

— 論文 —

北海道西岸沖における水系分布と流れパターンの季節変化*

檜垣 直幸[†]・磯田 豊[‡]・磯貝 安洋[‡]・矢幅 寛[‡]

要 旨

北海道西岸沖表層流の流れパターンの季節変化を調べるために、海洋観測資料と直接測流 (ADCP・GEK) データを解析した。海面加熱期である夏季の対馬暖流は、水深約 50 m 付近に高塩分水を伴う北上流である。この北上流は津軽海峡の西側では沿岸に接岸して強化され、さらに北側の石狩湾沖では時計回りの蛇行流の形成によって離岸する。しかし、この高塩分水は海面冷却期である冬季に入るとすぐに消滅する。この原因は強い海面冷却によって表層の低塩分水と鉛直混合したためと推測される。それゆえ、冬季から春季の対馬暖流は津軽海峡の西側では幅広い北上流として認められるものの、石狩湾よりも北側の海域では次第に弱まり、不明瞭な北上流となる。

キーワード：対馬暖流，北海道西岸沖，季節変化，直接測流，傾圧地衡流，水系分布

1. はじめに

本研究における北海道西岸沖とは、北海道の北端と南端に位置する宗谷海峡と津軽海峡の間の日本海側海域を指す (Fig. 1 (b))。この海域の海底地形は、水深 200 m 以浅の陸棚や海堆 (武蔵堆) が発達した石狩湾以北の領域と陸棚域が狭く沿岸からすぐに急峻な陸棚斜面となる石狩湾以南の領域に大きく二分される。この水深 1,000~3,000 m の急峻な陸棚斜面域 (Fig. 1 (b) の太実線コンターで表示) は津軽海峡西方の沿岸近傍から武蔵堆西方沖まではほぼ南北方向に真直ぐに延びている。日本海表層を北上する対馬暖流の傾圧流量の約半分は津軽海峡から北太平洋へ流出し (Onishi and Ohtani, 1997), 残りの流量は宗谷海峡からオホーツク海へ流出する (青田, 1979)。すなわち、津軽海峡への流入量と

同程度の傾圧流量をもった暖流水が、北海道西岸沖表層を北上していることになる。

Fig. 1 (a) は過去の研究で提示された北海道西岸沖の対馬暖流の模式図であるが、基本的には北海道西岸に暖水が捕捉された北上流が描かれている。Fig. 1 (a) の上段に示した宇田 (1934) および長沼 (1973) の模式図は主に夏季の海洋観測資料をもとに描かれており、津軽海峡西方で二分岐する付近で対馬暖流は沿岸側に接近しているが、石狩湾西方沖で離岸傾向となるのが特徴的である。一方、Fig. 1 (a) の下段に示した川合 (1991) の模式図は春季の衛星熱赤外面像をもとに描かれており、彼はあえて明瞭な流路を描かず、点在する暖冷水域 (渦) に伴う暖水・冷水貫入による流線のくびれが日本海の海流像としてふさわしいことを強調している。これらの研究に続くその後の学術報告はなく、我々は現在でも、これらの模式図に示された流れのイメージをもっているにしかすぎない。一方、90年代中ごろから、北海道西岸沖海域の南北境界に位置する宗谷・津軽両海峡付近における流れの直接測流やその季節変化を記

* 2007年5月25日受領；2008年2月27日受理
著作権：日本海洋学会, 2008

[†] 北海道立地質研究所 〒047-0008 小樽市築港 3-1
主著者 e-mail address : higaki@gsh.pref.hokkaido.jp

[‡] 北海道大学大学院 水産科学研究院
〒041-8611 函館市港町 3-1-1

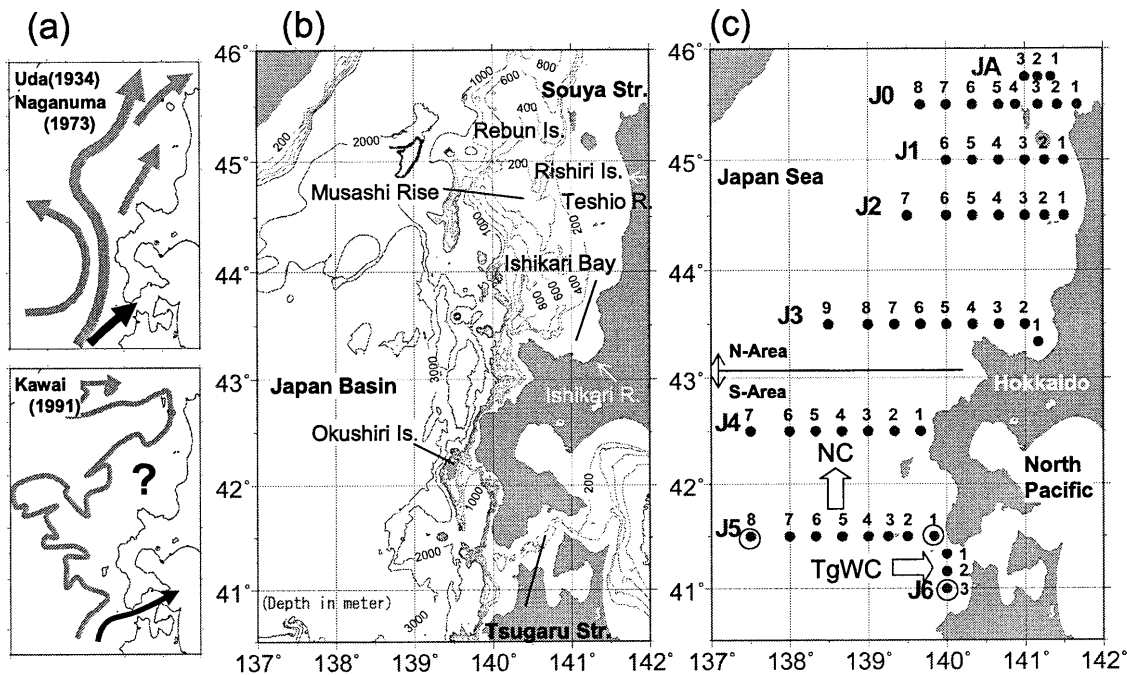


Fig. 1. Two maps (a) show the schematic illustration of the flow pattern or offshore front of warm water off the west coast of Hokkaido, suggested by the previous studies of Uda (1934), Naganuma (1973) and Kawai (1991). (b) Bottom topography west of Hokkaido. Two white arrows attached the coast indicate the locations of Teshio and Ishikari Rivers. (c) Marks ● indicate the hydrographic observation stations by Hokkaido Fisheries Experiment Station and their offshore line is called as JA, J0, J1, J2, J3, J4, J5 and J6, respectively. The Tsushima Warm Current west of the Tsugaru Strait diverges into two currents; one branch enters into the strait (TgWC: Tsugaru Warm Current) and the other is the remaining northward flow (NC: Northward Current), as schematically shown by the open arrows.

述した学術報告は増え始めている。

津軽・宗谷両海峡における通過流(または通過流量)の季節変化の特徴は以下の通りである。津軽海峡については年平均で 1.2~1.5 Sv 程度(四籠, 1994; Ito *et al.*, 2003), 季節変化の振幅は海峡対岸間の直接測流と水位差の相関関係から推測され, 年平均値に比べてその振幅は小さく, 季節変動幅は 0.3 Sv 程度と概算されている(西田ら, 2003)。このように津軽海峡通過流量の季節変化の振幅は小さいものの, 表層の実測通過流でみた場合, 晩秋に極大, 冬季~春季に極小となる傾向がある(黒田ら, 2004)。宗谷海峡については通過流量の見積りはまだ行われていないが, 海峡を挟む北海道沿岸に沿った水位差と宗谷海峡の流速観測から, 宗谷

暖流は夏季に強く, 冬季に弱くなるという明瞭な季節変化を示すことがわかっている(松山ら, 1999)。また, 2003年夏季から実施されている宗谷海峡の HF レーダ観測においても, 夏季に最大流速が 1 m s^{-1} に達する表層通過流が計測されるのに対し, 冬季にはその流れが極端に弱まることが報告されている(Ebuchi *et al.*, 2006)。これらの報告が指摘する両海峡の通過流(量)の季節変化の違いから, その間に位置する北海道西岸沖の北上流は Fig. 1 (a) のような一枚の模式図ではなく, 季節的にも変化していることが示唆される。

また, 津軽海峡南西海域の水深 2,100 m の陸棚斜面上には年平均流速約 5 cm s^{-1} で, 季節変化がほとんどみられない順圧北上流の存在も報告されている(森ら,

2001)。水深 2,000 m 付近の陸棚斜面は北海道西岸沖まで繋がっていることから、津軽海峡西方から武蔵堆西方沖に到る陸棚斜面に捕捉された北上流が示唆される。もし、このような順圧北上流が北海道西岸沖で卓越しているのならば、無流面を仮定して地衡流計算をもとに推定した傾圧流だけでは、この海域の流れパターンの理解は不十分なものとなる。

北海道立水産試験場による北海道周辺海域の定期海洋観測が 1989 年から実施されたことにより、我々は北海道西岸沖における水塊の時空間分布を記述することができるようになった。さらに、津軽海峡西方海域及び北海道西岸沖陸棚海域における超音波式ドップラー多層流速計 (ADCP : Acoustic Doppler Current Profiler) データの蓄積は、90 年代以降、飛躍的に増加している。本研究ではまず始めに、Hanawa and Mitsudera (1986) で提案された「モード水系 (mode water systems)」の概念を用いて、各季節における種々の水系の平均的な空間分布を記述する。ここでは、記述された水系の時空間分布を移流された水塊として捉えることにより、逆に移流場の推定を試みる。次に、密度場から推定される傾圧地衡流の空間分布と ADCP・GEK(電磁海流計: Geomagnetic Electro Kinematograph) による表層流速分布の比較から、順圧・傾圧流の検討及び水系分布との整合性を調べ、北海道西岸沖の対馬暖流域における流れパターンの季節変化を調べる。

2. 解析資料

水温・塩分資料の解析期間は北海道立水産試験場がデータ公開をしている 1989~1997 年 (海洋調査要報の 1992~2005 年度版) の 9 年間とした。この定期海洋観測は 2 か月に 1 回の割合で実施されているが、欠測が極端に多い測線も含まれているため、データの取得率が 55%以上 (年 6 回を基準に換算) の測線のみを選択した。選択した測線は Fig. 1 (c) に示した JA (45.75°N 線), J0 (45.5°N 線), J1 (45°N 線), J2 (44.5°N 線), J3 (43.5°N 線), J4 (42.5°N 線), J5 (41.5°N 線), J6 (140°E 線) の計 8 測線である。各測点の上段に示した数字はその測線における通し番号である。各測線名と通し番号を組み合わせたものを以下、測点番号として用いる (例

えば、JA 線の 1 番目の観測点は JA1)。解析には基準層 (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300 m) の主に CTD で測定された、更正済みの水温・塩分値を用い、季節区分は 2 か月 (1-2 月, 3-4 月, 以下同様) を一つの期間とし、1 年を 6 期間に分けた。JA~J3 の測線は北側の陸棚域や武蔵堆付近の海域の海況を捉えることができ、J4~J6 の測線は南側の海域や津軽海峡西方における対馬暖流の分岐の様子を捉えることができる。

本研究で使用した流向流速データは、日本海洋データセンター (<http://www.jodc.go.jp/index.j.html>) に登録されている 40°N~46°N, 137°E~142°E の海域 (地形図を示した Fig. 1 (b) の範囲) に含まれる GEK・ADCP データである。解析期間は、GEK データは 1953~1995 年の 43 年間、ADCP データは 1985~2002 年の 18 年間である。GEK は表層付近の流向流速データであり、ADCP のほとんどは 20 m 以浅の流向流速データであるため、本解析では表層流についての記述となる。なお、GEK と ADCP のデータ総数は、それぞれ 11,057 個と 241,981 個であり、以下の解析では GEK と ADCP データを区別せず、表層流速データとして取り扱った。

3. 解析結果

3.1. 水系解析

3.1.1. 表層低塩分水の季節変化

ここでは石狩湾付近を境界として、JA~J3 線を北部海域 (North-Area), J4~J6 線を南部海域 (South-Area) に区分し (Fig. 1 (c) を参照), 両海域毎に 6 期間別の水温・塩分 (T-S) ダイアグラムを Fig. 2 に示した。本節では極端に低い低塩分水の出現に注目する。この海域のほとんどの水塊は塩分 34.0 付近にあり、塩分 33.0 以下の低塩分水の出現頻度は高くはない。この低塩分水の出現は北部海域でより明瞭になり、水温値は各期間で異なるが、ほぼ一定の水温値のまま低塩分まで至るのが特徴である。ここでは低塩分の閾値として塩分 33.7 を選び (各図に示した縦破線), 6 期間別、各測点毎に 50 m 以浅の標準層で観測した全データにおける低塩分水の割合を円の大きさで示し、低塩分水が出現し

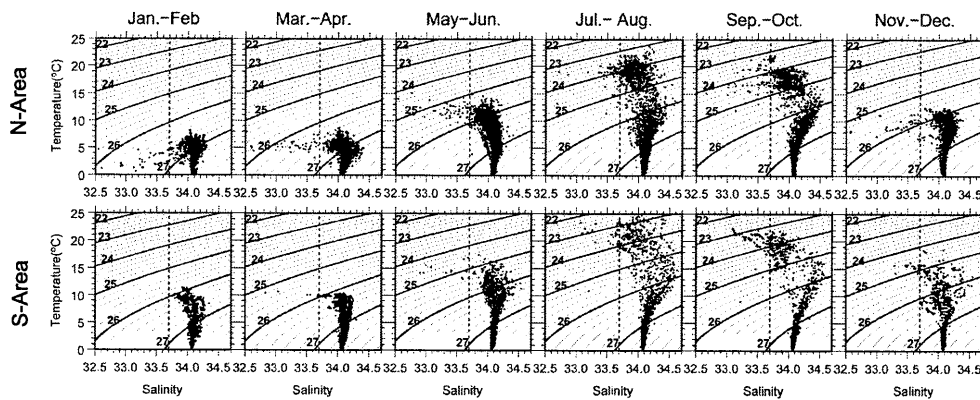


Fig. 2. Seasonal variations in the T-S scatter diagram at the northern (upper panels) and southern region (lower panels), whose regional boundary is shown by a thick solid line in Fig. 1 (c). Vertical broken line at each diagram

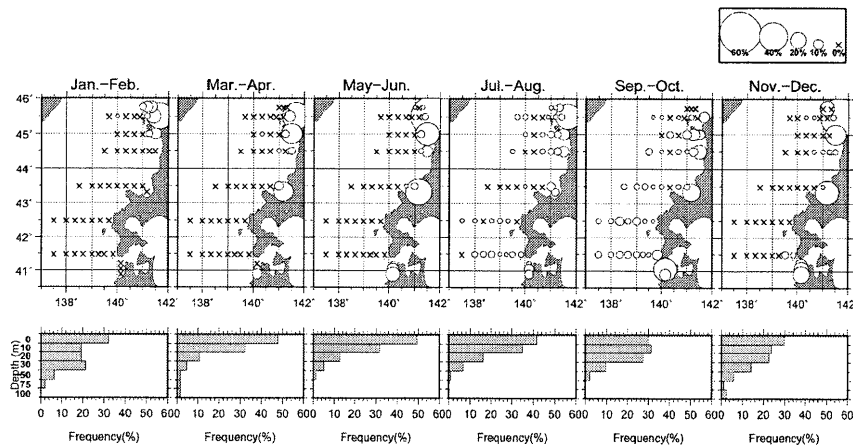


Fig. 3. Horizontal (upper panels) and vertical (lower panels) distributions of the bimonthly appearance frequency for the low-salinity water less than 33.7 using upper 50 m depth data. In the horizontal maps, the magnitude of the frequency is shown by the circle size and the no-appearance is indicated by the cross symbol.

ない測点は×印で示した (Fig. 3 上段)。また、その低塩分水のデータを使い、各水深にどれくらいの割合で分布しているかをヒストグラムで示した (Fig. 3 下段)。

水深方向の低塩分水は、一年を通して、水深 50 m 以浅の表層にみられる。また、どの期間においても 0~10 m 付近の頻度が最も高い。水平的にみた場合、北部

海域の沿岸近傍では低塩分水が季節にかかわらず出現しており、頻度値が 20% 以上の測点も多くみられる。この北部沿岸域の低塩分水の他に、南部海域から北部海域へ季節的に移動するようにみえる低塩分水も存在する。この低塩分水の頻度値はおおむね 10~20% 以下であるが、5~6 月に津軽海峡付近、7~8 月に南部海域一帯、

9-10月に北部海域に達する。11-12月になると、沖合の低塩分水は消え、再び、北部沿岸域の低塩分水のみとなる。

北部沿岸域の低塩分の出現頻度は局所的に大きな値を示し、それらの測点は石狩川と天塩川の河口付近に位置していることがわかる(両河口の位置は Fig. 1(b)の白抜き矢印)。このことから、他の中小河川の影響も考えられるが、特にこの二つの河川水を起源とした低塩分水が出現したものと思われる。5-10月の期間に南部海域から出現する低塩分水は北上流によって表層を移流している水塊と考えれば、北海道以南の対馬暖流域における河川もしくは降水の影響を受けた水塊と推測される。

3.1.2. 水系区分

先に示した期間別の T-S ダイアグラム (Fig. 2) を用いて、水塊の季節変化の概略を記述する。南北両海域ともに、季節的な密度変化は主に水温変化により生じており、各期間の最高水温値は 1-4 月で 5-10°C、5-6 月で 15°C 前後、7-10 月で最も高く 20°C 程度、11-12 月は低下して 10°C 程度となる。河川もしくは降水の影響と推測した表層低塩分水を除いて、塩分値の季節変化は 1-6 月では 34.1 前後、7-10 月には対馬暖流の中核水と思われる塩分 34.5 前後の高塩分水が出現し、11-12 月にこの水は消滅している。Fig. 4 (a) は全ての期間の T-S 関係である。ほとんどの水塊の塩分値が 33.8~34.3 に集中し、水温変化による密度変化が支配的なことがわかる。すなわち、海面加熱による水温成層や海面冷却による鉛直混合そして水平移流による水温変化が大きいため、保存量である塩分が密度分布(または傾圧密度流)に与える影響は相対的に小さいことがわかる。

Fig.4 (b) は本研究で提案する 8 種類の水系区分である。まず、3.1.1 節で議論した塩分 33.7 より低い水塊は河川もしくは降水の影響を受けた水と推測され、これを一つの水系と定義し、RW(河川水系: River Water system) と呼ぶ。Watanabe *et al.* (2001) は冬季(1997 年 1 月)における津軽海峡西方海域の水温・塩分データを解析し、Sudo (1986) が定義した上部日本海固有水が

塩分・溶存酸素の鉛直分布特性より、起源の異なる二つの水塊に分離できることを提案している。それらは、対馬暖流水のすぐ下部に存在する塩分極小の水塊である日本海中層水 (Japan Sea Intermediate Water: JSIW) と、さらにその下部の高酸素・塩分極大で特徴付けられる高塩分中層水 (High-Salinity Intermediate Water: HSIW) である。研究ごとに用いられたデータや解析方法が異なるため、このような水塊を密度で明確に定義することは難しい。ここでは、いくつかの既往の研究を参考に対馬暖流域に存在する水塊をおおまかな密度帯 (σ_t 表示) で分類すると、対馬暖流水はおおよそ $26.9\sigma_t$ よりも軽い密度帯、JSIW は対馬暖流水とも重なるが $26.6\sim 27.3\sigma_t$ 程度の密度範囲 (Isobe and Isoda, 1997; Senju, 1999; Kim and Kim, 1999), HSIW は $27.30\sim 27.34\sigma_t$ の密度範囲 (正確には σ_θ 表示の値: Watanabe *et al.*, 2001; Kim and Kim, 1999) にある。後述するように、津軽海峡以南の対馬暖流域の研究で提案された JSIW は、通年を通して確かに中層に存在するが、この水塊は北海道西岸沖では海面に露出する。基準層の値では日本海固有水の細かい議論はできないが、海面に露出しない水塊と海面に露出する JSIW を区別しておくことは重要である。そこで、本研究では上部日本海固有水の中の JSIW を $26.6\sim 27.2\sigma_t$ の密度範囲で定義し、 $27.2\sigma_t$ よりも重い水塊を一つの水系 JP (日本海固有水系: Japan sea Proper water system) として定義した。よって、対馬暖流水は $26.6\sigma_t$ よりも軽い密度帯となるが、密度 $25.4\sigma_t$ より軽い水塊はさらに表層水として区別した。選んだこの密度 $25.4\sigma_t$ 付近は、T-S ダイアグラム (Fig. 4 (a)) ではまばらなプロットになっており、これは海面加熱期の季節躍層の発達を示している。

このように塩分 33.7 よりも高く、密度 $27.2\sigma_t$ よりも軽い密度帯の水塊を、日本海中層水・対馬暖流水・表層水で 3 区分し、さらに、パッシブなトレーサーとして扱うことができる塩分の 34.2 を境界にして、それぞれの水塊ごとに高塩分水側と低塩分水側に分けた。よって、本研究による水系の呼び名は、日本海中層水 JI (Japan sea Intermediate water) の高塩分側を JIH 水系 (JI with High salinity water system), その低塩側を JIL 水系 (JI with Low salinity water system), 対馬

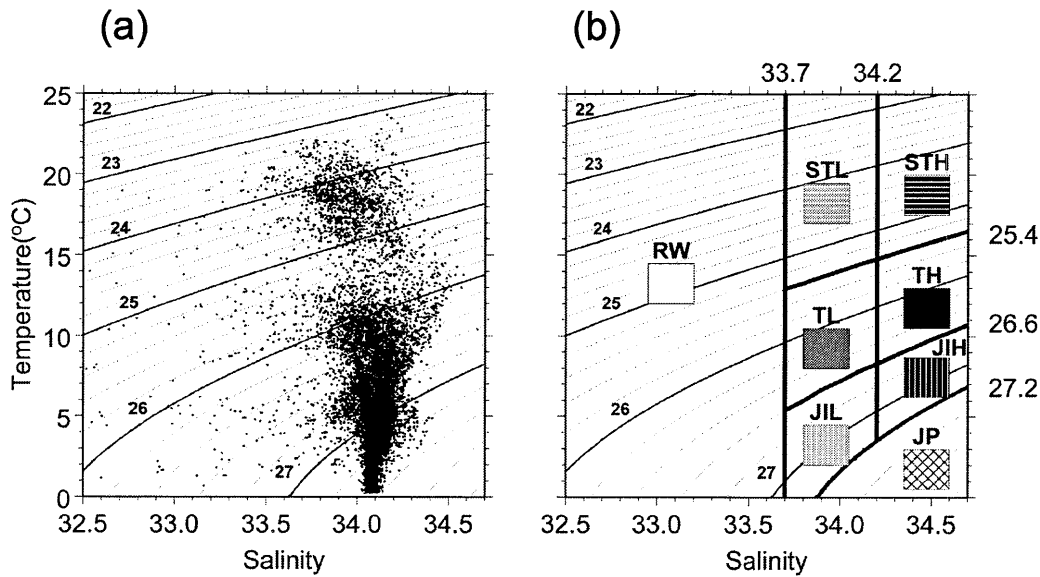


Fig. 4. (a) T-S scatter diagram for all data (1989–1997) and (b) classification of the 8 water systems: the Japan Sea proper water system (JP) ($\sigma_t > 27.2$); the river water system (RW) ($S < 33.7$); the Tsushima Warm Current with low salinity water system (TL) ($33.7 \leq S < 34.2$, $25.4 < \sigma_t \leq 26.6$); the Tsushima Warm Current with high salinity water system (TH) ($S \geq 34.2$, $25.4 < \sigma_t \leq 26.6$); the warmer water of TL (STL) ($33.7 \leq S < 34.2$, $\sigma_t \leq 25.4$); the warmer water of TH (STH) ($S \geq 34.2$, $\sigma_t \leq 25.4$); the Japan Sea intermediate with low salinity water system (JIL) ($33.7 \leq S < 34.2$, $26.6 < \sigma_t \leq 27.2$); the Japan Sea intermediate with high salinity water system (JIH) ($S \geq 34.2$, $26.6 < \sigma_t \leq 27.2$).

暖流水 T (Tsushima warm current water) の高塩分側を TH 水系 (T with High salinity water system), その低塩分側を TL 水系 (T with Low salinity water system), 表層水は季節躍層が浅 (Surface) にあることから, S を TH・TL 略記号の頭につけて高塩・低塩側をそれぞれ STH・STL 水系とした。

3.1.3. モード水系の季節変化

Hanawa and Mitsudera (1986) は任意の海域に出現する平均的な水塊について議論する場合, その海域に存在する水塊の水温・塩分値を単純な平均値で代表することは危険であることを指摘している。例えば, 水温・塩分値が明らかに異なる二種類の水塊が存在していた場合, 平均値はその海域には存在しえない水塊を表現してしまうためである。彼らは平均的に出現する水塊の適切な表現として「モード水系」を提案した。モー

ド水系は与えられた観測点・水深において最も頻度が高く観測された水系 (統計学でのモード) として定義される。本研究では彼らの定義に従い, Fig. 4 (b) に示した 8 種類の水系区分を用いて, 北海道西岸沖に出現するモード水系の季節変化を調べた。水系を鉛直・水平分布図で表現する時の表示として JP は格子印, RW は白抜き, JIL は灰地に白縦線, JIH は黒地に白縦線, TL は灰色, TH は黒色, STL は灰色に白横線, STH は黒地に白縦線と表示した (Fig. 4 (b) を参照)。

鉛直的な水系配置の季節変化を調べるために, 北側から J0・J3・J5 の 3 測線を選択し, 6 期間別の鉛直断面分布図を Fig. 5 に示した。河川水 RW はモード水としては出現頻度が低いためほとんど現れず, 5–8 月と 11–12 月の北部海域の沿岸近傍付近 (J01 と J31) にしか出現しない。日本海固有水 JP は 1–2 月の J5 線沖合観測点 (J58) を除き, 一年を通して海面に露出しない。な

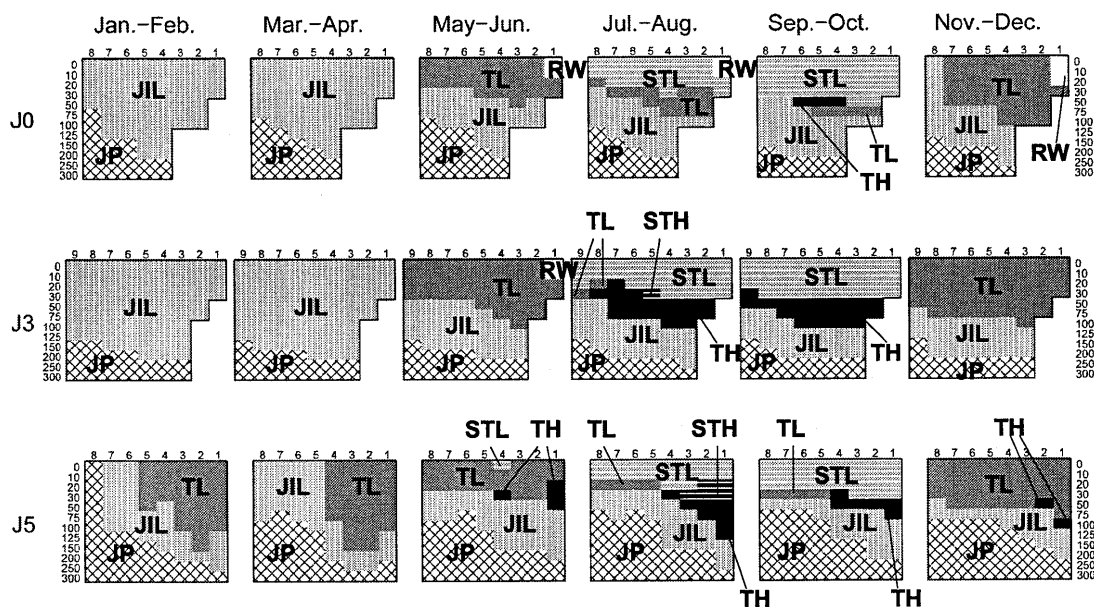


Fig. 5. Vertical distributions of the bimonthly mode water systems along the J0, J3 and J5 lines.

お、JPを $27.3\sigma_t$ よりも重い水で定義し直せばJ58でも海面には露出しないが、 $27.2\sigma_t$ もの重い水の形成場所が北部海域ではなく、南部海域の津軽海峡西方域の対馬暖流沖合表層にあることは興味深いと考える。日本海中層水の高塩側のJIHは鉛直・水平断面図でもモード水系としては全く出現しない。日本海中層水の低塩側のJILは、日本海南部海域では塩分極小層で特徴付けられる水塊であるが、北海道西岸沖の冬季から春季(1-4月)には広い範囲(J0・J3線の全測点やJ5線の沖合域)で海面に露出する。ただし、夏季から秋季(5-12月)のJILは対馬暖流水(TL・TH)と日本海固有水(JP)の間に挟まれ、いずれの測線でも水深50~200m付近の中層に分布している。

対馬暖流水の低塩側のTLは上述のJILが加熱されて水温が上昇した場合でも形成される水系であるが、高塩側のTHはJIHが存在しないため、水平移流でしか説明できない水系である。冬季から春季(1-4月)のTLはJ5線の沿岸側に比較的深い構造(水深150m)をもって存在している。5-6月になると、北側の測線でも100m以浅にTLが出現しているが、このTLの出現が南側か

らの水平移流によるものか、海面加熱によるものなのかは不明である。7-10月の30m以浅ではTLが暖まったSTLが支配的となる。北上流により移流されたと考えられるTHは水深50m付近に出現し、5-6月にJ5線、7-8月にJ3線、9-10月にJ0線に達する。THがJ5線とJ0線との距離(約500km)を3~5か月かけて移動していることから、その平均移流速度を概算すると $4\sim 7\text{ cm s}^{-1}$ となる。なお、石狩湾沖の測線であるJ3のTHは、南側のJ5と比べて沖合に拡がっている様子が伺える。11-12月の75m以浅はTL、100m以深はJIL・JPが支配的となり、THはJ5線の一部を除いて消滅する。そして、1-2月に入ると北部海域のTLも消え、100m以浅はJILが支配的となる。

上述の鉛直的な水系配置の季節変化から、移流によってその分布が説明されると考えられるTHの水平的な挙動を調べるためには、水深50mが適切であることがわかる。そこで、全測線の水深50mにおけるモード水系を計算し、6期間別の水平分布図をFig. 6に示した。1-6月における水深50mのTLは北海道沿岸に捕捉されて南側から北側へ移動しているようにみえる。

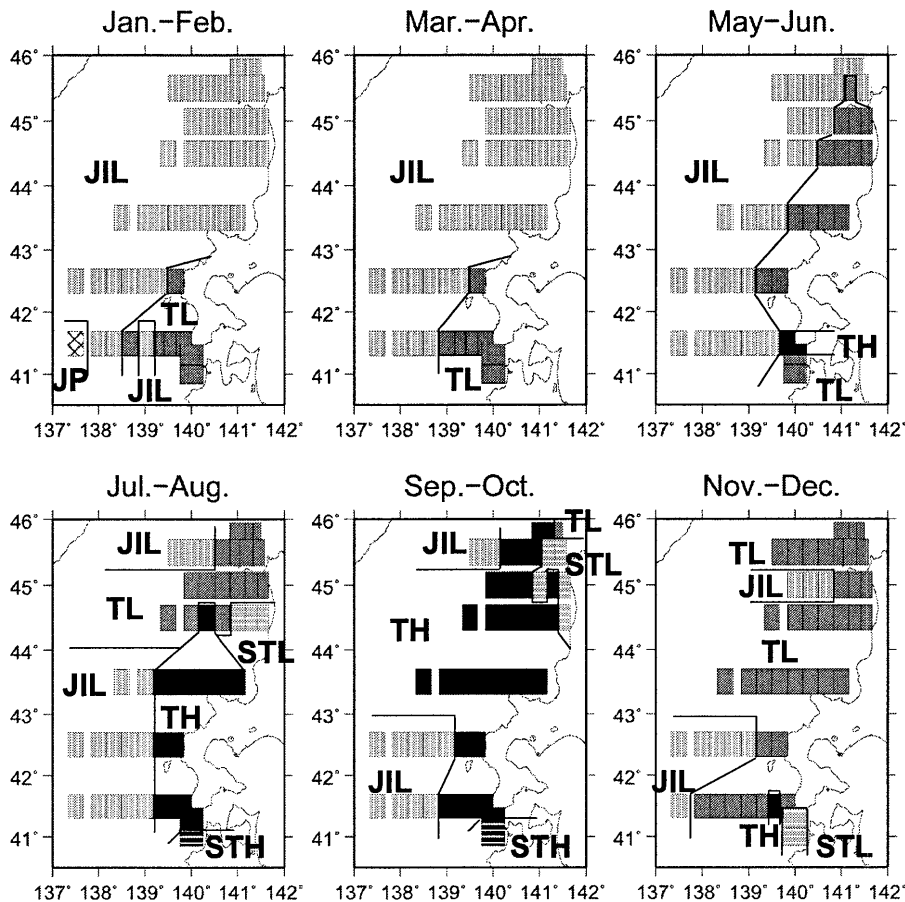


Fig. 6. Horizontal distributions of the bimonthly mode water systems at the depth of 50 m.

すなわち、3-4月から5-6月のTL分布の空間変化は、水平的に一樣な海面加熱の影響だけでなく、水平移流の影響もあることが示唆される。5-6月において沿岸に捕捉されたTLは7-8月に入ると南側からTHに置き換わり、TLは北部海域のみとなる。9-10月にはTLはほとんどみられなくなり、THが石狩湾沖で局所的に沖合に拡がり、再び沿岸側に収束しながら北端のJA線にまで達している。11-12月のTHは南部海域の沿岸付近の一部に存在するが、前期間のTHの領域がほとんどTLへ変化し、このTL領域は1-4月でJILへと変化することから、冬季の海面冷却による表層鉛直混合に伴う低温低塩化が示唆される。

3.2. 流れパターンの季節変化

3.2.1. 津軽海峡西方における対馬暖流二分岐の流量配分の季節変化

津軽海峡に達した対馬暖流は、海峡内への流入とそのまま北海道沿岸を北上する流れに二分岐する。「はじめに」で紹介したように、その流量配分はほぼ半々であると言われている。本節では津軽海峡北西のJ5線(J51-J58)で北上流量NC(Northward Current)、海峡西方のJ6線とJ51で海峡流入流量TgWC(Tsugaru Warm Current)を6期間ごとに9年平均の傾圧地衡流量として見積もり、流量配分の季節変化を調べる。地

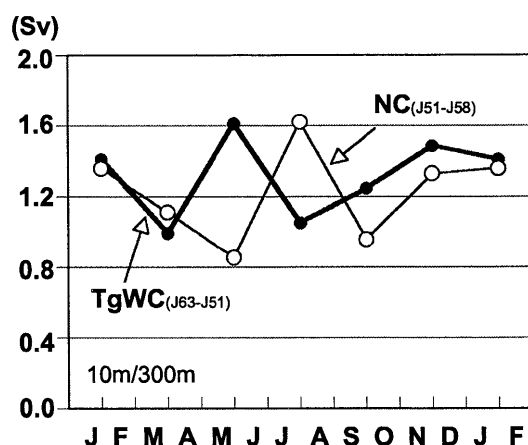


Fig. 7. Seasonal variations of the bimonthly baroclinic geostrophic volume transport. The stations of J51, J58 and J63 are indicated by the open circles in Fig. 1 (c). The transport of J51–J58 and J63–J51 means northward current of the Tsushima Warm Current (NC) and the Tsugaru Warm Current (TgWC) respectively.

衡流計算の無流面は JP 水系内の水深 300 m とし、水深 0 m の密度は年によるばらつき (主に、RW による塩分値のばらつき) が大きいため、水深 10 m までの積算値とした。なお J5 線の全測点は 300 m 以深であり、各測点間で求められた流量を合計したが、J6 線は J61 および J62 点が水深 300 m よりも浅いためこの測点を省き、J51–J63 間の流量とした。

北上流量 NC を白丸印と細線で表示し、海峡流入量 TgWC を黒丸と太線で表示し、それらの季節変化を重ねて Fig. 7 に示した。両流量の年平均値は同程度 (NC が 1.3 Sv, TgWC が 1.2 Sv) に見積もられ、季節変化の振幅は 0.4 Sv 以内である。TgWC の季節変化は年 2 回の極大極小を示し、5–6 月 (最大) と 11–12 月に極大値、3–4 月 (最小) と 7–8 月に極小値をもつ。NC の季節変化も同様に年 2 回の極大極小を示すが、TgWC と比べて位相がちょうど 1 期分遅れており、7–8 月 (最大) と 1–2 月に極大値、5–6 月 (最小) と 9–10 月に極小値をもつ。このような初夏 (5–8 月) と冬季 (11–2 月) の

年 2 回の流量増加があることは、対馬暖流沿岸分枝流の流路に沿った沿岸側と沖合島側との水位差 (表層流速の指標) 解析からも指摘されている (石川ら, 2007)。

3.2.2. 傾圧地衡流分布の季節変化

本研究では北海道西岸沖における対馬暖流の平均的な流路を知ることが目的としているため、地衡流を仮定した流線の空間分布を描くこととした。そこで、水深 300 m 以深に位置する全測点のデータを用いて、水深 300 m を基準として水深 10 m までの比容を鉛直積分して得られるジオポテンシャル アノマリーの 9 年平均水平分布図を作成し、2 か月ごと (6 期間) に Fig. 8 (a) に示した。Fig. 8 (b) は期間ごとの特徴的な水平流を強調するために作成した、年平均場からの偏差ジオポテンシャル アノマリーの水平分布図であり、偏差流 (高い値を右手にみる流れ) の特徴的な流れを矢印で模式的に示した。Fig. 8 (c) はほぼ等間隔の測点間隔の測点間ごとで計算した傾圧地衡流量 (測線を横切る北向き流量を正) の水平分布図である。

北上流量 NC の減少期である 1–2 月と 3–4 月の傾圧地衡流場は定性的には似たような流れパターンを示す。その特徴は、津軽海峡西方沖に時計回りの渦流偏差が現れるために、他の季節と比べて北上流の主流域は沖合へ移動して幅広い北上流となる。この幅広い北上流は 3–4 月の石狩湾沖で弱まり、このころ、北部海域の主流域 (または流路) は不明瞭になる。北上流量 NC が極小となる 5–6 月において、津軽海峡西方沖ではこれまでの時計回りの渦流偏差が反時計回りに変わり、北海道沿岸に沿った北上流が強化され始める。7–12 月の特徴的な流れパターンとしては石狩湾西方沖で主流域 (または流路) が大きく変化し、分岐することが挙げられる。まず、北上流量 NC が 1 回目の極大となる 7–8 月の津軽海峡北西海域では沿岸に沿った北上流がさらに強化され、この北上流は石狩湾沖で離岸を始める。北上流量 NC が再び極小となる 9–10 月に入ると、石狩湾西方沖に明瞭な時計回りの渦流偏差が現れ、離岸する北上流がさらに強化される。北上流量 NC がゆっくりと増加する 11–12 月には、この渦流偏差の値は小さくなるものの、その中心は沖合 (西方) へ移動し、この時

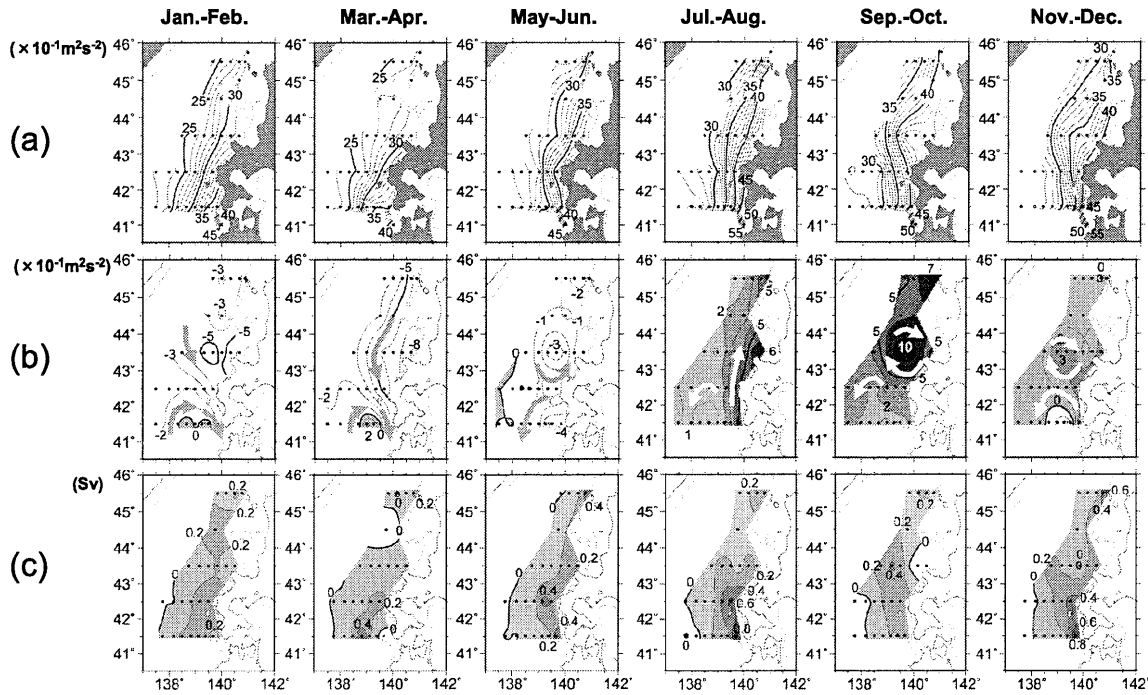


Fig. 8. Horizontal distributions of the bimonthly (a) geopotential anomaly referred to 300 m, (b) anomaly flow pattern from the annual mean state and (c) volume transport.

期の北上流は、陸棚に沿って流れるように見える沿岸流と離岸流に二分岐している。そして、北上流量 NC が 2 回目の極大をむかえる 1-2 月には、この二分岐流は不明瞭になり、その後 (1-4 月) は幅広い北上流へと遷移する。

3.2.3. ADCP・GEK による表層流速分布の季節変化

流速流向データの前処理については矢部・磯田 (2005)・相木ら (2007) に従った。3.2.2 節の傾圧地衡流分布で表現されたような空間スケールの表層流を把握するために、6 期間ごとに解析範囲を緯度×経度方向に $25' \times 22'$ (約 45 km の正方形格子) の比較的大きな格子で分割した。まず、各格子でベクトル平均を行う際、平均値から 3σ (σ は標準偏差値) 離れたデータはエラーデータとして削除した。このようにして得られた各期間・格子ごとのデータ頻度分布を Fig. 9 (a) に示した。各期間と

もに、津軽海峡周辺及び北海道沿岸域のデータ数は多いものの、データ数は沖合に向かって極端に少なくなることがわかる。各格子でベクトル平均された平均流は、データ数が多いほど信頼性が高いと考えられるため、ここではデータ数 6 個未満の格子を欠測格子とした。ただし、矢部・磯田 (2005) によれば、50 個のデータ数であっても 10% 程度の見かけの平均流が計算される可能性があるため、周辺格子が共通して示す流れに着目しなければならない。データ数 6 個以上の格子において、得られた平均流を流速ベクトルとして Fig. 9 (b) に示した。この図で太い矢印の流速ベクトルほど、安定度 (安定度の値は 0-1 の範囲で、ベクトル平均値をスカラー平均値で割った値) の高いことを示す。全体的な傾向として、流速値の大きな格子では比較的安全性も高いものの、流向のばらつきも大きい。

そこで、空間平滑化により空間スケールの小さな現象を除去して流向のばらつきを抑え、安定度の比較的

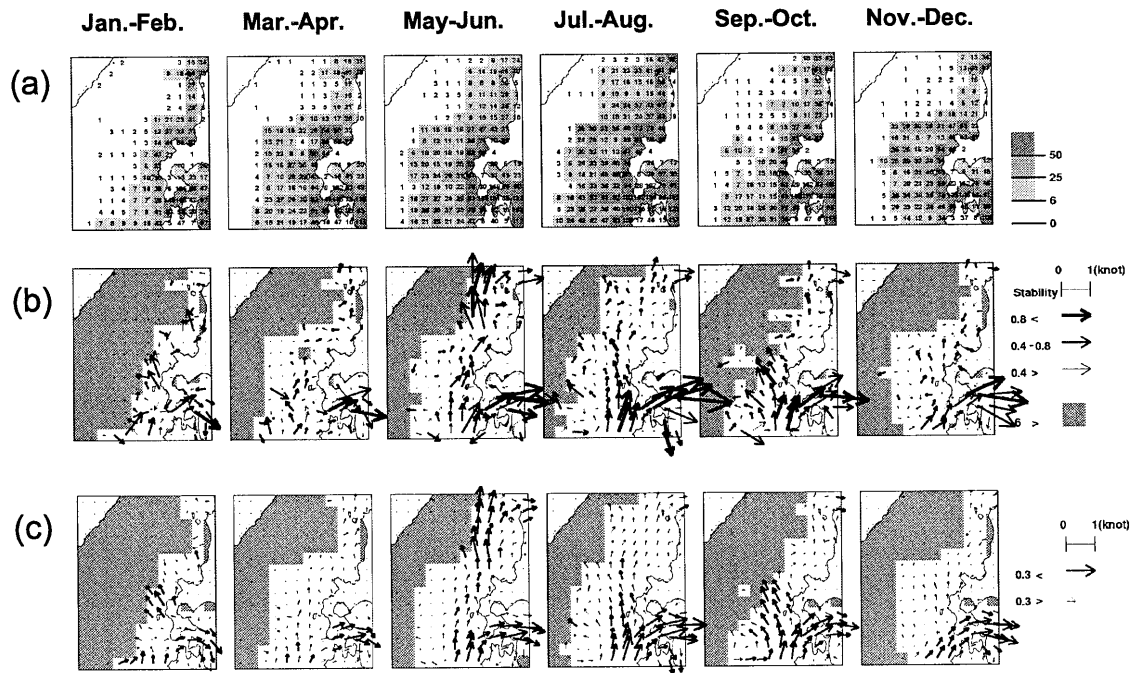


Fig. 9. Horizontal distributions of the bimonthly (a) total numbers of GEK and ADCP on $20' \times 22'$ grid, (b) current vectors (its thickness is classified into three types by the stability), and (c) spatial smoothed current vectors.

高い流れ場を強調する。空間平滑化は相木ら (2007) と同様に、注目する格子に隣り合う東西南北の 1 格子ずつ、計 5 個の流速流向データを同じ重みでベクトル平均した。本解析では、平滑化する格子数が 4 個以上ある場合には欠測格子であっても平均流を計算し、3 個以下であれば新たに欠測格子とした。相木ら (2007) によれば、この平滑化により 4-5 格子 (150~200km) 以下の現象の振幅を半分程度に減じることができる。空間平滑化された流速ベクトル分布 (0.3 knot 以上を太矢印で表示) を Fig. 9 (c) に示した。津軽海峡西方では、一年を通して流れが二分岐していることがわかる。海峡へ流入する表層流は 5-11 月に強く、1-4 月に弱まり、海峡流入流量 TgWC にみられたような年 2 回の極大極小までは判断できない。この表層流が示す季節変化は成層期における傾圧流の強化に関係しているのかもしれない。北海道西岸沖の北上表層流については、北部海域の欠測格子が多いため、その全体像を捉えることは

難しい。

南部海域に注目すれば、北上流量 NC が 1 回目の極大をとる時期を挟む 5-10 月に強い北上表層流がみられる。この期間は比較的観測データ数も多く (Fig. 9 (a)), それゆえ、北海道西岸沖の流路も特定し易い。この期間の直接測流が示す流路 (Fig. 9 (c)) と先にみた傾圧場が示す流路 (Fig. 8 (b)) には、興味深い相違と一致がみられる。5-6 月の傾圧流の主流域は石狩湾の北側海域でもほぼ沿岸に沿っているのに対し、直接測流が示す石狩湾沖の主流域は沖合を真直ぐ北側へ向かっている。ただし、直接測流でも沿岸域は北上流であるが、その流速は沖合側よりも小さい。石狩湾沖の傾圧流が離岸傾向を示すのは 7-8 月で、明瞭な離岸流となるのは 9-10 月であった。7-8 月の直接測流は継続して石狩湾沖を北上する主流域がみられ、9-10 月の直接測流は傾圧流場によく似た石狩湾沖の蛇行流を示すようになる。5-10 月の限られた期間ではあるが、直接測流が示

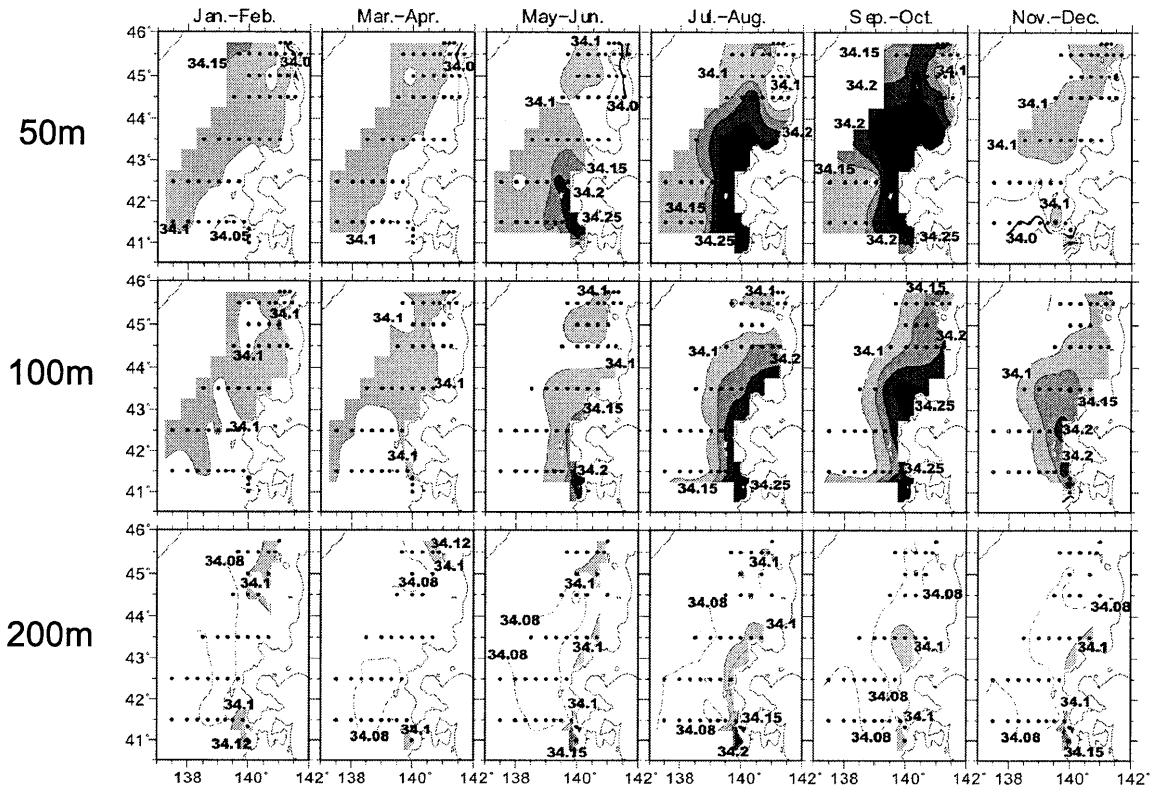


Fig. 10. Horizontal distributions of the bimonthly salinity at the depth of 50 m (upper panels), 100 m (middle panels) and 200 m (lower panels). Gray area indicates the high salinity water more than 34.1.

す北上主流域の位置は、水深1,000~3,000 mの陸棚斜面域にほぼ対応しているようにみえることから、この北上主流域は陸棚斜面域に捕捉された順圧北上流を捉えているのかもしれない。しかし、通年を通してこの北上順圧流が存在しているか否かの判断はできない。

3.2.4. パッシブトレーサーとしてみた塩分分布の季節変化

対馬暖流水の元々の起源は黒潮水であるため、津軽海峡以南におけるその中核水(主流域の水塊)は相対的に高い塩分値で特徴付けることができる。ところが、先に記述した北海道西岸沖を北上する流れを対馬暖流とした場合、その中核水は必ずしも高塩分水ではなく、主流域の塩分値は顕著な季節変化を示す。なお、前節で

記述したように傾圧北上流は主に水温構造で決まるため、本海域の塩分はほぼパッシブなトレーサーとして扱うことができる。ここでは3.1節の水系区分よりも細かいレンジで水深別の塩分水平分布図を作成し、特に、主流域における塩分分布の季節変化を記述する。

Fig. 10は水深50 m, 100 m, 200 mにおける6期間ごとの9年平均塩分水平分布図である。コンター間隔は0.05とし、塩分34.1以上の高塩分領域を灰色から濃い灰色で表示している。水深200 mの塩分分布には明瞭な季節変化はみられず、沖側が低塩分、岸側が高塩分となる傾向が継続してみられる。水深50 mと100 mの塩分分布は定性的にはよく似た季節変化を示す。1-4月の塩分分布は水平的な塩分差は小さいものの、主流域である沿岸側が低塩分、沖合側が高塩分となっている。すなわち、この時期に北海道西岸沖の沿岸に沿っ

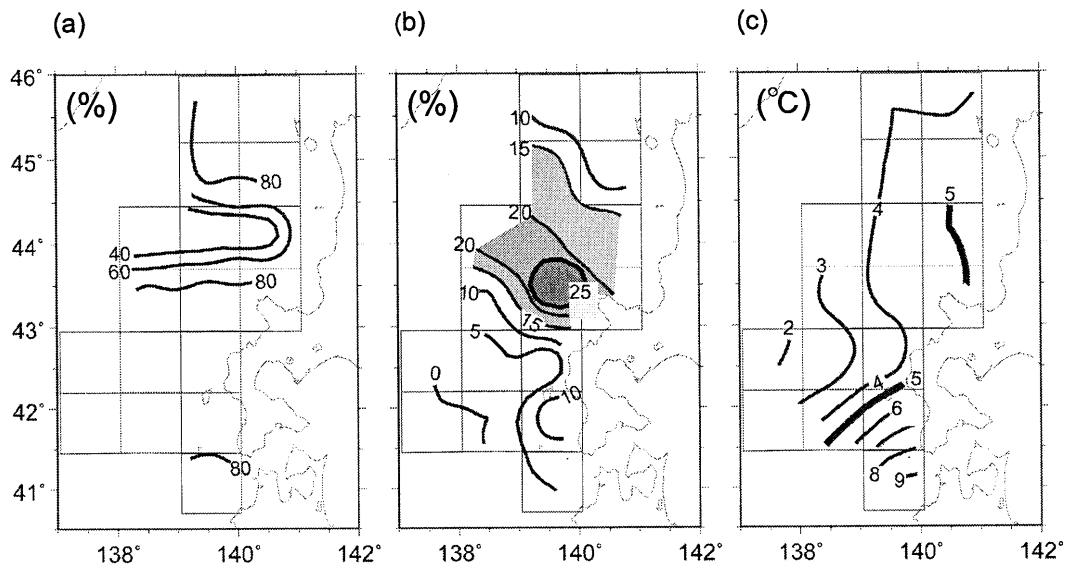


Fig. 11. Horizontal distributions of (a) observation frequency (b) existing frequency of warm eddies, and (c) mean temperature of core water in warm eddies.

て北上する対馬暖流は、高塩分の中核水をもった北上流としては同定できないことがわかる。5-10月は塩分34.2以上の高塩分水が南側の沿岸付近から出現し始め、時間の経過に伴い、次第に北上している。この高塩分水の出現は3.1節の水系解析で記述したTH水系の出現に対応する。また、先にみた石狩湾西方沖の順圧北上流もしくは傾圧的な離岸流の形成に伴い、この局所的な海域では高塩分水が次第に沖合に拡がる様子が伺える。すなわち、沖合を北上する主流域は塩分が水平的に大きく変化する塩分前線付近にあり、高塩分水はこの主流域よりも沿岸側に分布している。11-12月に入ると、水深50mの塩分分布は大きく変化し、塩分値は一気に低下、高塩分水は沖側に分布する。一方、この時期の水深100mの塩分分布は前期間と比べ、塩分値は低下するものの、分布パターンは継続し、沿岸域に高塩分水の存在がみられる。このように、沖合側が高塩分となる塩分分布パターンは11-12月の表層から現れていることがわかる。

3.2.5. 暖水渦存在頻度分布

5-10月における石狩湾沖の高塩分水(またはTH水系)の拡がり、主流域の離岸とよく対応している。この離岸流は、傾圧流でみた場合、平均的な北上流に時計回りの渦流偏差が重なった蛇行流として解釈される。確かに、表層では蛇行流であるものの、各年各月の水深200mの水温水平分布図を個々にみると(ここでは示さない)、閉じた等温線で表現される暖水渦を容易に確認することができる。同様な蛇行流は津軽海峡以南の対馬暖流域(内部領域)では常に観測されており、複雑な流路を描く対馬暖流の一つの姿と考えられる。磯田・西原(1992)は対馬暖流域の蛇行流の挙動を水深200mの水温分布にみられる暖・冷水渦の移動の長期平均場として捉え、複雑にみえる蛇行流にも地域特性のあることを指摘している。

本節でも磯田・西原(1992)と同じ手法を用いて、石狩湾沖の蛇行流がこの海域特有の蛇行流であるか否かを調べる。解析手順は下記の通りである。まず、本研究の解析期間である1989~1997年の月別に水深200mの水温水平分布図を作成した。このとき、水温の等値

線間隔は 1°C とした。欠測点もあるため、水平分布図がほとんど描けない月もあるが、それらも含め2か月ごとに9年分の分布図が得られる。なお、本解析では用いていない測線もあるため、定期発行されている海況速報(北海道立水産試験場, 1989~1997)の水温水平分布図も一部参考にした。作成された各水温分布図を緯度 \times 経度方向に $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ の格子で区切り、各格子で観測の有無、等値線が閉じていることで判断した暖水渦の有無、その格子内に暖水渦の中心がある場合にはその閉じた等値線の水温値(暖水渦中心水温)を読み取った。Fig. 11 (a)に $[\text{観測回数}]/[\text{分布図数}]\times 100\%$ として求めた観測頻度分布、Fig. 11 (b)に $[\text{暖水渦有りの回数}]/[\text{観測回数}]\times 100\%$ として求めた暖水渦頻度分布、Fig. 11 (c)に $[\text{暖水渦中心水温の積算値}]/[\text{暖水渦有りの回数}]$ で求められる暖水渦の中心における平均水温分布を示した。なお、6期間別の暖水渦頻度分布計算では、解析年数が少ないために観測頻度に依存したばらつきが大きく、意味のある結果が得られなかった。

J2線とJ3線の間で観測頻度が局所的に小さくなるものの、他の海域はほぼ80%前後(年6回中、4-5回程度)の観測頻度である。ただし、欠測は冬季に多く、夏季に少ないため、次にみる暖水渦頻度の分布の値は夏季の情報にいくらか偏っている。暖水渦の存在頻度は石狩湾沖で高く、20%前後の値(年6回中、1-2回程度)である。この頻度の値は9-12月の2期間内で渦流偏差が認められること(Fig. 8 (c))にも矛盾しない程度の値である。その中心平均水温は $4\sim 5^{\circ}\text{C}$ であり、南部の対馬暖流域の暖水渦中心水温(磯田・西原(1992)のFig. 6 (c)を参照すると $7\sim 8^{\circ}\text{C}$)よりも $3\sim 4^{\circ}\text{C}$ も低い。すなわち、蛇行流を長期間維持できるような根の深い暖水渦ではないと推測される。津軽海峡北西側にも約10%の暖水渦頻度分布の極大格子がみられるが、その中心平均水温は 7°C 前後であり、その値は南部の対馬暖流域のものに近い。また、石狩湾沖の存在頻度は海峡北西側の存在頻度よりも高く、両海域の間には5%以下の低い存在頻度の領域がある。それゆえ、石狩湾沖の蛇行流を形成する暖水塊は、少なくとも、南側から移動してきた渦ではなく、同海域で形成されて短期で消滅、またはFig. 11 (b)の高頻度分布域(15%以上の領域)が北西方向に延びていることから、形成後に

北西方向へ移動していることが示唆される。

4. まとめと考察

本研究では1989~1997年の9年間に蓄積された海洋観測資料を用いて、8種類に区分した水系配置の季節変化を記述し、同期間の傾圧地衡流及び過去に蓄積された直接測流(ADCP・GEK)から推定される水平移流場と水系配置の関係をもとに、北海道西岸沖における対馬暖流の平均的な流れパターンの特徴とその季節変化を記述した。夏季(~秋季)は南からの水平移流で説明される高塩側の対馬暖流水(TH水系)の出現、冬季(~春季)は日本海中層水(JIL水系)が海面に露出するまでの急激な水温低下と不明瞭な傾圧北上流が特徴的である。このような二つの期間における流れパターンの模式図を本研究で提案した水系区分表示とともにFig. 12 (a)に示した。また、Fig. 12 (b)と(c)は北海道西岸沖のほぼ中央の測線であるJ3線における水系の鉛直分布とT-Sダイアグラムの模式図の季節変化である。

高塩側の対馬暖流水TH水系は海面加熱期の夏季、水深50 m付近の南側から出現し(Fig. 12 (b))、石狩湾沖で局所的に沖合に拡がり(Fig. 12 (a))、3-5か月後には宗谷海峡付近に達する。このときの水系変化(Fig. 12 (b)(c))は、春季の表層にあった低塩側の対馬暖流水TLと河川水系RWが海面加熱による水温上昇と混合により表層水STLへと変化し、そして春季にはみられないTH水系が出現する。石狩湾沖におけるTH水系の拡がり、この海域における蛇行流(または時計回りの渦流)の形成に伴うものと推測される。それゆえ、津軽海峡西方で沿岸に捕捉されていた対馬暖流の主流域は、石狩湾沖において離岸する。蛇行流で特徴付けられる夏季の流れパターンは、「はじめに」で紹介した宇田(1934)や長沼(1973)の模式図によく似ている。しかし、この蛇行流は冬季には不明瞭になることが傾圧地衡流場から推測される。

Hirose *et al.* (1996), Na *et al.* (1999)による日本海の熱収支計算では日本海全域は年収支で海面冷却となるが、その中でも北海道西岸沖は局所的に冷却量の極大値を示す海域である。冬季の北海道西岸沖における正味の冷却量は、Hirose *et al.* (1996)のFig. 10から

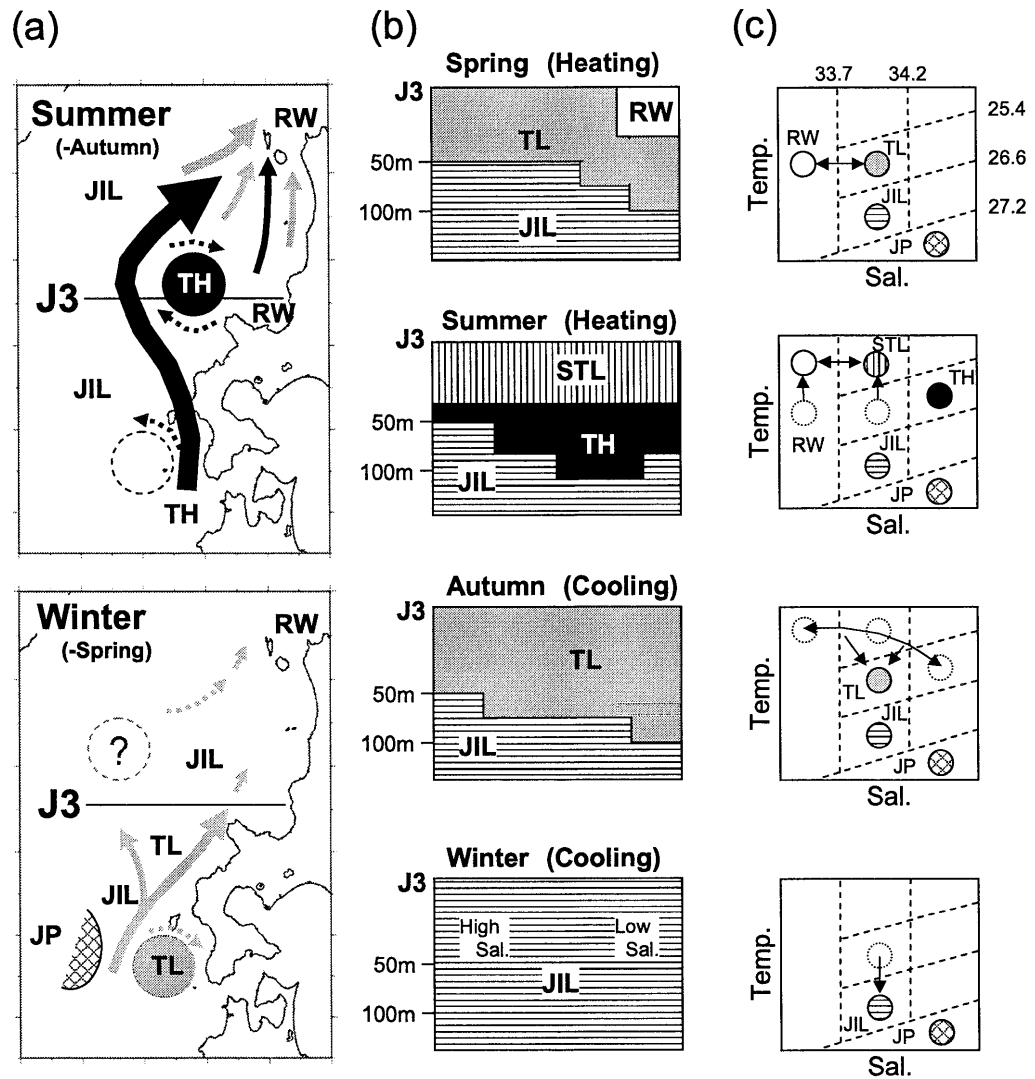


Fig. 12. (a) The schematic illustration of the flow patterns off the west coast of Hokkaido in summer/autumn and winter/spring, newly suggested in the present study. Black and gray arrows indicate the currents accompanied with TH and TL waters, respectively. Seasonal variations of the schematic representation for (b) vertical mode water system distributions and (c) T-S diagrams along the J3 line.

読み取ると 12 月に極大値 -400 W m^{-2} , 冷却期 (9~3 月) の平均として $Q = -200 \text{ W m}^{-2}$ 程度となる。なお、この北海道西岸沖の大きな冷却量は、主に顕熱輸送量を原因としている。本海域における対馬暖流下部までの水深は 50~100 m であるため、高さ 50~100 m の水柱 (質量 $M = 0.5 \sim 1.0 \times 10^8 \text{ g}$) が海面冷却期間 (t

= 7 か月) で何度水温低下 (ΔT) するかを概算すると、比熱を $c = 1 \text{ cal}/(\text{g} \cdot \text{K})$ として、 $\Delta T = (Q \cdot t / 4.2) / (c \cdot M) = -8.6 \sim -17.3^\circ\text{C}$ となり、上述の概算した水温低下量と大雑把には同程度である。ただし、本論で議論したように、対馬暖流は対象海域南部から北部へ流れており、それに伴い熱が水平的に輸送されているため、

実際にはこれよりも水温低下量は小さくなる。よって、鉛直一次元だけを仮定した熱量計算だけでは、過大な水温低下量を見積もってしまうことになるため、対象海域全体の水温変化を正しく議論するためには、南側からの正の熱輸送量も考慮する必要がある。ただし、北上する対馬暖流に伴ってラグランジェ的に移動する水柱を考えた場合には、むしろ鉛直一次元的な議論となる。特に、北上流が極端に弱くなる冬季から春季の北海道西岸沖の水柱は、この海域に滞留する時間が長くなり(正確にはわからないが、冷却期の半分 $t = 3.5$ か月を仮定)、12-2月の冷却最盛期には $Q = 350 \text{ W m}^{-2}$ 程度になる。この場合の ΔT は、 $-7.6 \sim -15.1^\circ\text{C}$ になり津軽海峡付近から宗谷海峡に移流される間に、水柱の平均水温は日本海中層水の水温(または対馬暖流下部付近の水温)まで容易に低下できる可能性がある。

おそらく、このような海面冷却による鉛直混合を主要因として、夏季の対馬暖流水 TH・TL 水系と表層水 STL 水系は、秋季にはほぼ TL 水系へ、そして冬季にはさらに水温低下して日本海中層水 JIL 水系にまで変化する(Fig. 12 (b)(c))。傾圧地衡流から推測される冬季から春季の流れパターンは、夏季に比べて北上流量が多少減少し、夏季に蛇行流を示していた石狩湾付近から北側の主流域が次第に不明瞭となる(Fig. 12 (a))。そして、津軽海峡西方を北上する対馬暖流の岸沖幅は夏季に比べて拡がる傾向、もしくは主流域が離岸する傾向がみられる。この時期の水深 100 m 以浅の塩分分布は沿岸側が低塩、沖合側が高塩となるため、冬季の対馬暖流は高塩分水をもった中核水では同定することができない(Fig. 12 (b))。沿岸側が低塩となる理由は、天塩川・石狩川を主な起源とする低塩分水がほぼ一年を通して沿岸表層から供給されているためと考えられる。このような冬季から春季の不明瞭な北上流の流れパターンは、春季の衛星画像をもとに描いた川合(1991)の模式図に近いようにもみえる。

北海道西岸沖の流れパターンの季節変化をまとめると、夏季の石狩湾沖で形成された蛇行流は冬季の強い海面冷却により水平的にほぼ一樣な冷たい水塊にまで冷却・混合され、傾圧流としては不明瞭な北上流となる。それゆえ、本海域における対馬暖流を理解するためには、石狩湾沖の蛇行流の形成要因を明らかにする

ことが重要と考えられる。ここでは考え得る二つの要因を提示し、蛇行流の形成機構に関する研究は今後の課題としたい。一つの要因は、石狩湾以北で急激に発達する陸棚地形は傾圧的な不安定性を増すセンスにあることから傾圧不安定波の可能性、もう一つの要因は、直接測流から示唆された陸棚斜面に捕捉された傾圧北上流が傾圧的な対馬暖流を石狩湾沖で強制的に離岸させている可能性である。

謝 辞

本研究で使用した海洋観測資料は、天候の厳しい冬季日本海においても定期観測を継続してこられた北海道立水産試験場の研究員・船員の方々の努力の成果であり、同中央水試海洋環境部からは海洋調査要報の電子ファイルの提供も受け、ここに記して感謝の意を表します。また、編集委員の秋友 和典先生をはじめ2名の査読者の方々から貴重なご意見を頂き、心から感謝致します。なお、本研究を遂行するにあたり、研究費の一部を文部科学省科学研究費(「気候変化と人間活動に応答する海洋生態系の歴史の変遷と将来予測」課題番号 16108002)からの補助を受けたことを付記する。

References

- 相木 智一, 磯田 豊, 矢部 いつか, 黒田 寛 (2007): 富山湾周辺海域における表層流の季節変化. 海の研究, **16**, 291-304.
- 青田 昌秋 (1979): オホーツク海・北海道沿岸の海況変動. 沿岸海洋研究ノート, **17**, No.1, 1-11.
- Ebuchi, N., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima, K. Shirasawa, M. Ishikawa, T. Takatsuka, T. Daibo, and M. Wakatsuchi (2006): Observation of the Soya Warm Current using HF ocean radar. *J. Oceanogr.*, **62**, 47-61.
- Hanawa, K. and H. Mitsudera (1986): Variation of water system distribution in the Sanriku coastal area. *J. Oceanogr.*, **42**, 435-446.
- Hirose, N., C. H. Kim, and J. H. Yoon (1996): Heat budget in the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **52**, 553-574.
- 北海道立水産試験場 (1992-2005): 海洋調査要報. 第4号-12号.
- 北海道立水産試験場 (1989-1997): 海洋速報. No.6-54.
- 石川 浩平, 磯田 豊, 相木 智一 (2007): 沿岸水位からみた対馬暖流沿岸分枝流の季節変化. 海の研究, **16**, 223-236.

- Isobe, A. and Y. Isoda (1997): Circulation in the Japan Basin, the northern part of the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **53**, 373-381.
- 磯田 豊, 西原 正彦 (1992): 日本海の暖水渦の挙動について. *海と空*, **67**, 231-243.
- Ito, T., O. Togawa, M. Ohnishi, Y. Isoda, T. Nakayama, S. Shima, H. Kuroda, M. Iwahashi, and C. Sato (2003): Variation of velocity and volume transport of the Tsugaru Warm Current in the winter of 1999-2000. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1,678, doi: 10.1029/2003GL017522.
- 川合 英夫 (1991): 流れと生物と-水産海洋学特論. 京都大学学術出版会, 410 pp.
- Kim, Y. G. and K. Kim (1999): Intermediate Waters in the East/Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **55**, 123-132.
- 黒田 寛, 磯田 豊, 大西 光代, 岩橋 雅行, 佐藤 千鶴, 中山 智治, 伊藤 集通, 伊勢田 賢一, 西澤 慶介, 島 茂樹, 外川 織彦 (2004): 定期船 ADCP による semi-regular sampling データを用いた調和解析手法の検討: 津軽海峡東口における潮流と残差流の評価. *海の研究*, **13**, 553-564.
- 松山 優治, 青田 昌秋, 小笠原 勇, 松山 佐和 (1999): 宗谷暖流の季節変動. *海の研究*, **8**, 333-338.
- 長沼 光亮 (1973): 対馬暖流第 3 分枝の存否に関する議論について. *日水研連絡ニュース*, **266**, 1-3.
- 森 康輔, 磯田 豊, 村上 敬, 大谷 清隆 (2001): 津軽海峡南西海域における深層流の長周期変動. *海の研究*, **10**, 1-13.
- Na, J., J. Seo, and H. -J. Lie (1999): Annual and seasonal variations of the sea surface heat fluxes in the East Asian marginal seas. *J. Oceanogr.*, **55**, 257-270.
- 西田 芳則, 鹿又一良, 田中 伊織, 佐藤 晋一, 高橋 進吾, 松原 久 (2003): 津軽海峡を通過する流量の季節・経年変化. *海の研究*, **12**, 487-499.
- Onishi, M. and K. Ohtani (1997): Volume transport of the Tsushima Warm Current, west of Tsugaru Strait bifurcation area. *J. Oceanogr.*, **53**, 27-34.
- 四竈 信行 (1994): 海底設置型 ADCP により実測された津軽海峡内の流量変動. *月刊海洋*, **26**, 815-818.
- Senjyu, T. (1999): The Japan Sea Intermediate Water; Its characteristics and circulation. *J. Oceanogr.*, **55**, 111-122.
- Sudo, H. (1986): A note on the Japan Sea Proper Water. *Prog. Oceanogr.*, **17**, 313-336.
- 宇田 道隆 (1931): 日本海及び其の隣接海区の海況. *水産試験場報告*, **2**, 59-81.
- Watanabe, T., M. Hirai, and H. Yamada (2001): High-salinity intermediate water of the Japan Sea in the eastern Japan Basin. *J. Geophys. Res.*, **106**, 11,437-11,450.
- 矢部 いつか, 磯田 豊 (2005): 隠岐海峡周辺海域における流れ場の季節変化. *海と空*, **80**, 163-174.

Seasonal Variations of Water System Distributions and Flow Patterns off the West Coast of Hokkaido

Naoyuki Higaki *, Yutaka Isoda †, Yasuhiro Isogai †, and Hiroshi Yahaba †

Abstract

Hydrographic data and direct current velocity data (ADCP and GEK) were used to examine the seasonal variations of upper-ocean flow off the west coast of Hokkaido, Japan. During the summer season when the sea surface temperature increases, the Tsushima Warm Current (TWC) flows northward carrying more saline water in the intermediate layer (about 50 m depth). The current flows swiftly along the west coast of the Tsugaru Strait and diverts offshore at Ishikari Bay. This is caused by the presence of the local clockwise meandering current of the Bay. This saline water, however, abruptly disappears in the winter season when the surface temperature cools. This could be explained by the strong vertical mixing between the saline water in the surface and less saline water in the subsurface layer. Therefore, during the winter season, the northern flow of the TWC still exists near the Tsugaru Strait, but dissipates as it nears the Ishigaki Bay due to the vertical mixing of the layers.

Key words: Tsushima Warm Current (TWC), off the west coast of Hokkaido, seasonal variation, direct current velocity, baroclinic geostrophic current, mode water system

(Corresponding author's e-mail address: higaki@gsh.pref.hokkaido.jp)

(Received 25 May 2007; accepted 27 February 2008)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2008)

* Geological Survey of Hokkaido, 3-1 Chikko, Otaru 047-0008, Japan

† Graduate School of Fisheries Sciences, Hokkaido University, 3-1-1 Minato-cyo, Hakodate 041-8611, Japan