

— 論文 —

アルゴフロートで観測された三陸沖暖水渦の海水特性と時間変化*

君塚 政文†・小橋 史明‡**・岩坂 直人‡

要 旨

アルゴフロートと衛星の観測データを用いて、2009年1月から7月の期間における三陸沖の暖水渦(WCR1)と北海道南東沖の暖水渦(WCR2)の鉛直構造と海水特性を調べた。2つの暖水渦は、ほぼ同じ時期の2007年2月に黒潮続流から切離された。WCR1とWCR2は、いずれも高気圧性渦の密度構造を持ち、等密度面で比較すると、渦内には周囲に比べて高温高塩の黒潮系の水を含む。黒潮水と親潮水の等密度面混合比を用いて、渦の海水特性を調べた結果、WCR1の混合比はおよそ20~50%、WCR2は80%以上であり、渦の周囲に混合比の大きい親潮系の水が分布しているWCR2の方が、渦内の海水が変質していることを示された。観測周期が通常よりも短く、時間分解能の高い2台のアルゴフロート観測データと船舶観測データを用いて、WCR1の海水特性の時間変化を調べた。渦内の海水特性は顕著な時間変化を示し、渦の外縁部にみられる低温低塩の親潮系の水が、狭い密度幅、かつ数日の短い間隔で断続的に渦内へ貫入している様子が明らかになった。渦内の海水は徐々に親潮系の水へ変質しているため、小さいスケールで起こる渦周囲からの親潮系の水の貫入が、渦内の海水変質の要因であることを示唆した。

キーワード：暖水渦，アルゴフロート，混合水域

1. はじめに

三陸沖の混合水域には、北太平洋亜熱帯循環系の黒潮続流と亜寒帯循環系の親潮とが接し、特性の異なる海水が複雑に分布している(Yasuda, 2003)。この海域には、

黒潮続流から切離された暖水渦がしばしばみられ、暖水渦同士や渦と黒潮続流の相互作用が観測されている(例えばKawai, 1972; 秦, 1974; Yasuda *et al.*, 1992)。また、混合水域は主要な漁場であり、特に暖水渦の周辺部にはサンマやカツオ、イワシなどの好漁場が形成されるため(例えばSugimoto and Tameishi, 1992)、暖水渦の分布や移動の仕組みを理解することは漁場の把握や変動予測にとって重要である。

北太平洋亜熱帯域の中層には、塩分の鉛直極小によって特徴づけられる北太平洋中層水が広く分布している(Reid, 1965)。北太平洋中層水は、混合水域で形成され、亜熱帯循環系により亜熱帯域に広く運ばれている(Talley, 1993)。亜熱帯域にて高塩化した古い北太平洋中層水は黒潮によって運ばれ、混合水域で低塩な親潮系

* 2011年4月4日受領; 2011年8月25日受理
著作権: 日本海洋学会, 2011

† 東京海洋大学 大学院海洋科学技術研究科
〒135-8533 東京都江東区越中島 2-1-6
電話: 03-5245-7458 FAX: 03-5245-7458
e-mail address: m103050@kaiyodai.ac.jp

‡ 東京海洋大学 海洋工学部
〒135-8533 東京都江東区越中島 2-1-6

** 海洋研究開発機構 地球環境変動領域
〒237-0061 神奈川県横須賀市夏島町 2-15

の水と混合することにより再び低塩化し、新しい北太平洋中層水として亜熱帯域に供給されている (Talley, 1993; Yasuda *et al.*, 1996)。混合水域の暖水渦は、新しい北太平洋中層水の形成に必要な親潮系の水の南方輸送 (Shimizu *et al.*, 2003) や古い中層水と新しい中層水との混合 (清水, 2006) に寄与しており、亜熱帯域の中層水の形成と維持に重要な役割を担っている。

暖水渦は、三陸沖と道東沖の日本海溝と千島-カムチャッカ海溝付近の海域では、海溝に沿って北もしくは北東へ移動する傾向があり、海溝より東の海域では、西へ移動する傾向がある (Kitano, 1975; 稲掛, 1997)。沖側での西方移動は、惑星ロスビー波が関係し、一方、三陸沖と道東沖の移動は、海底斜面による鏡像効果や、深層の流れによる “pseudo β effect” との関連が考えられている (安田ら, 1986; Yasuda *et al.*, 2000; Itoh and Sugimoto, 2001)。最近, Itoh and Yasuda (2010a) は、衛星海面高度偏差データを用いて、混合水域やその周辺海域の中規模渦の空間分布および伝播特性の海域による違いを明らかにした。彼らの結果によれば、黒潮統流流軸の北側の海域および日本海溝と千島-カムチャッカ海溝沿いの海域には、振幅の大きい暖水渦が多く見られ、統流北側の渦はおよそ $1\sim 5\text{ cm s}^{-1}$ の速さで西方へ、一方、海溝沿いの渦はおよそ $1\sim 2\text{ cm s}^{-1}$ で北向きに移動している。

このように暖水渦の挙動に関する研究は、これまで多く行われてきたが、暖水渦の海水特性に関する知見は必ずしも十分ではない。これは、従来の船舶や係留系観測では、中規模でかつ時間と共に移動する暖水渦を十分に捉えることができないことが主な要因として挙げられる。近年、アルゴフロート観測網の発達によって、時空間的に高密度な海洋内部の水温、塩分のデータを得ることができるようになった (Argo Science Team, 2001)。Itoh and Yasuda (2010b) は、衛星観測データとアルゴフロートおよび船舶の観測データを用いて、混合水域と西部亜寒帯域における高気圧性渦の分布と構造を調べ、上層に高温高塩の水を含む暖水性の高気圧性渦と、低温低塩の水を含む冷水性の高気圧性渦の2つのタイプが存在することを明らかにした。さらに、日本海溝と千島-カムチャッカ海溝に沿って分布する高気圧性渦を海域毎に調べ、各海域の渦の水温と塩分の鉛直構造を明らかにしている。

Itoh *et al.* (2011) は、北海道南東沖の暖水渦に1年以上捕捉された2台のアルゴフロートによる観測データを解析し、暖水渦の構造と海水特性の時間変化を記述している。彼らは、比較的高温高塩の水を含んでいる暖水渦の上層 (およそ $26.6\sigma_{\theta}$ より上層) において、冬季に発達する深い混合層の影響により密度構造の変化と海水の変質が起きていることを示した。さらに、一年を通して海面と接しない下層においては、渦内の等密度面の深度が浅化する傾向があることを示し、暖水渦が粘性によりスピンドウンしている可能性を指摘した。

このようにアルゴフロート観測により、暖水渦の構造と時間変化に対する理解が進みつつあるが、同時期に異なる海域に分布する暖水渦の海水特性について、黒潮水と親潮水の混合比 (Talley *et al.*, 1995; Shimizu *et al.*, 2001) を用いて比較した研究は行われていない。また、暖水渦の時間変化に関しては、Itoh *et al.* (2011) が北海道南東沖の渦を事例に解析しているが、黒潮統流から切離されたばかりの三陸沖の暖水渦を調べた研究はない。そこで本研究では、アルゴフロートおよび衛星の観測データを用いて、三陸沖と北海道南東沖の海域に同時期に見られた暖水渦に着目し、2つの暖水渦の鉛直構造および海水特性を比較する。水温と塩分だけでなく混合比を用いることにより、海水特性の違いを定量的に示す。さらに、観測周期2日の高時間分解のアルゴフロート観測データを用いて、三陸沖暖水渦の海水特性の変化を記述し、暖水渦の変質過程を調べる。

本研究では2台のアルゴフロート観測データを主に使用する。これらのアルゴフロートの観測周期は2日であり、通常のアルゴフロートの観測周期である10日 (Argo Science Team, 2001) に比べて短く、暖水渦の時間変化をより細かく観察することができると期待される。2台のアルゴフロートは、2009年1月に混合水域に同時に投入され、2009年6、7月まで観測を続けた。フロートの軌跡と観測期間の平均海面高度分布を Fig. 1 に示す。周囲に比べ海面高度が高く、閉じた等値線が 38°N , 146°E 付近と 41°N , 147°E 付近にみられる。本研究では、これら2つの暖水渦に着目し、三陸沖の暖水渦を Warm Core Ring1 (WCR1)、北海道南東沖の暖水渦を Warm Core Ring2 (WCR2) と呼ぶことにする。

本論文の構成は下記の通りである。2節では使用した

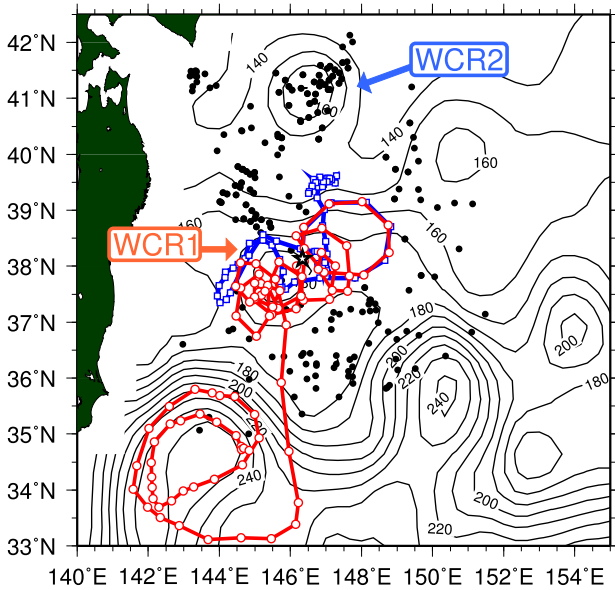


Fig. 1. Distribution of mean sea surface height (cm) during January to July 2009. Red and blue lines with circles and squares show observation points and trajectories of Float A and Float B, respectively. Star symbol shows deployment point of the floats. Black circles indicate observation point of Argo floats used for vertical sections of eddy in Figs.4 and 5.

データを説明する。3.1節では、2つの暖水渦の移動を記述し、3.2節では、利用できるすべてのアルゴフロート観測データを用いて、WCR1とWCR2の鉛直平均断面を作成し、渦の平均構造と海水特性から、三陸沖と北海道南東沖の渦の比較を行う。3.3節では、WCR1の渦内と渦外縁部を同時に連続して観測した2台の高時間分解能アルゴフロート観測データを用いて、WCR1の詳細な構造と海水特性の時間変化を示す。3.4節では、船舶によるWCR1の横断観測結果を用いて、WCR1のシノプティックな鉛直構造を記述する。4節では、本研究全体のまとめを行う。

2. データと処理

本研究で主に使用したアルゴフロート観測データは、World Meteorological Organization ID (WMO ID) 2900959 (以下フロート A と呼ぶ) と WMO ID 2900960

(以下フロート B と呼ぶ) のデータである。このデータは海洋研究開発機構のアルゴグループのウェブサイト (http://www.jamstec.go.jp/ARGO/argo_web/argo/index.html) から取得した。フロート A, B は 2009 年 1 月 27 日に同時に投入され、その後フロート A は 2009 年 7 月 27 日まで、フロート B は 2009 年 6 月 20 日まで観測した (Fig. 1)。これらのアルゴフロートの観測周期は 2 日である。これに加えて、2009 年 1 月～7 月の期間に WCR1, 2 の付近で行われたすべてのアルゴフロート観測によるデータを使用した。用いたデータは、品質管理が施された北太平洋アルゴフロートデータセット (Oka *et al.*, 2007) である。

アルゴフロートのデータは、およそ 200 dbar 以浅では 5～10 dbar 間隔、200～1000 dbar では 10～25 dbar 間隔、1000 dbar 以上では 50～100 dbar 間隔で記録されている。まず、水温、塩分、圧力からポテンシャル密度を計算し、密度逆転が起こっているデータを除いた。密度逆転の除去方法は、Ohno *et al.* (2009) と同様の方法を用いた。この方法では、アルゴフロートの CTD センサーの水温と塩分の計測精度 (水温は 0.005°C、塩分は 0.01 (Argo Science Team, 2001)) から密度逆転の閾値を設定し、鉛直に隣接する観測深度における密度差が 0.016 kgm^{-3} を超えて逆転が起こっている場合は、その 2 つの深度における水温、塩分データを除いた。この処理によって、使用した全データのおよそ 2% が除去された。また、密度逆転層の除去によって鉛直方向に観測データが基準深度幅を超えて大きく抜ける場合は、そのプロファイルを使用しなかった。基準深度幅は、300 dbar 以浅で 30 dbar、300～1000 dbar で 100 dbar、1000 dbar 以深で 300 dbar とした。逆転層の処理を行った後、水温、塩分、ポテンシャル密度のデータを 5 dbar および $0.02 \sigma_\theta$ 間隔に線形内挿した。本研究では、863 プロファイルを使用した (Fig. 1 中、黒色丸印)。

渦の挙動を把握するため、2007～2009 年の期間の衛星観測による海面水温と海面高度のデータを用いた。海面水温データは Aqua 衛星用に開発された改良型高性能マイクロ波放射計 (AMSR-E: Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS) によって観測されたデータを使用した。データには Remote Sensing Systems (<http://www.remss.com/>) が作成した緯度経度

0.25 度格子の日別の 3 日移動平均値を用いた。海面高度には Jason-1, Jason-2, Envisat による複数の衛星観測を基に作成され, AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) が配布している緯度経度 1/3 度格子の絶対海面高度データを用いた。本研究では, 2009 年の日別の Near Real Time (NRT) データと, 2007~2008 年の 7 日毎の Delayed Time (DT) データを用いた。

3. 結果

3.1 暖水渦の移動

2009 年 1 月~7 月の期間の海面高度と海面水温分布を Fig. 2 に示す。1 月上旬に WCR1 は 38°N, 149°E 付近に, WCR2 は 41°N, 146°E 付近にみられる。WCR1 は, 4 月上旬まで若干南西へ移動し, 4 月下旬から 5 月中旬にかけて, 渦の閉じた海面高度の等値線の一部が黒潮統流に取り込まれ, この期間に WCR1 が黒潮統流のすぐ北側に接していたことを示している。この期間に渦の中心付近の海面水温はおよそ 12°C から 18°C に上昇している。このような水温上昇は, 渦の周囲の混合水域にはみられないため, 海面水温の季節昇温によるものではなく, 黒潮統流が運ぶ暖水が渦に供給されたことを示している。WCR1 は, その後, 5 月下旬に 144°E 付近の黒潮統流の峰から北に離れる。6 月下旬から 7 月上旬にかけて, WCR1 は再び南下し, 150°E 付近の黒潮統流の峰から延びる暖水域と接し, 急激に水温が上昇する。一方, WCR2 には, 2009 年 1 月~7 月の期間に顕著な移動はみられない。この期間を通して渦の大きさはほぼ一定であり, かつ, 渦の中心と周囲の海面高度の差はおよそ 30 cm と変わらない。

時間を遡って 2007~2008 年の海面高度の水平分布を観察し, 2 つの暖水渦の切離時期と移動を調べた (図省略)。WCR1 は 2007 年 2 月上旬に 167°E 付近の黒潮統流から切離され, 西方に伝播した後, 145°E 付近で切離されたばかりの別の暖水渦と 2008 年 10 月中旬に合体することにより形成される。その後, 渦の中心の海面高度が徐々に下がり, 2009 年 1 月までに約 50 cm 低下する。一方, WCR2 は, 2007 年 2 月中旬に 147°E 付近の黒潮

統流の峰から切離され, 2008 年 6 月下旬までは 145°E, 38°N 付近に位置し, 2008 年 7 月上旬から徐々に北上した。その後, WCR2 は比較的黒潮統流から離れた北側に位置し続け, 黒潮統流との接触はみられなかった。

3.2 WCR1 と WCR2 の平均構造

この節では, WCR1 と WCR2 の平均断面図を作成し, 2 つの暖水渦の構造と海水特性を比較する。2009 年 1 月~7 月の期間に利用できるすべてのアルゴフロート観測データを用いて, 渦の中心を横切るポテンシャル水温, 塩分, ポテンシャル密度の東西および南北の断面図を作成した。作成方法は以下の通りである。

はじめに, 毎日の海面高度分布図から, 渦と渦または渦と黒潮統流との相互作用がなく, 渦の形状の変化が比較的小さい期間を選んだ (WCR1 は 1 月上旬~4 月下旬と 5 月中旬~6 月下旬, WCR2 は 1 月上旬~7 月下旬)。この期間内において, 海面高度分布図から日々の WCR1, 2 の中心位置を決め, 渦中心から各アルゴフロート観測の位置までの距離と, 渦中心に対する相対的な方位を求めた。渦中心を原点にとり, 水平面上にアルゴフロートの観測位置をプロットした (Fig. 3)。つぎに, 渦の東西および南北断面図は, 渦中心から 100 km 以内にある観測データ (Fig. 3 中, 三角印) と渦中心からそれぞれ東西および南北方向に 90° の範囲内にあるデータ (Fig. 3 中, 白黒丸印) を使用して, 渦中心から 15 km 毎に水温, 塩分, ポテンシャル密度のデータを等深度面で平均することにより求めた。その後, 3 点の移動平均を等深度面に沿って施した。3 点のうち 2 点にのみデータがある場合は, その平均値で置き換え, 1 点のみの場合は, 欠測値とした。WCR1 の作図に使用したデータは, 分布に大きな偏りが無く, ほぼ一様に分布している。一方, WCR2 のデータは, 渦中心から北側の海域には少ないが, 東西および南の海域には比較的多く存在している。

WCR1 および WCR2 の平均断面図を Fig. 4 に示す。2 つの暖水渦はともに, 表層を除くと等密度面が渦の中心で最も深く, 周囲に向かい浅くなる高気圧性渦の密度構造を示している。このボウル構造は少なくとも 2000 m 深まで及んでおり, 2 つの渦が共通して, かな

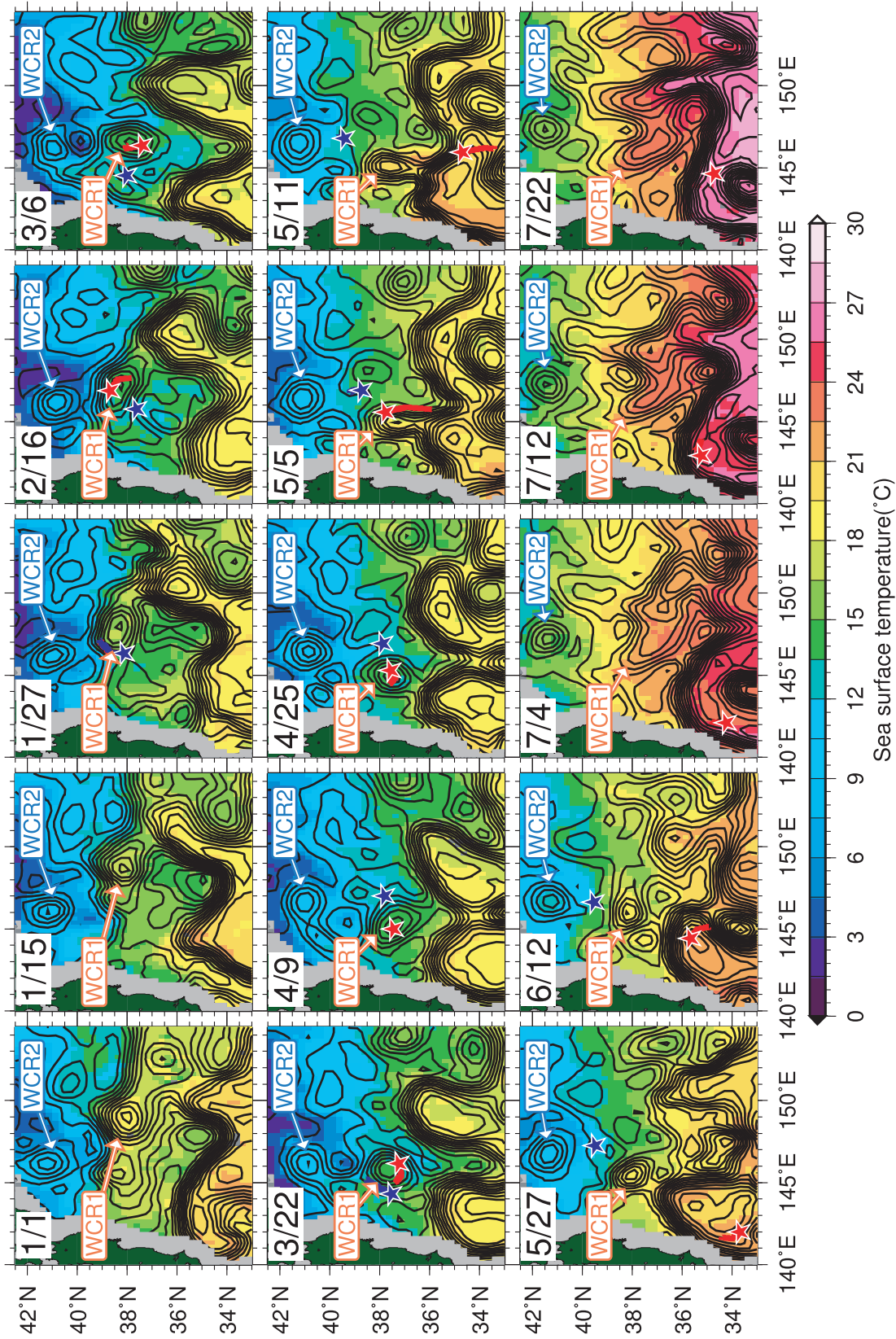


Fig. 2. Maps of sea surface height (contour) and sea surface temperature (color) during January to July 2009. Contour intervals are 10 cm. Red (blue) star symbols show observation points of Float A (Float B) and red (blue) solid lines denote the trajectories of the floats during 4 days after the day of each map.

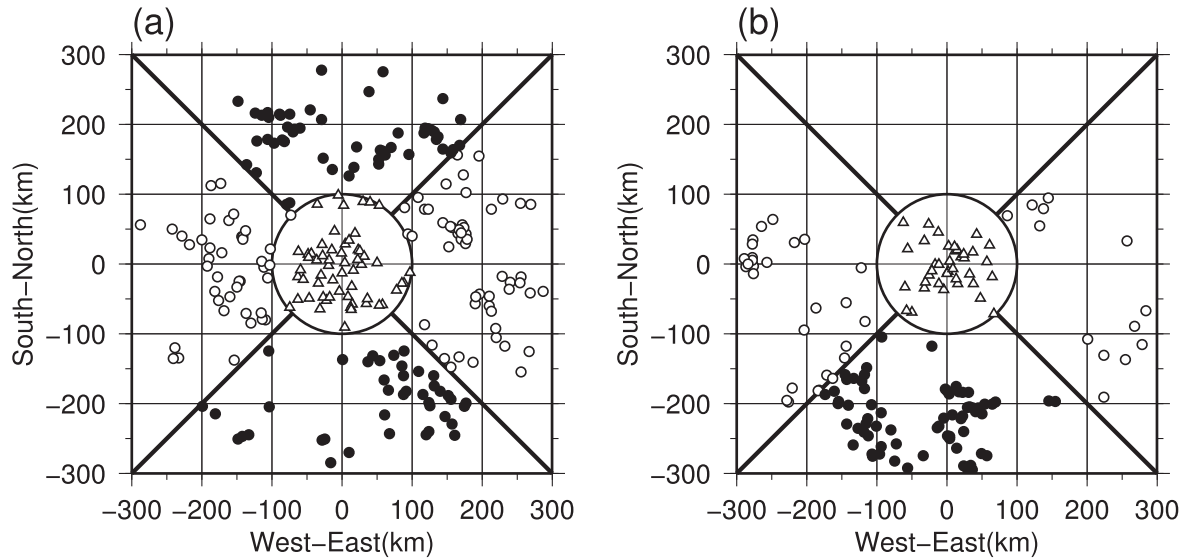


Fig. 3. Relative positions of Argo data used to make vertical sections across (a) WCR1 and (b) WCR2 in Figs.4 and 5. The origin of each panel corresponds to the center of eddy, which is determined from daily sea surface height maps (see details for text). Triangles show observations within 100 km from the center of eddy. Open and filled circles show observations in the east-west and north-south sides of the eddy, respectively.

り深い構造を持っていることを示している。WCR1とWCR2の半径は、ともにおよそ150 kmである。塩分の断面図 (Fig. 4b, e, h, k) には、 $26.6\sim 26.8\sigma_\theta$ 付近に北太平洋中層水と関係する塩分極小層がみられる。渦内の水温と塩分の鉛直分布は、この塩分極小層の上部のおよそ400 m 深付近を境に上下で異なり、等深度面上で比較すると、周囲に比べて表層には高温高塩の水が、400 m 以深の中層では高温低塩の水がある。これら等深度面における渦内と周囲との違いは、密度のボウル構造と関係している。

Fig. 5は、鉛直軸を密度座標で示した水温、塩分の渦断面図を示す。Fig. 4と同様に、渦の周辺で利用できるすべてのアルゴフロート観測データを用いて、水平格子15 km 毎に水温、塩分を等密度面上で平均した。WCR1の海水特性は、渦中心と周囲とで顕著に異なり、等密度面上において、渦中心付近の水温と塩分は、周囲に、特に渦の東側と北側の外縁部に比べて、高温高塩の値を示している。この傾向は、 $27.5\sigma_\theta$ 付近よりも上部の水柱全体にみられ、WCR1が周囲に比べ高温高塩の水を持っていることを示している。WCR2の海水特性は、

WCR1に比べて周囲との違いは小さいが、塩分極小がみられる中層では、渦の東側と西側の外縁部に比べて、渦中心に高温高塩の水がみられ、WCR1と同様の特徴がある。

このように2つの渦の鉛直構造には類似点がみられるが、水温と塩分の値には大きな違いがある。WCR1は、北側に位置するWCR2に比べて、渦内の表層および中層の水温と塩分が全体的に高い。Itoh and Yasuda (2010b) が示した三陸沖と北海道南東沖の暖水渦の水温と塩分の平均鉛直分布 (Itoh and Yasuda, 2010b の Figs. 7, 8) と比較すると、WCR1とWCR2は、表層も中層も全体的に平均値より高温高塩であるが、Itoh and Yasuda (2010b) の使用したデータのばらつきの範囲内にある。これは、2つの渦がともに各海域にみられる典型的な暖水渦の構造をしていることを示している。

WCR1とWCR2の断面図は、観測時期の異なるデータを一緒にして作成しているため、断面図の各格子に寄与するアルゴフロートデータの数も観測時期も異なる。Fig. 4が2つの渦の平均断面図を適切に表しているかどうか検討するため、衛星観測の渦の海面高度分布と渦の

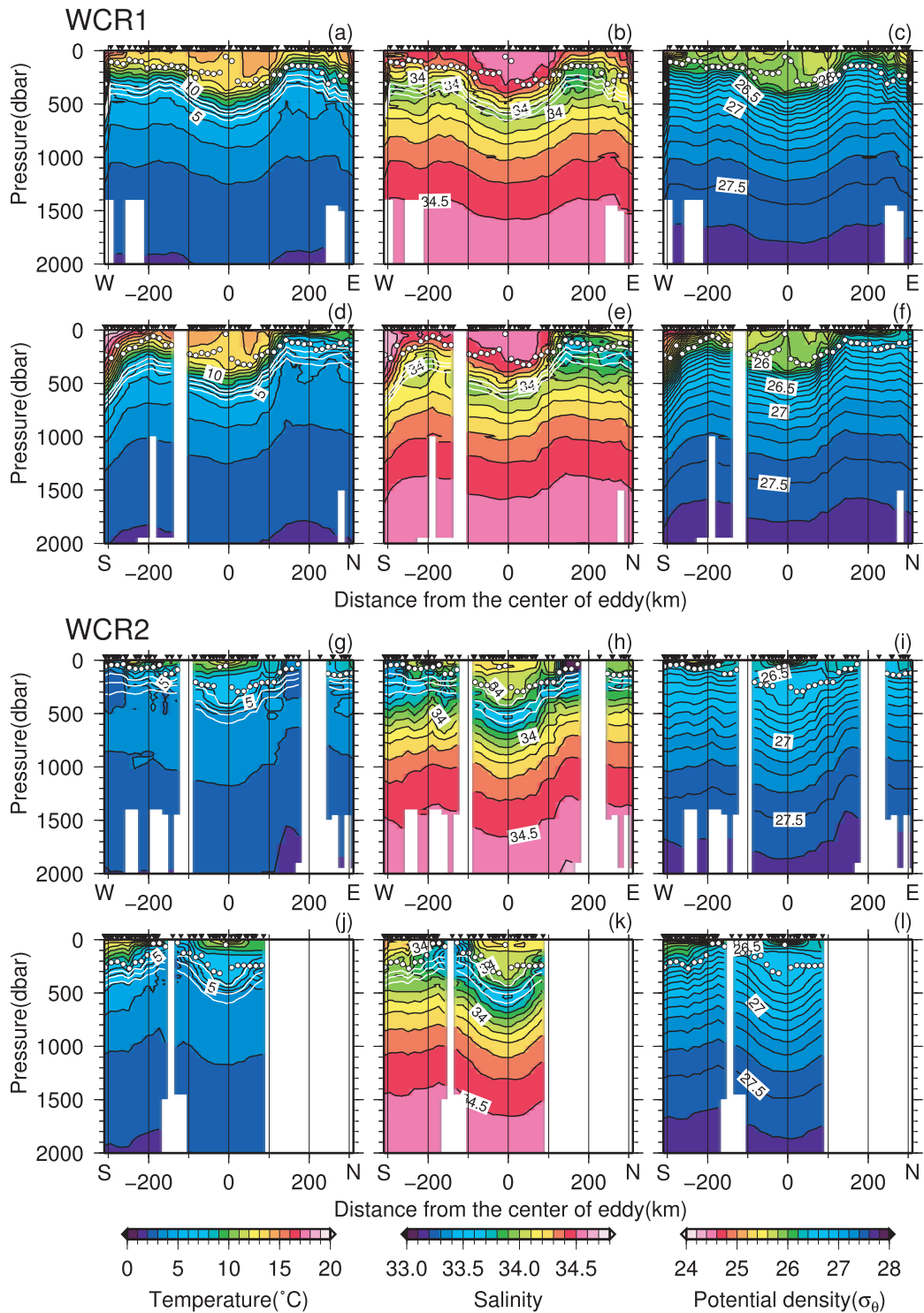


Fig. 4. Zonal ((a)-(c), (g)-(i)) and meridional ((d)-(f), (j)-(l)) cross sections of temperature, salinity, potential density (left to right) across WCR1 ((a)-(f)) and WCR2 ((g)-(l)). Black inverted triangles show positions of Argo float used. Open circles show the depth of the maximum surface density of the Argo observations within each bin of 15 km. White contours indicate isopycnal surfaces at 26.6, 26.7 and 26.8 σ_θ .

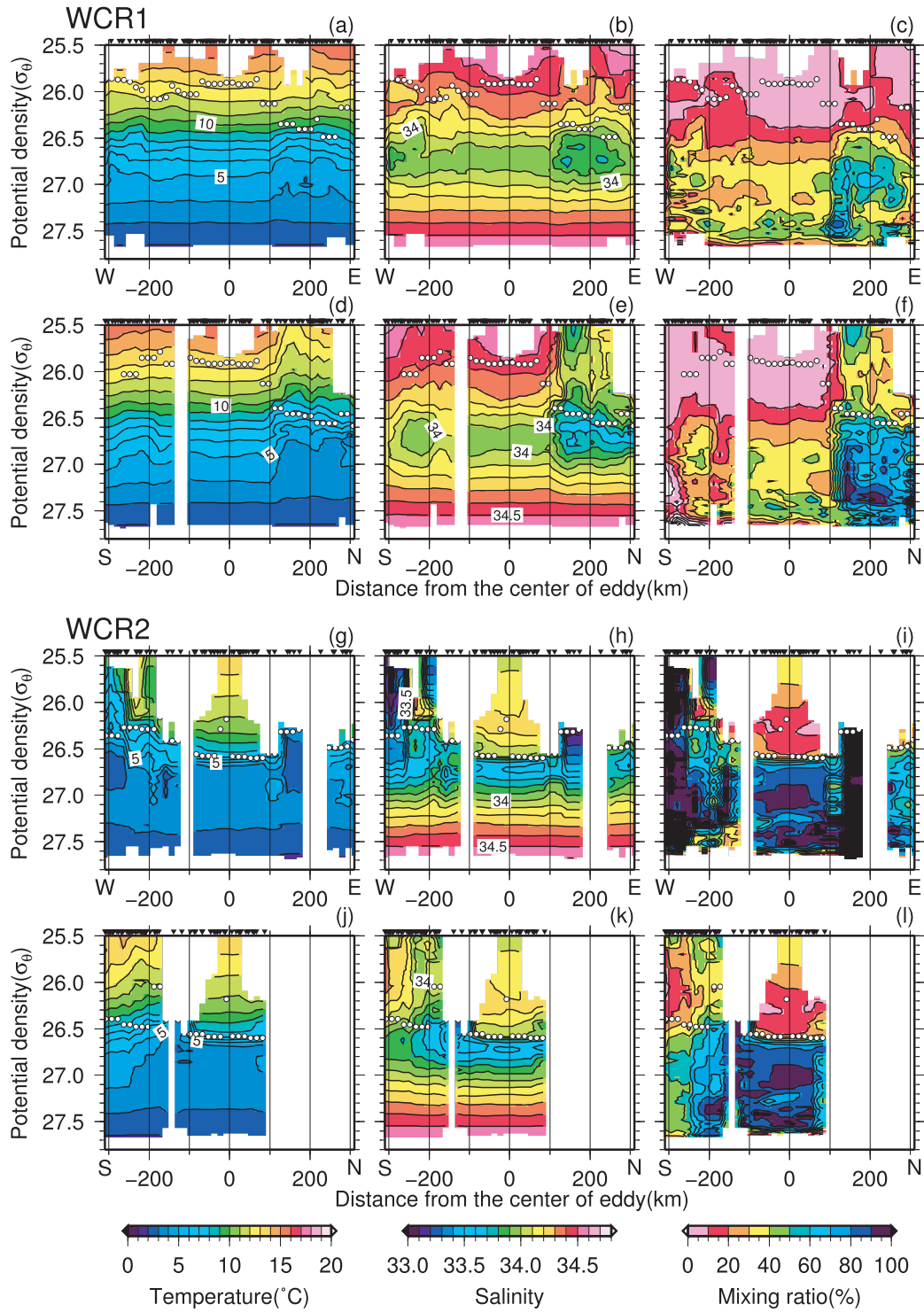


Fig. 5. As in Fig. 4, but on an isopycnal coordinate in the vertical, and mixing ratio instead of potential density.

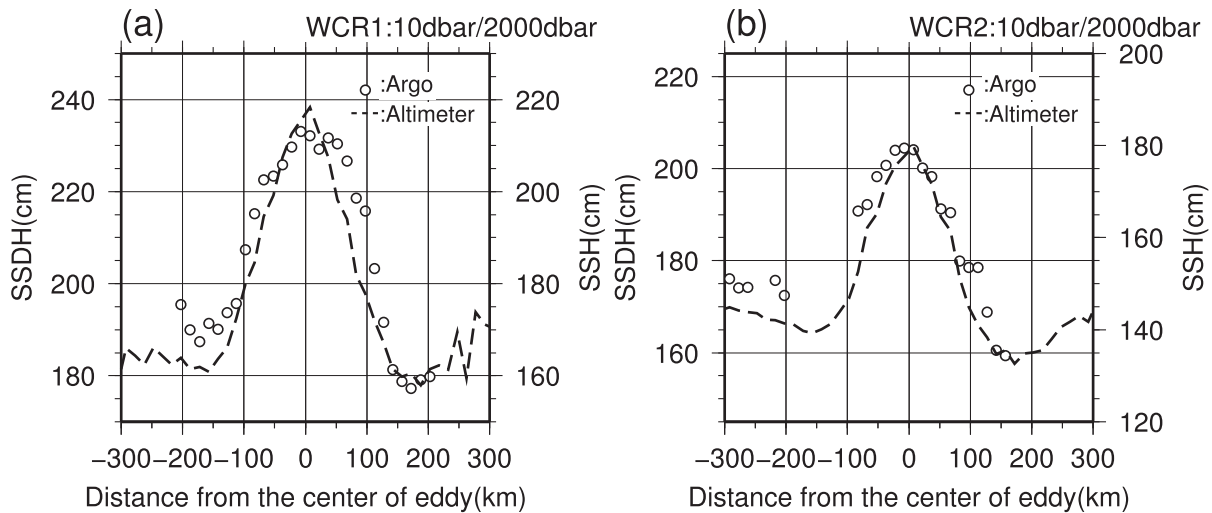


Fig. 6. Open circles denote sea surface dynamic height referenced to 2000 dbar calculated from zonal eddy sections in Fig. 4, and dashed lines absolute sea surface height derived from satellite observations across (a) WCR1 and (b) WCR2.

東西断面図から計算した 2000 dbar 基準の海面力学高度を比較した (Fig. 6)。衛星観測による渦の海面高度は、毎日の衛星海面高度分布を用いて渦の中心を決め、その中心を原点にとり 2009 年 1 月～7 月のデータをすべて重ね合わせて平均することにより計算した。2 つの暖水渦はともに、渦の東西スケールや、渦中心と渦の周囲との海面高度差が、断面図から計算した結果とほぼ同じであり、渦の断面図 (Figs. 4, 5) が渦の平均構造を衛星観測と矛盾無く表現していることを示している。

暖水渦内では、黒潮続流から切離された後に受ける大気強制や、渦周囲との水の混合により、海水の変質が起こる (Yasuda *et al.*, 1992)。Figs. 4, 5 中の白丸印は、各格子点を中心とした水平 45 km の範囲において使用したアルゴフロート観測データの中の最大海面密度および、その深度を示している。この深度より上層の海水は、日射による海面加熱や降水・蒸発による浮力フラックス、風による混合の影響を強く受けていると考えられる。

一方、中層の塩分極小層の密度面 (例えば $26.8\sigma_\theta$) は、外洋域でアウトクロップしないため、海面における浮力フラックスや風による混合などの大気の影響は受けていない。そこで、等密度面混合の仮定に基づいた黒潮水と親潮水の混合比を用いて、WCR1 と WCR2

の海水特性の違いを調べた。混合比は、Shimizu *et al.* (2001) と同様の方法で計算した。この方法は、等密度面混合を仮定し、典型的な黒潮水と親潮水のポテンシャル水温 (θ_k , θ_o) と塩分 (S_k , S_o) を用いて、ポテンシャル水温 (θ) と塩分 (S) の混合比 (r_θ , r_s) を計算する。

$$r_\theta (\%) = 100 \times (\theta - \theta_k) / (\theta_o - \theta_k)$$

$$r_s (\%) = 100 \times (S - S_k) / (S_o - S_k)$$

さらにポテンシャル水温と塩分の混合比の平均を黒潮親潮混合比 (r) と定義した。

$$r (\%) = (r_\theta + r_s) / 2$$

混合比 100% は親潮水を、0% は黒潮水であることを表す。本研究では、2001 年～2009 年のアルゴフロート観測データを用いて、Fig. 7b に示した海域の水温と塩分のプロファイル等を等密度平均することにより、典型的な黒潮水と親潮水を求めた (Fig. 7a)。密度座標で示した混合比の渦断面図を Fig. 5 に示す。

すべての断面図において、混合比の値は、 $26.6\sigma_\theta$ 付近を境に鉛直方向に大きく変化し、上部より下部の方が相対的に小さい。この境界面の密度は、WCR2 の断面図 (Fig. 5 g-l) では、使用したアルゴフロート観測データの最大海面密度 (Fig. 5 中、白丸印) と一致する。WCR1 の断面図 (Fig. 5 a-f) では、渦内と渦の南側お

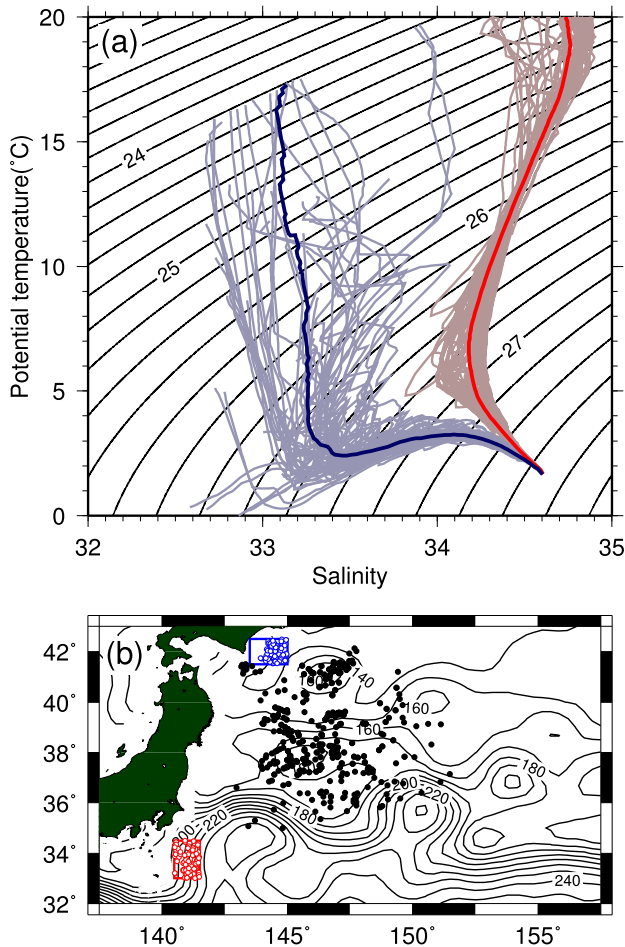


Fig. 7. (a) Potential temperature and salinity diagrams of the Argo observations in the Kuroshio (red) and Oyashio (blue) regions. Thick highlighted curves indicate isopycnally-averaged mean profiles, which are used for the standard profiles of the Kuroshio and Oyashio water. (b) Same as in Fig. 1, but positions of the Argo floats used to define the Kuroshio (red) and Oyashio (blue) waters are superimposed.

よび西側において、境界面と最大海面密度とのずれがみられるが、渦の東側および北側では、およそ一致する。従って、渦内部の $26.6\sigma_\theta$ より上部の海水は、渦の周囲の水との混合のほか、海面における浮力フラックスなどの大気の影響もを受けていると考えられるため、この海水の特性を、等密度面混合を仮定した混合比を用いて議論することは難しい。そこで本研究では、 $26.6\sigma_\theta$ より下部の層に着目する。

$26.6\sigma_\theta$ より下部の層での渦中心の混合比は、WCR1とWCR2の両方に対して、渦の南側を除く外縁部よりも相対的に小さく、渦内に高温高塩の黒潮系の水がみられる。WCR1内の混合比は、およそ20~50%であり、 $27.5\sigma_\theta$ 付近の下層に向って値が若干増加している。WCR2の混合比は80%以上であり、WCR1に比べ、渦内の海水が親潮系の水に変質していることを示している。

この変質の違いには、2つの要因が関係していると考えられる。まず、1つ目は黒潮続流から切離された後の渦の挙動である。3.1節で述べたように、2つの渦はほぼ同じ時期に黒潮続流から切離されたが、その後、WCR1は別の切離されたばかりの暖水渦と合体している。その合体により、黒潮系の水がWCR1に供給されたことによりWCR1の変質が小さくなる。2つ目は、渦の周囲の海水特性の違いである。WCR1に比べWCR2の周囲の方が、混合比の大きい親潮系の水が分布している (Fig. 5)。渦と周囲の海水混合により、渦の変質が起こっているとすれば、WCR2の方が渦内の海水の変質が速く進む。上で述べたように、WCR1とWCR2は三陸沖と北海道南東沖にみられる渦の典型的な水温・塩分分布を示しているため、おそらく、渦と渦の合体の影響よりは、渦の周囲の海水特性の違いが主要因と考えられる。Itoh and Yasuda. (2010b) は、WCR2のような北海道南東沖の暖水渦では、黒潮続流から切離された暖水渦がオホーツク海起源の低温低塩な親潮水を含んだ高気圧性渦の上に鉛直に重なり、結合することにより形成されることを提案している。北海道南東沖の渦の変質が、渦周囲との海水混合によるのか、渦と渦の相互作用によるのか、今後さらに調査が必要である。

WCR1の北側と東側の150 km付近には、渦の南側と西側に比べて混合比が著しく大きい親潮系の水がみられる。これは、暖水渦の高気圧性の流れによる親潮系の水の輸送を示していると考えられ、過去の研究結果 (Shimizu *et al.*, 2003; Mitsudera *et al.*, 2004) と整合する。

3.3 WCR1の構造と海水特性の時間変化

この節では、観測周期2日のアルゴフロートであるフ

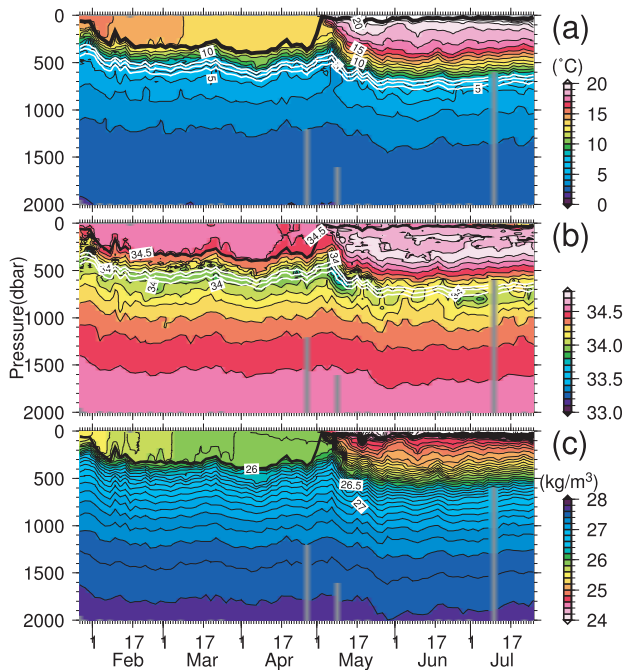


Fig. 8. Time-depth sections of (a) temperature, (b) salinity, (c) potential density observed by Float A. Thick black contour indicates the mixed layer depth. White contours denote isopycnal surface at 26.6, 26.7 and 26.8 σ_θ .

ロート A, B を用いて, WCR1 の詳細な構造と渦内の海水特性の時間変化を示す。

はじめに, 2つのアルゴフロートの観測位置を観察する (Fig. 2)。フロート A, B は, 1月27日に WCR1 の中心から西側 150 km の地点に同時に投入され, 2月上旬まではほぼ同じ場所で観測を続けた。2月上旬になると2つのフロートは離れ始める。フロート A は, WCR1 の中心から 100 km 以内の渦内を高気圧性の回転をしながら観測し, 5月上旬に WCR1 が黒潮続流と接すると渦から離れ, 黒潮続流を南に横切り, 亜熱帯域に移動した。一方, フロート B は, 2月上旬から4月下旬まで WCR1 の周囲に位置し, 3月下旬までは WCR1 の西側を, その後は東側を観測していた。この間, 渦の中心とフロートの間の距離はほぼ一定でおよそ 200 km であった。5月になると, WCR1 から離れて北上し, 6月中旬までおよそ 39.5°N, 147°E 付近で位置をほぼ変えずに観測した。

フロート A, B によって観測された水温, 塩分, ポ

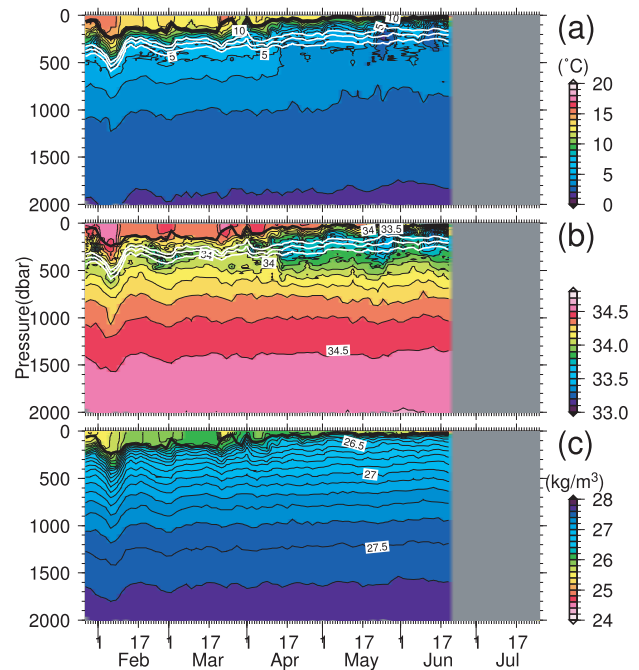


Fig. 9. As in Fig. 8, but for Float B.

テンシャル密度の時間深度断面図を示す (Figs. 8, 9)。図中の太い実線は混合層深度を示しており, 海面密度から 0.125 σ_θ 重くなる深度として計算した (Ohno *et al.*, 2004)。フロート A の観測断面 (Fig. 8) は, フロートが黒潮続流を横切った5月上旬の前後で大きく変化している。これは, 混合水域と亜熱帯域との海域の違いや観測時期の違いが考えられる。本研究では, フロート A と B が WCR1 の中心付近と外縁部をそれぞれ同時に観測していた2月4日から4月29日までの期間に注目する。この期間, WCR1 は黒潮続流の北側に位置し, 黒潮続流とは接していない。この期間に, フロート A と B が観測した深度, 水温, 塩分のすべての値と, それぞれの等密度面平均値と標準偏差を Fig. 10 に示す。

渦内 (フロート A) と外縁部 (フロート B) とを比べると, 渦内の海水は, 表層から中層まで, 外縁部に比べて全体的に高温高塩であり, この傾向は 27.0 σ_θ 付近の比較的深くまでみられる (Fig. 10a, b)。この違いはフロート B が渦の北側から東側に位置していた4月の期間に顕著にみられる (Fig. 9)。等密度面の深度は, 渦内で外縁部よりも全体的に深く, 中層 (26.8 σ_θ 付近) でおよそ 250 m の違いがみられる。これらの特徴は,

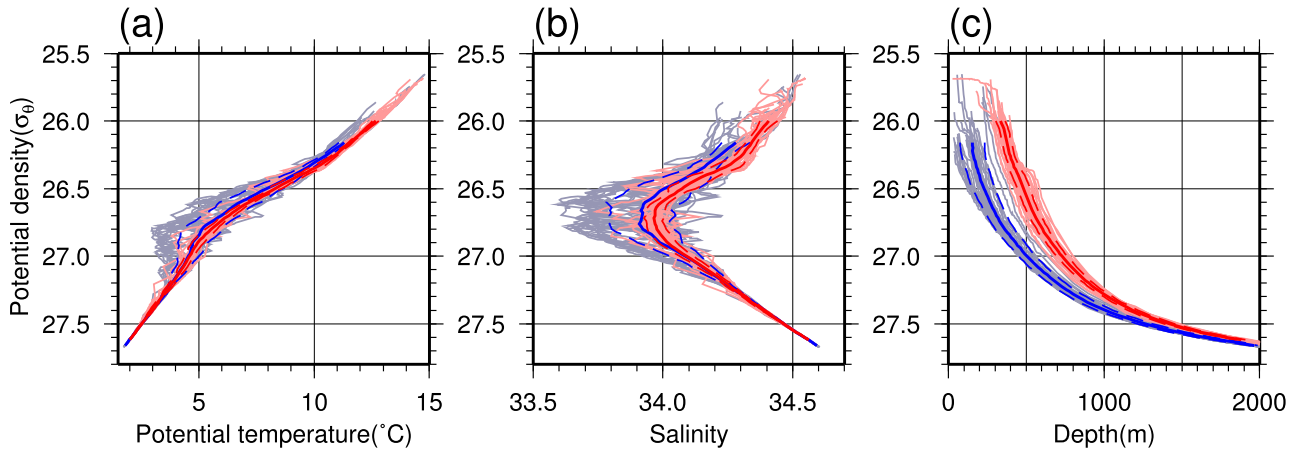


Fig. 10. Vertical profiles of (a) potential temperature, (b) salinity and (c) depth of isopycnal surfaces with respect to potential density, observed by Floats A (red) and B (blue) during February 4 to April 29, 2009, respectively. Thick and dashed curves indicate isopycnally-averaged mean profiles and standard deviations.

平均断面 (Fig. 4a–f) を観察した結果と一致する。

渦内と外縁部の違いは混合層にもみられる。渦内では混合層がおよそ 300~400 m 深まで発達し (Fig. 8), 外縁部の混合層深度 100~200 m (Fig. 9) に比べて、より深い混合層が暖水渦内に形成されている。渦内での深い混合層の発達は、過去のアルゴフロートデータの解析結果とも一致し、暖水渦上層の弱い成層と海面における強い熱・運動量フラックスが発達の要因と考えられる (Uehara *et al.*, 2003; Kouketsu *et al.*, 2011)。渦内の深い混合層はモード水の形成とも深く関係しており、実際、Kouketsu *et al.* (2011) が三陸沖の複数の高気圧性渦の解析から示したように、WCR1 中心付近の混合層の水温と塩分は、それぞれ 13.6~14.9 °C と 34.46~34.60 であり、軽いタイプの中央モード水 (Oka *et al.* 2011) の特性と一致する。渦内の厚い混合層は、少なくとも 4 月下旬まで維持されている。

フロート A の観測から計算した渦内の混合比の時間密度断面を Fig. 11a に示す。基準となる親潮水と黒潮水は、3.2 節と同じものを使用した。大気の影響が小さいと考えられる 26.6 σ_θ より下部では、混合比は平均的に 20~50% であり、平均断面図 (Fig. 5c, f) の結果と矛盾しない。しかし、混合比は大きく時間変化している。混合比が 40% 以上と高く、渦内の水よりも相対的に親潮系の水が、およそ 0.2~0.3 σ_θ の狭い密度幅、かつ数日の短い間隔で断続的にみられる。実際に、26.6~27.2

σ_θ の密度帯で鉛直平均した水温と塩分の時系列 (Fig. 11c) をみると、水温と塩分は短い時間間隔で変化し、低温低塩の親潮系の水が断続的に現れていることがわかる。このような低温低塩の水は、Fig. 10a,b において、フロート A の水温と塩分の平均プロファイルから低温低塩方向に大きく外れる値として確認でき、その値はフロート B が観測した渦の外縁部、特に北側から東側にみられた、より低温低塩の海水特性とおよそ一致する。この期間、フロート A と渦中心の距離はほぼ一定でおよそ 50 km 以内であり、低温低塩の水とフロートの観測位置との関係は見られない (図省略)。従って、渦の外縁部から渦内に向う、小さいスケールの海水の水平貫入が断続的に起こっていたと考えられる。

暖水渦内への低温低塩水の貫入現象は、Itoh *et al.* (2011) でも報告されている。彼らは北海道南東沖の暖水渦内に捕捉されたアルゴフロート観測データの解析から、渦内の 26.6~26.8 σ_θ において低温低塩な水が断続的に見られることを指摘している。しかし、彼らの示した貫入現象の時間間隔はおよそ 1~2 カ月と長い。本研究の結果は、数日の時間スケールで起こる貫入現象が渦の変質に重要な役割を果たしている可能性を示している。

この親潮系の水の貫入により、26.6 σ_θ より下部では混合比がこの観測期間全体を通して徐々に増加しているように見える (Fig. 11a)。そこで、混合比の期間内のトレンドを密度毎に計算した (Fig. 11b)。トレンドと

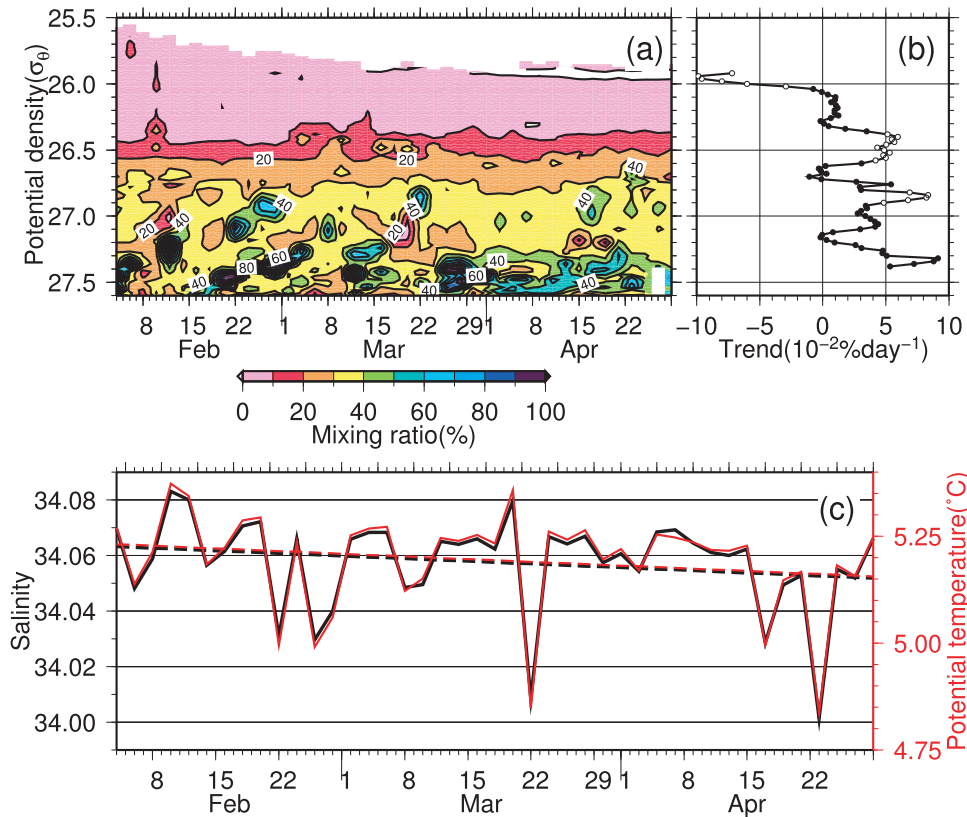


Fig. 11. (a) Time-potential density section of mixing ratio calculated from the observation of Float A when the float is trapped within WCR1. (b) trend of the mixing ratio at each isopycnal surface, estimated from (a). Open circles show significant trend at 95% confidence limit. (c) Temperature (red) and salinity (black) averaged between 26.6 and $27.2 \sigma_\theta$, together with their trends (dashed lines).

統計的有意性は Mann-Kendall 法を用いて見積もった。なお、線形回帰法を用いてトレンドを計算しても傾向はほぼ同じであり、本研究の結果は解析方法に依存しない。親潮系の水の断続的な貫入がよくみられる $26.7 \sigma_\theta$ より下部では、混合比は比較的広い密度帯にわたり上昇傾向を示し、部分的には 95% の信頼限界で有意な変化がみられる。この上昇傾向は、暖水渦内の黒潮系の水が相対的に親潮系の水へと変質していることを示している。 $26.6 \sim 27.2 \sigma_\theta$ の密度帯で平均すると混合比の上昇の大きさは、約 3 ヶ月間で約 2% である。このような傾向は、水温と塩分の変化傾向と一致し、水温と塩分は同期間で約 0.08°C と 0.01 低下する (Fig. 11c)。この水温の変化の大きさは、アルゴフロートの観測精度 (水温は 0.005°C 、塩分は 0.01 (Argo Science Team, 2001)) に比べて大きく、アルゴフロートで十分に検出できる変化

である。この渦内の海水の変質は、断続的に起こる周囲からの親潮系の水の貫入によって起こっていることが示唆される。実際、WCR1 に比べ、周囲に混合比の大きい親潮系の水が存在する WCR2 では、WCR1 よりも顕著に親潮系の水に変質している。渦と渦周囲との海水混合において、小さいスケールの貫入現象が、重要な過程を担っていることが示唆される。

友定ら (1997) は、船舶の観測データを用いて暖水渦内の流動構造を調べた結果、渦の北西側の海面近くの表層で親潮系の水が渦内に流入し、渦の南西側の水深 $100 \sim 300 \text{ m}$ で周囲へ流出することにより、渦と周囲との海水交換が起こっていることを指摘している。本研究が示した親潮系の水の渦内への貫入は、友定ら (1997) が調査した深度よりも深い層で起こっており、彼らの提案した過程のほか、中層における海水の貫入現象が渦

内の海水の変質をもたらしていることが示唆される。

3.4 船舶による WCR1 の断面観測

WCR1 は7月から8月にかけて黒潮続流と一度接した後、再び三陸沖へ移動する。10月下旬に淡青丸 KT-09-21 次航海でこの WCR1 を東西に横切る XCTD 観測を行った (Fig. 12)。XCTD 観測は、38°N、145°E 付近の WCR1 の中心を東西に横切り経度幅およそ 1/3° 間隔で行った。

ポテンシャル水温、塩分、混合比の東西断面図を Fig. 13 に示す。暖水渦の水温、塩分の鉛直分布は、平均断面 (Fig. 4) とほぼ同じ特徴を示し、等深度で比較すると渦内には周囲に比べて、表層では高温高塩の水が、塩分極小層上部より下部では高温低塩の水がみられる。混合比は、およそ $26.6\sigma_\theta$ を境に上下で大きく異なり、表層は大気の影響を受けていることが示唆される。 $26.6\sigma_\theta$ より下部の渦内 (143.5°E から 146.2°E) では、混合比は 50% 以上と大きな値を示し、1~7月の平均断面 (Fig. 5c, f) と比べ、親潮系の水に変質が進んでいることを示している。

混合比の値は、渦の断面内で一様ではなく、大きい値が小さいスケールでパッチ上にみられる (Fig. 13c)。この特徴は、平均断面にはみられない。この混合比のパッチは、水温、塩分の断面図 (Fig. 13a, b) にみられる小さいスケールの低温低塩の水と関係している。この分布は、渦周囲の低温低塩な親潮系の水が、小さいスケールで渦内に貫入していることを示しており、3.3 節の結果とも整合する。

4. まとめ

本研究では、アルゴフロートと衛星の観測データを用いて、2009年1月~7月の期間における三陸沖の暖水渦 (WCR1) と北海道南東沖の暖水渦 (WCR2) の平均鉛直構造と海水特性を調べた。さらに、観測周期が通常よりも短く時間分解能が高い2台のアルゴフロート観測データと船舶による海洋観測データを用いて、WCR1 の詳細な構造と海水特性の時間変化を明らかにした。海水特性を議論するため、本研究では、水温と塩分だけでなく

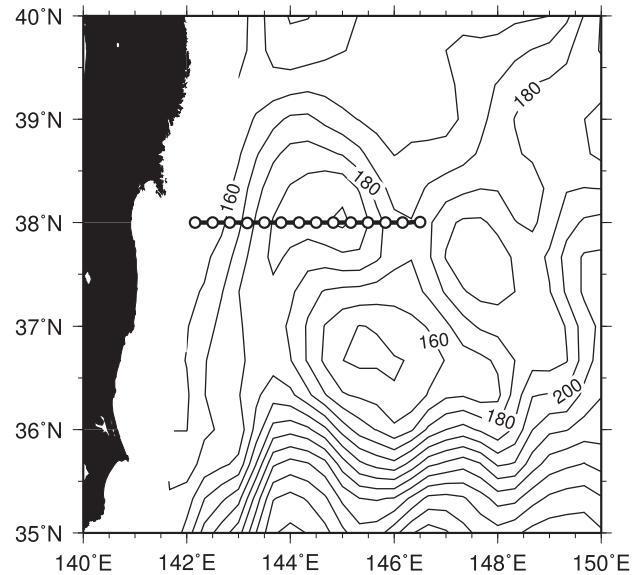


Fig. 12. Positions of XCTD observations by the R/V Tansei Maru during 23–24 October, superimposed on sea surface height in October 24, 2009.

黒潮水と親潮水の混合比を用いて解析を行った。

2つの暖水渦は共に、高気圧性渦の密度構造を持ち、等深度上で比較すると、渦内の表層には高温高塩の水が、塩分極小層の上部 (約 400 m 深) より下部の中層では高温低塩の水が分布している。等密度面上で比較すると、渦内の海水は周囲と比べ、全体的に高温高塩であり、暖水渦は相対的に黒潮系の水を多く含んでいる。WCR1 と WCR2 は、三陸沖と北海道南東沖にみられる暖水渦の平均的な水温と塩分の鉛直分布 (Itoh and Yasuda, 2010b) を持ち、各海域にみられる典型的な暖水渦である。

2つの暖水渦は鉛直構造という点では類似しているが、海水特性は大きく異なっている。大気の影響が小さく等密度面混合の仮定が妥当と考えられる $26.6\sigma_\theta$ より下部の層では、WCR1 内の混合比はおよそ 20~50% であり、一方、WCR2 内では 80% 以上であり、WCR1 に比べて北側に分布する WCR2 は、より親潮系の水に変質している。渦の周囲の海水特性の違いが、2つの渦の海水変質の違いをもたらしたことが示唆された。

時間分解能の高い2台のアルゴフロートが WCR1 の中心付近と外縁部を同時に観測していた2月上旬から4月下旬までの観測データを用いて、WCR1 の構造と海

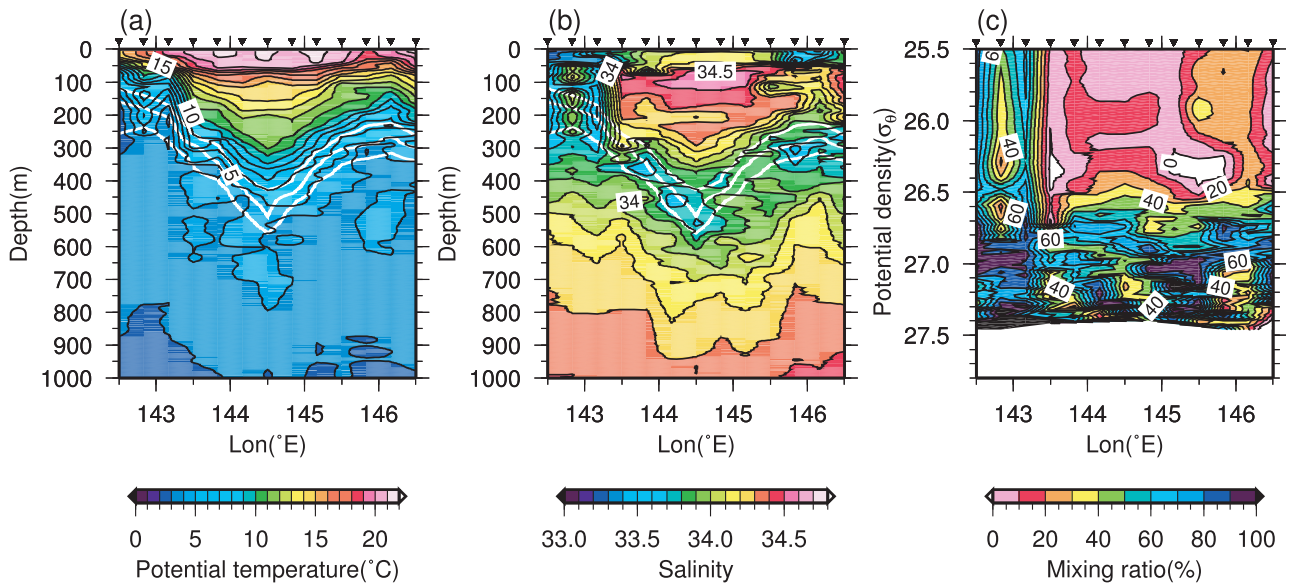


Fig. 13. Zonal sections of (a) potential temperature, (b) salinity, (c) mixing ratio observed by the R/V Tansei Maru. White contours denote isopycnal surfaces of 26.6 , 26.7 and $26.8 \sigma_\theta$.

水の変質を調べた。その結果は、最近の研究 (Kouketsu *et al.*, 2011) と整合しており、渦内には外縁部に比べてかなり深い混合層が発達し、混合層の海水特性では、軽いタイプの中央モード水と一致していた。大気の影響が小さい $26.6 \sigma_\theta$ より下部の層では、海水特性の顕著な時間変化がみられた。渦の周囲から低温低塩の親潮系の水が、狭い密度幅、かつ数日の短い間隔で断続的に渦内へ貫入し、その結果として、渦内の混合比が徐々に増加し、渦内の海水が親潮系の水へと変質していることがわかった。小さいスケールで起こる親潮系の水の貫入は、船舶による WCR1 の横断観測からも確認できた。

謝 辞

論文全体にわたり有益なご助言を下さいました編集委員長長の久保田雅久教授と二人の査読者に深く御礼申し上げます。アルゴフロート観測データは、海洋研究開発機構地球環境変動領域で管理されているデータおよび東京大学大気海洋研究所の岡英太郎博士により品質管理されたデータセットを利用しました。AMSR-E 海面水温データは Remote Sensing Systems から、衛星海面高度計

データは AVISO から入手しました。データの提供に感謝いたします。本研究は、KT-09-21 次淡青丸航海の観測データを使用しました。乗船された研究者、乗組員に感謝いたします。本研究は、日本学術振興会科学研究費補助金の基盤研究 (B) 23340139 と新学術領域研究 22106007 の助成を受けた。

References

- Argo Science Team (2001) : The global array of profiling floats. *Observing the Oceans in the 21st Century*, GODAE Project Office, 248–258.
- 秦 克己 (1974) : 黒潮から分離した暖水塊の変動について. 気象庁研究時報, **26**, 295–321.
- 稲掛 伝三 (1997) : 暖水塊の移動特性—1981年～1996年7月の観測結果から—. 東北区水産研究所研究報告, **59**, 149–162.
- Itoh, S. and I. Yasuda (2010a) : Characteristics of mesoscale eddies in the Kuroshio–Oyashio Extension Region detected from the distribution of the sea surface height anomaly. *J. Phys. Oceanogr.*, **40**, 1018–1034.
- Itoh, S. and I. Yasuda (2010b) : Water mass structures of warm and cold anticyclonic eddies in the western boundary region of the subarctic North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **40**, 2624–2642.
- Itoh, S. and T. Sugimoto (2001) : Numerical experiments on the movement of a warm-core ring with the bottom slope of a western boundary. *J. Geophys. Res.*, **106**, 26851–26862.
- Itoh, S. and Y. Shimizu, S. Ito, I. Yasuda (2011) : Evolution and decay

- of a warm-core ring within the western subarctic gyre of the North Pacific, as observed by profiling floats. *J. Oceanogr.*, **67**, 281–293.
- Kawai, H. (1972) : Chapter 8, Hydrography of the Kuroshio Extension, p. 235–352. In *Kuroshio, It's physical aspects*, edited by H. Stommel and K. Yoshida, Eds., University of Tokyo Press.
- Kitano, K. (1975) : Some properties of warm eddies generated in confluence zone of Kuroshio and Oyashio currents. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 245–252.
- Kouketsu S, H Tomita, E Oka, S Hosoda, T Kobayashi, Sato K (2011) The role of meso-scale eddies in mixed layer deepening and mode water formation in the western North Pacific. *J. Oceanogr.*, **67**, doi : 10.1007/s10872-011-0049-9.
- Mitsudera, H., B. Taguchi, Y. Yoshikawa, H. Nakamura, T. Waseda and T. D. Qu (2004) : Numerical study on the Oyashio water pathways in the Kuroshio-Oyashio confluence. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 1174–1196.
- Ohno, Y., T. Kobayashi, N. Iwasaka and T. Suga (2004) : The mixed layer depth in the North Pacific as detected by the Argo floats. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L11306, doi : 10.1029/2004GL019576.
- Ohno, Y., N. Iwasaka, F. Kobashi, and Y. Sato (2009) : Mixed layer depth climatology of the North Pacific based on Argo observations. *J. Oceanogr.*, **65**, 1–16.
- Oka, E., L. D. Talley, and T. Suga (2007) : Temporal variability of winter mixed layer in the mid- to high-latitude North Pacific. *J. Oceanogr.*, **63**, 293–307.
- Oka E, Kouketsu S, Toyama K, Uehara K, Kobayashi T, Hosoda S, Suga T (2011) Formation and subduction of Central Mode Water based on profiling float data, 2003–08. *J. Phys. Oceanogr.*, **41**, 113–129.
- Reid, J. L. (1965) : Intermediate waters of the Pacific Ocean. *Johns Hopkins Oceanogr. Stud.*, No.2, 85 pp.
- 清水 勇吾 (2006) : 黒潮・親潮前線間域における北太平洋中層水起源水の分布と循環. 海の研究, **15**, 7–18.
- Shimizu, Y., I. Yasuda, and S Ito (2001) : Distribution and Circulation of the Coastal Oyashio Intrusion. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1561–1578.
- Shimizu, Y., I. Yasuda, K. Okuda, K. Hanawa, and S. Ito (2003) : ADCP-referenced Kuroshio and Oyashio transports for North Pacific Intermediate Water formation. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 220–233.
- Sugimoto, T. and H. Tameishi (1992) : Warm-core rings, streamers and their role on the fishing ground formation around Japan. *Deep-Sea Res.*, **39**, S183–S201.
- Talley, L. D. (1993) : Distribution and formation of the North Pacific Intermediate Water. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 517–537.
- Talley, L. D., Y. Nagata, M. Fujimura, T. Kono, D. Inagake, M. Hirai, and K. Okuda (1995) : North Pacific intermediate water in the Kuroshio/Oyashio mixed water region, *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 475–501.
- 友定 彰, 横内 克己, 杉崎 宏哉, 松尾 豊 (1997) : 三陸沖暖水渦内の層別流量とその収支. 東北区水産研究所研究報告, **59**, 73–81.
- Uehara, H., T. Suga, K. Hanawa, and N. Shikama (2003), A role of eddies in formation and transport of North Pacific Subtropical Mode Water, *Geophys. Res. Lett.*, **30**,13, 1705, doi : 10.1029/2003GL017542.
- 安田 一郎, 奥田 邦明, 水野 恵介 (1986) : 境界付近の渦についての数値実験—東北海区の暖水塊についての考察—. 東北区水産研究所研究報告, **48**, 67–86.
- Yasuda, I. (2003) : Hydrographic Structure and Variability in the Kuroshio-Oyashio Transition Area. *J. Oceanogr.*, **59**, 389–402.
- Yasuda, I., K. Okuda, and M. Hirai (1992) : Evolution of a Kuroshio warm-core ring-variability of the hydrographic structure. *Deep-Sea Res.*, **39**, S131–S161.
- Yasuda, I., K. Okuda and Y. Shimizu (1996) : Distribution and modification of North Pacific Intermediate Water in the Kuroshio-Oyashio interfrontal zone. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 448–465.
- Yasuda, I., S. Ito, Y. Shimizu, K. Ichikawa, K. Ueda, T. Honma, M. Uchiyama, K. Watanabe, N. Sunou, K. Tanaka, and K. Koizumi (2000) : Cold-Core Anticyclonic Eddies South of the Bussol' Strait in the Northwestern Subarctic Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1137–1157.

Water characteristics and temporal variations of the warm core ring off Sanriku of Japan observed by Argo floats

Masafumi Kimizuka[†], Fumiaki Kobashi^{‡**}, Naoto Iwasaka[‡]

Abstract

Water characteristics and vertical structures of warm core rings that are located off Sanriku (hereinafter WCR1) and off the southeast of Hokkaido (hereinafter WCR2) in Japan were investigated for the period from January to July 2009 using Argo profiling floats and satellite observations. The two WCRs are detached from the Kuroshio Extension almost at the same time around February 2007. The WCR1 and WCR2 have both vertical structures of anticyclonic eddy, containing warmer and saltier water of the Kuroshio within the eddy than ambient water in the surrounding area, on isopycnal surfaces. Calculation of the mixing ratio of Kuroshio and Oyashio waters shows that the mixing ratios of WCR1 and WCR2 are about 20~50% and more than 80%, respectively, indicating that the mixing between the eddy and the ambient occurs more notably for the WCR2, where the ambient water has characteristics closer to the Oyashio water. The analysis of two Argo profiling floats with a high temporal resolution with 2 day observation cycle, and ship observation data reveals that the water characteristics of the WCR1 has a marked temporal change, in which cold and fresh Oyashio water around the eddy intrudes into the eddy intermittently every several days with short time intervals in narrow density ranges. The water characteristics of the eddy gradually change to the Oyashio water, suggesting that the small-scale intrusion of the Oyashio water into the eddy is responsible for the observed change in water characteristics.

Key words: Warm core ring, Argo float, Mixed water region

(Corresponding author's e-mail address: m103050@kaiyodai.ac.jp)

(Received 4 April 2011; accepted 25 August 2011)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2011)

[†] Graduate School of Marine Science and Technology,

Tokyo University of Marine Science and Technology, 2-1-6 Etchujima, Koto-ku, Tokyo 135-8533, Japan

[‡] Faculty of Marine Technology,

Tokyo University of Marine Science and Technology, 2-1-6 Etchujima, Koto-ku, Tokyo 135-8533, Japan

** Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology,

Research Institute for Global Change, 2-15 Natsushima-Cho, Yokosuka, Kanagawa 237-0061, Japan