

— 論 文 —

# 日本海中層水を起源とした 低渦位水の津軽海峡への流入過程\*

伊田 智喜<sup>1,4\*\*</sup>・山下 慎司<sup>2</sup>・磯田 豊<sup>1\*\*</sup>・小林 直人<sup>3</sup>

## 要 旨

海洋観測によって、日本海中層水を起源とした湧昇冷水が北海道西岸沖の狭い陸棚域に偏って存在し、その変質水が反時計回りの流路を経て海峡内へ輸送されていることが見出された。この流入過程の力学機構を、現実の海底地形を設定した順圧の数値モデルを用いて調べた。モデル流動場を駆動する基本的な強制力は海峡を挟む水位差である。この数値モデル実験結果は観測された流路を再現し、流路上では沖合域の厚い水柱を起源とした低渦位の性質がほぼ保存されていた。また、この流路は海底地形変化に敏感であり、反時計回りの循環流の形成には松前海釜の窪み地形が大きく関与していることがわかった。北海道西岸に沿った陸棚斜面が現実よりも緩やかである場合には、海峡で励起された陸棚波擾乱が北向きに伝播した後に、陸棚に沿った高渦位の南下流が形成される。実際の急勾配な陸棚斜面では、陸棚波の伝播速度は極端に遅くなり、南下流の励起を強く抑制する。このため、海峡内への流入水は深い沖合水の岸向き移流によって供給される必要が生じる。その結果、低渦位で特徴付けられる水塊が流入する流路となる。

キーワード：津軽海峡，流入過程，低渦位水，海洋観測，数値実験

## 1. はじめに

対馬 / 韓国海峡から日本海に流入した対馬暖流は北東へ向かい、津軽海峡西方海域へ到達した後、その流量の半分強は津軽海峡から北太平洋へ流出し、残りは宗谷海峡からオホーツク海へ流出すると考えられている。このような津軽海峡西方海域における対馬暖流の分岐は、海峡を挟む南北断面の傾圧地衡流量収支をもとに推測されている (例えば, Onishi and Ohtani, 1997)。この海峡通過流の形成過程に関し、Ohshima (1994) は次のような力学的考察を行っている。彼は順圧の数値モデルを用いて、海峡を挟む水位差強制が重力波の伝播による水位勾配に応じて海峡通過流を駆動することを示し、次に、こ

\* 2015 年 12 月 4 日受領 ; 2016 年 4 月 20 日受理

著作権 : 日本海洋学会, 2016

1 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

2 ぐんま国際アカデミー中高等部

〒373-0813 群馬県太田市内ヶ島1361-4

3 北海道大学水産学部

〒041-8611 函館市港町3-1-1

4 現在 NTT ドコモ

〒100-6150 東京都千代田区永田町2丁目11番1号

\*\* 連絡著者 : 伊田 智喜 (磯田 豊)

TEL : 08043754016 (0138-40-8825)

e-mail : satoki0223@gmail.com (isoda@fish.hokudai.ac.jp)

の通過流によって両海峡口で励起された北半球では浅瀬を右手にみて伝播する陸棚波が、海峡外に陸棚捕捉流を形成することを示した。この研究は、浅い津軽海峡内を含め、海峡西口周辺の対馬暖流の分岐や海峡流入流を議論する際には、密度場からは容易に推測できない順圧流の影響も考慮する必要があることを示唆するとともに、北海道西岸に沿った南下流が津軽海峡内へ流入している可能性を示している。しかし、これまでの観測では、この南下流の存在は確認されていない。

一方、中嶋ら(2008)は対馬暖流下部密度境界面の局所の上昇に対応した冷水域が津軽海峡西口沖合の北海道側に偏って存在していることをみつけた。さらに、彼らは海峡西方沖合海域で閉じた領域での観測から得た熱・塩・栄養塩分布を定常と仮定して、その分布を説明する流入・流出量を求め、海峡内への流入量の1~3割程度を冷水域の密度境界面を鉛直上向きに横切る日本海中層水が占めると推測できることを示した。この湧昇流が実際に存在する可能性は、日本海中層に投下された中立ブイが津軽海峡西口付近で上昇して海峡を通過したという Park *et al.* (2008) の報告で強く支持されている。

このように、傾圧構造を伴った対馬暖流が津軽海峡西方で分岐していることは確かであるものの、海峡通過流の力学から推測される順圧流と日本海中層水の湧昇に伴う局所的な冷水域形成との間の関係については、十分に検討されてはいない。そこで、本研究では、まず、2012年と2014年に海峡西口周辺海域で得られた海洋観測資料を解析し、冷水域周辺における海峡流入水の特徴的な流路の存在を示す。次に、津軽海峡周辺の実地の地形を模した水位差駆動の順圧数値モデル実験によって、水深数100 mにある日本海中層水を起源とした低渦位水の海峡流入という力学過程を考慮すれば、観測された流入流路が概ね順圧応答として説明されることを示す。最後に、海峡流入水がなぜ低渦位になるのか、その力学的な理由について述べる。

## 2. 津軽海峡西口周辺海域の海洋観測

津軽海峡西口周辺海域において、2012年7月末と2014年5月末に海洋観測を実施した。2012年の観測では広い範囲で得た ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler),

CTD (Conductivity Temperature Depth), XBT (eXpendable Bathy Thermograph) データをもとに、対馬暖流により運ばれた高温高塩分水が、相対的に低塩分である日本海中層水の陸棚侵入により変質する局所的な湧昇域または底部冷水域を探索することを主な目的とした。探索された底部冷水域は海峡西口沖合の北海道側に偏って位置していたため、2014年の観測ではこの底部冷水域から海峡内へ至る流動場を調べることを目的として、海底近傍まで観測可能な XBT 観測に加え、ADCP と漂流ブイを用いた観測を実施した。

2012年の観測は、北海道大学水産学部附属練習船うしお丸を用いて、7月29日~8月1日の4日間、Fig. 1に示す海峡西口および海峡西方海域で実施した。CTD 観測では Sea-Bird Electronics 社製の SBE19plus を、XBT 観測では鶴見精機社製の T-10 (300 m 用) を、船底設置型 ADCP 観測では RD 社製 (150 kHz) を使用した。本観測では A~L の記号で示した12本の観測線を設定し、○印で示す計46点でCTD観測を、●印で示す計30点でXBT観測を行った。観測順序は観測線のアルファ

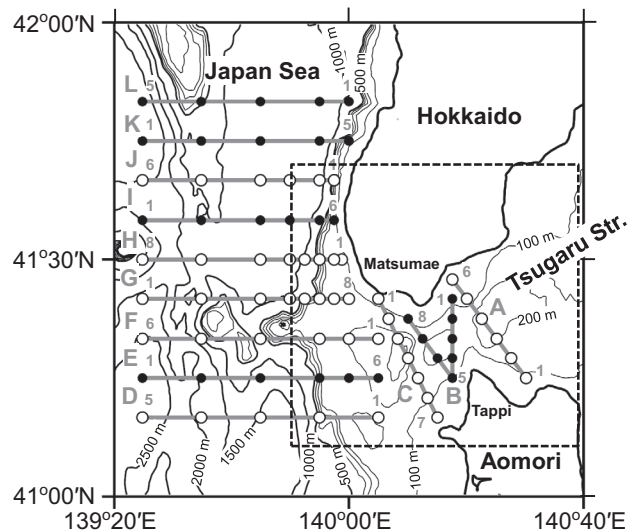


Fig. 1. Bottom topography around the western entrance of the Tsugaru Strait together with the locations of CTD (open circles) and XBT (solid circles) stations during the July 2012 cruise. Observation lines from A to L are indicated by gray lines.

ベット順に行い、A線の開始が7月29日12時22分(JST, 以下も同じ)、L線の観測終了が8月1日6時7分であった。

海峡横断方向のA・B(2線)・Cの4観測線は海峡流入直後の対馬暖流水の分布を、D～Lの9本の東西観測線は海峡西方海域における対馬暖流分岐の様子を捉えるために設定した。以下の記述において、A～C線を海峡西口海域と呼び、海峡西方海域にある観測線のうち、D～G線を海峡西方沖合域、H～L線を北海道側沖合域と呼ぶ。CTD生データの鉛直プロファイルには、数m～10数mスケールの微細なスパイクが多数存在していたため、深度幅29mのメジアン・フィルターにより、スパイクを除去したものを解析の基本データとした。ADCPの観測海域には対地測定ができない水深(約300m以上)の領域が含まれるため、全観測海域でGPS(Global Positioning System; 全地球測位システム)による船速補正を行う対水測定を実施した。測定層は海面下8mより鉛直方向4m毎に120層、測定時間間隔は30秒である。本研究では深度52mと100mのデータを使用した。ADCPデータの品質管理処理は小林ら(2004)に従い、観測海域を緯度1分、経度1.5分の正方格子に分割した後、格子内平均値±2σ(σは標準偏差値)より外れたデータをノイズとして除去し、ノイズとするデータがなくなるまで、このノイズ除去操作を繰り返して、格子内の平均流速ベクトルを求めた。

2014年5月27日～5月29日の3日間の観測で使用した観測船および各データの前処理方法は2012年と同じである。2014年の観測範囲はFig. 1の破線枠で示す狭い領域である。この領域を拡大してFig. 2に示す。本観測では計62点でのXBT観測のみを実施した。新たにA～Oと名付けた観測線をアルファベット順に、27日15時19分から29日5時53分まで実施した。2012年の観測について定義した海域名と同様に、2014年のB～D線を海峡西口海域、E～I線を海峡西方沖合域、J～O線を北海道側沖合域と呼ぶ。使用した漂流ブイは測位時刻と緯度経度情報(データ取得間隔10分)を送受信するGPSをアンテナ部に搭載したノマドサイエンス社製の筒型漂流ブイである。放流地点はFig. 2に○印で示す計7地点であり、海峡西方沖合域の南側測線であるF線上の4地点F1～F4の放流時刻は28日の早朝(F1は5時11

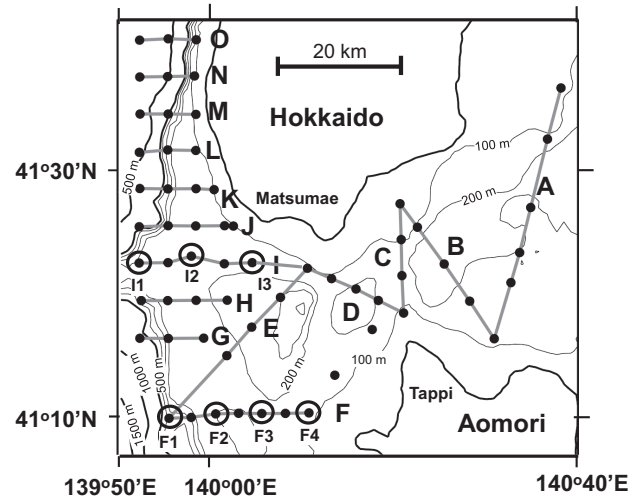


Fig. 2. Bottom topography in the area enclosed by broken line in Fig. 1 together with the locations of XBT (solid circles) stations during the May 2014 cruise. The observation lines from A to G are indicated by gray lines. Open circles show the positions of floating buoy deployments.

分、F2は5時28分、F3は5時55分、F4は6時17分)、海峡西方沖合域の北側測線であるI線上の3地点I1～I3の放流時刻は28日の深夜(I1は29日0時47分、I2は29日0時21分、I3は28日23時48分)である。

海峡西口海域の竜飛と松前の間には日周潮汐の無潮点である定在波の節が存在するため、海峡内では海峡通過流速と同程度の振幅をもつ日周潮流が卓越している(例えば、小田巻, 1984; 松浦ら, 2007)。それゆえ、両年ともに3～4日間の観測期間に得られたADCP流速場の空間分布図には、主に日周潮流による潮時変化が含まれている。そこで、観測期間中の潮時変化の指標として、海峡西口の無潮点を挟む日本海側の深浦と海峡内の函館の水位差の経時変化を求めた。両地点の水位資料として、気象庁のウェブサイト(<http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/tide/genbo/index.php>)で公開されている、2012年は7月29日12時～8月1日6時の、2014年は5月27日17時～5月29日17時の毎時データを用いた。両地点の水位について、ともに東京湾平均海面(Tokyo Peil: TP)を基準とした水位換算を行った後、上流側の深浦の水位から下流側の函館の水位を差し引いて、水位

差  $\Delta\eta$  を求めた。なお、両地点は 100 km 程度しか離れていないので、気圧補正は行っていない。

2012 年の水位差  $\Delta\eta$  の時系列を Fig. 3b の右側に、2014 年の水位差  $\Delta\eta$  の時系列を Fig. 8b の上側に示す。両年ともに観測期間を通して  $\Delta\eta$  は正值である。これは、両年ともに観測時には日本海側から海峡内へ向かう流入流が常に存在していたことを示唆している。

### 3. 2012 年 7 月末の海洋観測結果

#### 3.1 水温と流速ベクトルの 50m 層と 100m 層水平分布

Fig. 3a の上下段に CTD と XBT の両データを用いて作成した 50 m 層と 100 m 層の水温水平分布を示す。この図で濃い灰色領域ほど高温域を示す。日本海表層水の場合、密度変化に対して水温が塩分よりも支配的であることから、既往の研究では等温線を傾圧地衡流の流線とみなして対馬暖流の流路を推定している。そこで、等温線を流線とみなせば、Fig. 3a の 50 m 層では 13 ~ 17 °C の暖水が海峡西方沖合域の南側から流入し、5 ~ 13 °C の暖水が北海道側沖合域を北上し、対馬暖流が海峡西口付近で 2 つに分岐しているように見える。一方、Fig. 3a の 100 m 層では 5 °C 以下の冷水が海峡西方沖合域の北海道沿岸に接岸しており、二分岐というよりも暖水域が南北に分断されているように見える。この冷水域は陸棚斜面域から陸棚上にまで侵入しており、この接岸冷水に伴う流れ場は海底地形の影響を受けている可能性があると考えられる。

上述した水温場の水深に対応させて、52 m 層と 100 m 層の流速ベクトルの水平分布を Fig. 3b の上下段に示す。流速ベクトルの色付けは水位差  $\Delta\eta$  の大きさに対応しており、 $\Delta\eta > 80$  cm の高水位差となる潮時を赤色、 $\Delta\eta < 20$  cm の低水位差となる潮時を青色、その間を 20 cm 間隔で茶色、黒色、濃い青色の五段階で表示している。水位差  $\Delta\eta$  の時系列は明らかに日周潮汐の卓越を示している。定在波動的な挙動を示す日周潮汐の無潮点が海峡西口付近にあることから、無潮点を挟む水位差が極大・極小時に潮止まりとなる。すなわち、深浦から函館の水位を差し引いた水位差  $\Delta\eta$  が極大(極小)から極小(極大)に至る黒色矢印の潮時ころ、海峡流入流が極大(極小)と

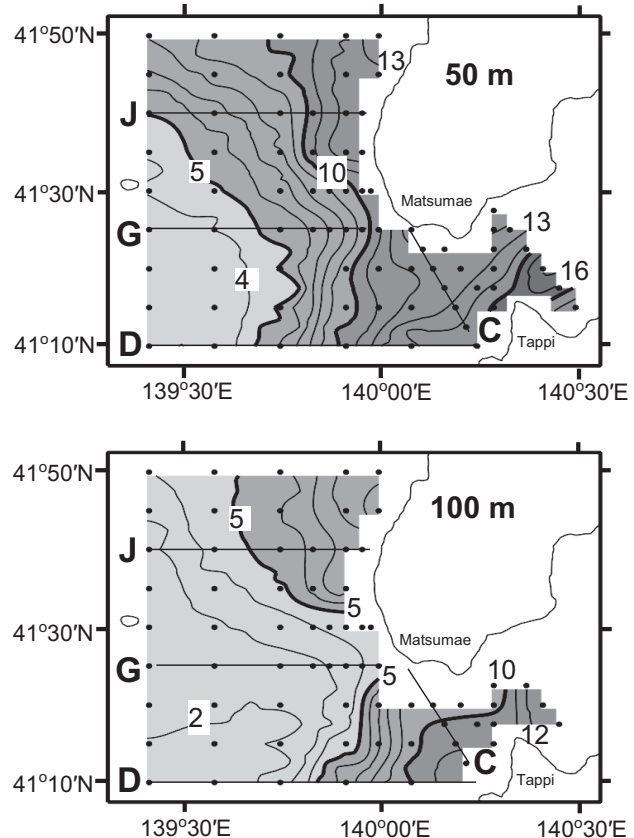


Fig. 3a. Observational results during the July 2012 cruise. Water temperature in °C at the depths of 50 m (upper panel) and 100 m (lower panel).

なることが推察される。よって、海峡流入流が弱い時期は、海峡西口付近の A ~ C 線観測時と日本海に出て北上観測時の J 線付近、そして海峡流入流が強い時期は北上観測時の G 線付近にあったと推測される。このため、海峡西口海域にある A ~ C 線の観測時には流速が小さく、流向のばらつきも大きいと考えられる。このように、海峡西口海域では潮時による流速変化が認められるものの、海峡西方海域の流速ベクトルは等温線にほぼ沿っているように見える。例えば、52 m 層の流速場は 50 m 層の水温場から推測される傾圧地衡流とも矛盾なく、海峡西方沖合海域の南側から海峡内へ流入する強い流れと海峡西口海域の北側から北海道西岸に沿った北上流が捉えられている。さらに、北海道西岸に沿った北上流の沖合側にはもう一つの弱い北上流が認められ、この

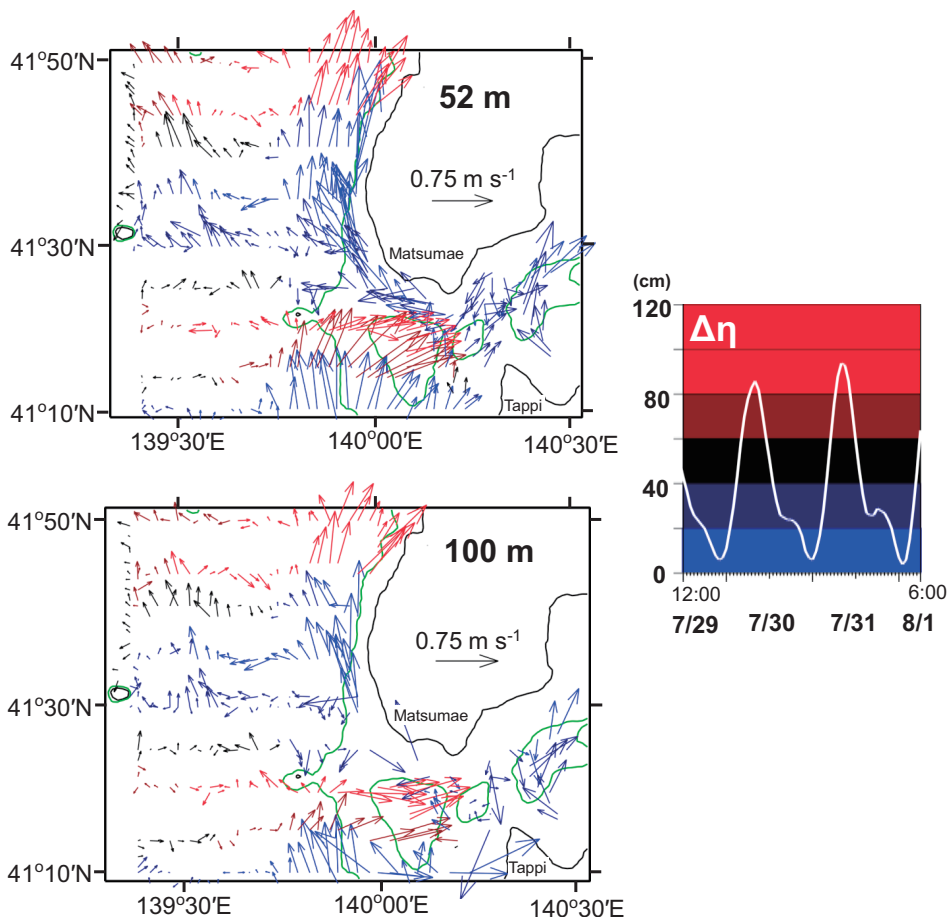


Fig. 3b. Same as Fig. 3a except ship-mounted ADCP current vectors at the depths of 52 m (upper panel) and 100 m (lower panel). Green lines are isobaths of 200 m. The right panel shows sea level difference ( $\Delta\eta$ ) between Fukaura and Hakodate during the cruise period. The color of each vector corresponds to the range of  $\Delta\eta$ .

沖合側北上流は 50 m 層 (Fig. 3a) にみられる  $6 \sim 8^\circ\text{C}$  の等温線に沿っている。

流速ベクトル分布図 (Fig. 3b) に、海峡西方海域の陸棚縁の指標として 200 m 等深線を緑色で表示する。Fig. 3a の 100 m 層にみられる接岸冷水は陸棚縁を超えて沿岸域まで侵入し、そこでの 100 m 層の流れは北上流ではなく南下流の傾向を示す。この南下流は Fig. 3b の 52 m 層でも認められるが、海底に近い 100 m 層で顕著なことから底層流の可能性が示唆され、海底捕捉流もしくは Ohshima (1994) が指摘した順圧南下流を捉えたものと推測される。ただし、この南下流は北海道西岸に沿った沿岸捕捉流ではなく、接岸冷水が存在する陸棚縁付近の

局所的な海域に限られている。むしろ、この局所的な南下流は北海道西岸に沿った北上流とその沖合側北上流の中間に位置し、両北上流を分離しているようにもみえる。

### 3.2 水温・塩分ダイアグラム

もしも、上述した接岸冷水が対馬暖流水よりも低温低塩分な日本海中層水の陸棚侵入および湧昇によるものであるとするならば、対馬暖流の主流域と考えられる海域で高塩分水は変質することが推定される。そこで、以下の節では、水塊の鉛直構造に現れる塩分極大層の塩分 (以下、 $S_{\max}$  と略す) の時間的、空間的な変化に注目する。

Fig. 4 に海峡内の A 線を除いた全 CTD 観測点にお

るCTDデータ(350 m以浅の1 mピッチデータ)を用いて作成したTS(水温・塩分)ダイアグラムを示す。この図の●印は $S_{max}$ が存在した観測点の、○印は $S_{max}$ が存在しなかった観測点の水温・塩分値である。図中の太い灰色線は、本観測で得られた全CTDデータの中で塩分が33.97以上の高塩分領域において、最も低い水温値の包絡線(以下、水温下限線と呼ぶ)である。水温下限線に接して高温側にある $S_{max}$ 水の塩分値は観測点で大きく異なるものの、水温下限線のTS関係は一つの曲線上に収束している。これは $S_{max}$ 水の起源が同一のTS関係を示す対馬暖流水であることを意味する。また、対馬暖流下部の密度が $27.0 \sim 27.2 \sigma_\theta$ である層付近には弱い塩分極小水が存在する。これに対し、対馬暖流の $S_{max}$ 水は $25.5 \sim 26.8 \sigma_\theta$ の幅広い密度領域で大きくばらついている。○印で示す $S_{max}$ が存在しない観測点のTS関係は、塩分の低下とともに水温が増加する傾向を示し、これらの場所は北海道側沖合域の弱い沖合北上流を含む沖合域にある(後述するFig. 7を参照)。●印で示す $S_{max}$ が存在す

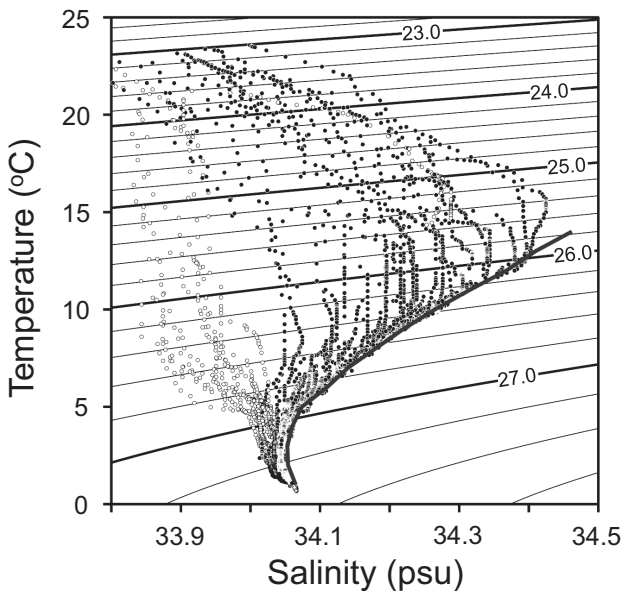


Fig. 4. Temperature-Salinity (TS) diagram based on all CTD data except for A-line data. Solid (open) circles designate TS data at stations with (without) the vertical salinity maximum. Thick line indicates a lower limit of water temperature for each of salinities in this diagram.

る観測点のTS関係は、 $S_{max}$ の値は異なるものの、どの観測点でも水温下限線からほぼ一定値の塩分のまま、水温が $2 \sim 5 \text{ }^\circ\text{C}$ も上昇するという特徴を示す。このような特徴は中嶋ら(2008)も指摘しており、彼らは水塊が湧昇流によって同じ塩分値を保ったまま、冷たい下層から暖かい上層へ水温(密度)成層を横切って移動した証拠であると推測している。

### 3.3 水温・塩分・密度の鉛直断面分布

海峡流入前の北上流を捉えたD線、接岸冷水域にあるG線、北海道西岸に沿った北上流が存在するJ線、海峡流入水を捉えたC線について、Fig. 5の上段に水温と塩分の、下段に密度の鉛直断面分布を示す。対馬暖流流域の水塊である $S_{max}$ 水と水温の関係を示すため、上段の図では、 $1 \text{ }^\circ\text{C}$ 間隔の等温線と重ねて、塩分場を濃い灰色ほど高塩分を示す濃淡( $0.06 \text{ psu}$ 間隔)で表現している。

水温と密度の分布パターンはどの断面でもよく似ており、海峡西口および海峡西方海域の密度場は主に水温場に支配されていることを示している。海峡西方海域の岸沖線(D, G, J線)の水温もしくは密度の分布構造は、沿岸側ほど等値線の深度が深くなっている。これは高温水すなわち低密度水が沿岸に捕捉された沿岸境界流であることを示している。高塩分水は沿岸捕捉された低密度水内の水温が $5 \sim 10 \text{ }^\circ\text{C}$ 以上、 $20 \text{ }^\circ\text{C}$ 以下の範囲にあり、 $S_{max}$ 水はどの断面でも50 m深付近にある。 $5 \text{ }^\circ\text{C}$ 等温線または $27.0 \sigma_\theta$ 等密度線の沿岸側の深度に注目すると、海峡西方沖合海域南側のD線では150~200 m深にあるが、接岸冷水が存在した海峡西方沖合海域北側のG線では100 m深付近まで50~100 mも上昇し、さらに北海道側沖合域のJ線では再び150 m深付近まで下降している。ただし、海峡西口を挟んで南側(D線)と北側(J線)の沿岸側の $5 \text{ }^\circ\text{C}$ 等温線はほぼ同じ深度にあるが、断面全体の水温および密度構造は大きく異なっている。両断面において $5 \text{ }^\circ\text{C}$ 等温線を挟む $2 \sim 10 \text{ }^\circ\text{C}$ の等温線の間隔を比較すると、南側(D線)では間隔が狭いのに対し、北側(J線)では間隔が広い。このことは、南側(D線)に存在している強い傾圧北上流が北側(J線)までの間に、沖合へ広がった弱い傾圧北上流へと変化していることを示唆している。

海峡西口海域から流入した水塊はC線断面で捉えられ

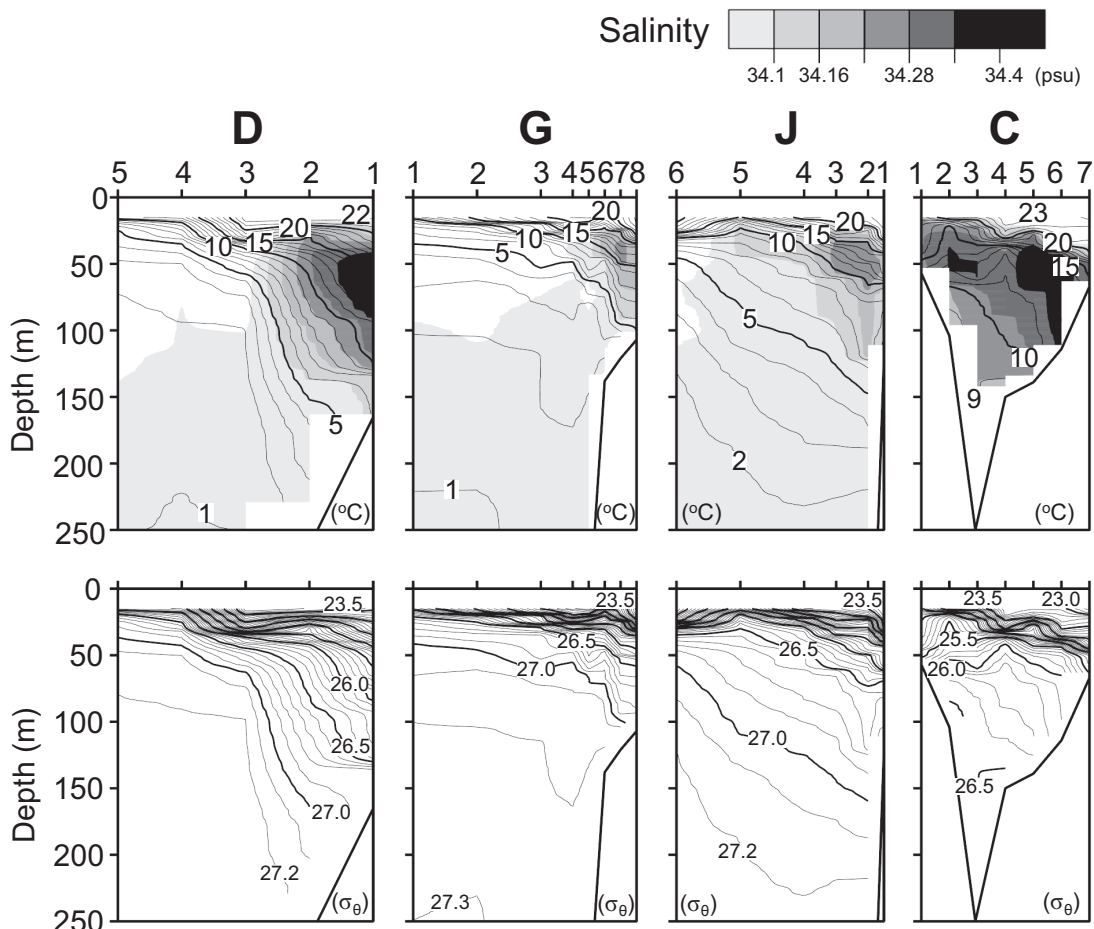


Fig. 5. Vertical sections of water temperature (upper panels: contours), salinity (upper panels: shaded areas) and potential density (lower panels: contours) along D, G, J and C-lines.

ている。海峡流入水は水温が $8^{\circ}\text{C}$ 以上で、密度が $26.6\sigma_{\theta}$ 以下であり、先にみた $5^{\circ}\text{C}$ 等温線や $27.0\sigma_{\theta}$ 等密度線の水塊は存在しない。 $10^{\circ}\text{C}$ 等温線は、図の右側の青森側では約 $130\text{ m}$ 深にあり、反対側の北海道側では約 $60\text{ m}$ 深にあり、それぞれ海峡西方海域の南側D線と北側G線の沿岸側 $10^{\circ}\text{C}$ 等温線の深度とほぼ一致している。ほぼ断面全体を占める水温が $20^{\circ}\text{C}$ 以下の水塊は、塩分が $34.22$ 以上の高塩分水である。その中で高い塩分値の $S_{\max}$ 水は青森側(Stn. 5-6)と北海道側(Stn. 2)の2カ所の $50\text{ m}$ 深付近に分離しているようにみえる。

次に、 $S_{\max}$ 水が存在する密度帯を調べるために作成した、断面毎に縦軸を密度とした塩分断面図をFig. 6に示す。塩分値の濃淡表示幅はFig. 5と同じであり、図中の

●印は各観測点における $S_{\max}$ である。ただし、深度方向に同じ $S_{\max}$ 値を示す観測点では、それらの中間水深の密度で代表している。海峡西方海域の岸沖線(D, G, J線)では共通して、 $S_{\max}$ 水は図の右側にある沿岸側ほど低密度側にあり、沿岸側の $S_{\max}$ 水は $25.5\sim 26.0\sigma_{\theta}$ の低密度側に、沖合側の $S_{\max}$ 水は $26.0\sigma_{\theta}$ 以上の高密度側にある。海峡西口海域の横断線(C線)にみられた2カ所の $S_{\max}$ 水はほぼ同じ密度の $25.8\sigma_{\theta}$ 前後にある。その中間(Stn. 4)にも $S_{\max}$ 水が存在するが、その塩分値は低く、密度が $26.2\sigma_{\theta}$ 付近の高密度側に偏っている。

### 3.4 $S_{\max}$ 水の水塊特性の水平分布

$S_{\max}$ 水の空間的な拡がりの情報として、 $S_{\max}$ 水の(a)

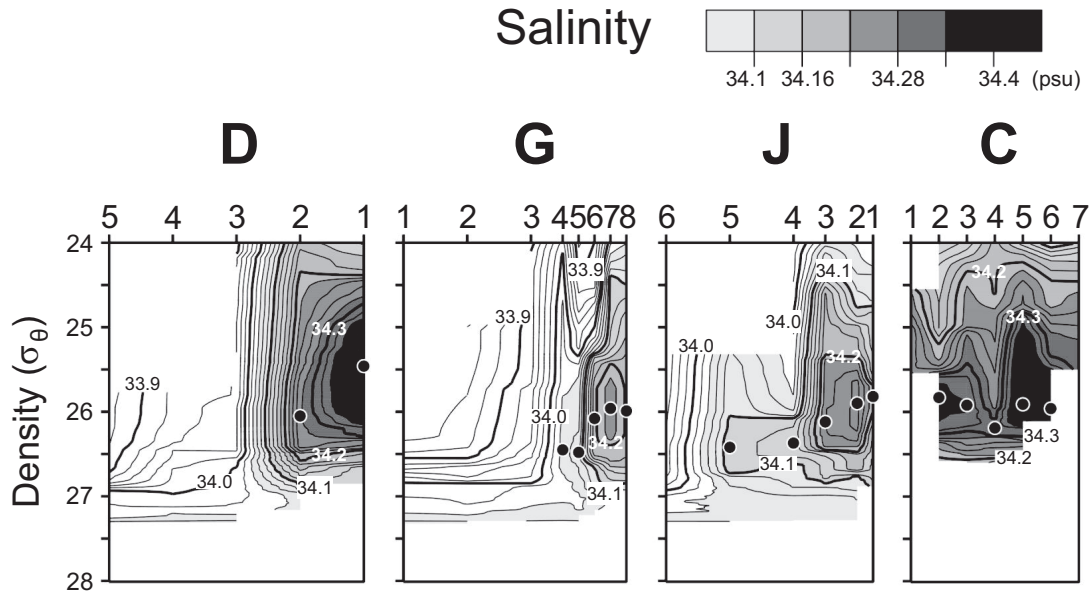


Fig. 6. Salinity sections versus density along D, G, J and C-lines. Solid circles indicate the salinity maximum at each station.

存在深度, (b) 塩分, (c) 密度, (d)  $S_{\max}$  存在深度を上下に挟む  $\pm 5$  m 水深 ( $\Delta z$ ) の両水温値の差 ( $\Delta T$ ) から計算した鉛直水温勾配 ( $\Delta T/\Delta z$ ) の4項目のそれぞれの水平分布を Fig. 7 に示す。各分布図で高い値ほど濃い灰色で表示し,  $S_{\max}$  水が存在しない観測点は  $\times$  印で表している。

$S_{\max}$  水が存在しない海域は, 海峡西方海域の中でさらに沖合側一帯に広がっている。4項目の各々の分布は, 北海道側陸棚上で湧昇流が示唆された接岸冷水付近の沖合側には必ず極値が存在することで共通している。 $S_{\max}$  水の深度分布は極小 (30 ~ 40 m 深, Fig. 7 (a)), 塩分分布は極小 (34.1 psu 以下, Fig. 7 (b)), 密度分布は極大 ( $26.4 \sigma_\theta$  以上, Fig. 7 (c)),  $S_{\max}$  近傍の鉛直水温勾配分布は極大 ( $0.3 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$  以上, Fig. 7 (d)) となっている。これらの極値を  $S_{\max}$  水に対する局所的な湧昇の影響として解釈すれば, 鉛直上向きの湧昇流によって  $S_{\max}$  水の深度が浅くなりつつも成層が強化され, 低温低塩分の湧昇水との混合により  $S_{\max}$  水が低塩化および高密度化している, と理解される。この接岸冷水域から海峡へ繋がる水塊特性は  $S_{\max}$  水の密度分布 (Fig. 7 (c)) のみならず, ここでは示さない  $S_{\max}$  水の水温分布にもみられ, それは

26.0  $\sigma_\theta$  以上の高密度水が冷水域から反時計回りに迂回して海峡中央付近に至る帯状構造を呈している。この帯状構造は Fig. 3b の流速ベクトル場にみられた南下流の存在とも矛盾しない。このことから, この帯状構造は, 接岸冷水付近から変質しながら移動する水塊を表していると推測される。それゆえ, 海峡西口海域の横断線 (C 線) の中央 (Stn. 4) 付近で観測された  $S_{\max}$  水の低塩高密度水 (Fig. 6) は, この高密度水の帯状構造を断面として捉えていたと考えられる。

#### 4. 2014年5月末の海洋観測結果

2014年5月末に得られた XBT 観測データを用いて作成した 100 m 層と海底直上 (300 m 以深の海域は 300 m 深の値を使用) 層の水温水平分布を左右に並べて Fig. 8a に示す。前節でみた 2012年7月末は表層水温が  $20 \text{ }^\circ\text{C}$  を超える成層発達期であったのに対し, 2014年5月末は表層水温が  $10 \text{ }^\circ\text{C}$  を少し超える程度の成層未発達期であった (ここでは示さない)。一方で, 2012年7月末の観測で  $5 \text{ }^\circ\text{C}$  以下の冷水域は, 2014年5月末の 100 m 深で同程度に低温な湧昇域で特徴付けられる。Fig. 8a では冷水域周



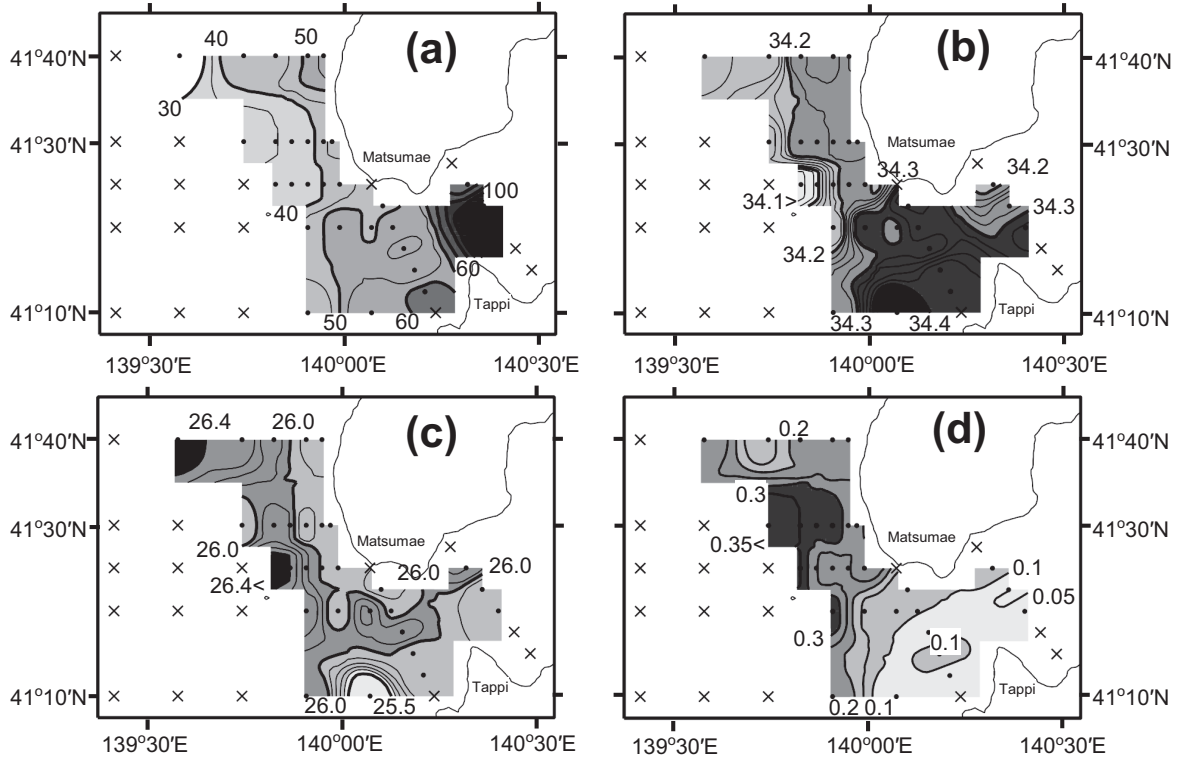


Fig. 7. Horizontal distributions of four properties of the salinity maximum ( $S_{max}$ ) water, i.e., (a) depth in m, (b) salinity in psu, (c) density in  $\sigma_\theta$  and (d) vertical gradient of water temperature in  $^\circ\text{C m}^{-1}$ . Stations without  $S_{max}$  are indicated by crosses.

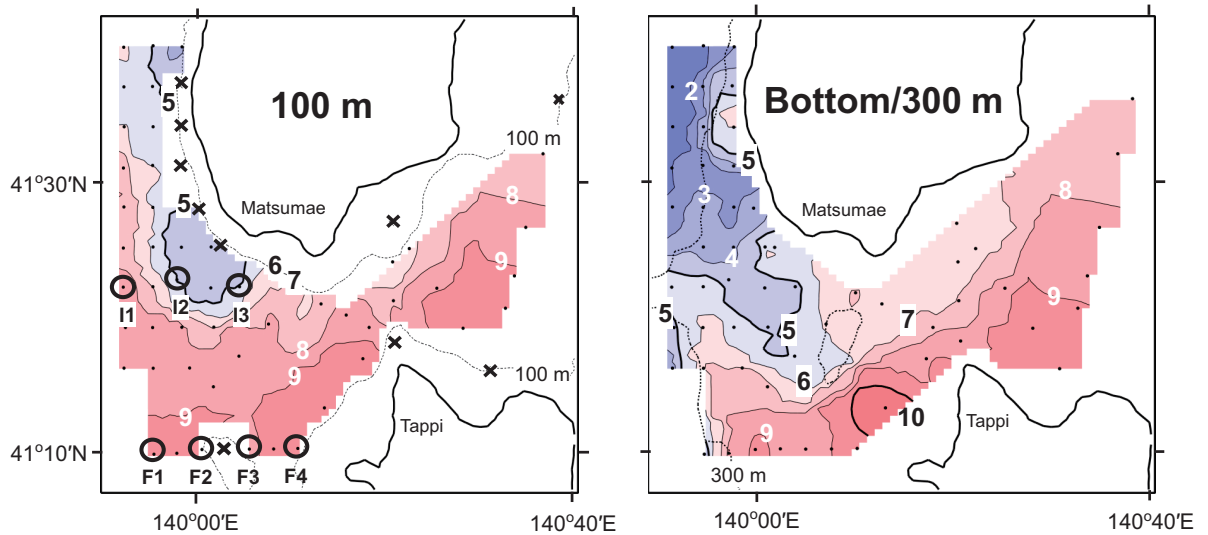


Fig. 8a. Observational results during the May 2014 cruise. Water temperature in  $^\circ\text{C}$  at 100 m depth (left panel) and sea bottom or the maximum depth of 300 m (right panel). In the left panel, crosses indicate the stations shallower than 100 m depth, and open circles show the positions of floating buoy deployments.

辺の水温分布を強調するため、1°C間隔で冷水側を寒色系の青色濃淡、暖水側を暖色系の赤色濃淡で表示した。100 m 層の水温分布では松前沖の J 線付近に冷水域として出現している。ここでは示さないが、鉛直断面図では、この冷水域はドーム状構造となっている。海底直上では 3°C以下の低温領域が冷水域のすぐ北側の北海道側沖合海域に拡がっており、底部冷水が陸棚斜面を超えて沿岸近傍にまで分布している。この底部冷水は 100 m 層にみられた冷水域の下部をさらに南下し、南部の暖水域との間に顕著な底部水温フロントを形成している。このフロントは水温水平勾配を弱めながら、海峡内まで繋がっているように見える。

Fig. 8b の左側に 52 m 層 ADCP 流速ベクトル分布を示す。また、Fig. 8b の右側に海峡西方沖合海域の南側 F 線上 (F1 ~ F4) と北側 I 線上 (I1 ~ I3) で放流した漂流ブイの各々の軌跡を各々の毎正時同時刻位置を結ぶ線で示す。なお、×印のブイは表示した時刻付近に回収され

たこと (I1 は漁師が回収) を示す。両図では Fig. 3b と同様な形式で、観測期間中の水位差  $\Delta\eta$  の変動を、潮時別に色分けして示す。また、各測線で放流したブイの漂流期間を水位差変動図中に F および I の記号を付して示す。

52 m 層 ADCP 流速分布 (Fig. 8b の左側) は 100 m 層水温分布 (Fig. 8a の左側) にみられた冷水域よりもさらに南側に、明瞭な反時計回り渦流を捉えている。ただし、このときは海峡流入流が次第に弱まる潮時 (28 日深夜の黒矢印) である。北側 I 線から放流したブイは、この反時計回り渦流の外縁に沿って、海峡中央部に向かって移動している (Fig. 8b の右側)。このときの漂流期間は海峡流入流が弱まった後 (青色から赤色)、再び強まる潮時 (赤色から黒色) である。南側 F 線から放流した 4 つのブイはいずれも、海峡西口海域の竜飛岬側に大きく偏ったほぼ同じ経路を通して海峡内へ移動している。このときの漂流期間は海峡流入流が次第に強まる潮時 (赤色から黒色) である。

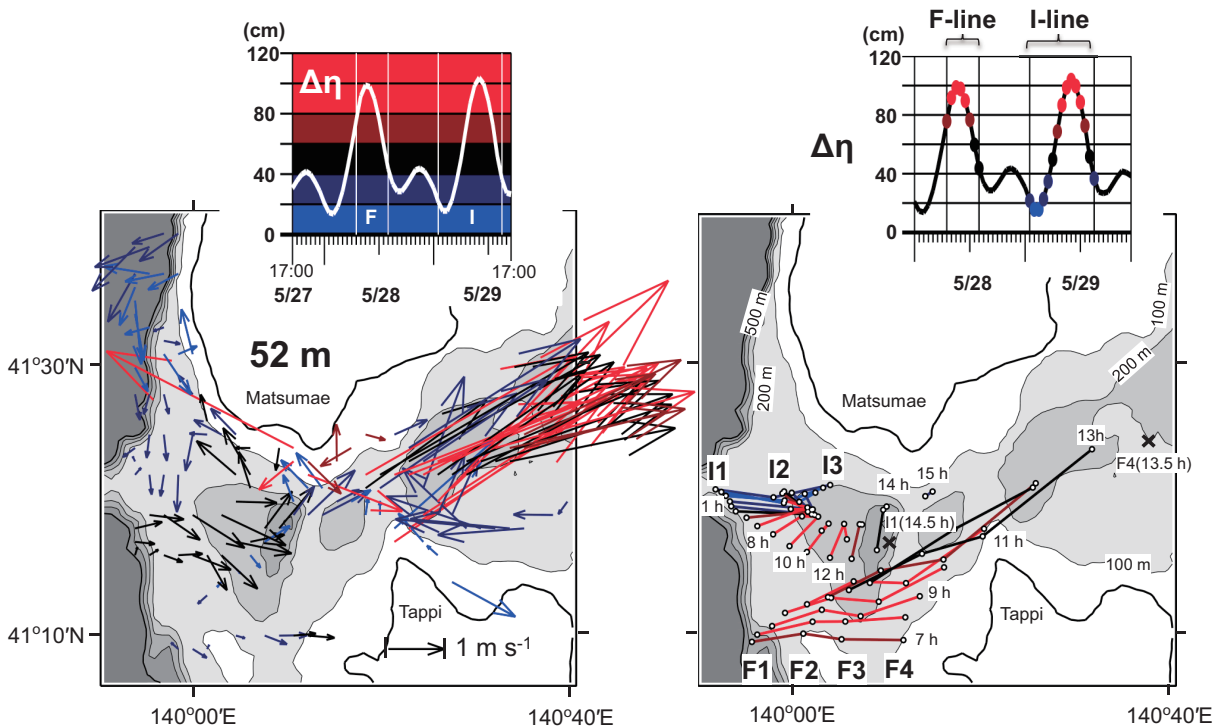


Fig. 8b. Same as Fig. 8a except ship-mounted ADCP current vectors at 52 m depth (left panel) and hourly trajectories of four drifting buoys deployed at Stns.F1 to F4 and three drifting buoys at Stns.I1 to I3 (right panel). In both panels, time series of sea level difference ( $\Delta\eta$ ) between Fukaura and Hakodate during the cruise period are inserted. The colors of vectors and trajectories correspond to the range of  $\Delta\eta$ .

## 5. 水位差駆動の順圧数値モデル

成層発達期であった2012年7月末の観測と成層未発達期にあった2014年5月末の観測において、対馬暖流に伴って変質する  $S_{\max}$  水の空間分布から推測された海峡流入経路は、共通した特徴を有している。その特徴は次の3つである。

- (1) 接岸冷水域または底部冷水域は、海峡西方沖合海域の北海道側に偏った局所的な陸棚斜面付近にある。
- (2) この冷水域からの南下流は反時計回りに迂回しながら、海峡西口中央部から海峡内へ流入している。
- (3) 日本海南部からの北上流は海峡西口の竜飛岬側に偏った経路を通過して海峡内へ流入している。

以下では、現実の海底地形を設定した順圧の数値モデルを用いて、これらの特徴を示す流入過程の力学を考察する。

### 5.1 モデルの概要

本研究で使用した順圧数値モデルは、 $f$  平面（北緯41度42分のコリオリパラメータ  $f = 9.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ）の Princeton Ocean Model (POM; Blumberg and Mellor, 1987) である。設定したモデル地形を Fig. 9a に示す。現実の海底地形の設定は津軽海峡付近のみとし、その地形データには JTOPO30 (<http://www.mirc.jha.jp/products/finished/JTOPO30/>) を用いた。Fig. 9b に、Fig. 9a に表示した津軽海峡を含む矩形枠線内の水深（全層厚） $H$  を  $f/H$  の渦位分布として示す。海峡周辺海域は赤色表示の高渦位、沖合側は濃い青色表示の低渦位となる。海峡西方海域において、急勾配な陸棚斜面をもつ北海道側沖合海域では低渦位領域が沿岸近傍まで接近し、最大水深が400 m を超える松前海釜 (Matsumae Caldron; 以下、MC と略す) では局所的な低渦位領域が形成されている。本モデル地形において、日本海側の水深が1000 m 以上の領域では水深を一定 ( $H_j = 1000 \text{ m}$ ) とし、北太平洋側の水深が600 m 以上の領域では水深を一定 ( $H_p = 600 \text{ m}$ ) とした。 $x$  軸を東向きに正、 $y$  軸を北向きに正とし、モデル格子間隔を JTOPO30 に準じて  $40'' \times 30''$  とした ( $\Delta x = 1041 \text{ m}$ ,  $\Delta y = 946 \text{ m}$ )。後述する基本ケースでは、津軽

海峡外の南北境界を閉境界とし、太破線で示した東西開境界で異なる平均水位値を設定した水位差で本モデルを駆動した。飯野ら (2009) は、海峡通過流では海峡内の海底地形変化により強制された波動により引き起こされる形状抵抗力と水位勾配力の力学バランスが支配的であることを報告している。それゆえ、本モデル計算でも海峡通過流の本質的な力学過程を理解することを目的に、全領域で海底摩擦は働かないとした。ただし、海峡内で発生した擾乱を減衰させるために水平粘性を考慮した。内部領域の水平渦動粘性係数を  $50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  の一定値とし、東西の強制境界付近の灰色で表示した領域のみ高粘性 ( $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) 域とした。東西開境界における運動量に関しては POM で採用している放射条件を用いた。

基本ケースの海峡を挟む水位差を  $\Delta\eta = 10 \text{ cm}$  とし、西側開境界に沿った平均水位を  $+5 \text{ cm}$ 、東側開境界に沿った平均水位を  $-5 \text{ cm}$  とし与えた（以下、“ $\Delta\eta$  実験”と呼ぶ）。計算時間間隔は CFL 条件を満たす1秒とし、十分に定常場と判断された20日目の計算結果を考察した。このような単純なモデル強制にもかかわらず、観測結果から示唆された流入過程の特徴(1)と(2)が再現された。再現された流動場の感度実験として、潮汐潮流の影響と海底地形の影響と日本海南部から海峡内へ流入する北上流の影響に関する追加実験を行った。

まず、潮汐潮流の影響は海峡内で卓越した日周潮流のみを考慮し、小田巻 (1984) の K1 分潮の調和定数を参考に、24時間周期の正弦関数を水位強制として東西開境界に与えた。すなわち、日本海側である西側開境界の潮位振幅を  $5 \text{ cm}$  に、遅角を  $315^\circ$  に設定し、北太平洋側である東側開境界の潮位振幅を  $25 \text{ cm}$  に、遅角を  $135^\circ$  に設定した。この潮汐強制のみを考慮した実験ケースを、以下、“ $\Delta\eta_{\text{tide}}$  実験”と呼ぶ。さらに、 $\Delta\eta$  実験（基本ケース）の平均水位差に  $\Delta\eta_{\text{tide}}$  実験の潮汐強制を加えた実験を行った。この実験ケースを、以下、“ $\Delta\eta + \Delta\eta_{\text{tide}}$  実験”と呼ぶ。なお、潮汐強制を加えた  $\Delta\eta_{\text{tide}}$  実験と  $\Delta\eta + \Delta\eta_{\text{tide}}$  実験の両ケースでは、20日目のモデル結果を24時間平均した残差流のモデル結果を示す。次に、海底地形の影響については、 $\Delta\eta$  実験の基本ケースにおいて、日本海側の一定水深  $H_j = 1000 \text{ m}$  を  $1/2$  にした“ $H_j \rightarrow 500 \text{ m}$  実験”と  $1/5$  にした“ $H_j \rightarrow 200 \text{ m}$  実験”，そして海峡西口の大きな窪み地形である MC を削除した“non-MC 実

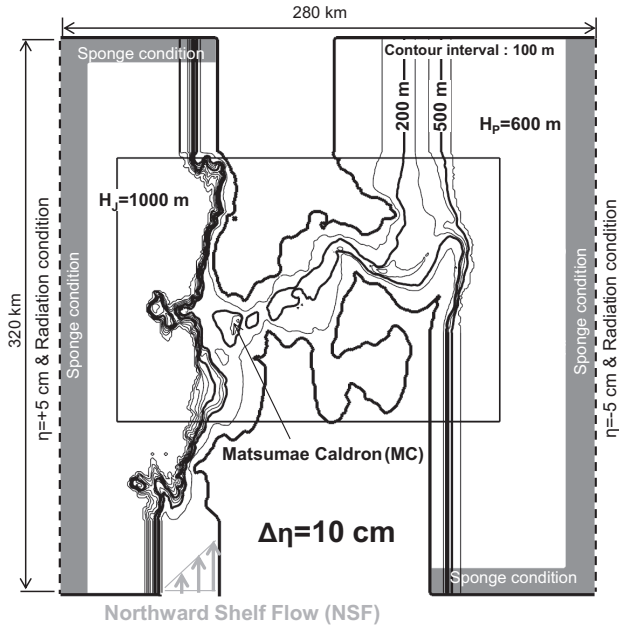


Fig. 9a. Regional bottom topography adopted in the numerical model calculation shown by isobaths with 100 m intervals. Dashed lines indicate eastern and western open boundaries. Buffer area with large lateral friction is shaded.

験”の3ケースを行った。MC地形の削除はFig. 9bの矩形枠線内にある水深を全て150 mの一定値に設定した。最後に、日本海南部から海峡内へ流入する北上流の影響を調べるため、 $\Delta\eta$ 実験の基本ケースの水位強制に加えて、日本海南部の陸棚上に北上流(Northward Shelf Flow: 以下、NSFと略す)を強制した実験を行った。以下、これを“+NSF実験”と呼ぶ。この北上流の流量は不明であるため、ここでは0.25 Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ )の刻みで、NSFの全北上流量を0.75 Svと1.0 Svと1.25 Svに設定した3ケースの実験結果を示す。なお、北上流量が0.75 Sv以下では0.75 Svの実験ケースと定性的には同じ流路パターンになった。この北上流強制を表現するために、日本海南境界上に30 km幅の開境界を新たに設定し、Fig. 9aに示すような沿岸捕捉流を想定した水平シアー流形状を保ったまま、流量を3日かけて0 Svから設定流量まで線形に増加させた。この開境界における水位の境界条件は $\partial\eta/\partial y = 0$ である。

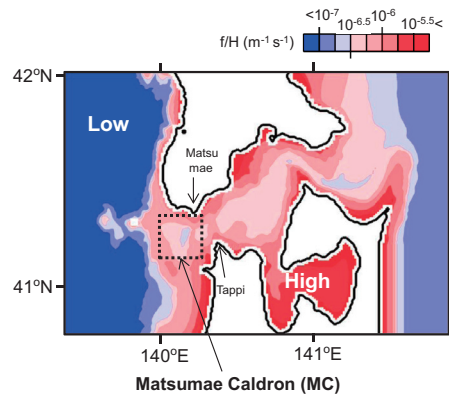


Fig. 9b. Potential vorticity  $f/H$  in the area enclosed by solid lines in Fig. 9a.

### 5.2 モデル結果

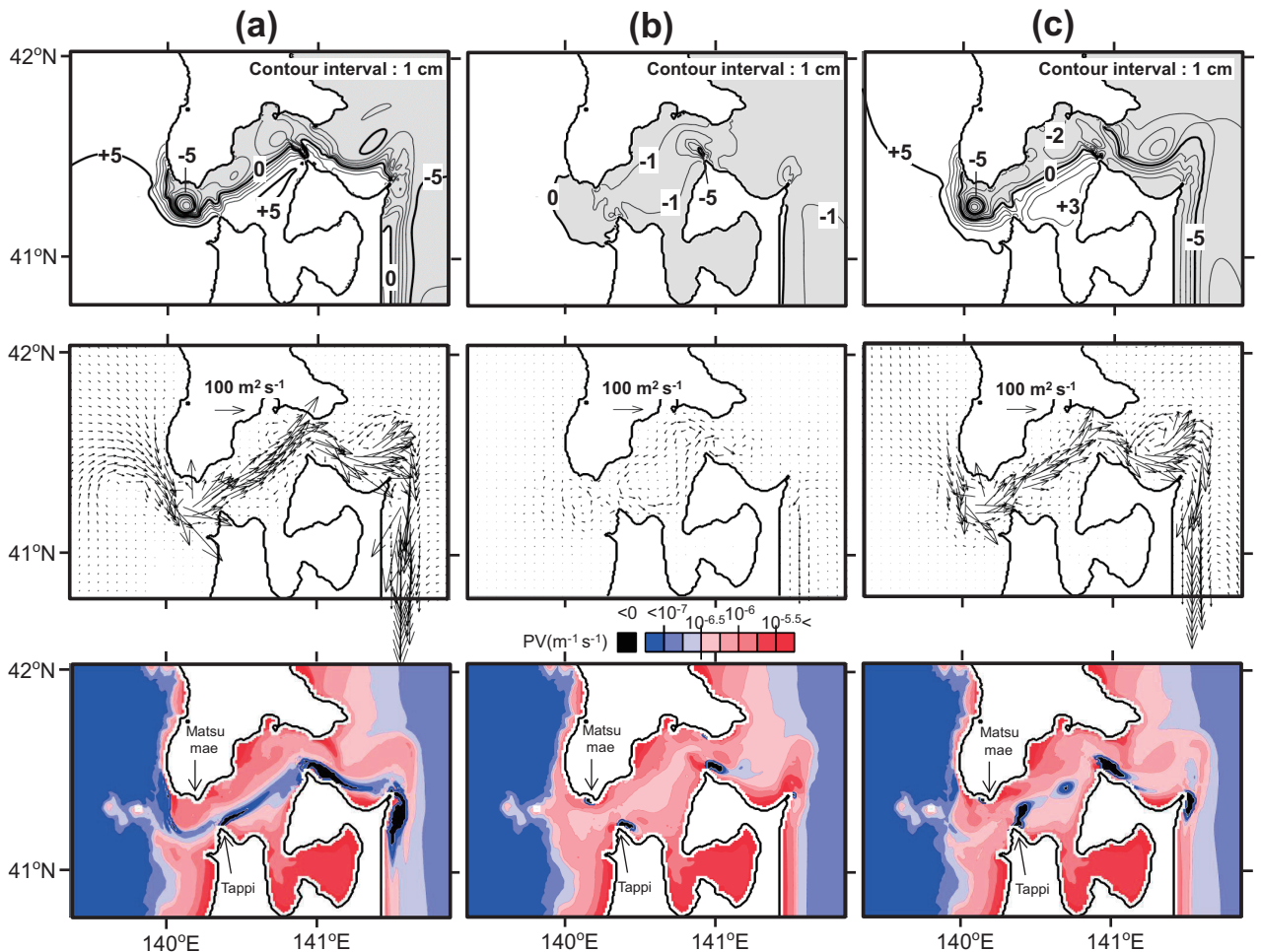
Fig. 10とFig. 11のモデル結果に示す3つの物理量は、各実験ケースで同じである。結果の表示範囲はFig. 9aに示した太線枠内とし、上段が水位 $\eta$ 、中段が流速値に水深 $H$ を乗じた流量(Volume Transport: VT)ベクトル、下段が相対渦度 $\zeta$ を考慮した渦位(Potential Vorticity:  $PV = (f + \zeta)/H$ )の水平分布である。水位 $\eta$ の等値線間隔は1 cmであり、低水位である負の領域を灰色で表示する。渦位PVの色分けはFig. 9bの $f/H$ と同じである。なお、モデル計算では相対渦度 $\zeta$ が惑星渦度 $f$ よりも大きな負の値となって、 $PV < 0$ となる岬の下流側の多くの箇所を黒色で表示する。

基本ケースである $\Delta\eta$ 実験の結果をFig. 10の(a)に示す。水位差 $\Delta\eta = 10 \text{ cm}$ とした本ケースの海峡通過流量は1.49 Svと見積もられ、1.5 Sv前後とされる観測値(例えば、四竈, 1994; Ito *et al.*, 2003)に近い。VTベクトル分布は、特徴(1)である海峡西方沖合海域の北海道側に偏った局所的な接岸冷水域を、沖合から沿岸に向かう流れが収束した局所的な接岸場所として、再現している。また、特徴(2)である冷水域からの南下流が反時計回りに迂回しながら海峡流入の様子を、海峡西方沖合海域に形成された反時計回りの順圧水平渦流を迂回する流れとして、再現している。水位 $\eta$ 分布には、北海道側

沿岸域に接岸した沿岸向き収束流付近から大きな水位勾配をもつ等値線が現れ、その南側にある $-5\text{ cm}$ 以下の同心円状の低水位領域が反時計回りの順圧水平渦流に対応している。PV分布では、北海道側沿岸域に接岸した青色表示の低渦位水が、反時計回りの順圧水平渦流を迂回して海峡西口海域の南側から海峡内へ侵入している。すなわち、VTベクトル分布が再現した海峡流入流は $f/H_j = (f + \zeta)/H$ の渦位保存則に従った流れと判断され、低渦位の等値線に沿った大きな負の相対渦度 $\zeta$ を伴った水平シアー流であることを示している。そして、

海峡内へ流入した低渦位水は、青森側の竜飛岬と大間岬の下流側に、水平粘性境界層の剥離で生じたと考えられる $PV < 0$ の領域を伴いながらも、北太平洋側まで繋がっている。

観測された海峡西方海域の反時計回り順圧水平渦流は、潮汐潮流の影響を考慮しない基本ケース( $\Delta\eta$ 実験)で再現された。しかしながら、潮汐潮流が卓越している海峡周辺で観測される水平渦流は、潮汐残差流として説明されることが多く(例えば, Yanagi, 1976), 本研究で観測された反時計回り渦流に対する潮汐残差流の寄与を



**Fig. 10.** (a): Horizontal distributions on the 20th day of sea level  $\eta$  in cm (upper panel), volume transport (VT) vectors in  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$  (middle panel) and potential vorticity for  $PV = (f + \zeta)/H$  in  $\text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$  (lower panel) in experimental case of  $\Delta\eta$ . (b) and (c): Same as (a) except 24-hour mean results on the 20th day in experimental cases of  $\Delta\eta_{\text{tide}}$  and  $\Delta\eta + \Delta\eta_{\text{tide}}$ , respectively.

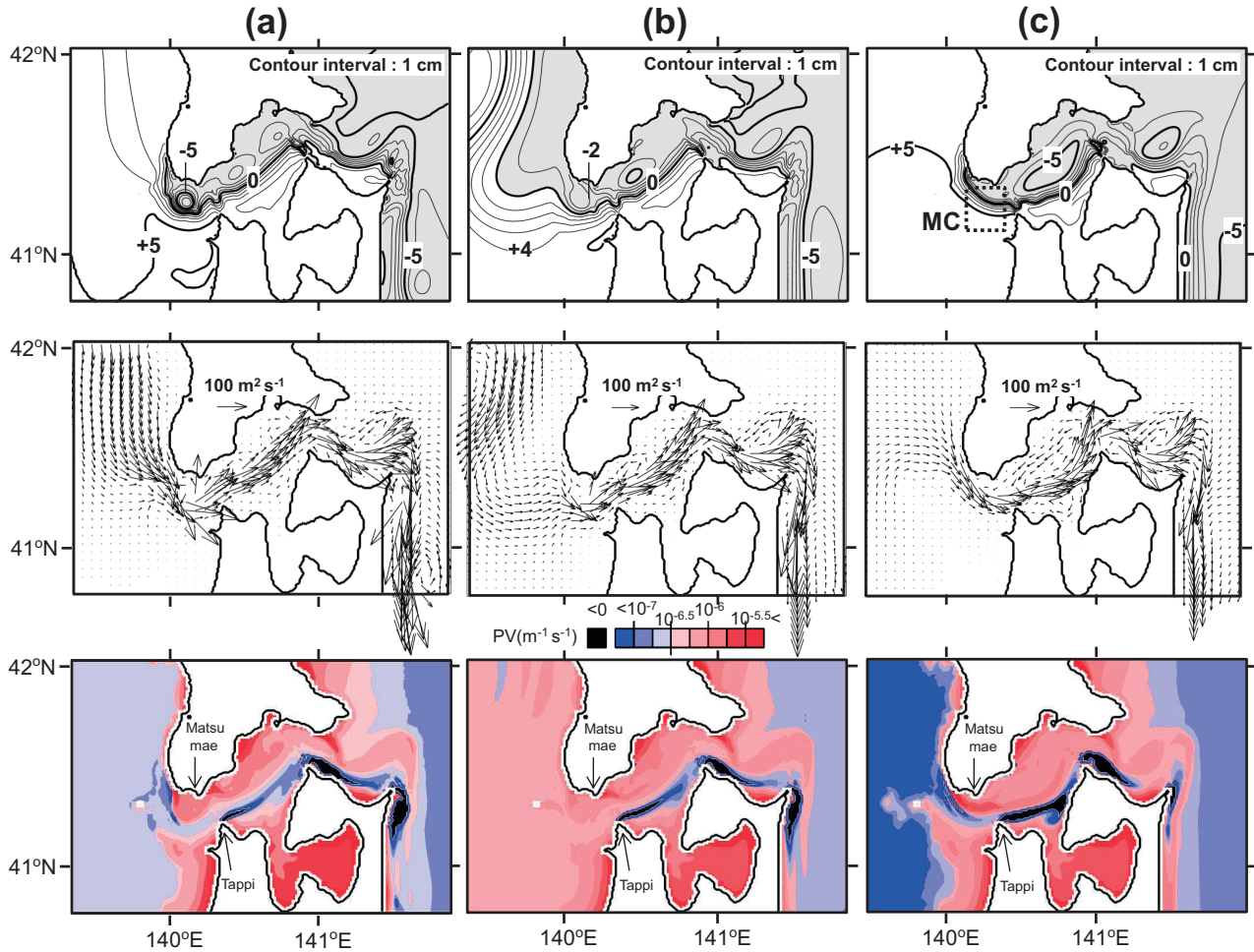


Fig. 11. Same as Fig. 10(a) except in three experimental cases of (a)  $H_j \rightarrow 500$  m, (b)  $H_j \rightarrow 200$  m and (c) non-MC.

検討しておく必要がある。潮汐強制のみの  $\Delta\eta_{\text{tide}}$  実験結果 (Fig. 10 の (b)) では K1 分潮しか考慮していないため、大潮期では本実験結果の約 2 倍の残差流が期待される。このケースの VT ベクトルの大きさ表示は、先にみた  $\Delta\eta$  実験の基本ケースと同じである。海峡内全域と海峡西方沖合海域の 2 カ所には潮汐残差流による反時計回りの水平渦流が形成されているが、大潮期を想定して 2 倍の VT ベクトルの大きさを考慮しても、基本ケースで再現された水平渦流に比べて十分に弱い残差渦流であることがわかる。さらに、Fig. 10 の (c) に示した  $\Delta\eta + \Delta\eta_{\text{tide}}$  実験は  $\Delta\eta$  実験とほぼ同じ結果になり、観測された海峡西口の渦流形成に対する潮汐残差流の寄与は十分に

小さいことを確認できる。ただし、 $\Delta\eta + \Delta\eta_{\text{tide}}$  実験の PV 分布では、海峡西口海域で卓越する潮流と岬地形により励起された地形性渦流が水平渦動粘性的な働きをするため、北海道側沿岸域に接岸した低水位水の渦位保存性は  $\Delta\eta$  実験と比べて低下している。なお、潮時変化に伴う地形性渦流の挙動については、本研究の目的から外れるため、ここでは議論しない。

Fig. 10 (a) の海峡流入流が渦位  $(f + \zeta)/H$  を保存した流れであるならば、その流路は海底地形の強制的な変更に従って変化することが期待される。Fig. 11 の (a) に示す  $H_j \rightarrow 500$  m 実験の結果は、流入水の渦位がある程度低いために、 $H_j = 1000$  m の基本ケースとほぼ同じ流

路パターンとなった。Fig. 11 の (b) に示す  $H_J \rightarrow 200$  m 実験の結果では、陸棚斜面域がほぼ消滅してしまうため、このケースの VT ベクトル分布では、海峡西方海域の水平渦流は  $H_J \rightarrow 500$  m 実験の結果に比べて大きく衰退し、流入流は海峡西口沖合からほぼ真直ぐに海峡内へ侵入する流路になっている。この約 200 m 以浅にある対馬暖流水の海峡流入に対応している  $H_J \rightarrow 200$  m 実験の結果では、観測された特徴 (1) と (2) の再現性は低い。

これら  $H_J$  の設定の違いに対する結果の相違は、海峡流入水の起源として、表層の対馬暖流水だけではなく、日本海中層水を含む厚さ数 100 m 以上にもなる水柱の寄与が無視できないことを強く示唆する。Fig. 11 (c) に示す、基本ケースから松前海釜を削除した non-MC 実験の結果は、流入流は低渦位性が保存された流れであるものの、流路が大きく変化している。海峡西方海域の水平渦流は完全に消滅してしまい、海峡内の流路は南側に大きく偏っている。この結果は、観測された水平渦流の形成

には、局所的な窪み地形である松前海釜が大きく関与していることを示している。

基本ケースに南部陸棚上からの北上流を加えた +NSF 実験は、2014 年 5 月末に実施した漂流ブイの観測状況に対応している。北上流量を 0.75 Sv とした実験での水位  $\eta$  の分布と PV 分布を Fig. 12 の (a) と (b) に示す。また、北上流量を 1.0 Sv と 1.25 Sv に増加させた実験結果の内、大きな水位勾配として流路が表現される水位  $\eta$  の分布のみをそれぞれ Fig. 12 の (c) と (d) に示す。北上流量を 0.75 Sv と比較的小さくした場合、海峡西方北側から流入する低渦位水の流路パターンは、基本ケースの結果である Fig. 10 の (a) とあまり変わらない。ただし、北海道側沿岸域に接岸した低渦位水は反時計回り水平渦流を迂回して海峡西口南側から海峡内へ侵入するため、南部の陸棚上を北上する高渦位水は海峡西口南側のさらに竜飛岬寄りにしか海峡流入していない。Fig. 12 の (a) と (c) と (d) に示す水位  $\eta$  の分布の変化は、北上流量を増加さ

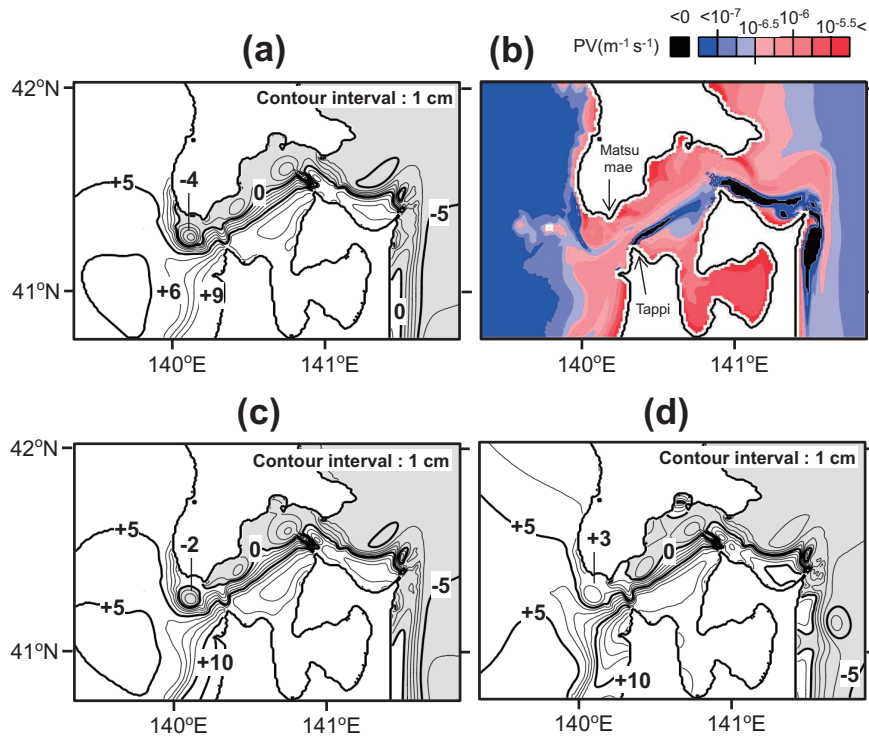


Fig. 12. Horizontal distributions on the 20th day of sea level  $\eta$  in cm (a), potential vorticity in  $\text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$  (b) in experimental case of +NSF with volume transport of 0.75 Sv, sea level  $\eta$  in cm for the experimental cases of +NSF with volume transport of 1.0 Sv (c) and 1.25 Sv (d).

せるに従って、海峡西口の反時計回り渦流が衰退することを示している。これは水位差駆動による海峡流入量が強制した北上流量によって補われるため、北側からの低渦位水の海峡流入が相対的に弱まったことが原因であると考えられる。これら+ NSF 実験の結果は、定量的な議論は北上流量の大きさに依存するものの、Fig. 8b の右側に示す漂流ブイの観測結果と定性的には整合的である。すなわち、海峡西方沖合海域の北側 I 線から放流したブイは反時計回りに迂回しながら海峡中央部へ移動するという特徴 (2) と、海峡西方沖合海域の南側 F 線から放流した全てのブイは海峡西口の竜飛岬側に大きく偏った経路を通過して海峡内へ移動するという特徴 (3) を同時に説明することができる。

以上のモデル実験から、海峡西方沖合海域の北側から流入した海峡流入水が日本海中層水以浅の厚い水柱を起源とした低渦位水であるならば、その流路は、この低渦位性を保存することによって形成された、松前海釜という窪み地形による反時計回り渦流を迂回して、海峡西口の中央部もしくは南部から海峡内へ流入する流路になると説明できる。それゆえ、津軽海峡への流入過程の物理的本質を理解するためには、この海峡流入水がなぜ低渦位になるのか、その理由を明らかにする必要がある。

5.3 海峡流入水が低渦位である理由

海峡の流れの力学の先行研究である Ohshima (1994) を参考にすれば、もし、北海道西岸沖の陸棚地形が現実よりも緩やかな陸棚斜面であるならば、海峡で励起された陸棚波擾乱が北向きに伝播した後、陸棚に沿った南下流が形成される。すなわち、浅い陸棚上の高渦位水が北側から海峡内へ流入すると考えられる。しかし、現実の海底地形を設定した数値実験の結果では、そのような南下流は出現しない。陸棚波の理論上の分散関係式から、一般に、陸棚幅が狭くて陸棚斜面が急勾配になるほど、その伝播速度は遅くなる。Fig. 1 や Fig. 9a の海底地形をみると、北海道側沖合海域の陸棚の幅は 5 ~ 10 km 程度と極端に狭く、陸棚波の遅い伝播速度が期待されるような急勾配の陸棚斜面が形成されている。そこで、陸棚斜面勾配に対する海峡流入流の応答を調べるために、ここでは Ohshima (1994) と同様な単純地形を用いた数値実験を行った。

水平格子間隔を  $\Delta x = \Delta y = 1000 \text{ m}$  としたモデル単純地形を Fig. 13 に示す。本モデルは f 平面であるが、説明の便宜上、図の上側を北として、右側を東として記述する。モデル中央の津軽海峡は一定水深 100 m の水路で表現し、この水路を挟む東西両海釜に水深が 100 m から 1000 m まで線形に増加する単純な陸棚斜面域を設定した。この設定では、陸棚斜面勾配の大小は斜面幅  $W_s$  で表現される。緩斜面 ( $W_s = 40 \text{ km}$ ) から急斜面 ( $W_s = 5 \text{ km}$ ) の間に  $W_s = 20 \text{ km}$  と  $W_s = 10 \text{ km}$  を設定し、計 4 ケースについて数値実験を行った。北海道側沖合海域の陸棚地形に対応する斜面幅  $W_s$  は、5 km と 10 km の間くらいである。モデルの水位差駆動条件や設定パラメータ値や計算条件等は全て、前節の基本ケースである  $\Delta \eta$  実験と同じとしたが、沿岸近傍に形成される水平粘性境界層の影響を除去するため、壁境界条件のみ Slip 条件に変更した。

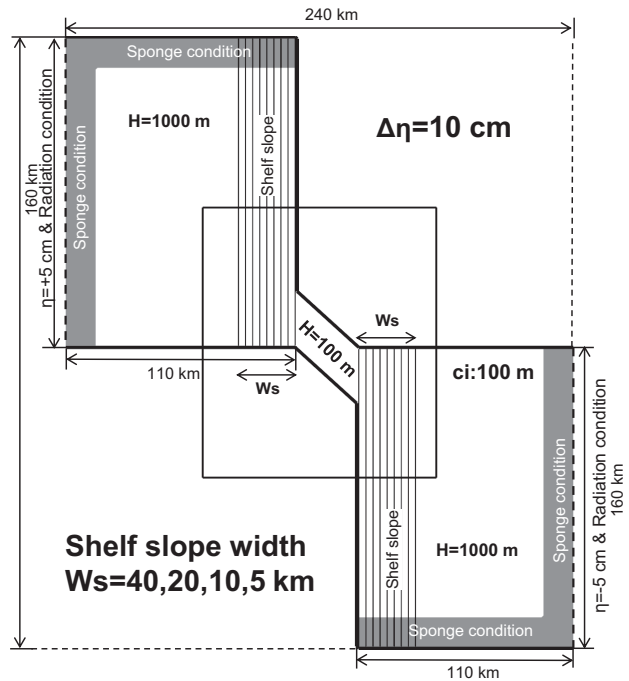


Fig. 13. Model geometry. The strait has a flat bottom of 100 m depth. Eastern and western dashed lines indicate open boundaries. Two open oceans have maximum depths of 1000 m and constant slope shelves with a width of  $W_s = 5 \sim 40 \text{ km}$  along the coasts.



数値積分はほぼ定常状態と判断された20日目まで行い、Fig. 13に示した太線矩形枠内のモデル結果を抽出し、Fig. 14の上段に水位 $\eta$ の水平分布を、下段にVTベクトルの水平分布を示す。VTベクトル分布図に表示した灰色領域が陸棚斜面(斜面幅 $W_s$ の範囲)である。Fig. 14の(a)から(d)へ、斜面幅 $W_s$ が次第に狭くなって斜面勾配が大きくなる。北太平洋側に対応する東側海盆の陸棚斜面域には、どの実験ケースも海峡通過流に接続した沿岸捕捉の南下流が形成されている。一方、日本海側に対応する西側海盆の陸棚斜面上に形成される流れ場は、斜面勾配の違いにより大きく変化する。比較的緩斜面である $W_s = 40$  kmと $W_s = 20$  kmの場合の結果を示すFig. 14の(a)と(b)では、海峡を挟んだ東西の南下流の間に非対称性が観察される。定常流である南下流はほぼ地衡流バランス状態にあり、その非対称性は水位勾配の大きさに顕著にみられる。東側海盆の南下流は陸棚斜面の沿岸寄りに強く捕捉された水位勾配を示すのに対し、西側海盆の南下流は緩やかな水位勾配をもち陸棚斜面全体に広がっている。さらに急斜面である $W_s = 10$  kmと

$W_s = 5$  kmの場合の結果を示すFig. 14の(c)と(d)では、西側海盆の陸棚斜面上に沿った水位勾配がほぼ消滅し、大きな水位勾配は海峡西口の北西角から出現している。 $W_s = 10$  kmの西側海盆の陸棚斜面の南下VTベクトル値は、緩斜面である $W_s = 40$  kmや $20$  kmの結果に比べて小さくなり、沖合側から海峡口へ向かうVTベクトルが現れる。斜面幅が $W_s = 5$  kmまで狭くなると、西側海盆の陸棚斜面の南下流はほぼ消滅し、ほとんどの海峡流入は海峡口のすぐ沖合側から供給されている。このように急斜面を設定した実験ケースの水位やVTベクトルの分布は、現実の海底地形を設定した基本ケースと本質的には同じ結果であり、急勾配な陸棚斜面の効果により海峡流入水が低渦位(ここでは図は省略)になることを示している。

海峡を挟んだ東西陸棚斜面上の南下流幅が非対称になる理由は、先に紹介したOhshima(1994)によりすでに明らかにされている。東側の陸棚斜面上に形成される南下流の向きは陸棚波の伝播方向と同じである。それゆえ、高次モードの陸棚波の伝播が可能となり、高次モード波

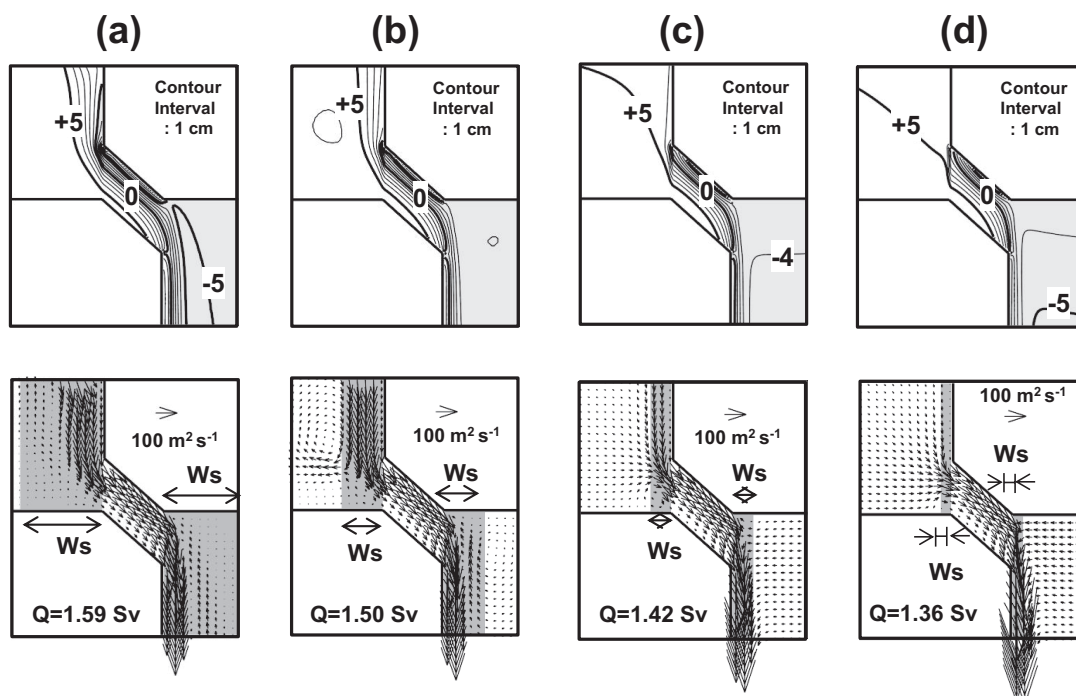


Fig. 14. Results on the 20th day for experimental cases of (a)  $W_s=40$  km, (b)  $W_s=20$  km, (c)  $W_s=10$  km and (d)  $W_s=5$  km. Horizontal distributions of calculated sea level  $\eta$  in cm (upper panel) and VT vectors (lower panel).

の岸沖構造に依存して、沿岸側ほど強い南下流が形成される。一方、西側の陸棚斜面上に形成される南下流の向きは陸棚波の伝播方向とは逆向きである。それゆえ、南下流の流速よりも遅い伝播速度をもつ高次モードの陸棚波は北上传播できなくなり、低次モード波のみの北上传播で形成される南下流の沖合幅は必然的に広がる。この考え方を以下では Ohshima 理論と呼ぶ。そこで、この Ohshima 理論を南下流が消滅するような急斜面の陸棚地形にまで拡張し、定常移流場における陸棚波の分散関係を議論することによって、本モデル結果の物理機構について考察する。

Fig. 15 に解析的考察に使用したモデル地形を示す。y 軸を日本海側海盆の海峡に接続した海岸線上に設定し、沖向きの x 軸方向には線形増加する陸棚斜面  $H(x)$  を表現した。y 軸は南向きに正であり、その  $y > 0$  側の任意の場所に流量  $Q$  を引き込む海峡を想定し、その海峡から陸棚波の  $y < 0$  側への伝播に伴ってモデル再現された南下流、すなわち、 $y > 0$  向きの定常流が斜面幅  $W_s$  の陸棚斜面上に形成された状態を考える。陸棚斜面上の積分流量が海峡通過流量  $Q$  に等しいと仮定すれば、この斜面上で断面平均した流速  $V$  は、図中に示した水深  $H_1$  と  $H_0$  を用いて、

$$V = \frac{2Q}{W_s(H_1 + H_0)} \quad (1)$$

から見積られる。コリオリパラメータ (一定) を  $f$  とすると、陸棚波の復元力である地形性ベータ  $\beta_t$  は、

$$\beta_t = -\frac{f}{H_m} \frac{dH}{dx} = -\frac{f}{H_m} \frac{H_0 - H_1}{W_s} \quad (2)$$

となる。なお、(2) 式の分母にある水深  $H(x)$  の関数は、断面平均水深  $H_m$  で近似している。よって、 $g$  を重力加速度とすれば、ロスビーの変形半径  $\lambda$  は  $H_m$  を用いて、

$$\lambda = \frac{\sqrt{gH_m}}{f} \quad (3)$$

で表現される。準地衡流近似の圧力場  $p(x, y, t)$  を仮定したとき、 $V > 0$  となる南下流定常場に存在し得る陸棚波の微小擾乱を支配する渦度方程式は次式となる。

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + V \frac{\partial}{\partial y} \right) (\nabla^2 - \lambda^{-2}) p - \beta_t \frac{\partial p}{\partial y} = 0 \quad (4)$$

ここで、 $\nabla^2 = \partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2$  である。Ohshima 理論に従えば、南下流形成の有無は伝播速度が最も速い第一モードの陸棚波の分散関係に依存する。そこで、第一モードの渦流擾乱のみを考慮し、y 軸方向に伝播する擾乱解  $p$  を任意の振幅  $A$  と波数  $l$  と周波数  $\sigma$  で表現すれば、

$$p = A \cdot \sin \left( \frac{\pi}{2W_s} x \right) e^{i(l y - \sigma t)} \quad (5)$$

となる。この (5) 式の解を (4) 式に代入して整理すれば、次の分散関係式を得る。

$$\sigma(l) = V l + \frac{\beta_t l}{(\pi/2W_s)^2 + l^2 + \lambda^{-2}} \quad (6)$$

Fig. 14 のモデル結果が示した海峡流入流量  $Q$  は、 $\Delta \eta = 10$  cm の水位差強制は同じでも、海峡口近傍の陸棚斜

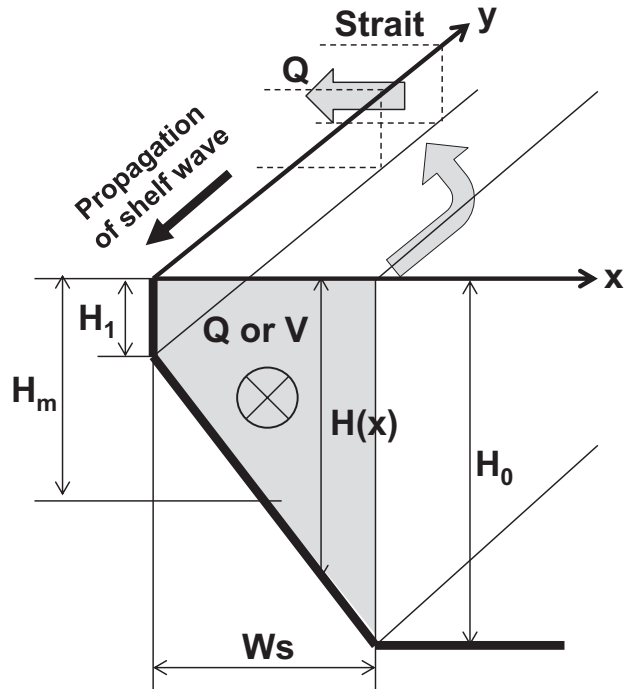


Fig. 15. Schematic view of the analytic model for dispersion relations of shelf waves under a southward constant flow ( $V > 0$ ).

面勾配の相違による形状抵抗によって、斜面勾配が大きくなるに従って僅かに減少する傾向にある。すなわち、 $W_s = 40$  km では  $Q = 1.59$  Sv,  $W_s = 20$  km では  $Q = 1.50$  Sv,  $W_s = 10$  km では  $1.42$  Sv,  $W_s = 5$  km では  $Q = 1.36$  Sv となった。これらの値を (1) 式に代入して  $V$  値を求めると、それぞれ、 $0.07, 0.14, 0.26, 0.50$   $\text{m s}^{-1}$  となり、斜面幅  $W_s$  が狭くなるほど大きくなる。各  $V$  値とモデル地形の  $H_1 = 100$  m と  $H_0 = 1000$  m と  $H_m = 550$  m と可変の  $W_s$  値、そして  $f = 9.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  を (6) 式の分散関係式に代入して得られた分散曲線を Fig. 16 にそれぞれ示した。図中の点線の傾きは  $V > 0$  である南下流の流速値を示し、 $\sigma < 0$  領域の実線は南下流  $V$  に逆らって北上伝播可能な陸棚波の分散関係である。これらの分散曲線図をみると、北海道側沖合海域の陸棚地形に対応した斜面幅  $W_s$  が  $10$  km と  $5$  km の間で、分散関係は北上伝播の  $\sigma < 0$  領域から南下伝播の  $\sigma > 0$  領域へ符号を変えることがわかる。この結果は  $W_s > 10$  km の緩斜面条件であれば、陸棚波の北上伝播による南下流の形成が可能性である一方、 $W_s < 10$  km の急斜面条件ではそれが不可能であることを示す。

数値モデル計算では陸棚波に加えて重力波も表現されている。それゆえ、陸棚波の北上伝播が不可能な急斜面地形の実験ケースでは、外部変形半径スケール（本モデルでは  $700$  km 以上）の岸沖構造をもつケルビン波の伝播により、沖合の幅広い領域から海峡口に収束した海峡

流入流が形成されたと考えられる。すなわち、海峡内への流入水は深い沖合水の岸向き移流によって供給されなければならないとなり、これが低渦位で特徴付けられる流入流路となる理由である。

#### 5.4 夏季の宗谷海峡へ流入する日本海中層水

本論で議論した津軽海峡流入過程と同様に、対馬暖流のもう一つの流出口である宗谷海峡の通過流（宗谷暖流）も日本海とオホーツク海の水位差で駆動されている（Ohshima, 1994）。宗谷暖流が津軽海峡通過流と異なる点は、その強さが水位差に比例した明瞭な季節変化を示すことである（青田, 1975）。水位差が大きくなる夏季の宗谷暖流の南下流速は  $1 \text{ m s}^{-1}$  を超えるのに対し、水位差が小さくなる冬季の表層南下流は顕著に弱まっている（Ebuchi *et al.*, 2009; Fukamachi *et al.*, 2008, 2010）。ここでは定性的な考察に留まるが、斜面幅を  $W_s = 10$  km に固定した単純地形のモデルを用いて、春季から冬季へ向かって水位差  $\Delta\eta$  が小さくなることを想定し、 $\Delta\eta = 5$  cm と  $\Delta\eta = 1$  cm の水位差強制における 20 日目のモデル結果を Fig. 17 の (a) と (b) に示す。上段が水位  $\eta$ 、下段が VT ベクトルの水平分布であり、水位の等値線間隔とベクトルの大きさは適宜変更している。ほとんどの海峡流入流が海峡西口のすぐ沖合側から供給されていた  $\Delta\eta = 10$  cm (Fig. 14 の (c)) の結果と比べて、水位差  $\Delta\eta$  が  $5$  cm から  $1$  cm に小さくなるほど、西側海盆の陸棚斜面

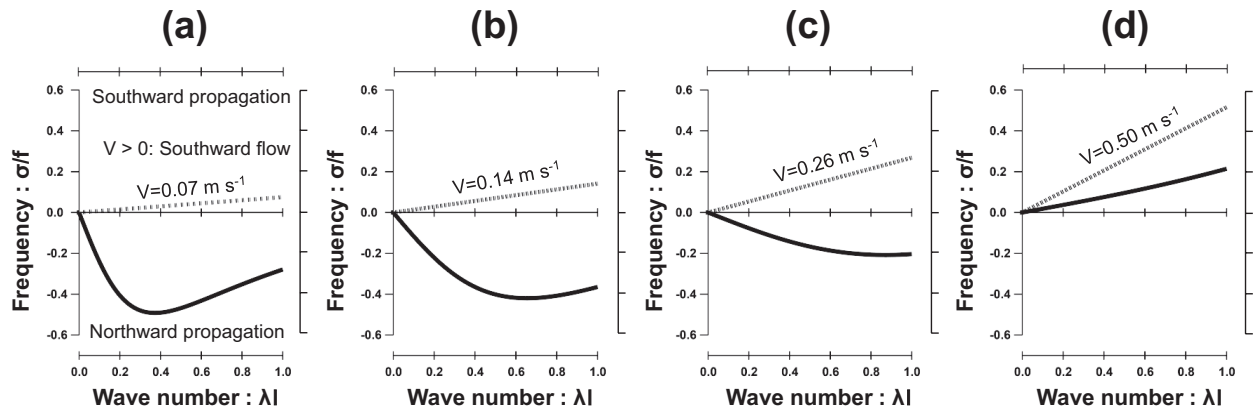


Fig. 16. Dispersion curve (solid line) and a velocity of southward flow,  $V > 0$ , (dotted line) estimated by the analytic model adopting the calculation results for experimental cases of (a)  $W_s = 40$  km, (b)  $W_s = 20$  km, (c)  $W_s = 10$  km and (d)  $W_s = 5$  km.

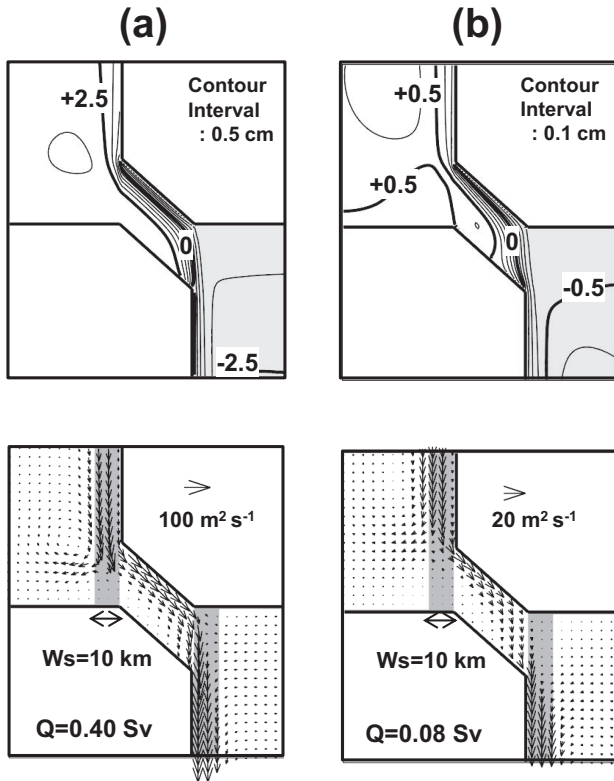


Fig. 17. Horizontal distributions on the 20th day of sea level  $\eta$  in cm (upper panel) and VT vector (lower panel) in experimental cases of  $W_s=10$  km with (a)  $\Delta\eta=5$  cm and (b)  $\Delta\eta=1$  cm.

には岸沖水位勾配を伴う南下流が形成される。これは水位差の減少に伴って海峡通過流量が減少し ( $Q = 0.40$  Sv  $\rightarrow 0.08$  Sv), 西側陸棚斜面上に形成される南下流の流速が陸棚波の北向き伝播速度よりも小さくなるためである。すなわち, 小さな水位差強制の場合は Ohshima 理論の適用範囲となる。以上のモデル結果から, 宗谷暖流水は, 宗谷暖流が弱い冬季にはサハリン島西方の陸棚水を起源とする水塊である一方, 宗谷暖流が強い夏季には日本海中層水を起源とする水塊である可能性が示唆される。実際に, Kuma *et al.* (2014) は夏季の宗谷暖流域の水塊を水温, 塩分および化学成分 (栄養塩, フミン物質蛍光強度, 見かけの酸素消費量, 鉄など) を用いて分類し, 宗谷暖流の沖合境界に沿って帯状に存在する冷水帯 (Cold Water Belt) の起源が日本海中層水であることを報告している。

## 6. まとめ

本研究では, 水位差駆動による海峡周辺の流動場形成に関する力学理論 (Ohshima 理論) から推測される北海道西岸沖の順圧南下流, そして日本海中層水の湧昇に伴う局所的な冷水域形成との関係を明らかにするために, 津軽海峡西口周辺の海洋観測と現実の海底地形を設定した順圧の数値モデル実験を行った。成層発達期と未発達期の2回の海洋観測で共通した特徴は, 海峡西方沖合海域の北海道側に偏った局所的な陸棚斜面付近にある接岸冷水域からの南下流が反時計回りに迂回しながら, 海峡西口の中央部もしくは南部から海峡内へ流入していることであった。すなわち, 北海道西岸沖の陸棚または沿岸に沿った南下流は形成されていない。水位差駆動の順圧モデル実験では, 観測された接岸冷水域を厚い沖合水柱の陸棚侵入場所として再現し, それに引き続く海峡流入水は低渦位性を保存することによって形成された, 松前海釜という窪み地形による反時計回り渦流を迂回して, 海峡西口の南部から海峡内へ流入する流路をとることが説明された。このように, 海峡西方海域の北側からの海峡流入水の流路は概ね順圧応答で説明されるが, 海峡流入水が低渦位である原因を理解するためには, Ohshima 理論の拡張が必要であった。北海道西岸沖における現実の陸棚斜面は急勾配であり, この地形条件は Ohshima 理論で想定された条件の範囲外であり, 南下流の形成擾乱である陸棚波の伝播速度を極端に遅くしてしまう。数値モデル計算では, この伝播速度が海峡流入流量から期待され得る南下流速よりも小さい状態であり, 陸棚上の南下流形成を強く抑制した。それゆえ, 海峡流入水は低渦位である深い沖合水によって供給されなければならない, これが低渦位の流路となる原因である。

2012年の成層発達期に実施した広い範囲の海洋観測では, 海峡西方海域における対馬暖流分岐の詳細を捉えたが, その分岐は海峡流入流と北上分岐流という単純な二股分岐ではないことが示された。海峡西口付近および海峡西方海域からの北上分岐流には2種類あり, 上記の順圧応答として説明される低渦位流路をちょうど中間域に挟む形で, 沿岸側と沖合側に分離されているようにみえる。一つは海峡西口の北側を起点とした沿岸捕捉の北上

流であり、夏季の対馬暖流主流域と考えられる塩分極大を伴っていた。もう一つはそのような塩分極大を伴わない沖合側の弱い北上流であった。どちらの北上流も顕著な傾圧構造を伴っているため、本研究の傾圧モデルでは再現されない。今後は、海峡を挟む水位差駆動に加えて、日本海南部からの北上密度流を強制した多層モデル実験を行い、海峡西方海域に達した密度流に対する傾圧応答の影響という視点から、対馬暖流の分岐現象を理解したいと考えている。

## 謝辞

本研究を実施するにあたり、海洋観測を快く実施して頂いたうしお丸船長をはじめ、士官と乗組員の皆様、そして共に観測を行った、2012年当時の研究室学生である太田紗生氏、荘司堅也氏、有田駿氏、河野航平氏、藤原将平氏、小野祐嗣氏、森江亮介氏と2014年当時の研究室学生である朝日啓二郎氏、館野愛実氏に心より感謝致します。また、本論を改訂するにあたり、2名の査読者と担当の編集委員および編集委員長からは適切な文章表現の仕方についても含む有益なコメントを数多く頂き、心より感謝致します。

## References

- 青田昌秋 (1975) : 宗谷暖流の研究. 低温科学, 物理編, **33**, 151–172.
- Blumberg, A. F., and G. L. Mellor (1987) : A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. p. 1–16. In, Three-Dimensional Coastal Ocean Models, Vol. 4, ed. N. Heaps, American Geophysical Union, Washington, D. C.
- Ebuchi, N., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2009) : Subinertial and seasonal variations in the Soya Warm Current revealed by HF ocean radars, coastal tide gauges, and bottom-mounted ADCP. *J. Oceanogr.*, **65**, 31–43.
- Fukamachi, Y., K. I. Ohshima, N. Ebuchi, T. Bando, K. Ono and M. Sano (2010) : Volume transport in the Soya Strait during 2006–2008. *J. Oceanogr.*, **66**, 685–696.
- Fukamachi, Y., I. Tanaka, K. I. Ohshima, N. Ebuchi, G. Mizuta, H. Yoshida, S. Takayanagi and M. Wakatsuchi (2008) : Volume transport of the Soya Warm Current revealed by bottom-mounted ADCP and ocean-radar measurement. *J. Oceanogr.*, **64**, 385–392.
- 飯野恵理子・磯田 豊・矢幅 寛 (2009) : 津軽海峡通過流を駆動する水位差. 海と空, **85** (1), 1–19.
- 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**, 11 (1–4).
- 小林直人・磯田 豊・高津哲也・山口秀一・木村 修 (2004) : 練習船 ADCP を用いた迅速な海流情報提供に向けて : ADCP の品質管理処理プログラム. 北大水産彙報, **55** (2), 97–103.
- Kuma, K., R. Sasayama, N. Hioki, Y. Morita, Y. Isoda, T. Hirawake, K. Imai, T. Aramaki, T. Nakamura, J. Nishioka and N. Ebuchi (2014) : Chemical evidence for the origin of the Cold Water Belt along the northeastern coast of Hokkaido. *J. Oceanogr.* DOI10.1007/s10872-014-0239-3
- 松浦宏美・磯田 豊・黒田 寛・久万健志・斉藤雪美・小林直人・相木智一・和川 拓・矢部いつか・干場康博 (2007) : 津軽海峡通過流の海水変質過程. 海と空, **83** (1), 21–35.
- 中嶋興文・磯田 豊・松浦宏美・和川 拓・相木智一・矢部いつか・高田兵衛・久万健志・小林直人・矢幅 寛 (2008) : 津軽海峡に流入する対馬暖流水. 海と空, **84** (1), 1–16.
- 小田巻実 (1984) : 津軽海峡の潮汐・潮流について (シンポジウム : 海峡—海洋学的構造とその及ぼす影響—). 沿岸海洋研究ノート, **22** (1), 12–22.
- Ohshima, K.I. (1994) : The flow system in the Japan Sea caused by a sea level difference through shallow straits. *J. Geophys. Res.*, **99**, 9925–9940.
- Onishi, M. and K. Ohtani (1997) : Volume transport of the Tsushima Warm Current, west of Tsugaru Strait bifurcation area. *J. Oceanogr.*, **50**, 27–34.
- Park, J.J., K. Kim, and J.Y. Yang (2008) : Aspiration and outflow of the intermediate water in the East/Japan Sea through the Tsugaru Strait. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L07601.
- 四電信行 (1994) : 海底設置側 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.
- Yanagi, T. (1976) : Fundamental study on the tidal residual circulation I. *J. Oceanogr. Soc. Japan.*, **32**, 199–208.

# Inflow process of low potential vorticity water originating from the intermediate waters of the Japan Sea into the Tsugaru Strait

Satoki Ida<sup>1,4\*</sup>, Shinji Yamashita<sup>2</sup>, Yutaka Isoda<sup>1\*</sup>, Naoto Kobayashi<sup>3</sup>

## Abstract

Based on hydrographic observations of the inflow pathway from the Japan Sea into the Tsugaru Strait, we find that upwelled cold water originating from the intermediate waters of the Japan Sea is concentrated along the narrow shelf to the west of Hokkaido; its modified water is transported into the strait via horizontal advection through a counterclockwise circulation. The dynamics of this inflow process are investigated using barotropic numerical models that incorporate realistic bathymetry. The primary driving force of the current system is the sea level difference across the strait. The numerical modeling experiments simulate the observed pathway, which is nearly conservative following low potential vorticity and originates from a thick water column in the offshore deep area. This pathway is highly sensitive to local bottom topography such that the Mastumae Calderon has a major impact on the formation of the counterclockwise circulation. If the shelf topography along the west coast of Hokkaido had a gentler slope, a southward coastal current with high potential vorticity along the shelf could be established after the northward passage of shelf wave disturbances generated at the strait. However, the actual topographic condition, i.e., a steep slope, drastically slows the propagation speed of shelf waves and strongly suppresses the genesis of a southward coastal current. Therefore, the inflow water into the strait must be supplied by onshore advection of deeper waters, which results in the inflow pathway being characterized by low potential vorticity.

**Key words** : Tsugaru Strait, inflow process, low potential vorticity water, hydrographic observation, numerical experiment

(Corresponding author's e-mail address : satoki0223@gmail.com)

(Received 4 December 2015 ; accepted 20 April 2016)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2016)

---

1 Graduate School of Fisheries Science, Hokkaido University, 3-1-1 Minato-cho, Hakodate, Hokkaido 041-8611, Japan

2 Gunma Kokusai Academy Secondary School, 1361-4, Uchigashima-cho, Ohta, Gunma Prefecture 373-0813, Japan

3 Faculty of Fisheries, Hokkaido University, 3-1-1 Minato-cho, Hakodate 041-8611, Japan

4 Present affiliation : NTT Docomo, 2-11-1, Nagata-cho, Chiyoda-ku, Tokyo 100-6150, Japan

\* Corresponding authors : Satoki Ida ( Yutaka Isoda)

TEL/FAX : +818043754016 (+81138408825)

e-mail : satoki0223@gmail.com (isoda@fish.hokudai.ac.jp)