
特集「新海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM) による海洋情報の高度化」

北太平洋亜熱帯循環の南北熱輸送量の変動*

谷 政信 **

要 旨

北太平洋亜熱帯循環による海洋の南北熱輸送量を求めるため、海洋観測データを基本とする直接評価、表層貯熱量の変化量と海面熱フラックスの差による間接評価及び、海洋モデルによる評価から、それぞれ北太平洋の 24.5°N 付近を通過する南北熱輸送量の見積りを行った。各評価における南北熱輸送量は、1990 年以降で有意な相関を持ち、定量的にもほぼ同じ値が得られた。しかし、直接評価では黒潮大蛇行時に流入が超過するという結果から、流量及び南北熱輸送量の評価方法を改善するための検討が必要であり、間接評価では海面熱フラックスを求めるために使用した長期再解析データの違いにより、見積もられた南北熱輸送量で 2 倍以上の差が見られるなど、課題も残された。

次に、海洋における南北熱輸送の十年規模の変動が、気候変動に与える影響を明らかにするため、北太平洋の 24.5°N 付近を通過する南北熱輸送量と PDO, NPI 及び、海面熱フラックスの関係を調査した。その結果、亜熱帯循環の強度の変化に伴う熱輸送量の変化が、海洋から大気への熱フラックスの放出を変化させ、アリューシャン低気圧の勢力に影響を与えることが示され、大気と海洋の相互作用には、海洋の南北熱輸送が深く関係していることが示唆された。

1. はじめに

太陽から入射する熱は緯度によって大きく異なり、大気及び海洋による南北熱輸送（子午面熱輸送）によって赤道域と極域の温度差は緩和されて現在の気候が形成されている。海洋は、その熱容量や比熱が大きいことから大きな熱的慣性を持っており、大気と海面で接し、熱・水フラックスな

どを通じて相互に影響を及ぼしている。このため、海洋の南北熱輸送量の変動は、気候の変動に影響を与えることが指摘されており (Hanawa, 2005)、海洋が熱帯における過剰な熱を高緯度へどのように運ぶかを理解するために、海洋の南北熱輸送を見積もることが極めて重要である。

これまで、いくつかの方法を用いて海洋の熱

* Meridional heat transport interannual variability of the North Pacific subtropical circulation

** Masanobu Tani

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

輸送の見積りが行われており、世界海洋循環実験 (WOCE : World Ocean Circulation Experiment) の各層観測プログラム WHP-P3 により 1985 年に行われたワンタイムの海洋観測データを用いて、北太平洋の 24°N を通過する南北熱輸送量の見積りが報告されている (e.g., Bryden *et al.*, 1991 ; Roemmich and McCallister, 1989 ; Ganachaud and Wunsch, 2003 ; Lumpkin and Speer, 2007)。

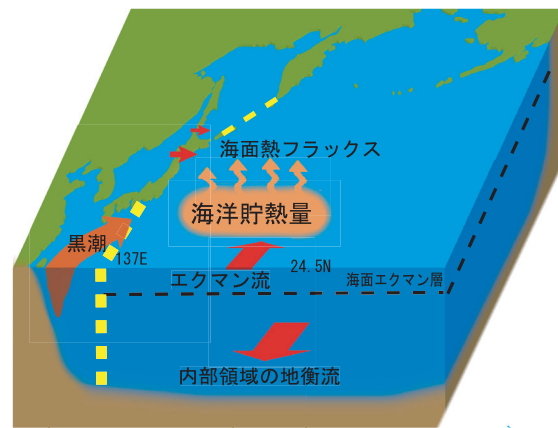
Kawai *et al.* (2008) は、北太平洋の 24°N 以北の表層貯熱量と海面熱フラックスの差から間接的に 24°N を通過する南北熱輸送量の見積りを行い、南北熱輸送に十年規模変動があることを示した。松本ほか (2007) は、大気や海洋における長周期の変動は、大気と海洋の相互作用によって駆動され、そのメカニズムを理解するためには、海洋が持つ大きな熱的な慣性や、大気の変動に対する海洋の力学的な応答を反映した海洋内部 (例えば、貯熱量) の変動を理解する必要があるとしている。

北太平洋では、十年規模変動のメカニズムについて、Latif and Barnett (1994, 1996) によるモデル実験によって、黒潮熱輸送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が提示されている。しかし、観測によってはまだ確かめられていない。

北半球の海洋による南北熱輸送量は、20°N 付近が最大であると考えられており (Hartmann, 1994), 過去の研究において WOCE の WHP-P3 を含め北太平洋の 24°N 付近の南北熱輸送量の見積りが行われていることから、本調査では過去の研究に基づき、主に観測データを用いて、第 1 図に示す北太平洋の 24.5°N 付近を通過する南北熱輸送量を見積もり (直接評価)、表層貯熱量の変化量と海面熱フラックスの残差による南北熱輸送量の間接評価及び、海洋モデルによる南北熱輸送量の評価との比較を行い、各評価と気候変動との関連を調査した。

2. データ及び解析方法

北太平洋の 24.5°N 付近を通過する南北熱輸送量及びその経年変動について、第 1 表に示す解析



第 1 図 南北熱輸送の模式図

Kawai *et al.* (2008) の Figure20 に加筆の上転載。

データを用いて、次の 3 種類の方法により見積りを行った：

1. 直接評価：北太平洋の 137°E 以東 (～北アメリカ大陸西岸), 24.5°N 以北 (～ベーリング海峡) の海域において、縁辺海である日本海及び、オホーツク海を除いた閉領域を設定し (第 1 図), 北太平洋の 137°E 以東の 24.5°N を通過する表層のエクマン流, 内部領域の地衡流及び、海洋観測データから求めた 24.5°N 以北の 137°E 線を通過する黒潮による各熱輸送量を用いて、北太平洋の 24.5°N 付近を通過する南北熱輸送量を見積もる。
2. 間接評価：直接評価で設定した閉領域における表層貯熱量の変化量と海面熱フラックスの積算値の残差から 24.5°N 付近を通過する南北熱輸送量を見積もる。
3. 海洋モデルによる評価：北太平洋の 24.25°N 以北 (～ベーリング海峡) の海域を閉領域と設定し、海洋モデルの流速及び、水温を用いて北太平洋の 24.25°N を通過する南北熱輸送量を見積もる。

なお、直接評価では観測データとして Ishii and Kimoto (2009) により XBT (投下式水温水深計) 及び MBT (メカニカル水温水深計) のバイアス補正を適用した表層水温・塩分の歴史的客観解析値 (以下, IK09) を使用し、特に西岸境界流域の黒潮については、気象庁の海洋気象観測船によ

第 1 表 解析に使用したデータセット

要素		データの期間	データセット名
風応力東西成分 τ_x ・海面熱フラックス		1949～2006 (月平均)	NCEP-R1 : NCEP/NCAR Reanalysis 1 (Kalnay <i>et al.</i> , 1996)
		1979～2006 (月平均)	JRA-25/JCDAS (Onogi <i>et al.</i> , 2007)
水温・塩分	海面～700m 深	1945～2006 (月平均)	表層水温・塩分の客観解析値 (Ishii and Kimoto, 2009)
	800m 以深	月の気候値	WOA05 : World Ocean Atlas 2005 (Ocean Climate Laboratory, 2006)
海洋観測データ (水温・塩分)		1972～2006 (冬季・夏季)	凌風丸・啓風丸による 137°E の海洋観測データの客観解析値
流速南北成分・ポテンシャル水温		1985～2006 (月平均)	MRI.COM : Meteorological Research Institute Community Ocean Model (North Pacific Model) (石川 ほか, 2005 ; 石崎ほか, 2009)

り冬季及び夏季の年 2 回観測が開始された 1972 年以降の 137°E 線における水温・塩分データを用いて詳細な南北熱輸送量の算出を試みた。

2.1 直接評価による熱輸送量の算出

2.1.1 エクマン流による流量及び熱輸送量の算出

エクマン流による流量 V_E (m^3/s) は (1) 式により求められる (Hall and Bryden, 1982)。

$$V_E = \int (-\tau_x / \rho f) dx \quad \dots\dots (1)$$

ここで、 τ_x (N/m^2) は海面風応力の東西成分、 ρ (kg/m^3) は海水の密度 (以下、同様)、 f (s^{-1}) はコリオリパラメータを表す。海面風応力は、長期再解析データ NCEP/NCAR Reanalysis 1 (Kalnay *et al.*, 1996) (以下、NCEP-R1) 及び、JRA-25/JCDAS (Onogi *et al.*, 2007) の海面風応力の東西成分を、それぞれ格子間隔 1° ごとに線形補間した値を用いた。

次に、求めたエクマン流量 V_E (m^3/s) を用いて、(2) 式より北太平洋の $137^\circ E$ 以東、 $24.5^\circ N$ を通過するエクマン流による熱輸送量 Q_E (W) を見積もった (Hall and Bryden, 1982)。

$$Q_E = \int \rho C_p \theta V_E dx \quad \dots\dots (2)$$

ここで、 C_p は海水の定圧比熱を表し 3.99×10^3 ($J/kg \cdot K^{-1}$) を用いた (以下、同様)。 θ については、Hall and Bryden (1982) により、エクマン流による流速が海面から線形に減少し 50m 深で $0m/s$ とした場合、海面と 50m 深の重み付けした (3) 式で表した水温を用いた。

$$\theta = (2\theta_0 + \theta_{50}) / 3 \quad \dots\dots (3)$$

θ_0 は海面水温、 θ_{50} は 50m 深水温を表し、IK09 における 1° 格子間隔の水温・塩分値を用いて算出したポテンシャル水温 (以下、 θ) を用いた。

2.1.2 内部領域の輸送量及び熱輸送量の算出

IK09 における海面～700m 深の水温・塩分の月平均値及び、World Ocean Atlas 2005 (Ocean Climate Laboratory, 2006) (以下、WOA05) における 800m～2000m 深の水温・塩分の月ごとの気候値を格子間隔 1° ごとに線形補間した値を用いて、関数あてはめ法 (気象庁予報部, 1990) により 10m 深ごとの水温・塩分値を算出し、2000m 深を無流面と仮定し、海面～2000m 深における 10m 深ごとの各格子点間の地衡流量 V_l (m³/s) を求めた。

次に、求めた地衡流量 V_l (m³/s) を用いて、(4) 式より北太平洋の 137°E 以東、24.5°N を通過する内部領域の地衡流による 2000m 深までの熱輸送量 Q_l (W) を見積もった (Hall and Bryden, 1982)。

$$Q_l = \iint \rho C_p \theta V_l dz dx \quad \dots\dots (4)$$

2.1.3 黒潮流量及び熱輸送量の算出

気象庁の凌風丸及び、神戸海洋気象台の啓風丸により 1972 年～2006 年の冬季及び、夏季に実施した 137°E 線の海洋観測における 1250dbar までの水温・塩分値を用いて、最適内挿法を使用した客観解析 (Roemmich, 1983) を行い、24.5°N 以北の 137°E 線上の観測点間を通過する 1250dbar を無流面とした地衡流量 V_k を求め、(5) 式により 24.5°N 以北、137°E 線の黒潮による 1250dbar までの熱輸送量 Q_k を見積もった。なお、137°E 線の海洋観測は、1990 年以前では、1250db 以浅であったことから、全期間を通じて 1250dbar までの水温・塩分値を用いて地衡流量及び熱輸送量の見積りを行った。

$$Q_k = \iint \rho C_p \theta V_k dz dy \quad \dots\dots (5)$$

24.5°N 以北の 137°E 線を通過する黒潮流量については、東向きの流れから西向きの流れを差し引いた流量を正味の黒潮流量とする。

2.2 間接評価による熱輸送量の算出

2.2.1 表層貯熱量の算出

第 2.1.2 節で使用した IK09 の海面～700m 深

における 1° 格子・10m 深間隔の水温・塩分値を用いて、ポテンシャル水溫 θ を算出し、(6) 式より間接評価で設定された閉領域における 700m 深までの表層貯熱量 H (J) を見積もった。

$$H = \iiint \rho C_p \theta dz dx dy \quad \dots\dots (6)$$

次に、(6) 式より見積もられた表層貯熱量から (7) 式により前月差 (月の中央差分) ΔH を求めた。

$$\Delta H = (H_{month+1} - H_{month-1}) / 2 \quad \dots\dots (7)$$

なお、700m 以深については、観測データを基にした解析期間の水温・塩分の格子点値がなく、WOA05 などの気候値からは、貯熱量の時間変化量が求められないため、IK09 のみの水溫・塩分値を用いて貯熱量の見積りを行った。

2.2.2 海面熱フラックスの算出

NCEP-R1 及び、JRA-25/JCDAS の海面熱フラックスを、それぞれ格子間隔 1° ごとに線形補間した値を用いて、(8) 式より間接評価で設定された閉領域におけるトータルの海面熱フラックス Q_{flux} を求めた。

$$Q_{flux} = Q_{sh} + Q_{lo} + Q_L + Q_S \quad \dots\dots (8)$$

ここで、 Q_{sh} は短波放射、 Q_{lo} は長波放射、 Q_L は潜熱フラックス、 Q_S は顕熱フラックスを表し、海面から大気への放出を負とした。

2.3 海洋モデルによる南北熱輸送量の算出

気象研究所が開発した数値海洋モデル MRI.COM (Meteorological Research Institute Community Ocean Model) の North Pacific Model により解析された 100°E-75°W、15°S-65°N における鉛直方向 6000m 深までの 54 層、格子間隔 0.5° ごとの流速の南北成分による流量 V (m³/s) 及び、ポテンシャル水溫 θ を用いて (4) 式より北太平洋の 24.25°N 断面を通過する熱輸送量を求めた。なお、単位容積当たりの海水の熱容量 ρC_p は 4.1×10^6 (J/m³・K⁻¹) (市川ほか, 1998) とした。MRI.COM の詳細については、石川ほか (2005) 及び石崎ほか (2009) を参照されたい。

3. 南北熱輸送量の評価

第2章において見積もられた北太平洋の24.5°N付近を通過する南北熱輸送量について、それぞれ評価を行った。

3.1 南北熱輸送量の直接評価

3.1.1 流量の収支

南北熱輸送量を見積もる際に、閉領域においては質量（流量）の保存が重要であり、閉領域内への海水の流入・流出量の収支は0となることが前提条件となる（市川ほか，1998）。

本調査で設定した閉領域の流量収支は、137°E 以東の24.5°Nから北向きに流入するエクマン流による流量 $V_{E24.5}$ ，24.5°Nから南向きに流出する内部領域の地衡流による流量 $V_{I24.5}$ ，24.5°N以北の137°Eから流入する黒潮流量 V_K ，日本海（オホーツク海を含む）及びベーリング海峡からの流入出の流量 V_{JB} より (9) 式で表される。

$$V_{E24.5} + V_{I24.5} + V_K + V_{JB} \approx 0 \quad \dots\dots (9)$$

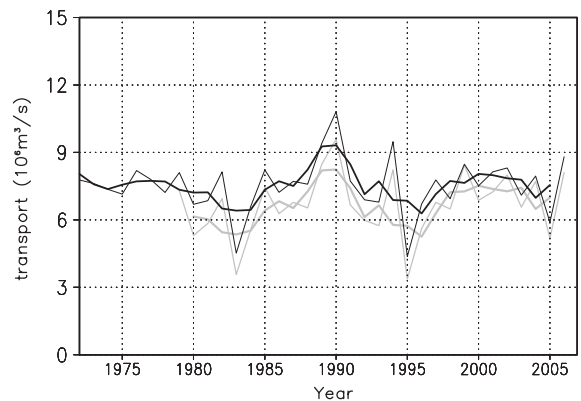
日本海における対馬暖流の流量（及び熱輸送量）は、舞鶴海洋気象台の海洋気象観測船清風丸による越前岬沖定線（PM線）の海洋観測結果から年平均で $2.8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ （及び $0.13 \times 10^{15} \text{ W}$ ）（気象庁，2006），ベーリング海峡から流出する流量は、Woodgate *et al.* (2005) により $0.8 (\pm 0.2) \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ と報告されている。対馬暖流の流量のほとんどが津軽海峡及び、宗谷海峡からオホーツク海を經由して閉領域へ流入すると仮定した場合、日本海からの流入及びベーリング海峡からの流出分として $2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度、閉領域への流入が見込まれる。 V_{JB} については、本節で見積もられるそのほかの流量に比べ少なく、変動も小さいことから、 $2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ の一定値とする。

なお、そのほかに閉領域へは、河川及び、降水等による淡水の流入を考慮する必要があるが、その流入量は、ほかに比べ無視できるほど小さいと仮定し、(9) 式に示される閉領域の流量収支の見積りを行った。

第2図に137°E 以東の24.5°Nを北上するエクマン流による流量の時系列を示す。NCEP-R1 と JRA-25/JCDAS から求めたエクマン流による流量

は、同様な経年変動を示しており、1990年ころに24.5°Nを北上する流量が多く、1980年代前半と1990年代中ころに少ない。

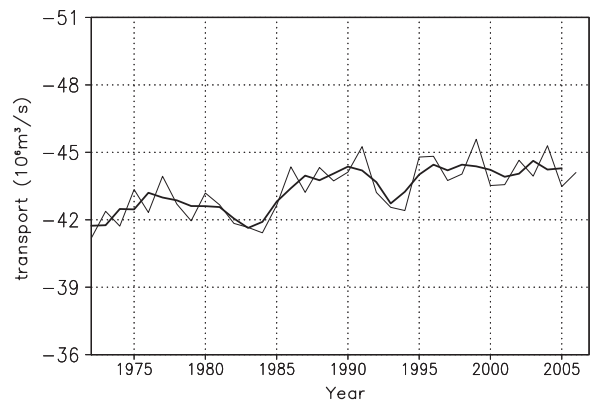
第3図に137°E 以東の24.5°Nを南下する内部領域の地衡流による流量の時系列を示す。1970年代から1980年代前半にかけ24.5°Nを南下する流量が少なく、1990年代後半以降は多い状態が続いている。



第2図 エクマン流により137°E 以東の24.5°Nを通過する流量（単位： $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ）

北上する流量を正とする。

黒細線はNCEP-R1から求めた流量の年平均値、黒太線は3年移動平均値、灰細線はJRA-25/JCDASから求めた流量の年平均値、灰太線は3年移動平均値を示す。



第3図 内部領域の地衡流により137°E 以東の24.5°Nを通過する流量（単位： $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ）

北上する流量を正とし、縦軸は反転して表示。

黒細線は流量の年平均値、黒太線は3年移動平均値を示す。

第 4 図に海洋観測データから求めた 137°E の 24.5°N ~ 34°N を通過する黒潮流量の時系列を示す。1970 年代後半から 1980 年代後半にかけて流量が多く、全期間にわたり年々の変動が見られ、特に 1990 年以前は年々の変動幅が大きくなっている。

求められた各流量を (9) 式の左辺に適用し、閉領域における流量収支の見積りを行った。その結果を第 5 図に示す。

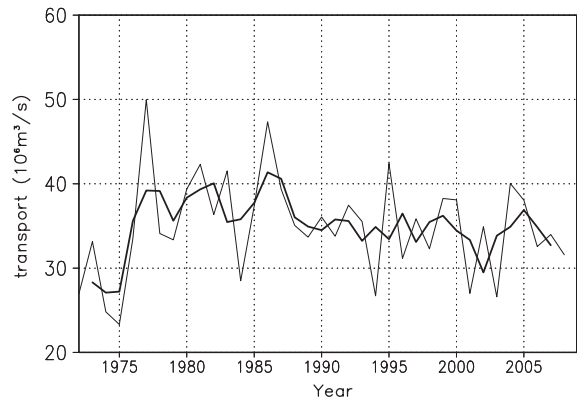
閉領域における流量収支は、1970 年代後半から 1980 年代にかけて平均で $4 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ 程度の流入超過、1990 年代以降は流量収支がほぼ 0、または多少流出超過であり、第 2 図~第 4 図に示した各流量及び、その変動量から、年々の大きな変動を含め、主に黒潮流量の変動に対応していることを示している。

流量収支の年々の大きな変動については、海洋の月ごとの平均的な状態から求められたエクマン流及び、内部領域の地衡流に対し、海洋の瞬間的な状態を観測したデータから求められた黒潮流量には、海洋の様々な規模のじょう乱が含まれていることが原因と考えられる。

次に、閉領域における流量収支が流入超過となる原因について調査を行うため、海洋観測データから求めた 137°E を通過する緯度ごとの黒潮流量の時系列図を第 6 図に示す。

第 5 図に見られる黒潮流量の多い 1970 年代後半から 1980 年代後半にかけて黒潮大蛇行の期間(気象庁, 2006) に一致し、黒潮流軸緯度の南下が見られる。大蛇行時には、黒潮の岸側に冷水渦が出現し、冷水渦の北側(岸側)には沿岸に沿った西向きの流れが報告されている(気象庁, 2006)。海洋気象観測船凌風丸及び啓風丸の 137°E における最も岸側(最北)の観測点の緯度は、34°00'N(水深約 1300m・岸から約 30km)であり、この観測点よりも岸側で冷水渦に伴う西向きの流れがあった場合、今回見積もった 137°E を通過する黒潮流量には含まれない。このため、137°E を通過する黒潮について東向きの流れから西向きの流れを差し引いた正味の黒潮流量が、実際よりも多く見積もられたと考えられる。

そこで、1970 年代後半~1980 年代後半の黒潮

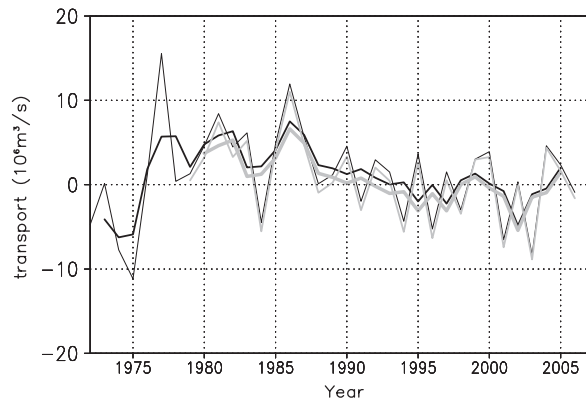


第 4 図 海洋観測データから求めた 137°E を通過する正味の黒潮流量 (単位: $10^6 \text{m}^3/\text{s}$)

24.5°N ~ 34°N を通過する東向きの流から西向きの流れを差し引いた流量。

東向きの流量を正とする。

黒細線は流量の年平均値、黒太線は 3 年移動平均値を示す。



第 5 図 137°E 以東・24.5°N 以北の閉領域における流量 (単位: $10^6 \text{m}^3/\text{s}$) の収支

137°E 以東の 24.5°N を通過するエクマン流及び内部領域の地衡流に 137°E の 24.5°N ~ 34°N を通過する黒潮、日本海及びベーリング海峡からの流入出分を加えた流量。

閉領域内に流入する流量を正とする。

黒細線はエクマン流を NCEP-R1 から求めた場合の年平均値、黒太線は 3 年移動平均値、灰細線はエクマン流を JRA-25/JCDAS から求めた場合の流量の年平均値、灰太線は 3 年移動平均値を示す。

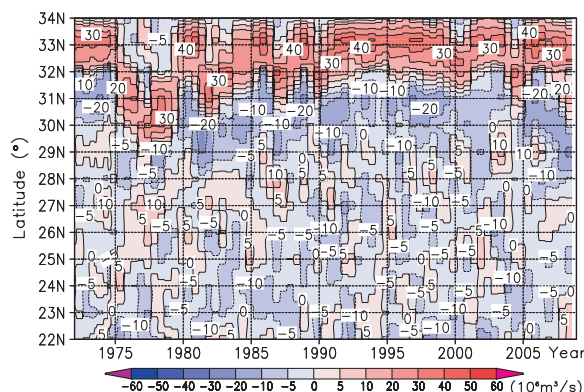
大蛇行時における、冷水渦に伴う 34°00'N より岸側の西向きの流れについて、34°00'N 以南の 100 dbar 間隔ごとの流量から改良 akima 法 (Akima, 1991) を用いて水平方向に外挿した後、水深を考慮し流量を見積もった。1976 年～1990 年の黒潮大蛇行時において、冷水渦に伴う沿岸に沿った西向きの流れを差し引いた黒潮流量及び、閉領域における流量収支を第 7 図に示す。

34°00'N より岸側の冷水渦に伴う西向きの流れを見積り、黒潮流量から差し引くことにより、黒潮大蛇行時の多くの場合で流入超過に改善が見られた。このことから、黒潮大蛇行時の大きな流入超過は、冷水渦に伴う西向きの流れの見積りが不十分であることが一因である可能性がある。

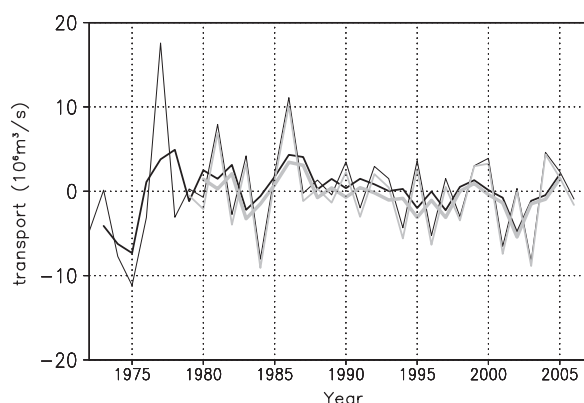
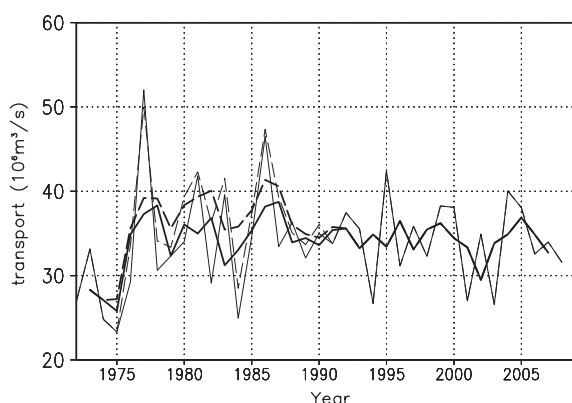
次節では、各流量から (9) 式より求められた黒潮大蛇行時における閉領域の流量収支が 0 となっていない時期を含んだ状態で南北熱輸送量の直接評価を行った。

なお、内部領域の地衡流を算出する基準面及び流量積算の深度について、黒潮流量 (1250dbar) に合わせて 1250m 深とした場合、2000m 深による流量積算値に比べ、全期間を通じて流量で $1.32 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ (熱輸送量は $0.04 \times 10^{15} \text{ W}$) 閉領域から

の流出が多くなった。このため、黒潮大蛇行時を除く閉領域の流量収支は、この流量分の流出超過となったことから、内部領域の地衡流量を算出する基準面及び熱輸送量を積算する深度を 2000m 深として、次節で熱輸送量の見積りを行った。



第 6 図 海洋観測データから求めた 137°E を通過する緯度ごとの黒潮流量 (単位: $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) の時系列図
東向きの流量を正とする。



第 7 図 冷水渦に伴う西向きの流れを差し引いた黒潮の流量 (単位: $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) (左) 及び閉領域における流量 (単位: $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) の収支 (右)

各実線は第 4 図及び第 5 図と同様。黒細破線及び黒太破線は、第 4 図の流量の年平均値及び 3 年移動平均値を示す。

3.1.2 南北熱輸送量

第 2 章において設定された閉領域 (第 1 図) の熱収支 $Q_{24.5N}$ を北太平洋の 24.5°N 付近を通過する南北熱輸送量とし、137°E 以東の 24.5°N を通過する表層のエクマン流による熱輸送量 $Q_{E24.5}$ 、内部領域の地衡流による熱輸送量 $Q_{I24.5}$ 、24.5°N 以北の 137°E を通過する黒潮による熱輸送量 Q_K 、日本海 (オホーツク海を含む) 及びベーリング海峡から流入出する熱輸送量 Q_{JB} から (10) 式により見積りを行った。

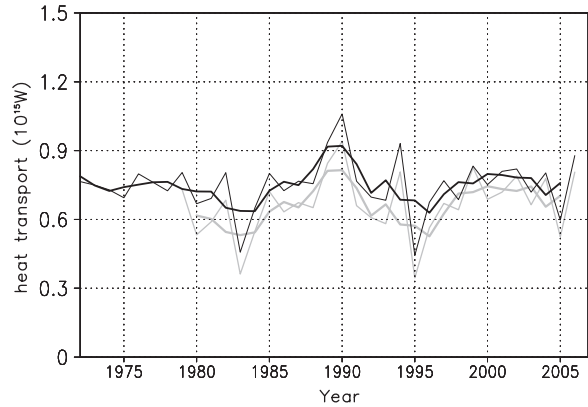
$$Q_{24.5N} = Q_{E24.5} + Q_{I24.5} + Q_K + Q_{JB} \quad \dots\dots (10)$$

ベーリング海峡から流出する熱輸送量は、Woodgate *et al.* (2005) により年平均で $0.01 \times 10^{15}W$ 未満と報告されており、そのほかの熱輸送量に比べ無視できるほど小さいと仮定すると、 Q_{JB} は PM 線の海洋観測結果から見積もられた対馬暖流の熱輸送量 $0.13 (\pm 0.06) \times 10^{15}W$ から日本海における海面熱フラックスにより放出される熱量分を差し引き、 $0.1 \times 10^{15}W$ 程度と見積もられることから、本調査において Q_{JB} は $0.1 \times 10^{15}W$ の一定値として扱う。

第 8 図、第 9 図及び第 10 図にそれぞれ $Q_{E24.5}$ 、 $Q_{I24.5}$ 及び Q_K の時系列を示す。なお、ここで、 Q_K は黒潮大蛇行時の冷水渦に伴う沿岸に沿った西向きの流れを差し引いている。

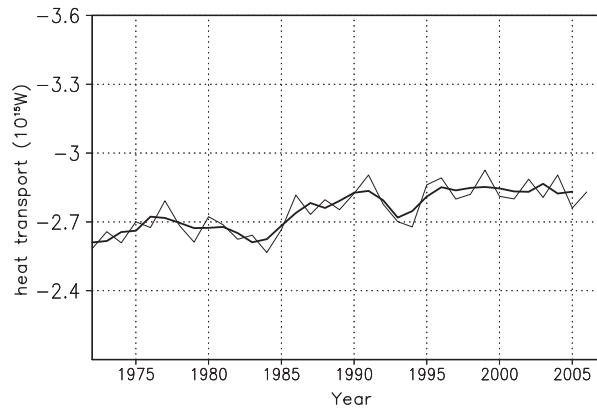
求められた各熱輸送量から (10) 式に示す北太平洋の 24.5°N 付近を通過する南北熱輸送量の見積りを行い、その結果を第 11 図に示す。

各熱輸送量とも、前節で求められた流量 (第 2 ~ 3 図、第 7 図) と同様な変動を示し、北太平洋の 24.5°N 付近を北向きに通過する南北熱輸送量には、十年規模の変動が見られ、1970 年代後半及び、1980 年代後半で多く、1990 年代中ころ及び、2000 年代前半で少ない状態となっている。見積もられた南北熱輸送量は、1979 ~ 2006 年の年平均で NCEP-R1 から求めたエクマン流による熱輸送量を用いた場合は $0.23 (\pm 0.28) \times 10^{15}W$ 、JRA-25/JCDAS を用いた場合は $0.15 (\pm 0.28) \times 10^{15}W$ となった。



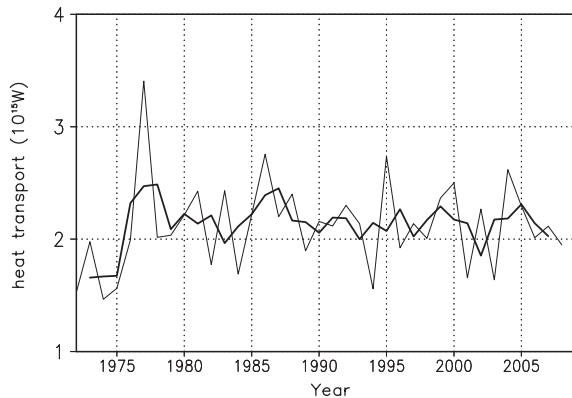
第 8 図 エクマン流により 137°E 以東の 24.5°N を通過する熱輸送量 (単位: $10^{15}W$)
北上する熱輸送量を正とする。

黒細線は NCEP-R1 から求めた熱輸送量の年平均値、黒太線は 3 年移動平均値、灰細線は JRA-25/JCDAS から求めた熱輸送量の年平均値、灰太線は 3 年移動平均値を示す。

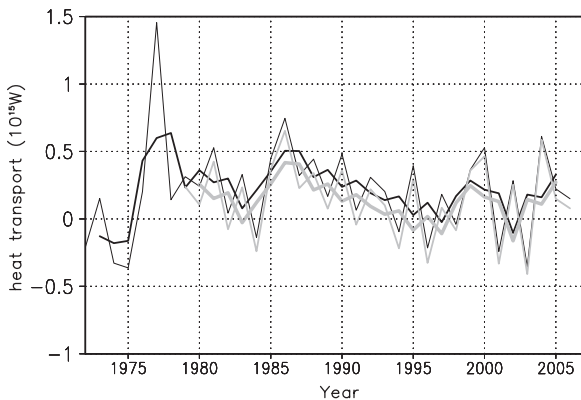


第 9 図 内部領域の地衡流により 137°E 以東の 24.5°N を通過する熱輸送量 (単位: $10^{15}W$)

北上する熱輸送量を正とし、縦軸は反転して表示。
黒細線は熱輸送量の年平均値、黒太線は 3 年移動平均値を示す。



第 10 図 冷水渦に伴う西向きの流れを差し引いた黒潮の熱輸送量 (単位: $10^{15}W$)
 24.5°N 以北を通過し冷水渦に伴う沿岸に沿った西向きの流れを差し引いた熱輸送量.
 東向き熱輸送量を正とする.
 黒細線は熱輸送量の年平均値, 黒太線は 3 年移動平均値を示す.



第 11 図 北太平洋の 24.5°N を通過する南北熱輸送量 (単位: $10^{15}W$)
 137°E 以東の 24.5°N を通過するエクマン流及び内部領域の地衡流に 137°E の 24.5°N 以北を通過する黒潮, 日本海及びベーリング海峡からの流出入分を加えた熱輸送量.
 閉領域内に流入する熱輸送量を正とする.
 黒細線はエクマン流を NCEP-R1 から求めた場合の年平均値, 黒太線は 3 年移動平均値, 灰細線はエクマン流を JRA-25/JCDAS から求めた場合の流量の年平均値, 灰太線は 3 年移動平均値を示す.

3.2 南北熱輸送量の間接評価

Kawai *et al.* (2008) は, 南北熱輸送量を間接的に評価するため, 北太平洋の 24°N 以北の表層貯熱量 (Ocean Heat Content, 以下 OHC) の時間変化率と正味の海面熱フラックスの残差として間接的に 24°N を通過する南北熱輸送量の見積りを行っており, 本調査ではこれと同様な手法を用いて北太平洋の 24.5°N 付近を通過する南北熱輸送量を間接的に求めた.

北太平洋の 24.5°N 付近を通過する南北熱輸送量は, 第 2 章で設定された北太平洋の 137°E 以東, 24.5°N 以北における日本海及びオホーツク海を除いた閉領域の OHC 前月差 ΔH と海面熱フラックスの積算値 Q_{flux} から (11) 式により間接的に見積もられる.

$$Q'_{24.5N} = \Delta H - Q_{flux} \quad \dots\dots (11)$$

設定された閉領域における海面 ~ 700m 深の OHC の積算値及び, その前月差の時系列を第 12 図にそれぞれ示す.

OHC は, 1970 年代以降, 徐々に減少し, 1980 年代半ば過ぎに少ない状態となったが, その後, 急激に増加し, 1990 年代以降多い状態が続いている. OHC 前月差では, 年々から数年の変動が大きく, 1990 年ころに OHC 増加のピークが見られる.

次に, 設定された閉領域における海面熱フラックスの積算値及び, OHC 前月差から海面熱フラックスの積算値を差し引いた熱量の時系列を第 13 図に示す.

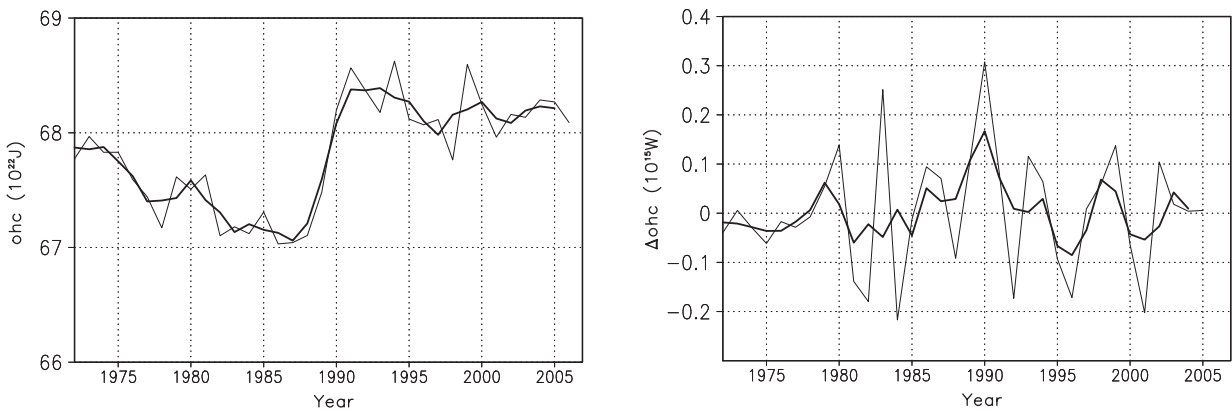
NCEP-R1 から求めた海面熱フラックスは, 1980 年代後半以降, 1990 年代後半にかけて増加し, その後, 減少傾向である. JRA-25/JCDAS から求めた海面熱フラックスは, 1990 年代前半までは横ばい状態, それ以降 2000 年過ぎにかけて増加し, その後, 減少しており, 全期間を通じて NCEP-R1 から求めた海面熱フラックスに比べ, 2 倍以上多い値となっている.

OHC 前月差から海面熱フラックスの積算値を差し引いた熱量は, NCEP-R1 と JRA-25/JCDAS から求めた海面熱フラックスを用いた場合で, 同様な十年規模の変動を示しており, 年々の大き

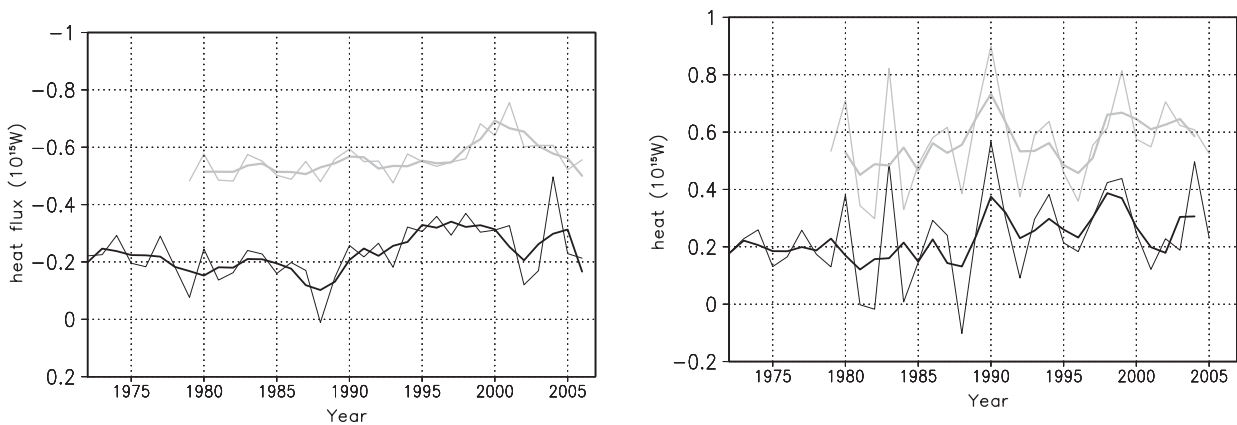
な変動を含め OHC 前月差に対応し変動していることを示している。1979～2006年の年平均で NCEP-R1 から求めた海面熱フラックスを用いた場合は $0.24 (\pm 0.16) \times 10^{15} \text{W}$, JRA-25/JCDAS を用いた場合は $0.57 (\pm 0.15) \times 10^{15} \text{W}$ と見積もられ、それぞれのデータセットの海面熱フラックスの違いに対応し 2 倍以上の差が見られた。

NCEP-R1 と JRA-25/JCDAS の海面熱フラック

スの違いについては, Kawai *et al.* (2008) によると, NCEP-R1 は海面水温 (以下, SST) に NCEP SST を使用し, JRA-25/JCDAS は COBE SST を使用したことによる乱流熱フラックス, 特に潜熱フラックスの相違が主な原因とし, NCEP SST と COBE SST は, お互いによく合致しているが, 違いは日本周辺で比較的大きいと述べている。



第 12 図 閉領域における表層貯熱量の積算値 (単位: 10^{22}J) (左) 及び前月差 (単位: 10^{15}W) (右)
黒細線は年平均値, 黒太線は 3 年移動平均値を示す。



第 13 図 閉領域における海面熱フラックスの積算値 (単位: 10^{15}W) (左) 及び表層貯熱量の前月差から海面熱フラックスの積算値を差し引いた熱量 (単位: 10^{15}W) (右)
海面熱フラックスは海から大気への放出を負とする。
黒細線は海面熱フラックスを NCEP-R1 から求めた場合の年平均値, 黒太線は 3 年移動平均値, 灰細線は海面熱フラックスを JRA-25/JCDAS から求めた場合の年平均値, 灰太線は 3 年移動平均値を示す。

3.3 南北熱輸送量の海洋モデルによる評価

3.3.1 流量の収支

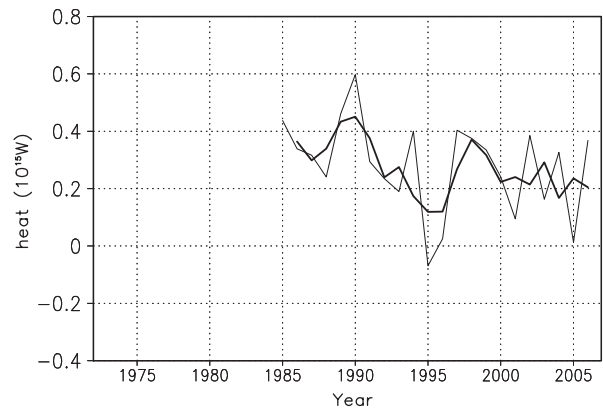
北太平洋の 24.25°N 以北の海域を閉領域として設定した場合、流量収支は、24.25°N 及びベーリング海峡から流入・流出する流量の和で表される。海洋モデルの流速から求められたベーリング海峡から流出する流量は、全期間を通じて $0.01 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 未満であることから、これを無視して 24.25°N を流入出する流量より設定された閉領域の流量収支を求めた。

流量を積算する深度については、海底からの積算流量を用いた場合、流量収支が $0.27 (\pm 0.20) \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ となり 0 に近い状態であるが、深度が浅くなるにしたがって流入超過となったため、次節では海底から積算された熱輸送量を用いて、北太平洋の 24.25°N を通過する南北熱輸送量の評価を行った。

3.3.2 南北熱輸送量

設定された閉領域の熱量収支は、流量収支と同様に、北太平洋の 24.25°N 及びベーリング海峡から流入・流出する熱輸送量の和で表され、海洋モデルから求められたベーリング海峡から流出する熱輸送量は、全期間を通じて $0.001 \times 10^{15} \text{ W}$ 未満であることから、これを無視して海底から積算された 24.25°N を通過する熱輸送量より北太平洋の 24.25°N を通過する南北熱輸送量の見積りを行った。その結果を第 14 図に示す。

24.25°N を通過する熱輸送量は、1990 年ころに多く、1990 年代中ころにかけ減少し、その後 1990 年代後半にかけ増加、それ以降は減少傾向となっている。北太平洋の 24.25°N を通過する熱輸送量は、1985～2006 年の年平均で $0.28 (\pm 0.13) \times 10^{15} \text{ W}$ と見積もられた。



第 14 図 MRI.COM による 24.25°N を通過する熱輸送量 (単位: 10^{15} W)

北上する熱輸送量を正とする。

黒細線は熱輸送量の年平均値、黒太線は 3 年移動平均値を示す。

4. 南北熱輸送量の各評価による比較

海洋観測データを基に 24.5°N 付近を通過する南北熱輸送量の直接評価と、OHC 前月差から海面熱フラックスの積算値を差し引いた南北熱輸送量の間接評価との比較を行い、1972～2006 年の 3 年移動平均値で有意な相関 (以下、危険率 5% 未満を有意とする) は得られなかったが、黒潮大蛇行時を除く 1990 年以降では同様な変化傾向が見られ、相関係数が 0.52 の有意な相関となった。1972～2006 年で有意な相関が得られなかった原因については、第 3.1 節で述べたとおり黒潮大蛇行時における冷水渦に伴う西向きの流れの見積りが不十分なため、流量収支が過剰になり、実際よりも南北熱輸送量が多く見積もられことが原因と考えられる。定量的な比較では、1979～2006 年の年平均で、エクマン流の算出に NCEP-R1 を用いた場合の直接評価による南北熱輸送量は $0.23 \times 10^{15} \text{ W}$ 、海面熱フラックスの算出に NCEP-R1 を用いた場合の間接評価による南北熱輸送量は $0.24 \times 10^{15} \text{ W}$ となり、ほぼ同じ値となった。

直接評価と海洋モデル評価との比較では、1985～2006 年の 3 年移動平均値で相関係数が 0.53 の有意な相関となった。定量的には 1985～2006 年の年平均で、海面熱フラックスの算出に NCEP-R1 を用いた場合の間接評価による南北熱

輸送量は $0.24 \times 10^{15} \text{W}$, 海洋モデル評価による南北熱輸送量は $0.28 \times 10^{15} \text{W}$ となり, ほぼ同じ値となった. なお, 間接評価と海洋モデル評価による南北熱輸送量の比較では, 1985 ~ 2006 年の 3 年移動平均で, 相関係数が 0.65 の有意な相関となった.

過去の研究においては, 1985 年に行われた WHP-P3 の海洋観測データを用いて 24°N を通過する南北熱輸送量が見積もられ, Bryden *et al.* (1991) : $0.76 (\pm 0.3) \times 10^{15} \text{W}$, Lumpkin and Speer (2007) : $0.58 (\pm 0.35) \times 10^{15} \text{W}$, Roemmich *et al.* (2001) : $0.83 (\pm 0.12) \times 10^{15} \text{W}$ と報告されており, 第 11 図に示された直接評価による 1985 年の 24.5°N 付近を通過する南北熱輸送量は, 約 $0.5 \times 10^{15} \text{W}$ で妥当な値となった. しかし, この年の流量収支は過剰なため, 実際よりも南北熱輸送量が多く見積もられていると予想される.

また, Roemmich *et al.* (2001) は, 主に XBT (投下型自記水温水深計) による 800m 深までの観測結果から, 24°N (付近) を通過する南北熱輸送量は 1993 ~ 1999 年の年平均で $0.83 (\pm 0.12) \times 10^{15} \text{W}$ と見積り, 直接評価により見積もった 24.5°N 付近を通過する南北熱輸送量は, いずれの年も少ない結果となった.

5. 南北熱輸送量の長期変動と大気の関係

各評価における南北熱輸送量と, 北太平洋における十年~数十年規模の変動を表す PDO (太平洋十年振動; Pacific Decadal Oscillation) (Mantua *et al.*, 1997) 及び, 北太平洋の風の場合全体を表しアリューシャン低気圧の勢力を示す NPI (北太平洋指数; North Pacific Index) (Trenberth and Hurrell, 1994) との関係について調査を行った.

PDO は北太平洋の 20°N 以北における海面水温偏差の EOF 第一主成分で定義され, PDO が正のとき, 海面水温は北太平洋中緯度で強い負偏差, 中・東部熱帯域でやや強い正偏差となる. 一方, NPI は, 北太平洋の $30^\circ\text{N} \sim 65^\circ\text{N}$, $160^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{W}$ の領域平均された海面気圧で定義され, NPI が負のとき, アリューシャン低気圧が強化され, 中緯度の偏西風が強くなるため, 亜熱帯循環系の緯度帯で負の風応力の鉛直回転成分 (以下,

$\text{curl } \tau$) が大きくなり, 亜寒帯循環の緯度帯では正の $\text{curl } \tau$ が大きくなる (石川ほか, 2003).

Deser *et al.* (1999) は NPI と数年遅れの黒潮流量との間に相関があることを示し, 黒潮流量が大きいのはアリューシャン低気圧が強い時期の 4 ~ 5 年後であり, その物理過程としては北太平洋中部の $\text{curl } \tau$ の変動によって生じた海洋の内部構造の変動が, 傾圧ロスビー波により海洋中を西に伝播するとしている.

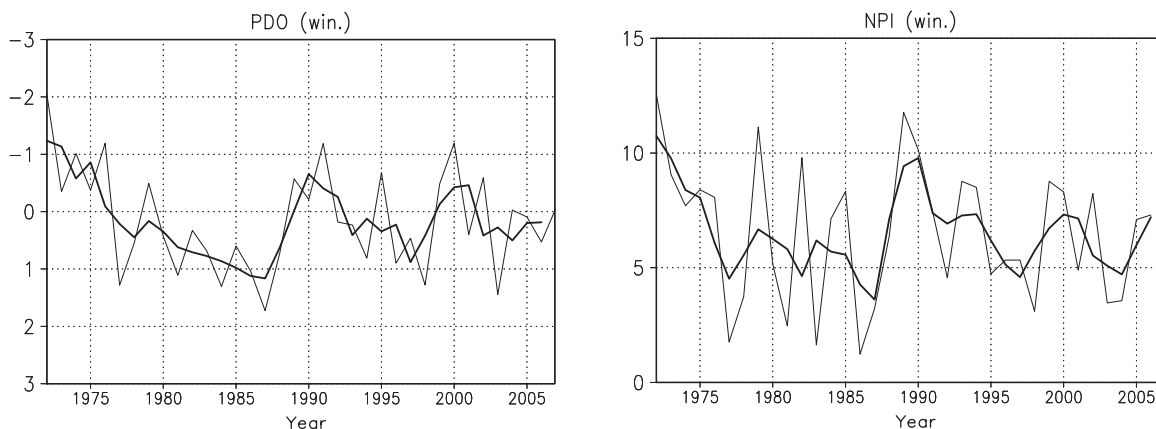
第 15 図に冬季 (前年 12 月 ~ 2 月の平均) の PDO 及び NPI の時系列を示す. なお, PDO は Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (JISAO), NPI は National Center for Atmospheric Research (NCAR) の各 web ページよりデータを取得した.

NPI と PDO は, 同様な変動を示しており, 1972 ~ 2006 年の 3 年移動平均値におけるラグ相関では, 相関係数がラグなしで最大となり, -0.83 の有意な高い相関となった.

各評価における南北熱輸送量と PDO 及び NPI とのラグ相関を調べ, その結果を第 2 表に示す. 各ラグ相関に使用するデータは 3 年移動平均値とし, 期間は直接評価及び間接評価が, 1972 ~ 2006 年及び黒潮大蛇行時を除く 1990 年以降, 海洋モデル評価は 1985 ~ 2006 年及び 1990 年以降とした.

なお, 第 2 表に示すラグ相関の結果は, エクマン流及び海面熱フラックスの算出に NCEP-R1 を用いた場合の直接評価及び間接評価による南北熱輸送量を使用した, JRA-25/JCDAS を用いた場合についても南北熱輸送量は, NCEP-R1 を用いた場合と同様な変動を示していることから, 同様な結果となった.

NPI と PDO における大気と海洋の変動のメカニズムは, Latif and Barnett (1994, 1996) により大気海洋結合モデルの実験結果から, 仮説として提唱されている (第 16 図). アリューシャン低気圧が強化 (弱く) されると亜熱帯循環を駆動する $\text{curl } \tau$ が強く (弱く) なり, 亜熱帯循環は強化 (弱く) され, 西岸境界流による極方向への熱輸送量が増加 (減少) する. このとき, 傾圧ロスビー波によって, 亜熱帯循環の強度が調節されるのに 5



第15図 PDO (左) 及びNPI (右)

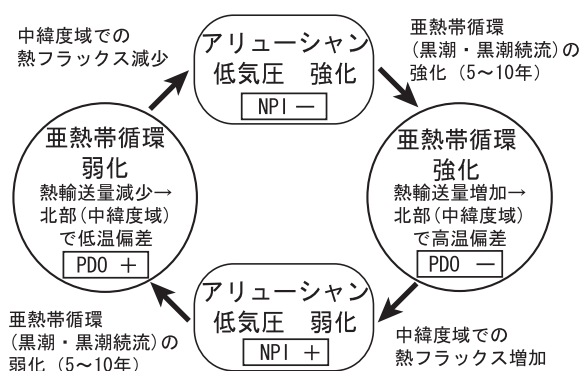
黒細線は年平均値 (冬季: 前年12月~2月の平均), 黒太線は3年移動平均値を示す.
PDOの縦軸は反転して表示.

第2表 各評価における南北熱輸送量とPDO及びNPIとの相関係数

危険率5%未満の有意な相関を記述し, **を付した相関係数は危険率1%未満の有意な相関であることを示す.

ラグは各評価が先行の場合に+とする.

要素	期間	PDO		NPI	
		ラグ (年)	相関係数	ラグ (年)	相関係数
直接評価	1972~2006	—	—	—	—
	1990~2006	0	-0.62 **	+1	0.63 **
間接評価	1972~2006	+1	-0.43	—	—
	1990~2006	+2	-0.72 **	+2	0.65 **
海洋モデル評価	1985~2006	+2	-0.60 **	+2	0.56 **
	1990~2006	+2	-0.66 **	+2	0.62 **



第16図 北太平洋におけるPDO・NPI・南北熱輸送を駆動する大気-海洋相互作用のメカニズム
石川ほか (2003) の第1図に加筆の上転載.

~10年の時間が必要である. 極方向への熱輸送量が増加(減少)した結果, 亜熱帯北部の海面水温は正(負)偏差をとり, 熱フラックスが増加(減少)し, アリューシャン低気圧は弱(強)化する.

海面熱フラックス (第13図(左)) と直接評価における南北熱輸送量, PDO及びNPIとのラグ相関を調べ, その結果を第3表に示す.

PDOと各評価の南北熱輸送量は同時または南北熱輸送が1~2年先行で逆相関, 直接評価の南北熱輸送量と海面熱フラックスは南北熱輸送量が2年先行で正相関の関係にあることから, 南北熱輸送量が増加すると, 同時または1~2年後に北太平洋中緯度の海面水温が正偏差 (PDOは負)

第 3 表 海面熱フラックスと直接評価における南北熱輸送量, PDO 及び NPI との相関係数

危険率 5%未満の有意な相関を記述し, ** を付した相関係数は危険率 1%未満の有意な相関であることを示す.

ラグは直接評価, PDO 及び NPI が先行の場合に+とする.

要素	期間	海面熱フラックス			
		NCEP-R1		JRA-25/JCDAS	
		ラグ (年)	相関係数	ラグ (年)	相関係数
直接評価	1972~2006	+2	0.58 **	0	0.48 **
	1990~2006	+2	0.63 **	—	—
PDO	1980~2006	—	—	0	0.57 **
NPI	1980~2006	—	—	—	—

となり, 海面熱フラックスの海洋から大気への放出が増加する. さらに, NPI と PDO は同時の逆相関, NPI と各評価の南北熱輸送量は南北熱輸送量が1~2年先行で正相関の関係にあることから, 南北熱輸送量が増加し, 同時または1~2年後に北太平洋中緯度の海面水温が正偏差になると, 同期して海面気圧は高く (NPI は正) なり, アリューシャン低気圧は弱化的ることが示唆される.

6. まとめと考察

海洋観測データを基に北太平洋の 24.5°N 付近を通過する南北熱輸送量の直接評価を行った結果, 十年規模の変動が見られ, 年々から数年の変動を含め主に黒潮の流量及び, 熱輸送量の変動に対応していることが示された. 直接評価と間接評価及び, 海洋モデル評価との比較では, いずれも黒潮大蛇行時を除いた 1990 年以降で有意な相関が見られ, 定量的には, 直接評価と間接評価に NCEP-R1 を用いた場合及び, 海洋モデルによる評価において 1985 ~ 2006 年の年平均でそれぞれ約 $0.25 \times 10^{15} \text{W}$ でほぼ同じ値となった. しかし, 黒潮大蛇行時において直接評価で過剰な流量及び南北熱輸送量の流入超過については, 更に解析方法を検討し改善する必要がある.

また, 間接評価で JRA-25/JCDAS を用いた場合,

間接評価に NCEP-R1 を用いた場合に比べ, 海面熱フラックスに対応し南北熱輸送量は 2 倍以上多くなり, 現時点で, どちらが妥当な値なのか判断できない. 海洋モデル MRI.COM は, 潜熱・顕熱を除く大気データに JRA-25/JCDAS を用いており (石崎 ほか, 2009) JRA-25/JCDAS と独立ではないことから, 今後調査を進めるにあたり, 直接評価による検証が必要であろう.

次に, NPI 及び PDO と海洋の南北熱輸送による関係から, アリューシャン低気圧と亜熱帯循環の相互作用には, 海洋の南北熱輸送が深く関係していることが示され, 亜熱帯循環の強度の変化に伴う熱輸送量の変化が, 海洋から大気への熱フラックスの放出を変化させ, アリューシャン低気圧の勢力に影響を与えるという仮説 (Latif and Barnett, 1994, 1996) を示唆する結果となった. しかし, 亜熱帯循環の強度の変化に伴う熱フラックスの変動が, アリューシャン低気圧を変化させ, アリューシャン低気圧の変化に伴う curl τ の変動が, 5 ~ 10 年後に亜熱帯循環の強度を変化させるという仮説については, 本調査から確かめることができなかった.

南北熱輸送の十年規模の変動が, 気候変動に与える影響を明らかにするため, 観測船やアルゴフロートなどによる西岸境界域を中心とした海洋観

測により、西岸境界流である黒潮を含む亜熱帯循環の監視を今後も継続して行い、流量収支の改善も含め、解析及び検証を進めていく必要がある。

参 考 文 献

- Bryden, H. L., D. H. Roemmich, and J. A. Church (1991) : Ocean Heat Transport Across 24°N in the Pacific. *Deep-Sea Res.*, **38**, 297-324.
- Deser, C., M. A. Alexander and M. S. Timlin (1999) : Evidence for Wind-Driven Intensification of the Kuroshio Current Extension from the 1970s to the 1980s. *J. Climate*, **12**, 1697-1706.
- Ganachaud, A., and C. Wunsch (2003) : Large-scale Ocean Heat and Freshwater Transports During the World Ocean Circulation Experiment. *J. Clim.*, **16**, 696-705.
- Hall, M. M., and H. Bryden (1982) : Direct Estimates and Mechanisms of Ocean Heat Transport. *Deep-Sea Res.*, **29**, 339-359.
- Hanawa, K. (2005) : 海洋大循環と気候変動. *J. Geography*, **114**, 485-495.
- Hartmann, D.L. (1994) : *Global Physical Climatology*. Academic Press, pp. 411.
- Akima, H. (1991) : Algorithm 697: Univariate Interpolation that Has the Accuracy of a Third-Degree Polynomial. *ACM TOMS*, **17** (3), pp.341-366.
- 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.
- Ishii, M., and M. Kimoto (2009) : Reevaluation of Historical Ocean Heat Content Variations with Time-Varying XBT and MBT Depth Bias Corrections. *J. Oceanogr.*, **65**, 287-299.
- 石川一郎・辻野博之・平原幹俊・中野英之・安田珠幾・石崎廣 (2005) : 気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) 解説. 気象研究所技術報告, **47**, 189pp.
- 石川孝一・林和彦 (2003) : 海洋気象観測船による気候変動に関連する海洋変動の監視. 測候時報, **70**, 特別号, S57-S69.
- 石川孝一・高槻靖・白石昇司・椿修二・中舘明・宮尾孝・北野昌幸・井上博敬・久保直・西澤純一 (2003) : 気象庁の定線に見られる海洋変動とその要因. 測候時報, **70**, 特別号, S1-S34.
- 石崎士郎・曾我太三・碓氷典久・藤井陽介・辻野博之・石川一郎・吉岡典哉・倉賀野連・蒲地政文 (2009) : MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築. 測候時報, **76**, 特別号, S1-S15.
- Kalnay, E., *et al.* (1996) : The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, 437-471.
- Kawai, Y., T. Doi, H. Tomita, and H. Sasaki (2008) : Decadal-Scale Changes in Meridional Heat Transport Across 24°N in the Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **113** (C8), C08021, doi:10.1029/2007JC004525.
- 気象庁 (2006) : 2.2 日本近海の海洋変動. 海洋の健康診断表: 総合診断表. 103-152.
- 気象庁予報部 (1990) : 気象データと客観解析. 数値予報課報告・別冊第36号, 2-30.
- 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**, 2407-2439.
- Lumpkin, R., and K. Speer (2007) : Global Ocean Meridional Overturning. *J. Phys. Oceanogr.*,
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace and R. C. Francis (1997) : A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069-1079.
- 松本聡・中野俊也・石崎士郎・碓氷典久・藤井陽介・蒲地政文 (2007) : 再解析データを用いた亜熱帯域における海洋表層貯熱量の長期変動の解析. 測候時報, **74**, 特別号, S89-S98.
- Ocean Climate Laboratory (2006) : *World Ocean Atlas 2005 (WOA05) Product Documentation Version 1.0*, July 31, 2006. Ocean Climate Laboratory, National Oceanographic Data Center.
- Onogi, K., *et al.* (2007) : The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Roemmich, D. (1983) : Optimal Estimation of Hydrographic Station Data and Derived Fields. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1544-1549.
- Roemmich, D., and T. McCallister (1989) : Large Scale Circulation of the North Pacific Ocean. *Progress in Oceanography*, Vol. **22**, 171-204.
- Roemmich, D., G. John, and B. Cornuelle (2001) : Mean and Time-Varying Meridional Transport of Heat at Tropical/Subtropical Boundary of the North Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **106**, 8957-8970.

- Trenberth, K. E. and J. W. Hurrell (1994) : Decadal Atmospher-Oeocean Variations in the Pacific. *Climate Dyn.*, **9**, 303-319.
- Woodgate, R. A., K. Aagaard, and T. J. Weingartner (2005) : Monthly Temperature, Salinity, and Transport Variability of the Bering Strait Through Flow. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L04601, doi:10.1029/2004GL021880.