

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」

北海道南方における親潮の流量とその経年変動*

佐々木 勇一**・橋本 晋***

要 旨

高風丸及び清風丸により北海道南方において 2003 年から 2006 年に行った春季の CTD 観測データを用いて、インバース法による親潮流量の解析を行った。北海道南方の 41.5°N に沿った観測線（以下、PH 線）を南下する親潮流量については、親潮の一部が PH 線内で再循環している可能性があり、再循環流の流量は年によっては千島列島沿いに南下してくる親潮流量と同程度 ($10 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$) にまで達することが明らかになった。また、釧路南東線（以下、KSE 線）の親潮流量を 41.5°N で南北に分けて評価した結果、KSE 線全体の親潮流量の経年変動は沿岸寄りの変動成分の影響を、2000dbar 以深では沖合の変動成分をそれぞれ反映していることが示された。KSE 線全体を南下する親潮流量は、春季の亜寒帯循環のスベルドラップ輸送量とその経年変化の傾向が一致しており、日本に近い海域の循環強度に対応しているか、あるいは北太平洋全体の亜寒帯循環により短時間で順圧的に応答している可能性が示唆された。亜寒帯循環の勢力の指標として親潮の流量を評価する場合は、PH 線よりも KSE 線における流量を用いるべきであり、かつ 2000dbar 以深の流れも含めて評価することが必要であることが明らかになった。

1. はじめに

親潮は千島列島沿いを南下する寒流で、北太平洋北部を反時計回りに流れている北太平洋亜寒帯循環の一部である。親潮の動向は、古くから東北地方の冷害との関連で注目されており、その流量についても多くの調査が行われてきた。今日では、海洋における炭素循環に果たす役割についても注目されている。したがって、親潮の流量を正確に評価しその変動を明らかにすることは、亜寒帯循環、ひいては北太平洋規模の海洋循環や気候変動

の解明に寄与するものといえる。

親潮の流量は、1960 年代までの研究では、800dbar あるいは 1000dbar 面準拠の地衡流量によって、 $1 \sim 4 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ から $10 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ 程度と推定されていた (Sugiura, 1954, 1955; 杉浦, 1956, 1957; 秦, 1965)。しかし、1980 年代以降、親潮（亜寒帯循環）を対象とした直接測流（三宅ら, 1986; 柏井・河野, 1988; Kono and Kawasaki, 1997a, 1997b）や深層までの地衡流計算 (Roden, 1995; Onishi and Ohtani, 1999) によって、深層に

* The Interannual Variation of the Oyashio Transport in the Area South of Hokkaido.

** Yuichi Sasaki

Oceanographical Division, Hakodate Marine Observatory (函館海洋气象台)

*** Susumu Hashimoto

Oceanographical Division, Nagasaki Marine Observatory (長崎海洋气象台)

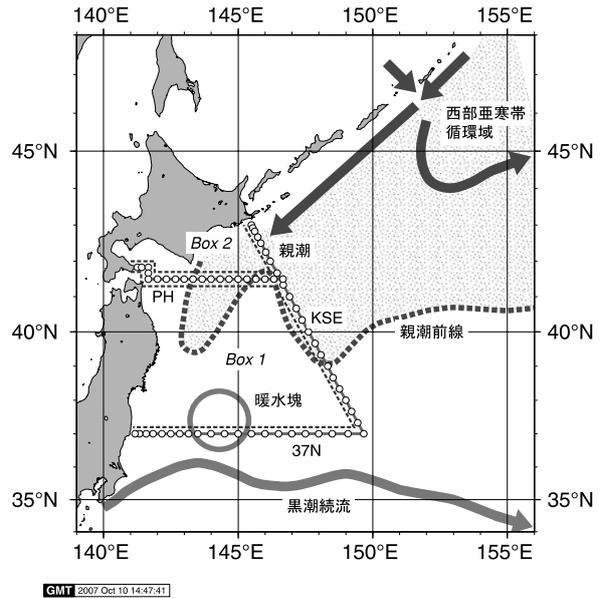
おける流量が無視できないことや、順圧的な流れの成分が傾圧地衡流よりも大きいとみられるケースが示された。さらに、数値モデル実験によって親潮の流量は数十×10⁶m³/sにも及ぶとの評価もなされるようになり (Sekine, 1988, 1999), 係留系による直接測流に準拠した流量が陸棚上で少なくとも31×10⁶m³/sとの観測結果も示された (Uehara *et al.*, 2004)。

このように、親潮流量については過去の研究成果と最近の知見がほぼ1けた異なっている。ここでは、2003年以降に岸から岸まで閉じた複数の観測線において実施された定期海洋観測のデータに基づき、海底面を無流と仮定して地衡流速の鉛直分布を計算した。また、海底面を無流と仮定せず、等密度面間における流量(水温・塩分も含む)を保存するようにインバース法を適用し海底面における流速を決定した上で、地衡流の関係から流速の鉛直分布を計算した。これらの計算結果から得られた流速分布から親潮の南下流量を比較し、北海道南方における親潮流量の評価を試みる。

2. 使用したデータと解析手法

2.1 使用したデータと解析手法

第1図に、本解析で用いた観測点の位置を示す。また、インバース法の解析で用いた「観測線で閉じた海域」(ボックス)と、ボックス周辺に分布する親潮や黒潮の水塊分布と流れの模式図も併せて示す。ボックス1は、37°N線-釧路南東線(以下、KSE線)-41.5°N線(以下、PH線)で構成されている。37°N線では南から黒潮続流による暖流の一部が流入し、KSE線では黒潮の一部と親潮の一部がボックスの外へ流出する。ボックス2は、PH線-KSE線で構成されている。ボックス2のKSE線では、沿岸に沿って南西向きに流れる親潮が通過している。PH線ではKSE線から流入した親潮と、津軽海峡から流入してきた暖水(津軽暖流水)が南へ向かって通過している。また、親潮の一部が再循環流としてPH線の東部を北上する場合もみられる。2つのボックスには津軽海峡側より津軽暖流水が流入しているが、春季における流量は1×10⁶m³/s以下と推定されているので (Toba *et al.*, 1982), 今回の解析では誤差の範囲



第1図 観測定線 (PH線, KSE線, 37°N線) 及び CTD 観測点 (白丸) 観測海域の水塊配置を模式的に示した。

内と考え、この影響については考慮しないこととした。

インバース法では、各ボックスを複数の等ポテンシャル密度面で層状に区切り、それぞれの層について、流入する流量、熱流量、塩分のそれぞれの和が0となるように拘束条件を設定し、ボックス断面における地衡流量を補正している。本解析では、海面から海底面までの間を $\sigma_\theta = 27.0, 27.4, 27.65, 27.75, 27.775$ などのポテンシャル密度面で区切っている。

解析には、親潮水の南への張り出しが季節的に最も大きく、深層までの観測を実施している、2003年から2006年までの春季の海洋観測データを用いる。これらのデータは高風丸で行ったCTD観測データを主に使用しているが、2003年については清風丸のCTD観測データも使用している。常磐沖あるいは釧路沖の沿岸のように水深が大きく変わる急しゅんな海域では、斜面における水温・塩分を最適内挿法によって外挿した。

2.2 親潮の南下流量について

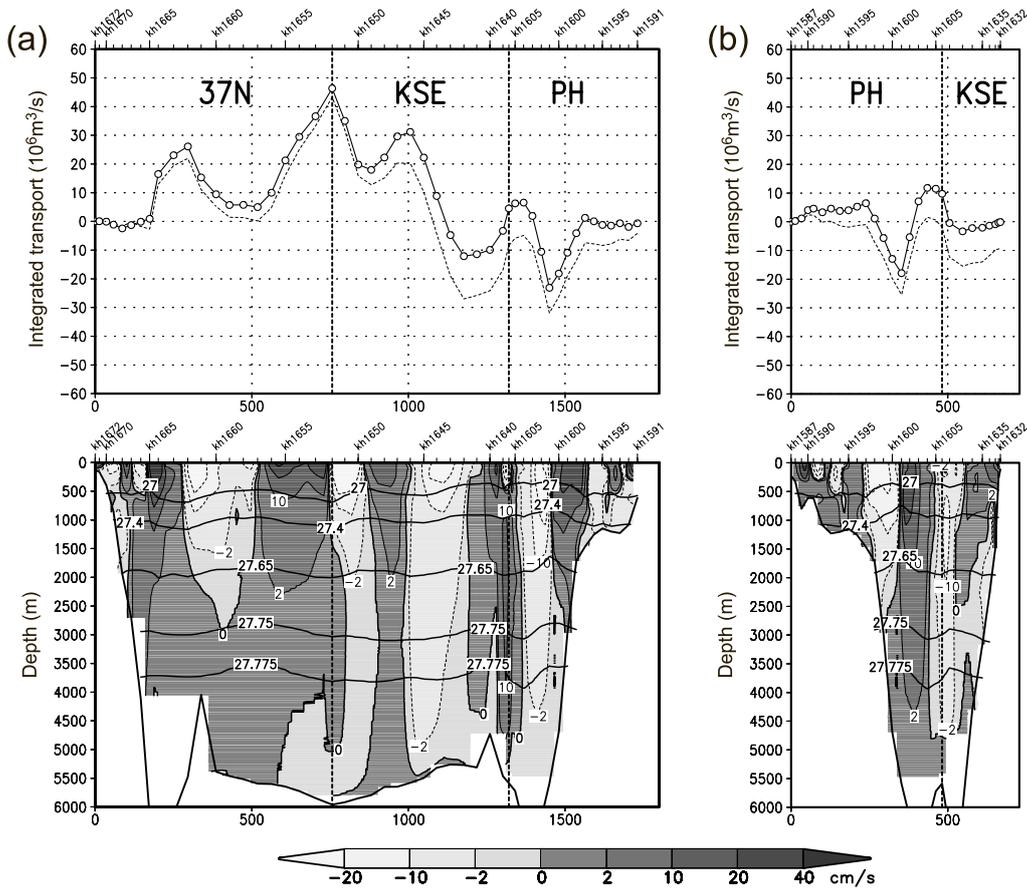
観測線を通る親潮の南下流量については、吉田 (1992) を参考にしながら以下のように定義

した。まず、観測線上の隣り合う観測点間における 100dbar の深さにおいて、(1) 観測点間の平均水温が 5°C以下、(2) 流向が南向き (KSE 線の場合は南西向き)、という条件を共に満たす場合を親潮の南下とする。そして、親潮が南下している位置において、海面から海底面に向かって南向き (KSE 線の場合は南西向き) の流量を鉛直方向に積分して観測点間の南下流量とし、観測線上の南下流量を足し合わせたものを、その観測線全体の親潮南下流量とした。また、第 3.3 節において親潮の北上流量という表現を用いるが、この場合は水温に関する条件は親潮の南下流量と同一であり、流向を北向き (KSE 線の場合は北東向き) として北上流量を計算している。

3. 解析結果

3.1 解析方法の違いによる流量の収支の違いについて

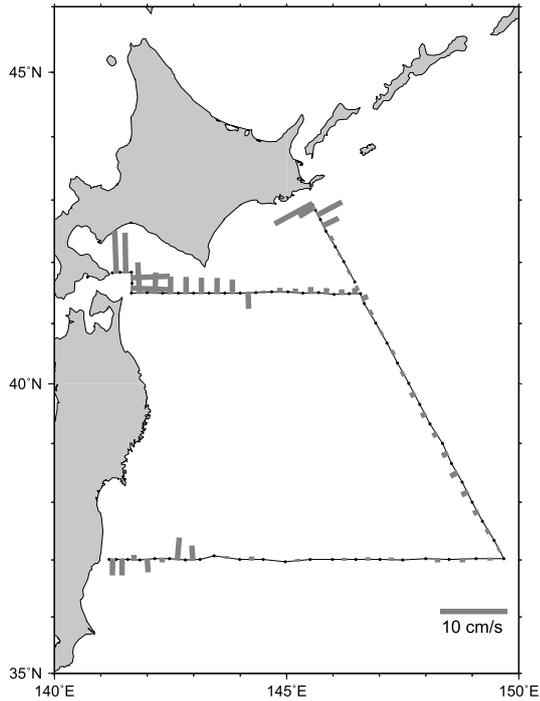
インバース法による解析の結果得られた流速断面と積算流量について、2006 年を例として第 2 図 a, b に、海底面上で補正した流速を第 3 図にそれぞれ示す。また、年ごとの各ボックスにおける層ごと及び全層における流量収支の残差を第 1 表に示す。2006 年の解析では、海底に無流面を設定した地衡流量の場合、ボックス 1、ボックス 2 の全層の流量収支はそれぞれ $4.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ と $9.4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ の流出過剰となるが、インバース法を用いた場合は、流出過剰がそれぞれ $0.7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ と $0.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ にとどまり、流量収支が 0 に近づく。他の年の各ボックスでも同



第 2 図 インバース法による 2006 年の (a) ボックス 1, (b) ボックス 2 の積算流量 (上図, 単位: $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) と流速分布図 (下図, 単位: cm/s)

流速の方向はボックスに対して内向きの場合が正である。

インバース法による海底面から海面までの積算流量は実線、海底面を無流面とした場合の地衡流速分布による積算流量は点線で示している。また、流速分布図内の実線は、インバース法を用いた際の基準密度面を示している。



第3図 インバース法によって求めた2006年の海底面における流速分布図

様な傾向を示しており、インバース法を用いた場合の方が流量収支は0に近づく。また、第3図では、水深の浅い地点で海底面の流速が大きくなっており、海底面を無流と仮定することは適切ではないことが分かる。この結果より、以下では海底面を基準面としてインバース法を用いた場合の流速・流量について議論を行う。

3.2 PH線とKSE線の親潮南下流量の変化について

第4図にPH線及びKSE線を通る親潮の南下流量を示す。KSE線の流量については、ボックス1とボックス2の流量の合計である。2003年から2005年まではPH線よりもKSE線の親潮南下流量の方が平均して $17.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ほど多く、その増減傾向は似ている。2006年はPH線の南下流量の方が多くなっているが、この理由については次節で考察する。2000dbarより深い部

第1表 ボックスごとの基準密度面間の流量収支残差 (単位: $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)

残差が正の場合はボックス内への流入過多, 負の場合は流入不足を表す。

ボックス1 (37° N-KSE-PH)

	2003年				2004年				2005年				2006年			
	客観解析		インバース		客観解析		インバース		客観解析		インバース		客観解析		インバース	
基準面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面
海面-27.0	1.6	4.3	0.4	1.7	3.7	1.9	0.7	1.6	1.7	2.7	0.1	0.2	2.1	1.8	0.0	0.0
27.0-27.4	0.2	0.2	0.1	-0.1	1.6	-1.5	0.1	-0.1	1.8	2.4	-0.1	-0.1	1.7	1.3	0.1	0.2
27.4-27.65	0.3	0.1	0.1	-0.3	0.5	-5.0	0.1	-0.1	2.4	4.4	0.3	0.3	0.0	-1.5	0.0	0.1
27.65-27.75	-0.4	1.4	-0.2	0.1	-0.9	-6.2	-0.2	-0.1	-1.3	0.0	-0.2	-0.1	0.5	-2.8	0.0	-0.1
27.75-27.775	-0.4	1.0	-0.2	0.0	-0.1	-3.8	0.1	0.0	-1.8	-0.8	-0.1	0.0	1.1	-0.7	0.0	0.0
27.775-海底	1.2	0.5	1.8	-1.9	2.8	-3.5	3.9	4.4	-4.6	-3.2	-2.6	-1.9	4.5	-2.3	2.5	-0.9
全層	2.6	7.3	2.0	-0.4	7.6	-18.1	4.7	5.7	-1.8	5.4	-2.5	-1.7	9.9	-4.2	2.7	-0.7

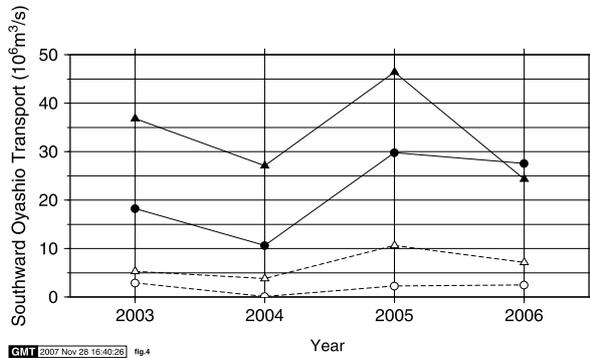
ボックス2 (PH-KSE)

	2003年				2004年				2005年				2006年			
	客観解析		インバース		客観解析		インバース		客観解析		インバース		客観解析		インバース	
基準面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面
海面-27.0	2.1	2.3	-0.1	-0.2	-2.9	-4.2	-0.2	-0.7	1.9	-0.1	0.9	0.4	-5.0	-5.1	-0.4	-0.3
27.0-27.4	1.8	2.1	0.2	0.3	-1.0	-1.5	-0.1	0.1	-0.1	-2.3	-0.2	-0.2	-1.9	-2.1	-0.1	-0.1
27.4-27.65	1.2	1.7	0.1	0.1	0.0	-0.9	0.1	0.2	-0.4	-5.1	0.1	0.1	0.4	0.2	0.1	0.1
27.65-27.75	-0.4	-0.9	-0.2	-0.3	-0.2	-1.6	-0.1	0.0	0.8	-4.1	-0.2	-0.1	-0.7	-0.3	0.0	0.0
27.75-27.775	0.2	-0.2	0.1	0.1	-0.3	-1.3	0.0	0.0	1.2	-2.0	0.1	0.0	-1.4	-0.8	-0.1	0.0
27.775-海底	1.9	0.5	1.5	0.8	1.9	-2.3	2.7	0.2	4.5	-2.9	2.8	0.2	-4.0	-1.4	-1.2	0.3
全層	6.7	5.5	1.6	0.9	-2.6	-11.7	2.4	-0.2	8.0	-16.4	3.6	0.5	-12.5	-9.4	-1.6	-0.1

全ボックス

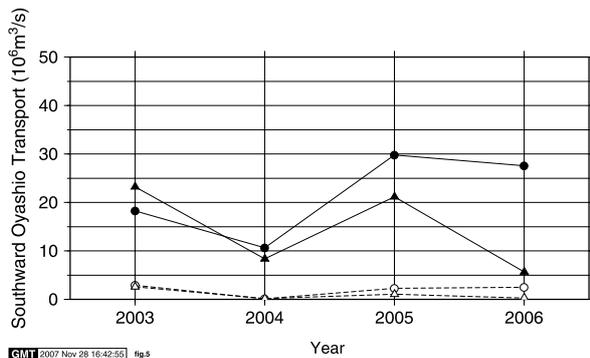
	2003年				2004年				2005年				2006年			
	客観解析		インバース		客観解析		インバース		客観解析		インバース		客観解析		インバース	
基準面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面	2000dbar	海底面
海面-27.0	3.7	6.6	0.3	1.5	0.8	-2.3	0.5	0.9	3.6	2.6	1.0	0.6	-2.9	-3.3	-0.4	-0.3
27.0-27.4	2.0	2.3	0.3	0.2	0.6	-3.0	0.1	0.0	1.7	0.1	-0.3	-0.3	-0.2	-0.8	0.0	0.1
27.4-27.65	1.5	1.8	0.2	-0.2	0.5	-5.9	0.2	0.1	2.0	-0.7	0.4	0.4	0.4	-1.3	0.1	0.2
27.65-27.75	-0.8	0.5	-0.4	-0.2	-1.1	-7.8	-0.3	-0.1	-0.5	-4.1	-0.4	-0.2	-0.2	-3.1	0.0	-0.1
27.75-27.775	-0.2	0.8	-0.1	0.1	-0.4	-5.1	0.1	0.0	-0.6	-2.8	0.0	0.0	-0.3	-1.5	-0.1	0.0
27.775-海底	3.1	1.0	3.3	-1.1	4.7	-5.8	6.6	4.6	-0.1	-6.1	0.2	-1.7	0.5	-3.7	1.3	-0.6
全層	9.3	12.8	3.6	0.5	5.0	-29.8	7.1	5.5	6.2	-11.0	1.1	-1.2	-2.6	-13.6	1.1	-0.8

分での南下流量については、PH線はいずれの年も $3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 以下であるのに対し、KSE線では $3.8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ から $10.7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ まで変動が見られる。



第4図 インバース法によって求めた親潮の南下流量 (単位: $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)

- 及び実線はPH線における海面から海底面までの南下流量,
- 及び点線はPH線における2000dbar以深の南下流量,
- ▲及び実線はKSE線における海面から海底面までの南下流量,
- △及び点線はKSE線における2000dbar以深の南下流量をそれぞれ表す。



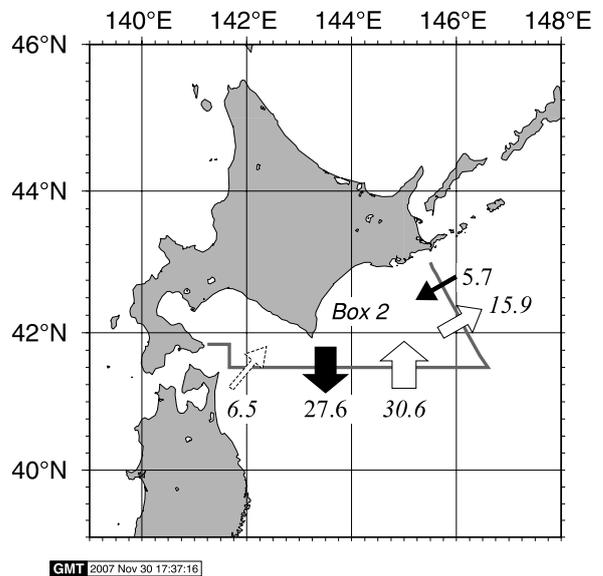
第5図 2006年のボックス2のPH線とKSE線を南下する親潮流量 (単位: $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)

- 及び実線はPH線における海面から海底面までの南下流量,
- 及び点線はPH線における2000dbar以深の南下流量,
- ▲及び実線はKSE線における海面から海底面までの南下流量,
- △及び点線はKSE線における2000dbar以深の南下流量をそれぞれ表す。

3.3 PH線における親潮の再循環流について

第5図に、2003年から2006年までのボックス2のPH線と41.5°N以北のKSE線を南下する親潮流量の変化を示す。2003年から2005年までは増減の傾向が似ているが、2006年についてはKSE線から南下してボックス2に流入してくる親潮流量よりも、PH線を南下してボックス2から流出する親潮流量の方が $21.9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 多くなっている。

第6図は、2006年の親潮の流量についての収支を模式的に示したものである。この図で示している親潮の南下及び北上の流量は、第2.2節で定義した親潮南下流量及び親潮北上流量を用いている。なお、2006年においては、PH線上における親潮の沿岸寄り分枝の西端位置は143.5°E (第2図中の測点KH1597) 付近にあり、津軽暖流水との境界をなしていた。第6図にはこの境界よりも西側での5°C以下の冷水 (ただし、100dbarでの水温は5°C以上) のボックス2への流入量も破線の矢印で示した ($6.5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)。これは、第2.2節で定義した親潮の流量には該当しないが、以下



第6図 2006年のボックス2に流入している親潮の流量 (単位: $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) の模式図

ただし、破線の矢印で示している流量は、第2.2節で定義した親潮の流量ではなく、東経143.5度以西における水温5°C以下の冷水のボックス2への流入量である。

の議論でボックス 2 における低水温の流量収支を説明するために記載している。

第 2 図とも併せてみると、第 6 図では、PH 線の 143.5°E ~ 145°E 付近において $27.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ の南向きの流量がある一方で、その東側には北向きに $30.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ の流量が存在している。KSE 線については、沿岸側に $5.7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ の南西向き流量がある一方で、沖合側では北東向きに $15.9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ の流量が存在している。PH 線を北上しそのまま KSE 線から流出した親潮の流量が $15.9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ だと仮定すると、残りの $14.7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ は主に再循環流として PH 線を南下していると推測され、 $27.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ の PH 線南下流量の中にはこうした再循環の流量も含まれていると考えられる。一方、PH 線の 143.5°E 以西からボックス 2 へ流入してきた $6.5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ の低温水は、津軽暖流などの暖水の一部が親潮水と混合した低水温水が含まれている可能性が考えられるため、すべてが親潮そのものの再循環流とは言いがたく、またどの程度の流量が親潮の再循環流に寄与しているかを評価することは困難である。

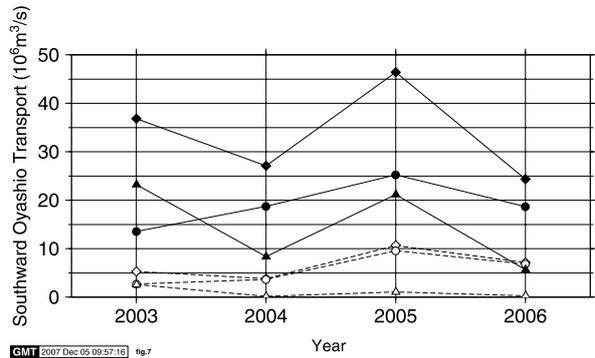
2006 年はこの再循環流が顕著であったが、他の年も上流側である KSE 線の南下流量の方が PH 線に比べて少ない傾向が見られる。すなわち、いずれの年においても、PH 線における親潮の南下流量は渦上にとどまった再循環流を含んでいると言える。また、前述のように、津軽暖流水と混合した水もボックスに流入している可能性があり、これらの流量は再循環流との区別ができない。以上のことから、PH 線における親潮の南下流量は、亜寒帯循環全体の勢力の指標としては適していないと考えられる。

3.4 KSE 線における親潮の南下流量について

KSE 線の親潮の南下流量について、KSE 線全体、及び、ボックス 1 (41.5°N 以南) とボックス 2 (41.5°N 以北) の領域ごとに分けて示したのが第 7 図である。

ボックス 2 (41.5°N 以北) の南下流量は、2003 年と 2005 年に $20 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ を超えているのに対し、2004 年と 2006 年では $10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 以下とな

っている。2000dbar 以深の南下流量は 2003 年の $2.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ が最大で、これはこの年の海面から海底面までの南下流量 ($23.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) に対して 0.11 の割合にとどまる。そして、ボックス 2 の親潮南下流量の経年変動は、KSE 線全体の親潮南下流量にみられる経年変動と良く似た変動となっている。一方、ボックス 1 (41.5°N 以南) の南下流量は、最小値 $13.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ から最大値 $25.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ まで変化する経年変動を示している。2000dbar 以深の南下流量も $2.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ から $9.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ まで変化しており、海面から海底面までの南下流量と同様の経年変化傾向が見られる。また、2005 年の全南下流量 ($25.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) に対する 2000dbar 以深の南下流量 ($9.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) の割合は 0.38 に達している。そして、ボックス 1 の親潮南下流量の経年変動は、KSE 線全体の親潮流量に見られる経年変動の傾向とは異なる部分が見られる。以上のことから、KSE 線全体の親潮南下流量の経年変動は、主に沿岸寄りの変動に



第 7 図 KSE 線全体、及び、ボックス 1 (41.5°N 以南) とボックス 2 (41.5°N 以北) の領域ごとに分けた KSE 線の親潮の南下流量 (単位: $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)

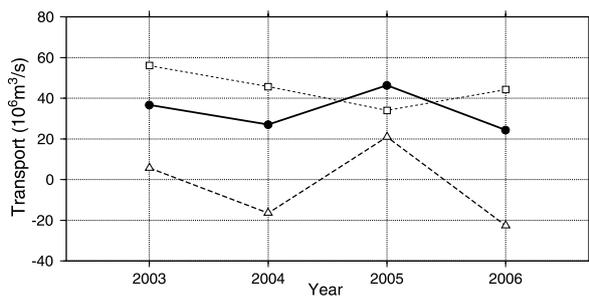
- ◆及び実線は KSE 線全体における海面から海底面までの南下流量、
- ◇及び点線は KSE 線全体における 2000dbar 以深の南下流量、
- 及び実線はボックス 1 における海面から海底面までの南下流量、
- 及び点線はボックス 1 における 2000dbar 以深の南下流量、
- ▲及び実線はボックス 2 における海面から海底面までの南下流量、
- △及び点線はボックス 2 における 2000dbar 以深の南下流量をそれぞれ表す。

支配されていると言える。一方、2000dbar 以深の親潮南下流量の経年変動については、沖合側の変動成分を反映したものであると考えることができる。

また、第 7 図に示すように、KSE 線全体における海面から海底面までの親潮南下流量のうち、2000dbar 以深の流量が占める割合は 0.14 から 0.29 までの間を変動している。特に、2005 年には 2000dbar 以深の親潮南下流量は $10.7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ にも達しており、2004 年・2006 年の KSE 線沿岸部（ボックス 2）における海面から 2000dbar までの親潮南下流量を上回っている。以上のことから、2000dbar 以深の流量は無視ができない大きさであり、2000dbar よりも上層と下層とでは、流量の変動要因にも違いがあることが示唆される。

3.5 KSE 線を南下する親潮の流量と亜寒帯循環のスベルドラップ輸送量との比較

第 8 図に、2003 年から 2006 年までの月ごとの NCEP/NCAR 再解析値 (Kalnay *et al.*, 1996) の風応力場を用いて計算した 43°N に沿って太平洋東岸から 150°E まで積分した冬季 (前年 12 月～2 月) 及び春季 (3 月～5 月) のスベルドラップ輸送量と、KSE 線を南下する親潮流量の変化を示す。KSE 線における親潮南下流量は、春季のスベルドラッ



第 8 図 2003 年から 2006 年までの月ごとの NCEP/NCAR 再解析値の風応力場を用いて計算した 43°N における太平洋東岸から 150°E まで積分した冬季 (前年 12 月～2 月, 点線・□) 及び春季 (3 月～5 月, 点線・△) のスベルドラップ輸送量 (単位: $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) と、KSE 線を南下する親潮流量 (実線, 単位: $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)

KSE 線の流量はボックス 1 とボックス 2 の南下流量の合計 (黒丸) である。

プ輸送量と同位相の変動傾向を示すが、冬季のスベルドラップ輸送量との対応はみられない。このことは、親潮の南下流量が北太平洋の亜寒帯循環の全体的な強度よりも、むしろ日本に比較的近い海域 (アリューシャン列島からカムチャツカ半島にかけて) の循環場に対応しているか、あるいは、北太平洋全体の亜寒帯循環により短時間で順圧的に応答している可能性を示唆している。

4. まとめ

2003 年から 2006 年までの春季の観測結果を用いてインバース法による親潮流量の解析を行った。PH 線を南下する親潮流量については、親潮の一部が PH 線内で再循環している可能性がある。その再循環流の流量は $10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ほどの規模となる場合があり、年によっては千島列島沿いに南下してくる親潮流量と同程度にまで達することが明らかになった。このため、PH 線を南下する親潮の流量は亜寒帯循環の勢力の指標として適切ではないと考えられる。一方、KSE 線の親潮南下流量の経年変動は沿岸寄り (41.5°N 以北) の南下流量の変動を反映し、2000dbar 以深の南下流量の経年変動は、主に沖合 (41.5°N 以南) の 2000dbar 以深の南下流量の変動を反映していることが示された。また、KSE 線全体を南下する親潮流量は、春季のスベルドラップ輸送量と、その経年変化の傾向が一致しており、日本に近い海域の循環強度に対応しているか、あるいは北太平洋全体の亜寒帯循環により短時間で順圧的に応答している可能性が示唆された。亜寒帯循環の勢力の指標として親潮の流量を評価する場合は、PH 線よりも KSE 線における流量を用いるべきであり、かつ 2000dbar 以深の流れも含めて評価することが必要であることが明らかになった。

参 考 文 献

秦克己 (1965) : 親潮域における輸送水量の変動について. 日本海洋学会誌, 21, 193-201.
 Ito, S., K. Uehara, T. Miyao, H. Miyake, I. Yasuda, T. Watanabe and Y. Shimizu (2004) : Characteristics of SSH anomaly based on TOPEX/POSEIDON altimetry and in situ measured velocity and transport of Oyashio

- on OICE. *J. Oceanogr.*, **60**, 425-437.
- 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.
- 柏井誠・河野時廣 (1988) : 漂流多機測流系による直接測流手法の開発. 北海道区水産研究所研究報告, **52**, 151-165.
- Kono, T. and Y. Kawasaki (1997a) : Results of CTD and mooring observations southeast of Hokkaido, 1. Annual velocity and transport variations in the Oyashio. *Bull. Hokkaido Natl. Fish. Res. Inst.*, **61**, 65-81.
- Kono, T. and Y. Kawasaki (1997b) : Results of CTD and mooring observations southeast of Hokkaido, 2. Annual variations of water mass structure and salt flux of the Oyashio. *Bull. Hokkaido Natl. Fish. Res. Inst.*, **61**, 83-95.
- 三宅秀男・福岡二郎・松岡昇 (1986) : 襟裳岬南東沖の親潮第一分枝直下における流速測定. 北海道大学水産学部研究彙報, **37** (1), 58-68.
- Onishi, H. and K. Ohtani (1999) : On seasonal and year to year variation in flow of the Alaskan Stream and its variations. *Deep-Sea Res.*, **31**, 369-386.
- Roden, G. I., (1995) : Aleutian basin of the Bering Sea : Thermohaline, oxygen, nutrient, and current structure in July 1993. *J. Geophys. Res.*, **100**, 13539-13554.
- Sekine, Y. (1988) : A numerical experiment on the anomalous southward intrusion of the Oyashio east of Japan, Part I. Barotropic model. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **44**, 60-67.
- Sekine, Y. (1999) : Anomalous southward intrusion of the Oyashio east of Japan, 2. Two-Layer numerical model. *J. Geophys. Res.*, **104**, 3049-3058.
- Sugiura, J. (1954) : On the Transport in the eastern sea of Honshu, Part 1. *Oceanographical Magazine*, **6**, 153-163.
- Sugiura, J. (1955) : On the Transport in the eastern sea of Honshu, Part 2. *Oceanographical Magazine*, **7**, 21-28.
- 杉浦次郎 (1956) : 北海道近海における親汐について, *日本海洋学会誌*, **12** (4), 117-119.
- 杉浦次郎 (1957) : 東北海区北部における輸送水量の季節変化について. *研究時報*, **9** (3), 162-166.
- Toba, Y., K. Tomizawa, Y. Karasawa and K. Hanawa (1982) : Seasonal and year-to-year variability of the Tsushima-Tsugaru warm current system and its possible cause. *La mer*, **20**, 41-51.
- Uehara, K., S. Ito, H. Miyake, I. Yasuda, Y. Shimizu and T. Watanabe (2004) : Absolute volume transports of the Oyashio referred to moored current meter data crossing the OICE. *J. Oceanogr.*, **60**, 397-409.
- 吉田隆 (1992) : 親潮水の分布の平均的な季節変動. *海と空*, **68**, 39-48.