伊勢湾・三河湾における海洋短波レーダーを用いた 表層平均流に関する研究

Seasonal Surface Currents Measured by Shortwave Ocean Radar Systems in Ise Bay and Mikawa Bay

田中陽二¹·鈴木高二朗²·内田吉文³·白崎正浩⁴

Yoji TANAKA, Kojiro SUZUKI, Yoshifumi UCHIDA and Masahiro SHIRASAKI

Surface current velocities have been measured with shortwave ocean radar systems in Ise Bay and Mikawa Bay since 2007. This study presents the seasonal surface flow in the both bays by using the ocean radar systems and the full-3D numerical simulation model. The main results are summarized as follows. Specific circulations do not appear in Ise Bay. The southward current from closed-off of Ise Bay flows the Chita Peninsula side all the year round. The southward current meanders in the southern part of Chita Peninsula due to the salinity front. A week clockwise flow existed at the central part of Ise Bay. The characteristic of seasonal surface flow in Mikawa Bay is the same as previous studies.

1. はじめに

水表面での残差流は水塊や漂流物の移動に大きな影響 を及ぼすため、水質環境を考える上で極めて重要である. 伊勢湾・三河湾の残差流に関する研究は古くから行われ ており、特に佐藤(1996)は多数のデータを整理して、 表層(海面下2~5m)の循環流を解析した. それによる と、夏期(5~9月)は湾奥部・湾央部の時計回りの循環 流と,知多半島南部の反時計回りの循環流が形成され, 冬期(10~4月)は湾央部に時計回りの循環流が形成さ れることを指摘している. 杉山ら(1998)は走航式 ADCPによる観測で、フロント位置によって湾央部の循 環流が反転することを報告しており,季節やフロントの 状況によって残差流が大きく変動することを指摘してい る.よって、残差流を精度よく求めるには長期間のデー タを解析する必要がある.しかしながら、これまでに当 該海域において、1年を超える長期間で広範囲の観測に 基づく解析は行われていない.一方,伊勢湾及び三河湾 では,国土交通省中部地方整備局の海洋短波レーダーに よって2007年から表層流速の連続観測が実施されてお り、それによって流況特性を精度良く把握することが期 待されている.

また,短波レーダーが残差流の測定に有効であるかど うかは,いまだに良く分かっていない.本研究の目的は

1	正会員	博(環境)	(独法)港湾空港技術研究所	研究官
2	正会員	修(工)	(独法)港湾空港技術研究所	チームリー
			ダー	
3			国土交通省 中部地方整備局	名古屋港湾
			空港技術調查事務所長	
4			国土交通省 中部地方整備局	名古屋港湾
			空港技術調查事務所長 調	查課長

短波レーダーの観測値と数値計算をもとに、伊勢湾・三 河湾の表層平均流とその流動特性を把握すること、およ び短波レーダーの観測特性を調べることである.

なお,一般に残差流とは流速値(*u*)を調和分解して 得られた残差成分(*U*_{res})を指す.

ここで, U_iは分潮iの潮流成分であり, εは期待値がゼ ロとなる調和分解の誤差成分である.

求めたい流れは季節的に変動する長周期の平均流速で ある.これは、1年以上の長期間の流速データを調和分 解することで得られた残差流成分 (U_{res}) と年・半年周 期のSa、Ssa分潮流速成分 ($U_{Sa}+U_{Ssa}$) を合成した流速と して求めることができる.本研究ではこの流れを平均流 (U_{avg}) と定義する.

なお、流速の調和分解は田中(2008)の方法を用いた.

2. 短波レーダーの諸元とM₂潮流楕円

(1) 海洋短波レーダーの諸元

伊勢湾と三河湾ではレーダーの波長帯が異なっている. 伊勢湾は広範囲の観測が可能であるHF帯(24.5MHz)の レーダー,三河湾は狭い範囲の詳細な観測に適している VHF帯(41.9MHz)のレーダーを使用している.観測は 毎正時に1回行っている.伊勢湾・三河湾の短波レーダ ーの観測値はともに2007年3月~2009年12月のデータを 使用した.観測地点数はデータ数が少ない地点を除き, 伊勢湾で461点,三河湾で642点であり,取得データ数 の平均は伊勢湾で21,774個(907日相当),三河湾で

 O_1

16.5



図-1 伊勢湾・三河湾におけるM₂潮流の長軸短軸長さの分 布:基地局からの直線はレーダーの観測範囲,伊勢湾 の○, △印は水質の比較点

21,705個(904日相当)であった.

(2) M,潮流楕円の分布

調和分解の例として,伊勢湾および三河湾での海洋短 波レーダーによるM₂潮流楕円の分布を図-1に示す.潮流 楕円は全体的に地形に沿った分布をしていたが,そうで ない場所も見られた.例えば,伊勢湾の湾口付近で伊良 湖水道に直交する長軸方向の潮流楕円が見られた.この ように,レーダーの交差角が悪い場所で潮流楕円の解析 精度が低下する特徴は短波レーダーによる観測で一般的 に見られることである(日向,2005).したがって,潮流 楕円の精度が顕著に悪い場所以外でも,観測値は系統的 な方位誤差を含んでいることが示唆される.

3. 流動の数値計算方法

(1) 流動の数値計算方法

数値計算モデルは著者らが開発してきた非静水圧流動 モデルである「LT」を使用した(田中・鈴木,2010).水 平方向のメッシュは2kmとし,鉛直方向のメッシュは表 層~水深3mは0.5m間隔,3~5mは1m間隔,5~41mは 2m間隔,41~100mは20m間隔以下とした.

鉛直方向の乱流モデルにはMunk-Andersonモデルを使 用し、モデル定数には中辻ら(1991)の値を用いた.水

分潮	振幅(cm)	位相(deg)	分潮	振幅(cm)	位相(deg)
Sa	12.0	148.2	P_1	7.2	175.8
Ssa	2.4	39.9	S_1	0.7	4.4
Mm	1.1	112.5	K1	22.0	179.7
MSf	0.9	76.2	N ₂	7.8	156.8
Mf	0.9	136.8	M ₂	43.7	162.9
Q1	3.5	149.3	S ₂	19.9	185.6

表-1 開境界で与えた潮汐の調和定数

平方向の乱流モデルは Smagorinsky モデルを使用し,モ デル定数は中辻ら(1992)に倣い, *C*_s = 0.12とした.

K2

5.5

183.4

155.3

境界条件として,外洋で長周期成分を含む主要14分潮 (Sa, Ssa, Mm, MSf, Mf, Q₁, O₁, P₁, S₁, K₁, N₂, M₂, S₂, K₂)の潮 汐を与えた.潮汐の振幅と位相については各検潮所の調 和定数に適合するように調整した(海上保安庁, 1992).

ただし,長周期成分 (Sa, Ssa, Mm, MSf, Mf) の位相は, 既往の解析結果では検潮所間での差が大きいため,全検 潮所に適合させることは困難である.よって,長周期成 分については,鬼崎の2004年~2009年の潮位データ (気象庁,オンライン)を調和分解し,得られた調和定数 と適合するように開境界の調和定数を決定した.開境界 (伊良湖水道沖約25km) で与えた潮汐の調和定数を表-1 に示す.

淡水流入は伊勢湾・三河湾に流入する一級河川(計10 河川)の流量を与えた.海上風速については近隣の気象 台・アメダス局のデータを空間補間して用いた.具体的 には,桑形・近藤(1990,1991)による各アメダス局の 方向別粗度をもとに海面上100mでの風速に補正し,各 メッシュ上に空間補間した.その100m風速から,海面 粗度を0.001mと仮定して,海面上10m風速を推定した. 流動計算の計算期間は2004~2008年の5年間とした.

(2) 流動の計算結果の検証

各検潮所における,長周期成分を除く調和定数の観測 値と計算値の比較を図-2にそれぞれ示す.データ数118 個に対して,振幅のRMSE (Root Mean Square Errors)は 1.14cm,位相は4.53度であり,観測値と計算結果は良く 適合していた.

密度場の確認として,湾奥部(図-1(a)の〇印)と湾 央部(図-1(a)の〇印)において,水温・塩分の計算結 果を観測値(三重県水産研究所浅海定線データ)と比較 した. RMSEは水温で1.54℃,塩分で2.05psuであり,密 度場の再現性が良好であることを確認した(図-3).

流動場の確認として,主要8分潮について潮流楕円の 平均長軸長さを比較した(図-4).流動計算での平均値・ 標準偏差は短波レーダーの計測範囲内の流速値から算出 した.計算値は観測値と比較して,M₂,S₂分潮で過大傾 向があり,S₁分潮で過小傾向があった.M₂分潮について は,湾口部と湾西部で数値計算の値が大きい傾向が出て いた.S₂,S₁分潮は12,24時間周期の気象潮であるから, 風による影響が考えられる.このような潮流楕円の差異 については,計算による誤差と短波レーダーによる誤差 との両面について,詳しく調べることが今後の課題とし て挙げられる.他の分潮については,観測値と計算値は 良く一致していた.

4. 各季節の表層平均流速場

(1) 海洋短波レーダーによる表層平均流速場

伊勢湾・三河湾の1,4,7,10月の短波レーダーによる表 層平均流速場を図-5に示す.HFレーダーによる伊勢湾の 平均流速場は、1年にわたって全域で南下流が卓越し、明 確な循環流はどの時期においても見られなかった.湾奥 部からの南下流は湾の東側で速く流れていく傾向が見ら れた.伊勢湾で季節的な変動が比較的強い区域は湾央部 の西側と東側であった.湾央部の西側では4~6月および 10~12月は時計回りに蛇行する流れが見られ(図-5 (b),



図-4 伊勢湾・三河湾における,主要8分潮の潮流楕円の平均 長軸長さ:エラーバーは標準偏差

(d)),7~9月は反時計回りに蛇行する流れ(図-5(c))と なった.湾央部の東側では,12~2月および7~8月は反 時計回りに蛇行する流れ(図-5(a),(c)),その他の時期で は南向きの流れが卓越していた(図-5(b),(d)).

三河湾でのVHFレーダーによる平均流速場でも明確な 循環流は見られなかった. $12 \sim 3$ 月にかけて全域で南向 きの流れが卓越し(図-5(e)), $5 \sim 11$ 月は西向きの流れ が卓越していた(図-5(g), (h)).



(2) 数値計算による表層平均流速場

伊勢湾・三河湾の1,4,7,10月の数値計算による表層平 均流速場および,平均塩分場を図-6に示す.平均塩分場 は平均流速場と同様に,各メッシュの塩分の計算結果に 対し, Sa, Ssa分潮を調和分解して算出した.

伊勢湾の表層塩分はこれまでの観測結果では,一年を 通じて西側で塩分が低い傾向が確認されている(藤原ら, 1996).計算結果も概ね西側で塩分が低い傾向であった が,湾奥部では中央付近で塩分が低い傾向となっていた. 出水時には表層の塩分は大きく低下するが,不定期のた め,平均塩分場は観測結果と比べて,冬期では全体的に やや低め,それ以外の時期では全体的にやや高めとなっ た.表層の塩分場の再現性については今後より詳しい検 討が必要と考えられる.

伊勢湾の表層平均流速場の計算結果は, 観測値と同じ く, 湾奥部からの南下流が常に卓越していた. 特に, 7 ~8月では南下流が湾全域に広がっていた(図-6(c)). これは夏期に密度躍層が発達したことによって, 河川水 が表層を薄く広がって流れたためと考えられる. 湾奥部 からの南下流は東側を流れるが, その後は大きく2つの パターンに分けられた. 11~2月の冬期では, 南下流は 野間から大湊に蛇行して湾口部へ向かう流れ(図-6(a)), それ以外の時期ではほぼ直線的に南下する流れであった (図-6(b)~(d)).

計算による伊勢湾表層の平均流速場では観測値と同じ く,明確な循環流は見られなかった.なお,図-6(a),(b) では,白子沖で反時計回りの循環流が形成されているよ うに見えるが,流速は微弱であり,安定な循環流ではな い.また,循環流ではないが,10~12月の湾央部西側で 時計回りに蛇行する流れが見られた(図-6(d)).

渥美湾の表層平均流場では,12~3月の南西向きの流 れが卓越するパターンと(図-6(e)),5~10月の西向き の流れが卓越するパターンが形成されていた(図-6(g), (h)). 知多湾では常に南向きの流れ場が卓越していた.

三河湾では、立馬崎沖で時計回りの循環流が夏期以外 の時期に見られた.この循環流は狭窄部で発生している ため、潮汐残差流によるものと考えられる.

5. 考察

(1) 伊勢湾の表層平均流速場

伊勢湾の表層平均流速場において,観測結果と計算結 果でほぼ同様の流れが見られた現象は,湾奥から知多半 島側を通る南下流が一年にわたって形成されること,湾 奥からの南下流が知多半島南部で蛇行する場合があるこ と,10~12月に湾央部西側で時計回りの蛇行流が形成さ れていたこと,明確な循環流が見られなかったこと,で ある.これらの現象について考察する. 湾奥部で知多半島側を通る南下流については,観測結 果では20cm/s以上の速い流速となる場合があり,計算結 果でも10cm/s以上の流速が発生していた.この南下流は



図-6 数値計算による伊勢湾・三河湾の1,4,7,10月の表層平 均流速場と平均塩分場

木曽三川を中心とする湾奥部からの河川流入によるもの と考えられる.既往の研究でも,診断モデルによる流動 計算(藤原ら,2000; 筧ら,2002),およびHFレーダーの 観測(関根ら,2003)によって,知多半島側を通る南下 流の現象が得られている.

南下流が知多半島南部で蛇行する場合があることにつ いて、杉山ら(1998)は湾口部から張り出したフロント が形成されることによって、フロントに沿う地衡流性の 流れが発生することを指摘している.本研究の計算結果 (図-6 (a))からも、塩分勾配に沿って南下流が蛇行して おり、フロントによる地衡流性の流れと判断される.冬 期に見られたことは、河川の流入量が低下することによ って、外洋からの高塩分水塊が湾の内部に侵入しやすく なったためと考えられる.なお、観測結果では夏期にも 同様の流れが形成されており、杉山ら(1998)も8月に 蛇行現象を観測しているが、計算結果は夏期には見られ なかった.これについては今後、より詳しく検討する必 要がある.

湾央部西側で10~12月に時計回りの蛇行流が形成さ れていたことについては,既往の研究結果(藤原ら, 2000; 藤原, 2002) で指摘されていた, 秋期に湾央部で時 計回りの循環流が形成される現象に近いと考えられる が、明確な循環流ではなかった、また、関根ら(2003) はHFレーダーによる2~3月の観測によって、湾央部に 時計回りの循環流が形成されたと指摘しているが、湾西 部で北上する流れは観測されていない. これを時計回り の蛇行流と解釈すれば、本研究での流れと酷似している. 一方,図は省略するが,数値計算による水深3mでの流 れ場では、湾央部西側に時計回りの循環流が形成されて いた. すなわち、3m程度の水深では循環流が形成される が、短波レーダーで観測される水深0.5m程度の薄表層で は形成されなかったことが示唆される.これは、表層で は河川流入によって強い密度勾配が形成されることよ り、水面から数十cmの深さで流向が大きく変化するた めと考えられる.しかしながら,0.5m程度の薄表層は, 短波レーダー以外では流速の計測が困難な領域であるた め,まだ十分な知見が得られていない.

本研究ではこれまで指摘されていた表層での3つの循環 流(佐藤, 1996)は見られなかった.この理由として薄表 層での観測・計算であったことが示唆された.観測デー タの蓄積による裏付けが今後の課題として挙げられる.

(2) 三河湾の表層平均流速場について

渥美湾では前述のように、観測・計算ともに冬~春期 で南~南西向きの流れが卓越し、夏~秋期で西向きの流 れが卓越していた.既往の観測結果でも冬期は南向きが 卓越し、夏期では西向きが卓越する流れ場になることが 報告されており(宇野木, 1983),同様の結果が得られた. 一方, Sekine et al. (2002) は伊勢湾周辺において11~4 月に北西の季節風が卓越することを指摘していることか ら, 冬期の観測・計算結果は, 季節風の影響を強く受け ることで形成された流れ場と考えられる.

6. まとめ

伊勢湾では湾奥部での東寄りの南下流,知多半島南部 での蛇行流,湾央部西側の時計回りの蛇行流が形成され ていた.既往の研究で指摘されていた伊勢湾表層の循環 流(佐藤,1996)は、今回の解析手法では短波レーダーに よる観測および数値計算ともに見られなかった.一方, 三河湾では既往の研究報告と同様の流れ場が確認された.

参考文献

- 宇野木早苗 (1983):三河湾の恒流とその成因, 第30回海講論 文集, pp. 510-514.
- 海上保安庁(1992):日本沿岸潮汐調和定数表,日本水路協会, 267p.
- 筧 茂穂・藤原建紀・山田浩且(2002):伊勢湾における密 度・流動構造の季節変化,海岸工学論文集,49巻,pp.386-390.
- 気象庁: 潮汐観測資料 (オンライン), http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/db/tide/genbo/index.php, 参照2010-02.
- 桑形恒男・近藤純正(1990):東北南部から中部地方までのアメダス地点における地表面粗度の推定,天気,37巻,3号, pp. 55-59.
- 桑形恒男・近藤純正 (1991):西日本アメダス地点における地 表面粗度の推定,天気,38巻,8号,pp.15-18.
- 佐藤 敏 (1996):伊勢湾表層の循環流について,沿岸海洋研 究,33巻,2号,pp.221-228.
- 杉山陽一・中辻啓二・藤原建紀・高木不折(1998):伊勢湾湾 央部の残差流系に関する一考察,海岸工学論文集,45巻, pp.401-405.
- 関根義彦・山田二久次・宮崎 基・杉山陽一・佐藤健治・藤 井智史(2003):HFレーダーによる伊勢湾の流速分布観 測,沿岸海洋研究,40巻,2号,pp. 189-196.
- 田中陽二 (2008):最尤法による潮流の調和解析と最適な分潮 の組み合わせの探索方法,海岸工学論文集,55巻,pp.381-385.
- 田中陽二・鈴木高二朗(2010):密度流・湧昇流の計算を目的 とした三次元沿岸域流動モデルの開発について,港空研報 告,49巻,1号, pp. 3-25.
- 中辻啓二・許 再寧・室田 明 (1991):三次元表層密度流の 数値実験,土木学会論文集, No.434, II-16, pp. 19-28.
- 中辻啓二・狩野晋一・栗田秀明(1992): SGS 渦動粘性係数を 用いた大阪湾潮流の有限要素法解析,水工学論文集,36巻, pp.693-696.
- 日向博文(2005): HFレーダーによる東京湾のM2潮流観測, 国総研資料, 212号, 17 p.
- 藤原建紀・福井真吾・杉山陽一(1996):伊勢湾の成層とエス チャリー循環の季節変動,海の研究,5巻,4号,pp.235-244.
- 藤原建紀 (2002): 伊勢湾の生態系を支配する流動構造, 日本 プランクトン学会報, 49巻, 2号, pp. 114-121.
- 藤原正幸・藤原建紀・大橋行三・杉山陽一(2000):伊勢湾の 秋季の残差流,海の研究,9巻,2号, pp. 91-100.
- Sekine, Y., S. Nakamura and Wang Y. W. (2002) : Variation in Wind in the Region around Ise Bay, Bull. Fac. Bioresources, Mie Univ., No.28, pp. 1-9.