

田中 陽二

永井 紀彦

鈴木高二朗

清水 勝義

独立行政法人 港湾空港技術研究所

Independent Administrative Institution,
Port and Airport Research Institute, Japan

目 次

要 旨	3
1. はじめに	4
1.1 研究の目的	4
1.2 既往の研究結果	4
1.3 残差流の定義	4
2. 使用データの諸元	4
2.1 第二海堡観測局	4
2.2 海洋短波レーダー	5
2.3 東京湾に流入する河川水量の推定	6
3. 観測結果と調和分解	7
3.1 観測値の分布とエラー値	7
3.2 調和分解の方法と解析結果	9
4. 残差流の変動特性	14
4.1 年平均残差流	14
4.2 河川水が残差流に及ぼす影響	15
4.3 風が残差流に及ぼす影響	16
4.4 湾口部の残差流と第二海堡における残差流との関係	16
4.5 外洋水が残差流に及ぼす影響	17
5. おわりに	32
謝辞	32
参考文献	32
記号表	33
付録A 2次元正規分布によるエラー値の除去	34
付録B 調和定数表	34
付録C 潮汐の推算	37
付録D 潮汐の調和分解	40

Study on characteristics of residual currents at Daini-Kaiho in Tokyo-bay using the NOWPHAS observation data

Yoji TANAKA*
Toshihiko NAGAI**
Kojiro SUZUKI***
Katsuyoshi SHIMIZU****

Synopsis

This paper introduces findings from a multi-layer continuous current profile observed by DWDM (Doppler-typed Wave Directional Meter) at the Daini-Kaiho station located at a depth of 28.8 m in Tokyo Bay, one of the NOWPHAS stations. The purpose of this study was to identify the characteristics of residual currents in Tokyo Bay using data from April 2006 to March 2007. The findings are as follows:

- (1) Harmonic analysis of many tidal constituents of currents using AIC, can be used to automatically estimate the optimum combination of tidal components.
- (2) Surface residual currents above about 13 m at Daini-Kaiho manifest an inflow in Tokyo Bay, while the bottom residual currents show an outflow trend. The size of the estuary circulation for each month corresponds to the median value for the month of the river water that flows into Tokyo Bay.
- (3) A continual north wind leads to an inflow at the bottom layer at Daini-Kaiho due to the surface layer runoff caused by the wind current, and the bottom layer manifests an outflow as a compensation current.
- (4) The monthly averaged currents at Daini-Kaiho are outflows from November to May and inflows from June to October. This is similar to the monthly averaged sectional flow of the bay mouth measured by Tokyo-Bay ferry.
- (5) When a salty water mass from the outer sea approaches Tokyo Bay, it flows to the bottom layer, causing the water mass at the bottom to rise. Therefore the salinity rises in closed-off sections of the bay.

Key Words: NOWPHAS, DWDM, Estuary circulation, residual currents, outer sea, harmonic analysis

* Postdoctoral Fellow of Coastal and Estuarine Environment Research Group

** Head of Marine Environment and Engineering Department

*** Senior Researcher of Coastal and Estuarine Environment Research Group

**** Director of Marine Information Division

3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826 Japan

Phone : +81-46-844-5082 Fax : +81-46-844-1274 e-mail:tanaka-yo@pari.go.jp

海象計による流況観測データを用いた 東京湾第二海堡における残差流の変動特性に関する解析

田中 陽二*
永井 紀彦**
鈴木 高二朗***
清水 勝義****

要 旨

東京湾の第二海堡には NOWPHAS の一環として海象計が設置されており、0.5 秒間隔で 3 層の流速データが観測されている。その観測データを有効活用し、第二海堡周辺における流動特性を把握することが本研究の目的である。2006 年 4 月から 2007 年 3 月までの流速データを解析し、その結果を取りまとめ、以下のことが明らかとなった。

- (1) 流速データを用いて多分潮の調和解析を行う際に、AIC を用いることで最適な分潮の組み合わせを自動的に行うことが可能となった。
- (2) 残差流は表層約 13m までが流出傾向、それより下が流入傾向となっており、密度流によるエスチャリー循環となっている。各月のエスチャリー循環の大きさは東京湾に流入する河川水の月中央値に対応している。
- (3) 強い北風が連吹すると第二海堡の底層で湾内に流入する流れが生じる。これは風によって表層で流出する流れが促進され、その補償流として底層で流入する流れが生じるものと考えられる。
- (4) 月平均流速は 11 月～5 月は流出、6 月～10 月は流入していた。これは東京湾フェリー観測データによる月平均断面流速結果と同様の傾向を示しており、湾口部と第二海堡周辺の流況の関連性が明らかとなった。
- (5) 外洋から高塩分水塊が接近すると重力循環によって東京湾の底層に潜り込む。高塩分水塊は以前の底層水塊を押し上げるため、湾奥部でも全層で塩分が上昇する。このようなメカニズムが推定された。

キーワード: NOWPHAS, 海象計, エスチャリー循環, 残差流, 外洋水, 調和解析

* 海洋・水工部沿岸環境領域特別研究員
** 海洋・水工部部長
*** 海洋・水工部沿岸環境領域主任研究官
**** 海洋・水工部海象情報研究室室長
〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 独立行政法人 港湾空港技術研究所
電話：046-844-5082 Fax：046-844-1274 e-mail:tanaka-yo@pari.go.jp

1. はじめに

1.1 研究の目的

東京湾第二海堡には海象計が設置されており、そのデータは全国港湾海洋波浪情報網(NOWPHAS)として、防災・開発・利用に関連した業務・調査・研究に幅広く活用されている。第二海堡では三層の流速データを0.5秒間隔で計測し、毎偶正時を中心とした20分平均値データが整理されていた。その後、2006年3月から計算機等の機能向上により、0.5秒間隔で計測したデータをすべて保存するようにシステムを変更した。それによって、周辺の流況特性を精度良く把握できることが期待される(永井ら, 2004)。

加えて、浦賀水道は東京湾で最も狭く、かつ海底地形の変動も大きいことから、複雑な流動を呈しており、流動特性の解明は東京湾全体の流動水質場の理解に不可欠である。しかしながら、第二海堡周辺で流動を長期に観測した例はなく、その実態の解明は極めて重要な意味を持っている。本研究では残差流の変動特性について解析を行うことを目的とした。

1.2 既往の研究結果

海象計のデータを用いて流動特性の検討を行った研究はいくつか報告されている。佐藤(1995)は北陸沿岸部において風応力が海岸に向かう流れに影響を与えることを指摘している。岡田ら(1999)は日本沿岸5地点の解析を行い、流れの長周期変動に風速が寄与していることを示している。横田ら(2007)は日本沿岸5地点の観測データについて恒流の季節変動特性を検討した。

以上の研究結果より、沿岸部の流況は場所ごとに特性が大きく異なり、風の影響が大きい地点や黒潮などの海流の影響が顕著な地点があることが明らかとなっている。しかしながら、観測対象としている地点はいずれも開放性の沿岸域であり、内湾の沿岸域での調査は行われていない。これまでも内湾部で流速の長期観測を行った例は少なく、本研究によって東京湾ひいては沿岸域における流動特性の重要な知見を得ることが期待される。

1.3 残差流の定義

観測された流速(v)は、周期的な変動成分と非周期的な変動成分に分けられる。調和分解は天文潮によって生じる周期成分(M_2 分潮など)を分離することである。ただし、データにノイズが多い場合やサンプル数が少ない場合には調和分解の精度が悪くなり、天文潮による周期成分であってもそれを分離することはできない。すなわち、流速値は調和分解によって推定される周期変動成分(\tilde{v})とそれ以外の成分に分

離される。後者の流速成分を残差流(\hat{v})と定義する。すなわち、残差流は次式で定義される。

$$\hat{v}(t) \equiv v(t) - \tilde{v}(t) \quad (1)$$

調和分解によって推定された周期変動成分(\tilde{v})は余弦関数の和で表わされる。

$$\tilde{v}(t) = \sum_{i=1}^n W_i \cos(V_i) \quad \dots(2)$$

ここで、 i は分潮番号、 n は分潮数、 W_i, V_i は各分潮の振幅・位相を表わす天文引数である。

ただし、太陽年周期潮 S_a (約365.24日周期)と太陽半年周期潮 S_{sa} (約182.62日周期)の成分は残差流に含めることにする。これらの分潮は天文の引力によって生じる流速よりも季節的な変動による影響が顕著に現れるためである。

2. 使用データの諸元

データの解析に先立ち、使用したデータの観測装置・設備、あるいは算定方法について述べる。中心となるデータは第二海堡の海象計による流速であるが、第二海堡観測局ではその他に風向風速、潮位なども観測している。ただし、海象計は表層の流速がないために、東京湾環境情報センターの海洋短波レーダーによる観測値も用いた。さらに、河川からの淡水流入量との関係性も議論するために、東京湾に流入する河川水量を推定する方法を2.3節で述べる。

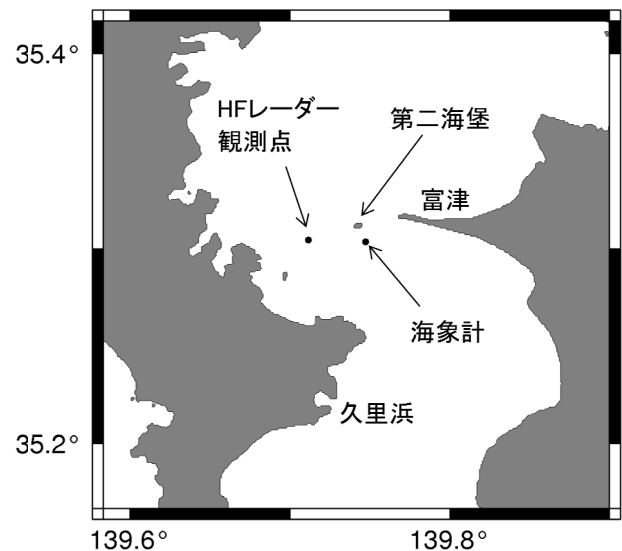


図-1 第二海堡観測局の位置

2.1 第二海堡観測局

第二海堡観測局では運輸省第二港湾建設局(現:国土交通省港湾局関東地方整備局)によって、1965年からに波高計

を設置して波浪観測を行ってきた。2003年3月からは観測精度向上のために、海象計を設置した。海象計は波高、流向流速、および水圧の計測器を搭載した多項目の海象情報が得られる装置である(橋本ら, 1995)。また、陸上には検潮所を設けて潮位データの記録を行っている。さらに、気象観測用として風向風速計も設置している。図-1に第二海堡観測局と観測機器の位置を示す。以下にそれら観測機器の諸元について述べる。

(1) 海象計

海象計は第二海堡から南南東におよそ1km離れた場所の海底28.8mに設置している。海象計には前述のように、波高・流速・水圧をそれぞれ別の計測器を用いており、波高は超音波式波高計、流速は超音波式ドップラー流速計、水圧は圧力計を用いて計測している。流速計の感度は1cm/s、計測間隔は0.5sである。海象計とその架台を図-2に示す。

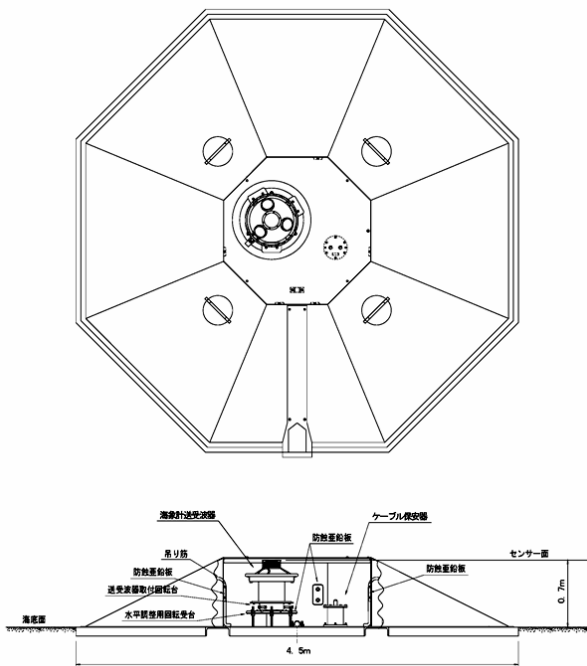


図-2 海象計と架台の構造

流速計は水平方向に120° 間隔で3方向に超音波センサーがあり、それぞれのセンサーは天頂から30° 傾いて超音波を射出している。流速の計測位置は海面位置から相対的に10, 15, 20mの上中下層3点で計測している。そのため、潮位変動によって鉛直方向に最大2m程度の層厚においての平均的な流れを計測することになる。

海象計で計測している流速は、水深10m地点の東西流速、南北流速をそれぞれ u_t, v_t と t の添え字を付けて表わし、同

様に水深15m地点は u_m, v_m 、水深20mは u_b, v_b と表わすことにする。

(2) 風向風速計

海上風の計測を行うために第二海堡観測所屋上に風車型のアナログ式風向風速計を設置している。設置高さは標高21.3mであり、地上高は7.7mである。設置位置は北緯35°18'12.77"、東経139°44'51.50"である。風向風速計の諸元を表-1に示す。

表-1 風向風速計の諸元

	風向	風速
計測範囲	0~540°	~60m/s
感度	0.5°	0.1m/s
計測間隔	0.5s	0.5s

(3) 検潮器

第二海堡には検潮井戸があり、そこにフース型長期巻自記検潮器を設置している。設置位置は北緯35°18'43"、東経139°44'29"である。検潮器の計測感度は1cm、計測間隔は6秒である。

2.2 海洋短波レーダー

海洋短波レーダー(以下、HFレーダー)は短波帯の電波を用いて遠隔地より海面の流れや波を観測するリモートセンシング機器であり、Barrick(1972)らによって実用化された。表層の流速を面的に計測できるため、広範囲のデータを解析することが可能となる(日向, 2005)。

東京湾には現在、周波数24.515MHzのレーダーを用いて、大黒埠頭局・千葉局・船橋局3つの観測局が設置されている。観測データは1時間間隔で表層(水深0.5m)における東西・南北成分の流速データとしてweb上(東京湾環境情報センター, 2007)で一般に公開されている。

海象計では表層流速を計測していないため、HFレーダーの観測値を参考として用いた。HFレーダーの観測点は図-1に示すように、海象計から西におよそ3.3km離れた地点である。ただし、第二海堡周辺は狭窄部であるから流速の変化が激しい場所である。そのため、HFレーダーによる流速値はあくまでも参考値としての利用にとどめる。

HFレーダーで計測された表層流速は、東西方向、南北方向流速をそれぞれ u_s, v_s と s の添え字を付けて表わすことにする(s はsurfaceの意味)。

2.3 東京湾に流入する河川水量の推定

(1) 河川流入量の算定方法

残差流に及ぼす河川水の影響を調べるには、2006年度の河川流入量のデータが必要であるが、2007年8月現在、日本河川協会発行の流量年表には流量データが2003年までしかない。ただし、国土交通省の水文水質データベース(国土交通省河川局、2007)には水位データがリアルタイムで掲載されている。よって、まず流量年表(日本河川協会、2007)の流量データと水文水質データベースの水位から水位-流量の関係式である水位流量曲線を推定する。その関係式を使って、水文水質データベースの水位から、流量を算定することとする。

東京湾に流入し、流量年表に記載されている河川は、荒川、江戸川、多摩川、鶴見川の4河川である。これらの他に隅田川などの河川があるが、上記の4河川で東京湾に流入する河川水量の傾向を代表させることができると考えた。

(2) 水位流量曲線の推定

水位流量曲線を算出する際に使用した観測所、データの使用期間、関数の係数を表-2に示す。水文水質データベースには過去のデータをすべて公開しているわけではないので、観測所によってデータの使用期間が異なる。水位流量曲線の関数は、荒川・江戸川・鶴見川の場合は累乗関数であり、次式で表わす。

$$Q = aH^b \quad (3)$$

ここで、 Q は流量(m^3/s)、 H は水位(m)である。多摩川の場合は累乗関数ではうまく表現できなかったため、次の二次関数を用いた。

$$Q = aH^2 + bH + c \quad (4)$$

この場合、水位が減りすぎるとかえって流量が増えるようなことが起こるが、2006年度の最低水位は1.17mであったため、極値を下回ることはなく、実用上は問題ないと考えられる。

表-2 水位流量曲線のデータ

河川名	荒川	江戸川	多摩川	鶴見川
観測所	大芦橋	流山	石原	亀の子橋
期間	'94~'01	'94~'01	'01~'03	'01~'03
a	30.34	13.92	192.1	9.353
b	2.45	2.427	-225.5	2.426
c			74.48	
r^2	0.904	0.985	0.894	0.979

水位流量曲線と実測値との比較を図-3~6に示す。平常時は良く適合していることがわかるが、洪水時については誤差が大きい。ただし、傾向は再現していることから、この推定

式で問題ないと考えられる。多摩川の場合、年ごとに水位と流量の関係が変わっているようであるが、大幅に特性が変わるようなことはないと考え、上記の関係式を用いて流量を推定することとした。

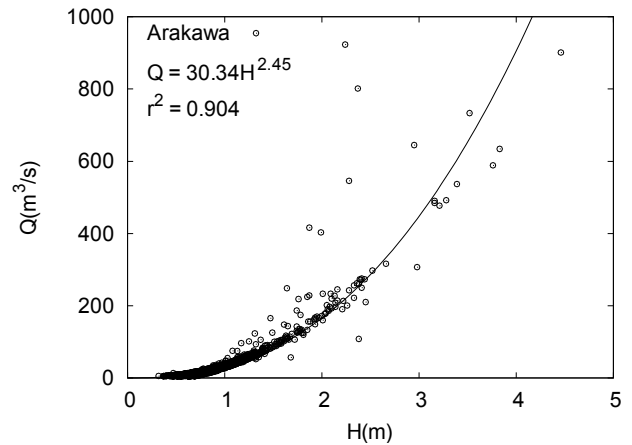


図-3 荒川の水位流量曲線

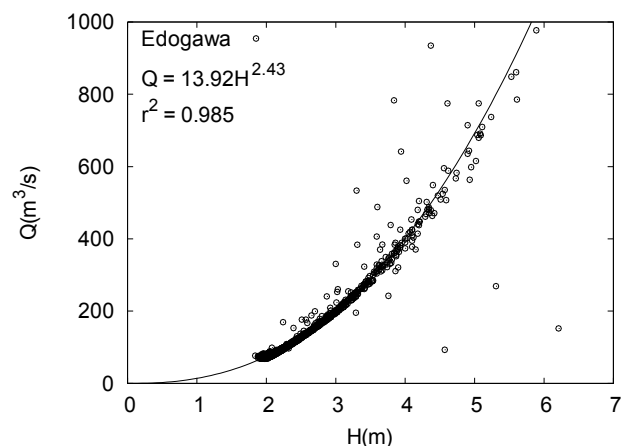


図-4 江戸川の水位流量曲線

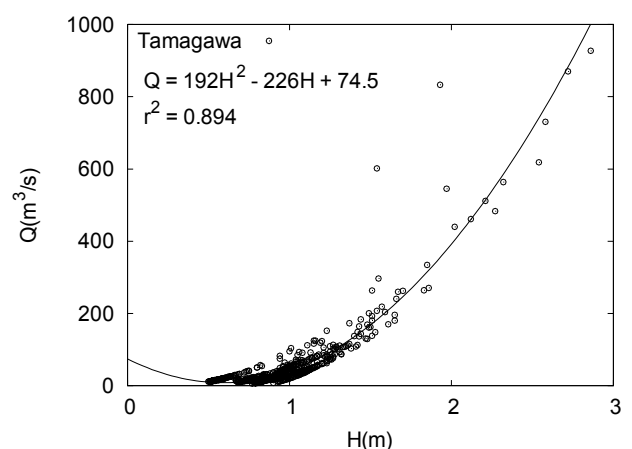


図-5 多摩川の水位流量曲線

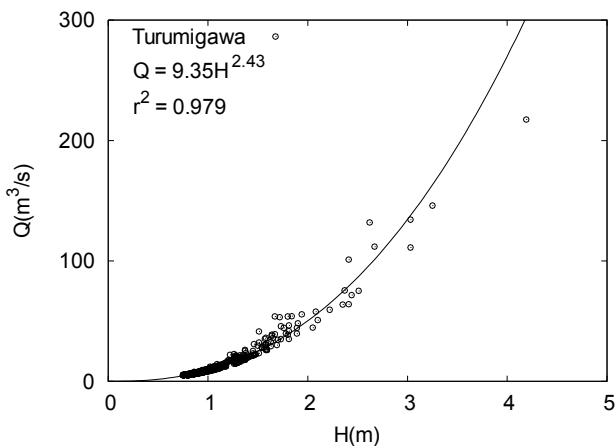


図-6 鶴見川の水位流量曲線

(3) 東京湾に流入する河川水量の推定結果

東京湾に流入する主要4河川の総流入量を図-7に示す。各月の平均と中央値も図示しているが、両者は大規模な出水がある月では差が大きい。図-8に2006年7月の河川流量のヒストグラムに示すように、出水時は流量が極端に大きくなることによって、分布の裾野が片側に大きく広がっている。したがって、平均値は中央値からのずれが大きくなる。

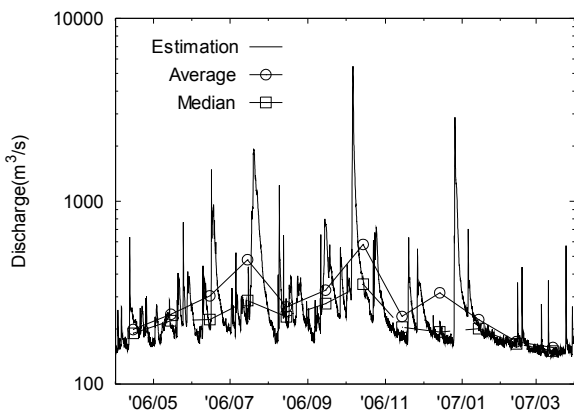


図-7 東京湾に流入する河川水

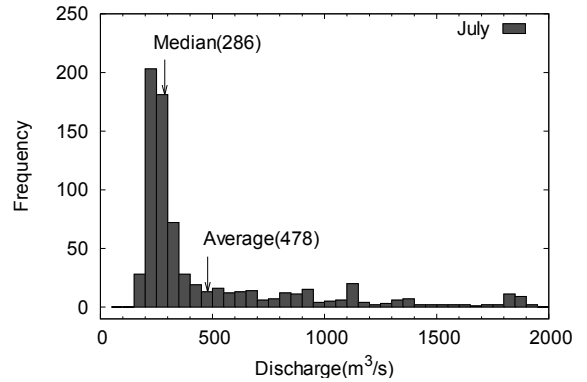


図-8 2006年7月の東京湾総河川流入量の頻度分布

3. 観測結果と調和分解

3.1 観測値の分布とエラー値

観測結果からエラー値を取り除くため、全観測期間のデータを使って頻度分布を調べた。1次元データである潮位は頻度分布図を、2次元データである流速と風速は散布図を示す。

(1) 潮位

潮位データの頻度分布図(図-9)は日潮不等があるため正規分布とは異なる形状となる。この頻度分布からエラーと思われる値は見られなかった。

しかし、時系列データから、2006/5/16 9:00~10:20、および2006/10/4の10:00~14:20にかけて水位が一定となっていたり、急激に変化したため、この間のデータはエラー値とみなし、以後の解析には使用しないこととした。なお、最終的な潮位データの取得率は98.2%であった。

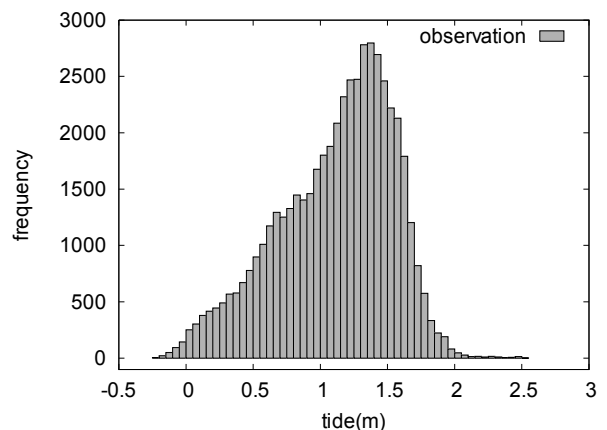


図-9 第二海堡における潮位の年間頻度分布

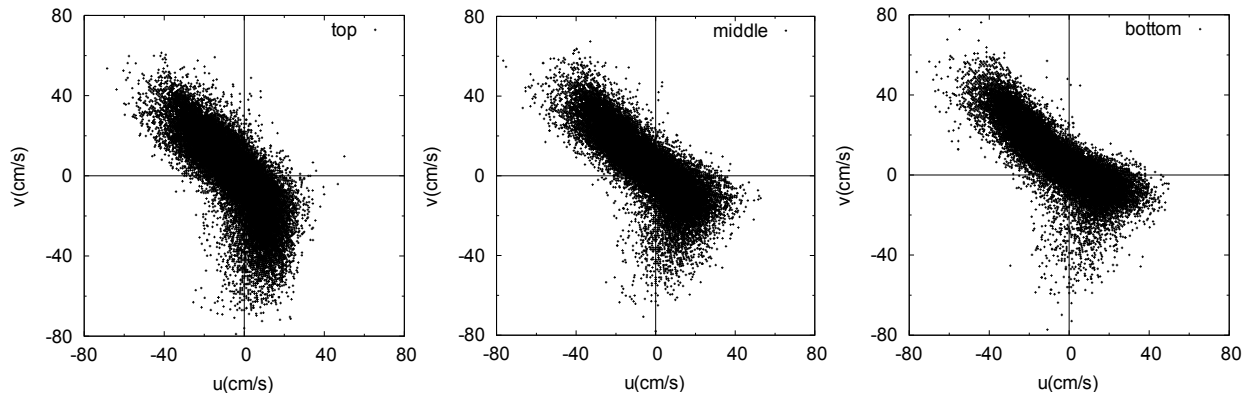


図-10 海象計による流速の年間分布(左:上層 10m、中央:中層 15m、右:下層 20m)

(2) 海象計による流速

海象計による流速の散布図からは、異常値と思われる値は見られなかった(図-10)。ただし、上中下の各層で特徴が大きく異なっていた。上層は北西方向と南方向の流速が卓越しており、下層は北西方向と東南東方向が卓越し、中層は上下層の混合的な様相であった。これら高さ方向による卓越流向の違いは第二海堡付近の複雑な地形による影響と考えられる。なお、海象計の流速データの取得率は全層ともに94.3%である。

(3) HF レーダーによる流速

HF レーダーによる流速(図-11)に関しては、東西方向の流速(u)について中央の分布からかなり外れた値が見出された。これらの流速値のエラー判定を行うために、流速値を2次元正規分布にあてはめ、発生確率が0.999936658の範囲以上(1次元正規分布の 4σ に相当する確率)の流速についてはエラー値とみなした(付録A参照)。最終的なHFレーダーによる表層流速データの取得率は81.3%である。

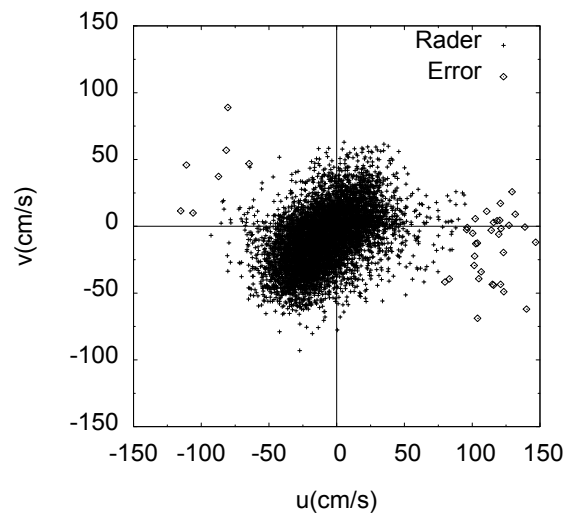


図-11 HFレーダーによる表層流速の年間頻度分布

(4) 風速

風速についてはエラーと思われる値は見当たらなかった(図-12)。なお、風向は北方向および西南西方向に卓越している。風速データの取得率は94.3%である。

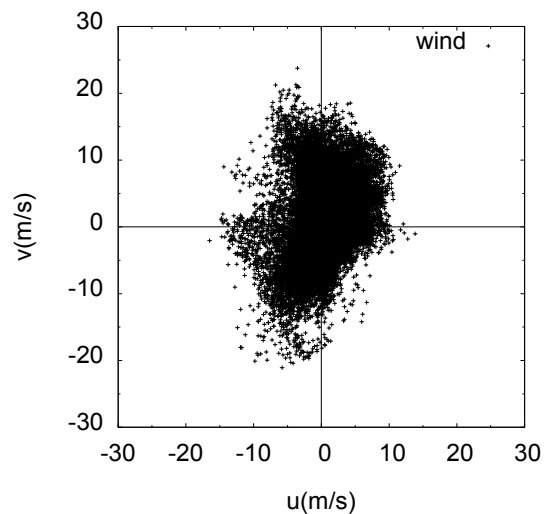


図-12 第二海堡における風速の年間頻度分布

3.2 調和解の方法と解析結果

前節のスペクトル解析により、潮位および流速成分は潮汐による影響が大きいことがわかった。よって、観測値を潮汐成分と残差流成分に分離するために調和解を行う。

(1) 調和解の方法

調和解は最小二乗法によって主要 60 分潮(海上保安庁(1992)に掲載されている分潮)の分解を行う(調和解の方法は付録 D を参照)。解析データが 1 年以上あることから、 S_a , S_{sa} の長周期成分に関しても分離が可能と考えられる。調和解を行う際、 M_2 分潮のように影響が大きい分潮もあれば、影響が見られない分潮も存在することが考えられ、どの分潮の組み合わせが最適なのか調べる必要がある。

池谷(1993)は AIC (Akaike Information Criterion, 赤池情報量基準)を用いて解析する分潮の組み合わせを判定することを提案しており、本研究でも AIC を用いることとする。ただし、60 分潮すべての組み合わせは極めて多数であるため、以下の手順により解析を行った。

- i) 最初に調和解する分潮数は 60 とする。
- ii) 調和解を行い、各分潮の振幅・位相を求める。
- iii) 振幅が最も小さい分潮は影響が最も小さい分潮と考えて、その分潮を 1 つ消去する。
- iv) 分潮数が十分小さくなるまで ii), iii) を繰り返して計算を行う。
- v) 各 AIC を比較し、AIC を最小とする組み合わせ(最小 AIC 推定値: MAICE)の結果を採用する。

この方法では調和解を最大 60 回行えばよいことになり、機械的に最適解を探索することができる。

なお、本節の計算によって得られた調和定数は付録 B に一覧として掲載している。

(2) 潮位の調和解

a) 調和解と AIC

分潮数を減らしながら潮位の調和解を行った結果を図-13 に示す。MAICE は 49 分潮のときで、AIC が -111138 であった。AIC は 10 分潮以下になると急激に上昇し、10 分潮以上では AIC の変化はほとんどない。決定係数 r^2 値についても 10 分潮で 0.9569 であり、最も高くなった 49 分潮時でも 0.9626 であるため 10 分潮程度でほとんど説明されているといえる。分潮数が 49 を超えると r^2 値がかえって低下してしまうのは非線形効果によるものと考えられる。

b) 調和解結果による計算値と観測値の比較

MAICE が得られた調和解の結果を使って計算された潮位と、実測潮位との比較を図-14 に示す。計算結果は大

潮時、小潮時ともに潮位変化を良好に捉えていることがわかる(調和定数からの潮位の計算方法は付録 C を参照)。

c) 計算値と偏差の分布

計算された潮位と偏差(観測値-計算値)、および参考として観測値のヒストグラムを図-15 に示す。計算値の分布は観測値の分布とほぼ同様の形状を示していることがわかる。偏差についてもほぼゼロを中心とした正規分布の様相を呈しており、精度良く調和解が行われていることを示している。

d) 調和解前後のピリオドグラム

調和解が精度よく行われたならば、天文潮の周期成分は取り除かれたはずである。調和解前後のピリオドグラム(線スペクトル)と、調和解によって推定されたピリオドグラムを図-16 に示す。なお、ピリオドグラムの解析には 1 年分のデータを用いており、FFT により計算した。観測値の欠測部分は調和解の結果によって計算された値で補間しており、偏差(観測値と計算値の差)の欠測部分はゼロとしている。後述する流速値についても同様の方法で解析を行った。

観測値のピリオドグラムから、主要 4 分潮(M_2 : 周期 12.42h, K_1 : 23.9h, O_1 : 25.82h, S_2 : 12h)のスペクトルが卓越していることがわかる。調和解の計算結果は主要 4 分潮を中心として観測値のピークに対応していることがわかる。調和解後の偏差のピリオドグラムは、観測値で見られたピークがほとんどカットされており、調和解が適切に行われていることがわかる。偏差には周期が 12.370 時間周辺および 8.002 時間にピークが残っており、これらは調和解の誤差に起因するものと考えられるが、振幅の大きさは 1cm 以下であり、潮位偏差に与える影響は小さい。

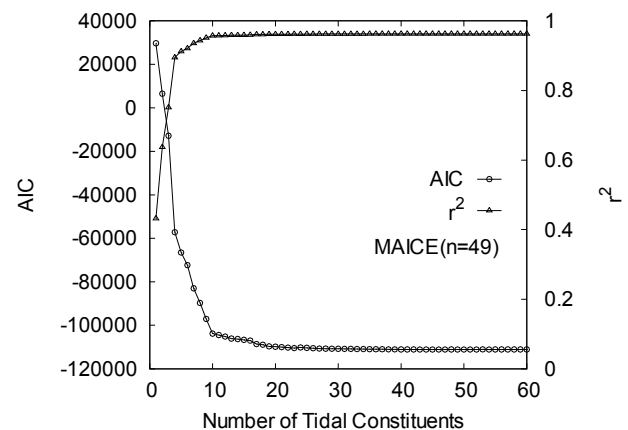


図-13 潮位の調和解と AIC

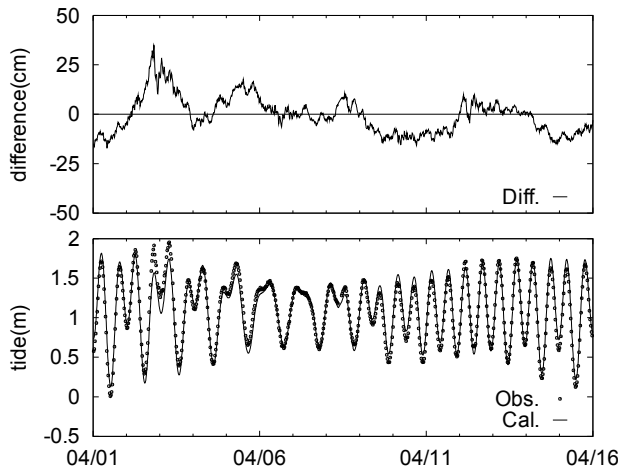


図-14 潮位の調和分解結果(下段は観測値と計算値, 上段は計算値との偏差)

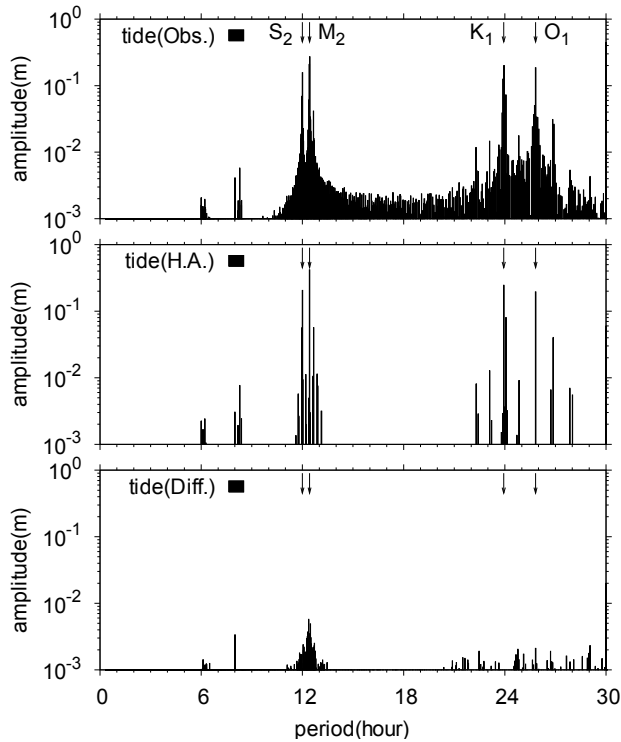


図-16 潮位の調和分解前後のピリオドグラム(上段は観測値、中段は調和分解結果、下段は観測値と計算値の偏差)

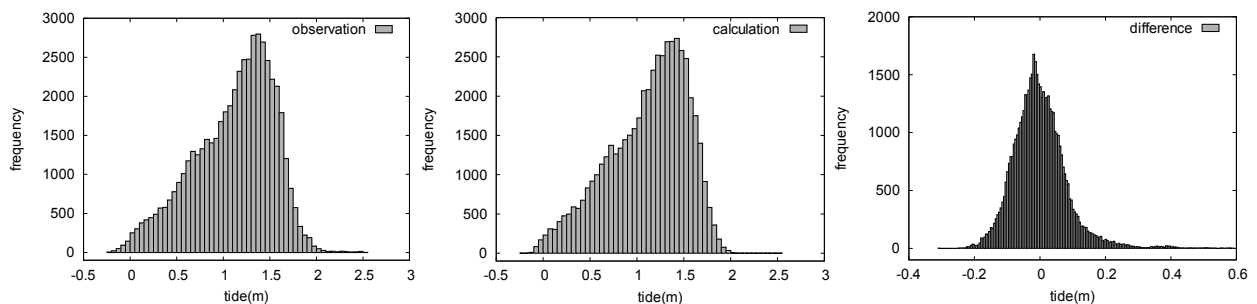


図-15 潮位の調和分解による計算値と偏差の分布(左:観測値、中央:計算値、右:偏差)

(3) 海象計による流速の調和分解

a) 調和分解と AIC

海象計による流速の調和分解を行った結果を図-17, 18 に示す。潮位と比べて AIC の下がり方が穏やかになっている。流速の方が潮位に比べて多くの周波数領域にエネルギーが分散しているためと考えられる。また, MAICE における決定係数 r^2 値は u_t が 0.7280 で, v_t が 0.7914 であり, 潮位と比べて r^2 値が低い。これは流速の変動が大きいことによると考えられる。ここでは上層のみの結果を示したが, 中層・下層でも同様の傾向を示している。

b) 調和分解結果による計算値と観測値の比較

MAICE が得られた調和分解の結果を使って計算された流速と, 実測流速との比較を図-19, 20 に示す。計算結果は観測値の変動を良好に捉えているものの, 流速値の変動が大きく偏差には細かい振動が見られる。

c) 計算値と残差流の分布

調和分解の結果からの計算値と, 残差流, および参考として観測値の分布を図-21 に示す。全層とも上げ潮, 下げ潮の非対称性がいくらか再現されているが, それでもまだ完全に再現されているとは言い難い。このような非対称性をうまく再現するには非線形性を組み込んだ調和分解を行う必要性が示唆される。本研究では, 今回の結果を基に以後の解析を行った。

d) 調和分解前後のピリオドグラム

海象計による上層流速のピリオドグラム解析結果を図-22, 23 に示す。東西流速, 南北流速ともに観測値のピリオドグラムには潮位と同じく主要 4 分潮の周期にピークが現れており, 潮汐駆動による流動が支配的であることがわかる。調和分解によるピリオドグラムは観測値のピリオドグラムのピークと良好に一致しており, 調和分解が精度よく行われていることを示している。ただし, 偏差のピリオドグラムには, M_2 分潮(約 12.42 時間周期)の部分にピークが残っている。これは前述した上

げ潮, 下げ潮時の非対称性が十分再現されていないためと
考えられる。

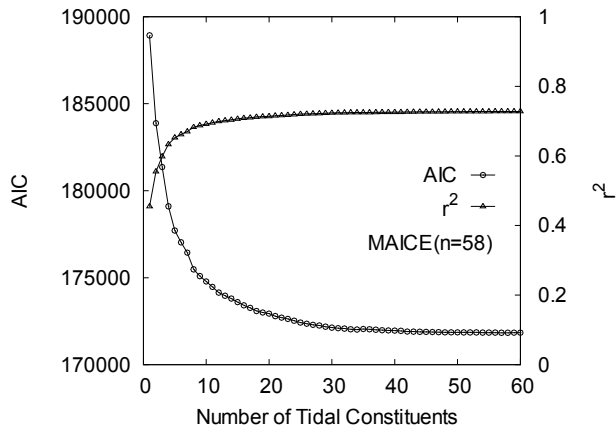


図-17 第二海堡上層東西流速の調和分解とAIC

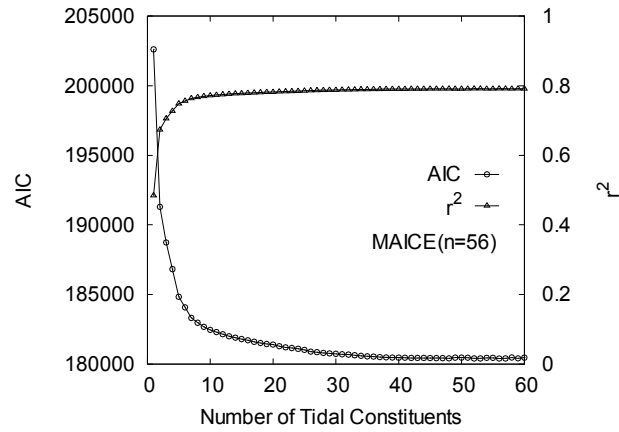


図-18 第二海堡上層南北流速の調和分解とAIC

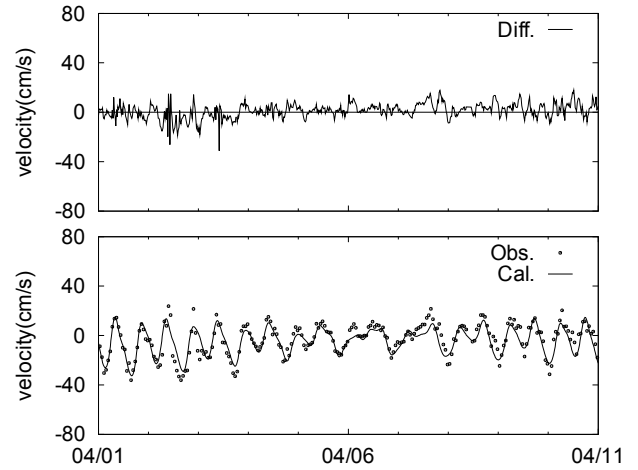


図-19 第二海堡上層東西流速の調和分解結果(下段は観測値と計算値, 上段は計算値との偏差)

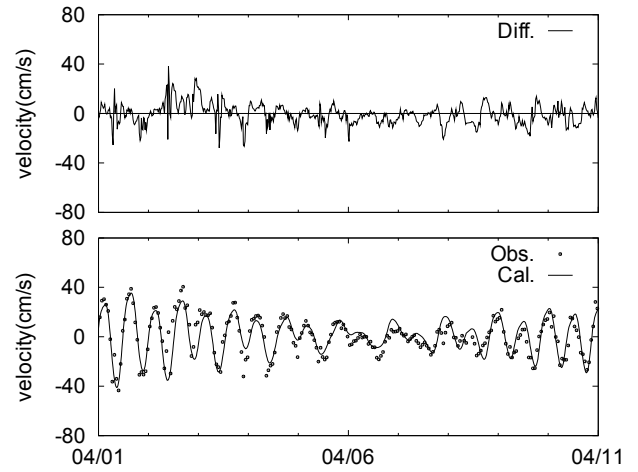


図-20 第二海堡上層南北流速の調和分解結果(下段は観測値と計算値, 上段は計算値との偏差)

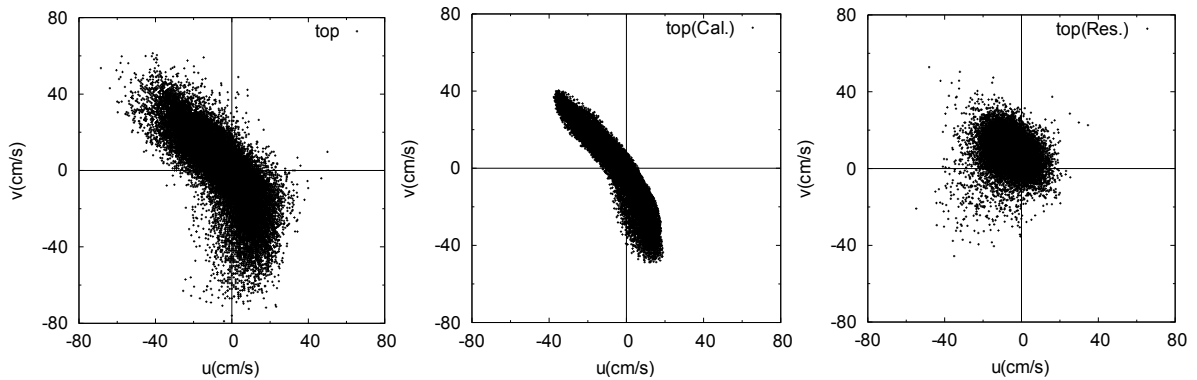


図-21 第二海堡上層流速の調和分解による計算値と残差流の分布(左:観測値, 中央:計算値, 右:残差流)

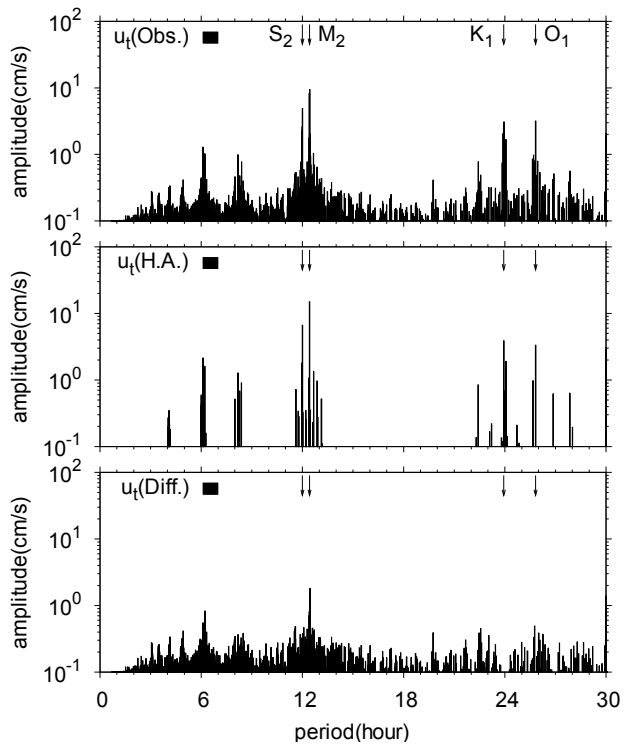


図-22 海象計上層東西流速の調和分解前後のピリオドグラム(上段は観測値、中段は調和分解結果、下段は観測値と計算値の偏差)

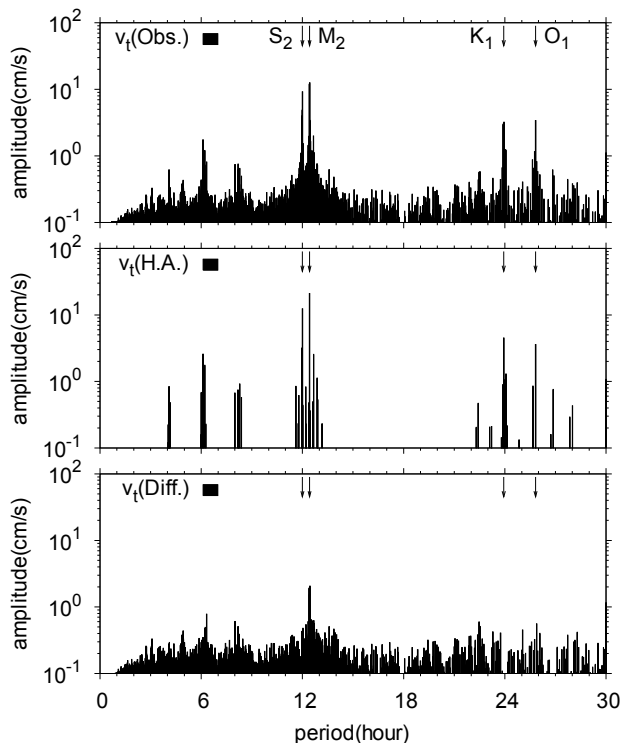


図-23 海象計上層南北流速の調和分解前後のピリオドグラム(上段は観測値、中段は調和分解結果、下段は観測値と計算値の偏差)

(4) HF レーダーによる流速の調和分解

a) 調和分解と AIC

HF レーダーによる流速の調和分解を行った結果を図-24, 25 に示す. 東西流速 u_s の r^2 値は MAICE の場合で 0.3649 と海象計の結果と比べて非常に悪く, この地点における HF レーダーの流速は東西方向の精度が低いことを示している. また, u_s の AIC は分潮数が上がるにつれて徐々に下がっているが, 28 分潮付近から急激に増加・減少するような挙動を示している. この理由として AIC は計算誤差が正規分布に従うことを仮定しているため, エラー値が多く含まれているようなデータの場合は AIC が滑らかに変化しなくなることによると考えられる. 本研究では u_s の MAICE を分潮数 31 の場合としたが, より調和分解の精度をあげるためにはエラー値の少ないデータ数を増やすことが有効であろう. 南北流速 v_s の場合は r^2 値も MAICE の場合で 0.6606 であり, u_s と比べて計測精度は高いようである.

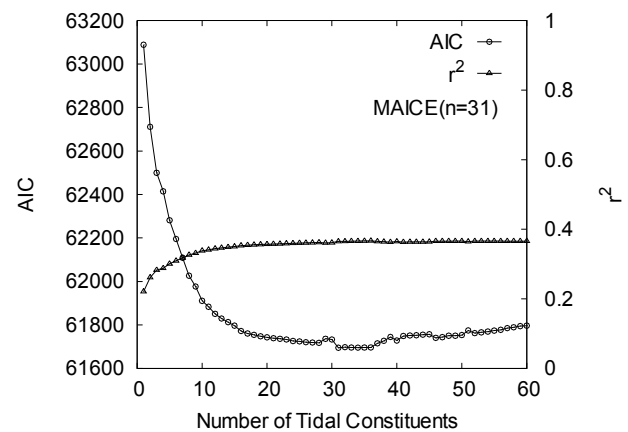


図-24 HF レーダーによる表層東西流速の調和分解と AIC

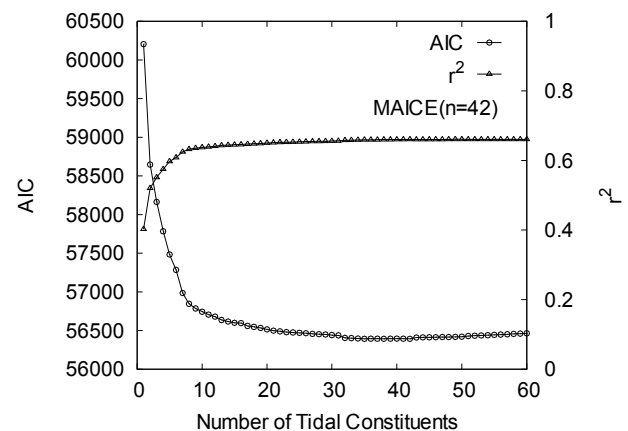


図-25 HF レーダーによる表層南北流速の調和分解と AIC

b) 調和分解結果による計算値と観測値の比較

MAICE が得られた調和分解の結果を使って計算された流速と、実測流速との比較を図-26, 27 に示す。 u_s の偏差は大きいけれども、流動のパターンは捉えられているように見える。

c) 計算値と残差流の分布

調和分解結果を使って計算された流速値と残差流、および参考として観測値の分布を図-28 に示す。計算結果の分布は観測値と同様の傾向を示しているが、残差流の分布は広く、特に東西流速方向の誤差が大きい。

d) 調和分解前後のピリオドグラム

HF レーダーによる表層流速のピリオドグラム解析結果を図-29, 30 に示す。東西流速の観測値のピリオドグラムには全周期にわたって数 mm/s 程度の振幅が見られ、これらはノイズと考えられる。そのため、主要 4 分潮の周期にピークが現れているものの、 K_1 , O_1 分潮のピークは海象計の流速値の場合と比べて明確ではない。偏差のピリオドグラムはノイズのレベル以上のピークが除去されており、ノイズと同等以下である振幅の分潮については分解されていないことがわかる。このことは AIC を用いた調和分解結果の判定方法によって、ノイズの影響が小さい分潮のみを適切に解析できていることを示している。

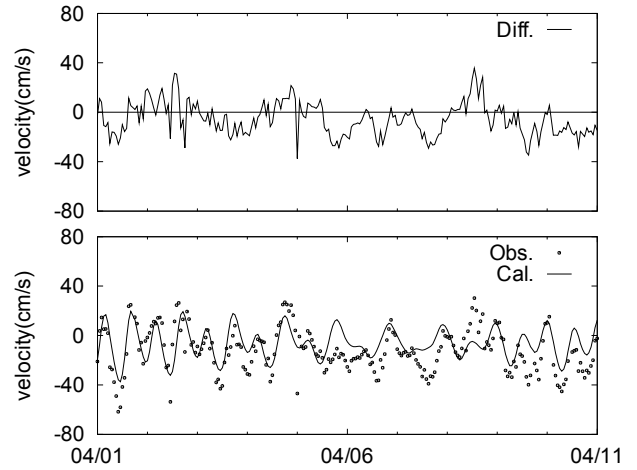


図-26 HF レーダーによる表層東西流速の調和分解結果 (下段は観測値と計算値, 上段は計算値との偏差)

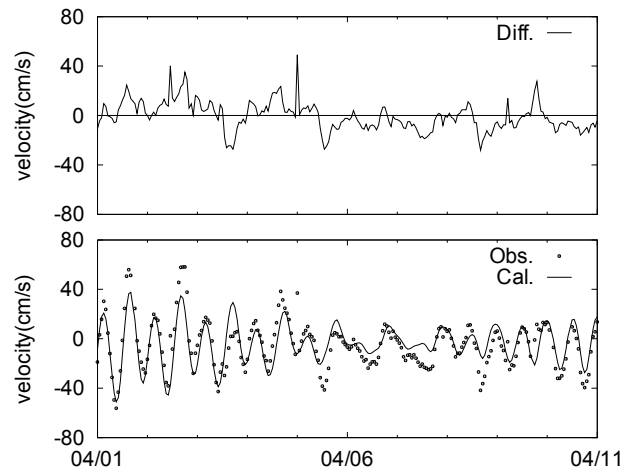


図-27 HF レーダーによる表層南北流速の調和分解結果 (下段は観測値と計算値, 上段は計算値との偏差)

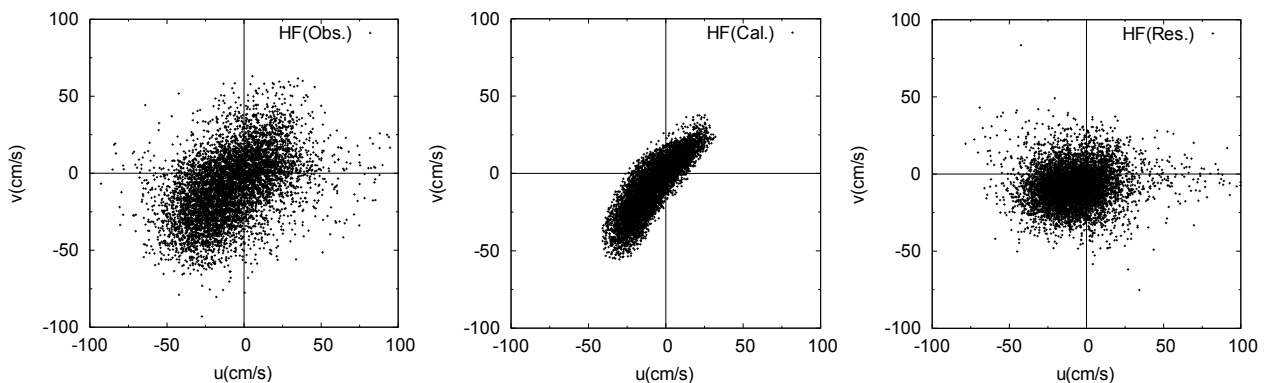


図-28 HF レーダー表層流速の調和分解による計算値と残差流の分布 (左: 観測値, 中央: 計算値, 右: 残差流)

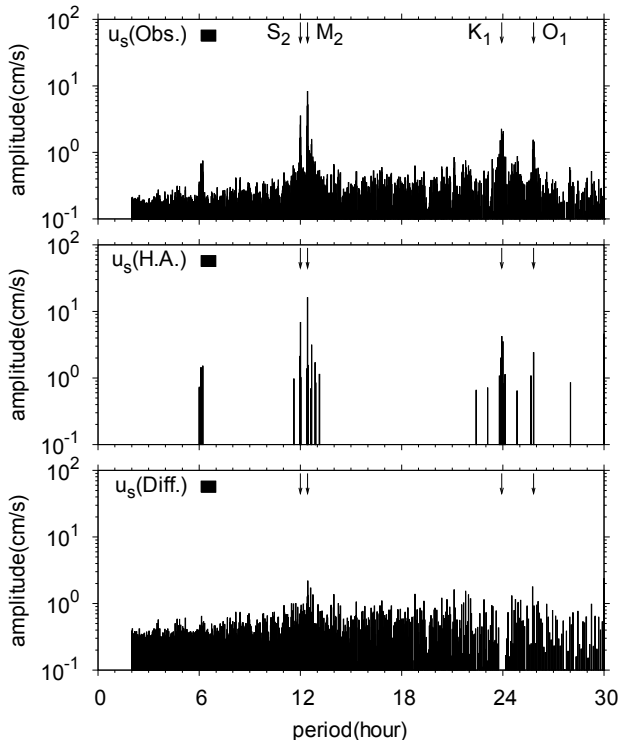


図-29 HFレーダーによる表層東西流速の調和分解前後のピリオドグラム(上段は観測値、中段は調和分解結果、下段は観測値と計算値の偏差)

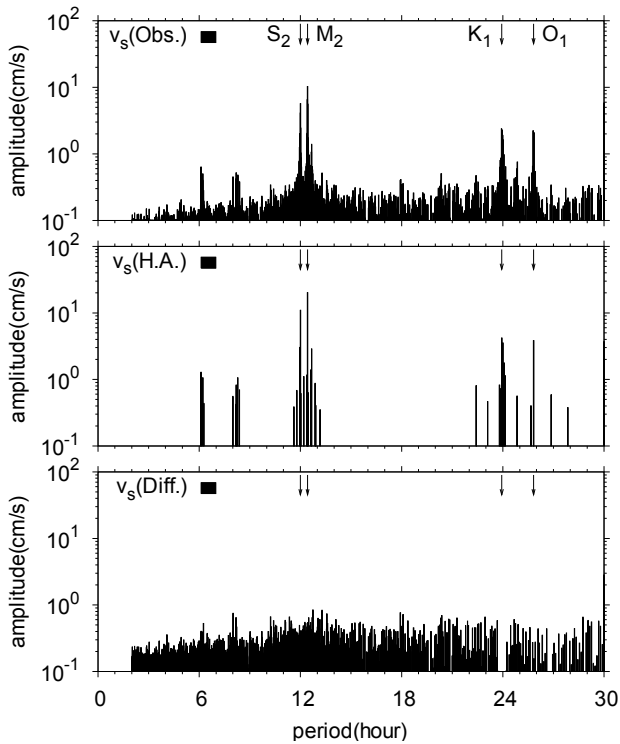


図-30 HFレーダーによる表層南北流速の調和分解前後のピリオドグラム(上段は観測値、中段は調和分解結果、下段は観測値と計算値の偏差)

4. 残差流の変動特性

各月における残差流の時系列変化を章末の図-40~51に示す。ただし、残差流は時間変動が激しいので、日平均を施している。図中の下段から、第二海堡東西流速、南北流速、風向風速、観測水位と調和分解結果との偏差、降雨量(木更津)と東京湾に流入する河川水である。なお、降雨量はweb上で公開されている木更津のアメダス局のデータを用いた(気象庁, 2007)。グラフ中には風の影響、河川水の影響、外洋水の影響と思われる部分については矢印で注釈している。それぞれの影響についての考察は後述する。

4.1 年平均残差流

残差流の変動特性を議論する前に年平均の残差流についての特性を調べる。年平均残差流の鉛直プロファイルを図-31に、水平流速の分布を図-32に示す。東西方向流速については全層西向きの流れが発生しており、これはこの地点が狭窄部であるから、上げ潮は下げ潮よりも東西流速が速くことによるものと考えられる。南北流速に関しては表層が流出、底層が流入となっており、エスチャリー循環となっていることがわかる。

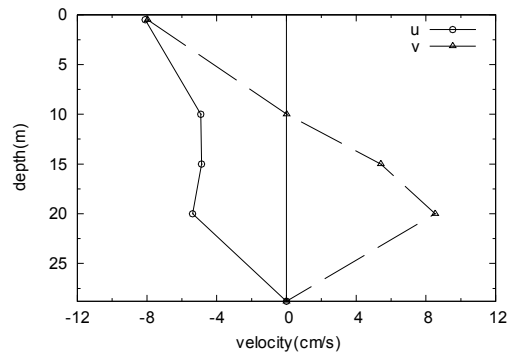


図-31 第二海保における年平均残差流の鉛直プロフィール

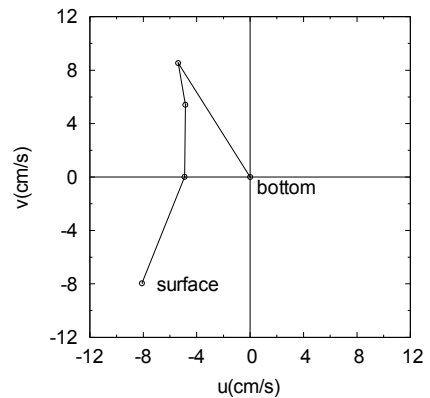


図-32 第二海保における年平均残差流の水平ベクトル

4.2 河川水が残差流に及ぼす影響

(1) 河川流入量が月平均残差流に及ぼす影響

各月における河川流入量の中央値と最も関連性が高かった底層の南北残差流(v_b)との比較を図-33に示す。両者は比例関係にあり、河川水が東京湾に多く流入した月は第二海堡の底層から流入する流量が多くなることを表わしている。他の流速についての1次近似式の係数、および決定係数は表-3に示す。おおむね東西流速(u)との関連性は低く、南北流速(v)との関連性が高い。これより、第二海堡における東西流速は地形による影響が大きく関与しており、河川水の流入に伴うエスチャリー循環の影響は少ないと判断できる。

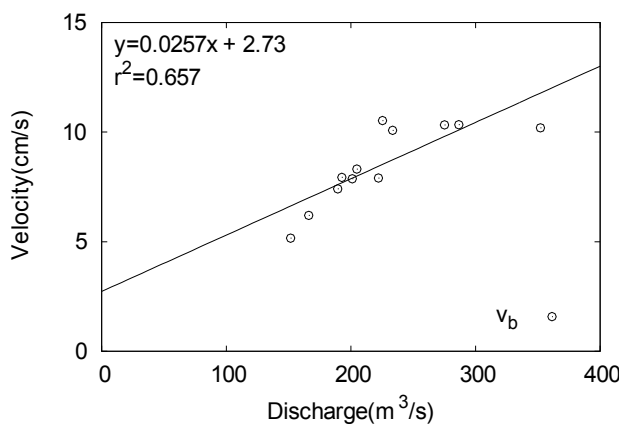


図-33 第二海堡の底層南北月平均残差流(v_b)と河川流入量

表-3 河川流入量中央値と月平均残差流に対する1次近似式の係数($u = aQ + b$)

velocity	a	b	r^2
u_s	-0.0057	-6.22	0.005
u_t	0.0071	-6.52	0.128
u_m	0.0051	-6.04	0.147
u_b	0.0025	-5.97	0.046
v_s	-0.0471	2.83	0.435
v_t	-0.0126	2.86	0.364
v_m	0.0178	1.41	0.282
v_b	0.0256	2.73	0.657

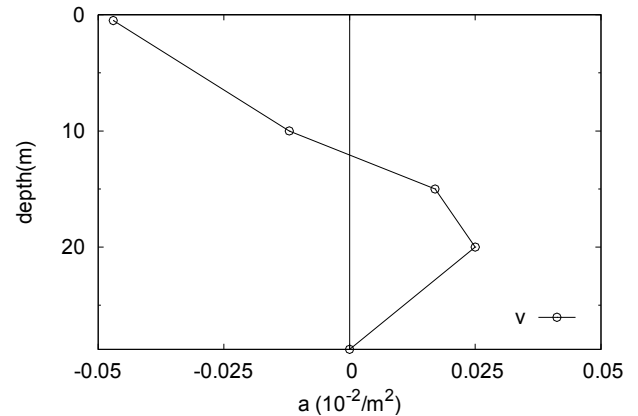


図-34 月平均南北残差流と河川流入量との1次近似式の傾きについての鉛直プロファイル

表-3の係数 a はエスチャリー循環の影響力と考えることができ、その鉛直プロファイルを見ると(図-34参照)、表層約13mまでは河川水の影響によって流出し、それ以下は流入する形となっている。図-31では、水深10mの南北流速(v_t)はほぼゼロであったが、これはエスチャリー循環による流出とそれ以外の効果による(おそらく地形的影響が大きいと思われる)流入とがほぼ均衡し、流入量がキャンセルする形になっていると考えられる。もっとも、河川流入量との1次近似式の適合度が高いのは v_b のみであるから、他の水深点については参考として考えることが必要である。

(2) 残差流と河川水の関係

河川水の影響が出ていると思われる部分はいくつか見られ、流入量が多くなったその日から第二海堡でも影響が現れているようである。詳しく見るために、11月27日の小規模な出水時における残差流の時系列変化を図-52に示す(章末)。

出水が始まったのはおよそ11/27 0:00ごろからであり、河川流入量のピークは11/27 6:00である。 v_b のピークは11/27 7:20であるから、出水の約1時間後には第二海堡まで影響が及んでいることがわかる。

このように出水の影響は第二海堡まで速やかに伝達するが、一方で4/12や9/11のように出水があっても第二海堡にはさほど影響を与えない場合もある。この理由については不明であるが、そのときの風向風速、東京湾の密度成層の状況などが影響していると思われる。このメカニズムの詳細については東京湾の流動モデルによるシミュレーション結果などを用いて判断する必要がある。

4.3 風が残差流に及ぼす影響

(1) 月平均風速が月平均残差流に及ぼす影響

4.2 節で月平均流速と河川流入量との関係を議論したが、同様に月平均風速との関係性を調べる。第二海堡の各月平均流速と、月平均風速との重回帰分析を行った結果を表-4に示す。なお、重回帰式は、

$$u = a_x W_x + a_y W_y + b \quad (5)$$

である。ここで、 W_x, W_y は x, y 方向の風速である。決定係数が高いのは表層流速(u_s, v_s)であり、吹送流の影響が現れている。その他の地点では南北流速の決定係数が比較的高く、風が東京湾への流出入に影響を与えていることがわかる。

表-4 月平均風速と月平均残差流の重回帰分析結果
($u = a_x W_x + a_y W_y + b$)

velocity	a_x	a_y	b	r^2
u_s	0.649	1.238	4.914	0.594
u_t	0.714	-0.201	4.720	0.189
u_m	0.412	-0.062	4.678	0.072
u_b	0.250	0.094	5.060	0.247
v_s	2.793	0.775	4.327	0.542
v_t	0.242	0.241	-0.619	0.347
v_m	-1.895	0.569	-4.924	0.515
v_b	-2.116	0.352	-7.493	0.352

(2) 風が残差流に及ぼす影響

月平均風が月平均残差流に及ぼす影響は4.3節で述べたように表層の残差流には影響が大きいけれども、それ以外の残差流に与える影響は小さい。しかし、月平均ではなく瞬間値としてみると、いずれの層の流速にも影響を与えているようである。

例えば、2006年5月では南風(北向きの風)が卓越した期間がいくつか見られたが、それらいずれの期間においても北西向きの流速が見られる(図-41)。5月6日付近の状況を詳しく見ると(図-53)、残差流は細かく変動しているが南風が強くなった5月5日頃から北西向きの流れが強くなり、その流れが2日程度続いて徐々に収まっている。

このときの南北流速の状況を模式図に示す(図-35)。通常時は表層流出・底層流入のエスチャリー循環となっているが、北風が連吹すると表層で流出する南向きの流速が速くなり、その補償流として底層で流入する流れが発生するものと考えられる。

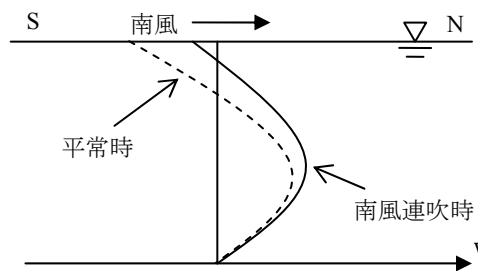


図-35 南風連吹時の第二海堡における南北方向の残差流の概念図

4.4 湾口部の残差流と第二海堡における残差流との関係

東京湾の湾口部の流速データは東京湾フェリーによって現在計測されている(鈴木ら, 2006)。その観測によって計算されている湾口の断面月平均残差流は、久里浜・金谷間の断面における残差流を月平均したものである。計測は水深10m以下で行われているため、表層10mを除いた断面平均残差流となる。

湾口断面月平均残差流と河川流入量(月中央値)との比較を図-36に示す(両者は2005年の同じ月のデータをプロットしている)。両者には明確な比例関係があり、河川流入量が多い月には湾口の底層では湾内に流入する流量が増えることを表わしている。このことから、河川流入量と関係性が強かった第二海堡の底層南北流速(v_b)は、湾口断面平均残差流との関連性も強いと考えられる。

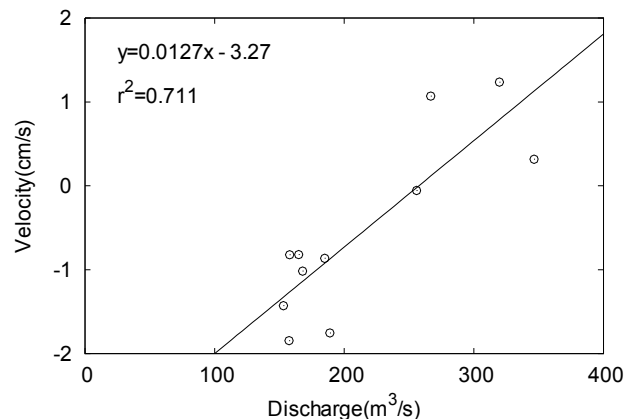


図-36 東京湾フェリーによって計測された東京湾湾口断面月平均残差流と河川流入量(月中央値)の関係

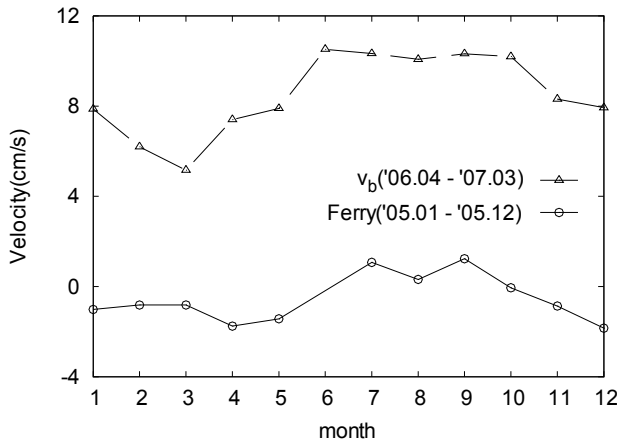


図-37 第二海堡における底層月平均残差流(v_b) (2006年4月～2007年3月)と東京湾口断面月平均残差流(2005年1月～2005年12月)の季節変動

湾口断面月平均残差流と第二海堡底層月平均残差流(v_b)の季節変動を図-37に示す。両者は別々の年での変動であるから注意が必要であるが、おおむね夏季に流入量が多くなり、冬季に流出量が多くなる傾向は同じである。これは前述したように湾口においてもエスチャリー循環の影響が大きいと考えられる。

このように、東京湾の湾口部と第二海堡周辺の流れは共通するメカニズムがある。それは同じ東京湾であるから当然のことではあるが、両者の観測データを互いに関連させて考察を行うことにより、相乗的な効果を発揮させることが期待される。例えば、東京湾フェリーによる観測は面的に密な計測をしているものの、時間的には不連続であり、特に夜間のデータは得られないため、第二海堡の時間的に密なデータと併せることでこれまでは不明瞭であった現象の解釈が可能となってくる。

4.5 外洋水が残差流に及ぼす影響

前述したように、残差流は河川水および海上風の影響によって大きく左右される。しかしながら、データを細かく調べるとそれ以外の要因と思われる部分がある。例えば8月15日～8月20日には湾内に流入する流れが発生しているものの、この時期に河川水や北風はほとんど発生しておらず、その他の要因として外洋水の流入が考えられる。

一方、千葉灯標で海上保安庁が水質観測を行っており、そのデータをweb上で公開している(国土交通省関東地整港湾空港部, 2007)。図-38に8月15日前後の千葉灯標の水質を示す。図-38より、8月15日ごろから底層の塩分が増加し、8月16日ごろにピークを向かえていることがわかる。千葉灯標は湾奥部に位置するので、底層を含む全層での塩分上昇は湾口部からの高塩分水塊の流入なしには発生しない。

したがって、第二海堡底層における8月15日ごろからの流入は外洋水であり、その結果、千葉灯標などの湾奥部まで塩分が上昇したものと考えられる。

外洋からの高塩分水塊が流入した場合における流動構造の概念図を図-39に示す。湾口部に外洋から高塩分な水塊が接近すると重力循環によって底層へ潜り込む流れが発生し、表層では河川水によるエスチャリー循環に加えて、外洋水流入の補償流として外洋に流出する流れが発生する。外洋の高塩分水塊は以前の底層にあった水塊より下に潜り込むため、以前の底層水塊(高密度=高塩分・低水温)は持ち上げられることになり、一部の外洋高塩分水塊はくさび状に湾内に侵入していく。それによって湾奥部でも全層で塩分濃度が上昇し、水温は低下することになる。千葉灯標での塩分上昇・水温低下はこのようなメカニズムが働いていると考えられる。

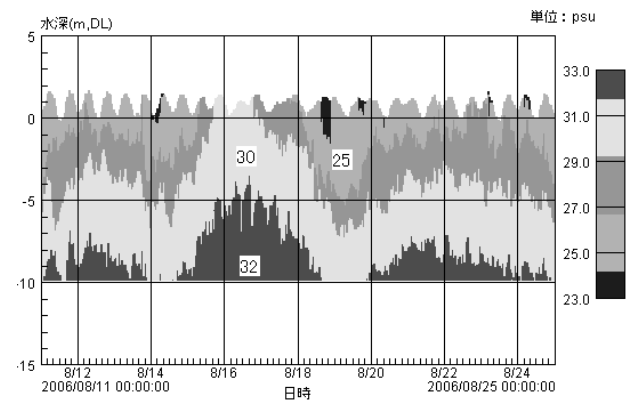


図-38 千葉灯標における8月15日前後の水質変化(海上保安庁(2007)の公開画像を一部修正)

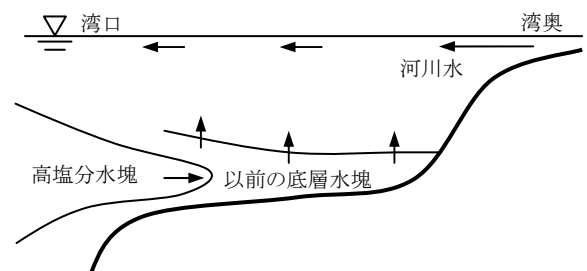


図-39 外洋からの高塩分水塊流入の概念

8月15日周辺以外にも4月15日や、9月4日、10月14日、2月24日などほぼ年間を通じて外洋水の流入と思われる現象が観察され、その時期には千葉灯標でも塩分の上昇が見られた。このように、第二海堡の流速データのみからでも外洋水の流入を定性的に判断することが可能となったことは、今後の東京湾の水質環境を調査・研究する上で海象計のデータが有効活用されることを示している。

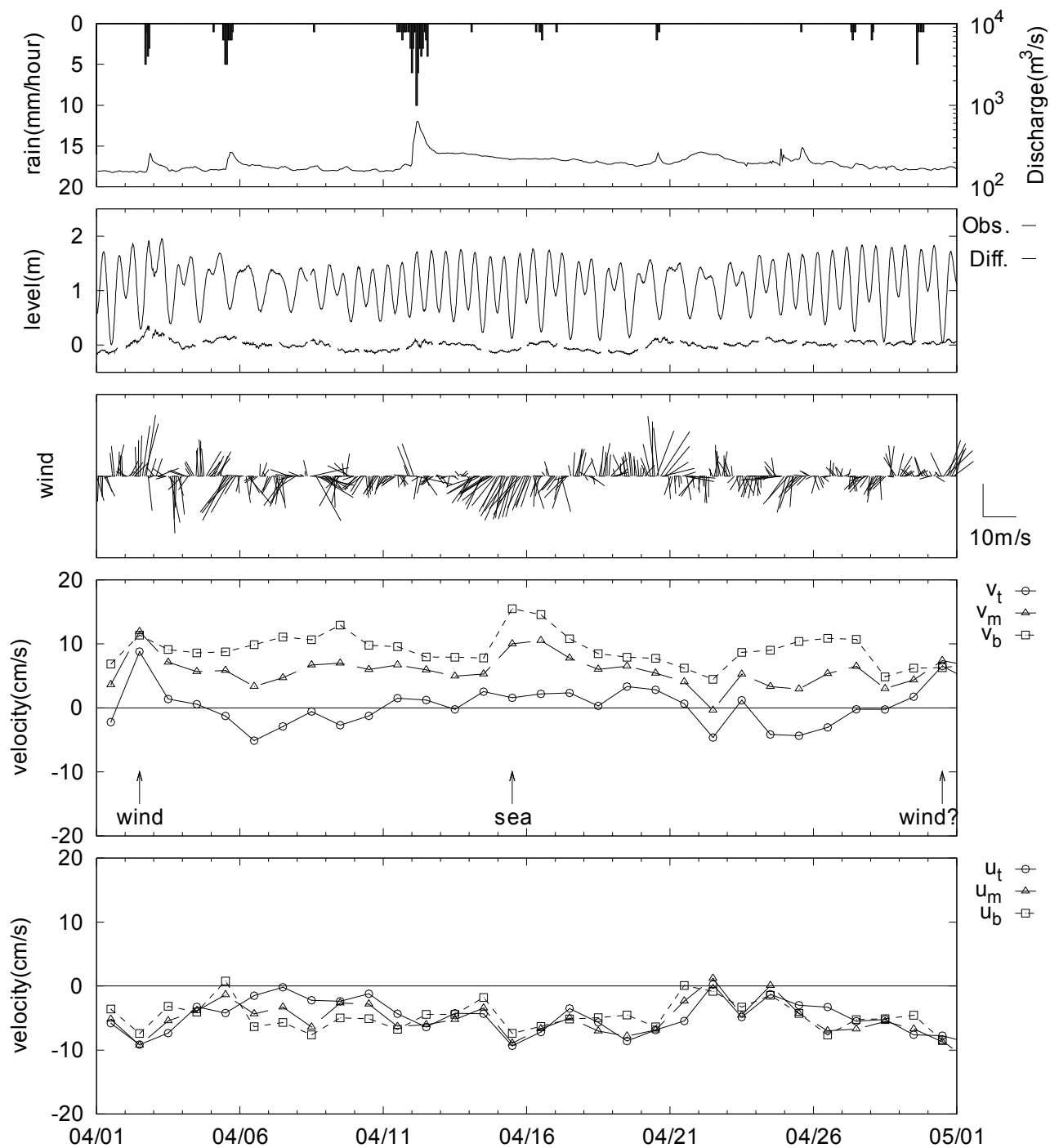


図-40 2006年4月における日平均残差流の時系列変化(下段から、第二海堡の東西流速、南北流速、風向風速、実測潮位と潮位偏差、木更津の降水量と東京湾への河川流入量。図中の矢印は外部からの影響と考えられる箇所で、windは風による影響、riverは河川水に流入による影響、seaは外洋水の流入による影響。)

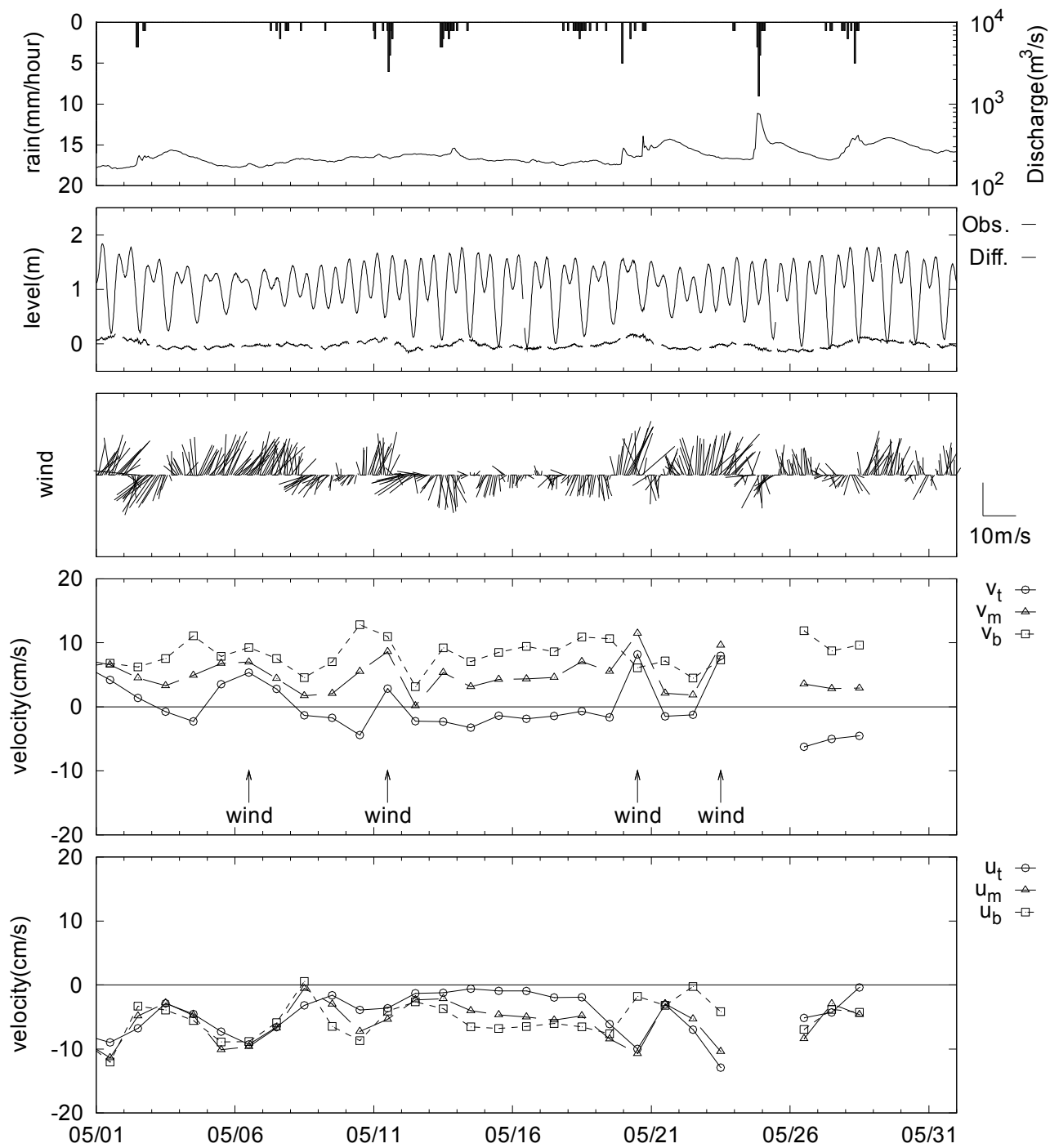


図-41 2006年5月における日平均残差流の時系列変化(下段から、第二海堡の東西流速、南北流速、風向風速、実測潮位と潮位偏差、木更津の降水量と東京湾への河川流入量。図中の矢印は外部からの影響と思われる箇所で、windは風による影響、riverは河川水に流入による影響、seaは外洋水の流入による影響。)

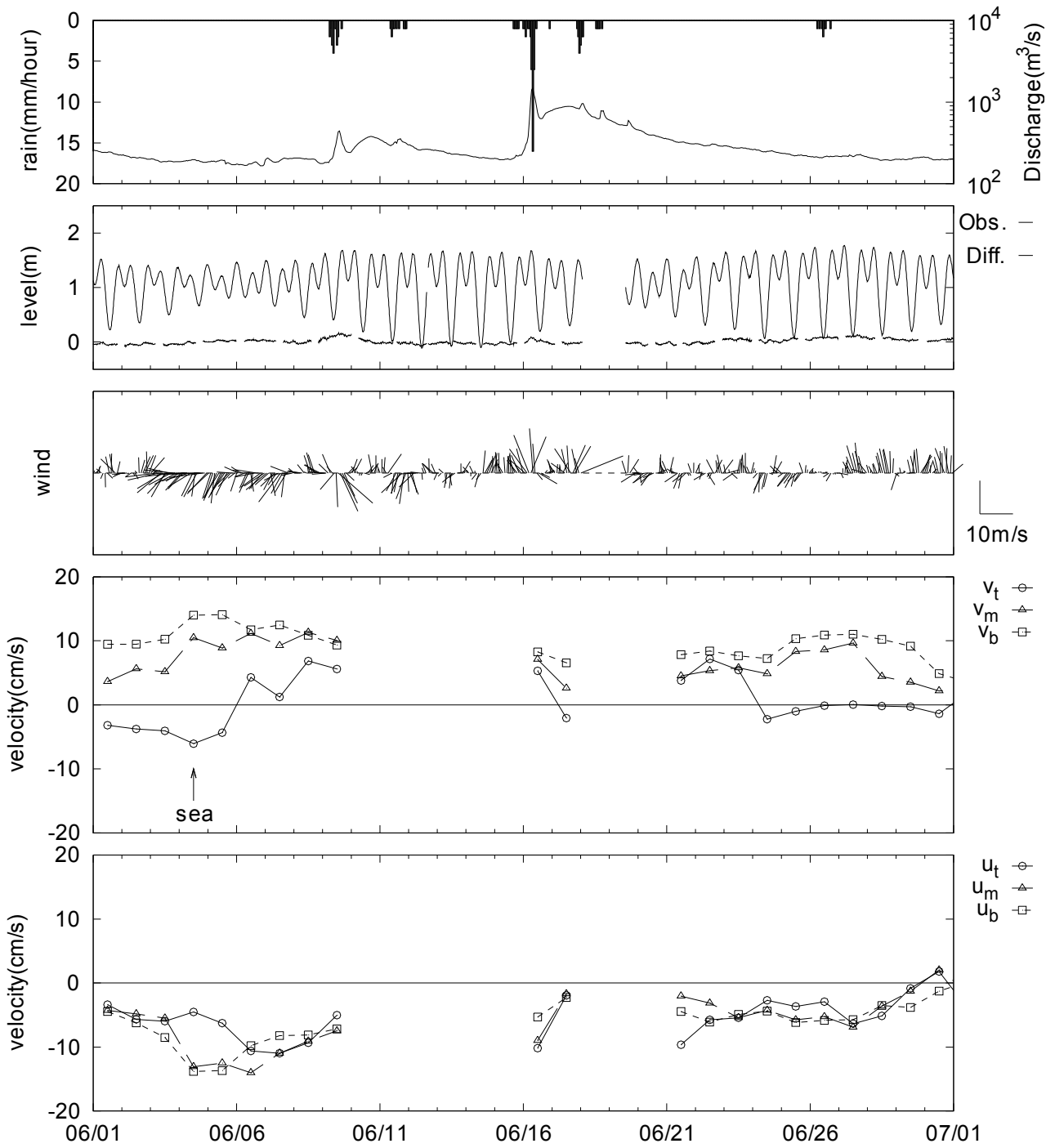


図-42 2006年6月における日平均残差流の時系列変化(下段から、第二海堡の東西流速、南北流速、風向風速、実測潮位と潮位偏差、木更津の降水量と東京湾への河川流入量。図中の矢印は外部からの影響と思われる箇所で、windは風による影響、riverは河川水に流入による影響、seaは外洋水の流入による影響。)

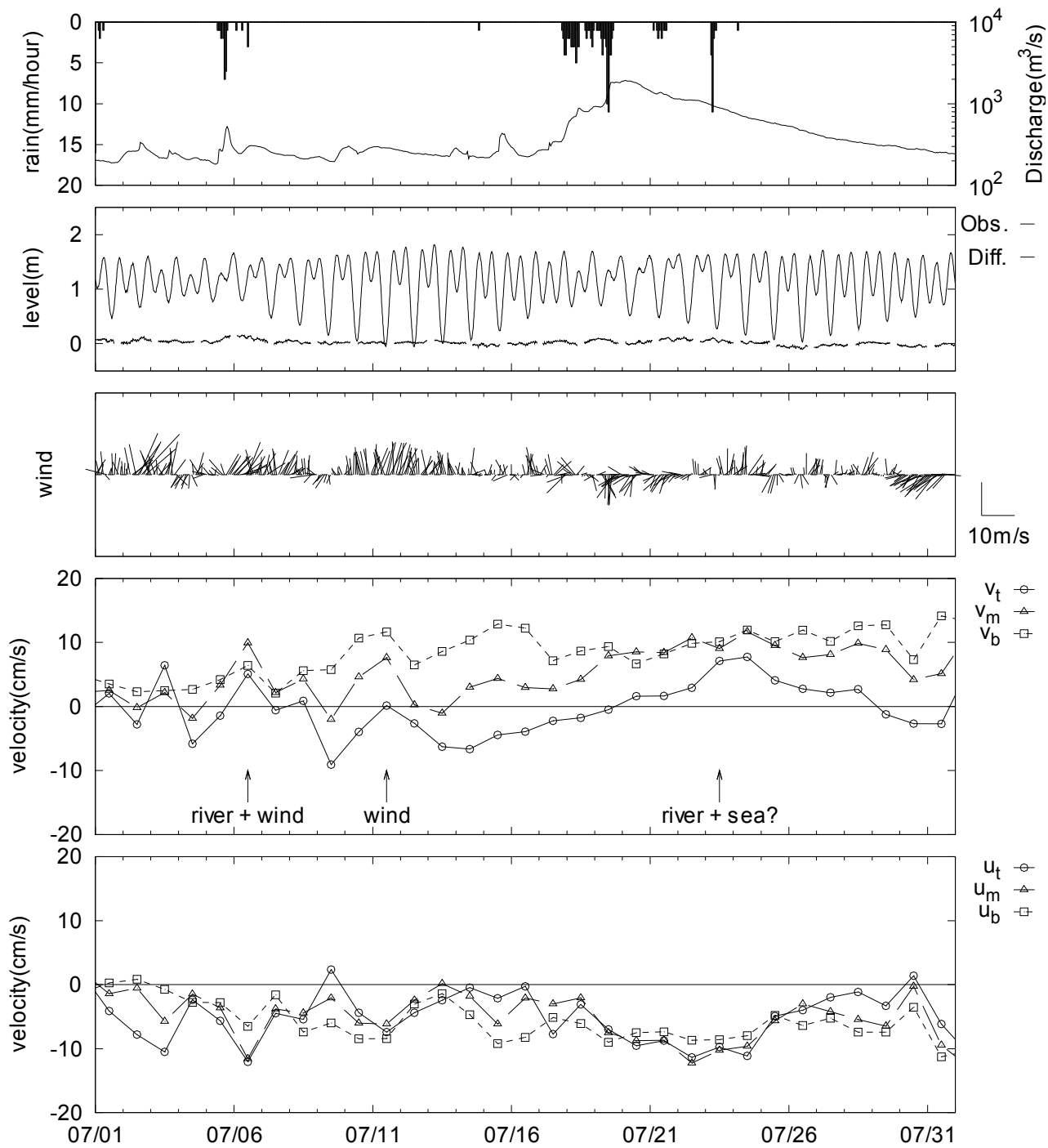


図-43 2006年7月における日平均残差流の時系列変化(下段から、第二海堡の東西流速、南北流速、風向風速、実測潮位と潮位偏差、木更津の降水量と東京湾への河川流入量。図中の矢印は外部からの影響と思われる箇所で、windは風による影響、riverは河川水に流入による影響、seaは外洋水の流入による影響。)

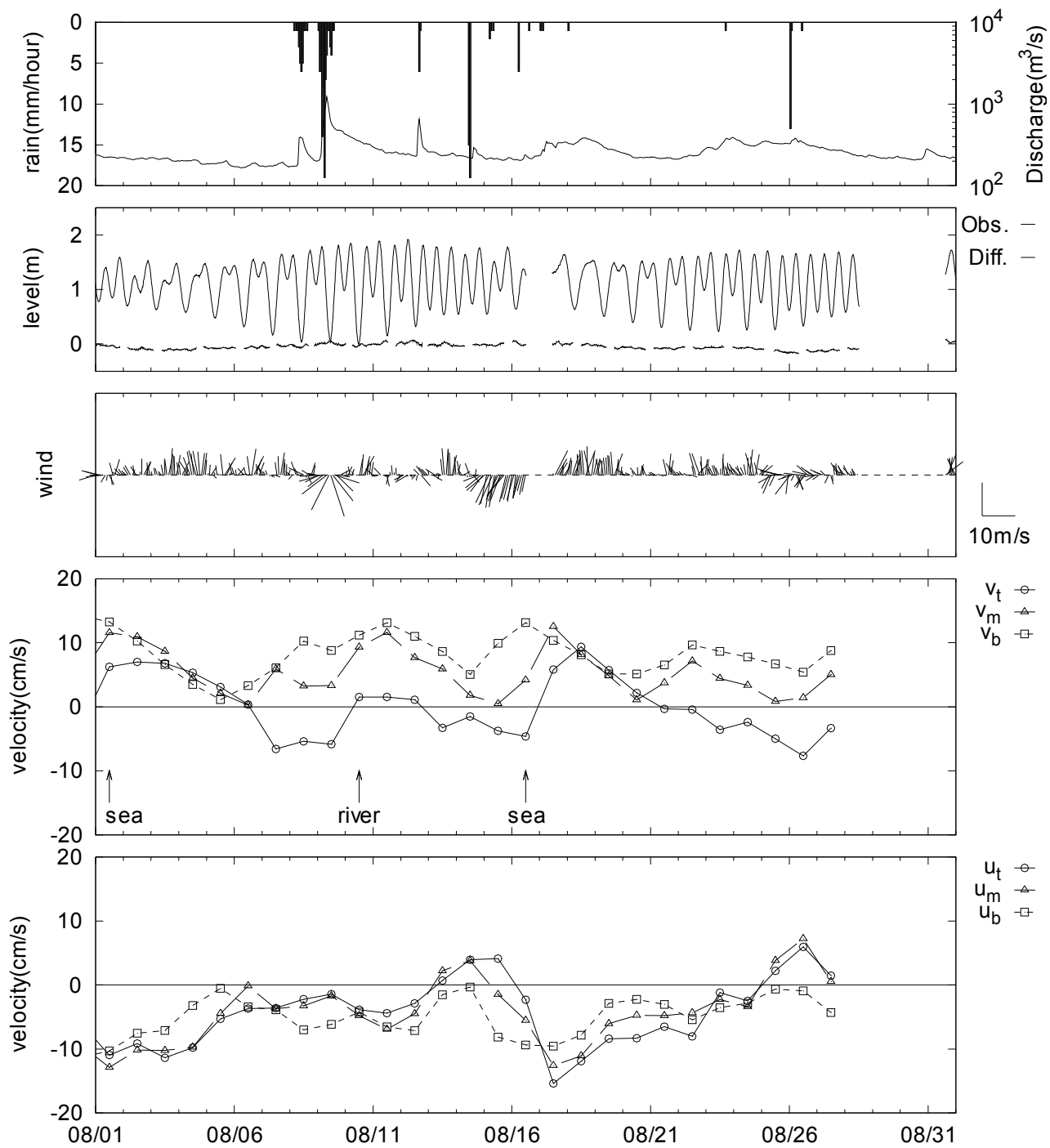


図-44 2006年8月における日平均残差流の時系列変化(下段から、第二海堡の東西流速、南北流速、風向風速、実測潮位と潮位偏差、木更津の降水量と東京湾への河川流入量。図中の矢印は外部からの影響と思われる箇所で、windは風による影響、riverは河川水に流入による影響、seaは外洋水の流入による影響。)

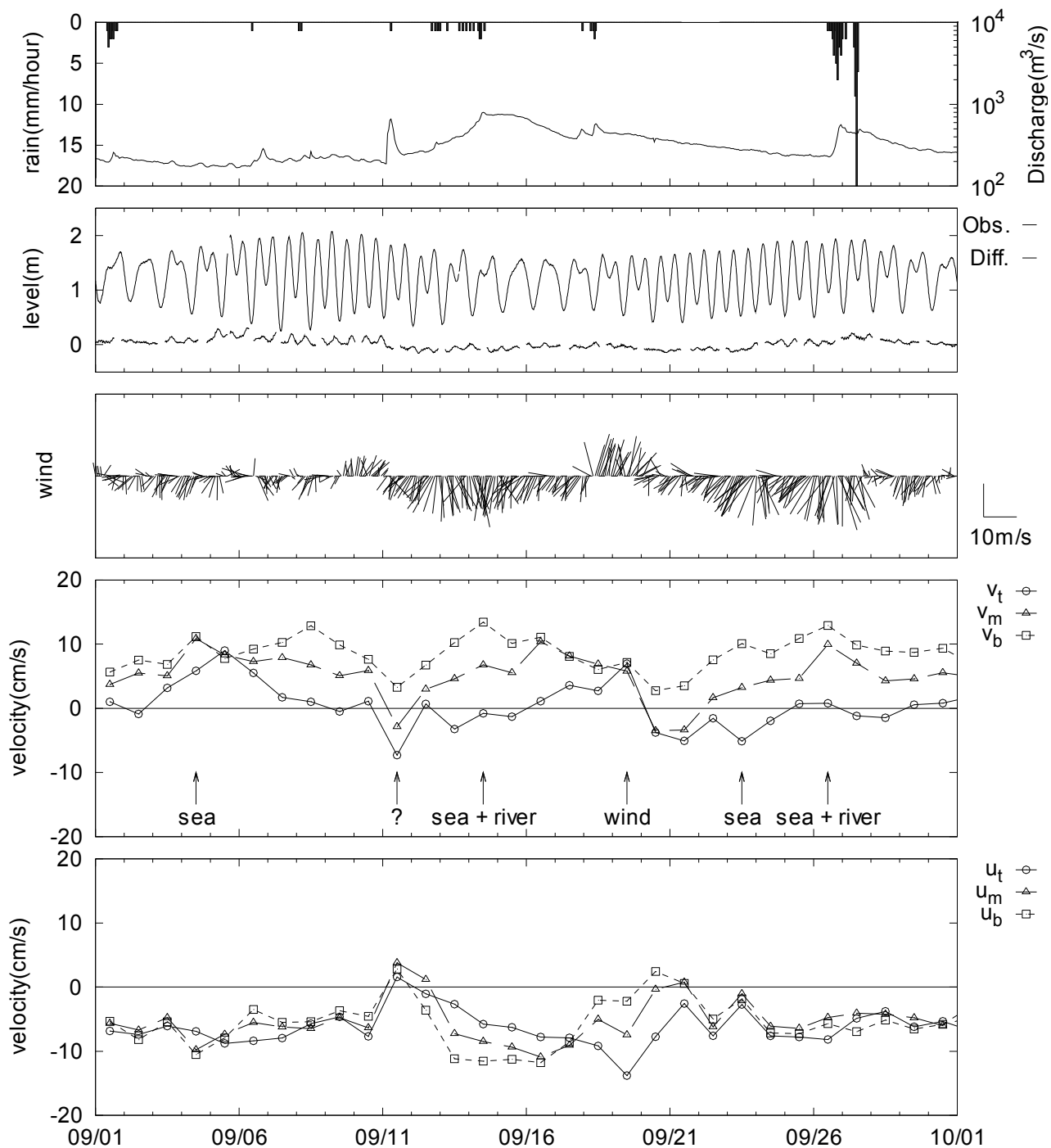


図-45 2006年9月における日平均残差流の時系列変化(下段から、第二海堡の東西流速、南北流速、風向風速、実測潮位と潮位偏差、木更津の降水量と東京湾への河川流入量。図中の矢印は外部からの影響と思われる箇所で、windは風による影響、riverは河川水に流入による影響、seaは外洋水の流入による影響。)

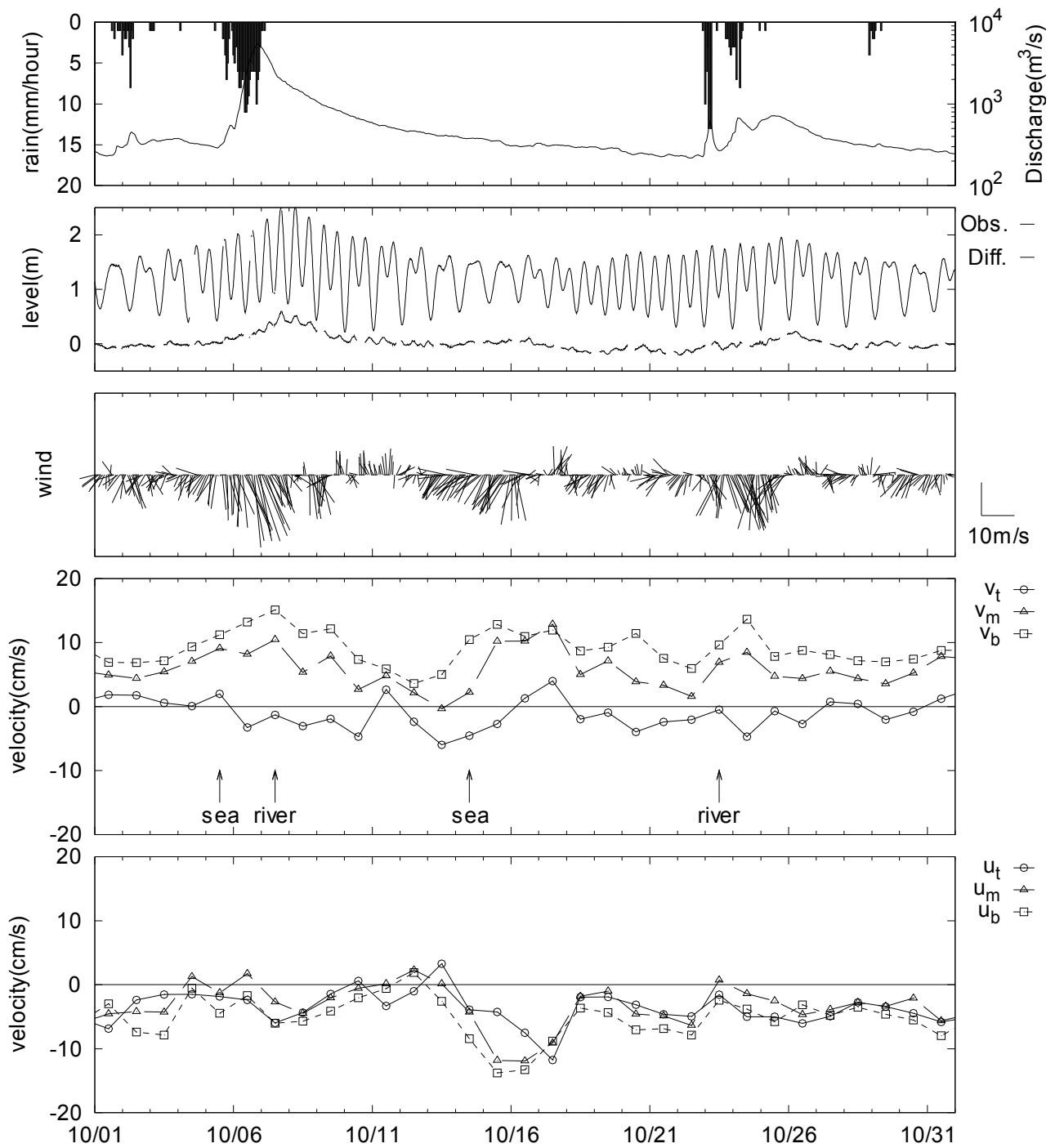


図-46 2006年10月における日平均残差流の時系列変化(下段から、第二海堡の東西流速、南北流速、風向風速、実測潮位と潮位偏差、木更津の降水量と東京湾への河川流入量。図中の矢印は外部からの影響と思われる箇所、windは風による影響、riverは河川水に流入による影響、seaは外洋水の流入による影響。)

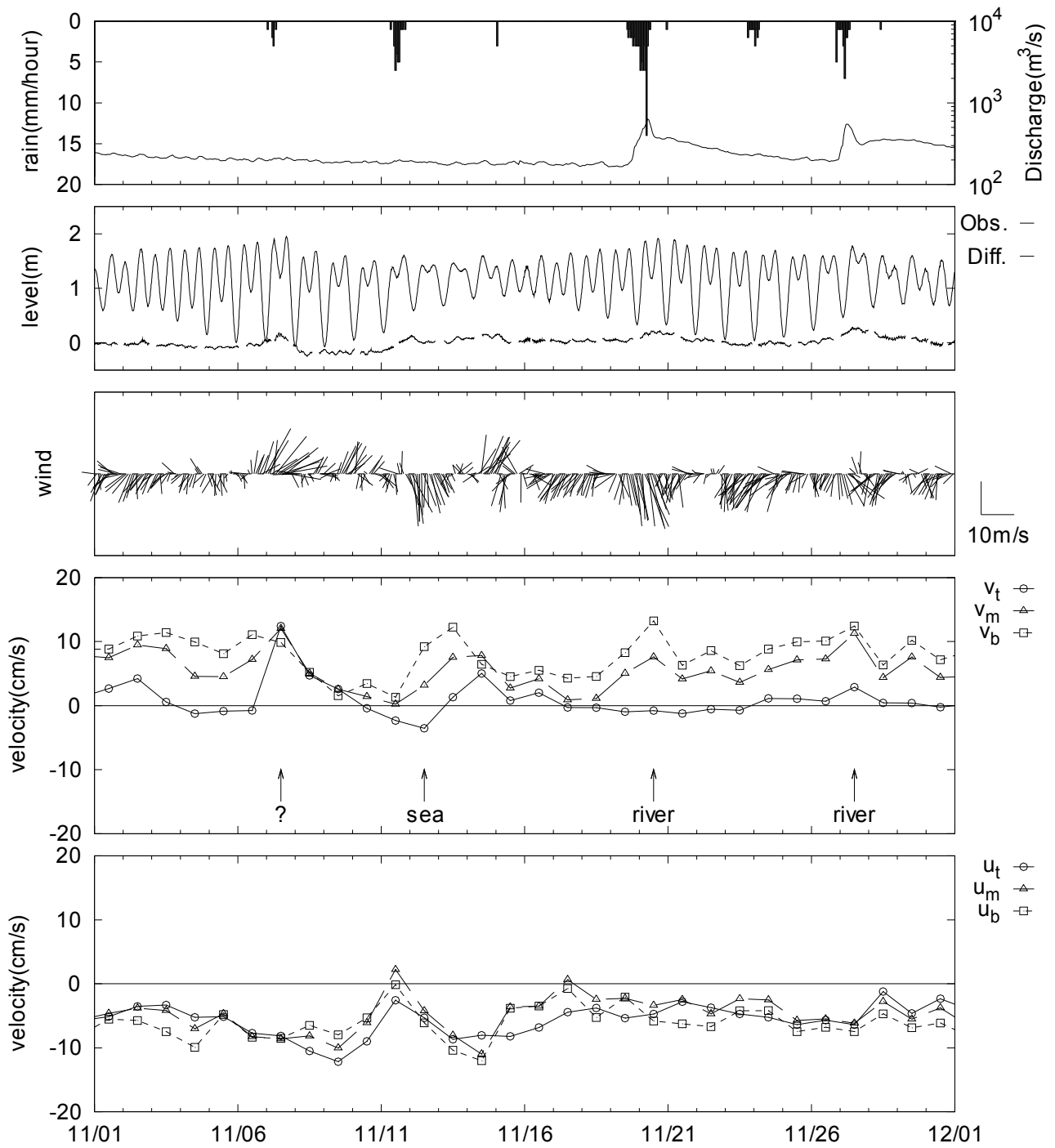


図-47 2006年11月における日平均残差流の時系列変化(下段から、第二海堡の東西流速、南北流速、風向風速、実測潮位と潮位偏差、木更津の降水量と東京湾への河川流入量。図中の矢印は外部からの影響と思われる箇所で、windは風による影響、riverは河川水に流入による影響、seaは外洋水の流入による影響。)

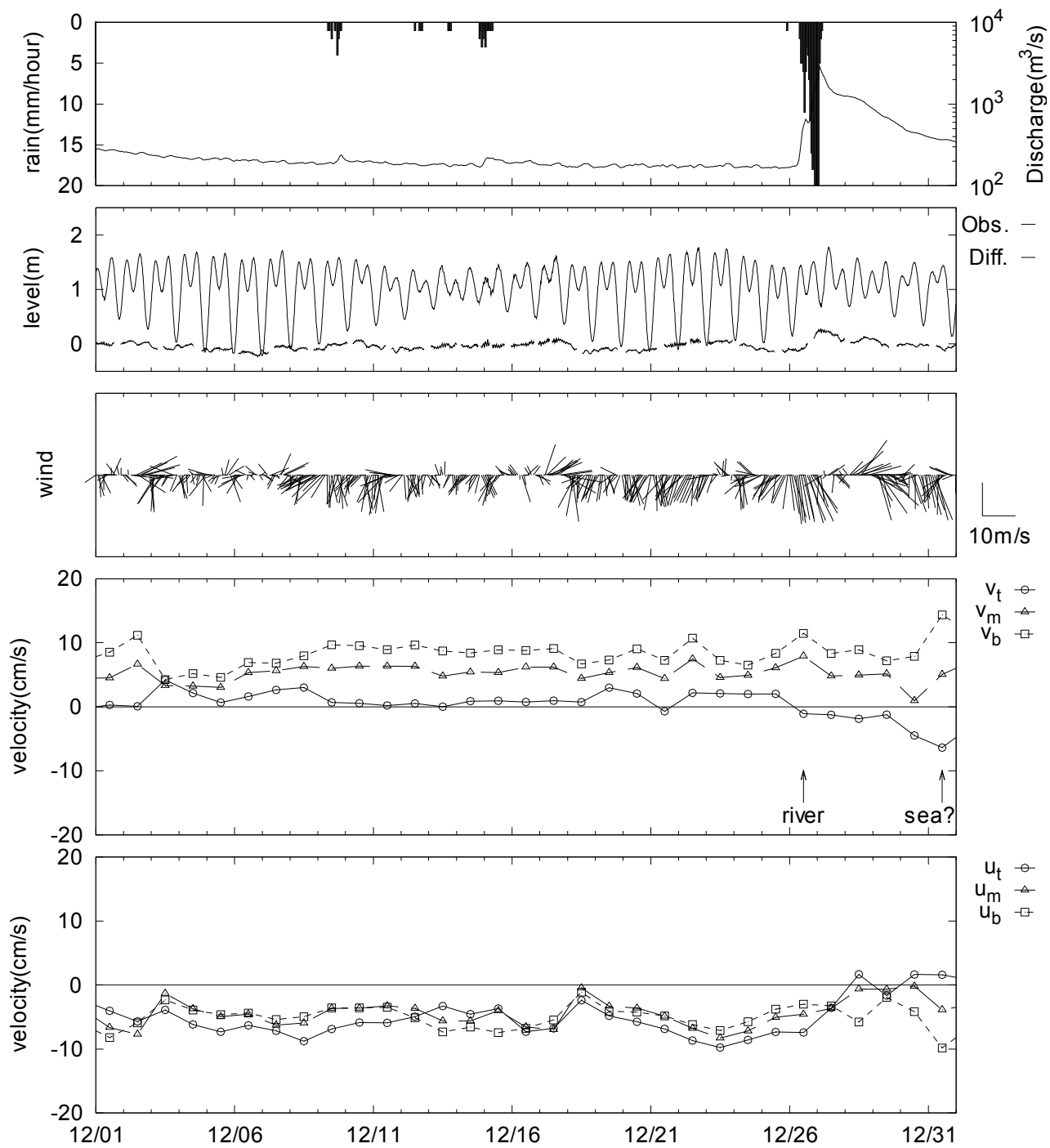


図-48 2006年12月における日平均残差流の時系列変化(下段から、第二海堡の東西流速、南北流速、風向風速、実測潮位と潮位偏差、木更津の降水量と東京湾への河川流入量。図中の矢印は外部からの影響と思われる箇所、windは風による影響、riverは河川水に流入による影響、seaは外洋水の流入による影響。)

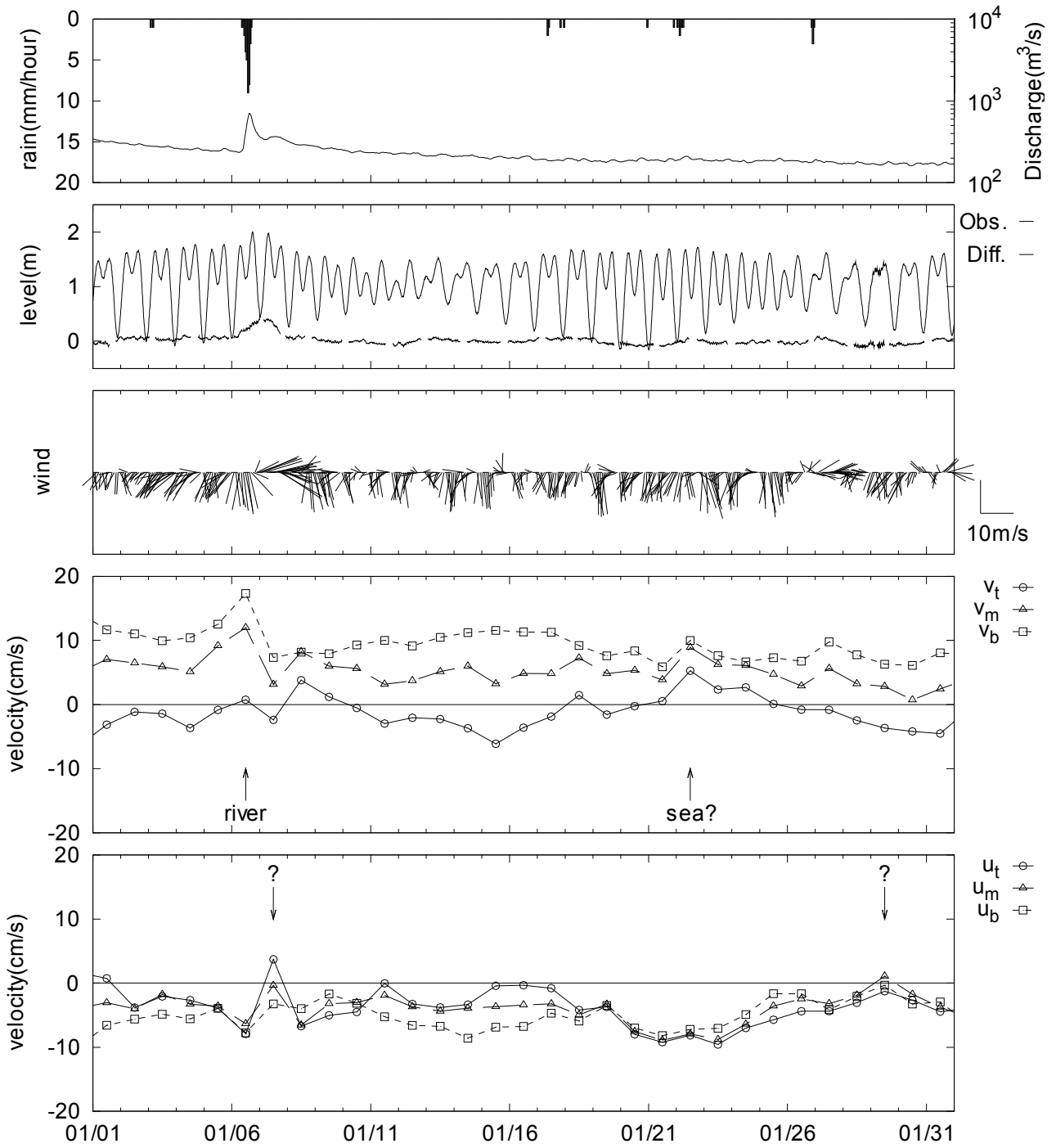


図-49 2007年1月における日平均残差流の時系列変化(下段から、第二海堡の東西流速、南北流速、風向風速、実測潮位と潮位偏差、木更津の降水量と東京湾への河川流入量。図中の矢印は外部からの影響と思われる箇所で、windは風による影響、riverは河川水に流入による影響、seaは外洋水の流入による影響。)

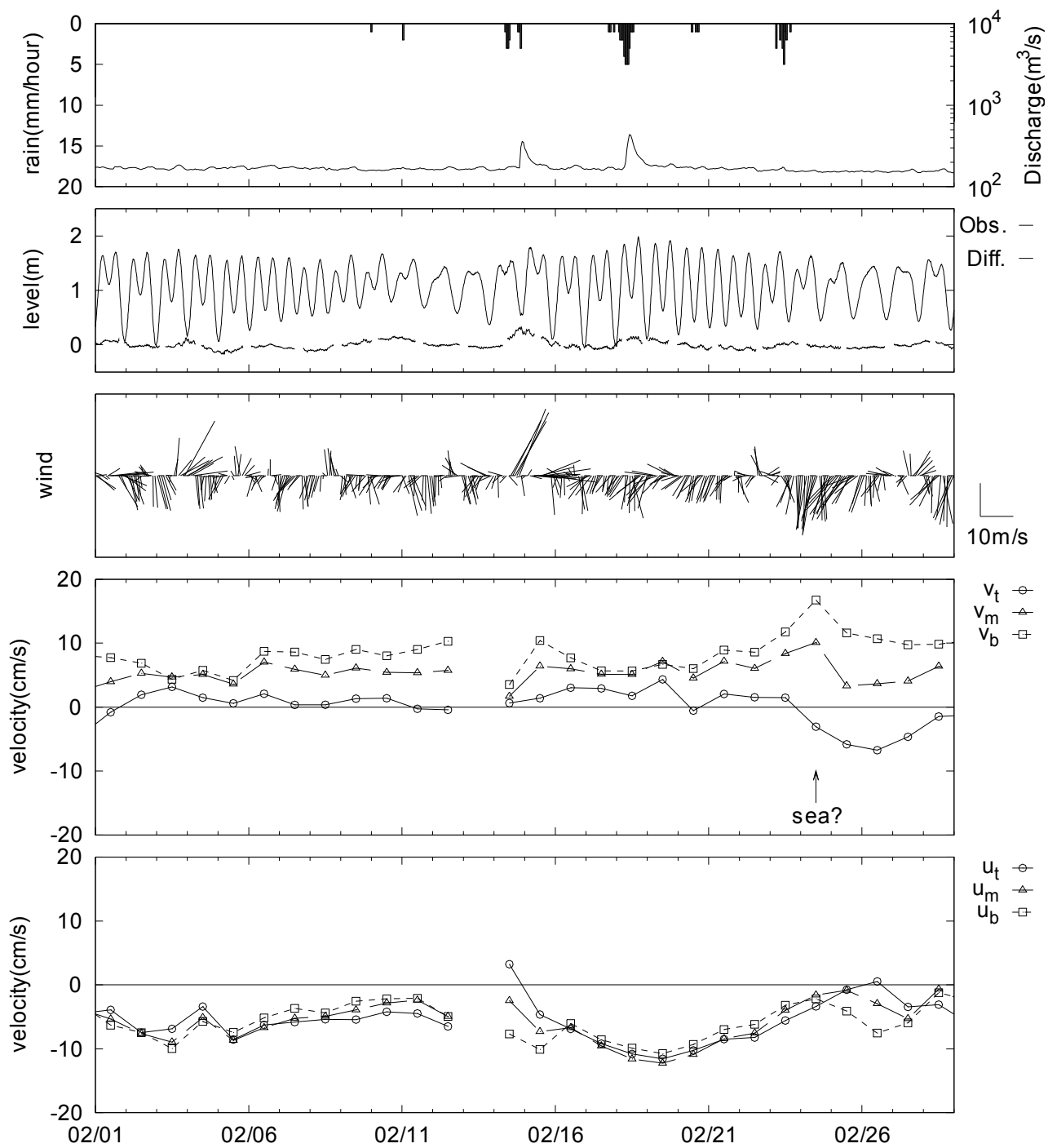


図-50 2007年2月における日平均残差流の時系列変化(下段から、第二海堡の東西流速、南北流速、風向風速、実測潮位と潮位偏差、木更津の降水量と東京湾への河川流入量。図中の矢印は外部からの影響と思われる箇所で、windは風による影響、riverは河川水に流入による影響、seaは外洋水の流入による影響。)

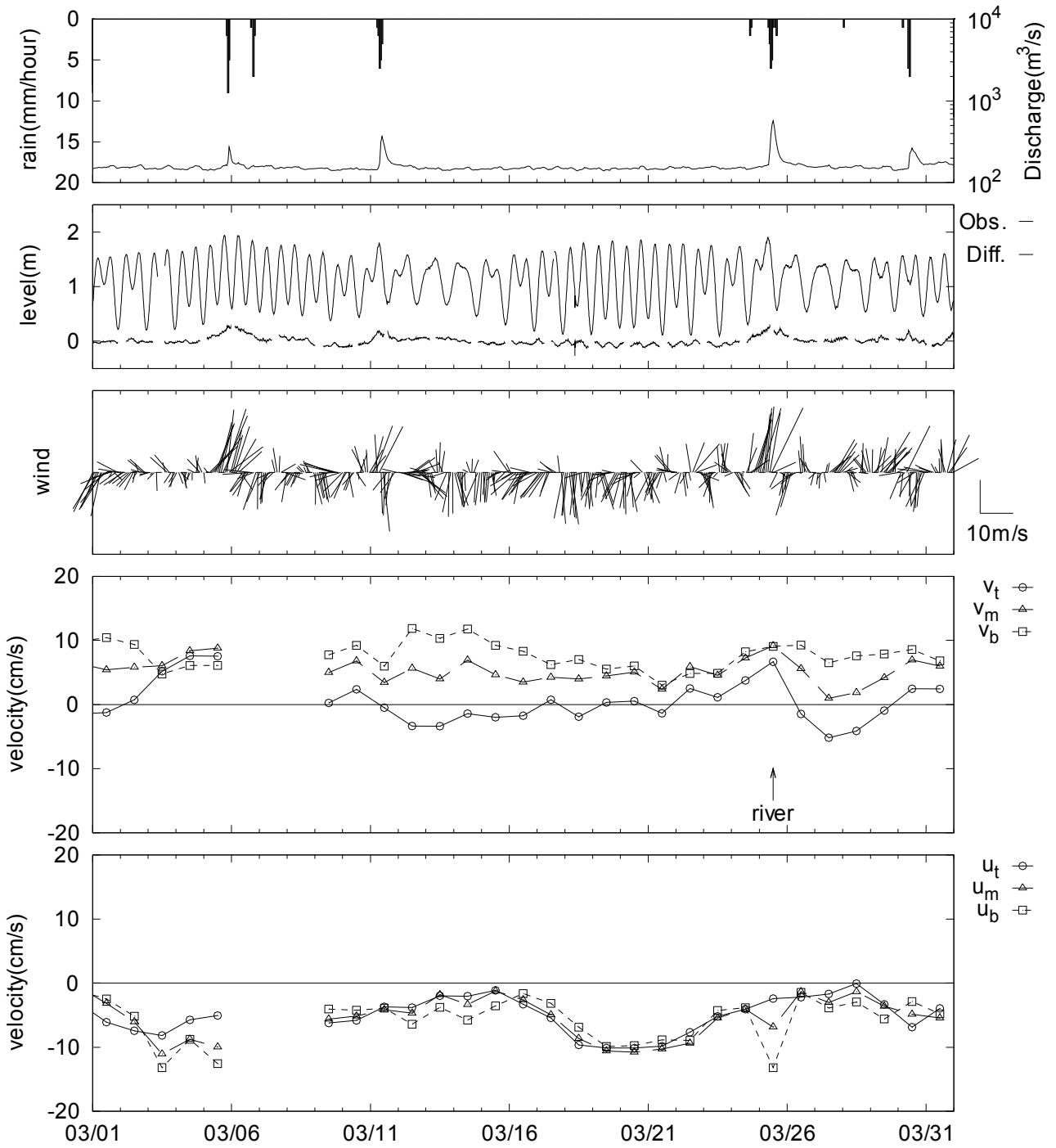


図-51 2007年3月における日平均残差流の時系列変化(下段から、第二海堡の東西流速、南北流速、風向風速、実測潮位と潮位偏差、木更津の降水量と東京湾への河川流入量。図中の矢印は外部からの影響と思われる箇所で、windは風による影響、riverは河川水に流入による影響、seaは外洋水の流入による影響。)

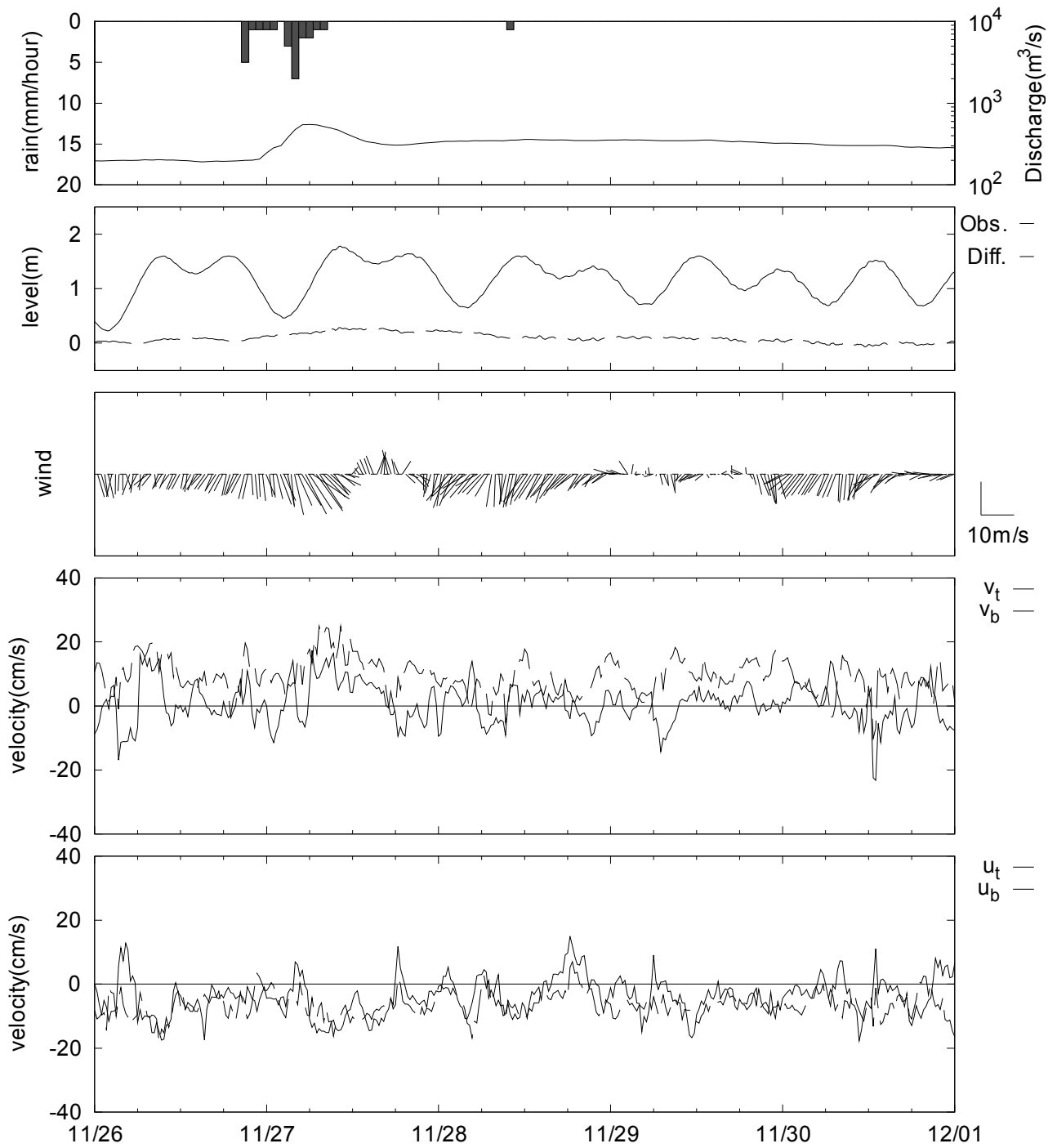


図-52 2007年11月27日周辺における残差流の時系列変化

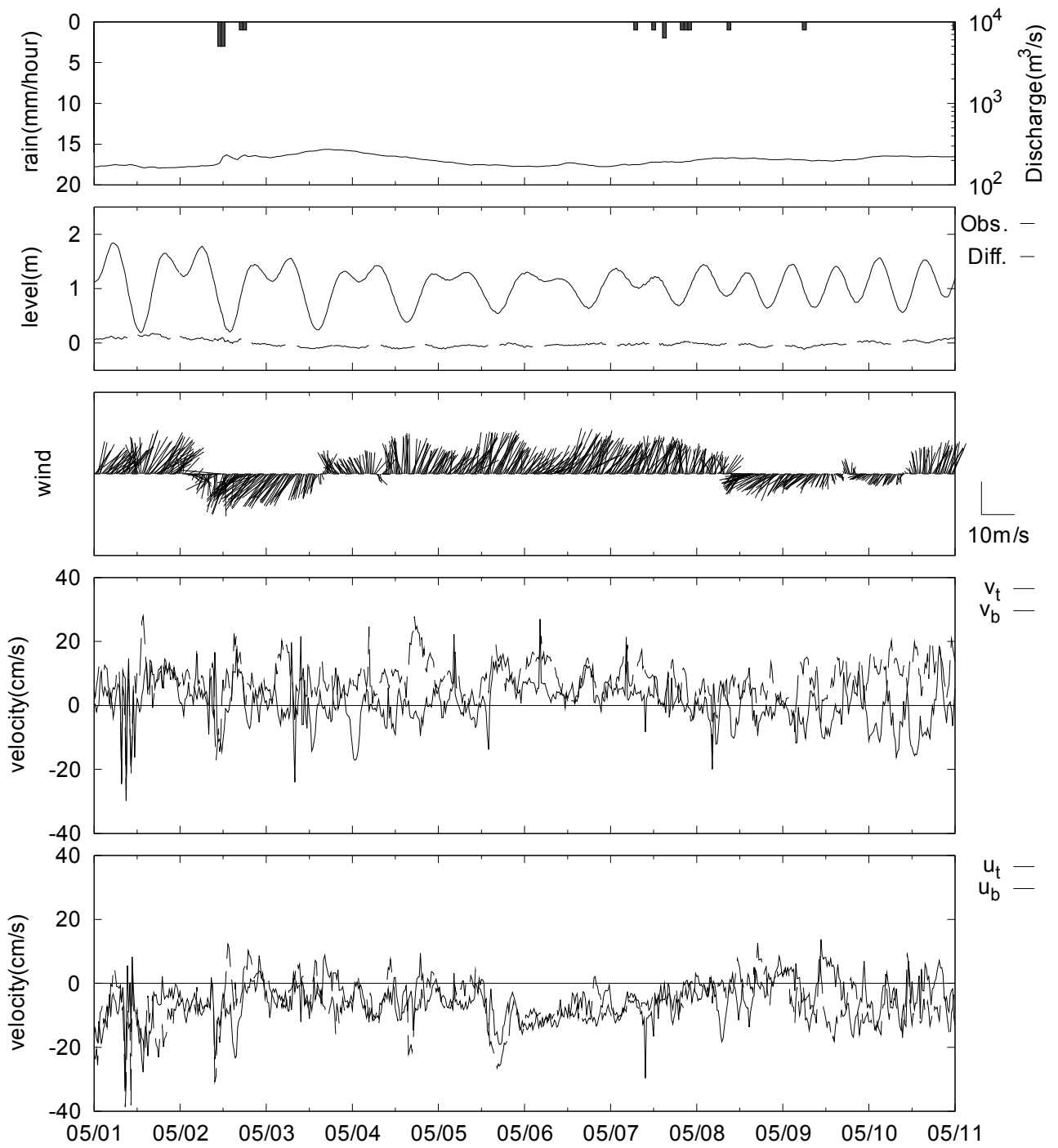


図-53 2006年5月1日～5月11日における残差流の時系列変化

5. おわりに

本研究では、第二海堡の海象計データを2006年4月から2007年3月までの1年間についてとりまとめた。それによって得られた知見を以下に述べる。

(1) 調和分解

- AIC を利用した機械的な手順によって、解析する分潮の組み合わせを自動的に決定することが可能となった。
- 第二海堡では潮流が上げ潮、下げ潮で非対称となる流れが発生する。従来の調和分解で、ある程度の非対称性は再現されたが、非線形性を考慮したより精度の高い調和分解を行う必要性が示唆された。

(2) 河川水が残差流に及ぼす影響

- 流量年表と国土交通省の水文水質データベースのデータを用いることによって、水位流量曲線を推定することが可能となった。
- 第二海堡の月平均残差流(特に v_b)は河川水の流入によるエスチャリー循環の影響が大きいことが分かった。
- 月平均残差流は各月における河川流入量の平均値よりも中央値との関連性が高い。これは、河川流入量は洪水時に通常時の数倍ほど大きな流量が流れるため、中央値は平均値よりも発生確率が高いためと考えられる。
- 河川流入量月中央値と月平均残差流の1次近似式で得られた係数から、第二海堡でエスチャリー循環によって流出するのは表層約13mであり、それより底層は流入する流れとなることが推定された。
- 河川から出水があった場合は約1時間後には第二海堡までその影響が現れている。一方で回数は少ないが、出水があっても影響がほとんどない状況も見られる。この現象の解明に対しては流動モデルによる数値シミュレーションを行うことが有効と考えられる。

(3) 風が残差流に及ぼす影響

- 月平均風速は表層の月平均残差流に対して影響が大きく、その他の水深に対しては南北方向の流速に対して比較的影響が見られる。
- 強い南風が連吹すると第二海堡の底層で湾内に流入する残差流が生じる。外洋水の流入出は風による影響によって強く左右されることが示唆された。

(4) 湾口部の残差流と第二海堡の残差流との関係

- 東京湾フェリーによって観測された湾口断面月平均残差流は河川の月中央値と比例関係にあり、湾口部でもエスチャリー循環の影響が大きい。
- 湾口断面月平均残差流の季節変動は夏季に流入し冬季に流出する傾向が見られ、これは第二海堡の底層月平均残差流(v_b)でも同様の傾向を示している。このように両者の流れには共通するメカニズムが働いているため、両者の観測データを互いに関連させて考察を行うことによって、相乗的な効果を発揮させうることが期待される。

(5) 外洋水が残差流に及ぼす影響

- 第二海堡で河川や風による影響以外で流入する流れが発生し、千葉灯標の水質データを調べると同時期に塩分が上昇する現象が見られた。この原因は外洋から高塩分水塊が流入してきたことによる。
- 外洋から高塩分水塊が接近すると重力循環によって東京湾の底層に潜り込み、第二海堡で湾内に流入する流れが発生する。高塩分水塊は以前の底層水塊を押し上げるために湾奥でも全層で高塩分化する。このようなメカニズムが働いていると考えられる。

(6) 総括

本研究によって水質データを使うことなく海象計のデータのみを使用して、残差流が河川水・風・外洋水からどの程度影響を与えているかを定性的に判断することが可能となった。海象計は現在、第二海堡を含め全国の沿岸域に27基設置されており、それらの既設機器を有効活用することによって全国各地の流動特性を把握できることになる。加えて、既存の海象計は三層の流速を計測しているが、これを多層で計測するシステムに改良すれば、これまで以上に海象計のポテンシャルが高くなり解析精度の向上ならびに活用範囲の拡大が期待される。

(2007年8月13日受付)

謝辞

本研究を行うにあたって、株式会社エコーの額田課長から第二海堡のデータの提供に関してご協力いただきました。また、海洋・水工部のメンバー、および査読者から貴重なご意見・ご指摘をいただきました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

池谷毅(1993) : 潮汐の調和解析への最小 AIC 推定法の適用, 海岸工学論文集, 第 40 巻, pp.216-220.

岡田知也・橋本典明・永井紀彦(1999) : 沿岸域における流れの長周期変動と風の関連性, 海岸工学論文集, 第 46 巻, pp.441-445.

海上保安庁(2007) : 東京湾リアルタイム水質データ. <http://www4.kaiho.mlit.go.jp/kaihoweb/index.jsp>.

海上保安庁(編) (1992) : 潮汐調和定数表, 日本水路協会.

気象庁 (2007) : 気象庁ホームページ. <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>.

気象庁(編) (1999) : 海洋観測指針(第 2 部), 気象業務支援センター.

国土交通省関東地方整備局港湾空港部(2007) : 東京湾環境情報センター. <http://www.tbic.go.jp/>.

国土交通省河川局(2007) : 水文水質データベース. <http://www1.river.go.jp/>.

佐藤慎司(1995) : 日本海沿岸で観測された流れの特性, 土木学会論文集, 第 521 号, pp.113-122.

田島稔・小牧和雄(1999) : 最小二乗法の理論とその応用 [改訂版], 東洋書店.

中野猿人(1940) : 潮汐学, 古今書院.

永井紀彦・小川英明・額田恭史・久高将信 (2004) : 波浪計ネットワークによる沖合津波観測システムの構築と運用, 海洋開発論文集, 第 20 巻, pp.173-178.

日本河川協会(編) (2007) : 雨量・流量年表データベース, 社団法人日本河川協会.

橋本典明・永井紀彦・高山知司・高橋智晴・三井正雄・磯部憲雄・鈴木敏夫(1995) : 水中超音波ドップラー効果を応用した海象計の開発, 海岸工学論文集, 第 42 巻, pp.1081-1085.

日向博文(2005) : HF レーダーによる東京湾の M2 潮流観測, 国土技術政策総合研究所資料, 第 212 号.

村上和男(1981) : 最小自乗法による潮汐・潮流の調和分解とその精度, 港湾技研資料, 第 369 号.

横田雅紀・山城賢・橋本典明・永井紀彦(2007) : 海象計による流況観測結果を用いた恒流の季節変動特性に関する検討, 海洋開発論文集, 第 23 巻, pp.615-620.

Barrick, Donald E. (1972) : First-Order Theory and Analysis of MF/HF/VHF Scatter from the Sea, *IEEE Trans. Antennas Propag.*, No. 1, pp. 2-10.

記号表

AIC : Akaike Information Criterion, 赤池情報量基準
H : 河川の水位(m)
 K_1 : 日月合成日周期潮
 M_2 : 主太陰半日周期潮

MAICE : 最小 AIC 推定量
 O_1 : 主太陰日周期潮
Q : 河川流量(m^3/s)
 r^2 : 決定係数
 S_2 : 主太陽半日周期潮
 Sa : 太陽年周期潮
 Ssa : 太陽半年周期潮
 t : 時間
 u : 東西流速
 u_b : 海象計による下層(水深 20m)の東西流速
 u_m : 海象計による中層(水深 15m)の東西流速
 u_s : HF レーダーによる表層の東西流速
 u_t : 海象計による上層(水深 10m)の東西流速
 v : 南北流速, 流速
 \bar{v} : 流速の潮汐成分
 \bar{v} : 残差流の時間平均
 v_b : 海象計による下層(水深 20m)の南北流速
 v_m : 海象計による中層(水深 15m)の南北流速
 v_s : HF レーダーによる表層の南北流速
 v_t : 海象計による上層(水深 10m)の南北流速
 V_i : 各分潮の位相を表わす天文引数
 W_i : 各分潮の振幅を表わす天文引数

付録A 2次元正規分布によるエラー値の除去

2次元正規分布の確率密度関数 $g(x, y)$ は次式で定義される(田島ら, 1999).

$$g(x, y) = \frac{1}{2\pi\sigma_x\sigma_y\sqrt{1-\rho^2}} \cdot e^{-c^2/2} \quad \dots(\text{A.1})$$

$$-\frac{c^2}{2} = -\frac{1}{2(1-\rho^2)} \left\{ \frac{(x-\mu_x)^2}{\sigma_x^2} + \frac{(y-\mu_y)^2}{\sigma_y^2} - \frac{2\rho(x-\mu_x)(y-\mu_y)}{\sigma_x\sigma_y} \right\} \quad \dots(\text{A.2})$$

ここで、 μ_x, μ_y は x, y の平均値、 σ_x, σ_y は x, y の標準偏差、 ρ は相関係数であり、次式で定義される。

$$\rho \equiv \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_x\sigma_y} \quad (\text{A.3})$$

ここで、 σ_{xy} は共分散であり、次式のように定義される。

$$\sigma_{xy} \equiv \frac{1}{N} \sum_i^N (x_i - \mu_x)(y_i - \mu_y) \quad \dots(\text{A.4})$$

ここで、 N はデータ数である。

$g(x, y)$ について等確率の点を結ぶと楕円が形成され、この楕円を等確率楕円という。等確率楕円の内側の確率 $G(x, y)$ は、

$$G(x, y) = 1 - e^{-c^2/2} \quad (\text{A.5})$$

となる。

よって、2次元正規分布に従う2次元のデータからエラー値を取り除くには、 $G(x, y)$ を計算して規定の確率以上であれば異常値として取り除けばよい。

付録B 調和定数表

潮位、流速の振幅および遅角を表-B. 1, B. 2に示す。遅角の単位は度である。

表-B.1 潮汐調和定数表(振幅、平均值)

name	tide (cm)	u_s (cm/s)	u_z (cm/s)	u_m (cm/s)	u_b (cm/s)	v_s (cm/s)	v_z (cm/s)	v_m (cm/s)	v_b (cm/s)
Sa	6.02	4.62	0.85	0.38	0.41	3.74	1.09	2.23	2.24
Ssa	5.23	2.20	0.60	0.39	0.46	0.74	0.86	1.13	0.40
Mm	0.58	3.65	0.63	0.83	0.95	1.60	0.66	0.63	0.70
MSf	1.49		3.10	1.42	0.68	0.56	0.52	0.97	1.38
Mf	1.14		0.29	0.28	0.13	0.98	0.65	0.52	0.30
2Q ₁	0.55	0.85	0.19		0.22		0.43	0.35	0.22
σ_1	0.69		0.63	0.69	0.48	0.38	0.29	0.31	0.61
Q ₁	4.01		0.62	0.69	0.74	0.59	0.76	0.74	0.71
ρ_1	0.65			0.21	0.21		0.16		0.17
O ₁	19.39	2.40	3.32	3.41	3.60	3.82	3.57	3.17	3.07
MP ₁		1.07	0.97	0.78	0.52	0.40	0.85	1.10	0.66
M ₁	0.90	0.64	0.11	0.13	0.12	0.56	0.13		0.12
χ_1	0.14		0.21	0.25	0.14			0.27	0.16
π_1	0.32	1.12	0.14	0.17	0.27	1.14	0.22	0.26	0.40
P ₁	8.01	0.82	1.90	1.70	1.39	1.77	1.29	1.08	1.22
S ₁	0.36	3.49	0.68	0.73	0.35	3.52	1.05	1.03	0.66
K ₁	24.36	4.19	3.85	4.21	4.70	4.18	4.47	4.27	3.97
ϕ_1	0.29	1.98	0.12	0.34	0.27	0.72	0.89	0.49	0.49
ϕ_1	0.15	1.06	0.13	0.27	0.30	0.82	0.14	0.42	0.40
θ_1	0.23		0.22	0.18			0.21		0.13
J ₁	1.29	0.72	0.17	0.28	0.39	0.47	0.21		
SO ₁	0.28	0.65	0.84	0.82	0.50	0.80	0.47	0.37	0.50
OO ₁	0.81		0.14	0.15	0.20		0.20		
OQ ₂			0.11	0.13	0.26	0.35	0.23		0.11
MNS ₂	0.31	1.13	0.51	0.62	0.66				0.19
2N ₂	0.75	0.84	0.27	0.32	0.61	0.40	0.53	0.29	0.41
μ_2	1.13	1.69	0.96	1.20	1.05	0.87	1.12	0.59	0.49
N ₂	5.68	3.13	1.35	1.96	2.26	2.88	2.55	2.15	1.76
ν_2	1.05	0.69	0.23	0.25	0.34	1.39	0.49	0.45	0.29
OP ₂	0.30	1.55	0.35	0.32	0.42	0.63	0.36	0.71	0.71
M ₂	41.52	15.94	14.82	18.75	20.47	20.04	20.82	17.68	16.49
MKS ₂	0.49	1.37	1.06	0.97	1.08	1.16	0.47		0.37
λ_2	0.20		0.25	0.82	0.82		0.23		0.23
L ₂	1.11		0.35	0.66	0.84	1.10	0.82	0.69	0.44
T ₂	0.94	1.02	0.33	0.88	0.78	0.61	0.44	0.93	1.13
S ₂	20.39	6.79	6.59	8.45	9.67	10.90	12.28	9.97	8.22
R ₂	0.37	0.71	0.30	1.07	1.20	0.65	1.45	1.63	1.37
K ₂	5.60	2.10	1.79	2.14	2.40	3.02	3.16	2.59	2.20
MSN ₂	0.26		0.28	0.50	0.38	0.68	0.62	0.65	0.65
KJ ₂	0.57		0.34	0.43	0.44		0.23	0.36	0.38
2SM ₂	0.13	0.96	0.71	1.13	0.90	0.38	0.84	0.79	0.20
MO ₃	0.24		0.90	0.72	0.42	0.69	0.57	0.53	0.56
M ₃	0.76		0.68	0.81	0.93	1.06	0.91	0.68	0.58
SO ₃	0.18		0.89	0.89	0.62	0.82	0.47	0.25	0.58
MK ₃	0.19		1.26	0.89	0.63	0.42	0.74	0.72	0.86
SK ₃	0.31		0.52	0.53	0.33	0.56	0.67	0.44	0.34
MN ₄	0.11		0.16	0.38	0.29	0.44	0.23		0.27
M ₄	0.24	1.52	1.61	1.02	0.36	1.06	1.75	1.40	1.75
SN ₄			0.18	0.16	0.24				0.18
MS ₄	0.17	1.44	2.14	1.44	0.72	1.29	2.57	1.70	1.68
MK ₄	0.16		0.68	0.46	0.19	0.52	0.21	0.38	0.51
S ₄	0.22	0.73	0.59	0.92	0.97		0.68	0.45	0.25
SK ₄			0.42	0.47	0.36		0.16		0.22
2MN ₆			0.18	0.16	0.23				0.39
M ₆				0.22	0.29		0.48	0.36	0.19
MSN ₆			0.22				0.12		0.15
2MS ₆			0.35	0.62	0.55		0.83	0.48	0.32
2MK ₆			0.30	0.19	0.24		0.16		
2SM ₆			0.27	0.37	0.39		0.22	0.38	
MSK ₆			0.20	0.35	0.35		0.12		
Z ₀	111.65	-8.10	-4.92	-4.87	-5.39	-7.96	0.01	5.41	8.53

表-B.2 潮汐調和定数表(遅角[deg])

name	tide	u_s	u_t	u_m	u_b	v_s	v_t	v_m	v_b
Sa	176.51	88.17	236.55	35.09	99.11	42.02	48.64	131.66	154.44
Ssa	1.74	226.17	131.38	171.38	176.33	241.14	239.79	226.21	189.76
Mm	163.10	113.76	207.51	232.56	232.13	145.74	93.61	55.65	28.57
MSf	190.46		203.21	177.83	189.62	288.85	302.46	322.78	7.21
Mf	81.84		253.95	307.01	257.59	224.96	173.75	168.07	68.72
2Q ₁	147.45	192.99	138.49		282.96		330.47	307.76	253.43
σ_1	154.51		14.50	51.90	56.48	264.31	290.58	190.37	171.56
Q ₁	148.13		217.13	222.51	211.74	91.87	41.26	51.87	37.85
ρ_1	153.81			257.37	237.50		109.54		114.13
O ₁	159.79	12.74	213.10	221.40	230.93	66.23	55.83	52.69	47.53
MP ₁		38.24	122.42	108.46	92.59	16.49	311.07	341.90	358.77
M ₁	170.79	95.68	166.98	194.45	228.16	3.76	68.34		51.29
χ_1	190.03		112.42	109.74	115.55			217.79	232.77
π_1	166.15	190.35	29.60	153.13	165.22	89.12	296.32	135.48	132.18
P ₁	178.03	127.88	230.50	238.24	248.55	87.16	95.61	89.55	76.45
S ₁	39.09	160.80	10.73	349.76	332.87	84.00	189.88	227.15	249.36
K ₁	178.27	44.81	244.70	253.13	257.22	87.30	77.69	73.63	68.86
ϕ_1	186.47	130.99	273.71	280.79	287.37	47.37	23.81	67.57	120.35
ϕ_1	224.05	7.69	50.64	144.54	165.09	256.15	256.23	208.22	221.94
θ_1	190.82		357.23	345.00			155.45		188.46
J ₁	200.24	315.89	206.78	249.76	250.72	203.99	75.61		
SO ₁	240.21	184.87	172.63	171.26	157.06	94.93	7.90	20.19	347.11
OO ₁	220.13		264.17	255.47	210.72		52.19		
OQ ₂			123.21	188.41	218.13	18.95	179.10		6.29
MNS ₂	174.42	94.63	23.46	11.99	11.38				228.22
2N ₂	169.44	97.78	157.25	272.12	272.80	300.37	57.84	77.03	107.45
μ_2	164.28	107.39	67.64	38.76	19.16	65.78	4.80	328.19	251.95
N ₂	147.06	68.58	228.92	237.89	237.32	41.12	46.98	45.52	49.28
ν_2	160.68	252.39	164.40	262.39	275.41	79.49	23.36	358.61	8.59
OP ₂	53.02	274.74	158.18	141.85	49.45	151.36	280.49	268.04	263.65
M ₂	150.59	65.19	241.81	242.17	238.48	49.62	52.64	53.80	52.29
MKS ₂	272.58	212.11	105.11	61.33	23.84	129.18	34.48		206.38
λ_2	117.75		276.06	277.90	277.70		301.40		172.32
L ₂	124.58		267.95	274.67	283.79	29.05	99.60	107.65	152.07
T ₂	168.61	144.34	178.29	91.77	56.02	115.28	327.41	28.90	23.97
S ₂	179.48	103.21	260.05	264.11	262.34	86.16	79.72	80.11	78.64
R ₂	354.98	76.15	328.77	330.04	327.50	3.23	232.76	271.39	278.68
K ₂	174.92	107.34	249.31	261.01	264.17	74.00	71.00	75.21	72.02
MSN ₂	169.85		240.84	227.55	222.75	251.49	20.11	36.56	47.19
KJ ₂	7.64		121.74	116.15	91.73		225.27	238.56	226.61
2SM ₂	289.28	256.40	163.46	154.76	129.85	204.44	82.04	73.92	324.44
MO ₃	246.95		32.23	34.72	44.47	216.35	215.47	156.75	144.04
M ₃	146.79		206.06	223.61	234.79	36.18	51.99	31.21	24.84
SO ₃	310.29		63.58	63.95	69.66	260.25	301.31	217.38	196.22
MK ₃	289.16		26.70	29.32	58.78	299.71	251.04	194.24	186.63
SK ₃	54.28		98.40	109.06	110.71	327.56	313.35	320.41	286.21
MN ₄	150.56		117.50	266.47	246.28	357.78	307.61		148.53
M ₄	155.74	111.21	4.70	339.00	316.10	339.24	277.37	205.16	165.87
SN ₄			62.69	21.34	324.40				302.23
MS ₄	330.52	138.80	48.92	29.69	36.66	329.25	291.92	248.45	196.46
MK ₄	308.60		77.11	82.90	72.20	242.02	292.15	191.89	217.88
S ₄	300.66	166.81	41.84	38.36	31.49		251.78	254.93	200.19
SK ₄			31.42	36.19	25.07		328.93		215.71
2MN ₅			202.23	256.97	268.23				122.59
M ₅				279.17	241.94		301.27	262.02	208.85
MSN ₅			223.14				297.05		156.67
2MS ₅			299.49	298.16	295.04		310.59	279.76	153.06
2MK ₅			224.70	263.21	312.57		313.74		
2SM ₅			278.50	298.97	298.22		298.69	281.61	
MSK ₅			286.73	330.46	331.58		313.23		

付録C 潮汐の推算

潮汐調和定数から潮汐を推算する方法を記述する。参考文献として、中野(1940)、海上保安庁(1992)、気象庁(1999)を挙げる。

C.1 潮汐推算の基礎式

実際の海洋で起こっている潮汐は様々な分潮による強制振動となっており、各分潮の波を重ね合わせたものとなる。K個の分潮からなる潮位の式は以下の形で表される。

$$\eta = Z_0 + \sum_{i=1}^K f_i H_i \cos(V_i + u_i - \kappa_i) \quad \dots(C.1)$$

ここで、 η :推測された潮位、 Z_0 :観測地の平均水面、 f_i :分潮*i*の振幅に対する補正、 H_i :観測値から計算された振幅、 V_i :分潮の引数で時間とともに変化する項と定数項を含んだもの、 u_i :位相に対する補正である狭い範囲を周期的に変化する量、 κ_i :観測地の地方時に対する位相遅れである。

(C.1)式の中で、 H_i 、 κ_i 、 Z_0 は各地点固有の値であり、潮汐調和定数表に記載されている。その他の変数、 f_i 、 V_i 、 u_i に関しては位置と時間から理論的に計算できる値である。以下に f_i 、 V_i 、 u_i の計算方法を述べる。

C.2 天文引数の計算

(1) s , h , p , N の計算

今後の計算に必要な値である、 s , h , p , N の計算式を示す。ここで、 s :月の平均黄径、 h :太陽の平均黄径、 p :近月点の平均黄径、 N :月の昇降点の平均黄径である。潮汐計算では高次の項を省略した以下の略算式を用いる

$$s = 211.728 + 129.38471y + 13.176396d \quad (C.2)$$

$$h = 279.974 - 0.23871y + 0.985647d \quad (C.3)$$

$$p = 83.298 + 40.66229y + 0.111404d \quad (C.4)$$

$$N = 125.071 - 19.32812y - 0.052954d \quad (C.5)$$

ここで、

$$y = Y - 2000 \quad (C.6)$$

$$d = D + L \quad (C.7)$$

であり、 Y :西暦、 D :その年の1月1日からの経過日数、 L :2000年からその年の年初までの閏日の数であり、 L は次式で求められる。

$$L = [(Y + 3)/4] - 500 \quad (C.8)$$

上式で[]は中の数値を整数に丸めることを意味する。 L は2000年以前では負の値とする。

(2) V_i の計算

潮汐推算を行う地点は東経 Lat 度で、地方時刻は t_l 、なお地方時はグリニッジ標準時から t_s 時間経過した値とする。その場合、(C.1)式の $V_i + u_i$ は、

$$V_i + u_i = V_{0i} + u_i + nLat + \sigma_i(t_l + t_s) \quad (C.9)$$

と表わせる。ここで、 V_{0i} はグリニッジ0時でグリニッジ子午線上の V 、 σ_i :分潮*i*の角速度である。また、 n は日周期で1、半日周期は2、1/4周期は4…となるもので、表-C.2に記載している。なお、日本の地方時はグリニッジ標準時より9時間早いので、 $t_s = -9$ である。なお、西経の場合は Lat をマイナスにする。

基準となる V_{0i} は、

$$V_{0i} = a_s s + a_h h + a_p p + c \quad (C.10)$$

で計算され、 a_s, a_h, a_p, c は表-C.2の値を用いる。例えば、 M_2 分潮の場合、 $V_0(M_2) = -2s + 2h$ となる。

(3) 各分潮の角速度

各分潮の角速度 σ_i は一定であり、表-C.2に値を載せている。

(4) 補正係数 f_i, u_i の計算

8種類の基本となる分潮(O_1 や K_1 など)の f_i, u_i はNの三角関数の和として表わされる。

$$f_i = b_{i0} + b_{i1} \cos N + b_{i2} \cos 2N + b_{i3} \cos 3N \quad (C.11)$$

$$u_i = c_{i1} \sin N + c_{i2} \sin 2N + c_{i3} \sin 3N \quad (C.12)$$

ここで、 b_{ij}, c_{ij} は分潮毎に決まる定数であり、表-C.1の通りである。例えば、 M_2 分潮の場合、

$$f(M_2) = 1.0004 - 0.0373 \cos N + 0.0002 \cos 2N \quad (C.13)$$

$$u(M_2) = -2.14 \sin N \quad (C.14)$$

となる。

表-C.1にある分潮以外で、かつ L_2, M_1 分潮以外は、表-C.2の f_i, u_i 列に記載されている式に基づいて計算する。例えば M_3 分潮の場合、

$$f(M_3) = [f(M_2)]^{3/2} \quad (C.15)$$

$$u(M_3) = \frac{3}{2} f(M_2) \quad (C.16)$$

と計算される。

L_2, M_1 分潮に関しては、まず $f \cos u$, $f \sin u$ を次式でそれぞれ計算する。

$$\begin{aligned} (f \cos u)(L_2) = & 1 - 0.2505 \cos 2p - 0.1102 \cos(2p - N) \\ & - 0.0156 \cos(2p - 2N) - 0.0370 \cos N \end{aligned} \quad \dots(C.17)$$

$$\begin{aligned} (f \sin u)(L_2) = & -0.2505 \sin 2p - 0.1102 \sin(2p - N) \\ & - 0.0156 \sin(2p - 2N) - 0.0370 \sin N \end{aligned} \quad \dots(C.18)$$

$$(f \cos u)(M_1) = 2 \cos p + 0.4 \cos(p - N) \quad (\text{C.19})$$

$$(f \sin u)(M_1) = \sin p + 0.2 \sin(p - N) \quad (\text{C.20})$$

以上の値を用いて、次式から f_i, u_i を求める。

$$f_i = \sqrt{(f \cos u)_i^2 + (f \sin u)_i^2} \quad (i=L_2, M_1) \quad (\text{C.21})$$

$$u_i = \tan^{-1} \left\{ \frac{(f \sin u)_i}{(f \cos u)_i} \right\} \quad (i=L_2, M_1) \quad (\text{C.22})$$

C.3 潮汐推算の手順

以上の計算式により、潮汐推算が可能である。計算の手順を以下に示す。

1. 計算地点の潮汐調和定数(H_i, κ_i, Z_0)、および緯度(Lat)を設定する。これらの値は潮汐調和定数表[海上保安庁(1992)]などに記載されている。
2. 計算時刻の天文引数(V_i, u_i, f_i)を計算する。
 - (ア) 計算時刻の s, h, p, N を(C.2)~(C.5)式より計算する。
 - (イ) (C.10)式より、 V_{0i} を計算する。
 - (ウ) 表-C.1にある8分潮の補正係数 f_i, u_i を(C.11), (C.12)式から計算する。
 - (エ) 8分潮以外は表-C.2の計算式より f_i, u_i を計算する。
 - (オ) L_2, M_1 の f_i, u_i は(C.21), (C.22)式から計算する。
 - (カ) (C.9)式から $V_i + u_i$ を計算する。
3. (C.1)式より、潮位 η を計算する。

表-C.1 f_i, u_i の係数[海上保安庁(1992)]

分潮	f_i の係数				u_i の係数		
	1	$\cos N$	$\cos 2N$	$\cos 3N$	$\sin N$	$\sin 2N$	$\sin 3N$
Mm	1.0000	-0.1300	0.0013	0.0000	0.00	0.00	0.00
Mf	1.0429	0.4135	-0.0040	0.0000	-23.74	2.68	-0.38
O_1	1.0089	0.1871	-0.0147	0.0014	10.80	-1.34	0.19
K_1	1.0060	0.1150	-0.0088	0.0006	-8.86	0.68	-0.07
J_1	1.0129	0.1676	-0.0170	0.0016	-12.94	1.34	-0.19
OO_1	1.1027	0.6504	0.0317	-0.0014	-36.68	4.02	-0.57
M_2	1.0004	-0.0373	0.0002	0.0000	-2.14	0.00	0.00
K_2	1.0241	0.2863	0.0083	-0.0015	-17.74	0.68	-0.04

表-C.2 各分潮の補正係数、角速度など[海上保安庁(1992), 気象庁(1999)]

分潮	s	h	p	c	n	f_i	u_i	σ (deg/hour)	period(hour)
Sa	0	1	0	0	0	1	0	0.0410686	8765.8211
Ssa	0	2	0	0	0	1	0	0.0821373	4382.9052
Mm	1	0	-1	0	0	Mm	Mm	0.5443747	661.3092
MSf	2	-2	0	0	0	M_2	$-M_2$	1.0158958	354.3671
Mf	2	0	0	0	0	Mf	Mf	1.0980331	327.8590
2Q ₁	-4	1	2	270	1	O ₁	O ₁	12.8542862	28.0062
σ_1	-4	3	0	270	1	O ₁	O ₁	12.9271398	27.8484
Q ₁	-3	1	1	270	1	O ₁	O ₁	13.3986609	26.8684
ρ_1	-3	3	-1	270	1	O ₁	O ₁	13.4715145	26.7231
O ₁	-2	1	0	270	1	O ₁	O ₁	13.9430356	25.8193
MP ₁	-2	3	0	90	1	M_2	M_2	14.0251729	25.6681
M ₁	-1	1	0	90	1	M ₁	M ₁	14.4920521	24.8412
χ_1	-1	3	-1	90	1	J ₁	J ₁	14.5695476	24.7091
π_1	0	-2	0	193	1	1	0	14.9178647	24.1321
P ₁	0	-1	0	270	1	1	0	14.9589314	24.0659
S ₁	0	0	0	180	1	1	0	15.0000000	24.0000
K ₁	0	1	0	90	1	K ₁	K ₁	15.0410686	23.9345
ϕ_1	0	2	0	167	1	1	0	15.0821353	23.8693
ϕ_1	0	3	0	90	1	1	0	15.1232059	23.8045
θ_1	1	-1	1	90	1	J ₁	J ₁	15.5125897	23.2070
J ₁	1	1	-1	90	1	J ₁	J ₁	15.5854433	23.0985
SO ₁	2	-1	0	90	1	J ₁	J ₁	16.0569644	22.4202
OO ₁	2	1	0	90	1	OO ₁	OO ₁	16.1391017	22.3061
OQ ₂	-5	2	1	180	2	O ₁ ×Q ₁	O ₁ +Q ₁	27.3416964	13.1667
MNS ₂	-5	4	1	0	2	M_2^2	2× M_2	27.4238337	13.1273
2N ₂	-4	2	2	0	2	M_2	M_2	27.8953548	12.9054
μ_2	-4	4	0	0	2	M_2	M_2	27.9682084	12.8718
N ₂	-3	2	1	0	2	M_2	M_2	28.4397295	12.6583
ν_2	-3	4	-1	0	2	M_2	M_2	28.5125831	12.6260
OP ₂	-2	0	0	180	2	O ₁ ×P ₁	O ₁ +P ₁	28.9019669	12.4559
M ₂	-2	2	0	0	2	M_2	M_2	28.9841042	12.4206
MKS ₂	-2	4	0	0	2	M_2 ×K ₂	M_2 +K ₂	29.0662415	12.3855
λ_2	-1	0	1	180	2	M_2	M_2	29.4556253	12.2218
L ₂	-1	2	-1	180	2	L ₂	L ₂	29.5284789	12.1916
T ₂	0	-1	0	283	2	1	0	29.9589333	12.0164
S ₂	0	0	0	0	2	1	0	30.0000000	12.0000
R ₂	0	1	0	257	2	1	0	30.0410667	11.9836
K ₂	0	2	0	0	2	K ₂	K ₂	30.0821373	11.9672
MSN ₂	1	0	-1	0	2	M_2^2	2× M_2	30.5443747	11.7861
KJ ₂	1	2	-1	180	2	K ₁ ×J ₁	K ₁ +J ₁	30.6265120	11.7545
2SM ₂	2	-2	0	0	2	M_2	$-M_2$	31.0158958	11.6070
MO ₃	-4	3	0	270	3	M_2 ×O ₁	M_2 +O ₁	42.9271398	8.3863
M ₃	-3	3	0	180	3	$M_2^{3/2}$	3/2× M_2	43.4761563	8.2804
SO ₃	-2	1	0	270	3	O ₁	O ₁	43.9430356	8.1924
MK ₃	-2	3	0	90	3	M_2 ×K ₁	M_2 +K ₁	44.0251729	8.1771
SK ₃	0	1	0	90	3	K ₁	K ₁	45.0410686	7.9927
MN ₄	-5	4	1	0	4	M_2^2	2× M_2	57.4238337	6.2692
M ₄	-4	4	0	0	4	M_2^2	2× M_2	57.9682084	6.2103
SN ₄	-3	2	1	0	4	M_2	M_2	58.4397295	6.1602
MS ₄	-2	2	0	0	4	M_2	M_2	58.9841042	6.1033
MK ₄	-2	4	0	0	4	M_2 ×K ₂	M_2 +K ₂	59.0662415	6.0949
S ₄	0	0	0	0	4	1	0	60.0000000	6.0000
SK ₄	0	2	0	0	4	K ₂	K ₂	60.0821373	5.9918
2MN ₆	-7	6	1	0	6	M_2^3	3× M_2	86.4079380	4.1663
M ₆	-6	6	0	0	6	M_2^3	3× M_2	86.9523127	4.1402
MSN ₆	-5	4	1	0	6	M_2^2	2× M_2	87.4238337	4.1179
2MS ₆	-4	4	0	0	6	M_2^2	2× M_2	87.9682084	4.0924
2MK ₆	-4	6	0	0	6	M_2^2 ×K ₂	2× M_2 +K ₂	88.0503457	4.0886
2SM ₆	-2	2	0	0	6	M_2	M_2	88.9841042	4.0457
MSK ₆	-2	4	0	0	6	M_2 ×K ₂	M_2 +K ₂	89.0662415	4.0419

付録D 潮汐の調和分解

D.1 最小二乗法による調和分解

観測された潮位データから潮汐調和定数を求めることを調和分解(あるいは調和解析)という。解析方法にはいくつか方法があるが、最小二乗法による方法について説明する。最小二乗法による調和分解は村上(1981)、池谷(1993)が行っているが、ここに記載されている方法は両者の方法と少し異なる。

観測期間の N 個の潮位データ $\eta_n (n = 1, \dots, N)$ から K 個の分潮の潮汐定数、および平均潮位を求めることを考える。

(C.1) 式は三角関数の加法定理、

$$\cos(\alpha - \beta) = \cos \alpha \cos \beta + \sin \alpha \sin \beta \quad (\text{D.1})$$

を用いて、次のように分解できる。

$$\begin{aligned} \eta_n &= Z_0 + \sum_{i=1}^K f_i H_i \cos(V_i + u_i) \cos \kappa_i \\ &\quad + \sum_{i=1}^K f_i H_i \sin(V_i + u_i) \sin \kappa_i + \varepsilon_n \end{aligned} \quad (\text{D.2})$$

$$\therefore \eta_n = Z_0 + \sum_{i=1}^K (A_i \alpha_i^n + B_i \beta_i^n) + \varepsilon_n \quad (\text{D.3})$$

ここで、

$$A_i = H_i \cos(\kappa_i) \quad (\text{D.4})$$

$$B_i = H_i \sin(\kappa_i) \quad (\text{D.5})$$

$$\alpha_i^n = f_i \cos(V_i + u_i) \quad (\text{D.6})$$

$$\beta_i^n = f_i \sin(V_i + u_i) \quad (\text{D.7})$$

である。 ε_n は観測された潮位と計算された潮位との残差であり、平均 0、分散 σ^2 の正規分布に従う確率変数と仮定する。 A_i, B_i はともにその地点における分潮毎の定数であり、時間的に変化しない。 α_i^n, β_i^n は時間とともに変化する変数であり、上の添え字は各時刻を表わす(累乗ではない)。最小二乗法による調和分解は(D.2)式の残差項 ε_n を2乗して全期間で総和した値を最小にするように A_i, B_i, Z_0 を決定する方法である。 S を残差の2乗和とすると、次式で定義される。

$$S = \sum_{n=1}^N \left\{ \eta_n - Z_0 - \sum_{i=1}^K (A_i \alpha_i^n + B_i \beta_i^n) \right\}^2 \quad (\text{D.8})$$

(D.8) 式の S を最小にするためには、これを $Z_0, A_m, B_m (m = 1, \dots, K)$ で偏微分し、その結果をゼロとなるようにすればよい。したがって、

$$\frac{\partial S}{\partial A_m} = \sum_{n=1}^N \left[-2\alpha_m^n \left\{ \eta_n - Z_0 - \sum_{i=1}^K (A_i \alpha_i^n + B_i \beta_i^n) \right\} \right] = 0 \quad (\text{D.9})$$

$$\frac{\partial S}{\partial B_m} = \sum_{n=1}^N \left[-2\beta_m^n \left\{ \eta_n - Z_0 - \sum_{i=1}^K (A_i \alpha_i^n + B_i \beta_i^n) \right\} \right] = 0 \quad (\text{D.10})$$

$$\frac{\partial S}{\partial Z_0} = -2 \sum_{n=1}^N \left[\eta_n - Z_0 - \sum_{i=1}^K (A_i \alpha_i^n + B_i \beta_i^n) \right] = 0 \quad (\text{D.11})$$

となる。(D.9)~(D.11)式を書き換えると、次式のようになる。

$$\sum_{n=1}^N \sum_{i=1}^K A_i \alpha_i^n \alpha_m^n + \sum_{n=1}^N \sum_{i=1}^K B_i \beta_i^n \alpha_m^n + \sum_{n=1}^N \alpha_m^n Z_0 = \sum_{n=1}^N \alpha_m^n \eta_n \quad (\text{D.12})$$

$$\sum_{n=1}^N \sum_{i=1}^K A_i \alpha_i^n \beta_m^n + \sum_{n=1}^N \sum_{i=1}^K B_i \beta_i^n \beta_m^n + \sum_{n=1}^N \beta_m^n Z_0 = \sum_{n=1}^N \beta_m^n \eta_n \quad (\text{D.13})$$

$$\sum_{n=1}^N \sum_{i=1}^K A_i \alpha_i^n + \sum_{n=1}^N \sum_{i=1}^K B_i \beta_i^n + N Z_0 = \sum_{n=1}^N \eta_n \quad (\text{D.14})$$

まとめると、

$$\sum_{i=1}^K (A_i C_{m,i}^a + B_i C_{m,i}^b) + Z_0 C_m^c = C_m^j \quad (\text{D.15})$$

$$\sum_{i=1}^K (A_i C_{m,i}^d + B_i C_{m,i}^e) + Z_0 C_m^f = C_m^k \quad (\text{D.16})$$

$$\sum_{i=1}^K (A_i C_i^g + B_i C_i^h) + Z_0 C^i = C^l \quad (\text{D.17})$$

となる。ここで、各係数は以下のように定義され、すべて既知の値である。

$$C_{m,i}^a = \sum_{n=1}^N \alpha_m^n \alpha_i^n \quad (\text{D.18})$$

$$C_{m,i}^b = \sum_{n=1}^N \alpha_m^n \beta_i^n \quad (\text{D.19})$$

$$C_m^c = \sum_{n=1}^N \alpha_m^n \quad (\text{D.20})$$

$$C_{m,i}^d = \sum_{n=1}^N \beta_m^n \alpha_i^n \quad (\text{D.21})$$

$$C_{m,i}^e = \sum_{n=1}^N \beta_m^n \beta_i^n \quad (\text{D.22})$$

$$C_m^f = \sum_{n=1}^N \beta_m^n \quad (\text{D.23})$$

$$C_i^g = \sum_{n=1}^N \alpha_i^n \quad (\text{D.24})$$

$$C_i^h = \sum_{n=1}^N \beta_i^n \quad (\text{D.25})$$

$$C^i = N \quad (\text{D.26})$$

$$C_m^j = \sum_{n=1}^N \alpha_m^n \eta_n \quad (\text{D.28})$$

$$C_m^k = \sum_{n=1}^N \beta_m^n \eta_n \quad (\text{D.29})$$

$$C^l = \sum_{n=1}^N \eta_n \quad (\text{D.30})$$

(D.15)～(D.17)式は次式のようなマトリックスで表現することができる(実際は $2K+1$ 行の大きなマトリックスとなるため簡易に表現した).

$$\begin{pmatrix} C_{m,i}^a & C_{m,i}^b & C_m^c \\ C_{m,i}^d & C_{m,i}^e & C_m^f \\ C_i^g & C_i^h & C^i \end{pmatrix} \begin{pmatrix} A_i \\ B_i \\ Z_0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} C_m^j \\ C_m^k \\ C^l \end{pmatrix} \quad (\text{D.31})$$

(D.15)～(D.17)式は未知数 (A_i, B_i, Z_0) が $2K+1$ 個, 方程式の数が $2K+1$ 個なので, $2K+1$ 個の連立一次方程式を解けば A_i, B_i, Z_0 を求めることができる. A_i, B_i が算出できれば, (D.4), (D.5)式から,

$$H_i = \sqrt{A_i^2 + B_i^2} \quad (\text{D.32})$$

$$\kappa_i = \tan^{-1}(B_i/A_i) \quad (\text{D.33})$$

として, H_i, κ_i を求めることができる.

D.2 AIC の計算方法

AIC はモデルの最大対数尤度 l と自由パラメータ数 M によって, 次式で定義される.

$$AIC = -2l + 2M \quad (\text{D.34})$$

今回, (D.2)式の ε_n が平均 0 で分散 σ^2 の正規分布に従うと仮定したので, 目的変数 η_n の確率分布 f は平均が $Z_0 - \sum_{i=1}^K (A_i \alpha_i^n + B_i \beta_i^n)$, 分散が σ^2 の正規分布で与えられる. すなわち, 確率分布 f は次式で表わすことができる.

$$\begin{aligned} & f(\eta_n | A_1, \dots, A_K, B_1, \dots, B_K, Z_0, \sigma^2) \\ &= \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \exp \left[-\frac{1}{2\sigma^2} \left\{ \eta_n - Z_0 - \sum_{i=1}^K (A_i \alpha_i^n + B_i \beta_i^n) \right\}^2 \right] \end{aligned} \quad (\text{D.35})$$

観測値 (η_1, \dots, η_N) は与えられたものとして固定し, 確率分布 f を $A_1, \dots, A_K, B_1, \dots, B_K, Z_0, \sigma^2$ の関数と考えるとき, この関数を尤度 (または尤度関数) と呼び, $L(A_1, \dots, A_K, B_1, \dots, B_K, Z_0, \sigma^2)$ と表わす. したがって, N 個のデータが与えられたときの尤度は次式のようになる.

$$\begin{aligned} & L(\eta_1, \dots, \eta_N | A_1, \dots, A_K, B_1, \dots, B_K, Z_0, \sigma^2) \\ &= \prod_{n=1}^N f(\eta_n | A_1, \dots, A_K, B_1, \dots, B_K, Z_0, \sigma^2) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} &= \left(\frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \right)^N \exp \left[-\frac{1}{2\sigma^2} \sum_{n=1}^N \left\{ \eta_n - Z_0 \right. \right. \\ &\quad \left. \left. - \sum_{i=1}^K (A_i \alpha_i^n + B_i \beta_i^n) \right\}^2 \right] \end{aligned} \quad (\text{D.36})$$

尤度関数 L の自然対数をとれば, 対数尤度 l が得られる.

$$\begin{aligned} & l(\eta | \mathbf{A}, \mathbf{B}, Z_0, \sigma^2) = \ln L(\eta | \mathbf{A}, \mathbf{B}, Z_0, \sigma^2) \\ &= -\frac{N}{2} \ln 2\pi\sigma^2 - \frac{1}{2\sigma^2} \sum_{n=1}^N \left\{ \eta_n - Z_0 - \sum_{i=1}^K (A_i \alpha_i^n + B_i \beta_i^n) \right\}^2 \end{aligned} \quad (\text{D.37})$$

最大対数尤度を得るには与えられたデータに対して, (D.37)式の尤度を最大にする $\mathbf{A}, \mathbf{B}, Z_0, \sigma^2$ を求めればよい. この対数尤度を最大にするパラメータ $\mathbf{A}, \mathbf{B}, Z_0$ を求めるためには, (D.37)式第二項を最小にすればよいことがわかる. すなわち,

$$S = \sum_{n=1}^N \left\{ \eta_n - Z_0 - \sum_{i=1}^K (A_i \alpha_i^n + B_i \beta_i^n) \right\}^2 \quad (\text{D.38})$$

を最小にする $\mathbf{A}, \mathbf{B}, Z_0$ を求めれば良い. (D.38)式は, (D.8)式と一致することから, 最小二乗法で求められたパラメータ $(\hat{A}_1, \dots, \hat{A}_K, \hat{B}_1, \dots, \hat{B}_K, \hat{Z}_0)$ が最大対数尤度を与えるパラメータである. そのときの残差分散 $\hat{\sigma}^2$ は,

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \left\{ \eta_n - \hat{Z}_0 - \sum_{i=1}^K (\hat{A}_i \alpha_i^n + \hat{B}_i \beta_i^n) \right\}^2 \quad (\text{D.39})$$

となる. したがって, (D.39)式と(D.37)式より, このモデルの最大対数尤度は次式で表わされる.

$$l(\hat{A}_1, \dots, \hat{A}_K, \hat{B}_1, \dots, \hat{B}_K, \hat{Z}_0, \hat{\sigma}^2) = -\frac{N}{2} \ln 2\pi\hat{\sigma}^2 - \frac{N}{2} \quad (\text{D.40})$$

自由パラメータ数 M は $(\hat{A}_1, \dots, \hat{A}_K, \hat{B}_1, \dots, \hat{B}_K, \hat{Z}_0, \hat{\sigma}^2)$ の個数であるから, $M=2K+2$ となる. したがって, 本モデルの AIC は次式で求められる.

$$AIC = N \ln 2\pi\hat{\sigma}^2 + N + 2(2K+2) \quad (\text{D.41})$$

D.3 調和分解の計算手順

調和分解の計算手順を以下に示す.

1. (D.18)～(D.30)を計算する.
 - (ア) 計算時刻の天文引数 (V_i, u_i, f_i) を計算する.
 - (イ) α_i^n, β_i^n を計算する.

(ウ) 各時刻で(D.18)~(D.30)式を計算していき, $C_{m,i}^a$
~ C^l を求める.

2. (D.31)式を解き, A_i, B_i, Z_0 を求める.
3. (D.32), (D.33)式から H_i, κ_i を計算する.
4. AICを計算する場合は, (D.41)式より求める.

なお, 潮流の調和分解を行う場合は潮流を東西成分, 南北成分に分けて, それぞれを潮汐の場合と同様に調和分解すればよい.

港湾空港技術研究所資料 No.1168

2007. 12

編集兼発行人 独立行政法人港湾空港技術研究所

発行所 独立行政法人港湾空港技術研究所
横須賀市長瀬3丁目1番1号
TEL.046(844)5040 URL.<http://www.pari.go.jp/>

印刷所 株式会社 ポートサイド印刷

Copyright © (2007) by PARI

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of PARI.

この資料は、港湾空港技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は港湾空港技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。