



オペレーショナル海流シミュレーションの最前線

宮澤 泰正*

The forefront of developing operational ocean current simulation

Yasumasa Miyazawa*

Key words: Operational ocean current simulation, Ocean observation

1. オペレーショナル海流シミュレーション

大気海洋現象は、電子計算機によるシミュレーションの最初の計算対象のひとつであり、現在に至るまで、シミュレーションの重要な対象であり続けている。社会的な重要性から、まず空の天気予報への利用が積極的に進められ、1955年には米国で最初の、1959年には日本においても、計算機による数値天気予報が開始された¹⁾。

海流については、気候変動予測にとって海流が重要であるという観点から欧米において1960–70年代にシミュレーション技術の開発が進められ、地球温暖化など地球規模の気候変化を予測するための大気海洋結合シミュレーションモデルのうちの海洋部分（海洋大循環モデル）のシミュレーション研究が開始された²⁾。当時の水平解像度は、全球を5.625度（約675km）で分割した粗い間隔の格子であったが、全球で数100年の時間スケールを対象としたシミュレーション結果は、気候に対する海流の影響を定量的に理解することに貢献した。一方、沿岸海域を対象としては、1960–70年代に、国内各所で建設が進められた火力・原子力発電所の温排水拡散予測のための海流シミュレーションモデル開発が進められた³⁾。これらのモデルの格子間隔は100mオーダーであり⁴⁾、海流を駆動する外力は数10km四方の沿岸海域における潮汐や風であった。以来、現在までに多様な海流シミュレーションの研究が行われてきた⁵⁾。

筆者は1990年代の初頭に、国内各地にある発電所の温排水拡散シミュレーション業務に携わった。この後1990年代の末から、黒潮など、日本周辺の外洋海域における海流の予測可能性を理解し海流予測の様々な応

用を開拓するため、海洋大循環モデルに基づいた海流シミュレーションの研究開発を続けてきた。海流の流路やその周りの渦の変動を表現する高解像度の海流モデルを開発するとともに、観測データの情報をモデルに導入（データ同化）することで、予測の出発点となる初期値を現実に近いものにする研究開発も行ってきた。現在では、極を除く全球海洋を10km（1/10度）格子で解像してリアルタイムかつ定期的（オペレーショナル）に予測を行っている⁶⁾。さらに外洋のモデル計算結果を側面境界条件として、沿岸を含む数100km四方の海域を200m（1/500度）格子で解像（ダウンスケーリング）し、外洋の海流影響、風、大気との熱交換、降水と蒸発、潮汐、河川流出など多様な外力を表現して定常的に海流予測を行っている。現在では、最初に述べたとおり当初は別個に研究が進められてきた外洋の海流と沿岸の海流を、同時にリアルタイムでシミュレーションすることが可能になっている。

大規模な計算が可能とする高解像度化によって、シミュレーションが表現できる海流変動の時空間スケールは著しく拡張されたが、海流変動のさらなる予測精度向上のためには、二つの課題があると考えている。一つは、海流における時空間スケールをまたがったエネルギー移行過程の理解であり、もう一つは、海流の実況を把握するための観測データの不足である。本稿では、オペレーショナル海流シミュレーションの最前線に位置するとも言えるこれらの課題について、私たちが行っているシミュレーション結果の紹介を交えながら、現状と展望について述べる。

2. 海流のエネルギー移行過程とシミュレーション

海流変動を対象として分子粘性に基づく本来のナビ

* 海洋研究開発機構

Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

エストークス方程式を離散化した直接シミュレーションを行うためには cm オーダー以下の格子間隔が必要であり⁷⁾、現在オペレーショナルにシミュレーション可能な格子間隔に比べて 10000 倍以上の違いがある。このため、大スケールの海流変動エネルギーが小スケールに向けて連続的に移行（カスケード）していく過程の表現を適切に近似（パラメタリゼーション）する必要がある。パラメタリゼーションの開発のため、対象を限定した直接シミュレーション（DNS）やラージエディシミュレーション（LES）のモデルを用いて、乱流による鉛直混合過程や、波浪と海流の相互作用など多様な素過程を解明する研究が行われている。

地球規模の海流を駆動する主要な外力は、表面における大気との運動量、熱、淡水の輸送によって生じ、北太平洋表層では亜熱帯循環とよばれる時計回りの大きな海流系（海盆循環）がある。日本の南を流れる大海流である黒潮は亜熱帯循環の西側を流れている。黒潮などの大海流はしばしば地球流体的に不安定となり、蛇行したり渦（mesoscale eddies 中規模渦）を生じさせたりする。ロスビー数（ $R_0 = U/Lf$ 、 U と L はそれぞれ流速と空間スケール、 f はコリオリ係数）が 1 より小さい、地球自転の効果が支配的な時空間スケールでは、渦が合体するなど逆カスケードが生じる。一方、それより小さなスケールでは、エネルギーはより小さなスケールに移行していく。大きく見れば大気から海洋に注入されたエネルギーは、大洋スケールの大きな循環や波がより時空間スケールの小さな循環（渦）や波を生じさせながら消散されていく。海流シミュレーションは、こうしたエネルギーの移行過程を正しく表現しなければならない。

海盆循環の空間スケールは 1000 km、中規模渦の空間スケールは 100 km のオーダーである。海流シミュレーションは中規模渦を解像するために当初の数 100 km 格子から高解像度化され、1990 年代末から、風や気温など現実的な気象要素を海表面の外力として与え、10 km 程度の格子間隔で全球の海流をシミュレーションすることが試みられた。こうしたモデルは渦解像モデル（eddy resolving model）と呼ばれ、黒潮やメキシコ湾流など、世界の主要な大海流の変動メカニズムや予測可能性理解のためにさかんに用いられてきた⁸⁾など。

渦解像モデルを用いることによって、現在も生じている黒潮大蛇行をはじめとする海流の流路変動はかなりの程度、現実的に表現できるようになった。しかし、流路の平均的な位置が実態と異なり、海流の蛇行や渦が観測から推定されるより過剰に変動するなどの系統的な誤差（バイアス）がみられた。このことは、

逆カスケード過程が過大に表現されている、あるいは、カスケード過程が過小に表現されているかのどちらかを意味している。渦解像モデルのバイアスを改善するため、水平粘性係数を付加し⁹⁾、風応力を減衰¹⁰⁾させるなど様々な試みがなされてきた。本質的には、渦解像モデルが表現していない物理過程があることが示唆された。

不足している物理過程を同定するため、渦解像モデルはさらに高解像度化され、1 km 以下の空間解像度で海流シミュレーションが行われるようになった¹¹⁾。これにより、ロスビー数が 1 のオーダーとなる海流変動（sub-mesoscale eddies 小中規模渦）が、海表面近くの渦や糸状の構造として活発に表現されるようになった。小中規模渦が逆カスケード過程を通じて中規模渦を強化する場合もあって、従来の渦解像モデルは中規模渦を完全に解像するモデルであるとは考えられなくなった。最近では 10 km 程度の格子間隔のモデルは、渦解像というより、渦表現モデル（eddy model）と呼ばれている¹²⁾。渦表現モデルにおける水平粘性の付加は、不足している小中規模渦による消散効果を表現したものと考えることができる。しかし、さらなる高解像度化を行っても中規模渦変動の過大評価は解決されない場合が見られた¹³⁾。

増強された計算資源は、海洋単体の高解像度化だけではなく、高解像度の気象モデルと海洋モデルを結合して同時にシミュレーションすることにも用いられるようになった。この経験から、海流と海上風の鉛直シアがつくる海表面抵抗（top drag）による海流のエネルギー消散がきわめて重要であることが認識されるようになった¹⁴⁾。海表面抵抗を渦表現モデルに導入することで、渦運動エネルギーが最大 30% 減少することが示された¹⁵⁾。海表面抵抗は渦だけでなく海流の平均的な強さにも影響することが示され、場合によっては過大にはたらくことも認識された¹⁶⁾。当然のことながら、海表面抵抗は海上風にも影響するので、大気と結合せず海流モデルのみを駆動する場合は、大気海洋相互作用の新たなパラメタリゼーションを考えなければならない¹⁵⁾。

最近の研究により、海表面抵抗は、少なくとも外洋においては、渦表現モデルに不足していたエネルギー移行過程としてもっとも重要なものであることがわかってきた¹⁴⁾。メキシコ湾流域を対象とした小中規模渦解像シミュレーションでは、海表面抵抗は、従来から強力な消散過程として知られてきた海底抵抗（bottom drag）とほぼ同程度（全体の 40% 弱）の消散効果をもつことが示されている¹⁷⁾。海表面抵抗を導入することで、メキシコ湾流の強度と位置¹⁵⁾、黒潮大蛇行の消

長¹⁸⁾、メキシコ湾流¹⁹⁾やアグルハス海流（アフリカ南端沖）¹⁴⁾からの渦の切離特性など具体的な現象の再現性も大きく改善されることがわかっている。

一方、陸地に近い海域では、海表面抵抗の消散効果は相対的に小さくなり、海底抵抗の役割が卓越してくる¹⁷⁾。中規模渦は西に移動する性質があるので、太平洋の西岸に位置する日本列島の沿岸域は中規模渦が続々とやってきて消散する、エネルギー的に見て重要な海域である²⁰⁾。またこうした西岸海域では、海底地形の影響による小中規模渦スケールの海流不安定を通じた消散過程への寄与も指摘されている²¹⁾。内部潮汐が海流の消散過程に与える影響については、海面抵抗や海底抵抗に比べてその効果は1オーダー小さいと見積もられている²²⁾が、潮汐が海底抵抗を変化させて消散に影響する過程については精査する余地が残されている。こうした観点から海底抵抗の役割をさらに解明するため、計算格子の高解像度化とともに海底地形の表現も高精度化してシミュレーションし観測データによって検証しながら、陸地に近い海域におけるエネルギー移行過程を解明していくことが必要である。

図1は、日本周辺海域で現在オペレーショナルに行っている海流予測結果における表面の海流のロスビー数（水平流速の相対渦度をコリオリ係数基準値（ 10^{-4} ）で正規化した値）のスナップショットを示している。この時この海域では、黒潮が西から東に向かって流れていた。モデル（a）（b）では、それぞれ格子間隔3km、900mでデータ同化を行っている。格子間隔200mのモデル（c）では、モデル（b）の一部海域をダウンスケーリングしており、データ同化の効果は側面境界条件によって間接的に表現されていると考えデータ同化は行っていない。すべてのモデルにおいて、海面抵抗と海底抵抗を取り入れている。モデル（a）の格子間隔は、渦表現モデルの標準的な格子間隔である10kmよりは小さいが、渦度の生成はまだ弱く、黒潮の流れと陸地やその周辺の海底地形との摩擦によって生じた水平シアにあたる渦度の分布がおおまかに見られる程度である。格子間隔を小さくしていくと、ロスビー数が1を越えるオーダーである小中規模渦による渦度の生成が活発になる。興味深いことに、小中規模渦の生成は、格子間隔900m（b）から200m（c）になるとさらに活発になる。（b）におけるデータ同化は消散の効果も含んでおり、そのことが影響している可能性もある。より現実的であると考えられる高解像度のモデル（c）が表現するエネルギー移行過程を詳細に調べることで、モデル（a）やモデル（b）のパラメタリゼーションを改善していくことが今後の課題である。

3. 漂流予測の不確定性とシミュレーション

オペレーショナル海流シミュレーションの応用のひとつとして、漂流予測がある。具体的に見るために、図1で紹介したオペレーショナル海流シミュレーションを用いて、仮想的な漂流予測実験を行った。2024年2月16日9時に、伊豆大島の南西端に物体が漂着した（図2（a）の黒丸）と想定して、その物体がどこから流れてきたか、オペレーショナル海流シミュレーションを用いて推定する問題を考える。

最初に、時間を逆方向にたどる仮想的な粒子追跡（後方追跡）シミュレーションを行った。1万個の粒子が、表面の海流と、不確定性を考慮するために設定したランダムウォークによって移動すると仮定する。ランダムウォークの大きさは、格子間隔と海流の水平シアに依存した拡散係数によって決めた。図2（b）は、図2（a）で示したモデル（格子間隔3km）の場合の、29時間前（2024年2月15日4時）の粒子分布を示す。黒潮の流れを逆にたどって上流側に粒子が移動している。図2（c）は、900m格子モデルを用いた場合であり、3km格子モデルの結果（図2（b））の範囲内に分布していて、不確定性は見かけ上減少しているようである。しかし、200m格子モデルを用いた場合（図2（d））では、粒子の分布は一部、他の粗格子モデル結果と重なるものの、非等方の複雑な分布となっている。海流分布のスナップショット（図2）を見る限り、どのモデルもおおまかには西から東に流れる黒潮を表現しているが、渦度分布（図1）は、200m格子モデルにおいてはきわめて複雑になっており、粒子逆追跡の結果に影響している。

後方追跡の結果から、2024年2月15日4時に図3（a）の黒丸位置に粒子を置いて時間を順方向にたどる粒子追跡（前方追跡）シミュレーションを行った。3km格子モデルの結果（図3（b））では、伊豆大島の南西端に多くの粒子が漂着しており、後方追跡の結果と整合的である。ただし、一部の分布は伊豆大島の北東側に流れており、分布の不確定性を示している。900m格子モデルの結果（図3（c））では、3km格子モデルの結果でみられる分布のうち北東側の分布が選択された形になっていて、このような不確定性を反映していると言える。200m格子モデルの結果（図3（d））は、3km格子モデル（図3（b））とも900m格子モデル（図3（c））とも異なる結果となっていて、不確定性はきわめて大きいと言わなければならない。

海表面を漂う物体のふるまいは、海上風（波浪）と海流によって決まるといってよい。海上風として天気予報の予測データを用い、海流としてオペレーシオナ

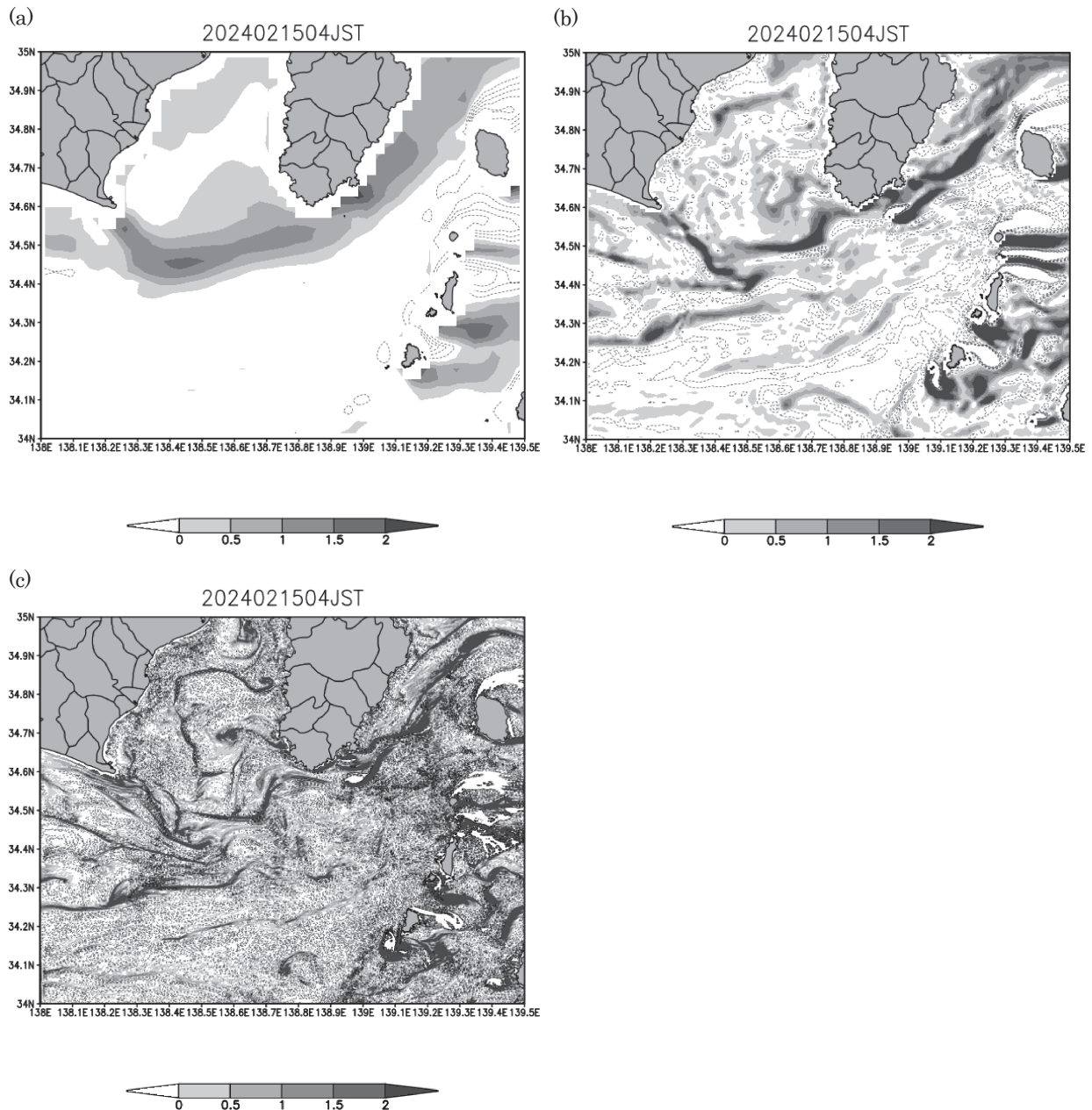


図1 オペレーショナル海流モデルの表面海流から算出したロスビー数（相対渦度とコリオリ係数基準値 10^{-4} の比）分布の伊豆半島沖スナップショット。2024年2月15日4時。(a)3km格子モデル。(b)900m格子モデル。(c)200m格子モデル。

ル海流モデルの予測データを用いた漂流予測実験の現場検証結果から、海上風と海流によって漂流物が動く場合に比べ、海流のみによって動く場合の予測精度が劣ることがわかっている²³⁾。このことは、天気予報の精度に比べ、海流予報の精度が劣っていることを示唆している。リアルタイムで海流予報が必要とする観測データの時空間密度は、現況を推定するにはまだ不十分であることがその一因である。このことをふまえ、改めて図2と図3の結果を見ると、前方追跡と後方追跡の結果が整合的である3km格子モデルの結果が示す不確定性は、現在の現況把握水準にみあったものであ

ると言えるのかもしれない。

4. 海流観測とシミュレーション

オペレーショナル海流モデルは、観測と比較して検証を重ねるとともに、必要に応じてこれを同化し、現実的な海況を表現できるように改善していかなければならない。海流の現況を把握するために最も重要な観測データは、人工衛星からのマイクロ波ビーム投射による往復時間から推定する海面水位（海面高度）データである²⁴⁾。ロスビー数のオーダーが1以下の海流変動では地衡流平衡が良い近似としてはたらし、海面高度が

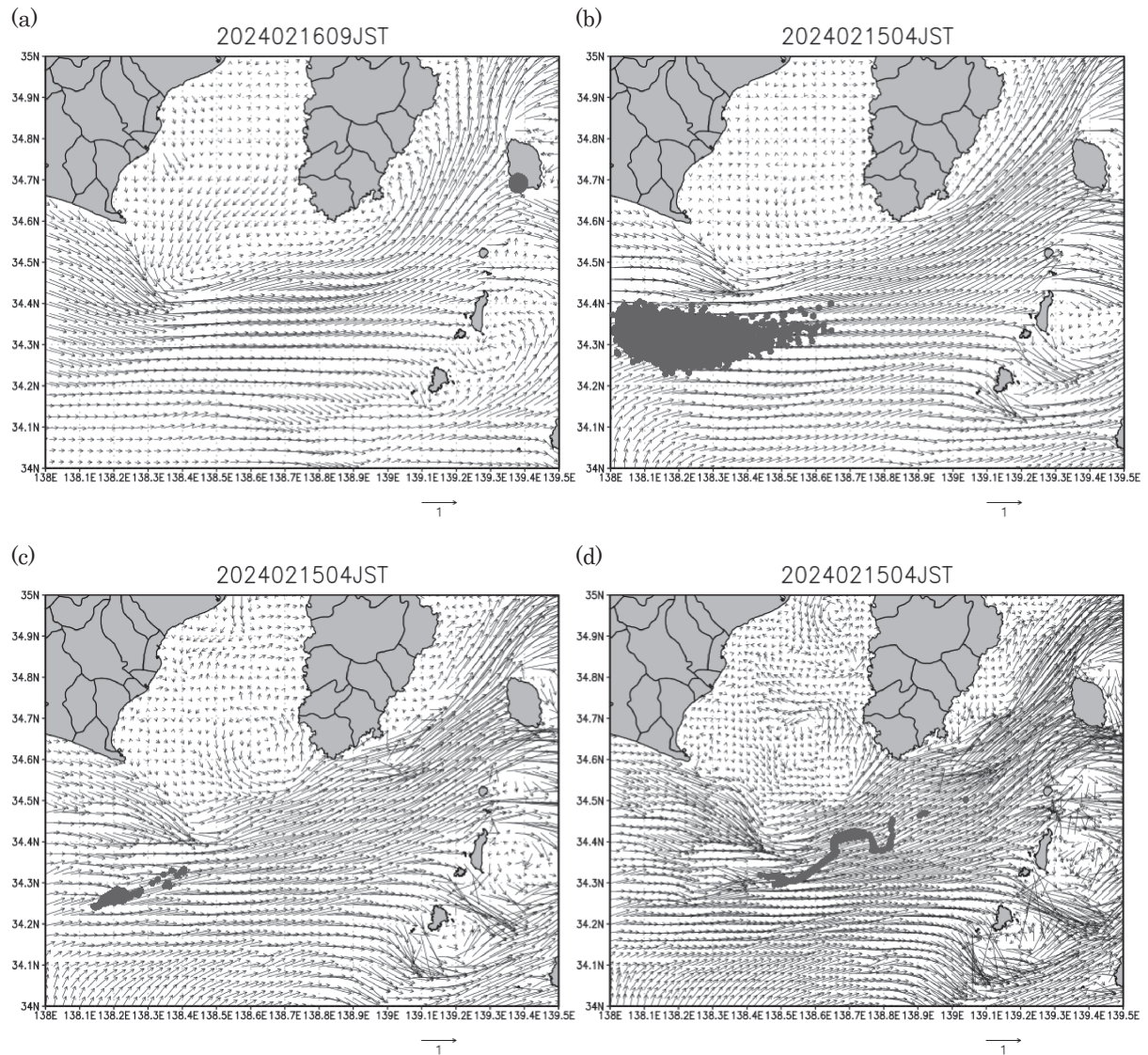


図2 オペレーショナル海流モデルの表面海流分布のスナップショット (m/s)。伊豆半島沖。(a)3km 格子モデル、2024年2月16日9時。(b)3km 格子モデル、2024年2月15日4時。(c)900m 格子モデル、同時刻。(d)200m 格子モデル、同時刻。黒点は、後方追跡シミュレーションにおける粒子位置を示す。海流分布は異なる格子モデルではほぼ同じ間隔になるように表示を調整している。

表現する海面圧力の水平勾配が海流によって生ずるコリオリ力とほぼバランスしている。このことから、海面高度観測データから表面の海流（地衡流）を推定できる。海面高度を測る人工衛星は1990年代初頭からオペレーショナルに稼働するようになり、当時は1機であったが2024年4月時点では8機体制となっている。

オペレーショナル海流モデルでは、衛星の海面高度データが示す海面圧力分布から、地殻の鉛直構造におけるアイソスタシーと同様に海面下表層の密度構造が推定できる²⁴⁾ ことを利用し、海洋の密度構造とそれに応じて生ずる海流分布をデータ同化によって推定して予測の初期値としている。海面高度に加え、衛星観測海面水温や、海面下で現場観測された水温塩分データ

や流速データも同化しているが、海流分布の推定においては海面高度がもっとも重要な観測データであると言える²⁵⁾。

オペレーショナル海流モデルと海面高度観測の関係を見るために、九州四国沖の豊後水道をダウンスケリングしている200m格子モデルの海流と海面高度のスナップショット（足摺岬沖、2024年2月15日4時）を図4に示す。この時この海域では、九州沖で黒潮は蛇行して離岸し、足摺岬沖では時計回りに蛇行しながら東に向かって流れていたとみられる。モデル結果はおおむねそのような特徴を表現している。この時、黒四角点で示す黒潮牧場13号ブイ²⁶⁾では北東向きの海流を観測しているが、モデルはこの場所では南西向き

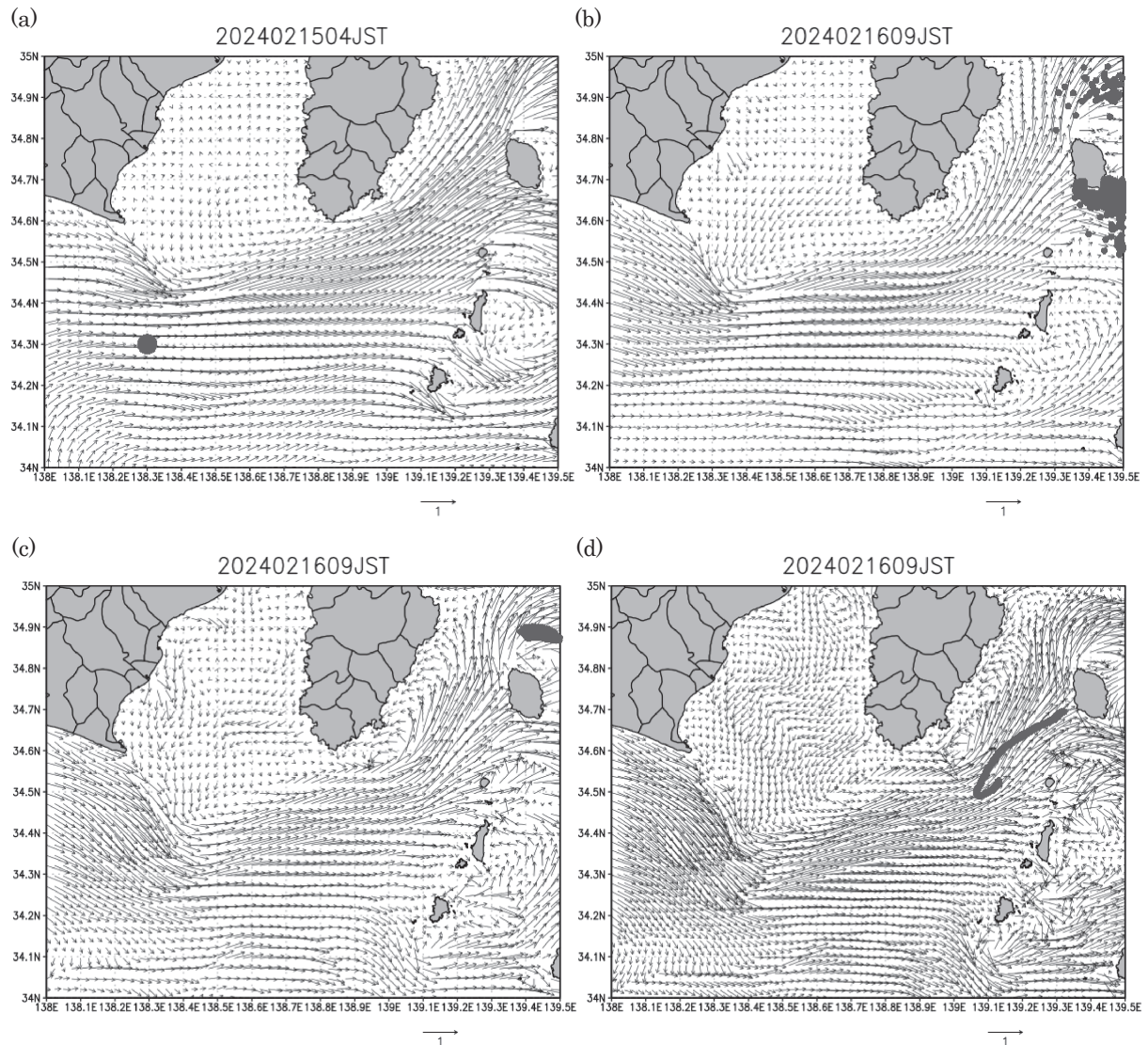


図3 オペレーショナル海流モデルの表面海流分布のスナップショット (m/s). 伊豆半島沖. (a)3km 格子モデル, 2024年2月15日4時. (b)3km 格子モデル, 2024年2月16日9時. (c)900m 格子モデル, 同時刻. (d)200m 格子モデル, 同時刻. 黒点は, 前方追跡シミュレーションにおける粒子位置を示す. 海流分布は異なる格子モデルでほぼ同じ間隔になるように表示を調整している.

の流れとなっており, モデルが表現する黒潮の位置が実態よりやや南東に位置していたことを示唆している. この日の衛星海面観測データにおいても, 黒潮領域に対応する海面高度が高い(丸点の色が濃い)領域は, モデルの海面高度が示すよりさらに西に貫入しているようであり, モデル予測との間に違いがあることを示唆している. ただし, モデルの結果を見ると黒潮牧場13号周辺では, 黒潮とそれ以外の海流がぶつかりあう潮目が形成されているようであり, 潮目の微妙なずれがブイの一点観測との比較に大きく影響することに注意する必要がある.

現在の衛星海面高度観測網が可能とする空間スケール(e-folding scale)はメキシコ湾では58kmであると

見積もられており²⁷⁾, これを渦の半径だと考えれば把握できる渦の空間スケール(116km)は, 図4の下半分の海域をすべて覆うような範囲となる. たとえば足摺岬の東(土佐湾)にみられるような空間スケール50km以下の反時計回りの渦を海面高度観測によって把握することは困難である. しかし, 前述したように, 現在でも入手可能な海面高度観測データ(図4の丸点)の情報を, データ同化手法の改善によってモデル内により良く反映させる²⁸⁾余地もあるように思われる.

2022年12月に, 図4に示した測線直下型の海面高度観測ではなく, 面的な海面高度観測を可能とする新しい人工衛星 Surface Water and Ocean Topography (SWOT)²⁹⁾が打ち上げられており, 海面高度の面的

2024021504JST

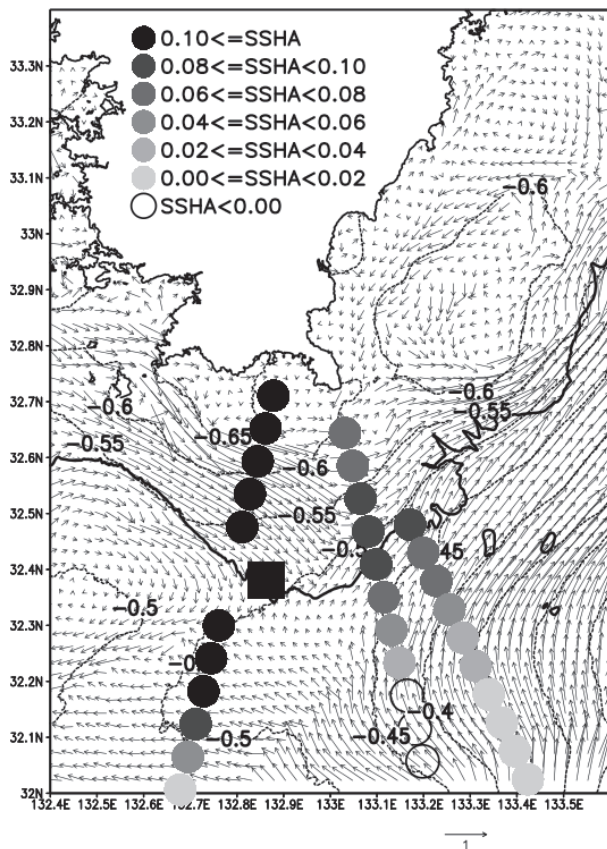


図4 オペレーショナル海流モデル(200m格子)の表面海流(m/s)のスナップショット。足摺岬沖。2024年2月15日4時。コンター：モデル海面高度のスナップショット(0.05m間隔)。太黒線：陸棚域と外洋域の境界を示す800m等深線。丸点(●)：同日の衛星海面高度観測位置。濃淡は海面高度偏差観測値(m)の大きさを示す。モデル海面高度とは基準値が異なり、空間勾配が一致しているべきであると見る。黒四角(■)：黒潮牧場ブイ13号の位置。

な観測によって把握空間スケールは改善すると考えられる。海面高度観測は主に地衡流を観測対象としているが、ドップラー散乱計によって海上風と海流そのものを同時に面的に直接観測する新たな人工衛星 Ocean DYNamics and Surface Exchange with the Atmosphere (ODYSEA)³⁰⁾ が計画されており、これが実現すれば、海流の把握に必要な空間スケールを改善するだけでなく、海流変動のエネルギー移行過程で重要な役割を果たしている海面抵抗を理解するという観点からも、新たな知見が得られると期待している。

参考文献

- 1) 気象庁ウェブサイト：数値予報の歴史 <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/now/whitep/1-3-2.html> 2024年4月15日閲覧。
- 2) S. Manabe, K. Bryan and M. J. Spelman: A global ocean-atmosphere climate model. Part I. The atmospheric circulation, *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 3/29 (1975)
- 3) 和田明, 片野尚明, 角湯正剛, 荒木洋：沿岸海域における温排

水拡散予測手法の適合性に関する研究, 海岸工学講演会論文集, **22**, 191/196 (1975)

- 4) 坂井伸一, 水島雅文：パソコンによる温排水拡散簡易予測モデルの開発, 電力中央研究所報告, U94003 (1994)
- 5) 宮澤泰正：海流研究の半世紀をふりかえる, JAMSTEC 創立50周年記念誌, 32/35 (2022)
- 6) S. Kido, M. Nonaka and Y. Miyazawa: Skillful multiyear prediction of the Kuroshio and Gulf Stream jets and eddy activity, *Geophys. Res. Lett.*, **50**, e2023GL103705 (2023)
- 7) W. D. Smyth, J. N. Moum and D. R. Caldwell: The efficiency of mixing in turbulent patches: Inferences from direct simulations and microstructure observations, *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1969/1992 (2001)
- 8) Y. Miyazawa, X. Guo and T. Yamagata: Roles of meso-scale eddies in the Kuroshio paths, *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 2203/2222 (2004)
- 9) E. P. Chassignet and D. P. Marshall: Gulf Stream separation in numerical ocean models. *Ocean Modeling in an Eddying Regime*, M. W. Hecht and H. Hasumi, Eds., AGU, 39/62 (2008)
- 10) N. Hirose: Inverse estimation of empirical parameters used in a regional ocean circulation model, *J. Oceanogr.*, **67**, 323/336 (2011)
- 11) X. Capet, J. C. McWilliams, M. J. Molmaker and A. F. Shchepetkin: Mesoscale to submesoscale transition in the California current system. Part I: Flow structure, eddy flux, and observational tests, *J. Phys. Oceanogr.*, **38**, 29/43 (2008)
- 12) E. P. Chassignet and X. Xu: On the importance of high-resolution in large-scale ocean models, *Adv. in Atmos. Sci.*, **38**, 1621/1634 (2021)
- 13) E. P. Chassignet and X. Xu: Impact of horizontal resolution ($1/12^\circ$ to $1/50^\circ$) on Gulf Stream separation, penetration, and variability, *J. Phys. Oceanogr.*, **47**, 1999/2021 (2017)
- 14) L. Renault, P. Marchesiello, S. Mason and J. C. McWilliams: Remarkable control of western boundary currents by Eddy Killing, a mechanical air-sea coupling process, *Geophys. Res. Lett.*, **46**, 2743/2751 (2019)
- 15) L. Renault, P. Marchesiello and M. Contreras: Coaction of top and bottom drags in Gulf Stream dynamics, *J. Geophys. Res. Oceans*, **128**, e2022JC018939 (2023)
- 16) L. Renault, S. Masson, T. Arsouze, G. Madac and J. C. McWilliams: Recipes for how to force oceanic model dynamics, *J. Adv. Modeling Earth Systems*, **12**, e2019MS001715 (2020)
- 17) M. Contreras, L. Renault and P. Marchesiello: Understanding energy pathways in the Gulf Stream, *J. Phys. Oceanogr.*, **53**, 719/736 (2023)
- 18) H. Tsujino, S. Nishikawa, K. Sakamoto, N. Usui, H. Nakano and G. Yamanaka: Effects of large-scale wind on the Kuroshio path south of Japan in a 60-year historical OGCM simulation, *J. Climate*, **41**, 2287/2318 (2013)
- 19) M. Larranaga, L. Renault and J. Jouanno: Partial control of the loop current dynamics by mechanical air-sea coupling, *J. Phys. Oceanogr.*, **52**, 2515/2530 (2022)
- 20) X. Zhai, H. L. Johnson and D. P. Marshall: Significant sink of ocean-eddy energy near western boundaries, *Nature Geoscience*, **3**, 608/612 (2010)

- 21) J. Gula, M. J. Molemaker and J. C. McWilliams: Topographic vorticity generation, submesoscale instability, and vortex street formation in the Gulf Stream, *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 4054/4062 (2015)
- 22) M. Contreras, L. Renault and P. Marchesiello: Tidal modulation of energy dissipation routes in the Gul Stream, *Geophys. Res. Lett.*, **50**, e2023GL104946 (2023)
- 23) K.-F. Dagestad and J. Rohrs: Prediction of ocean surface trajectories using satellite derived vs. modeled ocean currents, *Remote Sensing of Env.*, **223**, 130/142 (2019)
- 24) 市川香 : 21 世紀初頭の衛星海面高度計, *海の研究*, **23**, 13/27 (2014)
- 25) Y. Miyazawa, S. M. Varlamov, T. Miyama, X. Guo, T. Hihara, K. Kiyomatsu, M. Kachi, Y. Kurihara and H. Murakami: Assimilation of high-resolution sea surface temperature data into an operational nowcast/forecast system around Japan using a multi-scale three-dimensional variational scheme, *Ocean Dyn.*, **67**, 713/728 (2017)
- 26) 高知県 : NABRAS new value, archive, big data, real-time, activity, system. <https://kmi-nabras.pref.kochi.lg.jp/index.html>
2024 年 4 月 15 日閲覧
- 27) G. J. Jacobs, J. M. D'Addezio, B. Bartls and P. L. Spence: Constrained scales in ocean forecasting, *Adv. in Space Res.*, **68**, 746/761 (2021)
- 28) Y. Miyazawa, M. Yaremchuk, S. M. Varlamov, T. Miyama and K. Aoki: Applying the adjoint-free 4dVar assimilation to modeling the Kuroshio south of Japan, *Ocean Dyn.*, **70**, 1129/1149 (2020)
- 29) R. Morrow, L.-L. Fu, F. Ardhuin, M. Benkiran, B. Chapron, E. Cosme, F. d'Ovidio, J. T. Farrar, S. T. Gille, G. Lapeyre, P.-Y. Le Traon, A. Pascual, A. Ponte, B. Qiu, N. Rascle, C. Ubelmann, J. Wang and E. D. Zaron: Global observations of fine-scale ocean surface topography with the Surface Water and Ocean Topography (SWOT) mission, *Frontier Mar. Sci.*, **6**, 232 (2019)
- 30) E. Rodriguez, A. Wineteer, D. Perkovic-Martin, T. Gal, B. W. Stiles, N. Niamsuwan and R. R. Monje: Estimating ocean vector winds and currents using a Ka-band pencil-beam Doppler scatterometer, *Remote Sens.*, **10**, 576 (2018)