

— 論文 —

## 北海道西方の武蔵堆周辺海域で観測されたモード水\*

檜垣 直幸<sup>†</sup>・磯田 豊<sup>‡</sup>・本田 聡<sup>\*\*</sup>

### 要 旨

北海道西岸沖において、冬季から春季の対馬暖流は鉛直混合により徐々に不明瞭となり、夏季から秋季の対馬暖流は石狩湾沖で局所的な時計回りの蛇行流を伴って北上している。このような遷移的な流れパターン変化を理解することを目的に、2005年から2008年の5~6月にXCTDやXBTによる調査を実施した。我々は季節躍層下において6°C以下の冷水が水温一様の厚い層として存在し、地理的には武蔵堆周辺海域に制限されて分布していることをみつけた。それゆえ、本研究ではこの水塊を「武蔵堆モード水」と呼ぶことにした。調査を実施した4年間の中で、2006年と2008年に観測された武蔵堆モード水は特に厚い層を形成しており、これは強い冬季海面冷却の結果であることが示された。対馬暖流の流れパターンが大きく変化する5~6月において、武蔵堆モード水の水平的な拡がりには北上する対馬暖流を二分岐させているように見える。沿岸側の分岐流は石狩湾沖で小さな暖水渦流を形成した後、北海道西岸沖の陸棚縁に沿って北上し、沖合側の分岐流は武蔵堆モード水の沖側端を時計回りに迂回する北上流となる。

キーワード：武蔵堆モード水，対馬暖流，北海道西岸沖，二分岐，XCTD，XBT

### 1. はじめに

檜垣ら(2008)では、北海道西岸沖の傾圧地衡流から推測される水平移流場と水系配置(8種類の水系に区分)の関係をもとに、津軽海峡で分岐した後に北上する対馬暖流の平均的な季節変化を記述した。その概略をまとめると、下記ようになる。高塩分水で特徴付けられる対馬暖流は、夏季の水深50 m付近の沿岸寄り南側から現われ始め、秋季の石狩湾沖では時計回りの蛇行流まで発達し、対馬暖流の主流域は次第に離岸する。この蛇行流に伴う対馬暖流水は冬季の強い海面冷却により水平的にはほぼ様な冷たい水塊(日本海中層水に

分類される水系)まで冷却・混合され、冬季から春季の対馬暖流は高塩分水を伴わない不明瞭な北上流となる。このような結果から、春季の冷却・混合水が支配的な海況から秋季の蛇行流へ至る遷移的な物理過程を明らかにすることが、本海域の対馬暖流を理解する鍵になることが示唆される。

夏季から秋季にかけて蛇行流が発達する原因として、檜垣ら(2008)では石狩湾以北で急激に発達する陸棚地形が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を挙げた。これは高塩分水を伴う対馬暖流の沿岸密度流だけを考え、その不安定性に注目した可能性である。しかし、蛇行流の発達を議論するためには、その前の冬季において本海域で形成された冷却・混合水の存在も無視できないと考える。なぜなら、冬季の冷却・混合水の形成によって北上流が不

\*2009年3月25日受領；2009年7月27日受理。

著作権：日本海洋学会，2009

<sup>†</sup>北海道立地質研究所 〒047-0008 小樽市築港3-1

<sup>‡</sup>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

<sup>\*\*</sup>独立行政法人 中央水産研究所

〒236-8648 横浜市金沢区福浦2-12-4

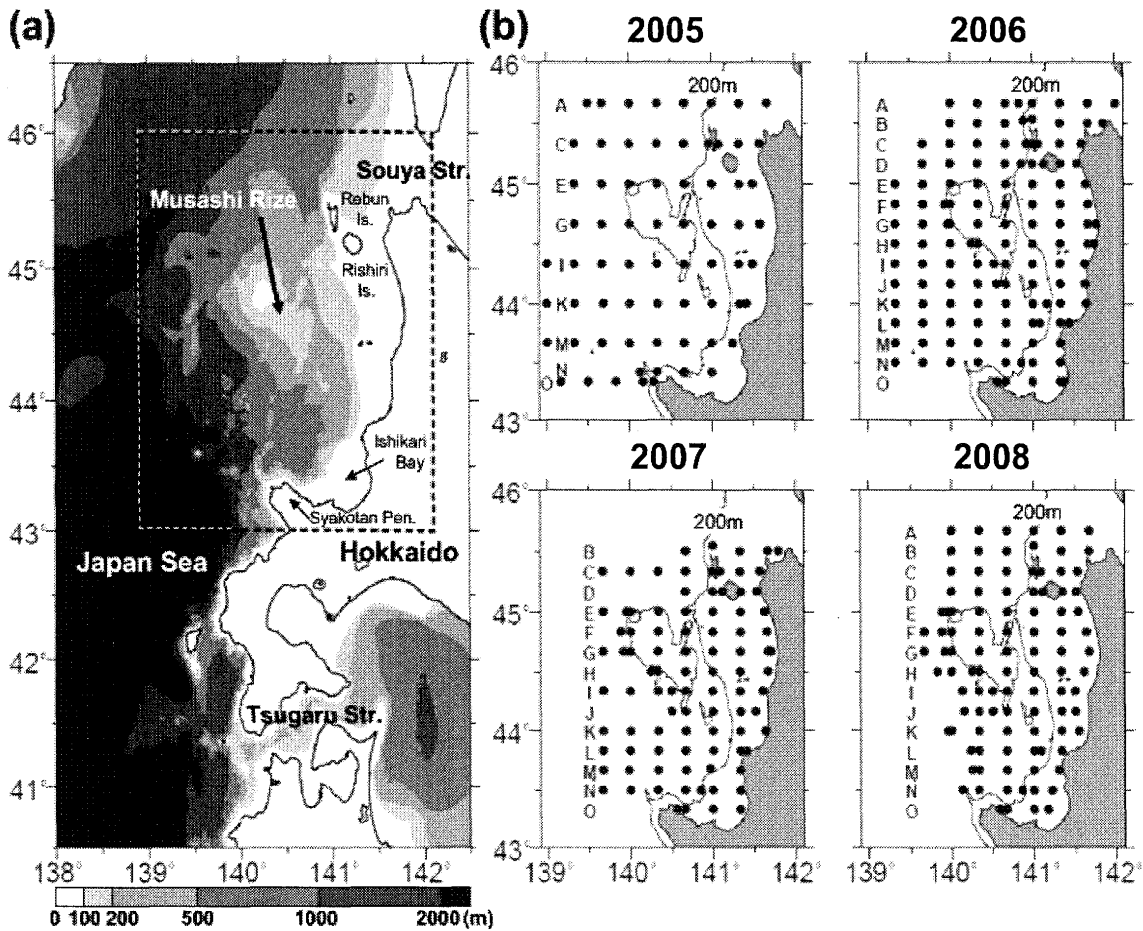


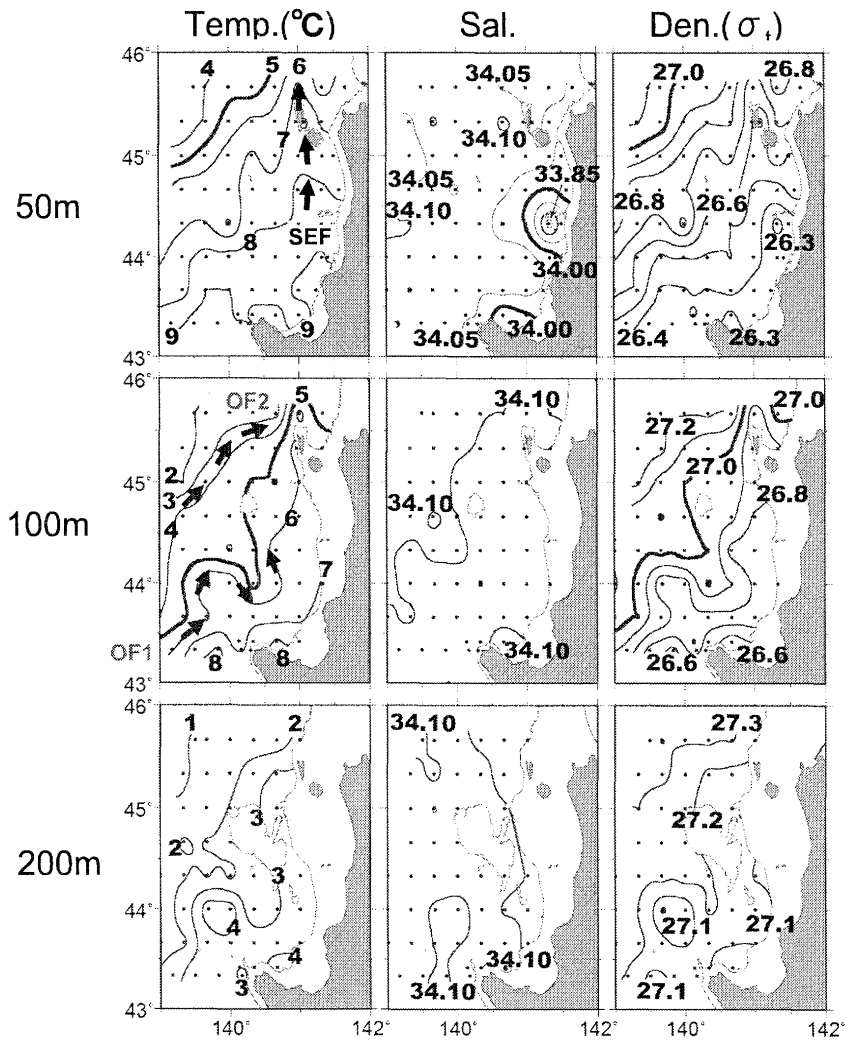
Fig. 1. (a) Bottom topography west of Hokkaido. Enclosed region with the broken lines is our study area. (b) XCTD or XBT observation points from 2005 to 2008 in the study area. East-west observational lines are named by A to O. Contour lines indicate isobaths of 200 m.

明瞭になることは、この水塊が多量に存在することで水平移流(または水平圧力勾配)が小さくなり、その場に長期間停滞しやすい水塊となっていることが示唆されるためである。

そこで、本研究では冬季の海面冷却が終了し、蛇行流発達前の5~6月の時期に細かい空間格子間隔で海洋観測(2005年~2008年の4年間継続)を実施し、冬季に形成された冷却・混合水の空間構造を明らかにすることを目的とした。本観測の結果、冬季の海面冷却により形成されたとと思われる多量の冷水が季節躍層下の武蔵堆周辺海域において集中的に残留していることが認められた。武蔵堆は礼文島南西部に位置する東西約50 km、南北約100 kmの浅瀬地形であり(Fig. 1(a)),

1925(大正14)年、水深200 m以浅の浅瀬部分を発見した軍艦「武蔵」の船名が付与された海堆である。なお、武蔵堆は200 m等深線により北海道側の陸棚域と区別できることから、Fig. 1(b)に示すように、沖合で閉じている200 m等深線で囲まれた浅瀬海域を武蔵堆と定義し、本研究ではこの武蔵堆に接する海域一帯を武蔵堆周辺海域と呼ぶ。

武蔵堆周辺海域に分布していた冷水は、水平・鉛直的にほぼ同じ水温値をもつ均一水塊であった。鉛直的に均一な水温・塩分値を示す水塊は、鉛直断面内で相対的に大きな面積を占めることから、その存在量は他の水塊よりも多いことが容易に推測される。この意味において、均一水塊は統計用語を用いて、一般にモード



**Fig. 2.** Horizontal distributions of temperature, salinity and density at the depth of 50 m (upper panels), 100 m (middle panels) and 200 m (lower panels) in 2005. Arrows in the temperature maps schematically indicate the flow paths of OF1 (Offshore Flow 1), OF2 (Offshore Flow 2) and SEF (Shelf Edge Flow).

(Mode) 水と呼ばれる。太平洋側の日本近海では、北太平洋亜熱帯モード水 (North Pacific SubTropical Mode Water: NPSTMW) の存在が指摘されている (例えば, Masuzawa, 1969; Hanawa, 1987; Suga and Hanawa, 1990; Bingham, 1992; Suga and Hanawa, 1995a; Suga *et al.*, 2004)。この NPSTMW は黒潮統流の南側に分布し、成層期において、季節水温躍層と永年水温躍層の間に位置していることから、冬季の海面冷却による鉛

直混合によって形成されていることが推測されている。本論の 3.2 節では NPSTMW を定義する方法 (Hanawa and Yoritaka, 2001) を本海域にも適用し、武蔵堆周辺海域に分布した冷水をモード水として定義する条件を提案した。観測年 (2005 年~2008 年) に限られるが、4 年間で共通したモード水の分布と対馬暖流の流路との関係を整理し、4 年間で異なるモード水の形成量と水温範囲から、その形成要因についての議論を行う。

## 2. 海洋観測と解析資料

海洋観測は独立行政法人 水産総合研究センター所属調査船「北光丸」を用いて、2005年は5月26日～6月4日、2006年は5月24日～6月5日、2007年は5月17日～31日、2008年は5月15日～29日に実施した。各年の観測点(●印)及び東西(岸沖)測線をFig. 1(b)に示す。最も北側の45°40'N測線から南側へ、ほぼ緯度10'の細かい間隔で、アルファベットA～Oまでの計15測線を設定した。東西方向の測点間隔は、経度20'～25'を基準とした。観測初年度の2005年は密度構造を捉えることを目的にXCTD (eXpendable Conductivity, Temperature and Depth: 鶴見精機社製)を使用したが、測線間隔は一つ飛ばしとした。2005年の調査結果により、密度は主に水温に依存していることが確認されたため、2006年～2008年の3年間はXBT (eXpendable Bathy Thermographs: 鶴見精機社製)を使用した。なお、スケトウダラの成育場と推定される武蔵堆陸棚斜面域では、細かい海洋構造を捉えることを目的に、経度10'以内の新しい観測点を適宜設けたため、他の測線上の沖合観測点の一部が欠測となっている。

「はじめに」でも述べたように、海面加熱により形成されたと思われる季節躍層よりも深い水深帯には、冷たい均一水が多量に存在していることがわかった。このような水塊と観測直前の冬季海面水温との関係を調べるために、気象庁ホームページの「海洋の健康診断表」(<http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/>)に公開されている月平均海面水温図を引用した。本研究では、前年の12月から当年5月までの期間、これらの図を用いて、武蔵堆周辺の表面水温を読み取りデータ化した。さらに、冬季季節風の強さ(または、冬季冷却量)の指標として、ロシアのイルクーツクと日本の根室の月平均海面気圧差を冬季(12月～2月)平均したモンスーン指数MOI (MOonsoon Index; Hanawa *et al.*, 1988)を用いた。この気圧データ(2004年12月から2008年2月)はNCDC (National Climatic Data Center)の気象データベース(<http://hurricane.ncdc.noaa.gov/CDO/cdo>)から引用した。

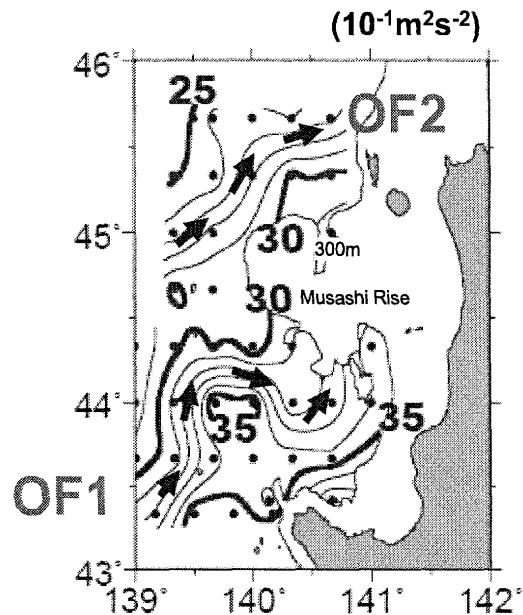


Fig. 3. Horizontal distribution of the geopotential anomaly referred to 300 m in 2005. Gray arrows indicate two branches of OF1 and OF2.

## 3. 2005年5月～6月の水温・塩分構造

### 3.1. 水温・塩分・密度と傾圧地衡流の水平分布

Fig. 2は水深50 m, 100 m, 200 mにおける水温・塩分・密度( $\sigma_t$ )の水平分布図であり、Fig. 3は水深300 mを無流面と仮定した力学計算による水深10 mのジオポテンシャル アノマリーの水平分布図である。まず、Fig. 2とFig. 3を比較すると、水深100 mの水温・密度の等値線分布パターンと傾圧地衡流の流線を表現するジオポテンシャル アノマリーの等値線分布パターンがよく似ていることがわかる。これは、Fig. 2の分布図から判断して、本海域における塩分の水平・鉛直勾配が非常に小さく、密度場が主に水温場に支配されており、そして水深200 mの水温水平分布と比較して、水深100 mの方が大きな水温水平勾配を示すためである。Fig. 3が示す傾圧地衡流から、この時期、沖合域を北上する対馬暖流が二つの分枝流に分かれていることがわかる。一つは、武蔵堆南側の小さな時計回り渦流付近で蛇行した後、武蔵堆に南側から接する流れであり、

ここでは沖合流 1 (Offshore Flow 1, 以下, OF1 と略す) と呼ぶ。もう一つは, 武蔵堆北側を沖合から沿岸に向かう流れであり, ここでは沖合流 2 (Offshore Flow 2, 以下, OF2 と略す) と呼ぶ。

このような沖合二分岐流は, 水深 100 m の水温水平分布図 (Fig. 2) でも表現されており, OF1 は約 6°C の等値線, OF2 は 3~4°C の等値線にほぼ対応し, 同図には灰色矢印でそれらの流れを模式的に表示した。OF1 が武蔵堆に接した後の流れは, 水深 50 m と 100 m の水温・密度の水平分布から, 次のように推測できる。OF1 の流軸に対応した水深 100 m の 6°C の等温線は, 武蔵堆と北海道側の陸棚域のほぼ中間を北側に延びている。この 6°C 線上における水深 50 m の水温水平分布をみると, その東西海域 (岸沖海域) に比べて暖かく, 軽い水塊が北側に延びていることがわかる。ここでは鉛直断面図は示さないが, 陸棚縁に沿って下に凸状の水温・密度構造を呈している。このような水温・密度分布から, 武蔵堆に接した後の流れは陸棚縁もしくは陸棚斜面に捕捉されて北上していることが推測され, ここでは陸棚縁流 (Shelf Edge Flow, 以下, SEF と略す) と呼び, この流れを 50 m の水温水平分布図に黒色矢印で表示した。

上述した OF1 から SEF へ繋がる流れと OF2 の間の海域, すなわち, 武蔵堆周辺海域は, 水深 100 m では水温 5°C 前後, 塩分 34.1 前後の水平的にはほぼ均一な水塊によって占められている。見方を変えれば, 武蔵堆周辺海域の均一水塊の存在によって, 対馬暖流が二分岐されているようにもみえる。水温・塩分・密度の鉛直プロファイルを見ると (ここでは示さない), この水塊は水平のみならず鉛直的にも均一であり, 次節では鉛直的な密度勾配と水温勾配の関係について調べる。

### 3.2. 渦位と水温鉛直勾配の関係と T-S ダイアグラム

Hanawa and Yoritaka (2001) は水平シア一流が十分小さいと仮定して (すなわち相対渦度を無視して), 密度の鉛直勾配から計算される低渦位となる水塊がモード水 (NPSTMW) の良い指標になっていることを指摘した。さらに, 彼らは亜熱帯系水の密度場が主に水温場に依存していることから, 低渦位と水温勾配の間にも良い相関があることを明らかにしている。ここでは,

Hanawa and Yoritaka (2001) と同様の方法を用いて, 武蔵堆周辺海域で観測された均一水が水温鉛直勾配での程度表現されるかを確認し, モード水として定義するための水温指標を提示する。まず, 2005 年観測の全地点データを用いて, Hanawa and Yoritaka (2001) の Fig. 2 と同じ図である渦位と水温鉛直勾配の関係を示す散布図を Fig. 4(a) に示す。この図の横軸は水温鉛直勾配 =  $\Delta T / \Delta z$  (ここで,  $\Delta z$  は鉛直方向の刻みで 1 m,  $\Delta T$  は 1 m 間の水温差, 単位は  $^{\circ}\text{C m}^{-1}$ ), 縦軸は渦位 (potential vorticity) =  $(f/\rho)(\Delta\sigma_t/\Delta z)$  (ここで,  $f = 1.0313 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  (武蔵堆付近の北緯 45° の値) はコリオリパラメータ,  $\rho = 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  は海水の密度,  $\Delta\sigma_t$  は 1 m 間の密度差, 単位は  $10^{-12} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) である。前節でみたように, 対馬暖流系水の密度場も主に水温場に依存しているため, 渦位と水温鉛直勾配の間には比較的良好な正の相関がみられる。特に, 水温鉛直勾配が  $0.020^{\circ}\text{C m}^{-1}$  よりも小さな領域では, 多くのデータがほぼ直線的な比例関係上に集中している。しかし, これらの低い水温鉛直勾配を示す水塊 (低渦位水) には, もともと均一水である日本海固有水 (日本海の中深層水) も含まれている。

Fig. 4(a) と同じデータを用いて作成した T-S (水温・塩分) ダイアグラムを Fig. 4(b) に示す。後述される Fig. 7 の水温鉛直断面図をみてわかるように, この海域では永年水温躍層 (または, 永年密度躍層) は非常に不明瞭である。すなわち, 鉛直方向の水温変化をみる限り, 暖かい対馬暖流系水から冷たい日本海固有水への移行には, 明瞭な水温境界がない。両水系を区別する唯一の指標は, 弱い塩分極小層の存在である。Fig. 4(b) をみると, その弱い塩分極小に対応する水温値は 2°C 付近にある。なお, 6 節で記述するように, 2°C という水温はこの海域の冬季海面水温には現れない。よって, 2°C よりも低い水温帯であり, 小さな水温鉛直勾配を示す水塊は日本海固有水と判断される。この水温 2°C から 7°C の範囲における TS 関係から, 密度がほぼ水温の関数であることが確認される。一方, 7°C より暖かい水温領域では低塩分水が多々出現し, 水温分布だけから密度分布を推測することは危険であることがわかる。なお, この時期の低塩分水の出現は, 季節躍層以浅に現れる河川水を起源とする水塊である (檜垣ら, 2008)。

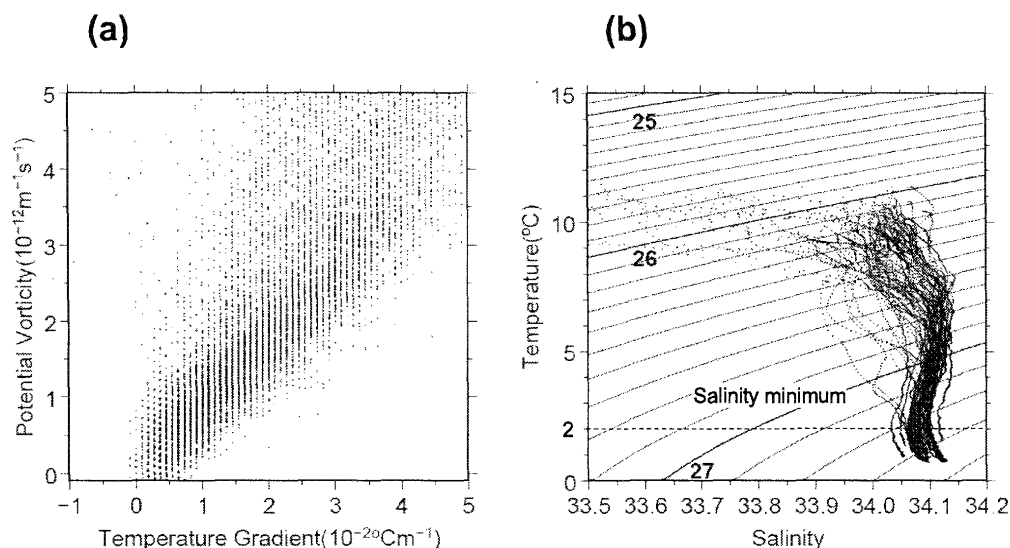


Fig. 4. (a) Scatter diagram of the potential vorticity (PV) vs. temperature gradient ( $\Delta T/\Delta z$ ) and (b) T-S scatter diagram for all XCTD data in 2005. Temperature of 2°C denoted by a broken line corresponds to the salinity minimum layer.

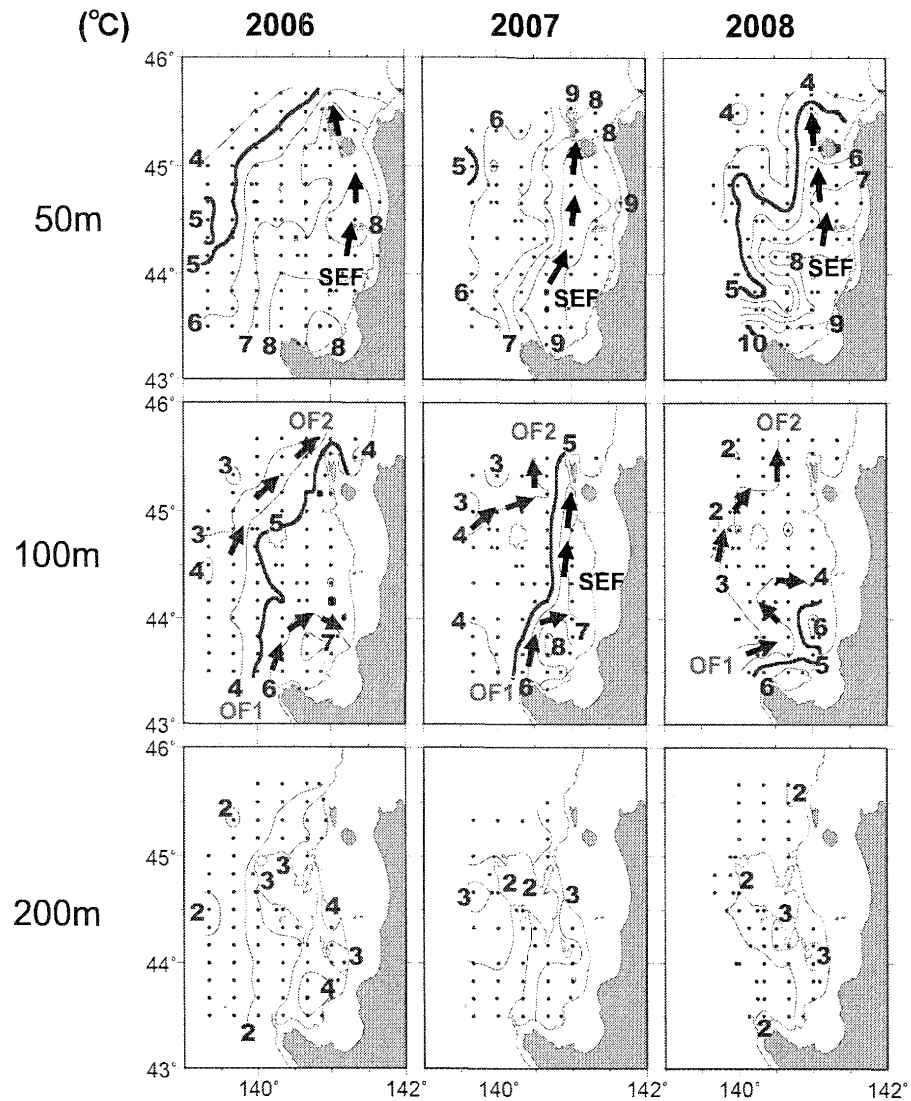
2005年の観測資料をもとにした上記の解析結果より、水温資料からモード水を定義するための指標を提示することができる。まず、日本海固有水と表層の甘い水塊(季節躍層以浅の水塊)を区別する水温範囲として、3~6°Cを指標とする。この水温範囲において、水温鉛直勾配が $0.015^{\circ}\text{C m}^{-1}$ 以下の水塊であれば、冬季の対馬暖流域において形成されたと推測されるモード水を抽出することができる。

#### 4. 2006年, 2007年, 2008年5月~6月の水温水平分布

2005年5月~6月のXCTD観測の結果、本海域の密度場は主に水温場に依存し、水温水平分布の等温線から対馬暖流の沖合流(OF1とOF2)と陸棚縁流(SEF)の流路を推定できることがわかった(3.1節)。本節では2006年~2008年に実施したXBT観測データを用いて、2005年と同様に、水深50m, 100m, 200mの水温水平分布図(Fig. 5)を描き、それぞれの流路を推定する。まず、水深100mの水温水平分布図から、いずれの

年も武蔵堆付近には均一水温領域が存在していることがわかる。2005年を含め(5°C前後の均一水温)、均一水温領域は1°C程度の狭い水温範囲にあるが、それらの水温値には年による違いがある。2006年は5~6°C, 2007年は4~5°C, 2008年は3~4°Cの水温範囲である。この領域を境界として、2006年~2008年も岸寄りのOF1と沖合のOF2の二分枝流に分けることができる。推定される両沖合流の流路を水深100mの水温水平分布図に灰色矢印で模式的に示した。水深50mの水温水平分布図において、陸棚縁付近ではその東西海域(岸沖海域)に比べて、暖かい水塊が北側に延びており、2005年と同様に、SEFを推定することができる。2006年は7~8°C, 2007年は8~9°C, 2008年は4~7°Cの暖水が陸棚縁付近を北上しているように見え、推定されるSEFの流路を水深50mの水温水平分布図に黒色矢印で模式的に示した。

XBT観測を実施した5月~6月の3年間は、よく似た沖合流OF1・OF2とSEFの流路パターンを示す。2006年~2008年のOF1は石狩湾沖で時計回りの小さな渦流を形成しており、その中心水温値を水深100m



**Fig. 5.** Horizontal distributions of the temperature at the depth of 50 m (upper panels), 100 m (middle panels) and 200 m (lower panels) from 2006 to 2008. Arrows schematically indicate the three flow paths of OF1, OF2 and SEF.

で見ると、2006年が約7°C、2007年が約8°C、2008年が約6°Cである。2005年の渦流は石狩湾沖の西方に位置していたが、小さな渦流であることは共通している。檜垣ら(2008)では、秋季における石狩湾沖の対馬暖流は時計回りの渦流に伴う蛇行流を示すことを指摘しており、5月～6月に観測された小さな渦流がその後、蛇行流まで発達することが推測される。2006年～2008

年のOF1の渦流に伴う等温線は北側で陸棚域に接しており、陸棚縁付近を北上するSEFに繋がるものと推測される。OF2は武蔵堆の北側に位置し、2006年は3～4°C、2007年は4°C、2008年は3°Cの等温線に沿った流れとして推測した。なお、水深200mでは、いずれの年も2～3°Cの冷水(日本海固有水)によって占められている。

このように、2005年以外の3年間も、OF1からSEFへ繋がる流れとOF2の間にある武蔵堆周辺海域は水平的にほぼ均一な水塊によって占められており、沖合の二分支流の形成に大きな影響を与える水塊であることが示唆される。次節では、この水平的に均一な水塊は鉛直的にも均一であり、モード水の構造をもつことが示される。

## 5. 武蔵堆モード水の水平・鉛直分布

本節では3.2節で提案したモード水の定義(水温が3~6°C, 水温鉛直勾配が $0.015^{\circ}\text{C m}^{-1}$ 以下)に従い、この定義を満たすモード水を他の水塊から区分し、本論では場所を冠とした「武蔵堆モード水」と呼ぶことにする。Fig. 6は2005年~2008年の各年ごとの全水温データを用いて作成した水温鉛直勾配(横軸)と水温(縦軸)の関係を示す散布図である。各図には、モード水の閾値である水温鉛直勾配 $0.015^{\circ}\text{C m}^{-1}$ を縦太破線、水温範囲3~6°Cを実線の矢印範囲、そして年ごとに異なるモード水の水温範囲を灰色太実線で示した。4年間で共通する特徴は、水温約3°C付近にある局所的な高渦位水を境界として、低温側と高温側に低渦位水(水温鉛直勾配 $0.015^{\circ}\text{C m}^{-1}$ 以下の水塊)が区分できることである。3.2節でも述べたように、低温側(2°C以下)の低渦位水が日本海固有水である。高温側の低渦位水は武蔵堆モード水であるが、極小水温勾配を示す水温帯には年によりばらつきがある。その水温帯(灰色太実線の範囲)は、2005年が3~5°Cの2°C範囲内、2006年が3~7°Cでやや不明瞭、2007年が4°C前後の2°C範囲内にあり、2008年は3~4°Cの狭い水温帯に集中している。

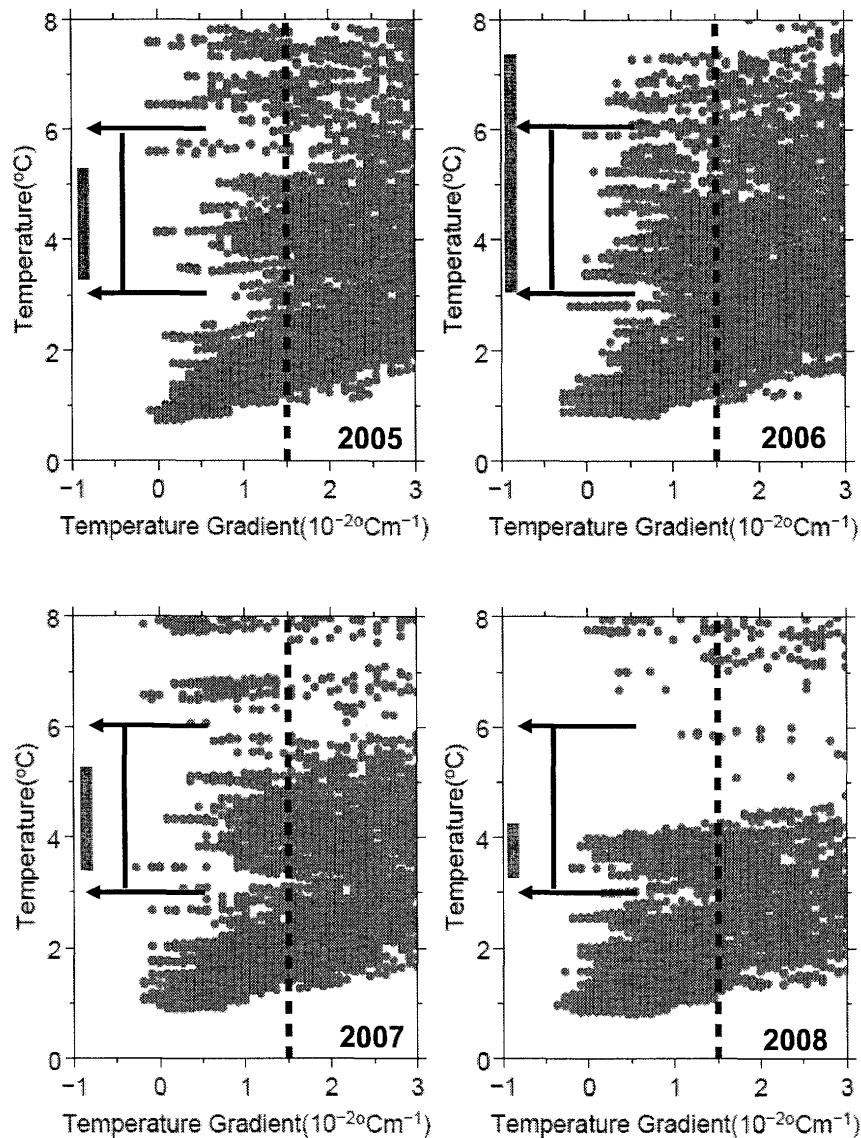
次に、低渦位水の鉛直分布を調べるために、武蔵堆周辺海域を東西に横切る観測線として、北から順にC, E, G, I, K, N線を選択し、各年・各観測線の水温鉛直断面図をFig. 7に示した。水温鉛直勾配が $0.015^{\circ}\text{C m}^{-1}$ 以下となる低渦位水を灰色領域、水温のコンター間隔は1°Cごとであるが、武蔵堆モード水を含む水温閾値範囲である3°Cと6°Cの等温線を太破線で表示した。なお、黒色領域は海底地形を示しており、観測線E, G, Iには陸棚域の沖合に武蔵堆の浅瀬地形が存在している。

全断面図にみられる水温3°C以下の灰色領域(低渦位水)は日本海固有水である。水温鉛直勾配 $0.015^{\circ}\text{C m}^{-1}$ 以下の閾値では、この日本海固有水と水温3~6°Cの武蔵堆モード水の灰色領域が繋がってしまい、両者が完全に分離できていない断面図も多々みられる。当然、閾値を厳しくすれば両者の分離は可能となり、武蔵堆モード水の領域が狭くなる。ここでは水温3~6°Cの範囲で定義される武蔵堆モード水としてみた場合、武蔵堆上やその南北・東西陸棚斜面上にモード水が多くみられることがわかる。2005年のモード水はC線の陸棚側、E線の武蔵堆上、G線の武蔵堆と陸棚の間にみられ、2006年のモード水はC線の沖合とE・G・I線の武蔵堆上にみられ、2007年のモード水は少なく、E線の武蔵堆上とG線の武蔵堆沖合にみられ、2008年のモード水はI線の武蔵堆上とK線の陸棚側にみられる。

観測海域の北側では、常に二分支流(OF1からSEFへ繋がる流れとOF2)を捉えることができる(Figs. 2, 5)。そこで、これらの分支流の存在位置をFig. 7の観測線E(武蔵堆北側)の断面図に灰色丸印で示した。いずれの年においても、武蔵堆モード水を挟む二つの水温閾値が指標となり、3°C等温線の傾きがOF2、6°C等温線の傾きがSEFにほぼ対応していることがわかる。これらの等温線の傾きは岸側へ向かって深くなるセンスに傾斜しており、いずれの分支流も基本的には密度流(傾圧的な地衡流)の性質をもっている。SEFに伴う6°C等温線は北海道側の陸棚縁付近の海底(水深100m~150m)に接しており、武蔵堆上のモード水が少ない2007年のSEFは強い北上密度流(観測線G・Iの6°C等温線の傾きが大きい)、観測線Iの武蔵堆上に多量のモード水がみられる2008年のSEFは弱い北上密度流(観測線G~Eにおける6°C等温線の傾きが小さい)が示唆される。2005年と2006年のSEFに伴う6°C等温線は、上述の2007年と2008年の中間的な傾きを示している。

Fig. 7で省略した観測線(点)も含め、上述の武蔵堆モード水の水平的な拡がりや各年の水平分布図としてFig. 8に示した。この図の丸印の大きさは、各観測点における水温3~6°C範囲のモード水の厚さ(水温鉛直勾配 $0.015^{\circ}\text{C m}^{-1}$ 以下の鉛直範囲)を円の半径m単位で表示しており、×印はモード水が存在しない測点である。まず、観測を実施した4年間の中で、武蔵堆モード





**Fig. 6.** Scatter diagram of temperature vs. temperature gradient for all data obtained from 2005 to 2008. Vertical broken line is temperature gradient of  $0.015^{\circ}\text{C m}^{-1}$ , and the temperature range denoted by solid line between two arrows is  $3\text{--}6^{\circ}\text{C}$  in each diagram. The vertical gray thick line shows the temperature range with mode waters in each year.

水が多量に形成された年は2006年と2008年であることがわかる。2006年は武蔵堆上、2008年は武蔵堆を挟む南北海域にモード水が集中している。武蔵堆モード水の形成量は相対的に少ないものの、2005年は武蔵堆上から南側の海域、2007年は武蔵堆上から西側の海域に偏ってモード水が分布している。なお、×印の海域には先に記述したOF1からSEFへ繋がる流れとOF2

が位置している。ここではSEF(北上密度流)の強さとモード水分布の関係を記述すると、モード水が沖合側に大きく偏って分布していた2007年はSEFが強かった年、モード水が多量に形成もしくは沿岸側に偏って形成された2008年はSEFが弱かった年に対応しているように見える。

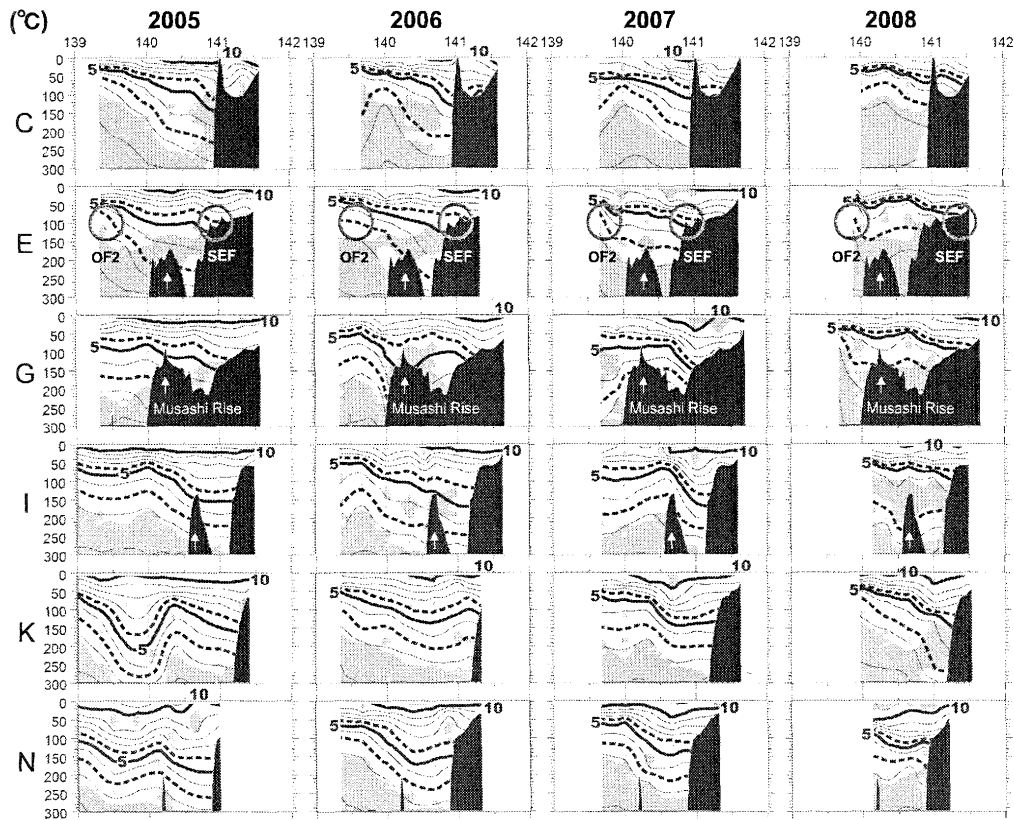
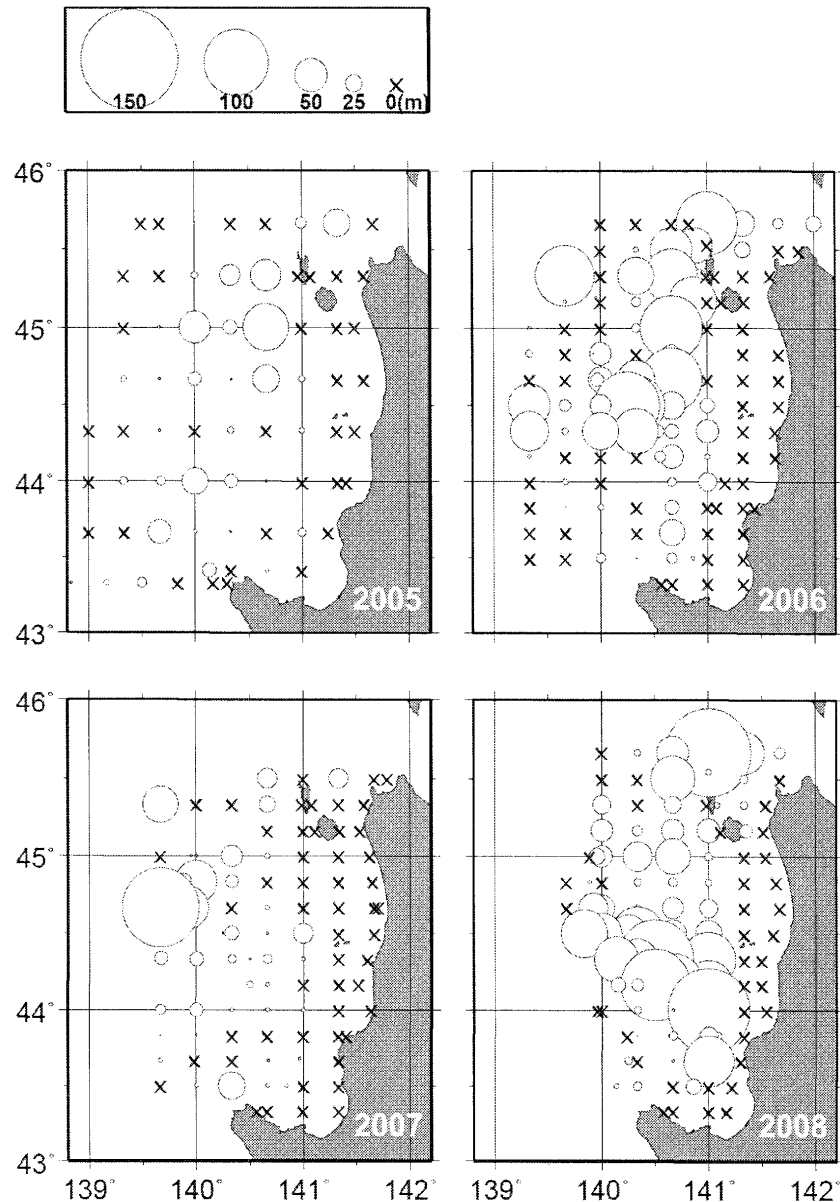


Fig. 7. Vertical distributions of temperature along the cross sections of C, E, G, I, K and N lines from 2005 to 2008. Gray area show the waters with a low potential vorticity (temperature gradient less than  $0.015^{\circ}\text{C m}^{-1}$ ). Two thick broken contour lines are  $3^{\circ}\text{C}$  and  $6^{\circ}\text{C}$ , respectively. Offshore shallower topography denoted by white arrow is the Musashi Rise. Two gray circles at the depth of 100 m in the E-section, as one example, show the locations of two branch paths, i.e., SEF and OF2, respectively.

## 6. 武蔵堆モード水の存在海域における冬季表面水温

モード水の形成量が年により大きく変化する原因の第一候補として、冬季の海面冷却量の経年変化が考えられる。例えば、北太平洋亜熱帯モード水の場合、冬季季節風の強さの指標である MOI と夏季に観測されたモード水内の見かけの酸素消費量 AOU (Apparent Oxygen Utilization) との間に、統計的に有意な負の相関があることが示されている (Suga and Hanawa, 1995b)。すなわち、冬季季節風が強い年ほど海面冷却量が大きく、表層混合層が大きく発達して、多量の高酸素水がモー

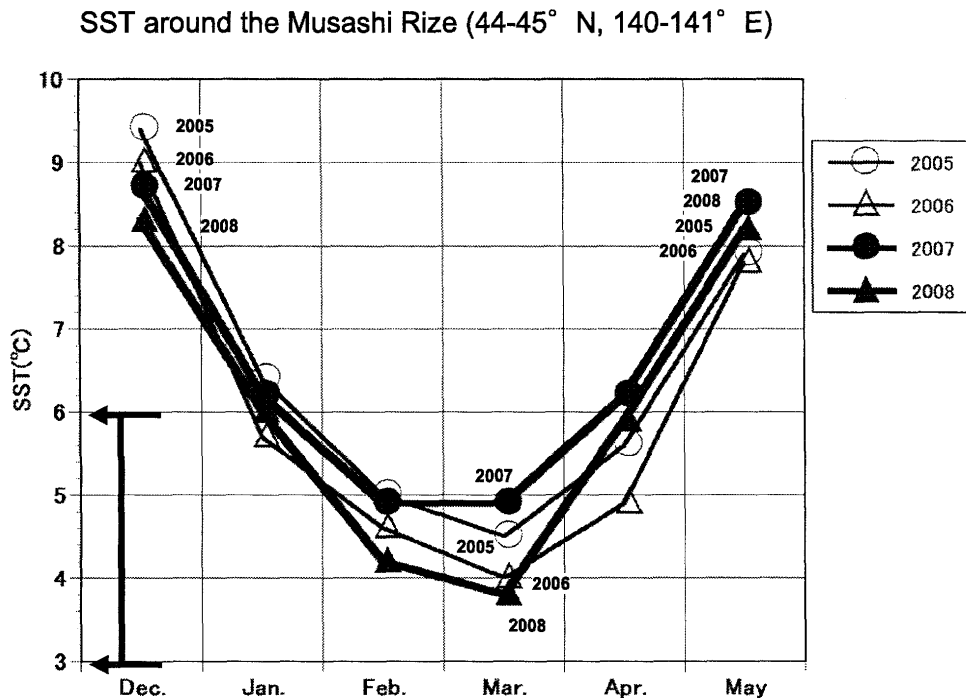
ド水内に蓄積される様子がイメージされる。本研究でも同様に、2005 年～2008 年の MOI を計算した結果、最も大きな MOI (気圧差) を示す年は 2006 年 (25 hPa)、続いて、2005 年 (24 hPa)、2008 年 (23 hPa)、2007 年 (14 hPa) の順であった。このように、MOI だけを海面冷却量の指標とみた場合には、2007 年だけが弱い海面冷却の年、2006 年、2005 年、2008 年は同程度の強い海面冷却の年であったと推測される。よって、この指標では 2006 年、2008 年だけでなく、2005 年にも多量のモード水が形成されていなければならないことになり、武蔵堆モード水の形成量を議論するには不十分な指標と思われる。



**Fig. 8.** Horizontal distributions of thickness for Mode Waters, defined by temperature gradient less than  $0.015^{\circ}\text{C m}^{-1}$  and temperature range of  $3\text{--}6^{\circ}\text{C}$ , from 2005 to 2008. Their thickness is represented by a circle size, and the station without Mode Waters is indicated by cross symbol.

「はじめに」でも述べたように、北海道西岸沖における冬季の対馬暖流域は強い海面冷却により日本海中層水(密度  $26.6\sigma_t$  以上で定義されるが、水温では約  $5^{\circ}\text{C}$  以下の水塊)の水温値まで低温化し、不明瞭な北上流となる。すなわち、継続的な暖水供給があるために水温変化が相対的に小さい北太平洋亜熱帯モード水の形成

海域(黒潮統流域)とは異なり、北海道西岸沖において海面冷却量を推測するためには大気側の冷却条件に加え、低下する海面水温の情報が必要となる。Fig. 9は Fig. 10に白枠の矩形領域で示した武蔵堆周辺海域(北緯  $44^{\circ}\text{--}45^{\circ}$ 、東経  $140^{\circ}\text{--}141^{\circ}$  の範囲)において、2005年~2008年の海面冷却から海面加熱へ変化する時期(前



**Fig. 9.** Time series of monthly mean SST at the grid point around the Musashi Rise (44–45°N, 140–141°E) from December to May. Open circle, open triangle, closed circle and closed triangle indicate values in 2005, 2006, 2007 and 2008, respectively.

年の12月から当年5月)の月平均表面水温時系列である。いずれの年も3月に極小水温となり、この3月における表面水温の水平分布図をFig. 10に示した。ここでは、海面冷却量を見積もることを目的とはせず、海面冷却の結果である水温低下の様子から、各年の海面冷却の違いについて記述する。

極小水温となり、それゆえ、海面冷却の終了月と判断される3月の水温値を暖かい順に並べると、2007年の約5°C、2005年の約4.5°C、2006年の約4°C、2008年の約3.8°Cとなる。これらの水温値は、3~6°Cで定義した武蔵堆モード水の水温範囲にある。次に、12月から3月(3か月間)の水温低下量を見積もると、2005年と2006年は約5°C、2007年は約4°C、2008年は約4.5°Cである。すなわち、2007年の水温低下量は他の年に比べて小さく、2005年の水温低下量は2006・2008年と同程度である。この結果は、MOIによる海面冷却の指標とも定性的には矛盾ない。しかし、2005年3月の水温(約4.5°C)が2006年、2008年(3.8~4°C)より

も高い理由は、2005年の冷却初期の水温値が高いことによる。

上述した水温・水温差の数値だけでみると、1°C程度のわずかな差異に思われるが、Fig. 10の水温水平分布図でみると、年による違いは明瞭である。冬季は数百m程度の鉛直混合が発達するため、水深100m~200mの厚さをもつ対馬暖流の水温構造はこれらの表層水温分布とほぼ同じと考えてもよい。津軽海峡以南における5°C等温線は、暖かい領域の外縁に位置し、水温水平勾配も大きいことから、対馬暖流の流軸を代表していると考えられる。北海道西岸沖における5°C等温線の北側への張り出しに注目すると、モード水の形成が少なかった2005年、2007年で大きく、モード水が多く形成された2006年、2008年で小さいことがわかる。以上の解析の結果、対馬暖流の勢力と冬季の海面冷却量に依存し、武蔵堆モード水の形成量に経年変化があることが示唆される。

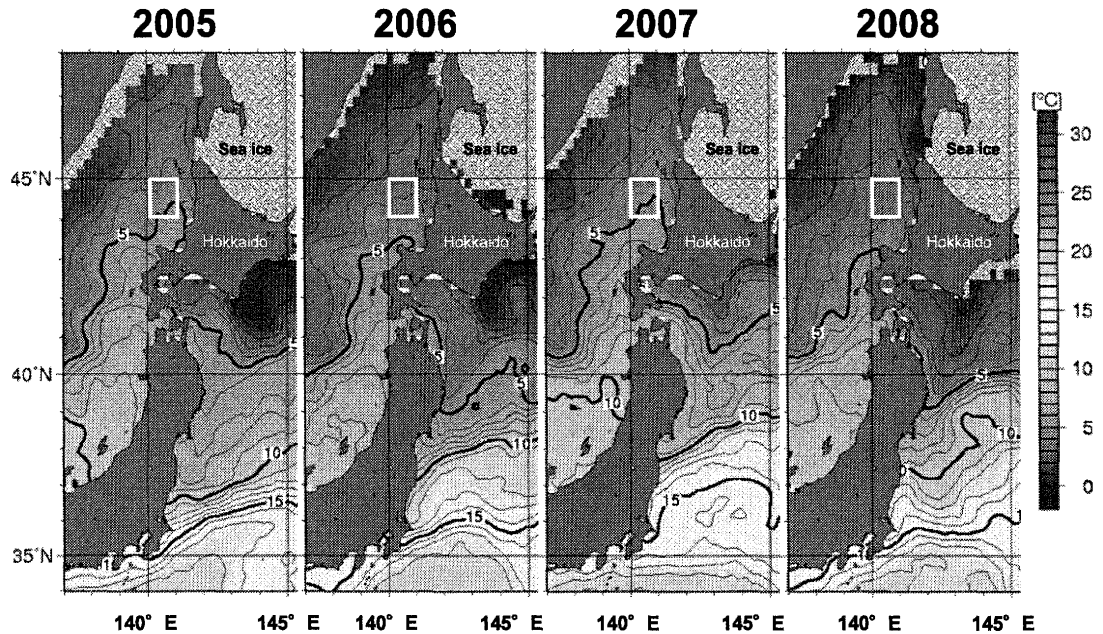


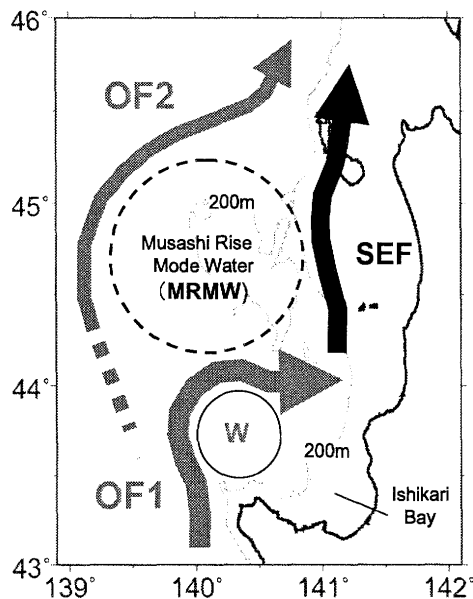
Fig. 10. Horizontal distributions of monthly mean SST around the north Japan islands on March from 2005 to 2008, which are referred to the SST maps made by the Japan Meteorological Agency (<http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/>).

## 7. まとめと考察

本研究では、北海道西岸沖において、春季の冷却・混合水が支配的な海況から秋季に対馬暖流が蛇行流路をとるまでの遷移的な時期（5月～6月）に海洋観測を実施し、二分岐した対馬暖流と武蔵堆周辺海域に停滞した均一水の存在を明らかにした。本観測を実施した2005年～2008年の4年間で共通した流れパターンの模式図を Fig. 11 に示す。ただし、この図に描いた流れは水温分布から推測した傾圧的な地衡流であり、本研究では確認できない順圧流の寄与については不明である。図中の矢印は対馬暖流の流路を示し、破線円内の領域は均一水の存在範囲である。沿岸側の対馬暖流（OF1）は石狩湾沖で時計回りの小さな渦流を形成した後、陸棚斜面上を北上する陸棚縁流（SEF）に繋がるものと推測される。我々はこの時計回りの小さな渦流がその後、大きな蛇行流まで発達すると推測している。一方、沖合側の対馬暖流（OF2）は武蔵堆の北西側を迂回するように北上している。このように二分岐した対馬

暖流の間には、モード水として定義した均一冷水が武蔵堆周辺海域に分布しており、本研究では武蔵堆モード水（Musashi Rise Mode Water; MRMW）と呼んだ。武蔵堆モード水の水温値や形成量には経年変化がみられた。モード水の水温値は観測前の冬季（極小水温を示す3月）における表面水温にほぼ対応し、その水温値が低い年ほど形成量が多い傾向がある。このことから、対馬暖流の勢力の強弱と冬季の海面冷却が武蔵堆モード水の形成量に影響を与えることが推測される。

我々の先行研究である檜垣ら（2008）を見直すと、冬季において日本海中層水に分類された冷水は武蔵堆を含む北海道西岸沖のほぼ全域に分布し、夏季から秋季に発達する蛇行流の沖合への張り出しは武蔵堆よりも南側の海域にある。すなわち、武蔵堆の存在が蛇行流の発達に何らかの影響を与えているとみられる。本研究で指摘した武蔵堆モード水の形成を考慮すると、蛇行流の発達に関して、次の二つの考え方が提案される。一つは、冬季の海面冷却によって、浅い武蔵堆



**Fig. 11.** The schematic illustration of the flow patterns and the formation area of the Musashi Rise Mode Water (MRMW) west of Hokkaido, in the transitional season (May-June). The geographic extent of MRMW seems to bifurcate the route of TWC. Onshore side branch made up a small warm eddy off Ishikari Bay (OF1), and then flowed along the shelf edge area (SEF). Offshore side branch made a clockwise circuit at the offshore end of MRMW area (OF2).

上では海底に至るまでの表層混合層が形成されて長期停滞する水塊（武蔵堆モード水）となり、それゆえ、北上する対馬暖流はこの水塊を避けるように二分岐させられ、沿岸側分枝流（OF1）の傾圧不安定波の発達（時計回りの渦流）が武蔵堆モード水の南側に制限されるという考え方である。しかし、観測を実施した4年間の中で、2007年のモード水は武蔵堆の浅瀬上ではなく西側の斜面域に多く分布し、2008年のモード水も武蔵堆の浅瀬を挟む南北斜面域に多く分布していた。すなわち、モード水の形成は武蔵堆周辺海域ではあるものの、必ずしも、武蔵堆の浅瀬上を中心とした分布ではなかった。このような年によるモード水分布の違いは、

浅瀬上でモード水が形成された後の移流の影響かもしれない。もう一つの考え方は、この海域を北上する対馬暖流が武蔵堆の浅瀬地形の影響を受けて強制的に二分岐させられ、その中間海域（武蔵堆周辺海域）では密度面の水平勾配が小さくなるためにモード水が形成され易くなり、蛇行流の発達も武蔵堆地形の直接的な影響によるというものである。以上をまとめると、前者はモード水形成による対馬暖流の流路への影響、後者は対馬暖流の二分岐によるモード水形成への影響が強調された考え方である。ただし、いずれの考え方も武蔵堆の存在は必須である。今後は両者の考え方を考慮した数値モデル実験を行い、北海道西岸沖で二分岐する対馬暖流の力学とその後の蛇行流の発達について調べていきたいと考えている。

#### 謝辞

本研究は、水産庁による「我が国周辺水域資源調査等対策委託事業」で実施された調査データを使用した。調査を実施された独立行政法人水産総合研究センター所属調査船北光丸の船長をはじめ、乗船研究員・船員の方々に感謝申し上げます。また、有益なご指摘を頂いた2名の査読者と編集委員の方々に心より感謝致します。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回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

- Bingham, F. (1992): The formation and spreading of subtropical mode water in the North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **97**, 11,177–11,189.
- Hanawa, K. (1987): Interannual variations in the winter-time outcrop area of Subtropical Mode Water in the North Pacific. *Atmos.–Ocean*, **25**, 358–374.
- Hanawa, K., T. Watanabe, N. Iwasaka, T. Suga, and Y. Toba (1988): Surface thermal conditions in the western North Pacific during the ENSO events. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 445–456.
- Hanawa, K. and H. Yoritaka (2001): North Pacific Subtropical Mode Waters observed in long XBT cross sections along 32.5°N line. *J. Oceanogr.*, **57**, 679–692.

- 檜垣 直幸, 磯田 豊, 磯貝 安洋, 矢幅 寛 (2008): 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. *海の研究*, **17**, 223-240.
- Masuzawa, J. (1969): Subtropical mode water. *Deep-Sea Res.*, **16**, 463-472.
- Suga, T. and K. Hanawa (1990): The mixed-layer climatology in the northwestern part of the North Pacific subtropical gyre and the formation area of Subtropical Mode Water. *J. Mar. Res.*, **48**, 543-566.
- Suga, T. and K. Hanawa (1995a): The Subtropical Mode Water circulation in the North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 958-970.
- Suga, T. and K. Hanawa (1995b): Interannual variations of the North Pacific Subtropical Mode Water in the 137°E section. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 1,012-1,017.
- Suga, T., K. Motoki, Y. Aoki, and A. M. Macdonald (2004): The North Pacific climatology of winter mixed layer and mode waters. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 1-22.

## Mode Waters Observed around Musashi Rise West of Hokkaido

Naoyuki Higaki †, Yutaka Isoda ‡, and Satoshi Honda \*\*

## Abstract

The Tsushima Warm Current (TWC) along the west of Hokkaido gradually dissipates from winter through spring because of vertical mixing of the surface layers. In summer and autumn, it extends northward accompanied by a local clockwise meandering off Ishikari Bay. In order to understand such seasonal changes of TWC flow pattern, XCTD and XBT surveys were carried out in May or June from 2005 to 2008. Cold ( $< 6^{\circ}\text{C}$ ) water mass was found below the seasonal thermocline around Musashi Rise, which we call “Musashi Rise Mode Water (MRMW)” in this study. Because of stronger winter cooling during 2006 and 2008, the thickness of MRMW was larger in those years than in 2005 and 2007. In May and June, when the path of TWC changes, the MRMW seems to play a role in causing the bifurcation of the northward flow of TWC. The onshore branch of TWC forms a small warm eddy off Ishikari Bay, and then flows along the shelf edge west of Hokkaido. The offshore branch flows clockwise along the offshore edge of MRMW.

**Key words:** Musashi Rise Mode Water (MRMW), Tsushima Warm Current (TWC), west of Hokkaido, two branches, XCTD, XBT

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

(Received 25 March 2009; accepted 27 July 2009)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2009)

† 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

\*\* National Research Institute of Fisheries Science, Fisheries Research Agency, 2-12-4 Fukuura, Kanazawa-ku, Yokohama, 236-8648, Japan