HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	対馬暖流の冬季強化擾乱が津軽海峡内に侵入できる理由
Author(s)	西森, 祐太; 高槻, 丈嘉; 磯田, 豊
Citation	北海道大学水産科学研究彙報, 76, 10-23
Issue Date	2026-09-01
DOI	https://doi.org/10.14943/bull.fish.76.10
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/100328
Type	departmental bulletin paper
File Information	bull.fish.76.10.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北 大 水 産 彙 報
76, 10–23, 2026.
DOI 10.14943/bull.fish.76.10

対馬暖流の冬季強化擾乱が津軽海峡内に侵入できる理由

西森　祐太[1)]・高槻　丈嘉[1)]・磯田　　豊[2)*]

(2026 年 3 月 25 日受付，2026 年 6 月 29 日受理)

The Reason Why only the Winter Intensification of the Tsushima Warm Current Can Penetrate into the Tsugaru Strait

Yuta Nishimori[1)], Takehiro Takatsuki[1)] and Yutaka Isoda[2)*]

Abstract

It is known that the Tsushima Warm Current (TWC), which flows northward as a coastal boundary current along the Japanese islands, intensifies twice a year — in summer (August to September) and winter (November to December). Based on seasonal variations in the sea level difference across the Tsugaru Strait (assuming a surface geostrophic flow), it was inferred that only the sea level disturbance associated with the winter intensification is capable of penetrating into the strait. In this study, we clarified its reason through analyses of hydrographic observation data (collected approximately monthly) off Aomori, spatiotemporal distributions of freshwater content in the Japan Sea, and numerical experiments. The TWC that intensifies in summer is a warm-water-driven density current that extends deeper than the strait. Consequently, the sea level disturbance associated with this summer intensification cannot enter the strait. In contrast, the TWC that intensifies in winter is a low-salinity-driven density current caused by freshwater supply from rivers north of the Noto Peninsula. Since this low-salinity density current is shallower than the depth of the strait, it can penetrate into the strait as a Kelvin-type coastal trapped disturbance.

Key words : Japan Sea, Tsushima Warm Current (TWC), Tsugaru Strait throughflow, Winter intensification, Sea level difference, Hydrographic observation

緒　　言

日本海は日本列島によって北太平洋から隔たれた東アジア縁海の 1 つであり，両海域は 3 つの浅い海峡，南から対馬/韓国海峡 (Tsushima/Korean Strait)，津軽海峡 (Tsugaru Strait)，宗谷海峡 (Soya Strait) で接続されている。対馬/韓国海峡から日本海へ流入し，津軽海峡から北太平洋へ流出，宗谷海峡からオホーツク海へ流出する表層暖水の日本海通過流 (Japan Sea Throughflow : Kida et al., 2016) は，「対馬暖流」と呼ばれる。Fig. 1 の水温水平分布をみると，北緯 40 度付近を東西方向に走る極前線 (Polar front) があり，この前線以南の東向き対馬暖流は津軽海峡の南西部付近で収束し，そこでは深さが 200 m を超える深い構造をもった，北上する傾圧地衡流が推測される。それゆえ，津軽海峡の南西部は岸沖方向に比較的短い観測線 (100 km 程度) において，対馬暖流に伴う水塊や流動構造の季節及び経年変化のモニタリングが可能な海域となっている。

Toba et al. (1982) はそのような海域 (秋田青森沖) の断片的な海洋観測資料を収集整理し，傾圧地衡流を仮定した輸送量の月別変化から，平均的な北上流量の極小が 2 〜 5 月にあり，極大が 8 月頃にあることを示した。一方で彼らは，12 月頃にも比較的大きな輸送量が出現することも指摘しているが，冬季のデータ数が少ないこともあり，その原因は不明としている。石川ら (2007) は日本列島に沿った対馬暖流の分枝流である「沿岸分枝流」の季節変化に着目し，日本海に点在する島 (南から五島列島，対馬列島，隠岐島，佐渡島，粟島，奥尻島，利尻島) とその対岸との水位差 (表層地衡流を想定) の経月変化を調べた。その結果，沿岸域に捕捉されて北上する沿岸分枝流の強化が 8 月頃だけでなく，Toba et al. (1982) が示唆した 11〜12 月にもあることを見出した。それには興味深い地理的相違があり，8 月頃の夏季強化は対馬/韓国海峡から津軽海峡の間の南部沿岸域，11〜12 月の冬季強化は能登半島付近から宗谷海峡の間の北部沿岸域で卓越する。すなわち，津軽海峡の南西部海域は沖合と沿岸の分枝流が合流する海域であるが，そこでは北上する対馬暖流 (または沿

[1)] 北海道大学大学院水産科学院海洋生物資源科学専攻海洋環境学講座
(*Chair of Marine Environmental Science, Division of Marine Bioresource and Environmental Science, Graduate School of Fisheries Sciences, Hokkaido University*)
[2)] 北海道大学大学院水産科学研究院海洋生物資源科学部門海洋環境学分野
(*Laboratory of Marine Environmental Science, Division of Marine Bioresource and Environmental Science, Faculty of Fisheries Sciences, Hokkaido University*)
*連絡著者 : 磯田　豊 (ku3sora3@gmail.com)

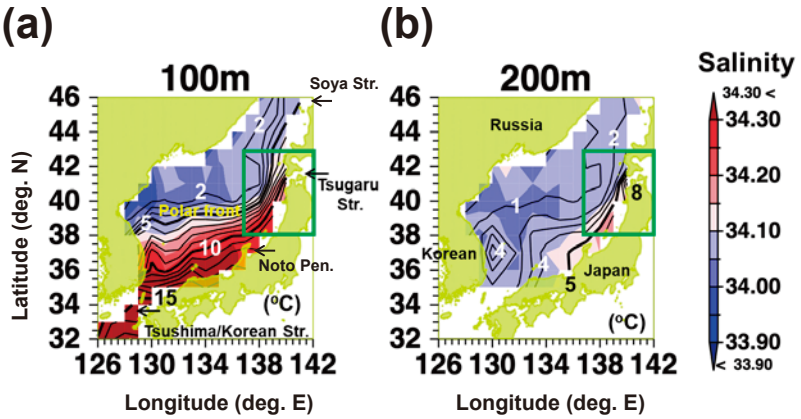

Fig. 1. Horizontal distributions of annual mean salinity and water temperature at (a) a depth of 100 m and (b) a depth of 200 m, based on climatological averages from 1906 to 2003. The green box indicates the western region of the Tsugaru Strait, which is the study area shown in Fig. 2.

岸分枝流) が夏と冬の年 2 回強化されていることになる。

ところが，同じ石川ら (2007) の水位差解析をみると，流出口の 1 つである津軽海峡内の対岸同士の水位差 (竜飛－松前) から推測される海峡通過流 (表層地衡流) には夏季強化がなく，11～12 月の冬季強化の年 1 回のみであることがわかる。最近，寄高・花輪 (2020) は潮位基準面を正しく補正した沿岸潮位資料を解析し，津軽海峡を挟む本州沿岸と北海道沿岸の水位差 (日本海側の深浦－江差，海峡内の竜飛－吉岡，太平洋側の下北－苫小牧西) の 10 年平均の経月変化を調べた。彼らもこれらの水位差が表層地衡流の指標と考えており，結果は石川ら (2007) と同様，海峡通過流は年 1 回の 11 月頃に最大値をとることを指摘した。なお，この 11～12 月に強化される海峡通過流は，定期船による ADCP (超音波流速計) を用いた実測流観測でも確認されている (黒田ら, 2004)。石川ら (2007) や寄高・花輪 (2020) が解析した沿岸潮位資料は，欠測がほとんどない毎時の時系列データであり，月平均水位値を用いた経月変化の議論も高い精度の時間分解能をもつ。それと比べて，水温塩分資料を提供する船舶観測の頻度は，一般に，不定期で年に数回程度である場合が多く，水位差解析と比べられるような月単位の海洋構造変化の議論は困難である。それゆえ，対馬暖流の強化が夏と冬になぜ生じるのか，両季節の海洋構造にどのような相違があるのかは明らかにされていない。

青森産業技術センター水産総合研究所 (以下，青森水総研と略す) は，日本海に面した道府県では唯一，青森県西岸沖の定線海洋観測をほぼ月単位で実施している。本研究では，この貴重な海洋観測資料を 15 年間に限り提供して頂き，同期間の水位差時系列と組み合わせ，さらに日本海で見積もられる表層淡水存在量の解析も加え，まずは，上述した年 2 回の対馬暖流強化と季節的な海洋構造変化との関係を明らかにする。津軽海峡はいくつもの浅瀬と深みを伴う海底地形と複雑な海岸線を有し，通過流と潮流の重ね合わせによる流速場の時空間変化も非常に大きい。また，国際航路である津軽海峡は大型船の往来も頻繁にあり，船舶による安全な海洋観測が難しい。それゆえ，公共機関による海峡内の定期海洋観測は，現在でも実施されていない。しかしながら，津軽海峡通過流の水塊は対馬暖流水を主な起源とするために，先に議論される青森県西岸沖の季節的な海洋構造変化から推測することができる。本研究では上記の資料解析をもとに，冬季の対馬暖流強化が暖水駆動の密度流ではなく，浅い深度で支配的な低塩水 (または淡水) 駆動の密度流である可能性を提案する。そして最後に，日本海と津軽海峡を接続した単純なモデル地形を用いて，深い暖水駆動の密度流に，その後，浅い低塩水駆動の密度流が加わる数値実験を行い，対馬暖流の冬季強化擾乱のみが津軽海峡内に侵入できる理由を提示する。

解析資料とデータの前処理

Fig. 1 の緑枠内 (津軽海峡西方海域) を拡大表示した海底地形を Fig. 2 に示し，この図に本解析で使用した潮位観測と船舶観測の測点を丸印でプロットした。青森水総研に提供して頂いた海洋観測資料は, 2009 年～2023 年 (15 年間) の深度 400 dbar 付近までの水温塩分データ (1 dbar 間隔の CTD) であり，その定期観測線 Aomori (41° 00′ N 上の 138° 20′ E～140° 00′ E) は 6 測点 (岸側から Stn. 1～6) で構成される。沿岸側の Stn. 1 のみ毎月の観測があり，それ以外の測点については 1 月と 7 月を除いて毎月の観測がある。

塩分データには電気伝導度のノイズと思われる不規則なスパイクデータが多々存在したため，そのスパイク値を除去するために，塩分及びポテンシャル水温の両データには 51 dbar 幅のメジアンフィルターを施した。青森水総研は中深層の海水を用いて塩分検定を行っているが，この値を使って塩分補正を行うと，隣り合う測点間でも異なる鉛直プロファイルが描かれるケースが多々みられた (理由は不明)。CTD の測定深度 400 dbar 付近は対馬暖流水の存在深度よりも深く，塩分の季節変化は十分に小さいと判断される (例えば，大野ら，2025)。全データを

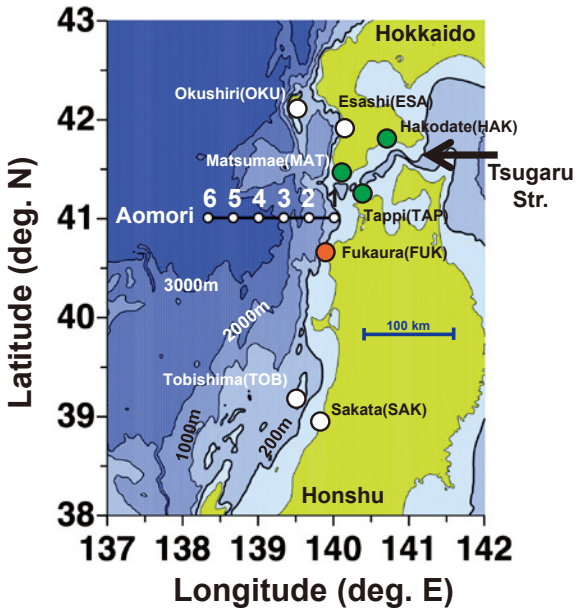

Fig. 2. Bottom topography at the western region of the Tsugaru Strait. Location of the 8 tide-gauge stations and hydrographic stations 1-6 along the Aomori line, used in this study.

用いて計算した深度 400 dbar の塩分の最頻値は 34.07 に集中し，観測毎の塩分検定により変化する塩分値よりも，本研究ではこの最頻値が最も信頼性が高い値と判断した。そこで，全期間，全ての測点の塩分値が 34.07 に収束するような補正を行った。それゆえ，補正の結果，中層塩分の季節及び経年変化はほとんどなくなり，本研究の議論は季節変化が顕著な対馬暖流水に限られる。しかし，このような補正を行っても，2012 年の全ての月の塩分データには明らかな異常値が多く，この年のみ，以下の解析には使用しなかった。

上述した海洋観測資料と同期間の水位値と検潮所近傍の気象官署における月平均海面気圧値を，海岸昇降検知センターの Web サイト (https://cais.gsi.go.jp/cmdc/centerindex.html) から入手した。対馬暖流の年 2 回強化の確認のために選んだ沿岸－沖合島の潮位観測点の対は，津軽海峡の北側が江差 ESA－奥尻 OKU (沖合島)，南側が酒田 SAK－飛島 TOB (沖合島) であり，深浦 FUK は Aomori 定線に近い潮位観測点として選んだ。年 1 回強化の津軽海峡通過流を確認するために選んだ対岸同士の潮位観測点は，竜飛 TAP－松前 MAT である。既往の研究 (西田ら，2003；Han et al., 2016；Wakita et al., 2021 など) では，深浦 FUK－函館 HAK の水位差を用いて海峡通過流の季節及び経年変化を議論しているが，後述するように，この水位差は TAP－MAT の水位差とは異なる季節変化を示す。そこで，本研究では，函館 HAK の水位データも加えて，両水位差がなぜ異なるのか，その理由を提示する。潮位観測点毎に欠測月は異なるが，線形補間はせずに欠測のままとし，観測点近傍の月平均気圧値を用いて気圧補正 (－1 cm/1 hPa) を行った。気圧補正された水位には経年変化がみられたが，季節変化しか議論できない海洋観測資料に対応させて，測点毎に各年の年平均値を求め，これを各年毎の水位データから差し引き，経年変化の影響を削除した。

日本海洋データセンター (Japan Oceanographic Data Center：以下，JODC と略す) は Web サイト (https://www.jodc.go.jp/jodcweb/JDOSS/index_j.html) のオンラインデータ提供システム J-DOSS において，長期平均 (1906～2003 年) した 1 度メッシュ水温塩分の統計値を月別，基準層別に提供している。本研究ではこの公開データを入手して，日本海の年平均水温塩分分布 (Fig. 1) の作成，さらに，淡水の起源及び輸送経路を調べることを目的に，表層淡水存在量 (存在比) の年平均と月別の空間分布を作成した。

水位及び水位差の経月変化

1) 年 2 回夏冬強化の対馬暖流と年 1 回冬季強化の津軽海峡通過流

Fig. 3(a) の左側は 15 年平均した江差 ESA と奥尻 OKU の月別水位，右側は両者の岸沖水位差 ESA－OKU の経月変化であり，各月の値に表示した縦バーは標準誤差 (標本平均値の散らばり具合の指標) を示す。水位差の正偏差が極大となる月が表層地衡流の北上強化の月である。同様な表示で，Fig. 3(b) の左側が酒田 SAK と飛島 TOB，右側が岸沖水位差 SAK－TOB の経月変化である。津軽海峡を南北で挟む両方の岸沖水位差は，ほぼ共通した季節変化を示す。緒言で紹介した石川ら (2007) と同じ結果となり，

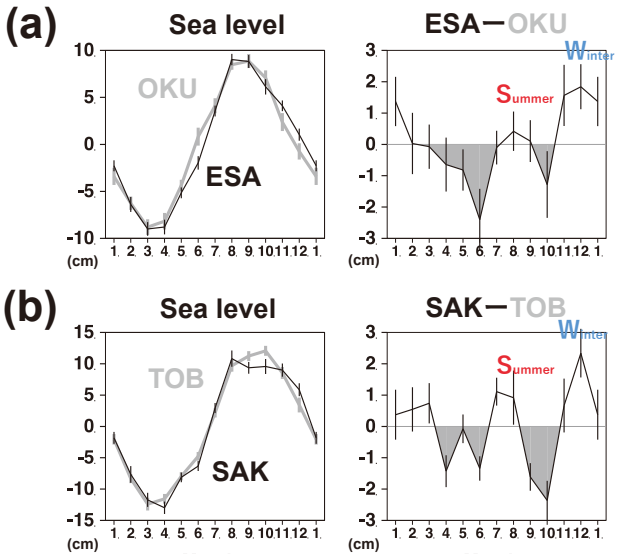

Fig. 3. The left and right panels show the mean annual variations of sea level at offshore island and its neighboring Japanese coast, and their difference used as an indicator of surface geostrophic flow. (a) refers the two stations OKU and ESA to the north of the Tsugaru Strait, and (b) TOB and SAK to the south of the strait. The vertical bars for each month represent the standard error.

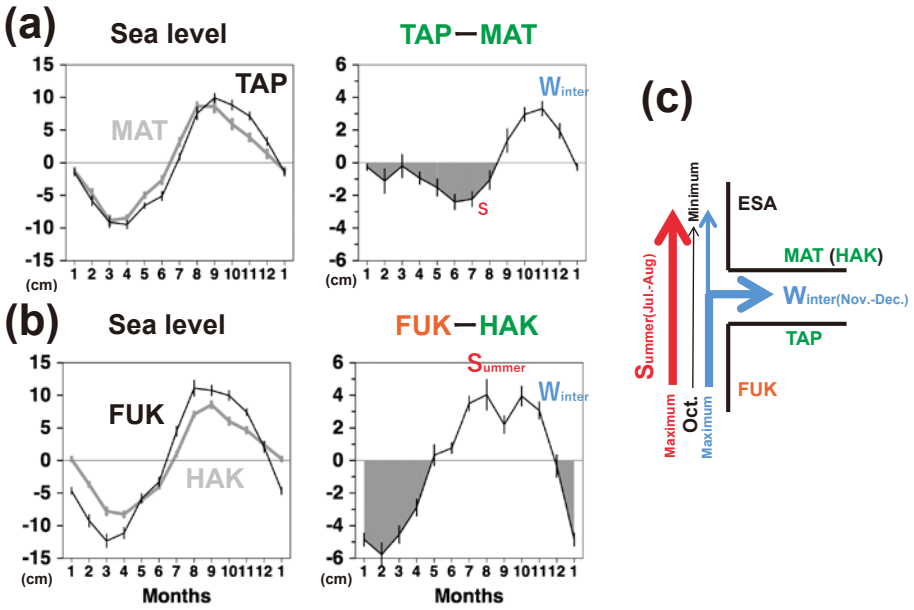

Fig. 4. The same as Fig. 3, but these figures use sea levels at (a) MAT and TAP, and (b) FUK and HAK, which are located on opposite sides of the Tsugaru Strait. The sea level difference between these two locations is considered an indicator of surface geostrophic flow passing through the strait ; however, the time series for (a) and (b) exhibit different seasonal variations. (c) Schematic diagram showing that only winter-intensified disturbance can penetrate into the strait.

北側の ESA－OKU では 8 月頃と 12 月頃，南側の SAK－TOB では 7～8 月と 12 月頃の年 2 回の北上流強化が確認される。また，両水位差とも共通して，年 2 回強化の間にある 10 月が弱化月となっている。

Fig. 3 と同様な表示で，Fig. 4(a) が竜飛 TAP と松前 MAT の水位，TAP－MAT の水位差の経月変化，Fig. 4(b) が (a) とは異なる水位差情報を示す深浦 FUK と函館 HAK の水位，FUK－HAK の経月変化である。年 1 回冬季強化の正偏差は対岸同士の水位差である TAP－MAT の方で確認される。その一方，FUK－HAK の正偏差は 7～11 月の幅広い期間にみられ，緒言で紹介した既往の研究では，こちらの方を海峡通過流の強化時期と考えている。

2) 深浦 FUK－函館 HAK の水位差が示す季節変化の意味

ESA－OKU と SAK－TOB の水位差 (Fig. 3) は，日本海側の対馬暖流の年 2 回の強化を示すので，ESA と SAK の間に位置する深浦 FUK の水位には，年 2 回強化の情報が含まれている。函館 HAK の時系列は示さないが，HAK は松前 MAT とほぼ同じ経月変化を示すので，HAK の水位の方には年 1 回冬季強化の情報のみが含まれる。このような状況を模式図として Fig. 4(c) にまとめた。夏季強化 (赤矢印) と 10 月弱化 (細黒矢印) の擾乱は津軽海峡に侵入できず，そのまま北向きに伝播する。一方，冬季強化 (青矢印) の擾乱の一部は津軽海峡内へ侵入でき，残りが北向きに伝播する。

そこで，深浦 FUK－竜飛 TAP の水位差 (Fig. 5(a)) をとってみると，冬季強化の擾乱のみが海峡侵入できるので，冬季の差は相対的に小さく，FUK のみ夏季強化による水位上昇が期待されるので，夏季に大きな差が生じている。海峡を挟む日本海側の深浦 FUK－江差 ESA の水位差 (Fig. 5(b)) をとると，夏季強化は両測点で共通するので夏季の

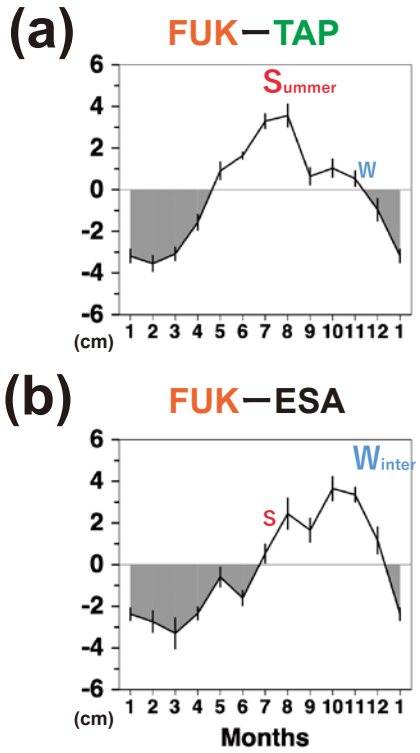

Fig. 5. The same sea level difference as Figs. 3 and 4, but for (a) FUK-TAP and (b) FUK-ESA.

差は小さく，冬季強化の擾乱が海峡に侵入して ESA 側の振幅が小さくなるので，冬季の差が相対的に大きくなっている。このように，深浦 FUK－函館 HAK の水位差 (Fig. 4(b) 右側) は，津軽海峡通過流の季節的な強弱を正しく表現しておらず，これを海峡通過流の指標として用いることは危険と思われる。

水位差が示した年 2 回強化に対応した海洋構造変化

1) 沿岸近傍における水温・塩分・密度の月別変化

地衡流を仮定した力学計算を用いて断面通過流及び流量を議論する際，それが沿岸捕捉の密度流であれば (例えば，緒言で紹介した Toba et al., 1982 など)，できるだけ沿岸近傍の海洋構造を捉えておくことが重要である。そこで，観測点として Stn.1 を選択し，Fig. 6(a) は水温 *PT*，塩分 *S*，密度 ρ の月別－深度のイソプレット図の 15 年平均，(b) はそれぞれの標準誤差，(c) はそれらの標準誤差を考慮した *Welch* の *t* 値検定である。この検定では，当該月の値が前月の値と比べて統計的に有意に異なる場合 (95% の有意水準を使用) で，増加領域は赤色 (水温は上昇，塩分は高塩化，密度は高密度化)，減少領域は青色で表示し，有意でない場合は黒色表示とした。なお，同図の水温と塩分に表示した×印は，統計的に有意であるが，高密度化や低密度化には同期していない変化を示す。

水温 *PT* をみると，深度 200～250 m 付近には永年躍層が存在し，それ以浅にある季節躍層は 5 月頃から形成され始め，1 月頃に消滅，標準誤差は両躍層付近で大きい。このような季節躍層の消長に伴い，表層水温は 4～9 月に上昇 (Warmer)，10～3 月に下降 (Colder) を示すが，それらは統計的に有意である。岸沖水位差の経月変化 (Fig. 3) から推測された表層北上流の弱化時の 10 月 (縦破線) 前後に注目すると，10 月に水温と密度の永年躍層が一時的に上昇していることがわかる。塩分 *S* をみると，6～12 月の深度 100 m 付近を中心に高塩の対馬暖流水が出現するものの，1～5 月にはその塩分極大は消滅し，海面付近が最も低塩化し，それが次第に深まる傾向がみられる。塩分の大きな標準誤差は，夏季に出現する対馬暖流水よりも，表層側の低塩領域の方にある。塩分変化として統計的に有意な変化の中で密度変化と同期しているのは，8～9 月の 200 m 以深の高塩化 (High salt) と 11～1 月で深度 50 m から 150 m へ次第に深化する低塩化 (Low salt) である。

まとめると，年 2 回強化のうち，夏季強化 (10 月以前) の低密度化は高温化 (Warmer) で説明され，冬季強化 (10 月以降) の低密度化は，深化する季節躍層付近の高温化 (Warmer) と低塩化 (Low salt) の両方で説明される。

2) 沿岸近傍のダイナミックハイトと沿岸水位の比較

本節では Aomori 定線近傍にある深浦 FUK を代表として，その沿岸水位変化が沿岸側 Stn. 1 の密度変化 (Fig. 6(a)) で，どの程度説明できるのか調べる。ダイナミックハイト (単位は dynamic cm) は，ある重力の等ポテンシャル面を基準とした水柱の鉛直方向の長さ (水柱の高さ) を表す物理量であり，密度の逆数である比容 $\alpha_{S,T,p}$ (*S* は塩分，*T* は水温，*p* は圧力) を鉛直方向に積算することで求めら

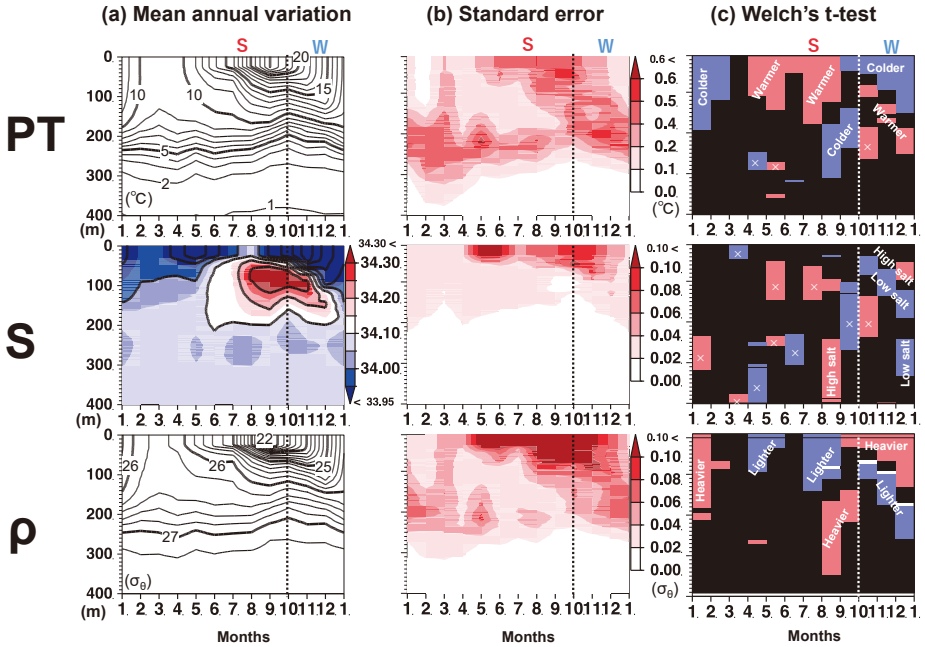

Fig. 6. (a) shows the depth–time diagrams of mean annual variations of potential temperature, salinity, and potential density, and (b) is their standard errors. (c) shows the *Welch's t*-test, which accounts for the standard errors of these values. In this test, areas where the value for the given month differs statistically significantly from the previous month's value (using a 95% significance level) are displayed in red, while areas showing a decrease are displayed in blue ; areas where no significant difference is observed are displayed in black.

れる。ここでは，基準面を 400 dbar に設定し，海面から深度 400 dbar までのポテンシャル密度 (Fig. 6(a)) を用いて，基準海水からの偏差であるダイナミックハイトアノマリー ΔD_{400} を次式より計算した。

$$\Delta D_{400} = \frac{1}{g}\int_0^{400} \delta\, dp \qquad (1)$$

ここで，$\delta = \alpha_{S,T,p} - \alpha_{35,0,p}$ である。

Fig. 7 の黒実線が ΔD_{400} の経月変化，橙色実線が深浦 FUK の水位の経月変化であり，両時系列の縦バーは標準誤差である。両者の季節振幅の大きさはほぼ同程度であり，沿岸水位の季節変化の大きさがその沖合にある水柱の季節的な伸縮 (Steric height) で説明できることがわかる。ただし，ΔD_{400} の位相は沿岸水位よりも 1 カ月ほど遅れているようにみえる (理由は不明)。ΔD_{400} には 10 月に永年

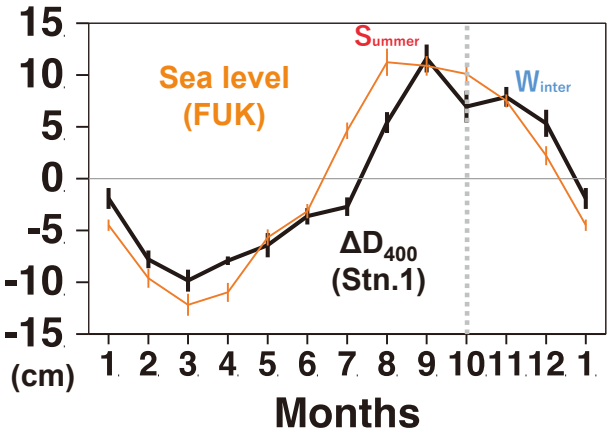

Fig. 7. The solid black line indicates the monthly variation in dynamic height ΔD_{400}, while the solid orange line indicates that of sea level at FUK ; the vertical bars on both time series represent their respective standard errors.

躍層の一時的な上昇によって，わずかな低下がみられるが，この低下は沿岸水位には現れていない。このように沿岸近傍の海洋構造だけでは，年 2 回の対馬暖流の強化，10 月の一時的な弱化を説明することができない。年 2 回強化に対応した海洋構造変化を明らかにするためには，岸沖水位差と同様，岸沖方向の海洋構造変化を調べる必要がある。

3) Aomori 定線における鉛直断面構造と傾圧地衡流流量の月別変化

Fig. 8 は水温 *PT* と塩分 *S*，密度 ρ，そして隣り合う 2 地点間の水平密度勾配から計算した傾圧地衡流速 V_g (無流面を 400 dbar に設定) の 15 年平均した月別の岸沖鉛直断面分布を並べたものである。上段の水温は等値線，塩分は赤青濃淡で重ねて表示し，中段の密度は等値線，赤色濃淡はその標準誤差を示し，下段の傾圧地衡流は等値線，そして流速値が 10 cm s^{-1} 以上となる強い北上流を赤色濃淡で強調した。

中段の密度分布をみると，どの月も相対的に軽い水塊が沿岸側に捕捉され，対馬暖流は沖合に向かって次第に浅くなる沿岸捕捉密度流の構造を示す。その低密度水内の塩分値をみると，2〜5 月 (冬〜春季) は低塩水が表層の沿岸寄りに分布し，沖合方向と深層方向に向かって高塩化している。すなわち，この時期の対馬暖流は高塩水では特徴付けられず，低塩水を抱え込んだ密度流である。5〜6 月頃から海面水温の上昇が始まり，6 月の沖合側 (Stn. 4 付近) の深度 50〜100 m から高塩水が出現する。8 月に入ると，この高塩水は沿岸側の深度 100 m 付近に捕捉されるようになり，このとき，対馬暖流は高塩水を抱え込んだ密度流に変化する。10 月頃から海面水温の下降が始まり，11 月に入ると，表層の低塩化とその低塩水の深化が進み，高塩水は次第に衰退して 12 月頃に消え，低塩水

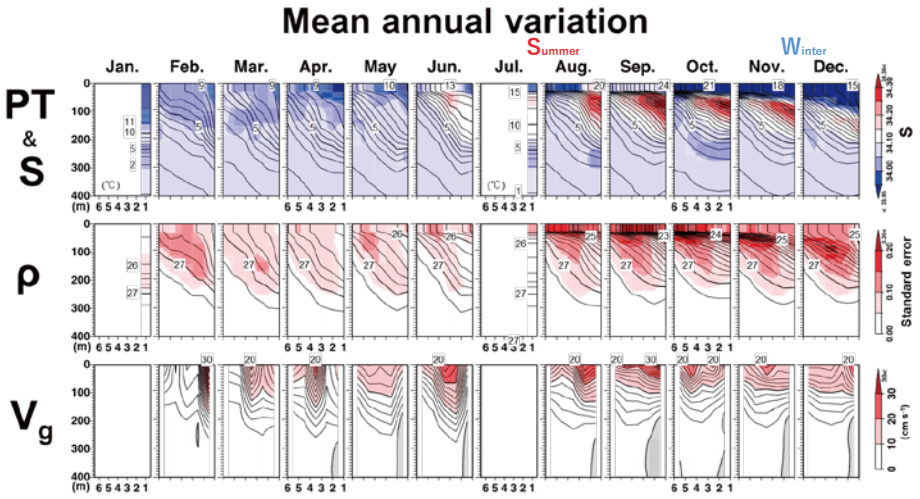

Fig. 8. Monthly mean vertical cross sections of the 15-year averaged potential temperature *PT*, salinity *S*, potential density ρ, and geostrophic current velocity *Vg* — calculated from the horizontal density gradient between two adjacent points, referring a depth of 400 dbar as level of no motion.

が支配的な 2 月の状態に戻っている。これまで，日本海の南部海域を対象にした対馬暖流の研究が多かったため，対馬暖流の水塊は黒潮から分派した高温高塩水と考えられてきた。しかし，本解析により，津軽海峡付近まで北上してきた対馬暖流の水塊は，冬～春季の約半年の期間，高温低塩水に変化していることがわかった。

下段の傾圧地衡流速 V_g をみると，Fig. 3 の岸沖水位差から推測された年 2 回の強化時期に対応した 8～9 月と 12～2 月の時期は，表層強流帯が沿岸寄りに位置し，沿岸捕捉の密度流が強化されている。一方，両時期の間にある 10～11 月の表層強流帯は沖合側へ移動しており，これは Fig. 6 でみたように，沿岸近傍 (Stn. 1) の永年躍層が一時的に上昇すること (水平方向の密度勾配が弱まること) が原因である。そこで，このような傾圧地衡流の岸沖構造変化を 3 種類の積算流量の経月変化として Fig. 9 に示した。沿岸側 Stn. 1 を起点とした沖向きの積算流量を計算し，Stn. 1～2 の積算を黒線，Stn. 1～4 の積算を灰色線，Stn. 1～6 (全断面積算量) の積算を再び黒線で表示した。中抜き丸印の 1 月と 7 月は流量が計算できないので線形内挿を意味し，縦バーは各月の標準誤差である。極小流量となる月は 3 種類の積算流量で共通して 10 月にある。極大流量となる時期は，この 10 月を境界に夏季と冬季に分離され，夏季は 8 月頃, 冬季は積算範囲で少し異なり, Stn. 1～2 の積算が 2 月, Stn. 1～4 の積算が 2～3 月頃, Stn. 1～6 の積算が 12 月にある。

このように，水塊の大局的な季節変化は，沿岸近傍の Stn. 1 の季節変化 (Fig. 6) で記述されるが，水塊の沖方向への拡がり方 (海洋構造変化) の相違が年 2 回強化を説明している。すなわち，8 月と 12 月はどちらも極大流量を示す月であるが，両者の海洋構造は異なる。8 月の北上流強化は深度 250 m を超える深い密度構造をもち，高塩水を抱え込んだ暖水駆動の密度流と判断される。それに対して，海面冷却期にある 12 月の北上流強化は水温低下と共に暖水駆動が弱まり，100 m 以浅で支配的となる低塩水駆動の浅い密度流に変化している。なお，2～5 月も低塩水駆動の密度流が示唆されるが，沿岸近傍における高温低塩水の深度は 12 月と比べて非常に深く，300 m を超えている。それでは, 冬～春季に支配的となる低塩水の起源, 言い換えれば，淡水が供給される海域は日本海のどこにあるのだろうか。

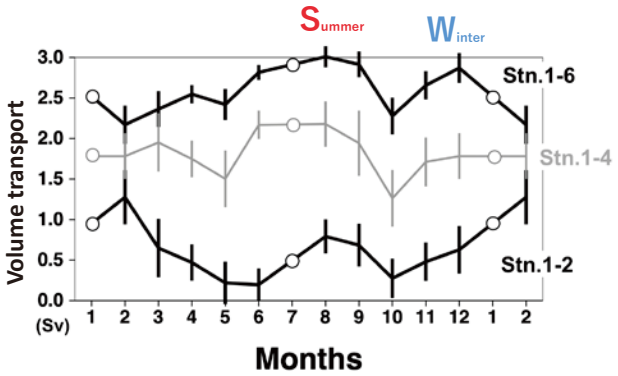

Fig. 9. Monthly time series in cumulative volume transport for three categories, i.e., the cumulative totals for Stations 1-2 are shown as a black line, those for Stations 1-4 as a gray line, and those for Stations 1-6 as a black line. Since the transports cannot be calculated for January and July, the open circles for those two months indicate linear interpolation, and the vertical bars represent the standard error for each month.

日本海表層における淡水存在比の季節変化

1) 淡水存在比の計算方法

日本海のある領域 (体積 V) 内で観測された平均塩分 (または代表塩分) を S_{obs} としたとき，この S_{obs} は高塩水の起源である黒潮の代表塩分 S_0 と塩分 0 の淡水 (河川水や降水を想定) との単純混合の結果と考えられる。すなわち，体積 V 内の淡水存在量を F とすれば，S_{obs} は次式で表現される。

$$S_{obs} = \frac{S_0 (V - F) + 0 \times F}{V} \qquad (2)$$

これを式変形すると，

$$F = \frac{S_0 - S_{obs}}{S_0} V \qquad (3)$$

となり，淡水存在量 F が求まる。JODC により公開されている塩分 S_{obs} は，緯度経度 1° ×1° 格子内で平均された基準層の値であるため, 鉛直積分する深度 H の違いによって体積 V が変化し，当然，淡水存在量 F も変化する。そこで，本解析では淡水存在量 F ではなく，深度 H の水柱内に存在する淡水の存在割合 $\%(H) = F/V$ (以下，淡水存在比と呼ぶ) の時空間分布から，淡水の起源及び輸送経路を推測する。すなわち，式で表現すると

$$\%(H) = \frac{1}{H} \int_H^0 \frac{S_0 - S_{obs}(z)}{S_0} dz \times 100 \qquad (5)$$

となる。ここで，黒潮の代表塩分 S_0 は，対馬暖流が黒潮から分派する海域 (東中国海の陸棚斜面域周辺) における塩分の季節変化を別途調べ (ここでは示さない)，1 年を通して比較的安定した高塩分を示す深度 150 m の平均値 S_0 = 34.7 を選んだ。なお，S_0 をこの値から多少変化させても，$S_0 > S_{obs}$ である限り，存在比 $\%(H)$ は正値をとり，その分布の定性的な空間パターンはほとんど変化しない。

2) 年平均の淡水存在比の水平分布

日本海中深層は塩分データが乏しいために欠測格子が多く，日本海全域をカバーできる基準層の塩分値は 200 m 以浅に限られる。その格子データの一例が Fig. 1 に示した深度 100 m と 200 m の塩分分布である。なお，深度 200 m は 3 つの浅い海峡よりも少し深いため，海峡内やその周辺の浅い陸棚域の淡水存在比は計算できない。

Fig. 10 は年平均の淡水存在比 $\%(H = 200\ \mathrm{m})$ の水平分布

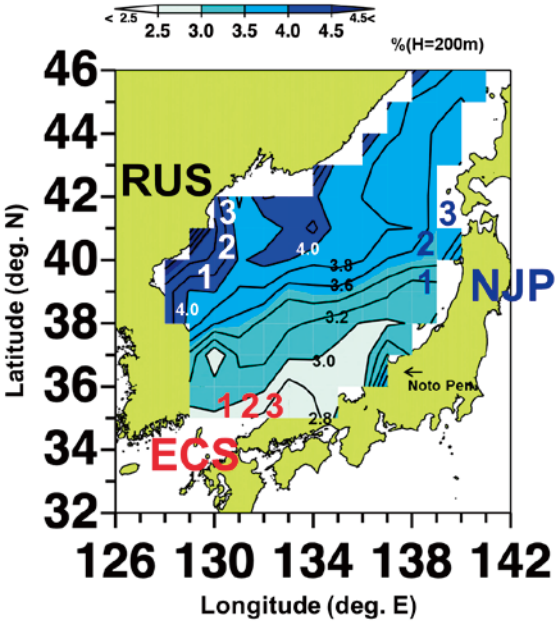

Fig. 10. Horizontal distribution of the annual average freshwater content %(H = 200 m). In the Japan Sea, this content exhibits one area of minimum and two areas of maxima, referred to as ECS, RUS, and NJP, respectively. The numbers 1–3 refer to the three grids selected to illustrate seasonal variations across the three regions (ECS, NJP, and RUS).

であり，日本海の淡水存在比には 1 つの極小，2 つの極大となる海域があるようにみえる。相対的に低い淡水存在比の空間的な拡がりは，高塩の対馬暖流水の輸送経路に対応している。すなわち，極小域は対馬暖流が東中国海から日本海へ流入した直後の対馬/韓国海峡の出口付近にあり，そこから北東向きに拡がっている。高塩水の起源が対馬暖流上流域の東中国海 (East China Sea) にあることから，この極小域を以下，ECS と呼ぶ。逆に，局所的な極大淡水存在比は，日本海における淡水供給の起源域を示唆する。淡水供給域の 1 つは北部日本海のロシア (Russia) 沿岸付近にあり，この極大域を以下，RUS と呼ぶ。もう 1 つの淡水供給域は，低い空間分解能のために明瞭ではないものの，能登半島以北の日本列島に沿った北部沿岸域 (Northern Japan) にあり，この極大域を以下，NJP と呼ぶ。

3) ECS・NJP・RUS における塩分の月別－深度のイソプレット図

日本海における高塩水と淡水の起源域である 3 海域 (ECS・NJP・RUS) の季節変化を示すため，12 か月全ての時系列が揃っている 3 格子を海域毎に選択し，それらを 1～3 の番号を付して Fig. 11 に表示した。Fig. 11 の上段は選んだ 3 格子の淡水存在比 %(H = 200 m) の経月変化，下段は 2 番格子を代表例とした塩分 (赤青濃淡表示) の月別－深度 (0～300 m) のイソプレット図である。なお，塩分に重ねた等値線は密度を示す。3 海域とも 200 m 以深の塩分には季節変化がほとんどみられず，淡水存在量の季節変化は主に 200 m 以浅の水柱で見積もられることが確認される。高塩水の起源である ECS は，1～6 月が塩分極大時期，7～12 月は 100 m 以浅が低塩化するものの，その下部に高塩水が維持されている。このように，日本海南部の ESC では高塩の対馬暖流水が 1 年を通して認められる。また，ECS の淡水存在比は 4 月頃に極小 (1% 以下)，9 月に極大 (2% 以上) という比較的大きな振幅の季節変化を示す。

淡水起源の 1 つである NJP の塩分変化は，先にみた Aomori 定線 Stn. 1 の塩分変化 (Fig. 6(a) の S) によく似てい

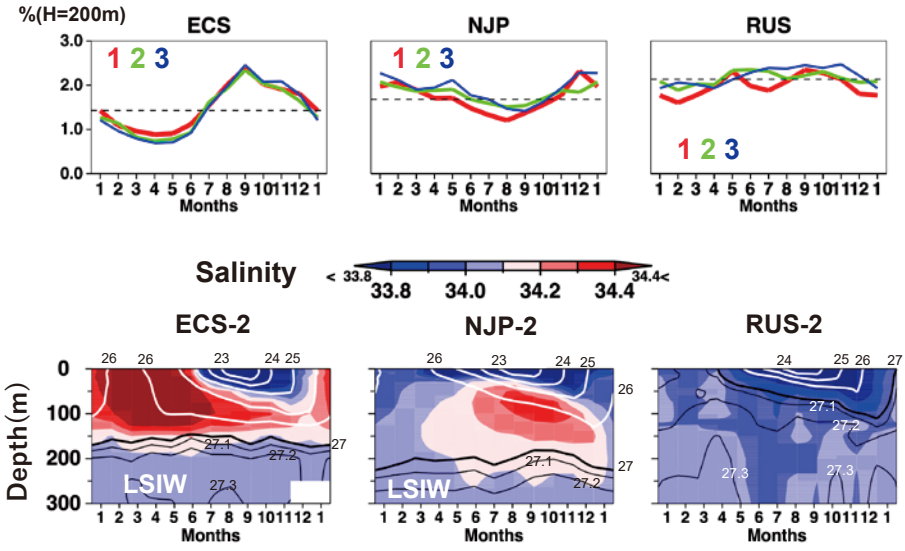

Fig. 11. The upper panels show the monthly changes in the percentage of freshwater content %(H = 200 m) in three grid cells selected from each sea area (ECS, NJP, and RUS), and lower panels show the depth (0–300 m)–time diagrams of salinity, using grid number 2 as a representative example. The contour lines superimposed on the salinity isopleths indicate density.

る。高塩水は 7〜12 月の深度 100 m 付近に出現し，他の時期は低塩水が支配的である。NJP の淡水存在比の季節振幅は ECS に比べて小さいものの，11〜1 月頃に極大がある。これは岸沖水位差の冬季強化 (Fig. 3 の水位差) や傾圧地衡流流量の冬季極大 (Fig. 9 の Stn. 1-6 積算) となる時期にほぼ一致する。もう 1 つの淡水起源である RUS の塩分変化には，34.1 を超えるような高塩水は出現せず，200 m 以浅の塩分や淡水存在比にも明瞭な季節変化は認められない。対馬暖流域内にある ECS や NJP の 200 m 以深の密度 27.0〜27.3σ_θ に存在する低塩水は，低塩中層水 (Low Salinity Intermediate Water : 以下, LSIW と略す) と呼ばれる。その起源は RUS を含む日本海西方海域にあると推定されている (大野ら，2025)。1〜3 月の RUS において，密度 27.0〜27.2 σ_θ の水塊が海面に露出しており，これは冬季海面冷却による重い低塩水の沈み込み，すなわち，LSIW の冬季形成を推測させる。

4) 淡水存在比の水平分布の月別変化

Fig. 11 下段のイソプレット図をみると，ECS や NJP の表層低塩水が出現する深度は 100 m 以浅に限られており，表層海水内に存在する淡水量に注目するのであれば，それは深度 H=100 m までの水柱で概算される。Fig. 12 はその淡水存在比 %(H = 100 m) の月別水平分布であるが，この深度であれば東中国海から日本海への淡水輸送 (対馬/韓国海峡の通過水塊) も表現することができる。

赤色表示の 1.5%(H = 100 m) 以下の領域に注目すると，これは淡水量が相対的に少ないので，高塩の対馬暖流水の指標とみなせる。低 %(H = 100 m) の海水 (または高塩水) は，10〜12 月に対馬/韓国海峡を通過し，1 月頃に ECS を経由して日本海内へ入り，2〜6 月の約半年間で極前線以南の対馬暖流域に拡大する。注目すべき点は，日本列島に沿った能登半島以北の沿岸域 (NJP を含む) では，青色表示の 2.0%(H = 100 m) 以上の値が 11〜12 月 (W_{inter})，その後の 1〜6 月まで，半年以上も維持されていることである。この北日本沿岸域では，河川水による継続的な淡水供給が示唆される。これは先にみた Aomori 定線 (Fig. 8) の対馬暖流水が，冬〜春季の約半年もの間，高温低塩水を維持していたこととも矛盾しない。ところが，7〜8 月の短期間に限り，この沿岸からの淡水供給は不明瞭となり，NJP の沿岸域も高塩水が支配的になっている。この 7〜8 月は，先にみたように，高塩水を抱え込んだ夏季の北上流強化 (S_{ummer}) の時期である。また，このような月別変化でみると，8〜10 月頃，対馬/韓国海峡を通過して日本海へ入る淡水供給 (青色表示の 2.0% (H = 100 m) 以上の領域) も存在することがわかる。これは梅雨期の後，東中国海に流れ込む揚子江や黄河による河川水が支配的な淡水移流と考えられる。ただし，日本海の淡水存在比分布図 (Fig. 12) の 8〜12 月において，東中国海から供給される淡水と能登半島以北の海域 NJP に供給される淡水を区別することは困難である。

11〜12 月は冬季の北上流強化 (W_{inter}) の時期であり，その淡水存在比の水平分布をみると，淡水供給域は能登半島以北の沿岸域一帯に広がっている。石川ら (2007) は岸沖水位差解析から，冬季強化が能登半島以北の海域に限られていることを指摘しているが，その理由はこのような淡水分布の空間的な偏りで説明できると思われる。最近，Wagawa et al. (2024) は日本海中東部において水中グライダー (underwater glider) を用いたスナップショット観測を実施し，能登半島以北の沿岸水に由来する厚い低塩水が沖合方向に延びている様子を捉えた。彼らはクロロフィル画像や数値実験とも組み合わせ，低塩の沿岸密度流とメソスケール渦流との相互作用が高栄養塩の河川水を沖合へ輸送し，本海域の基礎生産に影響を与えている可能性を指摘している。

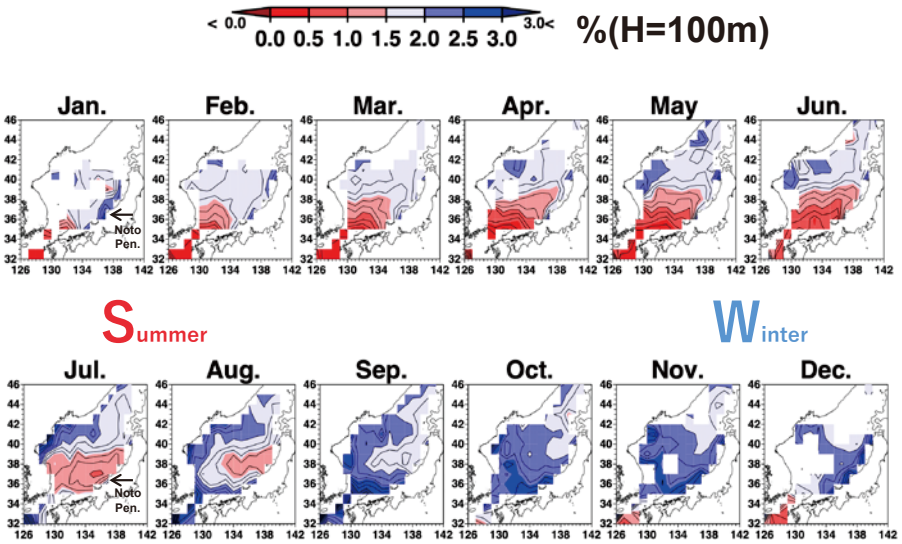

Fig. 12. Monthly change in horizontal distributions of freshwater content %(H = 100 m) of surface water in the Japan Sea.

津軽海峡に侵入できる低塩水駆動の浅い密度流の数値実験

本実験の背景と目的

竜飛－松前の水位差 (Fig. 4(a)) が示したように，津軽海峡通過流の表層地衡流には季節変化があるものの，断面通過流量でみると，その季節振幅は他の 2 海峡 (北の宗谷海峡, 南の対馬/. 韓国海峡) に比べて小さい。Kida et al. (2016) はこれら 3 海峡を繋げる季節擾乱の応答機構を数値実験 (2 層モデル) と 3 海峡で閉じた摩擦バランス理論 (Kelvin の循環定理を用いた島周りの摩擦バランスの解析解) を用いて調べ，その理由を明らかにした。季節的な駆動力は宗谷海峡以北の冬季風強制にあり (Tsujino et al., 2008)，それによって生じた宗谷海峡の水位擾乱が順圧応答 (外部重力波の伝播) を介して，南側 2 海峡の流れをほぼ同時に駆動する。このとき，摩擦バランス理論は 3 海峡の真ん中に位置する津軽海峡のみ，季節振幅が極端に小さくなることを予測し，これは数値実験でも再現される。この知見をもとに，我々の数値実験における津軽海峡通過流の順圧流量は，断面全体で同じ流速値 (順圧流) もつ 1.5 Sv の固定値を設定している。

Han et al. (2016) は現実的な地形や成層条件等が同化された 4 つの数値モデルをアンサンブル分析し，3 海峡で流量収支がとれた状態において，モデル間の誤差や共線性 (説明変数間の線形相関) を議論している。まず，どの数値モデルも津軽海峡の通過流量が過大評価され，これは後の論文 Han et al. (2018) において，モデル格子間隔を細かくすることで表現される海底地形による形状抵抗 (飯野ら, 2009) として解決されている。Han et al. (2016) では 7～11 月の幅広い上凸ピークとなる深浦－函館の水位差から換算された津軽海峡通過流量を実測値 (本論では危険と判断) として利用している。しかし，アンサンブルされたモデル通過流量のピークは，夏季ではなくて 11～12 月頃にあり (Han et al. (2018) の Figs. 11 と 15 を参照)，これは利用した実測値に一致せず，むしろ，本研究で主張した竜飛－松前の水位差の季節変化に近い。おそらく，数値モデルでは日本海の水温塩分データの季節変化が正しく同化されており，11～12 月に強化される低塩水による密度流が現実に近い状態で再現されているものと思われる。

このように，Han et al. (2018) の同化モデルは，冬季強化の津軽海峡通過流の再現に成功しているが，残念なことに，実測流 (こちらが誤り) との不一致が議論された論文内容になっている。我々の数値実験では前節までの資料解析結果の解釈を補うことを目的に，海峡内へ侵入する密度流の力学機構と海峡横断方向の水位差変化に着目する。日本海と津軽海峡が接続した海底地形及び成層条件を単純化した数値実験において，夏季の暖水駆動の深い密度流は海峡侵入できないのに対し，それに低塩水駆動の浅い密度流が加わった冬季の状態を設定すると，その表層低塩水は海峡侵入できることが示される。

モデルの概要と沿岸捕捉密度流の初期及び強制条件

本実験は現実的な海面加熱冷却や流入流出の季節変化を考慮していないため，まだ予備的な実験段階にある。それゆえ, モデル地形 (Fig. 13) は日本海を模した矩形海 (水深 1,000 m，東西幅 600 km，南北幅 800 km) の東側に，浅い津軽海峡を模した直線水路 (水深 100 m，幅 40 km，長さ 200 km であり，以下，海峡水路と呼ぶ) を接続させただけの単純地形とした。また，本実験では北上する沿岸捕捉密度流の海峡周辺における局所的な応答を調べるため，惑星 β 効果は考慮せず，f 平面静水圧近似した多層の MITgcm (Massachusetts Institute of Technology general circulation model) を使用した。なお，海底摩擦を考慮しないことで (摩擦係数を零に設定)，海峡水路内の通過流はほぼ地衡流とみなすことができる。

初期条件は夏季の暖水駆動の沿岸捕捉密度流を想定し，その空間分布を Fig. 13 の青線矩形領域を拡大して Fig. 14 に表示した。(a) は海面水位の水平分布及び海峡出口に沿った南北方向の C 線，海峡を南北に挟む東西方向の A 線と B 線を示し, (b) は表層流速ベクトルの水平分布である。(c) は C 線上の水温鉛直断面分布，(d) は初期条件では共通する A・B 線上の水温と断面直交流速成分の鉛直断面分布である。東側壁境界に捕捉された密度流は，内部ケルビン波タイプの 2 層の内部境界面変位で表現し，壁境界の深度を 200 m (海峡水路の深さ 100 m よりも深い)，そこから内部変形半径で e^{-1} となる指数関数で上層厚に漸近させ (Fig. 14(c) と (d))，さらに，下層流が零となるような (アイソスタシーが成立した) 海面水位 (Fig. 14(a)) を与えた。ここでは，対馬暖流を模した上層の北上流量が 2 Sv になるように (Fig. 14(b) と (d))，塩分は全領域で一定の 34.1，下

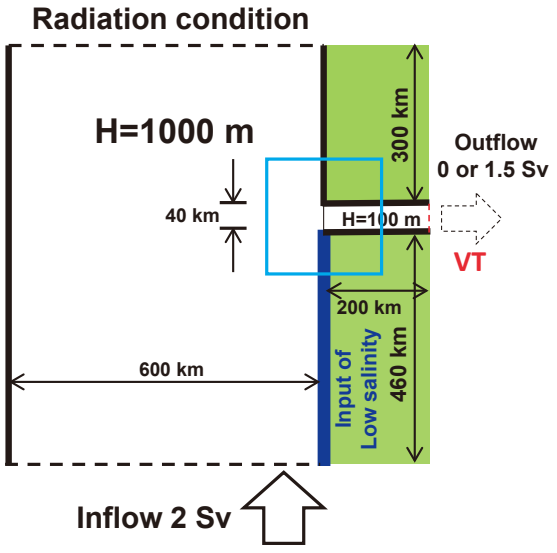

Fig. 13. Model domain consisting of a rectangular sea representing the deep Japan Sea, with a straight channel representing the shallow Tsugaru Strait connected to its eastern side.

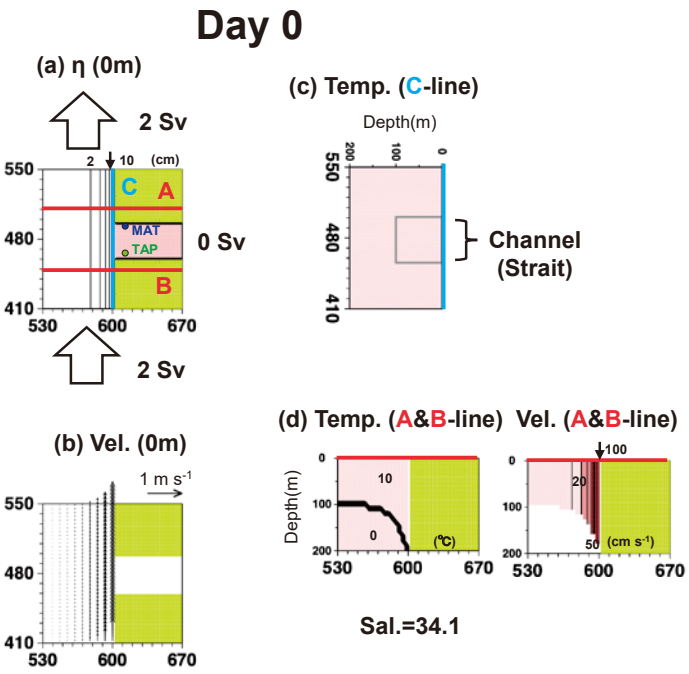

Fig. 14. Initial conditions for a summer warm-water-driven density current. Horizontal distributions of (a) sea level and (b) surface velocity vector. Vertical distributions of (c) temperature along C line, and (d) temperature and current velocity normal component along A and B lines. Model grid points corresponding to the Matsumae (MAT) and Tappi (TAP) are indicated by circles labeled with the same abbreviations in (a).

層水温を 0°C に固定した上で，漸近させる上層厚 100 m と上層水温 10°C を決定した (計算方法は省略)。

75 日間の全計算時間において，南側開境界では上述した流量 2 Sv の北上流の初期条件を固定値として流入強制させ続け，北側開境界では放射条件を用いて，モデル内で発生した擾乱を抜き去った。計算開始後 0〜20 日までは海峡水路を通過する順圧流量 VT (Volume Transport) は零のままで調節させ (Stage 1)，20〜30 日の間で VT を 1.5 Sv までゆっくりと増加，30 日以降は VT = 1.5 Sv の固定値とした。これは津軽海峡を挟む日本海と太平洋の水位差で駆動される海峡通過流を模している。さらに，この海峡通過流は海峡の両端口で波動 (ケルビン波や陸棚波など) を励起し，その波動伝播によって，海峡通過流と接続した海峡外の沿岸境界流が形成される (例えば，Ohshima, 1994)。冬季の低塩水駆動の沿岸捕捉密度流は，50 日以降において，海峡水路位置よりも南側の表層沿岸格子 (Fig. 13 の青線表示) にのみ，34.1 よりも低い塩分値 (観測された塩分が再現される適当な値) を固定させることで再現した。これは NJP を含む能登半島以北の沿岸域からの河川水による淡水供給を模したものである。よって，30〜50 日は夏季の海峡通過流 (Stage 2)，50〜75 日は冬季の海峡通過流 (Stage 3) の状況に対応する。また，夏季の流量増加を想定し，北上流量を 3 Sv とした追加実験 (他の条件は 2 Sv 実験と同じ) も行った。

モデル結果と考察

現実地形の松前 MAT と竜飛 TAP に対応する格子点を，同じ略記号を付した丸印で Fig. 14(a) に示した。両格子点の水位 (青線と緑線) 及び水位差 $\Delta\eta$ = TAP − MAT (黒線) の時間変化を Fig. 15 の下段に示し，上段は強制として与え

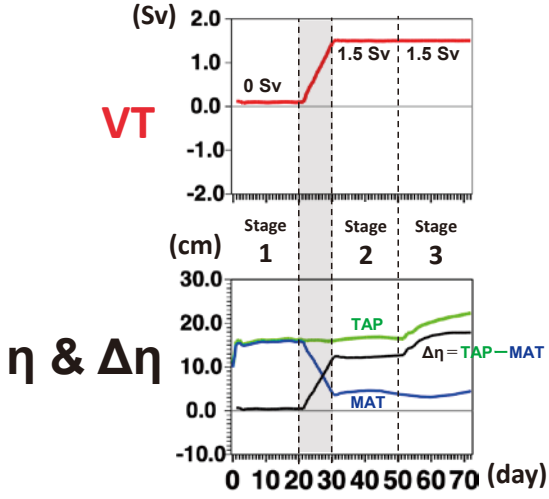

Fig. 15. The lower panel shows the time variation of the sea levels at MAT and TAP (blue and green lines) and their difference $\Delta\eta$ = TAP − MAT (black line), and the upper panel shows that of forced volume transport VT (red line) through the strait channel.

た海峡水路の順圧流量 VT(赤線) の時間変化である。Stage 1 (0～20 日) では初期状態がほぼ維持され，海峡水路内に侵入する流れはなく，TAP = MAT～16 cm，$\Delta\eta$～0 cm である。北上流量 3 Sv の追加実験の水位は TAP＝MAT～23 cm に増加するものの，$\Delta\eta$～0 cm は同じであった (図は省略)。

Stage 1 と 2 の間 (20～30 日) では，海峡水路内 (成層なしで一定水深) の東向き順圧流強制 (VT = 0 Sv → 1.5 Sv) による地衡流調節が行われる。海峡内の水深 100 m から概算される外部変形半径は約 300 km，これは水路幅 40 km よりも 1 オーダも大きい。よって，地衡流調節問題の理論解析 (木村，1983) によれば，与えた流速場に釣り合うように，海峡水路を横断する水位勾配 (圧力場) が調節され，流速分布はほぼそのまま，地衡流として維持されることがわかる。この調節過程で発生する波動は，東向き流を伴う外部ケルビン波と考えられ，この波は水路の北側岸境界を右手にみて伝播する。それゆえ，南側 TAP の水位は初期状態の 16 cm から変化しないが，北側 MAT の水位が 16 cm から 4 cm へ低下し，30 日目の水位差は $\Delta\eta$～12 cm になる (Fig. 15)。Fig. 14 とほぼ同じ表示形式で，40 日目の Stage 2 における海峡水路周辺の水平及び鉛直分布を Fig. 16 に示した。強制した北上流量 2 Sv は海峡水路流入量の 1.5 Sv と残りの北上流量 0.5 Sv に分配され，海峡水路内では $\Delta\eta$～12 cm の水位勾配に対応した東向きの表層地衡流 (50 cm s^{-1} 弱の流速) が形成されている (Fig. 16(a) (b))。C 線上の鉛直断面をみると，海峡水路内で強制した東向き流は水路の西方入口付近で上層海水を引き込むため，海峡水路北側の等温線が上昇し，それにより下層水の一部が海峡水路内へ侵入し，海峡水路流入流は少しだけ傾圧的となっている (Fig. 16(c))。伊田ら (2016) は現場観測によって，日本海中層水が北海道側底層から海峡内へ侵入している観測的証拠を提示している。南側 B 線上の水温と流れ場 (Fig. 16(e)) は初期状態 (Fig. 14(d)) とあまり変わらないが，北側 A 線上では等温線が上昇し，表層の北上流速が特に大きく弱まっている (Fig. 16(d))。海峡水路北側における等温線の上昇 (上凸となる内部境界面変位) は，南下流を伴う内部ケルビン波を励起する。この波は岸境界を右手にみて北上伝播するため，初期に設定した北上流量 2 Sv を 0.5 Sv へ減少させる。

北上流量 3 Sv の追加実験も定性的には上述した 2 Sv 実験と同じ結果 (図は省略) を示し，北側 MAT の水位のみ 23 cm から 11 cm へ低下するものの，水位差は 2 Sv 実験と同じの $\Delta\eta$～23－11～12 cm であった。このように，海峡水路 (100 m) よりも深い深度 (200 m) をもった沿岸捕捉密度流であれば，北上流量を増加 (2 Sv → 3 Sv) させても，密度流は渦位保存則を維持するため，海峡水路入口を素通りすることがわかる。これは夏季の暖水駆動の密度流が (同様に，2～5 月の低塩水駆動の密度流も) 海峡深度よりも深い海洋構造をもっていれば，その強弱擾乱は海峡内に侵入できないことを間接的に示唆している。

70 日目の Stage 3 における海峡水路周辺の水平及び鉛直分布を Fig. 16 と同じ表示形式で Fig. 17 に示した。Stage 3 において，海峡水路位置よりも南側の淡水供給により発生した低塩の沿岸密度流は 50 m よりも浅い構造であり，海峡水路の深度よりも十分に浅い (Fig. 17(c) と (e))。それゆえ，この浅い密度流及びそれに伴う擾乱 (内部ケルビン波が想定) は，海峡水路地形の影響を受けることなく，岸

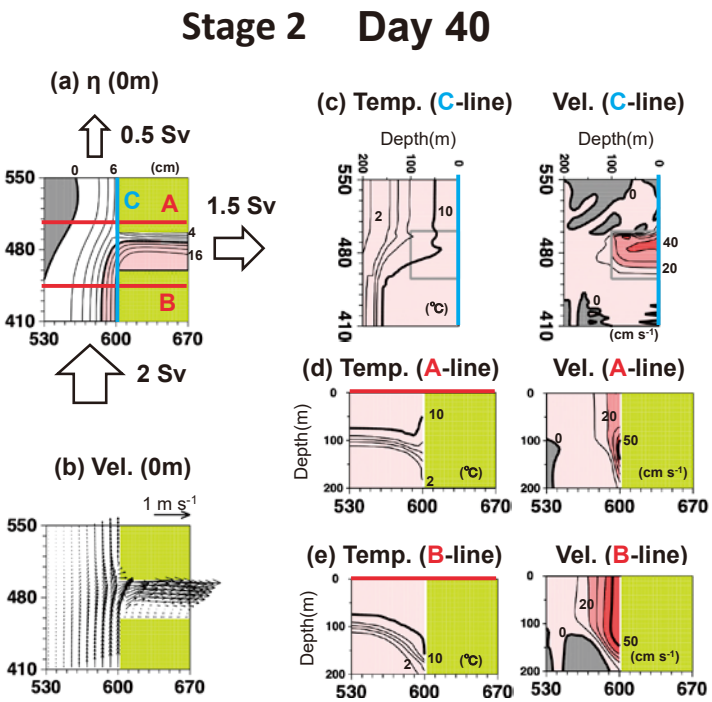

Fig. 16. The same as Fig. 14, but for horizontal and vertical distributions around the strait channel during Stage 2 on Day 40

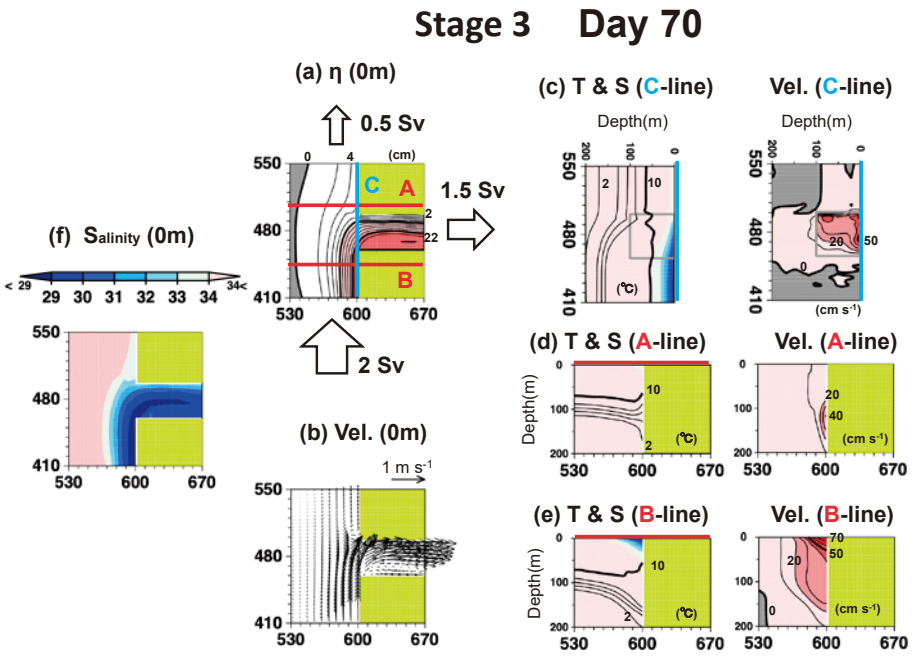

Fig. 17. The same as Fig. 16, but for horizontal and vertical distributions around the strait channel during Stage 3 on Day 70. Since freshwater inflow occurs at this stage, we have added a salinity legend and the horizontal distribution of surface salinity in (f).

境界に捕捉されたまま，南側壁境界から海峡水路の南側へ侵入できる。その結果，Stage 3 の北側 MAT の水位は 4 cm 前後から変化しないのに対し，南側 TAP の水位のみが 16 cm から徐々に増加し，同時に $\Delta\eta$ も増加している (Fig. 15)。Stage 3 の流量分岐の配分は Stage 2 と同じであるが，海峡水路内では $\Delta\eta$～20 cm の大きな水位勾配に対応した，低塩水を伴う強い東向き表層地衡流 (70 cm s^{-1} 強の流速) が形成されている (Fig. 17(a) (b) と (f))。

本実験の海峡水路を横断する水位差と表層流速は地衡流の関係にあり，Stage 2 では $\Delta\eta$～12 cm と 50 cm s^{-1} 弱，Stage 3 では $\Delta\eta$～20 cm と 70 cm s^{-1} 強となった。しかし，両 Stage の海峡水路通過流量は同じ 1.5 Sv に設定したままである。これは海峡を横断する TAP－MAT の水位差は表層地衡流の強弱の指標にはなるものの，日本海中層水の底層侵入 (伊田ら，2016) や低塩水の表層侵入 (本研究) による密度成層の影響を補正しなければ，海峡通過流量の正しい指標にはならないことを示している。

お わ り に

日本海を北上する対馬暖流は，夏季 (8～9 月) と冬季 (11～12 月) の年 2 回強化されることが知られている。そのうち，冬季強化の水位上昇擾乱だけが津軽海峡内に侵入できることが，海峡を横断する水位差 (表層地衡流を想定) の季節変化から推測された。本研究では，その理由を青森沖の定期海洋観測資料 (ほぼ月単位で実施)，日本海全域の淡水存在比の時空間分布の解析，そして数値実験を通して明らかにした。夏季に強化される対馬暖流は，津軽海峡の深度よりも深い海洋構造をもった暖水駆動の密度流である。それゆえ，この密度流に伴う擾乱 (本数値実験では深い深度の内部ケルビン波) は海峡入口を素通りし，海峡内へは侵入できない。一方，冬季に強化される対馬暖流は，能登半島以北の河川水を起源とした淡水供給による浅い低塩水駆動の密度流であることがわかった。すなわち，夏季の対馬暖流は高温高塩水で特徴付けられるが，冬～春季 (12～5 月) になると高温低塩水へ変化する。11～12 月の冬季に限れば，沿岸に捕捉された低塩水の深度は海峡深度よりも浅く，この密度流は浅い深度の内部ケルビン波の沿岸捕捉擾乱として，海峡内へ侵入することが可能となる。

対馬暖流は 3 つの海峡の流入流出で駆動される日本海通過流と考えられてきたが，本研究はそれに加えて，日本海内部への淡水供給によって駆動される密度流の影響も無視できないことを主張するものである。しかしながら，淡水供給の起源にはいくつもの候補があり，東中国海から対馬/韓国海峡を経由して輸送される淡水移流，能登半島以北の沿岸河川水，日本海北部のロシア沿岸河川水または融氷水，海面への直接的な降水などがある。低塩水 (または淡水) 駆動の傾圧的な密度流の力学を議論するためには，これらの寄与率を海域毎に明らかにする必要がある。例えば，大陸の砂漠地帯やツンドラ地帯，日本の山岳地帯を流れる個々の河川水は，アルカリ度 (重炭酸イオンや炭酸イオンなど) や pH 値が大きく異なることが予想され，それらを指標にした起源別の淡水分離と定量化の研究が将来の課題として考えられる。

謝　　辞

本論を改訂するにあたり，査読者様から説明不足と記述間違いの指摘，そして英文表記の仕方など有益なコメントを数多く頂き，心から感謝致します。青森県による定線海洋観測は，我が国周辺資源評価調査事業および水産資源調査・評価推進委託事業によって実施され，本研究ではこの貴重な資料を提供して頂き，青森水総研の皆さまに深く感謝致します。また，日本周辺海域の水温塩分資料の収集管理と統計処理を行い，それらの結果をWebサイトにて提供されているJODCの皆さまにも心よりお礼申し上げます。

参 考 文 献

Han, S., Hirose, N., Usui, N. and Miyazawa, Y. (2016) Multi-model ensemble estimation of volume transport through the straits of the East/Japan Sea. *Ocean Dynamics*, **66**, 59-76. https://doi.org/10.1007/s10236-015-0896-9

Han, S., Hirose, N. and Kida, S. (2018) The role of topographically induced form drag on the channel flows through the East/Japan Sea. *J.Geophys.Res.*, **10**, 1-15. https://doi.org/10.1029/2018JC013903

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**, 1-19.

伊田智喜・山下慎司・磯田　豊・小林直人 (2016) 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. 海の研究, **25**, 101-122. https://doi.org/10.5928/kaiyou.25.4_101

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. https://doi.org/10.5928/kaiyou.16.3_223

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. https://doi.org/10.5928/kaiyou.12.487

Kida, S., Qiu, B., Yang, J. and Lin, X. (2016) The annual cycle of the Japan Sea throughflow. *J.Phys.Oceanogr.*, **46**, 23-39. https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0075.1

木村龍治 (1983) 地球流体力学入門, 東京堂出版

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 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.

大野舞子・磯田　豊・高槻丈嘉 (2025) 日本海東部海域の中層を経由するオーバーターニング循環の観測的証拠. 海の研究, **31**, 129-147. https://doi.org/10.5928/kaiyou.34.4_129

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.

Toba, Y., Tomizawa, K., Kurasawa, Y. and Hanawa, K. (1982) Seasonal and year-to-year variability of the Tsushima-Tsugaru Warm Current system with its possible cause. *La mer*, **20**, 41-51.

Tsujino, H., Nakano, H. and Motoi, T. (2008) Mechanism of currents through the straits of the Japan Sea : Mean state and seasonal variation. *J. Oceanogr.*, **64**, 141-161. https://doi.org/10.1007/s10872-008-0011-7

Wagawa, T., Igeta, Y., Sakamoto, K., Takeuchi, M., Okuyama, S., Abe, S. and Yabe, I. (2024) Freshwater spreading far offshore the Japanese coast. *Scientific Reports*, **14**, 145508. https://doi.org/10.1038/s41598-024-63275-6

Wakita, M., Sasaki, K., Nagano, A., Abe, H., Tanaka, T., Nagano, K., Sugie, K., Kaneko, H., Kimoto, K., Okunishi, T., Takada, M., Yoshino, J. and Watanabe, S. (2021) Rapid reduction of pH and CaCO3 saturation sate in the Tsugaru Strait by the intensified Tsugaru Warm Current during 2012–2019. *Geophys. Res. Let.*, **48** e2020GL091332. https://doi.org/10.1029/2020GL091332

寄高博行・花輪公雄 (2020) 東京湾平均海面基準の日本沿岸平均水位分布とその季節・経年変動, 海の研究, **29**, 107-128. https://doi.org/10.5928/kaiyou.29.4_107