

黒潮下流域遠州灘沖合特有の中層水構造

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 水産総合研究センター 公開日: 2024-10-02 キーワード (Ja): キーワード (En): intermediate water; Enshu-nada; Kuroshio 作成者: 小松, 幸生, 川崎, 清 メールアドレス: 所属: 中央水産研究所, 中央水産研究所
URL	https://fra.repo.nii.ac.jp/records/2010782

This work is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License.



黒潮下流域遠州灘沖合特有の中層水構造

小松幸生*, 川崎 清*

Unique hydrographic structure of intermediate water offshore the Enshu-nada in the Kuroshio region south of Japan

Kosei KOMATSU* and Kiyoshi KAWASAKI*

Abstract Hydrographic structure was observed with focus on the intermediate water (density range of $26.6 - 27.5 \sigma_\theta$) along subtracks of the satellite TOPEX/POSEIDON across the Kuroshio south of Japan in late summer in 1999 and 2001. In the coastal region northern side of the Kuroshio current-axis in the Enshu-nada where supply of nutrient from deeper layers is relatively rich, the hydrographic structure was remarkably different from one observed in the neighboring region. The structure might be attributed to stronger effects of vertical diffusion or vertical mixing in this region, where isopycnal profiles of salinity were lower in the upper layer ($<25.9 \sigma_\theta$) and higher in the intermediate layer ($>25.9 \sigma_\theta$), compared with profiles obtained in the neighboring region. This unique structure occurred in both cruises, although the Kuroshio took a straight pattern during the cruise in 1999 and meandered during the cruise in 2001. These results indicated the possibility of the structure to exist almost steadily due to some effects of topography.

Key word: intermediate water, Enshu-nada, Kuroshio

黒潮は遠州灘沖合でしばしば大きく蛇行する。そして、蛇行時には内側域に冷水塊が発達することが多く、これに伴う下層からの活発な栄養塩供給はこの海域の豊かな漁場形成と関係が深い。この因果律は明瞭であるが、この海域の水塊の実態については不明な点も多い。そこで、現場調査を実施し、特に中層の水塊に焦点を当ててその水理学的特性を調べた。

本州東方沖合には塩分極小で特徴づけられる北太平洋中層水 (NPIW) が広く分布していることがよく知られている (e.g., Talley, 1993)。この水はオホーツク海の低温、低塩分水が親潮と一緒に南下し、黒潮と一緒に北上した高温、高塩分の亜熱帯水と混合することで形成されると考えられている (e.g., Yasuda, 1997)。黒潮の流れる本州南方の沖合でも中層には同様の塩分極小層が存在する。中層水、ここではポテンシャル密度 σ_θ が $26.6 \sim 27.5 \text{ kg/m}^3$ の水とする、は風成循環

に支配される表層と熱塩循環に支配される深層の中間に位置することもある。その構造と挙動は極めて複雑であり、未だ不明な点も多い。しかし、中層水は深層から湧昇してくる栄養塩や表層に溶解した地球温暖化物質の輸送経路にあたることから (Tsunogai *et al.*, 1993), その実態解明は重要である (Hiroe *et al.*, 2002)。

特に、中層水を栄養塩の下層からの供給経路として考えた場合、比較的貧栄養な黒潮域ではその実態解明はより重要である。なぜなら、この海域の一次生産量は栄養塩量でほぼ規定されるところからよいからである。このことは、海色衛星から推定した植物プランクトン現存量の分布が表面水温分布ときれいな逆相関をなしていることから分かる。栄養塩の少ない黒潮と豊富な内側域では海色が強いコントラストをなしている。また、3次元生態系モデルを用いた最近の研究によると、この海域の動植物プランクトンの現存量は黒潮に

2002年6月19日受理 (Accepted on June 19, 2002)

水産総合研究センター業績 A 第22号 (Contribution No. A 22 from the Fisheries Research Agency)

* 中央水産研究所, 〒236-8648 神奈川県横浜市金沢区福浦2-12-4 (National Research Institute of Fisheries Science, Fukuura 2-12-4, Kanazawa, Yokohama 236-8648, Japan)

よる強い移流効果によって流れに沿って一様化される傾向があることを示している (小松, 2002)。このことから, どこかに豊富な栄養塩の供給源があった場合, 黒潮の移流の効果でより下流の続流域までその影響が及ぶことが予想される。

遠州灘はこの豊富な栄養塩の供給源の候補として第一に考えられよう。ここは西側に紀伊半島, 東側に伊豆海嶺があって (Fig. 1), このような地理的条件が一因となって黒潮はしばしば大きく蛇行する。そして, 低気圧性の渦流を伴う冷水塊が形成され, その発散効果によって下層からの栄養塩の湧昇を伴うことが多い (例えば, 増沢, 1968)。実際, このときには親潮域に匹敵するほどの一次生産量を呈するという現場観測の報告もある (Shiomoto and Matsumura, 1992)。また, 黒潮の流路によっては房総半島沖から遠州灘へ向けて沿岸よりに栄養塩豊富な親潮系水が貫入していることも指摘されている (Yang *et al.*, 1993a,b; Senjyu

et al., 1998)。そこで, 本稿では遠州灘沖合の中層水に焦点を当てて, 1999年と2001年の晩夏に黒潮下流域で実施した観測データを解析し, 鉛直混合の影響でこの海域に特有の水塊構造が存在することを指摘する。

観測とデータ

黒潮下流域における中層水の観測は, 中央水産研究所の調査船蒼鷹丸 (892t) により1999年と2001年の8月下旬から9月上旬にかけて実施した。Fig. 1にはこの2回の観測における測点と海底地形図を示す。測点の間隔は緯度にして10'であり, 測線は黒潮を南北に横断し, 海面高度衛星TOPEX/POSEIDONの軌道に沿っている。観測では, 測点毎にCTD-DO (Sea-Bird Electronics 社製911plus) で1500dbまでの水温, 塩分 (電気伝導度), 溶存酸素を計測した。そして, 5~6測点おきに10層でRossetteサンプルシステムの2.4Lニスキ

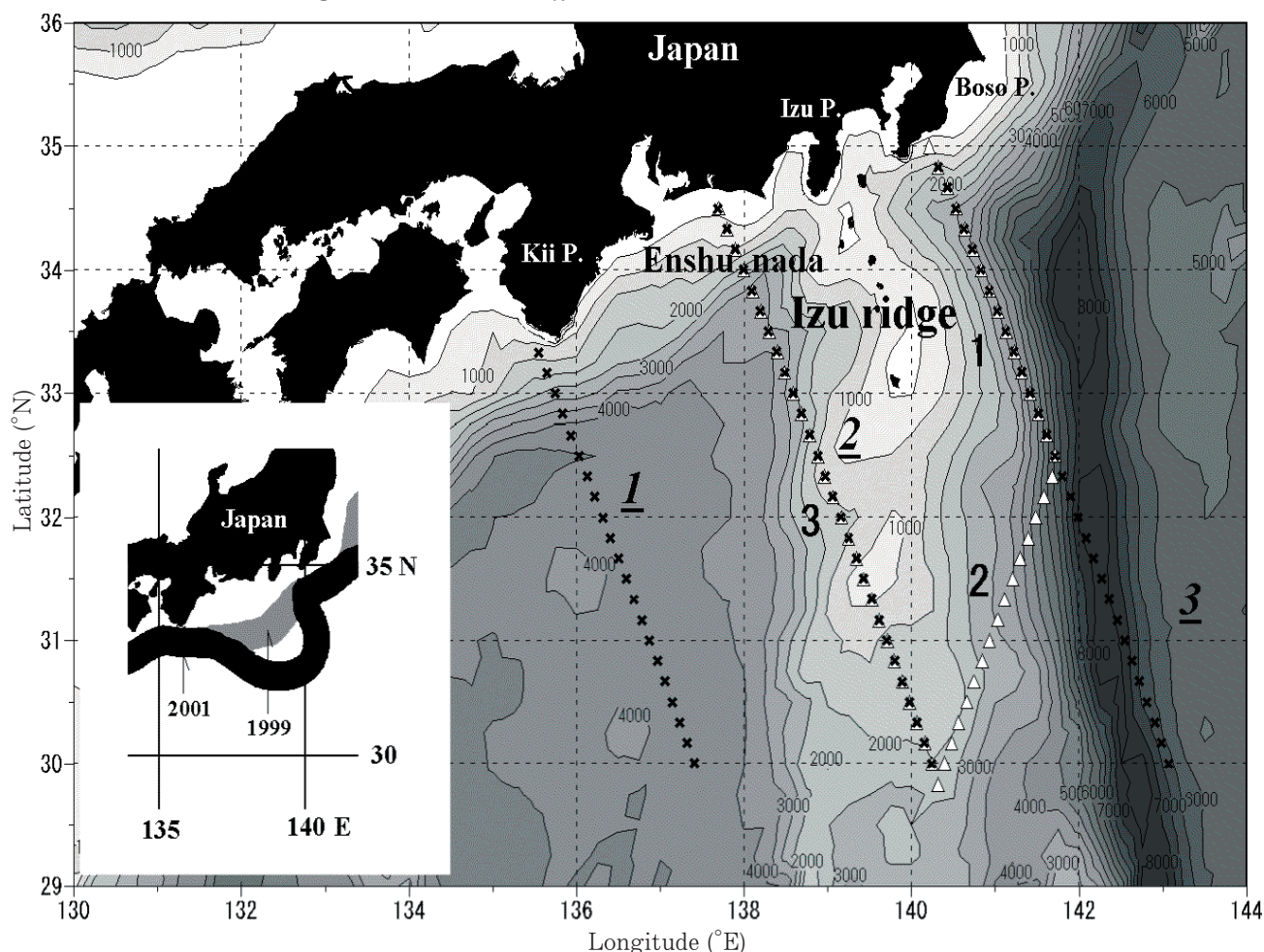


Fig. 1. Location map of the stations along TOPEX/POSEIDON subtracks in late summer in 1999 and 2001. The stations in 1999 are marked by triangles and the stations in 2001 are marked by crosses. The numbers of the observation lines in 1999 and 2001 are denoted by Gothic numerals and Italic ones with under-bar, respectively. The left map shows the Kuroshio current-axes during the observation periods referred from Quick Bulletin of Ocean Conditions (Japan Coast Guard, 1999,2001).

ンボトル (General Oceanics社製) による採水を行い、塩分、溶存酸素を測定した。なお、CTD-DOの各センサは毎年1回Sea-Bird社による較正を受けており、水温と圧力の精度はそれぞれ0.002°C, 1db程度である。また、CTDの塩分はAUTOSAL (Guildline社製) による採水値 (採水誤差, 0.002psu程度) で補正し、CTDの酸素は自動滴定器 (平間理化(株)製) による採水値 (採水誤差, 0.04mL/L程度) をもとにOwens and Millard (1985) の適合手法をもとに補正した。補正後の残差誤差は塩分が0.003psu未満、酸素が約0.05mL/Lである。なお、観測では船底設置型の超音波流速計 (ADCP, RD Instruments社製, 75kHz) により流向、流速を常時計測したが、今回は水塊の分布特性の解析に焦点を絞り、ADCP流速をもとにした流量解析は別報に譲る。

観測時の黒潮の流路はFig. 1の左下に示すように、1999年晩夏はほぼ直進流路、2001年晩夏は遠州灘沖を大きく迂回する蛇行流路であった。

解析結果

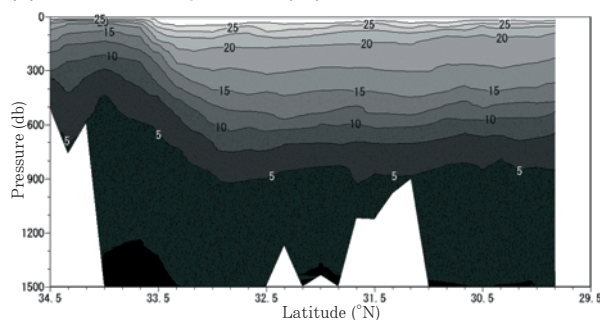
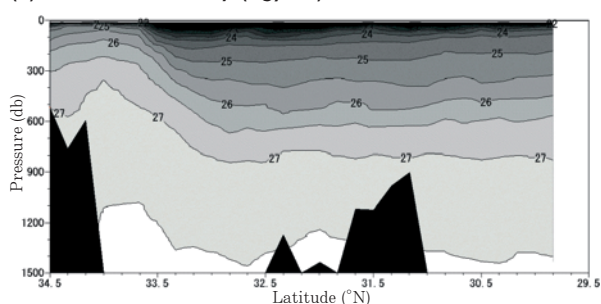
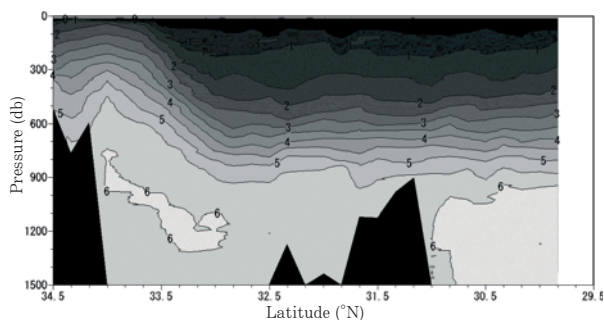
鉛直断面分布

まず、測線に沿った鉛直断面から観測の概要を述べる。Fig. 2からFig. 5は、表面から1500dbまでの測線ごとのポテンシャル温度 (温位)、塩分、ポテンシャル密度、酸素の見かけの利用度 (AOU)、地衡流速の鉛直断面図である。Fig. 2は1999年の遠州灘沖の測線3, Fig. 3, Fig. 4, Fig. 5はそれぞれ2001年の紀伊半島沖の測線1, 遠州灘沖の測線2, 房総半島沖の測線3の断面図である。なお、地衡流速は1500dbを無流面として密度場から計算し、紙面を突き抜ける方向が正である。ただし、地衡流速についてはHiroe *et al.* (2001) が垂下式超音波流速計 (LADCP) による直接測流から黒潮域では1500dbでも10cm/s未満の有意な流れが存在することを指摘しており、本稿の地衡流速値は最大でこの程度の誤差を含み得ることを注意しておく。Fig. 2とFig. 4は同じ遠州灘沖の測線上の断面であり、両者を比較することで黒潮流路と水塊構造との関連を見ることができる。この測線は伊豆海嶺を横断しており (Fig. 1)、図の空白部分は水深が浅いためにCTDを1500dbまで降ろせなかったことを示す。CTDは海底の30~80m直上まで降ろしているので、図の空白部分は測線上の海嶺の大まかな分布を表していると考えてよい。また、Fig. 3からFig. 5は同時期の観測であり、黒潮の流れに沿って下流方向に中層水塊構造がどのように展開しているかを見ることができる。

まず、1999年の遠州灘沖の断面図を見る (Fig. 2)。

33°30'Nに強い水温の南北勾配 (水温フロント) があり、沿岸側では下層からの低温水の盛り上がりがある (Fig. 2(a))。塩分は、密度が26.5~27.0 σ_θ の領域に34.3psu以下の塩分極小が存在するのが特徴的であり、34°N以南には34.2psu未満の強い塩分極小が存在している (Fig. 2(b))。この南側の塩分極小はちょうど海山の南側、正確に言う測線が伊豆海嶺を北西から南東に向かって斜めに横切っているため海山の南東側 (以後この測線での南側はこの意味で使う) に存在しており、比較的新しいNPIWが黒潮域の南縁に貫入していることを示す (Yasuda *et al.*, 1996)。上層に目を移すと、水温フロントの南側では200dbを中心にして亜熱帯モード水と呼ばれる34.8psu以上の高塩分の層が広く分布している。また、水温フロントのやや南よりのごく表層では34.0psu未満の低塩分の薄い層が分布している。現場の降水の影響も否定できないが、低塩分層がちょうど黒潮流路上に位置していることから、上流域において多雨等の影響で表面に分布した低塩分水が黒潮によって運ばれてきた可能性が高い。ポテンシャル密度は水温と極めてよく似た分布構造を示しており (Fig. 2(c)), これから求めた地衡流場を見ると、33°40'Nに1.8m/sを越える強流帯が存在し、しかもその構造が深く900db付近まで及んでいるのが特徴的である。そしてその南側では、32°10'N, 31°N, 30°20'Nを中心に反流構造が認められる (Fig. 2(d))。AOUも等密度線とよく一致した分布になっているが、特徴的なのは海山の南側の下層 (27.0 σ_θ 以深) で6mL/Lを越える古い水が存在することである。しかも、6mL/Lの等値線が海山の高さとほぼ一致しているのも興味深い。この観測の前年の初夏に実施した房総半島沖での観測でも、32°N以南の沖合に高AOUの水塊が存在しており、これらの結果はその存在する密度帯が27.0 σ_θ 以深であることから、変質して古くなったNPIWが黒潮域南縁に接するように存在することを示唆している (小松ら, 2001)。

続いて2001年の断面図を西から順に見る (Fig. 3~Fig. 5)。まず、紀伊半島沖の測線1である (Fig. 3)。水温分布は、31°40'N, 300dbを中心とした明瞭な暖水塊の構造を呈している (Fig. 3(a))。そして、これに対応して、塩分の分布は暖水塊の中心で34.8psuを越える高塩分となっている。また、暖水塊の下には塩分極小層が存在している (Fig. 3(b))。ただし、東側の測線の分布と異なる点は、その分布が南北方向に滑らかな点であり、34.2psu未満の塩分値が現れていない点である。このことは、北方起源の低塩分の比較的新しいNPIWの影響がこの海域では非常に弱いことを示すものであり、AOUの分布を見ても分布は滑らかである (Fig. 3(e))。これは後述する等密度面上でのプロファ

(a) Potential temperature ($^{\circ}\text{C}$) 1999 Line-3, Enshu-nada(c) Potential density (kg/m^3) 1999 Line-3, Enshu-nada(e) AOU (mL/L) 1999 Line-3, Enshu-nada

(b) Salinity (psu) 1999 Line-3, Enshu-nada

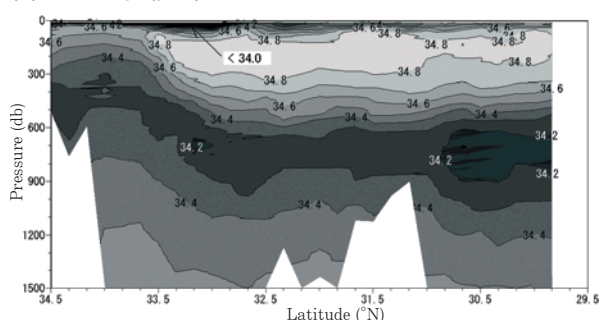
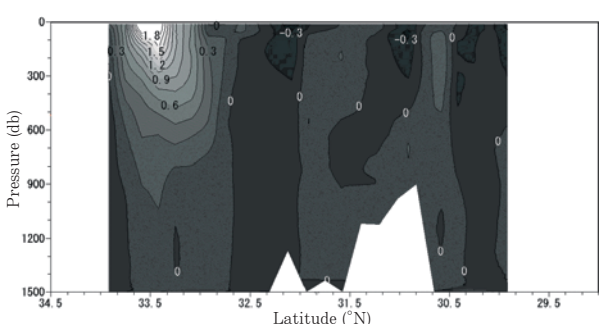
(d) Geostrophic current (m/s) 1999 Line-3, Enshu-nada

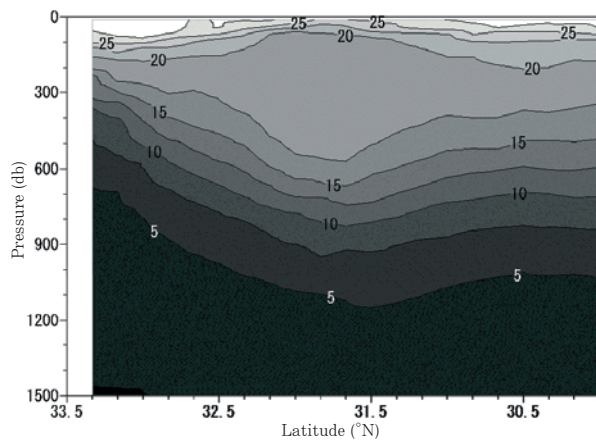
Fig. 2. Vertical cross-sections of (a) potential temperature ($^{\circ}\text{C}$), (b) salinity (psu), (c) potential density (kg/m^3), (d) geostrophic current (m/s), and (e) AOU (mL/L) observed along the section line 3 off Enshu-nada in late summer in 1999. Geostrophic currents are calculated using a pair of CTD stations relative to 1,500 db.

イルを見ればより明瞭である。密度場は暖水塊構造に対応して $25.0\sigma_{\theta}$ の層が厚くなっているのが特徴的である (Fig. 3(c))。速度場はFig. 1の流軸図を見ても分かるように $33^{\circ}20'\text{N}$ 付近に黒潮の強流帯があり、暖水塊周辺では高気圧性の循環構造が存在している (Fig. 3(d))。

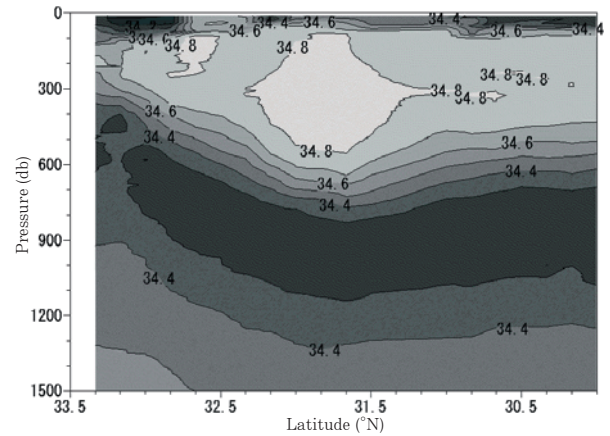
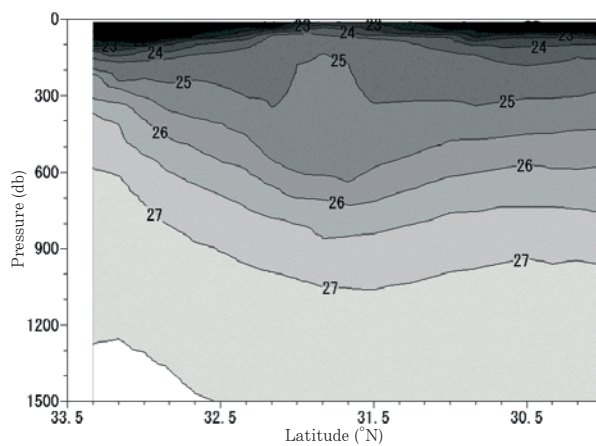
次に、一つ下流側に移って、遠州灘沖の測線2の鉛直断面図を見る (Fig. 4)。Fig. 1を見ると、観測時の黒潮は遠州灘沖を大きく蛇行し、 140°E 線上ではちょうど伊豆海嶺の谷間にあたる $32\sim 32^{\circ}30'\text{N}$ を北東向きに流れ、その後向きをほぼ真北に変えて海嶺東側の等深線に沿って流去しているように見える。この測線上では紀伊半島沖に見られた暖水塊構造はもはや見られない。水温分布は $32^{\circ}30'\text{N}$ に強い南北勾配が見られ、その南側では高温の亜熱帯モード水が広がっていて、黒潮流路の違いによる分布を除けば1999年の同じ測線上の観測結果と同等である (Fig. 4(a))。測線1との違いは等値線の凹凸が目立ち、沿岸側の1200db以深の下層に 2.5°C 未満の低温構造が見られることである。塩分を見

るとその等値線の凹凸はより顕著であり、異質な水塊が重畳していることを示すとともに1999年と同様に南側では 34.2psu 未満の低塩分水の貫入が見られる (Fig. 4(b))。密度場は水温場と良く一致しており、遠州灘沖、つまり海嶺の西側、 $32^{\circ}30'\text{N}$ から 34°N にかけて下層から上層に向けて盛り上がった構造を呈している (Fig. 4(c))。流速場は、密度分布に対応して遠州灘沖には低気圧性の循環構造が見られ、 31°N 以南には $0.3\text{m}/\text{s}$ 以上の比較的強い反流構造が見られる (Fig. 4(d))。AOUの分布はほぼ等密度線に沿っており、1999年の観測と同様に海嶺の南側 (東側) で $6\text{mL}/\text{L}$ 以上の古い水塊の存在が認められる (Fig. 4(e))。

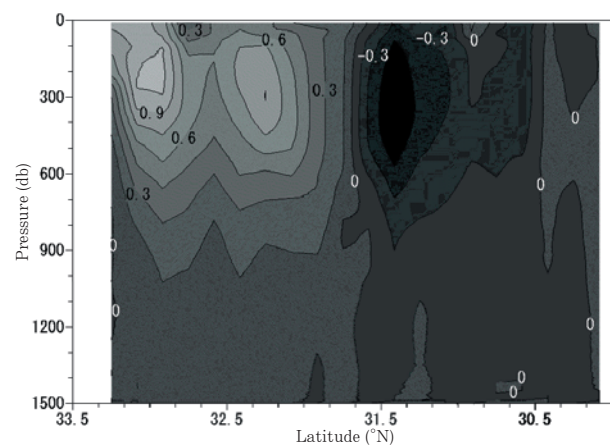
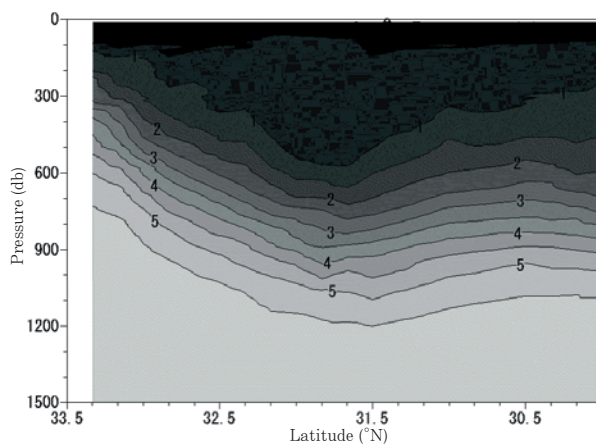
最後に、最も下流側に位置する房総半島沖の測線3の鉛直断面図を見る (Fig. 5)。水温分布を見ると、その等値線はほぼ水平であり、他の測線に見られたような強いフロント構造は見られない (Fig. 5(a))。これはFig. 1の黒潮流路図から分かるようにこのときの黒潮は測線3に沿うように平行に流れており、そのためこのような水温の分布構造になっているものと思われる

(a) Potential temperature ($^{\circ}\text{C}$) 2001 Line-1, off Kii

(b) Salinity (psu) 2001 Line-1, off Kii

(c) Potential density (kg/m^3) 2001 Line-1, off Kii

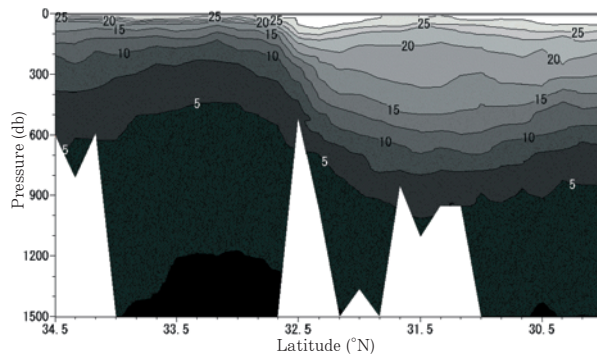
(d) Geostrophic current (m/s) 2001 Line-1, off Kii

(e) AOU (mL/L) 2001 Line-1, off Kii**Fig. 3.** Same as in Fig. 2 but for the line 1 off Kii Peninsula in late summer in 2001

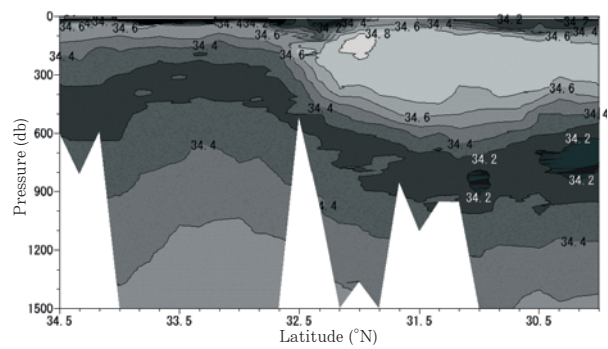
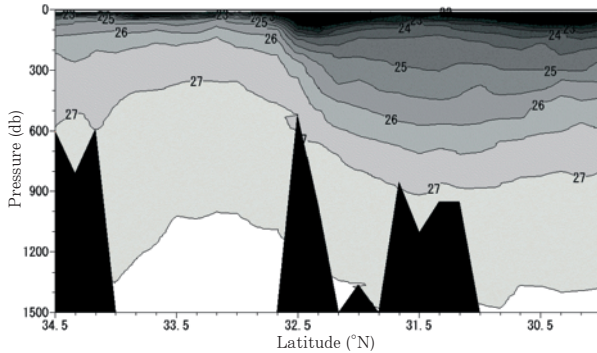
る。塩分の分布も同様に水平であり、上流側の測線2において 31°N 以南に見られた 34.2psu 未満の塩分極小がこの測線では $32^{\circ}30'\text{N}$ 以南で広く分布しているのが特徴的である (Fig. 5(b))。1998年初夏の同じ測線上の観測でも同様の構造が見られたが、このことは亜寒帯域から統流を横切ってこの海域に比較的新しいNPIW

が直接、しかも定常的に貫入していることを示す結果である (Yasuda *et al.*, 2001; Joyce *et al.*, 2001)。水温と塩分で規定される密度場も、当然の結果としてその等値線はほぼ水平であるが、細かく見ると、南北に凹凸が存在する (Fig. 5(c))。特に $27.0\sigma_{\theta}$ の等値線に着目すると $32^{\circ}40'\text{N}$ 付近で下に凸になっており、塩分の分布と合わせて見ると、Yasuda (1997) や Shimizu *et al.* (2001) が指摘しているようにオホーツク海起源を特徴づける低渦位水が変質しながらこの位置に流入している可能性が示唆される。また、密度分布に対応してこの位置には比較的強い反流構造が見られる (Fig. 5(d))。そして、 $800\sim 1100\text{db}$ の塩分極小が存在する位置のAOUは両側に比べて小さくなっており (下に凸の構造)、このことから新しいNPIWが流入していることが分かる (Fig. 5(e))。

以上、鉛直断面図を見て、観測時の水塊構造の概要が分かった。以下では、その南北分布と東西分布の違い

(a) Potential temperature ($^{\circ}\text{C}$) 2001 Line-2, Enshu-nada

(b) Salinity (psu) 2001 Line-2, Enshu-nada

(c) Potential density (kg/m^3) 2001 Line-2, Enshu-nada

(d) Geostrophic current (m/s) 2001 Line-2, Enshu-nada

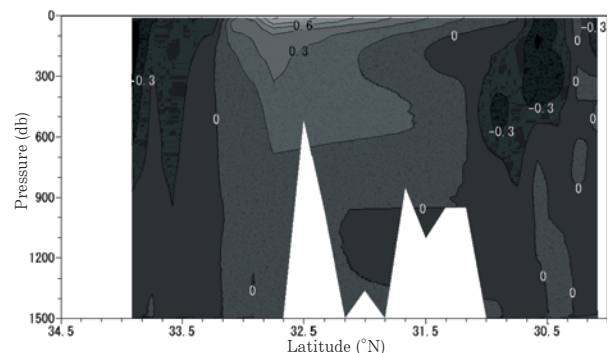
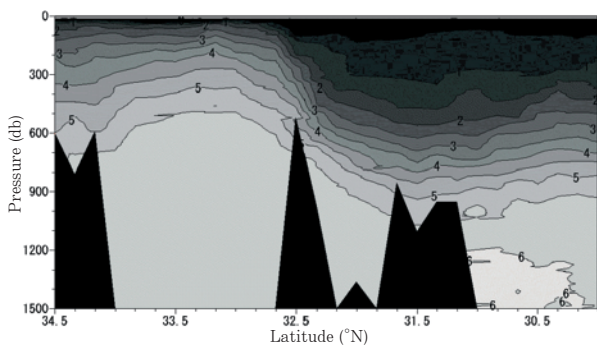
(e) AOU (mL/L) 2001 Line-2, Enshu-nada

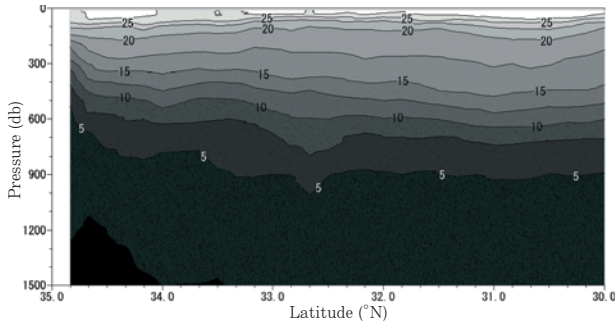
Fig. 4. Same as in Fig. 2 but for the line 2 off Enshu-nada in late summer in 2001

をより細かく見るため、等密度面上の分布を調べてみる。

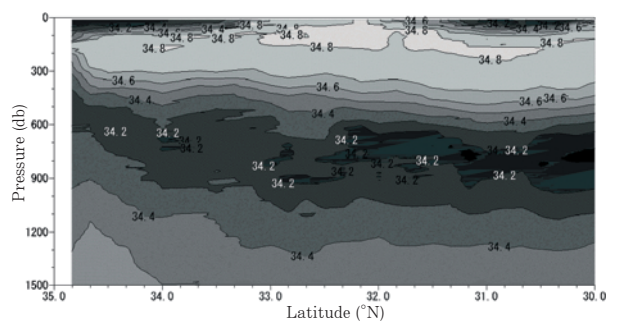
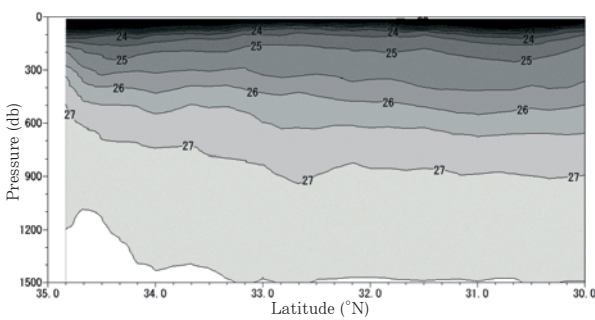
等密度面分布

各測線の等密度面上の塩分とAOUの断面図と測点ごとのプロファイルを重ね書きしたものをFig. 6～Fig. 9に示す。なお、これらはそれぞれFig. 2～Fig. 5の(b)と(e)に対応している。まず、1999年の遠州灘沖の測線3の断面図を見る (Fig. 6)。全体的に塩分、AOUともにその等値線は等密度線と極めてよく似た分布になっている (Fig. 6(a), (b))。しかし、細かく見ると、以下のような特徴がある。まず、 $26.5 \sim 27.3 \sigma_{\theta}$ に位置する塩分極小層では、 $32^{\circ}30' \sim 33^{\circ}30' \text{N}$ に34.25psu未満の分布がパッチ状に存在しており、前項でも指摘した通り海嶺の南側 31°N 以南には34.15psu未満の分布が見ら

れる。南側の低塩分水の原因は先の説明で納得できると思うが、問題は海嶺北側（遠州灘沖）のパッチ構造である。ちょうどこの付近の流速場は弱いながらも反流構造をとっており、東側から低塩分水が貫入していることが推察される。このときの下流側の測線1には同じ緯度帯に34.15psu未満のパッチ状の低塩分構造が見られることから (Fig. 6(c))、実際に貫入があったことは間違いないようである。弱い西向きの流れに伴って海嶺の西側まで比較的新しいNPIWの貫入が見られるのは興味深い。また、Fig. 6(c)ではごく沿岸の 35°N 付近にも強い低塩分構造が見られ、Yang *et al.* (1993a, b) や Senju *et al.* (1998) が指摘しているような親潮系の低塩分水が房総半島の沿岸に沿って貫入していることを示唆する結果である。もう一つ興味深いのは、沿岸側の中層上部 ($< 26.0 \sigma_{\theta}$) では、塩分の等値線が左斜め上向きになっており、南側より低塩分になっていることである。同様の構造はAOUの断面図でも見られ (Fig. 6(b))、南側に比べてAOUが高くなっており、酸素を消費された比較的古い水塊が下層から上層に向けて湧昇していることを示唆する結果であり、同様な構造は東側の測線の断面図でも見られる (Fig. 6(d))。

(a) Potential temperature ($^{\circ}\text{C}$) 2001 Line-3, off Boso

(b) Salinity (psu) 2001 Line-3, off Boso

(c) Potential density (kg/m^3) 2001 Line-3, off Boso

(d) Geostrophic current (m/s) 2001 Line-3, off Boso

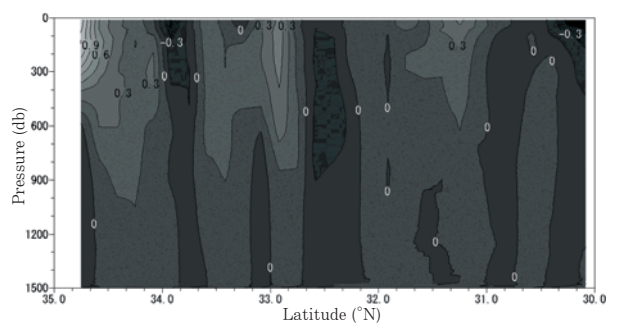
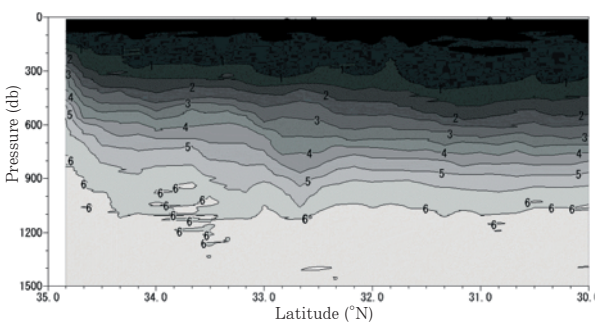
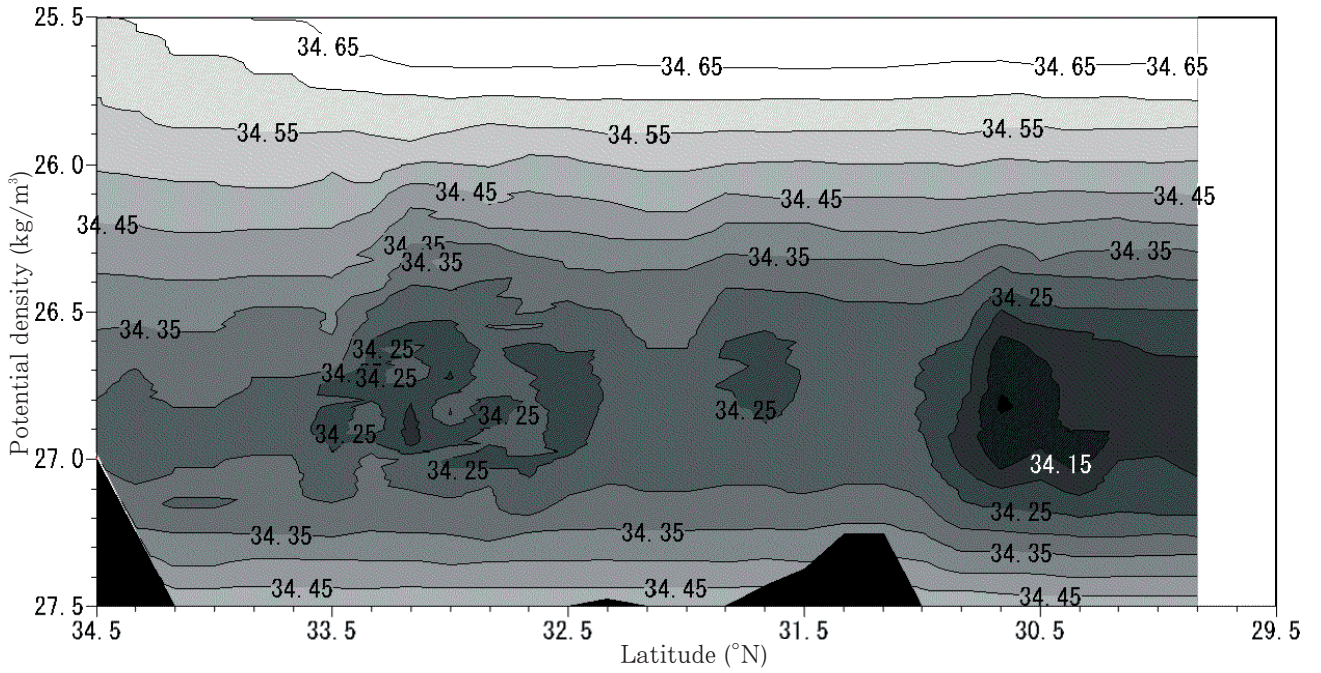
(e) AOU (mL/L) 2001 Line-3, off Boso

Fig. 5. Same as in Fig. 2 but for the line 3 off Boso Peninsula in late summer in 2001

そして、もう一度Fig. 6(b)に着目すると前項で指摘したように海嶺の南側（南東側）の中層下部（ $> 27.0\sigma_{\theta}$ ）では $6\text{mL}/\text{L}$ 以上の高AOU分布が見られる。以上述べた塩分とAOUの南北分布は測点のプロファイルを重ね書きするとより明瞭である（Fig. 6(e), (f)）。両図とも、黒潮流軸（ $33^{\circ}20'\text{N}$ ）より北側（内側域）の測点のプロファイルを破線で、測線が海嶺を横切る 31°N 以北と流軸との間のプロファイルを灰色線で、 31°N 以南のプロファイルを黒色実線で示してある。 $26.0\sim 27.5\sigma_{\theta}$ では、塩分は 31°N を境に北側（沿岸側）で高塩、南側（沖合側）で低塩になっており、しかもその分布はクラスター状になって不連続に分離しているのが特徴的である（小松ら, 2001）。 $27.0\sigma_{\theta}$ の中層下部でもプロファイルは明瞭に分離しており、この不連続構造は広い密度帯で分布していることが伺える。南北偏差の点からいえば、沿岸側では西岸境界流としての黒潮に伴って

亜熱帯域から高塩分水が北上していることで理解できるだろう（Yasuda, 1997）。問題はその不連続分布である。前に指摘したとおりこの測線は伊豆海嶺を 31°N で横断しており、その影響が考えられる。同様な不連続構造は東側の房総半島沖の測線でも得られており（Yasuda *et al.*, 2001; 小松ら, 2001）、その点の考察は次節で行う。最後にAOUのプロファイルを見ると、同様に 31°N を境に不連続な構造を呈しており、しかも、 $26.9\sigma_{\theta}$ を境に南北の分布が逆転していることが特徴的である（小松ら, 2001）。つまり、 $26.9\sigma_{\theta}$ より上層では北側で高AOU、南側で低AOUであるのに対して、 $26.9\sigma_{\theta}$ より下層では北側で低AOU、南側で高AOUになっている。この結果は、中層上部では比較的新しい（低AOUの）NPIWが沖合に貫入しているが、 $26.9\sigma_{\theta}$ より重いNPIWはその起源とする亜寒帯の海域では冬季の冷却によって直接形成されない（Talley, 1993）ため、中層下部では中層循環を経て変質した、つまり古くなったNPIWが沖合に出現するというシナリオでほぼ理解できると思われる。そして、この中層下部の沿岸側では比較的新しい低AOU（高酸素）の中層水が南方から黒潮とともにこの海域に入ってきていることが示唆されるが（Reid, 1997; Yasuda *et al.*, 2001; 小松ら, 2001）、その起源についてはこのデータからは

(a) Salinity (psu) 1999 Line-3, Enshu-nada



(b) AOU (mL/L) 1999 Line-3, Enshu-nada

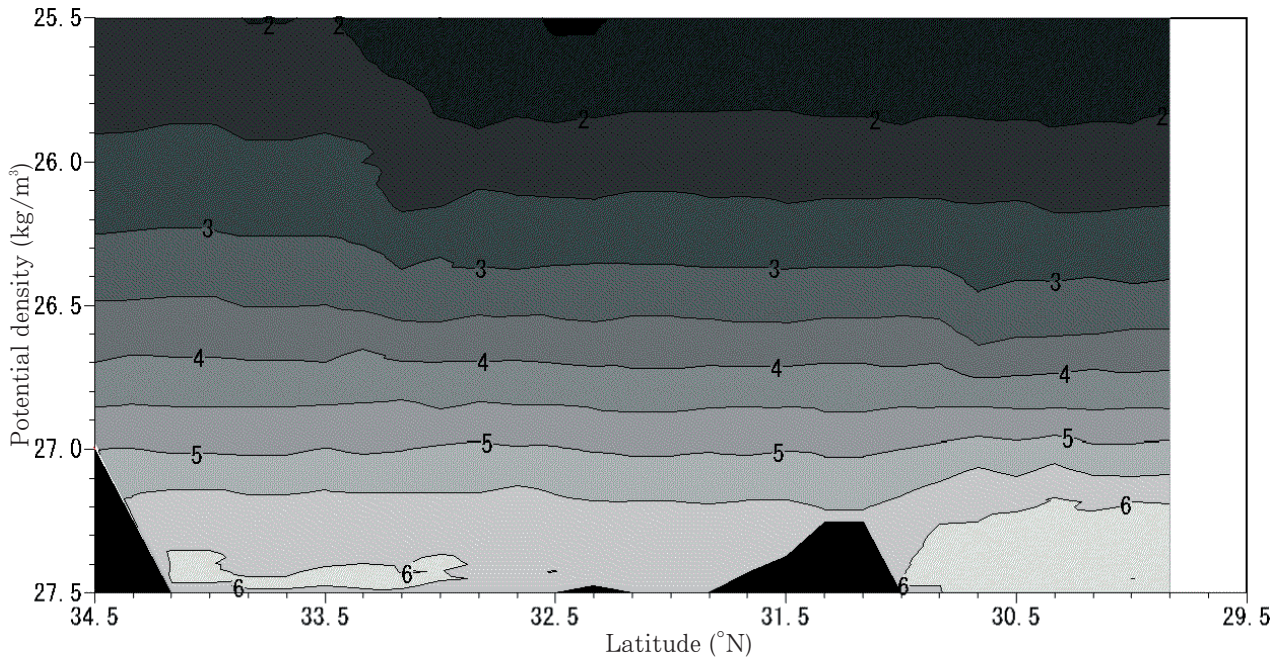


Fig. 6. Isopycnal cross-sections of (a) salinity (psu) and (b) AOU (mL/L) observed along the line 2 off Enshu-nada in 1999. Figures (c) and (d) are same as in figures (a) and (b) but for the line 1 off Boso Peninsula in 1999. Figures (e) and (f) are isopycnal profiles of salinity and AOU along the line 2, where black solid lines, gray solid lines, and black broken lines denote profiles obtained in the southern region ($30^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$), profiles in the Kuroshio region ($31^{\circ}\sim 32^{\circ}20'\text{N}$), and profiles in the coastal region ($32^{\circ}20'\sim 34^{\circ}30'\text{N}$), respectively.

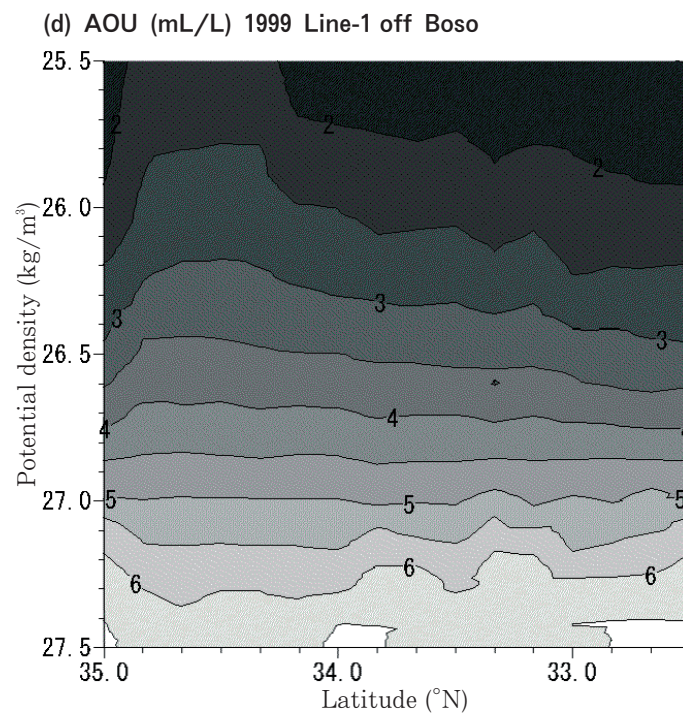
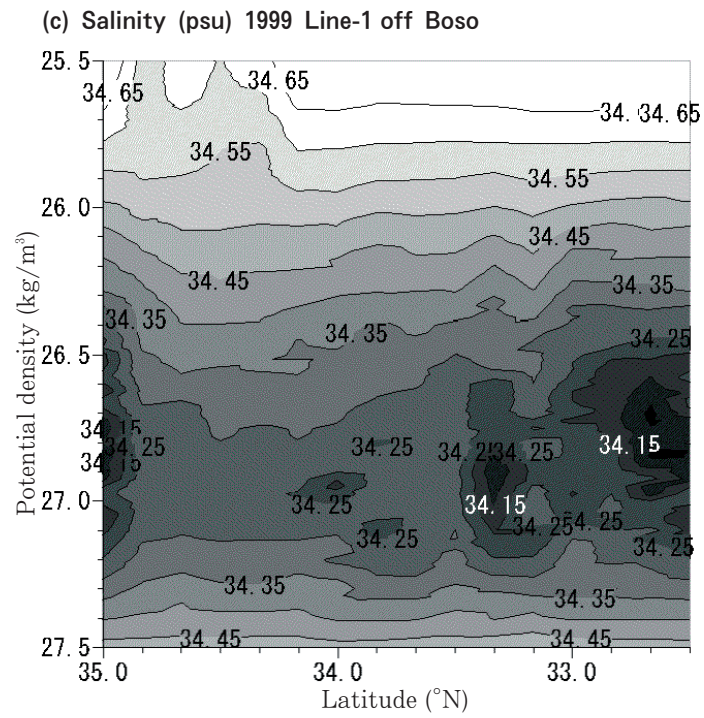


Fig. 6. (continued)

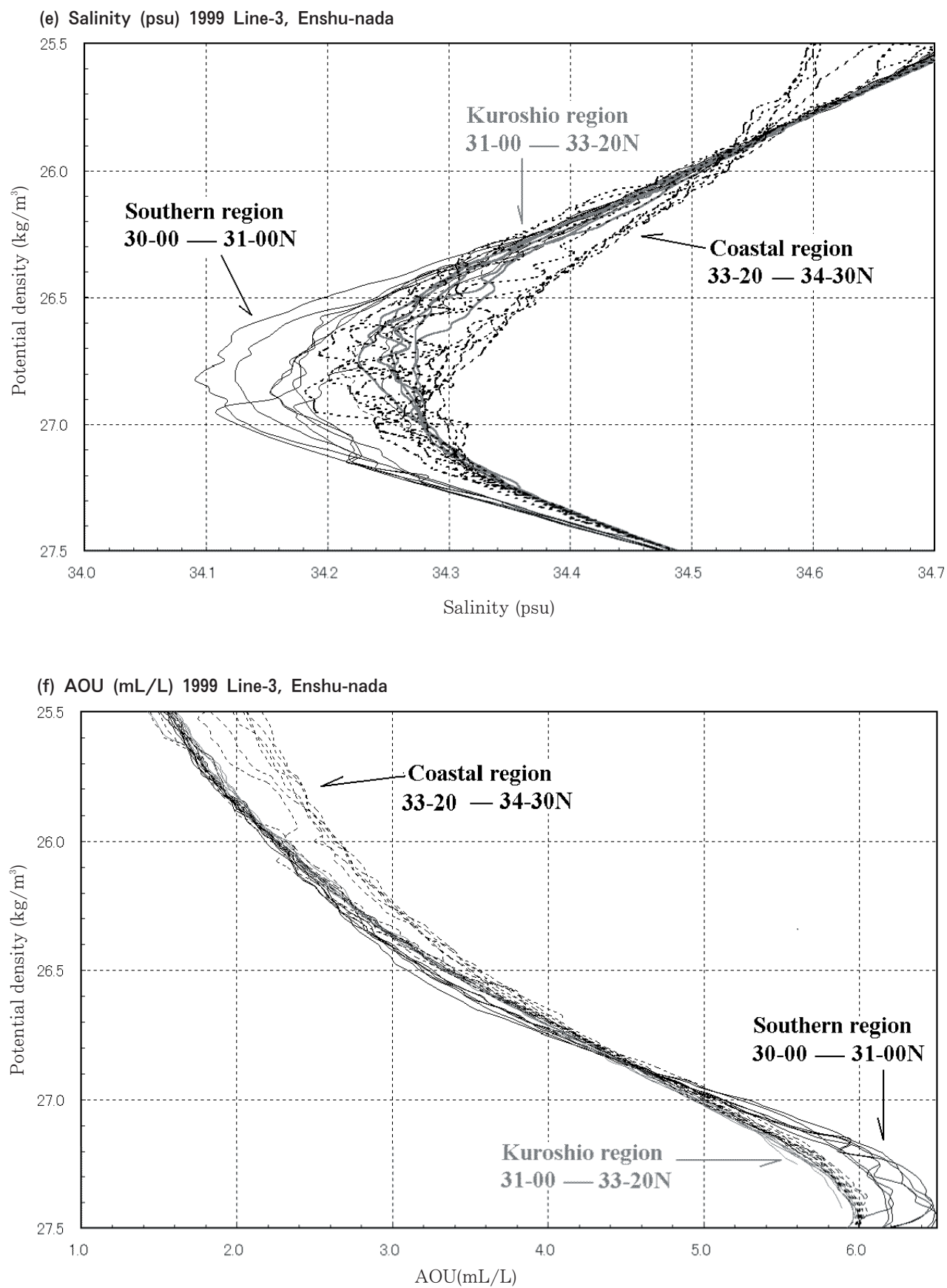


Fig. 6. (continued)

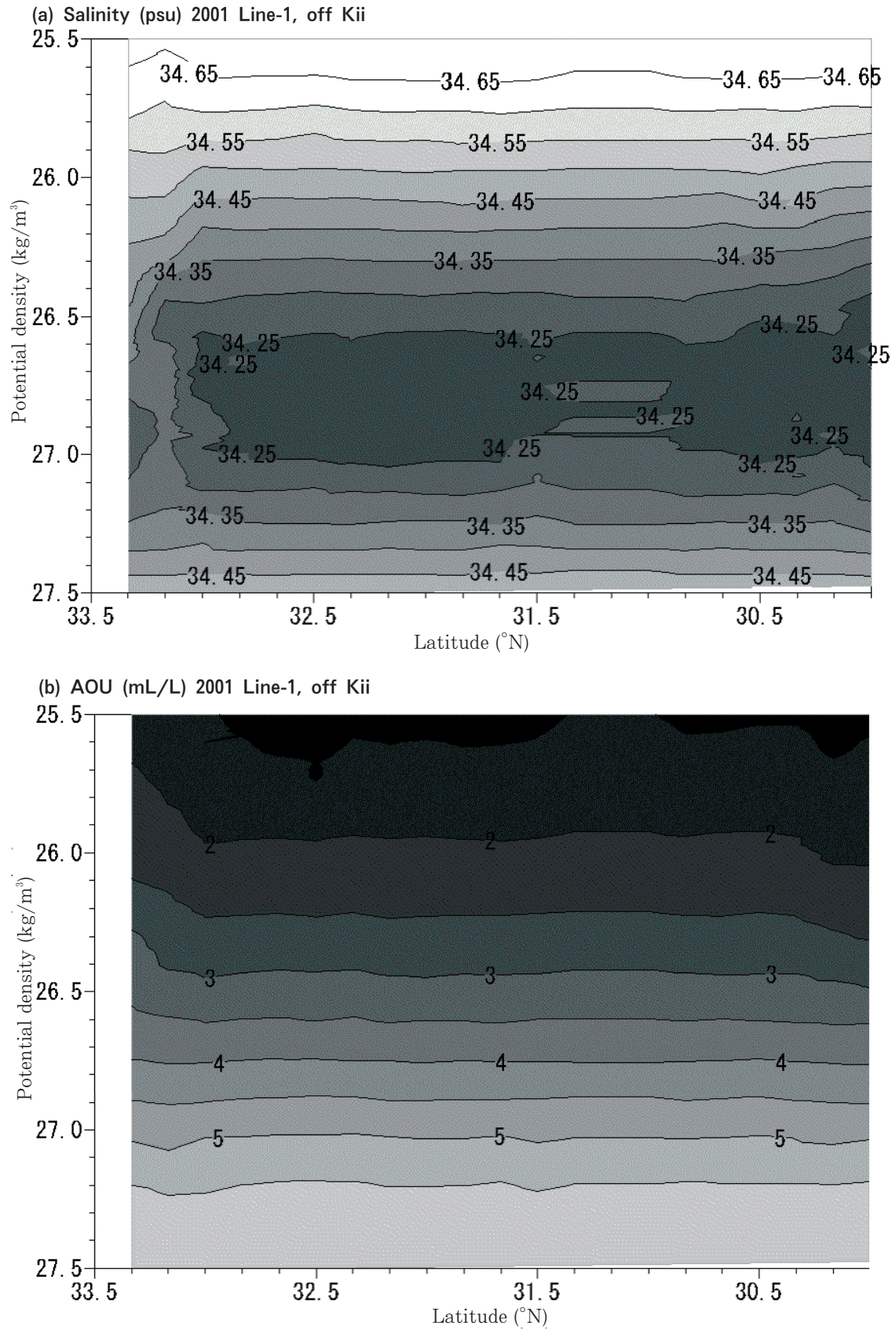


Fig. 7. Isopycnal cross- sections of (a) salinity (psu) and (b) AOU (mL/L) observed along the line 1 off Kii Peninsula in 2001. Figures (c) and (d) are isopycnal profiles of salinity and AOU along the same line, respectively, where broken lines denote the profiles obtained at the two stations closest to the coast.

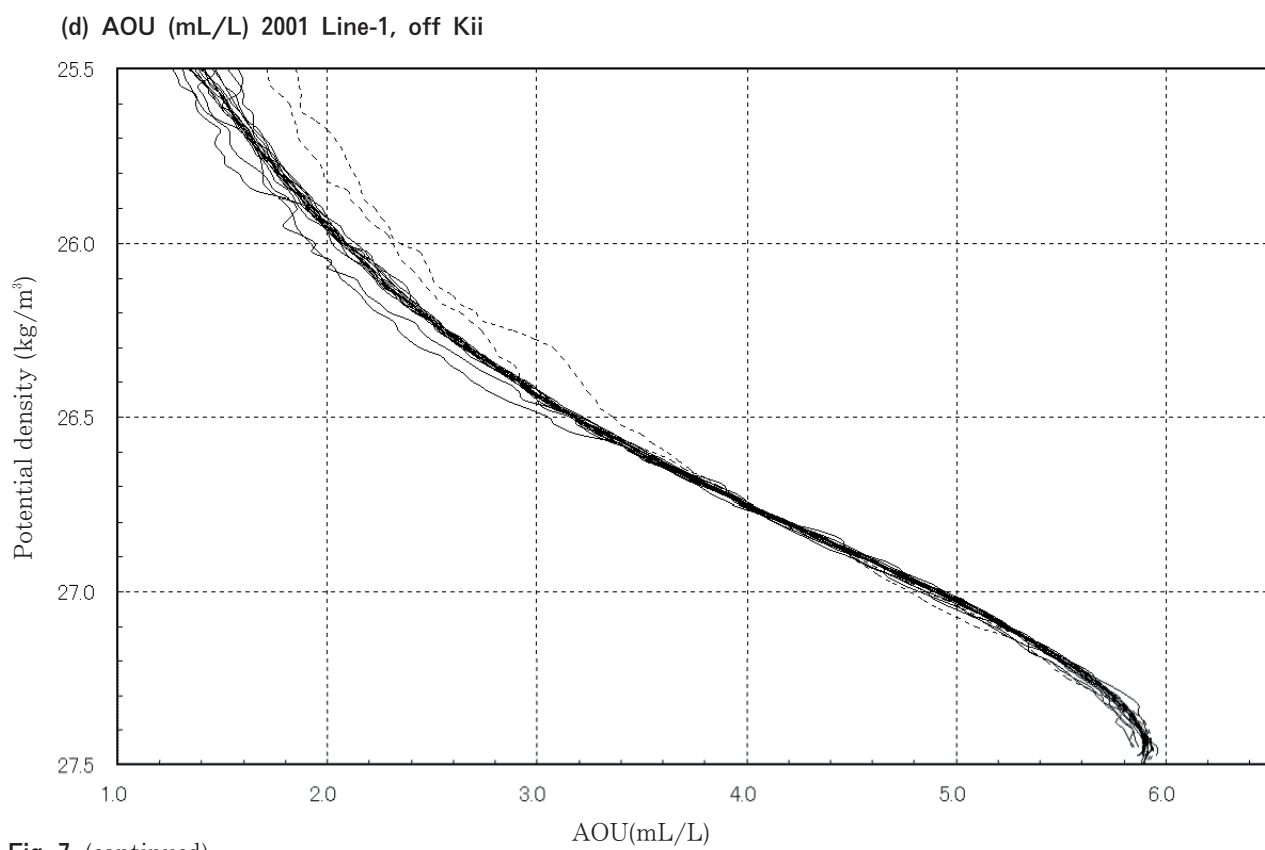
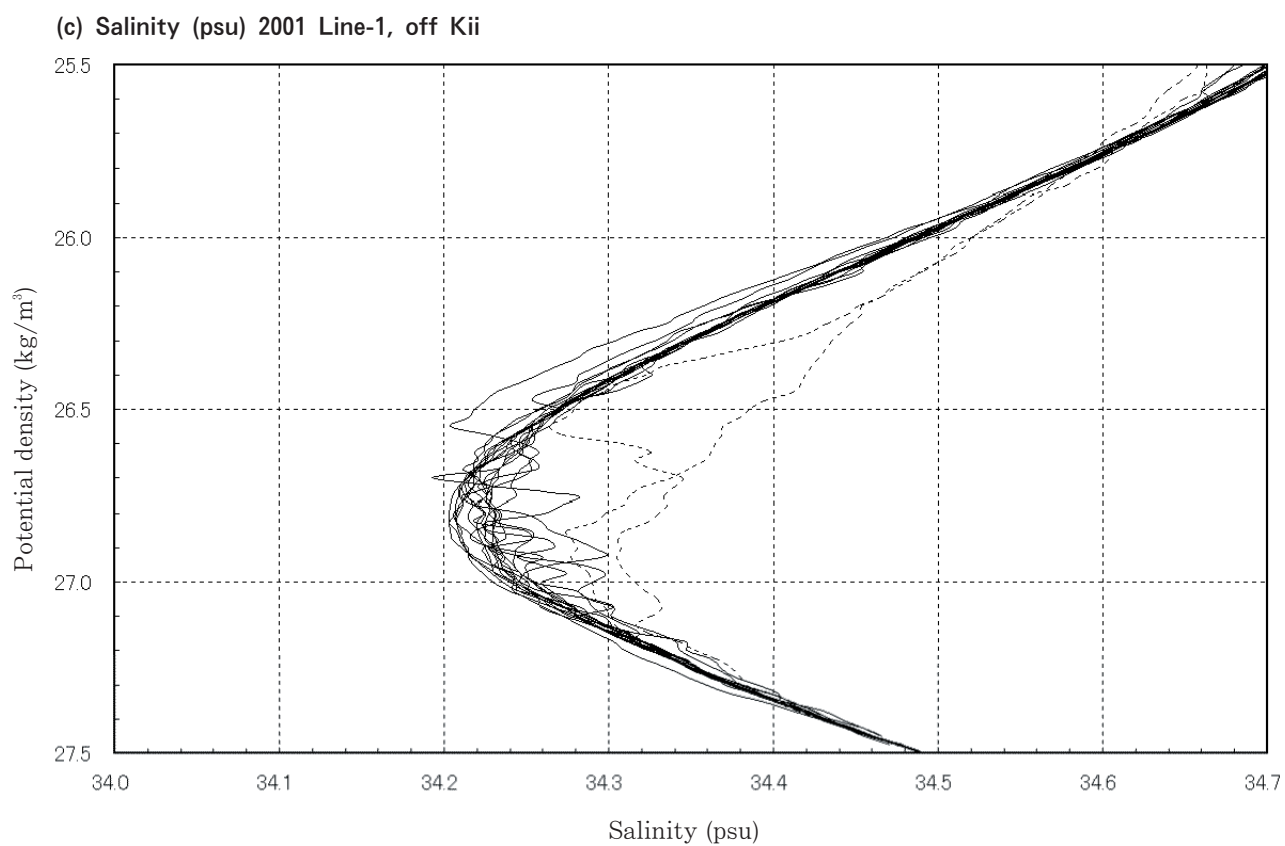


Fig. 7. (continued)

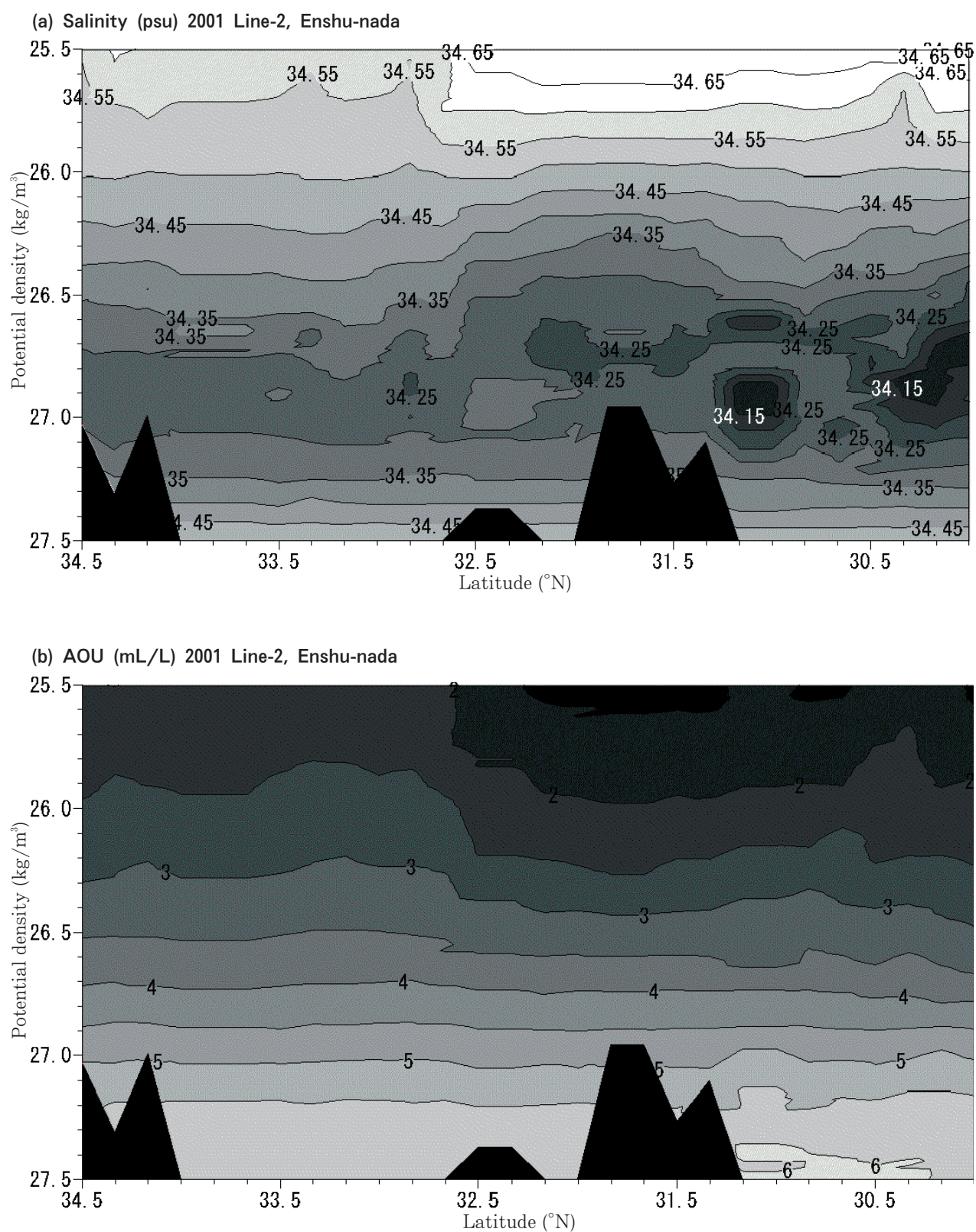


Fig. 8. Same as in Fig. 7 but for the line 2 off Enshu-nada. In figures (c) and (d), black solid, gray solid, and black broken lines denote profiles obtained in the southern region ($30^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$), profiles in the Kuroshio region ($31^{\circ}\sim 32^{\circ}40'\text{N}$), and profiles in the coastal region ($32^{\circ}40'\sim 34^{\circ}30'\text{N}$), respectively.

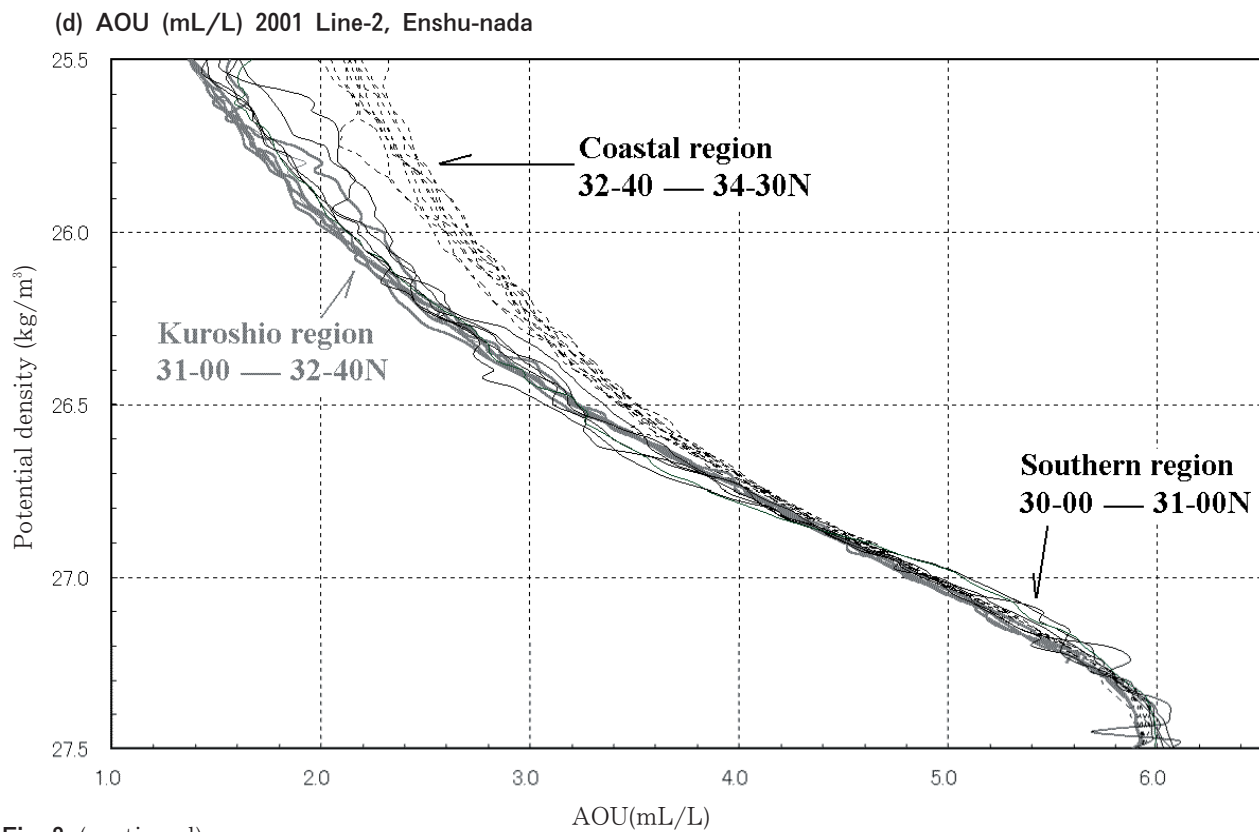
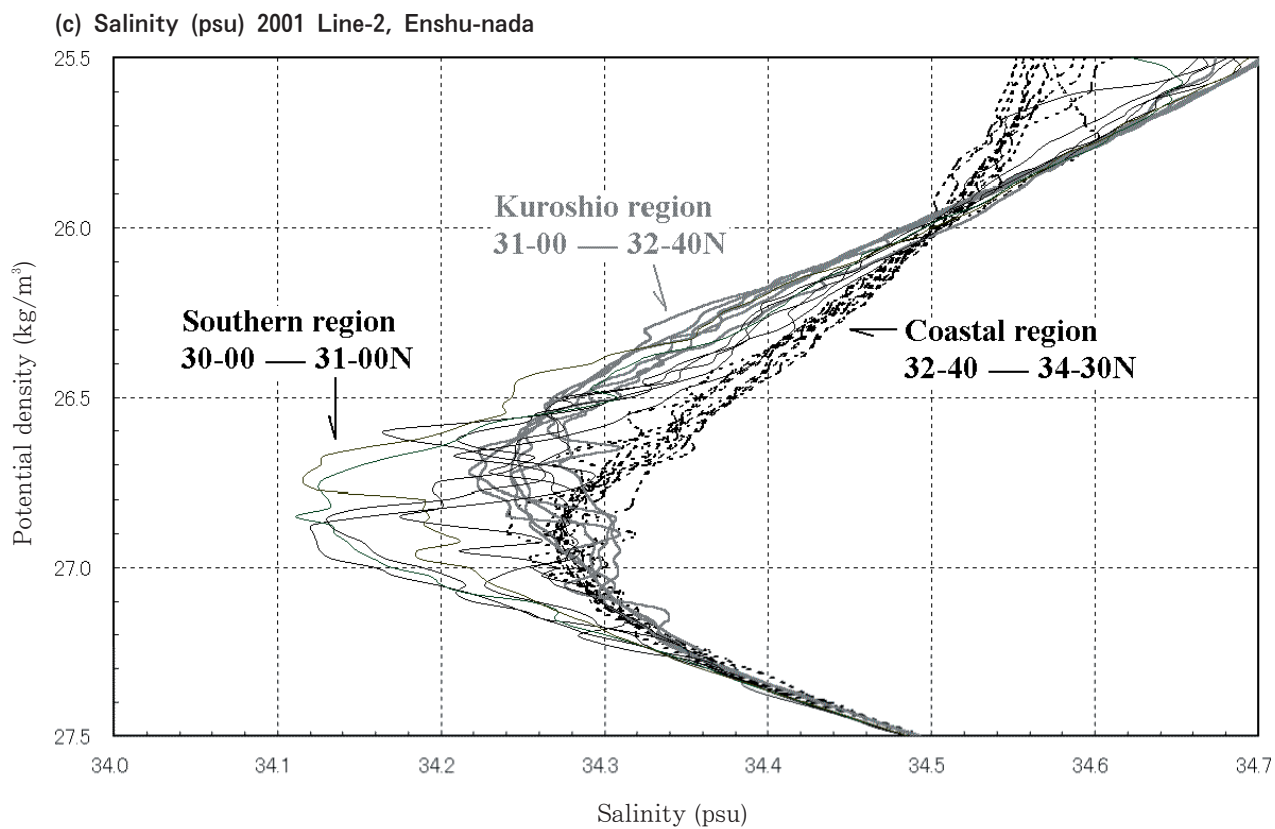


Fig. 8. (continued)

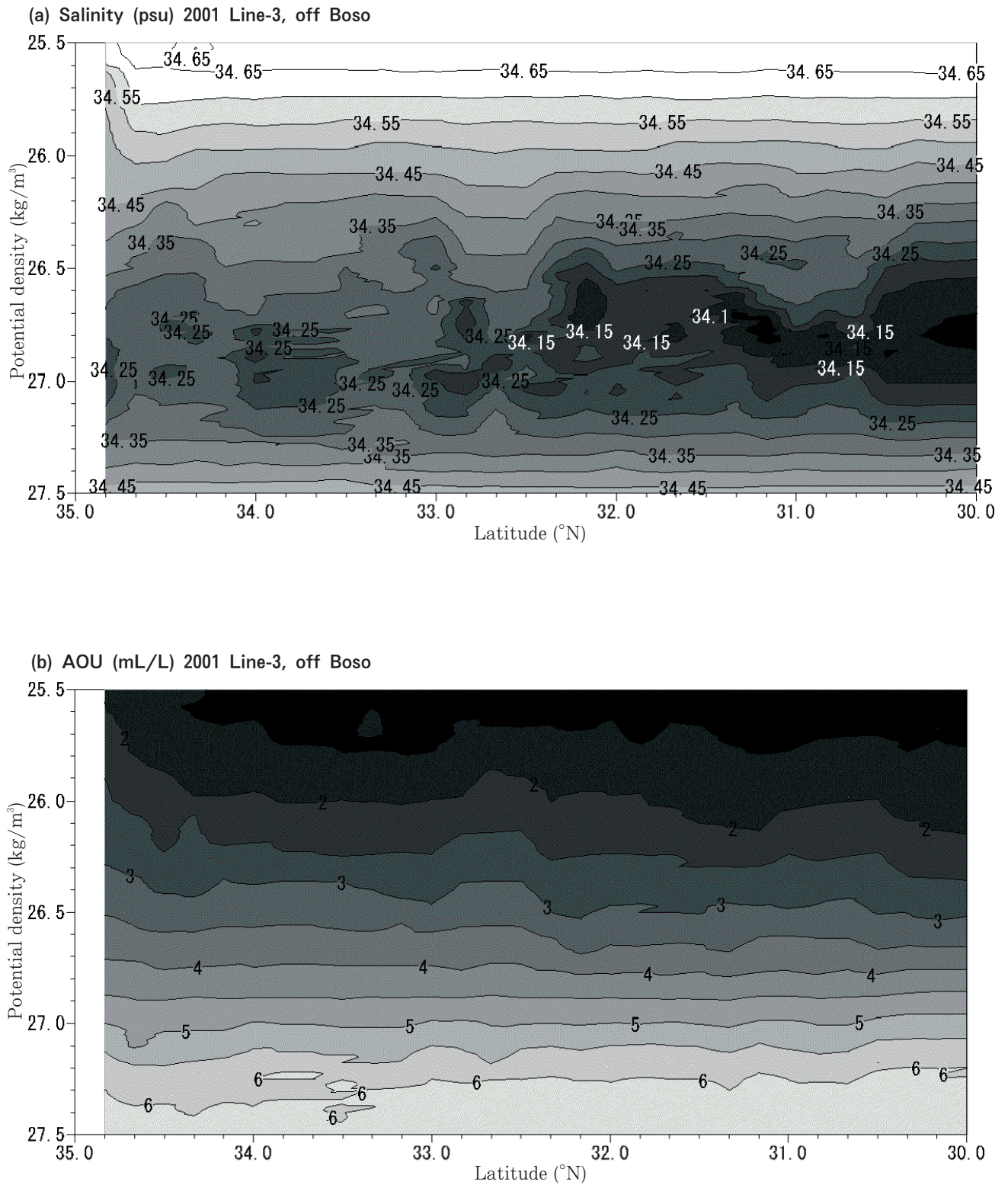


Fig. 9. Same as in Fig.7 but for the line 3 off Boso Peninsula. In figures (c) and (d), solid and broken lines denote the profiles obtained in the southern region ($30\sim32^{\circ}\text{N}$) and profiles in the northern region ($32\sim35^{\circ}\text{N}$), respectively.

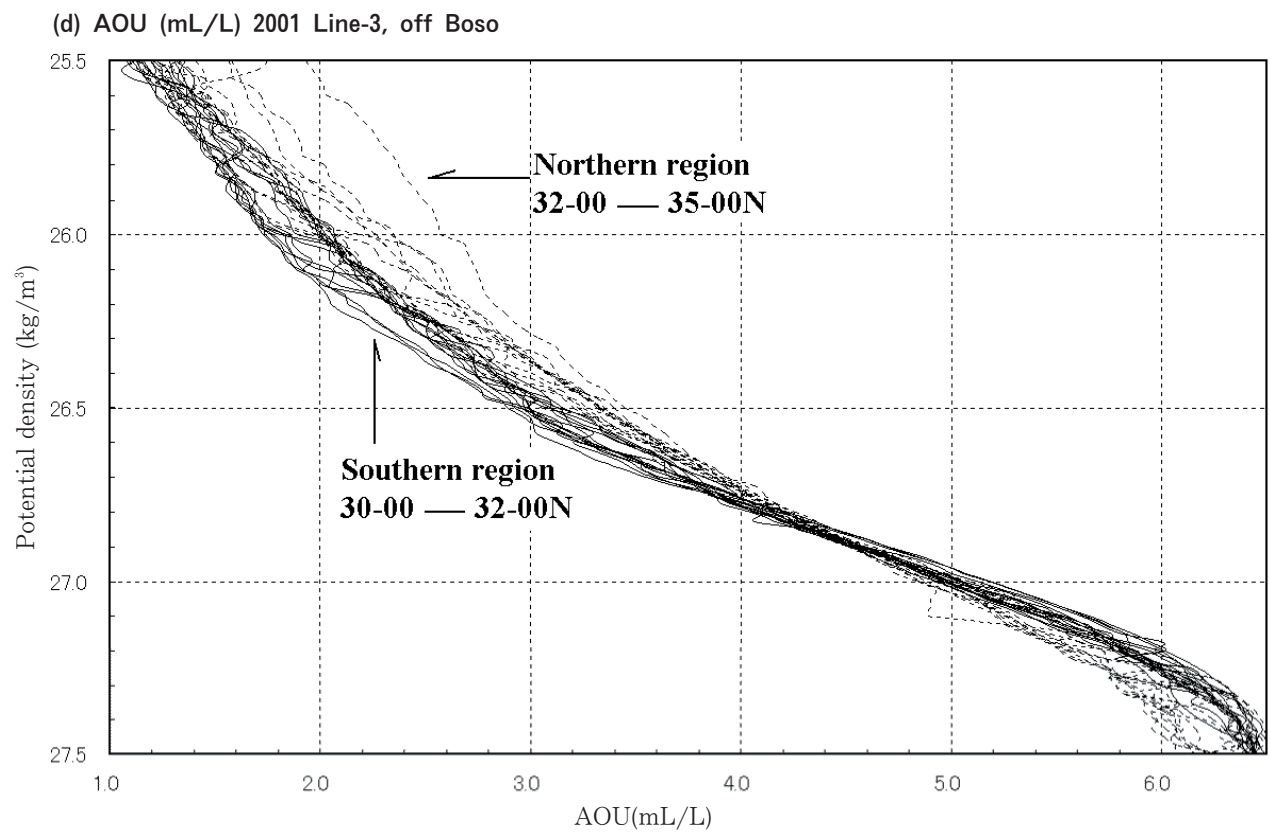
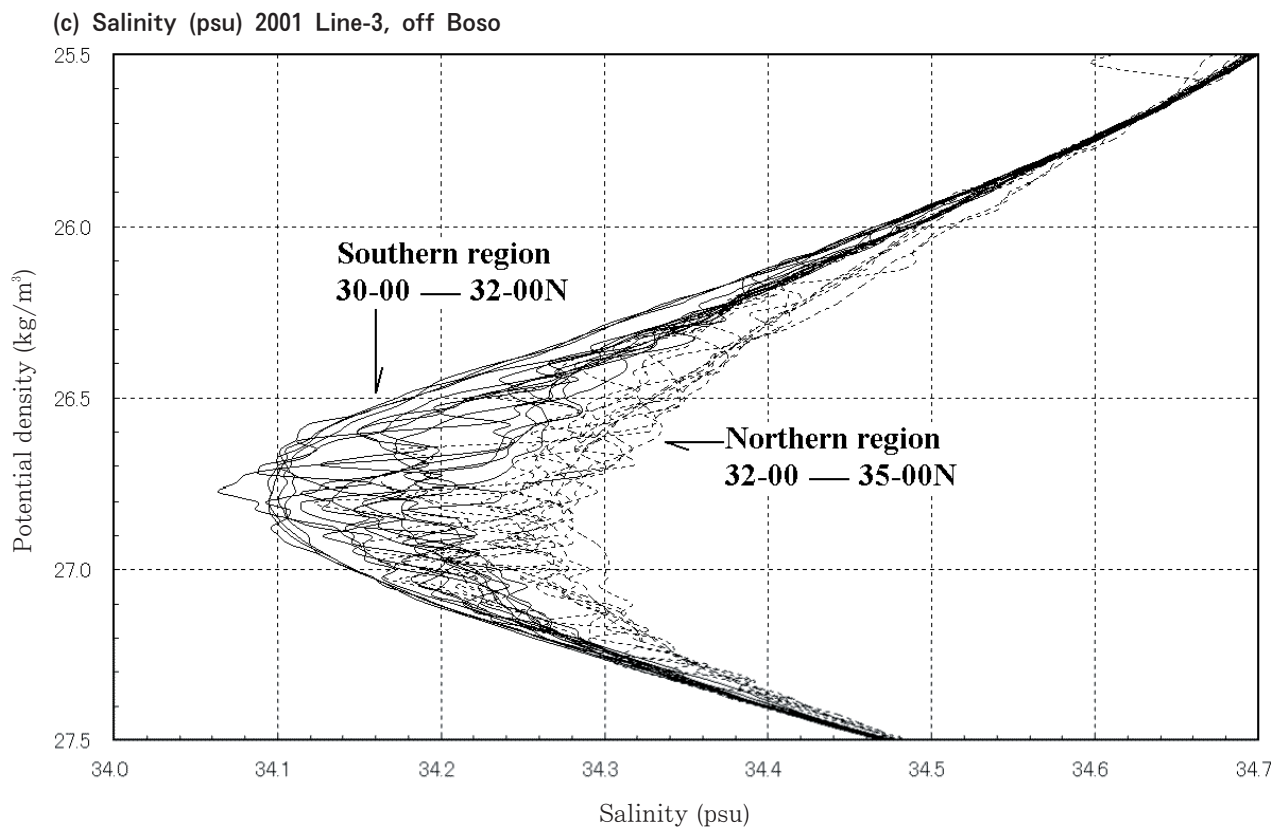


Fig. 9. (continued)

特定できない。もう一つ興味深い現象が、より上層の $26.0\sigma_\theta$ 以浅に見られる。塩分のプロファイルを見ると (Fig. 6(e)), 沿岸側では沖合よりも低塩になっていることである。先ほど断面図を見ながら触れたが、プロファイルが沖合のものに比べて立っていることから考えて、鉛直方向に拡散もしくは混合していることを示唆する結果である。

続いて、2001年の観測結果を西から順に見る。まず、紀伊半島沖の測線 1 の等密度面分布である (Fig. 7)。塩分、AOUともに等値線は水平であり、水塊が等密度面上に分布していることを示す (Fig. 7(a), (b))。プロファイルを見ても、Fig. 6(e), (f) に見られたような南北不連続分布は見られない (Fig. 7(c), (d))。分布は沖合 $30\sim 31^\circ\text{N}$ 付近を除いて比較的滑らかである。そして前項でも触れたように塩分極小値も 34.2psu 以上であり、東側の測線に比べて高い。ただし、沿岸付近では、遠州灘ほど顕著ではないが鉛直混合の影響が現れている (図では沿岸に最接の 2 測点について破線のプロファイルを示した)。次に遠州灘沖の測線 2 であるが (Fig. 8), 1999年の同じ測線上の結果と同様に、沿岸側の中層上部 ($<26.1\sigma_\theta$) では南側よりも低塩、高 AOU となっており鉛直方向の均一化が認められる (Fig. 8(a), (b))。これは等値線が左斜め上向きに傾いていることで判断できるが、その位置が 2001年では $32^\circ 40'\text{N}$, 1999年では $33^\circ 20'\text{N}$ と異なっているのは、黒潮流軸位置の違いに原因があり、内側域での鉛直混合の影響を示す結果となっている。その様子はプロファイル (Fig. 8(c), (d)) を見るとより明瞭であり、上層ではプロファイルが立っている。 $26.0\sigma_\theta$ 以深に注目すると $32^\circ 40'\text{N}$ 以北の内側域では約 34.27psu の塩分極小が $26.9\sigma_\theta$ を中心に現れており、極小層より上層ではプロファイルが立っている (Fig. 8(c))。黒潮流軸と測線が海嶺を横切る 31°N の間では 34.24psu の塩分極小が 26.7 を中心に現れており、これは上流側のプロファイル (Fig. 7(c)) と比較すると、高塩、低密度である。海嶺の南東側 31°N 以南ではプロファイルの凹凸が顕著で、塩分極小は最低値で 34.12psu であり、沖合では低塩分の新しい NPIW が貫入している結果となっている。1999年の観測と同様に沿岸側で高塩、沖合で低塩の構造である。一方、AOU のプロファイルだが (Fig. 8(d)), $26.9\sigma_\theta$ 以浅で沿岸側が沖合より高 AOU になっているのは 1999年の観測と同じだが、 $26.9\sigma_\theta$ 以深では明瞭な不連続構造が見られない。特に、1999年では 31°N 以南の沖合に見られた $6.2\sim 6.5\text{mL/L}$ の高 AOU の水塊が見られない。この一因としては、2001年は 1999年の観測時と比べて黒潮流軸が南にあったことが挙げられる。つまり、南方からの比較的低 AOU の水を伴う黒潮

が南編していたため、 $6.2\sim 6.5\text{mL/L}$ の高 AOU の水塊が 30°N 以北には出現し得なかったと示唆されるが、推測の域を出ない。

最後に、房総半島沖の測線 3 の等密度面について述べる (Fig. 9)。塩分と AOU の断面図は双方ともに沿岸付近の上層部で鉛直混合の影響が見られる (Fig. 9(a), (b))。 34°N 以南の等値線はほぼ水平であり、 $32^\circ 30'\text{N}$ 以南で 34.15psu 未満の塩分極小が見られるのが特徴的である。プロファイルを見ると (Fig. 9(c), (d)), 1998年初夏の同じ測線上の観測と同様に 32°N を境に分布が南北に不連続になっており、塩分では沿岸側で高塩、沖合側で低塩であり、AOU では $26.9\sigma_\theta$ 以浅では沿岸側で高 AOU, 沖合側で低 AOU, $26.9\sigma_\theta$ 以深では逆の南北分布になっている (Yasuda *et al.*, 2001; 小松ら, 2001)。その原因は前項で述べた通りである。

以上、等密度断面図から黒潮下流域の南北および東西方向の分布特性を見た。特に遠州灘沖の測線 (1999年の測線 3 と 2001年の測線 2) の沿岸付近の水塊はその沖合や黒潮の上流並びに下流側のプロファイルと比較して独特のプロファイルを呈しているのが特徴的である。その構造から見て、鉛直混合に伴う密度面を横断した水塊の均質化の影響が明らかである。次節では、東西方向の水塊の変質、展開過程と栄養塩分布との関連も交えながらこの点について考察する。

考 察

前節で塩分と AOU の鉛直プロファイルが南北でクラスター状に分布するのを見た。2001年の測線ごとに等密度面上で各集団の平均をとってそのプロファイルを描いたのが Fig. 10 である。集団は、紀伊半島沖の測線 1 については沿岸の 2 測点を除いた全ての測点、遠州灘沖の測線 2 については南から伊豆海嶺の南東側 ($30\sim 31^\circ\text{N}$)、伊豆海嶺の西側から黒潮流軸まで ($31\sim 32^\circ 30'\text{N}$)、遠州灘沖の内側域 ($32^\circ 30'\sim 34^\circ 30'\text{N}$) の測点、房総半島沖の測線 3 については 32°N を挟んで南側と北側の測点からなる。塩分のプロファイルでは (Fig. 10(a)), 全体的に測線 1, 測線 2 の沖合側 ($30\sim 31^\circ\text{N}$)、測線 3 の沖合側 ($30\sim 32^\circ\text{N}$) の順で東側ほど低くなっていて、東ほど低塩分の新しい NPIW の影響を受けていることを示す。塩分極小の存在する密度帯は東ほど重くなっているように見えるが、元々凹凸の激しい密度帯のプロファイルを平均した部分なので現実にそうなののかについてはこの図からは判断できない。沿岸よりの集団のプロファイルに目を向けると、測線 2 のプロファイルは内側域、黒潮域ともに $26.0\sigma_\theta$ 以深では測線 1 よりも高塩分であり、測線

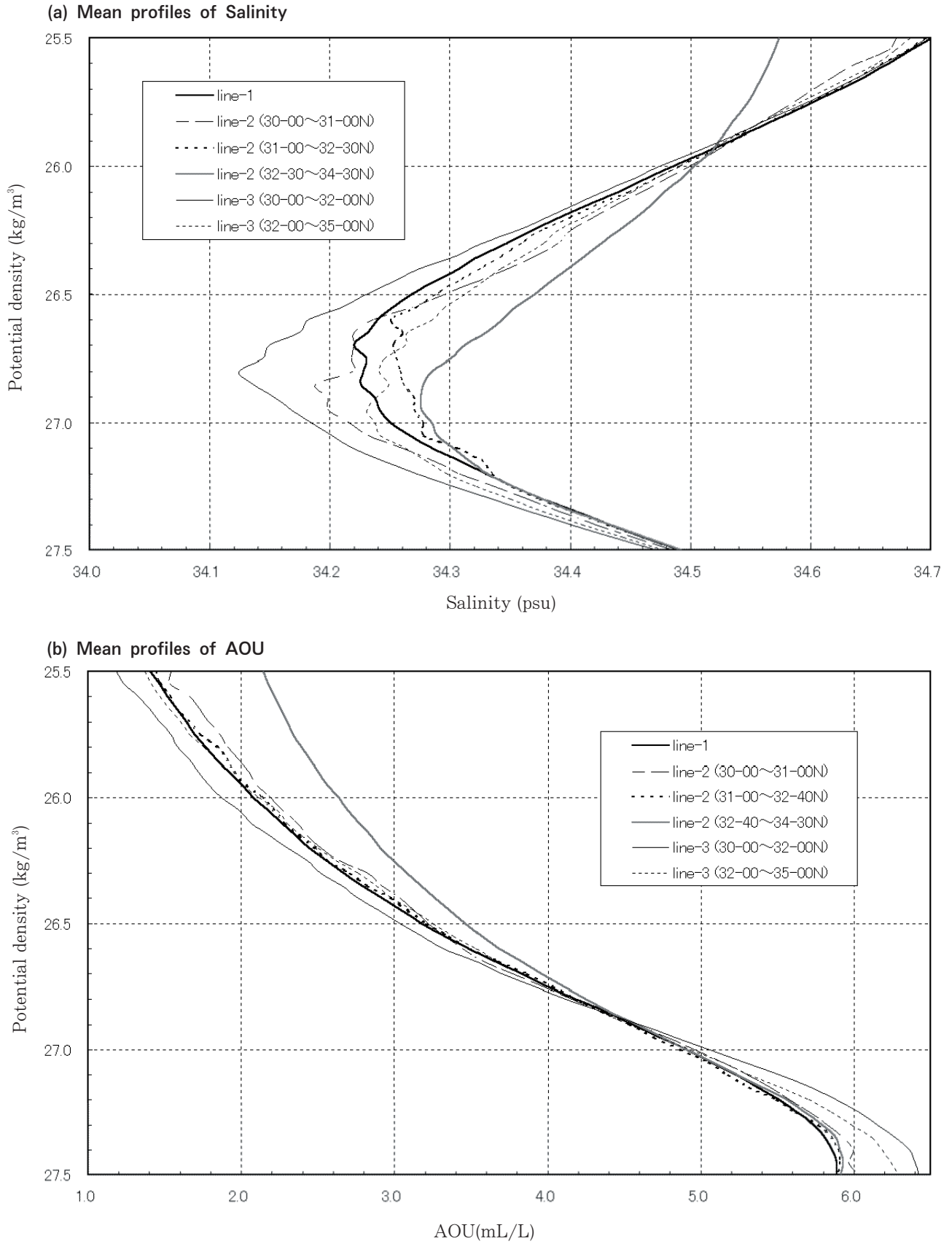
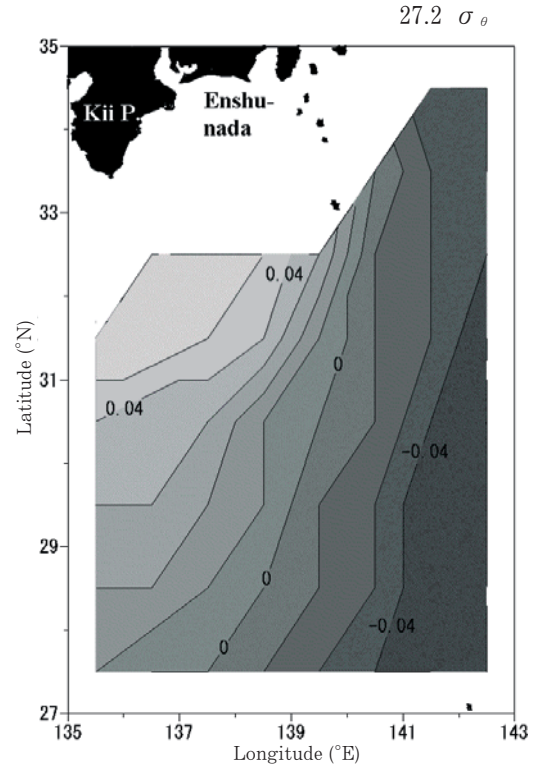
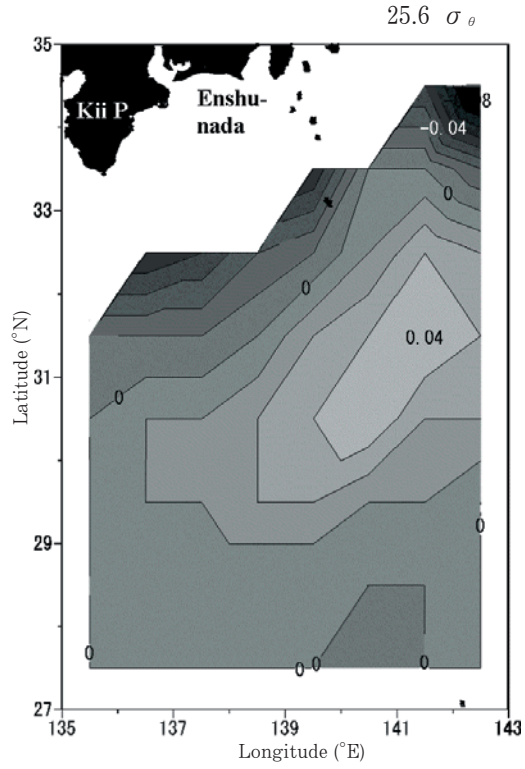


Fig. 10. Isopycnal profiles of (a) salinity and (b) AOU observed in 2001, which are calculated by ensemble mean on isopycnal surfaces for each cluster of profiles

(a) Salinity (psu)



(b) AOU (mL/L)

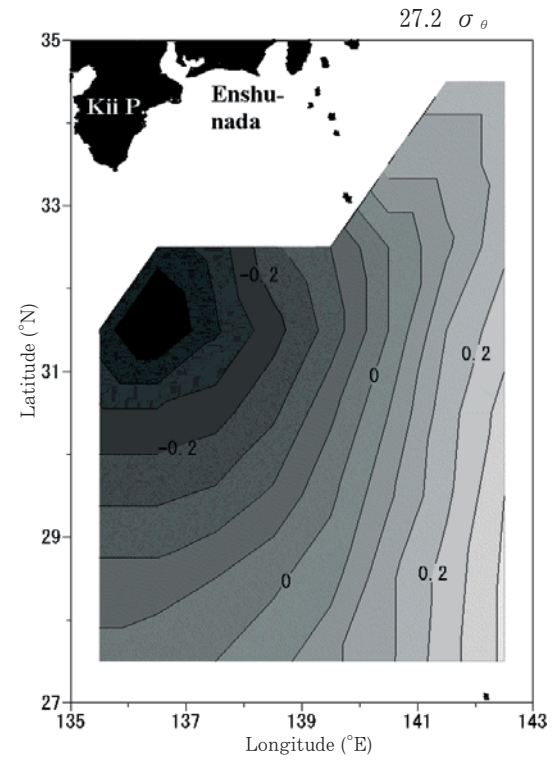
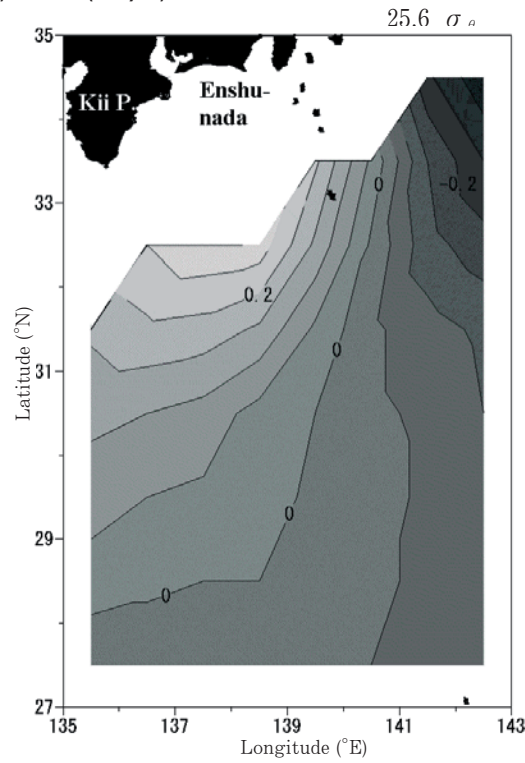


Fig. 11. Distributions of (a) salinity, (b) AOU, and (c) nitrate on the isopycnal surfaces of 25.6 σ_θ and 27.2 σ_θ . Values are deviations from averages on the isopycnal surface in the region. The averages are 34.66 psu on 25.6 σ_θ surface and 34.30 psu on 27.2 σ_θ for salinity, 1.23 mL/L on 25.6 σ_θ and 5.53 mL/L on 27.2 σ_θ for AOU, and 8.82 $\mu\text{mol/L}$ on 25.6 σ_θ and 39.23 $\mu\text{mol/L}$ on 27.2 σ_θ for nitrate.

(c) Nitrate (mmol/L)

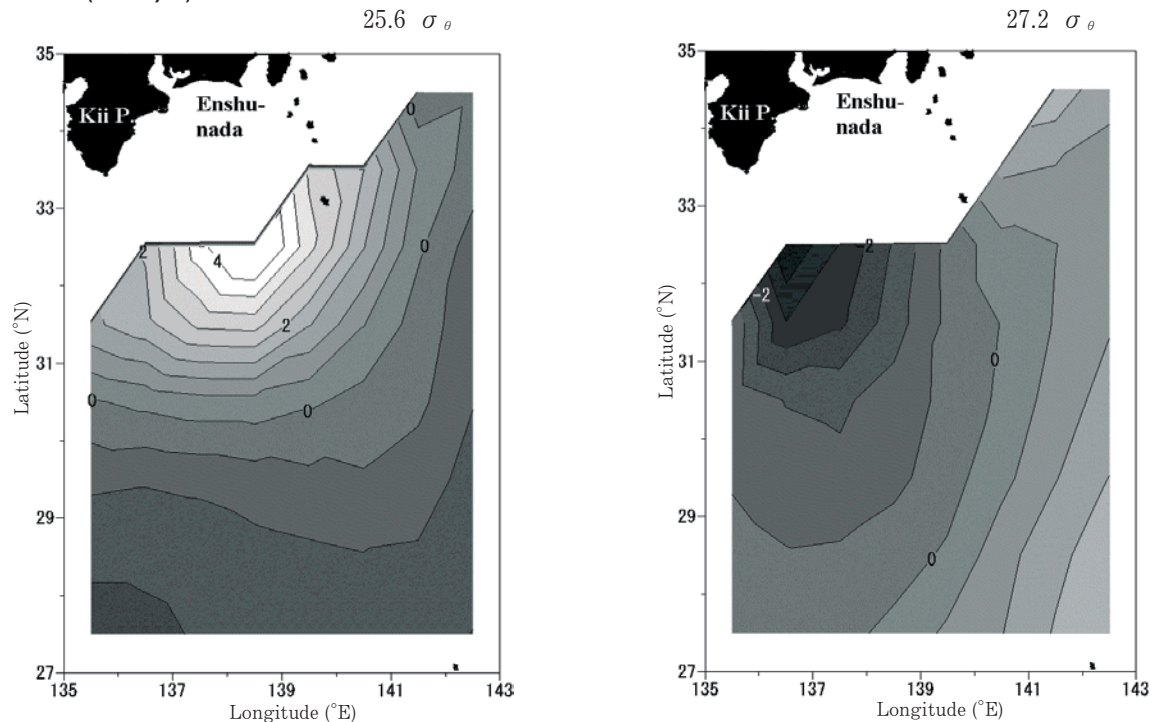


Fig. 11. (continued)

3の32°N以北のプロファイルは測線1に比べて26.9 σ_θ 以浅では高塩、以深では低塩の傾向にある。これらの集団のプロファイルを見て他の集団から最もはずれているのは測点2の内側域、つまり遠州灘沖のプロファイルであろう。これ以外は26.2 σ_θ 以浅でプロファイルがよく一致している。しかし、遠州灘沖のプロファイルは、塩分極小層以浅ではプロファイルが立っており、前節で述べたように鉛直方向の均質化が進んでいるように見える。中層では等密度面上の水平混合が支配的だが遠州灘沖合は鉛直混合の影響が周囲に比べて強いことを示している。AOUのプロファイルでもこの傾向は同様で、遠州灘沖のプロファイルは他から大きくはずれている (Fig. 10(b))。また、AOUのプロファイルで特に興味深いのは、遠州灘沖のプロファイルのずれが26.8 σ_θ 以浅で大きいものに対して、26.8 σ_θ 以深では測点1と測点2の他の集団のプロファイルと比べてずれがほとんどないということである。26.8 σ_θ は塩分極小が出現する密度帯であり鉛直拡散もしくは鉛直混合の過程がこの密度帯を境に異なっているのか、現段階では判断できないが、少なくとも中層上部では遠州灘沖で鉛直方向の水塊の均質化が見られるのは間違いないようである。高塩分水の起源を西に求めると、水塊が等密度面上で水平混合していると仮定した場合、遠州灘沖のプロファイルは測線1よりも低塩化することはあっても高塩化することはないからである。塩分プ

ロファイルの形状から、鉛直方向の一様化が進めば、深いところで高塩化、浅いところで低塩化になるのは自然の結果だろう。

また、前節で不思議な現象として指摘した房総半島沖の測線での32°Nを境にした南北不連続の原因だが、26.9 σ_θ 以浅についてはYasuda *et al.* (1996) が指摘しているように新しいNPIWが黒潮の南側（沖合）で南向きに貫入していることでほぼ説明できよう。しかし、26.9 σ_θ 以深の南北不連続は新しいNPIWの貫入だけで説明することは困難である。なぜなら、亜寒帯海域において26.9 σ_θ より重いNPIWは冬季混合の過程で形成されないからであり (e.g., Tally *et al.*, 1993), もし新しいNPIWが密度面を横断して直接貫入したのなら、その高酸素（低AOU）の特性から26.9 σ_θ を境にした南北AOUの逆転は生じないはずだからである。しかし、現実には26.9 σ_θ 以深で南側は北側よりAOUが高くなっており、新しいNPIWが26.9 σ_θ 以深にまで直接貫入しているとは考えにくい。この26.9 σ_θ 以深の南北不連続は地形効果が一因となっている可能性を指摘しておきたい。Fig. 1の海底地形図を見ると房総半島沖の測線は32°30'N以北では海嶺の等深線に沿っているが、以南では大きくずれている。Sekine *et al.* (2000) は34.1psu未満のNPIWは伊豆海嶺の東側に限定されることを示しており、海底地形が中層水塊の分布に作用していることは確かなようである。なお、この測線を

沖合30°Nまで観測した1998年 (Hiroe *et al.*, 2002)と今回の2001年の2回の事例だけではこの不連続現象が定常的なものであるかどうかは明確に判断できないが、気候値でも同様の不連続構造が明瞭に現れていることからほぼ定常的な現象であると推察される (World Ocean Atlas 1998; Conkright *et al.*, 1998)。しかし、北起源の新しいNPIWの貫入は間欠的であり、黒潮や黒潮反流さらには親潮の分布構造と強度が数日規模で変動している点を考慮して、この現象の時間変動を調べる必要がある。

遠州灘沖の中層水が特有のプロファイルを持つことが分かったが、注意しておきたいのは蛇行時の2001年だけでなく、直進時の1999年にも同様の鉛直方向の均質化が見られたことである (Fig. 6)。この海域は地形的特性から直進時でも同様の鉛直拡散、混合過程が活発に起こっていることが推察される。このことは塩分、AOUの気候値でも同様の結果が現れているので時期によって多少の強弱はあるにしてもほぼ定常的な現象であると推察される。Fig. 11はWorld Ocean Atlas 1998 (Conkright *et al.*, 1998) の年平均気候値 ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$) をもとに作成した黒潮下流域の等密度面上の塩分、AOU、硝酸塩の水平分布図である。分解能が粗いので沿岸付近の分布が描けないのが残念だが、遠州灘沖中層水の鉛直方向の均質化はこの図からでもある程度推察できる。なお、図では $25.6\sigma_{\theta}$ と $27.2\sigma_{\theta}$ の等密度面上で図に示した領域内の平均値からの偏差を示してある。塩分の分布では (Fig. 11(a)), $25.6\sigma_{\theta}$ 面では沿岸側で低偏差、沖合側で高偏差になっているのに対して、 $27.2\sigma_{\theta}$ 面では逆に沿岸側で高偏差、沖合側で低偏差になっている。この結果は今回の観測結果と矛盾しない。AOUの分布では (Fig. 11(b)), $25.6\sigma_{\theta}$ 面では沿岸側で高偏差、沖合側で低偏差になっている。 $27.2\sigma_{\theta}$ 面では負偏差の中心が紀伊半島沖にあるので明瞭ではないが全体的に沿岸側で低偏差、沖合側で高偏差の傾向である。この結果も今回の観測結果と矛盾しない。硝酸塩は基本的にAOUと比例関係にあるので (e.g., 鷲, 1975), この分布もAOUと同様の結果である (Fig. 11(c))。

最後に、Yang *et al.* (1993a, b) やSenjyu *et al.* (1998) が指摘している沿岸よりの親潮系水の貫入に関連して以下の点を注意しておく必要があるだろう。つまり、本稿の観測結果は親潮の勢力が比較的弱い晩夏に限定されている点である。遠州灘沖合の中層水の特異性をもたらすものは、塩分とAOUの鉛直プロファイルの突っ立ち具合から (Fig. 10)、主に鉛直混合によるものと判断できるし、この特異性は気候値の結果から (Fig. 11)、他の季節でも変わらないものと推定される。しか

し、塩分、酸素、栄養塩の絶対量、ならびにその時間変動を議論する際には親潮系水の貫入効果を定量的に把握しておく必要があり、この点は今後の課題である。

結 言

1999年と2001年の晩夏に潮岬以東の黒潮下流域のTOPEX/POSEIDON軌道に沿った黒潮を横切る測線で中層水の観測を実施した。その結果、遠州灘沖の黒潮内側域の中層水構造はその南側、及び黒潮の上流、下流側の構造と大きく異なることが分かった。塩分とAOUの等密度面プロファイルを見ると、この海域は他の海域に比べて鉛直拡散と混合の影響による水塊の鉛直方向の均質化が顕著であり、この現象は同海域で黒潮が直進していた1999年、蛇行していた2001年双方でも見られたこと、また気候値データでも同様の結果が見られることから、観測が晩夏に限定されているという点を考慮に入れても、ほぼ定常的な現象であると推察される。この鉛直均質化の過程が実際にどの程度起こっており、結果として水塊が時間的にどのように変質、展開していくかという定量的な問題は親潮の影響も含めてより詳細な解析が必要であり、表層への栄養塩供給とその後の水平的な移流拡散過程を考える上で非常に興味深い。中央水産研究所海洋生産部では、遠州灘沖合の138°E線に沿って黒潮を南北に横断するモニタリング調査を1999年から年4回、季節ごとに実施している。調査ではCTD観測の他に栄養塩、溶存無機炭素、植物プランクトンの現存量と光合成量、動物プランクトンの現存量等の計測も行っており、この点の解明が近い将来なされることが期待される。

また、最近、太平洋域の中層水の低塩化 (Wong *et al.*, 1999) と高酸素化 (Stott *et al.*, 2000) が指摘されているが、黒潮域でもその兆候が見られるのか興味あるところである。今回の観測と類似の調査を継続し、海域の生態系の長期変動との関連を検討したい。

謝 辞

観測は中央水産研究所の調査船蒼鷹丸で実施した。観測では土井慈脩船長をはじめ乗組員の皆さんに多大なるご協力をいただいた。中央水産研究所の廣江 豊博士、東京大学の安田一郎博士、九州大学の増田 章博士には、本稿をまとめるにあたって有益なご議論をいただいた。また、中央水産研究所の斉藤 勉博士には1999年の観測でご協力いただいた。以上の方々に深く感謝いたします。なお、本研究は、文部科学省の研究プロジェクト「北太平洋亜寒帯循環と気候変動に関する国際共同研究

(略称, SAGE)」, 中央水産研究所変動機構研究室の一般研究「日本周辺海域における水温等の長期変動特性の把握」で実施された研究の一部である。

文 献

- Conkright M., Levitus S., O'Brien T., Boyer T., Antonov J., and Stephens C., 1998: World Ocean Atlas 1998 CD-ROM Data Set Documentation. Tech. Rep., **15**, NODC Internal Report, Silver Spring, 16pp.
- Hiroe Y., Yasuda I., Komatsu K., Kawasaki K., Joyce T. M., and Bahr F., 2002: Transport of North Pacific intermediate water in the Kuroshio-Oyashio interfrontal zone. *Deep Sea Res. II*, **49**, 5353-5364.
- Joyce T. M., Yasuda I., Hiroe Y., Komatsu K., Kawasaki K., and Bahr F., 2001: Mixing in the meandering Kuroshio Extension and the formation of NPIW. *J. Geophys. Res.*, **106**(C3), 4397-4404.
- 海上保安庁海洋情報部, 1999,2001: 海洋速報海流図.
- 小松幸生, 廣江 豊, 安田一郎, 川崎 清, 2001: 黒潮下流域における中層水塊の南北不連続分布について, 黒潮の資源海洋研究, **2**, 59-68.
- 小松幸生, 2002: 3次元生態系モデルによる黒潮域プランクトン現存量の変動機構. 黒潮の資源海洋研究, **3**, 29-33.
- 増沢稜太郎, 1965: 黒潮大蛇行, 科学, **35**, 588-593.
- Owens W. B. and Millard R.C., 1985: A new algorithm for CTD oxygen calibration. *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 621-631.
- Reid J. L. Jr., 1997: On the total geostrophic circulation of the Pacific ocean: flow patterns, tracers, and transports. *Prog. Oceanogr.*, **39**, 263-352.
- 鷺 猛, 1975: 北西太平洋でのリン酸塩・硝酸塩・酸素消費量の相互関係. 海と空, **50**(4), 11-22.
- Sekine Y., Watanabe S., and Yamada F., 2000: Topographic effect of Izu ridge on the distribution of the North Pacific intermediate water south of Japan. *J. Oceanogr.*, **56**, 429-438.
- Senju T., Asano N., Matsuyama M., and Ishimaru T., 1998: Intrusion events of the intermediate Oyashio Water into Sagami Bay. *Jap. J. Oceanogr.*, **54**, 29-44.
- Shimizu Y., Yasuda I., and Ito S., 2001: Distribution and circulation of the coastal Oyashio intrusion. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1561-1578.
- Shiomoto A. and Matsumura S., 1992: Primary productivity in a cold water mass and the neighborhood area occurring off Enshu-nada in the late summer of 1989. *J. Oceanogr.*, **48**, 105-115.
- Stott L. D., Berelson W., Douglas R., and Gorsline D., 2000: Increased dissolved oxygen in Pacific intermediate waters due to lower rates of carbon oxidation in sediments. *Nature*, **407**, 367-370.
- Talley L. D., 1993: Distribution and formation of North Pacific intermediate water. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 517-537.
- Tsunogai S., Ono T., and Watanabe S., 1993: Increase in total carbonate in the western North Pacific water and a hypothesis on the missing sink of anthropogenic carbon. *J. Oceanogr.*, **49**, 305-315.
- Wong A. P. S., Bindoff N. L., and Church J. A., 1999: Large-scale freshening of intermediate waters in the Pacific and Indian oceans. *Nature*, **400**, 440-443.
- Yang S.-K., Nagata Y., Taira K., and Kawabe M., 1993a: Southward intrusion of the intermediate Oyashio water along the east coast of the Boso Peninsula I. Coastal salinity-minimum-layer water off the Boso Peninsula. *J. Oceanogr.*, **49**, 89-114.
- Yang S.-K., Nagata Y., Taira K., and Kawabe M., 1993b: Southward intrusion of the intermediate Oyashio water along the east coast of the Boso Peninsula, Japan II. Intrusion events into Sagami Bay. *J. Oceanogr.*, **49**, 173-191.
- Yasuda I., Okuda K., and Shimizu Y., 1996: Distribution and modification of North Pacific intermediate water in the Kuroshio-Oyashio interfrontal zone. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 448-465.
- Yasuda I., 1997: The origin of the North Pacific intermediate water. *J. Geophys. Res.*, **102**(C1), 893-909.
- Yasuda I., Hiroe Y., Komatsu K., Kawasaki K., Joyce T. M., and Bahr F., 2001: Hydrographic structure and transport of the Oyashio south of Hokkaido and the formation of the North Pacific intermediate water. *J. Geophys. Res.*, **106**(C4), 6931-6942.