

## 人工衛星による海底圧力変動観測の試み

市川, 香  
九州大学応用力学研究所

大塚, 亮  
九州大学総合理工学府

小川, 賢一郎  
九州大学総合理工学府

今脇, 資郎  
九州大学応用力学研究所

<https://doi.org/10.15017/26847>

---

出版情報：九州大学応用力学研究所所報. 133, pp.173-178, 2007-09. Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University  
バージョン：  
権利関係：



# 人工衛星による海底圧力変動観測の試み

市川 香<sup>\*1</sup> 大塚 亮<sup>\*2</sup> 小川賢一郎<sup>\*2</sup> 今脇資郎<sup>\*1</sup>

(2007年7月31日受理)

## Observing Variations of Ocean Bottom Pressure by Satellites

Kaoru ICHIKAWA, Ryo OTSUKA, Kenichiro OGAWA and Shiro IMAWAKI

E-mail of corresponding author: *ichikawa@riam.kyushu-u.ac.jp*

### Abstract

Possibility to observe variations of the ocean bottom pressure by satellites is qualitatively discussed. Seasonal variations of the sea surface dynamic height obtained by satellite altimetry agree well in phase with those of the ocean bottom pressure in a numerical ocean model, but are larger than expected barotropic signals from the latter, which suggests presence of variations other than barotropic component. Meanwhile, satellite gravity missions can provide observations of the ocean bottom pressure without contamination from baroclinic and steric height components. However, accuracy of their observations is found too low at present to be used for physical oceanographic studies.

**Key words :** *Ocean bottom pressure, Satellite altimetry, Satellite gravity missions, GRACE, TOPEX/POSEIDON*

### 1. はじめに

海洋では、ある程度の時空間スケールを持つ流れは地衡流平衡をしているため、流速と圧力傾度が比例関係にある。このため、圧力の分布を求めることで、地衡流速を求めることができる。海洋表層では圧力が海面の高さに比例するので、海面の凹凸を計測する衛星海面高度計は、表層の地衡流分布を得る測器として広く使われている<sup>1,2)</sup>。

密度成層の効果がない場合(順圧流体)、海面の凹凸は海洋深部での圧力とも比例関係にある。海洋の場合、特に変動周期が短い場合に順圧流体としての応答をすることが知られている。順圧の短周期波動として最も有名なのは潮汐で、実際、海面高度計のデータを順圧波動として解析することで、海洋潮汐に関する理解は飛躍的に進んだ<sup>3)</sup>。さらに、潮汐よりも長い周期帯でも海洋は順圧流体としての応答をしており、風や気圧変動などで駆動された数日～十数日周期の短周期順圧波動が海底圧力変動と良く対応することが知られている<sup>4)</sup>。

より周期の長い年周期においても、風応力変動によって順圧ロスビー波が励起されている。順圧流体は海底地形の影響を受けやすいため、順圧ロスビー波が西方伝播する際に伊豆海嶺を越えることができず、西側の日本南岸へは伝

搬しない。これは、日本南岸の流量変動の観測結果と良く一致している<sup>5)</sup>。さらに、年周期よりも長い時間スケールの擾乱の場合は、密度成層の効果が強く傾圧流体としての応答をするために、海底地形の影響を受けにくく、伊豆海嶺を越えて西に情報が伝達できることも報告されている<sup>5)</sup>。

さて、この説によると、伊豆海嶺の東部では順圧変動に伴う海底圧力変動が存在することになる。この海底圧力変動は地衡流平衡をしているため、季節変動する深層流を伴っていると考えられるが、深層流の現場観測<sup>6)</sup>は一般に非常に難しいため、広域の分布は得られていない。

そこで、この論文の第一の目的として、広域の海面力学高度分布を得ることができる衛星海面高度計によって、期待されるような海底圧力の季節変動を観測することができるか否かを確認する。実は海面高度の季節変動成分には、海洋表層の熱膨張に伴うステリックハイドと呼ばれる成分が混在している。熱膨張は質量変化を伴わないため、ステリックハイドは下層の圧力変化には寄与せず、海面高度から海底圧力変動に比例する順圧流体の海水位変動を抽出するまでの誤差となる。また、年周期の周期帯で海洋の傾圧応答が無視できなければ、順圧成分からの分離が必要となる。

一方、近年になって人工衛星重力ミッションと呼ばれる一連の衛星観測が開始されている。このミッションでは、人工衛星に加速度計や重力計などを搭載して、地球の質量分布の変化を直接計測する。例えば、2002年に3月にアメリ

\*1 九州大学応用力学研究所

\*2 九州大学大学院総合理工学府

カの JPL とドイツの GFZ によって打ち上げられた GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment)衛星は、地上から 500 km の同一軌道を約 220 km 離れて飛行する双子衛星で構成されており (Fig.1), 互いの相対距離を連続的に計測することで速度変化を計測し、軌道上の位置エネルギーと運動エネルギーの保存則から地球の重力場を計測している。

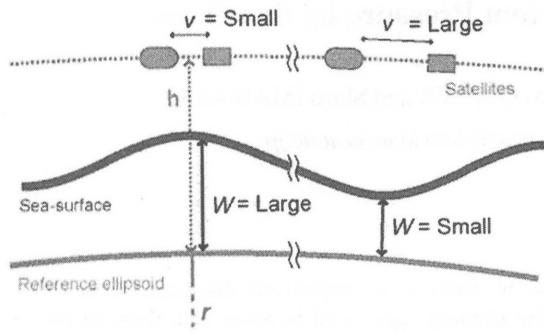


Fig.1 Schematic diagram for GRACE observations. When the gravity potential  $W$  is larger, the two satellites becomes closer.

このデータを海洋に適用すると、海の全水柱の質量変化が計測できることになるので、海底圧力の変動を(ステリックハイトや傾圧成分の分離なしに)直接的に求めることができると期待されている。そこで本研究の第二の目的は、この GRACE 卫星のデータが、海洋物理学で期待される精度で、海底圧力の変動を計測できているか否かを検証することである。

上述したように、人工衛星による海底圧力の変動の観測可能性を探る本論文は、二部構成となっている。3 節では、第一の目的である海面高度計による海底圧力の季節変動成分の観測可能性について論ずる。また続く 4 節では、GRACE データを用いた海底圧力変動の分布が、海洋物理学的に要求される精度で観測できているかを論ずる。最後の 5 節では、全体を通じてのまとめと議論を行う。なお、本論文で用いたデータと基礎処理については、2 節で簡単に説明する。

## 2. データと解析手法

### 2.1 TOPEX/POSEIDON 海面高度計データ

今回の解析では、フランスの AVISO が提供する TOPEX/POSEIDON (T/P) のデータ<sup>7)</sup>を用いた。一般には高度計データは格子化されたものが用いられることが多いが、ここでは伊豆海嶺の東側と西側のデータを明確に区別するために、空間平滑化が施されていない軌道沿いのデータを用いた (Fig. 2)。各々の軌道は、ほぼ 10 日周期で繰り

返し観測されるので、複数の軌道のデータが確実に含まれるように、軌道の交差点を中心とした東西約 1.5°・南北約 5° の範囲で平均した海面高度偏差を、約 10 日の繰り返し期間毎に、1992 年 10 月から 1998 年末までの約 6 年間の期間で求めた。

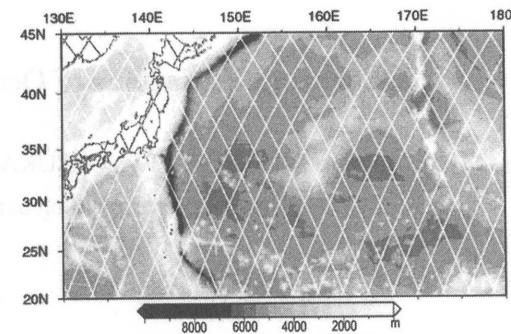


Fig.2 Subsatellite tracks of T/P, superimposed on bottom topography.

こうして求めた海面高度偏差から、ステリックハイトの成分を除去して海面力学高度偏差を求めた。ここでステリックハイトは、種々の衛星観測データを組み合わせて海面熱フラックスを求めた J-OFURO データセットから計算した値を用いた<sup>8)</sup>。

### 2.2 GRACE 卫星重力計データ

本研究では、アメリカのテキサス大学の CSR によって提供されている GRACE Level-2 データを使用した。このデータは、2004 年 11 月から 2006 年 3 月までの毎月の重力場についての 120 次までの球面調和関数の係数解である。

このデータの時間変動成分から、海底圧力の変動成分を計算した<sup>9)</sup>。ただし、現在の GRACE のデータでは、20 次程度よりも高次項は誤差が大きすぎて信頼できないと言われているため<sup>10)</sup>、本研究でも低次項のみを使用した。なお、低次項のうち誤差が大きいとされる  $C_{2,0}$  も用いなかった<sup>11)</sup>。

### 2.3 ECCO 数値モデル

衛星データから求めた海底圧力変動の精度を調べるために、比較対象となる真値が必要となる。しかし、1 節で述べたように、広域の海底圧力の分布を現場観測から求めるのは不可能である。そこで本研究では、海洋大循環数値同化モデルである ECCO (Estimating the Circulation and Climate of the Ocean) -MIT の海底圧力のデータ<sup>12)</sup>を参照用に用い、観測精度については定性的にのみ論じることにする。

使用した ECCO-MIT データは、東西 360 個・南北に 224 個の可変格子上の値が 12 時間毎に提供されている。ここで

は、この格子データから、2.1節や2.2節と同じ手順でデータを切り出して同等の処理を行った。すなわち、T/P データと比較する際は、軌道の交差地点周辺の値を抽出して 10 日平均を施した。また、GRACE データとの比較では、ECCO のデータを一旦 120 次までの球面調和関数で展開してから再合成した。

### 3. T/P での海底圧力の季節変動観測

約6年間の ECCO の海底圧力変動を、年ごとに折り返して月別の平均値を求めた(Fig.3)。ただし、比較のため海底圧力を海面の高さの次元に変換してある。

全般的に大きな空間スケールの変動が顕著であり、140° E 以東では東西方向に同位相の変動がみられる。さらに南部では、140° E の伊豆海嶺付近を境に変動の位相が

変わっている、これは順圧波動が伊豆海嶺の西に進めない影響を表していると考えられる<sup>5)</sup>。

これと同様の解析を、T/P から求めた海面力学高度偏差に対して行った。しかし、海面力学高度偏差には長周期の傾圧変動成分や顕著な中規模渦が混在しているため、わずか 6 年程度の折り返し平均では他周期の変動成分を除去することができず、求めた月平均の時系列は時間的に不連続な変動を多く含んでいた。そこで、各データ点で調和解析を用いて年周期の正弦関数のみを抽出した(Fig.4)。

海面力学高度で求めた場合(Fig.4)でも、大きな空間スケールの変動に関しては、春季の 4-5 月を除き、上述されている Fig.3 の特徴がほぼ再現されていた。ただし、Fig.4 で得られている変動の振幅は、大きな空間スケールの構造に関しても Fig.3 よりも数倍大きい。さらに、小さな空間スケールの構造では、より大きな振幅の変動が見られる。

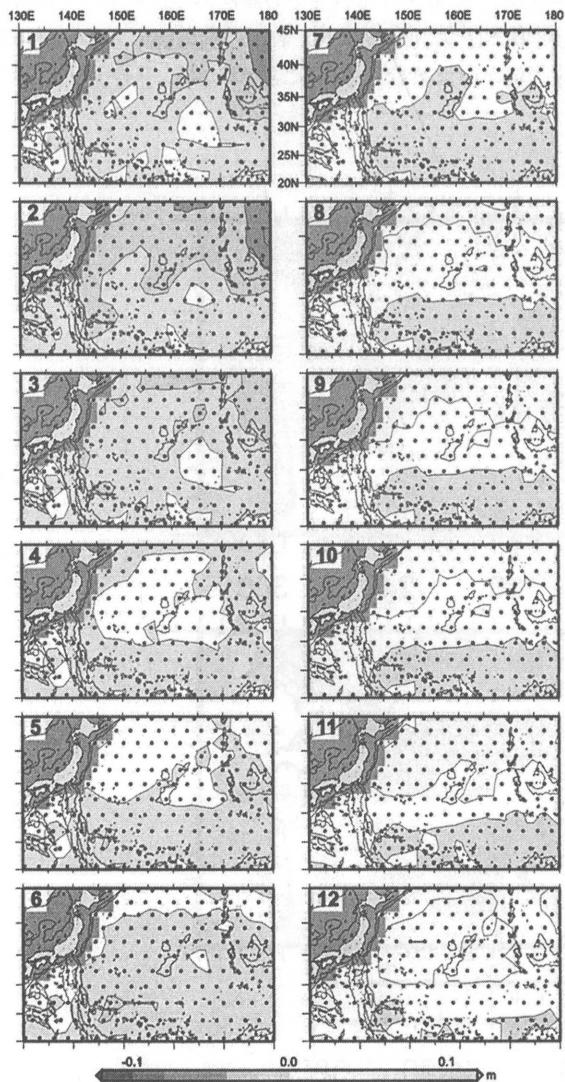


Fig.3 Monthly-averaged sea surface height anomaly estimated from the 6-year ECCO ocean bottom pressure data. Contour intervals are 2cm. Months are indicated by numbers at top left corners.

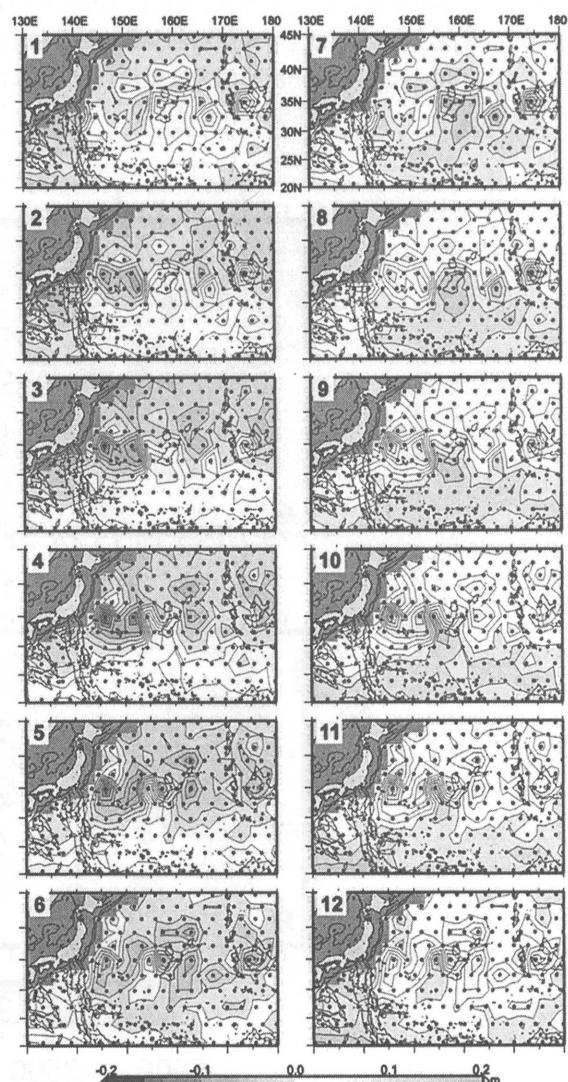


Fig.4 Same as Fig.3 except for an annual sinusoidal component of the sea surface dynamic height anomaly estimated from the T/P data.

特に黒潮続流域である  $140\text{--}150^\circ\text{E}$ ,  $32\text{--}37^\circ\text{N}$  付近の変動の振幅は  $16\text{ cm}$  程度にまで達している。北太平洋の風応力から計算したスペルドラップ輸送量の季節変動の振幅は  $20 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  程度なので<sup>5)</sup>, 水深  $5000\text{ m}$  の順圧流の場合だと, 力学高度差に換算して  $3\text{ cm}$  程度にしかならない。少なくとも Fig.4 の黒潮続流域は, その変動の大きさに相当する順圧成分の海底圧力変動が生じているとは考えにくく, 傾圧成分やステリックハイドの成分が含まれていると考えられる。

#### 4. GRACE での海底圧力変動分布観測

次に, GRACE のデータを用いて, 海底圧力変動の分布が観測できるかどうかを調べる。例として, GRACE から求めた 2005 年 6 月における海底圧力変動の分布と, 同時期の ECCO モデルの結果を Fig.5 に示す。ただし, GRACE の観測精度を考慮して, 20 次までの球面調和関数で再合成した。明らかに, GRACE で求めた海底圧力変動場 (Fig.5a) には

ECCO モデル (Fig.5b) にはない顕著な南北縞が見られる。この縞模様の振幅は, 南米のアマゾン河流域やインド北西部などで大きいが, これらは陸水の季節変動<sup>10)</sup>として説明されている。海底圧力として期待される信号は陸水の変動よりも圧倒的に小さいため (Fig.5b), 球面調和関数展開の低次項だけを使用した場合, 陸水の大きな変動に合うように決定された係数の影響が海域に偽の信号として出る可能性が考えられる。

これを確認するために, 陸域に大きな信号・海域に小さな信号を持つ仮想的なデータセットを作成し, これを球面調和関数展開した後に, 係数の次数を制限して元の場を再合成した場合に, 次数に依存してどのような違いを生じるかを調べた (Fig.6)。2004 年 12 月の 20 次までの GRACE データを陸域にのみ適用し, 海域には同月の格子点上の ECCO モデルの結果を適用して人工的データセットを作成した (Fig.6a)。80 次や 120 次までの高次の係数を用いて再合成した場合 (Figs. 6f, 6g) には, 若干の高周波のノイズはあるが, 元の場がほぼ再合成されることがわかる。一方, 20 次以下

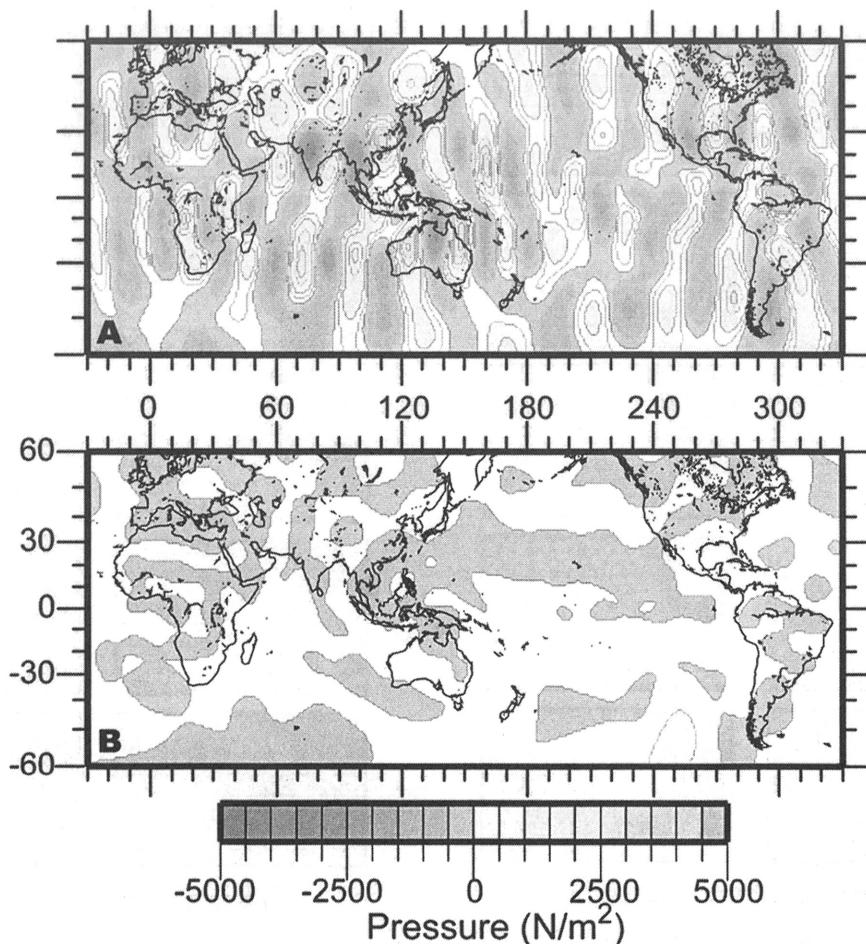


Fig.5 Bottom pressure anomaly (or its equivalent mass variations on land) in June 2005, estimated from the GRACE data (A) and the ECCO model (B).

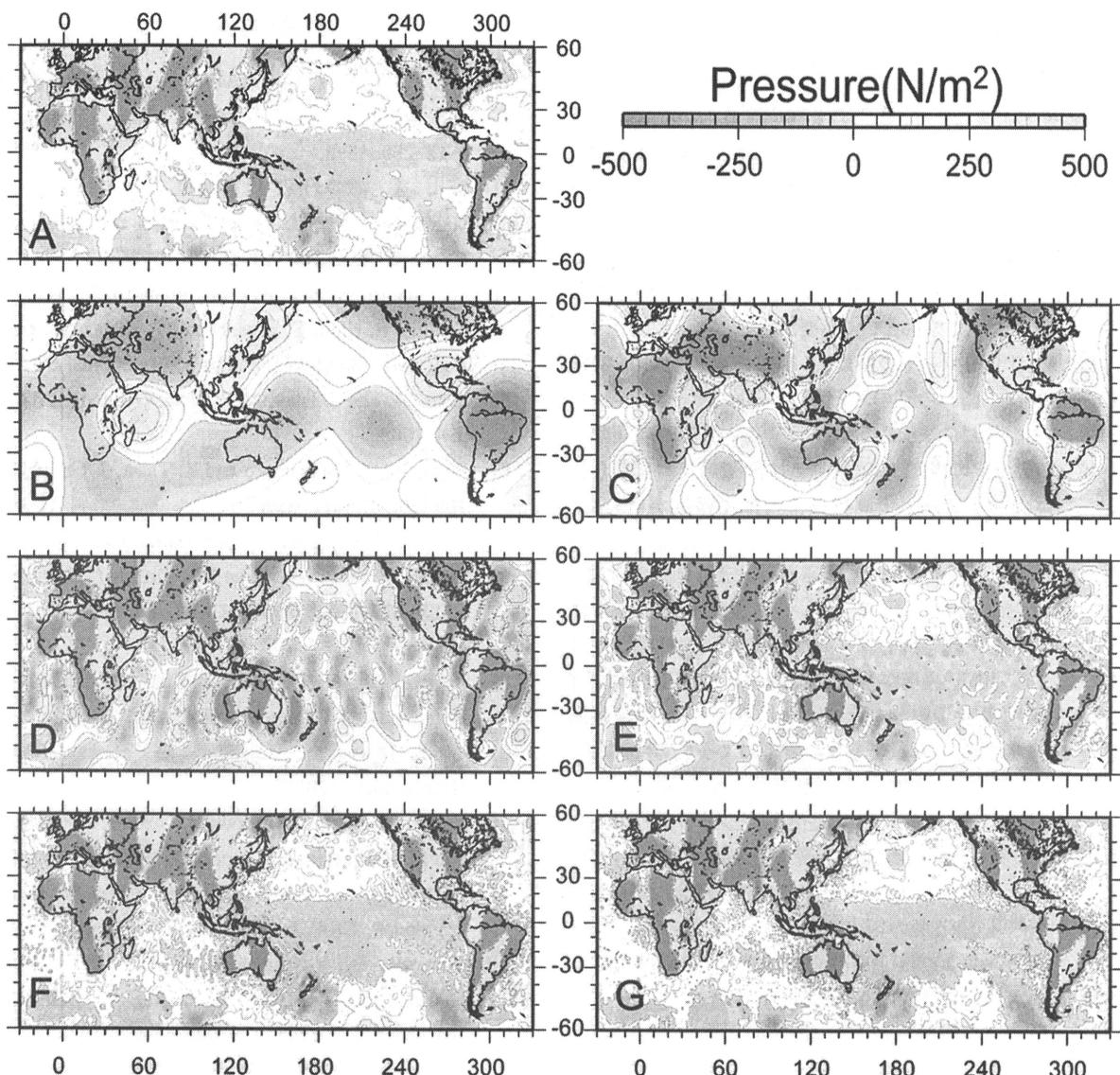


Fig.6 Synthesized ocean bottom pressure anomaly estimated from the ECCO model and equivalent land mass variations from the GRACE data (A) in December 2004. Reconstructed field from the spherical harmonics upto degree and order of 5 (B), 10 (C), 20 (D), 40 (E), 80 (F) and 120 (G).

の低次の係数で再合成した場合(Figs. 6a-6d)は、海域の信号は陸域の信号を延長したような形状となっており、陸域の大きな変動の影響で海域に偽の信号が作られることが確認できる。なお、20次までで再合成した場合(Fig.6d)でも、陸域がほとんど存在しない60°S付近では、元の海洋の信号(Fig.6a)が比較的良好に再現されている点も、陸域の影響による海域の偽の信号の存在を示唆している。

## 5. まとめと議論

T/PとGRACEの二種類の人工衛星による海面圧力変動分布の観測について、ECCO数値同化モデルの結果と比較して、観測可能性を定性的に検討した。ただし、ECCO

モデルで同化しているのは海洋上層の情報がほとんどなので、海底圧力のモデル結果がどの程度現実を反映しているのかについても、本来は別途検討しておく必要がある。将来的に衛星観測から推定する海底圧力の精度が向上した場合、モデル内で誤差が蓄積しやすい深層ではモデルの精度の方が悪くなる場合も十分考えられる。

海面高度計T/Pで求めた海底圧力の年周期変動成分は、空間的に大きなスケールについては、4-5月以外はECCOモデルの結果と位相がよく一致していた。ECCOの結果では、4-5月の変動に比べて、逆位相にあたる10-11月の変動の方がずっと大きい(Fig.3)。正弦関数を用いて年周期成分を抽出したFig.4では、逆位相での非対称性は表現できないので、4-5月の変動場がうまく再現できていない

のではないかと考えられる。

季節変動程度の時間スケールだと、順圧応答と同時に傾圧的な応答も生じうる。このため、潮汐や十数日以下の短周期の場合と異なり、海底圧力を抽出するためには、海面力学高度から傾圧成分と順圧成分を分離する必要があることが確認された(Fig.4)。例えば、多数のArgoフロートによる密度場の鉛直分布群や、IESや昇降式係留CTDなどによる密度の鉛直分布の連続観測などを用いて、海面の信号に対する傾圧成分と順圧成分の比率を、時間スケールの依存性を考慮した上で、求めていく必要がある。

また、ステリックハイドの精度も、季節変動成分の推定精度に影響する。既存の別のステリックハイドのデータセット<sup>13)</sup>を用いても結果はあまり変わらないものの、現在の海面熱フラックスのデータの推定アルゴリズムは熱帯域向けに作られているものが多いため、中高緯度での推定精度が低いことが知られている<sup>8)</sup>。特に、海面熱フラックスが非常に大きい日本東方の黒潮続流域では、水平移流による効果を考慮していないことも含めて、ステリックハイドの推定誤差は非常に大きいと考えられる。現在、アメリカのNOAAのPMELや日本の海洋研究開発機構が黒潮続流域付近で海面係留ブイによる気象海象現場観測を行っており、そういう現場観測データと多種類人工衛星データの使用によって、今後ステリックハイドの精度や分解能の向上が期待されている。

一方、GRACEデータでは、こういったステリックハイドや傾圧成分の影響なしに海底圧力変動を直接求めることができる。しかし、現在のGRACEデータでは、残念ながら海洋物理学で使用できる程の精度はないことがわかった。今後、GRACE衛星の挙動制御技術などの向上でGRACEの観測精度自身が上がり、使用できる次数が増えれば、Fig.6で見たように海域での誤差は軽減する可能性がある。また、将来的に陸水の研究・観測網が発達し、精度の良い陸水モデルが完成するがあれば、あらかじめ信号強度の大きい陸水の質量変動を除去しておいてから球面調和係数分解を施すことで、海底圧力変動の観測精度も向上すると考えられる。

## 参考文献

- 1) Fu, L.L. and A. Cazenave (Eds.), *Satellite Altimetry and Earth Science*, Academic Press (2001), ISBN 0-12-269545-3.
- 2) 市川 香, *海の研究*, 11 (2002), 305-319.
- 3) Matsumoto, K., M. Ooe, T. Sato and J. Segawa, *J. Geophys. Res.*, 100 (1995), 25319-25330.
- 4) Matsumoto, K., T. Sato, H. Fujimoto, Y. Tamura, M. Nishino, R. Hino, T. Higashi and T. Kanazawa, *Geophys. Res. Lett.*, 33 (2006), doi:10.1029/2006GL026706.
- 5) Isobe, A. and S. Imawaki, *J. Phys. Oceanogr.*, 32 (2002), 994-1009.
- 6) Fujio, S., D. Yanagimoto and K. Taira, *J. Geophys. Res.*, 105 (2000), 6377-6386.
- 7) AVISO, *Ssalto/Duacs User Handbook: (M) SLA and (M) ADT Near-Real Time and Delayed Time Product, SALP-MU-P-EA-21065-CLS*, Edition 1.2 (2004), 42pp.
- 8) Kubota, M., N. Iwasaka, S. Kizu, M. Konda and K. Kutsuwada, *J. Oceanogr.*, 58 (2002), 213-225.
- 9) Wahr, J. and M. Molenaar, *J. Geophys. Res.*, 103 (1998), 30205-30229.
- 10) Tapley, B.D., S. Bettadpur, J.C. Ries, P.F. Thompson and M.M. Watkins, *Science*, 305 (2004), 503-505.
- 11) Bettadpur, S., *Level-2 Gravity Field Product User Handbook, GRACE 327-734* (CSR-GR-03-01) (2004).
- 12) Stammer, D., R. Davis, L.-L. Fu, I. Fukumori, R. Giering, T. Lee, J. Marotzke, J. Marshall, D. Menemenlis, P. Niiler, C. Wunsch and V. Zlotnicki, *The consortium for estimating the circulation and climate of the ocean (ECCO)*, Report number 1 (1999), 23pp.
- 13) Stammer, D., *J. Geophys. Res.*, 102 (1997), 20987-21009.