

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」

黒潮・黒潮続流の正味流量及びその季節変動について*

伊藤 渉**

要 旨

日本周辺における黒潮・黒潮続流の正味流量及びその季節変動を明らかにするために、気象庁は2003年春季から本州南方及び東方の閉じた観測線で繰り返し観測を行ってきた。2007年冬季までに得られたデータを用いて、「インバース法」によって地衡流計算における「無流面の仮定」を用いることなく流れの構造を推定した。さらに、水塊分析によって黒潮と黒潮再循環を分離することにより、黒潮の正味流量及び熱輸送量を評価した。その結果、日本南方から東方における黒潮の正味流量は $40 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度と見積もられた。また、黒潮による低緯度から高緯度への正味の熱輸送量は2.5PW程度であると見積もられた。一方、Isobe and Imawaki (2002) が指摘する伊豆海嶺の東西における流量の季節変動の違いを調査したが、東西での差異は見られなかった。伊豆海嶺の東側では観測が2000dbar以浅に限られており、順圧流量を十分に評価できなかった可能性があり、この海域での深層までの観測の重要性を示唆している。

1. はじめに

黒潮は東シナ海からトカラ海峡を通過して太平洋へ流出し、四国・東海沖を通過して日本東方へと流れている。黒潮は北太平洋の亜熱帯循環の一部であり、北西太平洋における熱輸送において大きな役割を果たしており、大気海洋相互作用を通じて大気変動に大きな影響を与えていると考えられている。

北太平洋における熱輸送を評価するには、黒潮の流量を見積もることが必要である。Imawaki *et al.* (2001) は人工衛星によって得られた海面力学地形 (Sea Surface Dynamic Topography; 以下, SSDT) をもとにした黒潮

を挟む高度差と現場観測データを組み合わせた解析から、ASUKA線における四国沿岸から26°Nまでの1000dbar以浅の黒潮流量を、 $42 \pm 9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ と見積もっている(1992～1999年の平均)。黒潮流量は秋季に減少する傾向がみられ、季節変動の振幅は $6 \sim 7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ である。萩原ら(2005)は137E線における黒潮の正味流量を、30°N以北において東向き流量を積算したものから西向き流量を積算したものを差し引いて定義し、その流量が1967～2003年のいずれも夏季の流量の方が冬季の流量よりも多いことを示している。本州南方海域の黒潮は、黒潮本体の流れに加え再循環を伴い、さらには直径数100kmス

* Net Transport of the Kuroshio/Kuroshio Extension and its Seasonal Variation

** Wataru Ito

Oceanographical Division, Kobe Marine Observatory (神戸海洋気象台海洋課)

ケールの中規模渦が重なっていることが多く、正味流量を算出できる明確な定義は定まっていない。よって、黒潮の正味流量や熱輸送量を議論するには、再循環や中規模渦をどう分離するかが重要となる。

Imawaki *et al.* (2001) によって観測された本州南方の黒潮流量の季節変動は、北太平洋上の風の分布から見積られる流量（太平洋東岸から西岸付近まで風の応力の回転成分を積分することによって求められるスヴェルドラップ輸送量）の季節変動よりもはるかに小さい。このように本州南方において黒潮流量の季節変動が小さくなる理由として、Isobe and Imawaki (2002) は 2 層モデルを用いた数値実験から、亜熱帯循環における季節変動スケールの現象は伊豆海嶺の西側には伝播しないために、海嶺の西側の季節変動が小さくなっていると指摘した。

気象庁では 2003 年度から 5 隻の海洋気象観測船（高風丸・凌風丸・清風丸・啓風丸・長風丸）により、陸から陸への閉じた観測線を設定する「ネットワーク観測」を季節ごとに（1 年に 4 回）行ってきた。本稿では、このネットワーク観測線で囲まれる閉じた領域（以下ボックスと呼ぶ）を伊豆諸島の西側に三つ、東側に二つ設定し、2003 年春季から 2007 年冬季までの計 16 回の海洋観測で得られたデータについて、閉領域における流量の保存などを拘束条件とした線形インバース法 (Wunsch, 1978) を適用した。インバース法を用いることで、基準面における流速を 0 と仮定（いわゆる無流面）した地衡流計算による流速を修正し、力学的に整合した循環像を求める。さらに、水塊特性に着目し、渦位によって合理的に黒潮とその南側の再循環流や中規模渦等を分離し、複数の観測線において黒潮の正味の流量を見積もるとともに、その季節変動を評価する。

2. データと解析手法

2.1 海洋観測データ

2003 年春季から 2007 年冬季までの 16 回にわたるネットワーク観測で得られた水温、塩分データ及び表層の流れのデータを使用した。2004、2005、及び 2006 年の春季航海の伊豆海嶺より

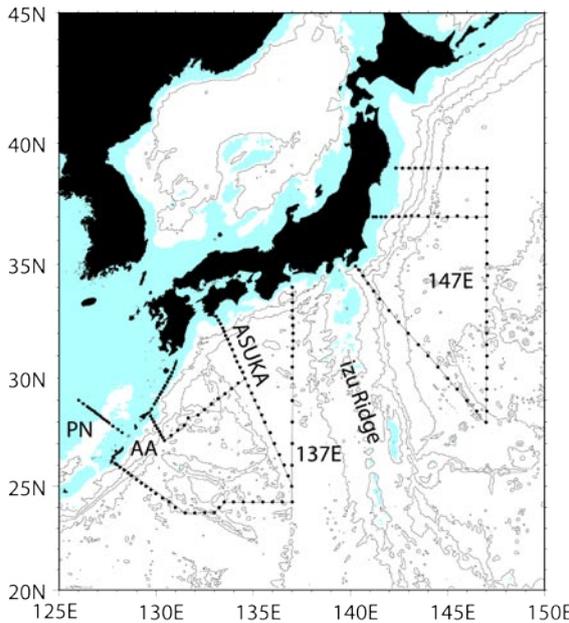
も西方の海域では海底直上までの観測を行っているが、それ以外は 2000m 深までの観測となっている。水温、塩分データは、SBE (Sea-Bird Electronics, Inc.) 社製の電気伝導度水温水深計 (CTD) 911plus システムによって取得されたものを 1dbar ごとに鉛直平均し、さらに 1/e スケールが 10dbar のガウシアンフィルターで鉛直方向に平滑化した。また、表層の流れについては凌風丸・啓風丸に搭載されている米国 RD Instruments 社製の表層海流計 (ADCP: Acoustic Doppler Current Profilers) VM-75 によるデータを使用した。この表層海流計は、75KHz タイプでおおむね深さ 500m までの観測が可能である。

2.2 インバース法による解析

通常的地衡流計算においては、ある特定の深度（基準面）において流れを 0 と仮定して、観測された水温及び塩分から得られる密度場から流速を求める。しかしながら、基準面での流速が 0 という仮定が必ずしも妥当であるとはいえないため、基準面流速を評価することで、より現実的な流量を求めることが望ましい。本解析では基準面流速を評価する方法として、線形インバース法 (Wunsch, 1978) を用いる。ここでは、いくつかの等密度面を設定し、境界となる等密度面を横切る流れは無いものとして、等密度面間における流量、熱流量、塩分流量が保存する（閉領域内で収支が 0 になる）という拘束条件を設定することによって、基準面流速を推定する。

第 1 図に使用した観測線及び観測点を示す。インバースモデルの構築にあたっては、対象領域を伊豆海嶺の東西で二つの領域に分け、西側に三つのボックスを、東側に二つのボックスを設定した。伊豆海嶺を境として領域を分割したのは、伊豆海嶺の東西のボックスを結合して行ったインバース解析において、Isobe and Imawaki (2002) によって指摘されているような海嶺の東西における流量の季節変動の差異がみられなかったためである。

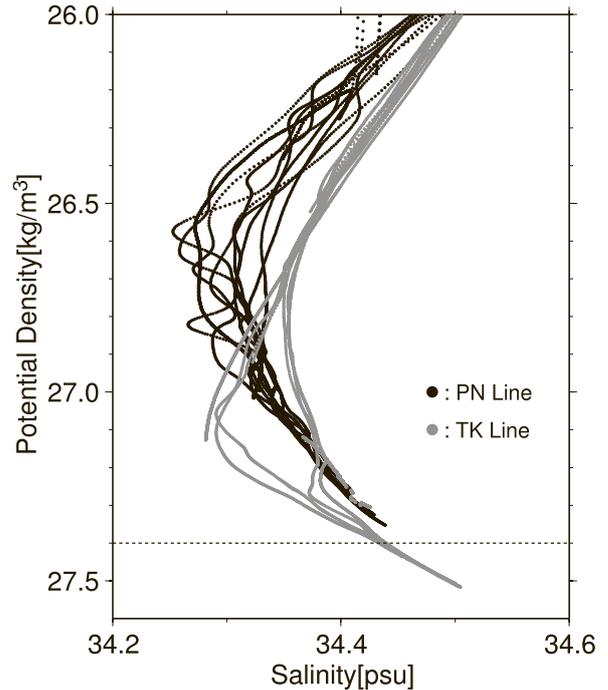
TK 線の東シナ海側は水深 1000m よりも浅い地形が広がっており、PN 線の深層の海水が直接この地形を越えて太平洋側へ抜けているとは考えがたい。PN 線と TK 線の各点における $\sigma_{\theta} - S$ ダ



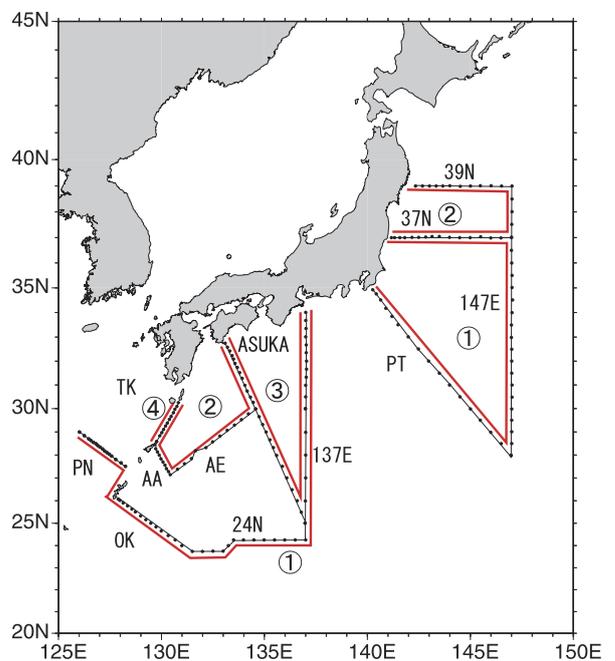
第1図 解析に使用した観測ラインと測点
水色の領域は水深 1000m 以浅，等深線は水深 2000，4000，6000m を示す。

イアグラムを見ると， $27.4 \sigma_\theta$ よりも重い海水は TK 線にはみられるが PN 線には見られない (第2図)。つまり， $27.4 \sigma_\theta$ よりも深い深度で太平洋側から TK 線を横切る流れは東シナ海側には抜けずに再び太平洋側に戻らなければならない。そこで，伊豆海嶺の西側においては，PN 線-OK 線-24N 線-137E 線 (以下，ボックス W1 と呼ぶ)，TK 線-AA 線-AE 線-ASUKA 線 (ボックス W2)，ASUKA 線-137E 線 (ボックス W3)，TK 線のポテンシャル密度 $27.4 \sigma_\theta$ 以深 (ボックス W4) を設定した (第3図)。一方，伊豆海嶺の東側では，PT 線-147E 線-37N 線 (ボックス E1)，37N 線-147E 線-39N 線 (ボックス E2) をそれぞれ設定した。また，西側のボックス W1 においては Chang *et al.* (2004) や Takikawa *et al.* (2005) による対馬暖流の流量の見積りを参考に，対馬暖流として日本海へ $2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 流出しているとして，インバース計算に組み込んだ。

本解析においては，基本的には 2000m 深までの観測を使用するので，インバース法を適用するにあたって，密度面の区切りとして第1表で示されるポテンシャル密度を採用した (ただし，2.3.3 での基準面の評価では海底直上までの観測を含む



第2図 2003 年春季航海における PN 線と TK 線のポテンシャル密度-塩分関係
黒丸は PN 線のデータ，灰色の丸は TK 線のデータを示す。破線はポテンシャル密度 $27.4 \sigma_\theta$ の線である。



第3図 解析に使用したボックス
伊豆海嶺の西側に三つのボックス，東側に二つのボックスを設定した。さらに，トカラの深層 $27.4 \sigma_\theta$ 以下を西側のボックス④として拘束条件に加えた。

第 1 表 2000dbar 基準面のインバース解析で
用いた等密度面と保存量を適用する層

Layer	σ_θ	
	伊豆海嶺以西	伊豆海嶺以東
	Surface	Surface
1	25.50	26.50
2	26.50	26.90
3	27.10	27.20
4	27.40	27.56
5	27.55	27.61
6	27.62	
7		

ので四つの層を追加した第 2 表を採用した)。区切りとなるポテンシャル密度は、過去のインバース解析（児玉ほか，2004；高槻ほか，2004）や北太平洋における水塊分布等を考慮しながら、各密度層がなるべく均等な厚さとなるように決定した。また、本解析においては沖縄トラフやトカラ海峡等のように水深が浅く、地形も急しゅんな海域を含んでいることから、斜面における水温、塩分を最適内挿法（Roemmich, 1983）によって外挿し、流量計算にも斜面域の流量を含めた。

さらに、Nakano *et al.* (1994) 等を参考として、インバース解析を行う際に ADCP データから求められた流速成分も加えることによって、拘束条件を追加した。まず、5 分ごとに取得された ADCP データにハワイ大で開発された CODAS システム（Firing *et al.*, 1995）による処理を施して品質管理を行った後、測点ペア間の平均流速プロフィールを算出し、 $1/e$ スケールが 50dbar のガウシアンフィルターで鉛直方向に平滑化を行った。さらに、ADCP データから得られた流速プロフィールの測点ペアに直交する成分のシアート、基準面を設定して求めた地衡流の流速プロフィールのシアートとの RMSE（Root Mean Square Error, 二乗平均平方誤差）が最小となるように基準面を設定して算出した地衡流速とのオフセットを求めた。ADCP データをインバース行列に組み込む際には、測点ペア毎に、ADCP の測点ペアに直交する成分と基準面を設定して求めた地衡流の差の

RMSE が最小となるように適合させた際の ADCP と地衡流との流速差の標準偏差で規格化することによって、他の要素と同程度の重み付けとなるように組み込んだ。

2.3 インバース解析における基準面の決定

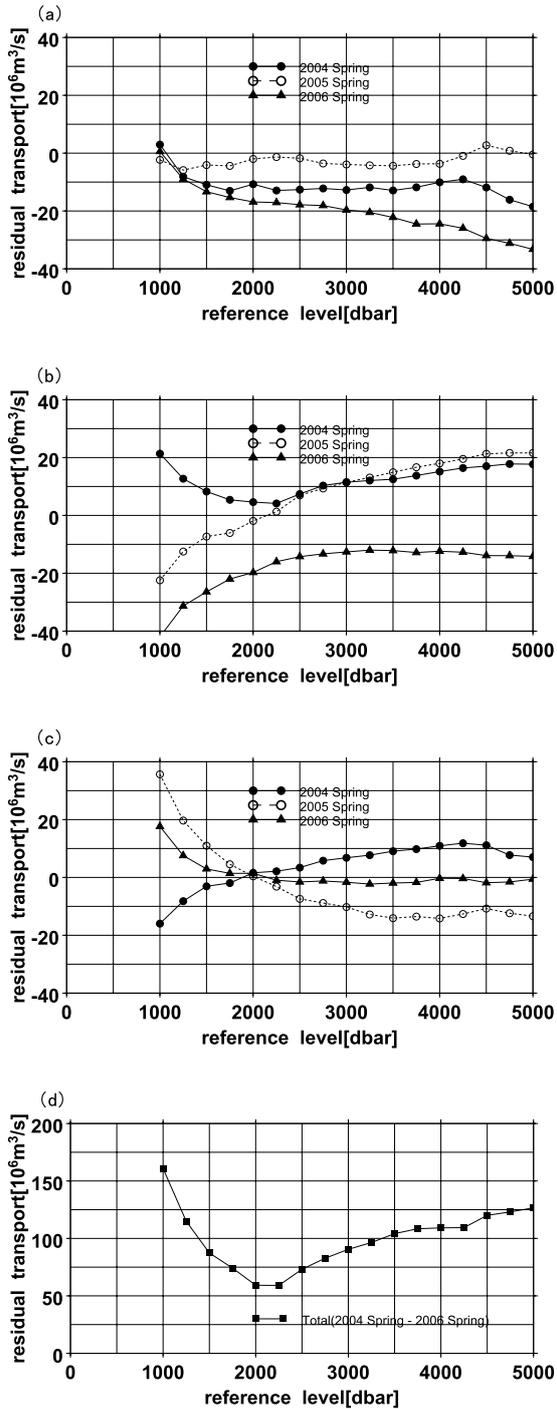
2004, 2005, 及び 2006 年の春季航海においては、伊豆海嶺よりも西方にある三つのボックスの全観測点において海底直上までの CTD 観測を行っている。ここでは、海底直上までの観測結果について、インバース解析の基準面として最も適切と考えられる深度を、様々な角度から検討する。

2.3.1 ボックス収支による基準面評価

もし、流速がほぼ 0 となる深度が一定で、非地衡流成分による流量が無視できるならば、インバース法を適用しなくても閉じた領域の流量収支もほぼ 0 となるはずである。そこで、ボックスごとの地衡流量の収支が基準面の深度に依存してどのように変化するかを調べた（第 4 図）。ボックス W1 においては 1000dbar で収支が最も 0 に近くなるが、ボックス W2 及び W3 については 2000dbar 付近で流量の残差が最も小さくなっており、特に ASUKA 線-137E 線で囲まれたボックス W3 では、3 航海とも 2000dbar で収支がほぼ 0 となっている。また、全ボックスにおける流量残差の絶対値の和では、2000dbar から 2250dbar にかけて最も残差が小さくなっている。

2.3.2 ADCP データによる基準面評価

ADCP によって観測された流速と、基準面を変化させた際の地衡流速とを比較することによって、基準面として適切な深度を探した。海面近くの ADCP データにはエクマン流等の非地衡流成分も含まれているので、100dbar 以浅のデータは除いて評価した。具体的には ADCP から得られる流速の深度における地衡流速を異なる深度の基準面において算出し、それぞれの深度において ADCP による流速と地衡流速の RMSE（二乗平均平方誤差）を算出し、評価を行った。その結果、基準面が 2500dbar から 3000dbar にかけて最も RMSE が小さくなっていた。



第4図 基準面を変化させた際のボックスごとの流量収支

(a) 伊豆海嶺より西側のボックス W1 (PN - OK - 24N - 137E), (b) ボックス W2 (TK - AA - AE - ASUKA), (c) ボックス W3 (ASUKA - 137E), (d) 全ボックスに対する残差流量の絶対値の和 (3 航海の和)

● : 2004 年春季, ○ : 2005 年春季, ▲ : 2006 年春季

第2表 海底基準のインバース解析で用いた等密度面と保存量を適用する層

Layer	σ_θ
	Surface
1	25.50(σ_0)
2	26.50(σ_0)
3	27.10(σ_0)
4	27.40(σ_0)
5	27.55(σ_0)
6	36.85(σ_2)
7	36.91(σ_2)
8	36.95(σ_2)
9	36.98(σ_2)
10	45.84(σ_4)
11	

2.3.3 様々な基準面を設定したインバース解析結果の評価

ここでは海底直上までの観測結果を使用するので、インバース解析を行うにあたって第2表で示されるポテンシャル密度を密度面の区切りとして採用した。さらに、地衡流計算の基準面としては、1250、2000、及び3000dbarに加えて各測点における最深観測深度を採用した。さらに、インバース解析を適用する深さが基準面以浅までと最深観測深度までの2通りを考え、①1250dbar基準面、計算に含める深度1250dbarまで、②2000dbar基準面、計算に含める深度2000dbarまで、③3000dbar基準面、計算に含める深度海底まで、④観測最深深度を基準面(以下、海底基準のインバースと呼ぶ)、計算に含める深度海底までの四つのケースについてインバース解析を行い、結果を比較した。

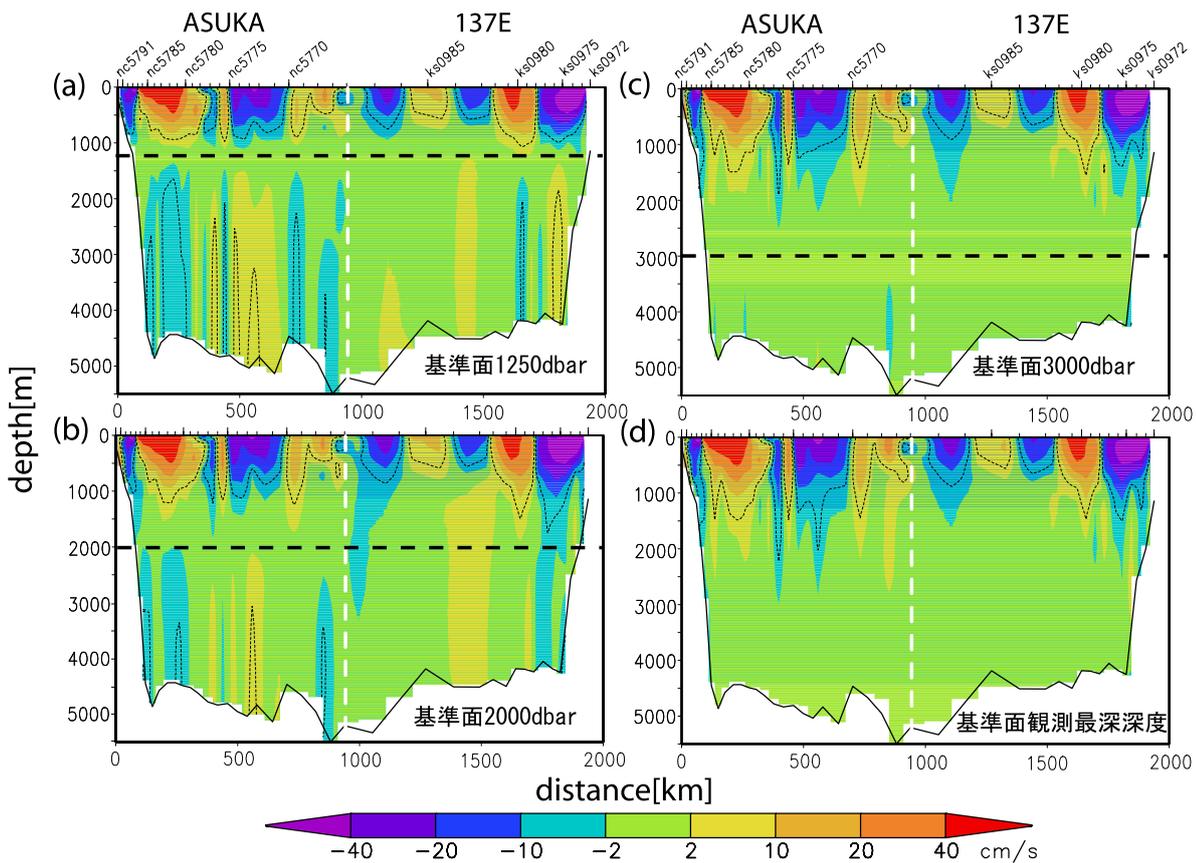
第5図にASUKA線及び137E線で囲まれたボックスW3について、2004年春季航海でのインバース解析による流速断面図を示す。ASUKA線における流速断面は、1250dbar基準面及び

2000dbar 基準面のインバースでは黒潮及び黒潮反流の深層に表層とは逆向きの流れが存在しており、1250dbar 基準面のインバースで顕著である。この逆向きの流れは、3000dbar 基準面及び海底基準のインバースでは存在していない。137E 線では、1250dbar 基準面のインバースにおいて ASUKA 線と同様に黒潮及び黒潮反流の深層に表層とは逆向きの流れが存在しているが、2000dbar 基準面のインバースでは逆向きの流れは存在していない。また、137E 線におけるインバース解による流速は、1250dbar 基準面のインバースを除いてほぼ同じとなっており、積算流量もほぼ同程度となっていた。このことは、137E 線においては 2000dbar 基準面のインバースによって流量を十分に評価できていることを示している。これらの特

徴は、海底までの観測を行った 3 年間の解析において共通していた。

今脇ほか (1998) の係留観測によると四国海盆北縁の海底付近では最大 30cm/s に達する西南南向きの強い深層流が観測されており、それ以前の観測でも同様の深層流が観測されている。1250dbar 基準面及び 2000dbar 基準面のインバース結果はこのような四国海盆北縁海底付近での反流が表現されており、今脇ほか (1998) の観測結果と一致する結果となっている。

第 2.3.1 ~ 第 2.3.3 項の結果より、基準面は 2000dbar 程度が妥当であると考えられる。以下では、2000dbar 基準面、計算に含める深度 2000dbar までのインバース解析で黒潮流量を考えていくことにする。



第 5 図 ボックス W3 (ASUKA - 137E) におけるインバース解の流速分布

断面図中の点線は流速 5cm/s の等値線、流速は正がボックスに流入する向きを表す。

- (a) 基準面 1250dbar・計算に含める深度 1250dbar まで、(b) 基準面 2000dbar・計算に含める深度 2000dbar まで、
- (c) 基準面 3000dbar・計算に含める深度海底まで、(d) 基準面観測最深深度・計算に含める深度海底までを示す。

2.4 水塊分析による黒潮と黒潮再循環の分離及び黒潮の正味流量の決定

第1章でも述べたように、黒潮の熱輸送量を評価するには、黒潮の正味流量を求めることが不可欠である。しかしながら、本州南方海域の黒潮は再循環や暖水渦を恒常的に伴っており、正味流量をどのようにして見積もるかが課題となってくる。ここでは、黒潮をはさんだ沖側の表層には黒潮の再循環によって輸送された北太平洋亜熱帯モード水が広がっていることに着目することにより再循環を評価し、正味の流量を求めることを試みる。

北太平洋亜熱帯域における代表的な水塊の一つである北太平洋亜熱帯モード水 (NPSTMW : North Pacific Subtropical Mode Water ; Masuzawa, 1969 ; Hanawa and Talley, 2001) は黒潮続流域の南の海域において、冬季の強い北西の季節風によって海面が冷却され、強い鉛直対流による混合層が発達することによって形成され、黒潮再循環域に広く分布することが知られている。NPSTMW は厚い等密度層 (低渦位層) として定義されている。相対渦度が無視できる時、渦位 q は以下の式で与えられる (Hanawa and Talley, 2001)。

$$q = (f/\rho) \cdot \frac{\partial \sigma_\theta}{\partial z}$$

ρ : 密度

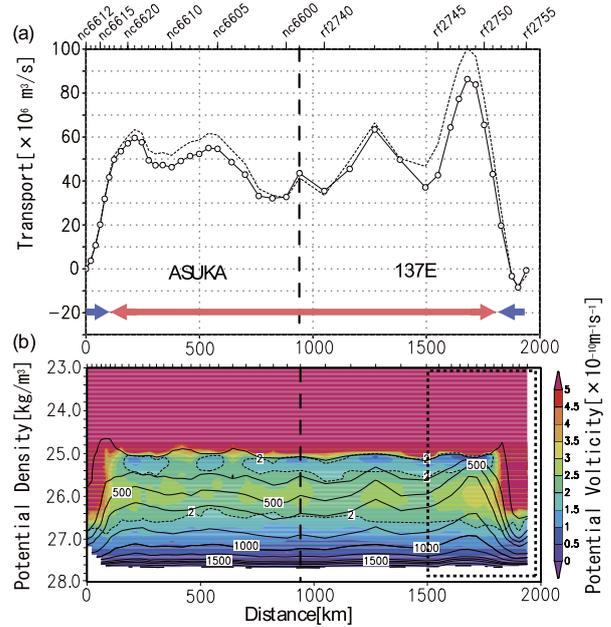
σ_θ : ポテンシャル密度

z : 深度

$f = 2\Omega \sin \phi$: コリオリパラメータ

竹内ほか (2006) は、四国沖の ASUKA 線において黒潮の接岸期には明りょうな渦位フロントが存在し、その渦位フロントが水塊特性の異なる二つの水の境界となっているとしている。

第6図は2006年夏季航海の ASUKA 線 -137E 線で囲まれたボックスにおける積算流量及び渦位の断面図である。ポテンシャル渦度の断面図をみると、ポテンシャル密度 $25.2 \sigma_\theta$ 付近の渦位極小を中心として低渦位水が $25.0 \sim 25.4 \sigma_\theta$ 付近に分布しているのが分かる。また、渦位の断面図と積

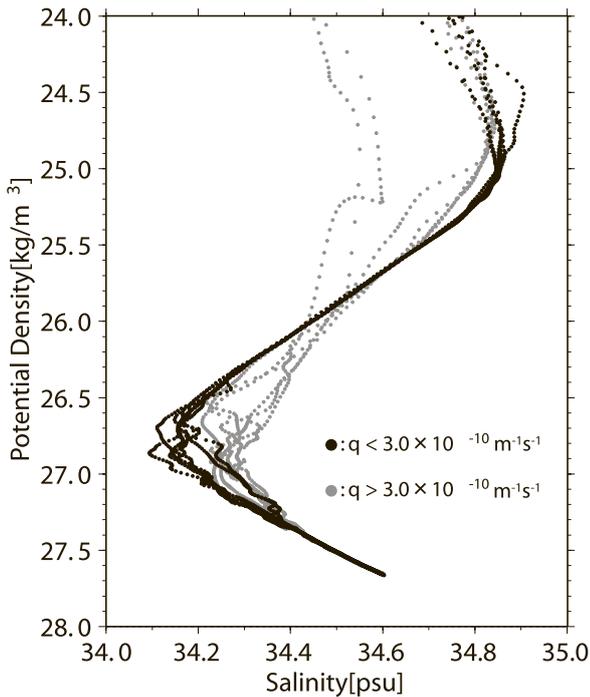


第6図 2006年夏季航海における ASUKA 線 - 137E 線の積算流量及び渦位の断面図 (密度座標) (a) インパース解による積算流量, (b) 渦位の密度座標断面

積算流量のグラフにおいて点線は 2000dbar 準拠の地衡流量, ○と実線は基準面 2000dbar のインパース解析結果による流量を示す。(a) の図中の青い矢印は黒潮域を, 赤い矢印は再循環域を示す。渦位の断面図において, 実線は水深を点線は渦位 $2.0 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ のコンターを表す。また、後述の第8図において示す範囲を点線で囲ってある。

算流量のグラフとの対応に着目すると、黒潮再循環域は低渦位水で満たされ、黒潮と黒潮再循環の境界では渦位の水平方向の傾度が大きくなっているのが分かる。これらのことを考慮した上で、低渦位水の分布から黒潮と黒潮再循環流との分離を試みた。

ASUKA 線に沿った黒潮の両側のいくつかの測点の σ_θ -S ダイアグラムを図示すると、 $3.0 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ を境に沖 (低渦位) 側の σ_θ -S は現在着目している $25.0 \sim 25.4 \sigma_\theta$ 付近で非常によくそろっている一方で、岸 (高渦位) 側ははっきりと異なった関係を示している (第7図)。そこで、ここでは渦位極小の密度から $\pm 0.1 \sigma_\theta$ の密度の幅で渦位の鉛直平均を算出し、その鉛直平均の値が $3.0 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ となる点を渦位フロントとした。さらに、渦位フロントにおいては渦位の水平傾度

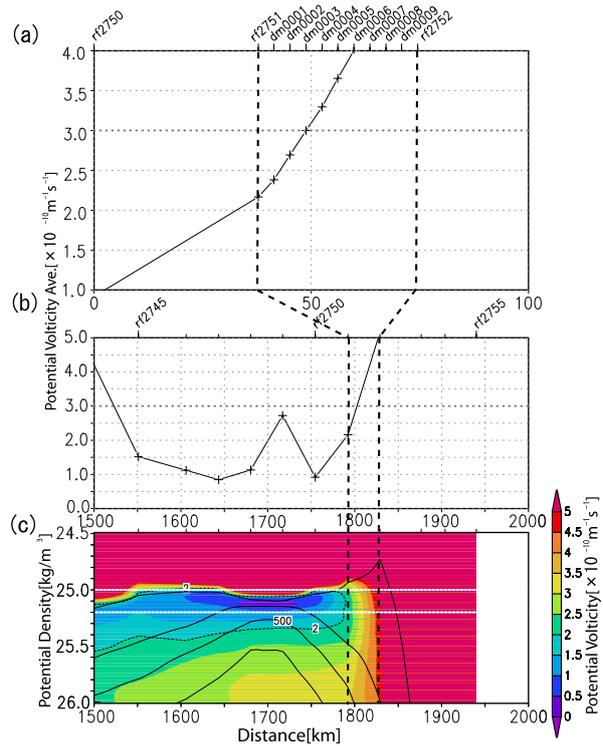


第7図 2006年夏季航海のASUKA線のポテンシャル密度-塩分関係

ポテンシャル密度 $25.3 \sim 25.5 \sigma_\theta$ の層における平均渦位で色分けしてある。黒丸は平均渦位 $3.0 \times 10^{-10} \text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$ 以下、灰色の丸は平均渦位 $3.0 \times 10^{-10} \text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$ 以上を示す。

が非常に大きく、かつ傾度が水平方向に一樣ではないため、より正確に渦位フロントの位置を求めるために、渦位が $3.0 \times 10^{-10} \text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$ をまたぐCTD観測点間の水温・塩分を以下のように内挿して渦位フロントを決定した。すなわち、測点間を10等分し、水温・塩分について水平方向に直線内挿した値を第一推定値とし、最適内挿法によって客観解析を行うことで内挿を行った。

第8図に2006年の夏季航海での137E線における、渦位フロント決定の一例を示す。この例では渦位極小がポテンシャル密度 $25.1 \sigma_\theta$ 付近にあるため、 $25.0 \sigma_\theta$ から $25.2 \sigma_\theta$ までの層における渦位の平均値から渦位フロントを決定した。渦位の平均値をみると、CTD観測点 rf2751 と rf2752 の間で $3.0 \times 10^{-10} \text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$ となっており、この測点間を10等分して客観解析を行った結果から、ダミー測点 dm0003 が渦位フロントであると決定できる。これにより、黒潮正味流量は渦位フロントまでの積算流量として決定できる。



第8図 137E線における渦位による黒潮と黒潮再循環との分離例 (2006年夏季航海の例)

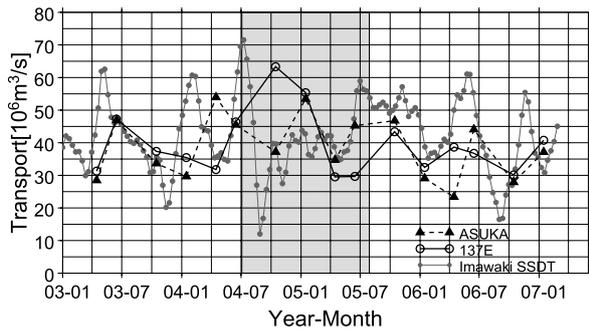
(a) ポテンシャル密度 $25.0 \sim 25.2 \sigma_\theta$ の層において、客観解析によって細かく見積もられた測点間の平均渦位。図の上部にはCTD観測点番号と客観解析によって見積もられた測点番号 (dm) が示してある。(b) ポテンシャル密度 $25.0 \sim 25.2 \sigma_\theta$ の層における鉛直平均渦位。(c) 渦位の鉛直断面 (密度座標)

図(c)の白線で囲まれた密度幅で渦位の平均値を算出したことを示す。この図は第6図(c)の点線で囲まれた範囲を拡大した図である。

3. 黒潮の正味流量とその季節変動

3.1 黒潮の正味流量の評価

第9図に2000dbar基準面のインバース解析の結果から渦位によって決定したASUKA線及び137E線における黒潮の正味流量の時系列を示す。2003年春季から2007年冬季において、それぞれの観測線における平均流量及び標準偏差は、137E線で $39.4 \pm 9.8 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ 、ASUKA線で $38.6 \pm 9.6 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ となっており両線ではほぼ同じ値となっていた。さらに、Imawaki *et al.* (2001)の海面力学地形(SSDT)と現場観測データを組み合わせられた手法で求められたASUKA線の流量



第 9 図 渦位の境界から決定した黒潮の正味流量

○及び黒実線と▲及び破線はそれぞれ、2000dbar 基準面のインバース解析結果から渦位によって決定された 137E 線及び ASUKA 線の流量、灰色の○は Imawaki *et al.* (2001) によって SSDT から求められた通過流量。陰影部は黒潮大蛇行期間を示す。

($42 \pm 9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) ともおおむね一致している。

ASUKA 線と 137E 線の流量の差に注目してみると、2004 年春季、2004 年秋季、2005 年夏季、及び 2006 年春季において二つの観測線における流量差が大きくなっている。この流量差が生じている要因としては、2004 年春季においては ASUKA 線の沿岸を小蛇行が通過中であり、正確に渦位フロントが決定できておらず、ASUKA 線の流量を過大評価していると考えられる。また、2004 年秋季及び 2005 年夏季は黒潮大蛇行期間(吉田ほか、2006) に該当しており、低渦位水の再循環域への流入が弱く(黒潮が大蛇行流路をとると、黒潮再循環のパターンが変化して、137E 線への亜熱帯モード水の流入が少なくなることが報告されている。Suga *et al.*, 1989 ; Suga and Hanawa, 1995a ; 1995b), 137E 線の渦位フロントが正確に決定できていないために、流量に差が生じているものと考えられる。こうした時期の正味の流量の算出方法については、今後の検討が必要である。

また、PT 線及び 147E 線での 2003 年春季から 2007 年冬季における平均流量及び標準偏差は、それぞれ $36.3 \pm 11.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 、 $40.3 \pm 9.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ であった (PT 線及び 147E 線の流量評価の詳細は第 3.2.2 項を参照のこと)。ASUKA 線、137E 線、PT 線、147E 線いずれの観測ラインも $40 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度となっており、平均流量が正確に評価できていることを示唆している。

また、黒潮は北太平洋亜熱帯循環系の西岸境界流であるため、スヴェルドラップ輸送量(西岸境界流を除く風成循環系の流量を与えるもので、大洋東岸から西岸付近まで風応力の回転成分を積分することで求められる)と同様の輸送量(ただし逆向き)となるはずである。実際、北太平洋亜熱帯循環のスヴェルドラップ輸送量は年平均 $40 \sim 50 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ で、ASUKA 線、137E 線、PT 線、147E 線の流量は妥当な値になっているといえる。

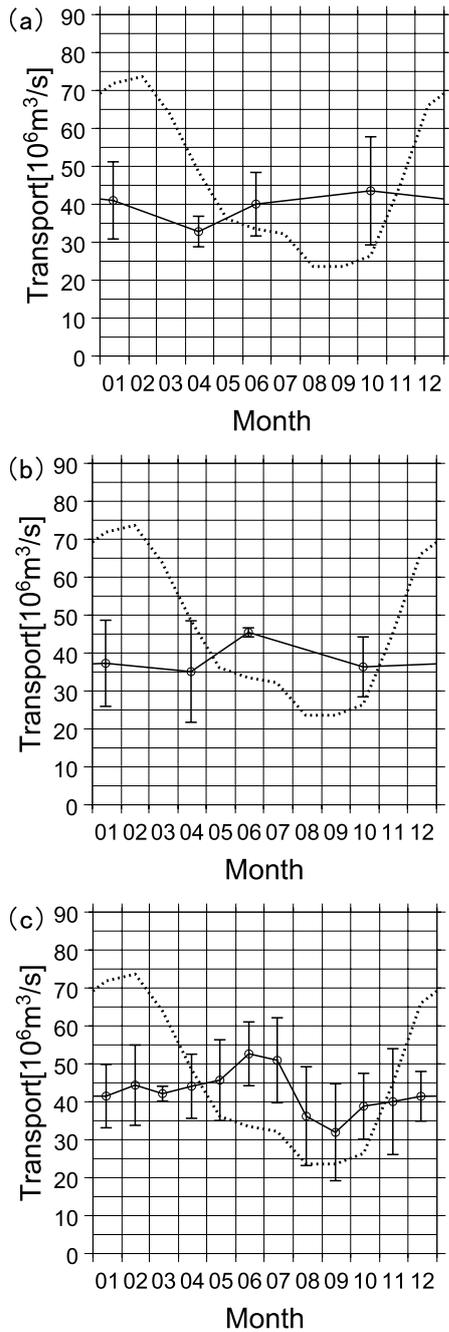
3.2 黒潮の正味流量の季節変動

3.2.1 137E 線及び ASUKA 線の季節変動

第 10 図 a, b に 137E 線及び ASUKA 線における、2003 年春季から 2007 年冬季までのインバース解析の流量の季節ごとの平均値と標準偏差及びスヴェルドラップ輸送量を示す。スヴェルドラップ輸送量は、NCEP 再解析データ (Kalnay *et al.*, 1996) の風応力の回転成分を 30°N において太平洋東岸から 137°E までを積算したものである。流量の季節変動の幅は $10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度であり、これは ASUKA 線において、Imawaki *et al.* (2001) によって海面力学地形 (SSDT) と現場観測データを組み合わせた手法で求められた季節変動とよく一致している (第 10 図 c)。これらはスヴェルドラップ輸送量にみられるような明確な季節変動 ($50 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度) と比べてかなり小さく、Isobe and Imawaki (2002) の 2 層モデルの結果 (季節変動のような短い時間スケールの変動は海嶺によってほとんど遮られるために海嶺の東側の変動は西側には伝わらず、西側の流量の季節変動が小さくなる) と合致している。

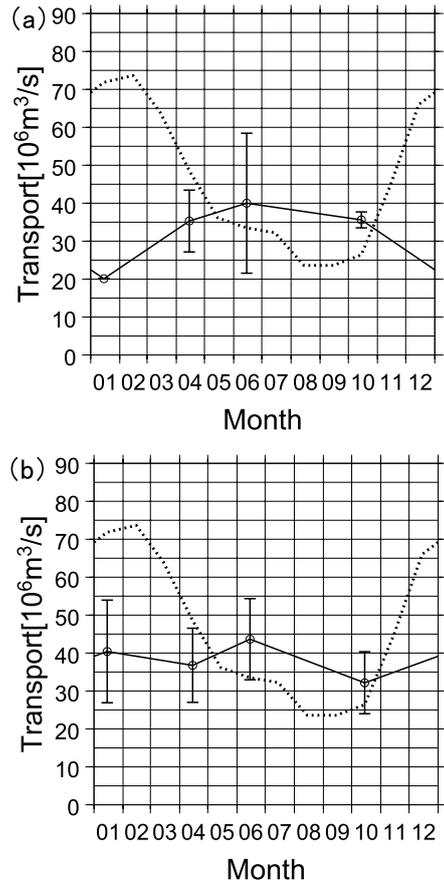
3.2.2 PT 線及び 147E 線の季節変動

PT 線及び 147E 線における、インバース解析による正味の黒潮流量の季節変動を第 11 図に示す。ただし、147E 線については、黒潮続流の南端を 137E 線、ASUKA 線、PT 線と同様に渦位によって決定し、その南端の点から基本的に 37°N までの積算流量として定義した。ただし、2004 年夏季及び 2007 年冬季航海においては、流軸北側に中規模渦が重なっていたため 37°N まででは黒潮続流の北端が十分とらえられないので、 39°N



第 10 図 正味流量の季節変動
 (a) 137E 線, (b) ASUKA 線, (c) Imawaki *et al.* (2001) による SSDT に基づく通過流量

(a), (b) は 2000dbar 基準面のインバース解析による実線及びエラーバーは対象期間における季節ごとの流量の平均値及び標準偏差を表す。点線は 1970 年から 2000 年までの NCEP 再解析データ (Kalnay *et al.*, 1996) から計算されたスヴェルドラップ輸送量の月ごとの平均値である。スヴェルドラップ輸送量については、30°N において太平洋東岸から 137°E までを積算したものである。



第 11 図 正味流量の季節変動
 (a) PT 線, (b) 147E 線

実線及びエラーバーは対象期間における季節ごとの流量の平均値及び標準偏差を表す。点線は 1970 年から 2000 年までの NCEP 再解析データから計算されたスヴェルドラップ輸送量の月ごとの平均値である。スヴェルドラップ輸送量については、30°N において太平洋東岸から 137°E までを積算したものである。

までの流量で評価した。また、2004 年冬季及び 2005 年冬季においては 147E 線の観測がなく伊豆海嶺の東側でボックスが設定できず、2006 年夏季においては PT 線の観測深度が 2000m よりも浅かったため、PT 線、147E 線とも流量評価から除外した。さらに、PT 線の 2006 年冬季及び春季においては低渦位水が表層まで分布しており、渦位の極小を決定できなかったため PT 線の流量を決定できなかった。

上述の 4 航海を除いた 2003 年春季から 2007 年冬季の航海から評価した季節変動の幅は、PT 線で $20 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ 程度、147E 線で $10 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ 程度

であり、137E 線及び ASUKA 線と同程度の季節変動の幅となっており、Isobe and Imawaki (2002) の 2 層モデルの結果にあらわれた伊豆海嶺の東西での季節変動の違い（伊豆海嶺の東側ではスヴェルドラップ流量と同様な季節変動）はみられなかった。これは、今回の解析における観測深度及び計算に含まれる深度が 2000dbar までであるために、2000dbar よりも深い層の流れや順圧流をとらえられていないためである可能性がある。今後、黒潮続流域において海底直上までの観測を行って検証する必要がある。

4. 黒潮の熱輸送量

黒潮は亜熱帯循環の西岸境界流であり、太平洋における熱輸送の主体を担っている。また、黒潮続流域である本州の東方の海域では、海洋から大気へと大量の熱を放出しており、黒潮による熱輸送が北太平洋における気候変動と深く関連していると考えられている。

第 3 章で渦位によって評価した黒潮の正味流量をもとに、黒潮の熱輸送量を算出した。ある測点ペア間の距離が D のとき、深さ z_1 から z_2 までの層における熱輸送量 H は以下の式で表される。

$$H = D \times \rho C_p \int_{z_2}^{z_1} \theta V dz$$

ρ : 海水の密度

C_p : 海水の定積比熱

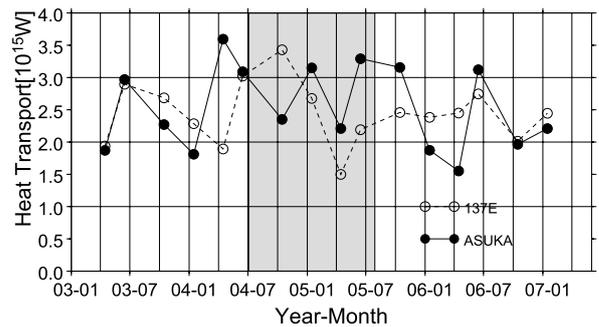
θ : ポテンシャル水温

z : 深度

V : 流速

上記の式から密度層ごとに求められた熱輸送量を、海面から 2000m まで積算することによって熱輸送量を評価した。なお、海水の定積比熱 C_p は 3930kJ/kg を用いた。

第 12 図に ASUKA 線及び 137E 線における正味の熱輸送量を示す。2003 年春季から 2007 年冬季までの ASUKA 線及び 137E 線における熱輸送量の平均値及び標準偏差は、それぞれ $2.53 \pm 0.63PW$ ($1PW = 10^{15}W$) 及び $2.44 \pm 0.46PW$ であった。この値は、市川ほか (1998) が ASUKA 線において求めた $30^\circ N$ 以北の熱輸送量



第 12 図 ASUKA 線及び 137E 線における熱輸送量

○及び破線と●及び実線はそれぞれ、2000dbar 基準面のインバース結果を用いて決定した 137E 線及び ASUKA 線の正味の熱輸送量。陰影部は黒潮大蛇行期間を示す。

$3.50 \pm 0.79PW$ に比べて小さく、変動も少ないが、今回の解析において ASUKA 線における $30^\circ N$ 以北の熱輸送量を求めると、 $3.52 \pm 1.05PW$ であり、変動はやや大きい流量は同程度となっている。

黒潮による低緯度から中緯度への正味の熱輸送量は、 $2.5PW$ 程度であると見積もられた。

5. まとめ

2003 年春季から 2007 年冬季までの計 16 回のネットワーク観測結果を用い、インバース解析を行うことにより、黒潮及び黒潮続流の評価を行い、亜熱帯循環域の水塊特性を考慮して黒潮の正味流量を算出した。インバース解析の最適な基準面を決定するにあたり、海底直上までの観測を行った航海のデータを用い、様々な基準面を設定したインバース解析の結果と直接測流の結果を比較し、2000dbar が最適であると決定した。また、正味流量の決定にあたり、水塊分析によって黒潮と黒潮再循環を合理的に分離する方法を導入した。

2003 年春季から 2007 年冬季における ASUKA 線における黒潮の正味流量は $38.6 \pm 9.6 \times 10^6 m^3/s$ と見積もられ、同じ期間に Imawaki *et al.* (2001) が海面力学地形 (SSDT) と現場観測データを組み合わせた手法で求めた $42 \pm 9 \times 10^6 m^3/s$ と平均値・標準偏差ともによく一致していた。さらに、137E 線、PT 線、147E 線でも平均値・標準偏差は $40 \pm 10 \times 10^6 m^3/s$ 程度であった。このことは、平均流量が正確に評価できていることを示唆して

いる。

こうして求めた黒潮の正味流量をもとに、黒潮の熱輸送量を算出した。ASUKA線及び137E線における熱輸送量の平均値及び標準偏差は、それぞれ $2.53 \pm 0.63PW$ 及び $2.44 \pm 0.46PW$ であった。これらは、市川ら (1998) が ASUKA 線において求めた熱輸送量 $3.50 \pm 0.79PW$ に比べて小さいが、これは市川らが $30^\circ N$ 以北で求めているのに対し、今回の解析は水塊分析によって黒潮と黒潮再循環を合理的に分離している違いによると考えられる。

黒潮及び黒潮続流の正味流量の季節変動を評価した。伊豆海嶺以西の ASUKA 線及び 137E 線、伊豆海嶺以東の PT 線及び 147E 線とも、季節変動の幅は $10 \sim 20 \times 10^6 m^3/s$ 程度で、大きな違いがなかった。これは、Isobe and Imawaki (2002) の 2 層モデルの結果と、西側については一致し、東側では矛盾する結果であった (2 層モデルの結果は、伊豆海嶺の西側の季節変動は小さく、東側でスヴェルドラップ輸送量と同程度)。伊豆海嶺の東側では観測が 2000dbar 以浅に限られており、順圧流量を十分に評価できなかった可能性があり、この海域での深層までの観測の重要性を示唆している。

竹内ほか (2006) に示されているように、黒潮が ASUKA 線及び 137E 線に接岸している時期については、黒潮と再循環との間に明りような渦位のフロントが存在しており、正味流量を算出することができた。しかし、ASUKA 線の沿岸に小蛇行があった 2004 年春季航海や、黒潮反流による低渦位水の輸送量が小さくなっていた黒潮大蛇行期においては、正確に正味流量を決定できない期間も存在していた。黒潮大蛇行期や小蛇行の通過時等、黒潮が接岸していない時期についての正味流量の算出については、さらなる検討が必要である。

謝辞

本研究では九州大学応用力学研究所海洋大気力学部門海洋渦動力学分野が web ページ「海面高度計データによる黒潮観測」(<http://www.riam.kyushu-u.ac.jp/oed/asuka/alt/index.html>) で提供して

いる、Imawaki *et al* (2001) によって SSDT から求められた流量データを利用させていただいた。ここに厚く感謝する。

参考文献

- Chang, K. I., W. J. Teague, S. J. Lyu, H. T. Perkins, D. K. Lee, D. R. Watts, Y. B. Kim, D. A. Mitchell, C. M. Lee and K. Kim (2004) : Circulation and currents in the southwestern East/Japan Sea : Overview and review. *Prog. Oceanogr.*, **61**, 105-156.
- Firing, E., J. Ranada and P. Cardwell (1995) : Processing ADCP data with the CODAS software system version 3.1. unpublished manuscript, pp. 216. (http://currents.soest.hawaii.edu/docs/adcp_doc/codas_doc/manual.ps, accessed 2007-11-20)
- 萩原裕之・曾我太三・高槻靖 (2005) : 東経 137 度線での亜熱帯循環の長期変動. 測候時報, **72**, 特別号, S27-S33.
- Hanawa, K. and L. D. Talley (2001) : Mode waters. in *Ocean Circulation and Climate*, edited by G. Siedler, J. Church and J. Gould, 373-386, Academic Press, San Diego.
- 市川洋・ASUKA グループ (1998) : 東シナ海および四国南方の黒潮によって運ばれる熱量と塩分量. 海と空, **74**, 51-61.
- 今脇資郎・内田裕・市川洋・深澤理郎・馬谷紳一郎・ASUKA グループ (1998) : 四国沖で得られた黒潮流量の時系列. 海と空, **74**, 79-86.
- Imawaki, S., H. Uchida, H. Ichikawa, M. Fukasawa, S. Umatani and the ASUKA Group (2001) : Satellite altimeter monitoring the Kuroshio transport south of Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 17-20.
- Isobe, A. and S. Imawaki (2002) : Annual variation of the Kuroshio transport in a two-layer numerical model with a ridge. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 994-1009.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Sara, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne and D. Joseph (1996) : The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- 児玉裕樹・金子郁雄 (2004) : インバース法を用いた黒潮ネット地衡流決定の試み. 測候時報, **71**, 特別号, S149-S160.
- Masuzawa, J. (1969) : Subtropical Mode Water. *Deep-Sea Res.*, **16**, 463-472.

- Nakano, T., I. Kaneko and Y. Takatsuki (1994) : The Kuroshio structure and transport estimated by the inverse method. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 609-618.
- Roemmich, D. (1983) : Optimal estimation of hydrographic station data and derived fields. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1544-1549.
- Suga, T. and K. Hanawa (1995a) : The subtropical mode water circulation in the North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 958-970.
- Suga, T. and K. Hanawa (1995b) : Interannual variations of north pacific subtropical mode water in the 137E Section. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 958-970.
- Suga, T. and K. Hanawa and Y. Toba (1989) : Subtropical Mode Water in the 137E Section. *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 1605-1618.
- 高槻靖・宮尾孝 (2004) : 本州東方における北太平洋中層水の流量. *測候時報*, **71**, 特別号, S161-S172.
- 竹内宗之・今脇資郎・馬谷紳一郎・内田裕・鹿島基彦 (2006) : 四国沖における黒潮の力学構造と水塊構造. *月刊海洋*, **43**, 号外, 159-169.
- Takikawa, T., J. H. Yoon and K. D. Cho (2005) : The Tsushima Warm Current through Tsushima Straits estimated from ferryboat ADCP Data. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**, 1154-1168.
- Wunsch, C. (1978) : The North Atlantic general circulation west of 50°w determined by inverse methods. *Rev. Geophys.*, **16**, 583-620.
- 吉田隆・下平保直・林王弘道・横内克己・秋山秀樹 (2006) : 黒潮の流路情報をもとに黒潮大蛇行を判定する基準. *海の研究*, **15**, 499-507.