
特集「新海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM) による海洋情報の高度化」

北西太平洋版新海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-WNP) における予測結果の検証*

石崎 士郎 **・大森 正雄 **・伊藤 渉 **・吉岡 典哉 **

要 旨

気象庁では、気象研究所を中心に新しい海洋データ同化システム (Meteorological Research Institute Multivariate Ocean Variational Estimation / Meteorological Research Institute Community Ocean Model. 以下, MOVE/MRI.COM) を開発した。そして、北西太平洋を対象とする解析システムをこれまでの同化システム (COMPASS-K) から MOVE/MRI.COM を用いた解析システム (MOVE/MRI.COM-WNP) に変更し、その現業運用を 2007 年度末より開始した。本稿では、MOVE/MRI.COM-WNP による予測実験の概要及びその結果について報告する。

1. はじめに

データ同化とは、観測データと数値モデルの解の双方に共通な情報を取り出して、統計的・力学的に組み合わせる一連の手続きであり、海洋データ同化では力学的整合性を有した、より現実に近い海洋の状態を表現することを意図している。データ同化は、予測のための適切な初期条件の提供や、海洋現象を理解するための時空間で均質な 4 次元データセットの作成など、種々の用途に利用することが可能な手法である。

海洋気象情報室では、日本近海を中心とした北西太平洋の海況監視を行うために、2001 年 1 月より海洋総合解析システム (COMPASS-K; 倉賀野ほか, 2001; 杉本ほか, 2003) の現業運用を行ってきた。さらに、データ同化システムの高度化のため、気象研究所海洋研究部を中心に新しい海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM) を開発し (Usui *et al.*, 2006), 海洋気象情報室では 2008 年 3 月より北西太平洋版海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-WNP) の現業運用

* Forecast experiment using the operational Ocean Data Assimilation System for the Western North Pacific (MOVE/MRI.COM-WNP)

** Shiro Ishizaki, Masao Omori, Wataru Ito, Noriya Yoshioka
Office of Marine Prediction, Global Environment and Marine Department (地球環境・海洋部海洋気象情報室)

を開始した¹。石崎ほか (2009) は MOVE/MRI.COM の概要と現業システムを紹介した一方で、楳田ほか (2009) は MOVE/MRI.COM-WNP による長期解析の結果を検証した。これらの報告を踏まえて、本報告では、MOVE/MRI.COM-WNP による予測実験の結果について報告する。本報告では以下、第 2 章で予測実験の方法について述べ、第 3 章では、予測実験の結果について報告する。

2. 予測実験の方法

2.1 北西太平洋版海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-WNP)

MOVE/MRI.COM の概要については、石崎ほか (2009) に詳しい。ここでは、MOVE/MRI.COM-WNP について簡単に紹介する。

MOVE/MRI.COM は数値海洋モデル (MRI.COM) 及び解析・同化システム (MOVE システム) から構成される。数値海洋モデルには気象研究所共用海洋大循環モデル (Meteorological Research Institute Community Ocean Model : MRI.COM ; 石川ほか, 2005 ; Tsujino and Yasuda, 2004 など) を用いている。MOVE/MRI.COM-WNP の計算領域は 117°E-160°W, 15°N-65°N の北西太平洋で、水平分解能は日本近海で東西 0.1°×南北 0.1°, 50°N 以北で南北 1/6°, 160°E 以東で東西 1/6° である。また、鉛直方向には 6000m までに 54 層を有している。水平粘性には重調和型の Smagorinsky 粘性スキーム (Griffies and Hallberg, 2000) を用い、大陸斜面などの海底地形が急しゅんな場所には、さらに Laplacian 型の背景粘性を課している。水平拡散項は重調和型とし、鉛直拡散には Tsujino *et al.* (2000) による背景拡散係数と併せて Mellor and Blumberg (2004) の混合層モデルを使用している。数値海氷モデルについては、力学モデルは弾粘塑性体 (EVP : Elastic-Viscous-Plastic ; Hunke and Dukowicz, 1997) モデルを採用し、熱力学については Mellor and Kantha (1989) の海氷・雪氷

モデルを用いている。また、側面境界値を取得するために 15°S 以北を計算領域とする水平解像度東西 0.5°×南北 0.5° の北太平洋モデルを併せて実行している。

解析に際して、海洋モデルを駆動するための日別大気データ (強制力) として長期大気再解析及び気候データ同化システムのデータ (JRA-25/JCDAS ; Onogi *et al.*, 2007) を用いている。与える大気データは、運動量 (風応力), 淡水 (降水), 熱 (短波, 長波放射) のフラックス及び海上気象要素 (海上気温や風など) の日別値である。潜熱, 顕熱フラックスは海洋モデルの海面水温と与えられた海上気象要素から Kondo (1975) のバルク式により計算している。また、海面での蒸発についても海洋モデルの中で計算している。なお、モデル固有の誤差 (ドリフト) を軽減するために、海面水温・塩分気候値を用いて復元型の海面フラックスを同時に与えている。

MOVE/MRI.COM では、客観解析手法として 3 次元変分法を用いている (Fujii and Kamachi, 2003b)。その解析手法は、制御変数として水温と塩分という 2 つの変数を採用した多変量 (Multivariate) 解析システムであり、水温と塩分の互いの相関も考慮されている。また、評価関数の最小値を探索するための降下法に独自の手法を用いることによって、評価関数に非線形の拘束条件を含むことが可能となっている (Fujii and Kamachi, 2003a ; Fujii, 2005 ; Fujii *et al.*, 2005)。同化するデータは、船舶やブイ, アルゴフロートなどにより観測される表層の水温及び塩分と人工衛星により観測される海面高度である。さらに、格子化された海面水温データも観測データとして同化することができる。これらの観測データと数値海洋モデル (MRI.COM) の出力から、3 次元変分法を用いて水温及び塩分の客観解析値 (格子点値) を作成している。さらに、その客観解析値を数値海洋モデルへと挿入する方法には IAU

¹ エルニーニョ現象等の監視・予測を目的とした全球版海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-G) についても 2008 年 2 月より現業運用を開始した。これまでは、海洋の監視・予測についてその対象ごとに 2 つの別個のシステムが現業利用されていたが、これにより、基本的には同じ数値モデル及び解析スキームによる同化システムを用いた運用が実現し、これまでよりも効率的な開発・運用体制に移行した。

(Incremental Analysis Update ; Bloom *et al.*, 1996) と呼ばれる手法を採用している. この手法は客観解析値と数値海洋モデルとの差を一定の期間に割り振って徐々に挿入する手法である.

2.2 実験方法

あらかじめ実施した長期間の海洋データ同化によって得られる初期条件に, 大気データを与えながら数値海洋モデル (MRI.COM) を積分し海洋の予測値を取得する. 本実験では, 初期条件は楳田ほか (2009) による長期解析より取得している. この解析は, MOVE/MRI.COM-WNP を用いて同化期間を 5 日としたデータ同化によるもので, 観測データとしては全球通信システム (GTS) 等を通じて取得した現場観測データと全球日別海面水温解析 (MGDSST ; 栗原ほか, 2006) に加えて, JASON-1 及び ENVISAT 衛星をはじめとする衛星海面高度観測データを用いている.

初期条件が 5 日ごとに得られているので, 本実験では 50 日先までの予測計算を 5 日ごとに行う. 予測計算に用いる大気データは, 現業での予測計算と同様に作成する. すなわち, 現在気候情報課により運用されている季節予報 (1 か月予報) のための数値大気モデルの結果を利用し², 大気予測モデルの計算期間より先の期間については JRA-25 及び JCDAS より作成した長期平均値 (1979-2006 年) を用いる. 本実験では, 現行

の大気予測モデルの運用期間も勘案し, 2006 年 2 月 5 日から 2008 年 1 月 31 日までを予測開始日とする, 全 146 例の予測計算を行った.

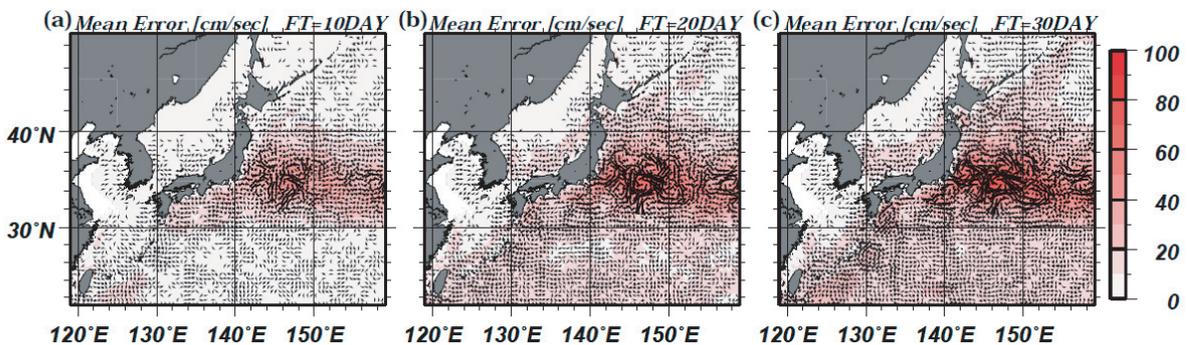
検証のための真値として, 海面水温には MGDSST を, それ以外の要素については, 楳田ほか (2009) による同化結果を用いている. なお, 本報告では, 予測値と真値との差の平均を平均誤差, 予測値と真値との差の標準偏差を誤差の標準偏差と呼ぶ.

3. 実験結果

本章では, 数値海洋モデルによる予測結果について, 海洋表層の流れの代表としての深さ 50m における海流, 海洋内部の水温の代表としての深さ 100m における水温, 海面水温に着目して考察する.

3.1 深さ 50m における海流

深さ 50m における海流の平均誤差分布を第 1 図に示す. 140°E 以東の黒潮続流域において平均誤差の大きな海域が見られる. 黒潮続流はその流軸位置を大きく南北に変えながら東へ流れており (meander と呼ばれる), 場合によっては渦を切離するなどこの海域の変動を大きくする. 特に, meander の個々の位相を予測することは難しく, 少しでも位相がずれると大きな誤差につながってしまうことが, 今回あらためて示された. 本



第 1 図 50m 深海流の平均誤差分布の時間変化
(a) 10 日後, (b) 20 日後, (c) 30 日後.

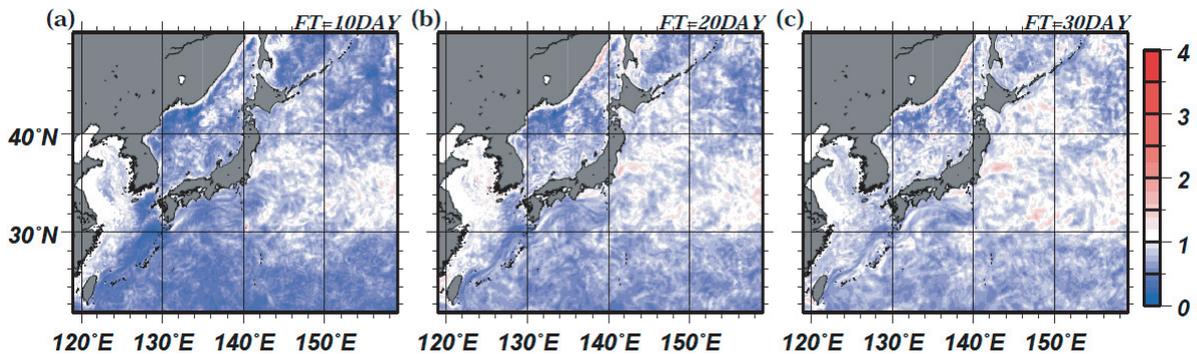
² 季節予報 (1 か月予報) は, アンサンブル数値予報を採用しているが, 現業での予測計算及び本実験ではアンサンブルメンバーの中で利用可能なコントロールランの結果を用いる.

実験では、ほかの海域においては黒潮続流域に比して平均誤差が目立って大きい海域は見られなかった。

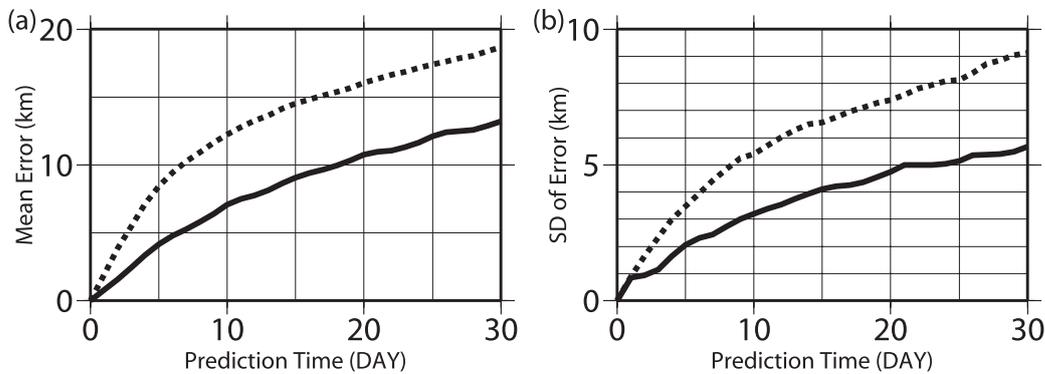
第2図は深さ 50m における海流について、数値海洋モデルによる誤差の標準偏差と初期状態が持続すると仮定した予測（持続予測）による誤差の標準偏差との比の分布を示す。この値が1よりも大きい場合は、数値海洋モデルによる予測の誤差の標準偏差が持続予測のそれよりも大きいことを意味している。ふたつの予測による誤差の標準偏差がほぼ同じ大きさである黒潮続流域を除くと、数値海洋モデルを用いることにより、持続予測よりも高い予測精度があることが第2図より示唆される。一方で、犬吠崎の北東に、数値モデルによる予測が持続予測よりも大きな誤差の標準偏差を示す海域が見られる。このことは、今回使用

している数値海洋モデルでは、黒潮が犬吠崎付近で離岸した後に北東ではなく東に流れる傾向にあることが原因のひとつとして考えられる。

黒潮の予測に関連して、黒潮流軸位置の平均誤差と誤差の標準偏差の時間変化を第3図に示す。ここで、黒潮流軸位置の誤差は、133°～139°Eの本州南方において予測と真値の黒潮流軸が囲む面積を真値の黒潮流軸の長さで割った値により定義し、その値は予測の黒潮流軸の真値の黒潮流軸からの平均距離に相当する。なお、黒潮流軸は深さ 200m における 15°C の等温線により定義している。平均誤差、誤差の標準偏差ともに数値海洋モデルによる予測が持続予測を上回っており、数値海洋モデルによる予測の有効性が支持される結果となっている。さらに、COMPASS-K による予測では、イニシャルショックのために予測開始から



第2図 50m 深海流における誤差の標準偏差の比（モデル予測 / 持続予測）の時間変化
(a) 10 日後, (b) 20 日後, (c) 30 日後.



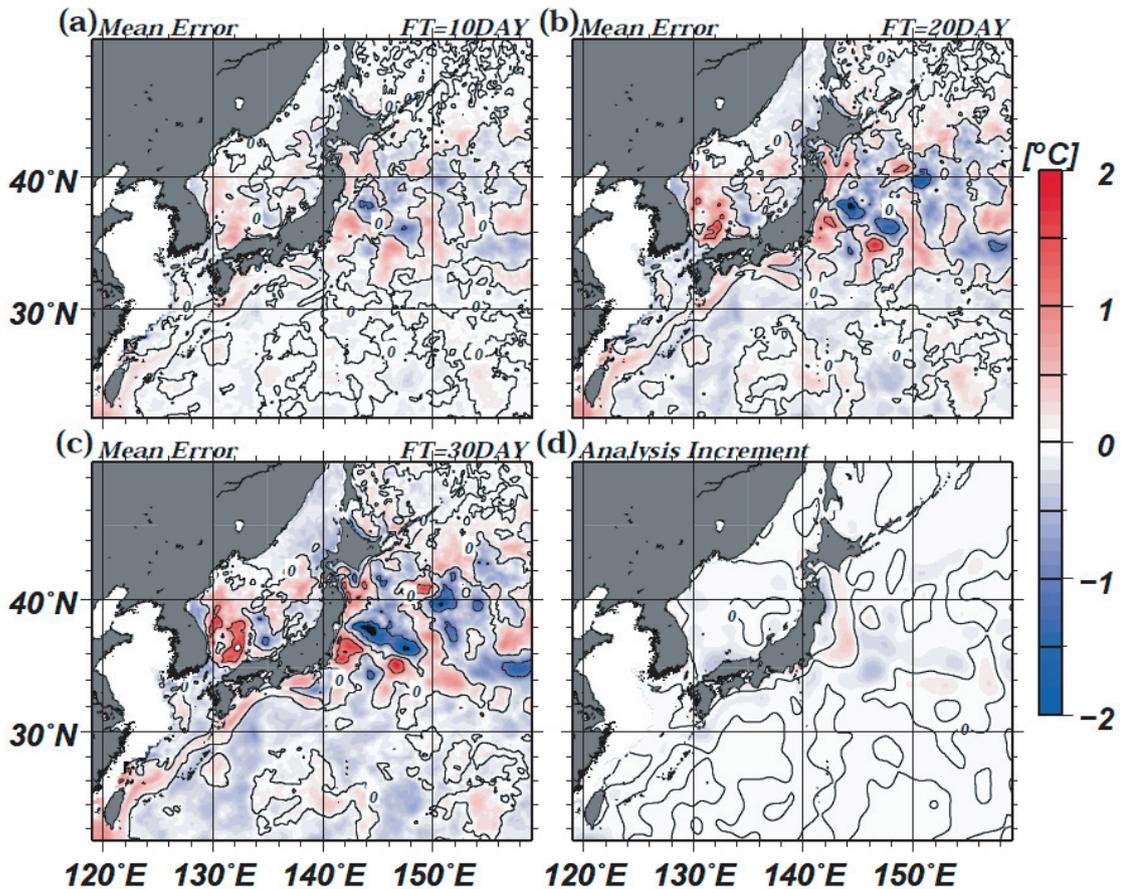
第3図 黒潮流軸位置の (a) 平均誤差, (b) 誤差の標準偏差 の時間変化
実線は力学モデルによる予測結果を, 点線は持続予測の結果をそれぞれ示す.

2 週間前後は持続予測よりも予測精度が低かったが(蒲地ほか, 2005), MOVE/MRI.COM-WNP ではイニシャルショックによる予測精度の低下もなく, 予測期間全体を通して持続予測よりも高い精度を示している(第3図).

3.2 深さ 100m における水温

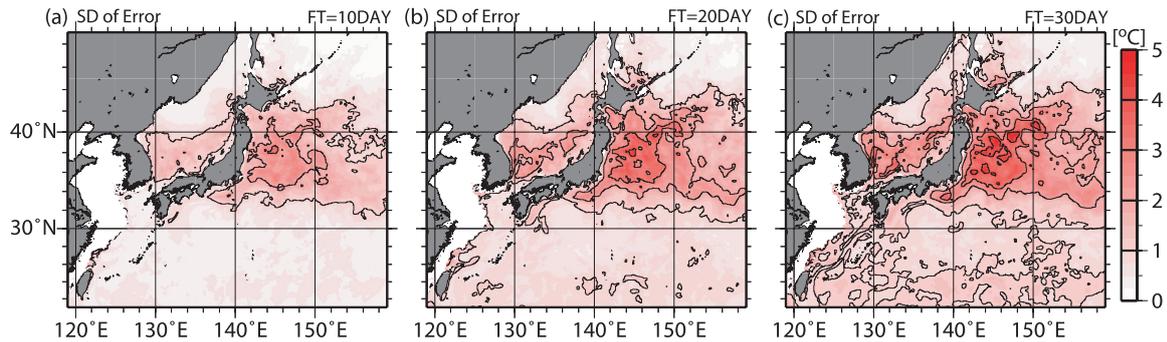
深さ 100m における水温予測について, 平均誤差の時間変化を第4図 (a) ~ (c) に, 誤差の標準偏差の時間変化を第5図にそれぞれ示す. なお, 第4図 (d) は, 客観解析値と初期推定値との差(客観解析値 - 初期推定値)の平均値(以下, 解析インクリメントと呼ぶ³⁾)を示す. ここでは解析インクリメントを2000年から2007年までの解析結

果により求めている. 初期推定値は数値海洋モデルの3日予報より得られるので, 解析インクリメントは客観解析値を真値としたときの3日予報の誤差の符号を逆にした量に相当する. また, 初期推定値として得られているのは比較的短い予報期間によるものであることから, 解析インクリメントは数値モデルの過程が(非線形の)相互作用を起こす前の, 原因の推定が比較的容易な誤差を表していると考えられる. 第4図では, 本州東方に大きな負の平均誤差の海域が見られる一方で, 日本海の134°E以西では正の平均誤差を示している. これらの海域では, 誤差の標準偏差も大きく(第5図), 冷水域と暖水域が混在する海域における予測の困難さを示唆している.



第4図 100m 深水温の平均誤差分布の時間変化
(a) 10 日後, (b) 20 日後, (c) 30 日後, (d) 解析インクリメント (客観解析値 - 初期推定値).

³ 通常は, 個々の解析サイクルにおける客観解析値と初期推定値の差を解析インクリメントと呼び, IAU における修正量として利用される.



第5図 100m 深水温の誤差の標準偏差の時間変化
(a) 10日後, (b) 20日後, (c) 30日後.

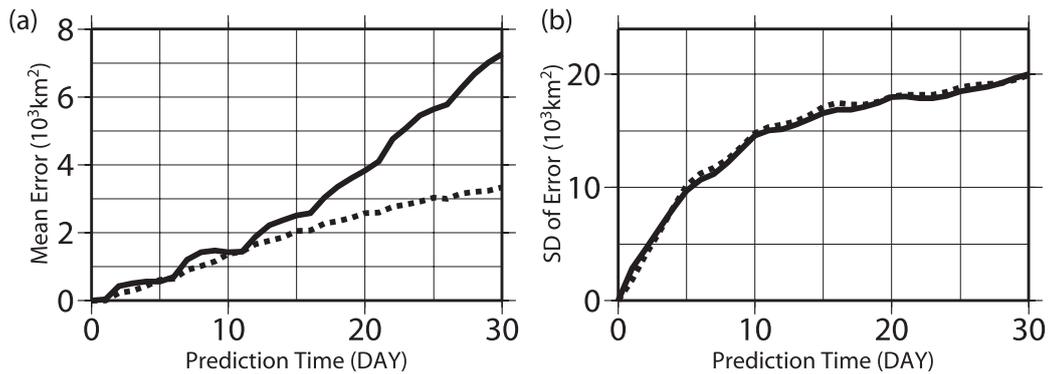
台湾の東から東海沖にかけての黒潮流路に沿って、正の平均誤差を示しており、これは負の解析インクリメント（第4図 (d)）と良い対応を示している。この結果は、この数値海洋モデルが黒潮を実際よりも強く予測することを示唆している。

第6図は親潮面積の平均誤差と誤差の標準偏差の時間変化を示す。ここで、親潮面積は43°N以南141°～148°Eにおける深さ100mにおける水温が5°C以下の海域の面積により定義する。なお、長期平均で見ると、親潮面積は3月半ばに極大（約 $14.4 \times 10^4 \text{ km}^2$ ）となり12月半ばに極小（約 $4.8 \times 10^4 \text{ km}^2$ ）となる季節変化をしている。平均誤差は予測当初から正の値で推移し、数値海洋モデルによる予測は親潮面積を過大に予測する傾向にある。持続予測の平均誤差が時間とともに大きくなっているが、これは同化結果において2006年2月ころから2007年10月ころにかけて偏差が徐々に小さくなるような経年的な変化傾向を示しているためである⁴。数値海洋モデルと持続予測による結果を比較すると、平均誤差については15日目ごろから大きな違いが見られる一方で、誤差の標準偏差については期間を通じて両者における違いは小さい。

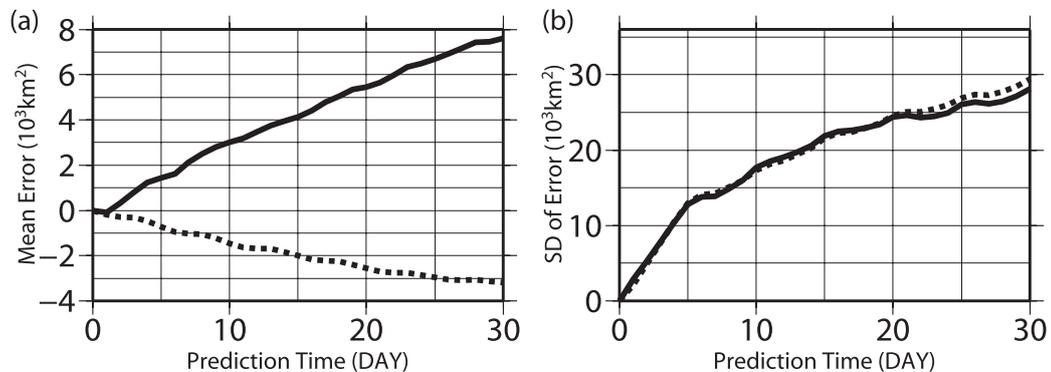
第7図は対馬暖流面積の平均誤差と誤差の標準

偏差の時間変化を示す。ここで、対馬暖流面積は33°N～52°Nの日本海における深さ100mにおける水温が10°C以上の海域の面積により定義する。なお、長期平均においては、対馬暖流面積は3月半ばに極小（約 $13.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ ）となり、11月半ばに極大（約 $29.2 \times 10^4 \text{ km}^2$ ）となる季節変動をしている。平均誤差は予測期間内はおおむね正の値を示し、数値海洋モデルによる予測は対馬暖流面積を過大に見積もっている。このことは、日本海では西部（特に東朝鮮海流（暖流）域）を中心に深さ100mにおける水温を高めて予測する傾向（第4図）と一致する。持続予測の平均誤差の絶対値が時間とともに大きくなっているが、これは同化結果において2006年2月ころから2007年4月ころにかけて面積が徐々に大きくなるような経年的な変化傾向（特に2007年1月以降に顕著に見られる）を示しているためである。数値海洋モデルと持続予測による結果を比較すると、平均誤差については、数値海洋モデルによる予測は期間を通じて符号が逆であるとともに、持続予測の約2倍の大きさとなっている。一方で、誤差の標準偏差に関して両者における違いは予測期間全体で小さい。

⁴ なお、親潮及び対馬暖流面積について、長期平均値を求めた期間全体における持続予報による平均誤差は、予測期間によらず0に近い値となっている。



第6図 親潮面積の (a) 平均誤差, (b) 誤差の標準偏差の時間変化
 実線は力学モデルによる予測結果を, 点線は持続予測の結果をそれぞれ示す。



第7図 対馬暖流面積の (a) 平均誤差, (b) 誤差の標準偏差の時間変化
 実線は力学モデルによる予測結果を, 点線は持続予測の結果をそれぞれ示す。

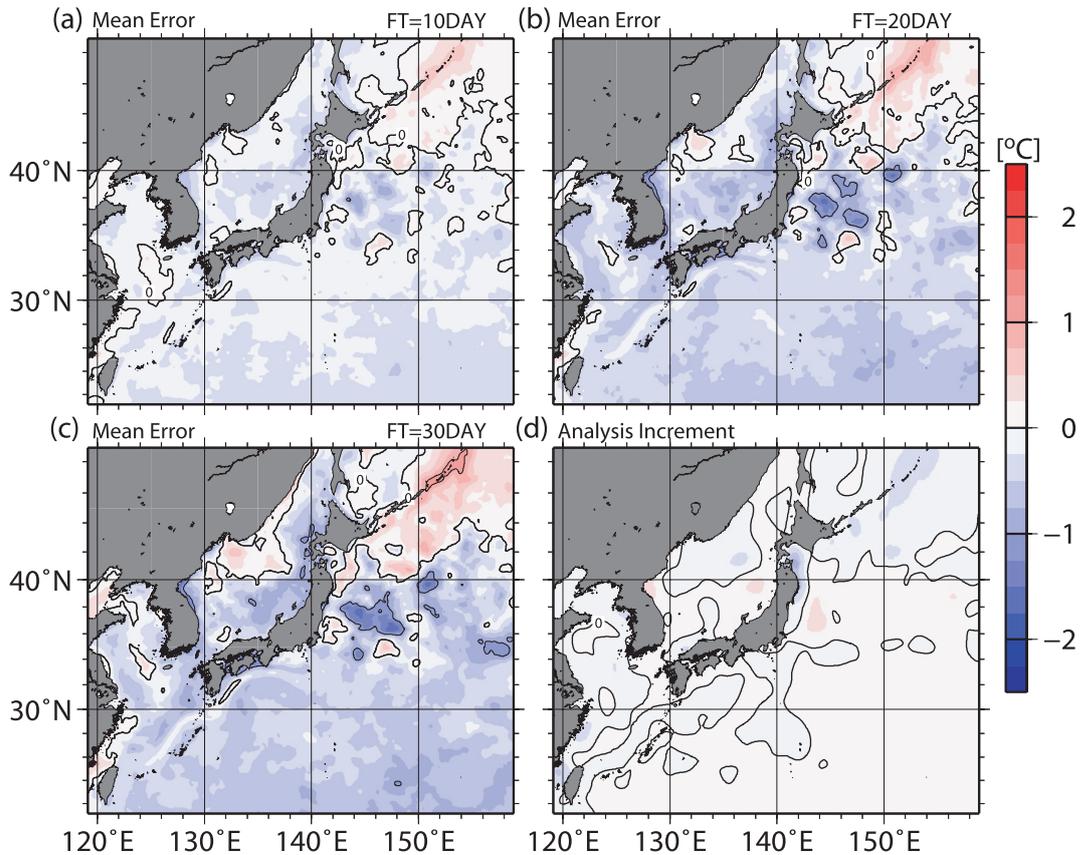
3.3 海面水温

海面水温の平均誤差分布の時間変化を第8図 (a) ~ (c) に示す。千島近海や北海道の東及び沿海州沖の一部を除きおおそ負の平均誤差を示している。特に 39°N, 145°E を中心とした本州東方では 20 日目以降に 1°C を超える負の平均誤差が見られる。第8図 (d) は、海面水温についての解析インクリメントであり、この数値海洋モデルが海面水温に関しては千島近海や沿海州沖で高温傾向となる一方で 37°N, 144°E を中心とした本州東方で低温傾向を示すことを示唆している。このような数値モデルの傾向が平均誤差の原因のひとつであると考えられる。

海面水温の誤差の標準偏差分布の時間変化を第9図 (a) ~ (c) に示す。併せて、MGDSST の標

準偏差の分布を第9図 (d) に示す。本州東方及び 40°N を中心とした日本海中部で大きな誤差の標準偏差を示している。これらの海域は冷水域と暖水域が混在する海域であり、もともと変動が大きい (第9図 (d) 参照) ことも誤差の標準偏差が大きい原因のひとつであると考えられる。35°N 以南の太平洋では、30 日後において誤差の標準偏差と MGDSST の標準偏差との差は約 0.5 °C で、比較的小さい。一方、沿海州沿岸から朝鮮半島周辺に見られる大きな誤差の標準偏差は、MGDSST の標準偏差 (第9図 (d)) には見られないものである。この原因については、数値海洋モデルが沿岸域の湧昇を精度よく予測できていない⁵、あるいは MGDSST が湧昇に伴う海面水温変動を適切に解析できていないといった可能性が

⁵ この場合、数値海洋モデルに含まれる物理過程や、大気データの精度及び解像度などが要因として考えられる。



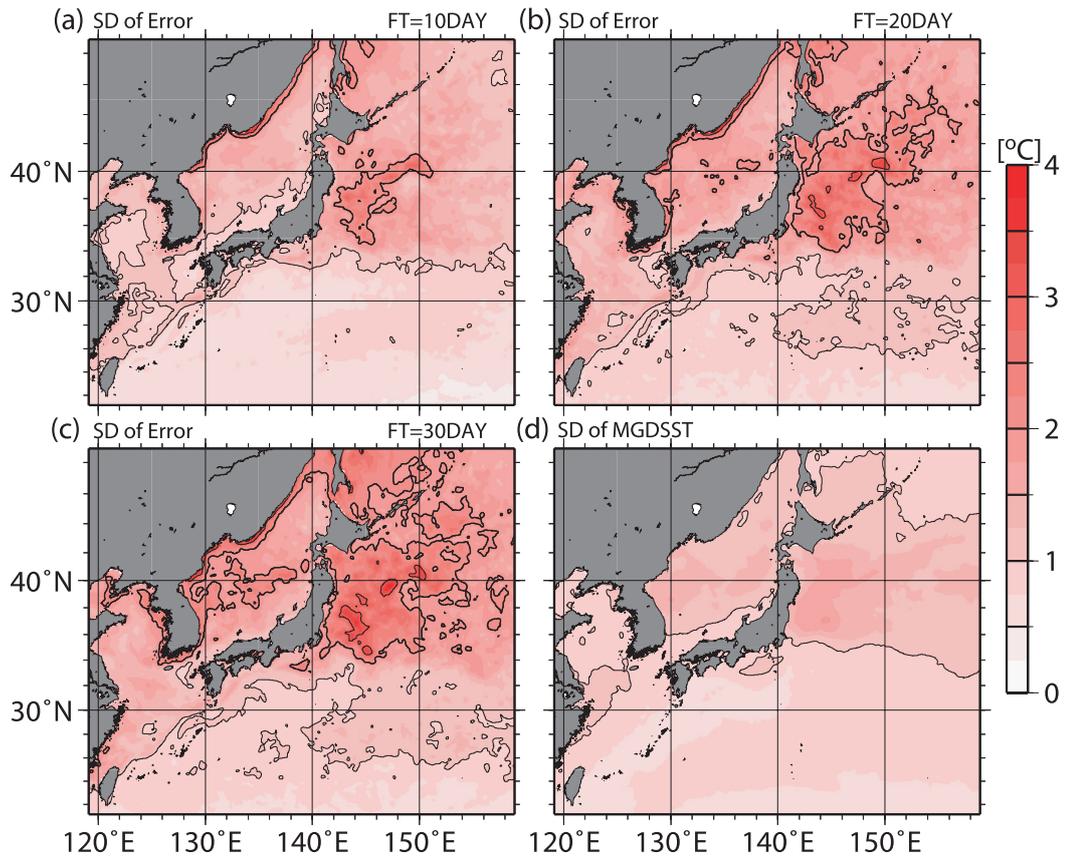
第 8 図 海面水温の平均誤差分布の時間変化

(a) 10 日後, (b) 20 日後, (c) 30 日後, (d) 解析インクリメント (客観解析値 - 初期推定値).

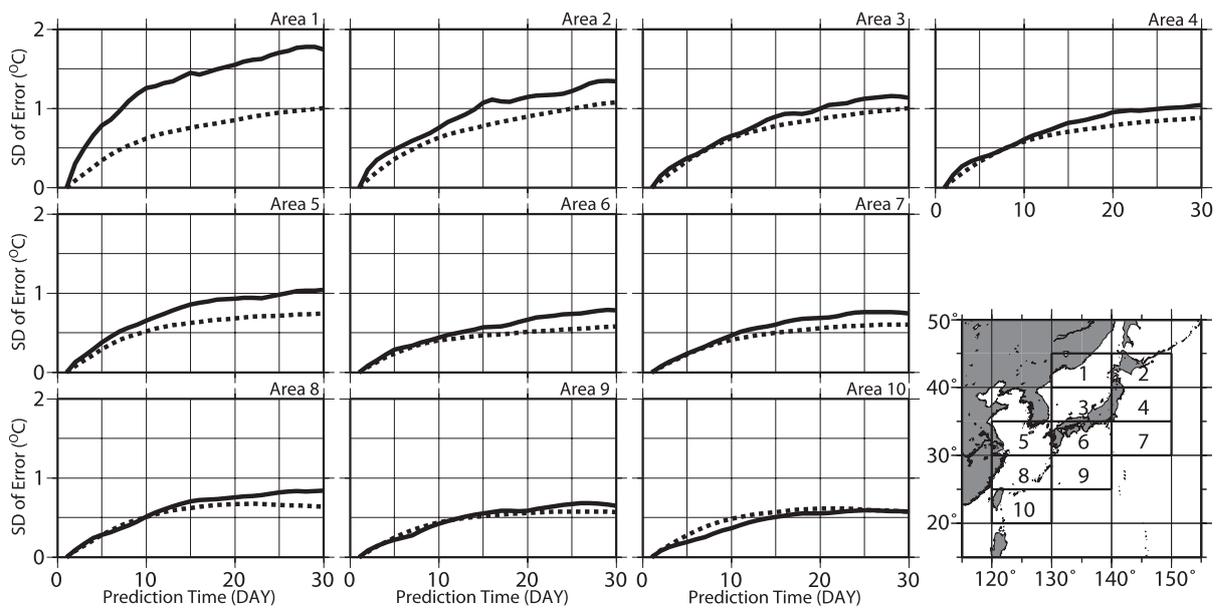
考えられるが, より詳細な調査が必要である.

日本近海を 10 の海域に分けて, それぞれの海域において平均した海面水温の誤差の標準偏差の時間変化を第 10 図に示す. 併せて, 初期値の偏差に日別の長期平均値により表される季節変動を加えた予測 (持続予測) による結果も示す. 数値海洋モデルによる予測, 持続予測ともに北の海域ほど誤差の標準偏差が大きく, 日本海北部 (領域 1) を除いて MGDSST の標準偏差と同様の傾向を示している. 日本海北部では数値海洋モデルによる誤差の標準偏差が持続予測のその約 2 倍となっており, 沿海州沿岸を中心とした大きな誤差の標準偏差の影響があることを示している. 一方, 35°N より南の太平洋 (領域 6 ~ 10) では, 数値

海洋モデルによる予測は持続予測の結果と同様の誤差の標準偏差を示している. 図には示さないが, 真値を MGDSST の代わりに長期間の海洋データ同化の結果とし, 各海域における相関係数を計算すると, 2 週間前後までの予測期間について数値海洋モデルによる予測が持続予測を上回る海域が日本の南に見られる. 予測計算に見られる誤差の要因に関しては, 数値海洋モデルを含む海洋データ同化システムに起因する誤差や大気モデルの不確実性 (本実験はアンサンブルモデルの 1 メンバーのみによる予測である) の影響など, 広く考察する必要がある.



第9図 海面水温の誤差の標準偏差の時間変化
 (a) 10日後, (b) 20日後, (c) 30日後, (d) MGDSSTの標準偏差(1985-2007年).



第10図 海域平均海面水温の誤差の標準偏差の時間変化
 実線は数学モデルによる予測結果を, 点線は持続予測の結果をそれぞれ示す. 併せて, 領域平均のための海域分けを右下に示す.

4. まとめ

本報告では、長期間の海洋データ同化より得られた初期条件と季節予報（1か月予報）のための大気予測モデルの計算結果を用いて、数値海洋モデルを積分することにより行った予測実験の結果を示した。予測実験は2006年2月5日から2008年1月31日までを初期値とした全146例からなっており、深さ50mにおける海流、深さ100mにおける水温及び海面水温についてその平均誤差と誤差の標準偏差に着目して評価を行った。

深さ50mにおける海流における誤差の標準偏差の時間変化では、黒潮続流域を除いて数値海洋モデルによる予測は持続予測よりもおおむね良好な結果を示した。なお、黒潮続流域については、meanderの個々の位相を合わせることは大変難しく、特に数値海洋モデルの解像度が上がるとその傾向は顕著であり、その予測が持続予測と同程度であるということは、ある程度は予想されていることでもあった。一方で、本州の南の黒潮流軸位置については、持続予測よりも良好な結果が得られた。また、COMPASS-Kによる予測において見られた、イニシャルショックに起因する予測初期における予測精度の低下が解消している。

深さ100mにおける水温について、冷水域と暖水域の混在する海域ではほかの海域よりも大きな予測誤差を示した。親潮面積及び対馬暖流面積の時間変化についても平均誤差を反映するような正の水温の平均誤差が見られた。また、黒潮流路に沿うような形で数値海洋モデルの特徴を反映した誤差のパターンが示された。

海面水温については、35°N以南の太平洋では30日後においてもMGDSSTの標準偏差より約0.5°C大きい誤差の標準偏差を示す一方で、冷水域と暖水域の混在する本州東方等ではより大きな誤差を示す結果となった。相関係数を見ると数値海洋モデルによる予測が持続予報よりもよい海域が見られ、変動傾向をとらえられていることも示唆された。しかしながら、沿海州沿いや朝鮮半島周辺では、解析インクリメントやMGDSSTの標準偏差には表れていない顕著な誤差を示しており、その原因について更なる検討の必要性が提起された。

予測誤差の生じる原因については、その一部は、解析インクリメントに見られるような数値海洋モデルがもともと有している傾向であるが、それ以外にも大気予測モデルによる外力に起因する誤差やそのほかのいくつかの原因が重なって生じているものもあると考えられ、更なる検討を要する。そのような検討の中で、数値海洋モデルそのものの改善や、予測スキルの向上につながる誤差要因を明らかにすることは今後の課題のひとつである。また、本報告では、季節別・海域別などの細分化した検証は行っていない。海面水温だけでなく、親潮や対馬暖流も季節変化している。そのような中で、季節変化する大気データに対して数値海洋モデルが各季節において同様の応答をするのかを調査することは、親潮や対馬暖流が過大に評価される原因を考える際に有用な情報を提示するであろう。さらに、親潮冷水の舌状の貫入（ストリーマ）のようなより小さなスケールの現象やそれぞれの海域において特徴的な現象の再現性についても検証する必要がある。

今後の検証により予測システムそのものを改善するとともに、予測結果にある傾向が見られた場合にはガイダンスの利用等も現業による情報提供においては有効な手法である。そのような調査・開発についても進展させていくことが重要である。

参 考 文 献

- Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. daSilva and D. Ledvina (1996) : Data assimilation using incremental analysis updates. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1256-1271.
- Fujii, Y. and M. Kamachi (2003a) : A nonlinear preconditioned quasi-Newton method without inversion of a first-guess covariance matrix in variational analysis. *Tellus*, **55A**, 450-454.
- Fujii, Y. and M. Kamachi (2003b) : Three-dimensional analysis of temperature and salinity in the equatorial Pacific using a variational method with vertical coupled temperature-salinity empirical orthogonal function modes. *J. Geophys. Res.* **108** (C9) , 3297, doi:10.1029/2002JC001745.
- Fujii, Y., S. Ishizaki and M. Kamachi (2005) : Application of nonlinear constraints in a three-dimensional variational ocean analysis. *J. Oceanogr.*, **61**, 665-662.
- Fujii, Y. (2005) : Preconditioned optimizing utility for large-dimensional analysis (POpULar) . *J. Oceanogr.* **61**, 167-181.
- Griffies, S.M., and Hallberg, R.W. (2000) : Biharmonic friction with a Smagorinskylike viscosity for use in large-scale eddy-permitting ocean models. *Mon. Wea. Rev.* **128**, 2935-2946.
- Hunke, E.C., and Dukowicz, J.K. (1997) : An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics. *J. Phys. Oceanogr.* **27**, 1849-1867.
- 石川一郎・辻野博之・平原幹俊・中野英之・安田珠幾・石崎廣 (2005) : 気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) 解説. 気象研究所技術報告, 第47号.
- 石崎士郎・曾我大三・碓氷典久・藤井陽介・辻野博之・石川一郎・吉岡典哉・倉賀野連・蒲地政文 (2009) : MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築. 測候時報, **76**, 特別号, S1-S15.
- 蒲地政文・倉賀野連・杉本悟史・吉田久美・桜井敏之・碓氷典久・藤井陽介・辻野博之 (2005) : 気象庁・気象研究所における海況予報システムの現状. 月刊「海洋」, **37**, 257-262.
- Kondo, J. (1975) : Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Bound. Layer Meteorol.* **9**, 91-1112.
- 倉賀野連・杉本悟史・吉岡典哉・吉田隆・蒲地政文 (2001) : 高度計データと現場表層観測データを用いた太平洋表層水温・塩分の客観解析. 測候時報, **68**, 特別号, S99-S119.
- 栗原幸雄・桜井敏之・倉賀野連 (2006) : 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, **73**, 特別号, S1-S18.
- Mellor, G. L. and A. Blumberg (2004) : Wave Breaking and Ocean Surface Layer Thermal Response, *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 693-698.
- Mellor, G.L., and L. Kantha (1989) : An ice-ocean model. *J. Geophys. Res.* **94**, 10937-10954.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira (2007) : The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- 杉本悟史・蒲地政文・吉田久美・村上潔・川江訓・三浦雄美利・谷政信・吉岡典哉・湊信也・宮城直文・瀬河孝博・岡野克彦 (2003) : 海洋総合解析システムの検証. 測候時報, **70**, 特別号, S71-S105.
- Tsujino, H., H. Hasumi, and N., Suginozaki (2000) : N. Deep Pacific circulation controlled by vertical diffusivity at the lower thermocline depth. *J. Phys. Oceanogr.* **30**, 2853-2865.
- Tsujino, H., and T. Yasuda (2004) : Formation and circulation of mode waters of the North Pacific in a high resolution GCM. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 399-415.
- 榎田貴郁・菅野能明・今泉孝男・石崎士郎・木村未夏・大森正雄・吉岡典哉・服部宏之・齋藤幸太郎・倉賀野連 (2009) : 日本近海における MOVE/MRI.COM-WNP の検証. 測候時報, **76**, 特別号, S17-S36.
- Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda and M. Kamachi (2006) : Meteorological Research Institute multivariate ocean variational estimation (MOVE) system. *Advances in Space Research*, **37**, 806-822.