
特集「海洋気象業務に関する最新の技術的動向」

水平解像度 2km の瀬戸内海モデル MRI.COM-Seto 及び 日本沿岸モデル MRI.COM-JPN の開発

坂本 圭 *1・山中 吾郎 *1・辻野 博之 *1・中野 英之 *1・平原 幹俊 *2

要 旨

気象庁海洋気象情報室では、沿岸海況の監視・予測情報の高度化と、異常潮位などの沿岸防災に関する情報の発表に資することを目的とした「日本沿岸海況監視予測システム」の現業運用が計画されており、2014年度中には瀬戸内海版が、その後には日本全域版の運用が開始される予定である。気象研究所海洋・地球化学研究部は、その計画を受けて、システムの基盤となる水平解像度約 2km の沿岸海洋モデル MRI.COM-Seto (瀬戸内海) 及び MRI.COM-JPN (日本沿岸全域) の開発に注力している。本報告では、両モデルの詳細な説明に加え、MRI.COM-Seto を用いた 2009 年 1 月から 2011 年 12 月までのテスト実験について海面水温場の季節発展と沿岸潮位の 1 日から数か月の変動を検証した結果と、MRI.COM-JPN を用いた 2000 年 5 月から 2001 年 5 月までの長期実験 (ケース CTL) の海面水温場の季節発展の結果を示す。また、沿岸防災に関する検証として MRI.COM-JPN を用いた 2012 年台風第 16 号による山陰沿岸の高潮位偏差の事例実験 (ケース MSM) も行ったので、併せてその結果を紹介する。

1. はじめに

気象研究所海洋・地球化学研究部では、現業運用予定の新しい「日本沿岸海況監視予測システム」に向けて、高解像度日本沿岸海洋モデルを開発している。この新システムは、現行の海況監視・予測システム「MOVE/MRI.COM-WNP」を沿岸域へと拡張するものである。新システムは、沿岸海況の監視・予測情報の高度化と、異常潮位などの沿岸防災に関する情報の発表に資することを目的として開発され、開発後には気象庁海洋気象情報室によって現業運用される予定である。このため新システムの主要な特徴の一つは、我々が開発している日本沿岸海洋モデル「MRI.COM-JPN」を数値モデル基盤として用いることにある。この

MRI.COM-JPN は日本沿岸の海洋シミュレーションに向けて開発され、水平解像度は約 2km と、現行システム海洋モデルの約 10km に比べておよそ 5 倍の高解像度化を行っている。MRI.COM-JPN の基本的な設定、最初のテスト実験、及び初歩的なパフォーマンス検証は、昨年度の測候時報で既に報告している (80 巻特別号の坂本ほかによる論文、以降は昨年度報告と記す)。新システム計画の技術的背景についてもそちらを参照されたい。

しかしながら、計画されている新システムは、現行システムに比べて数値モデル、データ同化手法とも格段に複雑であり、計算コストが大きく増大する。そこで、MRI.COM-JPN を用いた日本全

*1 気象研究所海洋・地球化学研究部

*2 気象研究所海洋・地球化学研究部 (現 地球環境・海洋部海洋気象情報室)

域のシステム運用に先行して、領域を瀬戸内海に絞ったシステムをまず運用する。我々はその基盤となる数値モデル「MRI.COM-Seto」の開発を並行して行っている。このモデルは、領域を瀬戸内海周辺域に狭めることで計算コストを低減する。一方で、水平解像度はMRI.COM-JPNと同じ約2kmであり、2節で説明するように、いくつかの点を除いてほぼ同じスキームを用いる。ターゲットを絞った低コストのシステムを事前に運用することで、将来における日本沿岸全域のシステム運用に必要な知見を得ることを狙いとしている。本稿では、MRI.COM-Setoの詳細なモデル設定、及びこれまでに行ったテスト実験の結果を紹介する。

また、MRI.COM-JPNについても、昨年度報告からさらに開発・解析を進めている。それらの結果のうち、潮汐を組み込んだ長期実験と、2012年台風第16号によって9月に山陰沿岸で発生した高潮位偏差の事例実験を本稿では報告する。

本稿の構成は以下のとおりである。まず、MRI.COM-SetoとMRI.COM-JPNそれぞれのモデル設定を詳細に記述する(第2章)。次にMRI.COM-Setoに関して、海面水温場の季節発展と沿岸潮位の再現性に注目し、3年間のテスト実験の結果を示す(第3章)。一方、MRI.COM-JPNでは新たに行った2つの実験、長期実験と事例実験の結果を紹介する(第4章)。最後に、モデル開発の現在の成果とこれからの課題をまとめる(第

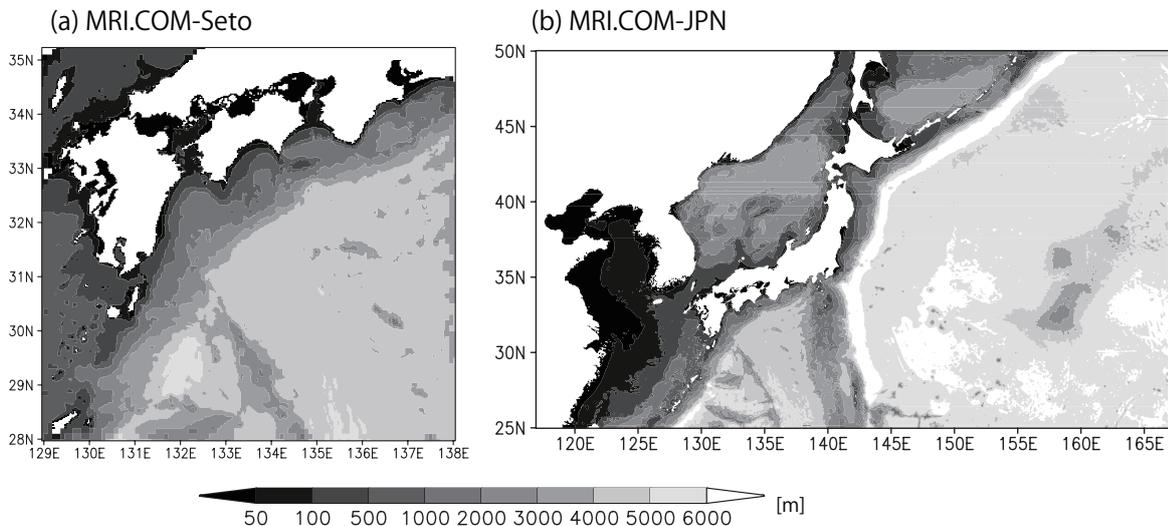
5章)。

2. モデル

2.1 MRI.COM-Seto

MRI.COM-Setoのモデル領域は129-138°E, 28-35.2°Nである(第1図a)。対象となる瀬戸内海を中心としつつ、九州から伊勢湾までの日本南岸領域と外洋領域を広くカバーする。このように側面境界を対象海域からある程度遠くに置くことで、低解像度の親モデル出力が対象領域に直接に影響を与えないようにしている。

主要なモデル設定を第1表に示す。基盤となる数値モデルは、気象研究所共用海洋モデル(MRI.COM)の最新の安定版(Ver.3.2)である。この数値モデルは、自由海面、 z - σ ハイブリッド座標系の静水圧プリミティブ方程式系モデルであり、気象研究所において継続的に開発されている。モデル水平解像度は $1/33^\circ \times 1/50^\circ$ (約2km)と、現行システムMOVE/MRI.COM-WNPの約10kmのほぼ5倍に高解像化されている。鉛直解像度は4-600m(50層)である。使用する主なスキームは、混合層スキーム(Noh and Kim, 1999)は現行システムと同じだが、数値拡散の小さいSecond Order Momentトレーサー移流スキーム(Prather, 1986)、小スケール現象に適したSmagorinsky倍調和型水平粘性(Griffies and Hallberg, 2000)、海底地形粗度に依存した背景鉛直混合(Declodt and Luther, 2010)など沿岸海洋に適したものを採用している。



第1図 (a) MRI.COM-Seto と (b) MRI.COM-JPN それぞれの領域と海底地形 [m]

第1表 MRI.COM-Seto, MRI.COM-JPN の主な設定

モデル名	MRI.COM-Seto	MRI.COM-JPN
数値モデル	MRI.COM Ver.3.2	MRI.COM Ver.3.3
主な近似	ブシネスク近似、静水圧近似	
座標系	自由海面 z - σ ハイブリッド(鉛直)、緯度経度座標(水平)	
水平解像度	1/33° × 1/50° (約2km)	
鉛直解像度	4-600m (50層) (水深は32m以上)	
領域	129-138°E, 28-35.2°N	117-167°E, 25-50°N
グリッド数	301 × 364 × 50 = 5,475,200	1654 × 1254 × 50 = 103,705,800
トレーサー移流	SOM (Prather, 1986)	
水平混合	Smagorinsky 倍調和型 (Griffies and Hallberg, 2000)	
混合層スキーム	Noh and Kim (1999)	GLS (Umlauf and Burchard, 2003)
背景鉛直混合	Decloedt and Luther (2010)	
ネスティング	一方向オフライン	双方向オンライン
側面境界	MOVE/MRI.COM-WNP 4DVAR	全球、北西太平洋モデル
海面境界	GSM(放射、淡水), MSM(風、大気)	CORE2 (Griffies <i>et al.</i> , 2009)
河川流入	CORE2 (Griffies <i>et al.</i> , 2009)	
緩和条件	海面塩分を29.2日で平年値に緩和	
海氷	なし	カテゴリー海氷モデル
潮汐	なし	Sakamoto <i>et al.</i> (2013)
時間ステップ	3分	
海面気圧変化	あり(現業運用の設定は検討中)	ケースCTL:なし、MSM:あり

また海面気圧変化による海面の押し下げ、吸い上げも試験的に導入しているが、現業運用においても導入するかどうかは現在検討中である。潮汐及び海氷スキームは導入していない。

ダウンスケーリング手法には、一方向オフライン・ネスティングを採用した。この手法では、次の手順によってMRI.COM-Setoの側面境界値を与える。

1. 親モデルとして、気象研究所で新しく開発した同化システム MOVE/MRI.COM-WNP 4DVAR を実行する。
2. MRI.COM-Seto の側面境界条件に用いる物理量(水温、塩分、流速、海面高度、混合層スキーム変数)を1日ごとに保存する。
3. この側面境界の下でMRI.COM-Setoを駆動する。

MRI.COM-Setoの領域は小さく外洋変動の影響を強く受けるため、親モデルであるMOVE/MRI.COM-WNP 4DVARの再現性が非常に重要である。その詳細は本特別号の確氷主任研究官による論文を参照していただきたい。

海面境界条件として、海上風及び大気条件(大気温、露点温度、海面気圧)にはMSMデータセット(3時間ごと)、放射及び降水にはGSMデータセット(6時間ごと)を補間して使用する。時間的に高解像度な大気強制データを用いることで、沿岸海況の再現性向上に寄与すると考えられる。河川水流入データについては検討中であるが、さしあたってCOREデータセット(Griffies *et al.*, 2009)の経年変動場を使用している。

以上の設定は本稿執筆時点のものであり、今後の検証によっては本運用時に変更される可能性がある。

2.2 MRI.COM-JPN

MRI.COM-JPNの領域は日本近海全域であるが、基本的な設定はMRI.COM-Setoと同じである(第1表, 第1図b)。基盤となる数値モデルや水平・鉛直解像度、さらには移流スキームや水平粘性スキームも同じである。このように共通の設定を用いることで、MRI.COM-Setoの先行運用によって得た知見を、その後の日本全域運用でもスムーズ

に利用できるようにする。

一方で、MRI.COM-JPN ではテスト中のより先進的な機能も導入している。例えば、沿岸の底層混合に対応できる Generic Length Scale 鉛直混合スキーム (Umlauf and Burchard, 2003) を Noh and Kim (1999) スキームに代えて用いた。また、海洋大循環モデルに潮汐を精度良く組み込むため、潮汐スキームを独自に開発した (Sakamoto *et al.*, 2013)。ダウンスケーリング手法に関しても、全球モデルと北西太平洋モデルを同時に稼働させる二段階双方向オンライン・ネスティングへと高度化している。MRI.COM-JPN のより詳細な記述は昨年度報告を参照していただきたい。

3. MRI.COM-Seto による実験の設定と結果

3.1 実験設定

開発している MRI.COM-Seto の再現性を検証するために、以下の手順でテスト実験を行った。

1. 親モデル MOVE/MRI.COM-WNP の結果に強くナッジングすることで、2008年9月1日の初期場を作成する。
2. 第2.1節に示した大気強制と側面境界条件の下で、2008年12月31日までスピニングアップする。
3. 2009年1月1日から2011年12月31日までの3年間の積分を行い、解析に用いる。

本テスト実験は、予定される現業運用とほぼ同じ大気強制と側面境界条件を用いている。ただし、モデル自体の特性、パフォーマンスを調べることを目的とするため、データ同化手法による初期化は行っていない(いわゆるフリーラン実験)。また、本モデルは開発段階であり、最終的な設定は変更される可能性があることに注意が必要である。

3.2 海面水温

フリーラン実験でも、つまり MRI.COM-Seto 内部に対してデータ同化による修正を行わなくても、安定してモデルを駆動することができた。MRI.COM-Seto によって再現された海況の季節発展を概観するために、実験期間 2009-2011 の 3 年間に於ける 3 月、6 月、9 月、12 月の月平均海面水温 (SST) を第 2 図に示す。また、比較のため

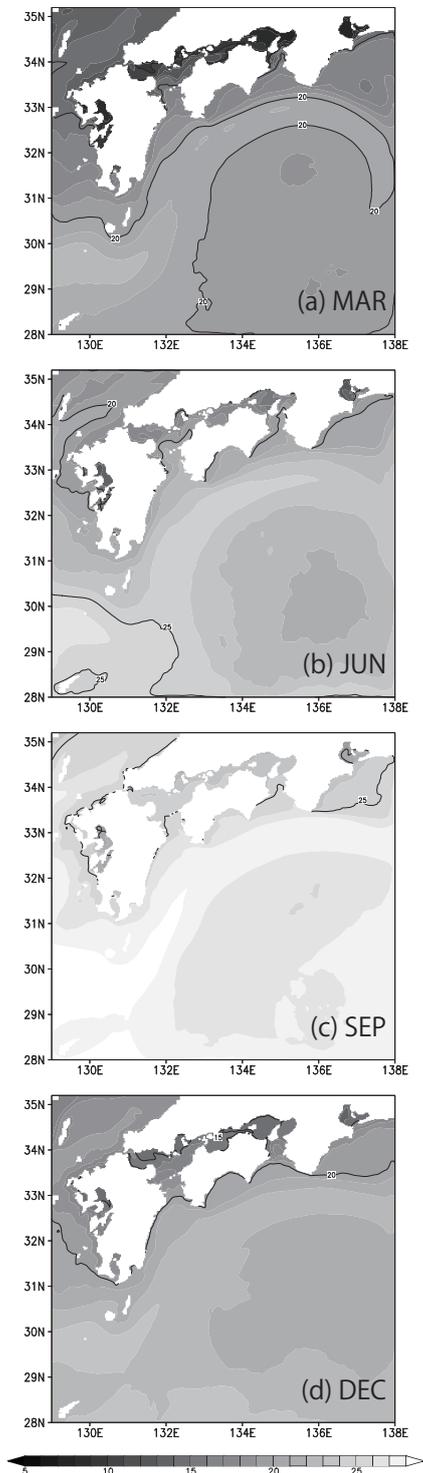
に、同じ 3 年間の海面水温衛星データ (宇宙航空研究機構 / 東海大学提供の MODIS データセット http://kuroshio.eorc.jaxa.jp/ADEOS/mod_nrt/) から作成した月平均 SST 場を第 3 図に示す。衛星では雲域で観測できないためサンプル数が少なくノイジーであるが、両者の基本的な分布はよく似ており、対象領域における SST 場をよく再現できたと言える。例えば 3 月には、日本南方の黒潮に伴う幅 100km 程度の高温帯や、九州沿岸、瀬戸内海、伊勢湾の低温な沿岸水といった共通した特徴が見られる。また、豊後水道と紀伊水道には、水温前線の存在を示唆する 15°C の等温線がどちらにも存在する。6 月以降も、外洋域、沿岸域とも水温特性は良く対応している。

昨年度報告では、2km という高い水平解像度の MRI.COM-JPN には、解像度 10km の現行モデルにはない沿岸域独自の現象が多く現れることを示した。MRI.COM-Seto でも同様に、小スケールの複雑な海洋運動が様々現れた。典型例として、2011年8月29日と9月23日の SST 場を第 4 図に示す。現行モデルの SST 場は黒潮等の大スケールの流れに伴う比較的単純な構造を示す一方 (第 4 図 c,d), MRI.COM-Seto では、そのような大スケールの構造に加え、いわゆるサブメソスケールと呼ばれる小スケールの複雑な構造が沿岸と外洋に広く見られる (第 4 図 a,b)。とりわけ、黒潮の日本沿岸側の前線帯では、現行モデルでは見られない波の構造が特徴的である。第 4 図 a の豊後水道と紀伊水道では、この擾乱運動によって黒潮水が渦を形成して沿岸に流入しているように見え、いわゆる暖水波及と呼ばれる現象が再現されていると示唆される。このような擾乱運動は衛星観測によってもしばしば見られ (第 4 図 f)、急潮を引き起こし、沿岸水質や漁場に大きな影響を与えることが知られている (Isobe *et al.*, 2010)。この現象は水平解像度 10km の現行モデルでは十分には再現されず (第 4 図 c,d)、高解像度化が沿岸・外洋の相互作用過程の再現性向上に貢献することを示すものである。

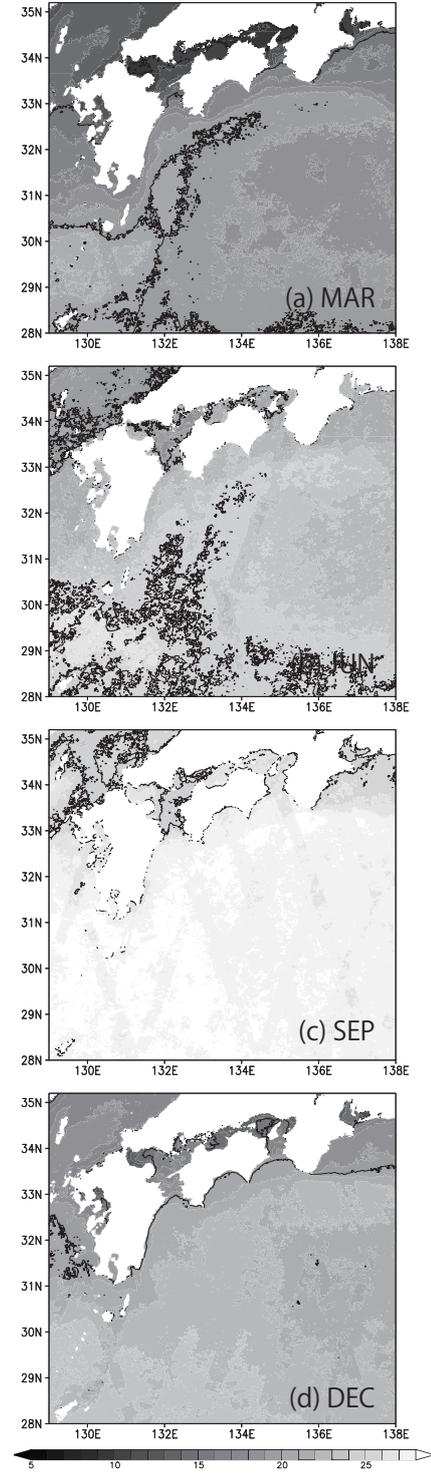
一方で、今回のフリーラン実験では表現されない海面水温場の特徴もあった。例えば、豊後水道の中央に位置する豊予海峡では、夏季に SST が

低下し、高温な外洋との間に前線を形成することが知られているが（柳・大庭，1985），そのよう

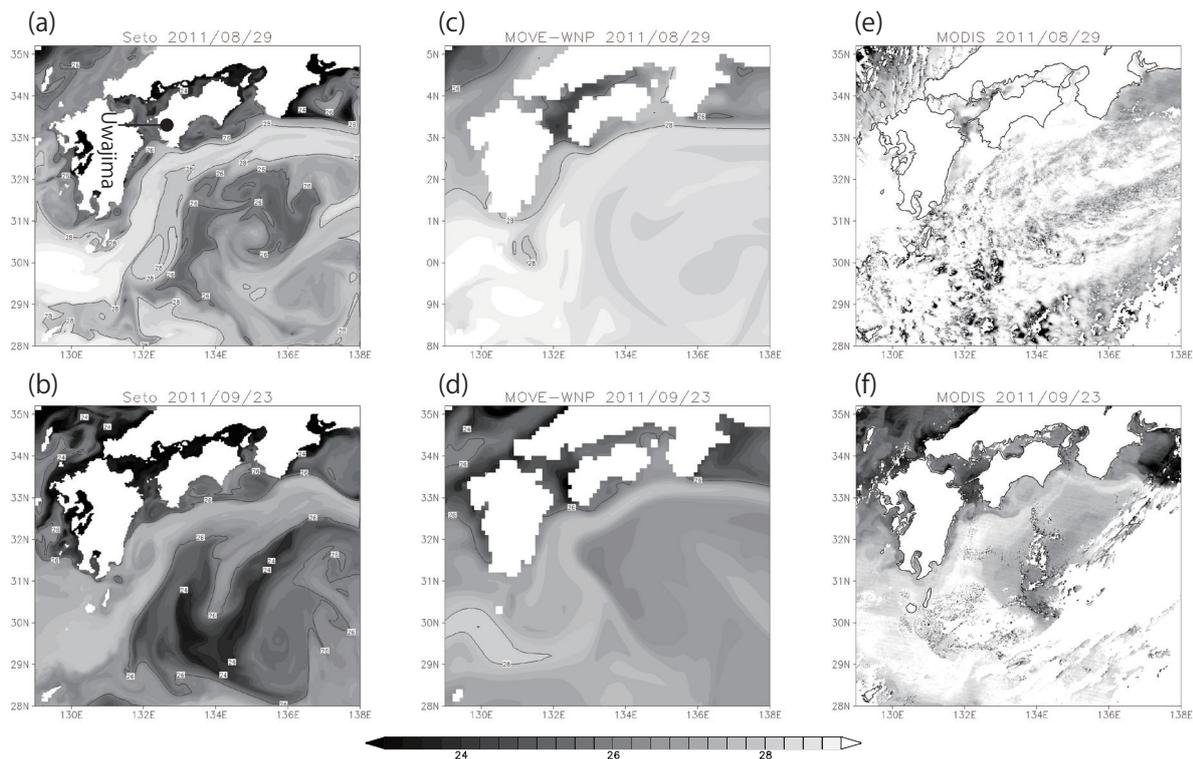
な特徴は現れなかった（図省略）．本テスト実験のより詳細な解析をもとに，モデルの改善に取り



第2図 MRI.COM-Setoにおける，(a) 3月，(b) 6月，(c) 9月，(d) 12月の月平均海面水温場
実験した3年間(2009-2011)の平均であり，等値線間隔は5°Cである。



第3図 第2図と同じ月平均海面水温場
ただし，2009-2011年の衛星観測から作成した(MODIS データセット，JAXA/ 東海大学提供)．作成のアルゴリズムにおいて，衛星軌道直下の縞状の低温帯を完全に除去することができなかった。



第4図 (a)(c)(e) 2011年8月29日と、(b)(d)(f) 2011年9月23日の、(a)(b) MRI.COM-Seto、(c)(d) 現行 MOVE/MRI.COM-WNP、及び (e)(f) 衛星観測による SST 場
 シェードの表示が第2,3図と異なり、等値線間隔は2°Cである。

組む予定である。

3.3 沿岸潮位

現在、沿岸潮位に関して観測データとテスト実験のモデルデータを比較して解析を進めているところではあるが、沿岸潮位の時間発展においても、ある程度は良好な結果が得られている。典型例として、豊後水道東側（四国沿岸）に位置する宇和島における水位の日平均偏差時系列を第5図に示す。黒太線は MRI.COM-Seto の結果を、灰黒線は気象庁管轄の潮位データの1日平均した時系列を観測値として示している（潮位データはタイド・キラー・フィルターを通すことで潮汐変動成分を取り除いた。一方、MRI.COM-Seto において海面気圧変化が考慮されていることに対応し、潮位データの海面気圧補正は行っていない）。両者を比べるとモデル結果は観測によく追従していた。2月には約 -20cm の水位が、5月に上昇し始め、8月以降は 15cm 程度になるという季節変化が観測されるが、モデルでも同様な変化が見られる。また、1日から数日周期の変動もある程度は似てお

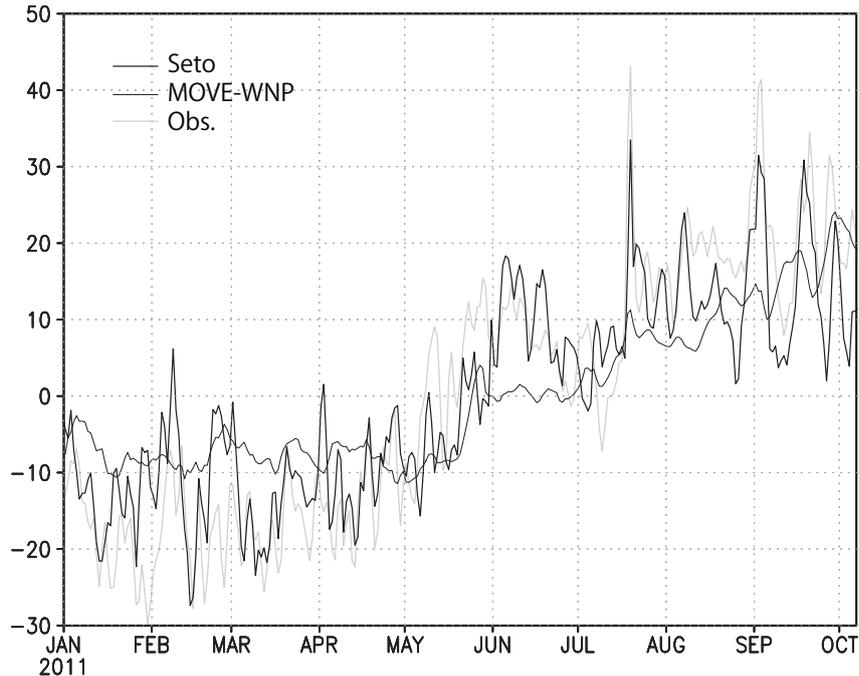
り、例えば7-9月の期間の突発的な上昇シグナルは、タイミングと上昇幅についておおよそ一致していた。一方で、現行モデルでは（黒細線）、海面気圧による吸い上げ、押し下げが組み込まれていないこともあり、水位変動特性は大きく異なっていた。宇和島の結果を見る限り、MRI.COM-Seto を用いることでフリーラン実験でも潮位の変動特性をよく捉えられることが示唆される。しかし、観測との差は平均で約 10cm と無視できるほど小さくはなく、さらなるモデル改善の余地もあると考えられる。

4. MRI.COM-JPN による実験の設定と結果

4.1 実験設定

日本全域版である MRI.COM-JPN も並行して開発と解析を継続して進めている。昨年度報告では、潮汐なしの長期実験結果を主に解析したが、今年度は潮汐を組み込んで長期フリーラン実験を新たに行った。この長期実験をケース CTL と呼ぶことにする。その手順は以下のとおりである。

1. 全球モデルを数千年スピニアップする。



第5図 宇和島における2011年1月1日から10月7日の水位の時系列(単位:cm)

MRI.COM-Setoの結果を黒太線, MOVE/MRI.COM-WNPの結果を黒細線, 潮位観測(タイド・キラー・フィルターあり, 海面気圧補正なし)を灰太線で示す. グラフは, 図示した期間の平均値からの偏差を日平均して示している. 宇和島の位置は図4aに示している.

2. 1982年から北西太平洋モデルを結合し, スピンアップを続ける.
3. 1999年12月から日本沿岸モデルを結合し, スピンアップを続ける.
4. 2000年5月11日から潮汐フォーシングを与える.
5. 実験を継続し, 2000年5月21日から2001年5月21日までの1年間を解析に用いる.

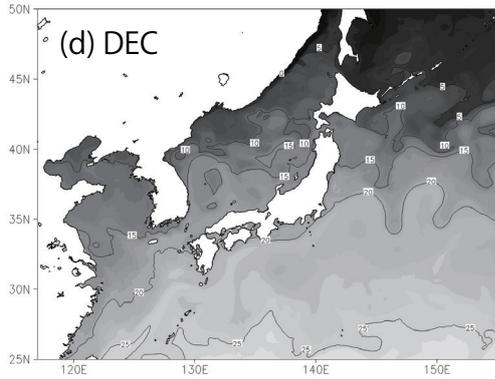
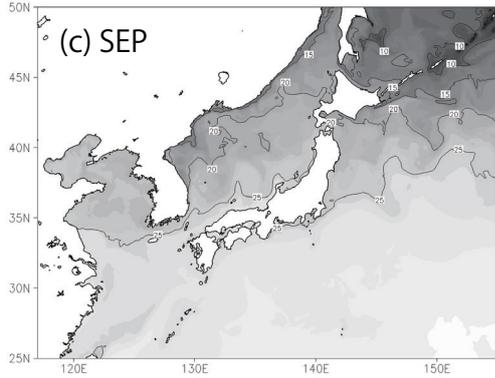
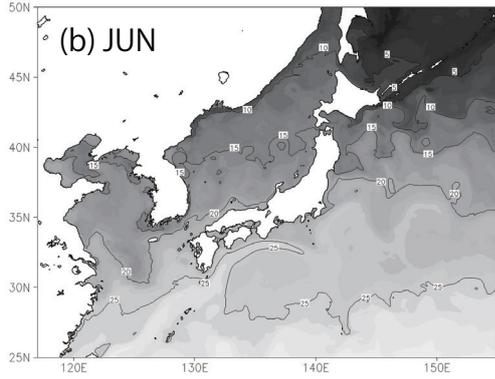
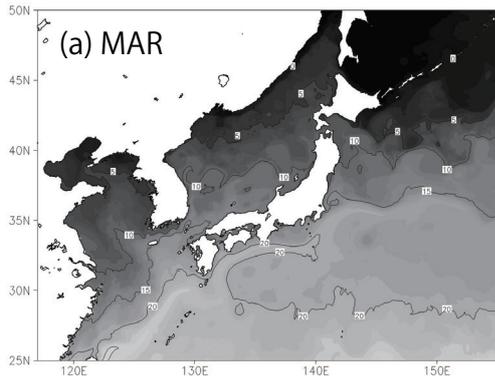
海面強制には全て経年変動データセットCORE2 (Griffies *et al.*, 2009)を使用した. 潮汐を陽に組み込んだ沿岸海洋モデルの長期積分は世界的に見てもほとんど例はなく, 本稿では解析の第一歩として, モデル中の海況の概要を紹介する. また, この長期実験(ケースCTL)に加えて, メソ数値予報モデルGPV (MSM) 外力を用いて山陰地方の高潮位偏差の再現を目的とした追加実験も事例実験として行った. この事例実験をケースMSMと呼ぶことにする. その詳細は4.3節で述べる.

4.2 海面水温

新たに開発した潮汐スキームを導入した初めて

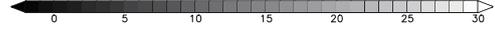
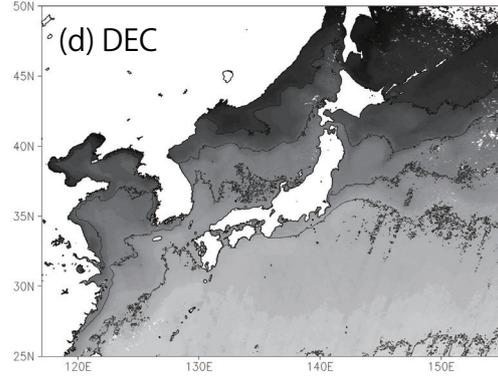
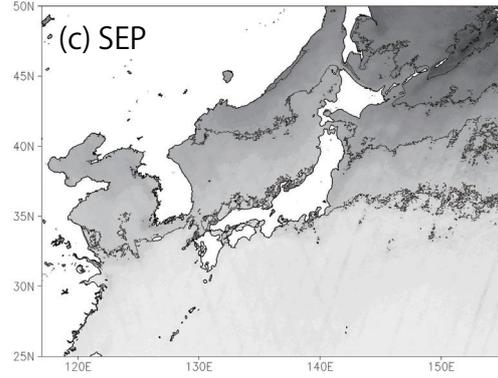
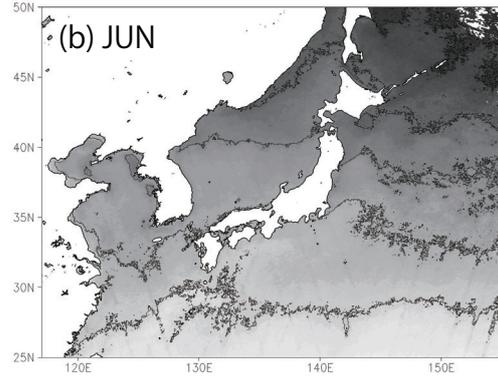
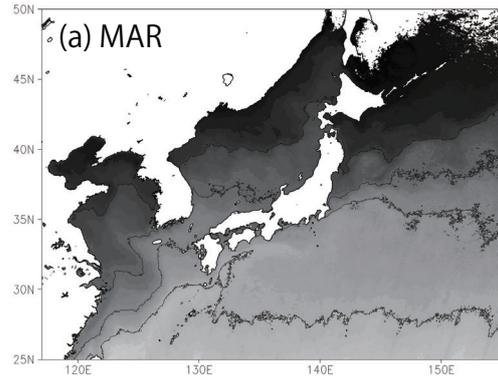
の長期積分だったが, モデルは安定して動作した.

3.2節にならって, 3月, 6月, 9月, 12月の月平均SST場をモデル結果と衛星観測それぞれで示す(第6図, 第7図). 1年間という平均期間の短さによりモデル結果では渦による変動が大きいものの, MRI.COM-Setoと同様にMRI.COM-JPNでも, 日本沿岸域の各季節のSST分布をよく再現できたと言える. 代表的な特徴を挙げると, 6月では, 黒潮に伴って続く高温水帯, 北海道東部までの低温水の分布がよく対応している. 9月では, 東シナ海から日本海へ流入する対馬暖流や, 千島列島沿いの低温シグナルがモデルでも見られる. 12月では親潮領域の水温低下, 3月では日本海北部と黄海の低温水も似た分布を示す. 以上のように, 水温観測データを全く利用しなくても, 日本周辺領域の海況の季節発展をモデル中で現実的に再現することができた. 現実的な大気データを海面境界条件として利用していることのみならず, これまで気象研究所で蓄積してきた海洋モデリングの知見によって (Tsuji *et al.*, 2011), 親モデルである全球, 北西太平洋モデルが海況を現実的によく再現できるようにチューニングされて



第6図 第2図と同じ月平均 SST 場

ただし、2000年5月21日から2001年5月20日までのMRI.COM-JPNの結果である。シェードの表示も異なる。



第7図 第3図と同じMODISデータセットによる月平均 SST 場

ただし、MRI.COM-JPNの領域を示し、シェードの表示も異なる。

いることが、この高い再現性に寄与したと考えられる。

MRI.COM-Seto と同様に、MRI.COM-JPN で再現された SST 場には小スケールの複雑な構造も多く現れた。しかし、昨年度報告でいくつかの例を記述したので、本稿では省略する。

4.3 2012 年台風第 16 号による山陰沿岸の高潮位偏差

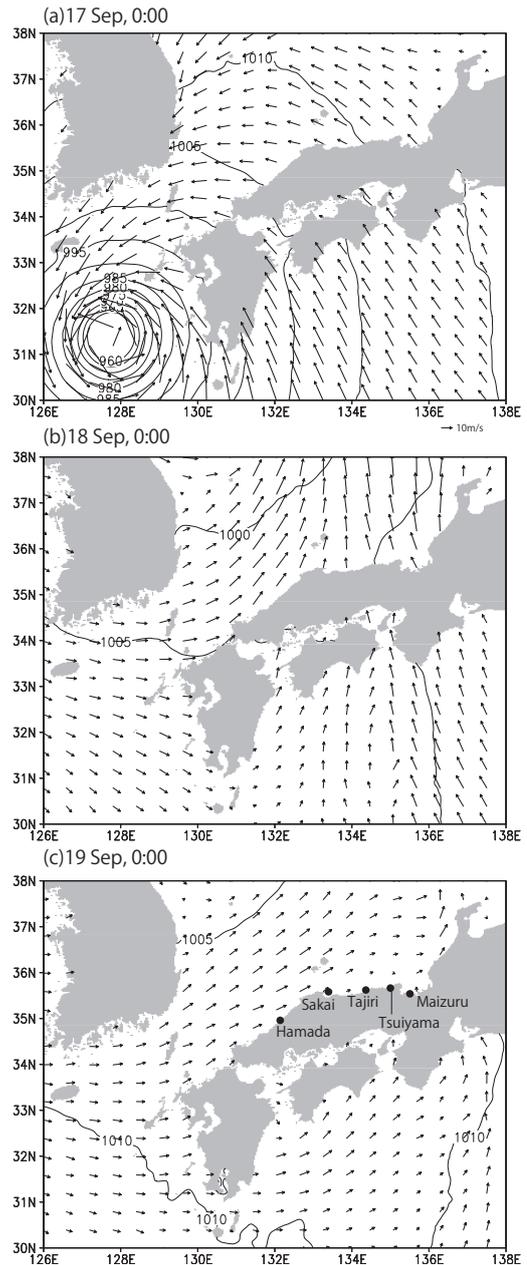
MRI.COM-JPN 及び MRI.COM-Seto では、沿岸の海洋事象で重要となるスキームの組み込みと高解像度化によって、沿岸域の様々な物理過程を表現する。そのため、海況予測だけでなく、異常潮位などの沿岸防災に対する基礎情報の提供も期待される。そこで我々は、過去の事例について事例実験を行い、沿岸防災への活用に関する検討を行っている。その一環として、昨年度報告では長崎湾のあびきの予測可能性を報告した（より詳細な解析は、坂本ほか（2013）を参照していただきたい）。本稿ではもう一つの事例として、2012 年 9 月 17～19 日に山陰沿岸で生じた高潮位偏差の事例実験の結果を示す。この事例は、16～17 日に九州に接近した台風第 16 号が主要な要因として既に指摘されていることを踏まえ（京都地方気象台・舞鶴海洋気象台気象速報）、その期間の大気強制を MRI.COM-JPN に与えて実験することで、観測された高潮位偏差が再現できるかを検証した。

事例実験の手順は以下である。本節では日付と時刻を JST で表記する。

1. 4.1 節で記述した長期実験（ケース CTL）途中の 2000 年 9 月 13 日 9 時の瞬間場を初期値に用いる。実験年は異なるが、ここでは 2012 年 9 月の場として扱う。
2. 2012 年 9 月 13 日 9 時から 19 日 21 時までの MSM の海上風と海面気圧を用いてモデルを駆動する（ケース MSM）。
3. 実験ケース MSM と CTL の海面高度（それぞれ η_{MSM} , η_{CTL} と表記）の差 $\Delta\eta = \eta_{MSM} - \eta_{CTL}$ を、通過した台風によって引き起こされた潮位偏差と考え解析を行う。これによって、潮汐や内部変動といった他の変動

要因をできるだけ取り除き、大気強制に対するモデル中の海洋応答に焦点を当てて解析する（ただし、大気強制を切り替えたことによる初期ショックがあるため、はじめの 3 日間（13～15 日）は解析に用いない）。

実験結果を示す前に、ケース MSM で用いた大気場を第 8 図に示す。16 日夜から 17 日朝にかけ

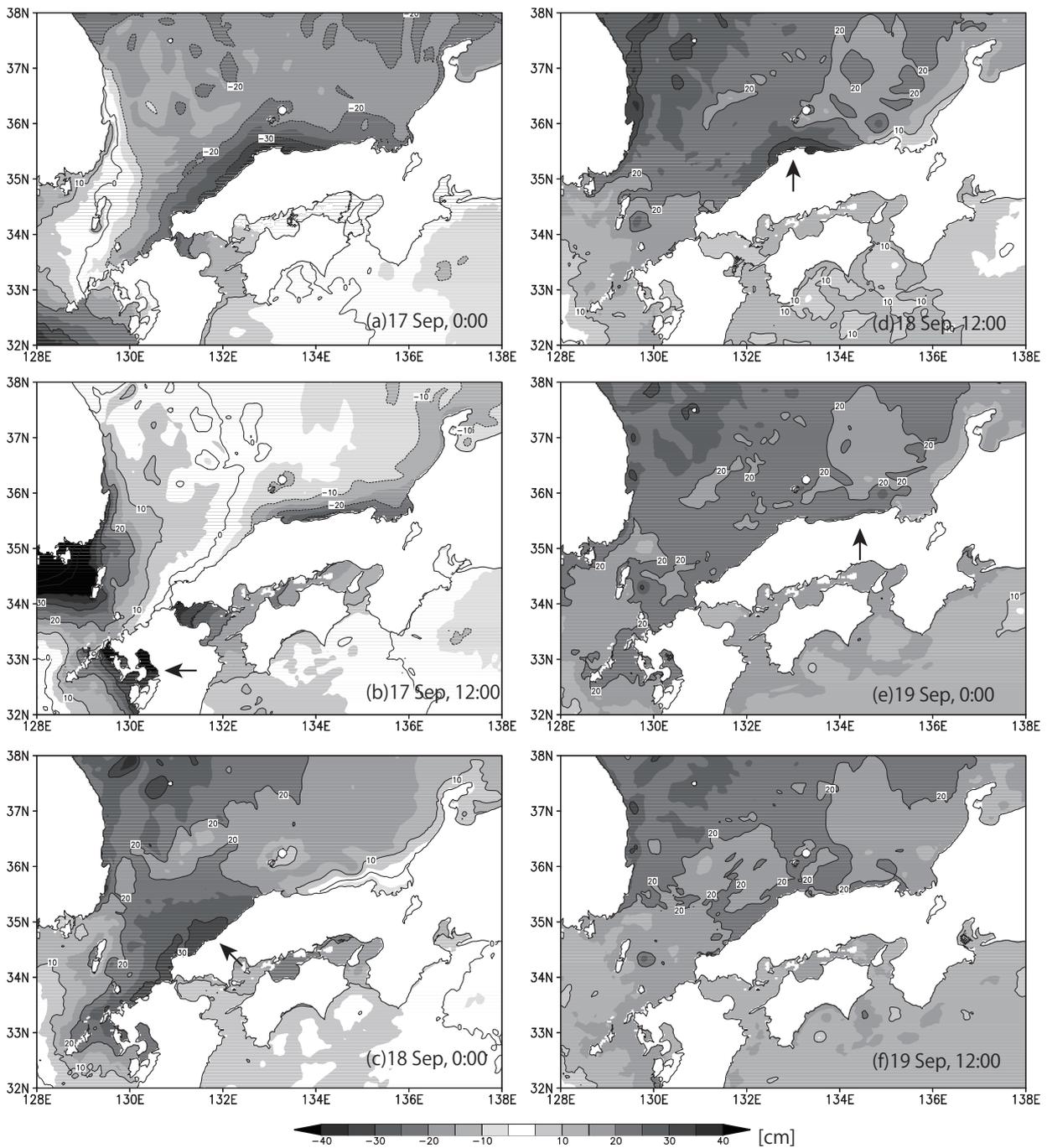


第 8 図 MSM データセットにおける、(a) 2012 年 9 月 17 日 0 時 (JST), (b) 18 日 0 時, (c) 19 日 0 時の海上 10m 風 (ベクトル) と海面気圧 (等値線) 風速の長さの基準は (a) 右下のとおり、海面気圧の等値線間隔は 5hPa である。

て中心気圧 960hPa 以下の強い台風第 16 号が東シナ海を北上し、その間は日本海側沿岸では東の風であった。台風が通過した後は、日本海沿岸では一転して南西～南の強い風（風速 10～20m/s）が継続して吹いていた。

本事例実験の結果では、台風通過によって励起

された高潮位偏差が、九州北部から山陰沿岸を東へ伝播する様子が明瞭に見られた。△η の時間発展を、台風接近時の 17 日 0 時から舞鶴付近で高潮位となった 19 日 12 時まで、12 時間ごとに第 9 図に示す。台風接近時には日本沿岸に正偏差は見られないが（第 9 図 a）、通過後に九州西岸に最



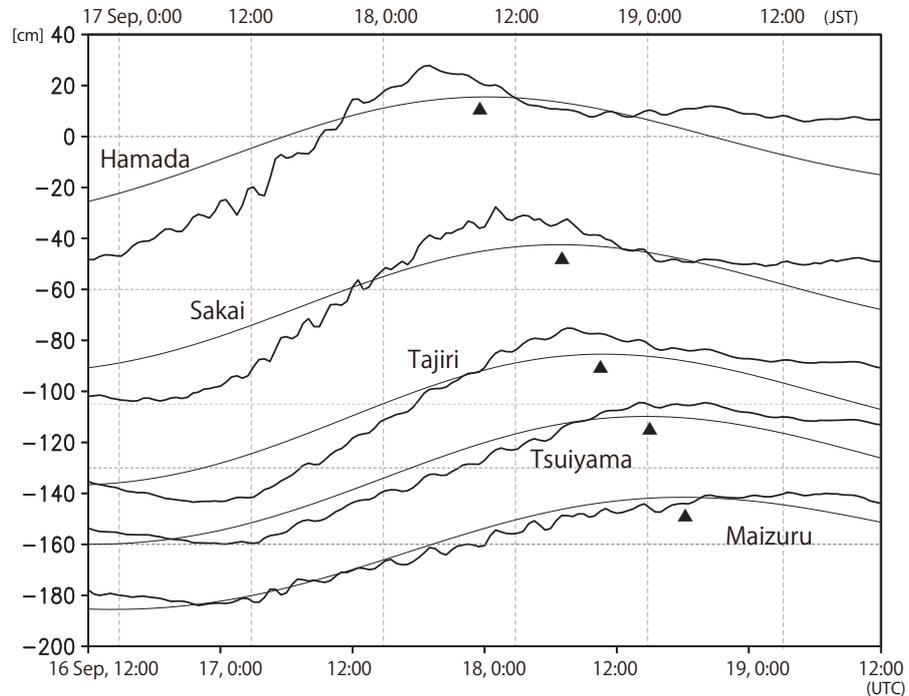
第 9 図 MRI.COM-JPN 山陰沿岸周辺における海面高度偏差 $\Delta\eta$ [cm] の時間発展を、2012 年 9 月 17 日 0 時 (JST) から 12 時間毎に 19 日 12 時まで示す (パネル a から f) 等値線間隔は 10cm であり、点線は負値を示す。図中の矢印は、山陰沿岸を東へ伝播する高潮位偏差を示す。

大 40cm の正偏差が現れ (第 9 図 b, 矢印), 山陰沿岸を東へ伝播する (第 9 図 c ~ e, 矢印). シグナルは 19 日 12 時頃に舞鶴まで到達し, その後はっきりとは見えなくなる (第 9 図 f). 詳細な力学はこれから検討する必要があるが, この時間変動からは, 東シナ海の南東の風 (第 8 図 a), または対馬海峡の南西の風 (第 8 図 b) によるエクマン輸送によって日本沿岸で水位が上昇し, その高潮位シグナルが沿岸波動として山陰沿岸を東へ伝播したと推察される.

この高潮位偏差の励起・伝播によって, 山陰沿岸各測点の地点の水位時系列に, 観測によく対応した変動がモデルにも引き起こされた. 16 日 21 時から 19 日 21 時までの 3 日間における $\Delta\eta$ の時間変化を, 観測とともに第 10 図に太線で示す (ここでは時間変動に注目するため, 3 日間の時間平均に対する偏差を両者とも示している). 最も西側の浜田では, $\Delta\eta$ は台風が通過した 17 日から上昇し始め, 1 日で 60cm 以上も上昇し, 18 日 3 時頃にはピークに達した. 他の地点でも台風

通過後にピークが現れたが, その時刻は東ほど遅く, 境でおよそ 18 日 9 時, 田後で 18 日 17 時, 津居山で 19 日 0 時, 舞鶴で 19 日 12 時頃であった. モデルにおける潮位偏差ピークのこのような出現は, 観測と比べて浜田で約 5 時間早く, 舞鶴で約 8 時間遅いなど若干の前後はあるが, 観測とおおむね一致している (第 10 図中▲). $\Delta\eta$ の上昇幅もモデルで 40 ~ 60cm と再現され, 観測 (40 ~ 50cm) に比べて若干大きいものの, ある程度は現実的な結果と言える. これは, 本モデルを用いた高潮位偏差の予測に向けて有意義な結果である.

しかし一方で, いくつかの測点で水位変化が急すぎるなど, 第 10 図で示した観測とモデル結果にはまだ無視できない違いがあり, 現在, この原因について調べている. また, モデル中で再現された波動の励起・伝播メカニズムなど詳しい力学についても, さらなる解析を進めているところである.



第 10 図 9 月 16 日 21 時 (JST) から 19 日 21 時までの浜田, 境, 田後, 津居山, 舞鶴における, モデルの潮位偏差 Δ (太線) と沿岸潮位観測 (細線, タイド・キラー・フィルター後, 気圧補正なし)

グラフは全て, 示した期間の平均値からの偏差である. また, 境, 田後, 津居山, 舞鶴はそれぞれ 60cm, 105cm, 130cm, 160cm だけ下げたグラフを描いており, 点線は地点それぞれのゼロを示す. 横軸の日付と時刻の表示は上側が JST で下側が UTC である. 図中の▲は最大潮位偏差が観測された時刻を示す. 各地点の位置は図 8c に示している.

5. まとめと課題

気象庁海洋気象情報室は、沿岸海況の監視・予測情報の高度化と、異常潮位などの沿岸防災に関する情報の発表に資することを目的とした「日本沿岸域海況監視予測システム」の現業運用を計画しており、2014年度中には瀬戸内海版が、その後には日本全域版の運用が開始される予定である。気象研究所海洋・地球化学研究部は、その計画を受けて、システムの基盤となる水平解像度約2kmの沿岸海洋モデルMRI.COM-Seto(瀬戸内海)及びMRI.COM-JPN(日本沿岸全域)の開発に注力している。本稿ではそれらのモデル設定について第2章で詳しく記述した。

そして次に、開発しているMRI.COM-Setoの再現性を検証するために、テスト実験として3年間のモデルフリーランを行った。テスト実験では安定して沿岸海洋シミュレーションが行われ、海面水温場の現実的な季節発展を再現することができた。また、MRI.COM-Setoにおいても、MRI.COM-JPNについて昨年度報告したのと同様に、10kmスケールの複雑な海洋運動が広く現れた。さらに、沿岸潮位の時間発展においても、ある程度の再現性が示された。

日本全域版であるMRI.COM-JPNも並行して開発と解析を進めている。一つの成果として、独自に開発した潮汐スキームを導入して長期実験を初めて実行し、現実的な海況の季節発展が再現されることを確かめた。また、2012年台風第16号によって9月17～19日に山陰沿岸で生じた高潮位偏差事例の事例実験も行った。実験では、台風通過によって励起された高潮位偏差が、九州北部から山陰沿岸を東へ伝播する様子が明瞭に見られた。それに起因して、モデルにおいて山陰沿岸の各測点の地点の水位時系列に、観測によく対応した変動が引き起こされた。本結果は、沿岸防災への本モデルの活用に向けて有意義な成果である。

現在も両モデルの開発は継続している。特にMRI.COM-Setoは、2014年度内の現業運用開始を目指し、気象庁海洋気象情報室と協力してさらなる改善に取り組んでいる。特に、第3.2節で指摘した、夏季の豊予海峡の低い海面水温が再現できない問題への対応として、沿岸潮汐混合パラメタ

リゼーションの導入を検討している。また、モデル再現性の定量的な評価として、沿岸潮位観測との系統的な比較もこれから行う必要がある。さらに、MRI.COM-Setoを基盤とした海洋データ同化システム「MOVE/MRI.COM-Seto」の開発が気象研究所海洋・地球化学研究部第二研究室によって取り組まれている。その結果は、測候時報本特別号の確氷主任研究官による論文を参照していただきたい。

謝辞

研究にあたり、気象研究所海洋・地球化学研究部部長蒲地政文博士、気象庁海洋気象課沿岸防災情報調整官野崎太氏、気象研究所海洋・地球化学研究部第二研究室の皆様、及び旧長崎海洋気象台の皆様には様々なご教示をいただいた。心から感謝の意を表します。

参 考 文 献

- Decloedt, T. and D. S. Luther (2010) : On a simple empirical parameterization of topography-catalyzed diapycnal mixing in the abyssal ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **40**, 487–508.
- Griffies, S. M., A. Biastoch, C. Böning, F. Bryan, G. Danabasoglu, E. P. Chassignet, M. H. England, R. Gerdes, H. Haak, R. W. Hallberg, W. Hazeleger, J. Jungclaus, W. G. Large, G. Madec, A. Pirani, B. L. Samuels, M. Scheinert, A. S. Gupta, C. A. Severijns, H. L. Simmons, A. M. Treguier, M. Winton, S. Yeager, and J. Yin (2009) : Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs). *Ocean Modell.*, **26**, 1–26.
- Griffies, S. M. and R. W. Hallberg (2000) : Biharmonic friction with a Smagorinskylike viscosity for use in large-scale eddy-permitting ocean models. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2935–2946.
- Isobe, A., X. Guo, and H. Takeoka (2010) : Hindcast and predictability of sporadic Kuroshio-water intrusion (Kyucho in the Bungo Channel) into the shelf and coastal waters. *J. Geophys. Res.*, **115**, C04023.
- Noh, Y. and H. J. Kim (1999) : Simulations of temperature and turbulence structure of the oceanic boundary layer with the improved near-surface process. *J. Geophys.*

- Res.*, **104**, 15.
- Prather, M. J. (1986) : Numerical advection by conservation of second-order moments. *J. Geophys. Res.*, **91** (D6), 6671–6681.
- 坂本圭・山中吾郎・辻野博之・中野英之・平原幹俊 (2013) : 次世代日本近海予測モデル MRI.COM-JPN によるあびきの予測可能性. *海と空*, **88**, (3), 15–28.
- Sakamoto, K., H. Tsujino, H. Nakano, M. Hirabara, and G. Yamanaka (2013) : A practical scheme to introduce explicit tidal forcing into an OGCM (accepted). *Ocean Sci.*
- Tsujino, H., M. Hirabara, H. Nakano, T. Yasuda, T. Motoi, and G. Yamanaka (2011) : Simulating present climate of the global ocean-ice system using the Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM): simulation characteristics and variability in the Pacific sector. *J. Oceanogr.*, **67**, 449–479.
- Umlauf, L. and H. Burchard (2003) : A generic length-scale equation for geophysical turbulence models. *J. Marine Res.*, **61** (2), 235–265.
- 柳哲雄・大庭哲哉 (1985) : 豊後水道の Tidal Front. 沿岸海洋研究ノート, **23** (1), 19–25.