

— 2012年度 日本海洋学会 岡田賞受賞記念論文 —

北太平洋中層水の形成・構造と変動に関する観測的研究*

瀨瀨 慎也†

要 旨

北太平洋亜熱帯循環域の中層に広く分布する塩分極小（北太平洋中層水）の形成・変質メカニズムと長期変化について、私は、主に観測に基づき実証的な研究を行ってきました。まず、黒潮続流における明瞭な塩分極小に注目し、続流に存在する準定常的な蛇行よりも短い波長約 200 km の波動を続流中層で観測し、その波動に伴って鉛直的に明瞭な塩分極小が観測されることを発見し、波動に伴う三次元的な流れの場の推定を行いました。さらに、理論的な考察により、この波動が傾圧不安定で発達し得ることを示し、それが黒潮続流周辺での北太平洋中層水の変質過程に強くかかわるものであることを示しました。また、10–20 年間隔で行われた観測データを用いて塩分極小上下の層で特徴的な変化を検出し、その変化が塩分極小の低密度化によって解釈されることを示しました。この変化は、近年オホーツク海周辺で観測されている変動とも整合的であり、長期的な気候変動を反映している可能性があります。ここでは、これら一連の研究内容について概説します。

キーワード：黒潮続流，北太平洋中層水，中規模擾乱，前線波動，長期変動

1. はじめに

日本南岸を流れる強い海流として知られている黒潮は、風によって駆動される亜熱帯循環西岸境界流です。この黒潮が房総沖で離岸して東方に向かう流れが黒潮続流です。黒潮続流は、黒潮に引き続き、南方からの高温・高塩な海水を運び (e.g., Fujimura and Nagata, 1992; Yasuda *et al.*, 1996), 特に冬季には、日本東方沖で海洋が大気へ膨大な熱を放出する要因となっています。

一方で、黒潮続流の北側には、低温・低塩な海水が存在

しています。この低温・低塩な海水は、千島列島より南下してくる親潮 (Yasuda, 1997; Shimizu *et al.*, 2001; Yasuda *et al.*, 2002) や海洋の渦による混合により亜寒帯前線を越えてきた亜寒帯循環に起源を持つ海水です。黒潮続流の北側は、この低温・低塩の海水と亜熱帯起源の高温・高塩の海水の両方が存在し、混合する海域として混合水域と呼ばれています (Hasumuma 1978; Talley 1993; Talley *et al.*, 1995)。黒潮続流は、その混合水域の南の境界と考えることもできます。

混合水域は、表層、中層の様々な水塊を形成・変質させる場所として知られています。北太平洋亜熱帯、深度 200 m から 800 m に広く観測される鉛直的な塩分極小で特徴付けられる北太平洋中層水もその一つです (Yasuda *et al.*, 1996; Talley 1997; Hiroe *et al.*, 2002)。黒潮続流の北側には、オホーツク海を起源とする比較的低位の (層厚が大きい) 海水が千島列島沿いから続流

* 2012 年 4 月 12 日受理; 2012 年 7 月 10 日受理

著作権: 日本海洋学会, 2013

† 海洋研究開発機構地球環境変動領域

〒237-0061 横須賀市夏島町 2-15

TEL: 046-867-9493

e-mail: skouketsu@jamstec.go.jp

北側まで、連なっているように分布している様子 (Yasuda *et al.*, 1996) が報告されていて、黒潮続流付近では、この海水の等密度面上での混合による変質過程が新しい北太平洋中層水の形成にとって重要であることが指摘されています (Yasuda *et al.*, 1996; Okuda *et al.*, 2001)。この混合過程については、黒潮が離岸して続流となり、150°E 付近まで流れた後には、既に混合が進んだ海水が観測されることが分かっている (Masujima *et al.*, 2003)、続流のような強い流れの付近でも二つの水塊が強く混合することが示唆されていました。また、過去の観測では続流流軸付近に非常に明瞭な塩分極小がたびたび観測されおり、二つの性質の異なる海水の混合過程を示す事象の一つであると指摘されていました (e.g., Maximenko *et al.*, 1997; Okuda *et al.*, 2001)。

私は、この黒潮続流での明瞭な塩分極小を生じる現象について興味を持ち、その解明に取り組みました。その後、北太平洋中層水の長期的な変化について研究しました。

黒潮は、亜熱帯の海水を運んでいるため、その塩分の極小値は、北太平洋で最も高い値 (>34.2) を示します (Fujimura and Nagata, 1992)。一方、黒潮離岸後の続流表層流軸付近では、塩分 34.0 を下回る非常に鮮明な塩分極小がたびたび観測されます (e.g., Maximenko *et al.*, 1997; Okuda *et al.*, 2001)。黒潮続流の北側では、塩分 34.0 以下の低塩な海水は主に表層 (深さ 100 m – 300 m 程度) に存在しています。一方で、黒潮続流における塩分極小層は、深さ 400 m – 600 m に存在しています。北側表層の低塩な海水がどのようにして表層流軸付近の、しかも中層に入り込んでくるのかについて、続流の詳細観測から三次元的な流動場を作成して説明し、さらに理論的な考察を行いました (Kouketsu *et al.*, 2005, 2007a; Kouketsu and Yasuda 2008)。この結果は 2 節で紹介いたします。

北太平洋中層水の形成・変質過程は、これまで良く研究されてきました。一方で、その 30 年とも言われる滞留時間の長さ (Watanabe *et al.*, 1994) から、その性質の変動についての研究は、それほど行われていませんでした。Wong *et al.*, (1999) は、各大洋の塩分極小構造の長期変動に着目し、1980 年代以前の観測とそれ以降の観測を比べて塩分極小での塩分が低下していること

を発見しました。この中で北太平洋中層水も低塩化していることを示しています。一般に大洋亜熱帯海域で観測される塩分極小は、亜寒帯や極域の低塩な海水の亜熱帯への輸送・広がり証左であると考えられています。そもそも高緯度海洋において塩分が低い状態にあるのは、単純には、高緯度で降水が蒸発を上回るためだと考えられます。従って、塩分極小付近の塩分が低下しているということは、地球システムでの淡水循環の強化を示していると考察されています (Wong *et al.*, 1999)。私は、このような傾向が 2000 年代以降も続いているのかを調べ、1990 年代と 2000 年代の顕著な変化があることを示しました (Kouketsu *et al.*, 2007b, 2009, 2010)。この結果については 3 節で紹介いたします。

2. 黒潮続流付近での顕著な塩分極小構造

2.1 黒潮続流流軸に沿う波動

私は、2001 年に気象庁の高風丸、凌風丸、及び、水産庁の蒼鷹丸、北光丸による日本東方沖の比較的広範囲な観測に参加しました (Fig. 1)。この観測では特に流軸付近で、Moving Vessel Profiler という、観測船の航走中でも CTD データを取得出来るシステムを用いることで、観測線の方向には数 km という非常に高解像な観測を行っています。(144°E, 42°N), (146°E, 38°N), (150°E, 41°N), (150°E, 34°N), (141°E, 34°N) を結ぶ観測線上では、垂下式 ADCP (LADCP; CTD システムに取り付け流速の鉛直プロファイルを得る観測機器) による観測も実施しています。この流速データを用いると、対象である日本東方沖に親潮の南下によって輸送される低塩・低温海水と黒潮によってもたらされる高温・高塩水の量が把握でき、その二つが混合した海水が主に 150°E の続流流軸付近で東方に輸送されている様子が分かります (Masujima *et al.*, 2003)。この大域的な場を対象とした研究では、確かに黒潮続流域で二つの海水が十分に混合している様子が捉えられています。一方で、黒潮続流のような強い流れの付近で、どのような現象が、混合に関わっているかは明らかではありません。そこで、私の研究では、観測データを用い、塩分極小が観測される $26.7\sigma_\theta$ 等密度面において客観解析により詳細な塩分

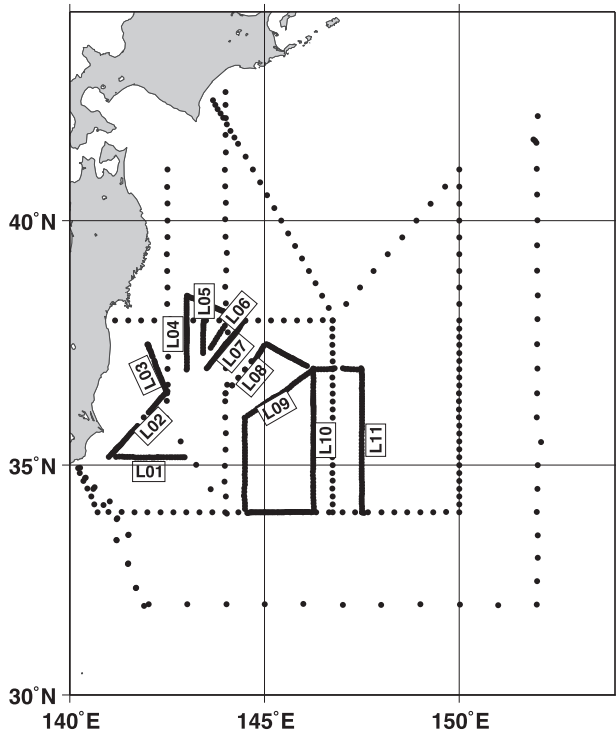


Fig. 1. Station locations for the cruises of R/V Hokko Maru, R/V Kofu Maru, R/V Ryofu Maru, and R/V Soyo Maru during May and June 2001. The sections of L01-11 are observed by the Moving Vessel Profiler across the Kuroshio Extension (after Kouketsu *et al.* 2005).

分布を作成することで、この混合に関わる構造（現象）について解析を行いました。

観測によって得られた 200 m 深で 14°C という指標 (Kawai 1972) を用いた黒潮続流流軸の位置は、従来の研究で報告されている通り、上流側 144°E 付近で 37.5°N に達し、下流の 147°E では 36°N まで南下する準定常的な蛇行 (Kawai, 1972; Mizuno and White, 1982; Tatebe and Yasuda, 2001) を示しています (Fig. 2, 太破線)。26.7 σ_θ 面における大域的な塩分分布としては、低塩な海水 (<34.0) と高塩な海水 (>34.0) が、流軸によって隔てられていて、日本沿岸 (142°E 付近) では親潮起源の非常に低温・低塩 (<33.6) な海水 (e.g., Yasuda *et al.*, 1996) が観測されているのに対し、下流では混合が進み、塩分 34.0 前後の海水が広がっている様子が分かります。

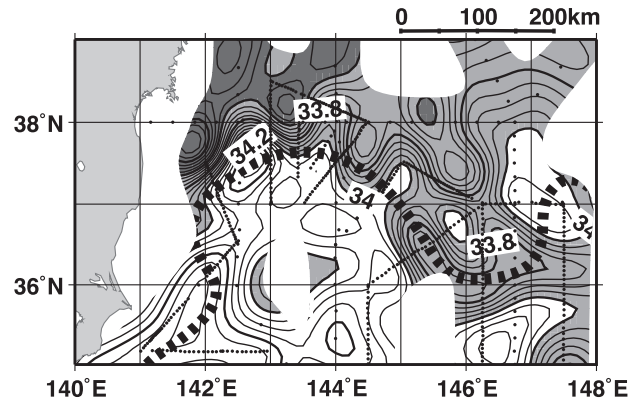


Fig. 2. Salinity distributions at 26.7 σ_θ isopycnal surface based on the observation data in 2001 (Fig. 1). Dots denote observation stations. Bold dashed curves represent the axis of the Kuroshio Extension defined here as the 14°C isotherm at 200 m depth. Dark and light shaded regions denote low salinities less than 33.6 and 34.0 psu, respectively. Contour interval is 0.05 psu (after Kouketsu *et al.* 2005).

しかし、表層流軸に沿って中層塩分が変化の様子を、例えば塩分 34.0 等値線を上流から下流に追いかけて詳細に見ると、従来よく知られていた準定常的な蛇行 (波長 800 km 程度) ではなく、より短い水平スケール 100–200 km 程度の波動状の構造が捉えられました (Fig. 2)。この観測では、これより上層の 25.5 σ_θ 面における塩分分布も示されていて、上層においてはこの波動の振幅は小さく、且つ中層の波動との位相差があることが分かっています。このことから、26.7 σ_θ 面における波動の谷 (例えば、Fig. 2 の 144.5°E, 37.5°N 付近) では、流軸の中層に低塩な水が観測されていると同時に、上層には、高塩な海水が重なっていて、鉛直的に明瞭な塩分極小として観測される構造となっていることが分かりました。実際に、中層塩分分布の蛇行の峰では、表層流軸を境に低塩水と高塩水が南北に明確に隔てられています (Fig. 3a) が、蛇行の谷では、流軸上で上層に高塩 (>34.0)、中層に低塩水 (<34.0) が重なる構造が捉えられています (Fig. 3b)。

この波動は、145°E より上流側ではっきりしています。塩分前線の南北の変位でその振幅を定義すると (例えば、

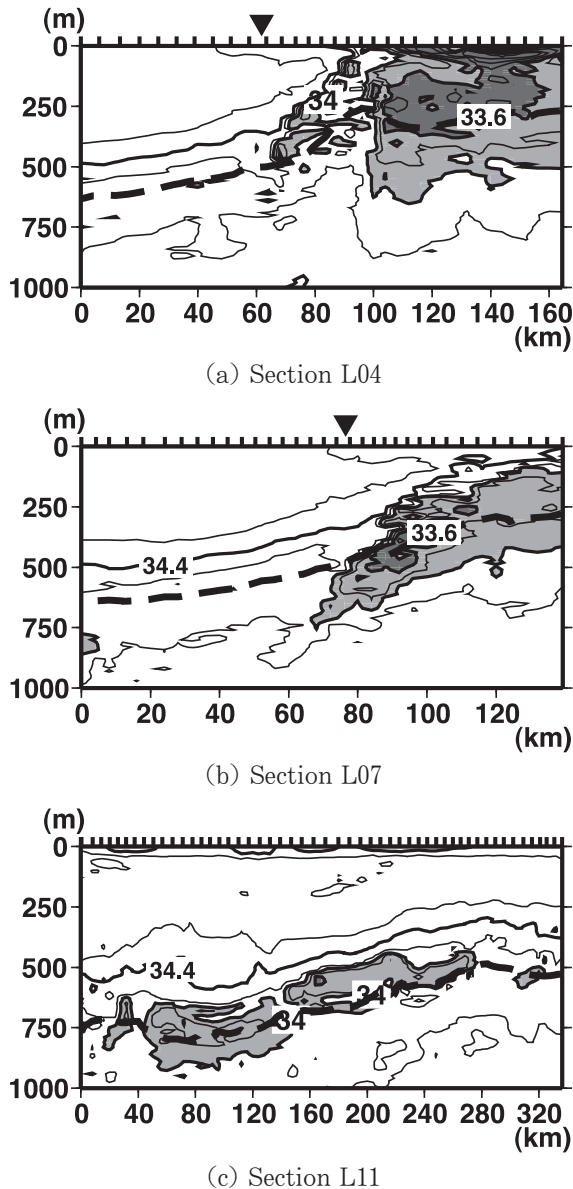


Fig. 3. (a–c) Salinity vertical sections from upstream to downstream along the Kuroshio Extension in the 2001 observation. The section locations are shown in Fig. 1. Dark and light shaded regions denote salinities less than 33.6 and 34.0 psu, respectively. The locations of the surface axis of the Kuroshio Extension are denoted by solid triangles. The bold dashed curves denote the $26.7\sigma_\theta$ surface. The tick marks of the upper horizontal axis in each vertical section are the location of the observation stations. Contour interval is 0.2 psu. Note that the horizontal axis scales are different for each cross section (after Kouketsu *et al.* 2005).

Fig. 2 で塩分 34.0 の等値線を追うと), その振幅は下流に向って大きくなっているように見えます。観測領域下流の 145°E 以東では, 流軸より北側で高塩, 南側で低塩になっている場所 (Fig. 2, 147°E 付近) もありました。観測された波動は下流では壊れて, 南北の低塩, 高塩の二つの水をかき混ぜている可能性を示唆していました。実際に最下流では, 塩分極小の値の南北差は小さくなっています (Fig. 3c)。

この結果から, 145°E 付近までに観測される波動の三次元的な構造が分かれば, 明瞭な塩分極小が観測される理由と, 日本東方沖での北太平洋中層水形成に関わる過程の一つについて明らかに出来ると考えました。

2.2 塩分極小を伴う波動の 3 次元構造

2001 年の観測では, 黒潮続流流軸に沿って波動があることは示されましたが, 流軸に沿う方向の観測線間隔が比較的疎であるため, 三次元的な構造を詳述するのは困難でした。そもそも黒潮続流は強い流れを伴っているため, その力学構造を詳述するためには移流の効果の評価を十分にしておく必要があります。そのためには流速の測定だけでなく, 流軸に沿う方向に十分なサンプルをする必要がありました。

そこで 2002 年の観測では, 先に得られた波長 100–200 km の波動に絞って観測を行いました (Fig. 4)。この観測では, 続流表層流軸上に 10 マイル間隔で格子状に観測を展開し, 各々の観測点では CTD 観測と, LADCP による流速の直接観測をして, 観測に基づく力学的な推定によって明瞭な塩分極小を伴う三次元的な場を得ることを目指しました。この観測においても, 観測領域中央部に鉛直的に明瞭な塩分極小が観測されていません (Fig. 4b, 35.5°N 付近)。

このデータを解析するにあたって, 最初に単純に最適内挿法を用いた三次元的な塩分・水温・渦位分布について確認しました。その結果, 2001 年の観測で示唆されていた, 表層と中層の塩分 (渦位) 前線の蛇行の位相がずれている様子が捉えられていました。しかしながら, このまま解析を進めるには一つ問題がありました。このスケールの現象を記述するには, この観測が瞬間的な場を捉えていると仮定することには無理があります。過去

の研究から、続流表層流軸付近の水温衛星画像で捉えられる擾乱は、下流に向かって、 $0.1\text{--}0.4\text{ m/s}$ で伝播することが知られています (Mizuno 1985, Hirai 1985)。中層塩分前線に捉えられた波動が、この海面水温に観測される擾乱に相当するものと仮定すれば、観測期間約6日での移動距離は、約 $50\text{--}200\text{ km}$ に相当します。この時の観測は下流側から上流に向けて観測を行っていませんので、上流から伝播してくる波動を折り畳んで観測していたことになります。

そこで、次のようにして三次元場を推定しました。まず、最初に客観解析によって三次元的な成層、流速場を得ます。この格子データを元に、逐次緩和法という数値的な手法を利用して、準地衡流方程式から導かれる力学高度の時間変化の空間分布を得ます。この力学高度の時間変化の空間分布は、前線波動の伝播が支配的だと仮定すれば、波動が下流に伝播することで、蛇行の峰より下流では、(将来波動の峰がやってくるので) 正、逆に谷の下流では負になります。正負の大きさは伝播速度と力学高度の伝播方向の空間変化との積であることから、最小二乗法を使って伝播速度を求めることが出来ます。観測は、この推定された位相速度で観測領域を通過する構造を測っていることになるので、位相速度で移動する系から見た位置に観測点を再配置します。再配置後、内挿により格子データを作り、再度位相速度を計算します。この手続きを推定された位相速度が変化しなくなるまで繰り返すことで、三次元的な場を得ること出来ます (Pascual *et al.*, 2004; Kouketsu *et al.*, 2007a)。推定により波動の伝播による波長の縮みを考慮した後の場では、波動の波長は約 200 km 程度、その位相速度は、約 0.3 m/s でした。この位相速度と波長は、同時期の海面水温の前線に僅かに確認される起伏から推定される波長・位相速度と整合的であり、推定は上手くできていると考えられました。

こうして推定された三次元構造中の表層渦位分布は、続流南で低渦位、北で高渦位になっています (Fig. 5a)。渦位の前線は観測領域の西端 ($x = -100\text{ km}$, $y = 50\text{ km}$) で峰、中央部 ($x = 0\text{ km}$, $y = 0\text{ km}$) で谷となる構造をしていて、表層における低渦位、高渦位の二つの海水は、表層流軸によって隔てられていました。この層における低渦位水は、亜熱帯モード水 (e.g., Suga *et*

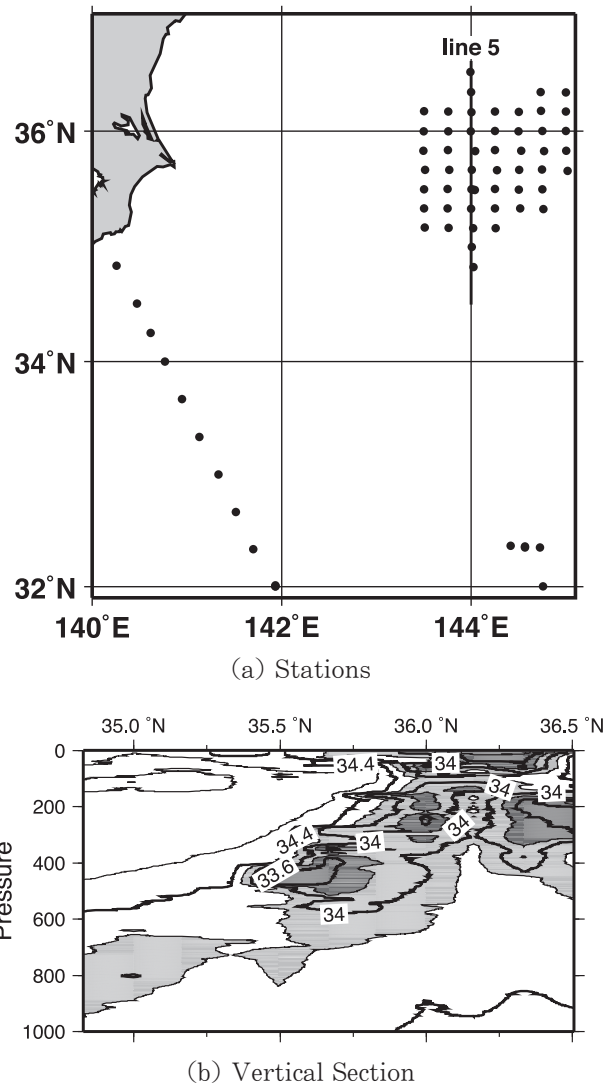


Fig. 4. (a) Location of observation stations on the cruise of R/V Soyo Maru from 28 Aug to 11 Sep 2002. (b) Vertical cross sections of salinity along line 5. Shaded regions denote low-salinity water; light and dark gray regions are less than 34.2 and 33.8 psu, respectively. Contour interval is 0.2 psu (after Kouketsu *et al.* 2007a).

al., 1989) を含む高温高塩な海水です。

一方で、中層では、低渦位な海水は、北側にあり、南側は高渦位になっています (Fig. 5b)。中層における低渦位海水は、低温・低塩な親潮起源の亜寒帯の性質を持った海水です。表層渦位前線、すなわち、表層流軸に沿っ

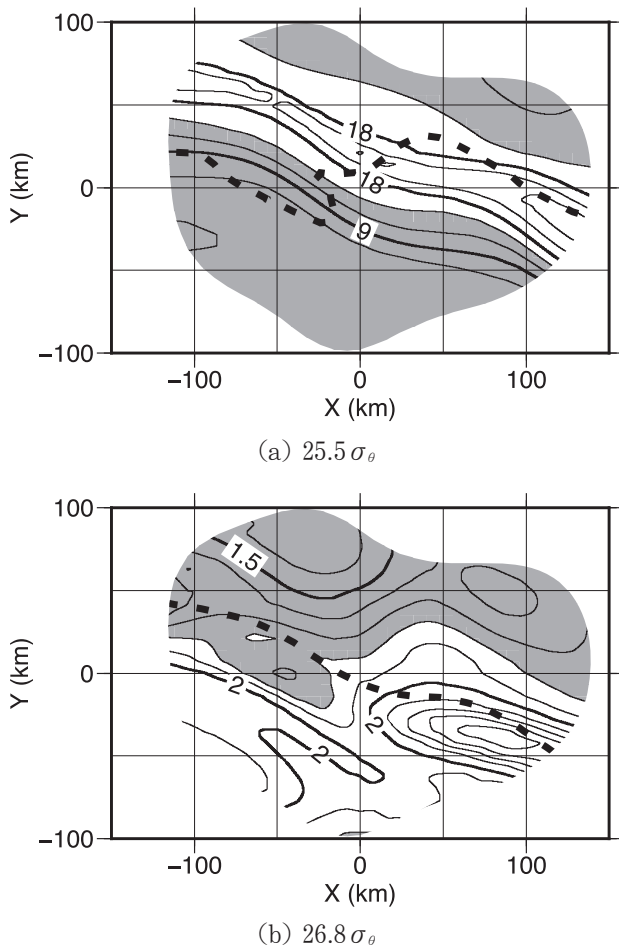


Fig. 5. Potential vorticity (PV; $\times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) distributions on the isopycnal surfaces of $25.5 \sigma_\theta$ (a) and $26.8 \sigma_\theta$ (b). Dashed curves in (a) and (b) denote the intermediate and surface fronts defined as $1.8 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ and $15 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ contours at $26.8 \sigma_\theta$ and $25.5 \sigma_\theta$, respectively. Shaded regions denote relatively low-PV ($< 15 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ for (a) and $< 1.8 \times 10^{-10}$ for (b)) waters. Contour intervals are $3 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ (a) and $0.1 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ (b), respectively (after Kouketsu *et al.* 2007a).

てみると、表層渦位前線の峰から谷にあたる領域 ($x = -50 \text{ km}$, $y = 0 \text{ km}$) で低渦位の海水が南下し、中層渦位前線における蛇行の谷となっています。一方、中層における蛇行の峰は、表層渦位前線の谷から峰 ($x = 50 \text{ km}$, $y = 0 \text{ km}$) にあることが分かりました。この表層と中層の渦位前線の位相がずれる関係は、中層波動の蛇行の谷

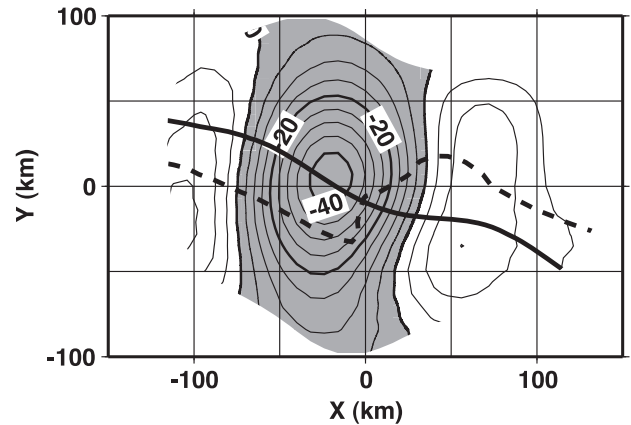


Fig. 6. Vertical velocity (m day^{-1}) estimated with the omega equation at 400 m depth. The shaded regions denote downwelling. The thick solid and thick dashed curves represent the frontal waves at 25.5 and $26.8 \sigma_\theta$, respectively (Kouketsu *et al.* 2007a).

で低渦位・低塩な海水が表層流軸下に入り込む構造となっていると共に、表層では低渦位・高塩な海水がその上に乗っていることになるため、黒潮主流流軸で観測される塩分極小の鉛直的な塩分の差をより明瞭にする要因であると言えます。また、この位相の差は波長の $1/4$ 程度であり、中層の低渦位の南下が表層の低渦位の北上より下流にあるという、中層の渦位偏差が伝播方向に先行する関係になっていました。この関係は、傾圧不安定という波動が不安定に発達する際の状況 (e.g., Pedlosky 1987) と一致するものでした。

この三次元的な成層と水平流速場から、準地衡流近似のもとで、成層と水平流速の空間変化を鉛直流と結び付けた形に変形した式 (ω 方程式) を利用することで、蛇行の伝播・発達に伴う鉛直流の推定が出来ます。 ω 方程式は、低気圧の伝播、発達の過程をある程度表現できることから、天気などにも利用されていたものです (e.g., Hoskins *et al.*, 1978)。

ω 方程式から推定された鉛直流は、表層の蛇行の峰 ($x = -100 \text{ km}$) から谷 ($x = 0 \text{ km}$) にかけて鉛直下向き、逆に谷 ($x = 0 \text{ km}$) から峰 ($x = 100 \text{ km}$) にかけて鉛直上向きでした (Fig. 6)。この流れは、中層での渦位・塩分分布に即したものです。すなわち、表層の渦位

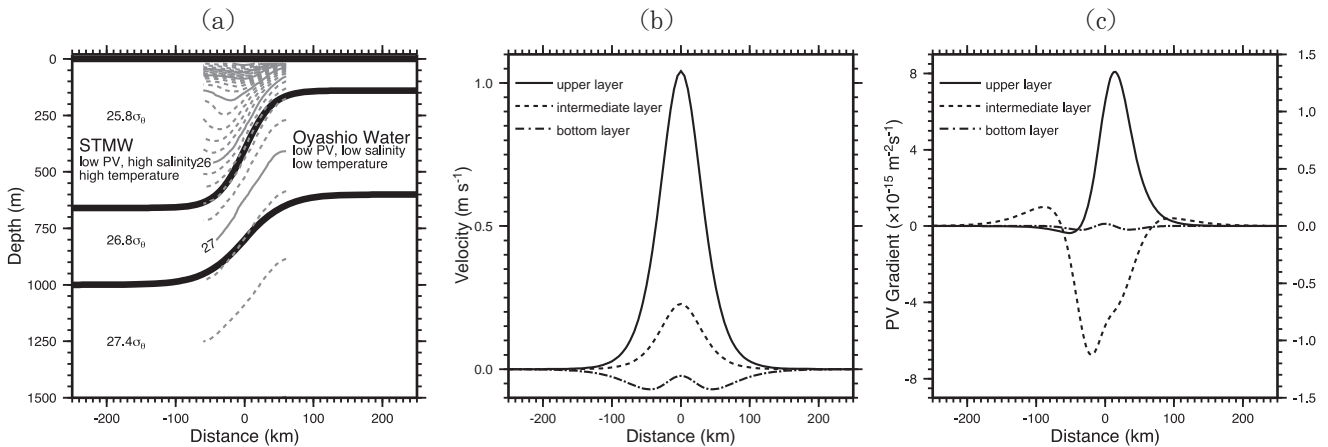


Fig. 7. (a) Basic-state stratification, (b) velocity profiles, and (c) PV gradients in 3-layer model used for the linear stability analysis. The densities of the upper, intermediate and bottom layers are set to be 25.8 , 26.8 , and $27.4 \sigma_\theta$. The dashed and thin solid contours in (a) denote the mean stratification structure observed in 2002. The left axis in (c) is for the upper layer, and the right axis is for the intermediate and bottom layers (Kouketsu and Yasuda 2008).

前線の蛇行の峰から谷にかけて、中層では元々統流の北側にあった低塩・低渦位な海水が南下します。この低塩・低渦位な海水は、中層に至る前の表層流軸北側にあるときは表層に存在していて、流軸中層に南下してくる際には同時に下降している（鉛直下向き流）こととなります。逆に表層渦位前線の蛇行の谷から峰にかけては、表層流軸より南側、中層にあった高塩・高渦位な海水が、上昇しながら北上して、北側に張り出してくることになります。この関係は、北大西洋の Gulf Stream などでは、等密度面上を流れるフロートの挙動によって実証的に示されています (Bower and Rossby 1989; Song *et al.*, 1995)。すなわち、表層の蛇行の峰から谷にかけては、等密度面フロートは下降しつつ南下し、逆の時は上昇しつつ表層流軸を横切り北上するという関係です。私の研究で黒潮統流の波動を対象として得られた三次元流速場は、このようなフロートの挙動と一致するもので、統流中層での塩分場（低塩水の表層流軸下への侵入）を説明するものです。また、鉛直流は深度 400 m 付近で最大となっており、その大きさは 40 m/day という大きな値を示していました。このような強い鉛直流、特に上昇流は、表層に下層の富栄養な海水を供給する仕組みの一つとして重要である可能性があります。

2.3 塩分極小形成の理論的考察

観測から得られた三次元的な流動場、及び、渦位で見た前線波動の表層、中層での位相関係は、傾圧不安定により発達する波動の性質と一致するものでした。傾圧不安定は、回転系で密度場に水平的な勾配があるとき、密度場の南北勾配を緩やかにするように発達する不安定で、地球上では、大気の中緯度ジェットや、海洋の強い流れ、前線付近で波動として観察されます。この傾圧不安定は、理論的にも良く研究されており、上層と下層で、渦位の前線を横切る方向の勾配が逆転していることが、不安定の起きる必要条件であることが知られています (e.g., Pedlosky 1987)。今回対象とした期間における統流流軸付近の表・中層の渦位分布はこの必要条件を満たすものです (Fig. 5)。そこで次に、観測に基づいた成層の場で、観測で得られたような波長 200 km 程度の波動が発達し得るのかについてモデルを用いて調べました。

実験には三層モデルを使用しました。運動方程式を基本場と微小擾乱に分けた上で線形化した方程式系を作成し、この方程式系に定常場として、観測で得られた統流を横切る方向の成層、流速場を模した場を与えます (Fig. 7)。方程式系は線形化しているため、微小擾乱成分について波動解を与えれば連立方程式の形となり、こ

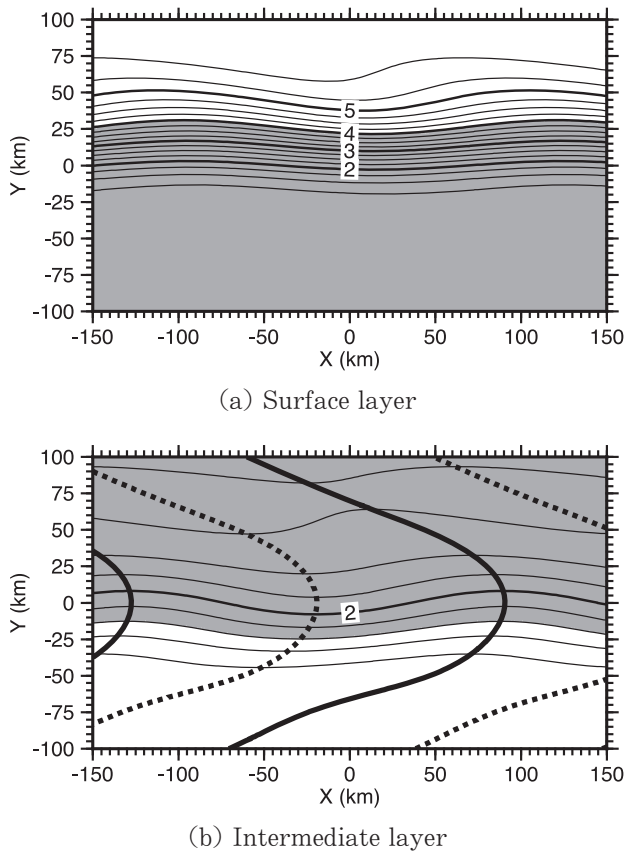


Fig. 8. PV distributions for the fastest-growing unstable wave obtained by the linear stability analysis in the (a) upper layer, (b) intermediate layer with a wavelength of 220 km. The current axis of the basic state is 0 km on the y axis in (a) and (b). Shaded areas denote regions where PV is lower than $4 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ in (a) and $2.2 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ in (b). Contour intervals are $0.25 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ in (a) and $0.1 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ in (b). In (b), the thick solid and dashed curves denote the cophase lines of the wave crest and trough, respectively (after Kouketsu and Yasuda 2008).

れを解くことで波動の成長速度と波数（波長の逆数に比例）の関係を得ることが出来ます（e.g., Moore and Peltier, 1987; Shi and Roed 1999; Kouketsu and Yasuda 2008）。

このような手法で得られた波長と成長速度の関係のうち、成長速度が最大となる波長は 220 km 程度であり、その位相速度は 0.2–0.3 m/s でした（Fig. 8）。成長速

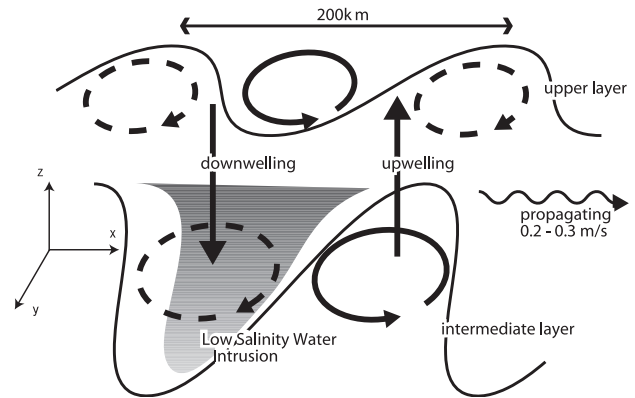


Fig. 9. Schematic view of the three dimensional structure of the frontal wave along the Kuroshio Extension (after Kouketsu *et al.*, 2007b).

度が速い波動というのはそれだけ振幅が大きくなりやすく、実際の海洋でも検出されやすいと考えられます。また、波長及び位相速度は、前の節で示した観測と比較的良好一致を示していました。さらには、表・中層での渦位前線の波動の位相がずれて、中層の低渦位と表層の低渦位が鉛直的に重なる構造も、観測されたものと良好一致をしていました（Fig. 5と7）。従って、観測された波動とそれに伴う三次元流動場・明瞭な塩分極小というのは、傾圧不安定によって形成され得るものであり、観測時のような黒潮続流の成層構造があれば、比較的一般的に形成される可能性があることが示されていました。また、傾圧不安定であれば波動は発達し、2001年の観測で 145°E より下流で捉えられた波動が崩れて渦のようになっている様子（Fig. 2）を説明できる可能性があります。

ここまでは続流流軸の成層構造を定めて計算していますが、成層構造は、水平的・時間的に変動し得ます。そこで、次に成層構造を観測で得られたものから多少変化させた解析も行っています。その結果、中層渦位勾配が大きい場合には、200 km 程度の波動の発達率が高くなり、小さい場合には、発達率が低くなりました。中層で続流北側に観測される低渦位の海水が、親潮によって南下してくるオホーツク起源の海水（Yasuda *et al.*, 1996）にあるとすれば、北側の低塩水が低渦位という性質を伴っていること自体が波動の発達を促し、明瞭な塩

分極小が観測される原因となっていると考察されます。

この節では、2001年、2002年の二回の観測を元に、観測された明瞭な塩分極小を説明する力学にせまり Fig. 9 のような波動の構造を得ることができました。理論的な考察によって傾圧不安定による波動の発達が示されたことは、現象自体が比較的何度も観測されていることとも無関係ではないと考察しています。一方で、黒潮続流は時空間的に一様では全くありません。近年の数値モデルの高解像度化により、空間的に小さなスケールの現象も把握されつつあり (Ishikawa and Ishizaki 2009), より緻密に調べ、見直されることが必要かもしれないと感じています。

3. 塩分極小の長期的変化

前の節では、黒潮続流軸付近での明瞭な塩分極小の形成に関する研究結果を紹介しました。その形成は、混合水域に存在する低塩な海水と黒潮続流の運ぶ高塩な海水が 150°E までに混合し、新しい北太平洋中層水を形成する過程 (Masujima *et al.*, 2003) の一つです。

より大域的に見れば、鉛直的な塩分極小で特徴付けられる北太平洋中層水は、オホーツク海や北太平洋亜寒帯域にある低塩な海水を起源とすると考えられており (Reid 1965, Talley 1991; You *et al.*, 2001), 亜熱帯域で観測される中層での塩分極小は、亜寒帯起源の海水の南方への広がりとして捉えることが出来ます。

世界中の海で観測される亜表層の塩分極小の多くは、降水が蒸発を上回る亜熱帯循環北部や亜寒帯の表層環境が輸送されたものであり、その変動は降水と蒸発の長期変動を反映したものであると考えられています (Wong *et al.*, 1999)。Wong *et al.*, (1999) は、1980–1990 年代に行われた World Ocean Circulation Experiment Hydrographic Programme (WHP) による大洋横断観測の結果とそれ以前の観測データを比較することで、ほぼ全ての大洋で亜表層塩分極小の値が小さくなっていることを指摘し、亜寒帯での淡水フラックスが長期的に多くなっていること、ひいては地球における淡水循環が強化している可能性を示唆しています。

この変化が 2000 年代にどうなっているかについて、2000 年代に入り、WHP の後継プロジェクトである

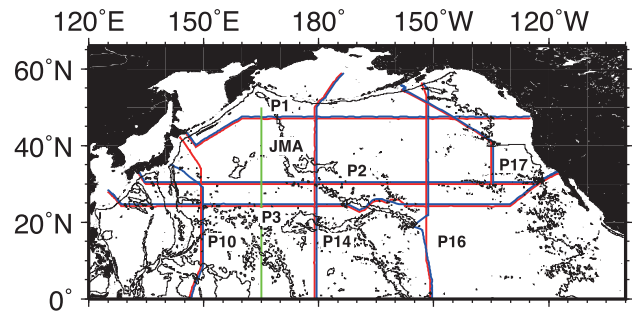


Fig. 10. Map showing the locations of the hydrographic observation sections. Blue and red lines denote the WHP and revisit sections, respectively. Note that almost all stations in the revisit cruises are set at the same locations in the original ones. Green line indicates long-term observational sections along 165°E, which has been maintained by the Japan Meteorological Agency (JMA) (after Kouketsu *et al.* 2010).

Climate Variability and Predictability (CLIVAR) のもとで行われてきた大陸横断再観測により、中層の小さな変化を十分に捉えることが可能となりました。この節では、この解析について紹介します。

3.1 大洋横断観測で検出された変化

観測資料として、CLIVAR の元で収集され、精度保証されている大洋横断観測の各々二回分のデータを利用しました (Fig. 10)。このデータは精度検定終了後、速やかにインターネットを通じて開示されています。その精度は水温で 0.002 °C、塩分で 0.003 程度とされ (Uchida *et al.*, 2007), 海洋亜表層以深の小さな変化を検出、検証するのに十分な情報を提供しています。このデータセットを利用して、等密度面上での変化を調べました。

等密度面上での塩分水温変化は、塩分極小層の上で低温・低塩化、下で高温・高塩化という特徴的なパターンを示していました。このパターンは、北太平洋亜熱帯を横切る測線の殆どで検出されていました (Fig. 11)。このようなパターンが検出される原因としては、1. 亜寒帯起源の海水の割合が塩分極小層の上ではより多く、下

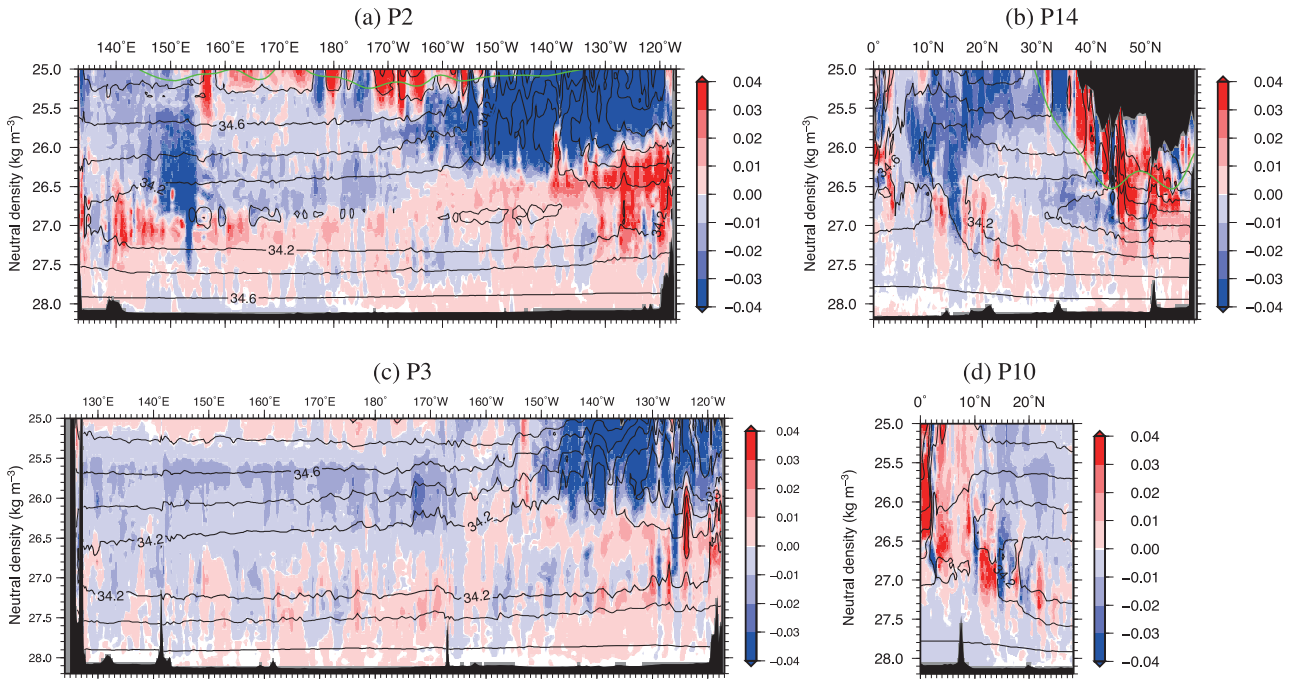


Fig. 11. Potential temperature changes ($^{\circ}\text{C y}^{-1}$) on neutral density surfaces for (a) P2: 30°N (2004–1993, 1994), (b) P14: 180° (2007–1993), (c) P3: 24°N (2005–1985), and (d) P10: 150°E (2005–1994). Contours denote the salinities for revisit observations, with a contour interval of 0.2. White and black regions denote areas with changes less than $0.0003^{\circ}\text{C y}^{-1}$ and with no value (due to outcrop, topography, and no observation station), respectively. Green curves denote the late winter mixed-layer density calculated from sea-surface temperatures and salinities in World Ocean Atlas 2005 (Locarnini *et al.*, 2006; Antonov *et al.*, 2006) (after Kouketsu *et al.*, 2010).

ではより少ない状況になった。2. 塩分極小層の密度が軽くなった、という二つの可能性があります。後者の可能性について少し詳しく説明すると、一回目の観測以降に塩分極小層の密度が低下したとすると、二回目の観測では塩分極小上(下)部では、より塩分極小に近い(遠い)密度層の低塩(高塩)な海水が同じ密度層にあることになるので、結果的に、Fig. 11のようなパターンとして検出されるというものです (Fig. 12)。なお、このような議論の一般的なものとしては、Bindoff and McDougall 1994 に詳しいです。

このような水温・塩分の変化に対し、見掛けの酸素消費量の変化を調べると、塩分極小層で増加していました。大域的には、見掛けの酸素消費量は、亜寒帯で低く、亜熱帯で高いので、1のように亜寒帯起源の海水の含有率が塩分極小上下で変化する場合には、見掛けの酸素消費

量にも同様の傾向が表れなければなりません。特に、塩分極小層より上層の低塩低温化と見掛けの酸素消費量の増加は、1のような仮説では説明できません。従って、北太平洋亜熱帯に広く観測された等密度面上での塩分・水温変化のパターンは、塩分極小層を含む密度低下によって解釈されると考えられます (Kouketsu *et al.*, 2007b, 2009, 2010)。

3.2 165°E ラインでの年々変化

ここまでの解析は、精度保証の比較的しっかりしたデータを用い、海盆スケールの平均変化を検出しましたが。しかし、この変化が本当に長期的傾向であるかどうかについては、変動が等密度面上で捉えられていることと、パターンが海盆に広く観測されること、複数の観測ライ

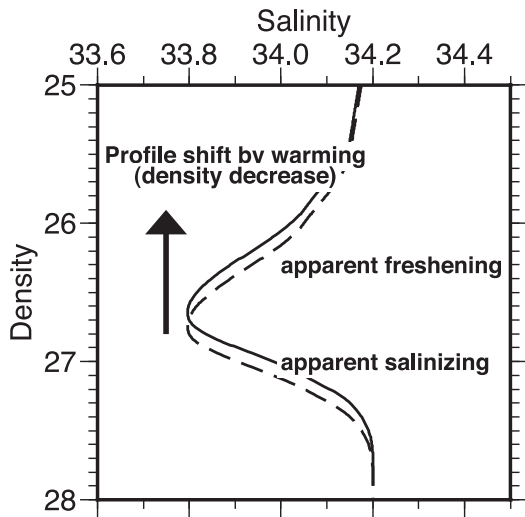


Fig. 12. Salinity (temperature) changes on the isopycnal surfaces after warming. Dashed and solid curves are salinity profiles before and after warming, respectively.

ンで同様の傾向があることから推定しているにすぎません。そこで、塩分極小上下で特徴的なパターンが検出された亜熱帯海域の中央部を南北に横切る 165°E ラインで、1992 年より気象庁によって観測されてきたデータを使用し、経年的な変動を調べました。

165°E における等密度面毎の線形トレンドにも、大陸横断観測で検出されたようなパターンが明瞭に捉えられていました (Fig. 13)。このことから、二回の大洋横断観測から得られた亜熱帯循環での塩分極小構造付近の変化は、1990 年代後半から 2000 年代前半にかけての特徴的な変化と考えることができます (Kouketsu *et al.*, 2010)。

一方で、各層における平均塩分の年々変動 (Fig. 14) を見ると、この変化は、完全に単調なものではないことも示唆されます。北太平洋においては 20 年スケールの変動などが報告されていますので、そのような変動が現われているのかもしれませんが。

この節で紹介した内容は、長期の変化、あるいは、変動の一部であると考えられます。1990 年代後半から 2000 年代前半かけて塩分極小層の密度が低下したという結果は、北太平洋中層水の源流の一つと考えられるオ

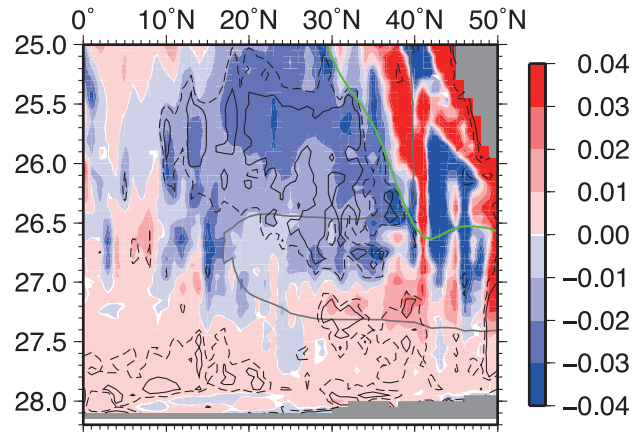


Fig. 13. Potential temperature trend ($^{\circ}\text{C y}^{-1}$) over 12 years (1996 to 2007) on neutral density surfaces along 165°E. Gray curve is the 34.2 contour for salinity. Solid and dashed curves represent the confidence levels of 0.8 and 0.7, respectively. Green curves denote the late winter mixed-layer density calculated from sea-surface temperatures and salinities in World Ocean Atlas 2005 (Locarnini *et al.*, 2006; Antonov *et al.*, 2006). Gray regions denote areas with no value (due to outcrop, topography, and no observation station), respectively (after Kouketsu *et al.*, 2010).

ホーク海近辺の長期変動 (Nakanowatari *et al.*, 2007) と一致し、Durack *et al.*, (2010) が示しているより広域の結果とも矛盾していません。一方で、塩分極小値自体の低下も僅かながらありました。Wong *et al.*, (1999) の結果だけでなく、近年 Argo 観測網の充実により表層塩分の変化がより直接的に検出されています (Hosoda *et al.*, 2009)。このような表層、源流域の変化、変動と結び付けることは、今後の課題の一つです。

一方で、単なるトレンドでない可能性が示唆されたことも重要です (Fig. 14)。亜寒帯域では、潮汐の強さの変動と海洋内部の海水特性変化が周期としては一致することが示されています (Ono *et al.*, 2001; Osafune and Yasuda 2006)。Qiu and Chen (2011) が示した、続流の渦活動度が北太平洋中層水の水質変化にも影響するという結果も変動の周期性を示唆するものとしても興味深いものです。

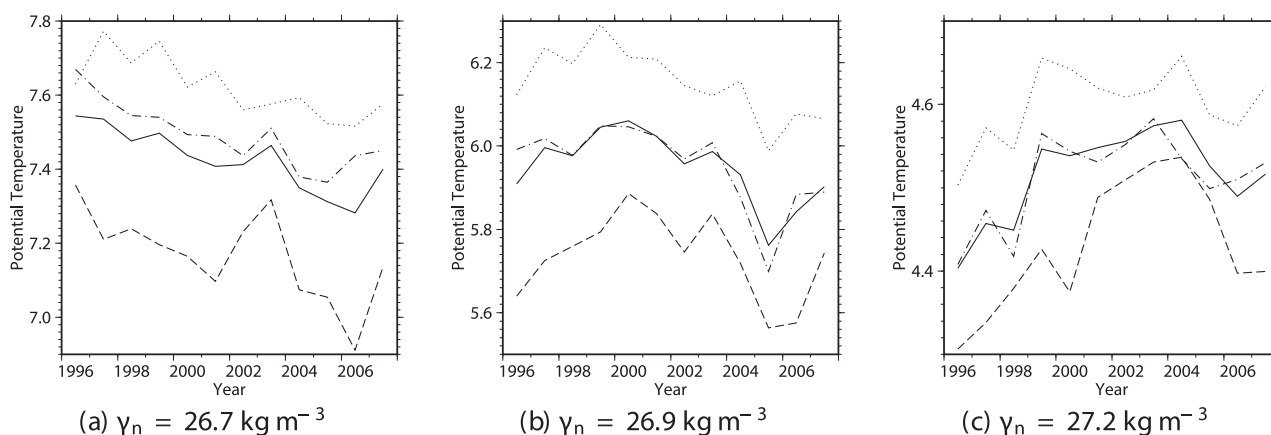


Fig. 14. Time series of averaged potential temperature on the neutral density surfaces along 165°E : (a) $\gamma_n = 26.7 \text{ kg m}^{-3}$, (b) $\gamma_n = 26.9 \text{ kg m}^{-3}$, and (c) $\gamma_n = 27.2 \text{ kg m}^{-3}$. The solid, dotted, dash-dotted, and dashed lines denote averages over the regions from $25^\circ\text{N} - 40^\circ\text{N}$, $25^\circ\text{N} - 30^\circ\text{N}$, $30^\circ\text{N} - 35^\circ\text{N}$, and $35^\circ\text{N} - 40^\circ\text{N}$, respectively (after Kouketsu *et al.*, 2010).

4. おわりに

海洋は、様々な時空間スケールを持つ現象が混在しています。近年、数値モデルの高解像度化に伴い、メソスケールより小さな現象がサブメソスケールと言う名で注目を浴びています。これは力学的には、鉛直流が重要になるスケールであり、生物環境とも強く関わっていると考えられます。2節で紹介した観測は、このサブメソスケールの現象を含み、主にメソスケールの現象を対象としたものでした。一方で、3節で紹介した研究は、より長期的な地球環境の変化・変動の解明にかかわる研究だと考えています。

現在私は、その長期的変化と、先のメソスケールの過程が関わっている可能性があるという点（例えば、Qiu and Chen, 2011）を興味深いと考えています。海洋に存在する過程については、特に短時間、小さなスケールの現象は、物理的にも十分把握されているとは言い難いと思います。数値モデルの高解像度化が、そのような時空間スケールの現象を直接扱える可能性を持ち始めたこともあり、小さな時空間スケールの過程の研究はますます盛んになっていくと思います。一方で、そのような現象がどのような意味を持つのか、ということも考えることも面白いと思います。そのためには、より大きなスケ-

ールの現象や、生化学物質の挙動、分布、生態など、より広範な知見、研究活動が必要となります。このような広範な分野の多様な手法を把握して研究することは、非常に難しいことではありますが、観測研究、あるいは、より広範に研究をする上で、必須であることは元より、そこには深い喜びがあると思います。

謝 辞

このたびは、栄誉ある日本海洋学会岡田賞をいただき光栄におもっております。日頃より、多くの会員の方々に助言いただけたこと、また受賞に際しては、選考委員の方々にご苦労いただいたことに深く感謝いたします。

この研究は、観測の実施の成否に強く依存したものです。観測の立案、実施には、非常に多くの方々の手がかかっています、その全てに感謝いたします。中でも、私が実際に乗船の機会を得ることが出来た蒼鷹丸、北光丸、みらいの船長、船員、同乗の研究員、観測技術員の方々に感謝いたします。特に廣江豊研究員、小松幸生先生には、乗船経験の浅い私を助けていただきました。また、伊藤進一博士、斎藤勉博士、植原量行先生には、短期間ながら、観測技術や観測生活について教えていただけたことに感謝いたします。

全ての始まりは、指導教官の安田一郎先生です。先生

がいなければ、私が観測を通じて海に向き合うことは無かったでしょう。大学院時代は、乗船も多く、また元来の性格もあり、多くの研究集会に参加することもしました。そういった中、当時の東京大学大気海洋大講座にて、山形俊男先生、日比谷紀之先生、升本順夫先生には、貴重な議論と対象とする海域、現象を越えた視点を提示いただきました。遠藤昌宏先生、川辺正樹先生、新野宏先生には、博士論文の審査をいただき、多くのことを学ぶことも出来ました。また、一緒に学んだ個性豊かな先輩と、同期、優秀な後輩に感謝いたします。特に、先輩である建部洋晶博士には、数値モデルを手法に研究する立場から、公的な場だけでなく私的な場でも議論いただけたことは貴重な財産であり、当時の研究生活において、ささやかながらも深い喜びの一つでした。また、同様に、同期の小室芳樹博士、東塚知己博士の存在は、研究対象・手法が全く違うこともあって、今をもって、大きな刺激を受けると共に大きな励みです。

海洋研究開発機構の深澤理郎博士、金子郁雄博士、河野健博士、内田裕博士、土居知将博士には、大洋横断観測の実施、解析にあたり大変お世話になりました。この外洋域の観測の実施、計画に参加できることは、今後も大きな財産になると考えています。気象庁、気象研、長崎海洋気象台の方々には、貴重な観測データを提供いただくと共に、研究解析について貴重な示唆をいただけたことに感謝いたします。

最後に、一連の研究を通じて、データがあることの有難さを痛感しています。データを生み出すところで活躍されている研究者、技術員など多くの方々の努力に深い尊敬を表したいと思います。

References

- Bindoff, N. L., and T. J. McDougall (1994), Diagnosing climate change and ocean ventilation using hydrographic data, *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 1137–1152.
- Bower, A. S., and T. Rossby, 1989: Evidence of cross-frontal exchange processes in the Gulf Stream based on isopycnal RAFOS float data. *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 1177–1190.
- Durack, P. J., and S. E. Wijffels (2010), Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming, *Journal of Climate*, **23** (16), 4342–4362.
- Fujimura, M., and Y. Nagata (1992), Mixing process in the Mixed Water Region and Kuroshio Extension Regions and modification of the intermediate Kuroshio water, *Oceanogr. Mag.*, **42**, 1–20.
- Hasunuma, K. (1978), Formation of the intermediate salinity minimum in the northwestern Pacific Ocean, *Bull. Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo*, **9**, 448–465.
- Hirai, M. (1985), Satellite observation of characteristic features of frontal eddies in the vicinity of the Kuroshio front, *Bull. Tohoku Reg. Fish. Res. Lab.*, **47**, 69–78.
- Hiroe, Y., I. Yasuda, K. Komatsu, K. Kawasaki, T. M. Joyce, and F. Bahr (2002), Transport of North Pacific Intermediate Water in the Kuroshio-Oyashio interfrontal zone, *Deep-Sea Res. II*, **49**, 5353–5364.
- Hoskins, B. J., I. Draghici, and H. C. Davies (1978), A new look at the ω -equation, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **104**, 31–38.
- Hosoda, S., T. Suga, N. Shikama, and K. Mizuno (2009), Global surface layer salinity change detected by Argo and its implication for hydrological cycle intensification, *J. Oceanogr.*, **65** (4), 579–586.
- Ishikawa, I., and H. Ishizaki (2009), Importance of eddy representation for modeling the intermediate salinity minimum in the North Pacific: Comparison between eddy-resolving and eddy-permitting models, *J. Oceanogr.*, **65** (3), 407–426.
- Kawai, H. (1972), Hydrography of the Kuroshio Extension, in *Kuroshio, Its Physical Aspects*, edited by H. Stommel and K. Yoshida, pp. 235–352, Univ. of Tokyo Press, Tokyo.
- Kouketsu, S., and I. Yasuda (2008), Unstable frontal waves along the Kuroshio Extension with low-potential vorticity intermediate Oyashio Water, *J. Phys. Oceanogr.*, **38** (10), 2308–2321.
- Kouketsu, S., I. Yasuda, and Y. Hiroe (2005), Observation of frontal waves and associated salinity minimum formation along the Kuroshio Extension, *J. Geophys. Res.*, **110**, C08011, doi : 10.1029/2004JC00286.
- Kouketsu, S., I. Yasuda, and Y. Hiroe (2007a), Three-dimensional structure of frontal waves along the Kuroshio Extension, *J. Phys. Oceanogr.*, **37** (3), 644–656.
- Kouketsu, S., I. Kaneko, T. Kawano, H. Uchida, T. Doi, and M. Fukasawa (2007b), Changes of North Pacific Intermediate Water properties in the subtropical gyre, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02605, doi : 10.1029/2006GL028499.
- Kouketsu, S., M. Fukasawa, I. Kaneko, T. Kawano, H. Uchida, T. Doi, M. Aoyama, and K. Murakami (2009), Changes in water properties and transports along 24°N in the North Pacific between 1985 and 2005, *J. Geophys. Res.*, **114**, C01008, doi : 10.1029/2008JC004778.
- Kouketsu, S., M. Fukasawa, D. Sasano, Y. Kumamoto, T. Kawano, H. Uchida, and T. Doi (2010), Changes in water properties around North Pacific intermediate water between the 1980s, 1990s and 2000s, *Deep-Sea Res. Part II*, **57** (13–14), 1177–1187.
- Masujima, M., I. Yasuda, Y. Hiroe, and T. Watanabe (2003), Transport of the Oyashio water across subarctic front into the Kuroshio-Oyashio interfrontal zone and formation of NPIW, *J. Oceanogr.*, **59** (6), 855–869.
- Maximenko, N. A., T. Yamagata, and K. Okuda (1997), Frontal convection in the Kuroshio and Subarctic front, *Okeanologiya.*, **37**, 325–330.
- Mizuno, K. (1985), Some examples of short term fluctuations in the Kuroshio Extension detected by IR imagery, *Bull. Tohoku Reg.*

- Fish. Res. Lab., **47**, 59–68.
- Mizuno, K., and W. White (1983), Annual and interannual variability in the Kuroshio current system, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1847–1867.
- Moore, G. W. K., and W. R. Peltier (1987), Cyclogenesis in frontal zones, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 384–409.
- Nakanowatari, T., K. I. Ohshima, and M. Wakatsuchi (2007), Warming and oxygen decrease of intermediate water in the northwestern North Pacific, originating from the Sea of Okhotsk, 1955–2004, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04602, doi : 10.1029/2006GL028243.
- Okuda, K., I. Yasuda, Y. Hiroe, and Y. Shimizu (2001), Structure of subsurface intrusion of the Oyashio water into the Kuroshio Extension and formation process of the North Pacific Intermediate Water, *J. Oceanogr.*, **57**, 121–140.
- Ono, T., T. Midorikawa, Y. W. Watanabe, K. Tadokoro, and T. Saino (2001), Temporal increase of phosphate and apparent oxygen utilization in the subsurface waters of western subarctic Pacific from 1968 to 1998, *Geophys. Res. Lett.*, **28** (17), 3285–3288.
- Osafune, S., and I. Yasuda (2006), Bidecadal variability in the intermediate waters of the northern subarctic Pacific and the Okhotsk Sea in relation to 18.6-year period nodal tidal cycle, *J. Geophys. Res.*, **111**, doi : 10.1029/2005JC003277.
- Pascual, A., D. Gomis, R. L. Haney, and S. Ruiz (2004), A Quasigeostrophic Analysis of a Meander in the Palamos Canyon: Vertical Velocity, Geopotential Tendency, and a Relocation Technique, *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 2274–2287.
- Pedlosky, J. (1987), *Geophysical Fluid Dynamics*, 2nd edition ed., 710 pp., Springer-Verlag.
- Qiu, B., and S. Chen (2011), Effect of decadal Kuroshio Extension jet and eddy variability on the modification of North Pacific Intermediate Water, *Journal of Physical Oceanography*, **41**, 503–515.
- Reid, J. L. (1965), Intermediate Waters of the Pacific Ocean, no. 2 in *In: The Johns Hopkins Oceanographic Studies*, vol. 2, 85 pp., The Johns Hopkins Press.
- Shi, X. B., and L. P. Røed (1999), Frontal instabilities in a two-layer, primitive equation ocean model, *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 948–968.
- Shimizu, Y., I. Yasuda, and S. Ito, (2001), Distribution and circulation of the coastal Oyashio intrusion. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1561–1578.
- Song, T., T. Rossby, and E. Carter, (1995), Lagrangian studies of fluid exchange between the Gulf Stream and surrounding waters. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 46–63
- Suga, T., K. Hanawa, and Y. Toba (1989), Subtropical mode water in the 137° E section, *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 1605–1618.
- Talley, L. D. (1991), An Okhotsk Sea-water anomaly-implications for ventilation in the North Pacific, *Deep-Sea Res.*, **38**, 171–190.
- Talley, L. D. (1993), Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water, *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 475–501.
- Talley, L. D., M. Nagata, T. Kono, and D. Inagake (1995), North Pacific Intermediate Water in the Kuroshio/Oyashio mixed water region, *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 475–501.
- Talley, L. D., (1997), North Pacific intermediate transports in the mixed water region. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1795–1803.
- Tatebe, H., and I. Yasuda (2001), Seasonal axis migration of the upstream Kuroshio Extension associated with standing oscillations, *J. Geophys. Res.*, **106**, 16,685–16,692.
- Uchida, H., K. Ohyama, S. Ozawa, and M. Fukasawa (2007), In situ calibration of the SeaBird 9 plus CTD thermometer, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **24** (11), 1961–1967.
- Watanabe, Y. W., K. Harada, and K. Ishikawa (1994), Chlorofluorocarbons in the central North Pacific and southward spreading time of North Pacific Intermediate Water, *J. Geophys. Res.*, pp. 25195–25213.
- Wong, A. P. S., N. L. Bindoff, and J. A. Church (1999), Large-scale freshening of intermediate waters in the Pacific and Indian Oceans, *Nature*, **400**, 440–443.
- Yasuda, I. (1997), The origin of the North Pacific Intermediate Water, *J. Geophys. Res.*, **102** (C1), 893–909.
- 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. Kouketsu, K. Katsumata, M. Ohiwa, Y. Kawasaki, and A. Kusaka, (2002), Influence of Okhotsk Sea Intermediate Water on the Oyashio and North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, **107**, 3237, doi : 10.1029/2001JC001037.
- You, Y., N. Suginoara, M. Fukasawa, I. Yasuda, I. Kaneko, H. Yoritaka, and M. Kawamiya (2000), Roles of the Okhotsk Sea and Gulf of Alaska in forming the North Pacific Intermediate Water, *J. Geophys. Res.*, **105**, 3253–3280.

Observational studies on formations and changes of North Pacific Intermediate water

Shinya Kouketsu †

Abstract

The author has studied formations and changes in North Pacific Intermediate water (NPIW), which is characterized by salinity minimum at depths of 200 m – 800 m and is broadly observed in the subtropical gyre in the North Pacific. First, the author focused on clear salinity minimum along the Kuroshio Extension (KE), which has been frequently observed and considered to be related with one of the main formation processes of new NPIW, and found frontal waves associated with the clear salinity minimum in the intermediate layer along KE and infer its three dimensional structure with the numerical methods. The structures were consistent with those in the theoretical baroclinic instability models. Thus the frontal waves are expected to grow unstably and affect the formation of new NPIW in this region. The author has also found typical decadal changes around the salinity minimum in the subtropical gyre in the North Pacific. The decadal changes were caused by density decrease of NPIW and were consistent with the long-term variability around the Okhotsk Sea, where one of the source waters of NPIW was observed. The changes detected in this study might reflect long-term climate variability.

Key words: Kuroshio Extension, NPIW, meso-scale eddy, frontal wave,
long-term change

(Corresponding author's e-mail address: skouketsu@jamstec.go.jp)

(Received 10 May 2012; accepted 21 August 2012)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2013)

† Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Research Institute for Global Change