

— 論 文 —

日本海の高塩分中層域を経由する オーバーターニング循環の2010年代の経年変化*

植田 純生^{1**}・磯田 豊²

要 旨

日本海の内部領域では惑星 β 面上の南北水温勾配を伴う東向き表層流（対馬暖流）が年正味の海面熱損失と南方からの水平熱輸送との熱バランスによって維持されている。このような海盆スケールの表層流は温度風平衡を満たし、西岸境界で湧昇、東岸境界で沈降を駆動して、中層もしくは底層を経由するオーバーターニング循環（鉛直循環）を発達させる。日本海の高塩分中層水（High Salinity Intermediate Water: HSIW）は極微細な塩分極大を示す水塊であり、塩分極小である日本海中層水（Japan Sea Intermediate Water: JSIW）の下方、深度 500～700 m 付近に位置している。HSIW は北海道沿岸沖の対馬暖流による流入高塩分水を起源とし、これはオーバーターニングによる東岸境界の沈降に対応する。2009 年の夏季、HSIW に繋がる高塩分の大規模な表層混合層が観測され、ベンチレーション（換気）の直接的な証拠が捉えられた。ところが 2010 年代に入り、急速に低塩化する JSIW が HSIW を上方から蓋をする状態が継続した。本研究では HSIW の時間変化を追跡できる有用な生物化学トレーサーとして Preformed PO_4 (PO_4^0) を提案する。JSIW 内の PO_4^0 は枯渇状態の表層 PO_4^0 との活発な混合を示し、JSIW は毎冬の更新が示唆された。その一方で、HSIW 内の PO_4^0 は JSIW からの鉛直拡散の影響を受けて減少しつつも極大構造を維持していた。おそらく、HSIW を更新する大規模なオーバーターニングは間欠的にしか起こらず、その間隔は数年以上離れていることが推測される。

キーワード：日本海，オーバーターニング循環，高塩分中層水，Preformed PO_4

1. はじめに

日本海は日本列島と極東ユーラシアに囲まれた縁辺海であり、北太平洋やオホーツク海に接続した海峡部の水深が 150 m よりも浅いため、外洋との海水交換が表層に限られた閉鎖性の高い海である。それゆえ、日本海の中深層水は外洋から孤立し、その水温と塩分の変化レンジは極端に小さく、日本海固有水（Japan Sea Proper Wa-

* 2021 年 4 月 21 日受領 2022 年 3 月 13 日受理

著作権：日本海洋学会，2022 年

1 北海道大学大学院環境科学院
〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 5 条

2 北海道大学大学院水産科学院
〒041-8611 函館市港町 3-1-1

** 連絡著者：植田 純生
TEL：090-1384-7726
e-mail：a797alonedo1p@ees.hokudai.ac.jp

ter: JSPW) と呼ばれている (宇田, 1934; Yasui *et al.*, 1967)。JSPW の起源は冬季の海面冷却により北部日本海表層で重くなった海水の沈降であり, 外洋に比べて溶解酸素濃度 (Dissolved Oxygen: DO) が高い (海水年齢が若い) ことが特徴の一つである。

このような中深層水 (日本海では JSPW) と表層水が入れ替わる鉛直循環のことをオーバーターニング循環 (overturning circulation) という。オーバーターニング循環の研究は, 現場観測の難しさから, OGCMs (ocean general circulation models) を用いた理論的な研究が先行している。最近, Yoshikawa *et al.* (2021) は海面の南側加熱・北側冷却 (differential heating/cooling) の強制実験から, 局所的な冷却 (海水形成に伴う Brine 水の放出など) では非地衡流成分が小スケールの鉛直循環に寄与する一方, 大スケールの鉛直循環 (大洋・海盆スケールの対流現象) では地衡流成分が顕著に寄与することを明らかにしている。日本海の対馬暖流を海面冷却駆動流 (Cooling-induced Current; Isoda, 1999) として再現した Fang and Isoda (2020) の数値実験結果を Fig. 1 に示す。極前線 (Polar front) の南側の対馬暖流は蛇行しながらも東向きに流れ (Fig. 1c), これは惑星 β 面上の南北水温勾配 (Fig. 1a) に伴う温度風平衡 (鉛直シア一流) の状態にあり, 西岸境界で湧昇 (Upwelling), 東岸境界で沈降 (Downwelling) を生じさせる。その結果, 西向き流 (Fig. 1d) となる冷たい中深層 (Fig. 1b) を経由するオーバーターニング循環が発達する。Yoshikawa *et al.* (2021) を参考にすれば, 東西境界に直交する方向の地衡流がそれぞれの境界に沿って強い湧昇・沈降流を駆動し, 内部ケルビン波と惑星ロスビー波の擾乱伝播を介して, 東西方向に卓越する鉛直循環が形成されると理解される。

Talley *et al.* (2006) は夏季の日本海全域の海洋観測結果をもとに, 鉛直方向に観察される塩分の極大極小分布から, 水塊分類とその起源についてレビューしている。対馬暖流水 (Tsushima Current Water: TCW) は対馬海峡から流入し, 深度 150 m 付近に塩分極大を示す水塊である。その下部には日本海中層水 (Japan Sea Intermediate Water: JSIW) が塩分極小として現れ (Kim and Chung, 1984; Sudo, 1986), その起源はロシア沿岸沖の表層低塩分水と考えられている。ただし, Kosugi *et*

al. (2021) は JSIW の過去 20 年間の塩分変化を調べ, 2010 年代に入ってから低塩化が急速に進行し, その原因がロシア側の低塩分水ではなく, 東中国海から対馬暖流域への淡水供給量の増加もしくは降水量の増加にあることを指摘している。JSIW の下方, 深度 500 ~ 700 m 付近には塩分極大があり, これが本研究で着目する高塩分中層水 (High-Salinity Intermediate Water: HSIW) である (Yoshikawa *et al.*, 1999; Watanabe *et al.*, 2001)。HSIW の起源は北海道西岸沖の対馬暖流によって北方へ輸送された TCW (高塩分水) が冬季に冷却混合された水塊と考えられている。この HSIW のさらに下方, 深度 1,500 m 付近には弱いながらも塩分極小があり, 深層塩分極小 (Deep Salinity Minimum: Deep- S_{\min}) と呼ばれている (Kim *et al.*, 1996)。その起源は西部亜寒帯域の冷却混合または海水形成時の Brine 水と推測されているが, よくはわかっていない。

気象庁は 2009 年の 4 季節に限り, 日本海東部海域の 2,000 m 以深の海域に細かい格子間隔の観測点を配置した (Fig. 2a は 2009 年夏季の測点)。その資料を解析した松岡ほか (2019) から引用して, Fig. 2 (a) に緑線で示した南北観測線上の夏季の塩分鉛直断面図を Fig. 2 (b) に示した。極前線 (Polar front) 以南をみると, 対馬暖流域表層は高塩の TCW, その下部に低塩の JSIW, さらに下方の深度 600 db 付近に高塩の HSIW が認められる。一方, 極前線以北には表層から HSIW の密度面 ($27.33 \sigma_{\theta}$ 付近) に至る高塩分の大規模な表層混合層が観測され (e6 印付近), これは北海道沿岸沖で HSIW が形成されていることの直接的な証拠である。Fig. 3 は Fig. 2 (b) に緑線で強調した 3 つの密度面, (a) に TCW 下部 (Lower-TCW) の $26.70 \sigma_{\theta}$, (b) に JSIW の $27.22 \sigma_{\theta}$, (c) に HSIW の $27.33 \sigma_{\theta}$ 付近における密度-塩分ダイヤグラム (上段) と深度 2,000 db 基準の加速度ポテンシャル (傾圧地衡流を流線と矢印で表示) の水平分布 (下段) である。上段のダイヤグラムをみると, TCW 下部では対馬暖流域 (黒線) が北部海域 (青線と赤線) よりも高塩であるが (Fig. 3a), JSIW (A 図) や HSIW (B 図) では北海道西岸沖の深い混合層形成によって北部海域全体が顕著に高塩化している (Figs. 3b, c)。高塩の TCW 下部の流速場 (Fig. 3a) をみると, 対馬暖流が蛇行しながらも北東向きに流れ, 津軽海峡の西側で収束した後, 北海道西

岸沖では沖合へ拡がりながら北上している。低塩の JSIW の流速場 (Fig. 3b) には極前線以北の亜寒帯域に時計回り渦流領域 (e6 印) が出現し, e1 ~ e3 印で表示した中規模の時計回り渦流も含め, 流動場は非常に複雑である。高塩の HSIW の流速場 (Fig. 3c) になると, 亜寒帯域の時計回り渦流領域 (e6 印) がさらに拡大し, 表層の対馬暖流とは逆向きの西向き流が津軽海峡沖から佐渡島付近までの広範囲に推測される。このように, Fang

and Isoda (2020) の数値実験で再現された東岸境界沈降水の西向き流 (Fig. 1d) は, 現場で観測された HSIW の密度面付近 (Fig. 3c) にあることがわかる。HSIW は日本海スケールのオーバーターニング循環の時空間変化を理解する鍵となる水塊と考えられ, これが本研究で HSIW に着目した理由である。

そこで, 本研究では HSIW の形成及び空間分布の経年変化を調べるために, 2011 年以降, 日本・韓国・ロシア

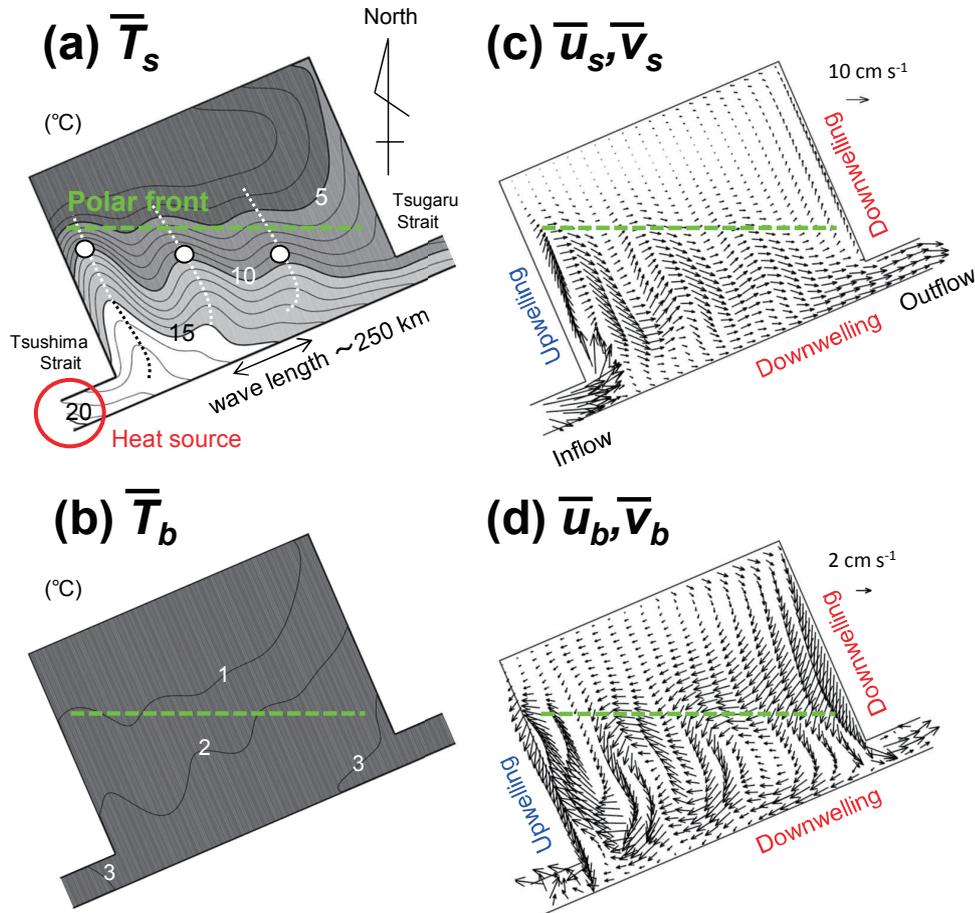


Fig. 1. Multi-layered numerical model, driven by seasonal change in sea surface heat flux with excess cooling, developed to investigate the dynamics of a cooling induced current in the Japan Sea, characterized by a 500 m-deep flat bottom topography, which roughly corresponds to the HSIW depth. In fact, the actual bottom depth is much deeper in the Japan Sea. Annual mean horizontal distributions of (a, b) surface and bottom temperature, and (c, d) surface and bottom current vectors. These figures are quoted from Fig. 4 by Fang and Isoda (2020). The meandering surface eastward flow, accompanied with the meridional thermal gradient on the planetary- β plane, could be determined by the heat balance between net heat loss at the sea surface and lateral heat transport from the southern entrance into the Japan Sea (red circle in (a)). As a result, a zonal over-turning circulation is formed (Figs. 1c, d).

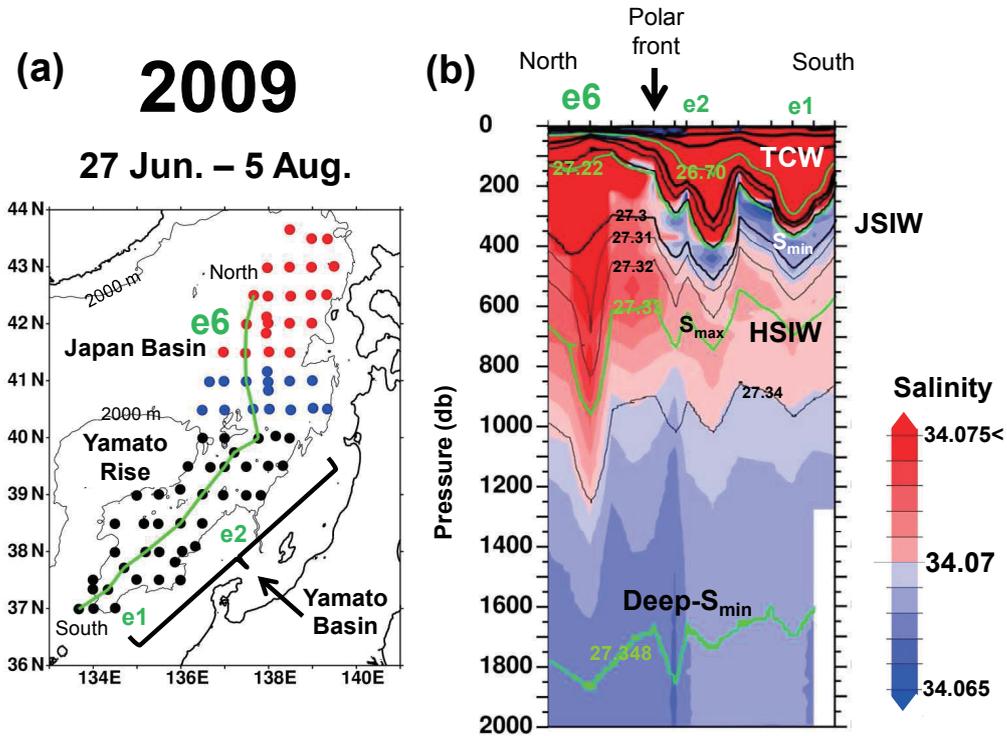


Fig. 2. (a) CTD stations in June–August 2009 by the Japan Meteorological Agency. A contour of 2000 m indicates the Japan and Yamato Basins, and the Yamato Rise, located in the eastern Japan Sea. (b) Vertical section of salinity along the meridional green line shown in (a). Contours indicate the isopycnal lines; the densities of 26.70 (Lower-TCW), 27.22 (JSIW), 27.33 (HSIW), and 27.348 σ_θ (Deep- S_{\min}) are shown by thick green lines. These figures are quoted from Figs. 6 and 12 by Matsuoka *et al.* (2019, in Japanese). The remarkable surface mixed layer with high salinity as HSIW has been found to the north of the polar front (around the symbol e6), and has been considered as a direct evidence of ventilation off the coast of Hokkaido.

の3か国が共同した日本海のモニタリング海洋観測 North-East Asian Regional-Global Ocean Observing System (NEAR-GOOS) の公開資料の解析を行った。この解析を進めると、Kosugi *et al.* (2021) が指摘した2010年代のJSIWの急速な低塩化がHSIWの塩分鉛直プロファイルにも影響を与えていることが確認された。ところが、HSIWの値自体には不自然なバラツキがみられ、その値をそのまま用いた解析では極大塩分値の低塩化を認めることができなかった。すなわち、HSIWの鉛直構造の経年変化は測定精度が0.002～0.003のオートサリノメータ(塩分検定器)を用いて校正されたボトル採水の塩分値でも検出可能であるが、HSIWの時間的な塩分変化量を記述するためには0.0001の測定分解能をもつ高品質のCTD(Conductivity-Temperature-Depth)の塩分(電

気伝導度)の確からしさが必要となる。一方で、日本海深層における酸素や栄養塩の時空間的な変化量は、塩分に比べるとはるかに大きい。そこで本研究では、見かけの酸素消費濃度(Apparent Oxygen Utilization: AOU)とリン酸塩(PO_4)から計算されるPreformed PO_4 がHSIWの時間変化を追跡できる有用な生物化学トレーサーであることを提案する。本論の2節では解析資料とデータの前処理について説明する。3節ではHSIWにおける塩分値のバラツキを示した上で、HSIWの時空間変化が定性的にでも記述できる塩分の補正方法を提案する。そして塩分値としての正確さ(accuracy)は失われるものの、補正された塩分(補正塩分)の時空間分布について記述する。4節ではHSIWの密度面付近において、Preformed PO_4 と補正塩分はともにJSIWからの鉛直拡

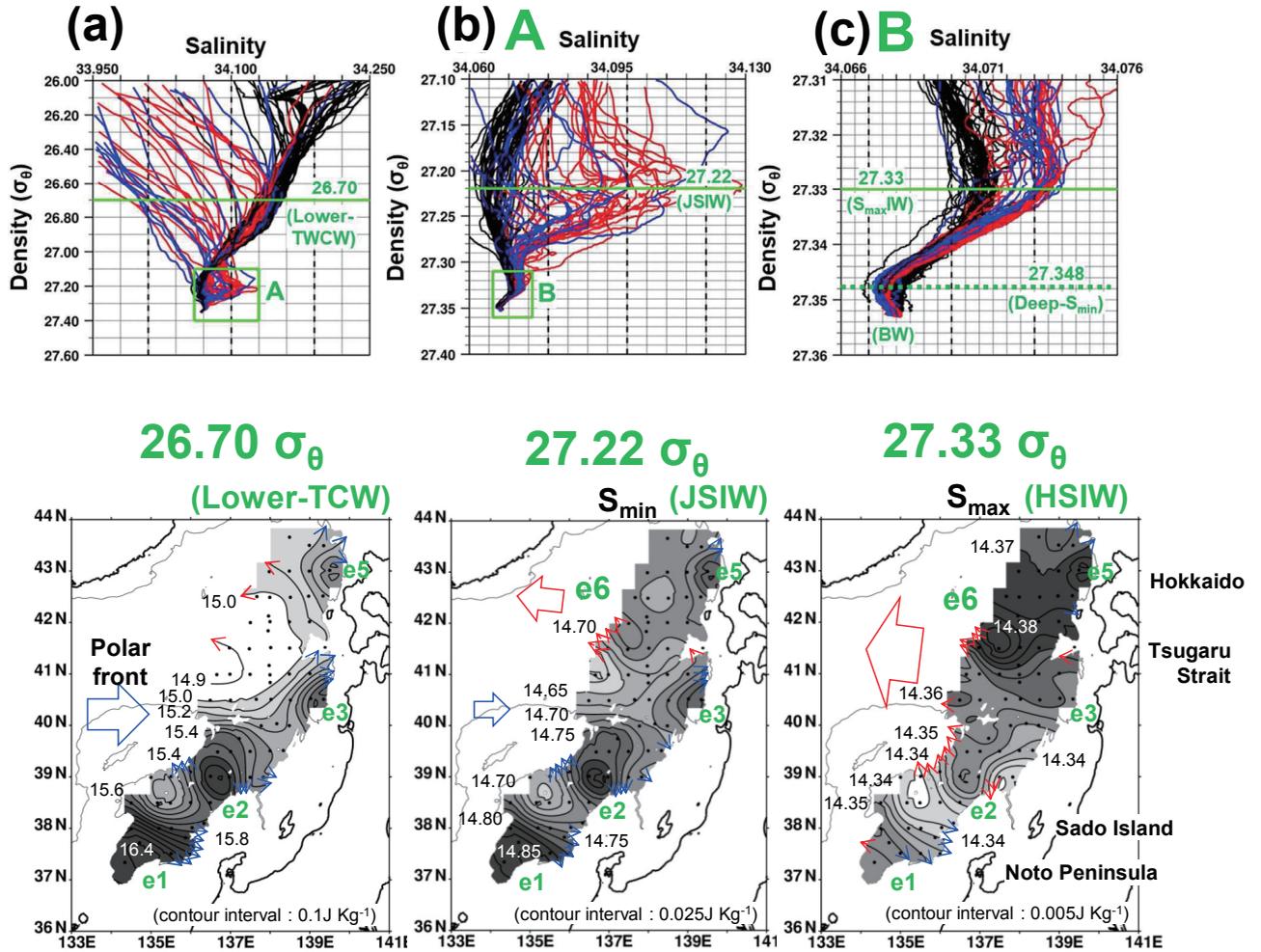


Fig. 3. Upper panels show density-salinity diagrams for three salinity ranges, i.e., (a) Lower-TCW, (b) JSIW, and (c) HSIW ranges, in June–August 2009. (b) is an extension range of rectangle A in (a). (c) is an extension range of rectangle B in (b). Red, blue, and black lines are classified by three observation areas, as shown in Fig. 2a. Lower panels show the horizontal distributions of acceleration potential on the density surface of (a) 26.70 (Lower-TCW), (b) 27.22 (JSIW), and (c) 27.33 σ_θ (HSIW). Red and blue arrows emphasize the westward and eastward flows, respectively. Symbols from e1 to e6 indicate the synoptic clockwise eddies or meandering. These figures are quoted from Figs. 7, 8, 9, 10, and 11 by Matsuoka *et al.* (2019, in Japanese). Salinity in e6 eddy was as high as shown in Fig. 2b, so we surmise that it represents the source of the salinity-maximum of HSIW.

散の影響を受けて減少しつつも極大構造を維持していることから、2010年代のオーバーターニング循環を推測する。5節では本研究のまとめと議論を行う。

2. 解析資料

NEAR-GOOSの観測資料は気象庁のWeb site

(<https://ds.data.jma.go.jp/gmd/goos/data/rtrdb/cross-section/cross-section.html>)で公開されている。このモニタリング観測線はFig. 4に示すように、日本海の東部海域において2本の南北線で構成されている。本論では西部West側をW線、東部East側をE線と呼び、それらのうち、日本海盆側(北部north側)にある観測線をWn(灰色丸印)とEn(青丸印)、その南部south側を

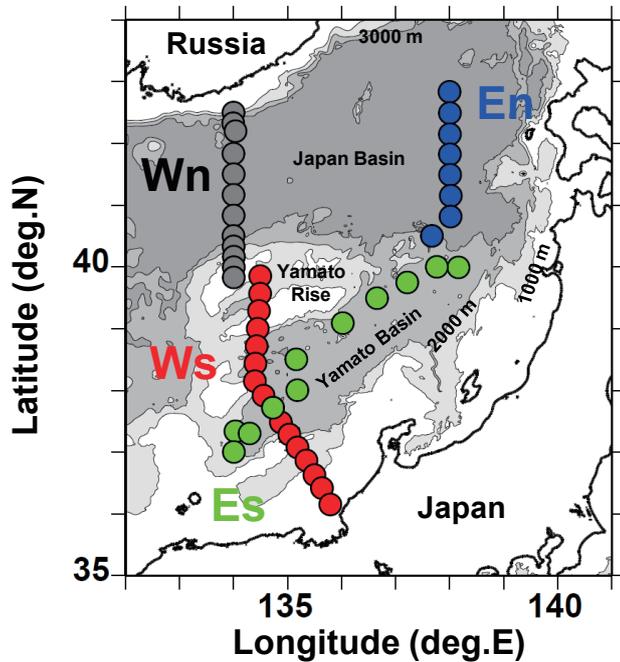


Fig. 4. Bathymetry and NEAR-GOOS (North-East Asian Regional—Global Ocean Observing System) monitoring points in the eastern Japan Sea, which consists of two north-south observation lines. W and E denote western and eastern lines; the subscript [n, s] indicates [north, south] part, respectively. In the following analysis, four colors (gray, red, blue, green) are used to distinguish data by four observation lines.

Ws (赤丸印) と Es (緑丸印) の計 4 測線に区分した。Wn 線はロシアの Pacific Oceanological Institute (POI) が担当し、他の観測線は日本の気象庁の担当である。本研究では 2020 年 4 月の時点で公開されていた 2011～2018 年夏季 (一部は秋季) の NEAR-GOOS データ (現場水温・塩分・DO) の解析を行った。このとき、2012 年の Wn 線のデータだけが未公開であった。気象庁と POI が観測に使用した CTD (Sea-Bird 社) は同じで、水温センサーが SBE3plus、塩分センサーが SBE4C、DO センサーが Kimoto 社の RINKO-III である。水温校正は SE35 (深海用標準温度計) でなされ、測定精度は 0.001°C である。塩分校正に用いられたオートサリノメータ (Guildline 社) は両国で異なり、気象庁が測定精度 0.002 の AUTOSAL、POI が測定精度 0.003 の PORTASAL であった。本研究

では気象庁の DO を解析しており、その校正には Kimoto 社の DOT-01X が用いられ、測定精度は $1\ \mu\text{mol kg}^{-1}$ である。Preformed PO_4 を見積もる測線としては、欠測点が少なく、ボトル採水の基準層において DO と PO_4 の両方が揃っている E 線側を選択し、両資料は気象庁の Web site (https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/vessel_obs/data-report/html/ship/ship.php) から入手した。 PO_4 は BL-TEC 社の Auto-analyzer III を用いて分析された値であり、測定精度の平均値は $0.004\ \mu\text{mol kg}^{-1}$ である (Kosugi, *et al.*, 2021)。

HSIW 以深の塩分 (電気伝導度) データには 1 db 毎にランダムに変化するような微細な電氣的ノイズが顕著であった (付録 A を参照)。日本海中深層の密度成層は非常に弱いため、微細なノイズであっても、密度計算に影響を与える。そこで、このスパイク状ノイズを除去するための前処理として、鉛直方向に 21 db 間隔のメジアンフィルターを塩分データは勿論のこと、現場水温と DO のデータにも同様に施した。その後、水圧データ等を用いて現場水温からポテンシャル水温 (以下、水温) へ変換し、ポテンシャル密度 (以下、密度) を計算した。

3. CTD の測定解像度で表現可能な HSIW の経年変化

3.1. HSIW 付近における塩分鉛直構造の経年変化

HSIW 付近の密度—塩分レンジを拡大した、縦軸が密度、横軸が塩分 (補正前の値) のダイヤグラム図を 4 観測線毎 (En・Es・Wn・Ws) に色分けして各年毎に Fig. 5 に示した。どの年も横破線で示した密度 $27.33\ \sigma_{\theta}$ 付近に HSIW の塩分極大がみられる。最初の年である 2011 年の鉛直プロファイルは大規模な HSIW 形成が観測された 2009 年 (Fig. 3c) に似ており、HSIW より軽い密度帯の塩分値も比較的大きい。年が進むにつれて、HSIW より軽い密度帯の低塩化、Kosugi *et al.* (2021) が指摘した JSIW の低塩化が上方から急速に拡大していることがわかる。このように塩分鉛直プロファイルの形状変化から HSIW が低塩化の影響を受けていることは確からしい。しかしながら、HSIW の極大塩分値や下方のより重い密度帯の塩分値のパラッキ具合は、年によって大きく異

なっている。2011年・2012年・2016年はバラツキが比較的小さいものの、他の年は同観測線（同色）でも低塩側と高塩側の2カ所に固まって分離している場合が多々みられる。例えば、HSIWの形成域に近いEn（青線）は他の測線に比べて高塩側に位置する年が多いものの、2014年は最も低塩側にあり、2018年はバラツキの大きなWn（灰色）の方がEnよりも高塩側にある。なお、これらの値を信じて作成した塩分鉛直断面図（付録BのFig. A2）には、数点でまとまった測線毎に塩分値が変化するため、水平方向に不自然と思われる塩分前線が描かれてしまう。

このような塩分値のバラツキ具合を定量的に示すために、HSIWの密度面 $27.33\sigma_\theta$ と下方の代表密度面 $27.345\sigma_\theta$ （Fig. 5に示した横実線）の塩分値を抽出し、それぞれの年-塩分ダイアグラム図をFig. 6の(a)と(b)に示した。この図でも4観測線の値を色分けで区別し、値が同じでも重なりがわかるように、丸印の大きさを変えている。HSIWの塩分は年毎に異なる複雑なバラツキ

を示し、値自体の明瞭な低塩化を認めることができない（Fig. 6a）。密度面 $27.345\sigma_\theta$ の塩分も特徴の記述は難しく、HSIWと同程度のバラツキ具合を示しているようにみえる（Fig. 6b）。

3.2. 塩分の補正方法と補正塩分で表現されるHSIWの低塩化

Fig. 6の下段に表示した矢印範囲がAUTOSAL（0.002）とPORTASAL（0.003）の塩分校正の測定精度（precision）である。CTDの測定分解能（resolution）は0.0001であり、それらよりも1オーダー高い。そこで改めて、密度面 $27.345\sigma_\theta$ の塩分値（Fig. 6b）を塩分校正に依存した低い分解能としてみれば、塩分 34.068 付近を中心とした $\pm 0.002 \sim \pm 0.003$ の範囲内に値がほぼ収まっている。また、数点が同じ測線毎に同じ塩分値付近に密集している様子は、個別に実施された塩分校正が正しく行われたことを示している（ただし、2018年のWnの値だけが密集せず、大きく分散しており、その理由はわからない

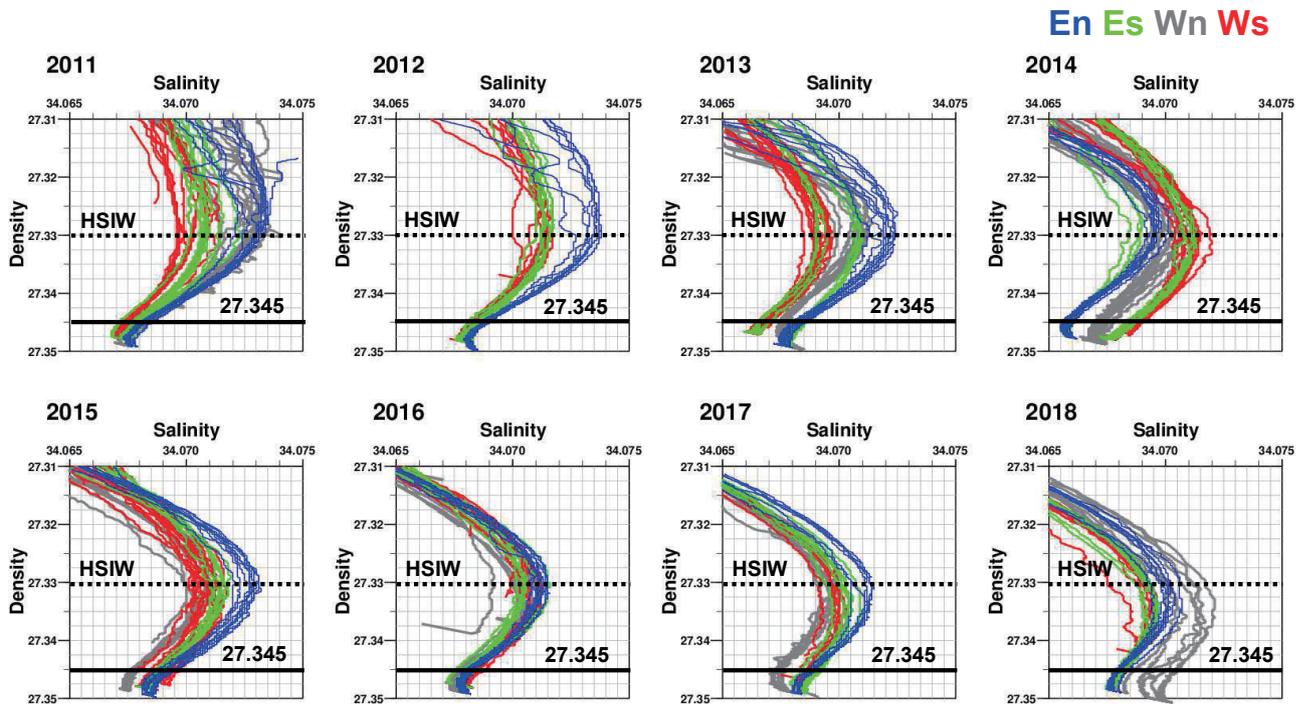


Fig. 5. Density-salinity diagrams for each year from 2011 to 2018. Blue, green, gray, and red lines are classified by four observation lines (En, Es, Wn, and Ws), as shown in Fig. 4. Isopycnal of $27.33\sigma_\theta$ corresponds to the salinity-maximum of HSIW.

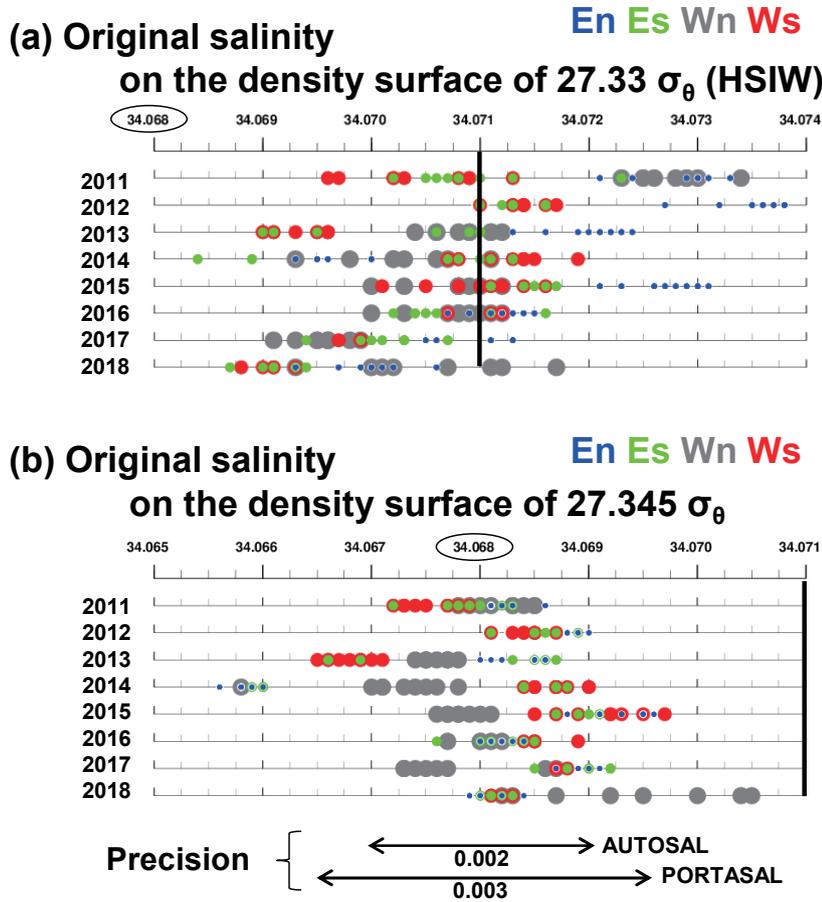


Fig. 6. Interannual change of “Original salinity” on density surfaces of (a) 27.33 (HSIW), and (b) $27.345 \sigma_{\theta}$, depending on the measurement resolution of the CTD sensor (0.0001). Blue, green, gray, and red circles are classified by four observation lines (En, Es, Wn, and Ws), as shown in Fig. 4. Double arrow ranges of 0.002 and 0.003 denote the salinity precisions of AUTOSAL and PORTASAL, respectively.

い)。すなわち、密度面 $27.345 \sigma_{\theta}$ の塩分 (Fig. 6b) が実際には経年変化していたとしても、それは塩分校正の測定精度 (小数点以下 3 桁) では認識できないほど小さいものであった、と考えられる。さらに、 $27.345 \sigma_{\theta}$ の密度面は深度 1,500 m 付近にあり (後述する Fig. 14 の黄色線を参照)、この深度は Preformed PO_4 の解析 (後述する 4 節) で示唆される HSIW 経由と底層水 (Bottom Water: BW) 経由の 2 つのオーバーターニング循環の境界に位置する。それゆえ、深度 1,500 m 付近はオーバーターニングし難い (水塊交換が比較的小さい) 深度と考えられ、これも我々が $27.345 \sigma_{\theta}$ の密度面を選んだ理由である。

そこで本解析では「我々が恣意的に選んだ密度面

$27.345 \sigma_{\theta}$ の塩分の経年変化が本解析期間に限り十分に小さく、その値が全点一定値の 34.068 であったと仮定し、補正前の塩分と 34.068 との差 ΔS をバイアス値として全水深に加える」という単純な補正を行った。以下、この方法による塩分を補正塩分 (Corrected salinity) と呼ぶ。再計算した年一補正塩分ダイアグラム図を Fig. 6 と同じ表示形式で Fig. 7 に示した。なお、塩分を補正すると密度も変化するので、Fig. 7 (b) が示すように、密度 $27.345 \sigma_{\theta}$ の塩分値には多少のバラツキが残る。Fig. 7 (a) に示した HSIW の補正塩分には、Fig. 6 (a) にはみられなかった低塩化する経年変化が表現されるようになる。色分けした 4 観測線の塩分変化の特徴は南北方向に分け

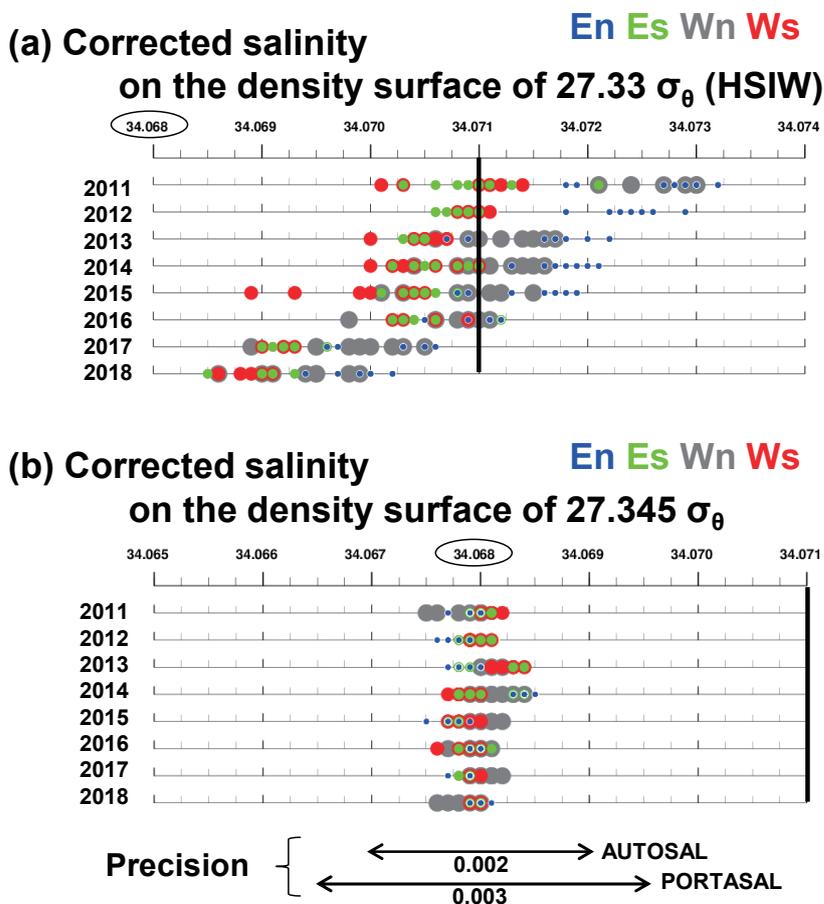


Fig. 7. Same as Fig. 6 except for “Corrected salinity”: this correction has been made by assuming that salinity on density surfaces of $27.345 \sigma_\theta$ was constant at all points and for the entire eight years.

ることができ、北部にある En 線 (青丸) と Wn 線 (灰丸) は高塩側で比較的急速な低塩化、南部にある Es 線 (緑丸) と Ws 線 (赤丸) は低塩側でやや緩慢な低塩化にみえる。このように、塩分校正の測定精度 (precision) を根拠に、7年間の深層塩分の普遍性を仮定した塩分補正を行った結果、塩分値としての正確さ (accuracy) は失われるものの、CTDの測定解像度 (resolution) で表現可能な HSIW の経年的な低塩化を提示することができた。

Fig. 8は補正塩分 (Corrected salinity) を用いて作成した2011年と2018年の密度-塩分ダイヤグラム図を示し、7年間の低塩化トレンドを強調した。Fig. 8 (a)はFig. 5 (補正前)と同じ密度-塩分レンジで HSIW 付近を拡大表示、Fig. 8 (b)は高塩の TCW と低塩の JSIW 付近の密度-塩分レンジで表示している。Fig. 8 (b)の

小さな黒枠矩形範囲 (塩分レンジ幅が0.010)に Fig. 8 (a)と同じ HSIW の図も描かれているが、HSIWの時空間的な変化量が JSIW の変化量に比べて極端に小さいことが理解できるであろう。HSIWレンジのダイヤグラム図 (Fig. 8a)をみると、当然ではあるが、兩年とも密度 $27.345 \sigma_\theta$ の補正塩分値のバラツキ (中抜き丸印付近に集中) が小さい。その結果、兩年とも更に重い密度 $27.3475 \sigma_\theta$ (緑横破線) 付近に Deep-S_{min} の塩分極小、最深部に極微な高塩の BW を認めることができたようになった。2018年は2011年と比べて、HSIWより軽い密度帯が急速に低塩化して塩分極大傾向がより明瞭になると同時に、HSIWの極大塩分値は0.003程度減少している。このように補正塩分を用いることによって、JSIWの急速な低塩化がその下方にある HSIW の塩分低下にも影

En Es Wn Ws

(a) HSIW range (b) TCW&JSIW range

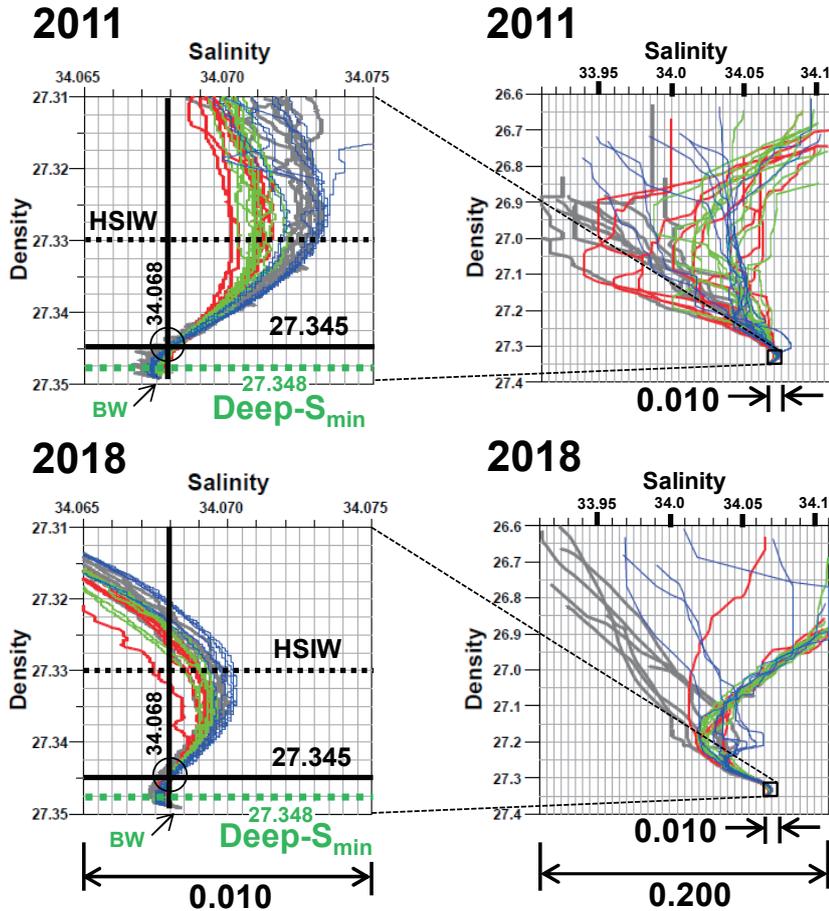


Fig. 8. Density-salinity diagrams comparing two years of 2011 and 2018 for (a) HSIW, and (b) TCW and JSIW ranges, using corrected salinity data. Blue, green, gray, and red lines are classified by four observation lines (En, Es, Wn, and Ws), as shown in Fig. 4. Isopycnal of $27.33 \sigma_\theta$ corresponds to the salinity-maximum of HSIW; that of $27.345 \sigma_\theta$ is the density, assuming a spatiotemporal constant value of 34.068 for the salinity correction. Finally, that of $27.3475 \sigma_\theta$ in (a), indicated by a green dashed line, corresponds to salinity-minimum of Deep- S_{min} .

響を与えている様子を表現することができた。

3.3. 補正塩分のみた HSIW の時空間変化

HSIW の補正塩分 (Fig. 7a の値) を日本海の海底地形図上に高塩を赤色濃淡、低塩を青色濃淡の丸印でプロットし、各年毎の HSIW の空間配置を Fig. 9 に示した。W 線上に点在する緑丸測点は、観測深度が浅いために密度 $27.345 \sigma_\theta$ が存在せず、塩分の補正ができなかった欠測点を

を示す。北緯 40 度以北の日本海盆 (Japan Basin) 側が相対的に高塩分の状態のまま、全体的に低塩化している様子がよくわかる。その北部海域でも日本列島に近い東側 E (En) 線の補正塩分が常に高く、これは HSIW の起源が日本列島に沿って北上した対馬暖流が北海道西岸沖で冬季冷却混合された水塊であることを支持する。一方、対馬暖流域である極前線以南では、全体的に低塩化しつつも、中規模渦によるパッチ状の高塩水 (または低塩水)

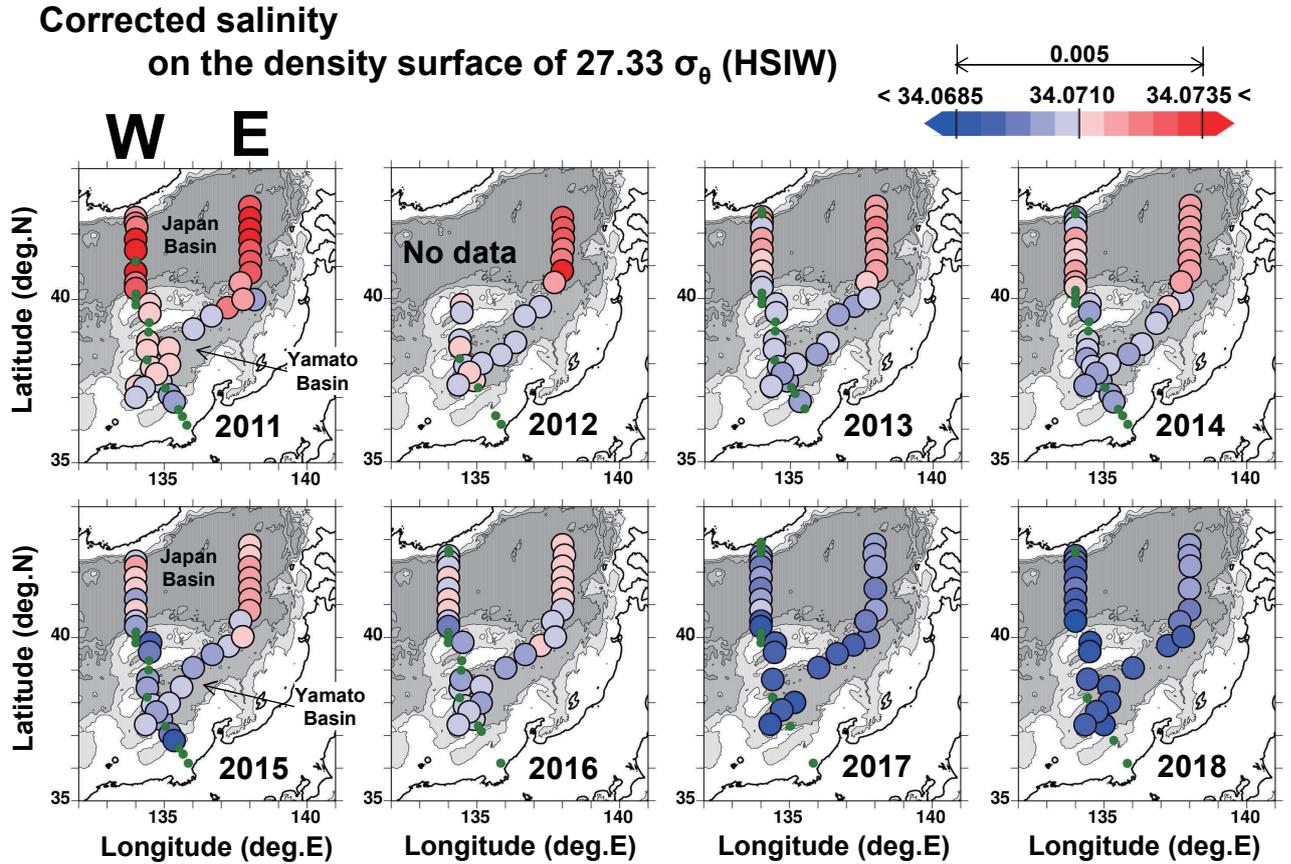


Fig. 9. Interannual change of horizontal distributions from 2011 to 2018 for corrected salinity on the density surface of $27.33 \sigma_\theta$ (HSIW), along W and E lines. A narrow salinity range from 34.0685 to 34.0735 is set to emphasize the spatiotemporal difference of HSIW. Green dots along W line indicate missing stations, since the salinity correction could not be performed.

が観測線で捉えられているように見える。少なくとも、どこかの観測点に低塩水が出現し、それが水平的に拡大している様子は認められない。よって、HSIWの低塩化自体は水平移流があったとしても主要な原因ではなく、Fig. 8からも推測されたように、その上方にあるJSIWの急速な低塩化の鉛直的な影響、すなわち、鉛直拡散の影響が大きいものとする。

Fig. 9が示す HSIW の低塩化速度や定性的な南北分布の様子は E 線と W 線によく似ている。そこで、北海道西岸沖の HSIW 形成域を含み、補正塩分を計算する際に欠測点がなかった E 線を代表として、各年毎の補正塩分の鉛直断面図を Fig. 10 に示した。図中の等値線は代表的な密度面（補正塩分と水温から再計算）である。極前

線（北緯 40 度）以北において、表層から HSIW の密度面に至る高塩分の表層混合層が観測された 2009 年 (Fig. 2b) とは異なり、それから 2 年後の 2011 年以降は、高塩分の表層混合層はみられず、低塩の JSIW が HSIW を上方から蓋をする状態が継続している。Kosugi *et al.* (2021) が指摘した 2010 年代の JSIW の急速な低塩化は、赤色表示の TCW と HSIW の間にある青色表示の JSIW の断面積が次第に拡大する様子からもわかる。HSIW の塩分極大構造は、JSIW からの鉛直拡散の影響を受けて弱まりつつも維持されている。

3.4. E 線鉛直断面において時空間平均した傾圧地衡流

HSIW の形成が高塩分の顕著な表層混合層 (Fig. 2b)

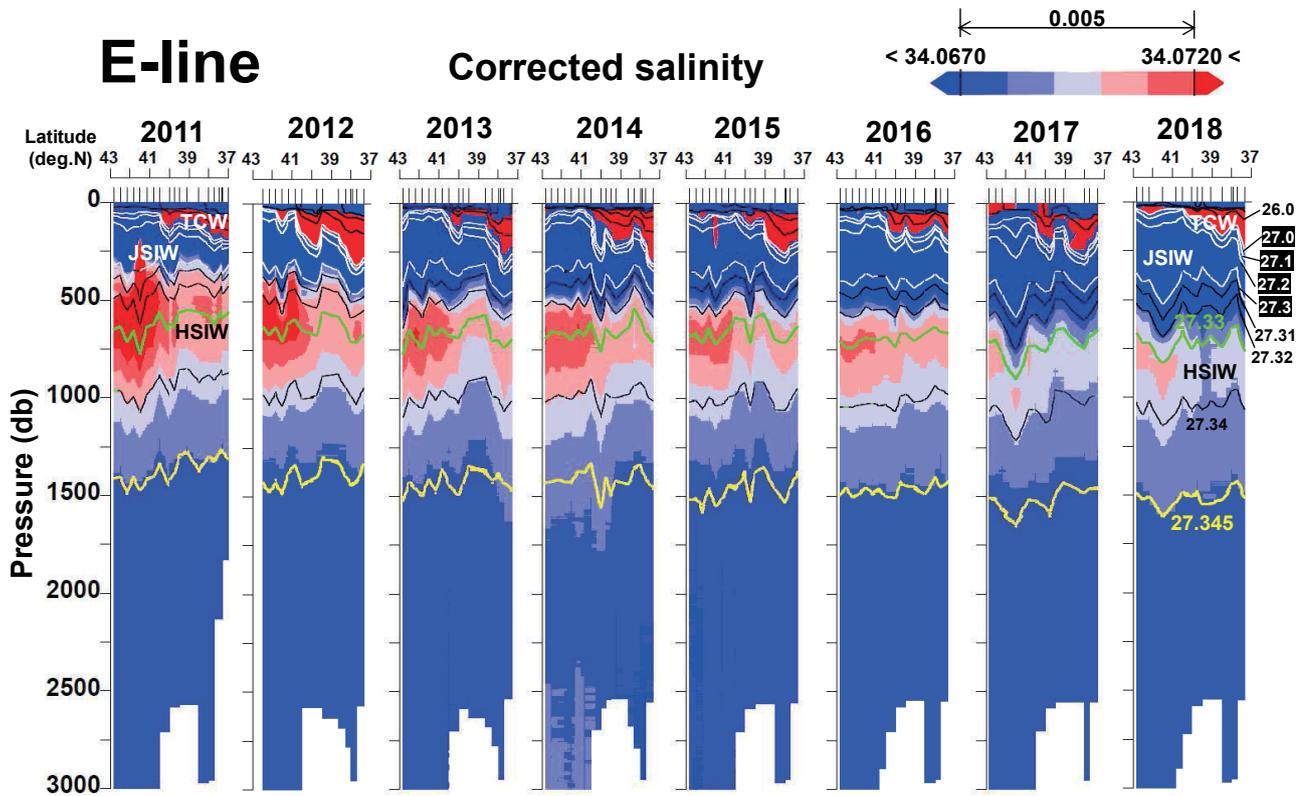


Fig. 10. Interannual change of vertical distributions from 2011 to 2018 for corrected salinity along E line. Contours indicate the typical isopycnal lines. Densities of 24.0 , 25.0 , and $26.0 \sigma_\theta$ in TCW are enhanced by black lines, 27.0 , 27.1 , 27.2 , and $27.3 \sigma_\theta$ in JSIW by white lines, whereas 27.33 , and $27.34 \sigma_\theta$ in HSIW by green and black lines. Finally, $27.345 \sigma_\theta$ is assuming a constant salinity by a yellow line. A narrow salinity range from 34.0670 to 34.0720 is set to emphasize very fine salinity-maximum around the density of $27.33 \sigma_\theta$ (HSIW).

として観測された2009年では、深度2,000 dbを基準とした観測ポテンシャルの水平分布 (Fig. 3) から、オーバーターニング循環による西向き流が HSIW の密度面付近にあることが推測された。本解析でも同様に、深度2,000 db 前後を無流面と仮定して、E断面における傾圧地衡流の2010年代の経年変化を調べた。その結果、Fig. 10に示した等密度線の細かな上下変動からも推測されるように、E線は年毎に強さや位置が異なる数個の中規模渦を横切っており、それらによる表層から中層にまで至る東向き流と西向き流の縦縞状分布が目立つ断面分布が計算された。そこで、水平的には各年で緯度1度範囲(約110 kmスケール)の密度を平均し、さらに時間的には8年間の地理的平均を行い、時空間的に大きく変動する中規模渦を除いた傾圧地衡流の再計算を行った。Fig.

11がその時空間平均場であり、左図は無流面を深めの深度2,500 db、右図は浅めの深度1,500 dbに仮定した結果である。このような平均操作によって中規模渦に伴う縦縞状分布が消え、表層には強い東向き(濃い赤色表示)の対馬暖流、中層には弱いながらも西向き流(青色濃淡表示)が計算される。この中層西向き流は、無流面の深度を変えても対馬暖流北部の極前線域で顕著である。等密度線から判断して、2010年代は2009年とは少し異なり、HSIW 経由というよりも低塩化が顕著な JSIW を経由するオーバーターニング循環が強かった可能性が示唆される。これは、HSIW の高塩分水が水平輸送されていても、それによる塩分増加よりも、JSIW からの鉛直拡散による塩分低下の方が顕著であったことも矛盾しない。

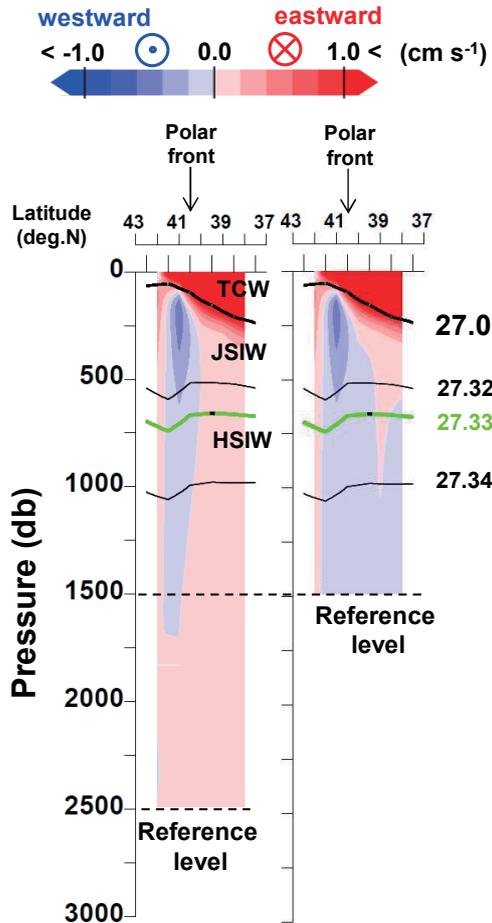


Fig. 11. Spatiotemporal averaged distributions of geostrophic velocity during 8 years, from 2011 to 2018: one is calculated with 2,500 db, the other with 1,500 db as a reference level. Contours indicate the spatiotemporal averaged isopycnal lines. HSIW has a maximum salinity around a density of $27.33 \sigma_\theta$, enhanced by a green line, between densities of 27.32 and $27.34 \sigma_\theta$. JSIW is always located above HSIW.

4. E線上のPreformed PO_4 の経年変化からみたHSIWの考察

塩分分布の情報は保存物質としての水塊追跡（移流拡散過程の推定）に最も適しているが、前述したように、HSIW以深の塩分変化量は高品質のCTDでしか検出できず、残念ながら、その正確さ（accuracy）は保障され

ない。本節では生物化学トレーサー（疑似的な保存量）の一つであるPreformed PO_4 をE線上で解析し、測定精度（precision）の有効桁数の範囲内で、上述したHSIWの経年変化の確からしさを補う。

4.1. 2011年と2018年における水温・DO・ PO_4 の鉛直断面分布

Preformed PO_4 の計算に用いられるDOと PO_4 に水温を加え、2011年と2018年を比較した各鉛直断面図（E線）をFig. 12に示した。水温は等値線（ 1°C 以上は 5°C 毎の太線、 1°C 以下は 0.1°C 毎の細線、 0.2°C 以下は 0.01°C 毎の緑線）で示し、小さな鉛直勾配（ $\Delta PT/\Delta z$ ）領域を赤色濃淡で表示してBWの均一水を強調した（Fig. 12a）。DOと PO_4 は高濃度ほど赤色濃淡、低濃度ほど青色濃淡で示し、目安となる等密度線を重ねている（Figs. 12 b, c）。

近年、JSPWの水温がほぼ線形的に上昇し、DOが低下する状態が続いており（例えば、Gamo *et al.*, 1986; Kang *et al.*, 2003; Gamo, 2011）、本解析期間でもJSPWの水温上昇とDO低下を確認することができる。水温の上昇傾向は底層ほど明瞭にみられ、2011年のBWは 0.09°C 以下、2018年には 0.09°C 以上となる。深度1,000 db付近にある 0.3°C の等温線に注目すると、2011年は1,000 db以浅、2018年には1,000 db付近まで深化し、この深度でも水温上昇が認められる。しかし、JSIWとHSIWの境界深度の500 db付近にある 0.6°C の等温線には明瞭な深化がみられず、水温上昇とも下降とも判断できない。7年間のDO低下量（定性的にはAOU増加に対応）は底層で $6 \mu\text{mol kg}^{-1}$ （ $= 197 - 203$ ）程度、HSIWが存在する密度 $27.33 \sigma_\theta$ （太緑線）の中層付近ではその約2倍の $14 \mu\text{mol kg}^{-1}$ （ $= 199 - 213$ ）の低下を示している。PO₄の高濃度域はDOの低濃度域に対応しており、BW付近のPO₄増加はほとんどみられない一方、HSIW付近のPO₄は約 $0.05 \mu\text{mol kg}^{-1}$ の増加を示している。

4.2. Preformed PO_4 の計算方法と有効桁数

有機物分解（呼吸分解）において、海水中の酸素 O_2 が138モル消費され、無機態の PO_4 が1モル増加する（Redfield *et al.*, 1963）。すなわち、AOUと現場で観測された PO_4^m を用いれば、下記の関係式から分解前（Pre-

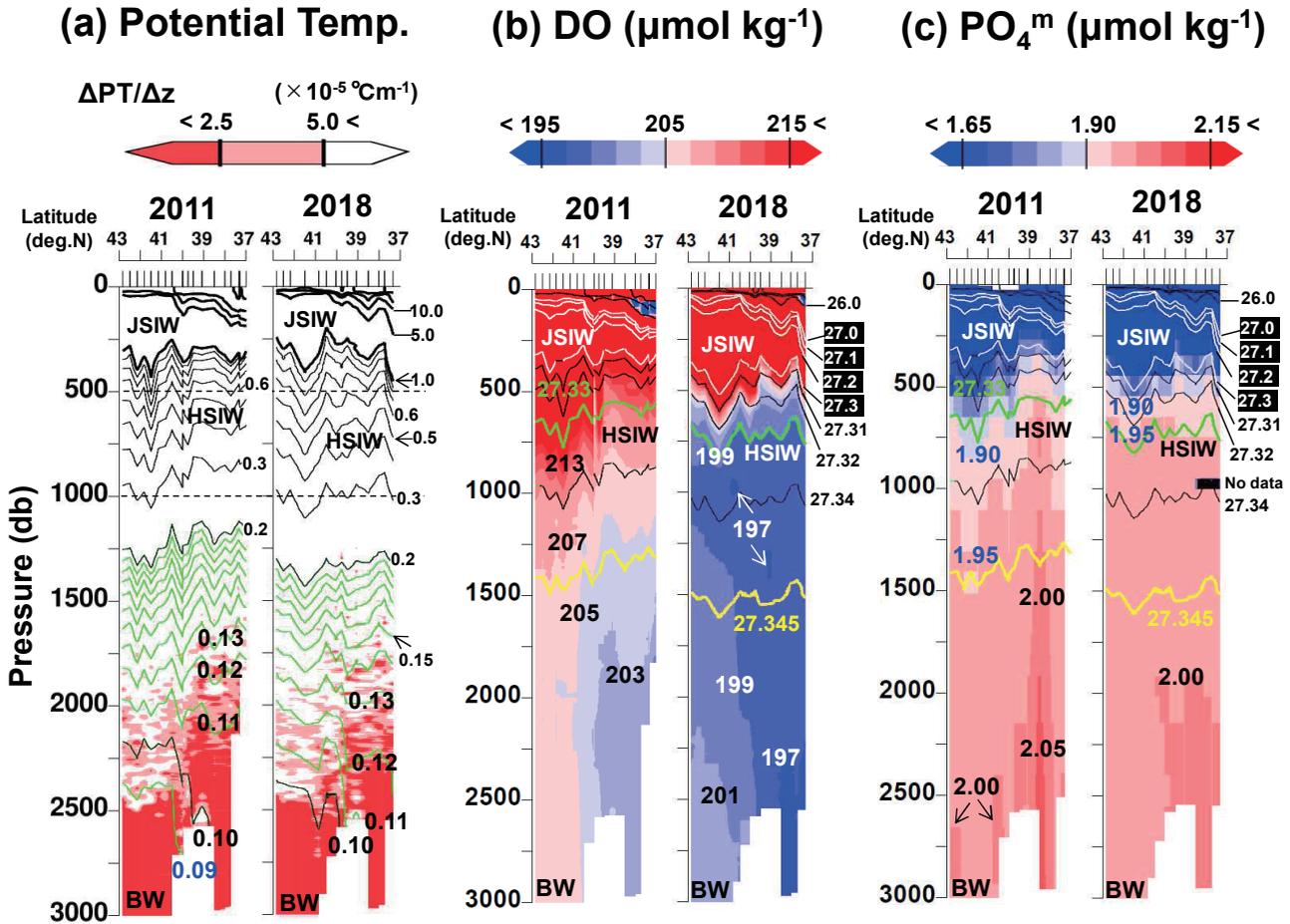


Fig. 12. Vertical distributions comparing two years of 2011 and 2018 for (a) potential temperature, (b) DO, and (c) measured PO_4^m along E line. In (a), Bottom Water (BW) with very weak thermal stratification is emphasized by the small vertical gradient of $\Delta PT/\Delta z < 5 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{Cm}^{-1}$ (reddish area). Contours in (b) and (c) indicate the typical isopycnal lines, and especially a density of $27.33 \sigma_\theta$ (HSIW) is enhanced by a thick green line.

formed) の PO_4^0 を推定することができる。

$$PO_4^0 = PO_4^m - AOU/138 \quad (1)$$

ここで、AOU の値は

$$AOU = O_2^* - O_2 \quad (2)$$

から計算され、 O_2 は測定された DO、 O_2^* は水温と補正塩分を用いて算術式から計算される飽和溶存酸素濃度 (気象庁, 1999) である。まず、8 年間全ての基準層の値を用いて、 PO_4^m と AOU の関係を散布図として Fig. 13 (a)

に示した。AOU は $0 \sim 170 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ の 10^3 のオーダー、 PO_4^m は $0 \sim 2.1 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ の $10^{-1} \sim 10^0$ のオーダーの範囲で変化している。DO の測定精度 ($1 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$) から小数点以下の値は信頼できず、(2) 式より AOU は DO と同じオーダーで変化するので、AOU の有効桁数は百から一の位までの 3 桁である。 PO_4^m は測定精度 (約 $0.004 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$) の小数点以下 3 桁まで信頼できるが、AOU が 3 桁の有効桁数しかないため、(1) 式から計算される PO_4^0 の有効桁数も 3 桁、すなわち、小数点以下 2 桁までとなり、 PO_4^0 の信頼性は PO_4^m の測定精度よりも 1 桁低下する。しかしながら、人為的に操作した補正塩分でしか表現できなかった HSIW の極大構造を Preformed PO_4

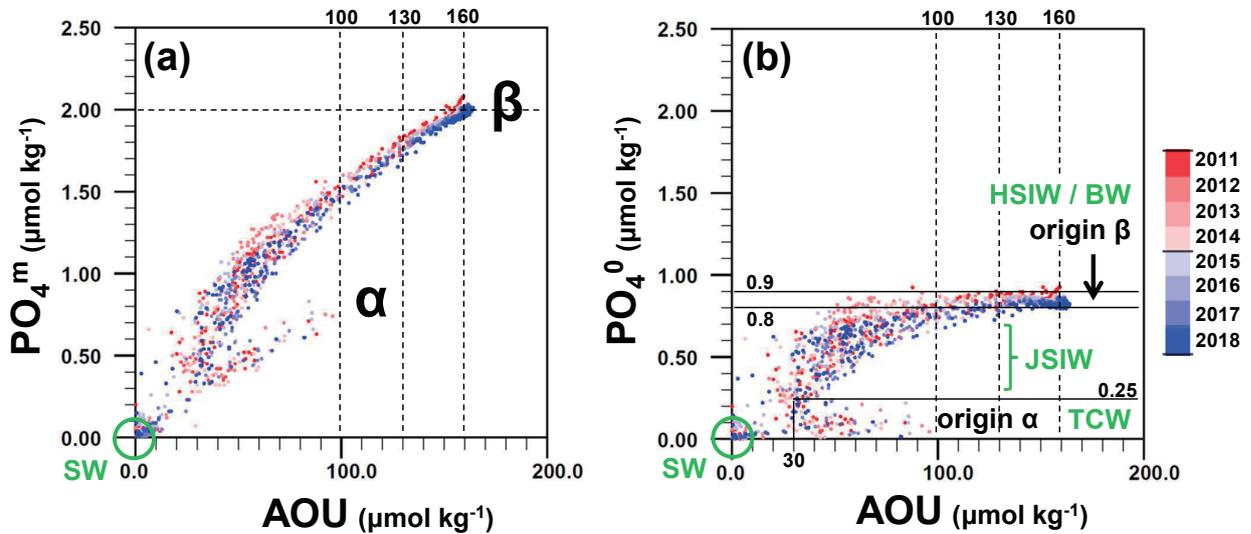


Fig. 13. Scattering plots (a) between AOU and measured PO₄ (PO₄^m), and (b) between AOU and calculated “Preformed PO₄ (PO₄⁰)” which have been created using all data of reference layers. Gradually changing color from red to blue corresponds to the observation year from 2011 to 2018. Symbols of α and β denote two types of water-mass, with a positive correlation between AOU and PO₄^m in (a). Origin of α and β with a constant PO₄⁰ in (b) corresponds to TCW and HSIW/BW, respectively. Other than those, it is almost JSIW. The water-mass depleted PO₄^m (or PO₄⁰) when AOU = 0 is Surface Water (SW) in summer.

(PO₄⁰) の極大構造として表現するには十分な精度である。

4.3. HSIW と BW の 2 カ所で極大を示す Preformed PO₄

再び Fig. 13 (a) をみると、AOU と PO₄^m の間には零点 (PO₄ が枯渇した夏季の表層水 : SW で表示) を通る正の相関、高 AOU で高 PO₄^m の関係がある。これは海面から沈降して時間が経過した (酸素が消費された) 古い水ほど、有機物の分解が進んでいることを示す。このような関係をもつ水塊群は 2 グループあるように見え、ここでは便宜的に、低 PO₄^m 側を水塊 α、高 PO₄^m 側を水塊 β と名付けた。次に、(1) 式を用いて Preformed PO₄ (PO₄⁰) の値を計算し、(a) と同様な散布図を Fig. 13 (b) に示した。DO 消費による PO₄^m の増加分が補正された PO₄⁰ が塩分のような保存量として扱えるのなら、PO₄⁰ は AOU に依存しない定数値にならなくてはならない。(b) をみると、PO₄⁰ 値がほぼ定数となる領域が 2 カ所

(実線枠内付近) に認められ、それぞれ水塊 α の起源 (origin α) 水と水塊 β の起源 (origin β) 水に対応する。

これら 2 つの起源水の時空間分布を示すために、origin α は AOU > 30 μmol kg⁻¹ で PO₄⁰ < 0.25 μmol kg⁻¹ となる領域をピンク色のベタ塗、origin β は 0.8 ~ 0.9 μmol kg⁻¹ の狭い PO₄⁰ 範囲を赤色から青色の濃淡 (有効数字の小数点以下 2 桁目を 0.01 間隔の 10 段階で色分け) で強調した年毎の鉛直断面図を Fig. 14 に示した。なお、作図の際、鉛直的に離散的な値をとる PO₄⁰ は内挿補間せず、各基準層深度を中心にした矩形の短冊表示とした。ピンク色表示の origin α の存在位置は、高塩の TCW (Fig. 10 を参照) によく対応している。これは、AOU = 0 の TCW 形成時の PO₄ はほぼ枯渇状態にあったこと、日本海流入後の TCW は AOU が増加した比較的古い水塊であることを意味する。一方、origin β (赤色表示の高 PO₄⁰) は上下方向の 2 カ所に分離する、という興味深い空間分布を示す。一つは HSIW が存在する深度 (Fig. 10) とほぼ同じ 500 ~ 700 db 付近にあり、もう一つは海底付近の BW に極大値をもっている。HSIW の上方にあ

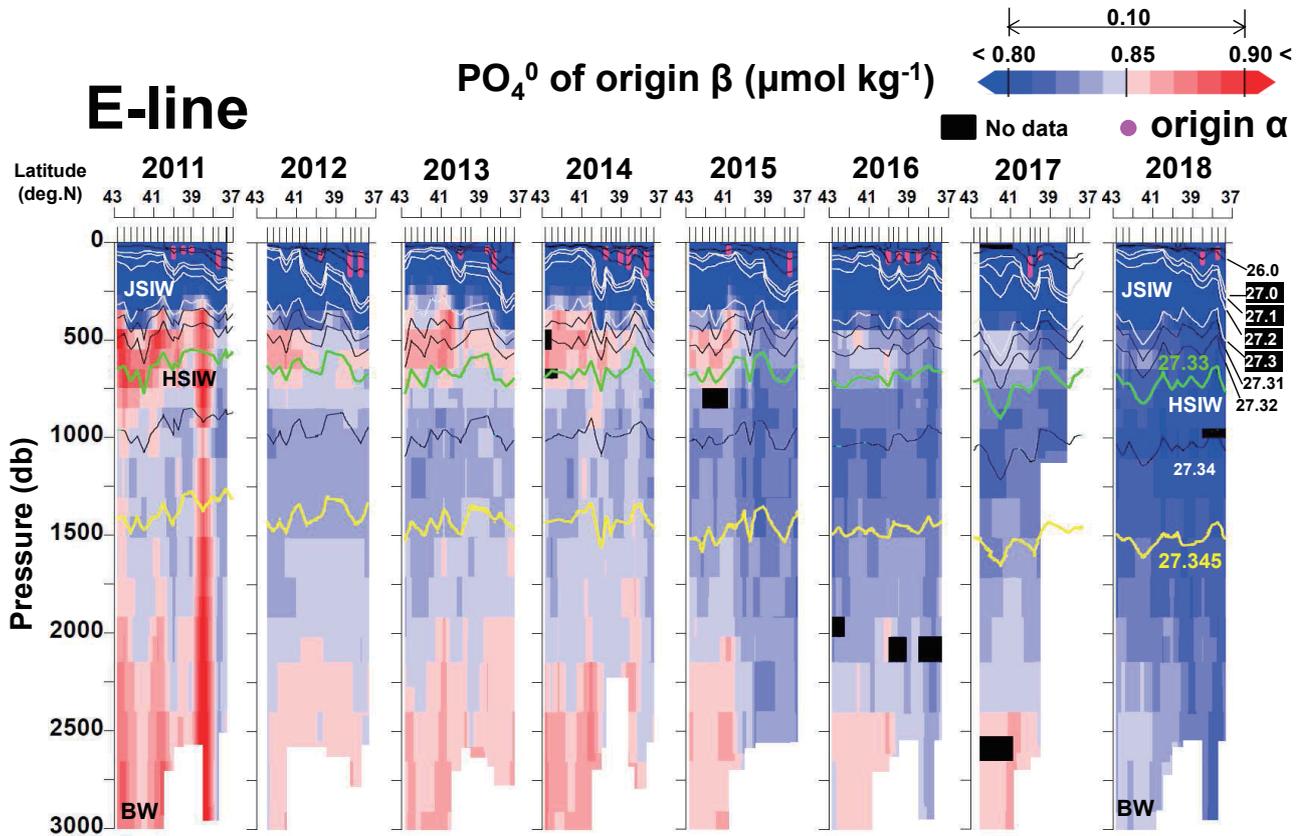


Fig. 14. Same as Fig. 10 except for preformed PO_4^0 (PO_4^0), with discrete values at each reference layer. In order to express the distribution of water-mass of “origin β ”, they are colored in a narrow range between 0.80 to 0.90, at a 0.01 interval. Spatial distribution of the maxima provides the observational evidence of two overturning circulations via HSIW layer and sea bottom. Locations of the other water-mass “origin α ” are painted in solid pink, which almost correspond to those of TCW (see Fig. 10).

る JSIW は TCW を含め、断面図の PO_4^0 値では濃い青色表示の $0.8 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 以下の領域にある。すなわち、AOU- PO_4^0 図 (Fig. 13b) では、 $\text{PO}_4^0 < 0.8 \mu\text{mol kg}^{-1}$ のほとんどが JSIW (TCW の origin α を除く) である。この JSIW 領域では値のバラツキが大きいものの、AOU と PO_4^0 がともに零 (夏季の栄養塩枯渇) となる表層水 (SW) との間に線形関係が認められ、これは JSIW 内の PO_4^0 が枯渇状態の表層 PO_4^0 と活発に混合していることを意味している。この対馬暖流下部の活発な水塊混合については、Preformed PO_4 を用いた先行研究である Fang *et al.* (2020) でも指摘されている。また、Kosugi *et al.* (2021) は JSIW の年々変化を詳しく記述しているが、それができるのも JSIW が毎冬更新されているため

と考える。

HSIW と BW に極大値をもつ PO_4^0 (Fig. 14) は、上述した JSIW 内の PO_4^0 と比べれば、保存量的な一定値を保っている。これは解析期間の 8 年間において、表層水と HSIW 以深の海水の間で顕著な水塊更新を引き起こすような大規模なイベントがなかったことを意味する。ただし、中層の HSIW にある PO_4^0 は、補正塩分の経年変化 (Fig. 10) によく似て、極大構造を維持しながらも値が次第に低下している。この PO_4^0 低下の様子は、HSIW 付近の PO_4^0 を抽出した AOU- PO_4^0 関係図を用いて付録 C で記述した。高 PO_4^0 が 2 カ所に分離する原因は、HSIW 経由と BW 経由の 2 つのオーバーターニング循環 (磯田・荒巻, 2020) が存在するためである。4.1 節の Fig.

12 でみたように、HSIW 付近では DO 低下と PO_4 増加の変化量が大きかったのに対し、BW 付近では相対的に DO 低下量が小さく PO_4 の変化量も小さかった。これはオーバーターニング循環の停滞期（本解析期間）において、中層の HSIW は底層の BW に比べて有機物分解が顕著であることを示唆している。なお、BW 経由のオーバーターニング発生年はわからないが、HSIW 経由の方は HSIW の密度面に至る高塩分の表層混合層が観測された 2009 年頃と考えている。

5. まとめと議論

本研究は日本海中層を経由するオーバーターニング循環の時空間変化を調べるために、8 年間の NEAR-GOOS 資料の HSIW に着目した解析を行った。HSIW は北海道沿岸沖の対馬暖流による流入高塩分水が起源であり、これはオーバーターニングによる東岸境界の沈降に対応する。ところが、その塩分変化量は CTD の測定解像度でしか検出できず、本論では補正塩分を提示したが、その値の正確さは保障されない。そこで生物化学トレーサーである Preformed PO_4 (PO_4^0) を用いることで、その測定精度の範囲内において HSIW の経年変化の確からしさを補うことができた。

Fig. 15 では 2011 年（赤色表示）と 2018 年（青色表示）の E 線上における (a) 補正塩分、(b) 水温、(c) DO、(d) PO_4^0 の密度に対する分布を示した。Kosugi *et al.* (2021) が指摘したように 2010 年代の JSIW の低塩化、それに伴う HSIW の低塩化も明瞭である (Fig. 15a)。ただし、この HSIW の低塩化は人為的に操作した補正塩分でのみ表現されることに注意が必要である。等密度面における JSIW と HSIW の低塩化は、同じ等密度面の水温低下に対応するが、海底近傍の BW だけは経年的に継続した水温上昇を示す (Fig. 15b もしくは Fig. 12a)。その $P = 7$ 年間の上昇量は $\Delta T \sim 0.01^\circ\text{C}$ 、BW の厚さを 1,000 m オーダ（単位面積当たりの重量 M は 10^9 gm^{-2} ）として加熱量を概算すると約 190 mW m^{-2} （ $= c M \Delta T / P$: $c = 4.2 \text{ Jg}^{-1}\text{C}^{-1}$ は比熱）となり、この量は海底からの地殻熱流量で説明される（例えば、Park *et al.*, 2013; Matsuno *et al.*, 2015; 荘司ほか, 2015）。JSIW 内の DO 値は相対的に高く、2011 年と 2018 年の差はほとんどない (Fig. 15c)。これ

は JSIW が毎年更新されているという本論の推測とも矛盾しない。一方、HSIW 付近の DO は 7 年間で約 $15 \mu\text{mol kg}^{-1}$ も低下しており、これは JSIW からの鉛直拡散または HSIW の水平移流による DO 上昇量よりも、酸素消費による DO 低下量の方が大きいことを示している。なお、BW の DO 低下量は HSIW に比べると明らかに小さく、HSIW-BW 間の有機物分解速度が鉛直方向に異なっている可能性が示唆される。このように、日本海中深層水の水温上昇には地殻熱流量の影響が大きく、中層の DO 低下には生物化学的な酸素消費による減少量の影響が大きい。同様な指摘は、Min and Warner (2005) による日本海のフロングス (chlorofluorocarbons) の観測及び解析からも報告されている。彼らは 1930 年代以降、中深層での DO 減少が継続しているにもかかわらず、底層にまで至る海水交換時間 (renewal time) が約 50 年という非常に短い値を見積もった。これは中深層水の交換は頻繁に生じているが、それによる DO 供給よりも DO 消費が大きいことを原因とする。すなわち、日本海の場合、測定精度限界以下の塩分変化は勿論のこと、水温上昇と DO 低下から中深層水形成の有無を判断することは困難と考えられる。

本研究では HSIW 経由と BW 経由の 2 つのオーバーターニング循環の時間変化を同時に判断できる有用な生物化学トレーサーとして Preformed PO_4 (PO_4^0) を提案した。毎年更新される JSIW 内の PO_4^0 は相対的に低く、2011 年と 2018 年の差はほとんどみられない (Fig. 15d)。これは亜表層塩分の経年的な低塩化が JSIW に直接現れるのとは異なり、JSIW 内の PO_4^0 は枯渇した表層 PO_4^0 (零値) との間で活発な混合状態にあることを示す (Fig. 13)。なお、JSIW において低密度ほど低 PO_4^0 であることの定性的な関係は補正塩分と同じである。そして HSIW 付近の PO_4^0 と補正塩分はともに、JSIW からの鉛直拡散の影響を受けて減少しつつも極大構造を維持していた (Figs. 15a, d)。南北断面の傾圧地衡流計算からは、2010 年代は HSIW 経由ではなく、低塩化（低密度化）によって、浅い JSIW を経由するオーバーターニング循環の強化が示唆された (Fig. 11)。以上の結果から、HSIW を更新する大規模なオーバーターニングは間欠的にしか起こらず、その間隔は少なくとも数年以上離れていることが推測される。

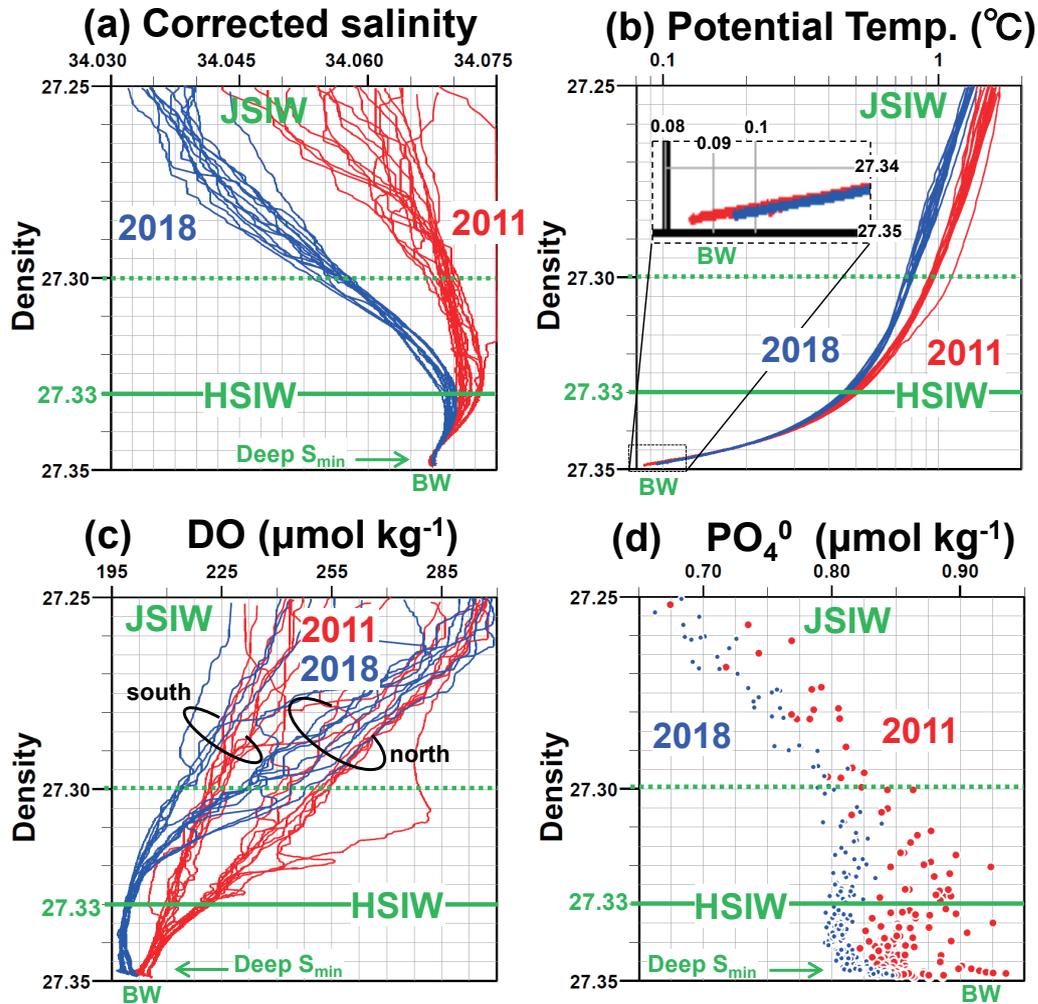


Fig. 15. Four summary diagrams comparing two years of 2011 (red) and 2018 (blue) using E-line data, (a) density-corrected salinity, (b) density-potential temperature, (c) density-DO, and (d) density- PO_4^0 . Isopycnal of $27.33\sigma_\theta$ indicated by a green solid line corresponds to salinity-maximum of HSIW. Lower salinity of JSIW exists in the density range less than $27.30\sigma_\theta$, and is indicated by a green dotted line. In (b), an enlarged display near Bottom Water (BW) has been added. In (c), the location with high (low) DO of JSIW is along the northern (southern) side stations.

HSIWの起源は高塩のTCWであるにもかかわらず、AOU- PO_4^0 図 (Fig. 13b) を用いた水塊分類では前者が origin β 、後者が origin α の異なる水塊として区分された。現場観測からオーバーターニング循環の実態を理解するためには、このTCWからHSIWへの変質過程の解明が重要である。両者が区分されてしまった原因は、NEAR-GOOS観測が夏季または秋季であること、捉えられたTCWは極前線以南にあり、HSIW形成域の北海道

沿岸沖ではないことが挙げられる。それゆえ、理想的な観測時期は冬季の海面冷却期を挟む秋季から春季、オーバーターニング循環の沈降域である東岸境界 (日本列島) に沿って南部海域から北海道沖までのAOU- PO_4^0 関係を調べるのが提案される。TCW (origin α) は対馬暖流の北上に従ってAOUが増加、冬季の鉛直混合によって PO_4^0 が増加し、中層のHSIW (origin β) へ沈降、そして移流拡散による変質が期待される。

謝 辞

本研究で解析させて頂いた NEAR-GOOS の水温塩分資料及び気象庁定線観測のリン酸塩・溶存酸素資料の取得から管理まで、それらの資料を Web site 上にて迅速に提供されている調査船と気象庁の皆さまに、心よりお礼申し上げます。また、本論を改訂するにあたり、計4名の査読者様から、論文構成や文章表現、そして不適切な図面の指摘など数多くの有益なコメントを頂き、心より感謝致します。

付録 A 塩分の生データにみられる電氣的ノイズ

Fig. A1 は電氣的ノイズを含む生データ (Raw salinity: 赤線) とそれに 21 db 間隔のメジアンフィルターを施した基本データ (Original salinity: 黒線) を重ねた密度-塩分ダイアグラムの代表例である。表示した2つの測点とともに 2011 年の北側観測線上にあり、En の方は比較的

小さなノイズの例、Wn の方は大振幅ノイズの例である。ノイズが小さな例でもその大きさは ± 0.00025 程度あり、密度計算に生データを用いると、Deep- S_{\min} や BW 付近の密度場には微細なバラツキが生じる。ノイズが大きな例では ± 0.001 を超えるスパイク状ノイズが不規則に出現し、それらが等密度面を斜めに横切っていることからわかるように、生データのままでは HSIW 前後の密度帯に多数の密度逆転が計算される。本解析ではこのような密度逆転が生じないメジアンフィルターの刻み幅として 21 db 間隔を採用した。

付録 B Original salinity を用いた塩分鉛直断面分布

Fig. A2 は塩分補正前の Original salinity を用いて作成した E 線の塩分鉛直断面図であり、表示の仕方は後述する補正塩分 (Corrected salinity) の断面図 (Fig. 10) と同じである。我々が不自然と判断した塩分前線は深層域にみられ、2012 年は 38°N 付近、2013 年は 38°N 付近、2014 年は 40°N 付近、2017 年は 38°N と 40°N と 42°N の3カ所にある。さらに、1,500 db 以深の塩分値はほぼ一年

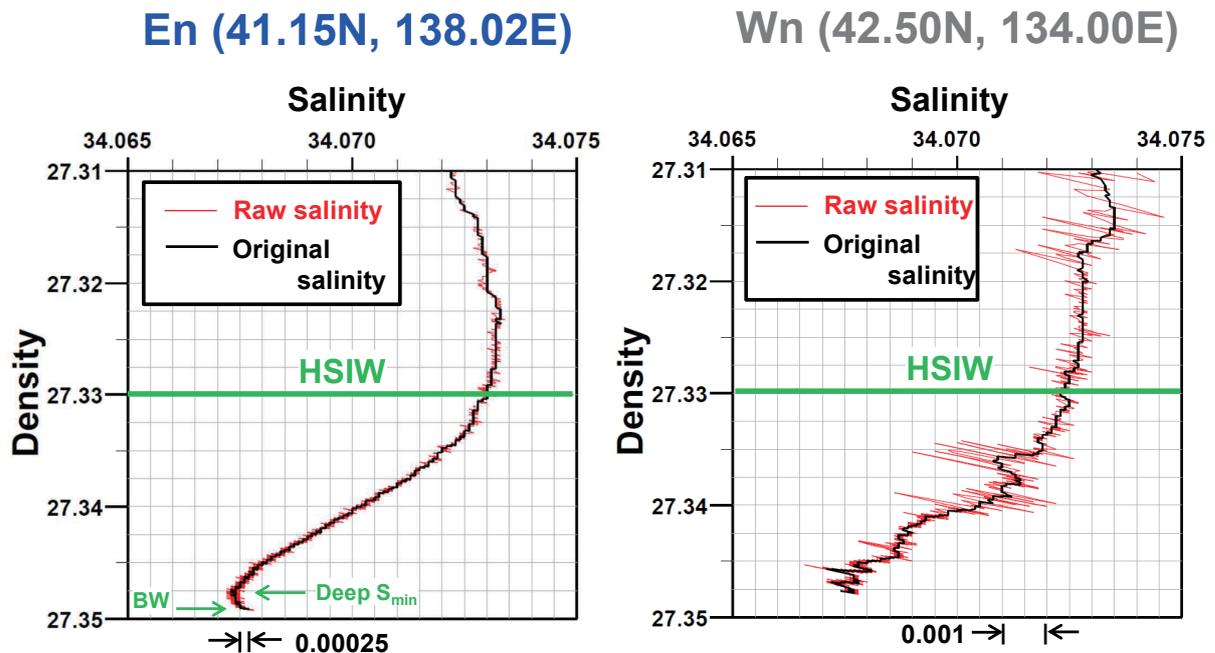


Fig. A1. Two examples of density-salinity diagrams of raw (red) and original salinity (black), which corresponds to the data obtained by removing electrical noise existing in raw data using the median filter. Regarding 2011 data, case of En has a relative smaller noise, while case of Wn has a larger amplitude.

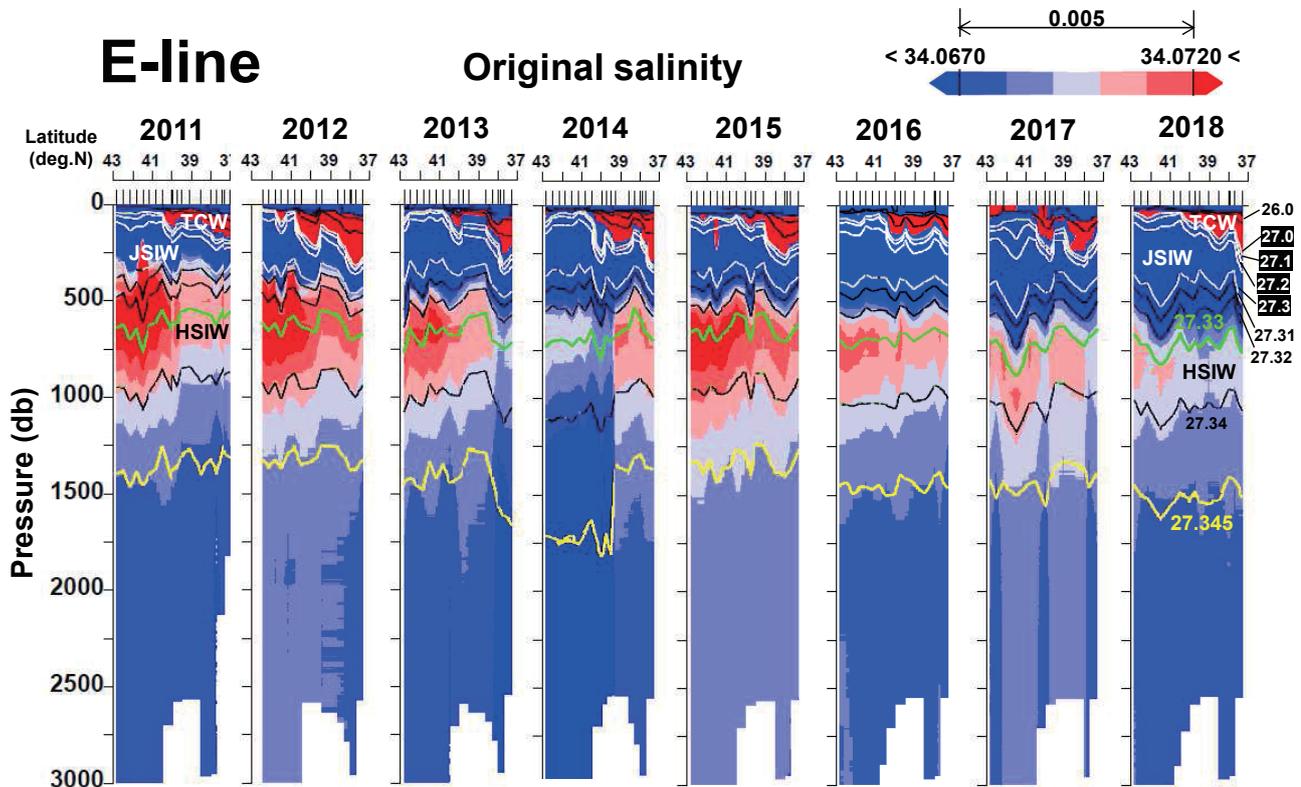


Fig. A2. Same as Fig. 10, except for “Original salinity”.

毎に高低を繰り返す、これも不自然に思えた。Fig. A2には人為的な操作はないものの、我々はこれらが正しい分布であるとは判断しなかった。一方、Fig. 10も人為的な補正によって定量性は保障されないが、疑似的な保存量である Preformed PO_4 と似た分布を示すことから、補正塩分の方がむしろ現実に近い分布であると判断している。

ただし、水温は現場データをそのまま使い、塩分だけを人為的に補正したので、これらから計算した密度も人為的なものとなる。そこで、Fig. A2と Fig. 10に示した等密度線の相違を調べると、局所的な異常低塩を示した2014年 (Fig. A2)を除いて、他の年の密度 $27.33 \sigma_\theta$ (緑色線)と密度 $27.345 \sigma_\theta$ (黄色線)はほぼ同じ深度にあり、さらによく似た空間変化を示している。これは日本海中深層の密度成層には水温成層が支配的なためであり、我々の人為的な塩分補正量では密度の深度変化は十分に小さいと判断される。

付録C HSIW 付近の AOU-PO_4^0 関係

PO_4^0 の鉛直断面図 (Fig. 14) から、高 PO_4^0 の origin β には存在水深が異なる HSIW と BW の 2 水塊が重ね合わさっていることがわかった。ここでは HSIW の AOU-PO_4^0 関係を示すために、深度 1,500 db よりも浅い値のみを抽出し、 PO_4^0 値を $0.75 \sim 0.95 \mu\text{mol kg}^{-1}$ の範囲で拡大表示して Fig. A3 に示した。経年変化の相違を強調するために、年毎に色付けを変えた丸印の大きさを徐々に変化させて、値が重なっても表現されるようにした。また、補助的な図として、同じ色付けの年毎に、 AOU の頻度分布図 ($4 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 刻みで PO_4^0 方向に積算) を上側に、 PO_4^0 の頻度分布図 ($0.01 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 刻みで AOU 方向に積算) を右側に示した。 AOU 頻度分布は残留水塊または新規加入水塊の定性的な経過時間、 PO_4^0 を疑似保存量としてみれば、その頻度分布は移流拡散過程の寄与を表現する。このような拡大表示にすると、 AOU 頻度分布

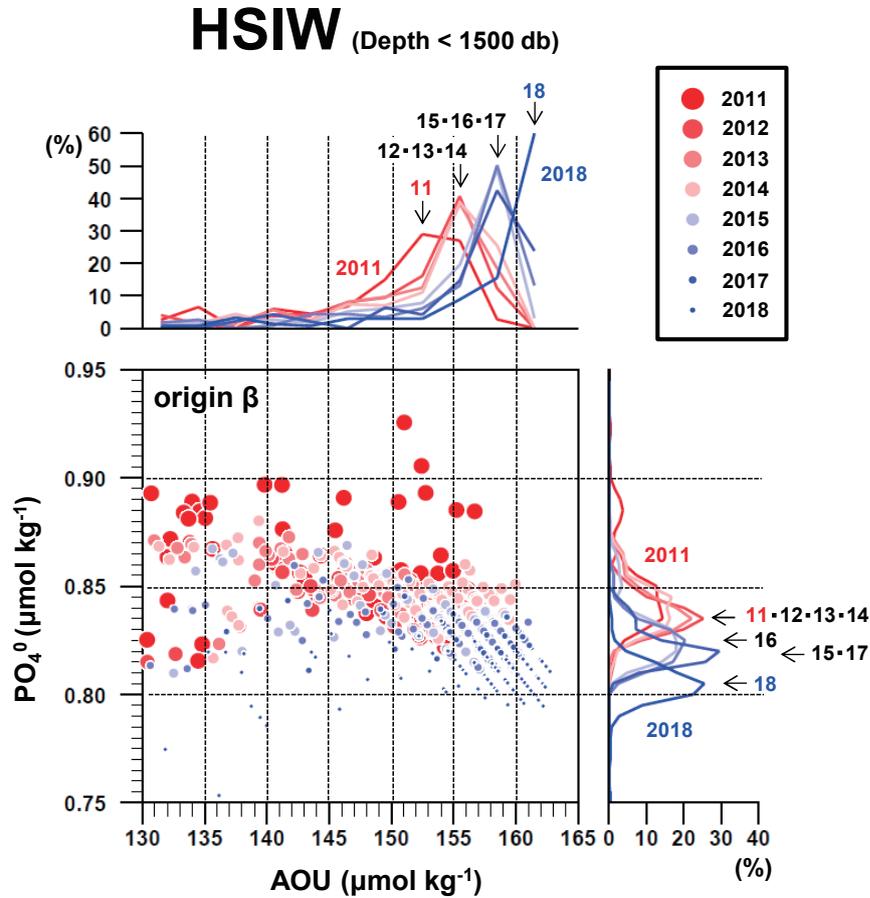


Fig. A3. Scattering plot between AOU and PO_4^0 , which extracts the relationship around HSIW by using data shallower than 1,500 db. Upper panel denotes frequency distribution of AOU, while right-hand side panel denotes frequency distribution of PO_4^0 at each year, distinguished by color.

のモード（最頻値）の経年的な増加に対応して、 PO_4^0 頻度分布のモードが次第に低下する様子がよくわかる。ここでは示さないが同様に、深度 1,500 db よりも深い値のみを抽出した BW の頻度分布図では、AOU モードの経年的な増加に対し、 PO_4^0 モードは 2018 年を除いて、ほぼ $0.85 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 周辺に集中していた。両水塊の AOU は共に大きな減少もなく常に増加傾向にあることから、新規加入水塊は少なく、残留水塊が支配的であったことが推測される。両水塊の相違は HSIW が BW に比べて、上方の低 PO_4^0 による鉛直拡散の影響が大きいことにある。

References

- Fang, X., and Y. Isoda (2020): Dynamic equilibrium state of a Cooling Induced Current in the Japan Sea. *北大水産彙報*, **70** (1), 25-40.
- Fang, X., Y. Isoda, I. Kudo, T. Aramaki, K. Imai, and N. Ebuchi (2020): Behavior of water mass beneath the Tsushima Warm Current in the Japan Sea. *Water*, **12**, 1-16.
- Gamo, T., Y. Nozaki, H. Sakai, T. Nakai, and H. Tsubota (1986): Spatial and temporal variations of water characteristics in the Japan Sea bottom water. *J. Mar. Res.*, **44**, 781-793.
- Gamo, T. (2011): Dissolved oxygen in the bottom water of the Sea of Japan as a sensitive alarm for global climate change. *Trend Anal. Chem.*, **30**, 1308-1319.
- Isoda, Y. (1999): Cooling-induced current in the upper ocean of the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **55**, 585-596.
- 磯田豊・荒巻能史 (2020): 日本海深層水の海水年齢, *北大水産彙報*, **70** (2),

- 119-132.
- Kang, D.J., S. Park, Y.G. Kim, K. Kim, and K.R. Kim (2003): A moving boundary box model (MBBM) for oceans in change: Application to the East/Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1299.
- 気象庁(1999): 海洋観測指針(第1部)
- Kim, K. and J.Y. Chung (1984): On the salinity-minimum and dissolved oxygen-maximum layer in the East Sea (Sea of Japan). pp.55-65 in *Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas*, T. Ichiye, ed. Elsevier, New York.
- Kim, K., K.R. Kim, J.Y. Chung, B.H. Choi, S.K. Byun, G.H. Hong, M. Takematsu, J.H. Yoon, Y. Volkov, and M. Danchenkov, (1996): New findings from CREAMS observations: Water masses and eddies in the East Sea. *J. Kor. Soc. Oceanogr.*, **31**, 164-172.
- Kosugi, N., N. Hirose T. Toyoda, and M. Ishii (2021): Rapid freshening of Japan Sea Intermediate Water in the 2010s. *J. Oceanogr.*, **77**, 269-281.
- 松岡翔太・方曉蓉・磯田豊 (2019): 日本海東部海域における高塩分中層水. 北大水産彙報, **69** (2), 71-82.
- Matsuno, T., T. Endoh, T. Hibiya, T. Senjyu, and M. Watanabe (2015): Formation of the well-mixed homogeneous layer in the bottom water of the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **71**, 441-447.
- Min, D.H., and M.J Warner (2005): Basin-wide circulation and ventilation study in the East Sea (Sea of Japan) using chlorofluorocarbon tracers. *Deep Sea Res. Part II*, **52** (1), 580-1.
- Park, Y.G., J.H. Park, H.J Lee, H.S. Min, and S.D. Kim (2013): The effects of geothermal heating on the East/Japan Sea circulation. *J. Geophys. Res. Oce.*, **118**, 1893-1905.
- Redfield, A.C., B.H. Ketchum, and F.A. Richards (1963): The influence of organisms on the composition of seawater. In *The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas*, Hill, M.N., Ed.; Interscience Publishers: New York, NY, USA, **2**, 26-77.
- Sudo, H. (1986): A note on the Japan Sea Proper Water. *Prog. Oceanogr.*, **17**, 313-336.
- 莊司堅也・磯田豊・久万健志・荒巻能史 (2015): 日本海深層循環における底層水の形成. 北大水産彙報, **65**, 17-29.
- Talley, L.D., D.H. Min, V.B. Lobanov, V.A. Luchin, V.I. Ponomarev, A.N. Salyuk, A.Y. Shcherbina, P.Y. Tishchenko, and I. Zhabin (2006): Japan/East Sea water masses and their relation to the sea's circulation. *Oceanography*, **19** (3), 32-49.
- 宇田道隆 (1934): 日本海及び其の隣接海区の海況. 水産試験場報告, **5**, 57-190.
- Watanabe, T., M. Hirai, and H. Yamada (2001): High-Salinity intermediate water of the Japan Sea in the eastern Japan Basin. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **106**, 11,437-11,450.
- Yasui, M., T. Yasuoka, K. Tanioka, and O. Shiota (1967): Oceanographic studies of the Japan Sea (1) Water characteristics. *Oceanogr. Mag.*, **19**, 177-192.
- Yoshikawa, Y., T. Awaji, and K. Akimoto (1999): Formation and circulation processes of intermediate water in the Japan sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 1,701-1,722.
- Yoshikawa, Y., T. Kawasaki, and H. Hiroyasu (2021): Diagnostic evaluation of effects of vertical mixing on meridional overturning circulation in an idealized ocean. *J. Oceanogr.*, **77**, 393-412. <https://doi.org/10.1007/s10872-021-00596-4>

Interannual variation in the 2010s for overturning circulation through the middle-layer with a salinity-maximum in the Japan Sea

Junki Ueda^{1*} and Yutaka Isoda²

Abstract

The eastward surface flow in the interior region of the Japan Sea, known as Tsushima Warm Current (TWC), which is accompanied by a meridional temperature gradient on a planetary β -plane, could be determined by the heat balance between net heat loss at the sea surface and lateral heat transport from the southern entrance. Such surface flow, which satisfies the thermal wind balance, induces upwelling and downwelling at the western and eastern boundaries, respectively; as a next step, an overturning circulation through the middle or bottom layers is formed. The High Salinity Intermediate Water (HSIW), near water depths of 500–700 m, is located in the very fine salinity-maximum layer, which is present below the Japan Sea Intermediate Water (JSIW), that rapidly freshened in the 2010s. More in detail, HSIW arises from inflowing high salinity from TWC off the coast of Hokkaido, thus corresponding to downwelling along the eastern boundary by overturning. The remarkable surface mixed layer with high salinity as HSIW has been observed during summer 2009, and was considered as a direct evidence of ventilation. However, the freshening JSIW always capped HSIW in the 2010s. We propose that preformed PO_4 (PO_4^0) is one of the most useful biogeochemical tracers for tracking temporal changes in HSIW. Furthermore, JSIW would be ventilated every winter, since PO_4^0 in JSIW indicates active mixing with surface PO_4^0 depletion. On the other hand, PO_4^0 in HSIW decreased under the influence of vertical diffusion from JSIW, even maintaining a maximum structure. Presumably, major events of HSIW ventilation are sporadic, thus they would be separated by several years.

Key words: Japan Sea, overturning circulation, High Salinity Intermediate Water (HSIW), Preformed PO_4

(Corresponding author's e-mail address: a797alonedo1p@ees.hokudai.ac.jp)

(Received 21 April 2021; accepted 13 March 2022)

(doi: 10.5928/kaiyou.31.3_47)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2022)

¹ Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University, N10W5 Kitaku, Sapporo, Hokkaido 060-0810, Japan

² Graduate School of Fisheries Science, Hokkaido University, 3-1-1, Minato-cho, Hakodate, Hokkaido, 041-8611, Japan

* Corresponding author: Junki Ueda

e-mail: a797alonedo1p@ees.hokudai.ac.jp