HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	アラスカ湾の中暖水
Author(s)	磯田, 豊; 窪瀬, 健太郎; 高木, 省吾; 日比谷, 紀之
Citation	北海道大学水産科学研究彙報, 56(1), 7-18
Issue Date	2005-03
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/22006
Type	bulletin (article)
File Information	56(1)_P7-18.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北 大 水 産 彙 報
56(1), 7-18, 2005.

アラスカ湾の中暖水

磯田　豊[1)]・窪瀬健太郎[2)]・高木　省吾[3)]・日比谷紀之[4)]

(2004年11月3日受付，2005年1月15日受理)

Mesothermal Water in the Gulf of Alaska

Yutaka ISODA[1)], Kentarou KUBOSE[2)], Shogo TAKAGI[3)] and Toshiyuki HIBIYA[4)]

Abstract

In spring and summer, mesothermal water in the Gulf of Alaska exits at the halocline (around 100 m depth), while in fall, at end of the heating period, it vanishes. This mesothermal water with the annual-mean state can be recognized. On the basis of consideration for simple heat-budget to represent such seasonal change and the annual-mean state, we proposed that the formation process of mesothremal water is not a pure seasonal cycle due to the vertical heat transport, but the lateral intrusion of warm water into a layer beneath the halocline. To confirm the possible intrusion process, we made observations of upper ocean physical properties in the vertical section across the Gulf of Alaska during 22-28 July 2000 from XBT/XCTD profilers, and also examined the tracks of eddies observed by satellite altimeter. It is suggested that the warm waters, which are characterized by the homogeneous salinity with thermal stratification, lying eastern boundary of the Gulf are transported offshore due to the westward propagation of some anti-cyclonic (warm) mesoscale eddies.

Key words: XBT/XCTD observations, Gulf of Alaska, Mesothermal water, Warm eddy.

はじめに

Fig. 1 は Ueno and Yauda (2000) が気候値データを用いて作成した中暖水が存在する海域における中暖水コア付近の密度水平分布図である。上段が年平均の気候値を用いた場合，下段が秋季の気候値を用いた場合である (Ueno and Yauda, 2000 の Fig.4(a) と Fig. 6(d) を引用)。まず，年平均の中暖水分布 (Fig. 1 上段) をみると，ベーリング海を含む北西部北太平洋一帯 (密度範囲：26.6-27.2σ_θ)，アラスカ湾内 (26.2-26.6σ_θ)，北緯 45°-50° に沿った東西帯状の領域 (26.4-26.6σ_θ) の 3ヶ所に中暖水が分布していることがわかる。Ueno and Yasuda (2000) は，北西部北太平洋一帯の中暖水はその存在密度が冬季においても海面に露出しないことから，この海域の中暖水の形成には北太平洋亜熱帯西部における中層，密度 26.7-27.2σ_θ にあたる水塊が三陸沖に位置する黒潮と親潮の混合水域から東方へ移流され，亜熱帯と亜寒帯の循環境界を横切ってアラスカ湾を経由して北西部北太平洋への熱輸送経路が必要であることを示唆している。彼らは，この循環境界を横切る流れを cross-gyre flow と呼んでいる。一方，他の 2ヶ所の中暖水は，いずれも 26.6σ_θ よりも軽い密度帯に存在している。アラスカ湾内の中暖水は秋季に存在しなくなることから季節的にしか現れない (a pure seasonal cycle) 中暖水，北緯 45°-50° に沿った東西帯状の領域の中暖水は表層の冷たく甘い水塊が表層エクマン流により北側から亜熱帯水の上層へ移流されることにより形成される中暖水と推測されている。本論は，後者 2ヶ所の中暖水のうち，季節的にしか現れないアラスカ湾内の中暖水の形成について再考察を行うものである。

秋季の中暖水分布 (Fig. 1 下段) をみると，確かに，アラスカ湾内の中暖水だけが秋季にはほとんど存在しなくなり，鉛直一次元的な熱輸送を想定すれば，季節的な海面加熱・冷却により塩分躍層付近 (上層が甘く，下層は辛い) において一時的に形成される中暖水と解釈されそうに思える。すなわち，海面加熱の終了時期の秋季には表層が最も暖かくなり，上層からの熱輸送により中暖水が消滅するが，冬～春季の海面冷却には塩分躍層付近に再び中暖水が

1) *Graduate School of Fisheries Sciences, Hokkaido University*
(e-mail:isoda@sola3.fish.hokudai.ac.jp)
(北海道大学大学院水産科学研究科)
2) *Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University*
(北海道大学大学院地球環境科学研究科)
3) *Faculty of Fisheries, Hokkaido University*
(北海道大学水産学部)
4) *Graduate School of Science, Tokyo University*
(東京大学大学院理学研究科)

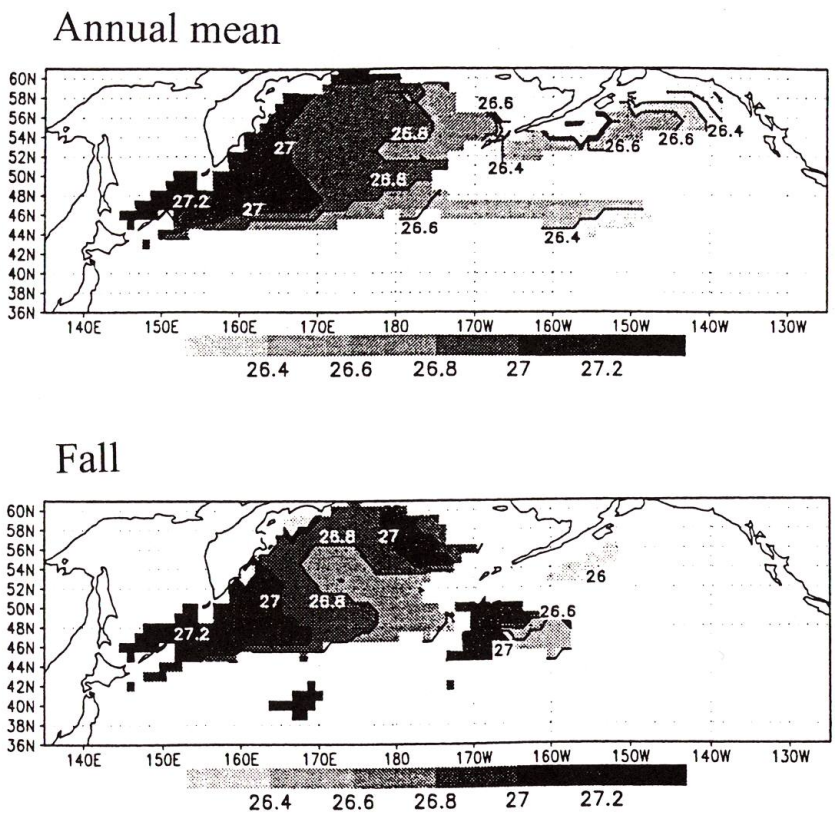

Fig. 1. Horizontal distributions of potential density σ_θ in annual-mean state (upper panel), and fall (lower panel) at the depth of the potential temperature maximum (mesothermal water) (Figs. 4(a) and 6(d) of Ueno and Yasuda, 2000).

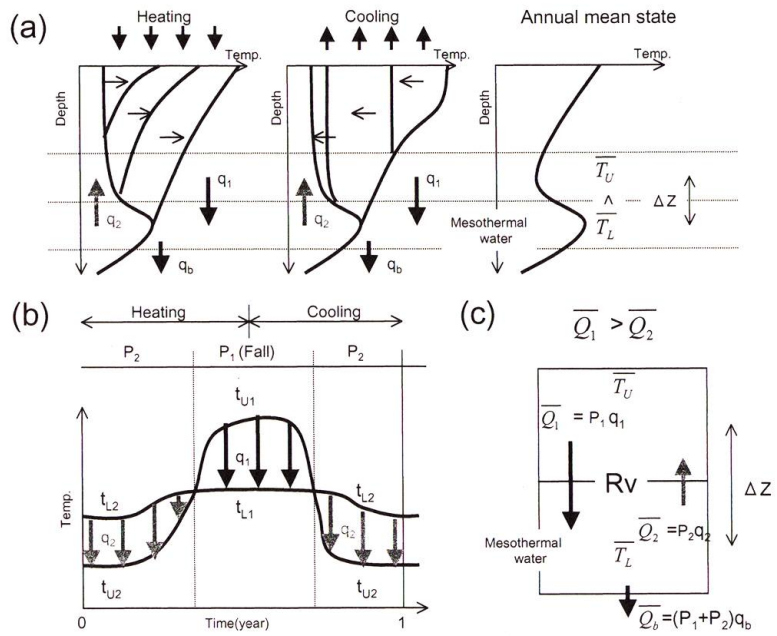

Fig. 2. Schematic diagrams of (a) seasonal change in the vertical temperature profiles, (b) time series of seasonal temperature variations within (t_{L1} and t_{L2}) and above (t_{U1} and t_{U2}) the halocline, and the equilibrium heat transport in the vertical 2-Box in the Gulf of Alaska. See in the text for detail explanations.

形成されるというものである。しかし，次節の簡単な考察において，秋季に消滅するが年平均場では認められる中暖水は，鉛直一次元的な熱輸送過程だけでは説明できないことが示唆される。この考察から，我々はアラスカ湾内の中暖水の形成においても水平的な熱輸送の存在が必要と推測している。ただし，この海域の中暖水の存在密度帯が26.6σ_θよりも軽いために，Ueno and Yauda (2000) が示唆したcross-gyre flowで直接的には説明できないと思われる。

我々は2000年夏，北海道大学附属練習船おしょろ丸を用いて湾内を横断するXBT・XCTD観測を実施し，その観測結果からアラスカ湾内の中暖水の形成に関わる新たな水平熱輸送過程の提案を行う。

鉛直一次元的な熱輸送モデルを用いた中暖水形成の考察

本節では，季節的な海面加熱・冷却により塩分躍層付近において一時的に形成される中暖水が，鉛直一次元的な熱輸送モデルでどこまで説明できるのかについて考察する。Fig. 2 (a) はアラスカ湾内における水温鉛直分布の季節変化を模式的に示したものである。縦軸は水深を示し，左側から海面加熱時期，海面冷却時期，年平均の水温鉛直分布である。年平均の水温鉛直分布には中暖水 (mesothermal water) が認められるとし，その中暖水の年平均水温を $\overline{T_L}$，その上層の中冷水の年平均水温を $\overline{T_U}$ とする。中暖水付近における水温の鉛直勾配から推測される単位時間当たりの熱輸送量を下向きに q_1 (中冷水から中暖水へ) と q_b (中暖水から深層へ)，上向きに q_2 (中暖水から中冷水へ) とする。ここで，中暖水が存在する水深から深層への熱輸送 q_b は一年を通して存在すると考える。これは，深層が常に冷たいという定常状態において，下向き熱輸送 q_b が深層からの冷たい水の湧昇 (冷水の鉛直移流) とバランスしていることを暗に仮定している。

「はじめに」で述べたように，中暖水の消滅は海面加熱期の終わりから海面冷却期の始めの秋季にある。鉛直一次元モデルで考えた場合，中暖水が形成されている時期は中暖水を挟む上向き q_2 (主に，後述するDiffusive型混合と推測) と下向き q_b (熱伝導的な鉛直拡散もしくはSalt-fingering型混合と推測) の熱輸送によって，中暖水の水温値は次第に低下する。一方，秋季の中暖水の消滅は上層水温が中暖水の水温より高くなることにより生じるが，この時期，中暖水が存在する水塊の水温は上層からの熱輸送 q_1 (主に，熱伝導的な鉛直拡散と推測) により上昇する。

Fig. 2(b) は，中暖水が一時的に存在している水深の水温値 (t_{U1} と t_{L1}) と中冷水が一時的に存在している水深の水温値 (t_{U2} と t_{L2}) の季節変化を模式的に示したものである。中暖水が消滅する期間 ($t_{U1}>t_{L1}$) を P_1，中暖水が形成されている期間 ($t_{L2}>t_{U2}$) を P_2 としている。なお，ここで用いる水温値 (t_{U1}, t_{L1}, t_{L2}, t_{U2}) と単位時間当たりの熱輸送量 (q_1, q_2, q_b) は両期間の平均値と考えて欲しい。このような各期間で熱輸送量を積分した一年収支の熱輸送を鉛直2ボックスで模式的に示したものがFig. 2(c) である。2ボックスとは，中暖水が一時的に存在する水深付近のボックスとその上側の中冷水が一時的に存在するボックスである。P_1 期間で q_1 を積分した熱輸送量を $\overline{Q_1}$，P_2 期間で q_2 を積分した熱輸送量を $\overline{Q_2}$，一年間で積分した q_b の熱輸送量を $\overline{Q_b}$ とした。両ボックス間の熱交換速度 $Rv(=K\cdot A/\Delta Z$：ここで，K は鉛直渦拡散係数，A は二つのボックスが接続する境界の断面積，ΔZ はボックス間の重心距離) が一年を通して一定と仮定すれば，それぞれの積算熱輸送量は

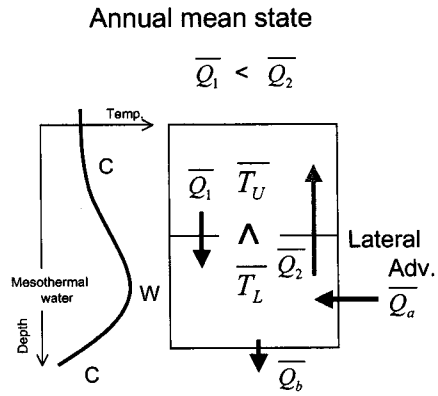

Fig. 3. Schematic diagram of annual mean heat-budget around the mesothermal water in the Gulf of Alaska. To represent seasonal change and annual-mean state of mesothermal water, it is inferred that the lateral heat transport $\overline{Q_a}$ into a layer beneath the halocline is needed.

$$\overline{Q_1}=P_1q_1=P_1Rv(t_{U1}-t_{L1}) \quad (1)$$
$$\overline{Q_2}=P_2q_2=P_2Rv(t_{L2}-t_{U2}) \quad (2)$$

となる。なお $\overline{Q_1}, \overline{Q_2}, \overline{Q_b}$ はいずれも正の値とし，熱量の出入りは各変数の前に付く符号で表現する。ここで，中暖水が一時的に存在する水深のボックスにおける熱収支を考える。一年積算の熱収支において，入ってくる熱量 ($\overline{Q_1}$) と出ていく熱量 ($\overline{Q_2}+\overline{Q_b}$) がバランスして

$$\overline{Q_1}=\overline{Q_2}+\overline{Q_b} \quad (3)$$

となることから，

$$\overline{Q_1}>\overline{Q_2} \quad (4)$$

でなければならない (Fig. 2(c) に示した矢印の大きさを参照)。この (4) の関係式に (1) (2) 式を代入して整理すれば，2ボックスの年平均水温 ($\overline{T_U}, \overline{T_L}$) の関係式を得ることができる。

$$P_1Rv(t_{U1}-t_{L1})>P_2Rv(t_{L2}-t_{U2})$$
$$t_{U1}\cdot P_1+t_{U2}\cdot P_2>t_{L1}\cdot P_1+t_{L2}\cdot P_2$$
$$(t_{U1}\cdot P_1+t_{U2}\cdot P_2)/(P_1+P_2)>(t_{L1}\cdot P_1+t_{L2}\cdot P_2)/(P_1+P_2)$$
$$\overline{T_U}>\overline{T_L} \quad (5)$$

この (5) 式の関係は，鉛直一次元的な熱輸送だけを考えたとき，一時的な中暖水の形成は可能であるが，年平均場では中暖水は認められないことを示す。しかし実際には，ア

ラスカ湾内の年平均水温場には中暖水が認められており，$\overline{T_U}<\overline{T_L}$ となっている。となれば，上記の式変形を逆にたどり，$\overline{Q_1}<\overline{Q_2}$ でなければならないことになる。すなわち，(3)式で表される鉛直一次元的な一年収支の熱輸送バランスでは，アラスカ湾内の中暖水の形成を説明できないことになる。

Fig. 3 はアラスカ湾内を想定した一年収支熱輸送バランスを模式的に示したものである。$\overline{Q_1}<\overline{Q_2}$ から $\overline{Q_1}<\overline{Q_2}+\overline{Q_b}$ となり，中暖水が形成されるボックスから出て行く熱量の方が大きくなる。よって，年平均場のアラスカ湾内で中暖水が認められるためには，このボックスにどこからか水平的な熱輸送量 $\overline{Q_a}$ (Lateral Adv.) が必要となる。すなわち，$\overline{Q_1}+\overline{Q_a}=\overline{Q_2}+\overline{Q_b}$ という一年収支の熱輸送バランスが示唆される。

XBT・XCTD 観測線と解析データ

XBT/XCTD 観測はアラスカ湾のサケ属魚類の分布特性を調べる研究の一環として実施され，北海道大学水産学部附属練習船おしょろ丸の北洋航海を利用した。XBT/XCTD 観測の実施海域はアラスカ湾の中央を南東-北西に横切るシアトルからダッチハーバーに至る 1 本の観測線であり，観測期間は 2000 年 7 月 22 日から 7 月 28 日までの 7 日間である。この観測線は計 34 点の XBT・XCTD 観測(○印は XBT 観測で計 14 測点，●印は XCTD 観測で計 20 測点，内 2 点は欠測）で構成され，海底地形図（細実線）とアラスカ湾周辺の代表的な流れ（白抜き矢印）と合わせて Fig. 4 に示した。測点番号は東から西へ順に，通し番号として Stn. 1 から Stn. 34 とした。Stn. 1・6・8・28・30・32 は水深 300 m までの XBT プローブを使用し，他の XBT 測点は水深 800 m までの XBT プローブを使用した。ただし，Stn. 3 はデータエラーにより，水深 700 m までの観測となった。使用した XCTD プローブは水深 800 m まで観測可能であるが，データエラーにより Stn. 6・8 は水深 300 m まで，Stn. 19・25 は水深 500 m まで，Stn. 16・29 は欠測（×印）となった。

観測線と典型的な流れ場の関係をまとめると次のようになる。Subarctic Current は北緯 50 度付近を中心に幅広いゆっくりとした東流を示し，観測線のほぼ中央付近で北向きの Alaska Current と南向きの California Current に二分岐する。北側へ分岐した Alaska Current はアラスカ湾沿岸の地形に沿って反時計回りに流れ，流向が南西方向へと変

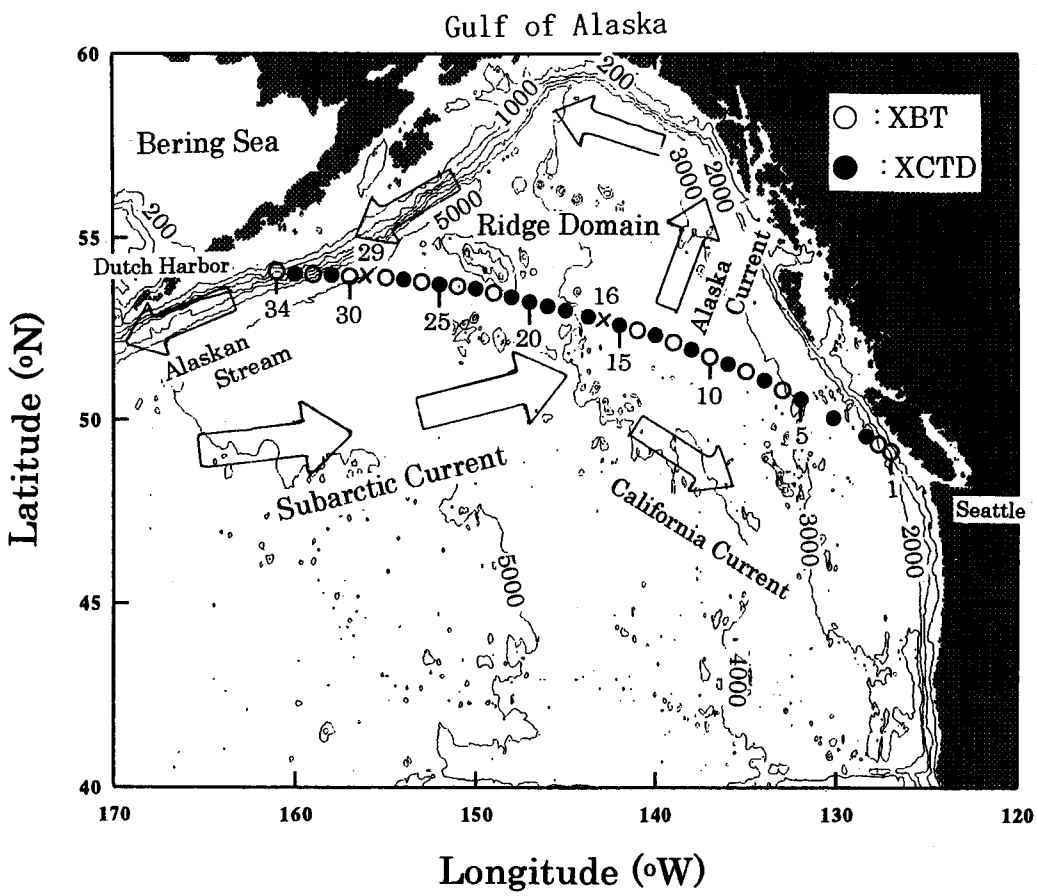

Fig. 4. Station points for XBT (○) and XCTD (●) along the Oshoro-maru cruise between Seattle and Dutch Harbor during 22-28 July 2000, and the bottom topography in the northeastern North Pacific. Arrows show the schematic diagram of the long-term mean circulation around the Gulf of Alaska.

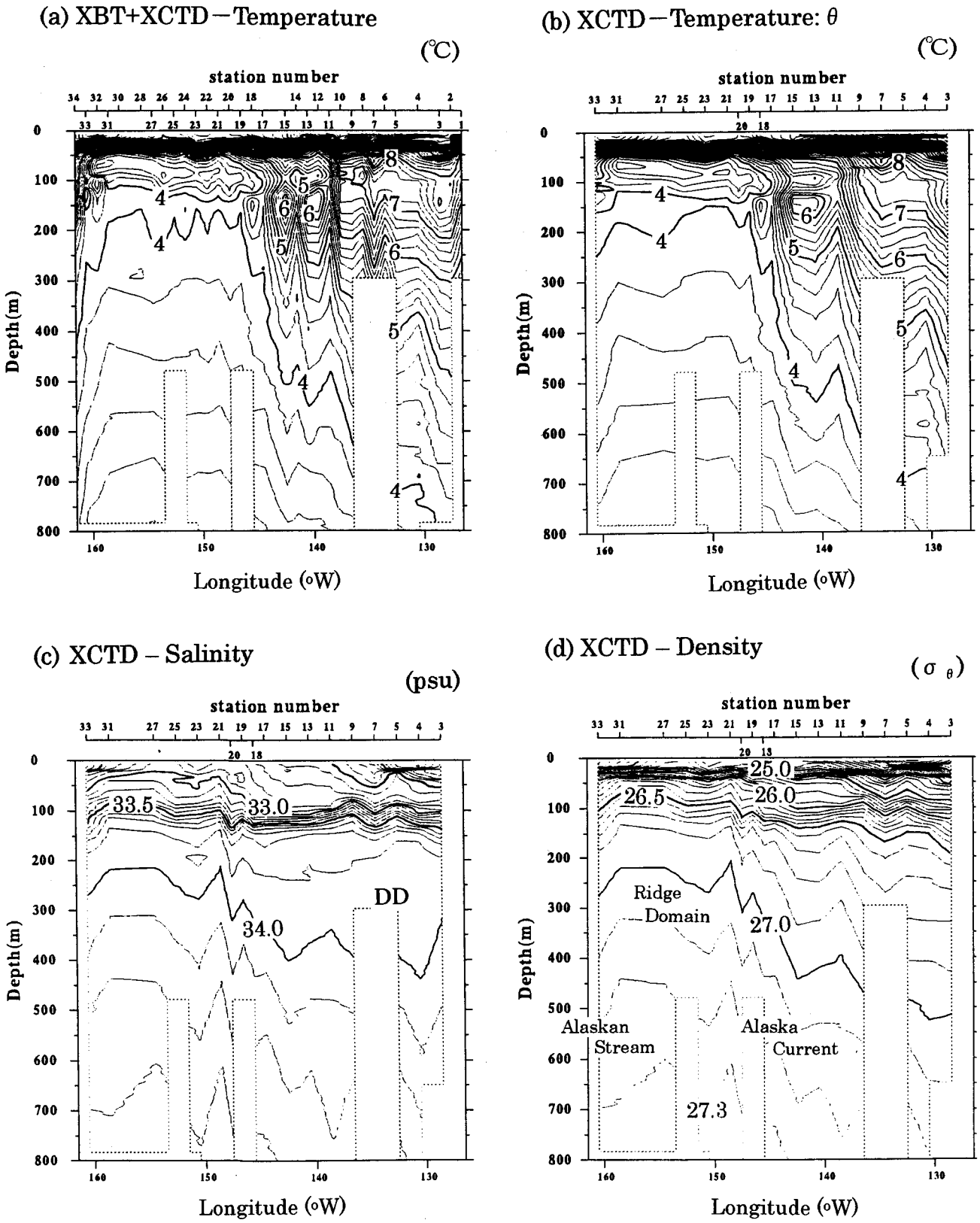

Fig. 5. Vertical distributions of (a) temperature using XBT and XCTD data, (b) potential temperature θ using XCTD data, (c) salinity, and (d) potential density along the XBT/XCTD cruise in the Gulf of Alaska.

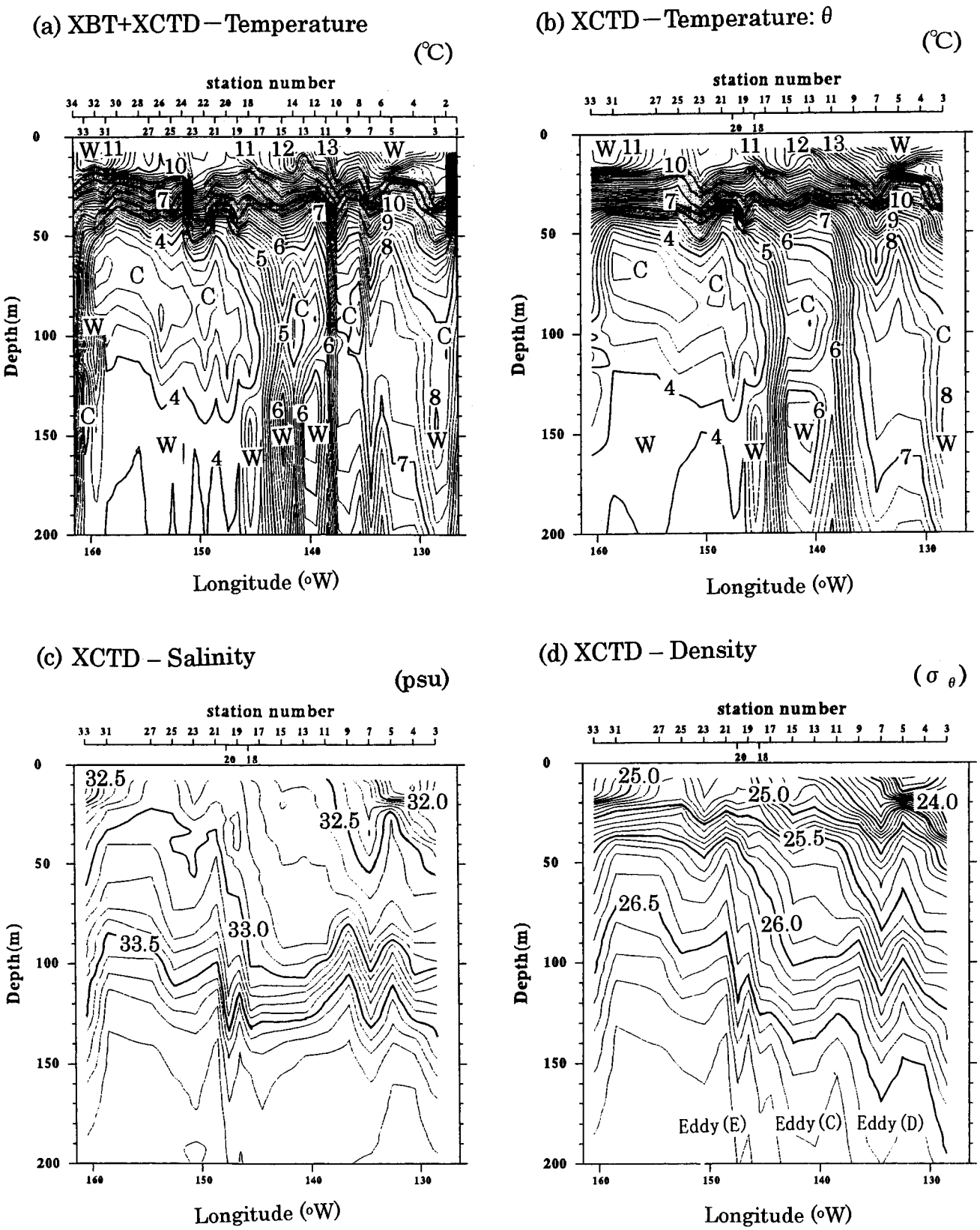

Fig. 6. Same as Fig. 5 but at the range of depth between 0 and 200 m. Symbols of "W" and "C" denote the mesothermal and dichothermal structures, respectively.

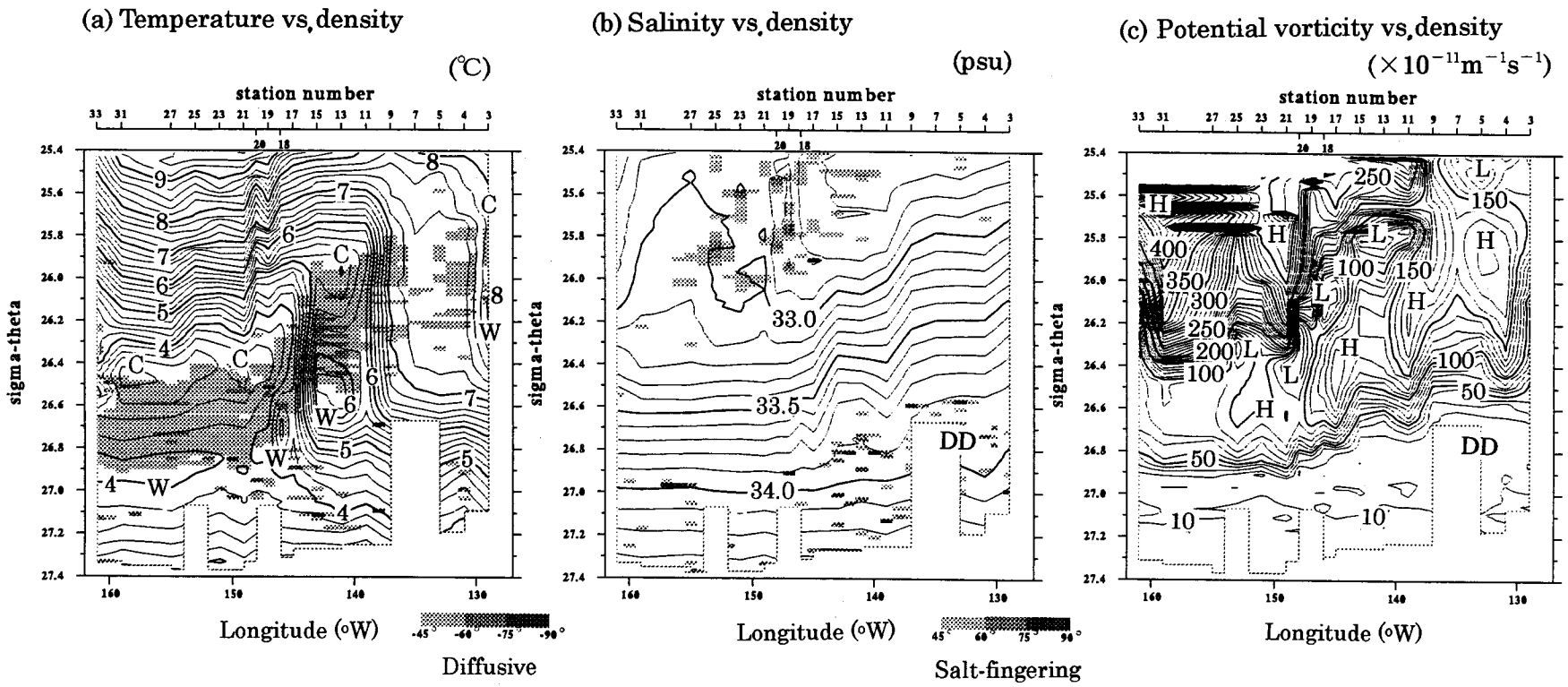

Fig. 7. (a) Potential temperature θ section versus density σ_θ, and the gray tone shows the area of diffusive double diffusion inferred from the Turner angle (T_u) with $-90° < T_u < -45°$. Symbols of "W" and "C" denote the mesothermal and dichothermal structures, respectively. (b) Salinity section versus density σ_θ, and the gray tone shows the area of salt-fingering double diffusion inferred from the Turner angle with $45° < T_u < 90°$. (c) Potential vorticity versus density σ_θ. DD denotes the Dilute Domain water in the Alaska Current. Symbols of "H" and "L" denote the maximum and minimum values of potential vorticity, respectively.

化し，ここで名前を Alaskan Stream に変える。この Alaskan Stream の流れは Alaska Current よりも強く，狭い陸棚斜面上に位置している。これは南西向きの Alaskan Stream が西岸境界流としての性質をもつためと考えられている (Royer and Emery, 1987; Warren and Owens, 1988; Musgrave et al., 1992)。後述するように，我々の観測線では Stn. 34-33 の狭い範囲で Alaskan Stream が捉えられている。西流する Alaskan Stream と東流する Subarctic Current の間の海域は Ridge Domain と言われ，冷水がドーム状に盛り上った形状がその特徴である。

XBT・XCTD の生データは，次の手順で解析データへと変換した。(1) 生データに見られたスパイク状のエラーは目で判断して削除し，その上下のデータで線形補間した後，(2) 内部波などの鉛直スケールの小さな構造を平均操作で除外することを考え，3-ポイントの三角フィルター (重み 0.25, 0.5, 0.25) を 5 回適用して，解析データとした。なお，鉛直断面図を作成する際，欠測部分はその両側の測点にデータがある場合に限って線形補間により値を補い図示している。

解 析 結 果

水温・塩分・密度の鉛直断面分布

Fig. 5 と Fig. 6 は，(a) XBT・XCTD 両データを用いて作成した水温鉛直断面図，(b) XCTD データ用いて作成した水温 (ポテンシャル水温)，(c) 塩分，(d) 密度 (ポテンシャル密度) の各鉛直断面図である。Fig. 5 は全体的な海洋構造を記述するために水深 0-800 m のデータを用いた断面図，Fig. 6 は中冷水・中暖水付近の水塊分布の詳細を記述するために水深 0-200 m のデータを用いた断面図である。なお，Fig. 5 の破線枠空白の部分は，隣の測点も欠測のためにデータを線形補間できなかった欠測領域を示す。

まず，Fig. 5a と Fig. 5b の水温断面図を比較すると，XCTD・XBT 両データ併用した断面図 (Fig. 5a) には XCTD データの断面図 (Fig. 5b) には見られない水平スケールの小さな渦構造や Stn. 34-33 付近の Alaskan Stream が捉えられているが，Fig. 5b でもドーム状の冷水構造 (Ridge Domain) や中規模スケールの渦構造は十分に把握できることがわかる。密度断面図 (Fig. 5d) には水深 100 m 付近と 50 m 以浅の二ヶ所に密度躍層がみられ，前者は塩分躍層 (Fig. 5c)，後者は水温躍層 (Fig. 5b) によるものである。アラスカ湾周辺海域における水収支は年間通して降水量が蒸発量よりも多く (Oberhuber, 1988)，表層付近に強い塩分躍層が形成され易い状態にある。それゆえ，観測された塩分躍層は永年躍層と思われ，この躍層以浅の水塊は海面冷却により形成された冬季の表層混合層と推測される。また，浅い水温躍層は夏季の海面加熱により形成された季節躍層と推測される。

密度等値線の傾き (Fig. 5d) から Alaska Current の北東流が示唆される Stn. 3-18 の範囲において，水深 200-300 m 付近に水温成層 (5-7°C) しているが，ほぼ均一な塩分 (33.9-34.0) で特徴付けられる水塊が存在している (Fig. 5c)。このような水塊の特徴は Subarctic Current 上流側の 180 度断面にもみられ (磯田・深井，2004)，水温・塩分値から判断して，180 度と同じ水塊が Subarctic Current によってアラスカ湾まで移流されていることが示唆される。この水塊の存在範囲は 180 度では移行領域 (Transitional Domain) 内にあり，アラスカ湾では Dilute Domain (Favorite et al., 1976: 以下，DD と略す) 付近に繋がっている。ただし，Favorite et al. (1976) が記述した Dilute Domain は陸水起源 (主にコロラド川) の表層 (50 m 程度) の低塩分水を指し，我々が指摘した均一な塩分で特徴付けられる水塊を指す名称ではないことに注意が必要である。

水深 0-200 m の水温断面図 (Figs. 6a, b) をみると，水深 50-100 m 付近に中冷水，水深 150 m 付近に中暖水がそれぞれパッチ状に分布していることがわかる。塩分断面図 (Fig. 6c) を参照すると，中冷水は水温躍層 (50 m 以浅) と塩分躍層 (水深 100 m 付近) の間に位置し，そのコア付近の水温値は沿岸 (東岸境界) から離れるに従って低くなる傾向 (7°C 台から 3°C 台へ) がみられる。中冷水の下層に存在する中暖水は塩分躍層内から躍層下部に位置し，そのコア水温値は中冷水と同様に，沿岸 (東岸境界) から離れるに従って水温低下の傾向 (8°C 台から 4°C 台へ) を示す。Alaska Current 内の Stn. 11-13 と Stn. 15-17 の 2ヶ所に水温フロント (4-5°C と 6-7°C) がみられるものの，そのフロント部は明瞭な塩分フロントにはなっていない (Figs. 6a, b, c)。このような躍層やフロントの空間分布の特徴から，Alaska Current 付近 (Stn. 3-21) の表層密度分布は主に水温構造に起因した北東向き密度流を示している (Fig. 6d)。この北東向きの流れの中には，時計回りの渦の存在を示唆する下に凸状の密度等値線がみられる。Fig. 6d に Eddy-E, C, D 示した 3 つの記号は，2000 年 8 月の海面高度分布図 (Fig. 10) から特定される 10 個 (A-J の記号で表現) の渦のうち本観測断面で捉えられた時計回りの渦である。アラスカ湾に存在するこれら時計回りの渦に関する過去の履歴については後述する。

等密度面解析による水温・塩分・渦位分布

Fig. 7 は XCTD データを用いて作成した密度 (25.4-27.4 σ_θ の範囲) に対する (a) 水温，(b) 塩分，(c) 渦位の各断面分布図である。水温分布図に示した灰色領域は Turner angle (T_u: 単位は degree) の計算から示唆される Diffusive 型 ($-45° > T_u > -90°$) の水温逆転を示し，この領域の上端が中冷水のコア，下端が中暖水のコアに相当する。同様に，Turner angle の計算から Salt-fingering 型 ($45° < T_u < 90°$) を示唆する領域を灰色で塩分分布図に示した。なお，Turner angle は McDougall et al. (1992) に従い，次式で計算した。

$$T_u=\tan^{-1}((\alpha(\partial\theta/\partial z)-\beta(\partial S/\partial z))/(\alpha(\partial\theta/\partial z)+\beta(\partial S/\partial z))) \quad (6)$$

ここで，α は熱膨張係数，β は塩分収縮係数，θ は水温，S は塩分，z は鉛直軸である。渦位（P_v：単位は $m^{-1}s^{-1}$）は相対渦度（水平シアー流）は考慮せず，次式で計算した。

$$P_v=f(\partial\sigma_\theta/\partial z)/\rho \quad (7)$$

ここで，f はコリオリパラメータ，ρ は海水密度である。

本観測断面では Salt-fingering 型はほとんど認められず，鉛直的な水塊変質には Diffusive 型の二重拡散混合が支配的であることがわかる。また，この Diffusive 型混合は塩分躍層内の比較的高渦位（50-150×$10^{-11}m^{-1}s^{-1}$）で密度 25.8-26.8 σ_θ の領域にある。このような高渦位の Diffusive 型混合がアラスカ湾内に分布することは You et al. (2000) でも指摘されており，彼らはこの水塊が東部北太平洋の亜熱帯領域に広がる亜熱帯中層水（Gulf of Alaska Intermediate Water：GAIW）の起源であることを示唆している。この意味においても，アラスカ湾の中暖水の形成過程を明らかにすることは重要と思われる。

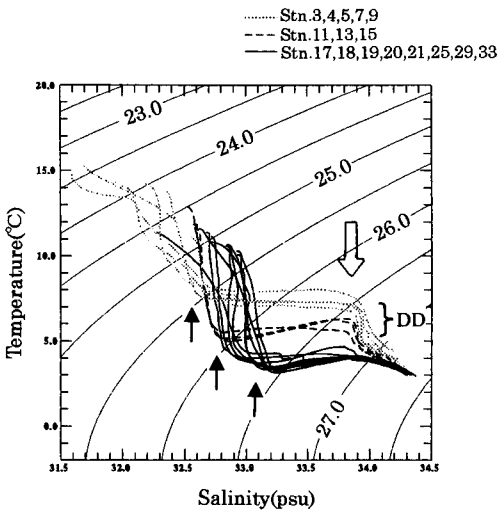

Fig. 8. θ-S (temperature-salinity) diagram illustrating Dilute Domain (DD). The mesothermal water is located by a white arrow, and dichothermal waters by thin-black arrows.

前節の鉛直断面図でみた中暖水コアは密度（塩分）躍層下部のほぼ同じ水深に位置しているが，Fig. 7a の密度面上でみると中暖水コアは東（Stn. 3）から西（Stn. 33）へ次第に高い密度帯へ変化している。その密度変化は Stn. 9-11 と Stn. 15-17 の水温フロント付近で特に大きい。沿岸（東岸境界）から沖合（西方）に向かって中暖水コアの密度が高くなる傾向は，Fig. 1(a) の年平均の気候値を用いた図にも示されており，アラスカ湾の中暖水がもつ大きな特徴の一つと思われる。また，断面内で観測された Diffusive 型混合の下部（または中暖水のコア付近）の水温値は東から西へ次第に低くなるものの，塩分はほぼ同じ値（33.5-33.7）を示していることがわかる（Fig. 7b）。渦位の躍層は塩分躍層下部の 33.8 にほぼ一致し，その躍層以深は低渦位（10-20×$10^{-11}m^{-1}s^{-1}$）の水塊（DD 付近）で占められている。

θ-S ダイヤグラム

中暖水のコア付近の塩分値がほぼ一定である様子は，θ-S（水温-塩分）ダイヤグラムを用いて，より明瞭に示すことができる（Fig. 8）。二つの水温フロントを境界に海域を三つに分け，各海域の θ-S 関係を点線（Alaska 東岸境界付

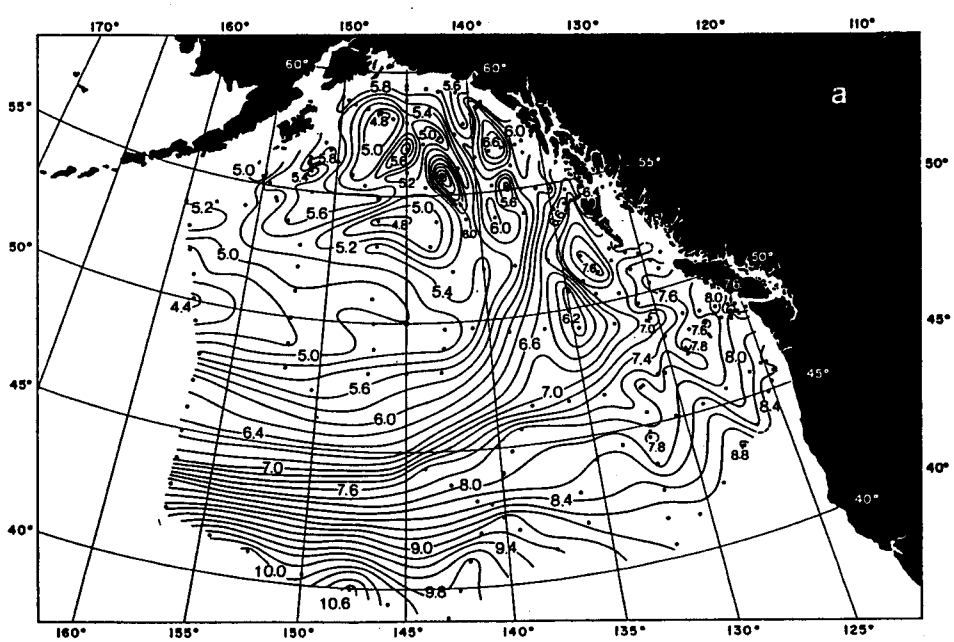

Fig. 9. Horizontal distribution of temperature (℃) at surface of σ_t=26.0 during May-July, 1961 (Fig. 12a of Tabata, 1982).

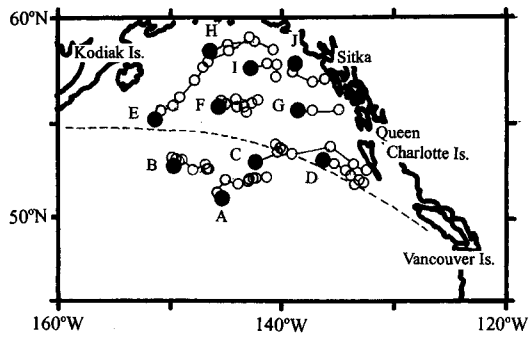

Fig. 10. Tracks of anti-cyclonic eddies identified in images of TOPEX-Poseidon/ERS-2 satellite altimetry observations, as determined from images prepared by a web site maintained by the Colorado Center for Astrodymanics Research. Closed circles named by A to J denote positions of eddies in August 2000, and end of tracks. A series of open circles at each eddy shows the past track during 16 months with 2 months interval.

近)，破線 (Alaska Current 海域)，実線 (Ridge Domain の沖合海域) で示した。白抜きの縦矢印で示した水塊は，水温フロントを挟んで水温値は変化するものの，塩分値がほぼ一定 (33.9) の中暖水コアである。このように塩分一定の水塊特性を明瞭に示す理由は，Fig. 5(c) や Fig. 7(b) で記述した DD 付近の水塊が塩分躍層下に存在するためである。アラスカ湾内におけるこのような水塊の特徴は，Aydin et al. (1998) の Fig. 10(a) (1993 年のデータ) や Musgrave et al. (1992) の Fig. 4 (1987 年のデータ) の θ-S ダイヤグラムにもみられ，いずれも塩分値は 33.8-33.9 の範囲にある。このことから DD 付近の水塊の経年変化は比較的小さく，塩分は常に 33.9 前後の値をもっていることが推測される。

この θ-S ダイヤグラムにみられる中冷水 (黒矢印) は，沿岸 (東岸境界) から沖合 (西方) に向かって低温高密度になり，その傾向は中暖水と同じである。また，沖合 (西方) に向かっての低温化により塩分躍層も次第に弱まる傾向がみられる。もし，この塩分躍層の弱まりが中冷水と中暖水の間で生じる Diffusive 型混合によるものと考えれば，沿岸 (東岸境界) よりも沖合 (西方) が Diffusive 型混合の進んだ状態と推測される。

中暖水の起源に関する考察

ここで，アラスカ湾における中暖水の特徴をまとめておこう。

(1) 簡単なボックスモデルを用いた考察から，年平均場のアラスカ湾内で中暖水が認められるためには，中暖水が存在する層に水平的な熱輸送のあることが示唆される。

(2) 断面観測内にいくつかのパッチ状の中暖水が捉えられたが，いずれの中暖水コアも塩分 (永年) 躍層下部の 150 m 付近にある。

(3) この塩分躍層下部には塩分一定 (33.9 前後) で水温成層した水塊 (DD 付近) が存在し，アラスカ湾の沿岸側に比較的大きな体積で分布している。水塊特性から判断して，この DD 付近の水塊の起源は Subarctic Current の上流側の移行領域にあるものと推測される。

(4) 中暖水コアの水塊は Diffusive 型の二重拡散混合により，場所によって水温値は大きく変化しているものの，DD 付近の水塊の特徴，すなわち塩分値 (33.8-33.9) はよく保存されているようにみえる。

(5) 沿岸 (東岸境界) 域と沖合 (西方) 域の間には水温フロント (本観測の場合，少なくとも 2ヶ所) が存在し，沖合 (西方) に向かっての中暖水コアの密度は高くなっている。

(6) なお，中暖水コアの水温値と塩分躍層の強さから判断して，沿岸 (東岸境界) 域よりも沖合 (西方) 域の中暖水が Diffusive 型の二重拡散混合が進んだ状態と推測される。

中暖水コアが塩分を保存してパッチ状に分布していることから，アラスカ湾の中暖水の起源は同じで，さらに暖水渦の構造をもっていることが示唆される。アラスカ湾は北太平洋の中で，黒潮-親潮混乱水域についで 2 番目に渦の多い海域として知られている (例えば，Emery,1983) 。アラスカ湾の渦の構造・発生・挙動について初めて議論した研究は Tabata (1982) である。Fig. 9 は一例として Tabata (1982) から引用した 1961 年 5-6 月の 26.0 σ_t 面上の水温分布である (Tabata,1982 の Fig.12a)。アラスカ湾沿岸一帯には 100 km スケールの渦が多数存在し，また，これらの渦の間に本観測でも捉えられた 2ヶ所の水温フロント (ただし，水温は 7°C と 6°C 付近) も認めることができる。Tabata (1982) は渦の発生機構として，大気により強制された惑星波と海底地形との相互作用を挙げている。Gordon and Mysak (1985) は準地衡流理論を用いて，Tabata (1982) が記述した Sitka 沖の渦をモデル化し，沿岸に沿った定常流と海底地形の相互作用による傾圧渦の発生を示唆している。Cummins (1989) は北東太平洋を模した風強制の準地衡流モデル計算から，東岸境界で励起され西方伝播する傾圧惑星波を通して，アラスカ湾内のスベルドラップ平衡が成立していることを示した。このように，アラスカ湾内で卓越する渦場の存在は観測事実からも明らかであり，東岸境界における渦の発生や渦場の湾内平均流に対する力学的寄与も理論や数値モデルから支持されている。本論における問題は，これらの渦が中暖水を形成させる水平熱輸送にどのように寄与しているかである。

そこで，2000 年夏季にアラスカ湾内に存在していた暖水渦 (時計回りの渦) の移動の様子を調べた。用いたデータは，ネット上で公開されているコロラド大学の TOPEX-Poseidon/ERS-2 の海面高度分布図 (www-ccar.colorado.edu/realtime/gifs_tmp/global_ssh/) である。2000 年 8 月に湾内に存在していた時計回りの渦 (正偏差の極大値) は Fig. 10 に A-J の記号と●印で示した計 10 個であった。各

渦毎に，過去に遡って 16ヶ月間 (1999 年 4 月まで)，2ヶ月毎の位置を○印で示した。すべての暖水渦は伝播速度が数 $cm \cdot s^{-1}$ 程度で西方に移動しており，Cummins (1989) が数値モデルで示唆した傾圧惑星波の挙動を示している。2000 年夏の断面観測で捉えられた渦はおそらく E・C・D の暖水渦と思われ，これらの渦は一年以上前に東岸境界で発生し，西方伝播してきた渦であることがわかる。よって，少なくとも一度は冬季の海面冷却を経験した渦と推測される。また，渦 E は Sitka 付近の海域を起源とし，渦 C と D は Queen Charlotte 島付近の海域を起源としているようにみえる。このように東岸境界で発生し西方伝播する暖水渦は，Gower and Tabata (1993) (1986-89 年の渦) や Crawford (2002) (1993-2001 の渦) の解析によっても示されており，この海域では一般的な渦挙動である。ただし，ENSO 年の冬 (例えば，1982/83 年，1997/98 年など) は他の年に比べて，渦の発生数が高くなることが報告されている (Crawford, 2002)。

次に，これらの暖水渦が東岸境界における水塊を保持したまま沖合へ (または西方へ) 移動できるか否かを確認しておく。そのためには暖水渦の力学特性を調べなければならない。100 km スケールの暖水渦の力学を調べるとき，重要となるパラメータは局所ロスビー数 $R=U/(\beta L^2)$ と傾圧的な発散パラメータ $F=(f^2L^2)/(g^*H)$ の二つである (松浦・山形，1984)。ここで，β は惑星ベータ，f はコリオリパラメータ，L は渦の水平スケール，H は渦の鉛直スケール，U は渦の代表流速，g^* は内部重力加速度である。R の値が十分大きければ同じ水塊を保持したままで渦の性質がよく保たれ，$R<1$ の場合は渦が同定できてもその渦の中身は入れ替わってしまうことを示す。また，F の値が十分大きければ惑星波は非分散となり，比較的長期間に渡って渦を同定することができる。Tabata (1982) の記述を参考に，$\beta=1.5\times10^{-11}m^{-1}s^{-1}$, $f=1.2\times10^{-4}s^{-1}$, $L=100$-200 km, $H=1{,}000$ m, $U=0.4$-$0.7\ ms^{-1}$, $g^*=1.6\times10^{-2}ms^{-2}$ とすると，$R=0.7$-4.7, $F=9$-36 となる。ほぼ同じ水塊を 1-2 年保持している黒潮暖水渦は $R=5.7$, $F=7.3$ 程度の値をもつこと (Yasuda et al.,1992) から判断して，アラスカ湾の暖水渦も東岸境界における水塊をある程度保持したまま沖合へ移動できると判断される。しかし，Fig. 9 から沖合の Ridge Domain 付近で渦のスケールが次第に大きくなる傾向がみられる。ここでは示さないが，衛星の海面高度分布図からもそのような傾向は伺える。例えば，先に用いた典型的な値の中で $L=200$ km, $U=0.4\ ms^{-1}$ を選択すれば $R=0.7<1$ となり，渦は同定されても中身は入れ替わってしまうパラメータレンジに入る。このことから，沖合の Ridge Domain 付近まで移動した暖水渦は水塊の保存性を失い，Figs. 5a, b にみられるような 4°C 前後の暖水シート状の中暖構造となる可能性も示唆される。

本論では暖水渦の力学特性に関してこれ以上の議論はできないが，東岸境界で発生し沖合 (西方) へ移動する暖水渦が水平熱輸送に寄与し，少なくともアラスカ湾程度の空間スケールに存在している中暖水の形成要因となっていることが示唆される。

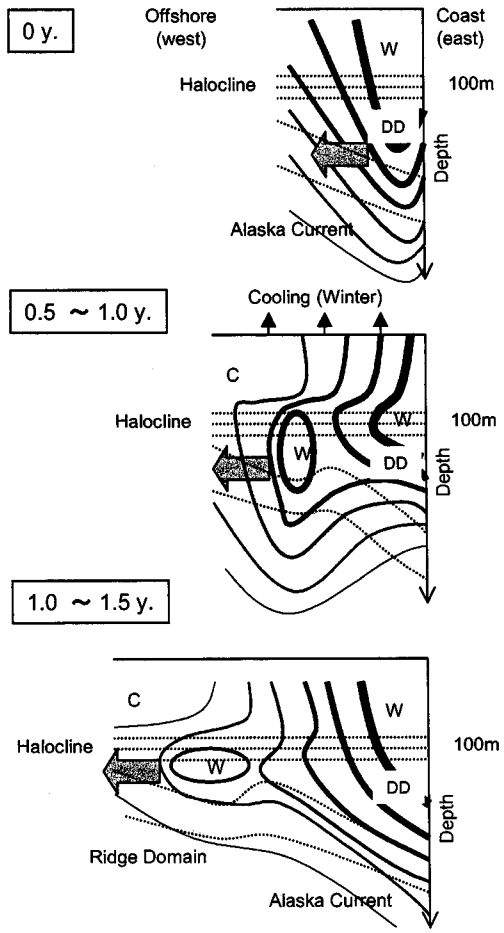

Fig. 11. Schematic representations for the temporal formation process of mesothremal water by the lateral intrusion of warmer anti-cyclonic eddies. DD denotes the Dilute Domain water in the Alaska Current, and a significant halocline is formed around 100 m depth throughout the year. During 1 to 1.5 years, the warm waters lying eastern boundary, i.e. within the Alaska Current, are transported to the Ridge Domain area due to the westward propagation of anti-cyclonic eddy, whose propagation is indicated by the arrow direction.

おわりに

アラスカ湾の東岸境界で発生し西方伝播する暖水渦が水平熱輸送を担い，湾内の中暖水の形成機構に寄与している様子を模式図として Fig. 11 にまとめた。図は東西方向の鉛直断面を示し，ある暖水渦が東岸境界で発生し西方伝播している様子を時間の経過 (0 年，0.5-1 年，1-1.5 年) で表現している。破線は塩分，実線は水温の等値線を示し，水深 100 m 付近の塩分躍層 (Halocline) とその下部に存在する塩分一定で水温成層した DD 水を強調して描いている。

[0 年] 東岸境界で発生した暖水渦は DD 付近の塩分躍層下の水塊を取り込み，西方伝播を始める。この水塊は北東

向きの Alaska Current により移流され，その起源はより西方の移行領域内にあると推測される。また，Alaska Current を駆動する密度場は主に水温場に依存し，水温フロントを伴う流れとなっている。[0.5-1 年] 暖水渦の寿命は少なくとも一年以上と推測され，西方伝播の途中で一度は冬季の海面冷却を経験するであろう。それゆえ，塩分躍層付近には水温逆転が形成され，密度面を横切る Diffusive 型の二重拡散混合が期待される。このような混合の結果，西側で観測される暖水渦コアほど水温値が低い傾向にあると推測される。[1-1.5 年] 西方伝播する暖水渦は水温フロントを伴う Alaska Current を横切り，Ridge Domain にまで達する。この水温フロントの通過と二重拡散混合の結果，暖水渦コアの水温は低下し続け，塩分値は DD 付近の水塊のそれを保存しているものの，密度は沖合 (西方) に向かって次第に高くなる。また，Ridge Domain 付近では暖水渦の空間スケールが大きくなる傾向がみられ，渦の力学特性から水塊の保存性を失っている可能性が示唆される。

上記のまとめは，まだ定性的な記述の範囲にあり，暖水渦と Alaska Current の相互作用や暖水渦の水塊保存性についての力学的議論が不充分である。今後は暖水渦の発生・伝播を表現できる数値モデルを用いて，上記のシナリオによってアラスカ湾内の中暖水が形成できるのか否かを確認したいと考えている。

謝　　辞

本研究を実施するにあたり，XBT/XCTD 海洋観測を快く行って頂いた北海道大学練習船おしょろ丸の山口秀一船長 (現うしお丸船長) をはじめ，士官・乗組員の皆様に感謝致します。また，丁寧なコメントを頂いた査読者に心より感謝致します。なお，本研究を遂行するにあたり，文部科学省科学研究費補助金 (「アラスカ湾におけるサケ属魚類の分布特性に関する研究」代表：高木省吾) の補助を受けたことを付記する。

参 考 文 献

Aydin, M., Z. Top, R.A. Fine and D.B. Olson (1998): Modification of the intermediate waters in the northeastern subpolar Pacific, *J. Geophys. Res.*, **103**, 30923-30940.

Crawford, W.R. (2002): Physical characteristics of Haida eddies, *J. Oceanogr.*, **58**, 703-713.

Cummins, P.F. (1989): A quasi-geostrophic circulation model of the northeast Pacific. Part II: Effects of topography and seasonal forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 1649-1668.

Emery, W.J. (1983): On the geographical variability of the upper level mean and eddy fields in the North Atlantic and North Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 269-291.

Favorite, F., A.J. Dodimead and K. Nasu (1976): Oceanography of the Subarctic Pacific region, 1960-71, Bull. 33, pp. 1-187, Int. North Pac. Comm., Vancouver, Canada.

Gordon, E.S. and L.A. Mysak (1985): Topographically-induced baroclinic eddies near a coastline, with application to the northeast Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 1470-1485.

Gower, J.F.R. and S. Tabata (1993): Measurement of eddy motion in the north-east Pacific using the Geosat altimeter. P. 375-382. In Satellite Remote Sensing of the Oceanic Environment, ed. by I.S.F. Jones, Y. Sugimori and R.W. Stewart, Seibutsu Kenkyusha, Tokyo.

磯田　豊・深井大介 (2004)：北部北太平洋の移行領域における水塊特性，海と空，**79**, 65-75.

McDougall, T.J., S.A. Thorpe and C.H. Gibson (1988): Small-scale turbulence and mixing in the ocean: A glossary, in Small-scale turbulence and mixing in the ocean, edited by J.C.J. Nihoul and B.M.Jamart, pp. 3-9, Elsevier Sci., New York.

Musgrave, D.L., T.J. Weingartner and T.C. Royer (1992): Circulation and hydrography in the northwestern Gulf of Alaska, *Deep Sea Res., Part A*, **39**, 1499-1519.

松浦知徳・山形俊男 (1984)：暖・冷水渦の振舞いの地球流体力学的特性，月刊海洋科学，**8**, 442-450.

Oberhuber, J.M. (1988): An atlas based on the "COADS" data set: The budgets of heat, buoyancy and turbulent kinetic energy at the surface of the global ocean. *Max-Planck-Institute for Meteorology, Report*, **15**, 199pp.

Royer, T.C. and W.J. Emery (1987): Circulation in the Gulf of Alaska, 1981, *Deep Sea Res., Part A*, **34**, 1361-1377.

Tabata, S. (1982): The anticyclonic, baroclinic eddy off Sitka, Alaska, in the northeast Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 1260-1282.

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**, 16885-16897.

Warren, B.A. and W.B. Owens (1988): Deep currents in the Central Subarctic Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **18**, 529-551.

Yasuda, I.K. Okuda and M. Hirai (1992): Evolution of a Kuroshio warm-core ring-variability of the hydrographic structure, *Deep-Sea Res.*, **39**, 131-161.

You, Y., N. Suginohara, 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.