

海洋レーダによる表層流速データの 3次元流動計算への同化に関する研究

ASSIMILATION OF SURFACE CURRENT MEASURED BY OCEANIC RADAR
INTO THREE-DIMENSIONAL BAROCLINIC FLOW MODEL

石塚正秀¹・松田真人²・中辻啓二³

Masahide ISHIZUKA, Masato MATSUDA and Keiji NAKATSUJI

¹学生会員 工修 大阪大学大学院 工学研究科土木工学専攻 (〒565-0871 大阪府吹田市山田丘2-1)

²学生会員 大阪大学大学院 工学研究科土木工学専攻 (〒565-0871 大阪府吹田市山田丘2-1)

³正会員 工博 大阪大学大学院教授 工学研究科土木工学専攻 (〒565-0871 大阪府吹田市山田丘2-1)

Data assimilation of surface current obtained by oceanic radar into 3-D baroclinic models is examined in Osaka Bay. Oceanic Radar is one of remote sensors that are possible to measure spatial distributions of near surface velocity. The observed currents include the effects of wind stress, waves, tides and buoyancy and so on. These data sets should be useful to the data assimilation of numerical simulations. The blending and nudging methods are applied and the decay of velocity in the vertical direction, a log law is added to blending. Assimilated currents and salinity distributions are compared with measured results of ADCP and STD. As a result, the blending was better than the nudging. RMS value of velocity differences between assimilated by blending and observed by ADCP in surface layer was 0.12cm/s.

Key Words : Data Assimilation, Wind-induced near-surface current, VHF Oceanic Radar, Hindcasting

1. 序論

ここ数年前から海洋レーダを利用した調査・研究が日本の沿岸海域において活発に実施され始めた。海洋レーダは時間的に連続した流速データを広範囲に計測できる点が優れている。中辻ら¹⁾、石塚ら²⁾は大阪湾においてVHF海洋レーダを用いた現地観測を実施し、海洋レーダが計測する海表面近傍の流速(以下、海洋レーダ流速)には風の影響が含まれていることや内湾における表層流動と風との特性を明らかにした。

しかし、海洋レーダから得られる情報は海表面近傍の流動に限られるため、3次元的な流動・密度構造を解明するには不十分である。そこで、データ同化シミュレーションが重要となる。例えば、米国ではNow/Forecastingの精度向上のために観測データの取得とデータ同化は同時に行われている。海洋レーダは時間・空間的に分解能の高いデータを計測できることから、データ同化のデータセットとしては十分である。また、沿岸海域において風は時間・空間的な変動が大きいため、海洋

レーダ流速を3次元流動計算に同化することで、流動シミュレーションに風や波の影響を直接的に考慮することができる。つまり、海洋レーダは3次元数値シミュレーションとの融合により、その価値を活かすことができる。

本研究に先駆けて、石塚ら²⁾は大阪湾湾奥部において海洋レーダ流速のデータ同化シミュレーションを実施し、バルク公式を用いた従来の手法との比較から、データ同化により流動の再現性が向上することを示した。しかし、そこではデータ同化の有効性を述べるにとどまり、データ同化手法や海洋レーダ流速の取り扱いに関する考察は十分になされていない。

そこで、本研究では石塚ら²⁾が行った研究をさらに発展させ、データ同化に関する詳細な検討を行った。

2. 大阪湾湾奥部における現地観測の概要

図-1はVHF海洋レーダ、ADCP、STDの観測海域を示す。VHF海洋レーダを用いた観測は1997年8月12日～9月9日に実施した。二局あるアンテナはそれ

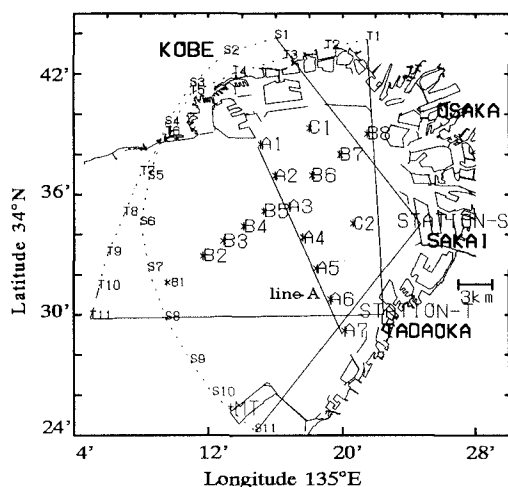


図-1 VHF海洋レーダ・ADCP・STDの観測海域

それぞれ北郡忠岡町(T局)、堺市(S局)に設置した。また、VHF海洋レーダの観測期間中の8月23日にADCPを用いた検証観測を実施した。神戸沖から忠岡沖を結ぶ観測線Aの測点A1～A7においてADCPのスポット計測を行い、6時から18時までの観測時間内で合計8断面のデータを得た。また、観測点A1～A7、B1～B8、C1、C2においてSTDを用いた密度分布の観測を約6時間行った。観測結果の詳細は中辻ら¹⁾に詳しい。

3. 数値シミュレーションの概要

数値シミュレーションは大阪湾、紀伊水道、播磨灘を含む東西112km、南北106kmの計算領域(図-2)で行った。水平方向の計算格子幅は1km×1km、鉛直方向の格子幅は表層から2m×5層、4m、6m、10m、15m、15mの計10層位の不等間隔とした。流動モデルはODEM(Osaka Daigaku Estuarine Model)を用いた(中辻³⁾)。海洋レーダの同化を行う際の流動再現シミュレーション(hindcasting)の計算条件は石塚・中辻⁴⁾と同じであり、詳細は省略する。

Hindcastingは1997年8月5日0:00から開始し、海洋レーダ流速の同化は観測データの得られている8月13日0:00から行った。海洋レーダ流速は500m×500mの正方向間隔で1時間毎に得られており、1km間隔に空間平均した。図-2中の斜線部は海洋レーダ流速の入力領域を示している。観測データの得られていない領域に対しては従来通りの計算手順で時間進行する。また、データが欠測している場合も同様に考えた。

風の分布は気象庁のAMeDASデータを用いて算定した。観測地点を図-2に示す。風速・風向データは10分毎に計測されており、重み付き補間法により海上風の空間分布を算定した。その際、海上に位置する関空MT局⁵⁾を新たに補間点として加え、さらに大阪管区気象台⁶⁾と関

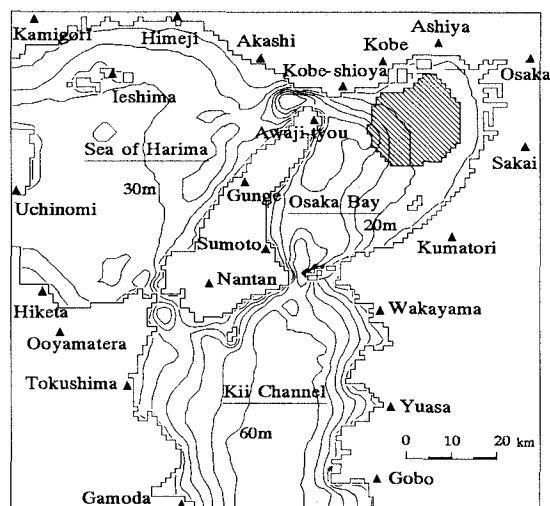


図-2 計算対象領域とアメダスデータの観測地点(▲)、斜線部は海洋レーダの入力領域

空MT局における1997年8月の風速比を求め、AMeDASデータの風速を1.4倍して補間に用いた。

4. データ同化手法

海洋学分野におけるデータ同化の研究は気象学分野に比べて遅れていたが、1980年代後半から人工衛星による海面高度データ(TOPEX/POSEIDON)を用いたデータ同化に関する研究が盛んに行われるようになった(例えば、Holland and Malanotte-Rizzoli⁷⁾)。しかし、沿岸海域では風、潮流、密度差などの影響を受けて流動が複雑かつ短周期で変動するために、衛星データの利用は困難である。その点から、海洋レーダの観測データは時間的にも空間的にも高分解能であることからデータ同化に適している。

海洋レーダ流速を用いたデータ同化に関する研究はまだ少ない。Lewis et al.⁸⁾は海面近くに新しい層を仮想的に設定し、海洋レーダ流速をせん断応力的に扱った3次元流動計算を行った。また、坂井⁹⁾はアジョイント法を用いて鉛直一次元モデルに適用し、鉛直渦動粘性係数等を算定する試みを行った。

基本的なデータ同化手法としては、ブレンディングとナッジング(Anthes¹⁰⁾)がある。これらの手法は、物理的な保存則を満足しない、観測値に含まれる誤差を補正できない、係数が決定できない、推定誤差の評価ができないなどの問題があるが、取り扱いが容易であり計算負荷も少ないために実用的である。

ブレンディングは観測値 α_{obs} とモデル予測値 α_{model} を用いて、新しい値 α_{new} を算定する(式(1))。

$$\alpha_{new} = \beta \alpha_{obs} + (1 - \beta) \alpha_{model} \dots \dots \dots (1)$$

β は0～1までの重み係数であり、本研究では $\beta = 1$ と

した（直接法）。

ナッジングは観測値 α_{obs} とモデル予測値 α_{model} との差にナッジング係数 G を乗じた負荷項を基礎方程式に加える（式（2））。ナッジングの利点は α_{obs} の影響が徐々に伝わる点である。

$$\frac{\partial \alpha_{\text{model}}}{\partial t} = F(\alpha) + G(\varepsilon, \delta \mathbf{x}, \delta t)(\alpha_{\text{obs}} - \alpha_{\text{model}}) \cdots \cdots (2)$$

$F(\alpha)$ は物理量 α に関する基礎方程式中の時間項以外の項、 ε は観測データの誤差、 $\delta \mathbf{x}$ は観測地点とモデル格子との水平・鉛直方向の空間偏差、 δt は観測時間と計算時間の偏差を表す。本研究では表層（第1層）における水平方向の運動方程式の右辺に負荷項を加えた。なお、今回の観測で得られた海洋レーダの精度は平均誤差が5 cm/s程度であった。

ナッジング係数 G は重要な係数であるが、その推定は難しい。 G は時間の逆数の次元を持つことから対象とする物理現象の時間スケールや計算時間間隔、データ同化時間によって決定されると考えられる。また、 G は用いる観測データの誤差の大きさによっても変化するため、各ケースに応じた感度解析が必要となる。Anthes¹⁰⁾ は $G=10^{-3}$ 、Lewis *et al.*⁸⁾ は $G=10^{-3}$ 、 10^{-2} としている。本研究では $G=10^{-3}$ 、 10^{-2} の二つの値を用いて感度解析的に同化計算を行った。また、同化データの存在しない海域は $G=0$ とした。

5. 吹送流のモデル化

(1) 表層における吹送流の鉛直分布

海洋レーダは海面近傍の流速を計測することから、数値モデルの第1層（表層）における流速との流速の逓減を評価する必要がある。

一般に水面上に風が吹くと流速分布は対数則にしたがうことが知られている。また、地球自転の効果を受ける海域では定常風によりエクマン螺旋(Ekman¹¹⁾)が発生し、流速は指数関数にしたがって減衰する。一方、Madsen¹²⁾ はEkman理論における鉛直渦動粘性係数 K_z の取り扱いを変更し、 K_z が海表面から鉛直方向に線形に増加すると仮定して流速の鉛直分布を算定した。

上述の研究者が提案する理論に基づいて得られた流速の鉛直分布を図-3に示す。風は y 方向に定常的に吹いていると仮定し、 x 、 y 方向の流速をそれぞれ U 、 V とする。対数則は y 方向の流速分布を示す。また、EkmanとMadsenの流速はコリオリ力の影響により x 、 y 方向に分解される。ここでは海上10mにおける風速を10 m/s、海面下の粗度高さを0.000267m、風の海面抵抗係数を 1.45×10^{-3} (近藤ら¹³⁾)、吹送距離を50kmとした。

Ekmanの流速分布は海面近傍において流速の減衰が小さい。一方、Madsenの流速 V は対数分布に近く、海表面

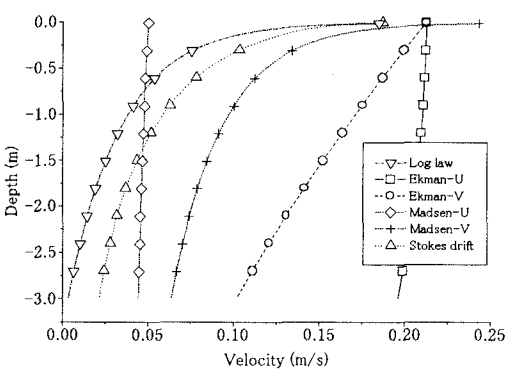


図-3 表層における吹送流の鉛直分布

近傍における減衰が大きいことがわかる。これはMadsenの場合、鉛直渦動粘性係数 K_z が海表面で0となるために海面近傍における流速勾配が大きくなるからである。石塚ら²⁾の研究により、ここではMadsenの解が適当であると考えられる。しかし、Madsenの解は複雑であり、データ同化の際の離散式計算の負荷が大きいことや風向に対する流向の変化が海表面近傍では約9°と小さいこと、風向方向には対数則とほぼ同じ分布を示すことから、本論文では対数則による流速の逓減を考慮した。なお、対数則の境界層の厚さは水面下0.1~1 m程度の範囲であり、数値モデルの第1層の代表水深は 1 ± 0.40 mであることから適用範囲と考えた。

また、有限振幅波によるストークスドリフトは風のせん断力による流速と同等、もしくはそれ以上であることから(例えば、Wu¹⁴⁾)、海面近傍の流れを議論する場合には重要であると考えられる。図-3には様々な周波数の波を積分したストークス流速(近藤ら¹³⁾)を示している。今回、せん断力の効果と波の効果を相加的に扱った同化計算を試みたが補正量の過大評価となり、本研究ではこれを考慮しなかった。

(2) 表層流速の逓減方法

まず、海上風の空間分布から海洋レーダ流速が得られている計算格子状の各地点において、境界層までの流速分布を対数則から算定する。つぎに、VHF海洋レーダが計測する水表面から水深約30cmまでの平均流速 $U_{30\text{cm}}$ (Stewart and Joy¹⁵⁾)と流動モデルの第1層の代表水深における流速 U_{CENTER} を対数分布から計算し、それらの流速の差(逓減量) ΔU を計算する(式(3))。ここで、 U はベクトル量を表す。

$$\Delta U = U_{30\text{cm}} - U_{\text{CENTER}} \cdots \cdots (3)$$

そして、海洋レーダ流速 U_{RADAR} と ΔU から、流動モデルの第1層に同化する新しい海洋レーダ流速 U_{NEW} を算定する(式(4))。

$$U_{\text{NEW}} = U_{\text{RADAR}} - \Delta U \cdots \cdots (4)$$

ここで、風と流れとの遷移時間を考慮して、風のデータには6時間前から現時点までの移動平均値を用いた(石塚ら²⁾)。

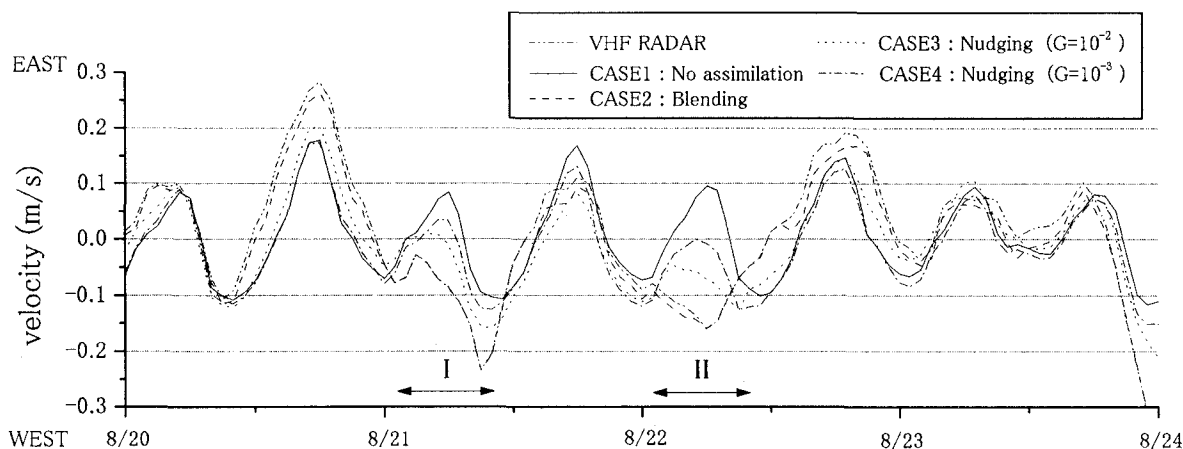


図-4 観測点A4における表層流速(東西成分)の時系列変化, 1997年8月20日00:00~23日24:00

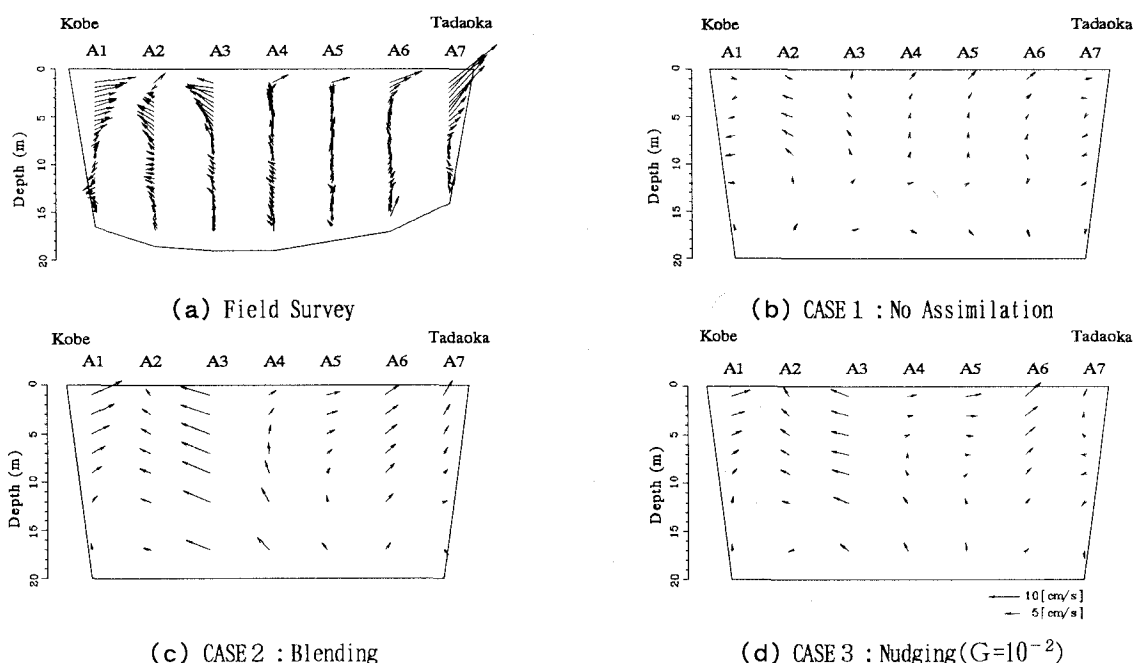


図-5 観測線Aにおける残差流の鉛直分布

6. 計算結果

図-4は1997年8月20日00:00~23日24:00の観測点A4における表層流速の時系列変化を示す。CASE1はデータ同化を行わない場合、CASE2はブレンディング、CASE3はナッジング($G=10^{-2}$)、CASE4はナッジング($G=10^{-3}$)である。海洋レーダ流速にみられる1日周期の変動は海陸風の影響であることが分かっている(石塚ら²⁾)。データ同化を行っていないCASE1では半日周期の流速変動を示していることから、潮流の影響が強く、海陸風による影響は表れていない。つまり、8月21、22日の午前中(図中の期間I,II)にみられる海洋レーダ流速とCASE1との大きな差異は風による流動の変化を表している。また、図-3よりブレンディングでは流速の逡減量 ΔU は数cm/sであるが、ブレンディング(CASE2)とナッジング

(CASE3,4)を比較すると、ブレンディングはナッジングよりも同化データの効果を強く反映していることが分かる。また、ナッジングによる結果は海洋レーダ流速とCASE1とのほぼ中間の値を示しており、同化データが徐々になじんでいることが分かる。ナッジング係数 G による違いは海洋レーダ流速とCASE1との差が大きくなるときに強く表れており、これは式(2)からも自明である。つまり、モデル予測値と同化データとの差が大きい場合にはナッジング係数 G の値によって計算結果が大きく変わることが分かる。逆にいえば、その差があらかじめ分かれば、 G の値を推定することができる。

図-5は観測線Aにおける残差流(12時間平均)の鉛直分布を示す。(a)はADCPによる観測結果を示している。表層(第1層)におけるベクトルの流向が著しく変化しているが、これは海陸風の影響であり、また、この分布は海洋レーダの結果と一致することが分かっている

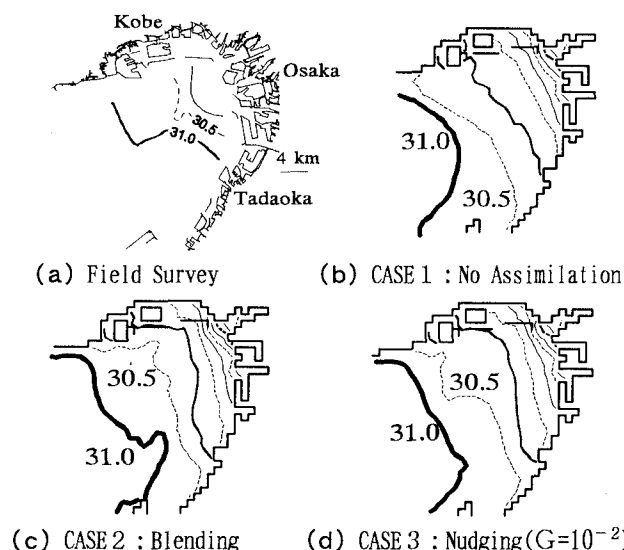


図-6 大阪湾湾奥部における塩分の水平分布の比較(水深1m)

(中辻ら¹⁾). この時の表層の密度構造は図-6で示すが、ADCPの観測線が潮汐フロントと交差していたために観測点A1～A3までは成層海域、A4～A6は混合海域となっている。したがって、成層海域では残差流ベクトルが水平・鉛直方向に大きく変化している。

データ同化を行った場合と行っていない場合を比較すると残差流の分布が大きく異なり、データ同化を行った場合が流動構造をより精度よく再現している。ただし、観測結果にみられるような表層における流速の減衰が再現できていない。また、ブレンディングとナudgingを比較すると、海洋レーダ流速に近い値を同化するブレンディングの方が当然のことながら、観測結果と近い傾向を示した。また、図-2に海洋レーダ流速の入力範囲を示しているが、観測点A7は範囲外であるために再現性が低くなっている。

図-6は水深1mにおける塩分の水平分布を示す。1997年8月は河川流量の減少により、塩分31psu以上の水塊が大阪府側で湾奥方向に入り込んだ特異な形状を示している。ここでは、この塩分の分布形状に関して比較・検討する。ブレンディングを行ったCASE2が観測データと最もよく一致していることがわかる。ここで、シミュレーションの結果では、大阪府側の沿岸に沿った低塩分水塊の拡がりが見られるが、これは大阪湾東岸に沿って形成される残差流である東岸恒流帯の影響による。しかし、図-1から分かるように、大阪府側の海岸付近に観測点がないため図-6(a)にはこの低塩分水塊の分布は描かれていない(ただし、観測点A7の塩分は観測点A6よりも低い値であった)。

図-7は観測点A1におけるADCPを用いた流速と同化計算により得られた流速との差異の標準偏差を示す。なお、ADCPの観測データが5つしかなく相対誤差分散が大きいことから絶対値で示す。ブレンディング、ナudging($G=10^{-2}$)の標準偏差は表層においてそれぞ

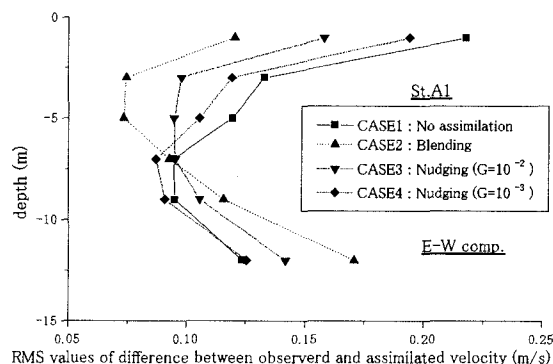


図-7 観測点A1における流速の標準偏差

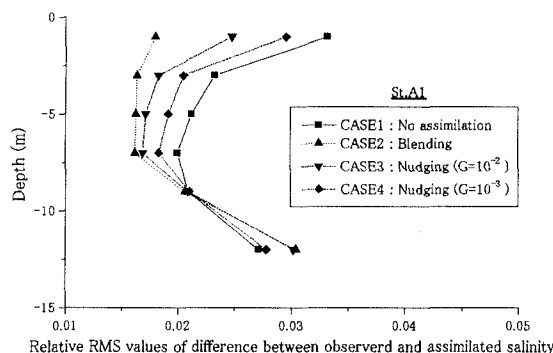


図-8 観測点A1における塩分の相対標準偏差

れ0.12 m/s, 0.16 m/sである。各ケースともに海洋レーダ流速の同化によって観測値との標準偏差が減少しており流動モデルの予測精度が向上していることが分かる。また、ブレンディングは表層から中層までは最も良い結果を示しているが、逆に下層では最も悪くなっている。

図-8は観測点A1における塩分の観測値と計算値との差異を観測値で無次元化した相対標準偏差を示す。いずれのケースも相対値は0.03以下であり、両者の一致度はよい。なかでもブレンディングによる再現が最もよい。また、表層から中層まではデータ同化を行っていないCASE1の値は大きい。しかし、観測点A1は成層した海域にあり、密度界面は水深約10mに存在するため、下層では相対標準偏差の値は少し大きくなり、また、各ケースによる違いはなくなる。

7. 考察および結論

海洋レーダにより計測された表層流速データを3次元流動計算に同化して、風による流動・密度構造の変化、およびデータ同化手法に関する検討を行った。

その結果、海陸風により流動・密度構造が大きく変化すること、海洋レーダの同化手法にはブレンディングが適していることが明かとなった。同化データを与えた表層付近では観測値との差異が小さくなったが、逆に下層においては若干大きくなり、データ同化手法による違いもみられなかった。この原因は風によってもたらされる

混合作用の影響と考えられる。つまり、風が流れに与える効果にはせん断と混合とがあり、せん断力による流れの影響は海洋レーダ流速に含まれるが、混合による影響は含まれていないため、データ同化を行う際に、風による混合の影響を表現する必要がある。数値モデルで吹送流のシア分布による混合の影響を検討するには、海面近傍を詳細に解像する必要がある。しかし、現在、沿岸海域の流動シミュレーションで一般的に用いられているデカルト座標、 σ 座標では表層厚さを薄くすることは困難であり、上記の座標系のモデルを使用する場合には、風による混合作用は鉛直渦動粘性係数に集約して評価する必要があるといえる。

データ同化手法に関して、ナッジングよりもブレンディングによる再現性が高くなった理由は、①同化データの時間・空間分解能が高く、②同化データの精度が高く、③同化データが運動量であるためと考えられる。今回対象とした海域のように潮汐、海陸風などの現象の時間変動スケールが小さい場合には、水塊の運動に能動的に働く運動量の同化は、ブレンディングの方が直接的にデータ入力を行うため、データ同化の利点を反映しやすいといえる。逆に、ナッジングでは徐々になじますことの利点が効果的に作用しない。また、このような海域ではナッジング係数 G を時間的に変化させる必要がある。 G が 10^{-3} よりも 10^{-2} の場合の再現性が高かった理由は、海洋レーダ流速の計測誤差 ε が小さかったために計算の不安定性よりも海洋レーダ流速の同化による再現性の改善の影響が大きくなったためと考えられる。しかし、 G が 10^{-2} よりも大きい値で計算を行った場合には、計算解が発散傾向になったため、ある臨界値以上になると逆に同化データの誤差の影響が大きくなると考えられる。

また、海洋レーダ流速は海面近傍における流速値であり、大阪湾湾奥部のように河川プルームが海面近傍のごく薄い層に拡がっている海域では、上述した吹送流の鉛直分布だけでなく鉛直方向の密度分布を考慮するためにも層厚を小さくすることが必要である。

データ同化が行われていない海域については、同化領域に近いほどその影響を受けているが、海域が変われば卓越する物理現象が異なるため全体としての結果に大きな変化はみられなかった。

本研究では、観測データや流動モデルの精度補正は行わなかったが、蒲池ら¹⁶⁾が述べているように、「データ同化システムとは、単なる統計的な内挿解析を行うシステムではなく、海洋現象を理解し、予測するためのトータルなシステムと考えるべきであり、そのシステムを構成している観測、モデル、同化の各要素をそれぞれ改良していく必要がある。」

海洋レーダには様々な制限があるが、3次元数値シミュレーションとの融合をさらに発展させていくことが研究レベルの向上に繋がると期待する。

謝辞：VHF海洋レーダを用いた現地観測には国際航業(株)、ADCPを用いた現地観測には大阪大学大学院工学研究科土木工学専攻水工研究室、京都大学大学院農学研究科海洋生物環境研究室 藤原建紀先生、笠井亮秀先生ならびに学生の協力を得た。また、大阪大学大学院工学研究科土木工学専攻 西田修三先生には貴重な助言をいただいた。記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 中辻啓二, 石塚正秀, 徳田正幸, 村上和男, 藤原建紀: VHF海洋レーダによる表層流動の観測とADCPによる検証, 水工学論文集, 第43巻, pp.845-850, 1999.
- 2) 石塚正秀, 西田修三, 中辻啓二: 海洋レーダによる表層流れと風に関する研究, 海岸工学論文集, 第46巻, pp.1341-1345, 1999.
- 3) 中辻啓二: 海洋閉鎖性海域. 数値流体力学, 第4巻, 第4号, pp.306-332, 1996.
- 4) 石塚正秀, 中辻啓二: 紀淡海峡における海水交換と物質輸送過程の解明, 海岸工学論文集, 第46巻, pp.1036-1040, 1999.
- 5) 気象庁: 関西国際空港MT局観測資料, 8・9月, 1997.
- 6) 大阪管区気象台: 地上気象観測月統計値, 8・9月, 1997.
- 7) Holland, W. R. and P. Malanotte-Rizzoli: Assimilation of Altimeter Data into an Ocean Circulation Model: Space versus Time Resolution Studies, *J. physical Oceanography*, Vol.19, pp.1507-1534, 1989.
- 8) Lewis, J. K., I. Shulman and A. F. Blumberg: Assimilation of Doppler radar current data into numerical ocean models, *Continental Shelf Research*, Vol.18, pp.541-559, 1998.
- 9) 坂井伸一: 鉛直一次元モデルによるパラメータ評価の試み, 水工学論文集, 第43巻, pp. 839-844, 1999.
- 10) Anthes, R. A.: Data Assimilation and Initialization of Hurricane Prediction Models, *J. the Atmospheric science*, Vol.31, pp.702-719, 1973.
- 11) 近藤純正, 内藤玄一, 藤縄幸雄: 風による海洋最上層の流速, 国立防災科学技術センター研究報告, 第10号, pp.67-82, 1974.
- 12) Ekman, V. W.: On the influence of earth's rotation on ocean currents, *Ark. Math. Astoron. Fys*, Vol.2, No.11, pp.1-53, 1905.
- 13) Madsen, O. S.: A Realistic model of the Wind-Induced Ekman Boundary Layer, *J. physical Oceanography*, Vol.7, pp.248-255, 1974.
- 14) Wu, J.: Wind-induced drift currents, *J. Fluid Mechanics*, Vol.68, pp.49-70, 1975.
- 15) Stewart, R. H. and J.W. Joy: HF radio measurements of surface currents, *Deep-sea Research*, Vol. 21, pp.1039-1049, 1974.
- 16) 蒲池政文, 倉賀野連, 吉田隆, Francesco Ubaldi, 吉岡典哉: 中・高緯度海洋データの同化システムの開発, 測候時報, 第65巻, 特別号, pp.S1-S19, 1998.

(1999. 9. 30受付)