

— 2010年度 日本海洋学会 岡田賞受賞記念論文 —

北太平洋亜寒帯の海洋構造と動態の解析研究*

上野 洋路†

要 旨

海洋の表層–中層の循環および変動は、熱・物質の輸送交換過程を通じて気候変動や生物生産と深い関わりがある。筆者は、北太平洋亜寒帯域に存在する水温逆転構造と中規模高気圧性渦をターゲットとして、北太平洋中高緯度域の海洋循環や熱・物質輸送交換過程に関する研究を行ってきた。水温逆転構造は、亜表層から中層にかけて水温が深さとともに高くなる水温の鉛直構造のことであり、データ解析の結果、黒潮の影響を強く受けた中層水の日本東方海域からアラスカ湾北部への輸送によって亜寒帯域の水温逆転が維持されていることが示された。また、北太平洋北岸を南西向きに流れるアラスカストリーム域に存在する高気圧性渦を調べた結果、渦が亜寒帯域中西部の水温塩分場および生物生産に大きな影響を与えていることが示された。

キーワード：北太平洋亜寒帯域・水温逆転構造・中層循環・海洋中規模渦・海水交換

1. はじめに

北太平洋亜寒帯循環は40°N以北に存在する反時計回りの循環で、南にせり出すアリューシャン列島の影響により、東西2つのサブ循環に分かれ、西側は西部亜寒帯循環、東側はアラスカ循環と呼ばれる (Fig. 1)。北太平洋亜寒帯域は、世界の海洋の中で唯一その極側が閉じた亜寒帯海域であり、明確な亜寒帯循環を持つただ一つの海域として知られている (永田ら, 1992)。表層における高温高塩分水の流入がなく降水が蒸発に勝るこの海域は、他の海域と比べて表層塩分が低く、深層水は形成

されていない。しかし、亜表層・中層水の形成および循環を通じて数十年スケールの気候変動と深い関わりを持つと考えられている (永田ら, 1992)。北太平洋亜寒帯域は特に沿岸域において生物生産が盛んであり (Longhurst *et al.*, 1995)、二酸化炭素の吸収 (Takahashi *et al.*, 2009) や水産資源の観点からも重要な海域として知られている。筆者らは、この北太平洋亜寒帯域の様々な海洋現象のうち、(1)水温逆転構造と(2)海洋中規模渦を対象として研究を行ってきた。

北太平洋における亜表層・中層水の研究は、これまで亜熱帯域を中心に行われ、北太平洋中層水および北太平洋亜熱帯・中央モード水の形成、循環および変動に関して数多くの論文が出版されてきた (Talley, 1993; Yasuda *et al.*, 1996; Nakamura, 1996; Suga *et al.*, 1997)。亜寒帯域においては、亜表層に水温極小水 (中冷水) が、中層に水温極大水 (中暖水) が存在し (Uda, 1963; Roden, 1964)、亜表層から中層にかけて水温が深さとともに高くなる水温逆転構造が見られる (Fig. 2a)。

* 2010年6月3日受領; 2010年8月11日受理

著作権: 日本海洋学会, 2010

† 北海道大学大学院水産科学研究院

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

e-mail: ueno@fish.hokudai.ac.jp Tel/Fax: 011-706-2324

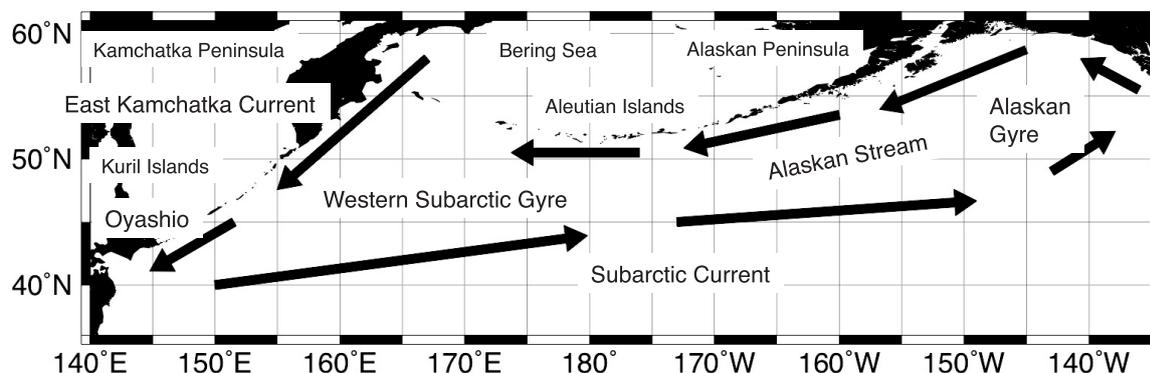


Fig. 1. Schematic representation for the currents of the subarctic North Pacific.

しかし主に冬季データの不足により、水温逆転構造の分布・形成に関する研究は少なく、その変動はほとんど調べられてこなかった。そこで筆者らはデータ解析により、水温逆転構造の分布と形成メカニズム、さらにその変動と変動メカニズムを検討した。その結果、水温逆転構造に関する理解だけでなく、亜熱帯-亜寒帯海水交換など北太平洋中高緯度域の中層循環に関しても新たな知見を得ることができた。これらの結果に関しては第2章で記述する。

北太平洋亜寒帯域は沿岸域において生物生産が盛んであるが、外洋域は栄養塩濃度が高いにもかかわらずクロロフィル濃度が低くなっており、high nutrient low chlorophyll (HNLC) 海域として知られている。この外洋域の生物生産に関しては鉄が制限要因となっていると考えられており、外洋域への鉄輸送の担い手として、沿岸域で発生して外洋域へ伝播する中規模渦が注目を集めている (Martin *et al.*, 1989; Boyd *et al.*, 1998; Harrison *et al.*, 1999; Wong *et al.*, 2002; Boyd *et al.*, 2004; Johnson *et al.*, 2005)。この中規模渦は鉄を輸送するだけでなく、アラスカストリームなど沿岸に沿った境界流によって妨げられている沿岸域と外洋域の海水交換に重要な役割を果たしており、北太平洋亜寒帯域の熱・物質輸送を理解する上で重要な存在である。しかし、北太平洋亜寒帯域における渦研究は東部のアラスカ湾に関するものが大部分であり、中西部海域の中規模渦に関しては調べられてこなかった。そこで筆者らはアラスカストリームを西進する高気圧性渦に焦点を当て、その形成、伝播および物理・生物環境への影響を調べた。こ

れらの結果に関しては第3章で述べる。

本研究の研究対象である水温逆転構造と海洋中規模渦に共通してみられる特徴は、両者とも海水の輸送交換過程と関係していることである。水温逆転構造は亜熱帯-亜寒帯海域間の海水輸送交換過程、海洋中規模渦は沿岸-外洋域間の海水輸送交換過程と深い関係がある。本稿は、海水輸送交換過程をキーワードとして北太平洋亜寒帯の海洋構造と動態に関する研究を紹介するものである。

2. 水温逆転構造の分布・形成および変動

2.1 水温逆転構造とは

北太平洋亜寒帯域では降水が蒸発に勝るため、海洋表層が低塩分となっており、亜表層（水深 100 m 付近）から中層（水深数百 m）にかけて塩分が深さと共に急激に増加する (Fig. 2b)。この塩分増加層は塩分躍層と呼ばれ、安定な密度成層を形成している。この強い塩分躍層の存在は、北太平洋において深層水が形成されないことの一因であると考えられている (永田ら, 1992)。北太平洋亜寒帯域では密度構造に塩分が支配的な役割を果たしており、水温躍層が存在して水温が密度構造を支配している亜熱帯域 (Fig. 2a) とは大きく異なっている。

塩分躍層と同様に北太平洋亜寒帯域を特徴付ける構造が水温逆転構造である。北太平洋亜寒帯域における水温逆転構造研究の歴史は長く、日本の近海における水温逆転構造の分布と形成は宇田 (1935) によって初めて議論

された。Uda (1963) は北太平洋亜寒帯全域のレビューを行い、その中で水温逆転構造はおおよそ 40° – 45° N 以北に分布していることを示した。

水温逆転構造は主に海面からの加熱と冷却の季節変動によって形成されると考えられてきた (宇田, 1935; Uda, 1963; Roden, 1964)。北太平洋亜寒帯域では冬季に海面が冷却・混合され、海面から亜表層 (水深 100 m 付近) まで水温・塩分が一樣な冬季混合層が形成される (Fig. 2c)。この冬季混合層はその下層より低温であるため、冬季混合層の底から中層にかけて水温逆転層が形成される。春から秋にかけては、海面が加熱されることにより、亜表層に水温極小が形成される。

一方、水温極大は一年を通じて海面加熱の影響を受けない層に存在しており (Fig. 2c)、鉛直 1 次元的过程では作り得ない。そこで、暖水の移流が必要であると指摘されていた (永田ら, 1992)。しかし、その起源や経路を調べた研究例はなく、水温極大の熱供給メカニズムは不明であった。また、水温極大は塩分躍層下部に位置することから、熱と同時に塩分も供給されていると考えられる。

そこで筆者らは、(1)水温逆転構造の分布を明らかにする、(2)鉛直 1 次元的过程では説明できない水温極大水の熱と塩分を維持するメカニズムを明らかにし、亜寒帯全域における水温逆転構造の形成過程を解明する、(3)水温極大水の起源、循環等を調べることにより、北太平洋中高緯度域の中層循環の解明に貢献する、(4)水温逆転構造の変動とそのメカニズムを明らかにすることを目的とし、データ解析により研究を行った。

水温極小は冬季混合層で形成されるため、冬季の気象情報を保持しており、翌冬の混合層に取り込まれることにより海面水温に影響を与えると指摘されている (Wirts and Johnson, 2005)。また、水温極大は貯熱層として機能し、冬季混合層の発達による浸食や湧昇により海面水温に影響すると示唆されている (de Boyer Montegut *et al.*, 2007)。このため、水温逆転構造は、中層循環を通じて数十年スケールの気候変動と関係するだけでなく、海面水温を通じて北太平洋中高緯度域の気象の季節経年変動と関係していると考えられる。

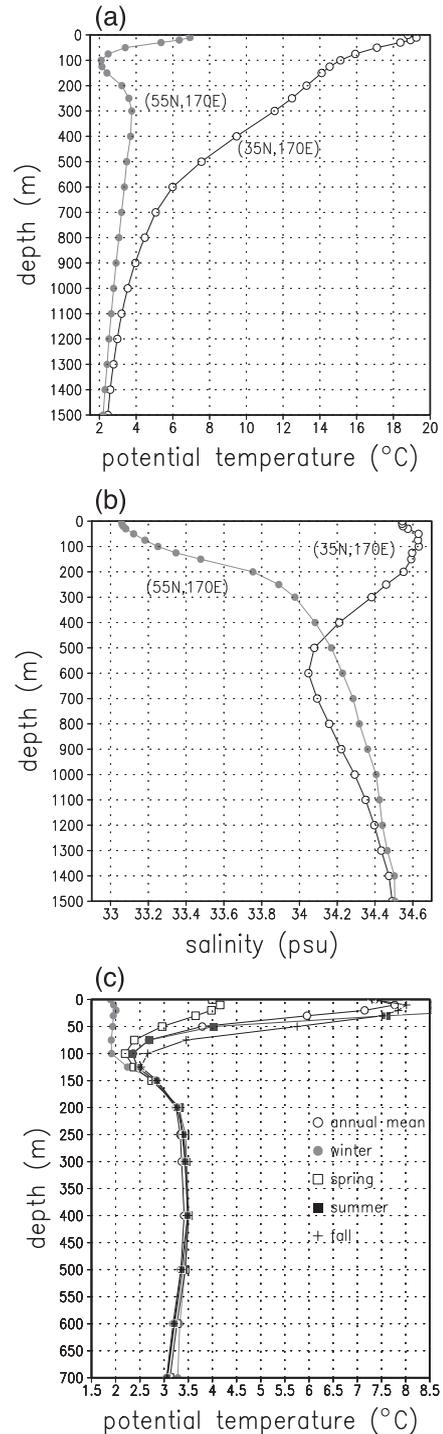


Fig. 2. Annual-mean vertical (a) potential temperature and (b) salinity profiles in the subtropical (open circles) and subarctic (solid circles) North Pacific, and (c) annual cycle of vertical potential temperature profiles at 46° N, 160° E (Ueno and Yasuda, 2000).

2.2 水温逆転構造の分布と形成

気候値データを用いた解析により水温逆転構造の分布を調べたところ、水温逆転構造は45°N以北に分布し、東部の50°N付近には存在しないことが示された (Fig. 3a,b, Ueno and Yasuda, 2000)。水温極大の密度は西ほど重いものに対し (Fig. 3a)、水温極小密度は亜寒帯全域でほぼ一様 (Fig. 3b) であり、その値は冬季混合層密度と一致していた。また、164,641 プロファイルにおよぶ海洋観測データを用いて、水温逆転構造の存在確率分布を推定したところ、40°–45°N以北で高い存在確率を示し、気候値データから得られた水温逆転分布域を支持する結果が得られた (Fig. 3c, Ueno and Yasuda, 2005)。さらに、東部50°N付近や三陸沖でも水温逆転が50%以上の確率で存在し、アリューシャン列島付近の存在確率が周辺海域より低いなど、平滑化された気候値データでは捉えることができない構造も明らかになった。

水温逆転構造の分布は、冬季混合層がその下の層より低温になる海域と良く一致しており (Fig. 4a)、この一致した海域では、海面からの加熱と冷却の季節サイクル (Uda, 1963) によって水温逆転構造の説明が可能である。しかし、海面からの加熱や冷却が及ばない深さにも水温極大は1年を通じて存在しており (Fig. 2c)、また、亜寒帯全域で等深度毎および等密度面毎に平均した水温構造にも水温逆転構造は終年存在することから、他海域からの中層熱輸送が必要不可欠であると考えられる。そこで2000 dbar (2×10^7 Pa) を無流面とした地衡流流線を用いて亜寒帯域に流入する高温高塩分水を調べたところ、中層 (ポテンシャル密度 σ_θ : 26.7–27.2 kg m⁻³) において日本東方からアラスカ湾に向かう高温高塩分の流れがあり (Fig. 4b)、流量は約3 Sv (3×10^6 m³s⁻¹) であることが示された。この流れは165°E以西で亜熱帯域の水塊であるNPIWの分布と重なることや、風応力場から推定した循環境界を横切ることから、亜熱帯から亜寒帯への循環境界を横切る流れ (cross-gyre flow) であると示唆される。この流れに関しては、次節で詳しく検討する。

亜寒帯域南東部170°E–150°W、45°–49°Nの海域は水温逆転構造が存在するが、1年を通じて海面はその下

の層より暖かい。そのため、この海域の水温逆転構造は、中層暖水移流と海面冷却では説明できない。そこで粒子追跡を行った結果、西部で冬季にアウトクロップ (混合層に露出) していた低温低塩分水の潜り込みによって水温極小が形成され、その下層における日本東方海域からの高温高塩分水輸送によって水温極大の熱と塩分が維持されていることが示された。

2.3 日本東方海域からアラスカ湾北部へ向かう高温高塩分水輸送

気候値データ解析によって、日本東方海域からアラスカ湾北部へ向かう高温高塩分水輸送が水温逆転構造形成の鍵となることが示された。本節では、前節とは異なるデータ・解析手法を用いて上記輸送および水温逆転構造形成過程を検討した結果について紹介する。

2.3.1 WOCE・SAGE データを用いた解析

気候値データ解析結果は気候値データ作成に伴う強い平滑化の影響を受けている可能性があるため、WOCE、SAGE と呼ばれる2つの観測研究プロジェクトによって得られた高精度高分解能海洋データの解析を行った (Ueno and Yasuda, 2001)。その結果、日本東方海域からアラスカ湾北部へ地衡流輸送が存在し、その輸送経路は気候値データから得られた経路とほぼ一致することが示された (Fig. 4c)。また、165°Eより西側の高温高塩分水輸送経路上では等密度面混合が活発であることも示唆された。

このアラスカ湾への高温高塩分水輸送の起源を詳しく調べた結果、152°Eおよび165°Eにおいて、塩分極小を伴う緯度帯 (北太平洋中層水存在海域) にアラスカ湾北部と同じ水温塩分を持つ水塊が位置していることが示された。北太平洋中層水は北太平洋亜熱帯域を代表する水塊であり、日本東方海域で黒潮水と親潮水が混合して形成されると考えられている (Talley, 1993; Yasuda *et al.*, 1996)。このことから、黒潮系水 (正確には、黒潮親潮混合水である北太平洋中層水の北の端の一部) が風成循環境界を横切って亜寒帯域へ輸送され、亜寒帯域水温極大水の水温と塩分を維持していることが示唆される。

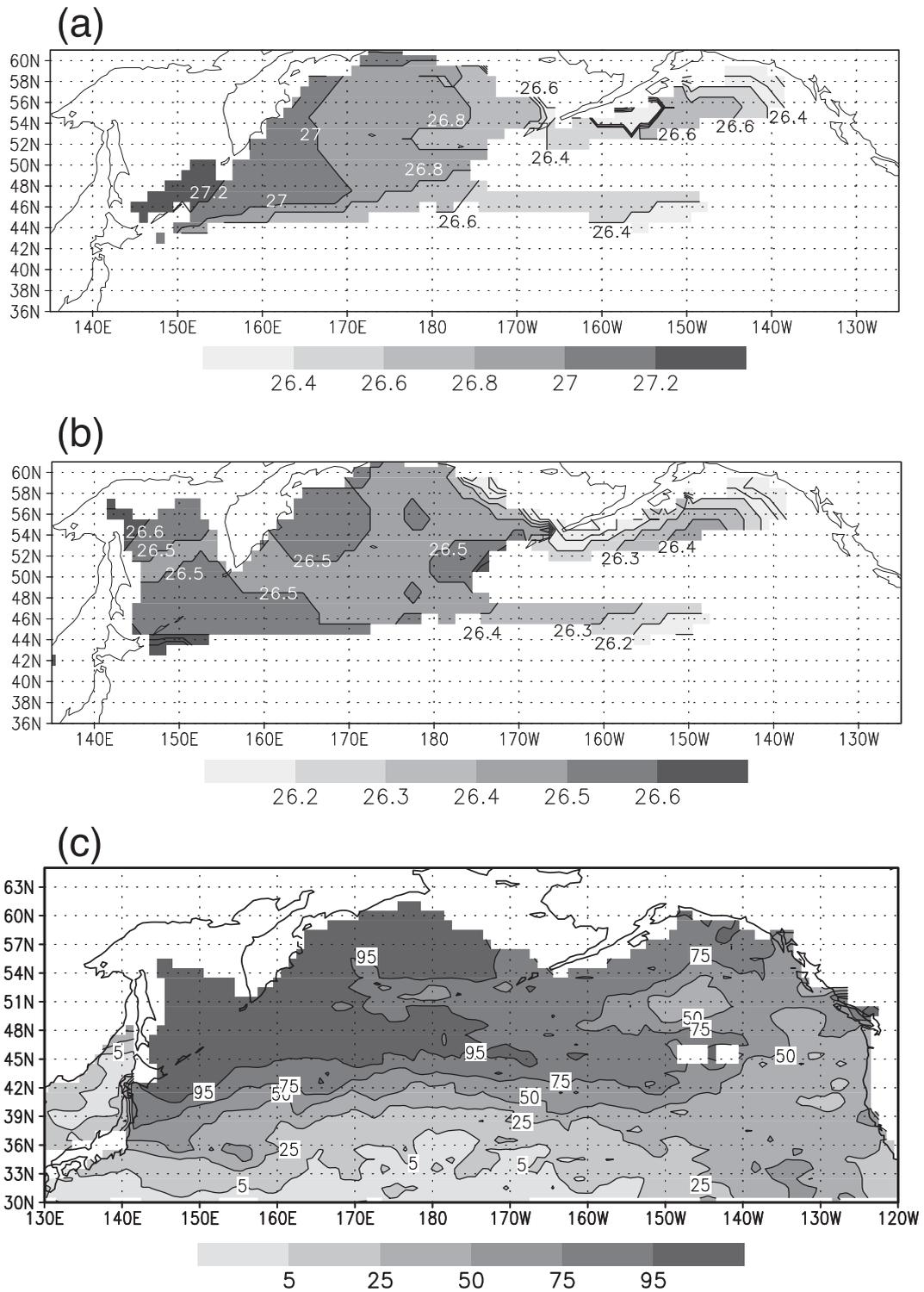


Fig. 3. Distributions of potential density (kg m^{-3}) at the depth of potential temperature (a) maximum and (b) minimum evaluated using annual-mean climatological temperature data (Ueno and Yasuda, 2000), and (c) frequencies (%) of temperature inversions exceeding 0.1°C for all seasons evaluated using historical hydrographic data (Ueno and Yasuda, 2005).

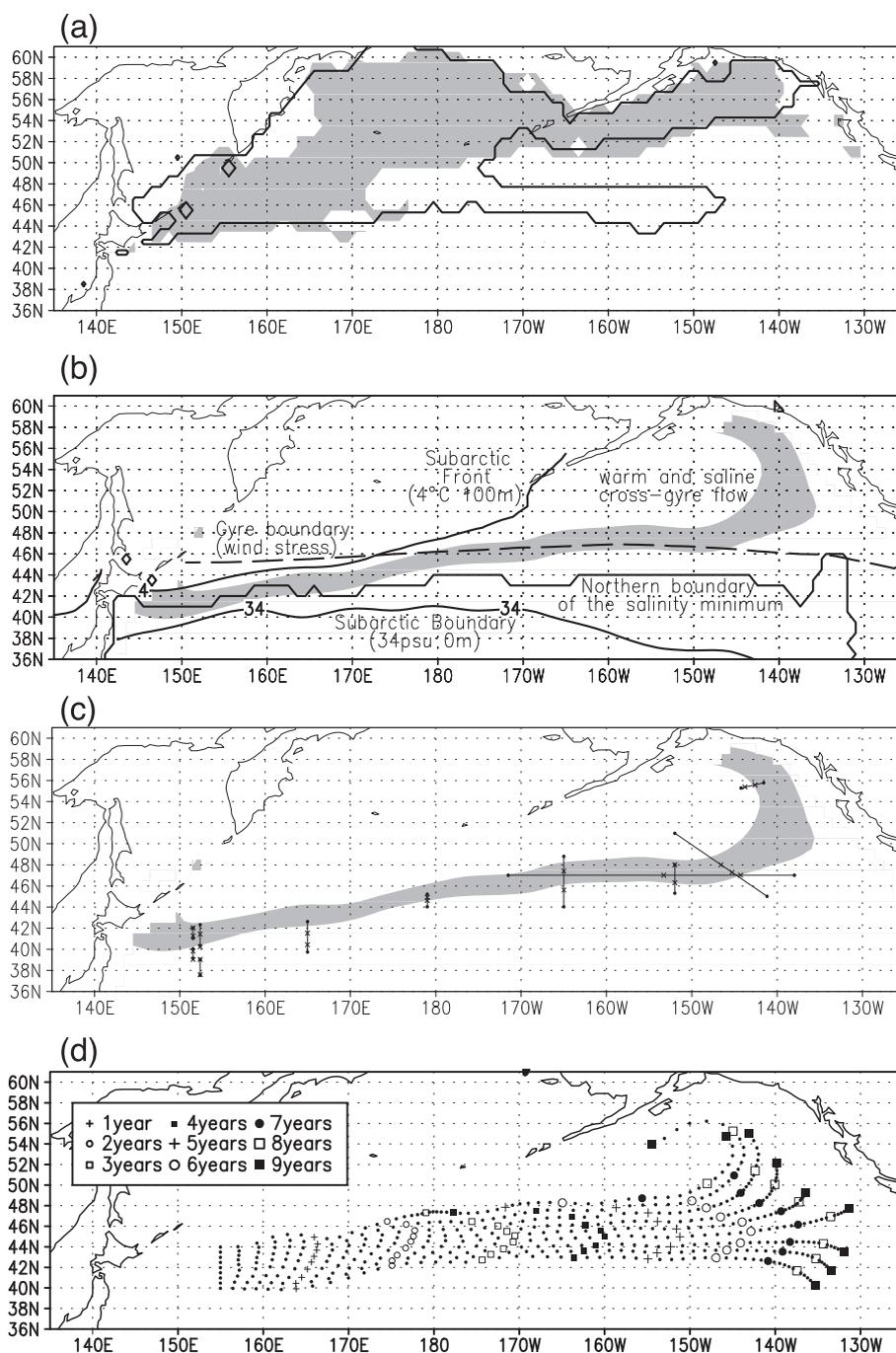


Fig. 4. (a) Horizontal distribution of temperature minima at the surface in winter (shaded area) and annual-mean distribution of temperature inversions (contours) (Ueno and Yasuda, 2000). (b) Distribution of the warm and saline water transport route (shaded area) and locations of related front and boundaries (Ueno and Yasuda, 2000). (c) Distribution of the transport route of warm and saline water on the isopycnal surface of $\sigma_{\theta} = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$ through the analysis of climatological data (shaded area) and hydrographic stations (dots, crosses and lines) (Ueno and Yasuda, 2001). (d) Particle trajectories released at 155°E and $40^{\circ} - 44^{\circ}\text{N}$ at $\sigma_{\theta} = 26.7 \text{ kg m}^{-3}$ using absolute isopycnal velocity estimated through inverse analysis (Ueno and Yasuda, 2003).

2.3.2 インバース法を用いた解析

気候値および WOCE・SAGE データを用いた地衡流計算においては、2000dbar 無流面の仮定を用いており、この仮定が解析結果に影響を与えていた可能性が考えられる。そこで、インバース法を用いて絶対水平流速および等密度面を横切る流れ（≒鉛直流）の推定を行った（Ueno and Yasuda, 2003）。推定水平流速場は、Reid (1997) が推定した流速場および酸素分布と整合的であった。そこで、この流速場を用いて中層粒子追跡実験を行った結果、日本東方 NPIW 存在海域からアラスカ湾への高温高塩分水輸送の存在が支持された（Fig. 4d）。

推定流速場に基づいて亜寒帯外洋域中層・表層への流出入を調べたところ、46°N を横切って亜寒帯へ流入す

る中層流は $-0.2\sim 5.3$ Svであった（Fig. 5）。この中層流の一部は上層へ、残りはベーリング海など北方へ輸送される。中層から上層へ輸送された海水は地衡流として北へ輸送されるか、エクマン流として亜熱帯域に戻る。北方へ輸送された中層流の一部は上層へ、残りは西岸境界流等を通じて再び亜熱帯へ輸送されると考えられる。46°N を横切って亜寒帯外洋域中層に流入する水塊が最終的に同密度の親潮水に変質すると仮定し、46°N における等密度面混合係数を $10^3\text{m}^2\text{s}^{-1}$ と仮定すると、水平移流・拡散により 46°N を横切って亜寒帯外洋域中層へ輸送される熱量は $3.1\sim 25.2\text{TW}$ となった。この値は、インバース法により推定した亜寒帯外洋域中層が鉛直混合によって失う熱（ $-1.1\sim 5.8\text{TW}$ ）より大きく、Yasuda *et al.* (2002) が推定したオホーツク海中層が失う熱

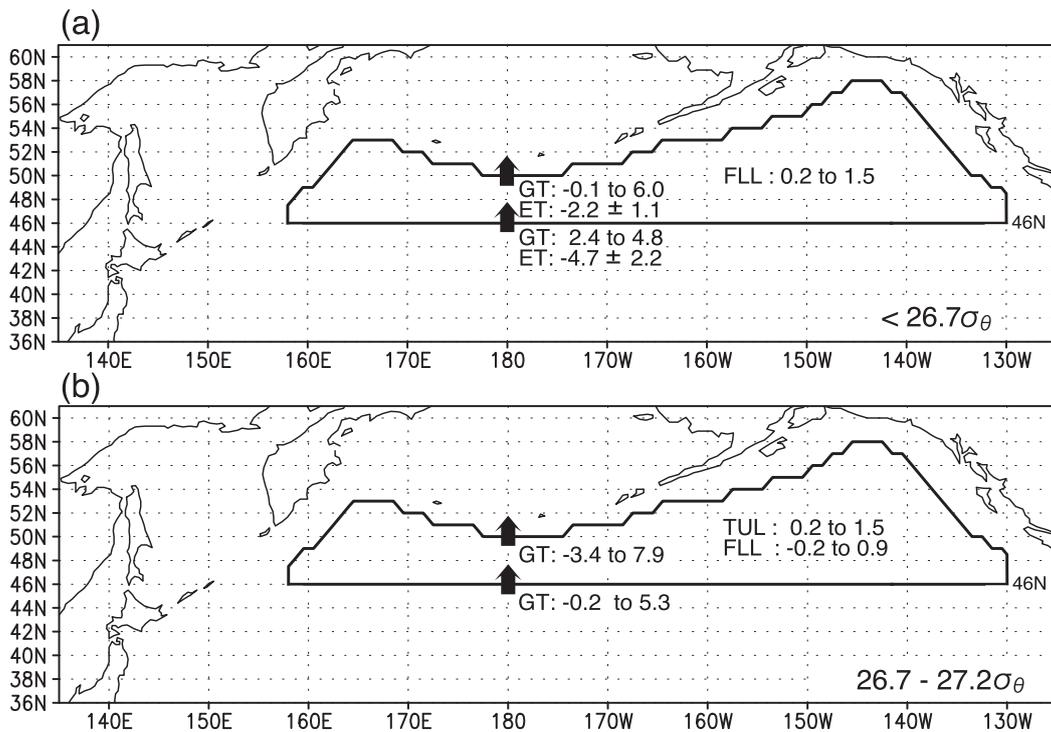


Fig. 5. Volume transport (Sv) across the northern and southern boundary of open subarctic North Pacific represented by solid contours at densities (a) less than 26.7 kg m^{-3} and (b) $26.7\text{--}27.2\text{ kg m}^{-3}$ (Ueno and Yasuda, 2003). Southern boundary is the boundary along 46°N and the northern boundary is the boundary except the southern boundary. 'TUL' means volume transport to the upper layer, and 'FLL' means volume transport from the lower layer. 'GT' means geostrophic flow transport and 'ET' means horizontal Ekman transport. The direction of the arrow indicates the direction of geostrophic flow transport (GT) and positive values of GT and ET mean net volume transport toward the direction of the arrow.

(16.8TW)に近い。これらのことから、北太平洋亜寒帯域中層における冷却は主に縁辺海で起こっていると推測される。

2.4 水温逆転構造の季節・経年変動

世界の海洋に3,000台のフロートを展開し、海洋表層-中層の変動をモニターするArgo計画(Argo Science Team, 2001)の進展に伴い、北太平洋中高緯度域においても数多くのフロートが展開され、水温逆転構造の季節経年変動を議論することが可能になってきた。そこで本稿においても、ArgoデータおよびXBTデータを用いて行った水温逆転構造の季節経年変動解析結果について簡単に紹介する。

て簡単に紹介する。

2001-2004年にArgoフロートによって得られた北太平洋中高緯度域水温塩分データを解析したところ、西部海域・ベーリング海では、水温極小は毎年アウトクロープして(冬季混合層に取り込まれて)低温化し、その結果水温逆転の強さ(極大水温-極小水温)に明瞭な季節サイクルが存在することが示された(Ueno *et al.*, 2005)。それに対して東部海域では、水温極小がアウトクロープする割合が年によって異なり、水温逆転の強さに顕著な経年変動が見られた。渦の多い同海域では、冬季海面水温および水温極小水温の空間変動が大きい。この点において水温逆転の強度は渦の影響を受けにくく、冬季海面冷却の亜表層への影響の指標として有用である

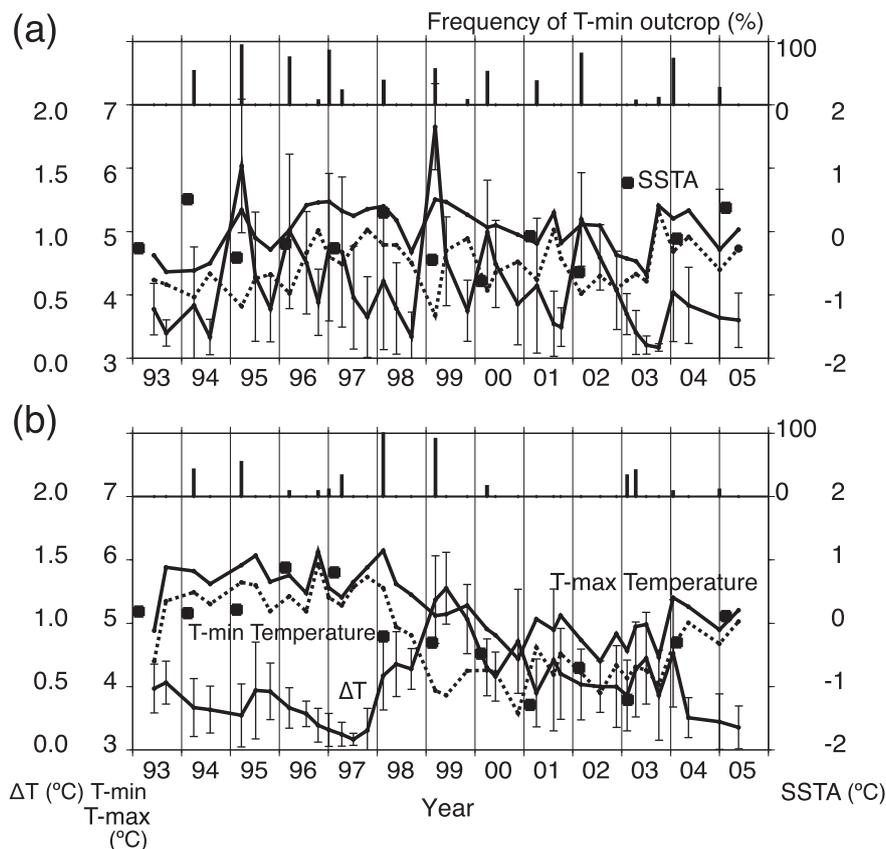


Fig. 6. Time series of ΔT ($T_{\max} - T_{\min}$; solid line with error bars) and temperatures at T_{\min} (dashed line) and T_{\max} (solid line) from PX38 XBT line observations, averaged monthly in (a) Region A ($52^{\circ} - 60^{\circ}\text{N}$, $130^{\circ} - 160^{\circ}\text{W}$) and (b) Region B ($42^{\circ} - 48^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ} - 160^{\circ}\text{W}$) (after Ueno *et al.*, 2007). The bar chart in the upper portion of each panel indicates monthly frequency of T_{\min} outcrops. Squares indicate sea surface temperature anomaly (SSTA) averaged from January to March in (a) $52^{\circ} - 60^{\circ}\text{N}$, $144^{\circ} - 153^{\circ}\text{W}$ and (b) Region B' ($42^{\circ} - 48^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ} - 180^{\circ}\text{W}$).

ことが示された。

さらに、2001–2005年のArgoデータおよび1993–2005年にアラスカ–ハワイ航路(PX38観測ライン)で実施されたXBT観測で得られた水温データを用いて、東部亜寒帯域水温逆転構造の経年変動とその変動メカニズムの詳細な検討を行った(Ueno *et al.*, 2007)。その結果、52°N以北では2003年を除き水温極小が毎冬アウトクロープし、水温逆転は冬季SSTが低い年に強いことが明らかになった(Fig. 6a)。それに対して42°–48°Nに存在する水温極小は1998・1999年以外にアウトクロープせず、この緯度帯の水温逆転は主に西方からの移流によって維持されていることが示された(Fig. 6b)。また、東部亜寒帯域42°–48°Nの水温逆転は亜寒帯域中央部の海面水温と高い相関を示し、亜寒帯域中央部の冬季混合層水が水平貫入することによって亜寒帯南東部の水温逆転が維持されているというUeno and Yasuda (2000)の仮説を支持する結果が得られた。

3. アラスカストリームを西進する高気圧性渦の形成・伝播および影響

3.1 アラスカストリームを西進する高気圧性渦とは

アラスカストリーム(AS)は、アラスカ湾北西岸およびアリューシャン列島南岸を南西に流れる西岸境界流で、アラスカ循環・西部亜寒帯循環・ベーリング海を結び、北太平洋亜寒帯域の熱・淡水輸送に重要な役割を果たしている(Onishi and Ohtani, 1999)。アラスカ湾では、ASに中規模高気圧性渦がしばしば観測され、沿岸域と沖合域の海水交換に大きな影響を与えている(Ladd *et al.*, 2005)。

アラスカ湾の高気圧性渦は、形成域から大きく3種類に分類されている(Crawford *et al.*, 2000; Ladd *et al.*, 2005; 2007)。Haida渦はアラスカ湾東岸53°N付近で、Sitka渦は北東岸57°N付近で形成され、主にアラスカ循環中心部に向かって西進する。また、Sitka渦の一部とアラスカ湾北岸(141°–144°W)で形成されたYakutat渦は、ASに沿って西に伝播することが報告されている。

これらアラスカ湾の高気圧性渦は、渦自身の沖への伝

播と渦外縁の移流などによって、高温低塩かつ栄養塩・プランクトン・微量元素(鉄など)を豊富に含む沿岸水をアラスカ循環中心部へ輸送することが指摘されている(Whitney and Robert, 2002; Crawford *et al.*, 2005; Johnson *et al.*, 2005)。アラスカ循環中心部は栄養塩濃度に比べて生物生産が少なく(HNLC海域)、渦による鉄の供給が生物生産に重要な役割を果たすと考えられている(Johnson *et al.*, 2005)。

アラスカ湾で形成された中規模渦の一部はアラスカ湾を出てASに沿って西進することが報告されているが(Crawford *et al.*, 2000)、その経路や構造は十分に理解されておらず、熱淡水輸送や生物生産への影響は未知のままである。そこで筆者らは、衛星海面高度計データ、Argoデータおよび衛星クロロフィルデータを用いて、ASを西進する高気圧性渦の物理的性質(Ueno *et al.*, 2009)および生物生産場への影響(Ueno *et al.*, 2010)を調べたのでその結果を紹介する。

3.2 渦の形成・伝播・構造および水温塩分場への影響

衛星海面高度計データ解析の結果、15の長期間持続する渦が観測された(Fig. 7, 9)。そのうち3つは衛星海面高度観測開始前に存在しており、形成位置を確認することはできなかった。残りの渦のうち3つはSitka沖で形成され(Sitka渦, Fig. 7a)、別の4つはYakutat沖で形成(Yakutat渦, Fig. 7b)、両渦共に主にアラスカ湾西部で減衰消滅することが示された。Sitka渦、Yakutat渦の一部はアラスカ湾を出てアリューシャン列島沿いに西進したが、全て180°の東側で減衰消滅した。残りの5つの渦は、アラスカ半島・アリューシャン列島の南岸で形成されたことが確認された。当海域での渦形成はこれまで報告がなく、本研究ではこれらアラスカストリーム渦(AS渦)と命名した。観測された5つのAS渦のうち4つが180°を超えて西部亜寒帯循環に到達した。

西部亜寒帯循環に達したAS渦の一つ(Eddy02a)はArgoフロートによって観測され、その断面構造がとらえられた。中層 $\sigma_\theta = 26.5 - 26.8 \text{ kg m}^{-3}$ 付近は、渦中心付近で厚く(低渦位)、周辺海域で薄く(高渦位)になっており(Fig. 8)、高渦位で特徴付けられた亜寒帯域中

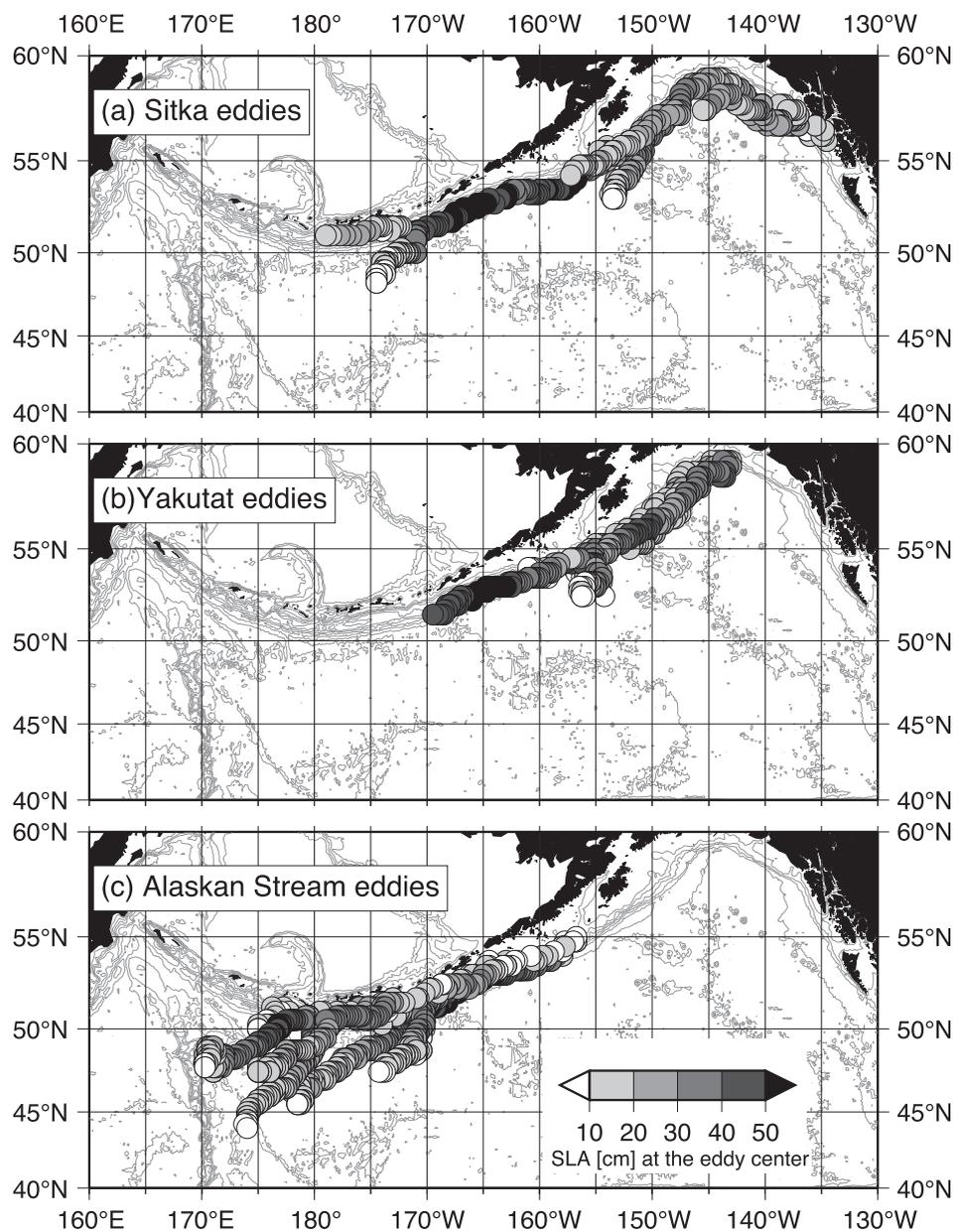


Fig. 7. Trajectories of long-lived (a) Sitka eddies (b) Yakutat eddies and (c) Alaskan Stream eddies propagating westward along the Alaskan Stream (after Ueno *et al.*, 2009). Shading represents sea level anomalies (cm) at the eddy center.

西部中層に AS 渦が低渦位水を供給していることが示唆された。また、Eddy02a の熱（淡水）輸送を推定したところ、西部亜寒帯循環における渦伝播経路上 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 海域の 100–1000 m の水温塩分の 0.05°C (0.01psu) 上昇（減少）に相当することが示された。これらの値は同海域の年積分海面熱・淡水フラックスに匹敵しており、

AS 渦が亜寒帯域中西部の熱・塩分場に影響を与えていることが示された。

次に、AS 渦の形成メカニズムを Thomson (1972) の線形摩擦境界層理論を用いて考察した結果について紹介する。西岸境界流である AS は 160°W より西側ではおおむね西向きに流れており、南北流成分は弱い。その

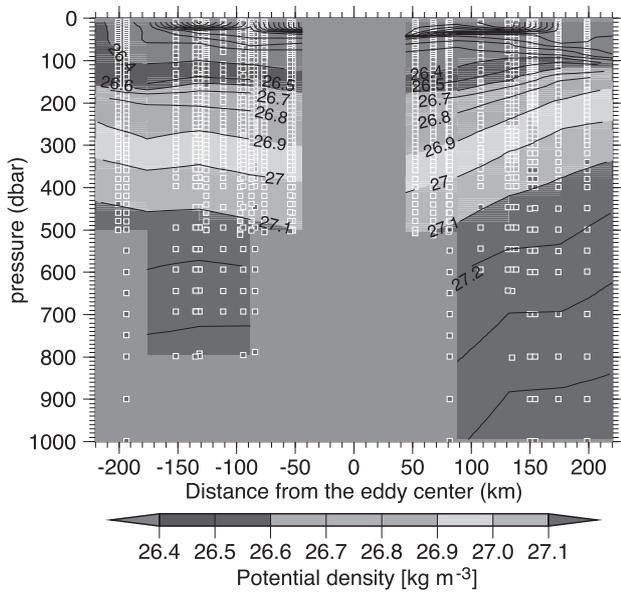


Fig. 8. Composite cross-section of potential density for Eddy 02a based on Argo float observations from December 25, 2002 (179.5°W) to October 29, 2003 (176.25°E) (Ueno *et al.*, 2009). Horizontal axis is radial distance from eddy center, which is positive (negative) when Argo float is located east (west) of the eddy center.

結果、西岸境界層内における惑星渦度供給が弱くなり、渦度バランスが崩れやすくなる。渦度バランスが崩れると AS は離岸し、高気圧性渦を形成する可能性がある。Thomson (1972) はさらに AS 上の風応力カールが負の時に AS の離岸が起きやすいことを示した。このため AS 渦形成時の風応力カールを調べてみたところ、ほとんどの期間で AS 域の風応力カールは正であったが、5 つ観測された AS 渦のうち 4 つが負か弱い正の風応力カールの時間・場所に形成されていた。このことから、AS 渦形成には負の風応力カールによる AS 渦の離岸が寄与していることが示唆された。

AS を西進する渦の西向き伝播速度は $-0.5 \sim 7.0 \text{ km day}^{-1}$ 、平均で 2.0 km day^{-1} であった。海底斜面と渦伝播速度の関係を調べてみたところ、急斜面ほど伝播速度が早く、相関係数は 0.53 となることが示された。さらに渦と AS の流速との相関係数は 0.19 であることなどから、渦は AS に流されているのではなく、海底地形の効果（地形性 β 効果）の影響を強く受けていることが示

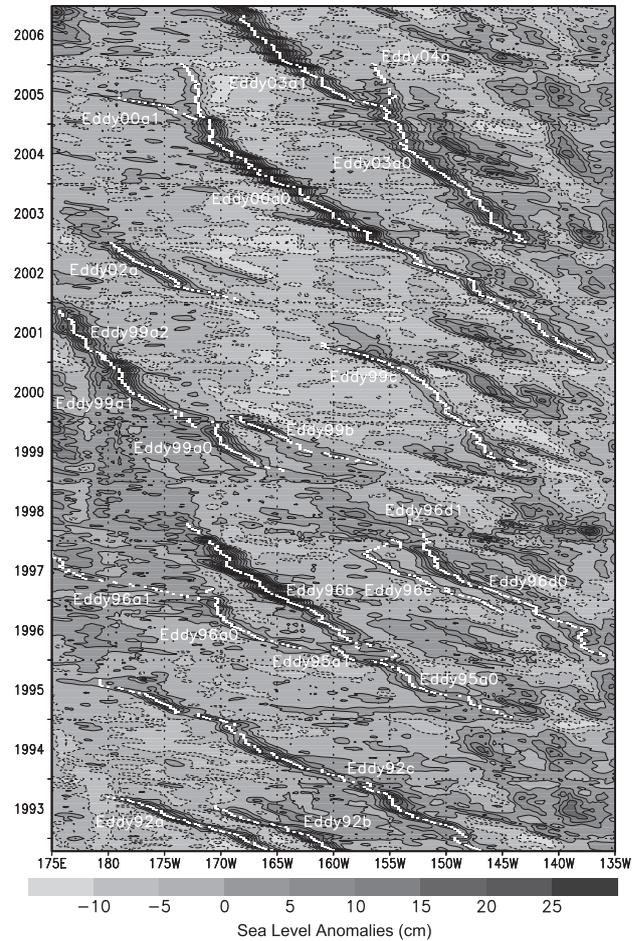


Fig. 9. Longitude-time diagram of sea level anomalies (SLA) along the northern boundary of the Pacific Ocean (Ueno *et al.*, 2009). SLA was averaged within 2° south of 1000 m depth contour. White dots indicate the location of eddies shown in Fig. 7 excluding eddies more than 2° south of the 1000 m depth contour.

唆された。しかし、渦の西向き伝播速度は地形性ロスビー波の分散関係から推定した位相速度よりも遅く、別の効果の影響が推測された。そこで、AS に沿った海面高度アノマリの経度-時間断面を調べたところ (Fig. 9)、渦は 155°W 付近と 170°W 付近で停滞・強化していることが示された。 155°W 付近では低密度沿岸水の流出が (Reed *et al.*, 1986)、 170°W 付近では低渦位ベリング海水の太平洋への輸送が (Reed and Stabeno, 1997) 指摘されている。低密度水・低渦位水の流出は共に渦形成をもたらすことから (Kubokawa, 1991; Di Lorenzo *et*

al., 2005), 155°, 170°W 付近では, 上記流出が渦を強化し, 非線形効果をもたらすことによって渦伝播速度が低下していることが示唆された。

3.3 AS 渦のクロロフィル a 分布への影響

アラスカストリーム渦 (AS 渦) の北太平洋亜寒帯域クロロフィル a 分布への影響を衛星クロロフィル a 濃度および海面高度計データを用いて調べた。AS 渦の経路及び大きさは海面高度計データ解析により推定した。Fig. 10 は AS 渦が存在しない場所と時間で平均した気候値クロロフィル a 濃度 (上段), および AS 渦が存在する場所と時間で平均した気候値クロロフィル a 濃度 (下段) を示している。AS 渦なし気候値では, 5-6 月, 8-9 月ともにクロロフィル a 濃度はアリューシャン列島沿岸域でのみ高く, 外洋域では比較的低い値となっていた。それに対して AS 渦あり気候値では, 5-6 月, 8-

9 月ともに高いクロロフィル a 濃度海域がアリューシャン列島から外洋域 (南方) に拡大しており, 北太平洋亜寒帯外洋域のクロロフィル a 濃度分布に AS 渦が大きく寄与していることが示唆された。

AS 渦あり気候値における外洋域の高クロロフィル a 濃度は主に以下の 3 つのプロセスでもたらされると考えられる。(1) AS 渦が AS 内に存在, 即ち AS が蛇行している場合には, アリューシャン列島に沿った高クロロフィル a 濃度海域が渦なしの場合より南方に拡大していた。これは, AS の蛇行により栄養塩・クロロフィルに富むアリューシャン列島付近の海水が南方に移流されたことが原因と考えられる。(2) AS 渦が AS を離脱した後も, 渦の東側の南方向き移流によりアリューシャン列島に沿った高クロロフィル a 濃度海域の南方への張り出しが起こっている様子が観測された。中にはほぼ南北に連なった 2 つ, 3 つの高気圧性渦の東側に 45°N 付近に達する高クロロフィル a 濃度帯が形成された事

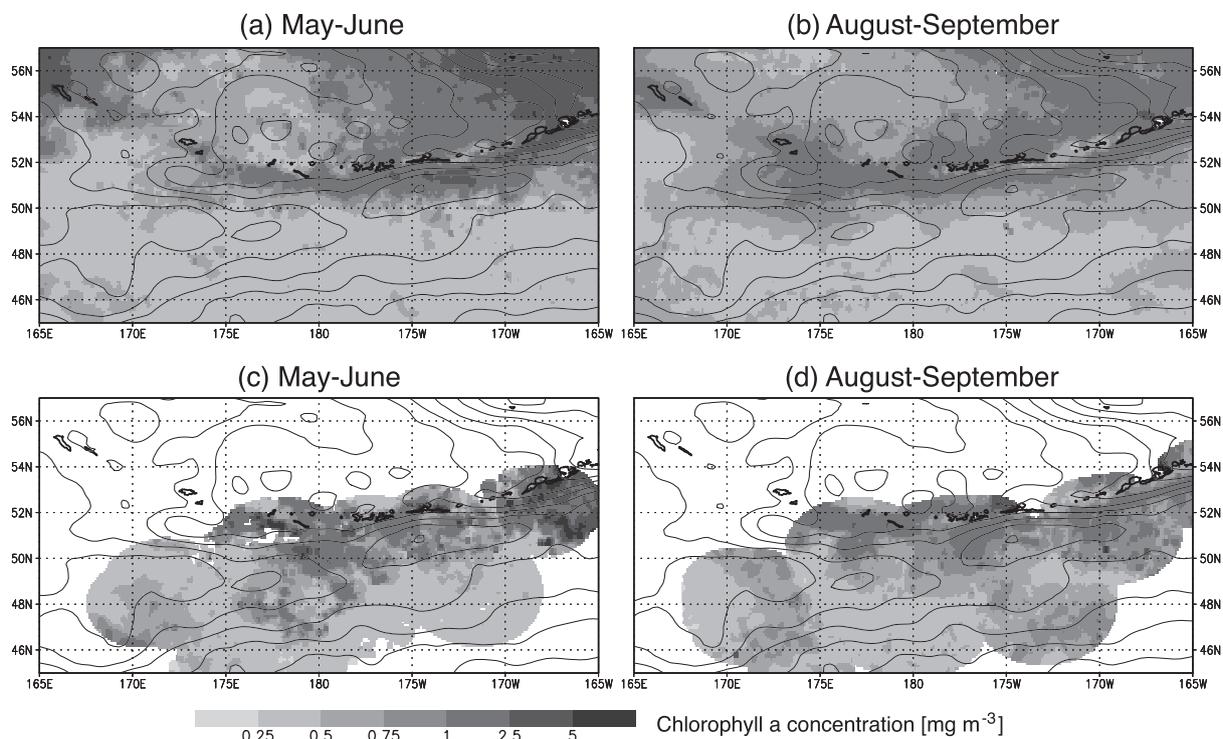


Fig. 10. Climatological chl-a concentration without AS eddies in (a) May-June and (b) August-September, and with AS eddies in (c) May-June and (d) August-September (Ueno *et al.*, 2010). Contours with intervals of 5 cm in (a) and (c) (in (b) and (d)) represent absolute dynamic topography (ADT) averaged in May-June (in August-September) during 1997-2007.

例も観測された。高気圧性渦の東側は南向き流であることから、移流による栄養塩・生物相の南方輸送が原因と考えられる。(3)上記の2つの外洋域高クロロフィル a メカニズムは水平移流であったが、外洋域で孤立した高クロロフィル a 濃度を伴う AS 渦も観測された。これは、渦の減衰や渦-風相互作用による湧昇が原因と考えられる。

4. おわりに

本研究では海水輸送交換過程をキーワードに、北太平洋亜寒帯域に存在する水温逆転構造と海洋中規模渦の実態の把握、形成・変動機構とその影響に関する解析を行ってきた。水温逆転構造に関しては、中層における亜熱帯海域から亜寒帯海域への中層熱輸送が水温逆転構造の維持に重要な役割を果たしていることを示した。海洋中規模渦に関しては、アラスカストリーム渦を新たに見出し、この渦がアリューシャン列島付近の海水を外洋に輸送することによって北太平洋亜寒帯域中西部外洋域の水温塩分および生物生産に大きな影響を与えていることを明らかにした。以上の亜熱帯-亜寒帯海水輸送交換研究および沿岸-外洋域海水輸送交換研究により、亜寒帯域の海洋構造の理解に貢献することができた。しかし、変動に関する知見はまだ不十分であり、今後もおしよる丸等による船舶観測や Argo データ解析を通じて変動実態の把握とそのメカニズムの解明に精力的に取り組んでゆきたい。また、北太平洋亜寒帯域の海洋構造およびその変動の理解には深層循環・鉛直混合の把握が必要不可欠であることも付け加えておきたい。

謝 辞

このたび伝統ある日本海洋学会岡田賞を頂いたことは大変光栄であり、推薦・選考・承認して下さいました先生方ならびに学会員の皆さまに感謝申し上げます。対象研究は、東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻、独立行政法人海洋研究開発機構地球環境観測研究センター、北海道大学大学院水産科学研究院海洋生物資源科学部門に在籍時に行われました。指導教員であった安田一郎教授には学部4年の演習から学位取得までのご指導ご鞭撻の

みならず、研究に対する姿勢・考え方を学ばせて頂きました。東大大学院在籍時には山形俊男教授、日比谷紀之教授をはじめとする大気海洋大講座の先生方、先輩、後輩の皆さんに大変お世話になりました。大講座内で行った様々なディスカッションや同期の伊藤幸彦博士、永野憲博士と行った教科書輪読が現在でも貴重な研究財産になっています。学位審査におきましては主査の遠藤昌宏教授、貴重なコメントを頂いた川辺正樹教授をはじめとする審査員の先生方にお世話になりました。海洋研究開発機構在籍時には、故杉ノ原伸夫センター長、深澤理郎センター長、竹内謙介プログラムディレクター (PD)、水野恵介 PD、四竈信行グループリーダー (GL)、須賀利雄 GL (当時) をはじめとする多くの上司・同僚の皆さんにお世話になりました。具体的研究面においては岡英太郎博士・須賀利雄 GL とのディスカッションが役に立ちました。1年間のカナダ滞在時 (地球環境観測研究センターからの派遣) には、Howard J. Freeland 博士、William R. Crawford 博士らカナダ海洋科学研究所の皆さんお世話になりました。北海道大学に移ってからは、同じ講座に所属する岸道郎教授、磯田豊准教授、大西広二助教をはじめとする多くの皆さんに大変お世話になっております。所属機関以外としては海洋物質循環セミナー・海洋若手会における研究発表・ディスカッションが研究に良い刺激を与えてくれました。日本海洋学会の大会における発表、その後のディスカッションは、私にとって研究を進める上で最も貴重な時間の一つでした。この場を借りて学会員の皆さまに感謝申し上げます。最後に家族の理解と支えに感謝します。

References

- Argo Science Team (2001): The global array of profiling floats, in *Observing the Oceans in the 21st Century*, edited by C. J. Koblinsky and N. R. Smith, pp. 248–258, GODAE Proj. Off., Bur. Meteorol., Melbourne, Australia.
- Boyd, P. W., C. S. Wong, J. Merrill, F. Whitney, J. Snow, P. J. Harrison, J. Gower (1998): Atmospheric iron supply and enhanced vertical carbon flux in the NE subarctic Pacific: is there a connection? *Global Biogeochemical Cycles*, **12**, 429–441.
- Boyd, P. W. *et al.* (2004): The decline and fate of an iron-induced subarctic phytoplankton bloom. *Nature*, **428**, 549–553.
- Crawford, W. R., J. Y. Cherniawsky, and M. G. G. Foreman (2000): Multi-year meanders and eddies in the Alaskan Stream as

- observed by TOPEX/Poseidon altimeter. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1025–1028.
- Crawford, W. R., P. J. Brickley, T. D. Peterson, and A. C. Thomas (2005): Impact of Haida eddies on chlorophyll distribution in the eastern Gulf of Alaska. *Deep Sea Res. Part II*, **52**, 975–989.
- de Boyer Montegut, C., J. Mignot, A. Lazar, and S. Cravatte (2007): Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 1. General description, *J. Geophys. Res.*, **112**, C06011, doi : 10.1029/2006JC003953.
- Di Lorenzo, E., M. G. G. Foreman, and W. R. Crawford (2005): Modelling the generation of Haida eddies, *Deep Sea Res. Part II*, **52**, 853–873.
- Harrison, P. J., P. W. Boyd, D. E. Varela, S. Takeda, A. Shiomoto and T. Odate (1999): Comparison of factors controlling phytoplankton productivity in the NE and NW subarctic Pacific gyres. *Prog. Oceanogr.*, **43**, 205–234.
- Johnson, W. K., L. A. Miller, N. E. Sutherland and C. S. Wong (2005): Iron transport by mesoscale Haida eddies in the Gulf of Alaska. *Deep Sea Res. Part II*, **52**, 933–953.
- Kubokawa, A. (1991): On the behavior of outflows with low potential vorticity from a sea strait. *Tellus*, **43A**, 168–176.
- Ladd, C., N. B. Kachel, C. W. Mordy, and P. J. Stabeno (2005): Observations from a Yakutat eddy in the northern Gulf of Alaska. *J. Geophys. Res.*, **110**, C03003, doi : 10.1029/2004JC002710.
- Ladd, C., C. W. Mordy, N. B. Kachel, P. J. Stabeno (2007): Northern Gulf of Alaska eddies and associated anomalies. *Deep Sea Res. Part I*, **54**, 487–509.
- Longhurst, A. R. *et al.* (1995): An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *J. Plankton Res.*, **17**, 1245–1271.
- Martin, J. H., R. M. Gordon, S. Fitzwater and W. W. Brokenow (1989): Vertex: phytoplankton/iron studies in the Gulf of Alaska. *Deep Sea Res. Part A*, **30**, 649–680.
- 永田豊, 大谷清隆, 柏井誠 (1992): 北太平洋亜寒帯循環. 海の研究, **1**, 75–104.
- Nakamura, H. (1996): A pycnostad on the bottom of the ventilated portion in the central subtropical North Pacific: Its distribution and formation. *J. Oceanogr.*, **52**, 171–188.
- Onishi, H., and K. Ohtani (1999): On seasonal and year-to-year variation in flow of the Alaskan Stream in the central North Pacific. *J. Oceanogr.*, **55**, 597–608.
- Reed, R. K., J. D. Schumacher, and L. S. Incze (1986): Water properties and circulation in Shelikof Strait, Alaska during 1985. NOAA Tech. Memo. ERL PMEL–68, NTIS: PB87–143053, 35 pp.
- Reed, R. K. and P. J. Stabeno (1997): Long-term measurements of flow near Aleutian Islands. *J. Marine Res.*, **55**, 565–575.
- Reid, J. L. (1997): On the total geostrophic circulation of the Pacific ocean: flow patterns, tracers, and transports. *Prog. Oceanogr.*, **39**, 263–352.
- Roden, G. I. (1964): Shallow temperature inversion in the Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **69**, 2899–2914.
- Suga, T., Y. Takei and K. Hanawa (1997): Thermostad distribution in the North Pacific subtropical gyre: The central mode water and the subtropical mode water. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 140–152.
- Takahashi, T. *et al.* (2009): Climatological mean and decadal changes in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans. *Deep-Sea Res. Part II*, **56**, 554–577.
- Talley, L. D. (1993): Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 517–537.
- Thomson, R. E. (1972): On the Alaskan Stream. *J. Phys. Oceanogr.*, **2**, 363–371.
- 宇田道隆 (1935): 東北海区に於ける中冷水の分布, 成因, 運動に就て. 海と空, **15**, 445–452.
- Uda, M. (1963): Oceanography of the Subarctic Pacific Ocean. *J. Fish. Res. Board Can.*, **20**, 119–179.
- Ueno, H., and I. Yasuda (2000): Distribution and formation of the mesothermal structure (temperature inversions) in the North Pacific subarctic region. *J. Geophys. Res.*, **105** (C7), 16,885–16,898.
- Ueno, H., and I. Yasuda (2001): Warm and saline water transport to the North Pacific subarctic region: World Ocean Circulation Experiment and Subarctic Gyre Experiment data analysis. *J. Geophys. Res.*, **106** (C10), 22,131–22,141.
- Ueno, H., and I. Yasuda (2003): Intermediate water circulation in the North Pacific subarctic and northern subtropical regions. *J. Geophys. Res.*, **108** (C11), 3348, doi : 10.1029/2002JC001372.
- Ueno, H., and I. Yasuda (2005): Temperature inversions in the subarctic North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**, 2444–2456.
- Ueno, H., E. Oka, T. Suga, and H. Onishi (2005): Seasonal and interannual variability of temperature inversions in the subarctic North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20603, doi : 10.1029/2005GL023948.
- Ueno, H., E. Oka, T. Suga, H. Onishi and D. Roemmich (2007): Formation and variation of temperature inversions in the eastern subarctic North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L05603, doi : 10.1029/2006GL028715.
- Ueno, H., H. Freeland, W. R. Crawford, H. Onishi, E. Oka, K. Sato, and T. Suga (2009): Anticyclonic eddies in the Alaskan Stream. *J. Phys. Oceanogr.*, **39**, 934–951.
- Ueno, H., W. R. Crawford and H. Onishi (2010): Impact of Alaskan Stream eddies on chlorophyll a distribution in the western and central subarctic North Pacific. *J. Oceanogr.*, **66**, 319–328.
- Whitney, F., and M. Robert (2002): Structure of Haida eddies and their transport of nutrient from coastal margins into the NE Pacific Ocean. *J. Oceanogr.*, **58**, 715–723.
- Wirts, A. E., and G. C. Johnson (2005): Recent interannual upper ocean variability in the deep southeast Bering Sea. *J. Mar. Res.*, **63**, 381–405.
- Wong, C. S., N. A. D. Waser, Y. Nojiri, F. A. Whitney, J. S. Page and J. Zeng (2002): Seasonal cycles of nutrients and dissolved inorganic carbon at high and mid latitudes in the North Pacific Ocean during the Skaugran cruises: determination of new production and nutrient uptake ratios. *Deep Sea Res. Part II*, **49**, 5317–5338.
- 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** (C12), 3237, doi : 10.1029/2001JC001037.

Studies on ocean structure and variability in the subarctic North Pacific

Hiroimichi Ueno[†]

Abstract

Surface to intermediate water circulation is related to the climate and biological production through heat/material transports and exchanges. The author has been studying ocean circulation and heat/material transports and exchanges, targeting temperature inversions (temperature increments with depth) and mesoscale eddies in the subarctic North Pacific. Temperature inversions are studied through analyses of climatological and individual oceanic data, and are indicated to be maintained by warm and saline intermediate-water transport from the area east of Japan to the northern Gulf of Alaska. Mesoscale eddies in the Alaskan Stream are studied through satellite and profiling float data analyses, and are revealed to have a significant impact on temperature/salinity fields and biological production in the western and central subarctic North Pacific.

Key words: subarctic North Pacific, temperature inversions,
intermediate water circulation, mesoscale eddies, water exchange

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

(Received 3 June 2010; accepted 11 August 2010)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2010)

[†] Faculty of Fisheries Sciences, Hokkaido University
c/o Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University N10 W5 Kita-ku, Sapporo, Hokkaido,
060-0810 Japan