

入れ子手法による沿岸海洋モデリング*

郭 新宇**† · Sergey M. Varlamov† · 宮澤 泰正†

Coastal Ocean Modeling by the Nesting Method

Xinyu Guo, Sergey M. Varlamov and Yasumasa Miyazawa

入れ子手法とは、粗いメッシュを有するモデル領域内部に、細かいメッシュでサブモデルを構築することである。我々は、この手法を利用して、太平洋モデル内に日本近海黒潮モデルを、瀬戸内海全域モデル内に内海奥部の潮汐モデルを、日本近海モデル内に日本南岸黒潮・潮汐結合モデルを構築してきた。細かいメッシュを使用することにより、平滑化による地形への影響が少なくなり、モデル地形が実地形に近づくようになる。この効果は特に陸棚縁や海釜のような水深が急変する場所で顕著である。地形以外に、水温や塩分場の水平勾配もメッシュサイズの変化に敏感であり、特に黒潮近傍の水温勾配が高解像度であるほど強くなる。その結果、黒潮の鉛直シアが大きくなり、より傾圧的になる。黒潮モデルに潮汐を導入することにより、沿岸域での潮汐混合効果以外にも、薩南諸島や小笠原諸島のような地形変化に富んだ沖合海域で、内部潮汐の発生とそれによる密度場の変化が見られた。また、潮汐を考慮しない黒潮モデルと比較すると、潮汐を取り込んだ黒潮モデルでは、トカラ海峡東部の黒潮離岸、豊後水道沖の黒潮接岸、そして四国沖から小笠原諸島までの黒潮の離岸が見られた。このような黒潮流軸変化にตอบสนองして、黒潮本流から沿岸域までの密度場や流動場も変化する。

By applying the nesting method, which embeds a fine mesh model within a course mesh model, we constructed a Kuroshio model within a Pacific model, a tide model for the inner part of Seto Inland Sea within a Seto Inland Sea model, and a tide resolving Kuroshio model for the waters around southern Japan within a northwestern Pacific model. The use of fine mesh reduces bathymetry change due to smoothing and the model bathymetry more closely approaches realistic conditions. This effect is remarkable at shelf slopes or scour holes where water depth changes sharply.

In addition to bathymetry, horizontal gradients of water temperature and salinity are also sensitive to the change in mesh size, which is remarkable at the area close to the Kuroshio main stream where a sharp gradient can only be reproduced by the fine mesh model. With increases in the horizontal density gradient, the vertical shear of the current becomes large and the Kuroshio becomes more baroclinic. As we introduced tides into the Kuroshio model, in addition to tidal mixing effects in several coastal areas, the occurrence of internal tides and corresponding changes in the density field are found at the Satsunan Islands and Ogasawara Islands areas, where the bathymetry varies significantly. Compared to the model without tides, the Kuroshio in the model with tides moves close to the coast at the Tokara Strait, far from the coast offshore the Bungo Channel and close to the coast at the offshore areas from Shikoku Island to the Ogasawara Islands. Such onshore and offshore shifts in the Kuroshio path result in apparent variations in the water temperature and current fields from the Kuroshio main stream to Japan south coasts.

キーワード：黒潮、瀬戸内海、バロクリニック、潮汐 OGCM モデル、JCOPE

1. はじめに

沿岸域では海岸線と海底地形が複雑で現象の空間スケールが小さいため、細かいグリッドを有する数値モデルが必要である。一方、東シナ海や日本海は言うまでもなく、日本南岸の代表的な内湾や内海でも、黒潮など外洋の海流の影響を無視できない。沿岸海域で要求される細

かいグリッドで、黒潮などの外洋の海流を対象とする海盆スケールのモデルを構築することは、計算機資源の問題から困難であるため、入れ子手法によって外洋域から沿岸域まで統合的なモデルを構築することは有効な手法である。

入れ子モデルは粗いグリッドで広い領域を計算する親モデルと、細かいグリッドで狭い領域を計算する子モデルから構成され、親モデルと子モデル間の計算結果のやり取りの違いによって、単方向入れ子モデルと双方向入れ子モデルの2種類に大別できる。2種類とも親モデルの結果を子モデルの計算に反映させるが、双方向入れ子モデルはさらに子モデルの結果を親モデルの計算に反映

* 2009年9月30日受領, 2009年10月9日受理

** 愛媛大学沿岸環境科学研究センター

† 独立行政法人海洋研究開発機構地球環境変動領域
連絡先: 郭 新宇, 愛媛大学沿岸環境科学研究センター

〒790-8577 愛媛県松山市文京町2-5

E-mail: guoxinyu@dpc.ehime-u.ac.jp

させる。

双方向入れ子モデルは単方向入れ子モデルより理想的であるが、技術的に複雑である。我々の研究グループでは、いくつかの双方向入れ子モデルをプロセス研究に適用しているが⁸⁾ (Miyazawa and Minato, 2000¹⁾; Hukuda and Guo, 2004²⁾), 今回の黒潮のシミュレーションでは、双方向入れ子モデルではなく、単方向入れ子モデルを用いた (Guo *et al.*, 2003³⁾; Miyazawa *et al.*, 2004⁴⁾; Miyazawa *et al.*, 2005⁵⁾; Guo *et al.*, 2006⁶⁾; Miyazawa *et al.*, 2008⁷⁾; Miyazawa *et al.*, 2009⁸⁾)。この選択は沿岸域でのスケールの小さい現象が黒潮に影響しないことを仮定してのことである。

入れ子モデルを構築する際の技術的な注意点、たとえば親モデルと子モデル間のグリッドサイズの制限 (Spall and Holland, 1991⁹⁾), 地形の取り扱い (Zhang *et al.*, 1986¹⁰⁾), 境界条件の処理 (Oey and Chen, 1992¹¹⁾) などについては関連の参考文献を参照されたい。ここでは、入れ子手法によるモデルの水平解像度の向上が黒潮と潮流の計算結果に与える影響とその物理解釈、また潮流を取り入れた黒潮の結果を紹介する。

2. 単方向入れ子モデルの黒潮流域への応用

1997年10月の地球フロンティア研究システムの設立に伴い、日本沿海予測可能性実験 (Japan Coastal Ocean Predictability Experiment; JCOPE) プロジェクトが立ち上げられた。JCOPEの近況については、Miyazawa *et al.* (2009)⁸⁾を参照されたい。ここでは、JCOPE初期の研究活動の一環であった黒潮シミュレーションの結果を紹介する。

亜熱帯循環の一部である黒潮は、海盆スケールの風系に支配されながら、縁辺海の複雑な地形変化にも影響される。黒潮流路上の水深変化の大きい場所、たとえば東シナ海の陸棚縁では、水平方向に20~30 km移動すると水深が数百メートル変わる。このような急斜面を表現する水平グリッド (<10 km) を用いて太平洋全域、あるいは北太平洋を計算することは、1997年当時に非現実であったため、入れ子手法で対処することにした。

最初、実験的に構築したのは三重入れ子モデルを有する黒潮モデル (Guo *et al.*, 2003³⁾) である。単方向入れ子手法を用い、1/2度の太平洋モデル (南緯40度~北緯70度, 東経100度~西経70度) をまず構築し、さらに1/6度の北西太平洋モデル (赤道~北緯63度, 東経110度~175度) を経て、最終的に1/18度の日本近海モデル (北緯24度~44度, 東経118度~150度) を作成した。これらのモデルはすべて Princeton Ocean Model (POM) (Mellor, 1998¹²⁾) をベースとしており、鉛直方向に21

のシグマ層を有する。モデルの地形、初期値とパラメーター、モデルを駆動する外力 (風応力, 熱フラックス, 表層塩分と表層水温), 時間積分方法, モデル間のやり取りの詳細については Guo *et al.* (2003)³⁾を参照されたい。三つのモデルはすべて日本近海 (北緯24度~44度, 東経118度~150度) を包含しており、さらに同じ外力で駆動されているため、この共通海域での三つのモデル結果を比較することによって、モデル結果の水平解像度への依存性を確認できる。

三つのモデル水深を比較すると、モデルで表現する水深勾配は水平解像度に依存することが分かった。ここで用いるシグマ座標モデルでは、数値誤差を抑えるため、モデル水深を平滑化することが一般的である。その結果、モデル内の水深変化は実海洋のそれより緩やかになる。モデルのグリッドサイズが小さくなるに従い、平滑化に伴う水深変化も小さくなるので、モデルで表現できる水深勾配がより実海洋に近づく。東シナ海の陸棚縁付近ではこの効果が特に顕著である (Guo *et al.*, 2003³⁾, Figure 3)。モデルで表現する海流の傾圧構造も水平解像度に依存する。温度風関係により、流速の鉛直勾配は密度の水平勾配に比例する。小さなグリッドほど大きな密度勾配が表現できるため、モデルの解像度の向上に伴い、黒潮付近の水平密度勾配がよく表現でき、モデル内の黒潮はより現実な流速構造を有することになる (Guo *et al.*, 2003³⁾, Figure 8)。

以上で述べたモデルの水平解像度の向上に伴う水深勾配と密度勾配の変化の結合効果が黒潮流路に影響する。このことは、渦度方程式により導出された等深線を横切る流量を支配する JEBAR (joint effect of baroclinicity and bottom relief) 項の変化によって明瞭に見てとることができる (Guo *et al.*, 2003³⁾, Figure 15)。モデルの水平解像度の向上に伴い、海底地形と黒潮の密度構造がより現実的に表現されるので、陸棚縁を横切る黒潮流量と黒潮流路がより現実的なものとなる。その結果として、水深勾配と密度勾配から構成された JEBAR 項がより正確に表現されることになる。

3. 瀬戸内海の潮汐・潮流への応用

瀬戸内海全域にわたる潮汐波の伝播特性、振幅・位相の分布特徴と成因などはよく知られている (柳・樋口, 1981¹³⁾)。また、潮流は夏の成層構造や潮汐フロントの形成に重要な役割を果たしていることもよく知られている (Takeoka, 2002¹⁴⁾)。このことから、瀬戸内海全域における残差流の季節変化を再現するモデル (Chang *et al.*, 2009¹⁵⁾) には潮汐・潮流を正確に取り込むことが必要となる。ここで、1 km 解像度と250 m 解像度を持

つ潮汐・潮流モデルの結果を紹介する。

1 km メッシュモデルの領域は131.0~135.5E, 32.0~34.8Nで、外洋域から内海全域をカバーしている (Fig. 1 a). モデル地形は JODC の 1 km メッシュ水深データと国土地理院の250 m メッシュ標高データを合わせて作成した。さらに、海底地形の複雑な瀬戸内海内部 (131.0~135.5 E, 33.8~34.8 N) では水深データを海図から読み取った。250 m メッシュモデルの領域は132.18~135.43 E, 33.86~34.8 Nで、瀬戸内海内部の狭い海峡部を多数含んでいる (Fig. 1 b). 水深データを250 m メッシュで海図から直接に読み取ったため、1 km メッシュモデル (Fig. 1 a) より、250 m メッシュモデルでは、より現実的に島や海峡部などが表現できる。

計算は二つのモデルでともに POM の水平2次元モードで行った。1 km メッシュモデルの境界条件は国立天文台の日本周辺海洋潮汐モデル (Matsumoto *et al.*, 2000¹⁶⁾) の結果を、250 m メッシュモデルの境界条件は1 km メッシュモデル結果をそれぞれ利用した。モデルに使われたパラメーターは Table 1 の通りである。モデル水深の最小値は5 m とした。

モデル結果の妥当性評価のため、同潮差図と同潮時図

を用いて調和常数の水平分布を従来の知見 (柳・樋口, 1981¹³⁾) と比較し、さらに以下の計算式を用いて、モデルと検潮所から求めた分潮の調和常数の二乗平均平方根を求めた。検潮所の調和定数は海上保安庁水路部による調和定数表 (海上保安庁, 1992¹⁷⁾) から得た。

振幅と位相両方の二乗平均平方根：

$$RMS = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N 0.5 (A_{Mi}^2 - 2A_{Mi}A_{Ti} \cos(\sigma_{Mi} - \sigma_{Ti}) + A_{Ti}^2) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

振幅のみの二乗平均平方根：

$$RMSA = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (A_{Mi} - A_{Ti})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

位相のみの二乗平均平方根：

$$RMSP = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\sigma_{Mi} - \sigma_{Ti})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3)$$

A_{Mi} : i 番の検潮所における分潮の振幅の計算値

A_{Ti} : i 番の検潮所における分潮の振幅の観測値

σ_{Mi} : i 番の検潮所における分潮の位相の計算値

σ_{Ti} : i 番の検潮所における分潮の位相の観測値

N : 検潮所の数

250 m モデル領域内にある検潮所の M_2 分潮の調和常

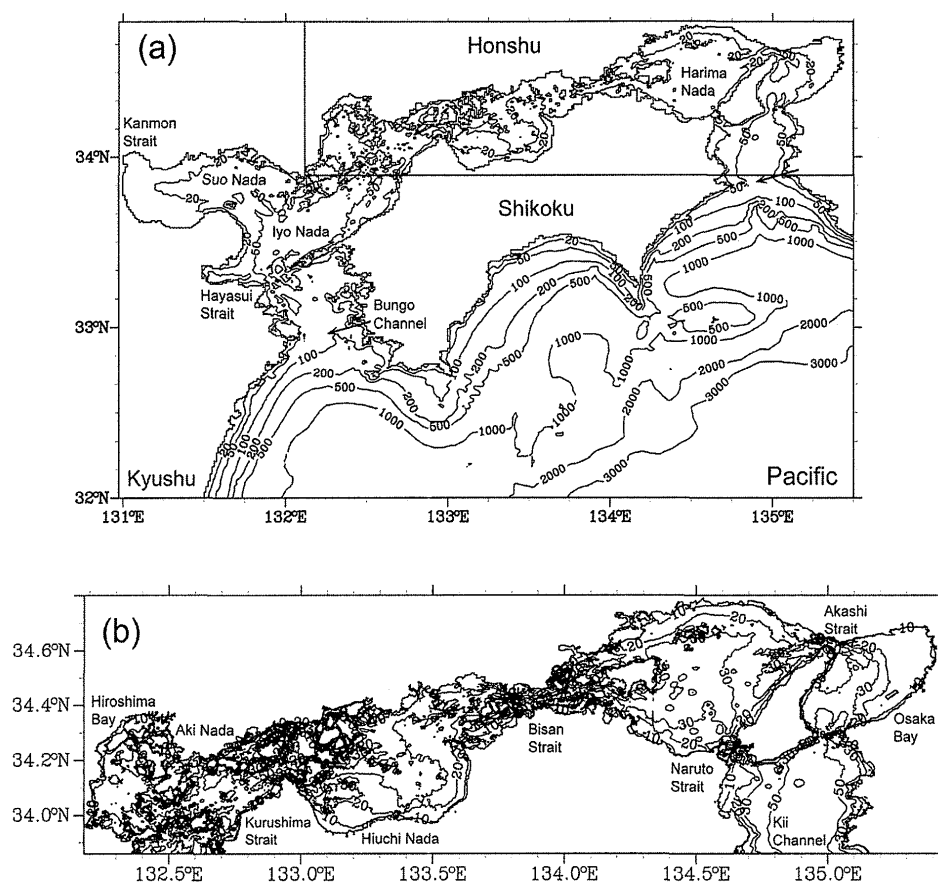


Fig. 1 (a) Model topography for the Seto Inland Sea and offshore area with a 1-km resolution. The embedded frame indicates the area of the model with 250 m resolution for the Seto Inland Sea inner region. (b) Model topography for the Seto Inland Sea inner region.

Table 1 Parameters used in two tide models for the Seto Inland Sea.

	1 km resolution	250 m resolution	unit
Time step (dte)	1	0.5	second
Zonal mesh size	1/80	1/320	degree
Meridional mesh size	1/120	1/480	degree
HORCON used in Smagorinsky formula for horizontal eddy viscosity	0.1	0.1	
Bottom roughness	0.0003	0.0003	m
Minimum depth	5	5	m

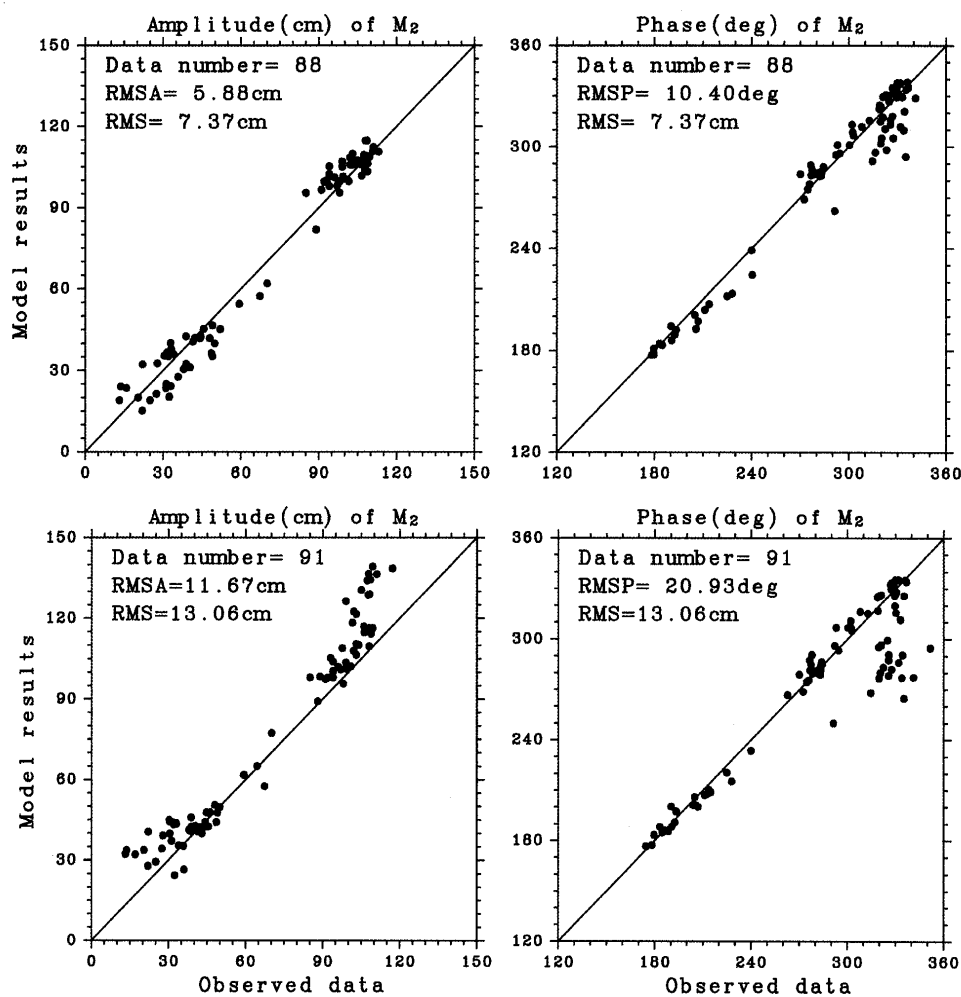


Fig. 2 Comparisons of two model results and observed data at the tidal gauges for M_2 tide. The upper two panels show 250-m resolution model while the lower two panels show 1-km resolution model. The left two panels show amplitude while the right two panels show phase. RMSA, RMSP and RMS are defined by (1) – (3).

数と両モデル結果の散布図を Fig. 2 に示す。振幅の二乗平均平方根 (RMSA) は、1 km モデルの 12 cm 弱に対して、250 m モデルが 6 cm 弱で、ほぼ半減した。位相 (RMSP) は、1 km モデルの 21 度から 250 m モデルの 10 度まで減少した。振幅と位相両方の評価として、RMS が 13 cm から 7 cm まで減少している。内海奥部の M_2 分潮の振幅が 100 cm 前後なので、解像度の向上に伴い、相対誤差はおおよそ 5 ~ 10% 減少したといえる。

1 km モデルと 250 m モデルから得た M_2 分潮の調和常数の水平分布を比較すると、来島海峡、明石海峡、鳴門海峡のような狭い海峡周辺で相違が大きいことから、両モデルの来島海峡周辺の等潮差図、および明石海峡と鳴門海峡周辺の等潮差図 (振幅) と同潮時図 (位相) を Fig. 3 に示す。来島海峡の西から東にかけて、1 km モデルで再現した M_2 分潮の振幅 (Fig. 3 b) は単純に大きくなるのに対し、250 m モデルで再現したもの (Fig. 3 a) は、

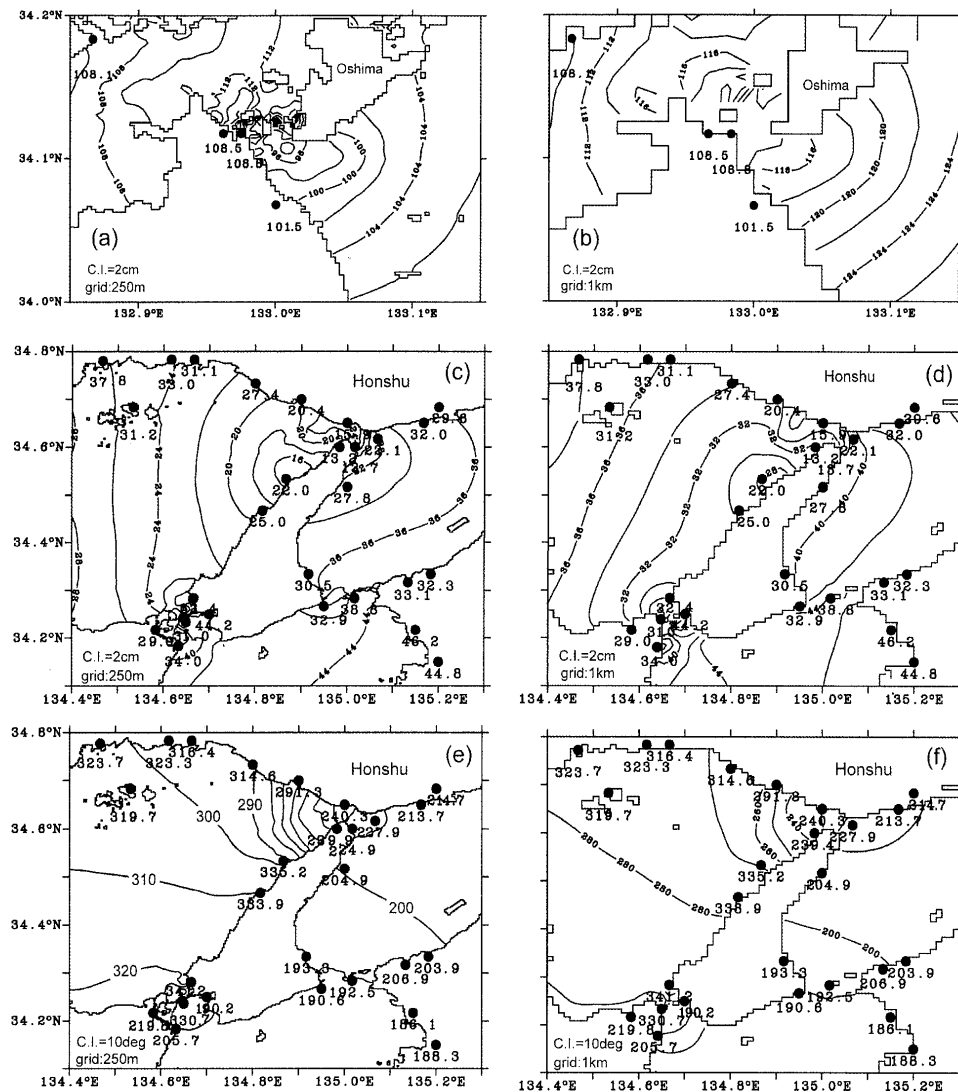


Fig. 3 Distribution of M_2 tide amplitudes around the Kurushima Strait from 250-m resolution model (a) and 1-km resolution model (b); distribution of M_2 tide amplitudes around the Akashi Strait and Naruto Strait from 250-m resolution model (c) and 1-km resolution model (d); distribution of M_2 tide phases around the Akashi Strait and Naruto Strait from the 250-m resolution model (e) and 1-km resolution model (f). The numbers inside each panel denote the values observed at tidal gauges (dots).

一旦小さくなってから再び増加する。海峡内で振幅が小さくなる特徴は検潮所の観測値にも見られる (Fig. 3 a). 一方、明石海峡周辺の振幅は両モデルとも明石海峡の西側で最小値となるが、1 km モデル (Fig. 3 d) では 28 cm で、250 m モデル (Fig. 3 c) では 16 cm となっている。検潮所の振幅の最小値が約 13 cm であることから、250 m モデルの結果のほうが観測値に近い。

来島海峡を挟んで M_2 分潮の位相変化は両モデルの結果がほぼ同じで、ともに観測値をよく再現している (図省略)。一方、明石海峡を挟んでの位相変化は、1 km モデルでは 210 度から 270 度までの 60 度である (Fig. 3 f) が、250 m モデルでは 210 度から 300 度までの 90 度で、1 km モデルより 30 度増加している (Fig. 3 e)。検潮所で観測した位相変化は 210 度から 320 度までの 110 度である

ことから、250 m モデルの方が観測値に近づいている。鳴門海峡では、1 km モデルの位相は紀伊水道側の 190 度から播磨灘側の 290 度まで変化するが、250 m モデルは 190 度から 330 度まで変化する。検潮所では 200 度から 340 度までの位相変化が観測されているため、やはり 250 m モデルの結果が観測値に近い。

来島海峡における 1 km モデルと 250 m モデルの違いから、来島海峡内での M_2 分潮の振幅減衰は来島海峡内の地形変化に関係すると推定できる。来島海峡では 100 m より浅い場所が多いが、水深が急に深くなる海釜 (水深 > 100 m) が何箇所もある。250 m モデルの結果によると、潮汐振幅の最小値が来島海峡東の海釜上に現れているため、潮汐振幅の局地的変化を再現するには、海岸線のみならず、このような水深の急変部を表現する必要

があるだろう。前述のように、モデルのメッシュサイズが小さくなるに従い平滑化に伴う水深変化も抑えられるので、高解像度モデルは急変する地形をよく表現できているといえる。

一方、解像度の増加に伴い、明石海峡と鳴門海峡を挟んで位相差が増えているが、これは海峡の断面積の減少と流速の増加に関係すると推定できる。断面積が小さくなれば潮流が速くなり、海底と海岸による摩擦抵抗が大きくなり、位相がより遅れるからである。たとえば、明石海峡のある観測点の M_2 潮流の振幅を比較すると、観測値の 180 cm/s に対して、1 km モデルは 92 cm/s、250 m モデルは 132 cm/s という計算値を出している。250 m モデルはまだ完全ではないが、確実に観測値に近づいているといえる。

4. 潮汐・潮流を有する黒潮モデリングへの展開

これまで、入れ子モデル手法による黒潮モデルと瀬戸内海の潮汐・潮流モデルの研究例を紹介してきたが、実海洋では黒潮と潮流が独立に存在しているわけではないため、数値モデルにも両者を同時に取り入れた方が望ましい。日本南岸海域を対象とした私たちの試みを以下に紹介する。

日本南岸を流れる黒潮は九州から千葉までの太平洋沿岸海域に絶えず影響を与えている。その影響、たとえば急潮の発生は黒潮自身の流速と位置に依存すると同時に、沿岸海域の流況と成層強度にも依存する (Takeoka *et al.*, 1993¹⁸⁾)。浅い沿岸海域では、成層強度が潮流に依存し、大潮・小潮のサイクルに伴って変化している。深い沖合でも、内部潮汐が鉛直混合に貢献し、成層に影響している。

潮流を含んだ黒潮モデル (JCOPE-T, T が Tide を意味している) の範囲と地形を Fig. 4 に示す。モデルのメッシュサイズは経度方向と緯度方向ともに 1/36 度 (約 2 ~ 3 km) であり、現業の JCOPE 2 (Miyazawa *et al.*, 2009⁸⁾) の 1/12 度より細かい。鉛直方向に 47 シグマ層があり、これは現業の JCOPE 2 と同じである。モデルのベースは POM であり、外部時間ステップは 2 秒で、内部時間ステップは 40 秒とした。潮汐以外の側面境界条件は入れ子手法によって JCOPE 2 から得ている。ここで、JCOPE 2 に潮汐計算が含まれていないことを付記する。

潮汐外力として、起潮力と開境界から入ってくる入射波の双方を導入する。起潮力は Kantha and Clayson (2000)¹⁹⁾ と同様に、水位に対して起潮力の寄与を線形に加算する。開境界では、国立天文台の日本近海モデル (NAO. 99b; Matsumoto *et al.*, 2000¹⁶⁾) が出した 16 主要短周期分潮の調和常数から求めた潮汐と潮流を、JCOPE

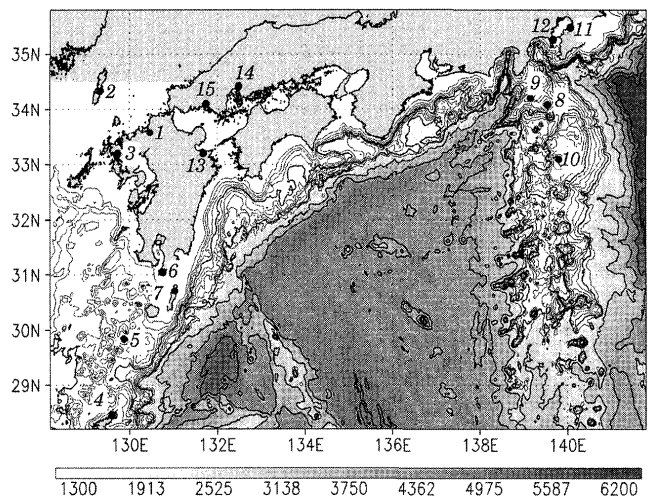


Fig. 4 Topography of tide resolving Kuroshio model (JCOPE-T) for southern areas of Japan. Thick contours are plotted with 1,000-m intervals, thin contours with 200-m intervals and the area deeper than 1,000 m is shaded. Maximum model depth is set to 6,500 m. Positions of tidal gauges are marked by dots with station numbers given in Table 2.

2 から求めた海面高度と海流流速に加算する。加算方法は基本的に線形的であるが、一定の調整も行った (広瀬ほか, 2005²⁰⁾)。

モデル計算は 2008 年 7 月 28 日から開始し、初期条件は潮汐なしの JCOPE 2 の結果から補間したものを用いた。潮汐の効果を検討するため、「潮汐あり」と「潮汐なし」といった両ケースを設け、2008 年 8 月 31 日まで 1 ヶ月計算し続け、最終 5 日間の平均値を用いて両ケースの結果を比較する。両ケースは、潮汐以外では全く同じ初期条件と境界条件を使用した。

「潮汐あり」ケースで得られた 8 月中の水位変化を検潮所の観測データと比較した (Table 2)。全部 15 点のうち、八丈島 (Hachijojima) を除けば相関係数が 0.96 以上となった。また、計算結果と観測データの二乗平均平方根は八丈島と瀬戸内海内部の 3 箇所以外、10 cm 程度以下に抑えられている。観測値と計算値の標準偏差を見ると、東シナ海と太平洋沿岸ではモデルが観測値と同程度の水位変動幅を再現しているが、瀬戸内海では過小評価、東京湾ではやや過大評価となっている。

八丈島の水位変化は黒潮流軸の位置に強く依存するため、モデル中の黒潮流軸が観測値と少しでも異なると、大きな二乗平均平方根が生じることになる。東京湾と瀬戸内海での潮汐再現性の低下は、水平解像度 1/36 度の JCOPE-T では、内湾や内海の複雑な海岸線や地形が十分に表現しきれていないことを示唆している。

「潮汐あり」と「潮汐なし」の両ケースで再現した黒潮流路 (Fig. 5) は大差がなく、両者とも遠州灘沖で離岸している。流動場に顕著の差がある海域は豊後水道沖

Table 2 Comparison of observed and modeled sea level variability at 15 tidal gauges. 'R' denotes the correlation coefficient between model results and observations; 'RMS DIF' denotes the root mean square difference between model results and observations; 'SD OBS' denotes the standard deviation of observations from the mean sea level; 'SD MOD' the standard deviation of model results from the mean sea level; 'ADJ' the adjustment in mean sea level between the model results and observations; 'LON' and 'LAT' denote the longitude and latitude of tidal gauges, respectively.

	Tidal gauge name	R	RMS DIF, m	SD OBS, m	SD MOD, m	LON	LAT	ADJ, m
Japan Sea, East-China Sea								
1	Hakata	0.984	0.08	0.44	0.46	130.41	33.62	2.34
2	Izuhara	0.984	0.09	0.42	0.47	129.29	34.19	2.42
3	Sasebo	0.995	0.12	0.70	0.79	129.73	33.15	3.34
Pacific Ocean Coast and Islands								
4	Naze	0.983	0.09	0.50	0.51	129.50	28.38	2.45
5	Nakanoshima	0.981	0.10	0.53	0.51	129.85	29.84	2.26
6	Odomari	0.992	0.08	0.62	0.62	130.69	31.02	3.54
7	Nishinoomote	0.989	0.08	0.52	0.52	130.99	30.73	2.79
8	Miyakejima	0.974	0.08	0.37	0.37	139.48	34.06	3.03
9	Kouzushima	0.979	0.08	0.40	0.37	139.14	34.20	2.46
10	Hachijojima	0.677	0.28	0.34	0.36	139.81	33.13	1.70
Tokyo Bay								
11	Chiba	0.968	0.12	0.46	0.42	140.05	35.56	2.54
12	Yokosuka	0.972	0.10	0.40	0.37	139.66	35.28	2.24
Seto Inland Sea								
13	Oita	0.980	0.24	0.52	0.73	131.69	33.26	3.82
14	Hiroshima	0.962	0.56	0.86	1.34	132.47	34.35	3.85
15	Tokuyama	0.986	0.41	0.75	1.12	131.80	34.04	3.31

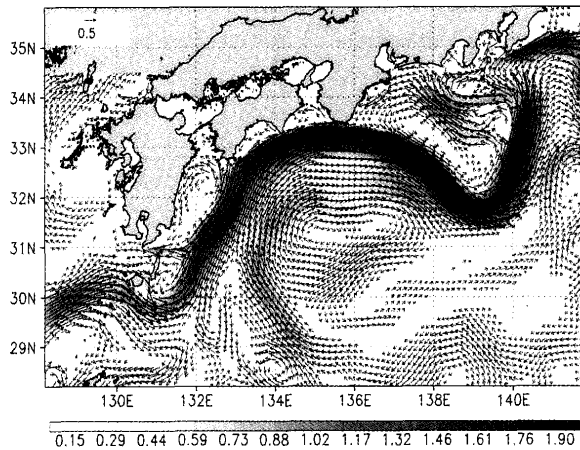
と関東近海である。「潮汐なし」のケースには豊後水道沖で西向きの流れ、および関東近海沿岸で東向きの流れが見られる。両ケースの流動場の差 (Fig. 6 a) をとることで黒潮本流付近の違いが顕在化される。「潮汐なし」のケースと比較して、「潮汐あり」のケースで得られた黒潮は、九州南東部で岸に近づくとともに、四国沖では岸から遠ざかるようになる。言い換えれば、潮汐を黒潮モデルに取り入れることにより、トカラ海峡から出てきた黒潮が九州南東部で接岸し、四国沖で離岸することになる。このことは両ケースの表層水温場の差にも見られ、接岸する場所では水温が高くなり、離岸する場所では水温が低くなっている (Fig. 6 b)。また、沿岸域を注目すると、東シナ海沿岸、豊後水道、関東近海では顕著な水温降下が見られる。このような沿岸域での水温降下は潮流の鉛直混合によるものと考えられる。

黒潮から沿岸域までにおける、潮汐の導入に伴う海流と水温の鉛直構造変化を確認するため、Fig. 6 b に示された4つの断面での直交流速成分と水温分布を比較する。トカラ海峡東の断面1では、黒潮流軸が南下（離岸）するとともに、強流域（流速 >0.4 m/s）が表層に

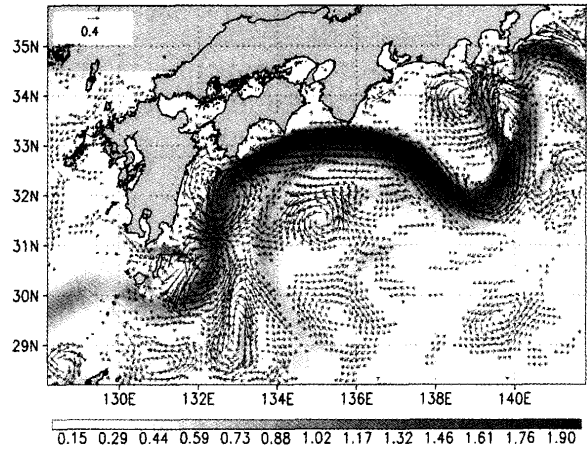
集中する (Fig. 7 a)。また、黒潮本流域での水温の水平勾配は、「潮汐あり」のケースがより大きくなっている。断面全体を通じて水温の鉛直勾配が両ケース間で大差ないため、この断面では潮汐混合による成層強度の変化が小さいと推定できる。簡単にまとめると、トカラ海峡東では、潮汐を取り入れることにより、黒潮流軸が離岸するとともに、強流域が表層に集中し、黒潮を横断する等温線の傾きが強くなり、黒潮の鉛直構造がより傾圧的になった。

九州東部の断面2 (Fig. 8) では、「潮汐あり」のケースで黒潮が接岸するとともに、断面1と同じように、強流域が表層に集中するよう見える。黒潮内側の西向きの反流は、範囲が狭められるとともに流速も弱まっている。断面の水温分布 (Fig. 9) を見ると、黒潮流軸に対応する高温域がほぼ水平に岸方向にシフトすることがわかる。黒潮の接岸に伴い、岸付近では100 mより浅い海底で等温線が上昇し、冷たい水塊が出現するよう見える。一方、表層の沖合や中・深層の海底では、等温線が下がり水温が上昇している。海底の等温線を比較すると、水温上昇と水温降下の分岐点は水深200 mにあるこ

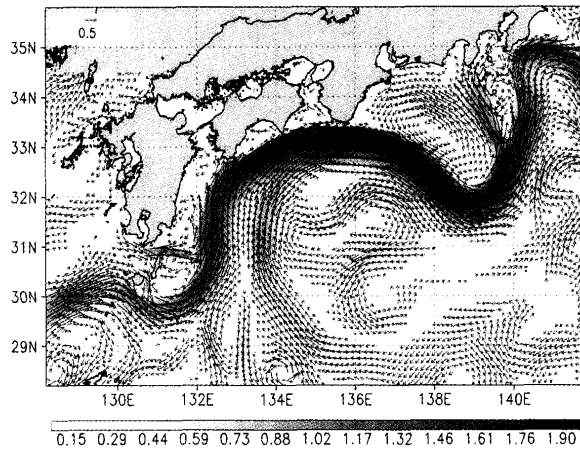
Bckgr: Mag of Daily Mean NO TIDE Current [m/s]+Daily Mean NO TIDE Current [m/s]
AVE for 00Z27AUG2008-00Z31AUG2008 UTC (n_ave=5, incr=1); Dep=1 m



Bckgr: Mag of Daily Mean Sea Current [m/s]+dev(Daily Mean Sea Current [m/s])
AVE for 00Z27AUG2008-00Z31AUG2008 UTC (n_ave=5, incr=1); Dep=1 m



Bckgr: Mag of Daily Mean Sea Current [m/s]+Daily Mean Sea Current [m/s]
AVE for 00Z27AUG2008-00Z31AUG2008 UTC (n_ave=5, incr=1); Dep=1 m



Bckgr: dev(Temperature [C])+Cntns: dev(Temperature [C])
AVE for 00Z27AUG2008-00Z31AUG2008 UTC (n_ave=5, incr=1); Dep=1 m

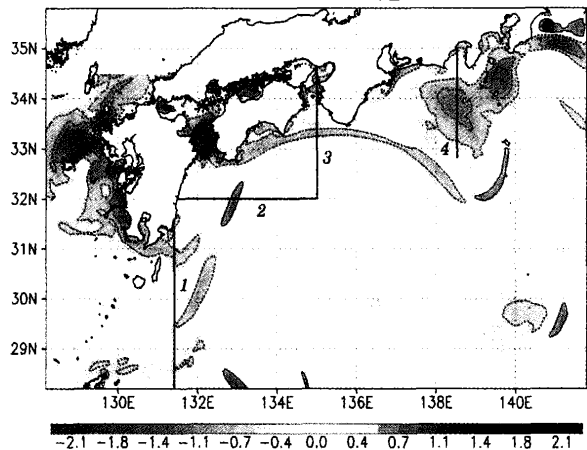


Fig. 5 Comparison of 5-day mean surface circulation for August 27-August 31, 2008 for simulations without tide (upper panel) and with tides (lower panel).

Fig. 6 The difference (that with tide minus that without tide) in the 5-day mean surface current for August 27-August 31, 2008 (upper panel). The same as the upper panel but for sea surface temperature (lower panel). The contour interval is 0.5 degrees, in which dashed lines mark negative values. The areas with difference over 0.5 degrees are shaded. Four heavy lines are position of vertical sections shown in following figures.

とが分かる (Fig. 9)。

日本南岸の断面3では、黒潮本流の内側で潮汐導入に伴う流動場の変化は少ないが、外側では流軸の変動に伴い強流域が南下している (Fig.10a)。また、等温線的位置は黒潮本流とその内側で上昇し、外側では下降する (Fig.10b)。沿岸側の紀伊水道では等温線が上昇することから、底層に低温水が入っていると推定できる。また、等温線の間隔が大きくなったことから、潮汐混合の影響が顕著であることも推定できる。

日本南岸の断面4は黒潮本流を含まず、黒潮内側域にある低気圧性渦の一部を横断している。Fig.11によると、この渦は表層で強く水深が増加するに従い弱くなっている。潮汐の導入によって流向が変化して、この断面を通過する流動成分が弱くなっている (Fig.11)。また、沿岸側の東向き成分もほぼ消滅している (Fig.11)。この断面の水温分布 (Fig.12) を見ると、特に100 mより浅い場所で水温が大きく変わっている。たとえば、

「潮汐なし」のケースで見られた28℃以上の海水が見られなくなっている。さらに、50 mより浅い場所では等温線の間隔が密になり、50 mより深い場所では等温線の間隔が逆に大きくなっている (Fig.12)。日本南岸の断面4では、「潮汐なし」ケースで16℃の等温線が位置している水深 (100 m~200 m) で、「潮汐あり」ケースの水温が14度になったことから、水深300 mより浅い場所では内部潮汐による鉛直混合が卓越していることが推定できる。この考えを確かめるため、300 mにおける鉛直流速の標準偏差を求めた (Fig.13)。関東近海から小笠原諸島までの広範囲で、また豊後水道沖とトカラ海峡では、大きな標準偏差が見られ、内部潮汐の発達を示唆される結果となっている。

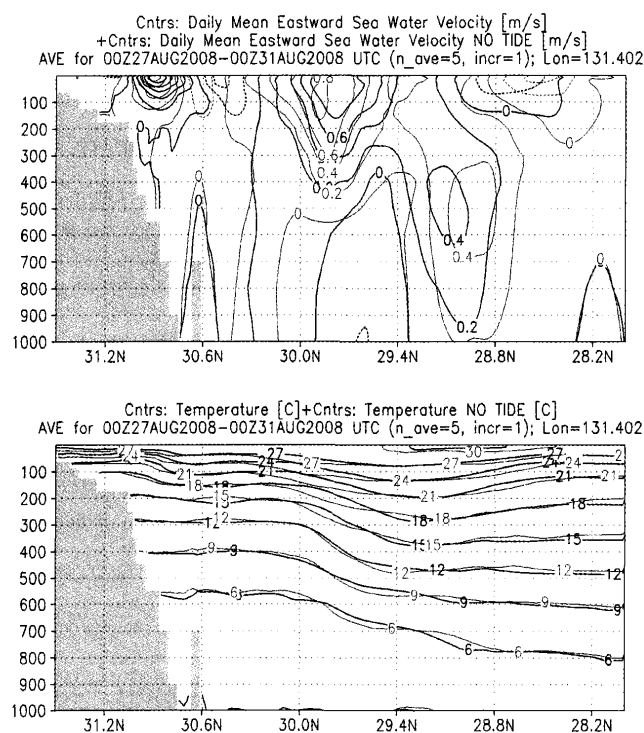


Fig. 7 The eastward current velocity in Section 1 along 131.4E for the tidal simulation (thick contours) and non-tidal simulation (thin contours), 5-day mean for August 27-August 31, 2008 (upper panel). The potential temperature at the same section for tidal simulation (thick contours) and non-tidal simulation (thin contours) (lower panel).

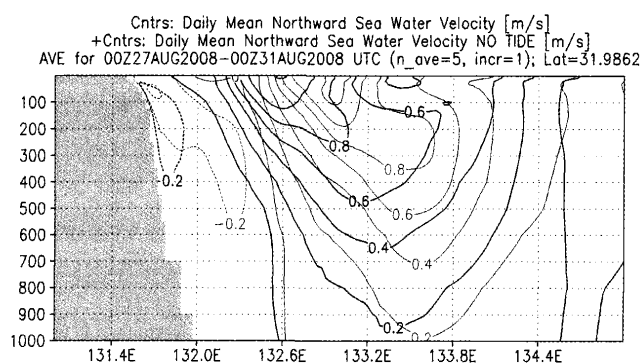


Fig. 8 Northward current velocity at Section 2 along 32 N for the tidal simulation (thick contours) and non-tidal simulation (thin contours), 5-day mean for August 27-August 31, 2008.

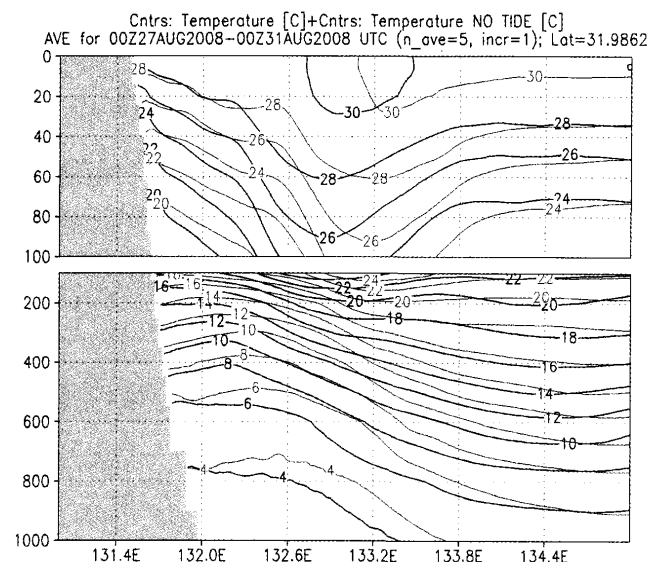


Fig. 9 Potential temperature at Section 2 along 32 N for the tidal simulation (thick contours) and non-tidal simulation (thin contours), 5-day mean for August 27-August 31, 2008. The vertical scale differs above and below 100-m depth.

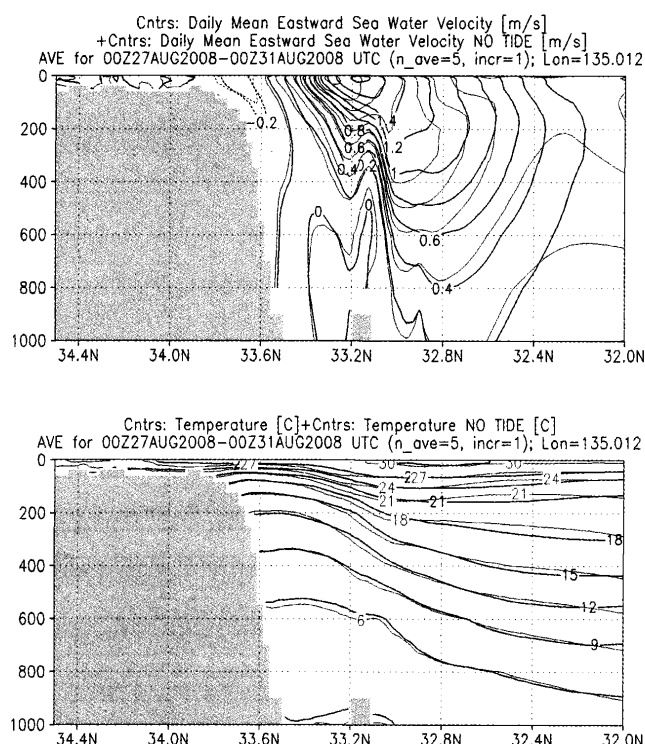


Fig.10 The eastward current velocity at Section 3 along 135E for the tidal simulation (thick contours) and non-tidal simulation (thin contours), 5-day mean for August 27-August 31, 2008 (upper panel). CI=0.2 m/s. The potential temperature at the same section for the tidal simulation (thick contours) and non-tidal simulation (thin contours) (lower panel). CI= 3 K.

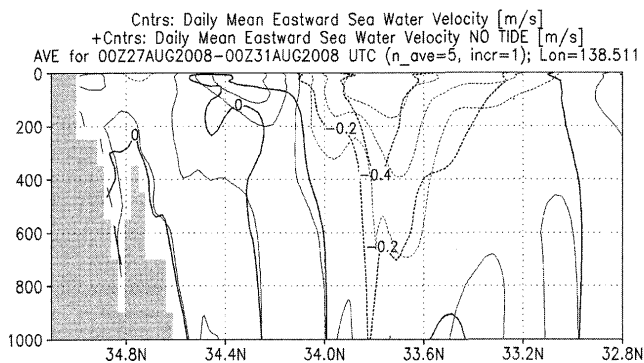


Fig.11 The eastward current velocity at Section 4 along 138.5E for the tidal simulation (thick contours) and non-tidal simulation (thin contours), 5-day mean for August 27-August 31, 2008. CI=0.2 m/s.

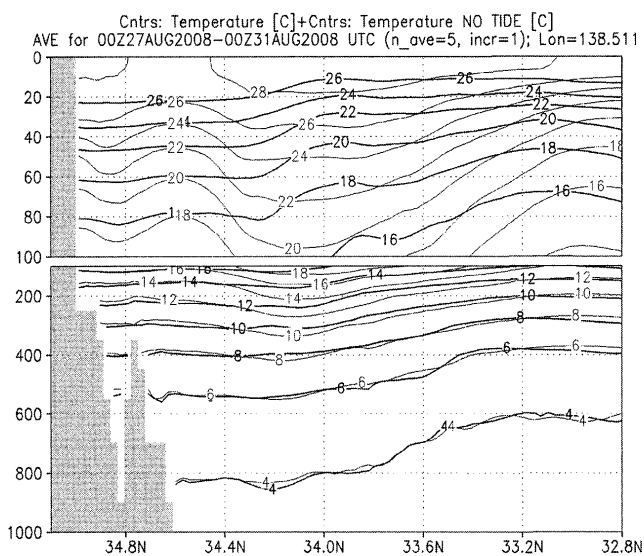


Fig.12 Potential temperature at Section 4 along 138.5E for the tidal simulation (thick contours) and non-tidal simulation (thin contours), 5-day mean for August 27-August 31, 2008. Vertical scale differs above and below 100-m depth. CI=2 K.

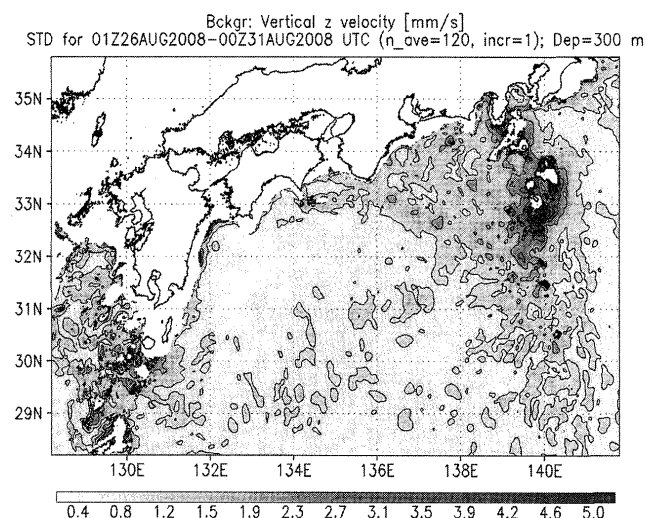


Fig.13 Standard deviation of the hourly vertical velocity (mm/s) at 300-m depth for August 26-August 31, 2008, (120 samples) for tidal simulation. CI=1 mm/s, maximum value=16 mm/s.

5. おわりに

入れ子手法の応用として、黒潮モデル、瀬戸内海潮汐モデル、及び日本南岸の潮汐を含んだ黒潮モデルの結果を紹介した。入れ子モデルを適用すると、水平解像度の向上とともに、海底地形と海岸線の変化がより現実に表現できる。地形の現実的な表現は、黒潮流路の再現に重要であるだけでなく、潮汐の局地的変化の再現にも必要である。

入れ子モデルによる水平解像度の向上は黒潮近傍の水温場と塩分場の変化、つまり密度場の水平勾配の再現に特に有効である。黒潮フロントに伴う急な水温変化は高解像度モデルほどより現実に近い。また、密度場の水平勾配が流速の鉛直方向の変化に直結するため、高解像度モデルほど流れの鉛直構造もより現実に近くなる。このことは東シナ海における黒潮流路の再現において特に重要である。

潮汐を取り込んだ黒潮モデルの計算結果では、沿岸域で潮汐混合により成層強度が弱くなり、海面水温の低下が見られた。沖合の300 mより浅い層では、特に薩南諸島や小笠原諸島のような地形変化に富んだ海域において、内部潮汐の発生と密度場の変化が見られた。これに関連して、トカラ海峡から出てきた黒潮の密度と流速の鉛直構造が変化し、流軸位置も若干南下した。トカラ海峡の黒潮が南下すると、豊後水道沖の黒潮が接岸し、四国沖から小笠原諸島までの黒潮が離岸するように応答しているようである。このような流軸変化に対応して、黒潮本流から沿岸域までの密度場や流動場に変化が見られた。また小笠原諸島周辺における顕著な内部潮汐の発生や密度場の変化と、この海域における黒潮内側域の流動場の顕著な変化は互いに関連しているように見える。

これまで入れ子手法により水平解像度を上げる研究例を紹介したが、この手法により鉛直方向の解像度を上げることも可能である。一方、限られた場所での水平解像度の向上を得るため、入れ子手法ではなく、場所によってグリッドサイズを変化させる、いわゆる可変グリッドモデルを構築する方法もある。可変グリッドを利用する場合は、POMのような構造系の矩形格子モデルより Finite Volume Coastal Ocean Model (FVCOM) (Chen *et al.*, 2003²¹⁾) のような非構造系格子モデルのほうが有効であろう。

10年前と比べて、沿岸域のモデリング環境は計算資源や数値モデルの面でかなり整備されたといえる。特に、外洋側の境界条件が、JCOPEのような外洋モデルから常に得られることは重要な進歩である。すなわち、JCOPEのような外洋の黒潮モデルの改良や計算結果の継続的公開が、黒潮研究だけではなく、黒潮内側域の沿

岸域モデルの発展にも重要である。

参考文献

- 1) Miyazawa, Y. and S. Minato (2000): POM and Two-Way Nesting POM Study of Kuroshio Damping Phenomenon Caused by a Strong Wind. *Journal of Oceanography*, **56**, 275-294.
- 2) Hukuda, H. and X. Guo (2004): Application of a Two-Way Nested Model to the Seamount Problem. *Journal of Oceanography*, **60**, 893-904.
- 3) Guo, X., H. Hukuda, Y. Miyazawa and T. Yamagata (2003): A triply nested ocean model for simulating the Kuroshio -Roles of horizontal resolution on JEBAR-. *Journal of Physical Oceanography*, **33**, 146-169.
- 4) Miyazawa, Y., X. Guo and T. Yamagata (2004): Roles of meso-scale eddies in the Kuroshio paths. *Journal of Physical Oceanography*, **34**, 2203-2222.
- 5) Miyazawa Y., S. Yamane, X. Guo and T. Yamagata (2005): Ensemble forecast of the Kuroshio meandering. *Journal of Geophysical Research*, **110**, C10026, doi: 10.1029/2004JC002426.
- 6) Guo, X., Y. Miyazawa and T. Yamagata (2006): The Kuroshio onshore intrusion along the shelf break of the East China Sea: the origin of the Tsushima Warm Current. *Journal of Physical Oceanography*, **36**, 2205-2231.
- 7) Miyazawa, Y., T. Kagimoto, X. Guo and H. Sakuma (2008): The Kuroshio large meander formation in 2004 analyzed using an eddy-resolving ocean forecast system. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **113**, C10015, doi: 10.1029/2007JC004226.
- 8) Miyazawa, Y., R. Zhang, X. Guo, H. Tamura, D. Ambe, J.-S. Lee, A. Okuno, H. Yoshinari, T. Setou and K. Komatsu (2009): Water mass variability in the western North Pacific detected in a 15-year eddy resolving ocean reanalysis. *Journal of Oceanography*, **65**, 737-756.
- 9) Spall, M. A. and W. R. Holland (1991): A nested primitive equation model for oceanic applications. *Journal of Physical Oceanography*, **21**, 205-220.
- 10) Zhang, D.-L., H.-R. Chang, N. L. Seaman, T. T. Warner and J. M. Fritsch (1986): A two-way interactive nesting procedure with variable terrain resolution. *Monthly Weather Review*, **114**, 1330-1339.
- 11) Oey, L.-Y. and P. Chen (1992): A nested-grid ocean model: with application to the simulation of meanders and eddies in the Norwegian Coastal Current. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 20063-20086.
- 12) Mellor, G. L. (1998): User's guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. Rep., Program in Atmospheric and Oceanic Science, Princeton University, 41pp.
- 13) 柳哲雄・樋口明生 (1981): 瀬戸内海の潮汐・潮流. 第28回海岸工学講演会論文集, 555-558.
- 14) Takeoka, H. (2002): Progress in Seto Inland Sea Research. *Journal of Oceanography*, **58**, 93-107.
- 15) Chang, P.-H., X. Guo and H. Takeoka (2009): A numerical Study on the Seasonal Circulation in the Seto Inland Sea, Japan. *Journal of Oceanography* (in press).
- 16) Matsumoto, K., T. Takanezawa and M. Ooe (2000): Ocean Tide Models Developed by Assimilating TOPEX/POSEIDON Altimeter Data into Hydrodynamical Model: A Global Model and a Regional Model Around Japan. *Journal of Oceanography*, **56**, 567-581.
- 17) 海上保安庁水路部 (1992): 日本沿岸潮汐調和定数表. 書誌742号.
- 18) Takeoka, H., H. Akiyama and T. Kikuchi (1993): The Kyucho in the Bungo Channel, Japan—Periodic intrusion of oceanic warm water. *Journal of Oceanography*, **49**, 369-382.
- 19) Kantha, L. H. and C. A. Clayson (2000): Numerical models of oceans and oceanic processes, Academic Press, 940p.
- 20) 広瀬直毅・Sergey M. Varlamov・尹宗煥 (2005): 日本海海況予報システムの構築. 月刊海洋, **37**, 270-278.
- 21) Chen, C., H. Liu and R. C. Beardsley (2003): An unstructured grid, finite-volume, three-dimensional, primitive equations ocean model: application to coastal ocean and estuaries, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **20**, 159-186.

質疑応答

問: モデル解像度が向上したとき, non-hydrostatic の効果はどの程度か.

(九州大学応力研, 広瀬 直毅)

答: モデル解像度の向上に伴い, non-hydrostatic の効果はいずれ考えなければならなくなる. 今回の潮汐・潮流計算には水平二次元モデルを利用しているため, この効果を考慮していなかった.

問: 解像度を上げると瀬戸内海内の潮汐の精度が上がる様子を見ると, もはや構造系の矩形格子では限界があるのではないか.

(愛媛大学 CMES, 磯辺 篤彦)

答: 複雑な海岸線や海底地形を持つ瀬戸内海の潮汐・潮流計算において, FVCOM のような非構造系格子のモデルは非常に適していると思う. しかしながら, POM や ROMS のような構造系格子のモデルが活躍できる問題はまだ多数残っている. 少なくとも, 潮汐・潮流ほど精度が要求されない残差流や生態系の計算には, 構造系格子のモデルがまだ十分に使える.