

[共同研究成果]

大気擾乱によって駆動される短周期全球順圧海洋モデルの解像度依存性

稲津大祐・日野亮太・藤本博己

東北大学大学院理学研究科 地震・噴火予知研究観測センター

気圧と風によって駆動される数日から数十日程度の周期帯の全球順圧海洋モデリングを行った。モデル（シミュレーション）結果はモデルの空間解像度に強く依存した。現場海底圧力データによってモデル精度を検証したところ、モデルの解像度が  $1/12^\circ$  のとき最も現場再現性がよく、2日以上の周期帯において全球で平均し約 0.6 の相関係数を示した。モデルの解像度はそれよりも粗くても細かくても再現性が低下することがわかった。解像度の向上に伴う現場再現性の低下について、約 10km よりも細かい解像度において活発になる傾圧不安定に伴うエネルギー分配が、順圧モデルでは適切に表現されないことが原因と考えられる。

1. はじめに

海洋の短周期変動のうち潮汐についてはよく研究され精度の高いモデルが開発されてきた[1]。一方、季節変動以上の海洋変動は、気候変動と関係し世界的に多くの研究がなされている[2, 3]。この中間に入る数日から数十日程度の海洋変動は、おおむね総観規模の大気擾乱によって駆動される単層の順圧変動で表現されることが海洋物理学的にわかっている[たとえば、4, 5]。そのモデリングの精度は、衛星観測に代表される各種地球観測データの補正という観点でみると、実用的なレベルにはまだ遠いようである。我々は海底圧力データから、数日から数十日程度の周期帯における海底の鉛直地殻変動（数 cm 以下）を抽出することを目的とし、この短周期海洋変動のできるだけ高精度なモデリングを目指す。

2. モデル概要

緯度経度座標系における単層の順圧海洋モデル[6, 7]を用い、前節で取り上げた短周期海洋変動のシミュレーションモデルを構築する。

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) \mathbf{v} + \mathbf{f} \times \mathbf{v} = \nabla \left( -g\eta + \frac{P}{\rho} \right) + \frac{\tau}{\rho H} - \gamma_b \frac{|\mathbf{v}|}{H} + A_H \nabla^2 \mathbf{v}$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{v}H) = 0 \quad \tau = \rho_a C_d \mathbf{W} |\mathbf{W}|$$

$\eta$ : 水位,  $\mathbf{v}$ : 水平流速ベクトル,  
 $P$ : 海面気圧,  $\tau$ : 海面風応力ベクトル,  
 $H$ : 水位+水深,  $\mathbf{f}$ : コリオリ力,  $g$ : 重力加速度,  
 $\rho$ : 海水密度,  $\gamma_b$ : 海底摩擦係数,  $A_H$ : 水平粘性係数,  
 $\rho_a$ : 大気密度,  $C_d$ : パルク係数,  $\mathbf{W}$ : 海面風ベクトル

この偏微分方程式を二次精度の有限差分法に基づき計算機に実装する。Staggered Arakawa C 格子を採用する。同時にポテンシャルエネルギーおよびエンストロフィーを保存させる[8]。時間積分は二次の leapfrog 法によるものとし、Asselin filter [9]を用いることで数値的に安定させる。汎用性

を期待し全球海洋をモデル計算領域とする。通常の緯度経度座標系では、北極海は特異点となり計算不能となるため、今回は対蹠点の位置関係を保ちつつ、両極とも陸地になるような座標変換 [10]により、北極海を含む全球海洋モデリングを実現する (図 1)。この方法により用いる差分方程式は変更しない。モデル海洋は 6 時間毎の大気再解析データによる海面気圧・海上風で駆動する。水深と海岸線は GEBCO'08 [11]または ETOPO1 [12]で与える。

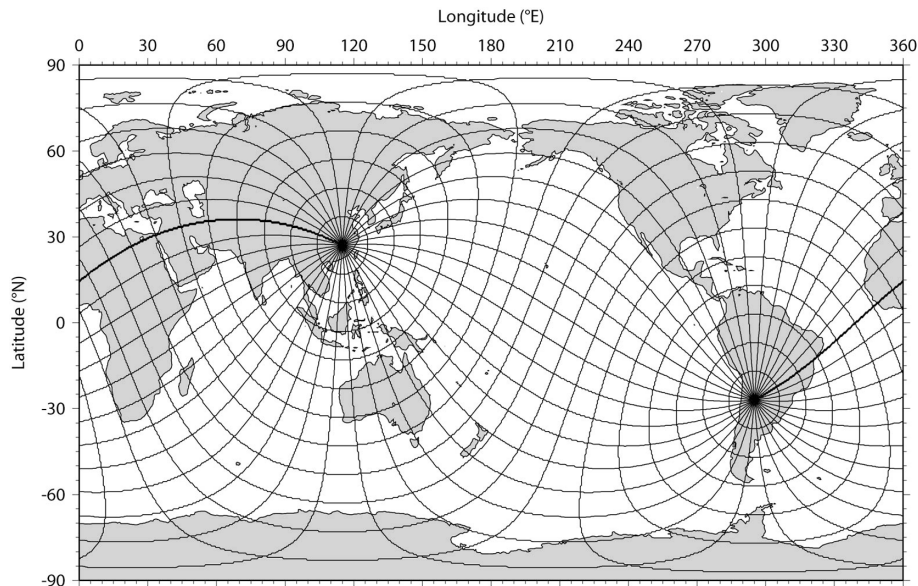


図 1 : 変換後の球面座標。コンターは 10°ごとに示した。

### 3. 実験設定

モデル内の変数のうち以下のパラメータを変更可能とし、それらを様々に変更することで高精度なモデリングを目指す。

- implicit なパラメータ : 空間解像度
- explicit なパラメータ : 大気再解析データセット (気圧、風)、水深データ、バルク係数、水平粘性係数、海底摩擦係数

**空間解像度:** 東北大学サイバーサイエンスセンターのスーパーコンピュータシステム SX-9 を利用し、できるだけ細かい解像度まで実施し解像度依存性を記述する。格子間隔が 1/2°、1/4°、1/6°、1/10°、1/12°、1/15°、1/20°、1/30°の実験を行う。積分すべきモデル変数は 3 つ (水位、東西・南北流速) であり、たとえば、1/12°格子のモデリングを行う場合、約 300 万 (~4320×2160×3) 変数を同時に解くことになる。通常のランである約 1 年分の積分に要する計算時間は、東北大学サイバーサイエンスセンターのスーパーコンピュータシステム SX-9 のノード内 16CPU (1.6TFLOPS) における自動並列処理で約 3 日であった。この計算時間は、Intel 社の Core2Duo プロセッサ搭載のパソコン (15GFLOPS) での計算と比べ、実性能で約 200 倍であった。

**大気再解析データ:** ERA-Interim [13]、JRA-25 [14]、NCEP [15]、および、NCEP2 [16]でそれぞれ

強制実験を行う。ERA-Interim のプロダクトには  $1.0^\circ$  と  $1.5^\circ$  のものがあり、この違いによる影響も比較する。

**水深データ：**  $1/120^\circ$  格子の GEBCO'08 と  $1/60^\circ$  格子の ETOPO1 がある。両者で比較を行う。

**バルク係数：** [17, 18, 19] などが提案されている。定数 ( $C_d = 10^{-3}$ ) の場合を含め比較実験を行う。

**水平粘性係数：** 等方的（全領域で一様）とする。解像度の向上に伴い小さな値を用いることが多い[20]。本研究でもそれに従うが、桁を変更する実験でその影響を評価する。

**海底摩擦係数：** 0.003 がよく用いられる。桁を変更する実験でその影響を評価する。

## 4. 解像度依存性

シミュレーション結果はモデルの空間解像度に最も強く依存することがわかった。典型例を図2に示す。沿岸域や縁辺海など多少の例外はあるものの、解像度を向上させると計算される海底圧力の振幅が全球にわたり小さくなることがわかる。この原因として、粗い解像度では滑らかな海底地形上におけるエネルギーの消散が小さいのに対し、細かな解像度では急峻な地形が表現され、エネルギーが強く消散することがあげられる[4]。

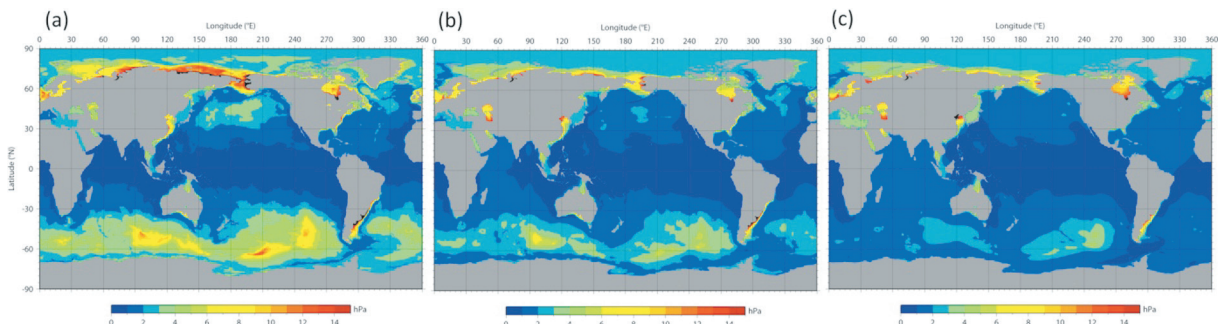


図2：計算された海底圧力の標準偏差。空間解像度が(a) $1/6^\circ$ 、(b) $1/12^\circ$ 、(c) $1/30^\circ$ の結果を示した。

## 5. 現場データによるモデル精度の検証

モデル精度の検証には全球の 144 個の現場海底圧力データを用いる。ローパスフィルタによって潮汐を除去し 2 日以上周期帯で比較する。現場データの再現性はモデルとデータの相関係数によって評価する。図3に全球データの平均再現性の解像度依存性を示す。現場の再現性は解像度が  $1/12^\circ$  のとき最も高かった。解像度がそれよりも粗くても細かくても再現性が低下する。解像度に対する依存性は相関係数で 0.1 のオーダーと大きい。前節では高解像度化に伴うエネルギーの減少が見られたが、 $1/12^\circ$  よりも高解像度のモデリングは現場と比べ振幅が小さくなってしまふ。その他のパラメータに対する依存性は小さく、相関係数で 0.01 のオーダーであった。 $1/12^\circ$  よりも高解像度の場合にモデル精度が低下することについては第7節で述べる。

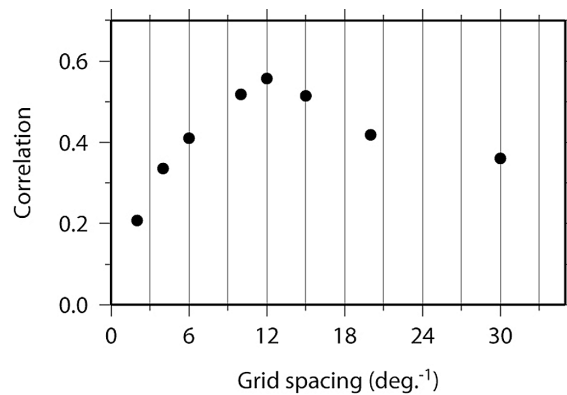


図3：全球海底圧力データの平均再現性のモデル解像度依存性。

### 6. 1/12°モデルの結果

最も現場再現性のよかった 1/12°モデルの結果について観測結果と比較し議論する。図4に相関係数の分布を示す。渦運動が非常に活発な黒潮続流域[21]や湾流続流域などで再現性が落ちるものの、それ以外ではおおむね全球的に相関が約 0.6 以上と再現性は比較的高い。黒潮続流域などで相関が低下するのは、1 か月以上の周期帯の変動が非常に大きいためである。順圧海洋モデルでは、約 1 か月以上の周期帯の海洋変動はあまり適切に表現できない。2–20 日の短周期帯に限定すれば、黒潮続流域も他の場所と同程度の再現性を示すことがわかる。2 日以上周期帯において、現場データからモデル結果との相関係数は全球で平均し 0.55 であり、両者の残差時系列は、現場データと比べその標準偏差が全球平均で 18%減少した。2–20 日の周期帯に限定すれば、相関係数は 0.65 まで向上し、標準偏差は 25%減少させることができる。図5に宮城県沖で東北大学が実施した海底圧力観測データ（9 点）とモデル結果との比較を例として示す。宮城県沖は比較的モデル再現性がよい海域であった。

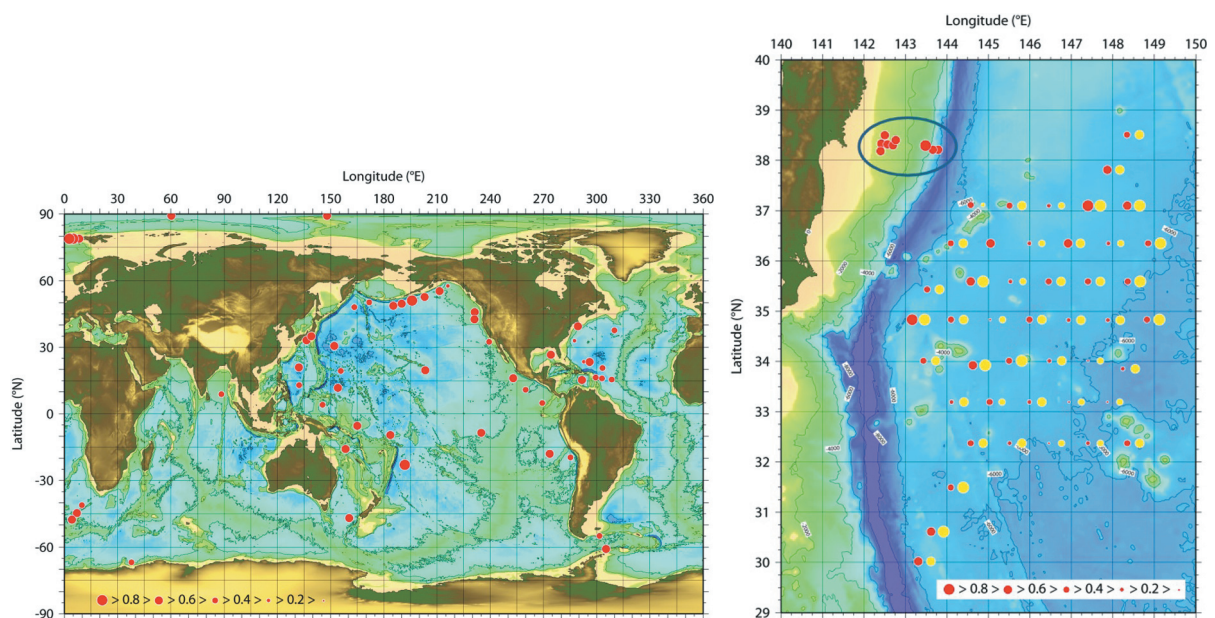


図4：1/12°モデルの現場再現性。相関係数の大きさでプロットした。左図は全球分布で、右図は日本の東海域。黄色丸は2–20日の周期帯で評価した結果であり、赤丸の隣にプロットした。

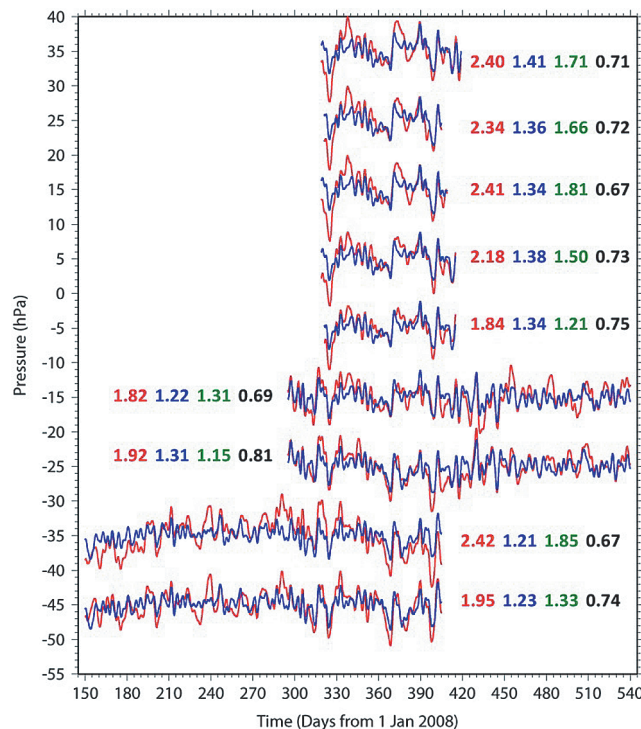


図5：宮城県沖での観測（赤線）とモデル時系列（青線）との比較（図4右側図の楕円で囲った領域）。2日以上周期帯で示した。図中の数字は観測（赤）、モデル（青）、残差（緑）時系列の標準偏差、および、観測とモデルの相関係数（黒）を示す。圧力の1hPaは、水位または海底鉛直変位のほぼ1cmに相当する。

## 7. 高解像度モデリングにおける現場再現性の低下

本節では、モデルの高解像度化によりかえって現場再現性が低下することについて考察する。本研究における海洋モデルは気圧と風によって駆動されている。実際のところその大部分が風によって駆動されている。まず、風によって駆動される海洋の本来の energetics について概観し、続いて、本研究における順圧場の仮定が、高解像度化したときに破綻することについて説明する。

海面に入力された風エネルギーは、様々なエネルギー消散、交換過程により、順圧、傾圧モードに分配され、現実の風成海洋エネルギー場が形成される[たとえば、22]。大まかには、順圧および傾圧場は周期、波長でそれぞれ数十日、数十 km で分かれる。周期が数十日より長く、波長が数十 km より短いスケールで、主に傾圧不安定現象（数十 km のスケールの中規模渦の発生）を介し、順圧場から傾圧場にエネルギーが分配される。実際、海流を含む海洋の鉛直構造を表現する OGCM (Ocean General Circulation Model) を用いた研究において、約 10km よりも高解像度になると、渦運動の表現が急激に強くなり、渦運動エネルギー場が現実的になると報告されてきている [23]。

ところで、本研究で用いている順圧海洋モデルでは、風のエネルギーは全て順圧モードに注入される。図2で低解像度のときは滑らかな海底地形に伴いエネルギー消散が小さく、また、高解

像度のときは急峻な地形に伴いエネルギー消散が大きくなることを述べた。また、現場海底圧力データと比較することで  $1/12^\circ$ モデルが最も高い再現性を示し、さらに高解像度になると相関が下がりつつエネルギーレベルも現場と比べ小さくなることがわかった(図3)。この約 10km の解像度は数十 km の空間スケールが何とか表現できる解像度である。さらに高い解像度は、傾圧現象が顕在化する、数十 km 以下の空間スケールを解像する。この空間スケールでは、本来、傾圧不安定によるエネルギー分配が行われるはずであるが、順圧モデルではエネルギーが水柱 (water column) に留まり、海底摩擦によって非現実的に強く消散してしまうと考えられる。これが高解像度モデリングにおける現場再現性の低下の原因と考えられる。

高解像度モデリングにおいてさらなる高精度化を達成するためには、適切なエネルギー分配機構を表現できる OGCM を採用し、十分な空間解像度でモデリングを行う必要があると考えられる。また、今回取り扱っている海洋変動は強制モードの変動であるため、強制力となる大気データの精度が海洋変動の精度に直結する[23]。大気データも十分正確である必要がある。

## 8. まとめ

本稿では、気圧と風で駆動される短周期(数日~数十日) 全球順圧海洋モデルの開発について記述した。様々にパラメータを変化させ数多くの数値実験を行った。モデル結果はモデルの空間解像度に最も強く依存した。空間解像度の向上に伴い計算される海底圧力変動は小さくなることがわかった。

これらの計算結果の精度を全球の現場海底圧力データによって検証した。モデルの空間解像度が  $1/12^\circ$  のとき最もよい再現性を示したが、それよりも高解像度化すると、モデル精度は逆に低下した。このことについて、約 10km 以下の解像度で活発になる傾圧不安定に伴うエネルギー分配機構が、順圧モデルでは適切に表現できないことが原因と考えられる。

今後、さらに高精度なモデリングを行うためには、順圧モデルではなく、より適切なエネルギー消散・分配機構を表現する OGCM を採用する必要があるだろう。

## 謝辞

本研究は文部科学省の委託研究である「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」の一環として行われている。また、東北大学サイバーサイエンスセンターとの共同研究「海底鉛直地殻変動検出のための数 km スケールを解像する全球海底圧力モデリング」により数多くの数値実験を行うことができた。一部の計算は、海洋研究開発機構の地球シミュレータの SX-9 によっても行った。結果として順圧海洋モデリングの限界について指摘することができた。シミュレーションコードのチューニングにあたり同センターテクニカルアシスタントの沢田雅洋氏、および、山下毅氏から多大な協力を受けた。ここに謝意を示す。東北大学以外で取得された海底圧力データは、Alfred Wegener Institute (AWI)、National Oceanic and Atmospheric Administration/Pacific Marine Environmental Laboratory (NOAA/PMEL)、海洋研究開発機構、および、国立極地研究所から提供を受けた。図は Generic Mapping Tools によって作成された。

## 参考文献

- [1] Matsumoto, K., T. Takanezawa and M. Ooe, 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, 2000.
- [2] Hamilton, K. and W. Ohfuchi, *High resolution numerical modeling of the atmosphere and ocean*. Springer, pp 293, 2008.
- [3] Hecht, M. W. and H. Hasumi, *Ocean modeling in an eddying regime*, AGU Geophysical Monograph Series, 177, pp 409, 2008.
- [4] Hirose, N., I. Fukumori, V. Zlotnicki and R. M. Ponte, Modeling the high-frequency barotropic response of the ocean to atmospheric disturbances: Sensitivity to forcing, topography, and friction. *J. Geophys. Res.-Oceans*, **106**, 30987–30995, 2001.
- [5] Stepanov, V. N. and C. W. Hughes, Parameterization of ocean self-attraction and loading in numerical models of the ocean circulation. *J. Geophys. Res.-Oceans*, **109**, C03037, doi:10.1029/2003JC002034, 2004.
- [6] Hirose, N. and J.-H. Yoon, Barotropic response to the wind in the Japan Sea. *Proc. 4th CREAMS Workshop*, 39–43, 1996.
- [7] Kim, C.-H. and J.-H. Yoon, Modeling of the wind-driven circulation in the Japan Sea using a reduced gravity model. *J. Oceanogr.*, **52**, 359–373, 1996.
- [8] Arakawa, A., and V. R. Lamb, A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equations. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 18–36, 1981.
- [9] Asselin, R., Frequency filter for time integrations. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 487–490, 1972.
- [10] Yoshida, S. and N. Hirose, Non-isostatic sea-level variability simulated using a global barotropic ocean model. *Pac. Oceanogr.*, **4**, 27–35, 2008.
- [11] <http://www.gebco.net/>
- [12] Amante, C., and B. W. Eakins, ETOPO1 1 arc-minute global relief model: Procedures, data sources and analysis. *NOAA Tech. Memo. NESDIS NGDC-24*, pp 19, 2009.
- [13] Berrisford, P. and Coauthors, The ERA-Interim archive. *ERA Report Series*, **1**, pp. 16, 2009.
- [14] Onogi, K. and Coauthors, The JRA-25 reanalysis. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **85**, 369–432, 2007.
- [15] Kalnay, E. and Coauthors, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **77**, 437–471, 1996.
- [16] Kanamitsu, M. and Coauthors, NCEP–DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **83**, 1631–1643, 2002.
- [17] Powell, M. D., P. J. Vickery and T. A. Reinhold, Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, **422**, 279–283, 2003.
- [18] Black, P. G. and Coauthors, Air–sea exchange in hurricanes: Synthesis of observations from the coupled boundary layer air–sea transfer experiment. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **88**, 357–374, 2007.

- [19] Donelan, M. A. and Coauthors, On the limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18306, doi:10.1029/2004GL019460, 2004.
- [20] Hogan, P. J. and H. E. Hurlburt, Impact of upper ocean–topographical coupling and isopycnal outcropping in Japan/East Sea models with  $1/8^\circ$  to  $1/64^\circ$  resolution. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 2535–2561, 2000.
- [21] Park, J.-H., D. R. Watts, K. A. Donohue and S. R. Jayne, A comparison of in situ bottom pressure array measurements with GRACE estimates in the Kuroshio Extension. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L17601, doi:10.1029/2008GL034778, 2008.
- [22] Ferrari, R. and C. Wunsch, Ocean circulation kinetic energy: Reservoirs, sources, and sinks. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **41**, 253–282, 2009.
- [23] Hurlburt, H. E. and Coauthors, Eddy-resolving global ocean prediction. in *Ocean modeling in an eddying regime*, ed. by M. W. Hecht and H. Hasumi, p. 353–381, 2009.