

特集「北西太平洋・日本周辺海域における海流系の流量・熱輸送量の変動」

北太平洋亜熱帯循環強度の経年変動と海洋変動との関係 (衛星海面高度計データの解析) *

谷 政信 **・桜井 敏之 ***

要 旨

衛星海面高度計データから黒潮統流を挟んだ南北の海面高度差を求め、黒潮統流の東向き流量や、その南側にある再循環の強度との関係について調査を行い、再循環を含めた黒潮統流域には伸張期と縮小期が存在することを示した。また、黒潮統流を挟んだ南北の海面高度差は、本州南方の黒潮流量に再循環流が付加された黒潮統流の流量と変動傾向が一致しており、再循環流も含めた黒潮統流の東向き流量の指標になる。

再循環を含む黒潮統流の変動の要因として、本州南方の黒潮流量の変動のほかに、北太平洋中東部での風応力の鉛直回転成分の変動により生じた海洋の内部構造の変動が、傾圧ロスビー波により西へ伝わることによって生じたことが示唆された。

再循環域を含む黒潮統流域の強度と貯熱量の経年変動との関係について、高い相関があることが示された。

1. はじめに

黒潮は大量の熱を北太平洋の低緯度から中緯度へ運んでおり、黒潮とその下流にある黒潮統流の流域である本州の南方及び東方の海域で、その熱を海洋から大気へ放出している。黒潮統流域は北太平洋の熱帯域を除いた海域のなかで最も活発に大気と熱交換を行っている海域である (Qiu, 2002)。一方、北太平洋では十年規模変動が卓越している。Latif and Barnett (1994, 1996) は、北太平洋での十年規模変動のメカニズムについてモデル実験によって、黒潮熱流量の変動により北太平洋中緯度で海洋から大気への熱放出量が変動

し、それがアリューシャン低気圧の強弱に影響を与え、再び亜熱帯循環を変化させるというフィードバックの仮説を提示している。しかし、観測によってはまだ確かめられていない。

黒潮流量の変動とその要因について Hanawa and Kamada (2001) は、黒潮流量の長周期変動がアリューシャン低気圧の強度をあらわす北太平洋指数 (North Pacific Index ; NPI) の長周期変動から5年遅れで相関が高いことを示している。また、Yasuda and Kitamura (2003) は、数値モデルを用いた再現実験によって、日本南方の黒潮流量の変動と、北太平洋中央部の 25°N ~ 35°N, 170°E

* Relation between interannual variability of the North Pacific subtropical circulation intensity and a marine variability : Analysis of sea surface height data from satellite altimeters

** Masanobu Tani

Marine Division, Global Environment and Marine Department (地球環境・海洋部海洋気象課)

*** Toshiyuki Sakurai

Office of Planning, Meteorological Research Institute (気象研究所企画室)

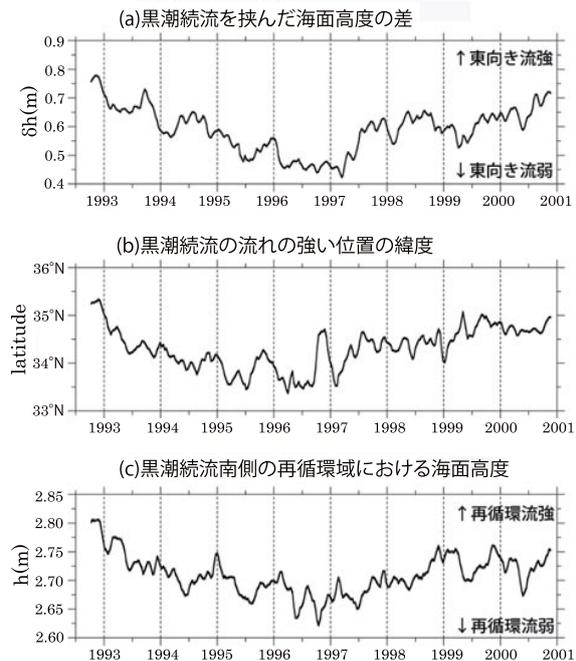
～170°W における風応力の鉛直回転成分（以下 curl τ ）の変動が、約3年遅れで相関が高いことを示した。

黒潮統流の変動についてみると、Qiu (2002) は、衛星に搭載された海面高度計のデータを用いて、黒潮統流の強度変化を示し、黒潮統流域の流れの特徴は、東向きの流れが強くて流軸が北に寄り、黒潮統流の南側の再循環も強い状態（伸張期）と、東向きの流れが弱くて流軸が南に寄り、南側の再循環が弱い状態（縮小期）とに分けられ、1990年代の状況では、1992～1996年の期間にゆっくりと伸張期から縮小期へ遷移し、1999～2000年には再び伸張期に戻っていると述べている（第1図、第2図）。また、1992～2000年における黒潮統流の強度の変動は、本州南方137°E線における黒潮流量の変動傾向と一致している（気象庁、2006）。

黒潮統流の強度における変動要因の一つとして、Qiu (2002) は、TOPEX/Poseidonの海面高度計データから求めた黒潮統流を挟んだ南北の海面高度差と、北太平洋中央部の curl τ の変動に伴う6年先行させた29°N～32°Nのスベルドラップ輸送量の変化傾向が一致していることを示し、スベルドラップ輸送量の6年の先行は、Deser *et al.* (1999) によると、数十年規模の curl τ の変動が最大となる北太平洋中央部から黒潮統流の緯度に沿った傾圧ロスビー波の通過に必要な時間としている。

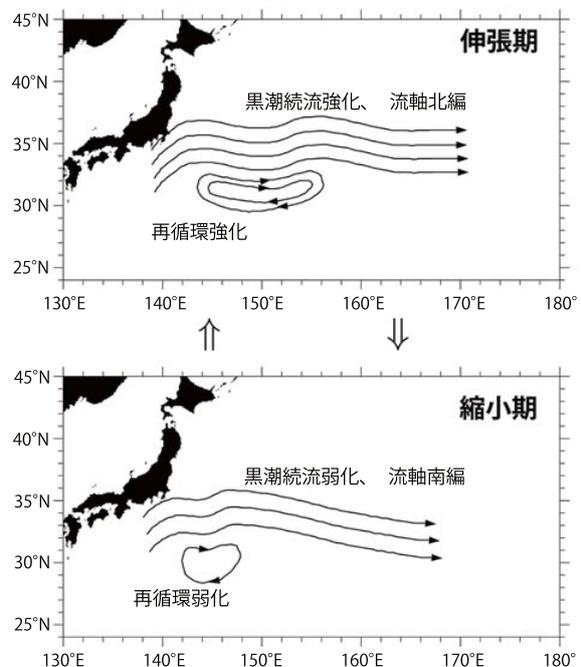
以上のように、数年以上の時間スケールにおいて、黒潮流量及び黒潮統流の強度は、北太平洋中部の curl τ の変動から3～6年遅れて変動している。このような黒潮流量及び黒潮統流の変動は、北太平洋中部の風の変動によって生じた海洋の内部構造の変動がロスビー波によって西に伝わることによって生じていると考えられている（Deser *et al.*, 1999）。

本調査では、大気-海洋相互作用の結果として生じる気候変動と密接に関連する海洋変動を定量的にとらえるため、Qiu (2002) 及び Qiu and Chen (2005) の黒潮統流に関する調査を基に、衛星海面高度計のデータを用いて1990年代以降の北西太平洋における亜熱帯循環の強度指標を作



第1図 衛星海面高度計による (a) 黒潮統流を挟んだ南北の海面高度差（単位：m）、(b) 黒潮統流の流れの強い位置の緯度、(c) 黒潮統流南側の再循環域における海面高度（単位：m）

すべて、141°E～180°の平均値。Qiu (2002) の Figure8 に加筆の上転載。



第2図 黒潮統流と再循環の変動の模式図
Qiu (2002) の Figure6 に加筆の上転載。

成し、その経年変動と黒潮続流域の貯熱量との関係について調査を行った。

2. データ

使用したデータは、AVISO/CLS (仏国) が TOPEX/Poseidon, Jason-1, ERS-1/2 及び Envisat 衛星の高度計による海面高度偏差データに Rio and Hernandez (2004), Rio *et al.* (2005) による平均力学高度を加えた力学的海面高度 (以下 SSH) を用いた (データ取得先の URL : http://www.aviso.oceanobs.com/html/donnees/produits/hauteurs/global/madt_uk.html)。使用した期間は 1992 年 10 月～2006 年 12 月、格子間隔 0.25° の 7 日ごとの SSH を用いた。この SSH には、大気からの加熱冷却による海水の熱膨張・収縮成分 (以下 steric 成分) が含まれている。中緯度の steric 成分は季節変動が卓越するため、SSH の月平均気候値から年平均値を差し引いた値を各月における steric 成分とし、SSH からこの steric 成分を差し引いた値を使用した。

このほかに、JRA-25/JCDAS 再解析データセット (Onogi *et al.*, 2007) の月平均風応力データ (1979 年 1 月～2006 年 12 月)、気象研究所が開発した次期北西太平洋海況予測システム (MOVE-WNP/MRI.COM (Usui *et al.*, 2006)、以下 MOVE-WNP) により解析された海洋同化データの月平均の水温、流速データ (0.1° 格子 : 1993 年 1 月～

2005 年 12 月)、及び気象庁の現場水温の客観解析により再解析された月平均の水温データ (2° 格子 : 1961 年 1 月～2006 年 12 月) (杉本・吉田, 2005) も利用した。また、気象庁の海洋気象観測船により観測した 137°E 線の水温・塩分データから、客観解析により深さ 1250m からの地衡流量の積算値を求め、黒潮逆流などの再循環分を除き、正味の黒潮流量として使用した。

3. 解析結果

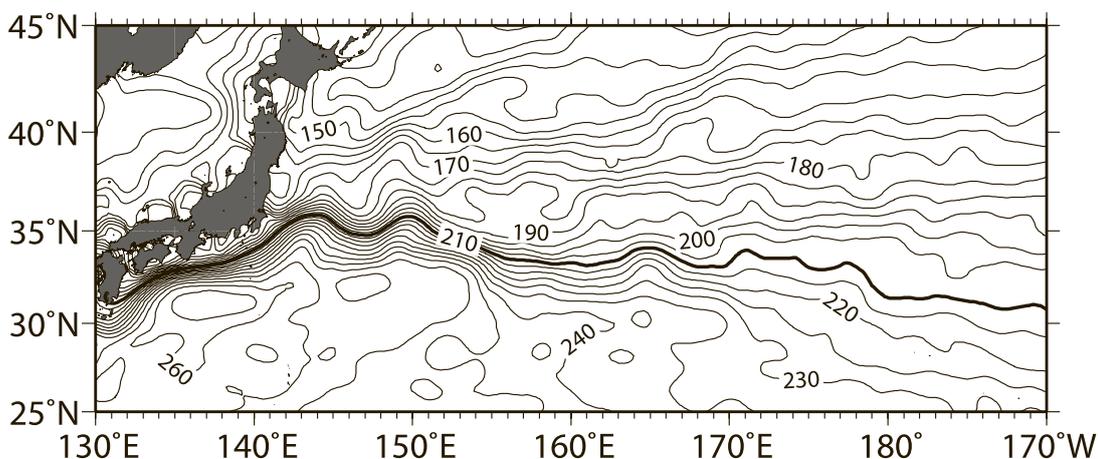
3.1 黒潮続流における南北海面高度差及び流軸緯度の経年変化

Qiu (2002) 及び Qiu and Chen (2005) は、1992～2004 年の SSH を用いて、黒潮続流域の流れの特徴に、伸張期と縮小期があることを示した。

ここではさらに、2006 年までの期間に延ばして、黒潮続流を挟んだ南北の SSH 差 (以下 δ SSH)、黒潮続流の流軸緯度、及び黒潮続流南側の再循環域における SSH を求め、黒潮続流とその再循環の変動について調査を行った。

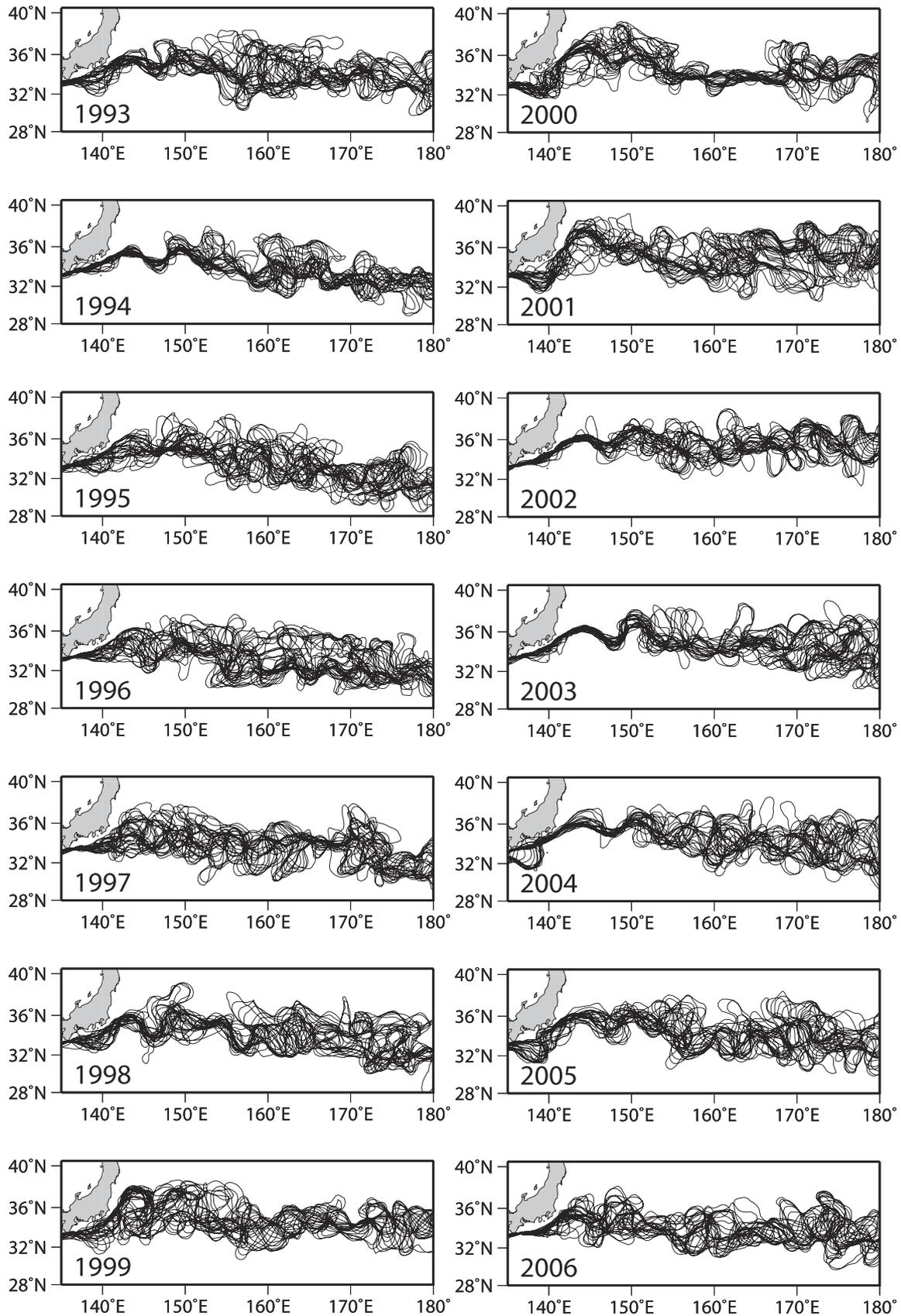
第 3 図に 1993～2006 年の全期間の平均 SSH を示す。南北勾配が最大となる位置は、第 3 図に示すとおり、SSH の 210cm の等値線とおおむね一致する。SSH が 210cm となる等値線を 135°E ～ 180° の範囲で求め黒潮及び黒潮続流の流軸とし第 4 図に示す。

黒潮続流の流軸の南側 (北側) の SSH は、Qiu



第 3 図 海面高度

黒細線は 1993～2006 年の平均海面高度 (単位 : cm) の 5cm 間隔、黒太線は黒潮及び黒潮続流の流軸とした海面高度 210cm を示す。



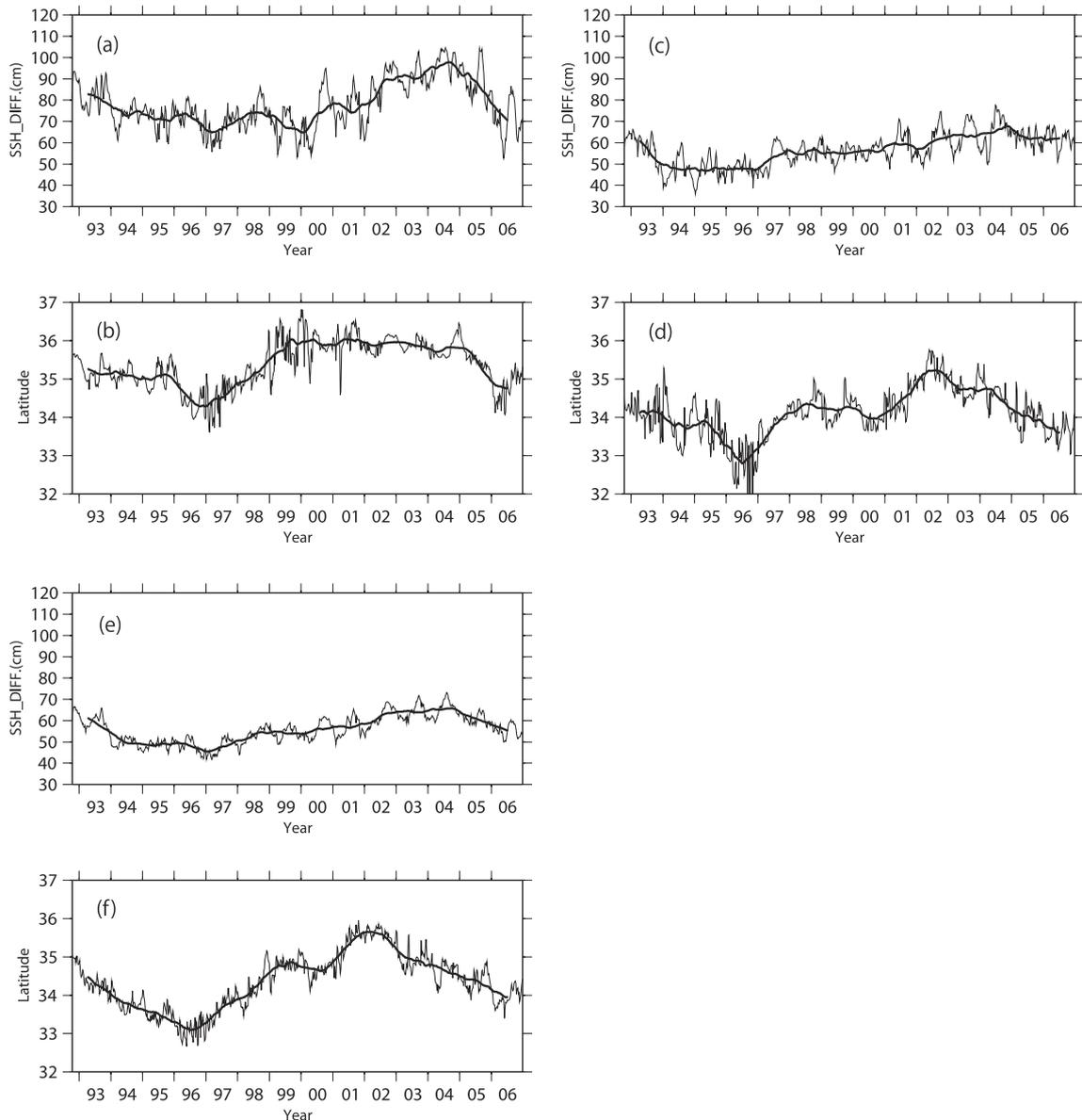
第4図 海面高度から求めた黒潮及び黒潮続流の流軸（1993～2006年）

黒線は1993～2006年の平均海面高度の南北勾配が最大となる海面高度210cmの等値線で、14日毎に示している。

(2002) 及び Qiu and Chen (2005) と同様に、各経度 (0.25° 格子) ごとに流軸から南側 (北側) 1° の地点を中心として南北に 1.5° の範囲の平均値とし、次に黒潮続流域を上流域 (141°E ~ 153°E)、中流域 (153°E ~ 165°E) 及び全域 (141°E ~ 180°) に分け、黒潮続流を挟んだ南北の SSH 差 (以下 δ SSH) を各流域ごとに経度方向で東

西平均した。各流域における δ SSH と流軸緯度の時系列を第 5 図に示す。

上流域では、黒潮続流の δ SSH は 1995 ~ 2001 年に小さい状態が続き、それ以降 2004 年にかけて増加し、2005 年以降は減少している。上流域での黒潮続流の流軸緯度は、1996 ~ 1997 年に 34°N 付近で最も南に位置していた。その



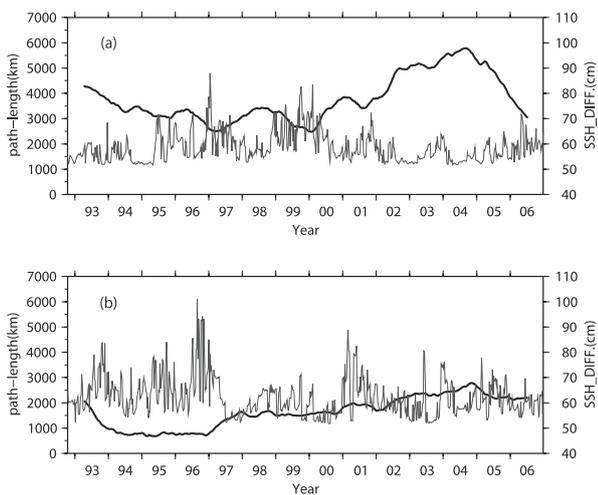
第 5 図 黒潮続流の南北の海面高度差 (単位 : cm) と流軸緯度 (単位 : °N)

(a) 上流域 (141°E ~ 153°E) の黒潮続流の南北の海面高度差, (b) 上流域 (141°E ~ 153°E) の黒潮続流の流軸緯度, (c) 中流域 (153°E ~ 165°E) の黒潮続流の南北の海面高度差, (d) 中流域 (153°E ~ 165°E) の黒潮続流の流軸緯度, (e) 全流域 (141°E ~ 180°) の黒潮続流の南北の海面高度差, (f) 全流域 (141°E ~ 180°) の黒潮続流の流軸緯度。

黒細線は 7 日毎の値, 黒太線は 1 年移動平均値を示す。

後, 1999 年まで北上し 36°N 付近に達したあと 2004 年にかけて緩やかに南下し, 2005 年以降は 35°N 付近に南下していた. 一方, 中流域及び全流域では, δ SSH は 1994 ~ 1996 年に小さく, それ以降 2004 年にかけて徐々に増加し, 2005 年以降減少している. 中流域及び全流域の黒潮続流の流軸緯度は, 1996 年ころ最も南に位置していたが, 1997 年以降北上し, 2002 年に最も北に位置していた. 2003 年以降は南下傾向である.

次に, SSH が 210cm となる等値線を黒潮続流の流軸とし, 第 6 図に上流域及び中流域における黒潮続流の流路長及び δ SSH を示す. 上流域では, δ SSH が大きい 1994 年以前及び 2002 ~ 2004 年に黒潮続流の流路長が短く, 第 4 図で見られるように黒潮続流の流軸も安定しているが, δ SSH が小さい 1995 ~ 2001 年及び 2006 年以降では黒潮続流の流路長が長く流軸も変動している. 一方, 中流域については, δ SSH が小さい 1996 年以前に黒潮続流の流路長が長く流軸も変動している. 黒潮続流の δ SSH, 流軸緯度及び流路長のこれらの結果については Qiu (2002) 及び Qiu and Chen (2005) と一致している.



第 6 図 黒潮続流の流路長 (単位: km) と南北の海面高度差 (単位: cm)

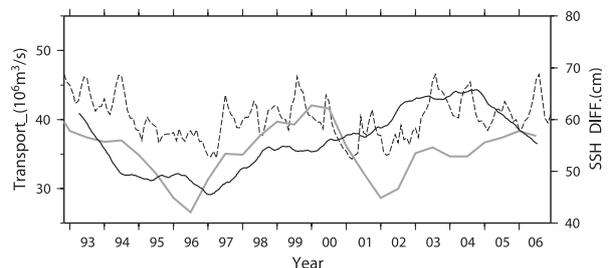
(a) 上流域 (141°E ~ 153°E), (b) 中流域 (153°E ~ 165°E).

黒細線は 7 日毎の流路長, 黒太線は海面高度差の 1 年移動平均値を示す.

3.2 黒潮続流の δ SSH の変動の要因

黒潮続流の δ SSH の変動の要因の調査を行うため, 黒潮続流全域の δ SSH 及び JRA-25/JCDAS 再解析データセットの月平均風応力データから求めた 29°N ~ 32°N の平均のスベルドラップ輸送量, 137°E 線の正味の黒潮流量及び 3.1 節で求めた黒潮続流の δ SSH を第 7 図に示す. なお, スベルドラップ輸送量は 6 年先行させて表示している. 1993 ~ 2000 年の期間での δ SSH とスベルドラップ輸送量は, 相関係数が 0.61 の危険率 1% 未満の有意な相関 (以下, 危険率 1% 未満を有意とする.) があり, Qiu (2002) と同様な結果となった. 黒潮続流の δ SSH と黒潮流量についても相関係数が 0.73 の有意な相関となり, 3 つの要素とも同様の変化傾向を示している. しかし, 2000 年以降では黒潮続流の δ SSH に対してスベルドラップ輸送量及び黒潮流量は変動傾向が一致しておらず, 1993 ~ 2006 年の期間における δ SSH とスベルドラップ輸送量は相関係数が 0.25, δ SSH と黒潮流量は相関係数が 0.18 と低い相関となった. このことは 2000 年以降の黒潮続流の δ SSH は, 黒潮流量だけではなく, ほかの変動要因も含んでいることを示している.

黒潮続流の δ SSH は, 黒潮続流域における東向きの流速に比例する量であり, 黒潮続流の東向きの積算流量とよく対応することが期待される. 3.1 節で求めた黒潮続流の δ SSH と黒潮続流



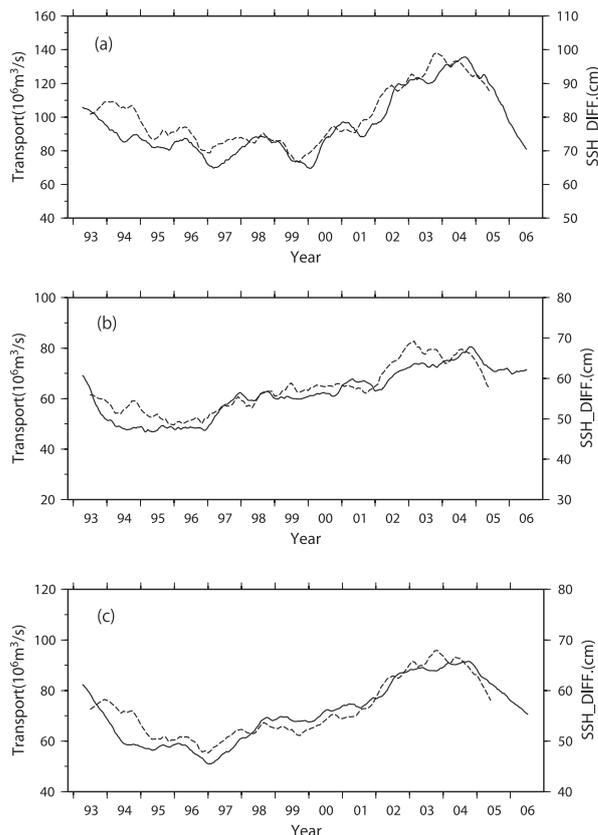
第 7 図 29°N ~ 32°N 平均のスベルドラップ輸送量 (単位: $10^6 \text{m}^3/\text{s}$), 137°E 線の正味の黒潮流量 (単位: $10^6 \text{m}^3/\text{s}$) 及び黒潮続流全域の南北の海面高度差 (単位: cm)

黒破線は 6 年先行 (タイムラグ) させたスベルドラップ輸送量, 黒太線は黒潮続流全域 (141°E ~ 180°) の南北の海面高度差, 灰太線は 137°E 線の正味の黒潮流量を示す. いずれの値も 1 年の移動平均値.

の東向き積算流量の時系列を第8図に示す。ここで黒潮統流の東向き積算流量は、MOVE-WNPの海洋同化データを用い、以下の手順で求めたものである。まず、黒潮統流全域の格子点ごとに海面から2000m深までの東西流を積算した流量について求める。次に、黒潮統流の流軸位置を水温で200m深15°Cの等値線と定義し、流軸の南北で格子点の東向き流量が $0 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ になる緯度まで流量を積算し、黒潮統流の上流域・中流域・全域の流域ごとに経度方向で東西平均した。黒潮統流の $\delta \text{ SSH}$ と東向き積算流量は、各流域において相関係数が0.9以上の有意な高い相関があり、 $\delta \text{ SSH}$ は深い層からの流速の積分量である流量と同様の変動を示している。また、黒潮統流の東向き積算流量の最大値は、上流域で約 $140 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 、中流域で約 $80 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ に達しており、 137°E 線の正味の流量(第7図)よりもかなり多い。Wijffels *et al.* (1998)は、過去の房総半島南東沖の海洋観測により黒潮統流の東向き積算流量が約 $140 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ あり、その内、黒潮統流の南側にある再循環流が $90 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ を上回る流量であることを示した。また、Qiu and Chen (2005)は、(1)式を用いて黒潮統流の南側にある再循環域のSSHから定量化された再循環の強度を求め、黒潮統流の $\delta \text{ SSH}$ との関係を調査し、黒潮統流の東向き積算流量には本州南方の黒潮流量のほかにも黒潮統流の南側にある再循環の存在が寄与しているとした。そこで、Qiu and Chen (2005)による(1)式を用いて、黒潮統流と再循環の関係を調査した。

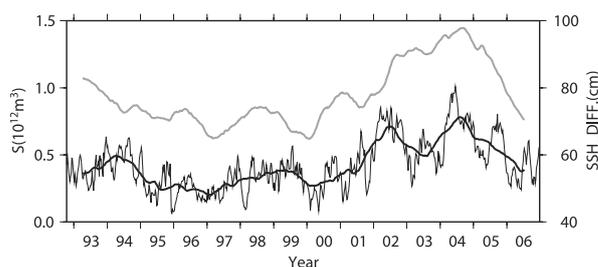
$$S(t) \equiv \iint_A h(x, y, t) dx dy \quad (1)$$

(1)式で $h(x, y, t)$ は格子点のSSHを表し、SSHが任意の高さ以上の海域を A とし、 A 内のすべての単位面積にSSHで重みをつけ、これを海域 A のすべてで積算することを示している。再循環の強度を求める領域は、 32°N ～黒潮統流の流軸緯度、 141°E ～ 158°E で囲まれた海域のうち、冷水渦の範囲を除去するためSSHが260cm以上の海域とした。この海域内で、(1)式から計算した再循環の強度、及び3.1節で求めた黒潮統流の上流域の $\delta \text{ SSH}$ を第9図に示す。再循環の



第8図 黒潮統流の流量(単位： $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)と南北の海面高度差(単位：cm)

(a) 上流域 ($141^\circ\text{E} \sim 153^\circ\text{E}$), (b) 中流域 ($153^\circ\text{E} \sim 165^\circ\text{E}$), (c) 全流域 ($141^\circ\text{E} \sim 180^\circ$)を示す。黒太線は黒潮統流の南北の海面高度差、黒破線は海洋同化データから求めた黒潮統流の東向き積算流量を示す。いずれの値も1年の移動平均値。



第9図 黒潮統流の再循環の強度(単位： 10^{12} m^3)と黒潮統流上流域の海面高度差(単位：cm)

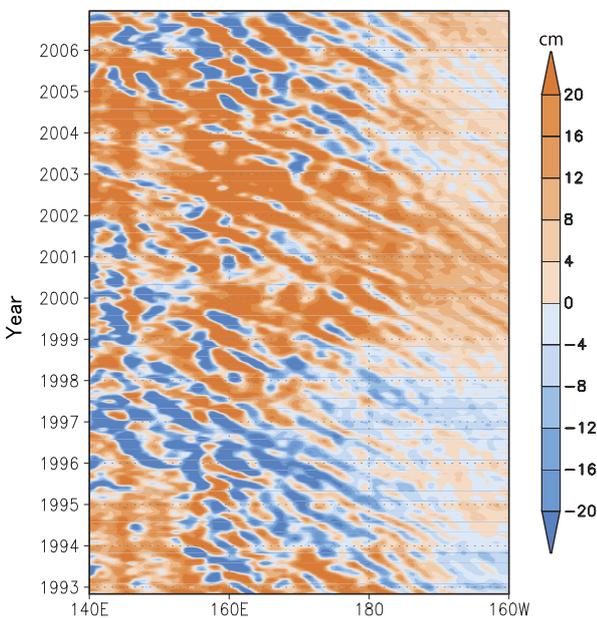
黒細線は 32°N ～黒潮統流流軸緯度と 141°E ～ 158°E で囲まれた海域において海面高度が260cm以上の海域の単位面積に海面高度を掛けて積算した値、黒太線は1年の移動平均値を示す。灰太線は黒潮統流の上流域($141^\circ\text{E} \sim 153^\circ\text{E}$)における南北の海面高度差(単位：cm)の1年移動平均値を示す。

強度と黒潮統流の上流域の δ SSH の変動は、相関係数が 0.87 の有意な高い相関があり、Qiu and Chen (2005) が述べているように、再循環の強度が δ SSH に対して大きく影響を与えていることを示している。

次に、再循環域における強度 (SSH) の経年変化の要因を調べるため、再循環域の緯度帯である $32^{\circ}\text{N} \sim 34^{\circ}\text{N}$ 平均の SSH 偏差の経度時間断面図を第 10 図に示す。再循環域の $140^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$ 付近に見られる 1996 ~ 2000 年ころの SSH 負偏差及び 2002 ~ 2004 年ころの SSH 正偏差は、 180° 以東の北太平洋中東部の広い海域で見られる SSH 負偏差及び SSH 正偏差が、再循環域に伝播したことを示している。

3.3 黒潮統流の δ SSH と貯熱量の比較

気象庁の客観解析により再解析された月平均の水温データを用いて貯熱量 (0 ~ 700m 深) を求め、再循環域を含む黒潮統流の南側の貯熱量偏差を算出し、3.1 節で求めた黒潮統流全域 ($141^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}$) の δ SSH、及び 137°E 線の正味の黒潮流量との

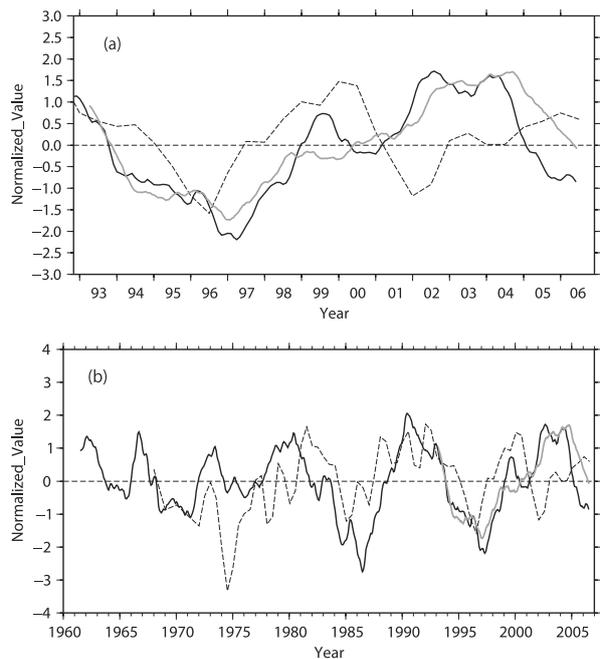


第 10 図 $32^{\circ}\text{N} \sim 34^{\circ}\text{N}$ 平均の海面高度偏差 (単位: cm) の経度時間断面図

濃淡は 1992 年 11 月 ~ 2006 年 12 月の月ごとの海面高度から 1992 ~ 2006 年の月平均値を差し引いた値を示す。

関係を調査した。貯熱量偏差は、 $32^{\circ}\text{N} \sim 34^{\circ}\text{N}$, $141^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}$ の範囲の領域平均値とし、各要素については標準偏差により規格化した値を第 11 図に示した。1993 ~ 2006 年の期間における貯熱量と黒潮統流全域の δ SSH は相関係数が 0.86 の有意な高い相関があり、また、貯熱量と MOVE-WNP の海洋同化データから求めた黒潮統流全域の東向きの流量 (第 8 図) についても相関係数が 0.83 の有意な高い相関があった。

貯熱量と 137°E 線の正味の黒潮流量との関係では、1977 ~ 1999 年ころに一致した変動傾向を示し、相関係数が 0.47 の有意な相関となったが、1975 年前後と 2000 年以降では変動傾向が一致しておらず、1967 ~ 2006 年の期間では有意な相関は得られなかった。



第 11 図 貯熱量偏差、黒潮統流全域の南北の海面高度差及び 137°E 線の正味の黒潮流量

(a) 1992 年 10 月 ~ 2006 年 12 月、(b) 1960 ~ 2006 年の期間を示す。

黒太線は $32^{\circ}\text{N} \sim 34^{\circ}\text{N}$, $141^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}$ 平均の 1971 ~ 2000 年の月平均からの貯熱量偏差、灰太線は黒潮統流全域 ($141^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}$) の南北の海面高度差、黒破線は 137°E 線の正味の黒潮流量とし、いずれの値も 1 年の移動平均値を標準偏差で規格化した値を示す。

4. まとめと考察

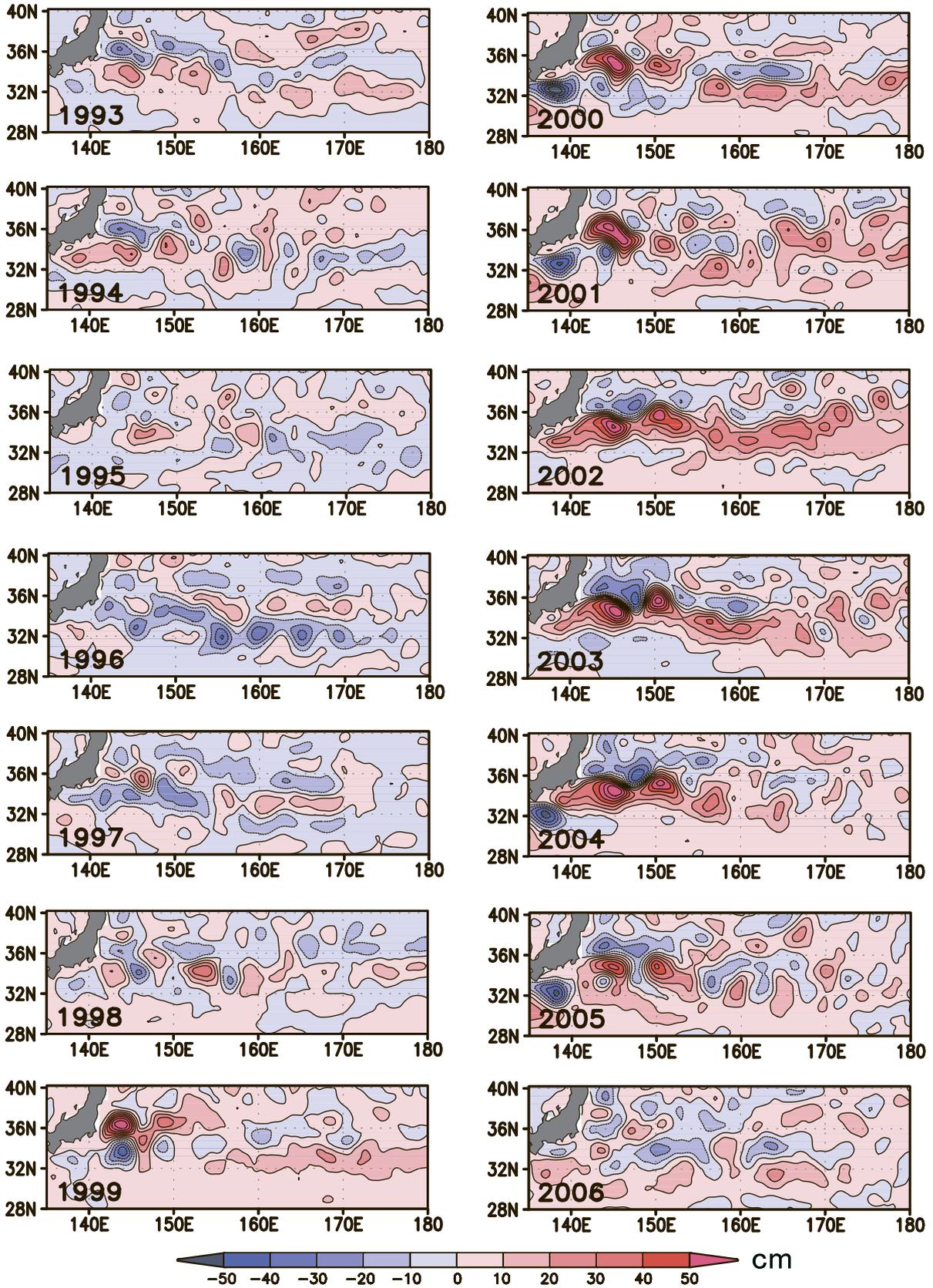
衛星の海面高度計のデータから作成した SSH を用いて、黒潮統流を挟んだ南北の海面高度差を求め、黒潮統流の東向きの積算流量や、その南側にある再循環の強度との関係について調べ、黒潮統流の δ SSH の変動要因について調査を行った。その結果、黒潮統流の δ SSH に対して 6 年先行させたスベルドラップ輸送量及び 137°E 線の正味の黒潮流量は、1992 ~ 2000 年の期間では高い相関となったが、2000 年以降については有意な相関は得られなかった。しかし、黒潮統流の δ SSH と再循環の強度には有意な高い相関があり、また、 δ SSH と再循環流を含め黒潮統流の東向きの積算流量にも有意な高い相関が得られた。このことから次のことが確かめられた。黒潮統流の東向きの積算流量の増加及び再循環の強化により、黒潮統流の δ SSH が大きくなり、再循環の強化に伴い黒潮統流の流軸は北上し安定するため流路長も短くなる。逆に東向きの積算流量の減少及び再循環の弱化により、黒潮統流の δ SSH が小さくなり、再循環の弱化に伴い黒潮統流の流軸は南下し変動するため流路長が長くなる。この結果は、Qiu (2002) 及び Qiu and Chen (2005) と一致しており再循環を含めた黒潮統流域には伸張期と縮小期が存在することを示している (第 2 図)。以上のことから黒潮統流の δ SSH は、再循環流も含めた黒潮統流の東向き流量の指標になる。

2000 年以降、黒潮統流の δ SSH に対して本州南方の黒潮流量と変動傾向が一致しなかった原因について考察する。第 9 図に示す再循環の強度は 2001 ~ 2005 年ころ強く、第 12 図に示された 1993 ~ 2006 年の各年の SSH 年平均値から 1993 ~ 2006 年の全年の SSH 年平均値を差し引いた SSH 偏差にみられるように、2000 ~ 2005 年ころの再循環は特に強化された状態であることが分かる。このことから、再循環の強化に伴い増加した再循環流が、2000 年以降減少傾向であった本州南方の黒潮流量に加わり、黒潮統流域の δ SSH はむしろ増加したと考えられる。Qiu and Chen (2005) では、この再循環の強化の要因として、北太平洋中東部での curl τ の変動により生じた海洋の内部構造の変動が、SSH 正偏差となり、傾

圧ロスビー波により西へ伝わったためであるとしている。しかし、本州南方の黒潮流量の変動も、やはり北太平洋中央部の curl τ により生じたロスビー波の伝播によることから、本州南方での黒潮流量と黒潮統流の再循環の強度の変動は、同様な傾向を示すことが考えられる。2000 年以前についてはこのような関係が成り立っていたと思われるが、2000 年以降は、何らかの理由で黒潮統流の再循環だけが強化されるメカニズムが働いたのではないかと示唆される。

再循環域を含む黒潮統流の南側の貯熱量と黒潮統流の δ SSH 及び流量との関係については、貯熱量と黒潮統流の δ SSH は高い相関があり、貯熱量と黒潮統流の流量においても高い相関が得られた。このことから、再循環を含む黒潮統流域の強度が弱い縮小期にあたる 1994 ~ 1997 年ころには黒潮統流域における貯熱量は少なく、黒潮統流域の強度が強い伸張期にあたる 2002 ~ 2004 年ころには黒潮統流域における貯熱量は多かったことが示された。北西太平洋において黒潮・黒潮統流の強度で示される亜熱帯循環の西岸境界流の変動と、大気-海洋間の相互作用に深く関係する海洋の貯熱量の経年変動との関係について、Vivier *et al.* (2002) は 1990 年代に得られた衛星による SSH と数値モデルを使って、西岸境界流の循環が強くなると熱流量の増加に伴い海面水温や貯熱量が増加し、さらには海洋から大気への熱の放出量が増加すると述べている。しかし、貯熱量の変動に伴う SSH の増減が黒潮統流の δ SSH を変化させ、さらには黒潮統流の流量の変化をもたらした可能性も考えられ、貯熱量と黒潮及び黒潮統流の熱流量との関係について調査する必要がある。

大気-海洋間の相互作用において、黒潮及び黒潮統流の流域である本州の南方及び東方の海域は、北太平洋において熱帯域を除いて最も多く海洋から大気へ熱を放出している海域であり (Qiu, 2002)、日本周辺の気候変動に対して大きな役割を果たしていると考えられるが、いまだそのメカニズムは明らかにされていない。大気-海洋間の熱エネルギーの交換は海面を通して行われ、海洋では海面から海洋混合層内の水温及び貯熱量の変



第12図 年平均海面高度偏差 (1993～2006年)
濃淡は1993～2006年の平均海面高度からの差 (単位: cm) を示す。

化をもたらすことから、今後は、貯熱量と混合層、及び熱フラックスとの関係について調査を行い、海洋循環の変動が気候変動に与える影響を明らかにしたい。

参 考 文 献

- Deser, C., M. A. Alexander and M. S. Timlin (1999) : Evidence for a wind-driven intensification of the Kuroshio Current Extension from the 1970s to the 1980s. *J. Climate*, **12**, 1697–1706.
- Hanawa, K. and J. Kamada (2001) : Variability of core layer temperature (CLT) of the North Pacific subtropical mode water. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2229-2232.
- 気象庁 (2006) : コラム「海洋の循環」. 海洋の健康診断表 : 総合診断表 . 85-87.
- Latif, M. and T. P. Barnett (1994) : Cause of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, **266**, 634-637.
- Latif, M. and T. P. Barnett (1996) : Decadal climate variability over the North Pacific and North America : dynamics and predictability. *J. Climate*, **9**, 2407-2423.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira (2007) : The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Qiu, B. (2002) : The Kuroshio Extension System : Its large-scale variability and role in the midlatitude ocean-atmosphere interaction, *J. Oceanogr.*, **58**, 57-75.
- Qiu, B. and Chen, S. (2005) : Variability of the Kuroshio Extension jet, recirculation gyre and mesoscale eddies on decadal timescales. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**, 2090-2103.
- Rio, M.-H. and F. Hernandez (2004) : A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model. *J. Geophys. Res.*, **109**, C12032, doi:10.1029/2003JC002226.
- Rio, M.-H., Schaeffer, P., Lemoine, J.-M. and Hernandez, F. (2005) . “Estimation of the ocean Mean Dynamic Topography through the combination of altimetric data, in-situ measurements and GRACE geoid: From global to regional studies.” Proceedings of the GOCINA international workshop, Luxembourg.
- 杉本悟史・吉田久美 (2005) : 日本近海における表層水温の長期変動 —海面水位の長期変動との関係— . 測候時報, **72**, 特別号, S17-S26.
- Usui, N., Y. Fujii, S. Ishizaki, H. Tsujino, T. Yasuda and M. Kamachi (2006) : Meteorological Research Institute multivariate ocean variational estimation (MOVE) system: Some early results. *J. Advances Space Res.*, **37**, 806-822.
- Vivier, F., K. A. Kelly and L. Thompson (2002) : Heat budget in the Kuroshio Extension Region : 1993-99. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 3436-3454.
- Wijffels, S. E., M. M. Hall, T. Joyce, D. J. Torres, P. Hacker and E. Firing (1998) : Multiple deep gyres of the western North Pacific: A WOCE section along 149°E. *J. Geophys. Res.*, **103**, 12,985-13,009.
- Yasuda, T. and Y. Kitamura (2003) : Long-term variability of North Pacific Subtropical Mode Water in Response to Spin-Up of the Subtropical Gyre. *J. Oceanogr.*, **59**, 279-290.