

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」

海水特性の違いに着目した黒潮ネット流量の評価*

小島 至**, 高槻 靖**, 林 和彦**, 桜井 敏之***

要 旨

気象庁では、気候変動に影響を及ぼす海洋の変動の把握を目的として、2003年度より岸から岸まで閉じた観測定線を設定して観測を実施している。本解析では、北西太平洋スケールを対象海域として、2003～2006年の夏季の閉じた定線での観測結果にインパース法を適用して流れの構造を算出し、亜熱帯循環強度の指標となる黒潮の正味の通過流量（ネット流量）を評価した。その際、塩分や渦位を用いて海水特性の違いを特定し、正味の黒潮と再循環流を分離した。本州南方黒潮流域内の三つの観測定線における黒潮ネット流量は $40 \sim 60 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ で、期間を通じてほぼ同程度であった。東シナ海黒潮及び琉球海流系域、黒潮続流域では、日本南方流域に比べてそれぞれ $0 \sim 20 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ 、 $15 \sim 35 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ 少ないと見積もられた。黒潮による平均的熱輸送量は $3.3 \times 10^{15} \text{W}$ であった。日本周辺海域で表層における熱流量残差より海洋が輸送する熱量の平均的収束発散を算出したところ、約 340Wm^{-2} と見積もられた。

1. はじめに

大気と海洋は、海面での熱・水フラックスなどを通じて相互作用しながら気候システムを形成している。海洋表層における風成循環は、海上を吹く風の強さやその分布の変化などの大気の状態から影響を受けて変動する。一方、海洋循環の変動は、海洋表層で輸送される熱量が変化することより、海面水温の変化を通じて大気の運動に影響を及ぼす。海面での熱収支や海洋の運ぶ熱量は、全球的にも海域別にも大気への影響を評価する上で重要である。特に亜熱帯域は他の緯度帯に比べて

極向きの熱輸送量が多く、気候への影響が大きい。

北太平洋亜熱帯域では、定常的で大規模な水平方向の循環として、海洋表層に亜熱帯循環が存在する。この循環の北西部分に形成される西岸境界流である黒潮は、低緯度から中緯度へ暖かい海水を運ぶ日本付近の代表的な暖流である。黒潮流域にあたる本州の南方及び黒潮の東方を流れる黒潮続流域にあたる本州東方の海域は、北太平洋において海洋から大気へ最も多く熱を放出する海域となっている (Qiu, 2002)。このため、黒潮及び黒潮続流は北太平洋の気候形成に大きな役割を果た

* Throughflow Transport of Kuroshio Focused on the Difference of Water Property

** Itaru Kojima, Yasushi Takatsuki, Hayashi Kazuhiko
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)

していると考えられている。したがって、気候システムやその変動を理解するためには、西岸境界流の熱輸送量を測定することは極めて重要である。西岸境界流である北大西洋の湾流や黒潮では、熱輸送量と流量について相関の高いことが報告されており (Chen *et al.*, 1992), 亜熱帯域西岸境界流の流量とその変動を知ることが熱輸送量の評価につながる。

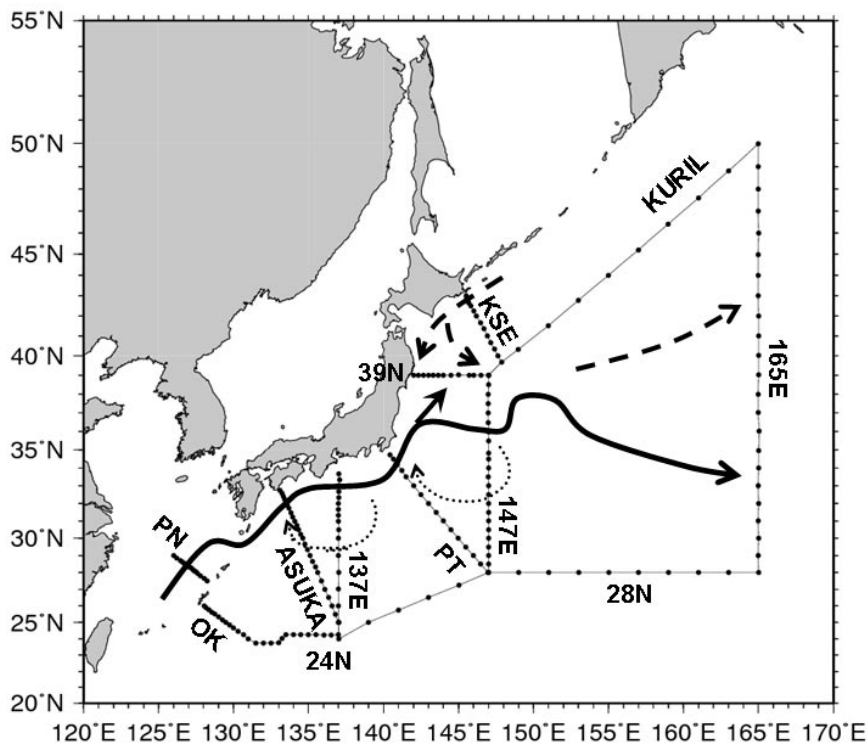
黒潮の正味の通過流量 (以下、ネット流量と記す) は、亜熱帯循環として大洋スケールで循環している流量であり、亜熱帯循環強度の指標となる。これは熱輸送量を評価する上で非常に重要な物理量であり、精度よい熱輸送量の推定のためには、ネット流量の正確な算出が欠かせない。しかし、黒潮流域にはその本流の一部が反転して西流する黒潮逆流があり、黒潮の一部と黒潮逆流は再循環構造を形成している。精度よくネット流量を算出

する過程において、この再循環流の分離が常に障害となる。

本解析では、北西太平洋スケールを対象海域としてネットワーク観測の観測結果にインバース法を適用することにより流れの構造を算出し、亜熱帯循環強度の指標となる黒潮ネット流量を評価した。また、インバース法により算出した熱流量から海洋の熱輸送の評価を行い、表層貯熱量との関係について検討を行った。

2. データの概要

気象庁の海洋気象観測船 (凌風丸, 啓風丸, 高風丸, 長風丸) により北太平洋において実施した CTD による海洋観測結果を用いた。また、音波のドップラーシフトにより流速を計測する ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler : 音響式ドップラー流向流速計) / LADCP (Lowered

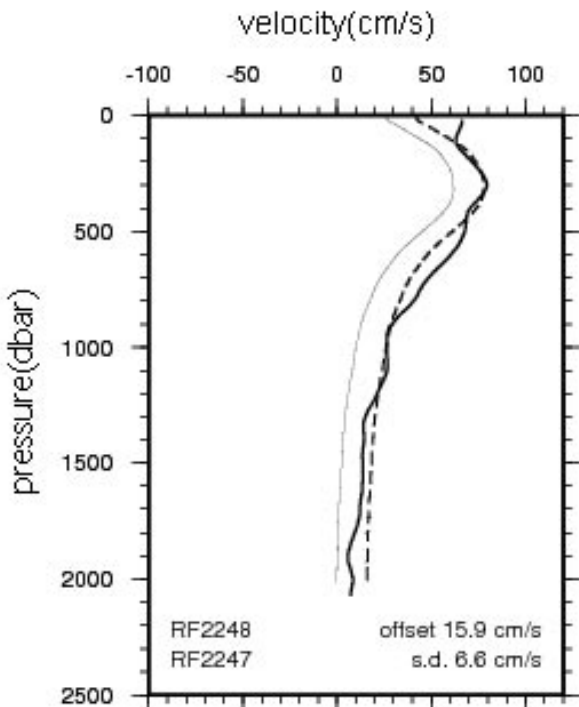


第 1 図 解析に用いた観測線

黒丸は 2003 年 6 月航海における CTD 観測点を示す。あわせて、亜熱帯循環 (実線)、再循環構造 (点線) 及び亜寒帯循環 (破線) の代表的な流れを示した。観測線の略号は、それぞれ PN : 沖永良部島北西線, OK : 沖繩南東線, 24N : 北緯 24 度線, ASUKA : 足摺沖線, 137E : 東経 137 度線, 28N : 北緯 28 度線, PT : 房総沖線, 147E : 東経 147 度線, 39N : 北緯 39 度線, KSE : 釧路南東線, 165E : 東経 165 度線, KURIL : 千島南東線を示す。

Acoustic Doppler Current Profiler：つり下型音響式ドップラー流向流速計) データも使用している。第 1 図に本解析で用いた観測線を示す。これらの観測線により、黒潮及び黒潮続流を含む複数の閉領域を設定することができる。解析の対象とする期間はこれらの観測線について観測が実施された 2003～2006 年の夏季とした。

CTD 観測データからは、観測された水温・塩分より計算された密度を用いて、相対地衡流速を計算した。地衡流計算の際に使用する基準面には、2000dbar (それより浅い測点間では最深層) を仮定した。なお、斜面域については、客観解析により水温・塩分の値を外挿している。ADCP/LADCP の観測によって適切な流速実測値を得られた測点間については、地衡流速を実測値に準拠させることにより基準面流速の推定値を算出し、インバース計算の拘束条件に加えた。第 2 図に LADCP データを使用して基準面流速の推定値を算出した例を示す。



第 2 図 ADCP/LADCP データによる基準面流速の算出の例

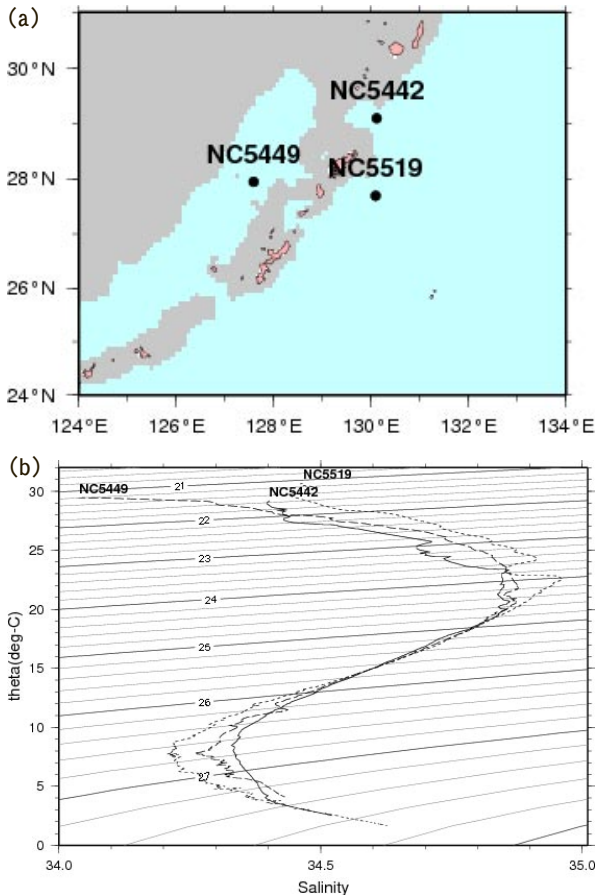
2000dbar を無流面とした場合の地衡流測を細実線で、LADCP による流速実測値を太実線で、LADCP データに準拠させた地衡流速を破線で示す。この測点間で算出された基準面流速は 15.9cm/s。

3. インバース法の適用

インバース法とは観測結果から物理モデルのパラメータを逆算 (inverse) する手法で、医療に用いる CT スキャンがその代表的応用例である。本解析では、線形インバース法 (Wunsch, 1978) を用いることにより、閉じられた観測海域の等密度面により区切られた層毎に流量等が保存することを拘束条件として、観測結果から算出した測点間の地衡流量 (結果) から地衡流計算の基準面の流速 (物理モデルのパラメータ) を逆算した。インバース法の詳細については、Wunsch (1978) もしくはその邦訳である金子ほか (2003) を参照されたい。

流量等が保存する閉領域には、まず第 1 図に示した 6 個及び全閉領域の外周で描かれた閉領域を設定した。このうち、PN 線 -OK 線 -24N 線 -ASUKA 線で閉じられた領域内には、東シナ海と太平洋の間に琉球列島が存在する。東シナ海を北上した黒潮は、トカラ海峡を通過して太平洋に抜けるが、トカラ海峡付近の沖縄トラフ内及び太平洋側の測点の T-S 関係から、 $27.3 \sigma_\theta$ 面付近以深の海水がトカラ海峡部を東に乗り越えていないと判断される (南・岡田, 1989; 中野ほか, 1990; Nakano *et al.*, 1994) (第 3 図)。したがって、東シナ海閉領域内のこの深度以深の海水については、PN 線を通じた流入・出のみが考えられるため、“PN 線を含む東シナ海の閉領域のうちのポテンシャル密度 $27.3 \sigma_\theta$ 面以深” の閉領域を設定し、計 8 個の閉領域とした。ただし、2006 年については、PT 線の CTD 観測結果が 1500m 深付近までしかなかったため、PT 線のデータは用いず、PT 線に隣接する 2 つの閉領域を統合して計算を行った。また、2004 年については、28N 線の観測線が他の年と異なる。

なお、インバース法を用いた計算は、通常、海洋構造が時間的に大きく変動しないとの仮定に基づいて行われるが、現実の海洋には様々な規模のじょう乱が存在する。本解析では、太平洋スケールでの流れの構造を明らかにするために広範囲の六つの海域を設定しており、使用した観測データにはすべての年に最大約 2 か月の観測時期の違いがある。また、インバース法では、閉領域全体の



第3図 トカラ海峡付近の海底地形 (a) 及び2003年夏季の観測におけるトカラ海峡付近観測点の T-S 関係 (b)

収支を合わせる拘束条件が用いられる. このため, 求まる解が現実のある瞬間的な海洋の状態を表していない可能性については注意しておく必要がある.

インバース法適用のための層の区切りとして, ポテンシャル密度 26.6, 27.0, 27.3, 27.5, 27.6 σ_θ 面を用いた (全5層). 海面を通じて大気と熱・水のやりとりがある第1層は質量の保存のみを拘束条件とし, 第2層以下は質量に加えて熱量・塩分の保存についても拘束条件とした. 計算に使用した保存式の数, 東シナ海の閉領域については 27.3 σ_θ 以深のみで構成されるため, 流量の保存式 2 + 熱流量の保存式 2 + 塩分流量の保存式 2 = 6 となる. それ以外の閉領域 (計7個) については, それぞれ流量の保存式 6 + 熱流量の保存式 5 + 塩分流量の保存式 5 = 16 ($\times 7 = 112$) となる. さらに, 重み付けをした上で拘束条件と

して連立方程式に加えた ADCP/LADCP データ数は, 2003 ~ 2006 年夏季について, それぞれ 17, 58, 57, 37 である. ADCP/LADCP データのインバース法への導入方法については, 児玉ほか (2004) を参考にした. 各年の方程式の数をまとめると, それぞれ計 135, 176, 175, 139 個である. 一方, 求めるべき流速の個数, すなわち測点間数は, 各年について, それぞれ 192, 189, 192, 176 である. したがって, 連立方程式はすべての解析対象期間について方程式より未知数の数が多く, いわゆる underdetermined となった. このため, 特異値分解法により連立方程式から得られた特異値のリストを用いて高次解を切捨てる方法によりインバース法の解を求めることとした.

4. 解析結果

4.1 インバース法の解の選択

得られた特異値のリストのうち, インバース法による適切な解を求めるためにはいずれの特異値を採用することが適切かを検討した. 一例として, 2003 年夏季について各ランクにおける特異値と解ノルム及び残差ノルムとの関係を示す (第4図). この関係に加えて, 解として得られた流速が不適切に大きくないかどうかをあわせて検討し, 最終的にはランク 14 の特異値を用いて切捨てる解を求めた. 第5図にインバース計算の結果から算出した黒潮及び黒潮続流の東向き全流量を示す. 東シナ海及び琉球海流系域にあたる PN 線 ~ OK 線においては $34.2 \times 10^6 \sim 44.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, 本州南方の ASUKA 線 ~ PT 線においては $50.1 \times 10^6 \sim 106.9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, 黒潮続流域にあたる 147E 線においては, $53.3 \times 10^6 \sim 73.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ と見積もられた. 2000dbar を無流面と仮定した場合の地衡流量と比較すると, インバース法適用によって生じた最大の増加・減少は, それぞれ 2004 年の PN 線 ~ OK 線で $5.9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, 2004 年の 147E 線で $-22.0 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ であった.

4.2 ネット流量の算出手法

より妥当と思われるネット流量を算出する上で重要となるのが, 通過流量と再循環流量の分離手法である. 太平洋や大西洋, インド洋の各大洋に

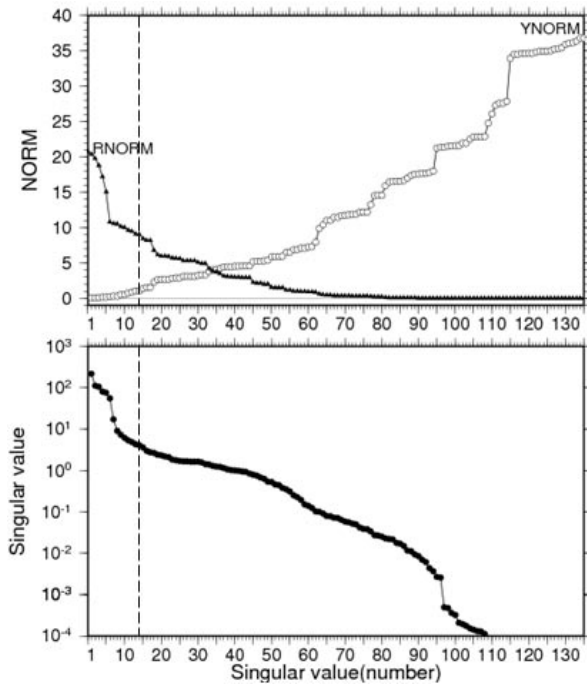
は、表層水塊と呼ばれる海域に固有の水温や塩分などで特徴づけられる海水が広く分布している。本解析では、海洋循環の研究においてトレーサーとなり得る塩分や渦位に注目して北太平洋に存在する海水の特徴的な性質の違いを利用することにより、正味に東向きに通過する流れと再循環する

流れを分離することを試みた。

渦位については、連続成層下において以下のような式で与えられる。

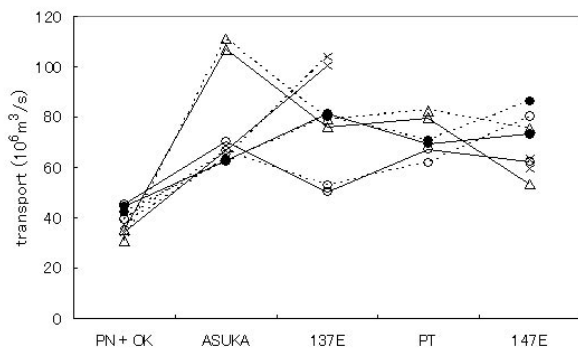
$$Q = -\frac{1}{\rho}(\xi + f) \cdot \nabla \sigma_{\theta}$$

ここで、 Q は渦位、 ρ は密度、 ξ は相対渦度、 f は惑星渦度、 ∇ は gradient operator、 σ_{θ} はポテンシャル密度を表す。このうち、相対渦度については、大きな値を持つ黒潮の強流帯でさえ惑星渦度に比べて小さいため($\xi \approx 0.05f$)、近似としての渦位の算出において無視した。海洋観測における測点間隔は、ターゲットとする現象に対する分解能を考慮して海域により異なる間隔で設定されており、その多くは 20km ~ 100km である。しかし、海域によっては 1 測点間で $20 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ を超えるような流量が算出されるため、本解析で行った境界決定手法のスケールとして大き過ぎる場合がある。そのため、観測データ及びインバース法による計算結果として算出される水温、塩分及び流速に対して 3 次スプライン補間による客観解析を行い、空間的に密な 10km 間隔データを作成して解析をすすめた。



第 4 図 2003 年夏季のランク毎の特異値 (下) と解ノルム (上の YNORM) 及び残差ノルム (上の RNORM)

切捨て解に採用したランク 14 の点を破線にて示す。



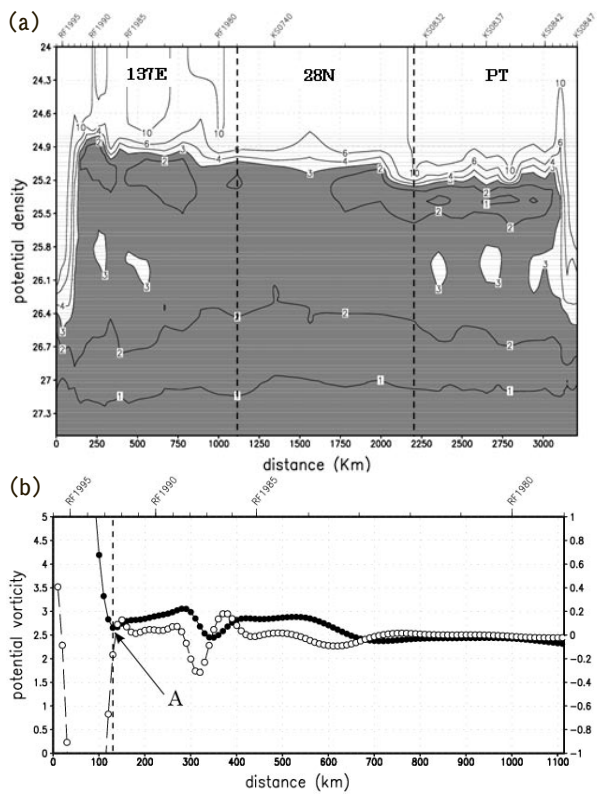
第 5 図 黒潮及び黒潮続流の東向き全流量 (単位: $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)

インバース解による流量を実線で、2000dbar を無流面とした場合の地衡流量を破線で示す。黒丸で 2003 年を、白丸で 2004 年を、白抜き三角で 2005 年を、×印で 2006 年を示す。

ネット流量算出の一例として、2003 年夏季の 137E 線におけるポテンシャル渦度 (以下、渦位と記す) (第 6 図) 及び積算流量と流速断面図 (第 7 図) を示す。主水温躍層は $25.0 \sigma_{\theta}$ から $26.8 \sigma_{\theta}$ の密度層に存在しており、主水温躍層中央部は $25.5 \sigma_{\theta}$ から $26.0 \sigma_{\theta}$ の密度層にあたる (第 8 図)。後者の密度層における渦位の鉛直平均値は、竹内ほか (2006) で報告されているように岸側の黒潮強流部において極大値をもち、岸から離れるにつれて急激に減少し (渦位フロント)、沖側ではほぼ一定の値を持つ (第 6 図 b)。ただし、竹内ほか (2006) では流速シアに由来した相対渦度による渦位を含んでいる。渦位フロント以南の低渦位は、黒潮再循環構造が存在する海域で一樣に見られる (Talley, 1988)。そこで、本解析ではこの低渦位水を利用して再循環構造を評価し、黒潮ネット流量との分離を行うこととした。すなわち、RF1989 ($31^{\circ}40'N$) 付近を中心とした黒潮再循環構造は、主水温躍層中央部においてほぼ一樣

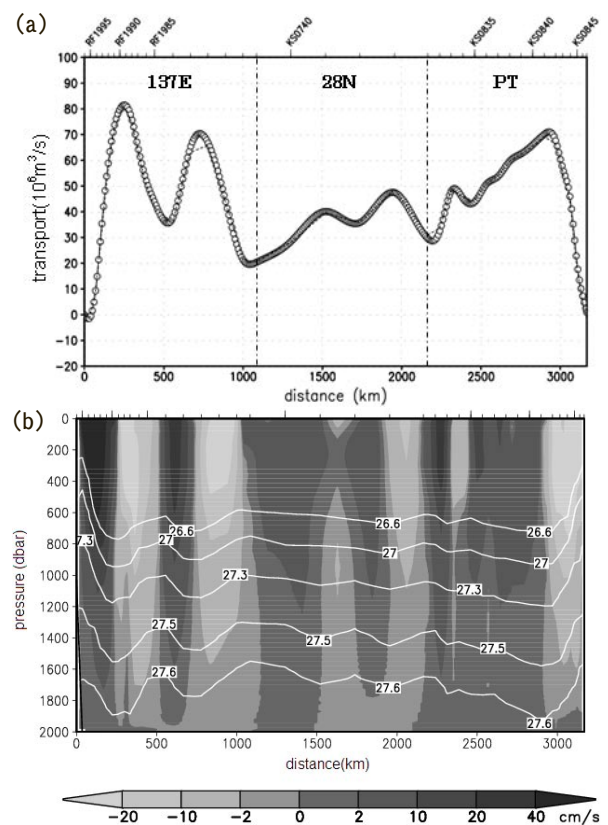
の渦位をもち、A 点はその北限を表していると考えられる。A 点より岸側は黒潮の正味の東向き通過流であり、その流量を $48.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ と見積もることができた (第 7 図 a)。ASUKA 線及び PT 線も、137E 線と同様に、冬季から春季にかけて黒潮続流域南方で形成された亜熱帯モード水を含む主水温躍層内の海水が再循環構造により運ばれてきた海域である。このため、137E 線の例と同様に渦位を利用して再循環流の境界を特定し、黒潮ネット流量を算出した。PN 線及び OK 線については、亜熱帯循環としての流量を算出するため各線毎ではなく合計の流量を算出したが、137E 線等に比べて再循環構造による低

渦位水の供給が少なく、渦位の利用が境界決定に適当でない。ここで、代替の物理量として北太平洋中層水 (NPIW) について考える。NPIW は、北太平洋亜熱帯循環域の中層に広く分布し、 $26.8 \sigma_\theta$ 付近の塩分極小層として特徴づけられる (Sverdrup *et al.*, 1942 ; Reid, 1965 ; Talley, 1993 など)。PN 線及び OK 線付近の海域においては、 $26.8 \sigma_\theta$ 面上の低塩分域が $20 \sim 30^\circ\text{N}$ で舌状に西に延びており、黒潮又は黒潮続流の南側の再循環により運ばれてきたと考えられる (Nakano *et al.*, 2005)。実際に本解析で使用した観測データからも、OK 線の西側観測点を起点とした積算距離の $300 \sim 400\text{ km}$ 以東ではほぼ一様な低塩分となっ



第 6 図 2003 年夏季の 137E 線 -28N 線 -PT 線におけるポテンシャル渦度 (a) 及び同 137E 線の黒潮流域での鉛直平均したポテンシャル渦度 (b) (単位: $10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$)

横軸は 137E 線の最も岸側寄りの観測点を起点とする測点間距離 (km) の積算値。陰影部はポテンシャル渦度 3.0 以下の領域を示す。黒丸は $25.5\text{-}26.0 \sigma_\theta$ において平均化したポテンシャル渦度、白丸はその中央差分を示す。A 点は、ポテンシャル渦度の南北勾配を利用して決定した黒潮と再循環流との境界を示す。



第 7 図 2003 年夏季の 137E 線における積算流量 (a ; 単位: $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) と流速断面図 (b)

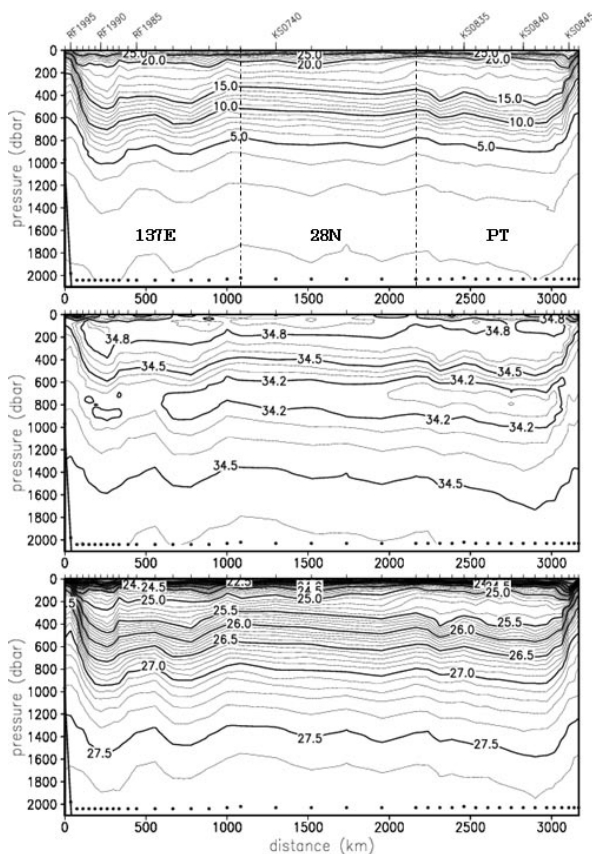
横軸は第 6 図と同じ。インバース解による積算流量のスプライン補間値を実線と白丸で、 2000 dbar を無流面とした場合の積算地衡流量を破線で示す。正の値は閉じた領域に流入する向きの流量を示す。流速断面図の陰影域は、正の値で閉じた領域に流入する向きの流れを示す。インバース法の計算の最に層を分割したポテンシャル密度面をともにも示してある。

ていた(第9図)。このため、PN線及びOK線においては、NPIWを代表する $26.8\sigma_\theta$ 面上の塩分の南北勾配を利用することで再循環流との分離を行った(第9図b)。147E線については、三陸沖合における混乱水域を経て亜寒帯循環水と亜熱帯循環水が混合している複雑な海域であるため、解析対象から除外した。165E線については、北側の境界の特定には亜寒帯前線で不連続となる150dbarでの塩分を、南側は137E線等と同様に主水温躍層中央部にあたる $25.5\sigma_\theta$ から $26.0\sigma_\theta$ の密度層での渦位を利用した(第10図)。

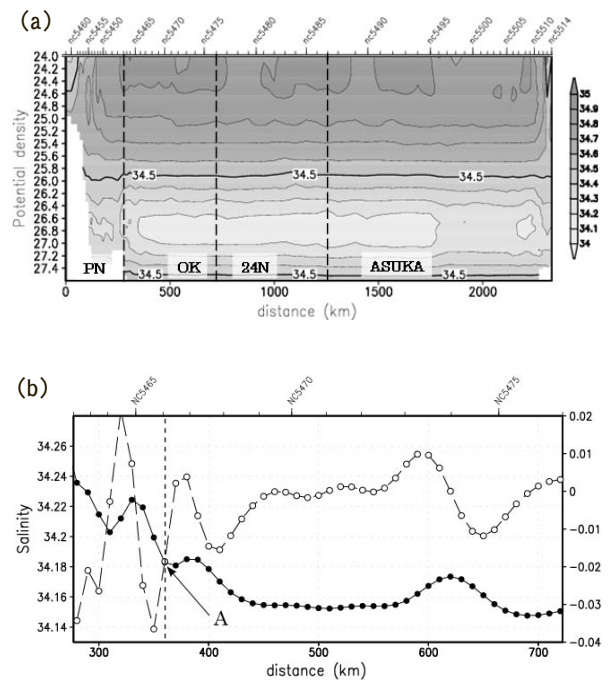
4.3 各観測線におけるネット流量

北西太平洋に存在する海水特性の違いを利用して算出した2003～2006年夏季の各観測線における黒潮及び黒潮続流のネット流量を第11図に示す。積算流量を特定の測点周辺で平均したものを

あわせて示した。ここでいう積算流量とは、最も岸寄りの観測点を起点とする各測点間の流量の積算値である。平均に用いた測点は、例えばASUKA線及び137E線では 26°N の観測点を中心に前後2測点の計5測点とした。また、165E線については、 28°N - 155°E の観測点と 39°N - 165°E の観測点それぞれにおいて前後1測点(計3測点)の積算流量を平均し、その差を示した。海面力学高度の気候学的分布によると、ASUKA線における 26°N は、四国沖の高気圧性循環の南縁付近にあたる(Hasunuma and Yoshida, 1978)。このため、この緯度付近での積算流量の平均値は、黒潮の東向き全流量から再循環による西向き黒潮逆流を差し引いたおよその東向き通過流量と見なすことができる。なお、2005年についてはASUKA線、137E線において黒潮南側の暖水塊が非常に大きく南方に張り出していた(第12図)。このため、



第8図 2003年夏季の137E線-28N線-PT線におけるポテンシャル水温(上;単位:°C)、塩分(中)及びポテンシャル密度(下) 横軸は第6図と同じ。



第9図 2003年夏季のPN線-OK線-24N線-ASUKA線における塩分(a)及び同OK線での $26.8\sigma_\theta$ 面における塩分(b)

横軸はPN線の東端の観測点を起点とする測点間距離(km)の積算値。黒丸は $26.8\sigma_\theta$ 面における塩分、白丸はその中央差分を示す。A点は、塩分の南北勾配を利用して決定した黒潮及び琉球海流系と再循環流との境界を示す。

平均積算流量が妥当な通過流量を表していないと思われる。平均積算流量の誤差を考慮すると、上記観測線以外では、海水特性の違いを利用して算出したネット流量と矛盾しない。

本州南方の ASUKA 線、137E 線、PT 線におけるネット流量は、各年ごとにはほぼ同程度と見積もられた。ただし、2005 年夏季については、ASUKA 線、PT 線に比べて 137E 線の流量が $10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 以上も小さかった。この時期は 2004 年 7 月から 2005 年 8 月までの黒潮大蛇行の期間中にあたり、137E 線付近では大きく離岸していた。このため渦位の南北勾配は接岸期に比べて明りょうでない (第 13 図) (竹内ほか, 2006)。この時、境界は 210km の点であったが、より沖側のほぼ一定値に近い 300km の点を境界とすると、ネット流量は $61.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ と見積もられ、ASUKA 線、PT 線とよく一致する。この本州南方での黒潮ネット流量を各年毎に平均すると、解析対象

の 4 年間では、それぞれ $49.1 (\pm 2.4) \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, $47.1 (\pm 1.3) \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, $58.7 (\pm 2.3) \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, $51.2 (\pm 3.5) \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ となった。この結果は、Imawaki *et al* (2001) による ASUKA 線上の衛星海面高度差から変換式により見積もった黒潮ネット流量と矛盾しない (第 14 図)。

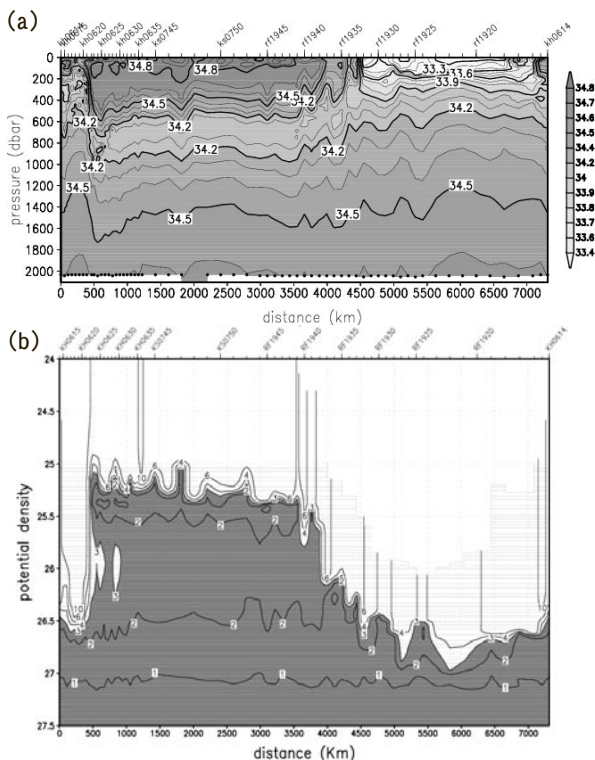
PN 線の東シナ海の黒潮流量と OK 線の琉球海流系の流量の合計は、 $35 \times 10^6 \sim 50 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ と見積もられた。ASUKA 線以東のネット流量と比べると最大 $20.9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ も小さい。第 15 図に積算流量の流線関数平面図を示す。この図は、東シナ海黒潮及び琉球海流系海域より東方の海域から黒潮に合流する流れがあることを示唆している。Nagano *et al.* (2007) は、沖縄東方の内部領域で琉球海流系に東から合流する $3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 前後の流れがあることを示している。また、Hautala *et al.* (1994) では、 $127^\circ\text{E} \sim 137^\circ\text{E}$ のフィリピン海盆に $5 \sim 10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ の北向流があると推測している。本解析の結果は、定量的に十分ではないものの、両研究の示した黒潮及び琉球海流系に合流する流れの存在を支持するものであった。

黒潮続流域にあたる 165E 線におけるネット流量は、最小 $16.8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 、最大 $40.4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ と見積もられ、年変動が非常に大きい。また、日本南方の黒潮ネット流量に比べて $15 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 以上も小さい。これは、黒潮再循環構造以東において黒潮続流から分岐する流れがあることを示唆している。流線関数平面図からは $147^\circ\text{E} \sim 155^\circ\text{E}$ までの海域で比較的強い南向流が生じると推測される。

4.4 海洋の熱輸送

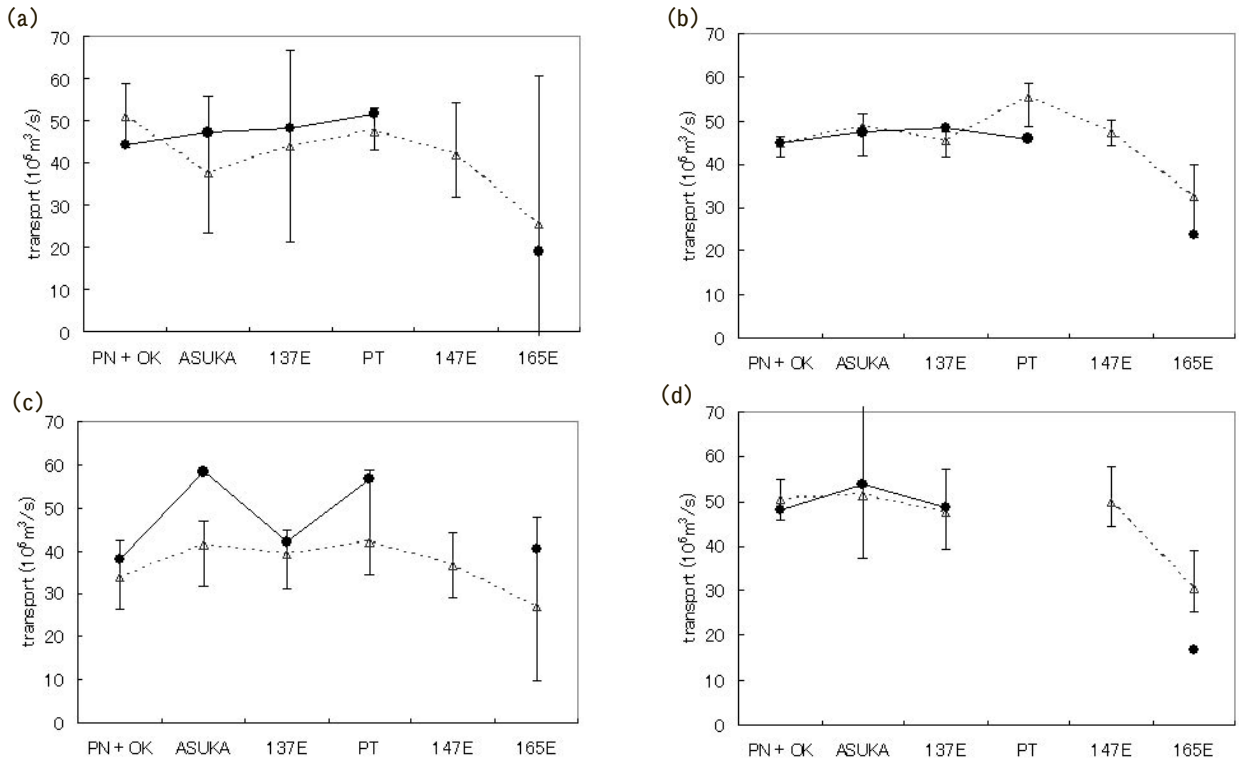
黒潮による熱輸送量と大気 - 海洋間の熱フラックスの変動は、気候変動において重要な役割を果たしていると考えられている。ここでは、黒潮による熱輸送量や、大気 - 海洋間の熱フラックス、表層貯熱量の変動を評価し、相互の関係を調査した。

まず、黒潮の熱輸送量については、ASUKA 線を横切る正味の熱輸送量を評価した。単位体積当りの海水の熱容量 ρC_p を一定 ($4.3 \times 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$) と近似して、年毎の熱輸送量を見積もった結果を

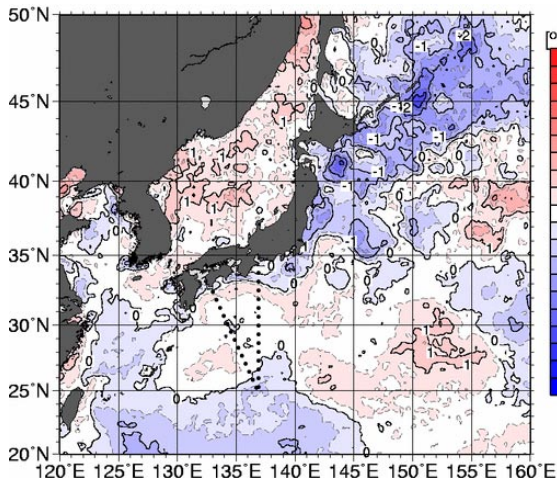


第 10 図 2003 年夏季の 147E 線 -28N 線 -165E 線 -KURIL 線における塩分 (a) 及びポテンシャル渦度 (b)

横軸は 147E 線の北端の観測点を起点とする測点間距離 (km) の積算値。陰影部はポテンシャル渦度 3.0 以下の領域を示す。

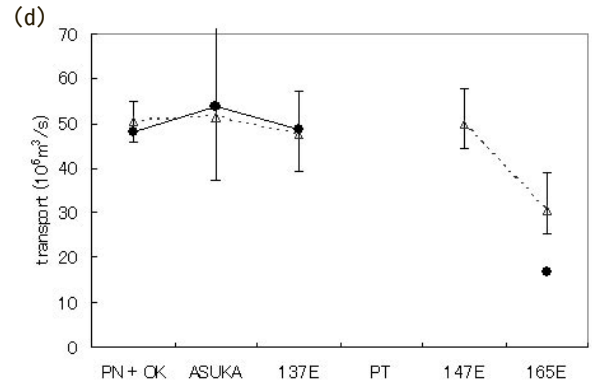


第 11 図 各観測線における黒潮及び黒潮続流のネット流量 (単位: $10^6 \text{m}^3/\text{s}$) (a:2003 年, b:2004 年, c:2005 年, d:2006 年)
 黒丸と実線で海水特性により算出したネット流量を示す. 白抜き三角と破線で特定の測点周辺までの積算流量の平均を示す (平均化に使用した中心の測点 PN+OK 線: 130°E , ASUKA 線: 137°E , 137E 線: 26°N , PT 線: 30°N , 147E 線: 30°N . なお 165E 線については, $28^\circ\text{N}-155^\circ\text{E}$ と $39^\circ\text{N}-165^\circ\text{E}$ をそれぞれ中心として平均化に使用し, その差を示した.)



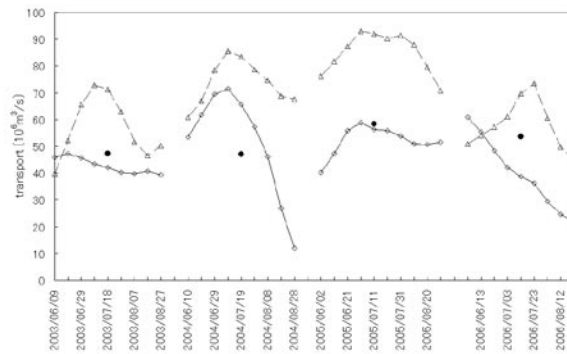
第 12 図 2005 年 8 月上旬の海面水温偏差 (単位: $^\circ\text{C}$)
 気象庁「海洋の健康診断表」の日本近海旬平均海面水温に加筆. ASUKA 線及び 137E 線を点線で示す.

第 16 図に示す. 解析期間の 4 年間のうちでは, 2003, 2004 年は比較的輸送量が少なく, 2005 年に最大の $3.8 \times 10^{15} \text{W}$ と見積もられ, 平均は $3.3 \times 10^{15} \text{W}$ であった.



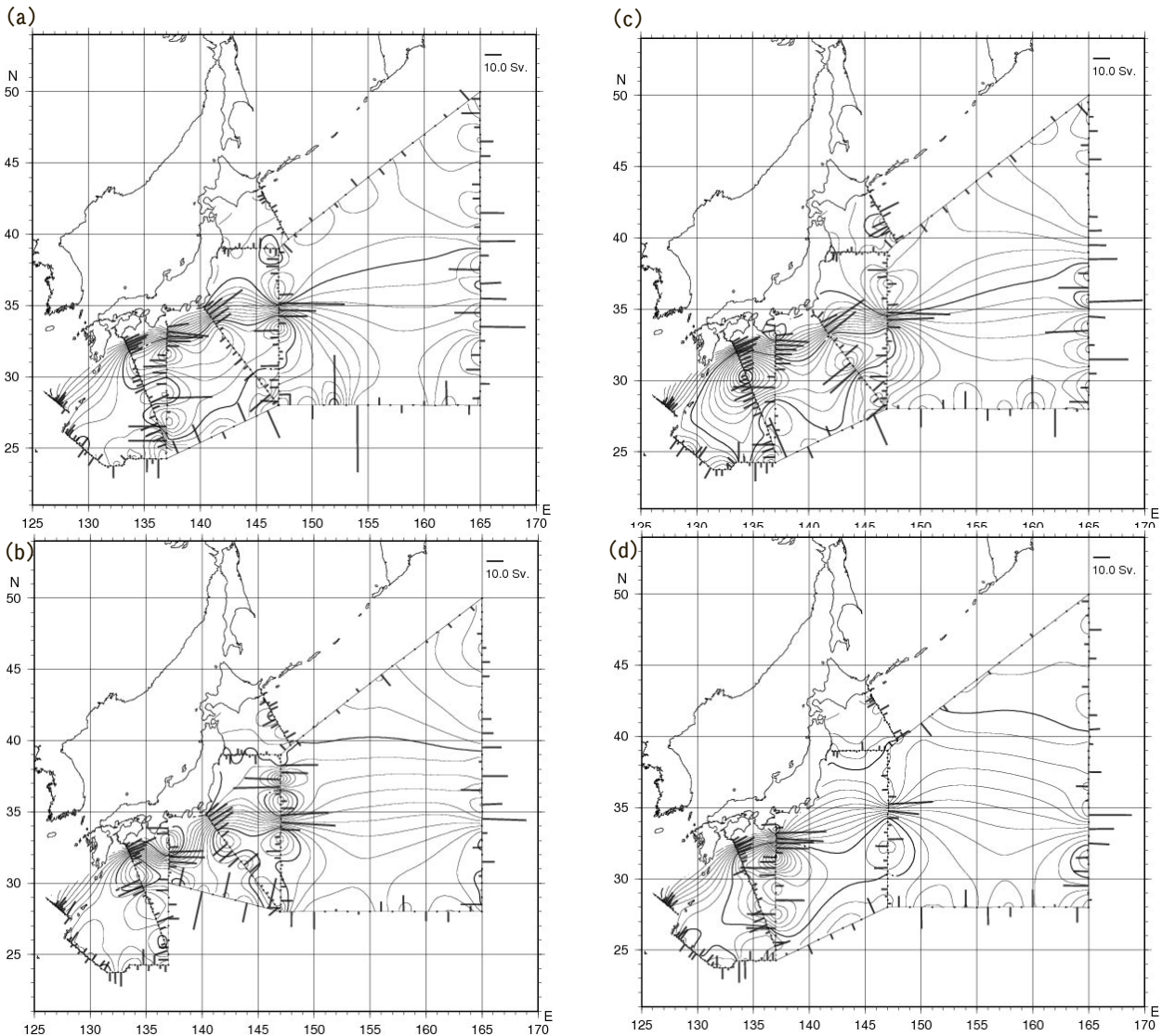
第 13 図 2005 年夏季の 137E 線におけるポテンシャル渦度の鉛直平均値 (単位: $10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$)
 第 6 図 (b) と同様.

表層貯熱量は, 主に熱輸送量の収束発散と海面熱フラックスによって変動している. 熱輸送量の収束発散は, 閉じた領域の境界に沿って熱輸送量を積分することで求められる. ここでは, インバース法において第 1 層と大気との間を除いて各層間の熱交換は無く, 第 2 層以下では各層において熱量は保存するという条件を課している. 熱輸送量の収束・発散量は第 1 層の熱流量残差と同

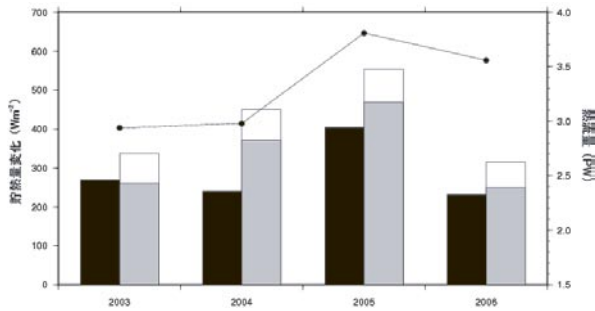


第14図 ASUKA線上の衛星海面高度差から変換式を使って得られる黒潮流量(単位: $10^6 \text{m}^3/\text{s}$)

Imawaki *et al.* (2001) に基づくデータから抜粋. 東向き全流量を白抜き三角と破線で, ネット流量を白丸と実線で示す. あわせて, 海水特性により算出したネット流量を黒丸で示した.



第15図 各測点間の流量と流量流線関数 (a:2003年, b:2004年, c:2005年, d:2006年)
 流量流線関数の等値線間隔は $5 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$.

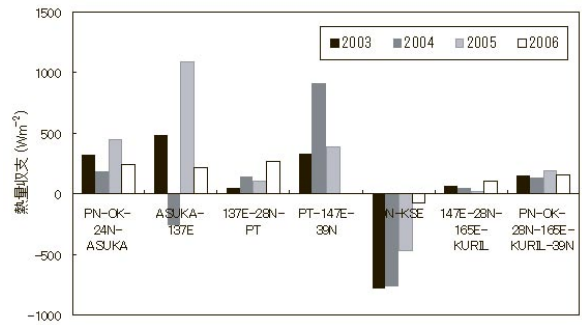


第16図 正味の通過熱流量 (単位: $10^{15}W$) と貯熱量変化 (単位: Wm^2)

ASUKA 線における第1層の正味の通過流量を黒線で示す。また、ASUKA 線 -28N 線 -147E 線 -39N 線で閉じられた領域における表層水温客観解析データにより評価した表層貯熱量の時間変化 (7/21 ~ 8/16) を黒棒で、第1層の熱流量残差から見積もった熱輸送量の収束発散を灰色棒で、JRA25 の7-8月における平均熱フラックスを白抜き棒で示す。

一となる。第17図に各閉領域における熱の収束発散を各領域の単位面積当りの値に換算して示す。ほとんどの海域で熱量の収束場となったが、観測時期が大きく異なる観測線により構成されている閉領域では、解釈に注意を要する。

日本周辺の ASUKA 線, 28N 線, 147E 線及び 39N 線により構成される閉領域における熱輸送量の収束発散及び JRA-25 (Onogi *et al.*, 2007) による7-8月の平均海面熱フラックスを示す (第16図)。閉領域の熱の収束発散と海面熱フラックスの和は、表層の貯熱量の変化を示している。現場観測に基づく表層水温客観解析データにより評価した海面から700mまでの表層貯熱量の時間変化と比べると、CTD 観測及び JRA25 による海面熱フラックスから見積もられた表層貯熱量変化はやや過大であるが、2003年から2005年にかけて増加し、2006年に減少するという、年々の変動傾向は似ている。また、黒潮の熱輸送量も、同様に2003年から2005年にかけて増加し、2006年に減少している。Vivier *et al.*(2002) や Dong and Kelly(2004) は、西岸境界流域で流量が増加すると、黒潮・黒潮続流や湾流のすぐ南側の再循環域で海面水温が上昇するとともに貯熱量が増加し、さらには海洋から大気への熱の放出量が増加するとしており、今回の結果は定性的に矛盾しない。



第17図 各閉領域における第1層の熱流量残差(単位: Wm^2)

閉領域に流入する向きを正としている。2006年はPT 線に隣接する2つの閉領域を統合して計算したため、参考まで137E 線 -28N 線 -147E 線 -39N 線の残差を137E 線 -28N 線 -PT 線の値として示した。

5. まとめ

本解析では、北西太平洋スケールを対象海域として2003~2006年夏季のネットワーク観測の観測結果にインバース法を適用することにより流れの構造を算出し、亜熱帯循環強度の指標となるネット流量を評価した。ネット流量の算出において重要となる再循環流とネット流量の分離については、塩分や渦位といった海水特性の違いを利用した。

日本南方における算出された黒潮ネット流量は、 $40 \times 10^6 \sim 60 \times 10^6 m^3/s$ と見積もられた。この流域内においては、各年毎には、東向き全流量の増減とは無関係にほぼ同等の流量であった。解析海域全体にわたって正味の東向き通過流の変動を見ていくと、東シナ海黒潮及び琉球海流系域の通過流には、OK 線以東、ASUKA 線以西で北上する流れが合流して日本南方での黒潮通過流となり、その後、黒潮続流域においては南向する分流が生じ、それは主に147°E ~ 155°E までの海域に存在することが示唆された。

黒潮による正味の熱輸送量は、ASUKA 線において平均 $3.3 \times 10^{15}W$ であった。また、熱輸送量の収束発散については、閉領域の第1層における熱流量残差により評価すると、黒潮及び黒潮続流域では、ほぼ全ての年で熱量の収束場であった。

日本周辺海域における4年間の平均的な熱輸送量の収束としては、 $337.5W m^{-2}$ と見積もられた。この熱の収束と海面熱フラックスの和及び海洋表層貯熱量の時間変化は、年々変動において傾向が似ており、それは黒潮の熱輸送量についても同様であった。本解析では、インバース法の適用による計算結果としての熱流量残差からは、まずはオーダーとして議論できる海洋の熱輸送収支量を算出できることは確認できたが、正味の熱流量に比べてその残差は1桁以上小さいため、精緻な熱量収支の議論をする上では困難を伴うであろう。今後は、実際の観測データとの比較・検討等により、海洋の熱輸送及び海洋と大気との熱交換についてさらに詳細な評価が行われることが期待される。また、事例を重ねていくことによって、特に海洋から大気への熱放出量が多い冬季における亜熱帯循環の強度と熱流量の関係が解明されていくことを期待する。

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)に基づく黒潮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

- Chen, C., R. C. Beardsley and R. Limeburner (1992) : The structure of the Kuroshio southwest of Kyushu velocity, transport and potential vorticity fields. *Deep-Sea Res.*, **39**, 245-268.
- Dong, S. and K. A. Kelly (2004) : Heat Budget in the Gulf Stream Region : The importance of heat storage and advection. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 1214-1231.
- Hasunuma, K. and K. Yoshida (1978) Splitting of the subtropical gyre in the western North Pacific. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **34**, 160-172.
- Hautala, S. L., D. H. Roemmich and W. J. Schmitz, Jr. (1994) : Is the North Pacific in Sverdrup balance along $24^{\circ}N$? *J. Geophys. Res.*, **99**, 16041-16052.
- 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量決定の試み。測候時報, 71, 特別号, S149-S160.
- 南秀人・岡田良平 (1989) : トカラ海峡付近の海水分布。黒潮の開発利用調査研究成果報告書, 170-183.
- Nagano, A., H. Ichikawa, T. Miura, K. Ichikawa, M. Konda, Y. Yoshikawa, K. Obama and K. Murakami (2007) : Current system east of the Ryukyu Islands. *J. Geophys. Res.*, **112**, C06009, doi : 10.1029/2006JC003917.
- Nakano, T., I. Kaneko, M. Endoh and M. Kamachi (2005) : Interannual and decadal variabilities of NPIW salinity minimum core observed along JMA's hydrographic repeat sections. *J. Oceanogr.*, **61**, 681-697.
- 中野俊也・金子郁雄・高槻靖 (1990) : 九州南方海域での黒潮の流れの構造と流量。海と空, **66**, 25-39
- Nakano, T., I. Kaneko and Y. Takatsuki (1994) : The Kuroshio structure and transport estimated by the Inverse Method. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 609-618.
- 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.
- Reid, J. L., Jr. (1965) : Intermediate waters of the Pacific Ocean. *The Johns Hopkins Oceanographic Studies*, **2**, The Johns Hopkins Press, Baltimore, 85pp.
- Sverdrup, H., M. W. Johnson and R. H. Fleming (1942) : *The Oceans-Their Physics, Chemistry and Biology*. Prentice-Hall, New York, 1087pp.
- 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.
- Talley, L. D. (1988) : Potential vorticity distribution in the North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **18**, 89-106.
- Talley, L. D. (1993) : Distribution and formation of North Pacific intermediate water. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 517-537.
- Qiu, B. (2002) : The Kuroshio Extension System : Its large-scale variability and role in the midlatitude ocean-atmosphere interaction. *J. Oceanogr.*, **58**, 57-75.
- Vivier, F., K. A. Kelly and L. Thompson (2002) : Heat budget in the Kuroshio Extension region:1993-99. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 3436-3454.
- Wunsch, C. (1978) : General circulation of the North Atlantic west of $50^{\circ}W$ determined from inverse methods. *Rev. Geophys.*, **16**, 583-620. (邦訳 : インバース法によって求めた $50^{\circ}W$ 以西の北大西洋海洋大循環。金子他訳 (2003), 測候時報, 70, 特別号, S141-S188.)