

GEOSAT 高度計による黒潮および黒潮続流域の広域流動観測

坂井伸一*・水鳥雅文**・柴田 彰***

1. はじめに

衛星高度計は、マイクロ波により衛星直下の海面までの距離を数 cm の精度で観測することができ、地上局からの衛星追跡データなどをもとに計算された衛星の軌道データを組み合わせることにより、準楕円体（モデル化した地球）から海面までの海面高度を算出できる。この得られた海面高度（SSH）は、ジオイド（等重力ポテンシャル面）と海面力学高度（SSDT）の和として表され、海面力学高度成分のみを取り出すことができれば、海面の地衡流を計算することができる。

しかし、現状では、精度の良いジオイド・データが得られていないため、地衡流を計算できる精度の海面力学高度を求めることはできない。そのため、これまでの衛星高度計に関する研究では、同一軌道法（Shibata ら、1990）などにより、時間的に不変なジオイドと平均海面力学高度を除去し、海面力学高度の時間変動成分を対象としたものが中心であった。

本研究では、衛星高度計 GEOSAT のデータを用いて、黒潮および黒潮続流域を対象に、黒潮（続流）の力学特性を考慮することにより、海面力学高度の時間変動成分から平均海面力学高度を求める新たな手法を提案し、同海域の海面力学高度の絶対値を求め、解析結果を船舶や人工衛星等による既往の観測結果と比較して、本手法の適用性について検討した。

2. 高度計データの解析

(1) 高度計データの概要

解析に用いた GEOSAT データは、NODC (National Oceanographic Data Center) 提供の T2 GDRs で、約 17 日周期で同一地点に戻る繰り返し軌道（ERM ; Exact Repeat Mission) の観測データである。図-1 に示す海域を対象に、1986 年 11 月～1988 年 2 月（サイクル 1～サイクル 27）のデータについて解析した。

ただし、GEOSAT は、日本付近を北東から南西方向に

通過する下降軌道では欠測が多く、ここでは図中実線で示した上昇軌道のみを対象として解析を行った。軌道は全部で 42 パスで、隣り合う軌道の間隔はおおよそ 110 km 程度である。軌道方向の距離分解能は 7.5 km である。

T2 GDRs の生データから海面高度を求めるためには、電離層における自由電子量の光速補正、対流圏での乾燥大気および湿潤大気による光速補正、海洋および固体地球の潮汐による高度補正などを施す必要がある（Cheney ら、1991）。T2 GDRs には、これらの補正值も同時収録されており、本研究ではこの補正值を用いて海面高度を求めた。

得られた海面高度は次式のように表される（今脇ら、1990）。

$$S(r, t) = G(r) + \bar{\zeta}(r) + \zeta(r, t) + \epsilon_s(r) + \epsilon_r(t) + \epsilon_m(t) \dots \dots \dots (1)$$

ただし、 $S(r, t)$ は海面高度、 $G(r)$ はジオイド高、 $\bar{\zeta}(r)$ は平均海面力学高度、 $\zeta(r, t)$ は海面力学高度の時間変動成分、 $\epsilon_s(r)$ は系統的な軌道誤差、 $\epsilon_r(t)$ はランダムな軌道誤差、 $\epsilon_m(t)$ は任意の測定誤差、 r は距離のパラメータ、 t は時間のパラメータである。

Ganeko (1983) によれば、図-1 に示した海域におけるジオイド高は、最大 50 m 程度の高低差がある。一方、海面力学高度は、全球で rms が 50 cm 程度、黒潮などの最も大きいところで 1 m～2 m 程度であるため、海面高度から海面力学高度の絶対値を求める場合、ジオイド、および(1)式の誤差成分を数 cm の精度で取り除く必要がある。

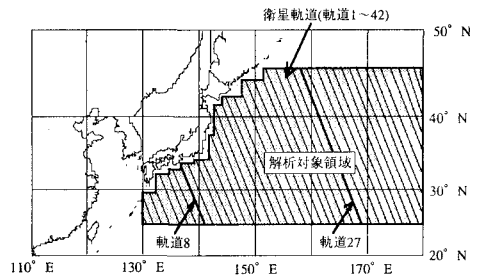


図-1 解析対象範囲

* 正会員 工修 電力中央研究所 我孫子研究所
 ** 正会員 工博 電力中央研究所 我孫子研究所
 *** 理博 気象研究所

しかし、現在得られるジオイドデータには、rmsで数10 cm程度の誤差がある。また、(1)式の誤差の中で最も大きいランダムな軌道誤差には、rmsで約3 m程度の誤差がある。ただし、Cheneyら(1983)によれば、ランダムな軌道誤差は、衛星の1周期が1波長となるような非常に長い波長であるため、それに比べて短い波長の海洋現象を対象とする場合には、低次の多項式などにより比較的容易に分離することができると報告されている。

よって、現状では、ジオイドの不確かさが主要因となって、地衡流計算に適用できる数cm精度の海面力学高度を求めることはできない。

本研究では、次節に示すような、黒潮(統流)の力学特性を利用した手法を用いることにより、ジオイドデータを用いずに海面力学高度の絶対値を求める。

(2) 解析手法

本研究では、これまでの船舶や人工衛星等による海洋観測結果から得られている黒潮(統流)の力学特性を考慮し、以下に挙げる仮定の上で解析を行う。

- 1) 黒潮(統流)は、南側の方が北側よりも約1 m程度高い海面力学高度を有する。
- 2) 黒潮(統流)の流軸より南側の海域において海面が最も高くなるのは黒潮の南端部分、流軸より北側の海域において海面が最も低くなるのは黒潮の北端部分である。
- 3) 流れの幅(約100 km)に対して、流路の変動幅の方が大きい。

上記の仮定を、図-1で示した対象海域に適用し、海面力学高度を求める。

ここでは、簡単なモデルを用いて、解析手法の説明を行う。

いま、ある1つの軌道について、図-2、図-3に示すようなジオイド(G)分布、および5サイクル分の海面力学高度 $\zeta = \bar{\zeta} + \zeta'$ (SSDT1~SSDT5)を想定する。ここで、ジオイドの高低差を約10 m、黒潮(統流)の横断幅を約100 km、黒潮(統流)の海面力学高度高低差を約80 cm、流軸の変動幅を32°N~35°Nとした。図-3のMSSDTは、5サイクルの平均海面力学高度 $\bar{\zeta}$ である。

このとき、高度計のデータから求められる海面高度 S 、および平均海面高度 \bar{S} (MSSH)は、図-4のようになる。実際の観測では前述のように、各種誤差が含まれるが、ここでは簡略化してこれらの誤差を0とした。

このとき、平均海面高度 \bar{S} は、以下のようになる。

$$\bar{S} = G + \bar{\zeta} \dots\dots\dots (2)$$

次に、以下の手順で $\bar{\zeta}$ を求める。

- 1) 各軌道毎に、各サイクルの海面高度 S から平均海面高度 \bar{S} を差し引き、海面力学高度の時間変動成分 ζ' (Var 1~Var 5)を求める(図-5)。

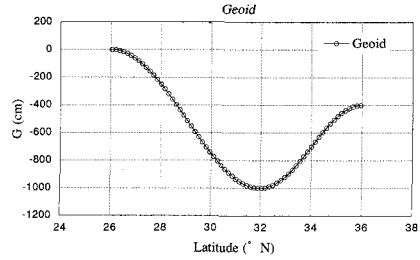


図-2 モデルのジオイド

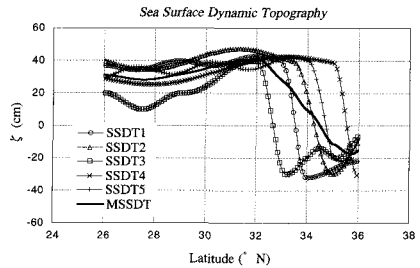


図-3 モデルの海面力学高度

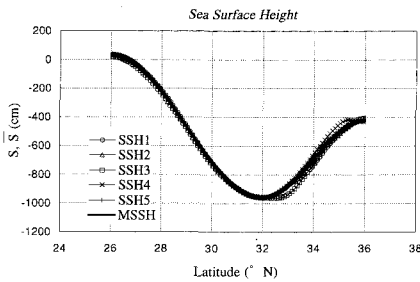


図-4 モデルの海面高度

- 2) 各軌道毎に、全サイクルの ζ' の値から、各緯度における最大値(Max)、最小値(Min)、および両方の差である振幅(Amp)を求める。図-6に、Max, Min, Amp, 黒潮(統流)が最南端と最北端に位置する時の海面力学高度、および平均海面力学高度を示す。
- 3) 図-6において、Ampが最大になる緯度 N_0 、およびそのときの値 Amp_0 を求める。このとき、先の3)の仮定より、 Amp_0 は黒潮(統流)の海面力学高度の高低差を表すことになる。すなわち、黒潮(統流)における海面力学高度の正、および負の部分を ζ_s 、 ζ_n とおくと、
$$Amp_0 = \zeta_s + \zeta_n \dots\dots\dots (3)$$
となる。
- 4) 先の仮定2)により、 N_0 以南($N < N_0$)、および以北($N > N_0$)の海域において、次式が成立する。

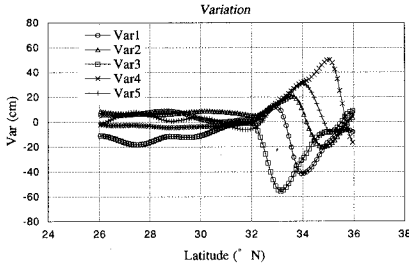


図-5 モデルの海面力学高度の時間変動成分

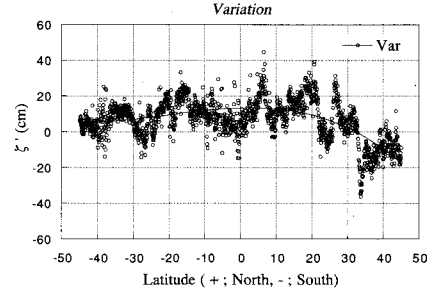


図-7 海面力学高度の時間変動成分 (軌道 27)

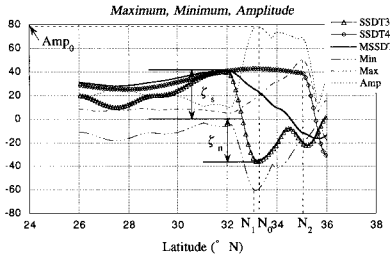


図-6 モデルの Max, Min, Amp

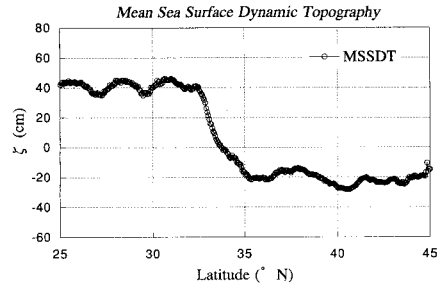


図-8 平均海面力学高度 (軌道 27)

$$\text{Max} = \zeta_s - \bar{\zeta} \dots\dots\dots (4)$$

$$\text{Max} - \text{Amp}_0 = -\zeta_n - \bar{\zeta} \dots\dots\dots (5)$$

$$\text{Min} = -\zeta_n - \bar{\zeta} \dots\dots\dots (6)$$

5) Min が最小となる緯度を N_1 , Max が最大となる緯度を N_2 として, $(N_1 + N_2)/2$ の位置における Min の値を $-\zeta_n$ と定義して, 上式(5), (6)から $\bar{\zeta}$ を求める。

3. 解析結果

(1) 軌道上の解析結果

図-1 に示した黒潮流域を通過する軌道 8, ならびに黒潮続流域を通過する軌道 27 についての解析結果を示す。

図-7 に, 軌道 27 のサイクル 5 における ζ の分布を示す。実際の ζ の値には, (1)式に示したように, ランダムな軌道誤差 ϵ_1 と任意の測定誤差 ϵ_m が含まれる。ここでは, Cheney らにならない, ランダムな軌道誤差 ϵ_1 を, 図-7 に実線で示すように, $45^\circ\text{S} \sim 45^\circ\text{N}$ の範囲に対する 3 次の多項式によって除去した。任意の測定誤差 ϵ_m については, 解析結果に与える影響が小さいとして, 本研究では無視した。

全サイクルについて, 同様にランダムな軌道誤差を除去し, 前述の解析手順によって, 平均海面力学高度 $\bar{\zeta}$ を求めた。図-8 に, 軌道 27 における $\bar{\zeta}$ の分布を示す。

図-8 より, $32^\circ\text{N} \sim 35^\circ\text{N}$ 付近に黒潮続流の流軸が位置していたことがわかる。また, 黒潮続流以南の $27^\circ\text{N} \sim 30^\circ\text{N}$ の海域に, 反流, ないし冷水塊が存在していたことが

推定される。

次に, 各軌道毎に求めた平均海面力学高度 $\bar{\zeta}$ に, 各サイクルの時間変動成分 ζ を足し合わせて, 海面力学高度の絶対値 ζ を求めた。図-9, 図-10 に, サイクル 11 における軌道 8, および軌道 27 の海面力学高度を示す。

図-9 より, 黒潮は 31°N 付近に流軸があり, 海面力学高度の高低差は約 90 cm であることがわかる。一方, 図-10 より, 黒潮続流は $31^\circ\text{N} \sim 33^\circ\text{N}$ に流軸があり, 海面力学高度の高低差は約 80 cm であることがわかる。

地衡流速の絶対値は, 流れの流軸と軌道のなす交差角がわからない限り, 求めることはできない。海上保安庁水路部発行の, サイクル 11 とほぼ同時期の海況速報(図-11)によると, 軌道 8 はほぼ黒潮の流路を直角に通過していると推定される。そこで, 軌道 8 について, 図-9 に示した海面力学高度より地衡流速を求めてみると, 約 70 cm/s となり, 海況速報による観測結果が約 100 cm/s であるのに比べて, やや小さくなっている。観測期間が正確には一致していないことや, 軌道方向の地衡流分速の実測値がわからないことを考慮すると, 本解析結果は概ねよい対応を示しているものと思われる。

(2) 平面分布

軌道毎に得られた解析結果をもとに, $15' \times 15'$ の格子状にデータを内挿して, 海面力学高度の平面分布を求めた。前述のように, GEOSAT データは, 隣り合う軌道間隔が 110 km 程度離れているため, 経度方向に適当なスムージ

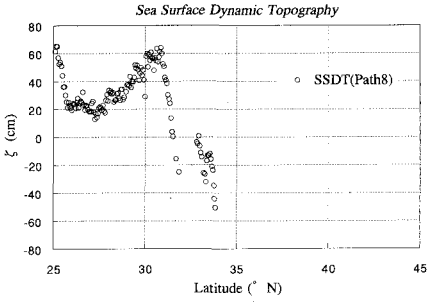


図-9 海面力学高度 (軌道 8 : 黒潮流域)

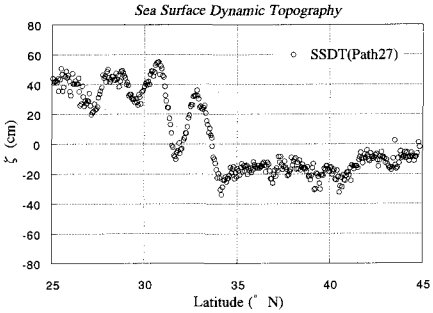


図-10 海面力学高度 (軌道 27 : 黒潮統流域)

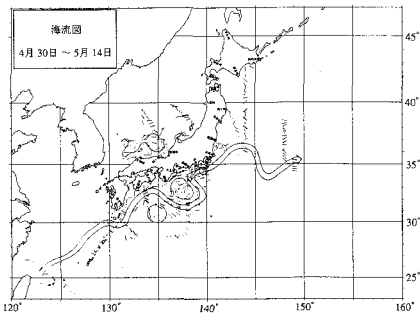


図-11 海況速報による海流図

ング処理を行った。

これまでの船舶等による観測結果より、黒潮の流路は、水深 200 m 層の水温分布とよく一致することが知られている。そこで、解析結果の海面力学高度と海況速報による黒潮流域の 200 m 層の水温分布を比較し、定性的な黒潮の流路の変動について検討を行った。

図-12～図-14 に、連続する 3 サイクル(サイクル 5～サイクル 7)の海面力学高度、および 200 m 層の水温の平面分布を示す。海面力学高度の平面分布において、太線は 0 の等値線を表し、実線は正の値を、点線は負の値を示している。

両者を比較すると、四国の室戸岬沖から千葉の犬吠埼付近にかけて、黒潮の流路がよく対応していることがわ

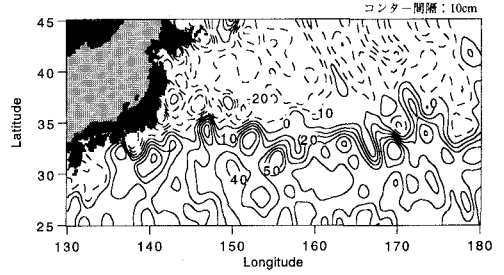


図-12(a) 海面力学高度の水平分布 (サイクル 5)

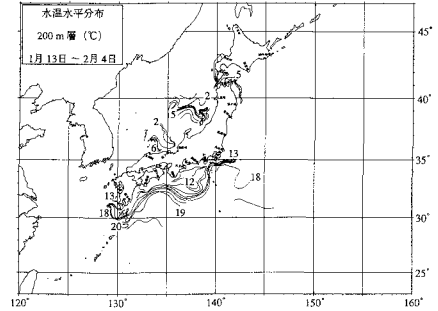


図-12(b) 水温の水平分布 (サイクル 5)

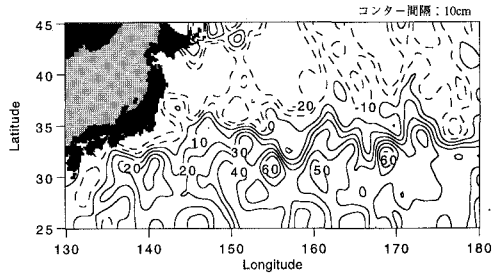


図-13(a) 海面力学高度の水平分布 (サイクル 6)

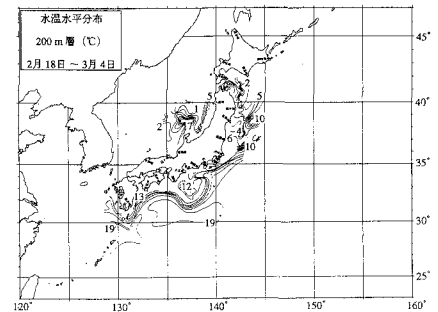


図-13(b) 水温の水平分布 (サイクル 6)

かる。一方、九州の都井岬から室戸岬にかけては、解析結果に黒潮が表現されておらず、対応が見られない。また、サイクル 6 の海面力学高度には、紀伊半島の潮岬沖

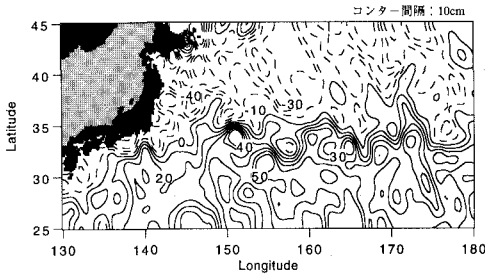


図-14(a) 海面力学高度の水平分布 (サイクル7)

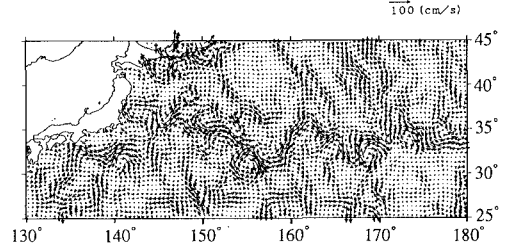


図-15 地衡流分布

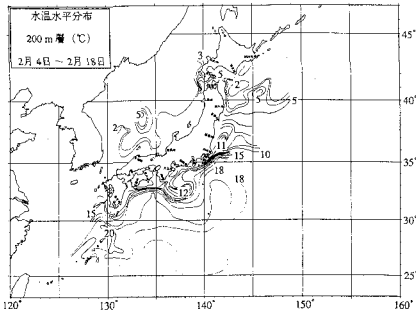


図-14(b) 水温の水平分布 (サイクル7)

の冷水塊が表現されていない。

次に、人工衛星 NOAA/AVHRR の海面水温分布画像を用いて、黒潮続流域を含むより広範囲について、解析結果の検討を行った。ただし、雲のない良好な画像はサイクル6の期間中の1シーンしか得られなかったため、サイクル6のみについて検討した。

この結果、黒潮流域においては、室戸岬沖から犬吠埼沖にかけて、黒潮の流路、大小の渦、黒潮反流など、両者とも良い対応を示した。また、水温分布との比較では対応が見られなかった潮岬沖の海域についても良い対応を示した。一方、都井岬から室戸岬にかけては、水温分布との比較と同様に、対応が見られなかった。

黒潮続流域では、複雑に蛇行する黒潮続流の流路や、その周りに存在する中規模渦などが、両者ともよく一致した。

図-15には、サイクル6における地衡流分布を示す。前述したように、GEOSAT は下降軌道のデータが使えないこと、経度方向の分解能が粗いことなどにより、定量的な評価は難しいが、紀伊半島沖から東の黒潮、および黒潮続流とその周りに存在する中規模渦が再現されていることがわかる。本手法での仮定が、どの程度の範囲

で適用できるかという点については、漂流ブイやより広範囲の船舶やブイなどの実測データを用いて、検討する必要があると思われる。

4. まとめ

GEOSAT 高度計のデータを用いて、黒潮(続流)の変動特性を利用することにより、海面力学高度の絶対値を求め、既往の観測結果などと比較した結果、概ね良い対応が得られた。比較データの精度から定量的な精度の評価はできないものの、本手法により、黒潮および黒潮続流域の広域流動場を連続して観測できる見通しが得られた。

一昨年打ち上げられた高度計 TOPEX/POSEIDON は、GEOSAT よりも観測精度が良く、上昇下降軌道とも良好なデータが取得されている。また、わが国周辺の海域において、同衛星の軌道に沿って国際的な同期観測も実施されており、TOPEX/POSEIDON の観測データから、より精度のよい海面力学高度分布が得られるものと期待される。

参考文献

今脇資郎・市川香 (1990): GEOSAT 海面高度計データから求めた日本近海の海面変動, 月刊海洋, Vol. 22, No. 9, pp. 540-545.

Cheney, R. E., J. G. Marsh and B. D. Beckley (1983): Global mesoscale variability from collinear tracks of Seasat altimeter data, J. Geophys. Res., 88 (C 7), pp. 4343-4354.

Cheney, R. E., N. S. Doyle, B. C. Douglas, R. W. Agreen, L. Miller, E. L. Timmerman, and D. C. McAdoo (1991): The Complete Geosat Altimeter GDR Handbook, NOAA Manual NOS NGS 7, 79 p.

Ganeko, Y. (1983): A $10' \times 10'$ detailed gravimetric geoid around Japan, Marine Geodesy, 7, pp. 291-314.

Shibata, A., and Y. Kitamura (1990): Geosat sea level variability in the tropical Pacific in the period from November 1986 to February 1989, Obtained by collinear Method, The Oceanographical Magazine, Vol. 40, pp. 1-26.