

---

## 特集「波浪・潮汐に係る海域特性の調査及び支援資料作成技術の向上」

---

### 水平解像度 2km の日本近海モデルの開発 - 次世代日本沿岸監視予測システムに向けて

坂本 圭・山中 吾郎・辻野 博之・中野 英之・平原 幹俊\*

#### 要 旨

気象研究所では、異常潮位・副振動・急潮などの沿岸防災に資する情報発表や、沿岸海況の監視・予測情報の高度化を目的とした「次世代日本沿岸監視予測システム」を開発している。本システムの基盤となる水平解像度 2km の日本近海モデルは、気象庁の海況監視・予測業務で運用されている海洋総合解析システム (MOVE/MRI.COM-WNP) の海洋モデル (水平解像度 10km) と比較して約 5 倍の解像度をもつため、従来の黒潮・親潮・中規模渦に加えて、沿岸域の海況現象まで扱うことが可能になる。本稿では、日本近海モデルの概要と、予備実験における沿岸海況、あびき (長崎湾副振動)、潮汐の再現性を簡単に紹介する。

#### 1. はじめに

現在、気象庁では、黒潮、親潮や中規模渦といった 100km スケールの外洋の海洋現象を主な対象とした海況監視・予測システム「MOVE/MRI.COM-WNP」を運用している (<http://www.data.kishou.go.jp/db/kaikyo/ocean/forecast/month.html>) (石崎ほか,2009)。このシステムではそれまでの海洋監視システムに対して、数多くの高度化がなされたが、解像度の制限もあり沿岸海域はカバーしていない。しかし、近年の計算機資源の増大によってモデルの高解像度化が可能になりつつあり、MOVE/MRI.COM-WNP を沿岸海況の監視・予測や異常潮位・副振動・急潮などの沿岸防災にも資する「次世代日本沿岸監視予測システム」へと発展させることが計画されている。この新しいシステムでは、従来の 100km スケールの現象に加えて 10km スケールの沿岸現象も監視対象とす

る。将来的には、大気場によって直接に引き起こされる高潮等の顕著現象に関わる沿岸防災情報の高度化、日本沿岸海域における汚染物質の拡散といった物質輸送や水質環境に関する情報、生態系変動を把握するための基礎情報などの作成に活用する可能性も考えられる。

上記の計画を受け、気象研究所海洋・地球化学研究部第一研究室では、システムの基盤となる日本近海モデル「MRI.COM-JPN」を開発している。本モデルでは、現行モデルと同程度の水平解像度約 10km の北西太平洋モデルに、解像度約 2km の日本近海モデルをネスティング結合し、ダウンスケーリングを行う。およそ 5 倍の高解像度化によって、10km スケールの日本沿岸の地形や海洋現象の表現を試みる。また、沿岸で重要となる様々な物理過程も新たにモデルに組み込む。例えば、潮汐、海面気圧変化に伴う吸い上げ効果、沿岸域に

---

\* 気象研究所海洋研究部 (現 海洋・地球化学研究部)

対応可能な鉛直混合スキーム、小スケールの現象に適した拡散スキームなどである。

このような日本全域を対象とした大規模な沿岸モデリングはこれまで例がなく、開発において解決すべき課題は多い。特に、沿岸海況の監視・予測に加えて、異常潮位などの新たな沿岸防災情報の提供にも利用が計画されていることから、様々な観点からの包括的なモデル検証が不可欠である。本稿ではその第一歩として、モデルの概要を紹介したうえで（第2章）、モデルで再現された四国沖と道東沖の沿岸海況（第3.1節）、あびき（長崎湾副振動）の予測可能性（第3.2節）、沿岸潮位変動の再現性（第3.3節）を示す。最後に、これまでの成果と今後の課題をまとめる（第4章）。

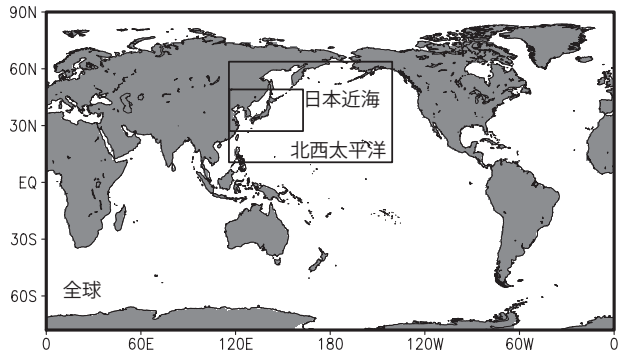
## 2. モデル

### 2.1 MRI.COM-JPN

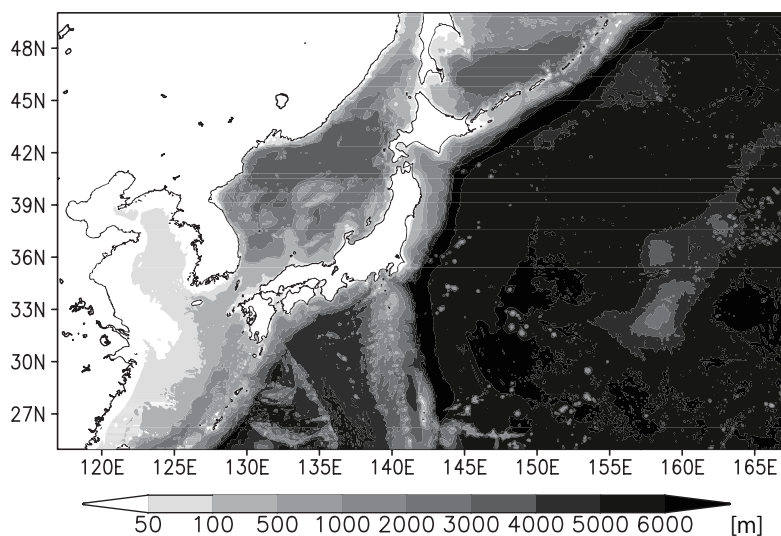
開発中のモデルMRI.COM-JPNは、全球、北西太平洋(117°E - 140°W, 10°N - 63°N)、日本近海(117°E - 167°E, 25°N - 50°N)の3つのモデルを結合した2段階ネスト・モデルである（第1図）。水平解像度は全球1°×1/2°、北西太平洋1/11°×1/10°、日本近海1/33°×1/50°であり、日本近海モデルの水平解像度は約2kmと、現行MOVE/MRI.COM-WNPの約10kmのほぼ5倍に高解像化している。日本近海モデルの海底地形を第2図に示す。

高い水平解像度によって、外海に開けた陸棚域とともに東京湾や大阪湾、伊勢湾のような内湾及び瀬戸内海のような内海などの日本の主要な沿岸地形を表現できている（第3節で示す沿岸海況の結果も参照）。現在、全モデルとも鉛直50層とし、層厚は海面4mから深層600mまで変化する。

基盤となる数値モデルには気象研究所共用海洋モデルMRI.COM (Tsuji no *et al.*, 2010, 2011)の最新開発版 (version 3.1) を用いる。この数値モデルは、自由海面、 $z-\sigma$ 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る。沿岸モデルとしても研究ベースでは既に使用されており (Sakamoto *et al.*, 2010), 沿岸海況の高精度



第1図 結合する3つのモデルの領域  
 全球の水平解像度は1°×1/2°、北西太平洋は1/11°×1/10°である。



第2図 日本近海モデルの海底地形  
 水平解像度は、1/33°×1/50°(約2km)である。

な再現を目的として様々なスキームが導入されている。主なスキームとしては、底層混合にも対応できる Generic Length Scale 鉛直混合スキーム (Umlauf and Burchard, 2003), 数値拡散の小さい Second Order Moment トレーサー移流スキーム, 小スケール現象に適した Smagorinsky 倍調和型水平粘性 (Griffies and Hallberg, 2000), 海氷特性を詳細に表現できるカテゴリー海氷モデル (Mellor and Kantha, 1989; Hunke and DuCowicz, 1997, 2002) などである。また、沿岸の海面高度変動を予測するのに必要な、海面気圧変化による海面の押し下げ、吸い上げを考慮できる。更に、第3.3節で示すように、潮汐を陽に導入する新しいスキームも組込んでいる。

全球、北西太平洋、日本近海の3つのモデルは、いわゆる2段階双方向オンライン・ネスティングで結合する。これは、計算ステップごとに(オンライン)、親モデルから子モデルへ側面境界のデータを渡すと同時に、子モデルの水温・塩分場を用いて親モデルの内部領域を修正する(双方向)という手法である。

この手法では、親モデル(全球と北西太平洋)の計算とデータ通信によって数値コストは増えるが、沿岸モデリングにおいて様々なメリットがある。一つは、これまでノウハウを蓄積してきた北西太平洋モデルを日本近海モデルの側面境界に利用できることである。沿岸モデルにとって側面境界条件は支配的な制約であり、その精度は非常に重要である。実際、第3.1節で沿岸親潮の例で示すように、北西太平洋モデルによって海盆スケールの季節発展を現実的に表現することが、沿岸海況の再現性向上に直接に貢献する。もう一つは、沿岸モデルへの様々なスキームの導入が容易になることである。つまり、各スキームの導入において側面境界の扱いは常に問題となるが、親モデルにも同じスキームを組込むことで、この問題が回避できる。

## 2.2 テスト実験

MRI.COM-JPN の検証の第一歩として、標準的な海面フラックス・データセットを用いたテスト実験を行った。用いたデータセットは Coordinated

Ocean-ice Reference Experiments Version 2 (CORE2) であり、風応力、顕熱・潜熱、蒸発・降水等の大気フラックスを Griffies *et al.* (2009) のデータセットと Large and Yeager (2004) のバルク式をもとに与える。データセットは経年変動データであり、風、気温、海面気圧、比湿は6時間平均値、放射は日平均値、降水量は月平均値である。また、河川による淡水流入も、水平解像度1°の月平均値としてデータセットに含まれ、今回のテスト実験でも使用した。この海面強制を用いて以下の手順でモデル実験を行った。

1. 全球モデルを単独で1000年以上にわたって積分し、準定常かつ現実的な場を得る。(全球モデル結果のパフォーマンスについては、Tsuji no *et al.* (2011) を参照されたい。)
2. 全球モデルに北西太平洋モデルを結合し、1983年1月から1999年12月までスピニアップする。
3. 更に日本近海モデルを結合し、1995年を対象にした予備実験を行った後、1999年12月から2001年末まで積分する。この積分では潮汐スキームは使用していない。

以上で得られた、2000年又は2001年の日本近海モデルの結果を主に解析に用いる。ただし、沿岸海況の再現性については、1995年を対象に行った予備実験の結果も使う(第3.1節)。また、あびき再現実験(第3.2節)と潮汐組み込み実験(第3.3節)では、2001年5月11日の瞬間場を初期値とした追加実験の結果を主に示す。

## 3. 結果

### 3.1 沿岸海況

2kmという高い水平解像度を用いることで、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た。日本全域を覆うMRI.COM-JPNには多くの現象が再現されるが、モデル中の沿岸海況の典型例として四国沖と道東沖を示す。

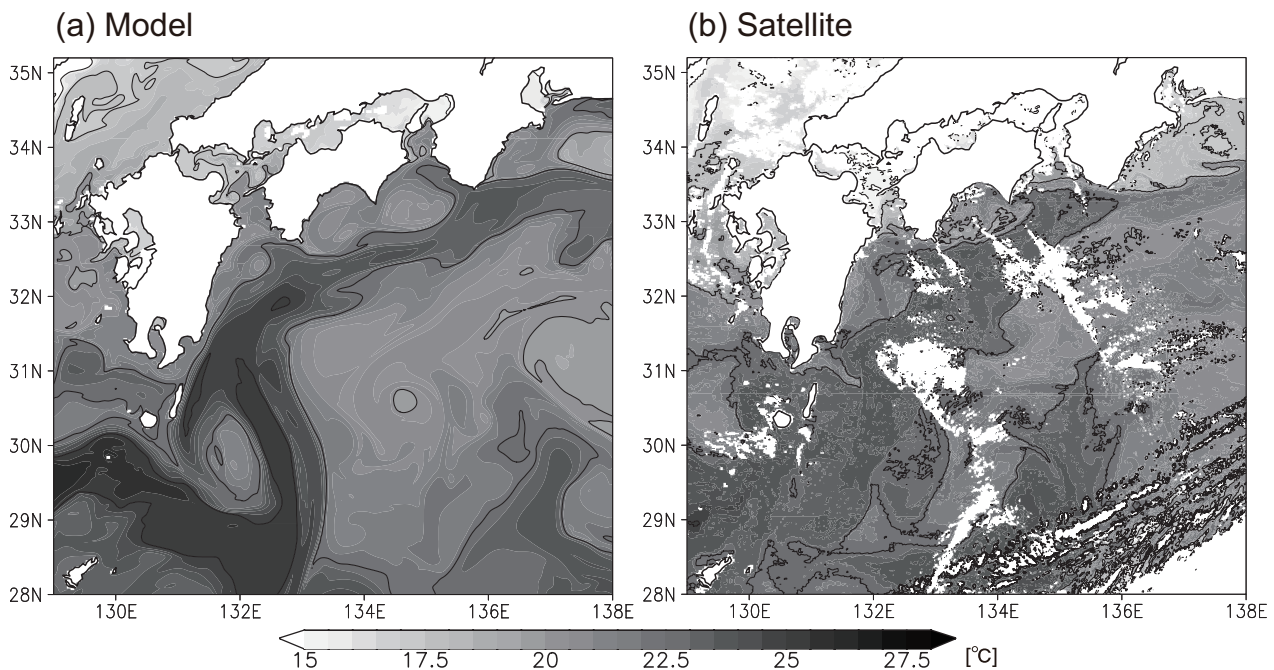
四国沖5月のモデル海面水温と、同じ季節における衛星観測を第3図に示す。両者は年が異なっているため、中規模渦の存在(第3図aの132°E, 30°Nの冷水渦など)などの違いがあるが、モデルの水温分布パターンは観測とおおよそ共通し

ている。両者とも、日本南岸に沿って東進する黒潮に伴って、22.5℃以上の高い水温帯が存在する。とりわけ注目されるのが、東シナ海、豊後水道、高知沖、紀伊水道等の沿岸域と黒潮北側との境界領域において、高温な黒潮水が数十 km スケールの渦を巻きながら沿岸域に流入する様子が両者で明瞭にみられることである。この流入は暖水波及と呼ばれ、急潮を引き起こすことや、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、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。

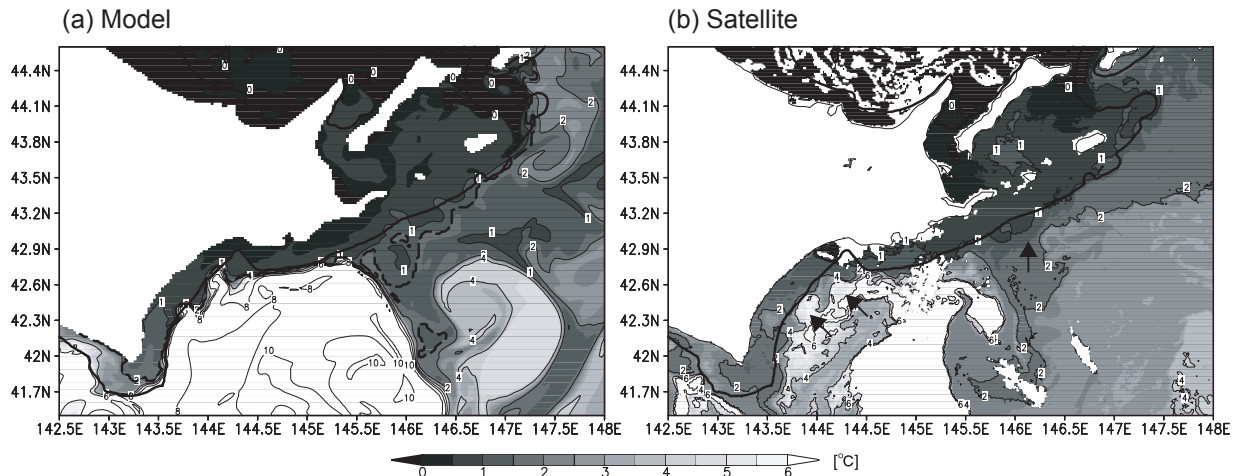
もう一つの沿岸海況の再現例として、道東沖 2 月の海面水温を第 4 図に示す。観測では、陸棚上 (太線で示した 150m 等深線より沿岸側) に 1℃以下の低温な沿岸水、沖側には 1-4℃と比較的高温な親潮水があり、145°E を中心に 6℃以上となる暖水渦がみられる。これらの水塊分布は、たまたま暖水渦が同じような位置にあることもあり、モデルによって非常によく再現された。とり

わけ、沿岸水と外洋水の間、陸棚縁前線とみられるシャープな水温前線構造がモデルでもよく表現されたのが特徴的である。前線には 30-50km の波動状擾乱もみられ、衛星観測とよく似ている (第 4 図 b 中の矢印)。このような陸棚縁前線は現行モデルでは再現できず、これも高解像度化によって小スケールの沿岸現象が再現できるようになった一例である。

陸棚上の低温な沿岸水は、冬季に現れる「沿岸親潮」と呼ばれる沿岸流によって、オホーツク海から北海道沿岸を西に輸送される (Kono *et al.*, 2004; Oguma *et al.*, 2008)。よって、MRI.COM-JPN で現実的な沿岸海況を再現できた理由の一つは、高解像度化が沿岸親潮の再現性を向上させたためと考えられる。そこで、モデル中の沿岸親潮の流れを可視化するためにトレーサー流し実験を行った (第 5 図)。具体的には、根室海峡と国後水道を通してオホーツク海から太平洋に流入した海水にトレーサー濃度 1 を与え、その時間発展を移流拡散方程式から求めた。実験を始めた 1 月 9 日から 10 日後には北海道東部陸棚にとどまって



第 3 図 (a) 日本近海モデルの四国沖における 2001 年 5 月 10 日の海面水温分布  
 (b) 同じ季節 (2010 年 5 月 12 日) の衛星観測 (JAXA/ 東海大学提供)  
 どちらも等値線間隔は 2.5℃であり、シェードも同じである。



第 4 図 (a) 日本近海モデルの道東沖における 1995 年 2 月 10 日の海面水温分布  
 (b) 同じ季節 (2007 年 2 月 22 日) の衛星観測 (JAXA/ 東海大学提供)  
 どちらも等値線間隔は 1°C であり, シェードも同じである. また太線は陸棚縁に相当する 150m 等深線を示す. (b) 中の矢印は沿岸水と外洋水の間の前線の波動的シグナルを示す.

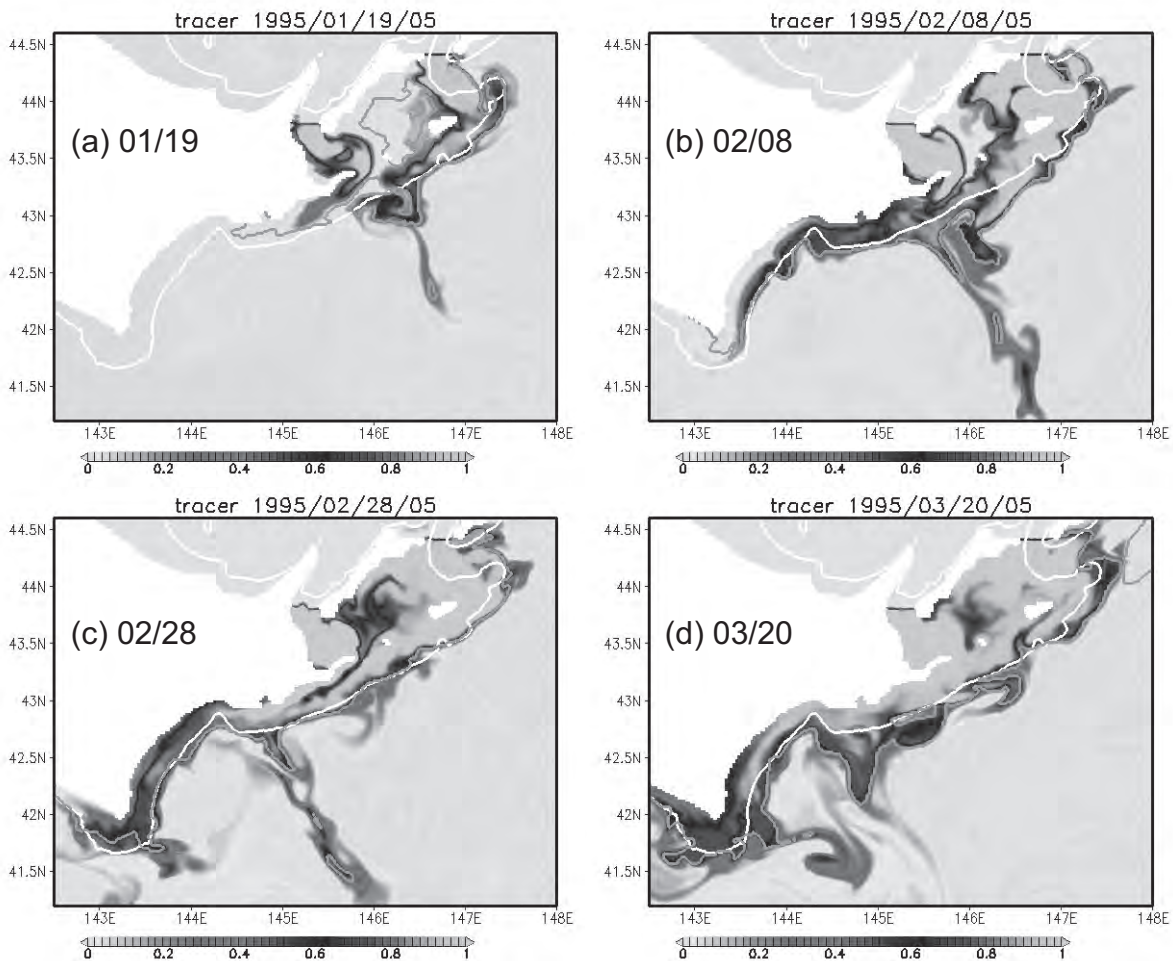
いた沿岸水が (第 5 図 a), 幅約 10km の沿岸親潮によって西へと運ばれる様子がよくわかる. 沿岸親潮はほぼ陸棚縁に沿って流れ, 3 月には襟裳岬を超えて西の日高湾へと流入する (第 5 図 d). その間, 十から数十 km スケールの渦の活発な発達によって海水交換も行われるものの, 外洋水との間にシャープな前線が維持された. 陸棚縁に捕捉された沿岸親潮が沿岸水分布の再現に重要であることを, トレーサー実験はよく示している. また, もう一つの理由として, 北西太平洋モデルによって海盆スケールの季節発展がよく再現され, 沿岸水の起源である, オホーツク海低温水の道東海域への供給が現実的に表現されたことも挙げられる. 詳細については, 本モデル結果の解析から沿岸親潮を駆動する力学を明らかにした Sakamoto *et al.* (2010) を参照していただきたい. このように, ネスティングによって, 沿岸の小スケールの運動と, 海盆スケールの季節発展を同時に表現できることが, 沿岸海況の再現性に重要であると結論付けられる.

### 3.2 あびき

現行の MOVE/MRI.COM-WNP は, 大スケールの海洋循環を監視対象としており, 個別の沿岸域における防災への貢献は想定していなかった. MRI.COM-JPN では, 高解像度化とスキームの導

入により沿岸域の多様な海洋現象を表現できるため, 新たな沿岸防災情報の提供にも寄与が期待される. しかし, 副振動や急潮といった代表的な沿岸災害は突発的な現象であり, 海洋モデルによってそのような時間スケールの短い過程を監視・予測するのは, 世界的にみてもあまり例はなく挑戦的な課題である (Renault *et al.*, 2011). ここでは, そのような突発事象の例として「あびき」(長崎湾副振動) に注目し, その予測可能性について検証する.

あびきとは, 九州沿岸で発生する副振動 (周期が数分から 1 時間程度の海面高度の振動) である (志賀ほか, 2007). 特に長崎湾では, 振幅 40cm 以上のあびきが年に平均 45 回と多数発生し, ときには狭い湾奥で全振幅が 3m を超え大きな被害を引き起こす (赤松, 1982). あびきの発生過程に関して, トリガーとなる気象擾乱の発生メカニズムは様々提案され今も議論中である一方 (Tanaka, 2010), 海洋応答については基本的なメカニズムが明らかになっている (Vilibić *et al.*, 2004; Monserrat *et al.*, 2006). 特に長崎湾に関しては, Hibiya and Kajiuira (1982) のモデル実験によって, 東シナ海上の突発的な海面気圧急昇をトリガーとしてあびき発生が再現されている. そこで本節では, Hibiya and Kajiuira (1982) と同じ強制力を用いることで, MRI.COM-JPN によって同様



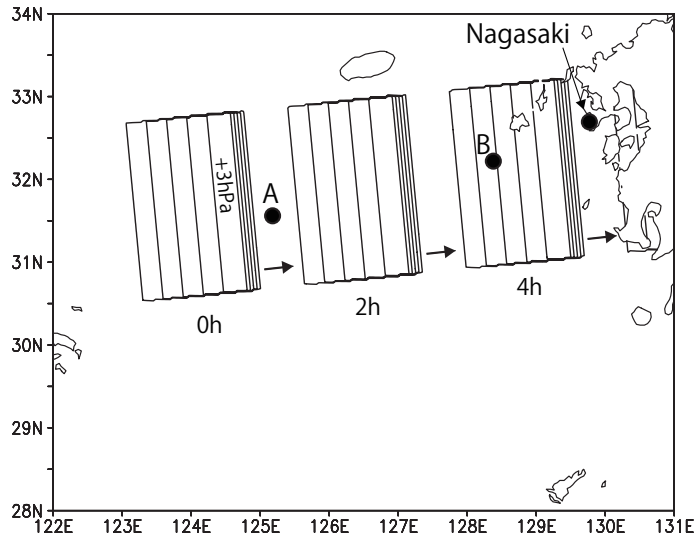
第5図 (a)1月19日, (b)2月8日, (c)2月28日, (d)3月20日の, 海面におけるパッシブ・トレーサー濃度分布

トレーサー流し実験の詳細については本文をみよ. 灰色線は水温 2°C以下, 塩分 32.6 以下で定義した沿岸水の境界を, 白線は 150m 等深線を示す.

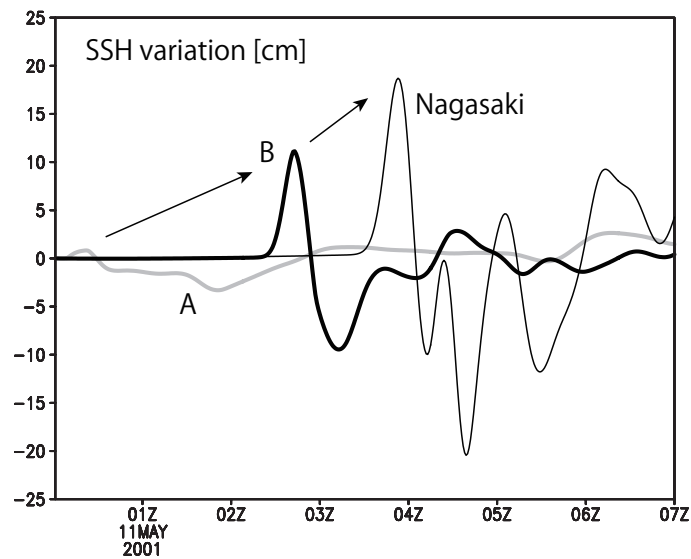
にあびきが再現できるかを確かめる.

実験の初期値にはテスト実験中の 2001 年 5 月 11 日 0 時 0 分の瞬間場を用いる. Hibiya and Kajiura (1982) が用いた海面気圧擾乱を第 6 図に示す. 気圧偏差は長方形型で, 最大  $\Delta p = 3 \text{ hPa}$ , 擾乱前面から偏差が最大となるまでの距離 28 km, そこから後面までの距離 169 km, 擾乱の幅は 241 km である. 東方から北  $5.6^\circ$  の方向に毎分 1.88 km で進む. この偏差は, 海面を  $-\Delta p / (\rho g) \sim 3 \text{ cm}$  変化させる, つまり海面を約 3 cm 押し下げるのに相当する (ここで海水密度  $\rho = 1.036 \text{ g cm}^{-3}$ , 重力加速度  $g = 981 \text{ cm s}^{-2}$ ). 実験の時間ステップ間隔は傾圧モード 1 分, 順圧モード 7.5 秒とし, 7 時間の積分を行った.

実験で再現された, 第 6 図中の 3 点における海面高度変化を第 7 図に示す. 東シナ海西部の A 点では, 気圧急昇が通過する 0 時 30 分頃に海面上昇がみられるが, その大きさはせいぜい 2 cm と小さい. 東部の B 点では気圧擾乱が 2 時 30 分頃に通過し, 海面高度変化は A 点よりずっと大きく, 12 cm 上昇した後に 10 cm 下降する. この A 点, B 点における時間変動は, Hibiya and Kajiura (1982) による実験とよく一致する (彼らの論文の Fig. 8). この結果は, 東シナ海を気圧急昇が東進する間に, 海面強制波と自由海面波の間の共鳴によって波振幅が増幅する, いわゆるプラウドマン共鳴過程が本モデルでも再現されたことを意味する (宇野木, 1993). これは, MRI.COM-JPN



第6図 あびき実験で与えた Hibiya and Kajiura (1982) と同じ海面気圧急昇等値線間隔は 0.5hPa であり，実験開始から 0, 2, 4 時間後の気圧偏差分布を示している．最大 3hPa の長方形型偏差を毎分 1.88km で東微北に動かす．図中 A, B, Nagasaki の点の海面高度変化を図 7 に示す．



第7図 実験開始から終了までの (7時間), 東シナ海 (図6のA点:灰色線, B点:太線) と長崎沿岸 (細線) における海面高度の時間変化値は, 実験開始時の海面高度からの差を示す．

によってあびき発生の予兆を検出できる可能性を示す結果である。

一方で，この実験では課題も明らかになった．第7図が示すように，長崎沿岸には4時0分頃に第一波が到達し，30-60分の周期の副振動が発生した．その振幅は約20cmと，B点に比べて更に増幅したものの，Hibiya and Kajiura (1982) では幅1km，長さ8kmの長崎湾奥で振幅140cmに

達する副振動を再現している．本モデルの水平解像度2kmではそのような湾内の更なる増幅は表現できないため，本モデル結果をもとに副振動の大きさを評価する場合には，湾内の増幅過程を別に考慮する必要がある（その方法の一つに，本モデルからより高解像度の領域モデルへもう一段階のダウンスケーリングが考えられ，本システムの将来的な高度化に向けて今後検討したい．）．また

別の課題として、あびきのトリガーとなる海面気圧急昇をリアルタイムかつ高精度に海洋モデルに与える手法についても検討が必要である。このように、実際の運用に向けて課題は残るが、東シナ海におけるあびきの増幅シグナルがMRI.COM-JPNによって捉えられたのは、沿岸防災情報の高度化に向けた今後のモデル開発に有意義な結果といえる。あびきの予測可能性に関するより詳細な解析と議論は、坂本ほか(2013)を参照していただきたい。

### 3.3 潮汐の導入

これまで示してきた結果は、現行のMOVE/MRI.COM-WNPと同様に、潮汐を組込んでいない。しかし、例えば潮汐前線の形成など(柳・大庭, 1985)、沿岸域においては潮汐は支配的な要素であり、その混合や移流の効果は無視できない。そこで海況再現性の向上を目指し、MRI.COM-JPNへの潮汐の陽な組み込みに取り組んでいる。本節では、導入した潮汐の再現性について示すため、40日間のテスト実験における沿岸潮位変動の精度を主に解析する。

潮汐の導入においては、既存の潮汐スキーム(Schiller, 2004)では再現性が不十分だったため、新たにスキームを開発した(論文投稿中, Sakamoto *et al.*, 2013)。このスキームでは、平衡潮汐ポテンシャルを全球、北西太平洋、日本近海の全てのモデルにフォーシングとして与え、他の物理場と同様に潮汐場(潮位と潮流)もモデルの中で予測する。潮汐導入のテストとして、あびき実験と同様に2011年5月11日の瞬間場を初期値とし、主要8分潮を与えて40日間モデル積分した。潮位の再現性の検証には、沿岸潮位観測に加えて、順圧潮汐モデルに衛星と沿岸の海面高度観測を同化したMatsumoto *et al.* (2000)による日本近海データセット(NAO.99Jb)を用いた。

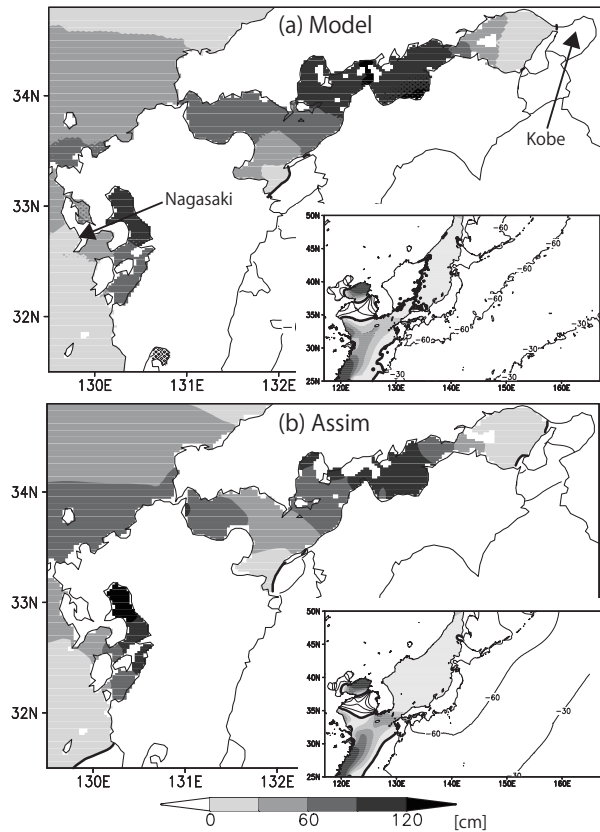
モデルによる潮位場の例として、実験終了時の海面高度偏差を第8図aに示す。同化モデル結果(第8図b)と比べると、日本近海モデル全域でも瀬戸内海域でも昇降のパターンと大きさがよく対応している。例えばゼロ線(太線)は、日本海を除いて宗谷海峡、津軽海峡、鳴門海峡、豊予海峡、

東シナ海、黄海でほぼ一致する。また、全球、北西太平洋モデルでも精度良く潮位を再現することができた(図省略)。

次に、実際の沿岸潮位観測と比較する。長崎港における2日間の潮位変化では、位相、振幅とも同化モデルに迫る再現性がみられた(第9図a)。再現性を定量的に評価するため、Arbic *et al.* (2004)にならって、潮位変動のうちモデルによって再現された割合(捕捉率  $r$ )を求める。

$$r = 1 - \left( \frac{\text{誤差RMS}}{\text{潮位変動RMS}} \right)^2 = 1 - \frac{(\eta_i - \eta_i^o)^2}{(\eta_i^o)^2}$$

ここで  $\eta_i$  と  $\eta_i^o$  はモデルと観測それぞれの沿岸



第 8 図 (a) 潮汐実験終了時(2011年6月20日 0:00)における日本近海モデルの海面高度偏差 (b) 解析モデル(Matsumoto *et al.*, 2000)による同時刻の潮位

正值(シェード)は25時間平均からの上昇, 負値(等値線)は下降を示す(どちらも30cm間隔)。太線はゼロを, 挿入図はモデル全域を示す。(b)は海面高度観測(衛星と沿岸潮位)を順圧潮汐モデルに同化した結果。



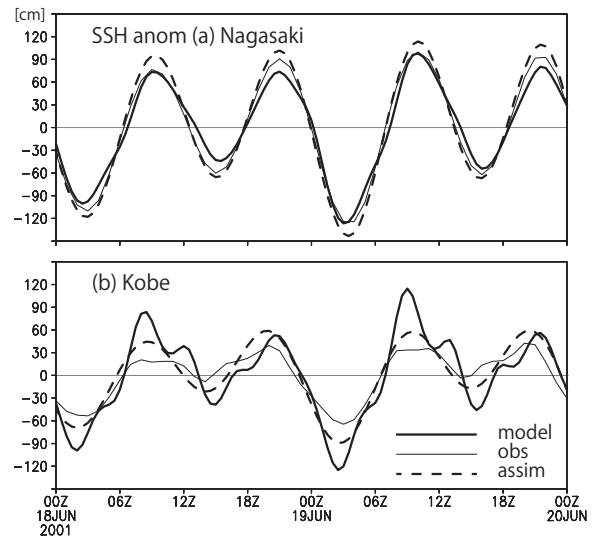
潮位を示し、どちらも25時間平均からの偏差を用いる。また、オーバーバーは実験期間中の30日平均を示す。長崎港において捕捉率を計算すると、95%と高い値に達した。90%を超える高い再現性は、外洋の潮位変動の影響をそのまま受ける太平洋側の他の測点でも得られた。一方、複雑な地形の内湾など、潮汐の力学において非線形性が強いと考えられる測点では、潮位の再現性は低下する傾向にあった。例えば神戸港では、モデル、観測とも複雑な潮位変化を示し、両者はおおまかな位相は一致するものの、その差はかなり大きい(第8図b)。その結果、捕捉率は11%と低かった。

このように海域によって精度の違いはあるが、日本沿岸の全61測点における捕捉率は平均で82%であった。よくチューニングされた全球潮汐モデルの外洋における値、92%よりは低い(Arbic *et al.*, 2004)。本モデルは潮汐以外にも様々な現象が表現される汎用的なモデルであることや、日本沿岸地形の複雑さを考慮すると、かなり高い値である。これには、精度の高い潮汐の導入を可能にする新たに開発した潮汐スキームと、沿岸地形を分解する高い水平解像度が貢献したと考えられる。今後は、長期間の積分を行い、精度の高い潮汐を組込んだことによる沿岸海況の変化を調べていく予定である。我々の知る限り、日本沿岸全域で現実的な海況と潮汐を同時に再現したモデル実験はこれまで存在しない。本モデルの開発を通して、沿岸モデリングの高度化だけでなく、海洋物理過程の研究にとっても重要な結果が得られると期待している。

#### 4. まとめと課題

気象研究所では、気象庁が行っている外洋を対象とした海況の監視・予測を沿岸海域に拡充することを目指して「次世代日本沿岸監視予測システム」を開発している。気象研究所海洋・地球化学研究部第一研究室では、その基盤となる日本近海モデル「MRI.COM-JPN」の開発に注力している。

MRI.COM-JPNでは、現行モデルと同程度である水平解像度約10kmの北西太平洋モデルに、解像度約2kmと5倍に高解像度化した日本近海モデルを結合し、いわゆるダウンスケーリングを



第9図 (a)長崎港と(b)神戸港における6月18日-20日の海面高度変化

モデル結果(太線)と沿岸潮位観測(細線)は2日間平均からの偏差であり、潮汐以外の短期変動も含むことに注意。一方、同化モデル(破線)は調和解析した結果である。

行う。2kmという高い解像度によって、沿岸の10kmスケールの主要な地形及び海洋プロセスを再現する。基盤となる数値モデルには気象研究所共用海洋モデル(MRI.COM)を用い、沿岸域の小スケール現象の再現を目的に様々な物理スキームを導入している。

MRI.COM-JPNのテスト実験では、現行モデルでは解像できない、沿岸域の様々な海洋現象が現れた。例えば四国沖では、高温な黒潮水が渦を巻きながら沿岸領域へ流入する「暖水波及」がみられた。道東沖では、低温な沿岸水と高温な外洋水の間シャープな陸棚縁前線や、変化に富む沿岸流である「沿岸親潮」が再現された(Sakamoto *et al.*, 2010)。

次世代日本沿岸監視予測システムでは各地の沿岸域における多様な物理現象が扱えるため、沿岸防災情報の高度化に対する貢献も期待される。そこで、突発的な沿岸災害現象の再現に対するMRI.COM-JPNのパフォーマンスを調べる一つのケーススタディとして、先行研究を参考に「あびき」(長崎湾副振動)の実験を行った。結果では、あびき発生のシグナルである、東シナ海上の海面

重力波の増幅過程はよく捉えられ、沿岸防災にも貢献し得るモデルのポテンシャルが示された（坂本ほか, 2013）。一方で、本モデルでも解像できない湾奥の増幅をどのように考慮するか、あびきのトリガーとなる海面気圧擾乱をどのように与えるか、といった課題も明らかにされた。

現在も、MRI.COM-JPN の開発は継続している。なかでも潮汐については、独自に開発した高精度の潮汐スキームをモデルに導入することに成功しつつある（論文投稿中, Sakamoto *et al.*, 2013）。実際にテスト実験では、日本沿岸潮位観測の短周期変動を平均 82% 再現することができた。今後、潮汐を組込んだ長期積分をもとに、MRI.COM-JPN による沿岸海況の再現性を系統的に調べていく予定である。同時に、モデル中の様々なスキームのチューニングも継続して行い、更なるモデル高度化に取り組んでいく。また、沿岸防災への活用に向けてモデル検証も継続する必要がある。本稿ではあびきを取り上げたが、今後は、大気強制に起因する高潮や急潮（富山湾等）、海況要因の急潮（豊後水道等）の事例について再現性を検証する予定である。

実際の運用を視野に入れた次世代日本沿岸監視予測システムの構築においては、モデル開発に加えて、大気フラックス・データのハンドリング手法やデータ同化システムの開発も必要である。これらの課題は我々の研究室だけでは解決できず、今後は気象庁内の幅広い連携が不可欠と考える。また、現実的な沿岸監視・予測は世界でも研究と開発が大きく進展しており、日本国内でも JAMSTEC の日本南岸域の黒潮変動予測や、愛媛大学による暖水波及予測といった先駆的な例がある（Miyazawa *et al.*, 2012; Isobe *et al.*, 2010, 2012）。気象庁外の研究者とも広く情報共有を行い、高精度なシステム構築を進めていきたい。

## 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

- 赤松英雄 (1982) : 長崎港のセイシュ (あびき) . 気象研究所研究報告, 33 (2), 95–115.
- Arbic, B. K., S. T. Garner, R. W. Hallberg, and H. L. Simmons (2004) : The accuracy of surface elevations in forward global barotropic and baroclinic tide models. *Deep-Sea Res. II*, 51 (25–26), 3069–3101.
- Griffies, S. M., A. Biastoch, C. Boning, 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 Smagorinsky-like viscosity for use in large-scale eddy-permitting ocean models. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2935–2946.
- Hibiya, T. and K. Kajiura (1982) : Origin of the Abiki phenomenon (a kind of seiche) in Nagasaki Bay. *J. Oceanogr.*, 38 (3), 172–182.
- Hunke, E. C. and J. K. Ducowicz (1997) : An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1849–1867.
- Hunke, E. C. and J. K. Ducowicz (2002) : The elastic-viscous-plastic sea ice dynamics model in general orthogonal curvilinear coordinates on a sphere: Incorporation of metric terms. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 1848–1865.
- 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 (2009) : MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築 . 気象庁測候時報, 76, S1–S15.
- 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 coastalwaters. *J. Geophys. Res.*, 115, C04023.
- Isobe, A., S. Kako, X. Guo, and H. Takeoka (2012) : Ensemble numerical forecasts of the sporadic Kuroshio

- water intrusion (Kyucho) into shelf and coastal waters. *Ocean Dyn.*, **62** (4), 633–644.
- Kono, T., M. Foreman, P. Chandler, and M. Kashiwai (2004) : Coastal Oyashio south of Hokkaido, Japan. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 1477–1494.
- Large, W. G. and S. G. Yeager (2004) : Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The data sets and flux climatologies. NCAR Tech. Note: TN-460+STR, CGD Division of the National Center for Atmospheric Research.
- Matsumoto, K., T. Takanezawa, and N. Ooe (2000) : Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: A global model and a regional model around Japan. *J. Oceanogr.*, **56**, 567–581.
- Mellor, G. L. and L. Kantha (1989) : An ice-ocean coupled model. *J. Geophys. Res.*, **94**, 10937–10954.
- Miyazawa, Y., T. Miyama, S. M. Varlamov, X. Guo, and T. Waseda (2012) : Open and coastal seas interactions south of Japan represented by an ensemble Kalman filter. *Ocean Dyn.*, **62** (4), 645–659.
- Monserrat, S., I. Vilibić, and A. B. Rabinovich (2006) : Meteotsunamis: atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **6**, 1035–1051.
- Oguma, S., T. Ono, A. Kusaka, H. Kasai, Y. Kawasaki, and T. Azumaya (2008) : Isotopic tracers for water masses in the coastal region of eastern Hokkaido. *J. Oceanogr.*, **64**, 525–539.
- Renault, L., G. Vizoso, A. Jansa, J. Wilkin, and J. Tintoré (2011) : Toward the predictability of meteotsunamis in the Balearic Sea using regional nested atmosphere and ocean models. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L10601.
- 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, S. Nishikawa, H. Nakano, and T. Motoi (2010) : Dynamics of the Coastal Oyashio and its seasonal variation in a high-resolution western North Pacific Ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, **40** (6), 1283–1301.
- Sakamoto, K., H. Tsujino, H. Nakano, M. Hirabara, and G. Yamanaka (2013) : A practical scheme to introduce explicit tidal forcing into OGCM. *Ocean Science* に投稿中.
- Schiller, A. (2004) : Effects of explicit tidal forcing in an OGCM on the water-mass structure and circulation in the Indonesian throughflow region. *Ocean Modell.*, **6**, 31–49.
- 志賀達・市川真人・楠元健一・鈴木博樹 (2007) : 九州から薩南諸島で発生する潮位の副振動の統計的調査. *気象庁測候時報*, **74**, S139–S162.
- Tanaka, K. (2010) : Atmospheric pressure-wave bands around a cold front resulted in a meteotsunami in the East China Sea in February 2009. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **10**, 2599–2610.
- Tsujino, H., T. Motoi, I. Ishikawa, M. Hirabara, H. Nakano, G. Yamanaka, T. Yasuda, and H. Ishizaki (2010) : Reference manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM) version 3. Technical reports of the Meteorological Research Institute, **59**, Meteorological Research Institute, Japan.
- 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.
- 宇野木早苗 (1993) : 沿岸の海洋物理学, 東海大学出版会.
- Vilibić, I., N. Domijan, M. Orlić, N. Leder, and M. Pasarić (2004) : Resonant coupling of a traveling air pressure disturbance with the east Adriatic coastal waters. *J. Geophys. Res.*, **109** (C10), C10001.
- 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.