
特集「新海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM) の業務への活用について」

MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築*

石崎 士郎**・曾我 太三***・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#

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 System / Meteorological Research Institute Community Ocean Model. 以下、MOVE/MRI.COM) を開発した。気候情報課及び海洋気象情報室では、全球及び北西太平洋を対象とする解析・予測システムに用いるデータ同化システムを MOVE/MRI.COM に変更した現業システムの運用を平成 19 年度末より開始した。本報告では、MOVE/MRI.COM の概要及び現業解析・予測システムについて報告する。

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から情報を取り出して、統計的・力学的に組み合わせることにより最適な条件を求める手法である。海洋データ同化は、数値海洋モデルの力学的整合性を保持しながら、観測データを用いることにより、数値モデル単独よりも現実に近い海洋の状態を再現することを目的としている。データ同化手法は、種々の用途に利用することが可能であり、例えば海洋データ同化に関しては、(1)

予測のための適切な初期条件の取得 (2) 同化結果 (時空間で均質な 4 次元データセット) の解析を通じた海洋現象の理解 (3) 数値モデルの物理過程 (パラメタリゼーション) の評価・改善 (4) 感度解析による観測システムの評価と効率的な同化システム構築に向けた改良等がその目的として挙げられる。

気象庁では、これまで、計算機資源の有効活用を考慮して、解像度は低い为全球を対象としたシステムと、高解像度ながら計算領域を北太平洋に

* A new ocean data assimilation system (MOVE/MRI.COM) and its operational use

** Shiro Ishizaki, 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)

*** Taizo Soga, Ichiro Ishikawa, Tsurane Kuragano

Climate Prediction Division, Global Environment and Marine Department (地球環境・海洋部気候情報課)

Norihisa Usui, Yosuke Fujii, Hiroyuki Tsujino, Masafumi Kamachi

Oceanographic Research Department, Meteorological Research Institute (気象研究所海洋研究部)

限定したシステムの2つの海洋データ同化システムを運用してきた。前者に相当するのが全球海洋データ同化システム (ODAS¹; 石井・坂元, 2002 あるいは坂元・石井, 2003) であり, 後者に相当するのが海洋総合解析システム (COMPASS-K; 杉本ほか, 2003 あるいは杉本ほか, 2005) である。ODAS は, エルニーニョ現象の監視を目的に1995年2月より運用が開始され, COMPASS-K 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月から運用が開始された。

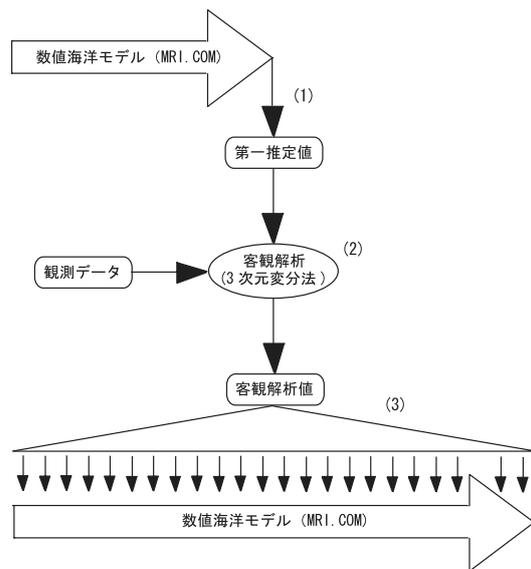
気象庁では, 気象研究所海洋研究部を中心に新しい海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM; Usui *et al.*, 2006a) を開発し, ODAS に代わって全球版の同化システム (MOVE/MRI.COM-G) は2008年2月から, COMPASS-K に代わって北西太平洋版の同化システム (MOVE/MRI.COM-WNP) は2008年3月より現業運用を開始した。これまではそれぞれ全く別個の同化システムを用いていたが, 今回, 基本的には同じ数値モデル及び解析スキームによる同化システムを用いた運用が実現し, これまでよりも効率的な開発・運用体制に移行した。本報告では, 第2章で MOVE/MRI.COM の概要について述べる。第3,4章では, 全球及び北西太平洋を対象とした現業システムについて報告する。

2. 海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM)

MOVE/MRI.COM は大きく分けて数値海洋モデル (MRI.COM) 及び客観解析システムから構成される (第1図)。MOVE/MRI.COM では, 大きくは以下の3つの手順により, 海洋の状態を再現している: (1) 数値海洋モデルによる第一推定値の算出 (2) 第一推定値と観測データによる客観解析 (3) 客観解析結果による修正を伴う数値海洋モデルの積分。

2.1 数値海洋モデル (MRI.COM)

MOVE/MRI.COM では, 数値海洋モデルに気象研究所共用海洋大循環モデル (Meteorological



第1図 MOVE/MRI.COM の模式図

図中 (1) ~ (3) は, 本文の MOVE/MRI.COM における手順に対応する。

Research Institute Community Ocean Model : MRI.COM; 石川 ほか, 2005) を用いている。MRI.COM は, 鉛直深度 (z) 座標を用いたプリミティブ方程式系をブジネスク近似のもとで有限差分法を用いて数値的に解いている。

MRI.COM の特徴のひとつとして, 付加的な物理過程 (混合層, 海氷など) を加えられること, 及び積分のスキームや物理過程のパラメータ化等についていくつかの選択肢が用意されていることが挙げられる。現業の全球及び北西太平洋システムでは, 水平解像度の違いやサブグリッドスケールの渦輸送のパラメータ化が異なるなど, 数値海洋モデルには多少の相違点が存在する。以下, 全球及び北西太平洋モデルに共通する数値海洋モデルの枠組みについて述べた後, それぞれに特有な数値海洋モデルの設定について紹介する。

現業運用する数値海洋モデルでは, 運動方程式の順圧成分を解く際に海面の昇降を許している (自由表面モデル)。また, 現業の数値海洋モデルでは, 海面混合層を適切に表現するために第一層目の厚みを薄く設定しているが, このままではあ

¹ 現在では, ODAS は, 単に海洋データ同化システム (Ocean Data Assimilation System) を指す用語として広く用いられているが, 当庁では, エルニーニョ監視等のために気候情報課において運用してきた海洋データ同化システムを特に ODAS と呼んできたので, 本報告でもこれまでの気候情報課海洋データ同化システムを ODAS と呼ぶ。

らかじめ設定した第一層目の厚みよりも海面が下がった時点で計算が異常終了するため、海面からある水平一様の深さまで複数層全体が初期に設定された割合に沿って変化するように設定している (σ - z ハイブリッド座標: 長谷川, 2002; Hasumi, 2006). 方程式系を数値的に解く際に、トレーサ(水温, 塩分)の移流項に高次の上流差分スキームを、運動量移流には準エントロフィーを保存する一般化された荒川スキームを用いている (Arakawa, 1972; Ishizaki and Motoi, 1999).

数値海洋モデルを駆動するために、日別の大気データ(強制力)を使用している。この大気データとしては、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)の各フラックス及び海上気象要素(海上気温や風など)である。ただし、潜熱、顕熱フラックスは

数値海洋モデルの海面水温と与えられた海上気象要素からバルク式を用いて計算している。また、海面での蒸発についても数値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。

以下、全球及び北西太平洋それぞれのシステムにおける数値海洋モデルの設定について述べる。全球及び北西太平洋データ同化システムの特長について、ODAS 及び COMPASS-K の比較とともに第1表に示す。

全球システムの計算領域は 75°S - 75°N の全球で、水平方向には東西 1° 、南北には赤道周辺で 0.3° 、緯度 16° より極側では 1° となるように格子間隔が変化する可変格子とし、鉛直方向には、 $1\sim 4500\text{m}$ までに 50 層を有している(第2図)。ODAS における空間格子の設定が東西 $2.5^{\circ}\times$ 南北 2° (赤道域 0.5°)、鉛直 20 層であったのと比べ

第1表 これまでの海洋データ同化システムと新しいシステムとの比較

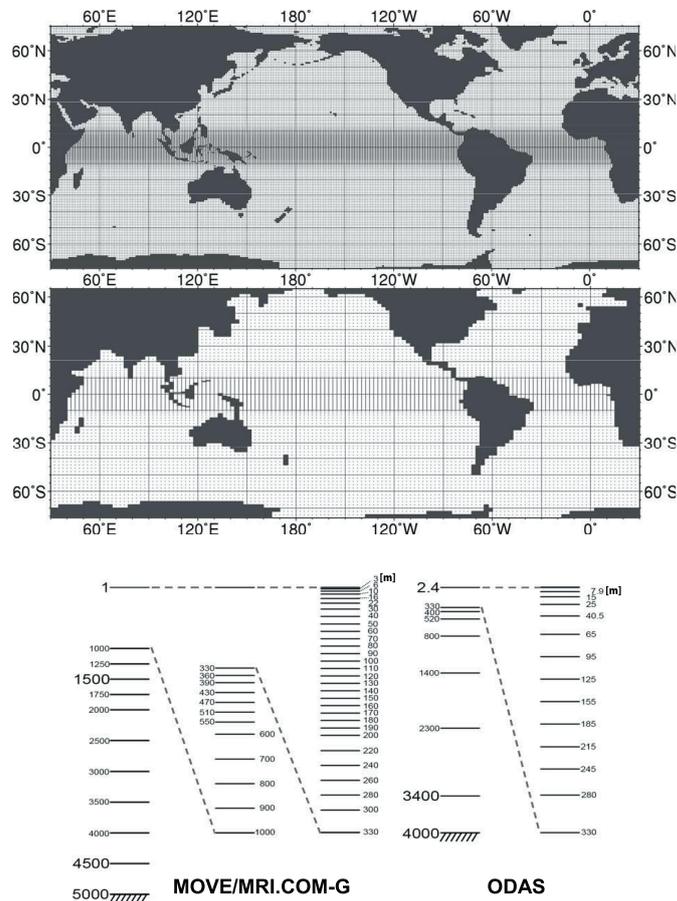
注) IAU について、ODAS では、簡略化した手法を用いている(本文を参照のこと)。

	COMPASS-K	ODAS	MOVE/MRI.COM-WNP	MOVE/MRI.COM-G
水平解像度 (南北 \times 東西)	$1/4^{\circ}\times 1/4^{\circ}$	$2^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ (赤道域 $0.5^{\circ}\times 2^{\circ}$)	$1/10^{\circ}\times 1/10^{\circ}$ (日本近海)	$1^{\circ}\times 1^{\circ}$ (赤道域 $0.3^{\circ}\times 1^{\circ}$)
鉛直層(最深層)	21層(4550m)	20層(3400m)	54層(6000m)	50層(4500m)
海面の取扱い	固定表面	固定表面	自由表面	自由表面
混合層モデル	なし	Mellor and Yamada	Mellor and Blumberg	Noh and Kim
海水モデル	なし	なし	EVP+熱力学	なし
海面水温・塩分	観測値へ緩和	熱・淡水フラックス駆動		
大気強制	GANAL	GANAL	JRA-25/JCDAS (予測は大気予測 モデル)	JRA-25/JCDAS (予測は結合 モデル)
客観解析手法	4次元最適内挿法	3次元変分法	3次元変分法(T-S鉛直結合EOFモード)	
モデル修正法	ナッジング	IAU(注)	IAU	IAU
海面水温観測	MGDSST	COBE-SST	MGDSST	COBE-SST
海面高度観測	客観解析値	軌道沿い生データ		

て、新しいシステムでは空間分解能が向上している。粘性項には調和型のスキーム (Smagorinsky, 1963) を採用し、拡散は等密度拡散としている (Redi, 1982 ; Gent and McWilliams, 1990). 鉛直拡散には Tsujino *et al.* (2000) による背景拡散係数とあわせて混合層モデルに Noh and Kim (1999) を使用している². また, Kara *et al.* (2000) のバルク式により計算した潜熱及び顕熱フラックスを用いている. 数値海氷モデルは用いないが, そのかわりに, 海面でのフラックスを計算するために日別の海氷密接度の気候値を与えている. また, オホーツク海等の内湾域やモデルの南端及

び北端では海面から海底まで, その他の海域では 2000m よりも深い領域において水温, 塩分を気候値 (World Ocean Atlas 1998 ; Ocean Climate Laboratory, 1999) に復元するような強制を与えている.

北西太平洋システムの計算領域は 117° E-160° W, 15° N-65° N の北西太平洋で, 水平方向は日本近海で東西 0.1°×南北 0.1°, 50° N 以北で南北 1/6°, 160° E 以東で東西 1/6° となるような可変格子を採用しており, 鉛直方向には 6000m までに 54 層を有している (第 3 図). COMPASS-K の空間分解能は水平方向に 0.25°×



第 2 図 MOVE/MRI.COM-G と ODAS 格子点の空間分布

上 : MOVE/MRI.COM-G の TS (水温・塩分) 格子点平面分布 (陸域は海洋モデルによる, UV (流速) 格子点は TS 格子点の中間)

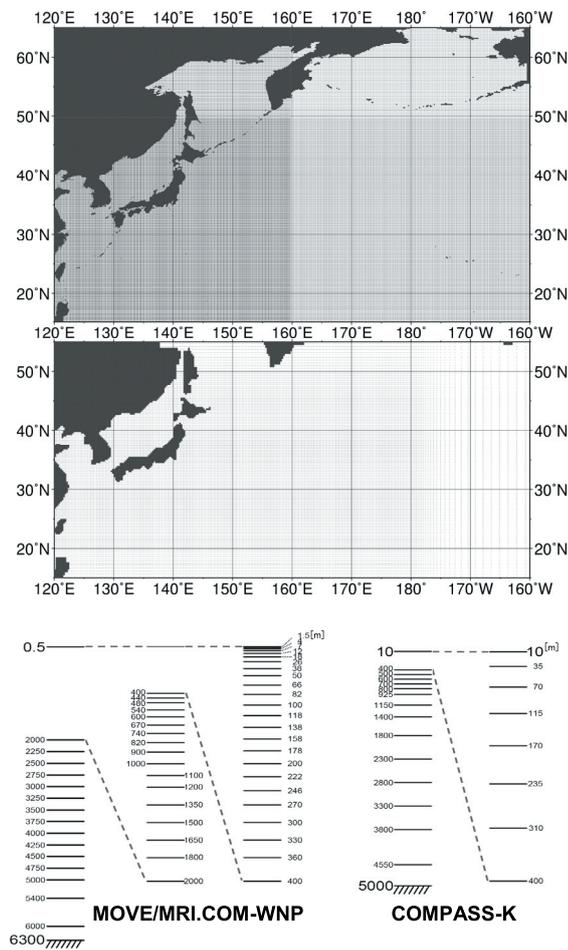
中 : ODAS の格子点平面分布 (陸域は海洋モデルによる, TS と UV は同じ格子点)

下 : MOVE/MRI.COM-G (左) と ODAS (右) の格子点鉛直分布 (単位 : m)

² Usui *et al.* (2006a) では, 全球システムの混合層モデルとして Mellor and Yamada (1982) を使用していた.

0.25°, 鉛直 21 層であったのと比較すると高分解能化が実現されている。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あわせて混合層モデルに Mellor and Blumberg (2004) を使用している³。潜熱・顕熱フラックスは, Kondo (1975) のバルク式により計算している。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) の海氷モデルを用いている。また, 側面境界値を取得するために, 100° E-75° W, 15° S-65° N 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あわせて実行している。なお, 北西太平洋システムの構成, 及び基本性能は Tsujino *et al.* (2006) で黒潮の流路変動の再現性についての詳細とともに紹介されているので参照されたい。



第 3 図 MOVE/MRI.COM-WNP と COMPASS-K 格子点の空間分布

上: MOVE/MRI.COM-WNP の TS (水温・塩分) 格子点平面分布 (陸域は海洋モデルによる, UV (流速) 格子点は TS 格子点の中間)

中: COMPASS-K の格子点平面分布 (陸域は海洋モデルによる, TS と UV は同じ格子点)

下: MOVE/MRI.COM-WNP (左) と COMPASS-K (右) の格子点鉛直分布 (単位: m)

なお, 格子点平面分布は数値海洋モデルの全領域を描いていないことに注意されたい (数値海洋モデルの領域は, MOVE/MRI.COM-WNP が 116.8E ~ 159.7W, COMPASS-K が 118.75E ~ 109.75W である)。

³ Usui *et al.* (2006a) では, 北西太平洋システムの混合層モデルとして Noh and Kim (1999) を使用していた。

2.2 客観解析システム

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 (第 1 表及び付録 参照)。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、水温と塩分の鉛直結合 EOF モードにおける卓越モードの振幅を制御変数とすることによって計算量の軽減を図りつつ、精度の高い解析を目指している (Fujii and Kamachi, 2003a)。さらに、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, 2003b ; Fujii, 2005)。このことを利用して、MOVE/MRI.COM では、解析精度の向上を目指してさまざまな手法を取り入れている (Fujii *et al.*, 2005)。例えば、海面高度の観測値は水温及び塩分の鉛直プロファイルに変換せずに、数値海洋モデルの水温及び塩分から得られる海面力学高度と直接比較している。また、Variational Quality Control と呼ばれる品質管理手法を客観解析の途中で用いることにより、客観解析への観測データの入力をより適切なものとしている (付録 参照)。さらには、密度逆転を防止する拘束条件を加えることができるのも、非線形項を含む評価関数を扱えるがゆえである。MOVE/MRI.COM では、これらの従来は取り入れられなかった高度な手法を用いて、解析精度の向上を図っている。

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。これらの観測データと第一推定値としての数値海洋モデル (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。なお、客観解析は海面から深さ 1500m までの範囲について行っている⁴。

作成した客観解析値により数値海洋モデルを修正する方法としては、IAU (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 (以下、本報告では、この割り振る一定の期間を同化期間と呼ぶ)。ODAS では、簡略化された IAU を利用していた (坂元・石井, 2003)。これは、本来であれば数値モデルを同化期間の中心まで積分することによって第一推定値を取得すべきところであるのを、数値積分を行わずに、同化期間の最初の値を解析の第一推定値とするもので、その結果、修正された場の変動について位相が遅れてしまう問題点があった。また、同化期間も 1 日と短く、観測データとしては、過去 1 か月程度のものを利用していたので、初期化のショックにより一日より長い時間スケールのノイズが出たり、同じ観測データを繰り返し利用することにより、観測の誤差の影響が大きくなってしまったことがあった。MOVE/MRI.COM では、IAU において、同化期間の中心までの数値モデル積分により第一推定値を取得するほか、同化期間外の観測データを利用しないようにすることにより、上記の問題点を解消している。

現業システムでは、現場観測データとして、気象庁海洋気象情報室が全球通信システム (GTS) を通じて収集したデータ及び国内関係機関から電子メール、郵送などの手段により入手したデータを用いている。海面高度データには、JASON-1 及び ENVISAT 衛星搭載の海面高度計による軌道直下データを使用している。また、格子化した海面水温データも観測データとしてデータ同化に利用しているが、空間分解能や解析期間を考慮して、全球システムでは COBE-SST (Ishii *et al.*, 2005) を、北西太平洋システムでは全球日別海面水温解析 (MGDSST : 栗原ほか, 2006) を用いている。さらに、ルーチン運用以外で同システムを用いて過去の状態を計算する際には、World Ocean Database 2001 (WOD01 : Conkright *et al.*, 2002) や Global Temperature Salinity Profile Program (GTSP) などから得られる現場観測データ及び ERS-1/2, TOPEX/Poseidon 衛星による海面高度計データも使用することにより、観測データの充実

⁴ 1500m よりも深い領域については客観解析を行っていないが、客観解析結果による修正を伴う数値海洋モデルの積分の過程で、上層における修正の情報がモデルの力学を通して伝播し、修正される。

を図っている。

3. 全球海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-G)

気候情報課では、エルニーニョ現象の監視・予測に資することを目的として、全球海洋データ同化システムを運用している。本章では、2008年2月に現業運用を開始した、全球海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-G) について、前システム (ODAS) との比較を中心に報告する。

3.1. 全球海洋データ同化システムの現業運用

3.1.1 MOVE/MRI.COM-G

MOVE/MRI.COM-G は数値海洋モデル (MRI.COM) と客観解析システムから構成され、いずれも最近の計算機の性能向上に見合った仕様となっている。前システム (ODAS) からの大きな変更点として、数値海洋モデルの高解像度化 (第2図) と新しい物理過程の採用及びより高度な解析手法の導入が挙げられる (第1表)。

MOVE/MRI.COM-G による同化結果は、新エルニーニョ予測モデルの初期条件としても用いられる。ここで、新エルニーニョ予測モデルは、MRI.COM と気象庁統一大気モデルにより構成される大気海洋結合モデル (JMA/MRI-CGCM) であり、2008年2月より現業運用を開始した。数値海洋モデルには、MOVE/MRI.COM-G と同一のものを使用している。また、大気数値モデルの解像度は TL95L40 であり、物理格子の水平解像度は約 180km に相当する。MOVE/MRI.COM-G により得られる海洋初期条件と気候データ同化システム (JCDAS) から作成される大気初期条件を用いて、新エルニーニョ予測モデルは実行される。

数値海洋モデルを駆動する大気データとして、MOVE/MRI.COM-G では、これまで ODAS で使用してきた数値予報課作成の全球大気客観解析 (GANAL) に代わり、長期大気再解析及び気候データ同化システム (JRA-25/JCDAS) のデータを使用している。これにより GANAL で見られた数値予報システムの更新に伴う大気データの品質における不連続がなくなり、より均質な大気データを用いて解析を行えるようになった。また

GANAL を使用した ODAS の解析期間は 1985 年以降であったが、JRA-25/JCDAS を使用することにより、MOVE/MRI.COM-G では、1979 年まで解析期間をさかのぼることができた。

海洋データ同化に使用する海面水温データには、COBE-SST (日別解析値) より同化期間に合わせた 10 日平均値を作成して、現場観測データとともに使用している。

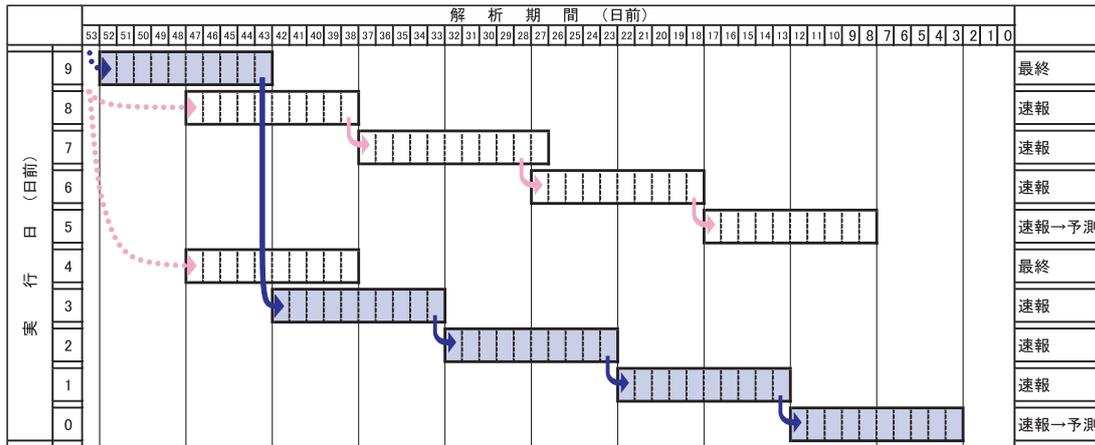
3.1.2 運用スケジュール

海洋データ同化の運用スケジュールには、観測データの遅延などを考慮して確定値を得る最終同化と、最新 (解析実行日の 3 日前まで) の観測データから速報値を得る速報同化がある。MOVE/MRI.COM-G の同化期間は 10 日であり、MOVE/MRI.COM-G では同化システムを 2 系統用意し、解析日を 5 日ずらすことで、5 日ごとにエルニーニョ予測モデルの海洋初期値を作成するとともに、最新の出力結果をエルニーニョ現象の監視に利用している。

MOVE/MRI.COM-G の詳細な運用スケジュール例を第4図に示す。大気海洋結合モデルによる予測計算を実行する日を基準日として、最終同化では、基準日の 38 日前 (解析実行日の 34 日前) までの 10 日間の同化積分を、最新の速報同化では基準日の 3 日前までの 10 日間の同化積分を行う。坂元・石井 (2003) では、海洋観測データの 90% 以上が観測から 2 日以内に、約 99% が 10 日以内に観測通報を行っているとしている。また、海面高度観測については、30 日以内にほぼ 100% の速報データを入手することが可能であり、この運用スケジュールにより、最終同化ではほぼすべての海洋観測データが、速報同化では 90% 以上の観測データが解析に利用されると考えられる。

3.1.3 後処理

MOVE/MRI.COM-G では、2 系統の日別値を平均したものを、更に半月 / 月ごとに平均して半月 / 月平均値を得ている。またエルニーニョ監視速報などのプロダクトに用いるために、東西 360° で、赤道、6° N、6° S 上の海洋貯熱量 (海面 ~ 300m 水温鉛直平均値。ODAS では海面 ~ 260m



第 4 図 MOVE/MRI.COM-G の運用スケジュール

2 系統の同化解析サイクルを色分けして示す。縦軸は実行日、横軸は解析対象日を表し、色つきの同化解析サイクルにおける最終日を基準 (0 日) として数えている。一方の系の最終同化実行日の 5 日後に別系統の最終同化が実行され、10 日後に同系統の最終同化が実行される。

水温鉛直平均値。以下 OHC と省略), 赤道上の 20°C 深度, 赤道上の水温の深度 - 経度断面 (海面 ~ 510m 深), 及び赤道上の風応力データを切り出して保存している。ここで, 風応力は赤道の南北の近傍 2 格子点, その他の要素は南北の近傍 3 格子点の値を平均している。

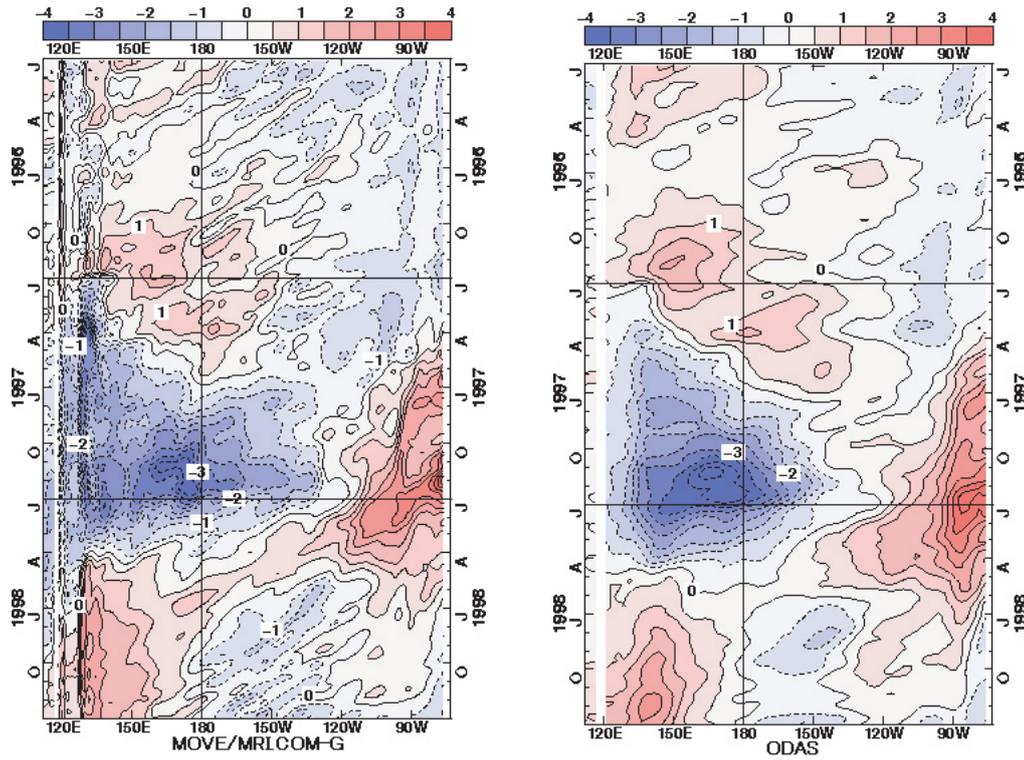
3.2. MOVE/MRI.COM-G と ODAS の同化結果

MOVE/MRI.COM-G は ODAS の同化結果と比較して, 主に熱帯域の表層水温や水温躍層の変動などが改善された。以下, その改善例を示す。

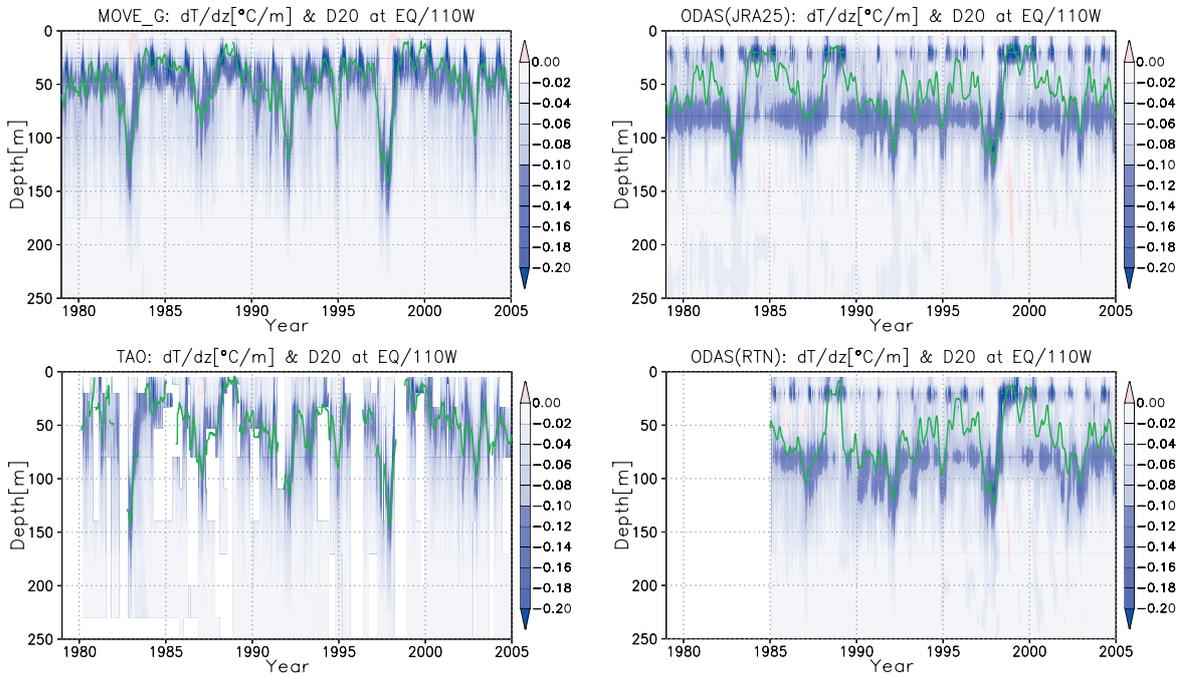
第 5 図に, 1996 ~ 1998 年の 6° N における OHC 偏差の経度 - 時間断面を示す。これによると, 赤道ロスビー波に対応すると考えられる OHC 偏差の西進が, MOVE/MRI.COM-G では ODAS よりも明りように表現されている。また, 図は示さないが, 海面水温偏差分布では, ODAS ではほとんど表現されなかった赤道不安定波の西進も見られている。

次に熱帯域における水温躍層構造の表現の改善例として, 現場観測である TAO ブイとの比較結果を示す。比較したのは, NINO.3 東部の 110° W の赤道上的における, 水温の鉛直勾配 (dT/dz) で, 第 6 図にその時間 - 深度断面を示す。水温の鉛直勾配 (dT/dz) の極小付近 (第 6 図で青色の

濃い部分) が, MOVE/MRI.COM-G 及び ODAS で解析された水温躍層や TAO ブイによって観測された水温躍層の深度に対応している。また, 太平洋赤道域で水温躍層の目安となる 20°C 深度 (第 6 図中の赤線) もよく合っている。さらに, MOVE/MRI.COM-G と TAO ブイでは水温躍層の深度 (dT/dz の極小深度) と 20°C 深度がよく対応している。ODAS はルーチンだけでなく, 大気強制などの境界条件として MOVE/MRI.COM-G と同様に JRA-25 を用いた再解析結果も比較した。これによると, ODAS ではルーチン, 再解析ともに 20°C 深度とずれた 80m 深付近に水温躍層 (dT/dz の極小) が現れ, 20°C 深度と水温躍層の対応が良くない。これらの熱帯における表層水温構造の表現の改善は, 数値海洋モデルにおける鉛直解像度の向上と鉛直混合スキームの高度化に起因していると考えられ, エルニーニョ予測モデルの精度向上に寄与することが期待される。



第5図 MOVE/MRI.COM-GとODASによるプロダクト (6° NにおけるOHC偏差の経度-時間断面)の比較
 左: MOVE/MRI.COM-G (平年値期間は1979~2004年), 右: ODAS (平年値期間は1987~2006年)



第6図 赤道上, 110° W (NINO.3 東部) における MOVE/MRI.COM-G, ODAS, TAO プイの表層水温の比較
 左上: MOVE/MRI.COM-G, 左下: TAO プイ, 右上: ODAS (JRA 再解析), 右下: ODAS (ルーチン)
 水温の鉛直勾配を青の濃淡で, 20°C深度の13半旬移動平均値を緑の実線で表す. TAO プイの水温は, ODAS
 の鉛直格子間隔に線形内挿したものを使用.

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

海洋気象情報室では、新海洋データ同化システムの北西太平洋版 (MOVE/MRI.COM-WNP) を導入し、2008年3月より現業運用を開始した。MOVE/MRI.COM-WNPでは、従来の同化システム (COMPASS-K) と比べて必要とする計算機資源が大きく増加した。そのため、COMPASS-Kは海洋気象情報室のサーバにおいて運用していたが、MOVE/MRI.COM-WNPはNAPS数値予報ルーチンでの運用となった。本章では、MOVE/MRI.COM-WNPについて、COMPASS-Kとの比較とあわせて述べる。

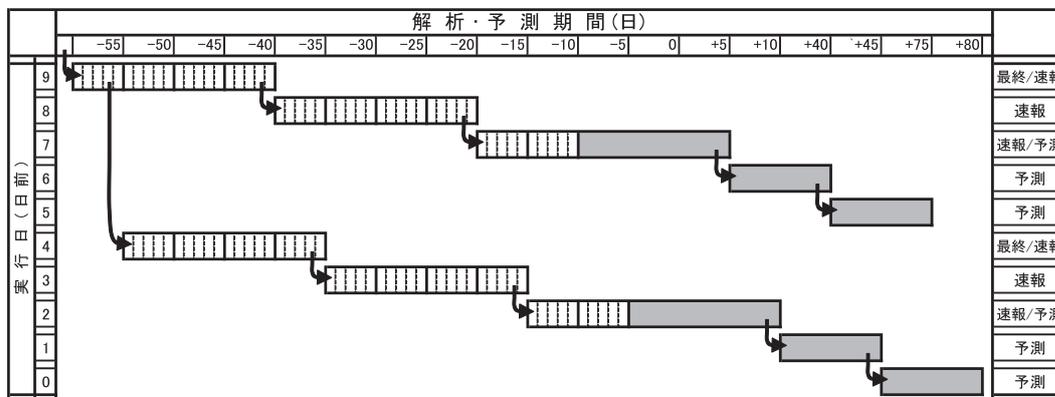
4.1 現業システム

現業システムでは、過去のある日からデータ同化を行うことによって (現在の) 初期条件を取得し、その初期条件から数値積分を行うことによって未来の状態を予測する一連の手続きを繰り返しているが、この一連の手続きを解析-予報サイクルという。海洋観測は気象観測に比べて、十分な観測結果の入手にある程度の期間を必要とすることを考慮し、当システムでは、解析-予報サイクルの最終日 (以下、基準日とする) から54日前までさかのぼってデータ同化を行う。さかのぼって解析する期間を決めるにあたり、衛星海面高度計データは、観測から数日以内に速報データとして入手できるが、黒潮の流軸等を評価するのに、詳細かつ精度の良い高度計データが必要であ

り、軌道上の衛星位置などの補正を経た遅延解析値の7割超が50日以内に取得できることなどを考慮している。また、着目している現象の時間スケールを考慮して、同化期間は全球システムよりも短い5日としている。基準日から5日前までのデータ同化により得られた初期条件から、数値海洋モデルを85日間 (基準日から80日先まで) 積分し、海況の予測値を得ている。この基準日の54日前からの解析及び基準日から80日先までの予測を行う一連の作業が解析-予報サイクルとなる。現業システムでは、1回の解析-予報サイクルを5日間かけて実行する (第7図)。次回の解析-予報サイクルで得られる結果により、これまでの解析結果は上書きしているの、各サイクルにおいて基準日から数えて54から50日前までの5日間の同化結果が最終解析値となる。

本来の同化理論に従えば、数値モデルに客観解析結果による修正を加えながら積分した同化期間の最後の瞬間値が同化結果として意味を持つ値である。しかしながら、現業システムでは、日々のプロダクトの作成にあたり、必要に応じて、修正を加えながら数値モデルを積分している途中に取得する日平均値を用いる場合もある。また、調査研究等における海況解析には、同化期間 (5日) の平均値を提供している。

現業システムでは、データ同化により、現在及び過去の海況の把握を行うとともに、海洋データ同化により得られる初期状態から大気データを強制力として与えて時間積分することにより予測値



第7図 MOVE/MRI.COM-WNPの運用スケジュール

縦軸は実行日、横軸は各期間の最終日を表し、2回目の解析-予報サイクルの最終日を基準とした。最終解析及び予測計算を色分けしてある。なお、予測期間については、期間の途中を省略していることに注意されたい。

を得て、海面水温・海流 1 か月予報等に利用している。ここで、予測計算に用いる大気データには、季節予報（1 か月予報）のために運用している数値大気モデルの結果を利用している。

4.2 MOVE/MRI.COM-WNP と COMPASS-K の解析 / 予測結果について

MOVE/MRI.COM-WNP 及び COMPASS-K による解析・予測事例を、第 8 図に示す。MOVE/MRI.COM-WNP では COMPASS-K に比べて空間分解能が向上したことで、より細かいスケールの現象を再現できるようになった。その結果、トカラ海峡における黒潮通過位置の変動や、黒潮の離岸時に岸沿いに見られる黒潮とは逆向きの流れ（内側反流）などがとらえられている。また、数値海洋モデルの物理過程等の見直しもあいまって黒潮の強流帯が明りようになったほか、房総沖での離岸位置等もより現実的なものとなっている。数値海洋モデル及び解析システムを改善したことにより、予測結果においても、黒潮の東海沖での離岸（小蛇行）の振幅や位相など、より解析に近い結果が得られるようになった。一方で、解析結果において、黒潮の強流帯や本州東方における細かい冷水の貫入（ストリーマ）が強めに表現される場合があることや、日本海や本州東方で低水温域

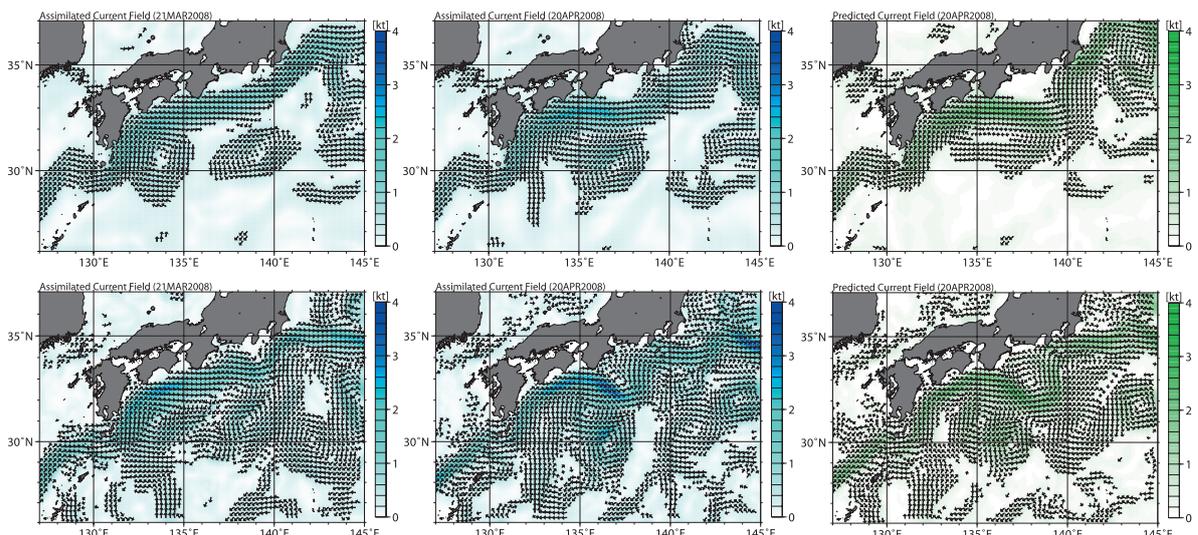
が過大評価されるときがあることなど、課題も残されている。

なお、MOVE/MRI.COM-WNP による解析結果の評価については、本特集号における他の報告に詳しい。また、MOVE/MRI.COM-WNP を用いた黒潮の流路変動の解明等については、Usui *et al.* (2006b) を参照されたい。

5. まとめ

本報告では、気象研究所を中心に開発した新しい海洋データ同化システム（MOVE/MRI.COM）と、MOVE/MRI.COM を用いて構築した現業システムについて、その概要を紹介した。MOVE/MRI.COM を用いた現業システムは、これまでのシステムに代わり、平成 19 年度末より現業運用を開始した。

MOVE/MRI.COM では、数値海洋モデル及び解析手法にさまざまな改善を施し、さらに高解像度化を実現することで、これまでの海洋データ同化システムと比べてより現実的な海況の再現が可能となった。また、これまでには全球及び北西太平洋を対象とした 2 つの同化システムが別個に開発されてきたが、MOVE/MRI.COM に統一することにより、従来よりも効率的な開発体制の構築が期待される。



第 8 図 日本南方海域における COMPASS-K（上）及び MOVE/MRI.COM-WNP（下）による表層（深さ 100m 付近）の流れ

左:解析 (2008 年 3 月 21 日), 中:解析 (2008 年 4 月 20 日), 右:予測 (2008 年 4 月 20 日, 初期条件は 3 月 21 日) 青, 及び緑は流速をあらわす。矢印は流速で規格化した流れの向きを示すベクトルで、0.3knot 以上についてのみ示した。

【付録】 3次元変分法 – MOVE/MRI.COM に
おける客観解析手法 –

MOVE/MRI.COM では、客観解析手法として Fujii and Kamachi (2003c) で導入された 3次元変分法を採用している。変分法とは、第一推定値(気候値やモデルの出力)及び観測値における誤差の大きさや相関の空間的な構造を考慮しながら、統計的に最良な海洋の状態を求める手法である。これを実行するために、上に挙げた誤差の和を表現するような評価関数 J を定義して、その評価関数を最小にする値を最適な解析値と考える。

評価関数 J は以下のように定義される。

$$J = \frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^f)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^f) + \frac{1}{2}(\mathbf{H}_1(\mathbf{x}) - \mathbf{x}^o)^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}_1(\mathbf{x}) - \mathbf{x}^o) + \frac{1}{2\sigma_h^2}(\mathcal{H}_2(\mathbf{x}) - \mathbf{h}^o)^2 + J_c$$

ここで、 \mathbf{x} は水温及び塩分の解析値、 \mathbf{x}^f は第一推定値、 \mathbf{x}^o は水温及び塩分の観測値、 \mathbf{h}^o は海面高度の観測値である。 \mathbf{H}_1 は水温及び塩分についての観測演算子であり、数値モデルの格子点から観測点への空間内挿を示す。 \mathcal{H}_2 は水温・塩分プロファイルから海面高度を求める観測演算子である。 \mathbf{B} 及び \mathbf{R} は、それぞれ水温・塩分についての背景誤差共分散行列及び観測誤差共分散行列であり、 σ_h は海面高度の観測誤差である。また、 J_c は、評価関数に拘束条件を与える付加項である。

右辺における初めの 3つの項はそれぞれ第一推定値 (\mathbf{x}^f)、水温及び塩分の観測値 (\mathbf{x}^o)、海面高度 (\mathbf{h}^o) と解析値 (\mathbf{x}) との差の 2 乗に比例する。ここで、解析値 (\mathbf{x}) として、水温と塩分の鉛直プロファイルを考える場合、背景誤差共分散行列 (\mathbf{B}) を規格化して相関行列に変換し固有値分解を行うことにより、背景誤差共分散行列 (\mathbf{B}) は第一推定値 (\mathbf{x}^f) を基準の場として計算した水温及び塩分の鉛直結合 EOF モード(とその寄与率)を成分とする対角行列を用いて表現される。海洋においてはいくつかの鉛直モードが卓越して存在する。背景誤差共分散行列 (\mathbf{B}) をその卓越モードによって記述することで高次のモードを省略することが可能であり、計算量とメ

モリの減少に結びつく。背景誤差共分散行列 (\mathbf{B}) を水温及び塩分の鉛直結合 EOF モードの卓越モードによって記述すると、評価関数 (J) は以下のようになり、この場合、鉛直 EOF モードの振幅を制御変数として変化させることによって評価関数を小さくし、解析値を得る。

$$J = \frac{1}{2} \sum_m \sum_l \mathbf{y}^T \mathbf{B}_{m,l}^{-1} \mathbf{y} + \frac{1}{2} (\mathbf{H}(\mathbf{x}(\mathbf{y})) - \mathbf{x}^o)^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H}(\mathbf{x}(\mathbf{y})) - \mathbf{x}^o) + \frac{1}{2\sigma_h^2} [\mathcal{H}(\mathbf{x}(\mathbf{y})) - \mathbf{h}^o]^2 + J_c$$

ただし、

$$\mathbf{x}(\mathbf{y}) = \mathbf{x}_f + \mathbf{S} \sum_l \mathbf{w}_l \mathbf{U}_l \Lambda_l \mathbf{y}_l$$

ここで、 \mathbf{y}_l は鉛直 EOF モードの振幅、 \mathbf{S} は第一推定値の標準誤差、 \mathbf{U}_l は小領域 l における EOF ベクトルから成る行列、 Λ_l は小領域 l における特異値を要素とする対角行列であり、 \mathbf{w}_l は小領域 l における重み (2乗和が 1 となる) である。

MOVE/MRI.COM では、評価関数を構築する際の鉛直結合 EOF モードをあらかじめ決めている。ただし、海域によって卓越する鉛直モードは異なるので、海洋全体で同じ EOF モードを使用することは適切ではない。そこで、解析領域をその特徴に応じていくつかの小領域に分けて、各小領域について鉛直結合 EOF を求め、小領域ごとの鉛直結合 EOF を客観解析に使用する。全球版の MOVE/MRI.COM-G では、全球海洋を 22 の小領域に、北西太平洋システムの MOVE/MRI.COM-WNP では計算領域を 13 の小領域にそれぞれ分割している。なお、水平方向の相関スケールについても分割された小領域ごとに設定している。

鉛直結合 EOF モードには、例えば赤道付近で温度躍層が急になるほど海面塩分が低下するなど、鉛直方向の水温と塩分の分布を関係づける情報が含まれている。そのため、鉛直 EOF モードを用いて客観解析を行うことにより、水温 (塩分) のみの観測しかない場合においても塩分 (水温) の修正が可能となる。特に、塩分の観測は水温の観測に比べてその数が格段に少なく従来の手法では塩分場の推定が困難であったが、本システムの

導入により現実的な 3 次元塩分場の解析が可能となっている (Fujii and Kamachi, 2003c). さらに, その結果として, 混合層の解析が正確になり海面水温の精度向上が期待される.

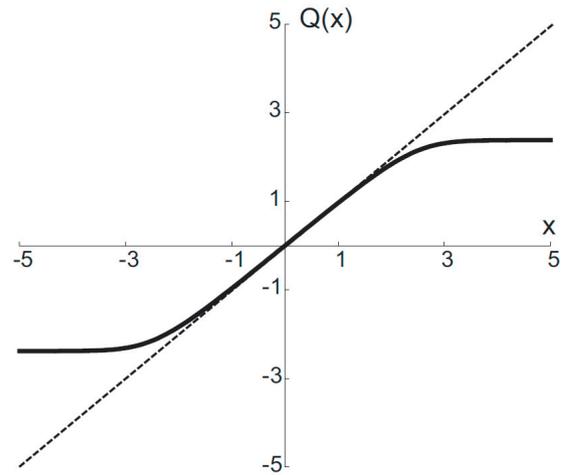
また, MOVE/MRI.COM では, 非線形項を含む評価関数を扱えることを活用して, 海面高度の観測値を水温の偏差に変換せずに数値海洋モデルの水温・塩分から計算される海面力学高度と直接比較したり (右辺第 3 項), 拘束条件 (J_c) に密度逆転を防ぐ制約条件を加えるなど, 従来取り入れられていない高度な手法を用いて, 解析精度の向上を図っている. 例えば, 海面高度についての観測演算子 \mathcal{H}_2 は, 水温と塩分の非線形関数である. また, 密度逆転を防ぐ拘束条件は, 水温・塩分から密度を求める式が非線形であるほか, 密度逆転がある場合と無い場合で拘束条件の重みが非線形的に変化する.

さらに, MOVE/MRI.COM では, 評価関数における非線形項を利用して, 動的な品質管理手法 (Variational Quality Control) を採用することにより, 客観解析への観測データの入力をより適切なものとしている. 品質管理では通常, 気候値からある程度 (標準偏差の数倍, 等) 離れたデータは誤った値であるとして棄却される. しかしながら現実には気候値からかなり離れた値をとる現象が存在する. それは例えば大気の場合には台風の通過時がそうであるし, 海洋ではエルニーニョ現象があてはまる. もしも品質管理に際していわゆる 3σ チェックを適用すれば, エルニーニョ時における東部赤道太平洋の表層水温の観測値は異常に高い値であるとして棄却されるかもしれない. その結果, エルニーニョ現象の振幅は過小評価される可能性がある. このような事態を避けるためにも, MOVE/MRI.COM では Variational Quality Control を適用している. この手法では評価関数の右辺第 2 項に $Q(\mathbf{x})$ という関数を導入し,

$$\frac{1}{2} \mathcal{Q} [\mathbf{H}_1 \mathbf{x} - \mathbf{x}^o]^T \mathbf{R}^{-1} \mathcal{Q} [\mathbf{H}_1 \mathbf{x} - \mathbf{x}^o]$$

のように表す. ここで, 関数 $Q(\mathbf{x})$ は, 付録第 1 図のような非線形の関数で構成される. このようにすると, $\mathbf{H}_1 \mathbf{x} - \mathbf{x}^o$ の大きな値を持つ, すなわち, 解析値からかけ離れた観測については評価関

数の勾配への寄与が小さくなるので, 修正においても考慮されなくなる. 一方で, 気候値から離れていても $\mathbf{H}_1 \mathbf{x} - \mathbf{x}^o$ が 0 に近い, すなわち解析値に近い値を持つ観測については関数 $Q(\mathbf{x})$ を作用させない場合と同じ重みを修正に対して持つようになる.



付録第 1 図 関数 $Q(\mathbf{x})$ の形

点線は, (Variational Quality Control を適用しなかった場合) を示す.

参 考 文 献

- Arakawa, A. (1972) : Design of the UCLA general circulation model. Numerical simulation weather and climate, Tech. Rep. No. 7, Dept. of Meteorology, University of California, Los Angeles, 116 pp.
- 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.
- Conkright, M. E., J. I. Antonov, O. Baranova, T. P. Boyer, H. E. Garcia, R. Gelfeld, D. Johnson, R. A. Locarnini, P. P. Murphy, T. D. O'Brien, I. Smolyar, and C. Stephens, In: Sydney Levitus (Ed.) (2002) : World Ocean Database 2001, vol. 1, Introduction. S. Levitus, Ed., NOAA Atlas NESDIS, **42**, U.S. Government Printing Office, Washington, DC, USA, 167pp., CD-ROMs.
- Fujii, Y. (2005) : Preconditioned optimizing utility for large-dimensional analysis (POpULar). *J. Oceanogr.*, **61**, 167-181.
- Fujii, Y. and M. Kamachi (2003a) : A reconstruction of observed profiles in the sea east of Japan using vertical coupled temperature-salinity EOF modes. *J. Oceanogr.*, **59**, 173-186.
- Fujii, Y. and M. Kamachi (2003b) : 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 (2003c) : 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.
- Griffies, S.M. and R. W. Hallberg (2000) : Biharmonic friction with a Smagorinsky-like viscosity for use in large-scale eddy-permitting ocean models. *Mon. Weather Rev.*, **128**, 2935-2946.
- Gent, P. R. and J. C. McWilliams (1990) : Isopycnal mixing in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 150-155.
- 長谷川直之 (2002) : ハイブリッド鉛直座標による自由表面高分解能海洋モデルの開発. *測候時報*, **69**, 53-65.
- Hasumi, H (2006) : CCSR Ocean Component Model (COCO) Version 4.0. Center for Climate System Research, CCSR Report, **25**.
- Hunke, E.C. and J. K. Dukowicz (1997) : An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1849-1867.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto and T. Matsumoto (2005) : Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- 石井正好・坂元賢治 (2002) : 全球海洋データ同化システム, 平成 14 年度季節予報研修テキスト, 78-81.
- 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, 189pp.
- Ishizaki, H., and T. Motoi (1999) : Reevaluation of the Takano-Oonishi scheme for momentum advection on bottom relief in ocean models. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **16**, 1994-2010.
- Kara, A.B., P. A. Rochford, and H. E. Hurlburt (2000) : Efficient and accurate bulk parameterizations of air-sea fluxes for use in general circulation models. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **17**, 1421-1438.
- Kondo, J. (1975) : Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Bound. Layer Meteorol.*, **9**, 91-112.
- 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*, 特別号, **73**, 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 coupled model. *J. Geophys. Res.*, **94**, 10937-10954.
- Mellor, G.L. and T. Yamada (1982) : Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851-875.
- Noh, Y., and H. J. Kim (1999) : Simulation of temperature and turbulence structure of the oceanic boundary layer with the improved near-surface process. *J. Geophys. Res.*, **104**, 15621-15634.
- Ocean Climate Laboratory (1999) : World Ocean Atlas 1998 (WOA98) CD-ROM documentation version 1.0. Ocean Climate Laboratory, National Oceanographic Data Center.

- 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.
- Redi, M. H. (1982) : Oceanic isopycnal mixing by coordinate rotation. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 1154-1158.
- 坂元賢治・石井正好 (2003) : 全球海洋データ同化システムの改良, 測候時報, 特別号, **70**, S131-S140.
- Smagorinsky, J., (1963) : General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment. *Mon. Weather Rev.*, **91**, 99-164.
- 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, 特別号, **70**, S71-S105.
- 杉本悟史・倉賀野連・源泰拓・桜井敏之 (2005) : 海洋総合解析システムの改良 -現場塩分の導入-, 測候時報, 特別号, **72**, S115-S130.
- Tsujino, H., H. Hasumi, and N. Sugimoto (2000) : Deep Pacific circulation controlled by vertical diffusivity at the lower thermocline depths. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 2853-2865.
- Tsujino, H., N. Usui, and H. Nakano (2006) : Dynamics of Kuroshio path variations in a high-resolution general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **111**, C11001, doi:10.1029/2005JC003118.
- Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda and M. Kamachi (2006a) : Meteorological Research Institute multivariate ocean variational estimation (MOVE) system : Some early results. *Advances in Space Research*, **37**, 806-822.
- Usui, N., H. Tsujino, Y. Fujii, and M. Kamachi (2006b) : Short-range prediction experiments of the Kuroshio path variabilities south of Japan. *Ocean Dynamics*, **56**, 607-623.