

— 論文 —

## 天皇海山列周辺における移行領域の海洋構造変化\*

和川 拓<sup>†</sup>・磯田 豊<sup>†</sup>・齋藤 菜那<sup>‡</sup>・東屋 知範<sup>\*\*</sup>・坂岡 桂一郎<sup>‡</sup>

### 要 旨

北部北太平洋には亜寒帯前線と亜寒帯境界の間として定義される移行領域 (Transitional Domain: TD) が存在し, TD を南北に横切るように 170°E に沿って天皇海山列が存在している。本研究では 155°E, 165°E, 170°E, 175.5°E, 180° 線における長期間の海洋観測データを解析し, TD における水塊構造が天皇海山列を境界に大きく変化していることを明らかにした。天皇海山列の東西海域では TD を明確に特定できるのに対して, 天皇海山列上において TD はしばしば存在せず, 南から北に向かって亜熱帯水から亜寒帯水に急激に変化する水塊前線を形成していた。さらに, TD における東向き輸送に沿って, 水塊は西から東に向かって亜寒帯水から亜熱帯水へ急激に変化していた。TD 付近に存在する強い東向きの傾圧流は, 天皇海山列上の 43°N 付近 (推古海山と仁徳海山の間) を通過した後, 北側にシフトする。この傾圧流の強弱や分布位置は経年変動したが, 北側にシフトする傾向は何れの年においても同じであった。傾圧流を挟んだ西側と東側の TD で起こる水塊の変化は, 亜表層において特徴的な水塊である中央モード水が重い密度帯から軽い密度帯へ変化することに起因していた。すなわち, 傾圧流の北側へのシフトと中央モード水の密度帯の変化は密着に関連していることが示唆された。

キーワード: 北部北太平洋, 移行領域, 天皇海山列, 傾圧流, 中央モード水, 水塊混合率

### 1. はじめに

日本列島の東方海域, 亜熱帯循環と亜寒帯循環が接する境界域は単一の前線ではなく, 東西方向に伸びる幾つもの海洋前線で構成されている。それらは北から順に, 亜寒帯前線 (Subarctic Front: 以下, SAF), 亜寒帯境界 (Subarctic Boundary: 以下, SAB), 黒潮分岐前線 (Kuroshio Bifurcation Front: 以下, KBF), 黒潮続流前線 (Kuroshio Extension Front: 以下, KEF) と呼

ばれている。本論において, SAF の定義は Favorite *et al.* (1976) に従い, 水深 100 m で 4°C の等温線とするが, その定義は研究者により少し異なる。例えば, 磯田ら (2002) はポテンシャル密度 (以下, 密度) 26.3  $\sigma_\theta$  面における塩分 33.5 の等値線を, また Suga *et al.* (2003) は中冷水が存在する領域の南側境界を SAF と定義し, さらにまた Zhang and Hanawa (1993) は彼らの定義する水塊前線 (Water Mass Front: 以下, WMF) が SAF にほぼ一致していることを示した。SAB は亜表層で塩分 34.0 の等値線が鉛直に立った構造を持つ前線として定義される (Favorite *et al.*, 1976)。SAF と SAB の間は移行領域 (Transitional Domain: 以下, TD) と呼ばれ, 本論で注目するこの TD は亜寒帯水と亜熱帯水の間で

\* 2005 年 8 月 8 日 受領; 2005 年 12 月 28 日 受理  
著作権: 日本海洋学会, 2006

<sup>†</sup> 北海道大学大学院水産科学院; 〒 041-8611 函館市港町 3-1-1  
主著者 e-mail address: wagawa@sola3.fish.hokudai.ac.jp

<sup>‡</sup> 北海道大学水産学部; 〒 041-8611 函館市港町 3-1-1

<sup>\*\*</sup> 北海道区水産研究所; 〒 085-0802 釧路市桂恋 116

水塊が大きく遷移(または変質)する領域である(Zhang and Hanawa, 1993)。KBFは水深300 mで6~8℃の等温線として定義される(Mizuno and White, 1983)。KBFはシャツキー海台付近でKEFから分岐した前線であるが、東側の天皇海山列付近ではSABと合流してしまい、両者は区別ができなくなる。KEFは黒潮に直接繋がる強い流れであり、北側に片寄った本研究の観測線では捉えられていない。

Hurlburt *et al.* (1996)が高解像度数値モデルを用いて再現したKEFの離岸緯度(35°N付近)は、海洋観測結果とよく一致している。そして、Marshall and Tansley (2001)の境界流分岐理論から、東西に走る日本列島南側の海岸線がKEFの離岸緯度を決定していることが示唆されている。一方、SAFの存在緯度はスベルドラップ平衡を仮定して見積もられる風成循環の境界(45°N付近)にだいたい対応しており、彼らの高解像度数値計算の結果においてもKEFとSAFの2つの前線が再現されている。しかし、両前線(KEFとSAF)の間に存在するSAB(またはKBF)は再現されず、亜表層の塩分前線であるSABの形成要因については現在でも未だに良くはわかっていない。

Ueno and Yasuda (2000, 2001, 2003)は、亜熱帯域にみられる塩分極小層の北限境界はTD内にあり、さらに亜熱帯循環から亜寒帯循環へ横切る高温・高塩水の横断流(cross-gyre flow)も日本の東側海域のTDを始点としていることを示している。また、TD内には冬季の海面冷却による鉛直混合によって形成される中央モード水(Central Mode Water: 以下、CMW)と呼ばれる密度の鉛直一様性で特徴付けられる水塊の存在も指摘されている。CMWはその存在密度帯の違いによって、26.0~26.4  $\sigma_\theta$ ではShallow Central Mode Water(以下、S-CMW; Nakamura, 1996; Suga *et al.*, 1997; Yasuda and Hanawa, 1997), 26.4~26.7  $\sigma_\theta$ ではDense Central Mode Water(以下、D-CMW; Yasuda, 2003)の2種類に区別されている。一方、Oka and Suga (2005)では、25.8~26.2  $\sigma_\theta$ をlighter variety of CMW, 26.3~26.4  $\sigma_\theta$ をdenser variety of CMWとしているが、本論文では前者のYasuda (2003)の定義に則って、CMWの用語を用いることにした。Yasuda (2003)が提示した黒潮-親潮混合域における表層流・前線・水塊分布の模

式図(Yasuda, 2003; Fig. 1)は、上述したTD付近の特徴を表現している。その図には、東流するTD内では下流に向かうにつれて亜熱帯水と亜寒帯水の水平混合が進み、東流するにしたがってTDが南北方向に広がり次第に不明瞭な領域になっていく様子が描かれている。本研究は、東に向かって次第に不明瞭となるTDのイメージとは異なり、170°E付近で表層流と前線位置が南北方向に変化し、2種類のCMWがその東西で区分され、そこでTD内の水塊特性も大きく変化していることを示すものである。

本研究で注目した170°E付近には、南北方向に走る天皇海山列が存在する(Fig. 1を参照)。過去の研究において、TD付近の流れ構造に対して天皇海山列が影響を与えているという証拠を示した研究はない。Rodenらによる一連の研究(Roden *et al.*, 1982; Roden, 1984; Roden and Taft, 1985; Roden, 1987)は、天皇海山列周辺における海洋観測データ、衛星海面高度データ、漂流ブイの軌跡データを解析することで、天皇海山列の地形効果が周辺海域の海洋構造に影響をおよぼしていることを示唆している。しかし、Rodenらが解析したデータは、KEFやSAB(Rodenらが研究対象としたsubarctic front)を主な対象としたものであるため、本研究が対象としたTDの北部領域を含んでいない。すなわち、彼らは本研究で扱うSAFを解析対象とはしてはいなかった。さらに、彼らが解析したデータは短期間データであるため、彼らの結果が一般性を持つか否かを判断することはできない。北太平洋の水平循環流に対する天皇海山列の間接的な影響については幾つか示唆されており、Kono and Kawasaki (1997)は親潮(亜寒帯循環の西岸境界流)の流量と天皇海山列を東境界として積分したスベルドラップ輸送量が良く一致することを示している。Kuragano and Kamachi (2004)は、データ同化の手法を用いた数値モデルによって北太平洋の水平・鉛直循環流を再現し、天皇海山列の海底地形による流れ場への影響について議論している。彼らの計算結果は、風強制による順圧応答として、天皇海山列の東側で夏季には北上流、冬季には南下流が卓越することを示している。これは順圧応答による亜寒帯循環が天皇海山列で二分されていることを示唆しており、Kono and Kawasaki (1997)の結果を支持するもの

である。磯田・深井(2004)は、1998年夏季の1回だけのデータ解析から、TDの東向き輸送路に沿って天皇海山列付近を境にして、上流側で支配的であった亜寒帯系水から亜熱帯系水へ水塊構造が変質していることを示している。

そこで、本研究では天皇海山列を東西に挟む155°E, 165°E, 170°E(天皇海山列上), 175.5°E, 180°の定期観測データをできるだけ長期間にわたって解析し、天皇海山列付近における流れおよび水塊分布を記述した。本論文の前半(3.1.節)では、北海道大学水産学部(以下、北大水産)が「海洋調査漁業試験要報」で公開している1978年~1994年(17年間)の基準層の水温・塩分値を解析し、155°E, 170°E, 175.5°E, 180°の各定線上におけるTDの南北幅及び水塊変質の経年変化を記述した。この解析は、磯田・深井(2004)が示唆した水塊変質に注目し、それを長期間の資料を用いて検証したものである。しかし、北大水産の定線は天皇海山列のすぐ西側海域の情報がなく(西側は海山列から約1,200 kmも離れた155°Eのみ)、記述される海洋構造が天皇海山列付近における局所的な変化によるものか否かの判断ができない。さらに、基準層の値を用いた解析のために、水塊混合率の計算や2種類のCMWを特定して区分する精度も低い。そこで、天皇海山列のすぐ西側にある165°E観測線における1993年~1998年(6年間)の貴重なCTDデータを水産総合研究センター北海道区水産研究所(以下、北水研)から提供していただいた。この165°E線と同じ観測期間に限り、北大水産から170°E, 175.5°E, 180°における1 mピッチのCTDデータ(現在は非公開)使用の許可を受け、本論の後半(3.2.節)では天皇海山列周辺における表層及び中層の傾圧流・前線・水塊分布の詳細を記述することができた。

## 2. データと解析方法

1978年~1994年(17年間)におけるTDの経年変化の解析に用いたデータは、北大水産附属練習船おしよる丸・北星丸が夏季(6月~7月)に実施した155°E, 170°E, 175.5°E, 180°における基準層の水温・塩分データである(Fig. 1)。観測測器は1980年代の後半まではナンセン

採水器と転倒温度計を使用しており、それ以降はCTD(Neil Brown Mark III B, 精度:水温±0.005°C;塩分±0.005)を使用していた。この基準層データを用いた解析方法は、下記の通りである。1)各年毎、観測線毎にポテンシャル水温(以下、水温)、塩分、密度の鉛直断面図を作成し、これらの図から「はじめに」で述べた定義をもとにSAF(100 m・4°C)とSAB(100~200 m・塩分34.0)を特定し、その間の領域をTDと定義した。ただし、隣り合う測点の間にSAFとSABが入ってしまった場合は、「TDを特定できない」と定義した。2)観測点毎に等密度面混合を仮定した26.8  $\sigma_\theta$ 面上の水塊混合率と力学高度(水深700 m基準の水深100 mの値)を計算し、TD付近における水塊と傾圧流の経年変化を調べた。水塊混合率の計算はZhang and Hanawa(1993)にしたがった。この解析では基準層の水温値から26.8  $\sigma_\theta$ 面上の水温値を線形内挿により推定し、Zhang and Hanawa(1993)のTable 1に示された密度範囲25.5~27.3  $\sigma_\theta$ の典型的な黒潮水(亜熱帯水)・親潮水(亜寒帯水)の水温値を用いて、両水塊の混合率を計算した。100%以上が黒潮水、0%以下が親潮水であり、本論では水塊混合率50%を境界に0~50%を亜寒帯系水、50~100%を亜熱帯系水と呼ぶことにする。なお、Zhang and Hanawa(1993)の定義に基づく水塊混合率は、黒潮・親潮の2つの水塊のみを起源とした混合水が分布する海域において意味を持つ。本解析海域である北部北太平洋の密度26.7  $\sigma_\theta$ より重い中深層の水は、冬季においても海面に露出しないため、海面加熱・冷却や降水・蒸発などの外部から影響はほとんど受けない。また、全ての観測線は黒潮・親潮混合域を出発点とした東向流の範囲にあり、TD付近中層の水塊混合は基本的に黒潮・親潮両水塊の混合のみで解釈できる。こうした理由から、本解析では中層におけるTD内の水塊混合を解釈する上で26.8  $\sigma_\theta$ 面上の水塊混合率を指標とした。また、中層から表層における傾圧流を明らかにするために、水深700 mを基準とした水深100 mにおける力学高度を計算した。水深700 mを基準とした理由は、155°Eの1987年以前の最大観測水深が700 mであったためである。なお、水深700 mは26.8  $\sigma_\theta$ 面より必ず深い水深にあるために、中層以浅の特徴的な傾圧流はある程度表現されている。た

だし、700 m 以深においても密度境界面は南北方向に傾いており、より深い水深を基準にすれば東向きの流れはさらに強調されることに注意が必要である。

1993年～1998年(6年間)の天皇海山列を挟む海洋構造の詳細な空間分布の記述に用いたデータは、夏季(6月～7月)におけるCTD(Neil Brown III B)観測の1 m ピッチのデータである。165°E線は北水研漁業調査船北光丸、170°E、175.5°E線は北大水産附属練習船北星丸(1998年のみSBE 911 plus, 精度:水温±0.001℃; 塩分±0.0003)、180°線が同練習船おしよる丸によって実施されたものである(Fig. 1)。なお、CTDの各センサーは年に一回Neil Brown社、またはSea-Bird社において校正を受け、各値は校正係数によって補正された値である。まず、CTDの生データにみられるスパイク状のエラーデータを除去するために、水温・塩分の生データに7ポイントのメディアン・フィルタを施した。その後、内部波などの鉛直スケールの小さな構造を除去するために、3ポイントのハニング・フィルタ(重み0.25, 0.5, 0.25)を10回施したものを、本解析の基本データとした。この基本データを用いて、種々の物理要素に関する鉛直断面・水平分布図を作成する際、下記の空間補間及び平滑化を施した。南北方向の鉛直断面図は0.5度毎の格子間隔になるようにe-foldingスケールが70 km、影響半径が500 kmのガウシアン・フィルタを施した後、水深10 m毎にサブサンプルをして、作図した。水平方向の観測点間隔は南北方向(同じ観測線)に比べて東西方向(隣り合う観測線)の方が大きいいため、水平分布図は南北方向にはe-foldingスケールが100 km、影響半径が500 km、東西方向にはe-foldingスケールが400 km、影響半径が1,200 kmのガウシアン・フィルタを施して、作図した。CMWを特定するための渦位(Potential Vorticity: PV)は、相対渦度を無視した次式で計算した。

$$PV = \frac{f}{\rho} \frac{\Delta\sigma_\theta}{\Delta z} \quad (1)$$

ここで、 $f$ はコリオリパラメータ、 $\rho$ は現場密度、 $\Delta\sigma_\theta$ は水深 $\Delta z (= 50 \text{ m})$ 間の密度の増分である。表層(100 db)と中層(密度 $26.8 \sigma_\theta$ 面上)の地衡流場はそれぞれ1,000 db基準の力学高度と Pressure Anomaly Stream

Function(以下、PASF)で表した。密度 $\sigma_\theta$ 面上のPASFは次式で計算した(Zhang and Hogg, 1992; Suga *et al.*, 2003)。

$$\psi_{\sigma_\theta} = - \int_{p_0}^p \delta dp + \delta p' \quad (2)$$

ここで、 $p$ 、 $\delta$ 、 $p'$ は $\sigma_\theta$ 面上のそれぞれ圧力、比容、圧力偏差、 $p_0$ は基準圧力面(1,000 db)である。圧力偏差 $p'$ は、

$$p' = p - p_M \quad (3)$$

であり、 $p_M$ は密度 $\sigma_\theta$ 面上の平均圧力である。なお、水塊混合率は塩分値を基に求め、計算方法は上述の基準層データを用いた場合と同じである。

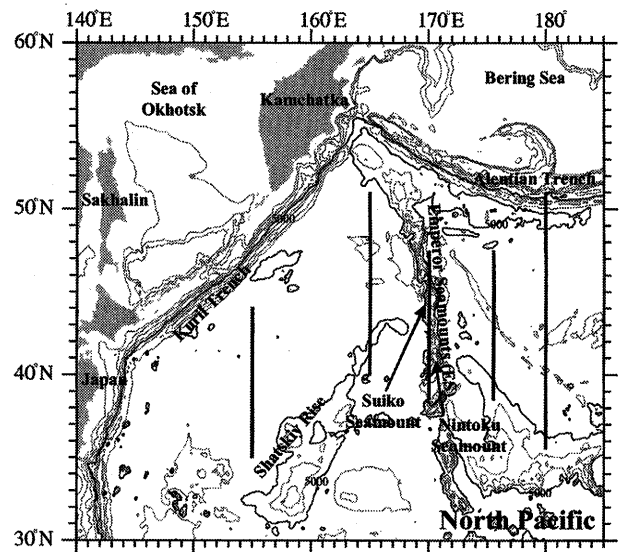


Fig. 1. Map of the study area in the northern North Pacific Ocean. Depth is contoured at intervals of 1,000 m. Thick solid lines indicate schematic observation lines from CTD cruises along the meridians of 155°E, 165°E, 170°E, 175.5°E, 180° (the lengths of the respective lines represent the widths between the maximal and minimal latitudes of stations during the period of analysis).

### 3. 解析結果

#### 3.1. 1978年～1994年におけるTDの経年変化

##### 3.1.1. TDの南北幅の経年変化

SAFの北側の測点を黒丸印(●), SABの南側の測点を白丸印(○), SAFとSABの間にあるTDの測点をプラス印(+), その他の測点を点印(・)で示したものがFig. 2である。170°Eの上流側(155°E)や下流側(175.5°E, 180°)では, ある南北幅を持ったTD(+)を常に特定できるのに対して, 170°EではTD(+)を特定できない年が多々存在した。この170°EにおけるSAFとSABが接近する傾向は, Roden (1987)が1981年～1983年における本研究と同じ北星丸のデータを用いて既に示している。これに対して, 長期間データを解析した本研究によって, 一時的な傾向ではなく普遍的に存在する特徴であることが示された。SAFが各定線ともに緯度2度以内の変動であるのに対して, SABはその倍の緯度4度幅と大きく変動する。このために, TDの南北幅の経年変化は主としてSABの位置変動に依存している。特に下流域(東側)に位置する180°においてSABが1980年と1987年に大きく南下しており, この南下現象が175.5°Eにおける1980年と1986年のSAB南下, 170°Eにおける1978年と1986年のSAB南下に対応していると考えた場合, 上流側(西側)ほど位相が1年～3年程度先行していたと解釈できる。なお, 155°Eについては, 観測期間が短いために, 上記のSAB南下現象との関係を説明することはできない。

##### 3.1.2. 26.8 $\sigma_\theta$ 面上の水塊混合率と表層の力学高度の経年変化

Fig. 3は左から順に, 155°E, 170°E, 175.5°E, 180°線の(a) 26.8  $\sigma_\theta$  面上における水塊混合率, (b) 水深100 mにおける力学高度の各時空間ダイアグラムであり, 縦軸が緯度, 横軸が年である。両図にはFig. 2と同じ印を用いて, SAF, SAB, TDの位置を示している。水塊混合率のコンター間隔は10%毎であり, 0%, 50%, 90%を太実線で示してある。薄いおよび濃い灰色領域は, それぞれ水塊混合率70～90%と90%以上を示し, 黒潮水

に近い亜熱帯系水を強調している。力学高度図のコンター間隔は5 dynamic cm 毎であり, 70 dynamic cm および80 dynamic cm を太実線で示してある。この70 dynamic cm の高度は4定線ともにSAF(●印)とほぼ一致していた。一方, 80 dynamic cm の高度は, 155°EではSAB(○印)の南側, 170°Eと175.5°EではほぼSAB付近, 180°ではSABの北側に位置し, この力学高度(または表層流の流線)は下流に向かってSABを南から北へ横切っていた。また, 上流側の定線(155°Eと170°E)では, 80 dynamic cm 等値線が南北方向に大きく変化しており, 局所的な渦構造が示された。それゆえ, この等値線付近の高低がわかりづらくなり, 80～85 dynamic cm の範囲を薄い灰色で強調した。以下では, 上流側の155°E線から順に, 水塊混合率と表層傾圧流の関係を記述した。

155°E線のTD(●と○の間)は, 水塊混合率0～50%の亜寒帯水で占められ, その南側の比較的高い水塊混合率の領域(50%以上)には50%以下の低い水塊混合率が点在(1982年, 1986年, 1990年, 1991年)していた。この点在する低い水塊混合率は, 反時計回りの渦を示す低い力学高度(80 dynamic cm 以下)に対応していた。170°E線では, 先にも述べたように, TDが特定できない年があった。それゆえ, TD内の水塊混合率についての一般的な議論はできないが, SAFのすぐ南側に水塊混合率50%を中心とした20～60%で水平勾配の大きなWMFが形成されていた。すなわち, 155°E線のTDの水塊分布とは異なり, 170°E線では亜寒帯系水(0～50%)の領域がほとんど存在しなくなる。170°Eの表層流はSABの南側で西向きの流れが局所的に多々みられ, 複雑な流れが示唆される。170°Eのすぐ下流側に位置する175.5°Eでは, 水塊混合率30～60%のWMFが引き続き存在し, 1986年～1991年を除いてSAFの南側に位置していた。この定線ではTDが明瞭に定義できるが, 1986年～1991年以外の年のTDは60～80%の亜熱帯系水で占められ, 1986年～1991年のTDは30～40%の亜寒帯系水で占められていた。175.5°E線TDにおいては, 弱い西向きの表層流が1980年～1983年の44°N付近に存在するものの, 170°E線に比べて滑らかな東向流となっていた。180°線ではWMFは不明瞭になり, TDは水塊混合率10～90%の水塊となり, 50%以

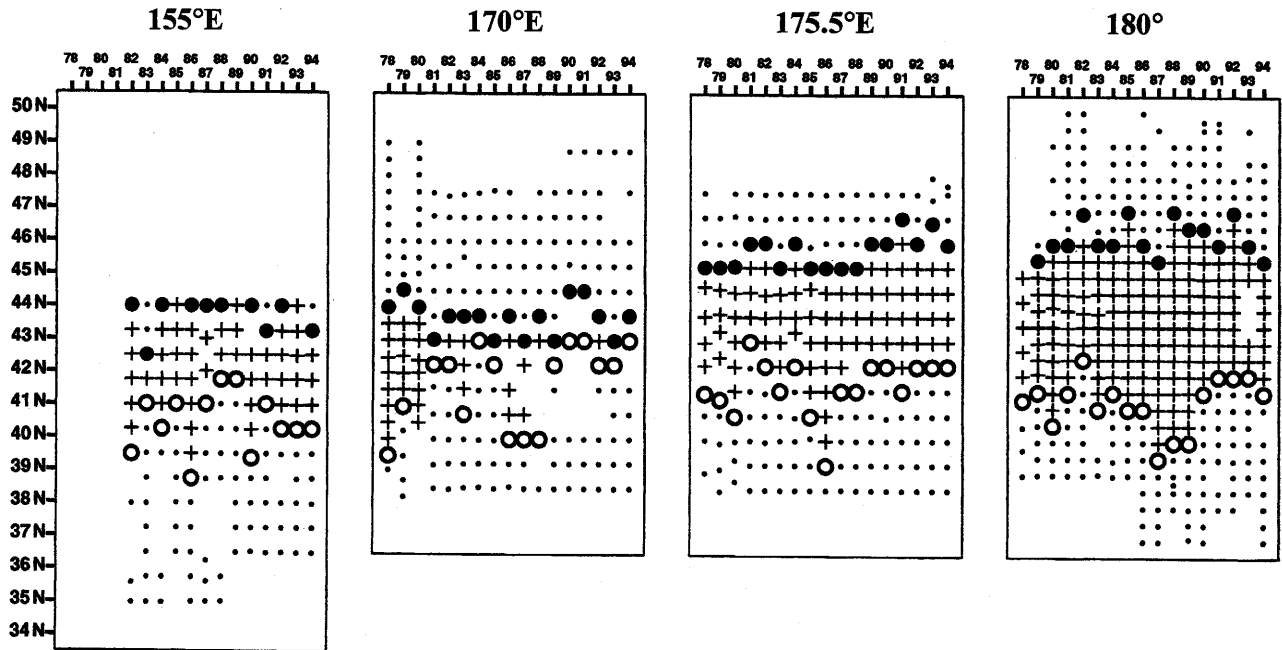


Fig. 2. The station (standard depth CTD-data) locations along the meridians of 155°E, 170°E, 175.5°E and 180° from 1978 to 1994. Open circles, circles and crosses denote stations located in SAF, SAB and TD, respectively. TD is defined as the Transition Domain between SAF and SAB.

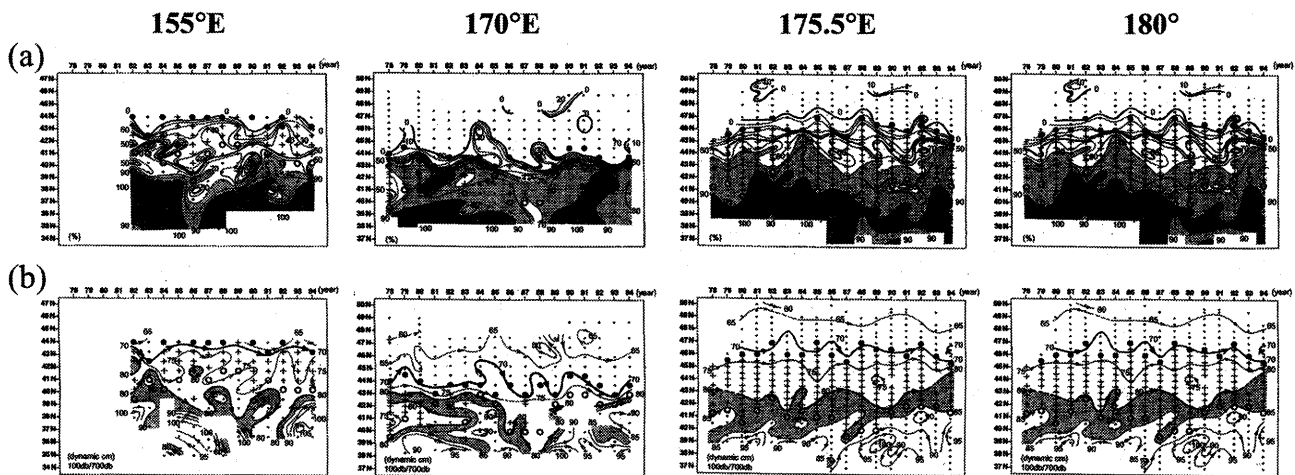


Fig. 3. Latitude-time sections of (a) the mixing ratio on isopycnal surfaces of  $26.8 \sigma_{\theta}$ , (b) the dynamic height at 100 db referred to 700 db for the 155°E, 170°E, 175.5°E and 180° lines, respectively. These values are calculated from the standard depth CTD-data.

上の亜熱帯系水が5割~8割を占めていた。TD内の表層流は175.5°E線と比べてさらに滑らかとなり、経年変化も小さい比較的安定した東向流となっていた。

もしも、天皇海山列上にある170°E線の海洋情報がなかった場合、TDはYasuda (2003)の模式図のように155°E線から180°線まで継続し、TD内の水塊 ( $26.8 \sigma_{\theta}$

面)は徐々に亜寒帯系水から亜熱帯系水へ移行していると判断されてしまう。しかし、上述したように、170°E線では年によってはTDが存在せず、上流側の155°E線には存在しないWMFが形成され、このWMFはすぐ下流の180°では不明瞭になっていた。すなわち、Zhang and Hanawa (1993)が指摘したWMFとSAFの一致は、少なくとも170°E付近において明瞭に存在していた。しかし、天皇海山列が上述の変化の境界となっているかは、170°Eのすぐ西側の海洋情報がないために判断できない。そこで、165°E線の海洋情報を加えて、天皇海山列を挟む165°E~180°の海域におけるTDの海洋構造変化をさらに詳しく記述したのが次節である。

### 3.2. 天皇海山列を挟む海洋構造の変化

#### 3.2.1. 1993年~1998年のTD周辺における表層傾圧流の経年変化

はじめに、1993年~1998年の解析期間における表層傾圧流の経年変化を研究した結果を述べる。Kuragano and Kamachi (2004)のデータ同化による数値モデルは、1993年~2001年を計算対象期間とし、46°N~48°Nの範囲を平均した海面高度の時空間ダイアグラム(1993年~1998年の6年平均値からの偏差)を示している(Kuragano and Kamachi, 2004; Fig. 2)。Kuragano and Kamachi (2004)の図の天皇海山列周辺をみると、1993年~1996年は負偏差、1996年~1998年は正偏差を示している。Kuragano and Kamachiが注目した緯度範囲(46°N~48°N)は、170°E付近ではSAFの北側にはほぼ対応している(Fig. 3を参照)。そこで、165°E~180°の4観測線の水溫・塩分データを用いて、彼らと同様の時空間ダイアグラムを作成した結果がFig. 4である。ただし、この図の値は1,000 db基準の100 dbにおける力学高度(1993年~1998年の6年間平均値からの偏差)である。なお、3つの図はそれぞれ(a) Kuragano and Kamachi (2004)と同じ緯度範囲(46°N~48°N)、(b) TDに対応した緯度範囲(41°N~46°N)、(c) SABよりも南側の緯度範囲(39°N~41°N)の結果である(各緯度範囲はFig. 3の180°を参照して決定)。Kuragano and Kamachi (2004)と同じ緯度範囲(SAFよりも北側)

においては(Fig. 4 (a)), 1993年~1995年は負偏差(白抜き領域)、1996年~1998年は正偏差(灰色領域)となり、彼らの計算結果と同じ傾向の経年変化を示した。一方、SABよりも南側の緯度範囲(Fig. 4 (c))ではSAFの北側とは逆位相の関係を示し、TD付近(Fig. 4 (b))ではそれらのほぼ中間の位相を示した。すなわち、解析期間の前半(1993年~1995年)はSAFの北側で負偏差、SABの南側で正偏差となり、TD周辺の平均流は東向流であることから、傾圧流成分として東向流が強まる時期であったことが推測される。逆に、後半(1996年~1998年)の時期は東向流が弱まっていたと推測される。以下の解析では、東向流が比較的強い年であったと推測される1993年の海洋構造を詳細に記述し、他の年については1993年との相違に注目して、CMWと水塊混合率の水平分布に注目した経年変化を記述した。

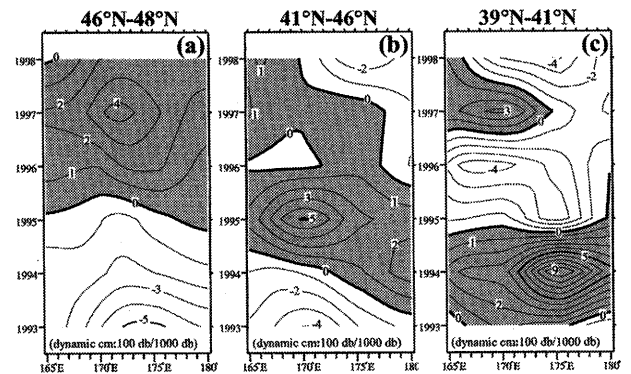


Fig. 4. Longitude-time sections of the deviation of dynamic height from the 6-year mean (1993~1998) at 100 db referred to 1,000 db calculated from the 1 m-pitch CTD-data. The values are averaged for latitude (a) 46~48°N corresponding to the north of SAF, (b) 41~46°N, or the TD and (c) 39~41°N, or the south of SAB (see Fig. 3). Shaded areas denote negative deviation.

#### 3.2.2. 1993年における天皇海山列周辺の海洋構造

##### 3.2.2.1. 各観測定線の鉛直断面構造

Fig. 5 (a)は上から順に、1993年における165°E, 170°E, 175.5°E, 180°線の鉛直密度断面図である。断

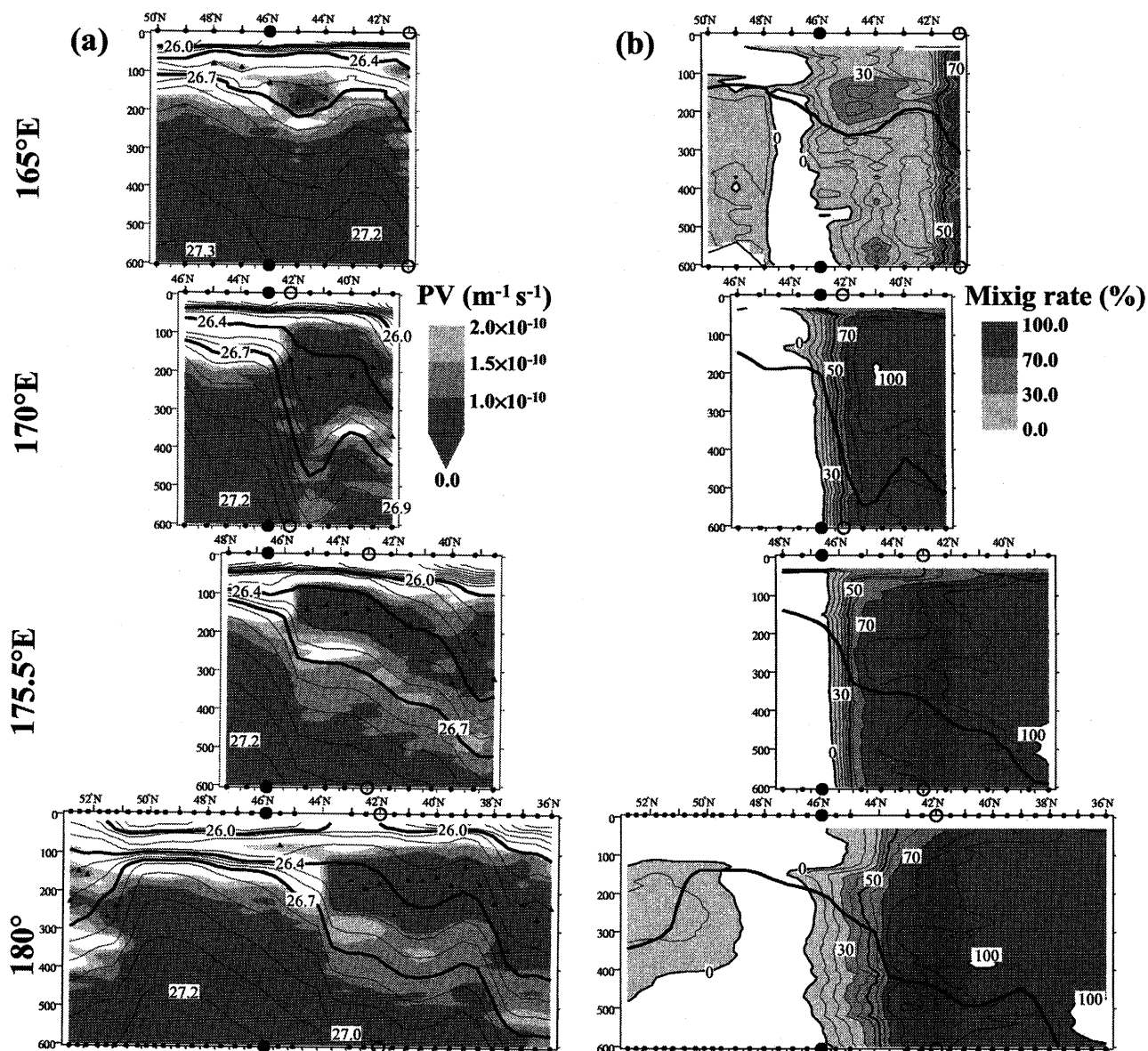


Fig. 5. Vertical cross-sections of (a) potential density and (b) the isopycnal mixing ratio calculated from 1993 CTD-data (1 m-pitch) for 165°E, 170°E, 175.5°E and 180° lines. Open circles and circles on each axis denote stations in SAF and SAB, respectively, and each cross-section is coordinated with the position of SAF. Shaded areas in (a) show layers with potential vorticity less than  $2.0 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ . Water shaded with potential density in the ranges  $26.0 \sim 26.4 \sigma_\theta$  and  $26.4 \sim 26.7 \sigma_\theta$  defined as S-CMW and D-CMW, respectively. In (b) a thick contour line of  $26.8 \sigma_\theta$  is superimposed.

面図の横軸には SAF と SAB の位置をそれぞれ●印と○印で表示し、各断面図を SAF の位置に合わせて並べている。170°E 線では SAF と SAB が隣り合う測点で並び、1993 年も TD を特定できない年であったことがわかる。一方、170°E を挟む両側の 165°E と 175.5°E

では、4 度～5 度の緯度幅で TD を特定することができた。また図中には、渦位の値を灰色領域の濃淡で示しており、濃い色ほど低渦位である。さらに CMW のコア水を特定するために、密度範囲が  $26.0 \sim 26.7 \sigma_\theta$  で、かつ渦位が  $PV \leq 1.5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  の場合のみ、観測点



毎に最小値となる水深に▲印を表示している。なお、太実線で示した  $26.0, 26.4, 26.7 \sigma_\theta$  は、S-CMW ( $26.0 \sim 26.4 \sigma_\theta$ ) と D-CMW ( $26.4 \sim 26.7 \sigma_\theta$ ) の存在密度範囲の境界線を表す。低渦位水 (濃い灰色領域) は、 $26.7 \sigma_\theta$  付近を境界に上下に大きく二分して分布し、軽い密度帯側に分離された低渦位水が CMW である。CMW は何れの断面においても SAF より南側に分布し、その分布密度範囲は上流 ( $165^\circ\text{E}$ ) から下流 ( $180^\circ$ ) に向かって変化していた。その変化の様子を、CMW コア水 (▲印) が存在する密度に注目して、記述する。 $165^\circ\text{E}$  線の CMW は D-CMW の密度範囲にあり、 $44^\circ\text{N} \sim 45.5^\circ\text{N}$  と  $42^\circ\text{N}$  以南に分断されて分布していた。ところで、Oka and Suga (2005) は 1991 年～2003 年の  $165^\circ\text{E}$  の南北断面を解析しており (Oka and Suga, 2005; Fig. 2), その中で上記の  $44^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$  付近の D-CMW は彼らが定義する SAF の北に存在しており、また、この D-CMW を彼らが定義する denser part of CMW とは区別している。この理由は Oka and Suga (2005) では、SAF を「水深 100 m で塩分の水平勾配が最大の場所」と定義し、また「はじめに」でも述べたように、 $26.3 \sim 26.4 \sigma_\theta$  の密度帯に存在する CMW を denser variety of CMW と定義しているためであり、本論文との違いに注意が必要である。 $170^\circ\text{E}, 175.5^\circ\text{E}, 180^\circ$  の CMW は、北側で D-CMW、南側で S-CMW の密度範囲に分布し、下流側ほど D-CMW の存在範囲が狭くなる傾向があった。

Fig. 5 (b) は Fig. 5 (a) と同じ形式で表示した水塊混合率の鉛直断面図である。水塊混合率を灰色領域の濃淡と細実線 (10% 間隔) で示しており、濃い色ほど亜熱帯系水に近い水塊であることを示している。太実線は密度  $26.8 \sigma_\theta$  のコンターであり、CMW が分布しなくなる境界密度の指標である。100 m 以浅の亜表層を除き、全ての断面図において水塊混合率の等値線は鉛直方向に立った構造をとった。さらに、水塊混合率が 50% 付近で値が大きく変化する WMF が存在し、WMF の強さは  $170^\circ\text{E}$  と  $175.5^\circ\text{E}$  で顕著であった。この WMF (または水塊混合率 50% 等値線) と前線の位置関係は、 $165^\circ\text{E}$  では SAB のすぐ北側に WMF が位置しているのに対し、 $170^\circ\text{E}$  から  $180^\circ$  では SAF のすぐ南側に WMF が位置していた。すなわち、天皇海山列の西側の TD では水塊混合率 50% 以下の亜寒帯系水、東側の TD では

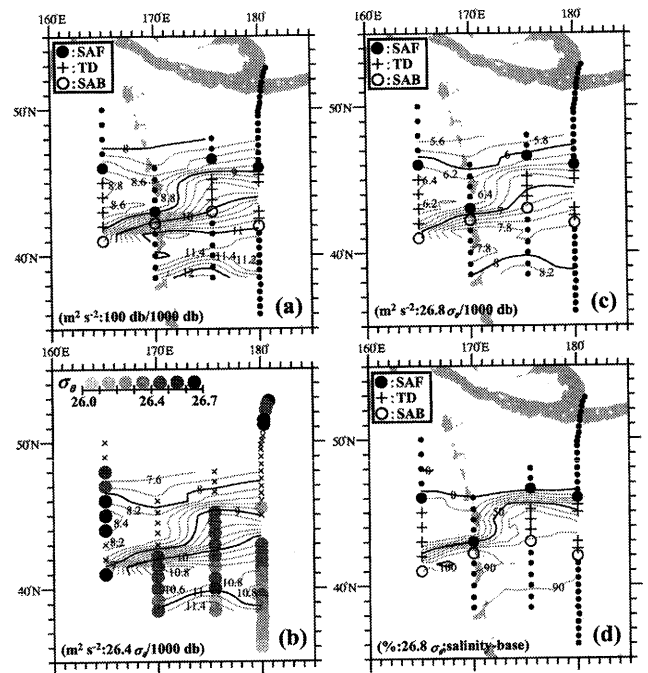


Fig. 6. Horizontal distribution of (a) dynamic height at 100 db referred to 1,000 db, (b) pressure anomaly stream function on isopycnal surface of  $26.4 \sigma_\theta$  referred to 1,000 db, (c) same as (b) but of  $26.8 \sigma_\theta$ , and (d) the mixing ratio on isopycnal surface of  $26.8 \sigma_\theta$ . Open circles, circles and crosses in (a), (c) and (d) denote stations in SAF, SAB and TD, respectively. Circles in (b) denote the core layer potential density of CMW.

水塊混合率 50% 以上の亜熱帯系水が支配的に分布していた。よって、3.1.2. 節で示した  $155^\circ\text{E}$  の TD において亜寒帯系水が支配的であった傾向は、天皇海山列のすぐ西側の  $165^\circ\text{E}$  まで継続していることが示唆される。また、 $165^\circ\text{E}$  線で観測された D-CMW は亜寒帯系水の水塊であり、 $170^\circ\text{E}, 175.5^\circ\text{E}, 180^\circ$  で観測された CMW のほとんどは亜熱帯系水の水塊であった。

### 3.2.2.2. 傾圧流と CMW・水塊混合率の水平分布

本節では、前節で述べた CMW と水塊混合率について、その水平分布と傾圧流との関係を記述した。Fig. 6 (a) は 100 db における力学高度 (表層流)、Fig. 6 (b) は  $26.4 \sigma_\theta$  面上 (CMW が分布する付近の密度面)、Fig. 6 (c) は  $26.8 \sigma_\theta$  面上 (海面に露出しない中層の代表密度面) の PASF の水平分布図であり、高い値を右手にみ

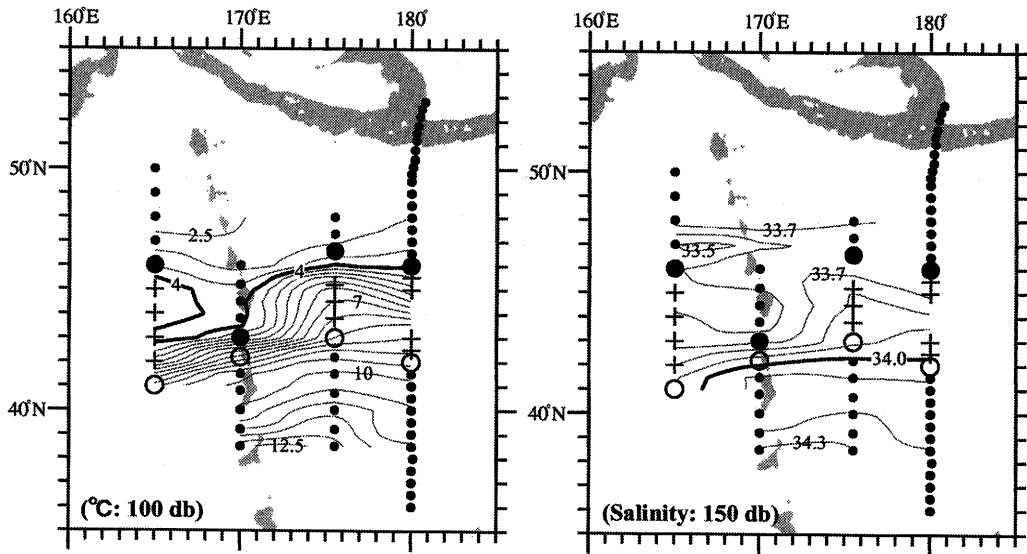


Fig. 7. Horizontal distributions of (a) temperature at 100 db, and (b) salinity at 150 db. Open circles, circles and crosses denote observational stations in SAF, SAB and TD, respectively.

る方向に傾圧地衡流が流れていることを表現している。Fig. 6 (a) (c) (d) には Fig. 2 と同じ印を用いて SAF, SAB, TD の位置を示し、図中の灰色領域は 3,000 m 以浅の浅瀬を示している。170°E 付近で南北方向に点する灰色領域が天皇海山列である。

Fig. 7 (a) は水深 100 m における水温分布図、(b) は水深 100 m における塩分分布図であり、それぞれ SAF, SAB を同定するために指標に用いた 4 °C 等温線、塩分 34.0 等塩分線を太線で強調している。170°E における SAF は (Fig. 7 (a)), 他の観測線の SAF に当たる水温前線 (170°E, 46°N; 175.5°E, 46°N~47°N; 180°, 46°N 付近) とは不連続に存在していた。一方、SAB は (Fig. 7 (b)), すべての観測線において連続した塩分前線に対応していた。

100 db 面上の力学高度は (Fig. 6 (a)), 観測領域に大きく 3 つの東向き傾圧流が存在していたことを示している。北から順に、47°N 付近に沿った弱い東向流、天皇海山列の東側で大きく北側にシフトする 42°N~46°N の強い東向流、170°E~180° の 39°N 付近に存在する東向流である。47°N 付近の弱い東向流の位置は 170°E を除いて、SAF (●) にほぼ一致していた。39°N 付近の東向流は SAB (○) のさらに南側に位置し、この東向流が東西に広がる安定した流れであるかどうかは判断できない。天皇海山列の東側で北側にシフトする東向流

は明らかに TD を横切っていた。この流れを TD との関係で記述すると、165°E の SAB 付近から天皇海山列上 (170°E) で TD が狭くなる 42°N~43°N の間で強い東向流、天皇海山列の東側では TD 内全体に広がる東向流となっていた。一方、天皇海山列の西側 (165°E) における TD 内の流れ場においては、43°N を中心にした反時計回りと 44.5°N を中心にした時計回りの弱い渦対構造が形成されていた。Roden (1987) は、1982 年における天皇海山列周辺の集中観測データを用いた地衡流の鉛直断面構造の解析において、推古海山 (44.5°N 付近) の西側で南下流、また仁徳海山 (41°N 付近) の西側で北上流の存在を示唆しており、この結果は上記の渦対構造の存在を支持するものである。このような傾圧流分布の特徴は、Fig. 6 (b) の 26.4  $\sigma_\theta$  面、(c) の 26.8  $\sigma_\theta$  面の PASF 分布でもほぼ共通している。

Fig. 6 (b) は CMW と傾圧流の関係を示しており、Fig. 5 (a) の ▲印で示した CMW コア水が存在する密度を丸印の濃淡で表示している。濃い丸印ほど D-CMW に近く、薄い丸印ほど S-CMW に近い CMW が存在する観測点を示し、×印は CMW コア水が存在しない観測点である。CMW のコア水は、天皇海山列の東側で北側へシフトする東向流を境界にして、165°E ではその北側の弱い時計回りの渦周辺に D-CMW が分布し、170°E, 175°E, 180° においてはその南側に D-CMW と

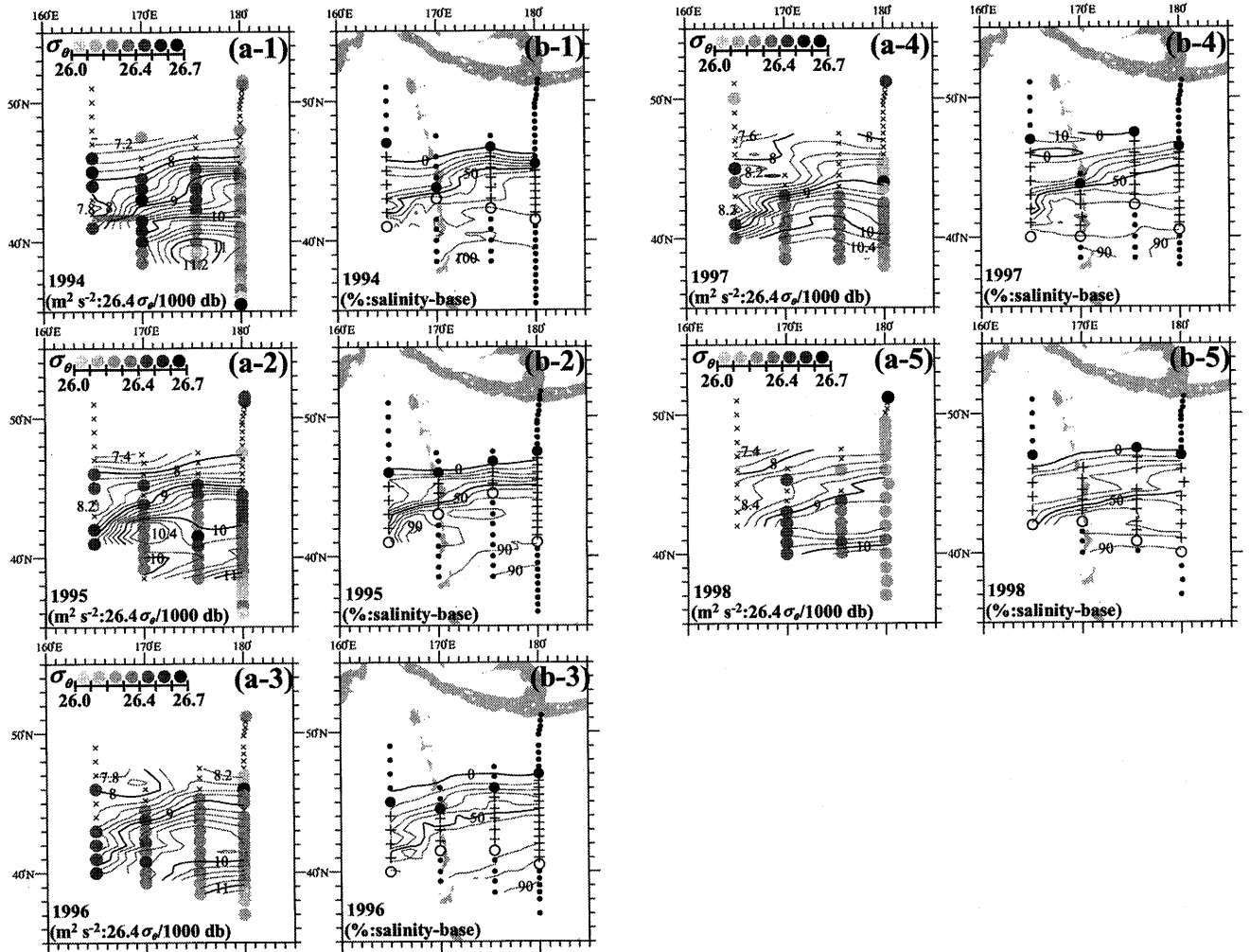


Fig. 8. The same as Figs. 6 (b) and (d) but for (a) 1994, (b) 1995, (c) 1996, (d) 1997 and (e) 1998.

S-CMW の中間の CMW が分布していた。S-CMW として定義される CMW は、39°N の東向流付近に分布していた。なお、この 39°N 付近の東向流は KBF (300 m・6~8°C) に対応しており、このように SAB と KBF が離れて存在していたのは解析期間中で 1993 年ののみみられる特徴であった。そして、他の年では「はじめに」でも述べたように、SAB と KBF は区別できず、同一の前線として存在していた。

Fig. 6 (d) は前線及び TD の位置と 26.8  $\sigma_\theta$  面上における水塊混合率 (10% 間隔) の関係を示している。Fig. 5 (b) で示したように、水塊混合率の等値線は鉛直方向に立っているため、26.8  $\sigma_\theta$  面以外の密度面で描いてもほぼ同じ分布図となる。水塊混合率 50% の等値線 (また

は WMF) は天皇海山列の東側で北側へシフトする東向流に沿って分布していた (Fig. 6 (c))。この流れを境界として、天皇海山列を挟んだ東西 (165°E と 175.5°E, 180°) の TD において、亜寒帯系水と亜熱帯系水が区別されていた。

### 3.2.3. 1994 年~1998 年における CMW と水塊混合率の水平分布

前節の 1993 年における傾圧流・CMW・水塊混合率の関係と 1994 年~1998 年におけるそれらの関係の相違を示し、経年変化を記述することにした。Fig. 8 (a-1) ~ (a-5) は、Fig. 6 (b) と同じ形式で表示した 26.4  $\sigma_\theta$

面上の PASF と CMW コア水密度分布を示しており、左上から順番に 1994 年から 1998 年の関係である。まず、傾圧流に注目すると、1993 年に存在した 3 つの東向流 (47°N 付近と 34°N 付近の弱い東向流、及びその中間で北側にシフトする 42°N~46°N の強い東向流) は、1994 年~1998 年のいずれの年においても同じく存在していた。ただし、3.1 節でも述べたように、東向流は解析期間内において次第に弱まる傾向があった。このように、北側にシフトする中間の東向流は、強さの経年変化はあるものの 170°E 線を横切る際、どの年も 43°N 付近 (推古海山と仁徳海山の間のギャップ; Fig. 1 を参照) を安定して通過していた。この傾向は Roden (1984) と Roden (1987) が 1982 年の 1 回きりの観測データを用いて指摘しており、長期間データを解析した本研究によって普遍的に存在する特徴であることが明らかになった。また、この北側にシフトする東向流を境界にして、北西側では D-CMW、南東側では S-CMW に近い CMW が分布し、1993 年と同じ傾向であった。ただし、CMW コア水の密度値には経年変化があり、前半の 1993 年~1996 年には重い D-CMW が分布していたが、1997 年~1998 年の D-CMW は局所的に分布しているだけであった。

Fig. 8 (b-1)~(b-5) は Fig. 6 (d) と同じ形式で表示した前線位置と 26.8  $\sigma_\theta$  面上の水塊混合率分布を示している。まず、前線位置に注目すると、1994 年は 1993 年と同じく 170°E 線の TD を特定することができなかったが、東向流が弱くなる他の年では特定することができた。水塊混合率の分布は、水塊混合率 50% の等値線が北側へシフトする東向流にほぼしたがっていた。そして、どの年においても、165°E の TD は亜寒帯水 (50% 以下)、180° の TD は亜熱帯水 (50% 以上) の水塊が支配的であった。このように、CMW コア水と傾圧流の関係や 26.8  $\sigma_\theta$  面上の水塊混合率分布の基本的な特徴は、1993 年とほぼ同じ傾向であった。

#### 4. おわりに

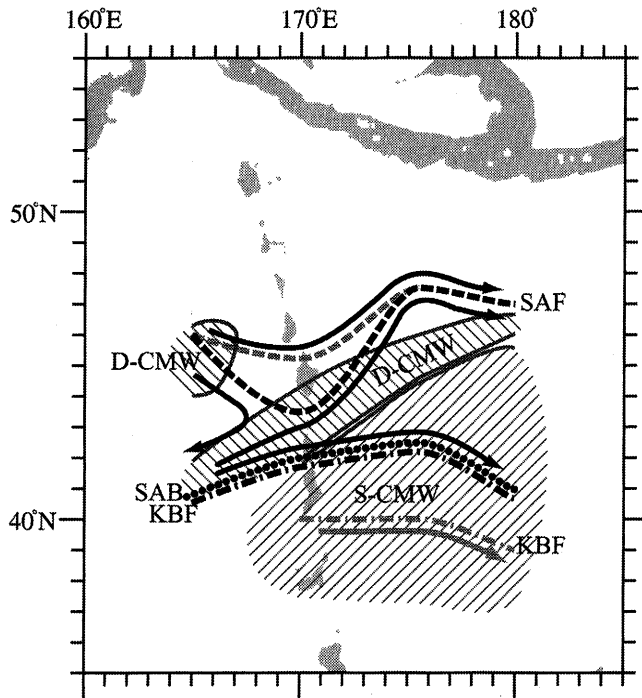
本研究では移行領域 (TD) における傾圧流・水塊・CMW の空間分布が天皇海山列 (170°E) を境界に大きく変化していることを、できるだけ長期の海洋観測デー

タを用いて記述した。

解析結果をまとめると次のようになる。

- (1) 天皇海山列の西側海域 (155°E, 165°E) における TD の 26.8  $\sigma_\theta$  面では亜寒帯水が、東側海域 (175.5°E, 180°) では亜熱帯水が支配的となっている。
- (2) 天皇海山列上 (170°E) では、TD を特定できない (存在しない) 年が多々あり、この海域の前線は東西海域に比べて、明瞭な WMF (または亜寒帯水がほとんど存在しない前線) が形成されることが特徴である。
- (3) 天皇海山列を横切る東向き傾圧流の中で、地理的に安定して 43°N 付近を通過する流れが横切った後すぐに北側にシフトするという傾向は少なくとも夏季においては普遍的に存在する特徴である。
- (4) この北側にシフトする東向流は 26.8  $\sigma_\theta$  面上の水塊混合率 50% の等値線にも対応しており、この流れを境界に北西側表層では重い密度の CMW (D-CMW)、南東側では軽い密度の CMW (S-CMW) が分布する傾向がある。

天皇海山列周辺における亜表層の流れ、前線、水塊 (CMW) 構造を模式図 (Fig. 9) にまとめた。これらの結果は、天皇海山列を挟んだ東西海域において、同じ指標を用いて TD (または SAF, SAB) を定義しても、TD 内が同じ水塊ではないことを示している。その東西海域の違いは、天皇海山列を横切り北側へシフトする東向き傾圧流の存在によるものであると推測されるが、この傾圧流が水塊構造および CMW の分布にどのような影響をおよぼしているのか、さらに、この傾圧流がどのようなメカニズムで天皇海山列の地形の影響を受けているのかを、明らかにすることはできなかった。この傾圧流が北向きに偏向されるメカニズムについては、Roden (1987) でも様々な考察がされているが、結論を導くまでには至っていない。この問題を解決するためには、まず天皇海山列上における直接流速観測が必要であり、本解析結果から流速観測海域の第一候補として、傾圧流が比較的安定して東流する 43°N 付近を提案しておきたい。



**Fig. 9.** Schematic illustration of the subsurface current (solid line), front (dashed line) and water-mass (shaded area by diagonal lines) structures in the subarctic region around the Emperor Seamounts. SAF: Subarctic Front ( $100 \text{ m} \cdot 4^\circ\text{C}$ ), SAB: Subarctic Boundary (subsurface salinity  $\cdot 34.0$ ), KBF: Kuroshio Bifurcation Front ( $300 \text{ m} \cdot 6\sim 8^\circ\text{C}$ ), S-CMW: Shallow Central Mode Water ( $26.0\sim 26.4 \sigma_\theta$ ), D-CMW: Dense Central Mode Water ( $26.4\sim 26.7 \sigma_\theta$ ). Grayed current and front denote their interannual variation. Bottom topography shaded with depth in the ranges  $0\sim 3,000 \text{ m}$ .

**謝 辞**

本研究で使用了海洋観測データを長年に渡って収集、整理して頂いた北大水産学部附属練習船おしよろ丸・北星丸、ならびに北水研漁業調査船北光丸の船長をはじめ士官・乗組員、そして観測を担当された研究者の皆様に感謝いたします。

**References**

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

Hanawa, K. (1995): Southward penetration of the Oyashio water system and the wintertime condition of midlatitude westerlies over the North Pacific. *Bull. Hokkaido Natl. Fish. Res. Inst.*, **59**, 103-120.

磯田 豊, 水 咲子, 井澤 敏昭, 東屋 知範 (2002): 北部太平洋亜寒帯域の東経  $155^\circ\text{E}$  と  $180^\circ\text{E}$  断面における北太平洋中層水の経年変化. *海と空*, **77**, 1-9.

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**, 9-19.

Kono, T. and Y. Kawasaki (1997): Results of CTD and mooring observations southeast of Hokkaido 1. Annual velocity and transport variations in the Oyashio. *Bull. Hokkaido Natl. Fish. Inst.*, **61**, 65-81.

Kuragano, T. and M. Kamachi (2004): Balance of volume transports between horizontal circulation and meridional overturn in the North Pacific Subarctic region. *J. Oceanogr.*, **60**, 439-451.

Marshall, D. P. and Tansley E. C., (2001): An implicit formula for boundary current separation. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1,633-1,638.

Mizuno, K. and W. B. White (1983): Annual and inter-annual variability in the Kuroshio Current system. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1,847-1,867.

Nakamura, H. (1996): A pycnostad on the bottom of the ventilated portion in the central North Pacific: Its distribution and formation. *J. Oceanogr.*, **52**, 171-188.

Oka, E. and T. Suga (2005): Differential formation and circulation of North Pacific Central Mode Water. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**, 1,997-2,011.

Roden, G. I., B. A. Taft, and C. C. Ebbesmeyer (1982): Oceanographic aspects of the Emperor Seamounts region. *J. Geophys. Res.*, **87**, 9,537-9,552.

Roden, G. I. (1984): Mesoscale oceanic fronts of the North Pacific. *Annales Geophysicae*, **2**, 399-410.

Roden, G. I. and B. A. Taft (1985): Effect of the Emperor Seamounts on the mesoscale thermohaline structure during the summer of 1982. *J. Geophys. Res.*, **90**, 839-855.

Roden, G. I. (1987): Effect of seamounts and seamounts chains on ocean circulation and thermohaline structure. In *Seamount Islands and Atolls*. 1 ed. edited by B. H. Keating, P. Fryer, R. Batiza, and G. W. Boehlert, Geophysical Monograph, Washington: American Geophysical Union.

Suga, T., Y. Takei, and K. Hanawa (1997): Thermocline distribution in the North Pacific subtropical gyre: The central mode water and the subtropical mode water. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 140-152.

Suga, T., K. Motoki, and K. Hanawa (2003): Subsurface water masses in the Central North Pacific transition region: the repeat section along the  $180^\circ$  meridian. *J. Oceanogr.*, **59**, 435-444.

- 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**, 16,885–16,897.
- 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**, 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**, 3,348, doi:10.1029/2002JC001372.
- Yasuda, I. (2003): Hydrographic structure and variability in the Kuroshio-Oyashio Transition Area. *J. Oceanogr.*, **59**, 389–402.
- Yasuda, T. and K. Hanawa (1997): Decadal changes in the Mode Waters in the midlatitude North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 858–870.
- Zhang, H.-M. and N. G. Hogg (1992): Circulation and water mass balance in the Brazil basin. *J. Mar. Res.*, **50**, 385–420.
- Zhang, R.-C. and K. Hanawa (1993): Features of the Water Mass Front in the northwestern North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **98**, 967–975.

## Hydrographic Structural Change in the Transition Domain around the Emperor Seamounts

Taku Wagawa<sup>†</sup>, Yutaka Isoda<sup>†</sup>, Nana Saitoh<sup>‡</sup>,  
Tomonori Azumaya<sup>\*\*</sup>, and Keiichiro Sakaoka<sup>‡</sup>

### Abstract

Spatial distributions of baroclinic flow and water mass in the “Transition Domain” (TD), defined between the Subarctic Front and Subarctic Boundary in the northern North Pacific, were investigated through analysis of long-term hydrographic data taken in 155°E, 165°E, 170°E, 175.5°E, and 180° meridians. Along the 170°E meridian, the Emperor Seamounts is located across the TD in a strict north to south direction. Although the TD could be clearly detected on both sides of the Emperor Seamounts, it frequently disappeared and had a remarkable watermass front, i.e., abrupt and meridional, changing from subtropical to subarctic water masses, in the location of the Emperor Seamounts. Furthermore, along the eastward transport of the TD, an abrupt zonal change from subarctic to subtropical water took place. In each year, the estimated eastward baroclinic flow around the TD suggested a shift to the north after passage through the trench of the Emperor Seamounts around 43°N (between Suiko Seamount and Nintoku Seamount), although small year-to-year changes were shown in its intensity and horizontal distribution. This shift in flow might explain the above zonal water mass change in the TD. It was also shown that the density of the “Central Mode Water”, formed at the sea surface mixed layer in winter, was gradually lighter from the west to the east.

**Key words:** northern North Pacific, Transitional Domain, Emperor Seamounts,  
baroclinic flow, Central Mode Water, mixing ratio

(Corresponding author's e-mail address: wagawa@sola3.fish.hokudai.ac.jp)

(Received 8 August 2005; accepted 28 December 2005)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2006)

<sup>†</sup> Graduate School of Fisheries Science, Hokkaido University, 3-1-1 Minato-cho, Hakodate 041-8611, Japan

<sup>‡</sup> Faculty of Fisheries, Hokkaido University, 3-1-1 Minato-cho, Hakodate 041-8611, Japan

<sup>\*\*</sup> Hokkaido National Fisheries Research Institute, 116 Katsurakoi, Kushiro 085-0802, Japan