

— 論 文 —

網走沖の陸棚–海盆境界域における dense Soya Current Waterの輸送と変質過程*

千葉 彩^{1**}・堀尾 一樹²・磯田 豊¹・小林 直人³

要 旨

本研究では夏季の日本海中層に残留している冬季混合層水を起源とし、宗谷暖流 (Soya Current : SC) の沖合側底層に出現する重い水塊 (密度 $26.75 \sigma_{\theta}$ 以上) を「重い宗谷暖流水 (dense Soya Current Water : DSCW)」と呼ぶことを提案する。最初に、DSCW の季節的出現と他の水塊の位置関係を再確認することを目的に、網走沖の陸棚–海盆境界域における過去の海洋観測資料を解析した。本解析では疑似の水塊を作ってしまう可能性の高い時空間平均操作を避けることに注意を払った。晩冬から春にかけての海水期、SC は軽い SCW (Soya Current Water) よりもむしろ、重い DSCW を陸棚上へ輸送している。SC が強まる夏季、浅い陸棚上は SCW が支配的な状態へ変化し、DSCW はその沖合側底層に移行する。一方で、海盆内に出現する DSCW は、夏季の 300 m 以深に制限されている。そこで 2019 年の夏、陸棚–海盆境界域において船舶観測を実施し、DSCW の輸送と変質過程の詳細を調べた。得られた観測データの解析から、相対的に暖かい DSCW は沖合の中冷水 (Intermediate Cold Water : ICW) との間で顕著な混合を行い、変質した DSCW は海盆内の陸棚斜面上で大きく沈降していることがわかった。数値モデル実験は、夏季の日本海中層 (日本海冬季混合層水) を起源とした DSCW が 1 カ月以内という短期間に、オホーツク海側の深い海盆まで拡大できることを証明し、さらに、DSCW の輸送量が SC 流入量の約半分にもなることを示した。以上の結果から、SC 流動場の力学過程を議論する際には、DSCW の物理的寄与をより積極的に考慮すべきことが示唆される。

キーワード：オホーツク海、重い宗谷暖流水 (DSCW)、過去の海洋観測資料、船舶観測、数値モデル実験

* 2020 年 9 月 25 日受領 2021 年 2 月 8 日受理
著作権：日本海洋学会, 2021 年

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 四国旅客鉄道株式会社
〒076-8580 香川県高松市浜ノ町 8-33

3 北海道大学水産学部
〒041-8611 函館市港町 3-1-1

** 連絡著者：千葉 彩
TEL : 080-1876-9692
e-mail : apr19occult1395@eis.hokudai.ac.jp

1. はじめに

Fig. 1 (a) は北海道 (Hokkaido) とサハリン島 (Sakhalin) の間に位置する宗谷海峡 (Soya Strait) 周辺の海底地形図であり、海峡の東側がオホーツク海 (Okhotsk Sea)、西側が日本海 (Japan Sea) である。同海域において、人工衛星による海面高度偏差 (Sea Surface Height Anomaly : SSHA) 資料の解析結果 (堀尾ほか, 2019) か

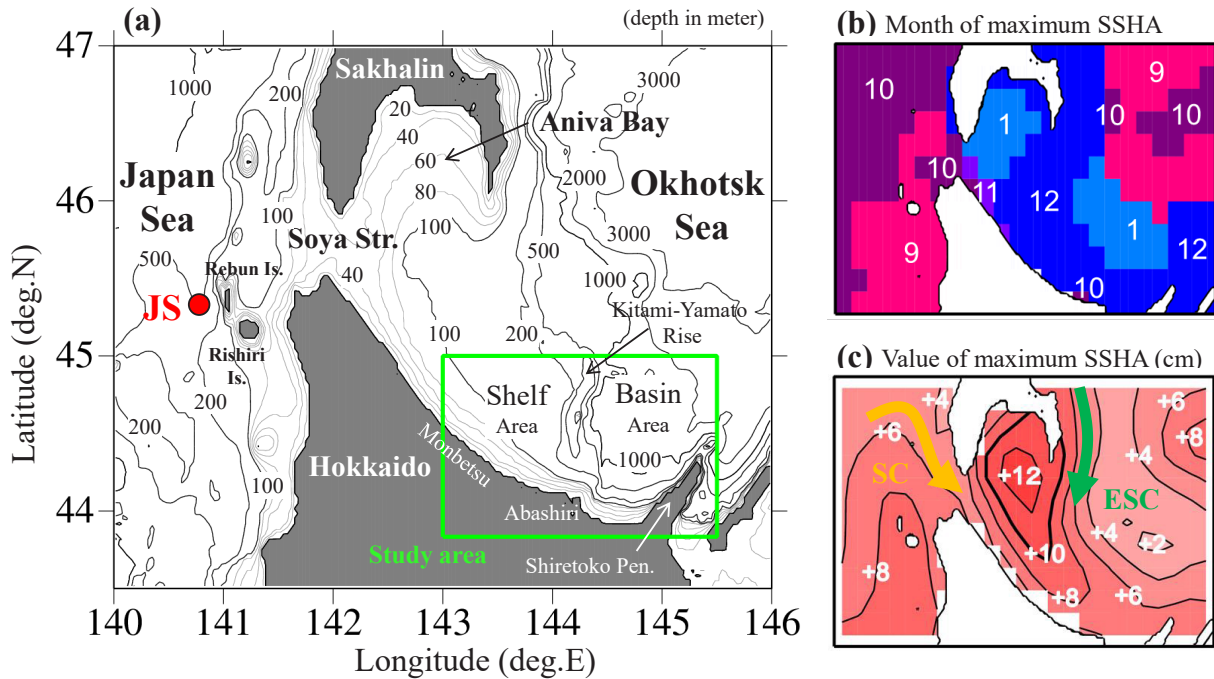


Fig. 1. (a) Bottom topography around the Soya Strait together with a location of CTD station JS (red circle) in the Japan Sea. The enclosed area by green solid line in the Okhotsk Sea is our study area, including the boundary region between the shelf and basin areas. Horizontal distributions for (b) the month of maximum Sea Surface Height Anomaly, (SSHA) based on 19-year average data and (c) their values, which are quoted from Fig. 10 by Horio *et al.* (2019, in Japanese). Flow paths of the Soya warm Current (SC) and the East Sakhalin Current (ESC) are schematically shown by green and orange arrows in (c), respectively.

ら、SSHA が極大となる月及びその極大値の水平分布図を引用して、Fig. 1 の (b) と (c) に示した。これらの分布図から、夏季から秋季に卓越する宗谷暖流 (Soya Current: SC と略す、以下の省略形を Table. 1 に示す) と冬季に卓越する東サハリン海流 (East Sakhalin Current: ESC と略す) の季節的な出現の大まかな空間構造が理解される。オホーツク海側のサハリン島東方から北海道沖陸棚上の極大水位は 12 ~ 1 月にあり、この極大域を右手に見て南下するのが ESC ((c) の緑色矢印) である。ESC は冬季の北西季節風により励起された風成循環流と考えられており (Tsuji no *et al.*, 2008), 惑星 β (西岸境界流) による沖合南下流と地形性 β (陸棚斜面捕捉) による沿岸南下流の 2 種類の南下流で構成される (Ohshima *et al.*, 2002)。また、ESC が運ぶ水塊 (ESC Water: ESCW と略す) は、アムール川の河川水を主な起源としているため低温低塩水で特徴付けられる。宗谷海峡を含む日本

Table 1. Currents and Water Masses off Abashiri.

Name of Currents and Water Masses	Acronym
Soya Current	SC
East Sakhalin Current	ESC
Soya Current Water	SCW
East Sakhalin Current Water	ESCW
Danse Soya Current Water	DSCW
Okhotsk Sea Intermediate Water	OSIW
Intermediate Cold Water	ICW

海側の極大水位は 9 ~ 10 月にあり、ESC の卓越時期よりも 3 ~ 4 カ月先行している。この極大域を右手に見る海流を想定すれば、オホーツク海へ流入する前の SC ((c) の橙色矢印) は北海道西方沖を北上し、サハリン島西方沖で時計回りに大きく迂回した後、北側 (サハリン

島側)から宗谷海峡へ流入することがわかる。SCの駆動力は日本海とオホーツク海の水位差と考えられているが、上述したESCの南下に伴ってオホーツク海側の水位が上昇するため、冬季のSCの流入は一時期に弱化または消滅している(例えば、青田, 1975; 松山ほか, 1999; Ebuchi *et al.*, 2006; Fukamachi *et al.*, 2008)。

本論の先行研究である飯田ほか(2018)では、夏季に実施したSC沖合の25時間連続海洋観測と日周期渦流を再現した数値モデル実験から、日本海側100m以深の中層を起源とした高塩分の重い水塊がサハリン島西側で湧昇した後、宗谷海峡を通過することを示唆した。さらに、この重い水塊はSCに伴う水塊(SC Water:SCWと略す)の沖合側底層で支配的となり、海面に露出した部分がSCの沖合境界付近に冷水帯(Cold Water Belt:CWBと略す)を形成することも明らかになった。本論ではSC沖合底層に出現する、日本海中層起源の相対的に重い水塊を「重いSCW(dense SCW:DSCWと略す)」と呼ぶことを提案する。我々がDSCWと呼ぶ水塊は、Itoh *et al.*(2003)で定義された密度 $26.75 \sigma_\theta$ 以上の高塩分水と同じであり、過去の研究(例えば、Takizawa, 1982)ではSCが卓越する夏季よりも前の季節(春季ころ)に支配的な水塊と判断されたためSC前駆水(Forerunner of SCW:FSCWと略す)と呼ばれていた。Kuma *et al.*(2014)は夏季に実施した、CWBを挟むSC域横断の海洋観測において、水温塩分に化学要素(栄養塩や溶存鉄)を加えた水塊解析を行い、DSCW(彼らはFSCWと記述)は同時期の日本海中層起源であることを確認している。堀尾ほか(2020)は、宗谷海峡を挟む日本海側とオホーツク海側のTS関係を調べ、海水期(2~4月)または海面冷却期の日本海側150m以浅の海水は、オホーツク海ではDSCW(彼らもFSCWと記述)と定義される重い水塊が支配的であることを示した。すなわち、この時期、日本海からオホーツク海へ流入するSCはDSCWとして浅い宗谷海峡を通過していると推測される。よって、上述の日本海中層起源の水塊とは、日本海の冬季海面冷却による深い混合層水が夏季まで残留したものと考えられる。このように、DSCWは冬季の海面に露出する水塊であることから、本論では中層水ではなく、日本海冬季混合層水と呼ぶことにする。

このように、我々は夏季にも流入水として観測される

水塊を、春季ころを想定した「前駆水(すなわち、FSCW)」と呼ぶことは不適切と考え、密度を示す「重い(Dense)」を接頭語とした水塊名に変更する方がより良いと判断した。これはAlfultis and Martin(1987)やFukamachi *et al.*(2004)が冬季の北部オホーツク海陸棚上で形成された低温高塩な重い水塊をDense Shelf Water(DSWと略す)と呼んだことを参考にしている。すなわち、重い(Dense)と名付けられたDSCWとDSWの両水塊は、ともにオホーツク海中層水(Okhotsk Sea Intermediate Water:OSIWと略す)の起源となる。Itoh *et al.*(2003)は海洋観測資料の気候学的な解析から、OSIWの分布と形成を調べ、上述したDSWとFSCW(本論ではDSCW)、そして北太平洋を起源とした西部亜寒帯水(Western Sub-Arctic Water:WSAWと略す)のOSIW形成に寄与する混合量を概算した。その結果、DSWが0.67 Sv、WSAWが0.67 Sv、FSCW(DSCW)が0.08 Svと見積もられ、Ohshima *et al.*(2017)ではFSCW(DSCW)の量が0.18 Svに修正されている。このように、OSIW形成に対するFSCW(DSCW)の寄与は、DSWやWSAWの寄与に比べて小さいと考えられている。

SCは北海道側陸棚斜面に捕捉された沿岸境界流であるが、Fig. 1(a)の緑枠矩形で示した網走(Abashiri)沖海域では、その陸棚(Shelf)が途切れ、突然、深い海盆(Basin)に変化している。そして、DSCWのOSIWへの変質過程または中層貫入現象は、陸棚上を南下した後の海盆内で生じると推測されている。しかしながら、上述したItoh *et al.*(2003)やOhshima *et al.*(2017)の研究結果は、陸棚上におけるFSCW(DSCW)の気候学的な分布と推測流からの概算値をもとにしており、現実の変質過程を捉えたものではない。その原因は過去の海洋観測資料をできる限り収集しても、海盆内のデータが非常に少なく、その結果、粗い空間格子で平均化された気候値でしか議論できなかったためである。ただし、このような時空間の平均操作を行った場合、平均密度場から推測流の議論ができて、平均化された水温塩分が示す水塊は現実には存在し得ないことがあり、水塊に関する議論は非常に危険である。それゆえ、Itoh *et al.*(2003)では等密度面上の平均操作によって、その危険性の回避を試みているが、小スケールの空間構造をもつSC域では地理的平均操作に留まっている。特に、網走沖海域では高

温高塩の SCW とその沖合中層にある低塩低温の中冷水 (Intermediate Cold Water: ICW と略す) が近接して出現するため (本論で後述), 適当な有限格子内で個々の水温塩分値を単純平均してしまうと「疑似の DSCW」が計算されてしまう。

本研究では DSCW が OSIW へと変質すると考えられている網走沖の陸棚-海盆境界域を研究対象海域 (緑枠線内の Study area) とし, できる限り「真の DSCW」の時空間分布を提示することを試みた。まず, 2 節では Itoh *et al.* (2003) や Ohshima *et al.* (2017) と同様に, 過去の海洋観測資料を解析するが, 危険な時空間平均操作は避け, 季節的な DSCW の出現と他の水塊 (ESCW・ICW・SCW) との地理的關係を再確認しておく。3 節では, この解析結果をもとに適切な観測点配置を検討し, 2019 年夏季に実施した船舶によるスナップショット観測から, 陸棚-海盆境界域における DSCW の輸送と変質過程の詳細を明らかにする。4 節では本観測時の水温塩分値を組

み込んだ数値モデル実験を行い, 夏季に観測される DSCW が前駆水 (FSCW) の残留ではなく, 同季節の日本海冬季混合層水を起源した水塊であることを証明する。5 節では本研究のまとめと今後の課題を提示する。

2. 網走沖の陸棚-海盆境界域における DSCW 出現の季節変化

2.1. 解析資料及び解析方法

本論で解析した海洋観測資料 (水温, 実用塩分) は, 日本海洋データセンター (Japan Oceanographic Data Center: JODC) の Web サイト (http://www.jodc.go.jp/jodcweb/index_j.html) から入手した。解析範囲は Fig. 1 (a) の緑枠線内 (東経 143°E ~ 145°30'E, 北緯 44°50'N ~ 45°N) の矩形範囲, 解析期間は 1937 年 ~ 2015 年の 78 年間であるが, 観測点の記入ミス (例えば, 陸上の緯

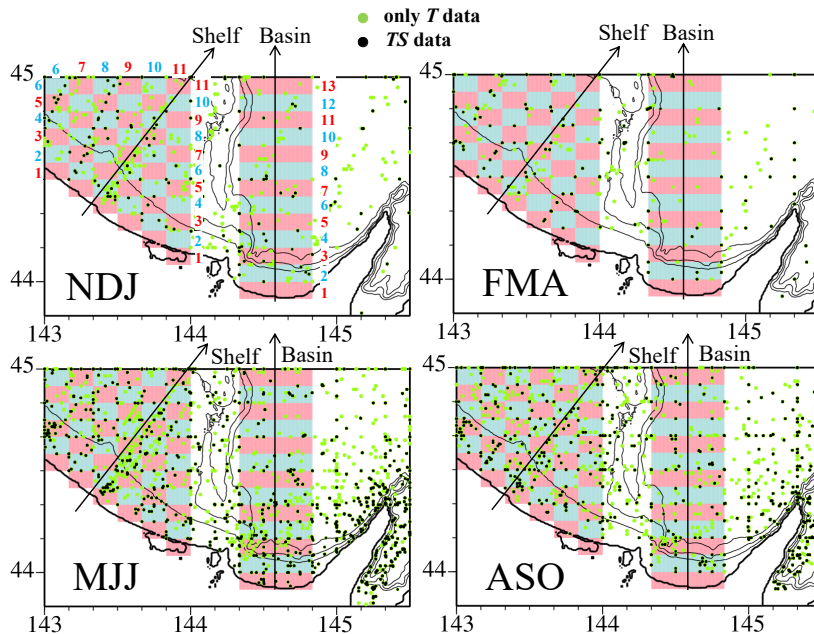


Fig. 2. Positions of all of the quality-control stations for all the four seasons from 1937 to 2015 by the Japan Oceanographic Data Center (JODC) for only temperature data (only T -data; green dots) and for temperature and salinity data (TS data; black dots). As the speed of SC is almost uniform in the alongshore direction, we consider the seasonal TS data for the cross-shore section of SC within the boxes alternating light pink and light blue for those with same distance from the coast. Using such TS data, two cross-sectional views of lines “Shelf” with 11 grids and “Basin” with 13 grids were made in Figs. 6 and 7.

度経度を示す点など)と疑われるデータは削除した。水温値のみが登録されていた観測数は 289,524、水温と塩分が同時に登録されていた観測数は 65,401 であった。季節区分は、海水期である 2・3・4 月 (FMA と略す) の 3 カ月を基準にして、その前 3 カ月の 11・12・1 月 (NDJ と略す) は Fig. 1 の (b) でみたように ESC が優勢な時期 (ESC 期) であり、SC が優勢な時期 (SCW 期) は前半の 5・6・7 月 (MJJ と略す) と後半の 8・9・10 月 (ASO と略す) に分けた。このように年 4 期に分けたときの観測点分布が Fig. 2 であり、水温塩分 (TS data) 資料の登録点は黒丸印、水温のみ (only T data) 資料の登録点は緑丸印で表示した。海水期である FMA のデータが極端に少なく、分布図の信頼性は低い。水温塩分 (TS data) 資料の現場水温はポテンシャル水温 θ へ変換し、同時に、密度もポテンシャル密度 σ_θ とした。また、後述する水温水平分布図 (Fig. 5) を作成する際、データ数を増やすこ

とを目的に水温のみ (Only T data) 資料を加える場合、 TS data の水温も変換せずに現場水温のまま扱った。

陸棚上 (Shelf) と海盆内 (Basin) の岸沖断面分布図 (Figs. 6・7) を作成する際には、図中の矢印方向に配置した青と赤の千鳥模様表示した空間格子を使用した。すなわち、同色内の陸棚斜面に沿った方向のデータを岸から等距離のデータとして扱っており、その結果、岸沖格子数は陸棚上 (Shelf) が 11 格子、海盆内 (Basin) が 13 格子となる。

2.2. θS ダイアグラムを用いた水塊分類と水平分布

本解析期間 (78 年間) における水温塩分資料 (TS data) を用いて、年 4 期に季節区分 (NDJ, FMA, MJJ, ASO) した θS 関係を θS ダイアグラムとして Fig. 3 (a) に示した。この θS ダイアグラムは「はじめに」で紹介した 4 つの水塊 (DSCW, SCW, ESCW, ICW) の分類に

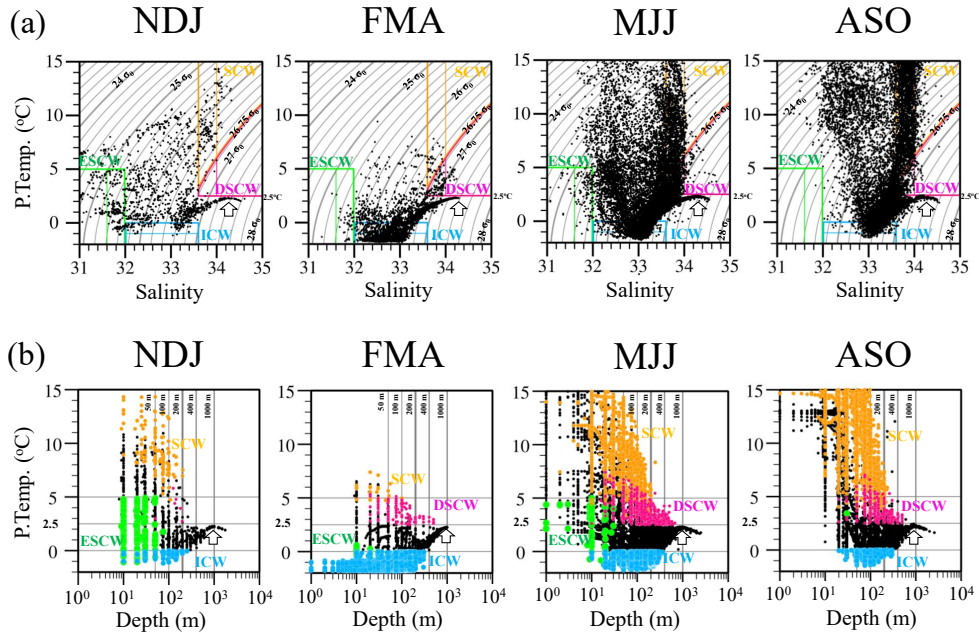


Fig. 3. (a) Potential temperature-Salinity (θS) scatter diagrams based on TS data for each season (NDJ, FMA, MJJ, and ASO). The definition of the four water types was considered as follows: DSCW (pink frames) with $\theta \geq 2.5^\circ\text{C}$, $S \geq 33.6$, and $\sigma_\theta \geq 26.75$; SCW (orange frames) with $S \geq 33.6$ and $\sigma_\theta \leq 26.75$; ESCW (green frames) with $\theta \leq 5^\circ\text{C}$ and $S \leq 32.0$; and ICW (light blue frames) with $\theta \leq 0^\circ\text{C}$ and $32.0 \leq S \leq 33.6$. Contour lines of density are also shown. (b) Potential Temperature-Depth scatter diagrams based on TS data for each season. Colored circles indicate the classified four water types. In both figures, the white upward-arrow indicates θS value of the intermediate meso-thermal water.

用いる。まず、夏季に勢力が増す SC 系水には、塩分 33.6 以上で特徴付けられる SCW と DSCW の 2 種類があり (Takizawa, 1982), 両者の密度境界は Itoh *et al.* (2003) に従い $26.75 \sigma_\theta$ とした。ただし、本解析領域の海盆内には、DSCW と同じ塩分 33.6 以上、密度 $26.75 \sigma_\theta$ 以上となる水深 1,000 m 付近に OSIW の中暖水 (図中の上向き白抜き矢印のところ) が存在しており、この定義だけでは両者の区別ができない。そこで、本解析では Fig. 3 (a) に示すように、新たに水温の指標を導入して、水温 θ が 2.5°C 以上を DSCW と定義して OSIW と区別した。すなわち、Fig. 3 (a) では橙色枠領域で示した SCW は $S \geq 33.6$, $\sigma_\theta \leq 26.75$, 桃色枠領域で示した DSCW は $\theta \geq 2.5^\circ\text{C}$, $S \geq 33.6$, $\sigma_\theta \geq 26.75$ となる。ESCW は Itoh *et al.* (2003) の塩分定義に従い $S \leq 32.0$ としたが、夏季の海面加熱や Aniva 湾からの河川水流入 (例えば, Oguuma *et al.*, 2011) による水質変化を除外するため、水温が $\theta \leq 5^\circ\text{C}$ となる低水温に範囲 (緑色枠領域) を狭めた。Takizawa (1982) による ICW の定義は $\theta \leq 2^\circ\text{C}$, $S \leq 34.0$ であるが、本海域で θ - S ダイアグラムを描いたところ、このような広い範囲の定義では DSCW や ESCW との混合水も多く含まれてしまう可能性があるかと判断した。そこで、本解析の ICW では水温 0°C 以下の狭い範囲 (青色枠領域) で水塊を定義し、 $\theta \leq 0^\circ\text{C}$, $32.0 \leq S \leq 33.6$ とした。

各季節の各観測点の任意の水深において、4 つの水塊範囲のどれかに 1 データでも入った場合、その観測点の緯度経度に色付き丸印 (θ - S ダイアグラムに示した 4 つの色分け) で表示した季節別、水塊別の各水平分布図を Fig. 4 に示した。黒い小丸印はいずれの水塊区分からも外れた観測点である。なお、色付き丸印の大きさは 2 段階表示とし、Fig. 3 (a) に示した各水塊の範囲を 2 分したうち、起源水に近い性質 (より高塩, より低塩, より低温という意味) を持つ観測点を大丸 (便宜的に強い水塊と呼ぶ), それ以外をやや変質を受けた水塊として小丸 (弱い水塊と呼ぶ) とした。海底地形は陸棚縁である水深 200 m を基準にして、それ以浅の陸棚上を白抜き領域、それ以深の海盆内を灰色領域で強調している。

夏季の終わり (ASO) の ESCW (緑丸印) は本海域にはほぼ存在せず、冬季の始め (NDJ) に突如、陸棚上に出現している。これは「はじめに」で紹介したように、

ESC が 12 月を中心に支配的となり、ESCW がサハリン島東側から北海道沖陸棚まで南下していることに矛盾しない。その後の ESCW は知床半島の東側まで移流され、海面加熱や河川水との区別ができなくなり、次第に消滅していると思われる。夏季 (ASO) から冬季の始め (NDJ) にも ICW (青丸印) は、沖合域に主に残存しているが、それらは小丸印の弱い ICW である。海水期 (FMA) の ICW は大丸印の強い ICW が沿岸近傍まで出現し、これは ICW が冬季の表層混合水、もしくは海水の融水水に関係して形成される水塊であることを示唆する。夏季の始め (MJJ) の ICW は、後述する SCW よりも沖合側に広く分布しているが、ほとんどが大丸印のまだ非常に強い ICW である。

ESCW が支配的である冬季の始め (NDJ) のころ、DSCW (桃丸印) はほとんど存在していない。ICW が支配的となる海水期 (FMA) のころ、陸棚上の DSCW も突然出現し、このとき、SCW が最も勢力が弱くなっていることから、以前の研究で DSCW が SCW の前駆水 (FSCW) と名付けられたことが理解される。ただし、「はじめに」でも述べたように、DSCW は夏季 (MJJ・ASO) にも広範囲に分布しており、我々は日本海冬季混合層水が残留して宗谷海峡から流入し続けていると考えている。その夏季の DSCW は 200 m 以浅の陸棚上では沖合域に広く分布しているが、海盆内の DSCW は陸棚上には存在せず、200 m 以深に分布している。すなわち、浅い陸棚上にあつた DSCW は、陸棚-海盆境界域を挟んで下流側の海盆内では深い陸棚斜面域にあることが示唆される。SCW (橙丸印) は DSCW が出現した海水期 (FMA) に最も勢力が弱く、夏季 (MJJ・ASO) に支配的である。その分布は主に沿岸近傍の陸棚上または陸棚斜面域にあることから、海底斜面を感じる海底捕捉の陸棚波 (Ohshima, 1987), もしくは沿岸捕捉の密度流 (Karaki *et al.*, 2018) の力学構造をもつことが指摘されている。

2.3. 水深-水温関係と水温水平分布

Fig. 3 (a) の季節別の θ - S 関係を水深 (対数表示)-水温 θ 関係に変えた図が Fig. 3 (b) であり、この図では色付けで 4 水塊を強調している。Fig. 3 (b) では水塊の鉛直分布を示すことが目的である。ICW は海水期 (FMA) の

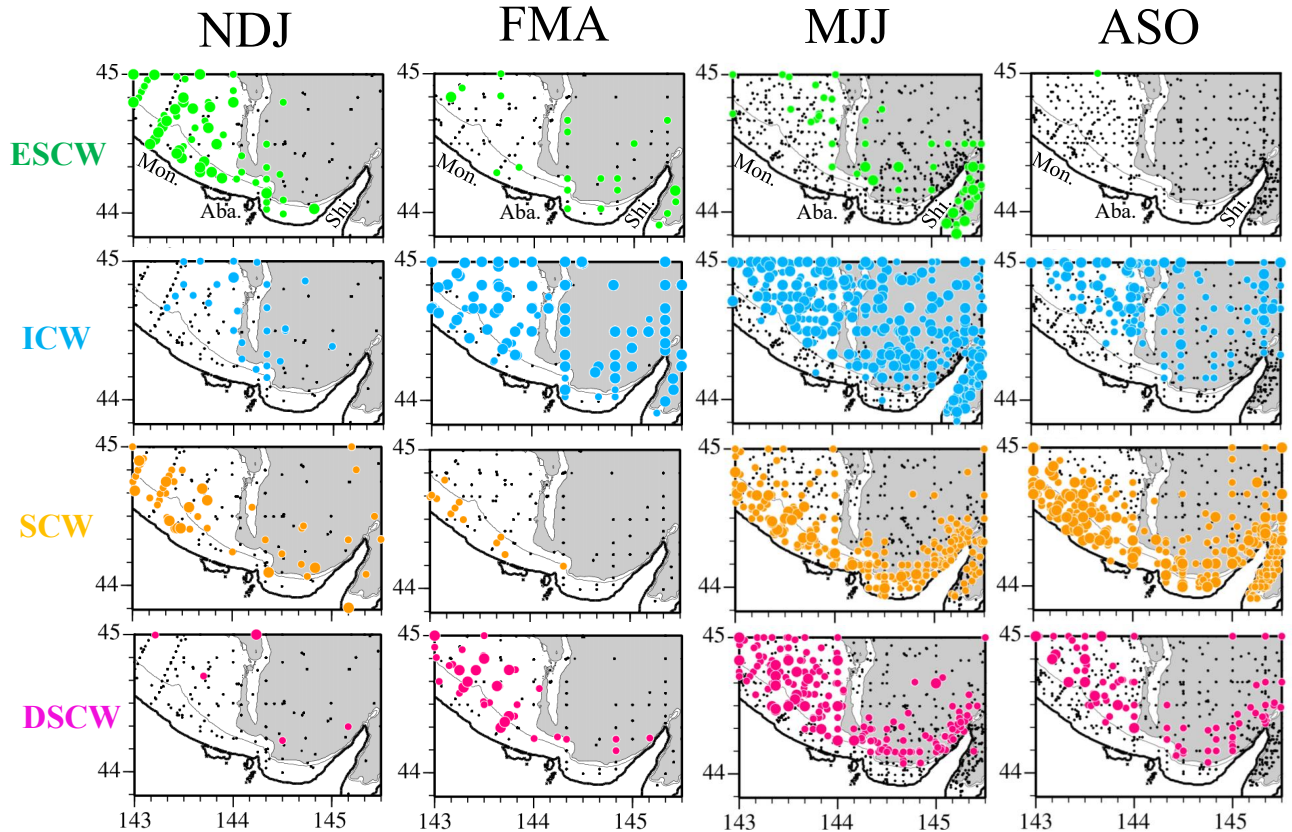


Fig. 4. Seasonal change in the horizontal distributions of four water types (from top to bottom-ESCW, ICW, SCW and, DSCW), which are distinguished by a circle of the same color as the coloring in θS diagrams of Fig. 3. Relatively large circle marks indicate data closer to the edge of Fig. 3 (a) in colored frames of water types. Isobaths of 100-m and 200-m depth are shown by black solid lines. Gray region is the basin area deeper than 200-m depth.

海面 (10⁰ m) から水深 200 ~ 400 m の間まで出現し、夏季の間 (MJJ・ASO) に -1 °C 以下の ICW は減少しつつも、比較的深い水深に年中存在していることがわかる。ICW の低温側境界は、どの季節においても、中暖水が存在する水深 1,000 m (水温 2.5 °C 弱) に向かって上昇している。冬季の始め (NDJ) に出現する ESCW は、その後も 50 m 以浅の水深に限られて分布している。SCW は約 5 °C よりも高い水温領域に広く分布しているが、その水深は ESCW よりは少し深いものの、200 m 以浅の比較的浅い水深に限られている。一方、DSCW は約 5 °C から 2.5 °C の範囲に存在し、出現時の海水期 (FMA) そして夏季 (MJJ・ASO) における分布水深は、有に 400 m を超えている。

Fig. 3 (b) に灰色縦線で示した水深 50 m・100 m・200 m・400 m の 4 水深を選択し、ここではデータ数の多い水温のみの観測点資料 (only T data) も加えて空間情報を補い、現場水温の季節別の水平分布図を作成した。なお、海盆域の水深 1,000 m でも θ と現場水温の差は 0.07 °C 以下であるため、1 °C 間隔で描いた θ と現場水温の分布図にはほとんど相違がない。Fig. 5 がその図であるが、観測点位置に丸印を付し、丸印内を凡例に従った色付けで水温値を表示している。凡例の上段に示すように、水温分布だけでは水塊分布の詳細を表現できないものの、0 °C 以下の ICW と 5 °C 前後の SCW や DSCW がほぼ同地点で混在している場所が非常に多いことがわかる。水深 50 m と水深 100 m の分布図は似たような季節変化

を示し、海水期 (FMA) は ICW の出現による低温化が明瞭であり、夏季 (MJJ・ASO) の沿岸に沿って主に SCW と思われる高温化、その沖合では ICW が残留していることがわかる。ESCW が出現する冬季の始め (NDJ) では、0~5℃の丸印が複雑に混在しており、水温による水塊の区別は困難である。海水期 (FMA) の低温化は、海盆内の水深 200 m でもみられ、十分な観測点数ではないが、水深 400 m にも 0℃以下の観測点が点在している。Fig. 3 (b) でもみたように、水深 1,000 m 付近には中暖水が存在するため、海盆内の中央付近は水深の増加

とともに水温上昇傾向にある。さらに、水温の季節変化量は 0℃から 2℃の範囲と小さいものの、海盆内の水深 200 m と水深 400 m の水温は、海水期 (FMA) から夏季 (MJJ・ASO) にかけて上昇傾向にあることがわかる。なお、ASO の水深 400 m の図に示した A (陸棚上)・B (海盆内沿岸側)・C (海盆内中央) の 3 海域に区分し、水塊の密度-水深関係の季節変化に関する補足説明を付録 A に加えた。

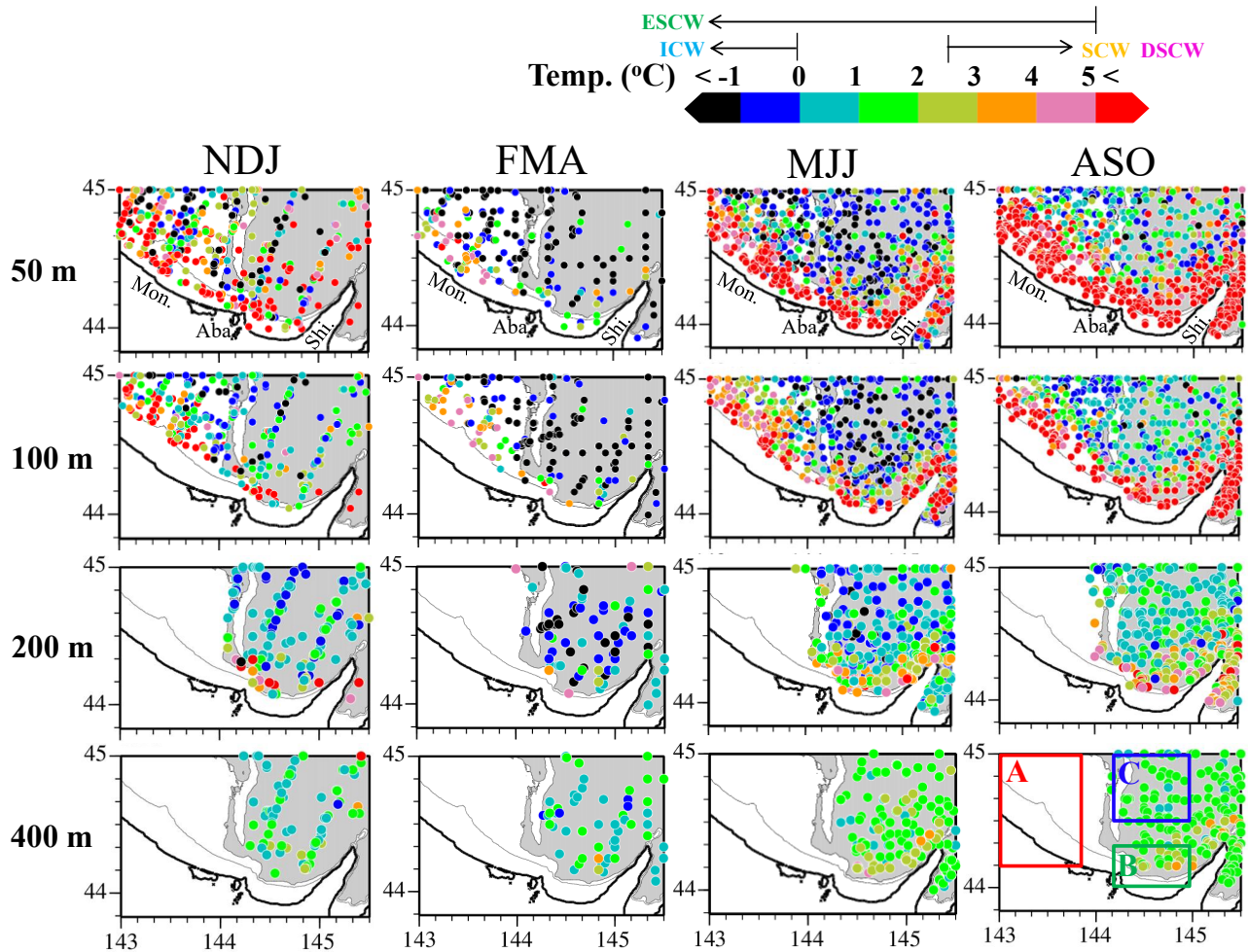


Fig. 5. Seasonal change in the horizontal distributions of water temperature considering only T -data at the depths of 50, 100, 200, and 400 m. These are represented by overlapping circles colored in the temperature range. Isobaths corresponding to 100-m and 200-m depths are shown by black solid lines. Gray region indicates the basin area deeper than 200-m depth.

2.4. 陸棚上と海盆内における水塊の岸沖断面分布

Fig. 2 の地形図で定義した格子の陸棚上 (Shelf) と海盆内 (Basin) の水温塩分資料 (TS data) を用いて、岸沖方向の水塊出現 (4 つの色付け丸印とその他の黒丸印) を季節別の鉛直分布図として Fig. 6 に示した。同じ季節でも異なる水塊が同地点に何度も重なって出現するため、色丸印の大きさを変えて、重なりがみえるように表示した。なお、図の海底地形は定義した格子内で最も深い水深である。

ESCW (緑丸) は冬季の始め (NDJ) の 50 m 以浅に出現し、陸棚上ではほぼ全域、海盆内では離岸距離 40 km 以内に分布している。その後も夏季の始め (MJJ) まで、ESCW の出現が認められるが、その多くは ICW (青丸) の出現と重なっている。ICW は海水期 (FMA) において、陸棚上と海盆内、沿岸と沖合の区別もなく、表層から水

深 300 m 付近までかなり広範囲に出現しているため、他の水塊と重なりも多い。夏季 (MJJ・ASO) になると ICW の出現は沖合中層 (陸棚上では水深 20~150 m、海盆内では水深 20~300 m) にある。SC が支配的となる夏季 (MJJ・ASO) の SCW (橙丸) の出現は、陸棚上も海盆内も離岸距離 60~80 km 以内にある。沖合域の SCW は ICW と重なって出現することが多い。一方、沿岸近傍の SCW の分布は深まる傾向を示し、他の水塊と重ね合わせることも少なく、沿岸もしくは陸棚斜面に捕捉された密度流の構造を示唆している。ESCW が支配的となる冬季の始め (NDJ) の SCW は、ESCW の下層に潜って水深 100 m 付近に残留しているようにみえる。DSCW (桃丸) の最初の出現は、海水期 (FMA) の ICW の出現分布と重なっているが、多少深い水深に偏って分布する傾向がみられる。夏季においても DSCW は最も重い水塊であるため、他の水塊に比して深い水深に偏って

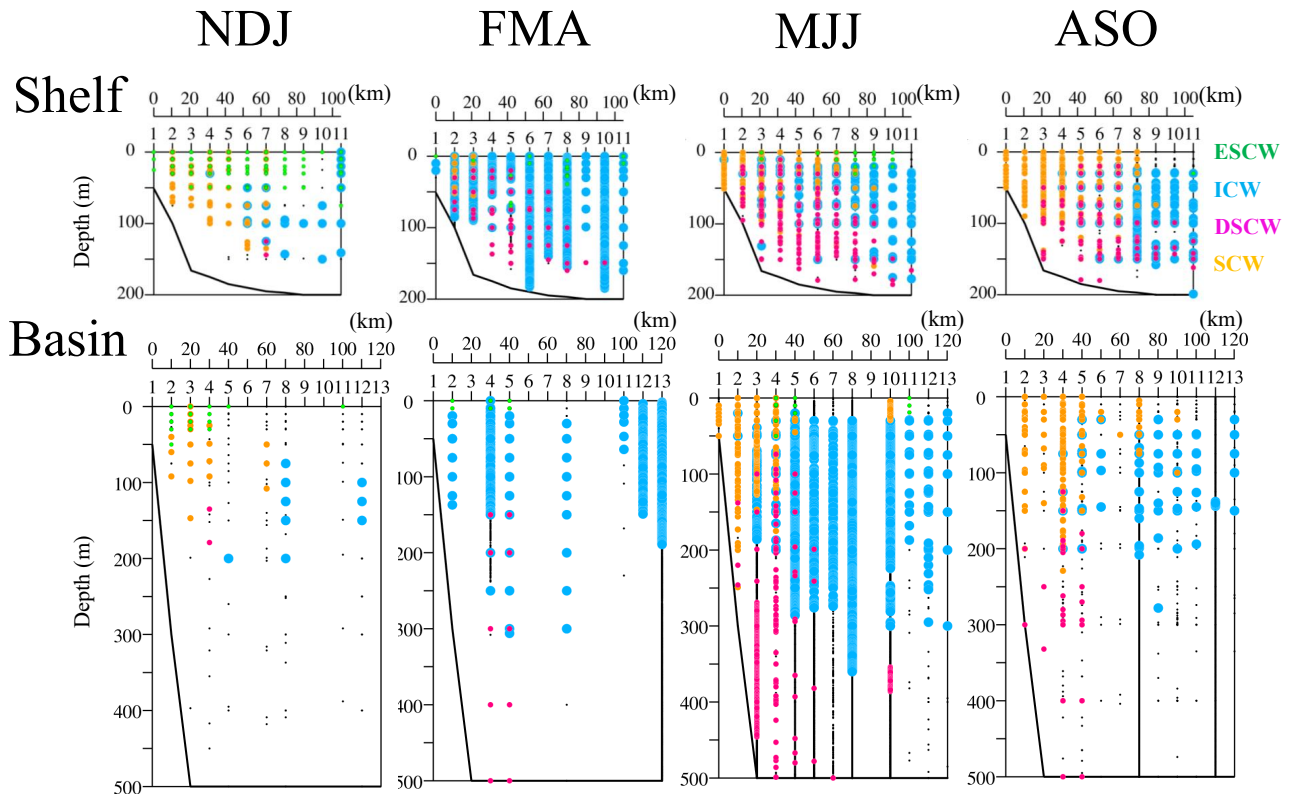


Fig. 6. Seasonal change in the vertical distributions of four water types (ESCW, ICW, SCW, and DSCW) along the “Shelf” and “Basin” grids shown in Fig. 2. These are represented by overlapping circles colored in each water type.

分布しているが、それでも 200 m 以浅では SCW と ICW が重なって出現する場合が多い。このように、同一地点に異なる水塊が多々出現する場所において単純な地理的平均操作を行った場合、そこで得られた平均 θS が示す水塊は非現実的なものとなる。この意味において、長期平均場の θS データを用いた水塊の議論は危険であり、気候学的な議論の大きな妨げとなっている。そのような問題がある中、地理的平均操作による危険性を回避し、それでも長期平均場の水塊出現を議論する方法として、Hanawa and Mitsudera (1986) は「モード水系 (mode water systems)」の概念を提案した。

本論では彼らの考え方に従い、Fig. 6 と同じデータを用いて、4つの水塊をモード水として抽出した季節別の鉛直断面分布図 (Fig. 7) を新たに作成した。Fig. 7 を作成するために、季節別、格子点別に基準層 (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 300, 400, 500 m) の θS 値を抽出し、データ数が 0 個は欠測 (図中の × 印) とし、本

論で定義した水塊 (ESCW, ICW, DSCW, SCW) とその他 (Others) の計 5 水塊中で最も高い頻度 (モード) で出現した水塊を、そこを代表するモード水として色付き丸印で表示した。

ESCW (緑丸) の出現は、冬季の始め (NDJ) の陸棚上の 50 m 以浅のみで代表されるモード水である。ICW (青丸) が広範囲に出現時期は海水期 (FMA) にあり、このとき、陸棚上の離岸距離 20 ~ 40 km の陸棚斜面上 100 m 付近に DSCW (桃丸) も出現している。夏季 (MJJ・ASO) の離岸距離 40 km 以内では SCW (橙丸) が陸棚上も海盆内でも支配的であり、それゆえ、ICW はその沖合域へ押しやられているようにみえる。海水期 (FMA) の陸棚斜面上に出現した DSCW は、夏季 (MJJ・ASO) にもほぼ同地点に出現するモード水として代表できることから、必ずしも SCW の前駆水ではないことが理解される。この位置は沿岸側の SCW と沖合側の ICW の境界下部であるが、その水深は陸棚上なので 150 m 以

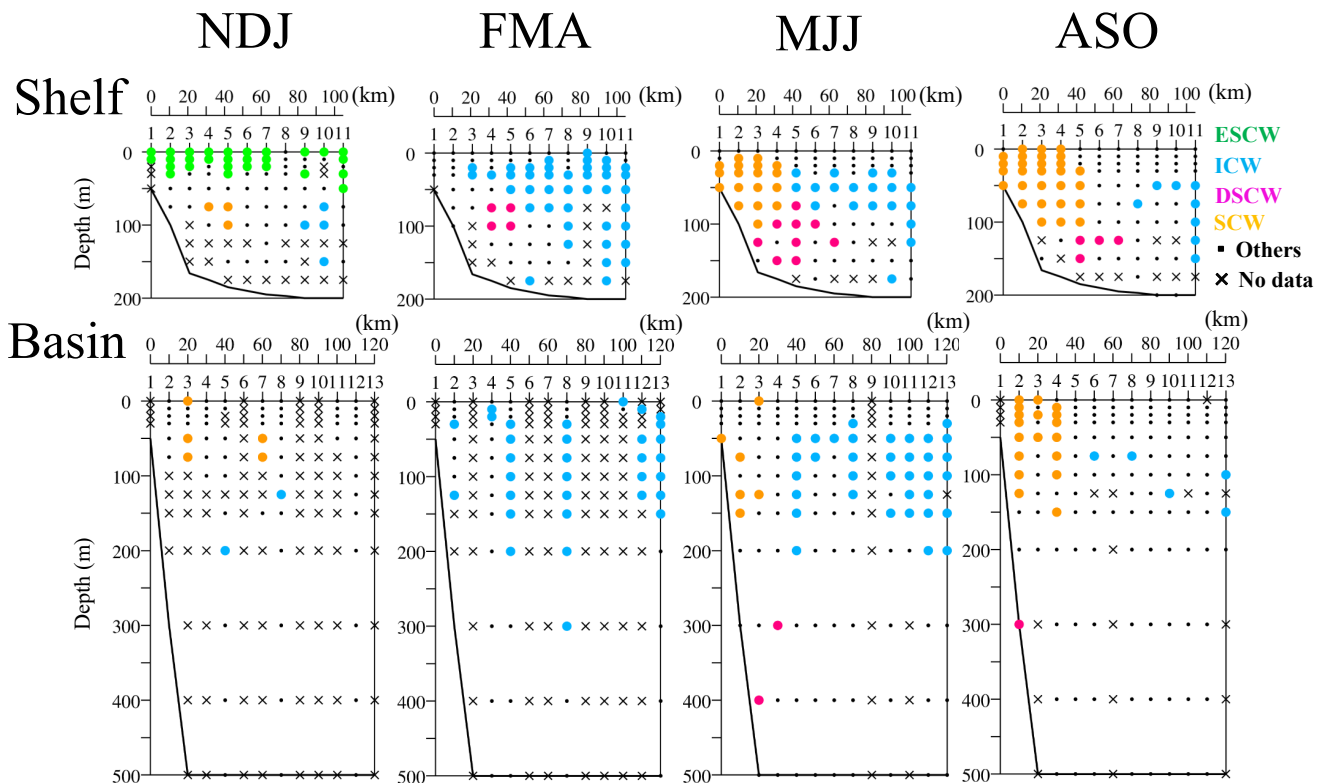


Fig. 7. Same as the seasonal change of Fig. 6 but for the “mode water system” of four water types judged at each reference layer. Symbol of cross indicates no data.

浅にある。一方、海盆内における DSCW のモード水としての出現点は、夏季 (MJJ・ASO) のみのわずか3カ所、しかも SCW 下部の混合水 (小黒丸) を挟んだ 300 m 以深に点在する。このような DSCW のモード水分布の地理的变化から、DSCW を伴う流動場は網走沖の陸棚-海盆境界域という狭い範囲において、顕著な構造変化のあることが示唆される。

3. 網走沖の陸棚-海盆境界域における DSCW の船舶観測

3.1. 観測方法とデータ処理

2 節の海洋観測資料の解析結果を参考にして、網走沖の陸棚-海盆境界域における DSCW の変質過程が捉えられるように配置した CTD (Conductivity Temperature Depth profiler) 観測点を海底地形図とともに Fig. 8 に示す。全 35 点の観測点 (丸印) は、A ~ F で名付けた 6 本の岸沖方向の観測線で構成した。陸棚上を A・B 線、DSCW の変質が期待される海盆内を D・E・F 線、そして両者の境界付近に C 線を設定した。観測点番号は最も沿岸に近い観測点を 1 とし、沖方向への通し番号とした。また、DSCW の変質及び水塊分布にとって重要と思われた水塊前線を捉えることを目的に、沿岸側から 40 km 以内の観測点間隔はできるだけ狭く配置している。

本観測は北海道大学附属練習船うしお丸を用いて、2019 年 8 月 4 日 9 時 17 分 (JST) ~ 7 日 10 時 35 分 (JST) の 4 日間の昼夜の区別のない連続観測で実施した。CTD 観測の最大水深は、500 db 以浅の陸棚海域では海底近傍まで、500 db 以深となる海盆内では水深 500 db までとした。ただし、オホーツク海中層水が示す中暖水構造を捉えることを目的に、青丸印で示した E 線の沖合点 (E7) のみ水深 1,000 db までの CTD 観測を実施した。また、DSCW の起源と考えている、夏季まで残留した日本海冬季混合層水を捉えることを目的に、日本海から宗谷海峡へ侵入して本観測海域へ到達する前、Fig. 1 (a) に赤丸印の JS 点 (日本海内の礼文島西方) において水深 500 db までの CTD 観測を実施した。走行中は ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) による流向流速とサーモ・サリノメータによる表層水温塩分を連続的に測定した。

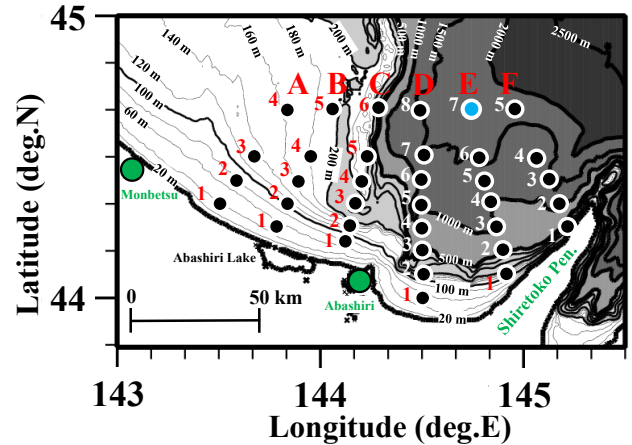


Fig. 8. Bottom topography around the boundary region between the shelf and basin areas off Abashiri together with the locations of hydrographic observation stations (closed circles) of CTD during August 4-7, 2019. These are composed of five observation lines from A to F.

CTD 測器は Sea-Bird Electronics 社の SBE19plus、船底設置型 ADCP 測器は RD 社製 (150 kHz)、サーモ・サリノメータは鶴見精機社の 312A である。CTD とサーモ・サリノメータの塩分は、実用塩分単位である。同 CTD には Sea-Bird 社製 SBE 43 の溶存酸素 (Dissolved Oxygen; 以下 DO と略す) センサーも搭載されており、測定された DO 値は見かけの酸素消費量 AOU (Apparent Oxygen Utilization) に変換 (気象庁, 1999) して水塊解析に用いた。なお、酸素滴定による DO 値の校正は行っていないので、SBE 43 の出力値である ml l^{-1} 単位の (μMkg^{-1} に換算しない) 定性的な議論となる。

後述するように、本海域では高温高塩の SCW・DSCW と低温低塩の ICW の間で生じたと思われる水温逆転や塩分逆転が多々出現し、1 db 毎の生データにおいても、数十 db でポテンシャル密度が $0.1 \sigma_\theta$ 以上にもなる強い密度逆転が存在していた。観測に用いた SBE19plus による CTD システムは、深度処理や上下動による圧力逆転の影響で見かけの密度逆転が生じる可能性もあるが、水温と電気伝導度の時定数の差による見かけの密度逆転は生じにくいとされており、観測された密度逆転は現実の非定常な混合過程を捉えているものと考えられる。それゆえ、

密度逆転は二重拡散現象や乱流混合を示唆する活発な水塊変質過程で生じているものと思われ、本解析では数値フィルター(例えば、移動平均フィルターやメジアンフィルター)を用いた密度逆転層の人為的な除去処理は行っていない。ADCPデータの品質管理処理は小林ほか(2004)に従い、観測海域を緯度1分、経度1.5分の正方形格子に分割した後、格子内平均値 $\pm 2\sigma$ (σ は標準偏差値)より外れたデータをスパイクデータとして除去し、スパイクデータがなくなるまでこれを繰り返して、格子内の平均流速ベクトルを求めた。本観測のADCP測器では300 m以深のデータがほとんど捉えられなかったため、それよりも浅い50 m, 100 m, 200 mの3水深のADCPデータのみを解析に使用した。

3.2. 表層水の水温塩分の水平分布

サーモ・サリノメータにより連続測定された航路上表層水の塩分と現場水温を凡例に従った色分け丸印でそれぞれ、Fig. 9の(a)と(b)に表示した。なお、CTD観測のための停泊中の値は大きくバラツクために削除し、航路上の微細な変化よりも水塊や前線配置の概略をつかむことを目的に、生データ(1分間隔)から9個に1個の割合(9分毎)のサブサンプルデータを使用した。

Fig. 9(a)の表層塩分分布をみると、沿岸側が33.5以上の高塩分、沖合側が33.0以下の低塩分、その中間塩分33.0~33.5(凡例では橙色)がほとんどみられないことから、この中間塩分帯に明瞭な塩分前線(Salinity front)が形成されている。この塩分前線をSCWの沖合境界とみなして、航路間でその位置を適当に補い、太い黒実線で強調した。SCWの沖合境界は、陸棚上と海盆内ではともに、離岸距離20~30 km付近に継続して形成されている。その沖合境界(塩分前線)を太い黒破線として、Fig. 9(b)の表層水温分布にも表示したが、水温前線とは必ずしも一致していないことがわかる。これは海面加熱による季節躍層の影響も示唆されるが、陸棚上の塩分前線よりも沿岸側の離岸距離25 km付近に17°C以下の冷たいCWB(青色矢印の実線)が存在していることも原因の一つである。「はじめに」で紹介したCWBの起源が低温高塩の日本海冬季混合層水であることにも矛盾せず、観測されたCWBは高塩側のSCW内に位置している。興味深い点は、CWBの出現が陸棚上に限られ、海

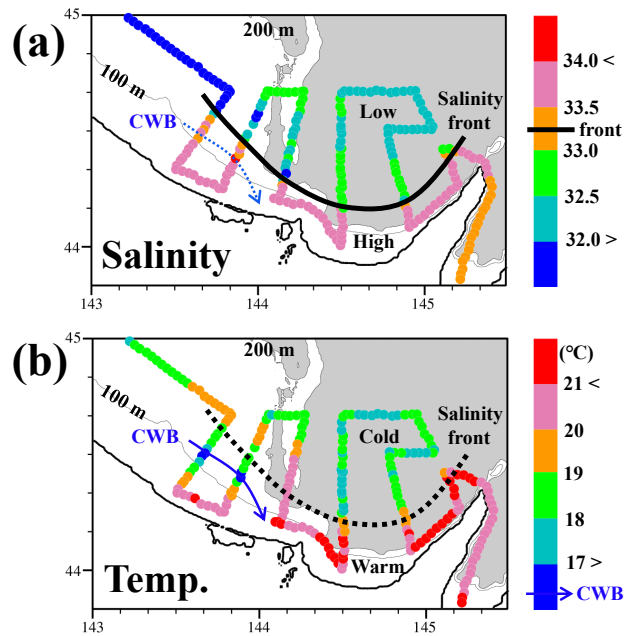


Fig. 9. Horizontal distribution of (a) surface salinity and (b) surface water temperature on the route of the research vessel observation based on Thermo-Salinometer data. Both the solid line in (a) and dashed line in (b) denote the surface salinity front. A blue arrow line is the path of CWB, which disappears around the boundary region between the shelf and basin areas.

盆側ではみられないことである。これは海面に露出するというCWBの海洋構造が網走沖の陸棚-海盆境界域で消滅していることを示している。

3.3. ADCP 流速ベクトルとポテンシャル水温の水平分布

Fig. 5に示した気候学的水温水平分布と同じ4水深(50, 100, 200, 400 m)におけるCTD観測点のポテンシャル水温 θ (Fig. 5と同じ凡例の色付け丸印)の水平分布に、航路上格子平均のADCP流速ベクトル(黒色矢印で表示し、400 mは欠測)を重ねて、Fig. 10に表示した。図中の小黑丸印は浅い水深のため、当該水深の水温値がないことを示す。なお、CTDの深度は水圧値のdb単位であるが、m単位であるADCPの水深に合わせている。

今回の観測値であるFig. 10と気候値であるFig. 5の夏季(MJJ・ASO)の両水温分布を比較すると、各水深

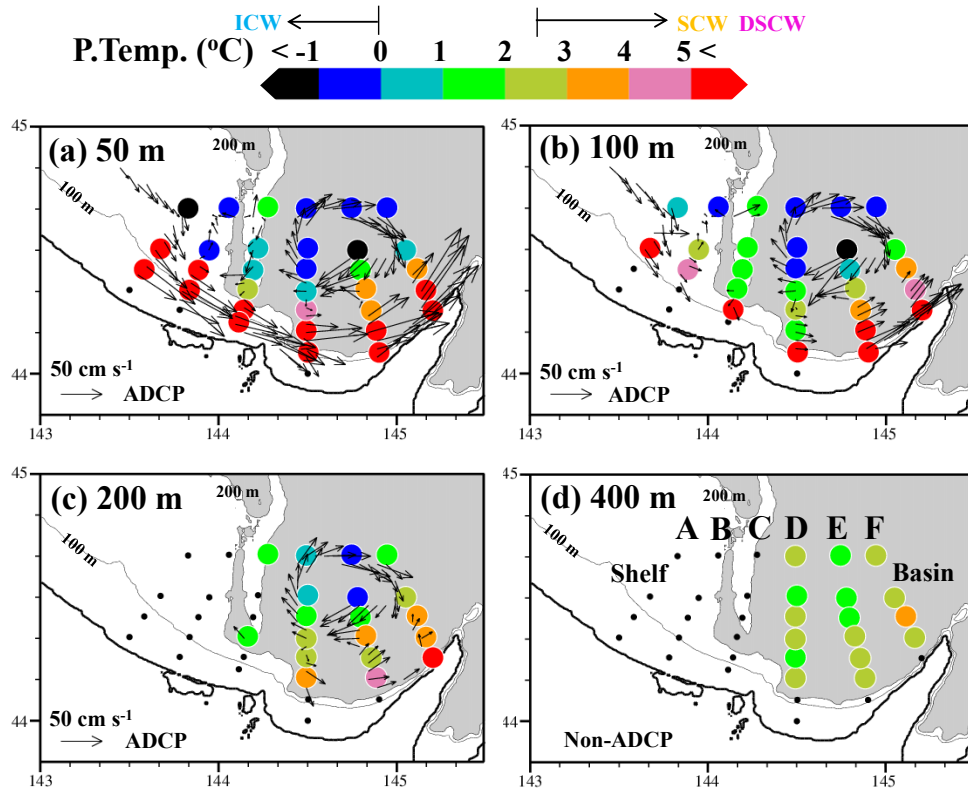


Fig. 10. Horizontal distributions of ADCP current vectors on the route of research vessel observation at the depths of (a) 50, (b) 100, (c) 200 and (d) 400 m (no data). Overplayed them to show the water temperature distributions with circular marks colored in the potential temperature range.

ともよく類似しており、少なくとも、本観測が異常な水塊が出現するような特異年ではなかったことがわかる。よって、以下の水温場の記述も Fig. 5 の記述と似たものとなるが、それに流速場の情報が加わる点が新しい。本観測でも水深 50 m と水深 100 m は似たような水温分布を示し、沿岸側に沿って 5°C 以上の高温水 (SCW)、その沖合側に 0°C 以下の低温水 (ICW) が残留している (水塊の議論は後述)。水深 50 m で明瞭にみられるが、離岸距離 20 ~ 30 km の範囲には流速値 50 cm s^{-1} を有に超える沿岸ジェットが観測範囲全体 (紋別沖から知床半島) に形成され、高温水 (SCW) が SC によって、短時間の間に輸送されていることが確認される。ただし、海盆内の水深 100 m や水深 200 m における SC 域の流速値は小さくなっており、傾圧構造が示唆される。また、水深 100 m の陸棚上をみると、流速値 $20 \sim 30\text{ cm s}^{-1}$ の南東

流が形成されており、後述されるように、この水深に存在する SCW や ICW、そして DSCW も海盆方向に輸送されていることがわかる。水深 200 m と水深 400 m は海盆内にしか存在しない水深であるが、水深が深くなるにつれて水温が上昇しており、気候学的な知見と同様、400 m 以深にある中暖水の存在が示唆される。また、本観測では海盆内 (D, E, F 線) の沖合側 (0°C 以下の ICW 残留域) に SC と同程度の流速値をもった時計回りの渦流が捉えられた。この渦流は水深 200 m でも明瞭に確認され、水深増加による流速値の減少は小さく、SC が示したような強い傾圧構造はみられない。

3.4. 水塊の水平分布と鉛直断面分布

Fig. 11 と Fig. 12 は本観測における水塊の水平分布と鉛直断面分布を各測点上に色丸印で表示したものであ

る。これらは、気候学的水塊分布として先に記述した Fig. 4 と Fig. 6 に対応しており、そのときと同じ色分けで各水塊 (ICW を青, DSCW を桃, SCW を橙, その他を黒) を区別した。水塊の判断には、付録 B で記述した θS (ポテンシャル水温-塩分) ダイアグラムを用いている。Fig. 12 の断面分布図には、水塊区分の指標とした 4 つの等値線, ICW の高温側境界の 0°C (青色線), SCW と DSCW の低塩側境界の 33.6 (細実線), SCW と DSCW を区分する密度 $26.75 \sigma_{\theta}$ (桃色線), DSCW の下部境界の水温 2.5°C (太破線) を重ねて示している。図中に示したように、Shelf と記した陸棚上は観測線 A・B, Basin と記した海盆内は観測線 D・E・F, その境界域が観測線 C であり、これらは Figs. 6 と 7 に示した Shelf と Basin の気候学的水塊モード水断面図と比較される。Fig. 12 をみてわかるように、本観測でも同じ測点に異なる水塊が水深を変えて出現しており、Fig. 11 の水平分布図では水塊毎に色丸印の大きさを変えて、そのような同測点の同時出現を表現した。全ての観測線において、沿岸側に SCW, 沖合側に ICW が接近して出現していることがわかる。本研究で注目している DSCW は陸棚上 (A・B 線) では沖合側の ICW の下方にある測点が多く、海盆内 (D・E・F 線) では沿岸側の SCW の下方にある測点が多い。このような傾向は、Fig. 4 の夏季 (MJJ・ASO) の水塊分布でもみられた。陸棚-海盆境界域にある C 線では、海底地形が複雑なために海底近傍までの CTD 観測が不十分となり、残念ながら、DSCW を捉えることができなかった。Fig. 12 の断面分布からは、C3 点の底層付近にのみ DSCW に近い高温高塩水があり、おそらく、この C3 点の深み地形に沿って DSCW が沈降していることが推測される。そこで、両図の C3 点で DSCW が推測されたことを桃色破線丸印で示した。

3.5. ポテンシャル水温と塩分の鉛直断面分布

A ~ F の各観測線におけるポテンシャル水温 θ (以下、水温と略す) と塩分 S の鉛直断面図を Fig. 13 と Fig. 14 に示した。両図では DSCW を取り囲む水温と塩分の分布状況を示すために、ある特定の水温範囲と塩分範囲を色付け表示で強調した。水温では DSCW と OSIW の境界付近の指標とした $2.5 \sim 3^{\circ}\text{C}$ を桃色, SCW と DSCW の境界付近の $4 \sim 5^{\circ}\text{C}$ を橙色, その中間の $3 \sim 4^{\circ}\text{C}$ を緑

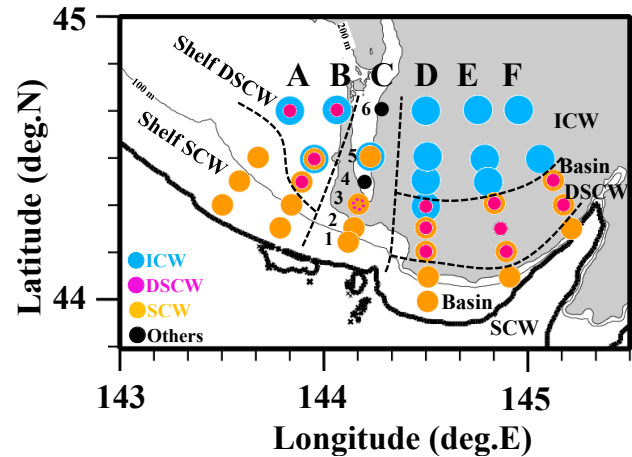


Fig. 11. Similar horizontal distribution of four water types of Fig. 4 but for those created using our cruise data. In one horizontal view, these are represented by overlapping circles colored in each water type. Based on such water mass distribution, our observation area could be divided into five sub-areas, whose boundaries were shown by the dashed lines.

色とした。これにより、陸棚上底層から海盆沿岸側の中層へ広がる DSCW の全体像が 3 色の色配置として表現される。また、 0°C 以下の ICW を強調するために、 0°C の等値線を青色太線で示した。塩分では SCW と DSCW, 両水塊の低塩側境界である 33.6 以上の高塩水を 0.1 間隔の 3 色で示し、 $33.6 \sim 33.7$ を桃色, $33.7 \sim 33.8$ を緑色, $33.8 \sim 33.9$ を橙色とした。この塩分の色付けでは、SCW の外縁境界、ほぼ同じ塩分値をもつ DSCW と OSIW の接続の様子が表現される。

陸棚上 (A・B 線) の断面分布から記述する。陸棚斜面上に捕捉された高温高塩の SCW の沖側境界は、水深 100 db 以浅で離岸距離 30 km 付近にある塩分前線により明瞭に示されている。この塩分前線の沖合側には、塩分 33.6 以下で 0°C 以下の ICW が存在している。水深 100 db 以深をみると、3 色で色付けされた DSCW が陸棚斜面上の底層へ広がっている。海盆内 (D・E・F 線) の断面分布には、付録 B の θS ダイアグラムからも示唆されるように、水温逆転や塩分逆転を伴う微細構造が多々存在しており、観測された熱塩前線は複雑な水塊混合を

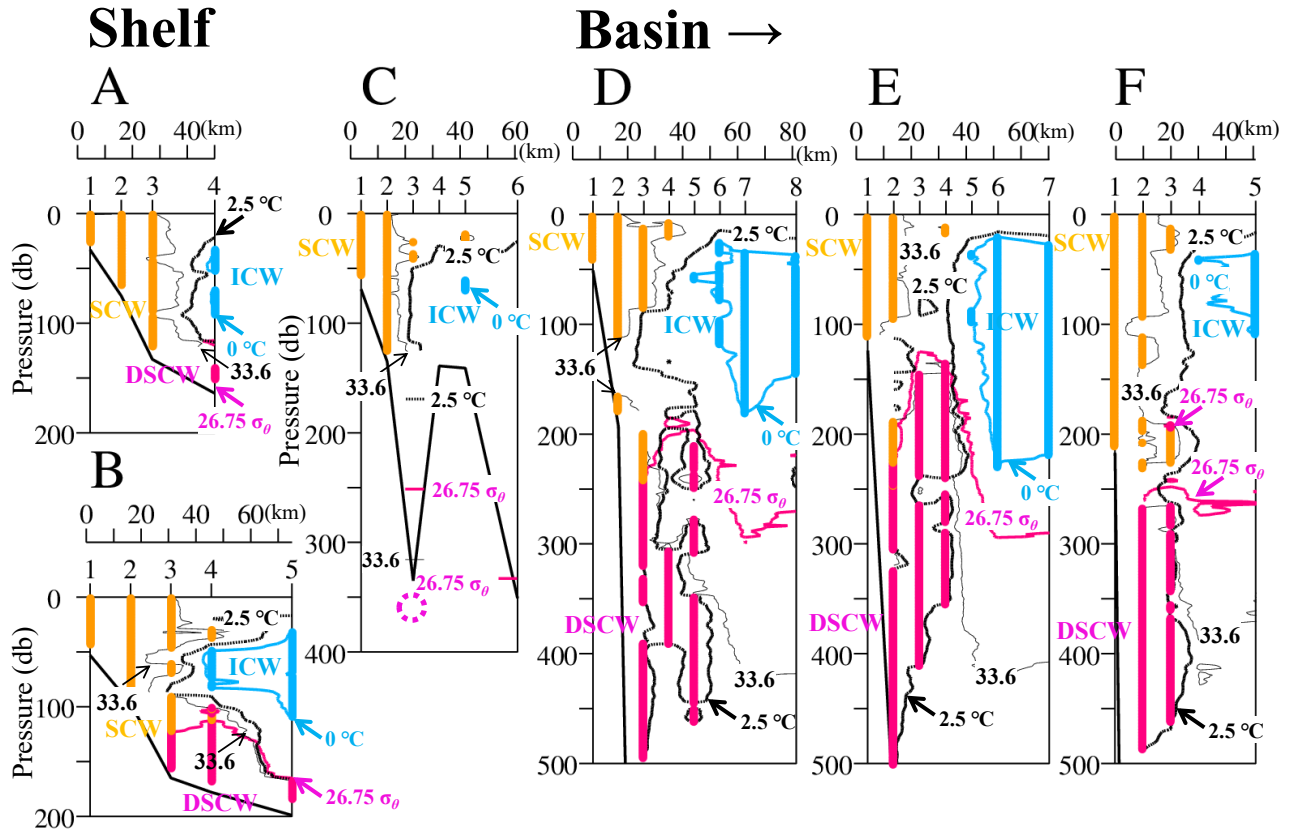


Fig. 12. Similar vertical distribution of four water types of Fig. 6, but for those created using our cruise data. The blue line is 0°C as the higher temperature side of ICW. Thick dashed line is 2.5°C as the lower temperature side of DSCW. Thin solid line is 33.6 as the lower salinity side of both SCW and DSCW. Thick pink line is $26.75 \sigma_{\theta}$ isopycnal as the boundary between SCW and DSCW.

伴っていることがわかる。3線の熱塩前線の構造を上流側から順に眺めると、D線では水深150 db付近にICWを起源とする低温低塩水が沖合側から貫入している。この貫入はE線からF線へと次第に弱まっているようにみえる。

先にも述べたように、陸棚-海盆境界域のC線ではDSCWを捉えることができなかった。DSCWに最も近い海水(水温 $2 \sim 2.5^{\circ}\text{C}$ の間、塩分33.6以上)は、離岸距離約20 kmのC3点の300 db以深の底層付近にある。この水深と離岸距離は、すぐ下流側のD線のそれらにも近いので、我々は陸棚上のDSCWがこのC3点付近で局所的に沈降し、海盆側へ移流されている可能性を推測している。なお、沖合側のC6点の水深もC3点と同様に300 db以深であるが、その底層の水温は 1°C 台であるため、

DSCWではなくOSIWの範囲にある。

3.6. 密度逆転の鉛直断面分布

水温 (Fig. 13) と塩分 (Fig. 14) から計算したポテンシャル密度 (以下、密度と略す) を観測線毎の鉛直断面図として Fig. 15 の等値線で示した。両図では SCW と DSCW の境界密度である $26.75 \sigma_{\theta}$ を桃色線で強調した。どの観測断面においても、100 ~ 150 db 以浅にある密度 $26.5 \sigma_{\theta}$ よりも軽い水塊が沿岸境界に捕捉された密度流 (水温の寄与が大) の構造が明瞭であり、これらは高温高塩の SC を示す。海盆内 (D・E・F 線) の 100 db 以深にみられた微細構造を伴う熱塩前線は、沿岸側で高温高塩、沖合側で低温低塩となるために水平密度勾配が小さく、明瞭な密度前線にはなっていない。ただし、熱塩前

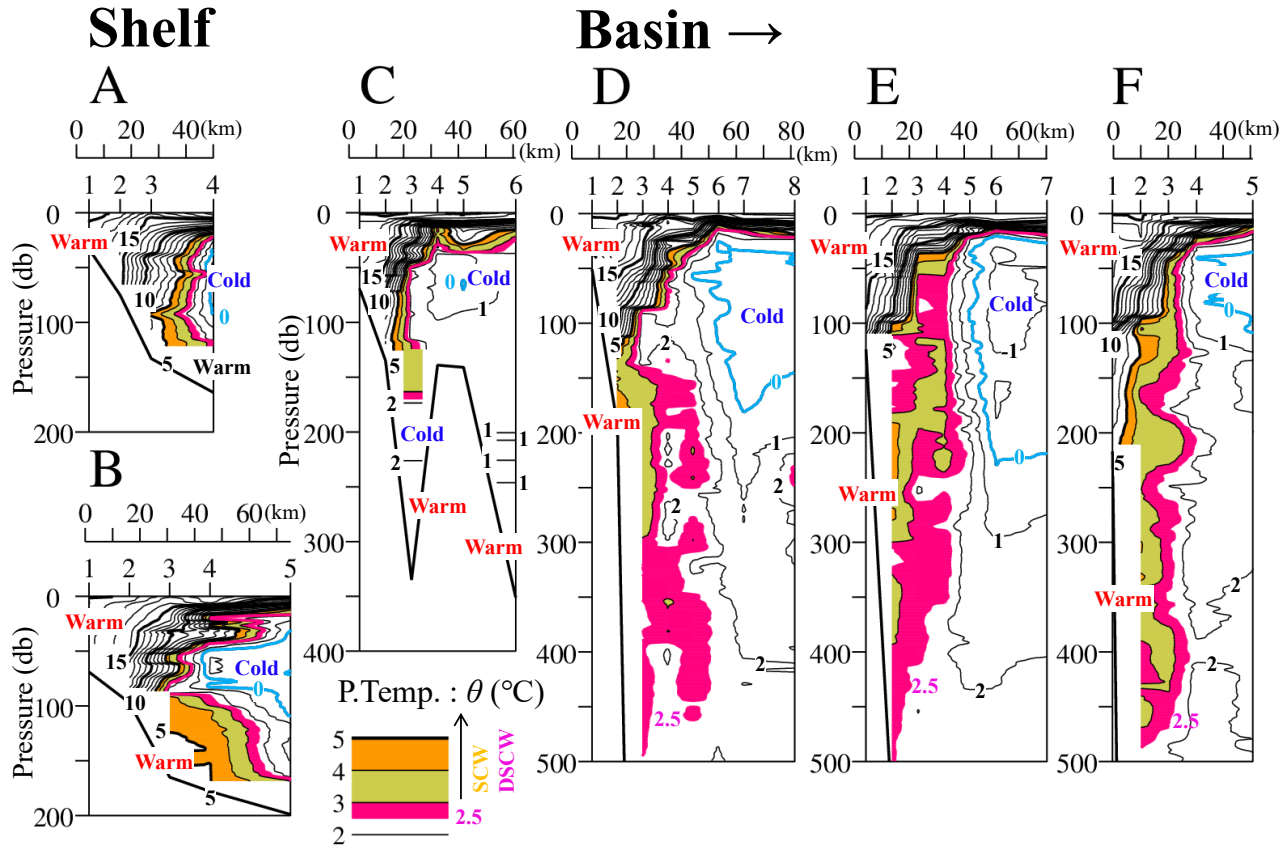


Fig. 13. Vertical distributions of potential temperature across the five observation lines from A to F. Counter interval are 1.0°C. The presence of DSCW is enhanced by coloring 2.5°C -5°C with three colors of pink, green and orange. The blue line is 0°C isotherm, which indicates the boundary on the higher temperature side of ICW.

線が形成されている離岸距離約 40 km 付近では、等密度線が上凸となるドーム構造がみられ、それが E 線で最も顕著となっている。密度 26.75 σ_θ の水深変化に注目すると、陸棚上 (A・B 線) では水深 125 db 付近、海盆内 (D・E・F 線) では 100 m 以上も深くなり、水深 250 db 付近にある。陸棚-海盆境界域において DSCW の沈み込み場所と推測した C3 点でも、密度 26.75 σ_θ 線は海盆側と同じ水深 250 db 付近にある。

このように等値線として描いた密度断面図では表現し難いが、断面全体には非常に多数の微細な密度逆転が生じている。そこで、Fig. 15 の密度断面図には 1 db 間隔で密度逆転が生じている場所に横棒線を表示した。水温と塩分の逆転による密度逆転の層では、非常に強い Dif-

fusive 型と Salt-finger 型の水温と塩分の分子拡散係数の違いにより生じる混合が期待され、それぞれ区別して青緑色と赤橙色で示した。水温と塩分がともに逆転した密度逆転の層では、内部波の碎波等で生じる乱流混合が期待され、緑色で示した。円グラフで表示した内訳をみると、Salt-finger 型の密度逆転が最も多くて 60%、Diffusive 型と乱流混合による密度逆転が残り半々の 20% ずつとなる。Fig. 15 が示す密度逆転は、密度 26.5 σ_θ 以上のほぼ全域に広がっており、本海域では非常に活発な鉛直混合のあることが期待される。

3.7. AOU の鉛直断面分布

Fig. 16 の (a) は AOU-深度 (対数表示) ダイアグラム

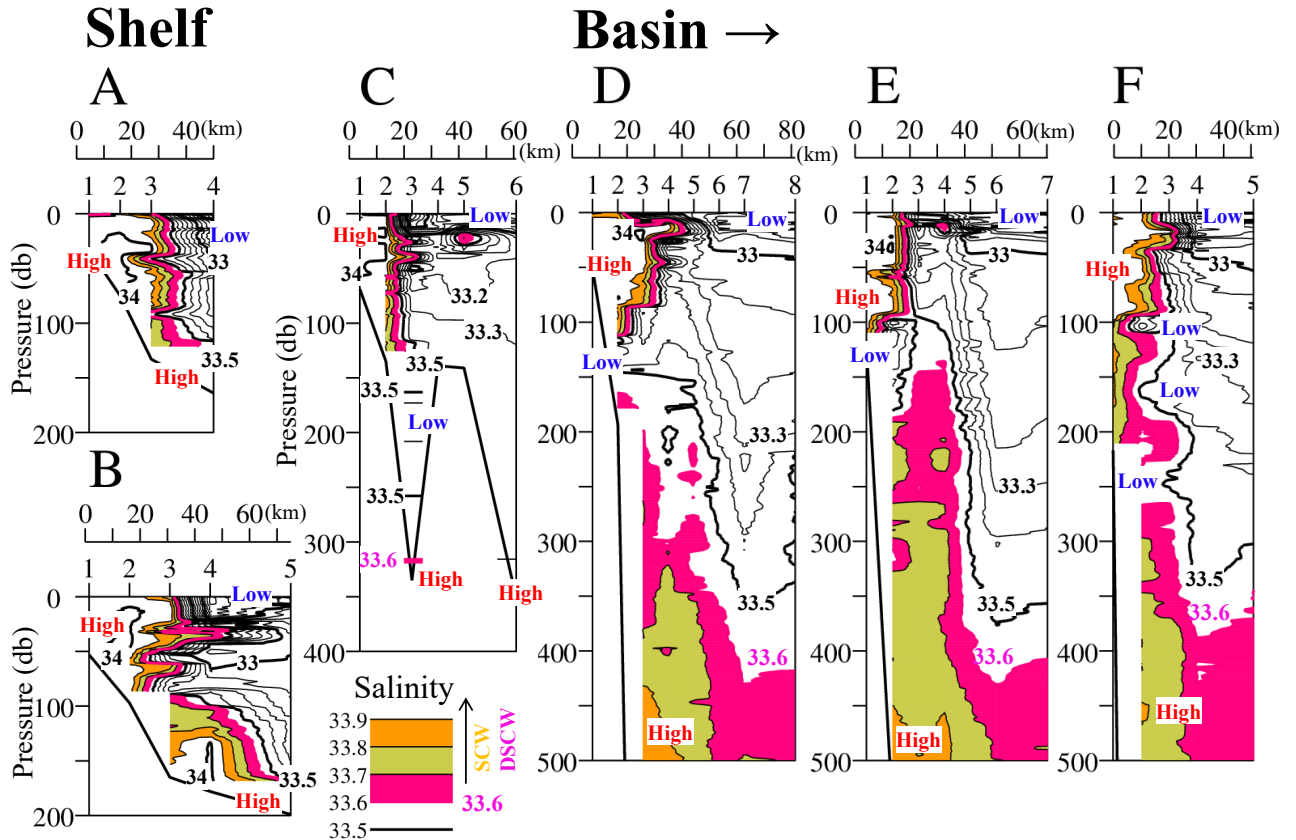


Fig. 14. Same as Fig. 13, but for salinity. Counter interval is 0.1. Similarly for this salinity distribution, the presence of DSCW, including SCW, is enhanced by coloring 33.6-33.9 with three colors of pink, green, and orange.

ム、(b)はポテンシャル密度-深度(対数表示)ダイアグラムである。夏季まで残留した日本海冬季混合層水を捉えたJS点を赤線、オホーツク海の中層水を捉えたE7点を青線、その他のすべての観測点を黒線で表示した。まず、図(a)をみると、100 db以浅にはAOUが負となる過飽和状態にある測点が多々存在しているものの、同水深における測点間の差は 2 ml l^{-1} 以内と比較的小さい。それゆえ、JSとE7、両点のAOUの鉛直プロファイルもよく似ているように見える。ところが、図(b)に示したように、JSとE7は同水深でも密度は大きく異なっている。指標とした宗谷海峡の最大水深(50 db)よりも深い水深帯では、同水深でもJSの方が重い。例えば、比較的重い密度 $27.0 \sigma_\theta$ は、JSで水深約130 dbであるのに対し、E7で水深約600 dbにもなる。そこで、等密度面上($26.2 \sim 27.4 \sigma_\theta$ の範囲)のAOUを表示したFig. 16(c)の

AOU-密度ダイアグラムをみると、JSとE7の相違は顕著なものへと変わる。すなわち、日本海のJSは密度 $27.2 \sigma_\theta$ 付近までAOUが 1 ml l^{-1} 以下の低い値となり、全測点の中で最も新しい海水と判断される。一方で、オホーツク海のE7の密度 $27.2 \sigma_\theta$ 付近のAOUは 6 ml l^{-1} 以上にもなる。このように、等密度面上でみた場合、オホーツク海は日本海よりも明らかに古い海水であることがわかる。図(d)は図(c)と同じであるが、本研究で注目しているDSCW付近を拡大表示したものである。なお、両図において、DSCWが存在する測点を桃色線で強調している。指標とした密度 $26.75 \sigma_\theta$ よりも軽い密度帯(SCWやICWの領域)では、等密度面を横切る方向に変化する微細構造が多く、密度 $26.9 \sigma_\theta$ 付近の重い密度帯(DSCW領域)になると、等密度面方向に変化する微細構造が多くみられる。特に、AOUの大きな変化を示した

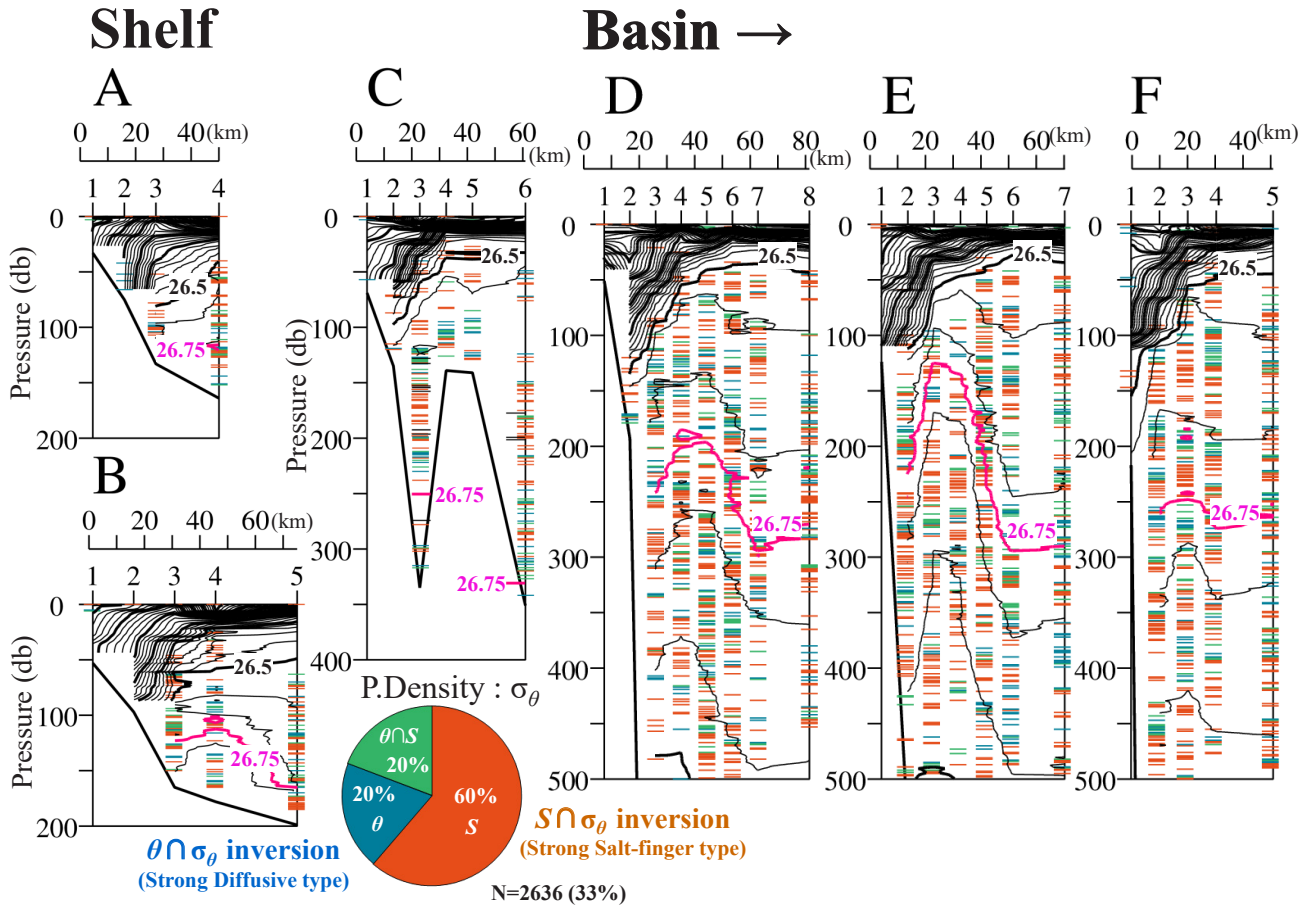


Fig. 15. Same vertical distributions as Figs. 13 and 14, but for potential density with the density inversion layers indicated by three types of colored bars. The inversion caused by salinity is displayed in reddish orange bar (strong salt-finger type), by potential temperature in bluish green bar (strong diffusive type) and by both cases in green bar. Counter interval of density is $0.1 \sigma_\theta$. The $26.75 \sigma_\theta$ isopycnal is indicated by thick pink line to emphasize the boundary between SCW and DSCW. The pie chart shows the percentage distribution of three inversion types.

陸棚上の A4 と B4 の測点，海盆内の F2 と F3 の測点 は特徴的である。A4 と B4 の測点 は，JS の AOU に近い 1 ml l^{-1} 前後の値を保ったまま，低密度側から密度 $26.9 \sigma_\theta$ へ伸びている。F2 と F3 の測点 は E7 点 と同様であるが，密度 $26.9 \sigma_\theta$ 付近で密度を保ったまま低 AOU 側へ伸びている。これらは，密度が $26.9 \sigma_\theta$ 付近で，AOU が 1 ml l^{-1} 前後の日本海 (JS) 冬季混合層水が DSCW の起源 (Origin of DSCW) 水である可能性を推測させ，この起源水よりも軽い密度帯の海水とは等密度面を横切る鉛直混合，同じ密度帯の海水とは等密度面混合

が生じていることを示唆している。

Fig. 17 は観測線毎の AOU 鉛直断面図であり，DSCW の起源水として注目すべきと判断した密度 $26.9 \sigma_\theta$ を白太線，Fig. 12 と同じ 3 つの水塊を ICW (青色)，DCSW (桃色)，SCW (橙色) の縦棒線として重ねて表示した。AOU が負となる過飽和状態 (白抜き領域) は，SCW や ICW の上面付近にあり，これらは植物プランクトンの光合成による DO 供給と考えられる。水塊配置と AOU 分布には大雑把な対応がみられ，SCW がほぼ 1 ml l^{-1} 以下，ICW が $1 \sim 2 \text{ ml l}^{-1}$ の間，DSCW が $0 \sim 3 \text{ ml l}^{-1}$ の幅広

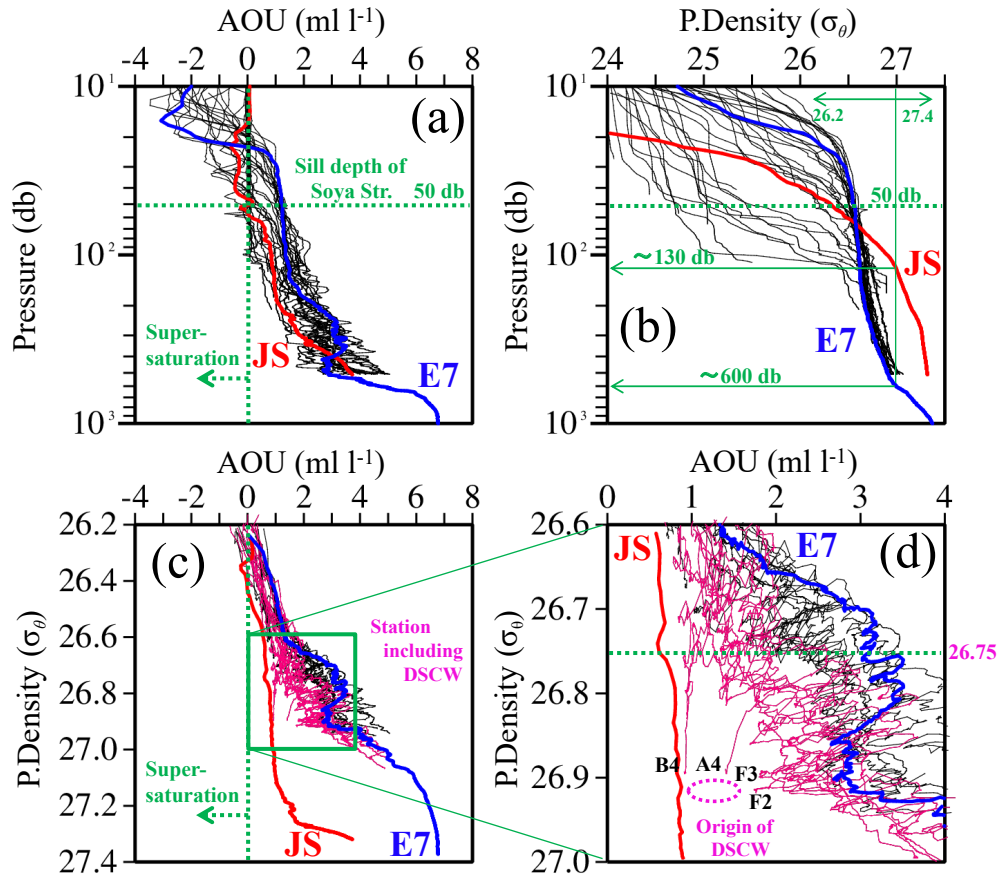


Fig. 16. (a) AOU-Pressure, (b) Density-Pressure and (c) AOU-Density diagrams based on all CTD data. (d) is the same as (c), but for enlarged view of green rectangular area in (c). The red and blue thick solid lines common to each diagram indicate data at JS and E7 stations, which represent the vertical water mass characteristics of the Japan Sea and the Okhotsk Sea, respectively. The data displayed in pink shows the value of the observation stations where DSCW existed.

い範囲にある。なお、パッチ状に分布する 3 ml l^{-1} 以上の高 AOU 領域には、DSCW は存在していない。ICW は当年冬季に形成された海水の残留と考えられるので、本観測では半年経過した海水と判断され、それが $1 \sim 2 \text{ ml l}^{-1}$ の AOU を示している。この AOU 値よりもさらに低い値を示す SCW は、少なくとも ICW よりも新しく、海面にあった新しい海水（おそらく、海面付近の光合成により DO が供給された海水）が常時、水深 100 db まで沈降していることを示す。

陸棚上 (A・B 線) では密度 $26.9 \sigma_{\theta}$ の等値線は描けないが、水深 150 db 付近にある DSCW は SCW にも近い 1 ml l^{-1} 前後の低い AOU 値をもつ。すなわち、陸棚上の

DSCW の AOU は SCW と同程度に低いことから、比較的新しい海水（半年以内に形成）として常に供給され続けていると考えられる。一方で、海盆側 (D・E・F 線) にある密度 $26.9 \sigma_{\theta}$ の海水は DSCW の下部境界付近（水深 300 ~ 400 db）にあたり、その AOU は 3 ml l^{-1} の高い値へ変化している。このような AOU の値から判断して、陸棚上に供給された新しい DSCW (1 ml l^{-1} 前後) は陸棚-海盆境界域を通過して海盆内へ侵入する移流時間内に、オホーツク海側の古い水塊 (3 ml l^{-1} 以上) と顕著に混合し、大きく変質されていることが推測される。

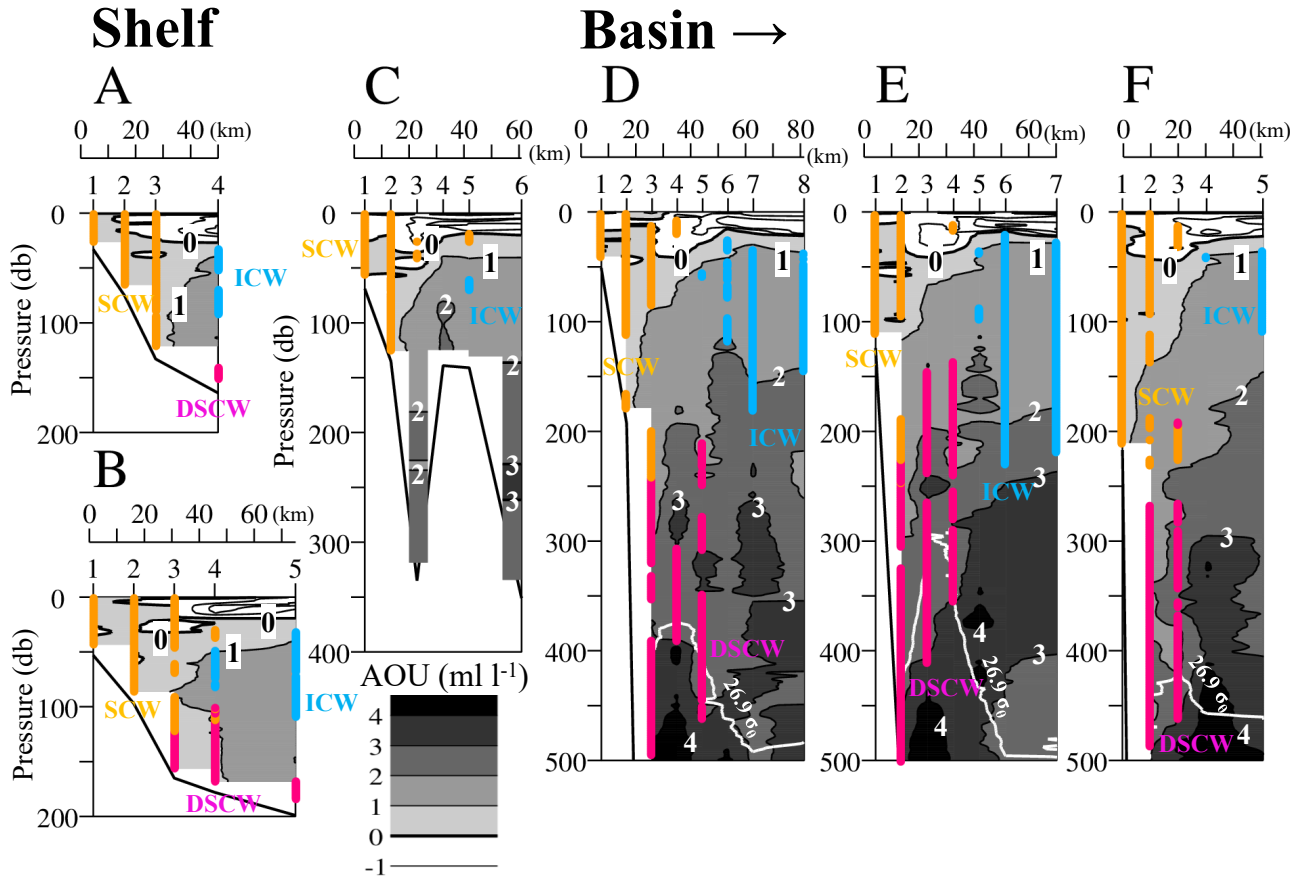


Fig. 17. Same vertical distributions as Figs. 13-15, but for AOU overlaid on the locations of three water types (DSCW, SCW and, ICW), which are indicated by three colored vertical bars. The white contour shows the density of $26.9 \sigma_{\theta}$, presumed to be the origin water of DSCW.

4. 数値モデルによる本観測時期の流況再現と DSCW の輸送実験

過去の海洋観測資料解析 (2 節) とスナップショットの船舶観測 (3 節) から, 夏季の浅い陸棚上底層 (200 m 以浅) にある DSCW は, SCW や ICW との間で強い水塊混合を伴いながらも, 下流側の海盆内へ輸送され, 水深 300 ~ 500 m まで沈降している様子が初めて捉えられた。本節では, 本観測で捉えられた DSCW が前駆水 (FSCW) の残留ではなく, 同季節の日本海冬季混合層水を起源した水塊であることを証明するために, 同観測時の水温塩分値を組み込んだ数値モデル実験を行った。

4.1. 数値モデルの概要

夏季観測時の流況と DSCW 輸送の再現に用いた数値モデルは, f 平面近似 (緯度 45.25°N における $f = 1.04 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$)・静水圧近似の MITgcm (Massachusetts Institute of Technology general circulation model) であり, 夏季の成層場を表現するために, 鉛直 31 層の多層モデルを使用した。ここでは示さないが, 現実地形をそのまま組み込んだ予備計算を行った結果, 隣り合う計算格子間の水深変化が極端に大きな底層格子 (特に, 複雑な海底地形の北見大和堆付近) では, 水温と塩分の移流が正しく表現されず, 微量ではあるが不自然な水塊発生が生じた。このような地形変化による非現実的な擾乱発生を抑えるため, 十文字型の 5 格子で構成される平滑化格子

(各格子重みは0.2)を Fig. 1 (a) の地形データに対して6回施し、海底地形を平滑化した。加えて、東西開境界における流入流出強制による擾乱発生を抑えるために、日本海側の500 m以深の領域は500 m、オホーツク海側の1,000 m以深の領域は1,000 mの一定水深とし、知床半島先端付近の陸域を東方へ160 kmほど延長させ、南北境界には人工的な壁(閉境界)を設けた。その結果、作成されたモデル海底地形を Fig. 18 に示す。経度・緯度方向の格子サイズは2.6 km×3.6 km、全計算格子数は220×107である。日本海の西側開境界の全格子から、SCを想定した1.0 Svを順圧的な一様流入(東向き平均流速値は0.54 cm s⁻¹)させ、オホーツク海の東側開境界ではOrlanskiの放射境界条件(Orlanski, 1976)を用いて流出させた。

Karaki *et al.* (2018) と飯田ほか (2018) の数値モデル結果を参考にすれば、SCの沖合側底層に出現するDSCWは、SCに伴う海底エクマン流により沖合へ移流

されている可能性が考えられる。本モデルの水平閉境界ではnon-slip条件を課し、海底摩擦は考慮して2次の海底摩擦係数0.0025を与え、鉛直渦動粘性係数は飯田ほか(2018)と同じ値の $\nu_z=5.0\times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ の一定、水平渦動粘性係数は $\nu_h=1.0\times 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ の一定値を設定した。よって、このときの海底エクマン層厚 δ の理論値(Tanaka and Akitomo, 2000)は、 $\delta=\pi\sqrt{2\nu_h/f}=32\sim 113 \text{ m}$ (ここで、 $\nu_h=\nu_h \sin^2\theta+\nu_z \cos^2\theta$, $\theta=\tan^{-1}S$; $S=0.0025\sim 0.025$ は斜面勾配)の範囲となる。この層厚を表現するために、鉛直格子を陸棚上の水深200 m以浅では10 m間隔の20層、水深200~500 mでは50 m間隔の6層、それ以深では100 m間隔の5層とした。水温と塩分の移流拡散方程式における渦拡散係数は区別せずに同値とし、水平渦動拡散係数は $2.0\times 10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 、鉛直渦動拡散係数は $2.0\times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ の一定値とした。

Fig. 18の宗谷海峡中央に付した南北方向の青破線を境に日本海側とオホーツク海側を便宜上分け、本モデル実

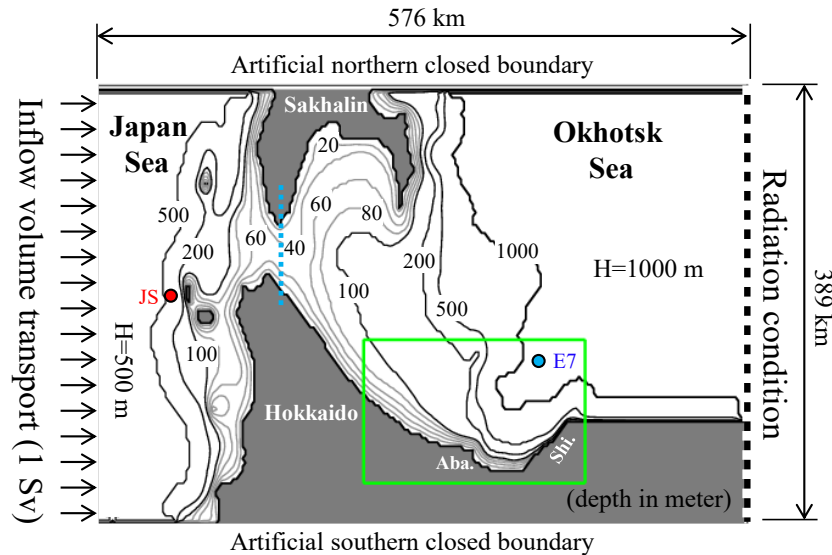


Fig. 18 Smoothed model geometry around the northern sea area of Hokkaido including the Soya Strait. The northern and southern boundaries are artificially closed. The dotted line indicates the eastern open boundary with the radiation condition. At the western boundary shown by the inflow arrows, the constant inflow of SC with volume transport of 1.0 Sv is forced. Water depth of the Okhotsk Sea (Japan Sea) deeper than 1000-m (500 m) depth set to be constant of 1,000 m (500 m). A meridional blue broken line in the Soya Strait, for convenience, separates area of the Japan Sea and Okhotsk Sea. As an initial condition, we interpolated the observed *TS* of E7 (JS) station over the modeled Okhotsk Sea (Japan Sea) area. The following model results only show the distributions within green frame rectangular area off Abashiri.

験の初期値として、日本海側の全領域一様に JS 点の θS 観測値を、オホーツク海側の全領域一様に E7 点の θS 観測値を 31 層のモデル水深毎に設定した。よって、計算開始後は両領域間の密度差による傾圧的な密度流の発生に加えて、日本海側の開境界から強制される順圧的な流入流が重ね合わさることになる。このようなモデル設定により、オホーツク海側の計算初期には DSCW は全く存在せず、計算時間の経過とともに、日本海冬季混合層水 (DSCW の起源) が湧昇して宗谷海峡へ侵入し、夏季の DSCW として、オホーツク海側の陸棚上、そして海盆内へ次第に広がっていく様子が再現される。もし、比較的短期間において、モデル計算された DSCW が DSCW の観測値の特徴 (水平鉛直分布を含む) を再現できるのであれば、夏季に観測される DSCW は春季の前駆水 (FSCW) の残留ではないことが直接的に証明される、と考える。なお、DSCW 輸送の解釈を深めるため、日本海側の初期値にもオホーツク海側 E7 点の θS 観測値を設定し、DSCW の存在を削除した実験ケース (DSCW 無しの実験ケース) も追加した。

本モデルの継続的な強制は流入流であるが、海面の加熱冷却や降水蒸発、河川流入の強制がないため、水温塩分場に関しては初期値問題となる。それゆえ、計算時間

の経過とともに、初期設定した水温塩分場は次第に拡散し、特に、表層付近の密度成層の弱まりは比較的早い。計算時間ステップは CFL 条件を満たす 30 秒、数値積分期間は海面付近の季節躍層が完全に消滅しない 40 日を限界とした。本モデル計算でも飯田ほか (2018) と同様な物理機構により、日本海冬季混合層水 (DSCW 起源水) がサハリン島西方で湧昇した後、宗谷海峡からオホーツク海へ流入する様子が再現される。本研究は、その下流側に位置する網走沖の陸棚-海盆境界域における DSCW の移流場の再現を目的としているため、モデル結果は Fig. 18 の緑枠線内で示した境界海域のみを表示した。

4.2. モデル再現された水塊水平分布の経時変化

Fig. 19 はモデル再現された 3 水塊 (上から順に、ICW, SCW, DSCW) の各水平分布の経時変化であり、20 日目までは 5 日毎、20 日後は 10 日毎に 40 日目まで示した。各水塊の判断は観測資料解析と同じ定義に従い、モデル内の θS 関係を用いて区別し、色表示も同じ (ICW を青色、SCW を橙色、DSCW を桃色) とした。各水平図に示した 2 本の緑実線は、陸棚上 (Shelf 線) と海盆内 (Basin 線) を代表させて鉛直断面図 (後述) を描いた格子線

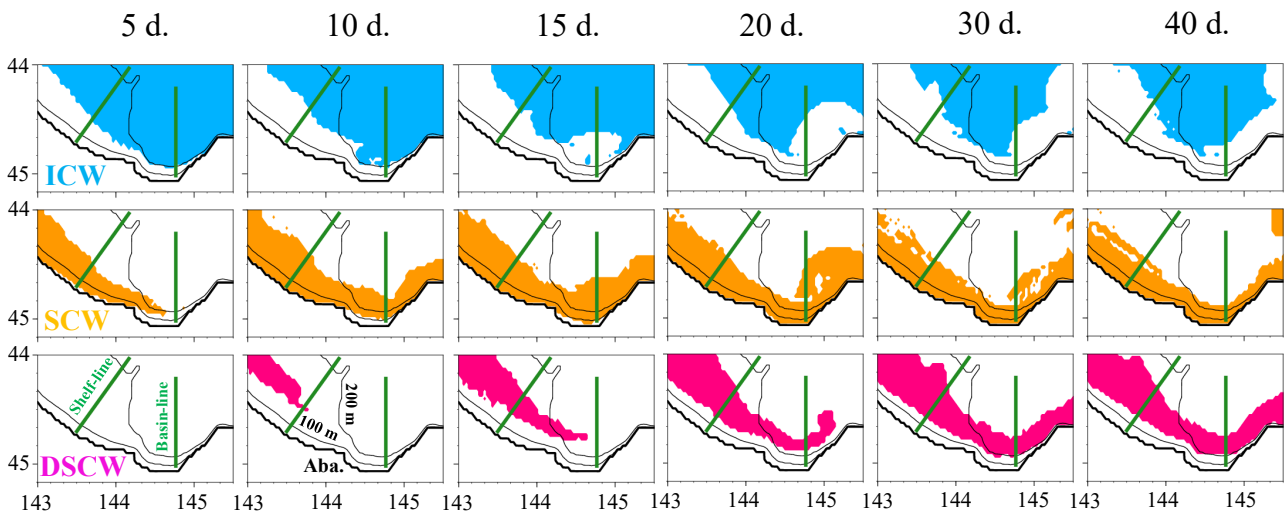


Fig. 19. Temporal change in the horizontal distributions of three water types (ICW, SCW and DSCW) from day 5 to day 40 with coloring corresponding to the same figure in Fig. 4. The vertical cross-sectional distributions on the two green lines represent the “Shelf” and “Basin” areas. Isobaths of 100-m and 200-m depth are shown by black solid lines.

である。

ここでは示さないが、オホーツク海側の初期値(0日目)は全領域がICWのみで占められている。計算開始から5日目、宗谷海峡から流入した後、岸を右手にみる南下流(SC)が日本海表層起源のSCWを陸棚斜面上へ移流させ、必然的にICWを沖合側へ離岸させている。このときにはまだ、この領域にDSCWは出現していない。10日目ころ、日本海側からDSCWが現れ始め、その出現場所はSCWの沖合側にある。この10日目のSCWは知床半島沖をすでに通過している。DSCWは15日目ころに海盆内へ侵入し、20日目に知床半島沖に達している。30日目と40日目における3水塊の水平配置にはほとんど変化がみられず、過去の観測資料解析結果であるFig. 4(夏季のMJJ・ASO)や船舶観測結果であるFig. 11ともよく似た水塊配置が再現されている。このモデル結果

は、DSCWはSCWの半分以下の移流速度であるものの、夏季まで残留した日本海冬季混合層水を起源としたDSCWが、1カ月以内の短期間で、宗谷海峡からオホーツク海側の海盆内まで拡大できることを証明している。

4.3. Shelf線とBasin線における水塊の岸沖断面分布の経時変化

本節ではShelf線で陸棚上を、Basin線で海盆内を代表させ、スナップショット観測による水温・塩分・密度断面分布(Figs. 13~15)と同じ等値線間隔、DSCW配置を強調した同じ色分け(水温0°Cを青色線)で各線の断面図を作成し、鉛直構造に関するモデル再現性を確認する。加えて、再現された流動場の鉛直構造とDSCW出現の関係について記述する。Shelf線断面のFig. 20とBasin線断面のFig. 21は同じ表示形式とし、上から順

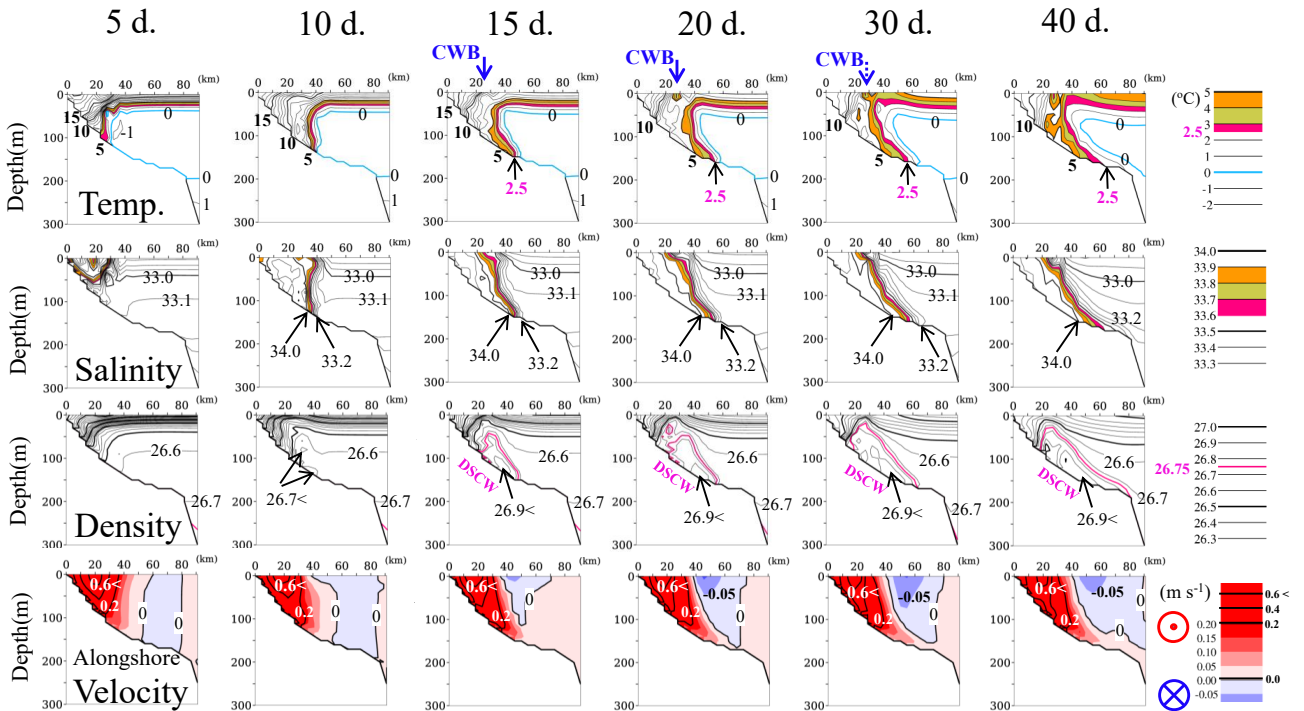


Fig. 20. Temporal change in the vertical distributions of temperature, salinity, density and alongshore velocity along the “Shelf”-line from day 5 to day 40. The contour interval and coloring of water mass in the figures from the top to the third are the same as the figures of Figs. 13–15 for comparison with the observation results. Counter interval of alongshore velocity is 0.2 m s^{-1} . The positive values more than 0.4 m s^{-1} near the coast indicate a southward SC. The blue arrow shown in the water temperature distribution is the CWB exposed on the sea surface.

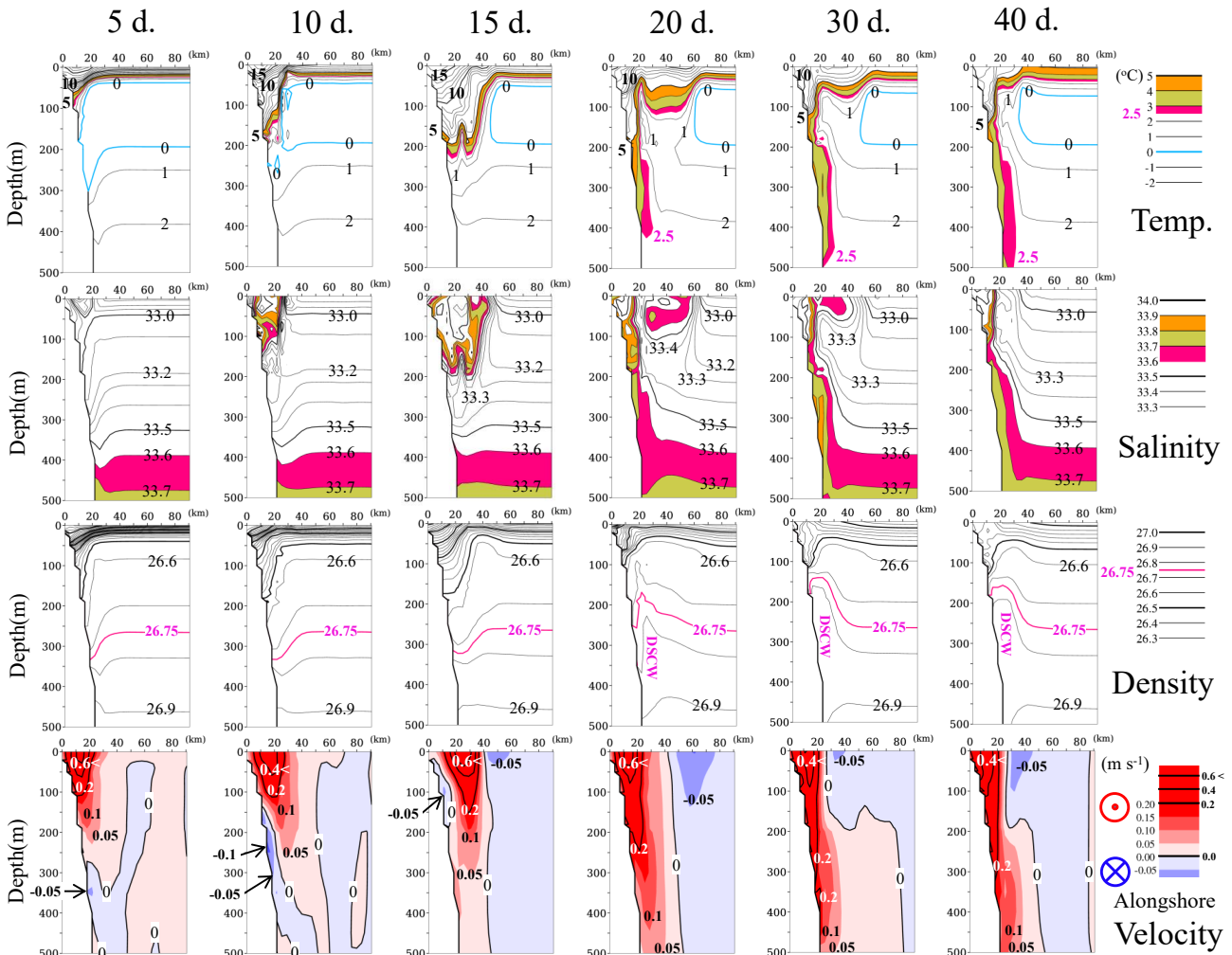


Fig. 21. Same as Fig. 20 but for those along the "Basin"-line.

に、水温、塩分、密度、断面直交流速（紙面手前向きを赤色濃淡、その反流を青色濃淡で表示）の鉛直分布であり、表示した時間間隔は水平分布図（Fig. 19）と同じである。

Shelf線のDSCW（Fig. 20）は、密度断面に桃色線で強調した26.75等値線よりも重い水の出現として判別できる。DSCWの出現は15日目ころにあり、離岸距離30 km付近の陸棚斜面上に明瞭な上凸ドーム構造を呈しながら、最後の40日目まで継続している。そして再現されたDSCWの最も重い水は、密度26.9強付近にある。これはAOU解析（3.7節）で議論したように、密度26.9 σ_θ 付近にあるAOUが1 ml l⁻¹前後の日本海冬季混

合層水がDSCWの起源（Origin of DSCW）である、という推測とも矛盾しない。また、密度26.75線の上凸ドーム構造の直上海面付近には局所的な低温域が形成されており、これはCWBがモデル再現されたものと考えられる。すなわち、飯田ほか（2018）が主張しているように、CWBはDSCWに伴う日本海冬季混合層水を起源とした海面露出水であること（オホーツク海側のICW起源ではないこと）を支持した結果である。色付き表示の水温領域と塩分領域が示す境界域は、DSCW沖合側とICWの境界に対応しており、これらは概ね観測結果（Figs. 13・14のB線断面）とも一致する。この境界域の形状変化は興味深く、DSCWの出現前の10日目にほぼ鉛直方向に

立ち、15日以降のDSCW出現面積の拡大と共に、底層側の境界線が次第に沖合へ移動している。

次に、Shelf線の断面直交流速分布をみると、10日目までのSC(赤色濃淡表示の南下流)の極大流速は離岸距離20km付近の表層にあり、鉛直シアーが大きく、傾圧流構造が支配的である。しかし、15日目以降、SCの沿岸側では傾圧流構造が維持されているものの、DSCWが出現した沖合側の密度場は上凸ドーム状、流速値の等値線は鉛直に立ち、むしろ順圧流構造へ変化している。さらに、DSCW出現面積の拡大に伴って、SCの南下流は底層付近に限って沖合へ拡大し、その表層付近は逆に逆流(青色濃淡表示)が現れている。

Basin線のDSCW出現(Fig. 21)は、船舶観測でもみられたように、密度26.75線の上凸ドーム構造、その沿岸側に色付き表示された高温高塩水が陸棚斜面上を底層へ広がっている様子から判断される。このような構造変化は、DSCWがBasin線へ到達した20日目以降に確認することができる。このとき、DSCWは陸棚斜面上を沈降しているように見え、30日目ころの水温・塩分・密度の断面分布が観測結果(Figs. 13~15のD・E・F線断面)に最もよく似ている。Basin線の断面直交流速の経時変化は、Shelf線の場合と同様に、SC(赤色濃淡表示の南下流)の傾圧流構造から順圧流構造への変化を示している。DSCW出現前の5~15日、Shelf線と同じ離岸距離20km付近の表層に極大流速があり、鉛直シアーが大きく、このSCは急勾配の陸棚斜面上には捕捉されていない。なぜなら、陸棚斜面直上には弱いながらも反流域(矢印で示した負の値)が形成されているためである。一方、DSCW出現後の20~40日では、表層付近の傾圧流構造は残っているが、陸棚斜面直上の反流域は消え、急な陸棚斜面に捕捉される順圧的なSCへ次第に変化している。さらに、次第に沈降するDSCWに伴って、陸棚斜面捕捉のSCの存在水深も増加しているように見え、最後の40日目では水深500mを超えている。

4.4. DSCWを削除したモデル実験との比較

Fig. 22の(a)はDSCW有りの実験ケースとして、Fig. 20(Shelf線)とFig. 21(Basin線)から引用した30日目の密度と断面直交流速の各断面図の拡大再表示である(以下、DSCWケースと呼ぶ)。これらと比較する

DSCW無しの実験ケースの同じ30日目の同図をFig. 22の(b)に示した(以下、No-DSCWケースと呼ぶ)。さらに、両ケースの同じ30日目の水平分布情報として、Fig. 25の(a)に表層流速ベクトル U_s と海面水位 η 、(b)と(c)のそれぞれに水深150mと300mの鉛直流速 w 、(d)に海底流速ベクトル U_b 及びこの海底流がDown-slope(赤色濃淡)かUp-slope(青色濃淡)を判断する $U_b \cdot \nabla H$ (H は水深)の内積値を示した。

No-DSCWケースでもDSCWケースと同様に、日本海側の水深100~200mにある海水が湧昇し、宗谷海峡を通過してオホーツク海側の陸棚上に侵入するが(ここでは示さない)、その密度は26.6前後と軽い(Fig. 16(b)に示した密度-水深関係を参照)。それゆえ、DSCWケースでは密度26.75線(桃色線)の形状で特徴的に再現される、Shelf線とBasin線の上凸ドーム構造がNo-DSCWケースでは認められない(Fig. 22(a, b)の左図を比較)。それでも、No-DSCWケースのShelf線に出現した密度26.6前後の相対的に重い水が、Basin線の沿岸側では水深200m付近まで沈降している。断面直交流速でみると(Fig. 22(b)の右図)、このような沈降によってNo-DSCWケースでも、Shelf線では150m以浅に制限されるSCがBasin線では水深200m前後まで深化している。ただし、その沈降水深をDSCWケースと比べるとかなり浅く、半分以下である(Fig. 22下段を比較)。ここで、鉛直流速 w の水平分布(Fig. 23の(b, c))をみると、本海域で生じる顕著な沈降現象は、両ケースともに、陸棚-海盆境界域の局所的な狭い海域に限られていることがわかる。それゆえ、この沈降場所を観測によって捉えることの難しさが理解され、実際に、我々のスナップショット観測でもうまく捉えることができなかった。水深500mを超える沈降を示したDSCWケースでは水深300mでも顕著な沈降流(赤色濃淡)がみられるのに対し、No-DSCWケースの水深300mの沈降流はみられない。また、DSCWケース(Fig. 22(a))において、陸棚上のDSCW上凸ドームの海面付近に形成されたCWBは、陸棚-海盆境界の沈降により深化した上凸ドーム構造とともに海面を離れるため、海盆内ではCWBが消滅している。このモデル結果は、サーモ・サリノメータにより連続測定された航路上表層水の水温分布(Fig. 9(b))が示した、CWBの出現が陸棚上に限られ、海盆側

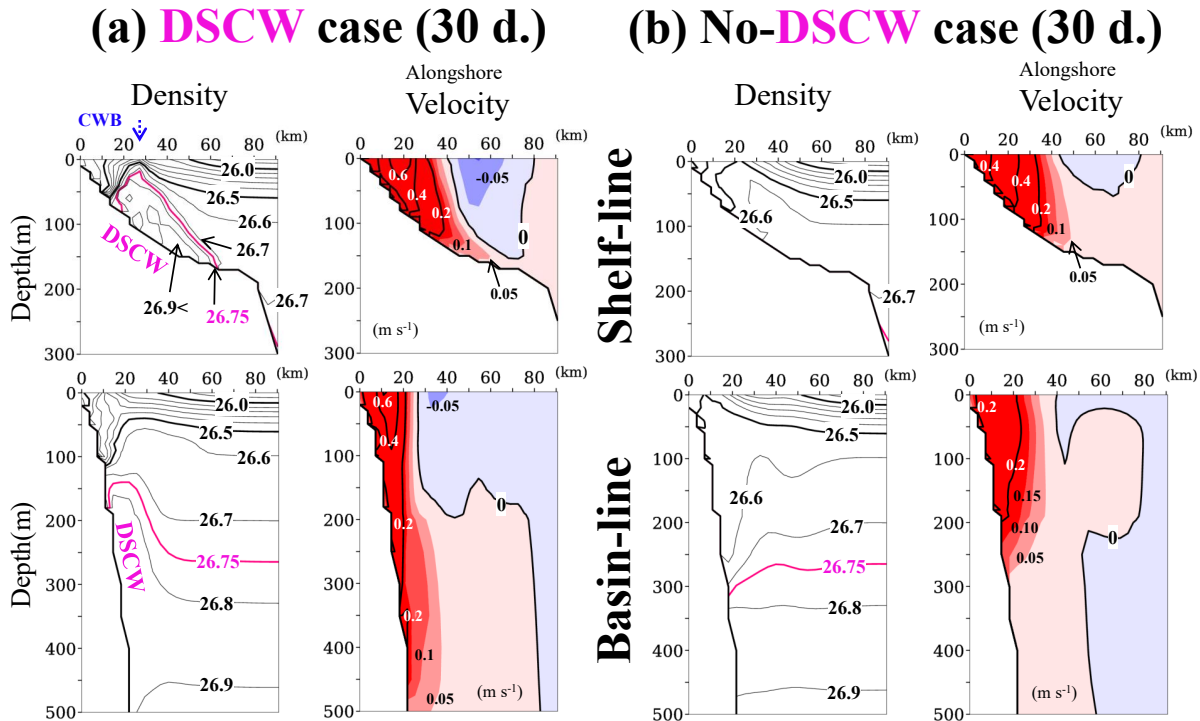


Fig. 22. (a) Enlarged redisplay of density and alongshore velocity on day 30 in “Shelf”-line in Fig. 20 and “Basin”-line in Fig. 21. This calls DSCW case, while the model without the DSCW is called No-DSCW case. The latter results on day 30 are also shown in (b) in the same manner as (a).

ではみられないことを説明する。

上述したように、DSCWの有無が海盆地におけるSCの深化の相違を生じさせているが、それに加えて、鉛直的な流速構造の相違も顕著である。No-DSCWケースでは日本海側から侵入する水塊の密度成層が弱いために、鉛直方向に流速値がほとんど変化しない順圧的なSC構造が支配的である (Fig. 22 (b))。そのSCの岸沖幅は陸棚上で約40 km、表層流は海面水位の等値線にほぼ平行な地衡流 (岸側が高い) を示し、海底流は海底摩擦による海底エクマン流によって陸棚斜面を降る方向のDown-slope流が生じている (Fig. 23 (a, d) の右側)。それと比べて、DSCWケースの陸棚上では、沿岸側に捕捉された低密度水とその沖合側の上凸ドーム状の高密度DSCWを配置し、特に、沿岸側では表層流に極大流速をもつ鉛直シア-南下流 (海底で $0.2 \sim 0.4 \text{ m s}^{-1}$ 、海面で 0.6 m s^{-1} 以上) が特徴的である (Fig. 22 (a) 上段)。この傾圧部分に関しては、Karaki *et al.* (2018) が提示した「Buoyancy

shutdown 過程」というシナリオで説明される。その提示された物理過程は、宗谷海峡流入直後のSCは順圧構造を示すものの、その順圧南下流に伴う沖向き海底エクマン流が表層密度躍層を沿岸側から底層へ次第に沈降させ、流入時は水平方向だった密度躍層が鉛直方向に立ってしまう。その結果、鉛直方向に立った密度躍層付近では、温度風の関係により鉛直シア-が大きくなり、SCが海底捕捉されない密度流へと次第に変化する、というシナリオである。ところが、この「Buoyancy shutdown 過程」で説明できる傾圧構造は、離岸距離20 km以内のSC域に限られる。その沖合側20~40 km付近にある上凸ドーム状のDSCWは、重い水塊にもかかわらず、むしろ順圧流に近い鉛直一様南下流 ($0.2 \sim 0.4 \text{ m s}^{-1}$) によって移流されている。さらに沖合の40~60 km付近にある海底近傍のDSCWは、弱いながらも海底捕捉の傾圧南下流 (0.2 m s^{-1} 以下) へ変化している。上記は陸棚域の特徴であるが、定性的な傾向は海盆地の陸棚斜面上で

も同じである。Fig. 23 (a, d) の水平分布で両ケースの流速場を比較すると、傾圧流が卓越する DSCW ケースの方が表層流が強く、海底流の Down-slope 成分 (赤色濃淡) は少し弱まっているが、より沖合まで広がる傾向がみられる。このような Down-slope 流は No-DSCW ケースと同じ海底エクマン流によって説明されるが、さらなる沖合への拡がりには重い水による沈降流 (重力循環

流) の影響と考えられる。また、両モデル実験ではともに、船舶観測でみつかった海盆内の時計回りの渦流が再現できていない。観測結果からも示唆されたように、この渦流は順圧構造をもった海盆内の物理現象と思われ、推測の域は出ないが、SC の流入強制だけでは再現されない現象であろう。

最後に、DSCW ケースの 30 日目のモデル結果 (Fig.

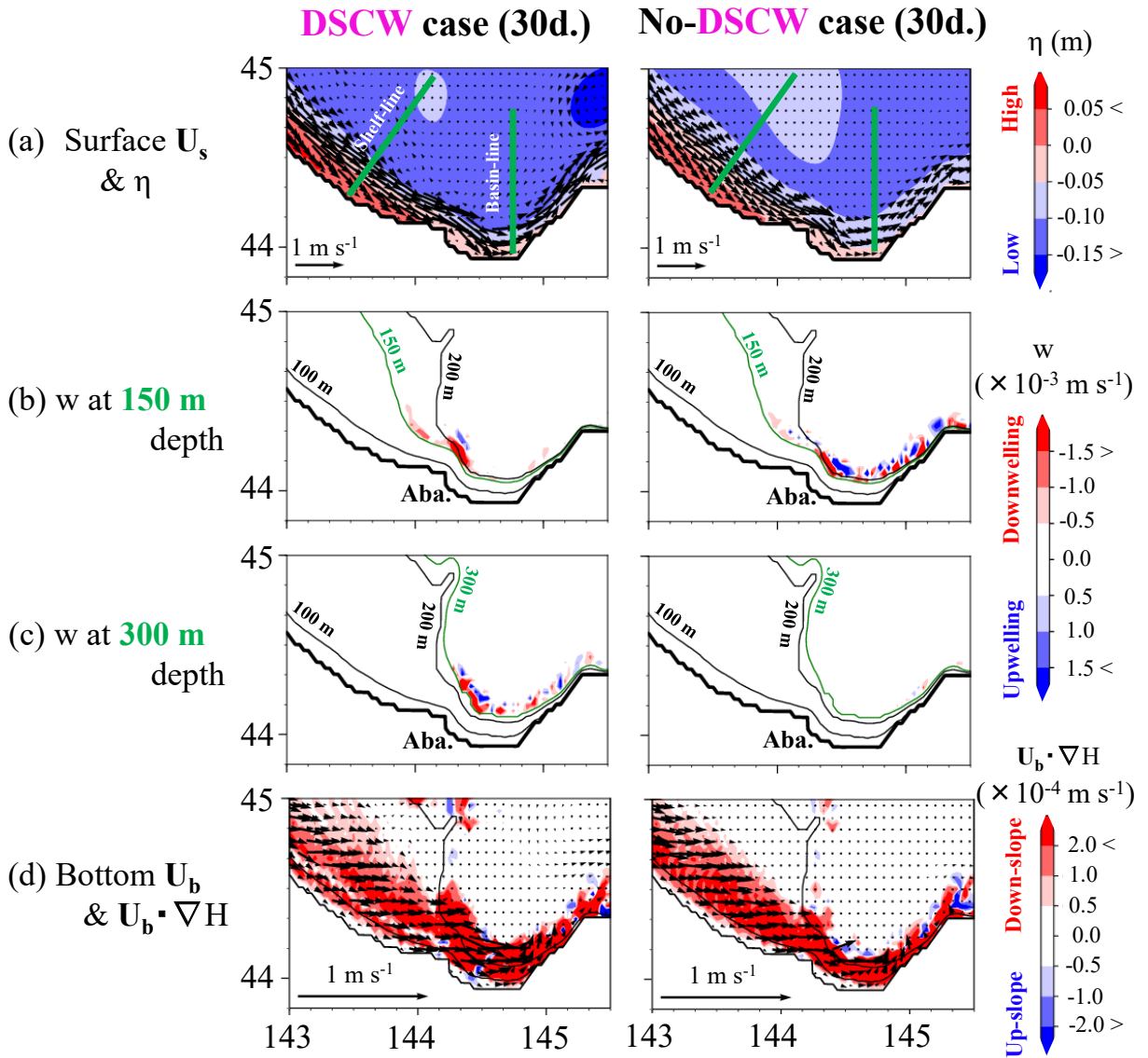


Fig. 23. Horizontal distributions of (a) surface current vectors U_s and sea level elevation η , (b, c) vertical velocity w at the depths of 150 m and 300 m, and (d) bottom current vectors U_b and inner product of $U_b \cdot \nabla H$ (H is the depth) on day 30 to compare both results of DSCW and No-DSCW cases.

22 (a) 上段) を用いて, Shelf 線断面を通過する DSCW が存在する部分の流量を計算すると 0.58 Sv になった。Ohshima *et al.* (2017) の Table 1 に掲載されている DSCW (FSCW) の輸送量をみると, 3~7月 は 0.23 ~ 0.50 Sv と見積もられており, 夏季を想定した本モデル結果に近い値がすでに提示されている。水塊出現の季節変化 (Fig. 4) でみたように, DSCW は夏季後半から冬季前半の半年間で減衰, 消滅するため, 年平均の DSCW 輸送量では既往研究の値 (0.08 ~ 0.18 Sv) のように小さくなることに注意が必要である。しかし, 逆に考えれば, 反対の半年間 (冬季後半から夏季前半) の DSCW 輸送量 (約 0.5 Sv) は, SC 流入量 (約 1 Sv) の半分近くも占めることを意味する。このモデル結果は SC 流動場の力学過程を議論する際, 沖合底層に位置する DSCW の物理的寄与も積極的に考慮すべきことを主張している。

5. おわりに

本研究では, 北海道網走沖で陸棚地形が突然途切れる陸棚-海盆境界域に注目し, そこでの季節的な水塊出現の知見 (過去の海洋観測資料解析) をもとに, 船舶によるスナップショット的な海洋観測を計画・実施し (2019年8月), DSCW の輸送と変質過程を明らかにした。注目した DSCW は日本海冬季混合層水を起源とし, OSIW の一部を構成する水塊と考えられている。DSCW の季節的な出現分布から, 水位差駆動の SC が海水期 (FMA) には軽い SCW よりも重い DSCW を先行させて陸棚上へ移流し, 夏季 (MJJ・ASO) には沿岸側の陸棚斜面域に SCW, 沖合側の陸棚上底層に DSCW を移行させていることがわかった。一方, 海盆内における DSCW の出現はほぼ夏季に限られ, この時期, 150 m 以浅の陸棚上ではモード水として定義できた DSCW が, 海盆内ではモード水として捉えることが難しく, その存在水深は 300 m 以深に点在することがわかった。このように, DSCW は陸棚-海盆境界域の非常に狭い範囲で水深 100 m 以上も沈降し, OSIW の一部を構成する際, もしくはそれ以前にも大きく変質していることが示唆された。船舶観測を実施したことによる新しい知見は, 内部波などの乱流混合に加えて, DSCW に近接した冷たい ICW との間で生じる, 密度逆転を伴う強い二重拡散混合の間接的な証拠であ

る。この混合は水温塩分の鉛直プロファイルや θS ダイアグラムが示す微細構造, そして, 等密度面上における AOU の微細変化からも支持された。最後に, 船舶観測より得られた日本海側とオホーツク海側の水温塩分データを初期値として, SC の流入を想定した数値モデルに組み込み, 夏季の海況の再現を試みた。この実験結果は, 夏季まで残留した日本海冬季混合層水を起源とした DSCW が 1 カ月以内という短期間に, オホーツク海側の深い海盆まで拡大できることを証明し, 加えて, DSCW の輸送量が SC 流入量の約半分にもなることを示した。

本研究の物理的状況を一般化すると, 陸棚上に捕捉された沿岸境界流 (本論では SC) が, 突然, 陸棚が途切れ, 深い海盆に変化した場所に達したときの応答問題になる。似たような問題を扱った既往研究には, 陸棚が途切れる能登半島東側で離岸する対馬暖流の沿岸分枝流 (中田ほか, 2002; Igeta *et al.*, 2017), 襟裳沖斜面域から日高舟状海盆へ侵入する親潮 (三宅ほか, 2020) などがある。これらの既往研究は, Kajiura (1974) により提示された 2 層の階段地形モデルに存在し得る超長周期波 (準定常流) 理論を用いて理解されている。すなわち, 陸棚幅と内部変形半径の大小関係によって存在し得る波動が変化し, それに伴って沿岸境界流の流動構造変化が生じるという考え方である。しかし, 本研究の状況では, このような理論に加えて, 重い水塊 (DSCW) の沈降問題 (例えば, Tanaka and Akitomo, 2000; Tanaka and Akitomo, 2001; Kida, 2011) も同時に考慮しなければならない。この新しい問題設定における沿岸境界流の力学的研究はまだなく, 今後の課題としたい。

謝辞

船舶観測では, 北海道大学附属練習船うしお丸の船長をはじめとする乗組員及び田谷浩志郎氏, 石崎裕也氏にご協力いただきました。また, 観測資料については, 日本海洋データセンター (JODC) から提供いただきました。そして二名の査読者様と担当の編集員に, そして, 編集委員長からも有益なコメントを数多く頂き, 心より感謝致します。

付録 A：水深-密度関係における水塊の季節変化

Fig. A1 の (a) と (b) は色付けが異なるだけの同じ図であり、季節別の水深 (対数表示)-密度 (σ_θ) 関係を示す。(a) の 3 種類の色分けは Fig. 5 の ASO の水深 400 m の図に示した A ~ C の 3 海域に対応し、陸棚上の A 海域を赤中丸、海盆内沿岸側の B 海域を緑小丸、海盆内中央の C 海域を濃い青大丸で表示した。(b) の 3 種類の色分けは 3 水塊を示し、ICW を青大丸、SCW を橙小丸、DSCW を桃小丸、そしてその他を黒小丸で表示した。まず、海盆内中央付近 (C 海域) は、水深-密度関係 (密度 $26.4 \sigma_\theta$ 以上に限る) には年中通してあまり変化がない。すなわち、この C 海域では DSCW による変質が期待されるものの、基本的は OSIW が年中支配的であり、それ

ゆえ、比較的安定した水深-密度プロファイルを示しているものと考えられる。また、冬季の始め (NDJ) の ESCW が支配的な季節では、3 海域の区別も、3 水塊の区別も不明瞭である。3 水塊の中で、SCW と ICW は密度 $26.8 \sigma_\theta$ よりも軽い密度帯において、3 海域の区別も不明瞭であり、ほぼ年中出現している。一方で、明らかな季節変化を示している水塊が DSCW である。陸棚上 (A 海域) では、海水期 (FMA) に密度 $27.0 \sigma_\theta$ を超える非常に重い DSCW が突如出現し、夏季 (MJJ・ASO) の間に海盆内沿岸側 (B 海域) へ移流されている。

付録 B： θS ダイアグラム

Fig. 11 の水塊分布をもとに観測海域を 6 つに区分し、

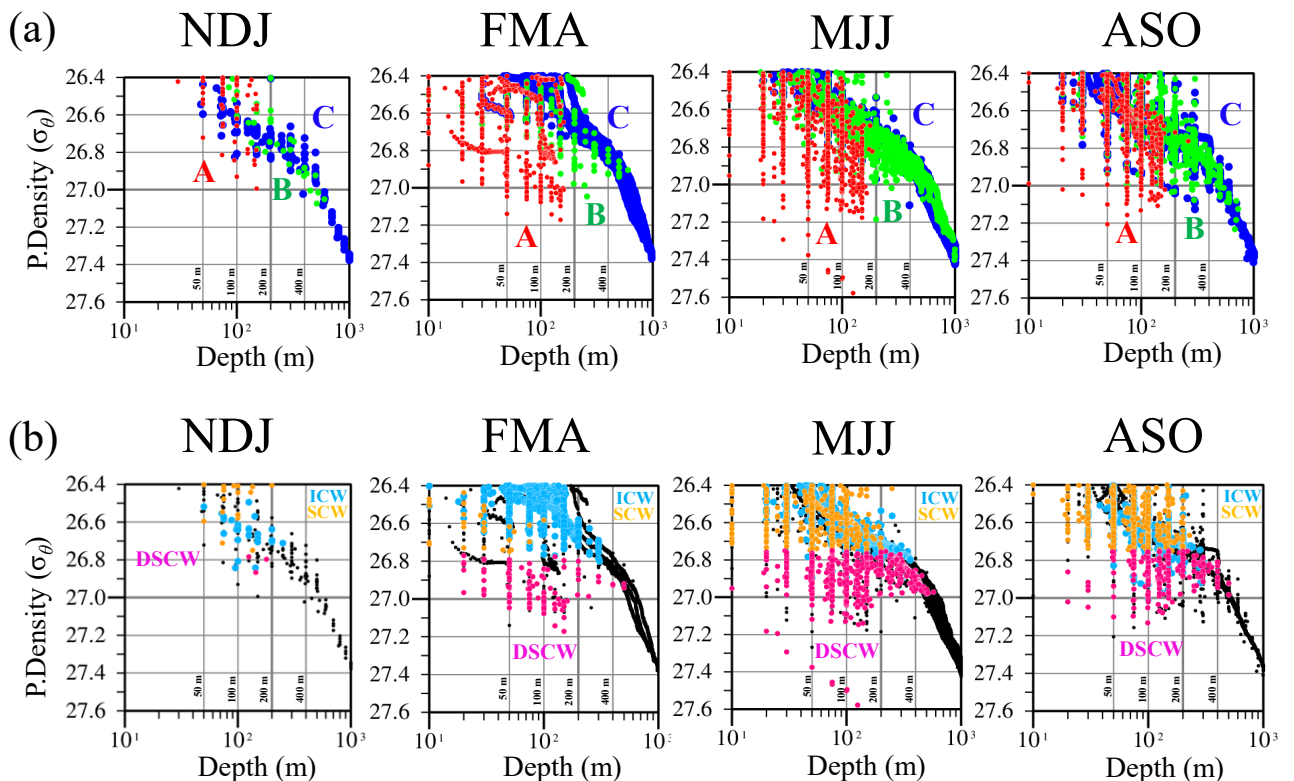


Fig. A1. Both of (a) and (b) are the same potential density-Depth scatter diagrams based on TS data for each season. In (a), the three colors of red, green, and blue distinguish three sea areas of A, B, and C, as shown in Fig. 5. In (b), the three colors of pink, orange, and light blue distinguish three water types of DSCW, SCW, and ICW.

各区分における θS 関係を θS ダイヤグラムで示したのが Fig. A2 である。海域区分の境界は Fig. 11 の破線で示しており、陸棚上の SCW のみが現れた観測点 (A1 ~ A3, B1, B2) を Shelf SCW 海域、陸棚上の DSCW が現れた観測点 (A4, B3 ~ B5) を Shelf DSCW 海域、海盆内の ICW のみが現れた観測点 (D6 ~ D8, E5 ~ E7, F4, F5) をそのまま ICW 海域、海盆内の SCW のみが現れた観測点 (D1, D2, E1, F1) を Basin SCW 海域、海盆内の DSCW が現れた観測点 (D3 ~ D5, E2 ~ E4, F2, F3) を Basin DSCW 海域、陸棚-海盆境界にある C 線は陸棚上や海盆内のどちらにも属さないで C-line 海域と名付けた。6 海域毎の θS ダイヤグラムには共通して、各水塊 (ICW, SCW, DSCW) の境界枠線、オホーツク海

の中層水を捉えた E7 点の θS 関係を青丸印、日本海冬季混合層水を捉えた JS 点の θS 関係を赤丸印で表示した。なお、E7 点と JS 点の θS 関係の水深情報として、目安となる深度 (25, 50, 100, 200, 400, 800 db) を数値と大丸印で強調した。本観測時期では、JS 点の水深 100 ~ 200 db 付近にある中層水が、DSCW と同じ θS 関係を示していることがわかる。C-line 海域の θS 関係は観測点 (C1 ~ C6) 毎に色を変えて表示し、他の海域の θS 関係は全て黒色線で表示した。

ICW 海域の全ての観測点は、水深 100 db 付近の中冷水 (ICW) から 800 db 以深の中暖水へ繋がるという θS 関係を示す E7 点とほぼ重なっている。次に、SCW のみが支配的な Shelf SCW 海域と Basin SCW 海域をみると、

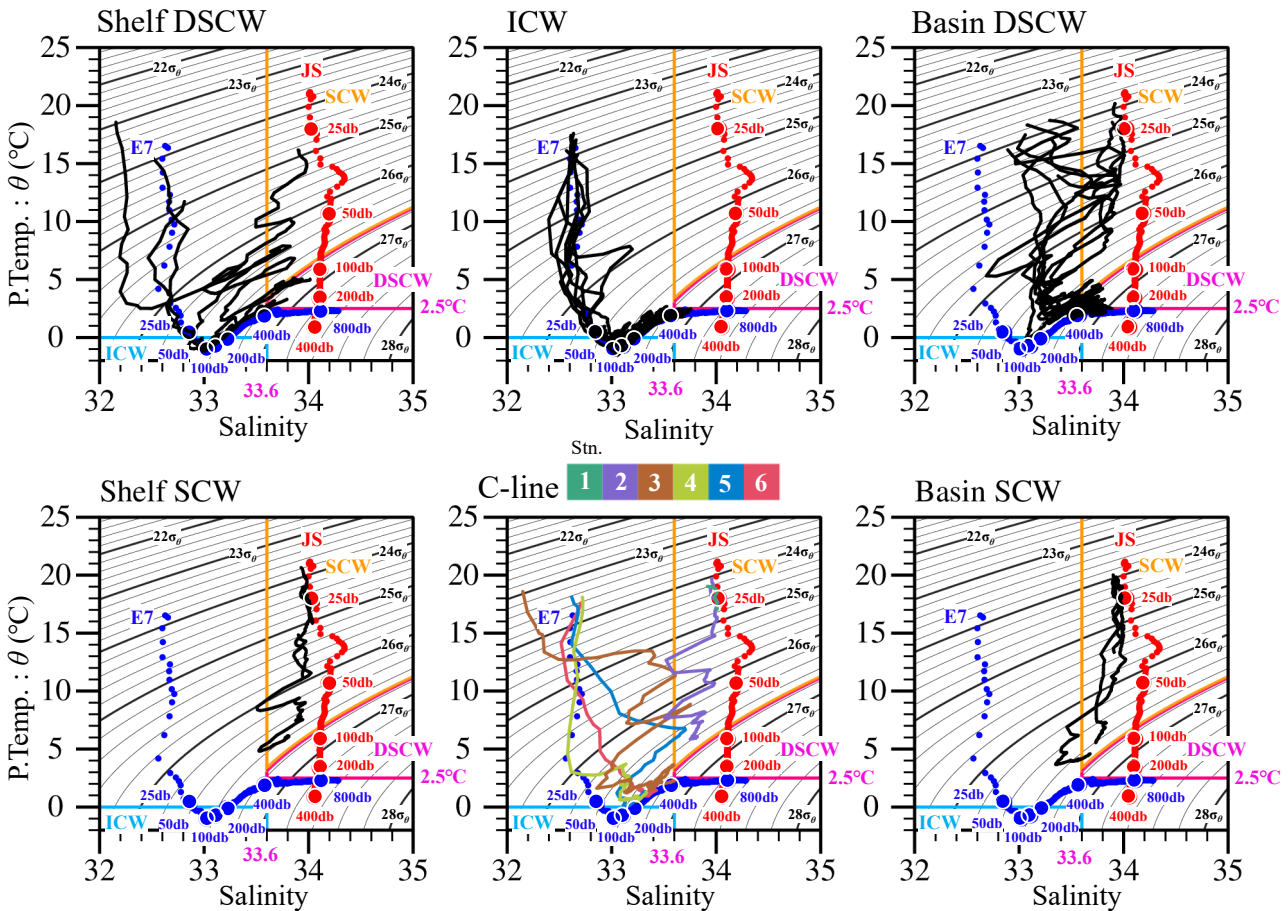


Fig. A2. Potential temperature-Salinity (θS) diagrams created for each of the five sub-areas shown in Fig. 11. The red and blue thick solid lines common to each diagram indicate θS relations at JS and E7 stations, which represent the vertical water mass characteristics of the Japan Sea and the Okhotsk Sea, respectively.

両者はよく似た θS 関係を示す。すなわち、25 db 以浅は JS 点の θS 関係にほぼ一致し、25 db 以深では塩分が多少低下するものの、JS 点と同じで、水温変化による密度変化が特徴的な SCW の水塊内にある。ICW と DSCW が重なるように出現した Shelf DSCW 海域の θS 関係は、青丸印の E7 点に近い水塊特性を示しながらも、等密度面に沿った方向の大きな θS 変化を示し、その一部が DSCW の水塊内へ延びているようにみえる。SCW と DSCW が重なるように出現した Basin DSCW 海域でも、等密度面に沿った方向の θS 変化は比較的大きく、青丸印の E7 点と赤丸印の JS 点の中間的な θS 関係を示す測点が多いようにみえる。C-Line 海域の θS 関係は、沿岸側 (C1, C2) がほぼ SCW 内、その沖合側 (C3 ~ C6) は SCW と ICW の両水塊の間で大きな変化を示している。特に、C4 と C6 はまさに中間付近の水塊 (Fig. 11 では黒丸印の Others) を示し、水塊の出現としては特定されなかった。このように、C-Line 海域では顕著な混合が示唆されるが、 θS ダイアグラムだけからでは、その詳細はわからない。

References

- Alfultis, M. A., and S. Martin (1987): Satellite passive microwave studies of the Sea of Okhotsk ice cover and its relation to oceanic processes. 1978-1982. *J. Geophys. Res. Océ.*, **92**, 13013-13028.
- 青田昌秋 (1975): 宗谷暖流の研究. 低温科学, 物理編, **33**, 151-172.
- Ebuchi, N., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima, K. Shirasawa, M. Ishikawa, T. Takatsuka, T. Daibou and M. Wakatsuchi (2006): Observation of the Soya Warm Current using HF Ocean Radar. *J. Oceanogr.*, **62**, 47-61.
- Fukamachi, Y., G. Mizuta, K. I. Ohshima, L. D. Talley, S. C. Riser, and M. Wakatsuchi (2004): Transport and modification processes of dense shelf water revealed by long-term moorings off Sakhalin in the Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res. Océ.*, **109**, 2105-2202.
- 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.
- Hanawa, K., and H. Mitsudera (1987): Variation of water system distribution in the Sanriku coastal area. *J. Oceanogr.*, **42**, 435-446.
- 堀尾一樹・飯田博之・磯田豊 (2019): サハリン島南部 Aniva 湾における夏季の表層時計回り循環流. 北大水産彙報, **69**, 57-69.
- 堀尾一樹・磯田豊・小林直人・千葉彩 (2020): 海面加熱で駆動される陸棚斜面湧昇流. 北大水産彙報, **70**, 41-62.
- Igeta, Y., A. Yankovsky, K. Fukudome, S. Ikeda, N. Okei, K. Ayukawa, A. Kaneda, and T. Watanabe (2017): Transition of the Tsushima Warm Current path observed over Toyama Trough, Japan. *J. Phys. Oceanogr.*, **47**, 2721-2739.
- 飯田博之・磯田豊・小林直人・堀尾一樹 (2018): 宗谷暖流沖合域の冷水帯を伴った日周期渦流. 海の研究, **27**, 155-174.
- Itoh, M., K. I. Ohshima, and M. Wakatsuchi (2003): Distribution and formation of Okhotsk Sea Intermediate Water: An analysis of isopycnal climatological data. *J. Geophys. Res. Océ.*, **108**, 3258-3276.
- Kajiura, K. (1974): Effect of stratification on long period trapped waves on the shelf. *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, **30**, 271-281.
- Karaki, T., H. Mitsudera, and H. Kuroda (2018): Buoyancy shutdown process for the development of the baroclinic jet structure of the Soya Warm Current during summer. *J. Oceanogr.*, **74**, 339-350.
- Kida, S. (2011): The impact of open oceanic processes on the Antarctic Bottom Water Outflows. *J. Phys. Oceanogr.*, **41**, 1941-1957.
- 気象庁 (1999): 海洋観測指針 (第1部). 48-49.
- 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 original of the cold water belt along the northeastern coast of Hokkaido. *J. Oceanogr.*, **70**, 377-387.
- 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**, 97-103.
- 松山優治・青田昌秋・小笠原勇・松山佐和 (1999): 宗谷暖流の季節変動. 海の研究, **8**, 333-338.
- 三宅誠音・磯田豊・今井圭理・小熊健治・澤田光希 (2020): 襟裳沖陸棚斜面域から日高舟状海盆へ侵入する親潮順圧流の数値モデル実験と海洋観測. 北大水産彙報, **70**, 1-11.
- 中田聡史・磯田豊・草原和弥 (2002): 富山湾陸棚地形変化による沿岸分枝流の応答. 海の研究, **11**, 243-258.
- Oguma, S., T. Ono, Y. W. Watanabe, H. Kasai, S. Watanabe, D. Nomura, and H. Mitsudera. (2011): Flux of low salinity water from Aniva Bay (Sakhalin Island) to the southern Okhotsk Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **91**, 24-32.
- Ohshima, K. I. (1987): On the stability of the Soya Warm Current. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **43**, 61-67.
- Ohshima, K. I., M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi, and G. Mizuta (2002): Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophys. Res. Océ.*, **107**, 3195.
- Ohshima, K. I., D. Simizu, N. Ebuchi, S. Morishima, and H. Kashiwase (2017): Volume, heat, and salt transports through the Soya Strait and their seasonal and interannual variations. *J. Phys. Oceanogr.*, **47**, 999-1019.
- Orlanski, I. (1976): A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. Comput. Phys.*, **21**, 251-269.
- Takizawa, T. (1982): Characteristics of Soya Warm Current in Okhotsk Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 281-292.
- Tanaka, K. and K. Akitomo (2000): Density current descending along continental slope and the associated deep water formation: Two-dimensional numerical experiments with a nonhydrostatic model. *J. Oceanogr.*, **56**, 117-130.
- Tanaka, K. and K. Akitomo (2001): Baroclinic instability of density current along a sloping bottom and the associated transport process. *J. Geophys. Res. Océ.*, **106**, 2621-2638.
- Tsujino, H., H. Nakano, and T. Motoi (2008): Mechanism of currents through the straits of the Japan Sea: Mean state and seasonal variation. *J. Oceanogr.*, **64**, 141-161.

Transport and modification processes of dense Soya Current Water in the boundary region between shelf and basin areas off Abashiri

Aya Chiba^{1*}, Kazuki Horio², Yutaka Isoda¹ and Naoto Kobayashi³

Abstract

The present study proposes to call “dense Soya Current Water (DSCW)” a heavy water mass (of a density greater than $26.75 \sigma_\theta$) that originates from the winter-mixed water of Japan Sea. This remains at mid-depth in summer and appears in the bottom layer on the offshore side of Soya warm Current (SC). To confirm the seasonal appearance of DSCW and its geographical relationship with other water masses, we examined historical hydrographic data in the boundary region between shelf and basin areas off Abashiri. We paid special attention to avoid dangerous spatiotemporal averaging operations that create pseudo water masses. During the sea-ice season that lasts from late winter to spring, SC transfers heavy DSCW to the shelf area rather than light Soya Current Water (SCW). In the summer that SC is strengthened, SCW is dominantly altered on the shallower shelf area, while DSCW migrates to the offshore bottom layer. On the other hand, DSCW in the basin area appears deeper than 300 m during summer. The transport and modification process of DSCW in this boundary region were investigated by research vessel observation in the summer of 2019. Hydrographic data showed considerable modification of warm DSCW via mixing with offshore Intermediate Cold Water (ICW) and significant downwelling of modified DSCW on the steep slope of basin area. Model experiments proved that DSCW originating from the mid-depth of the Japan Sea in summer could be expanded into the deep basin area of the Okhotsk Sea in a short period within a month. We also found that the volumetric transport of such DSCW accounted for about half of SC inflow transport. These results suggest the physical contribution of DSCW should be taken into consideration more positively when discussing the dynamic process of the SC flow field.

Key words: Okhotsk Sea, dense Soya Current Water (DSCW), historical hydrographic data, research vessel observation, numerical model experiments

(Corresponding author’s e-mail address: apr19occult1395@eis.hokudai.ac.jp)

(Received 25 September 2020; accepted 8 February 2021)

(doi: 10.5928/kaiyou.30.2_15)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2021)

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

2 Shikoku Railway Company, 8-33 Hamano-cho, Takamatsu, Kagawa prefecture 076-8580, Japan

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

* Corresponding author: Aya Chiba

e-mail: apr19occult1395@eis.hokudai.ac.jp