

— 論文 —

北海道東部太平洋陸棚域における海洋構造の季節変動*

日下 彰[†]・小埜 恒夫[†]・東屋 知範[†]・葛西 広海[†]・
小熊 幸子[†]・川崎 康寛[†]・平川 和正[†]

要 旨

北海道東部太平洋陸棚域における水塊分布および流動場の平均的な季節変化を、厚岸沖定線 (A-line) における 17 年間の長期データを用いて明らかにした。沿岸親潮水は 12 月～1 月の間に当該海域に出現する。出現初期の 1 月に南西向きの流速が極大となるが、この時期の流れ場は順圧流が卓越する。沿岸親潮水の出現時期がオホーツク海からの海氷流出より早い場合が見られることから、出現初期の沿岸親潮水は必ずしも太平洋側へ流出した海水が融解してできたものではなく、その水塊形成には東樺太海流水が重要であることが示唆された。一方、7 月～8 月の間に宗谷暖流変質水の流入により陸棚上の水塊構造が大きく変化するとともに、8 月～9 月にも南西向きの流速が極大となった。この原因は、宗谷暖流変質水の流入によって岸～沖間の密度勾配が増加したためであり、この時期の流れ場は沿岸密度流が卓越する。当該陸棚域に分布する水塊は、オホーツク海に分布する水塊と比較して大きく変質していることから、オホーツク海から当該陸棚域へ至るまでの水塊変質が当該海域における水塊の形成に重要であることが示唆された。

キーワード：沿岸親潮水，宗谷暖流変質水，季節変動，A-line

1. 緒 言

北海道東部太平洋陸棚域は生物生産が非常に高く、スケトウダラ、さけ・ます類、かれい類などの重要な水産生物が多く漁獲される海域である。特に、スケトウダラ太平洋系群にとっては重要な索餌海域であり (本田ら, 2003; Nishimura *et al.*, 2002), ナガコンブやミツイシコンブなどの寒流系コンブの重要な漁場にもなっている (水田, 2003)。

このような水産生物の生育場である本陸棚海域の海洋環境の特徴として、沖合を南下する親潮とは性質の

異なる水塊の存在が挙げられる。小笠原 (1987) は、北海道東部太平洋陸棚域の冬季～春季にかけては親潮水よりも低温低塩分な水塊、夏季～秋季にかけては高温高塩分な水塊が分布することを指摘し、冬季～春季の水塊の起源はオホーツク海からの海氷の融解水、夏季～秋季の水塊の起源はオホーツク海からの宗谷暖流の変質水と推測している。なお、冬季～春季の低温低塩分水の起源がオホーツク海からの融解水であることを初めて指摘したのは大谷 (1971) である。Kono *et al.* (2004) は、冬季～春季における根室半島から襟裳岬までの岸沿いに、この低温低塩分水が広く分布することを示した。村上 (1984) は、大谷 (1971) が指摘した水塊を沖合の親潮水と区別して沿岸親潮水と呼んでいる。磯田ら (2003) は、沿岸親潮水の起源がオホーツク海からの東樺太海流水

*2007 年 10 月 15 日 受領；2008 年 11 月 6 日 受理。

著作権：日本海洋学会, 2009

[†]独立行政法人 水産総合研究センター 北海道区水産研究所

〒 085-0802 釧路市桂窓 116

主著者 e-mail address : akikusa@fra.affrc.go.jp

であることを推測している。

陸棚域の流れ場も、上述の水塊と同様に大きな季節変化を示す。小笠原 (1987) は、北海道東部太平洋陸棚域にみられる南西向流を道東沿岸流と呼び、周年にわたり沖合と比べて低密度であることから、その流れは岸側に低密度水が捕捉された沿岸密度流の構造をもつことを報告している。一方、磯田ら (2003) は沿岸密度流の構造は周年存在するのではなく、夏季に強まり冬季に弱まることを指摘し、夏季の流れは宗谷暖流の変質水、冬季の流れは沿岸親潮水の出現と密接に関連していることを示唆している。北海道東部太平洋陸棚上の表層流 (南下流) が夏季に強まる様子は、Rosa *et al.* (2007) が示した表層流の季節平均場にもみられる。このような流れの強まる時期が、宗谷暖流系の水の流入時期とほぼ一致することを中村ら (2003) が海洋大循環モデルを用いて再現している。ところが、Rosa *et al.* (2007) によれば、北海道太平洋東部陸棚上の南下流は、夏季だけでなく冬季にも強まる傾向がみられる。磯田ら (2003) は、冬季の流れが北海道東部陸棚域を挟んだ上流と下流の水位差の季節変動と関係していることから、この流れが順圧流である可能性を推測している。Kuroda *et al.* (2006) は、広尾沖において短期の流速観測を実施し、冬季の陸棚上における順圧流の卓越を確認している。

上述した水塊や流れ場の季節変化は、同じ陸棚域でも観測場所が異なったり、観測年や観測月がばらばらなスナップショット的な海洋観測と数値モデル結果をもとに記述されてきたものである。それゆえ、沿岸親潮水の起源の問題をはじめ、季節毎の流動構造などに研究者により相違があり一致した見解は得られていない。その原因の一つとして、著者らは、同地点・同時期における海洋観測資料を用いた長期平均の海洋構造の記述がほとんど行われていないためと考える。すなわち、各研究者がスナップショット的に観測した海洋構造が、どれだけ平均的な海洋構造の季節変化を代表しているかをきちんと確認しておく必要がある。

本研究は、厚岸沖定線における長期海洋観測データ (17年間) の解析をもとに、北海道東部太平洋陸棚域に出現する水塊の鉛直・水平分布および流動場の平均的な季節変化を提示する。次に、その結果を用いて過去の知見を検証し、当該海域に季節的に出現する水塊の

Table 1. Numbers of observations for each month at each station of the A-line, during January 1990 and May 2006.

	A01	A02	A03	A04	A05
Jan.	16	16	16	16	16
Mar.	11	11	11	12	11
Apr.	14	14	14	14	13
May	17	17	17	17	17
Jun.	7	7	7	6	6
Jul.	10	10	10	10	10
Aug.	5	5	5	5	5
Sep.	5	5	5	5	5
Oct.	12	12	12	12	12

起源とオホーツク海から当該陸棚域に至るまでの水塊変質を明らかにする。

2. 資料と解析方法

独立行政法人 水産総合研究センターに所属する北海道区水産研究所と東北区水産研究所は、北海道東部太平洋側の厚岸尻羽岬から南南東に伸びる厚岸沖定線 (以下、A-line と呼ぶ (Fig. 1)) 上で CTD 観測を継続して行っている。本研究では、1990年1月~2006年5月までの約17年間分のCTDデータを用いた。なお水深0mの水温・塩分値については、表面バケツ採水による測定値を使用した。着目した測点はA-line観測点のうち、沿岸に近い側からの観測点A01からA05の5地点である。A01は水深100m以浅の大陸棚上にあり、A02からA05は千島・カムチャツカ海溝へ至る大陸斜面上に位置している (Fig. 1)。

A-lineの5測点、各水深における水温・塩分・密度の値を月別に平均し、月別平均断面図を作成した。平均を求める際に用いた月別の観測回数をTable 1に示した。8月と9月の観測回数は他の月に比べて少なく (5回)、8月は1996~2000年、9月は1998年以降に偏っている。そのため、経年変動のシグナルが大きい場合には、8月と9月の断面図は他の月の断面図に比べて、解析期間の後半に偏った平均値を示していることに注

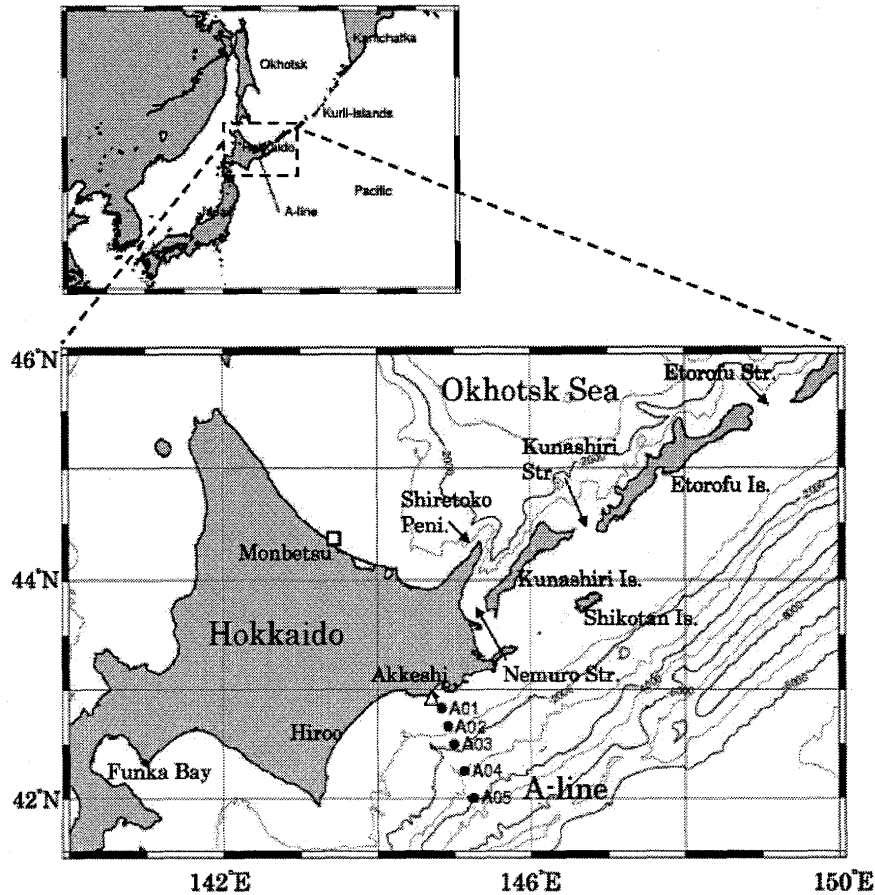


Fig. 1. Bathymetry of continental shelf area off the eastern Pacific coast of Hokkaido and southern part of the Okhotsk Sea. Closed circles and open triangle denote repeated CTD observational stations and current mooring site, respectively. Open square indicates the site of climatology estimated by Itoh and Ohshima (2000).

意が必要である。

沿岸親潮水の出現の有無を調べるため、大谷 (1971) が定義した北海道東部～日高湾周辺海域における水塊指標 (水温 $< 2^{\circ}\text{C}$, 塩分 < 33.0) を用いた。本研究では、A-line の観測回数 (期間は 1990 年 1 月～2006 年 5 月) に対して、各測点・各水深で上記の水塊指標を満たす水塊が出現する回数の割合をパーセントで表示した沿岸親潮水出現頻度を見積もった。

沿岸親潮水の主分布域 (A-line では A01 から A03 の間) における傾圧流の季節変化を調べるために、A01-A02, A02-A03 間の傾圧地衡流速を力学計算によって求

めた。このとき、力学計算の基準面は沿岸親潮水の分布域の下限である水深 90 m とした。また、流れの構造を議論するため、2003 年 7 月～2004 年 6 月の間に A-line の A01 よりやや岸側の水深 82 m の地点 (Fig. 1 の△白抜き三角印) に設置した ADCP (RDI 社製, 300 KHz) による測流結果を用いた。測流は層厚 4 m, 15 分間隔で行われたが、本研究ではこのうち、表層付近の 16 m 深と、中層の 40 m 深と 56 m 深、海底直上付近の 72 m 深における流向・流速、および水温の 1 時間ごとのデータを用いた。本論では、花輪・三寺 (1985) のタイドキラーフィルターによって潮流成分を除去した後、さら

に24時間平均し日データとしたものを基本データとして用いた。

上記のA-lineという空間的な線情報に加えて、北海道東部太平洋域に沿岸親潮水が出現し始める時期である2005年12月と2006年1月に実施したOPCS (Optical Particle Counting and Sizing System: 表層環境モニタリングシステム)の表層5m深付近における水温・塩分連続観測データを用いて面的な情報を補った。また、オホーツク海から太平洋へ流出した流氷が沿岸親潮水の分布に与える影響を議論するために、海水概報(札幌管区気象台, 1990~2006)に記載されている「北海道周辺海域の海水実況図」を使用した。

3. 解析結果

3.1. A-lineにおける水温・塩分・密度の月別平均鉛直断面分布

A-lineにおける水温・塩分・密度の月別平均鉛直断面図を、Fig. 2からFig. 4、水温と塩分の月別標準偏差鉛直断面図をFig. 5、Fig. 6に示した。水温(Fig. 2)と塩分(Fig. 3)の断面図における灰色領域は、沿岸親潮水(大谷, 1971)の水塊指標を満たす水温(2℃以下)と塩分(33.0以下)の範囲を示している。以下の記述は、海面冷却期である1月から4月、海面加熱期に入って成層が発達する5月から7月、最も成層が発達した8月から海面冷却により表層混合層が発達しはじめる10月まで、の3季節にわけて行なう。

1月から4月で共通した海洋構造の特徴は、沿岸親潮水の指標を満たす水塊が陸棚上に捕捉されて分布し(Fig. 2・Fig. 3上段)、岸側は沖側に比べて明らかに低温低塩分水で占められていることである。3月が最も低温低塩分化する時期であり、A02より岸側には水温0℃以下、塩分32.7以下の水塊が分布する。密度分布は主に塩分分布に依存しており、弱いながらも深い沿岸密度流の構造を示している(Fig. 4上段)。この季節における水温と塩分の標準偏差は、岸側よりも沖側で大きい(Fig. 5・Fig. 6上段)。この原因の一つは、例年岸側に捕捉されて分布する低温低塩分水が、年によっては沖側まで広がって分布することもあるためと推測される。その他の原因として、A-line付近に到来する

黒潮系暖水塊による高温高塩分化の影響が考えられる。実際、東北区水産研究所発行の100m深水温分布図(ここでは示さない)を調べると、1998年と2000年の冬季~春季などに、A05近くに暖水渦が到来していた。一方、3月の塩分の標準偏差をみると、沖側だけでなくA03より岸側にも0.2psu以上の標準偏差の領域が存在する(Fig. 6(b))。これは、岸に捕捉された低塩分水の塩分値が経年的に大きく変動することを示唆している。

5月から7月は沿岸親潮水の消失に加えて、50m以浅において海面加熱の影響と考えられる昇温による成層が発達する。ただし、この水温躍層の水深は、岸側よりも沖側で深くなる傾向がみられ(Fig. 2中段)、さらに、A04~A05付近の表層では低塩分化の傾向がみられる(Fig. 3中段)。すなわち、沖合では海面加熱による成層の発達に加えて、高温低塩分水の移流も示唆される。6月以降の密度分布は主に水温分布に依存するようになり、水深20m~30m付近に形成された密度躍層の水深は岸側よりも沖側で深くなる傾向がみられる(Fig. 4中段)。このような密度躍層の傾きから推測される水深30m以浅の沿岸密度流は、沿岸親潮の流れ方向である南西流成分が次第に弱まり、7月には弱い北東流成分が期待される。この時期における水温の標準偏差をみると、6月と7月の20m~30m付近に2℃~3℃と高い値が見られる(Fig. 5中段)。これは、6月と7月にこの水深付近に形成される水温躍層とほぼ対応していることから(Fig. 2中段)、水温躍層の水深が大きく経年変化することが示唆される。一方、塩分の標準偏差は、6月と7月の沖側表層で高い傾向がみられる(Fig. 6中段)。これはこの時期にA04~A05付近の表層に分布する33.0以下の低塩分水と対応しており(Fig. 3中段)、沖側に低塩分水が分布しない年もあることを示唆している。

8月から10月の間の陸棚上の水塊及び密度構造は、7月以前と比べて大きく変化する。先にみた1月から7月の季節では、岸側が沖側に比べて相対的に低温低塩分であった。しかしながら、8月以降の水温5℃と塩分33.0の等値線に注目すると、岸側は沖側に比べて高温高塩分に変化していることがわかる(Fig. 2, Fig. 3下段)。特に、陸棚上のA01付近の水温と塩分は7月から8月の間に、それぞれ4℃~7℃、0.1~0.3も増加して

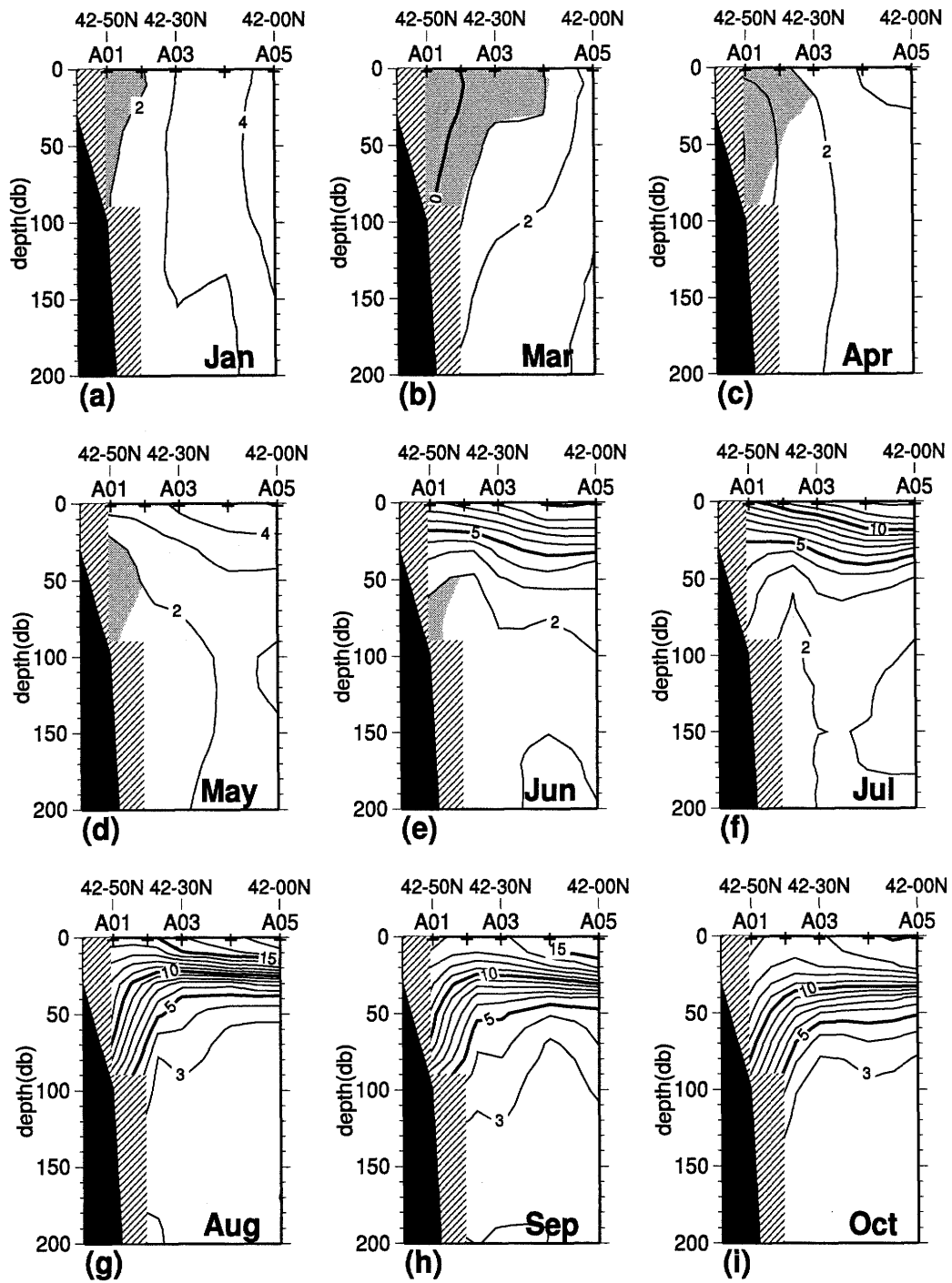


Fig. 2. Monthly variations of temperature section along the A-line. Shaded regions denote lower than 2 °C and 32.0.

いる。10月に入ると、陸棚上における高塩分化はさらに顕著となり、A01の30 m以深には33.4以上の高い塩分値の水塊が出現する。密度分布をみると (Fig. 4 下

段)、密度 $26.0\sigma_t$ よりも軽い水塊が陸棚上に捕捉され、等値線の傾きから、沿岸親潮と同じ方向である南西向きの強い沿岸密度流が期待される。過去の研究 (小笠原,

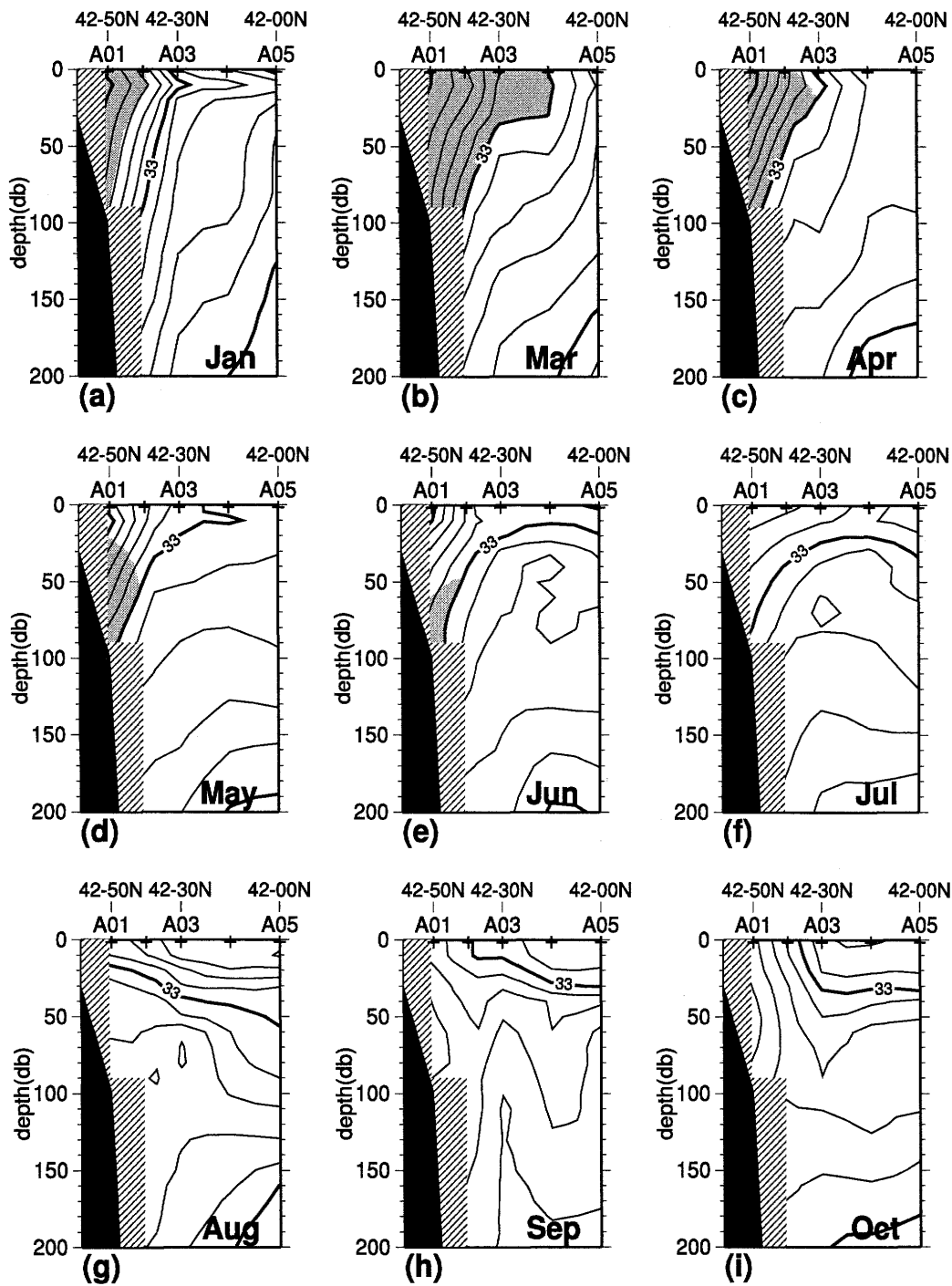


Fig. 3. Same as Fig. 2, except for salinity.

1987) をもとに推測するならば、この沿岸密度流内にある高温高塩分水の原因はオホーツク海から当該海域へ流入してきた宗谷暖流変質水の出現のためと考えられる。ただし、20 m 以浅の極表層では、前季節と同様、

岸側に比べて沖側が高温低塩分であるために (Figs. 2, 3 下段)、沖側が低密度となる傾向は継続している (Fig. 4 下段)。それゆえ、先に推測した南西向き沿岸密度流の極表層付近では、その流れが弱まること推測され

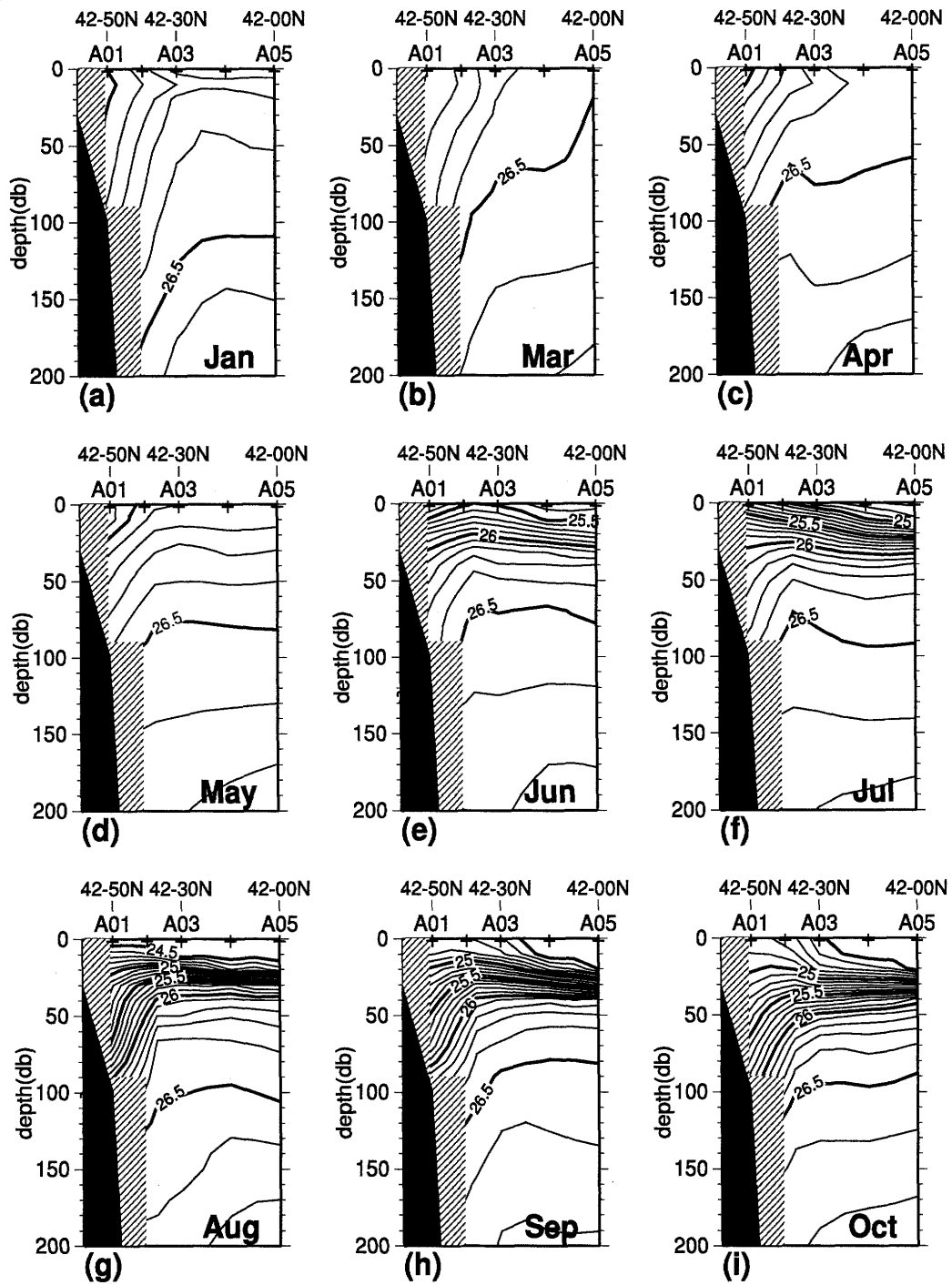


Fig. 4. Monthly variations of density section along the A-line.

る。水温・塩分の標準偏差は、特に8月と9月のA03～A04付近に偏差の大きい領域がみられるが (Figs. 5, 6 の下段), この原因は、経年的に到来する黒潮系暖水塊や、それらの渦から波及する暖水 (荻島ら, 1987) に

よる高温高塩分化の影響と考えられる。実際、前述の東北区水産研究所発行の100 m水温分布図を調べると、2005年9月などには暖水渦から派生したと考えられる暖水がA03近くまで伸びていた。さらに、2節で述べ

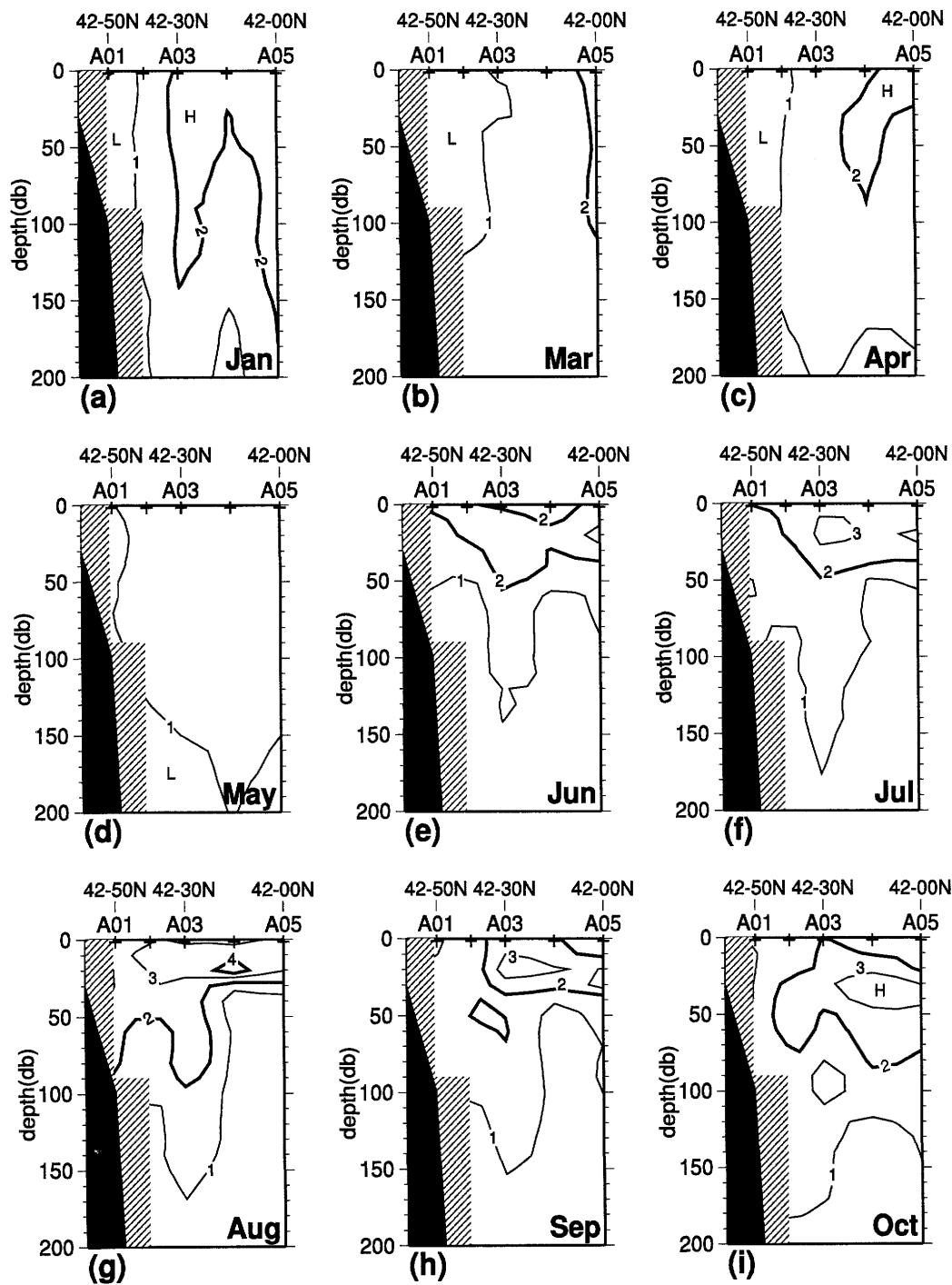


Fig. 5. Monthly variations of standard deviation in temperature along the A-line.

たように8月と9月は他の月に比べてデータ数が少ない (Table 1)。そのような条件下で上述した暖水波及などのイベントがあったために大きい偏差が表れたと推測される。

3.2. A-line における沿岸親潮水出現頻度の月別鉛直断面分布

A-line における沿岸親潮水出現頻度の月別鉛直断面図を Fig. 7 に示した。なお、前節で記述したように、沿

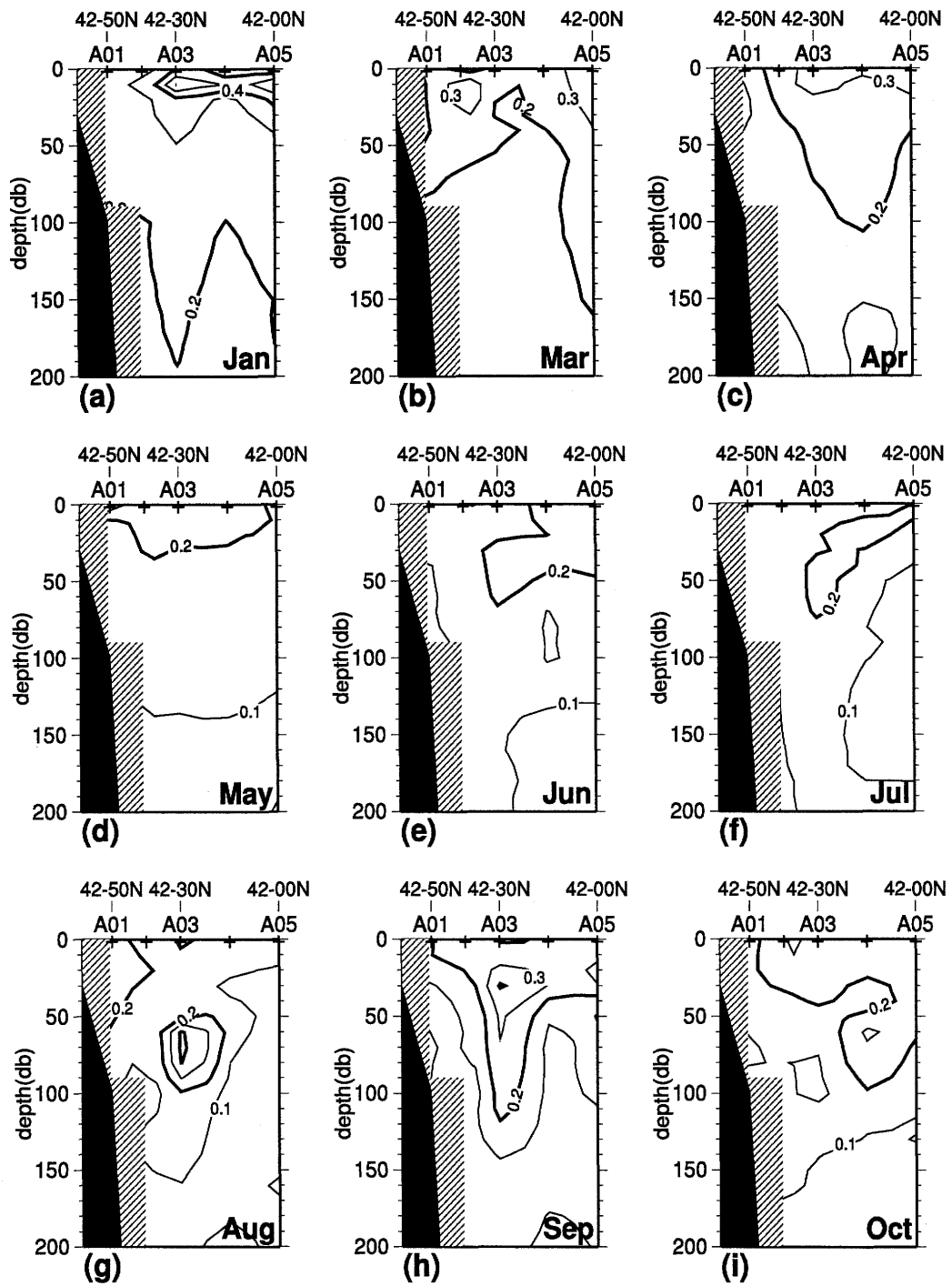


Fig. 6. Same as Fig. 5 except for salinity.

岸親潮水は8月以降出現しないので、この図は1月から7月までの表示となる。まず、Fig. 2・Fig. 3の月別平均分布図で示した沿岸親潮水存在範囲(灰色領域)の境界線は、Fig. 7の頻度値40%のコンターにほぼ対応

していることがわかる。また、頻度値80%以上が現れる月は3月から5月の間の沿岸近傍だけである。このような頻度分布は、沿岸親潮水は毎年A-lineに出現するものの、この水塊がA-line断面に出現する時期やそ

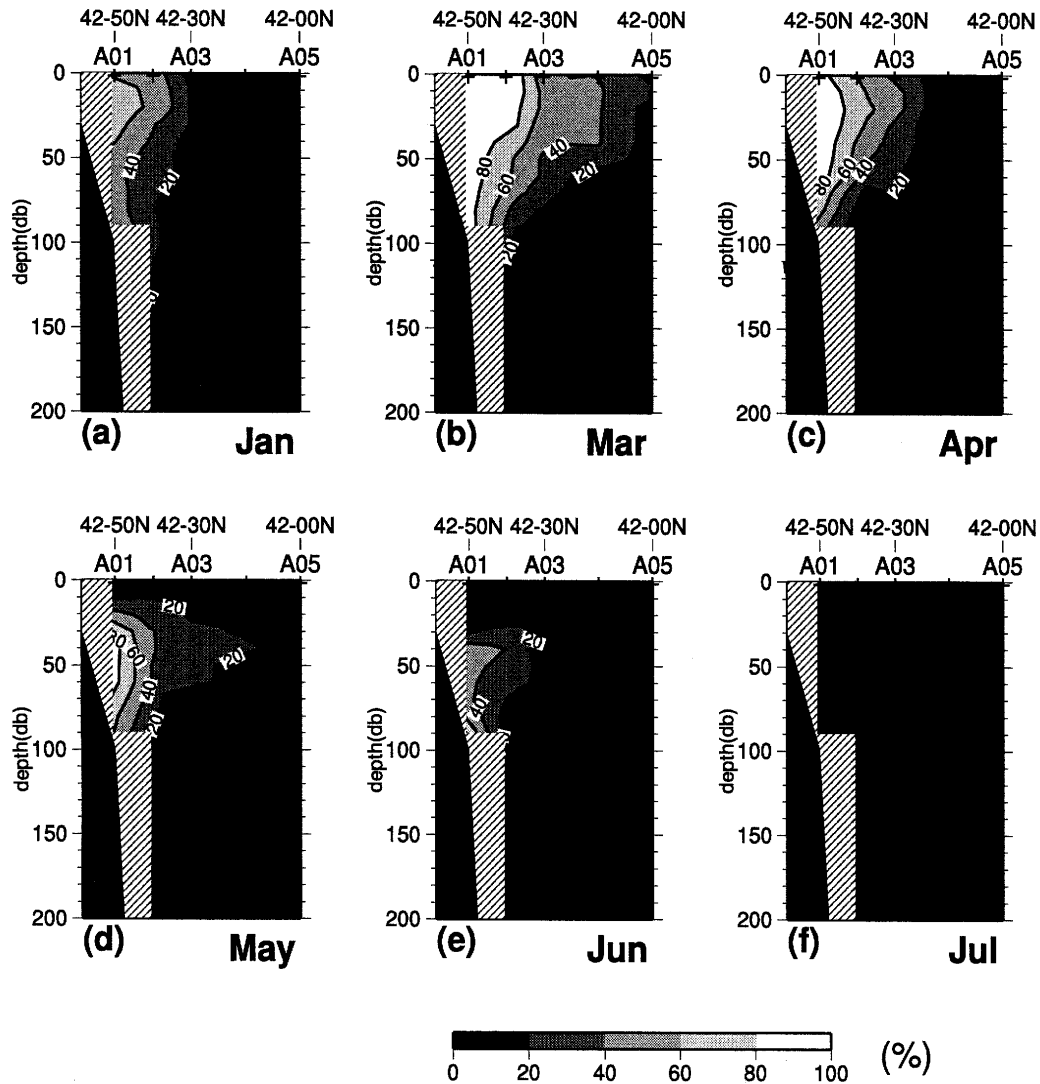


Fig. 7. Monthly variations in occurrences of Coastal Oyashio Water (COW) along the A-line.

の広がり方には大きな経年変動があることを示している。この意味において、過去の研究者がスナップショット的な海洋観測（ある特定の年や1回きりの観測）だけから、沿岸親潮水を一般化し、記述することは危険であることがわかる。Fig. 7の月別頻度分布をもとに、改めて沿岸親潮水の出現の様子を記述すると、以下のようになる。

1月の沿岸親潮水の出現頻度は大きくても60%程度であるが(Fig. 7(a))、最も低温低塩分な水塊が出現した3月は80%の出現頻度の領域が年間を通じて最も広く、沖側のA05の表層でも20%の出現頻度がある(Fig. 7(b))。ただし、沿岸親潮水の出現深度は、この3月において

も、陸棚より浅い水深の100 m以浅に限られている。4月から6月にかけて、沿岸親潮水の出現範囲は縮小を続け、表層における出現頻度が大きく低下し、6月には中層50 m深付近の出現頻度だけとなる(Fig. 7(c)–(e))。表層の出現頻度が小さくなる理由は、表層の塩分が33.0以下で塩分値における沿岸親潮水の指標を満たすものの(Fig. 3(d))、海面加熱を原因とする表層水温の上昇によって(Fig. 2(d))、沿岸親潮水の指標を満たさなくなるためである。この水温上昇による沿岸親潮水の変質については、次節のTSダイアグラムを用いた水塊の解析において再度検討する。7月以降は主として水温上昇により、沿岸親潮水の指標を満たす水塊は、ほ

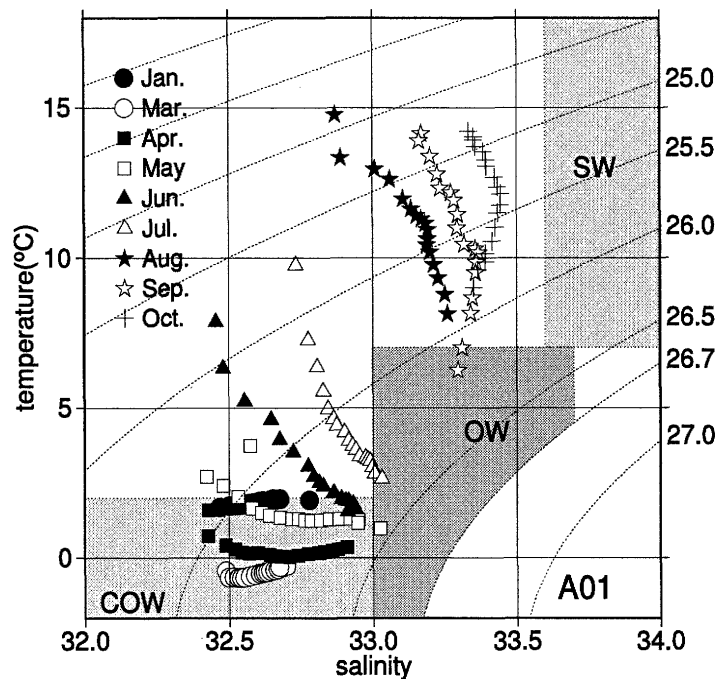


Fig. 8. Monthly variations in Temperature-Salinity diagram at the A01. Shaded area of COW, SW and OW denote the Coastal Oyashio Water (Ohtani, 1971), the Soya Warm Water (Takizawa, 1982), and Oyashio Water (Hanawa and Mitsudera, 1986), respectively.

とんど見られなかった。

3.3. 陸棚上の沿岸近傍 (A01) における水塊解析

Oguma *et al.* (2008) は、北海道東部沖において過去の研究で定義された水塊指標を用いて水塊分析を行っている。そこで、本研究も彼らと同様の手法で A01 における水温・塩分の月別平均値を TS ダイアグラム上にプロットし、陸棚上の沿岸近傍における水塊の季節変化を記述した (Fig. 8)。図中の着色領域は、大谷 (1971) の沿岸親潮水 (Coastal Oyashio Water : COW)、Takizawa (1982) のオホーツク海における宗谷暖流水 (Soya Warm Water : SW)、Hanawa and Mitsudera (1986) の沖側の親潮水 (Oyashio Water : OW) の領域を示す。

1月～4月には、主として沿岸親潮水の指標の範囲にある水塊が分布する。5月になると昇温のため表層付近より沿岸親潮水の指標から外れ、6月～7月には沿岸親潮水の指標水温より高温な水塊が分布することがわかる。7月～8月の間に水温・塩分が大幅に上昇し、8月～10月にはオホーツク海の宗谷暖流の影響と考えら

れる宗谷暖流変質水 (阿部・藤井, 1981, Kono, 1997) が分布する。この水塊は、オホーツク海の宗谷暖流水 (SW) の塩分の下限 (33.6) より 0.2 ほど低く、沖合の親潮水 (OW) にみられない中層の塩分極大をもつ。10月～1月の間に水温・塩分ともに大幅に下降し、宗谷暖流変質水から沿岸親潮水に入れ替わる。なお、沖合の親潮水 (OW) の範囲の水塊は年間を通じて殆ど分布しないことがわかる。

3.4. 傾圧地衡流速の季節変化

A01-A02, A02-A03 の測点間における表層地衡流速の月平均値を Fig. 9 に示す。向きは、A-line に直交する北東向流を正として表示している。

A01-A02 間の表層地衡流速は周年にわたってほぼ南西向きであるが、1月～7月は $-8.0 \sim -4.5 \text{ cm s}^{-1}$ と極めて小さい (Fig. 9(a))。すなわち、1月～4月の密度構造には沿岸親潮水の分布に関連した沿岸密度流の構造がみられるが (Fig. 4 の上段)、傾圧流速に換算すると岸-沖間の密度勾配は極めて小さいと判断できる。

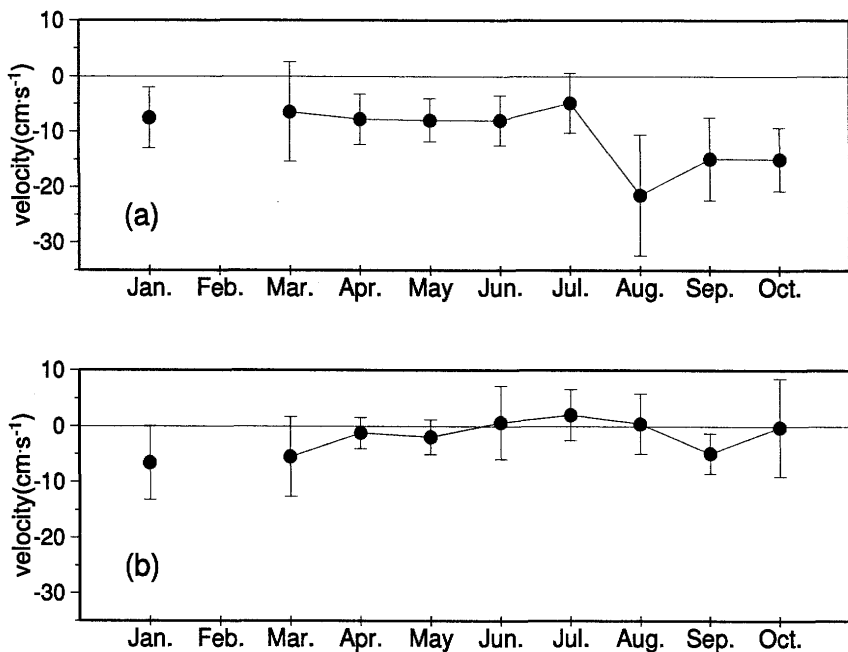


Fig. 9. Monthly variations of geostrophic velocities at (a) A01-A02, and (b) A02-A03. These velocities were calculated, referred to 90 db. Positive and negative values indicate northeastward and southwestward velocities, respectively. Vertical bars show standard deviations.

同様の議論は、30 m 以浅で南西向きに沿岸密度流の構造が弱まった6月と7月 (Fig. 4 の中段) にも当てはまる。ところが、8月~10月の南西向きの表層地衡流速は、 $-21.4 \sim -14.9 \text{ cm s}^{-1}$ と1月~7月と比較して2倍以上大きい。8月に流速が強まるのは、7月~9月に宗谷暖流系と考えられる高塩分水が太平洋へ流出することを示した中村ら (2003) の海洋大循環モデルの結果とも時期的に整合的である。

A02-A03 間の表層地衡流速の季節変動のパターンは A01-A02 間とは大きく異なっていた (Fig. 9(b))。特に8月~10月の南西向きの流速は $-4.9 \sim 0.5 \text{ cm s}^{-1}$ で、同時期の A01-A02 間の流速値の 1/3 以下と小さかった。この原因は、8月~10月の沖側の 20 m 以浅に岸側と比べて高温低塩分な水塊が分布するため (Figs. 2, 3 の下段), 20 m 以浅で沖側が岸側より相対的に低密度となり (Fig. 4 の下段), 南西向きの傾圧流が弱まるためと考えられる。以上述べたように、8月~10月の南西向きの傾圧流速は、沖側 (A02-A03 間) よりも岸側 (A01-A02 間) の方が大きい。このような8月~10月の岸-沖間の地衡流速分布は、Rosa *et al.* (2007) が示

した夏季における北海道東部太平洋陸棚周辺の表層流速の分布とも定性的に一致する。

3.5. 陸棚域における係留観測結果、および傾圧流速との比較

A01 よりも岸側 (Fig. 1 の△白抜き三角印) に設置した流速計で観測された、2003年7月~2004年6月の各深度の流速のスティックダイアグラムと水温の時間変化を Fig. 10 に示す。なお向きは Fig. 9 と同様、A-line に直交する北東を正として表示した。

流向は、一年をとおしてみると一時的に北東向きになる時期があるものの、海底地形に沿う南西方向が卓越していることがわかる。特に、12月~2月には、全ての深度にわたって同期した変動を示し、南西方向の流速が強まっていた。一方、8月~9月にも 16 m 深で南西方向の流速が強まるが、下層ほど流速は弱まっていた。

水温は、9月に 10~11 °C の最高水温、3月に 0 °C 以下の最低水温となる顕著な季節変化を示した。10月~12月は 8~9 °C 前後とほぼ一定で推移した。塩分を測

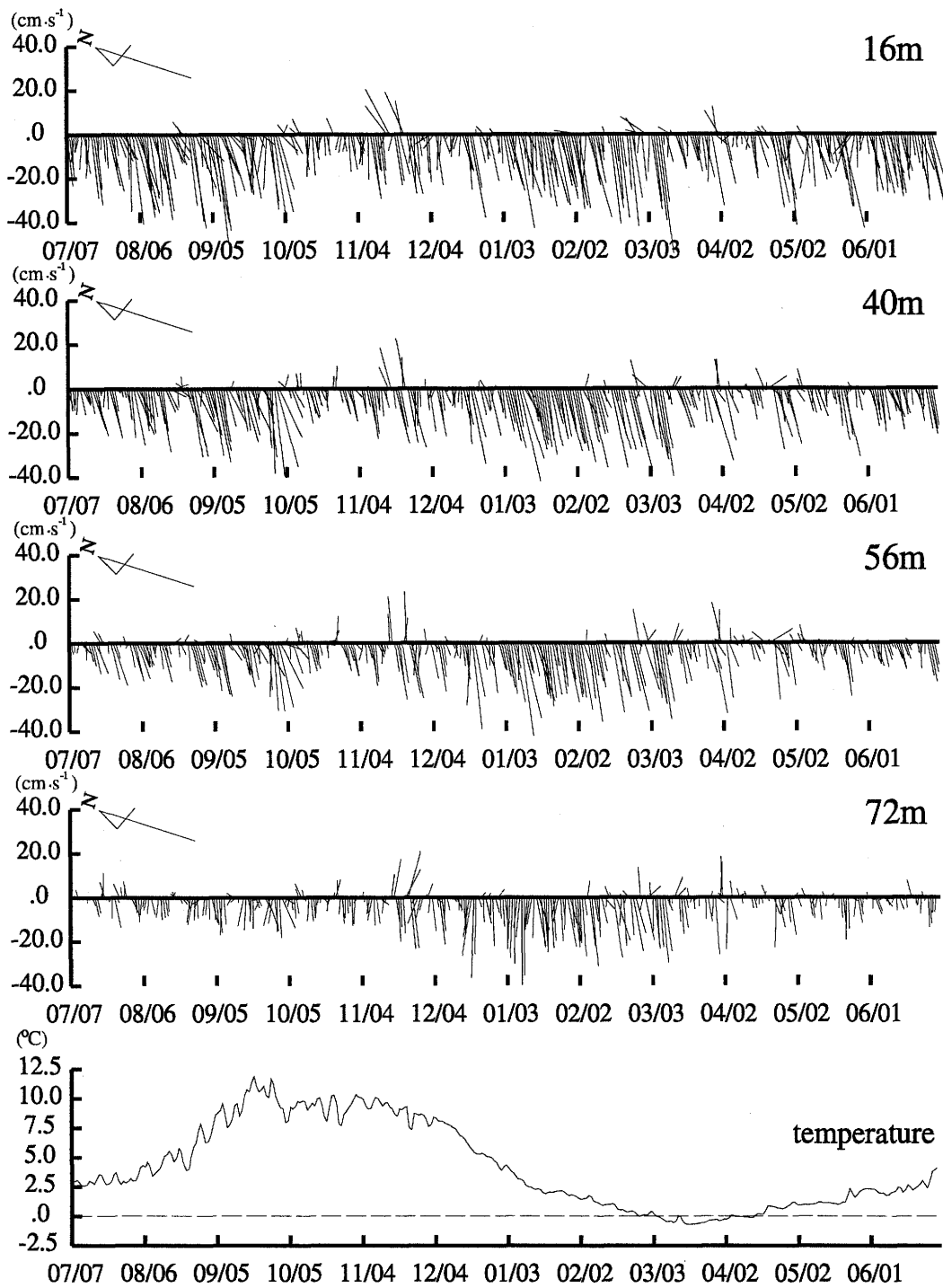


Fig. 10. Time-series of vector stick plots and temperature after removal of tidal component by tide killer filter at the mooring site on the continental shelf (open triangle in Fig. 1) during Jul. 2003 and Jun. 2004,

定してないので厳密な議論はできないが、この間は宗谷暖流変質水の影響下にあったと推察される。12月～1月に水温が大幅に低下しているが、これは南西方向

の流速が全ての深度にわたって強まるのとはほぼ同時期であった。

次に A01-A02 の傾圧流速と、実測流の鉛直シアの比

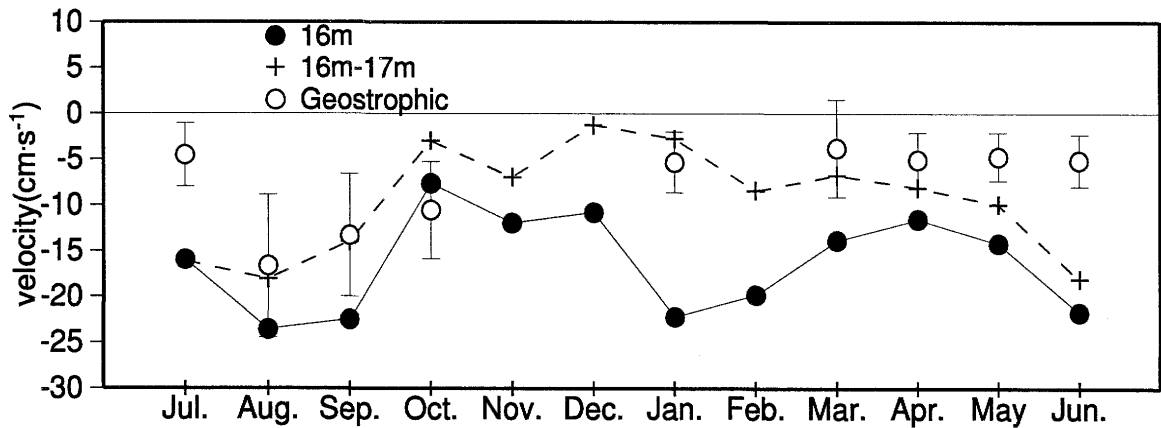


Fig. 11. Monthly variations of measured velocities at 16 m depth (closed circles) and vertical measured velocities differences between 16 m and 72 m depth (pluses), respectively. These velocities were measured at the mooring site on the continental shelf (open triangle in Fig. 1) during Jul. 2003 and Jun. 2004. Open circles denote monthly-mean geostrophic velocities of the 16 m depth at the A01-A02, calculated with referred to 72 db. Positive and negative values show northeastward and southwestward velocities, respectively.

較結果を Fig. 11 に示す。実測流の鉛直シアは、16 m 深における A-line に直交する成分の流速値から 72 m 深におけるそれを差し引いたものを月平均して求めた。傾圧流速については上記の深度間の鉛直シアと比較するため、A01-A02 間の 72 m 深を基準面として力学計算で求めた傾圧流速の 16 m 深の流速値の月平均値を求めた。さらに Fig. 11 には、16 m 深における実測流の A-line 直交成分をプロットした。向きは、Fig. 9, Fig. 10 と同様に A-line に直交する北東を正として表示している。これをみると、16 m 深の南西向きの流速は、8 月～9 月と 1 月に -20 cm s^{-1} 以上と極大になることがわかる。Rosa *et al.* (2007) が示した表層流の季節平均場にも北海道東部太平洋陸棚上で南下流が夏季と冬季に強まる傾向がみられており、我々の結果と一致する。8 月～9 月の傾圧流速と実測流の鉛直シアは他の時期と比べて大きく、非常に良く一致していることから、この時期の流れ場は沿岸密度流が支配的であると判断できる。一方、1 月には 16 m 深の実測流速が極大になるにも関わらず、傾圧流速と実測流の鉛直シアはともに非常に小さいことから、このときの流れ場は順圧流が支配的であると判断できる。

4. 考察

4.1. 沿岸親潮水の出現と海水分布との関係

4.1.1. 沿岸親潮水への水塊交替過程

Fig. 12(a)(b) はそれぞれ、2005 年 12 月と 2006 年 1 月に OPCS で計測した当該海域周辺の水温・塩分の水平分布を示す。図中の灰色領域は、沿岸親潮水の水塊指標を満たす水塊の分布範囲を示している。2005 年 12 月の A01 付近には沿岸親潮水は検出できないが、10 月の表層の水温・塩分の平均値 (Fig. 2(i), 3(i)) より低温低塩分であることから、Fig. 12(a) に示す陸棚域の海況は、宗谷暖流変質水から沿岸親潮水への遷移過程にあると推察される。ところが、翌年 1 月になると沿岸親潮水が北海道東部～根室半島沖までを広く覆っていることがわかる (Fig. 12(b))。12 月と 1 月の観測間隔は 50 日弱であり、この間に大きな水塊交替が生じたことが示唆される。中村ら (2003) が海洋大循環モデルで示した結果によれば、オホーツク海から太平洋に流出する低塩分水のため、11 月～1 月の間に北海道東部太平洋の岸沿いで塩分の急激な低下がみられており、OPCS 観測でみられた塩分低下と時期的に整合的である。また、A01 より岸側に設置した ADCP の水温計の記録

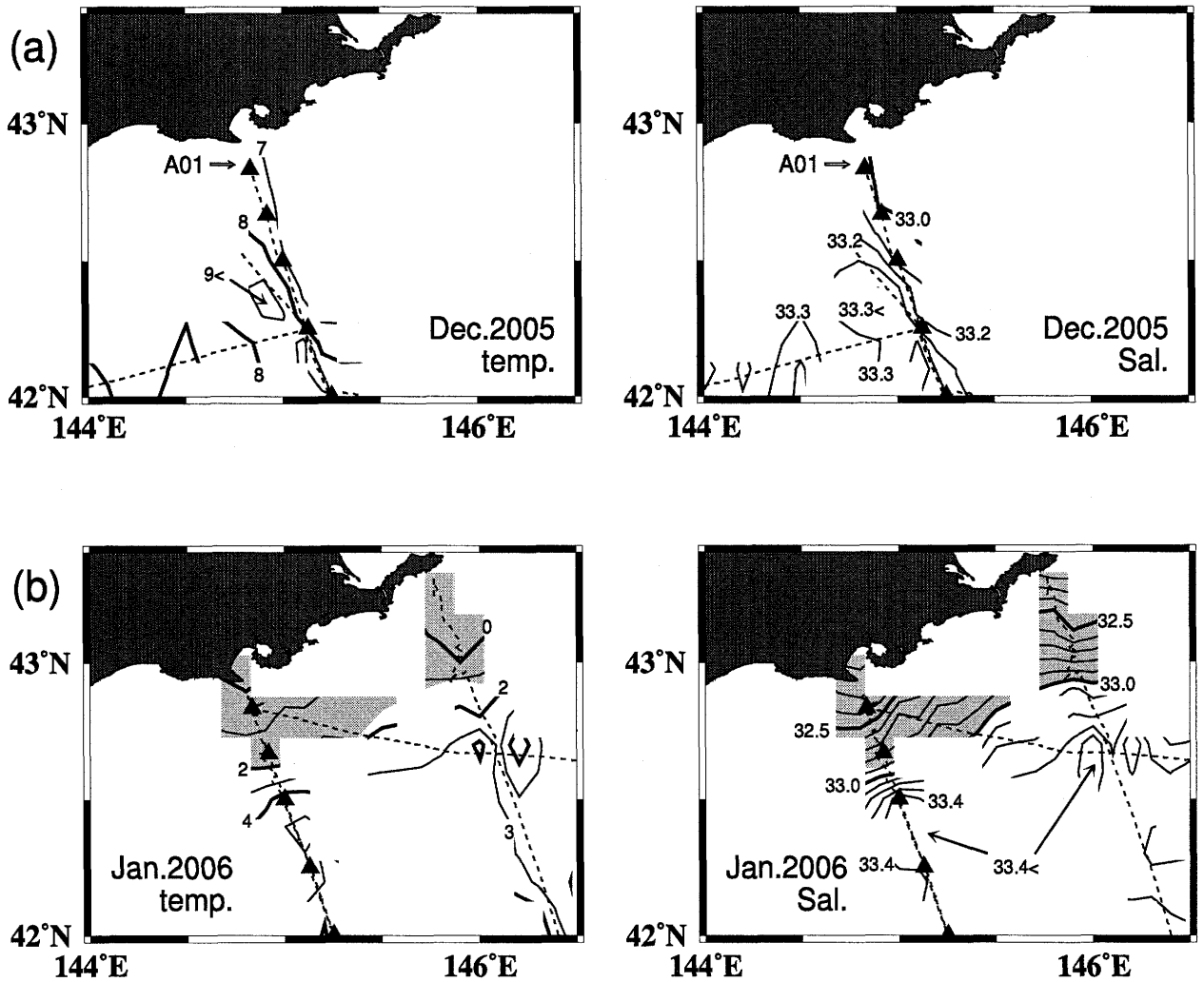


Fig. 12. Surface distributions of temperature (left) and salinity (right) measured with OPCS (Optical Particle Counting and Sizing System) in (a) December 2005, and (b) January 2006. Shaded regions denote less than 2 °C and 33.0. Dots indicate ship's tracks.

(Fig. 10 の下段) によれば、12月～1月の間に水温の急激な低下がみられる。塩分データがないので厳密な議論はできないが、この係留期間に限ればこの時期に沿岸親潮水への水塊交替がおきていた可能性が高い。さらに Oguma *et al.* (2008) は、安定同位体 ^{13}C 、 ^{18}O の同位体存在比 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ を用いて当該海域周辺における水塊の混合比率の算出した結果、2005年12月 (Fig. 12(a) とほぼ同時期) の当該陸棚域では宗谷暖流水の混合比が高いにも関わらず、2006年1月 (Fig. 12(b) とほぼ同時期) になると宗谷暖流水は殆どみられないこ

とを示している。以上のことから、宗谷暖流変質水から沿岸親潮水への水塊交替は12月～1月の間におきると推察される。

4.1.2. 沿岸親潮水の出現と海水分布との関係

大谷 (1971) は沿岸親潮水の起源が海水融解水にあると指摘しているが、このことを検証するために、2006年1月のOPCS観測結果 (Fig. 12(b)) と、ほぼ同時期の2006年1月25日の海水分布 (Fig. 13) を比較した。

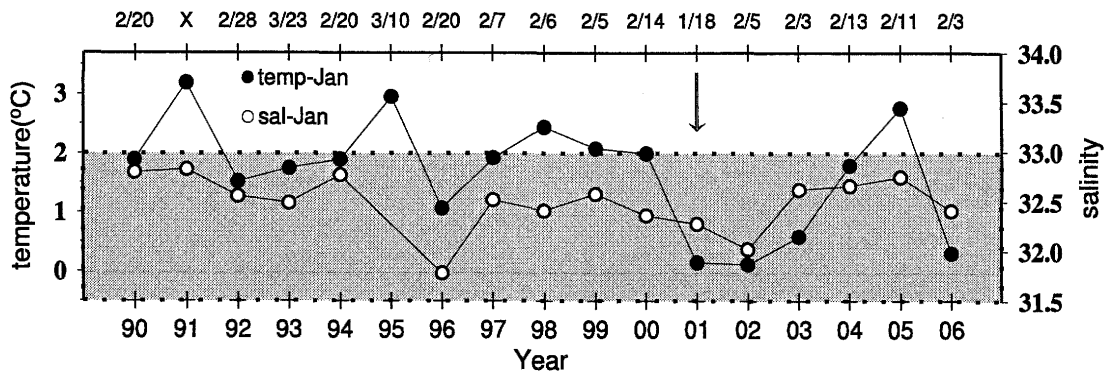


Fig. 14. Closed and open circles denote temperature and salinity at 10 m depth of the A01 every January from 1990 to 2006, respectively. Shaded regions denote less than 2 °C and 33.0. The date written in the upper of this figure denote the first date when sea-ice outflow from the Okhotsk Sea into the Pacific was recognized.

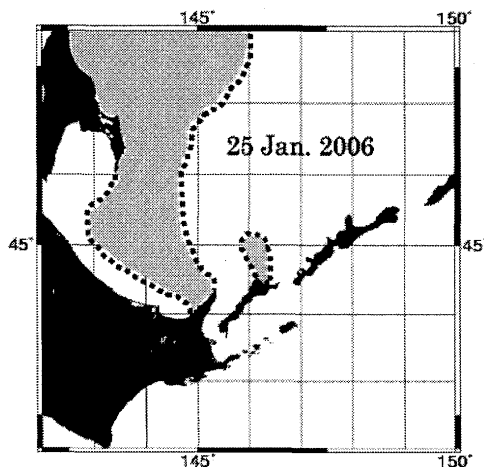


Fig. 13. Sea-ice condition in 25 January 2006.

Fig. 13をみると、海水域の南端はオホーツク海の知床岬付近に留まっており、太平洋側への海水流出はみられていない。したがって、オホーツク海から太平洋へ海水が流出する前に、当該海域に沿岸親潮水が分布することになる。海水流出前に当該海域へ沿岸親潮水が出現することが他の年にもみられたかを検証するため、1990年～2006年までの17年間の1月のA01における沿岸親潮水の有無と海水分布との関係を調べた。Fig. 14に各年1月のA01の10 m深における水温と塩分を示した。なお着色領域は、沿岸親潮水の指標水温・塩分範囲を

示す。また、海氷概報(札幌管区気象台、1990～2006)から調べた、各年において初めてオホーツク海から太平洋側への海水流出がみられた日付をFig. 14上部に記載した。これをみると、1991年、1995年、1998～2000年、2005年は、1月の時点で沿岸親潮水の指標を満たす水塊が存在しなかったことがわかる。一方、1月に太平洋側への海水流出がみられたのは2001年(Fig. 14に矢印で示す)のみである。したがって、上述の1月の時点で沿岸親潮水が見られない年と2001年以外は、全ての年で太平洋側への海水流出前に沿岸親潮水が存在していたことになる。以上のことから、沿岸親潮水は必ずしも太平洋側へ流出した海水が融解し低塩分化したものではないことが示唆される。当該海域の上流域にあたるオホーツク海の北海道沿岸には、例年11～12月に低温低塩分の東樺太海流系水が到来するため(Ito and Ohshima, 2000; Watanabe, 1963)、この水塊が海水より先にオホーツク海から太平洋側へ流出し、沿岸親潮水の起源になっている可能性がある。さらに、Oguma *et al.* (2008)は、安定同位体を用いた解析により、2005年1月と2006年1月(Fig. 12(b)のOPCS観測と同時期)には東樺太海流水の混合比が高いことを示している。以上のことから、1月に当該海域に分布する沿岸親潮水は、必ずしもオホーツク海から太平洋側へ流出した海水が融解してできたものではなく、上流域のオホーツク海にある東樺太海流水が起源になっていることが示唆される。

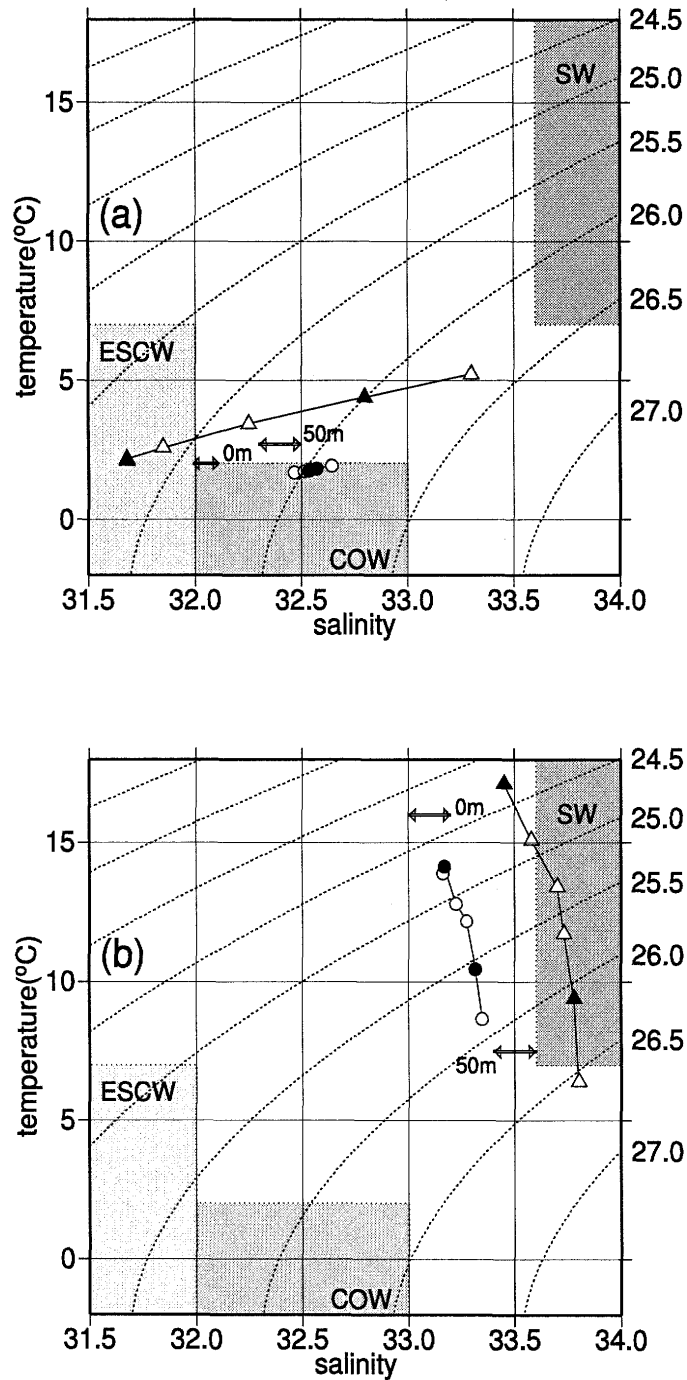


Fig. 15. Temperature–Salinity diagrams at the A01 (circles) and climatology at the point off Monbetsu (triangles)(Itoh and Ohshima, 2000). Solid characters indicate data at the depth of 0 m and 50 m. Estimated periods are (a) December (Okhotsk Sea) and January (A01), and (b) August (Okhotsk Sea) and September (A01), respectively. Shaded area of COW, SW and ESCW indicate the Coastal Oyashio Water (Ohtani, 1971), the Soya Warm Water (Takizawa, 1982) and the Eastern Sakhalin Current Water (Takiizawa, 1982), respectively. Allows denote salinity ranges of 0 m and 50 m depth off the Cape Shiretoko, in (a) January and (b) September. These ranges were estimated from Fig. 4 and Fig. 5 of Itoh and Ohshima (2000).

4.2. オホーツク海沿岸水を起源とした水塊変質

前節の議論より、出現初期の沿岸親潮水の形成には東樺太海流水が重要であることが示唆された。また、夏季～秋季に分布する宗谷暖流変質水の起源はオホーツク海の宗谷暖流水であることが指摘されている(小笠原, 1987; 磯田ら, 2003)。このように、当該陸棚域に分布する水塊は、オホーツク海に分布する水塊が起源になっていると考えられるが、オホーツク海から北海道太平洋側へ到達するまでの水塊変質はこれまで殆ど議論されていない。そこで本節では、Itoh and Ohshima (2000) が示したオホーツク海の紋別沖の陸棚域 (Fig. 1 の□白抜き四角印) における気候値 (以降、オホーツク海気候値) を北海道東部太平洋陸棚域の水塊の起源と仮定し、沿岸親潮水と宗谷暖流変質水が形成されるまでの水塊変質を議論する。なお、Oguma *et al.* (2008) によれば、当該陸棚域に分布する水塊は沖合の親潮水の混合比が高い場合もあるため、太平洋側へ流出した後に沖合の親潮水と混合して変質する可能性もあるが、本論ではその影響は考慮せずに議論する。

4.2.1. 沿岸親潮水が形成されるまでの水塊変質

Fig. 15(a) の TS ダイアグラム上に、12月のオホーツク海気候値と、Fig. 8 から読み取った1月のA01における気候値 (以下、A-line 気候値) をプロットした。A-line 気候値は、Itoh and Ohshima (2000) にならい 0, 10, 20, 30, 50, 75 db の値をプロットした。さらに、彼らが示したオホーツク海南部における 0 m と 50 m 深の1月の塩分気候値 (Itoh and Ohshima (2000) の Fig. 4a と Fig. 5a) から読み取った知床岬沖の塩分値の範囲を、図中に矢印で示した。なお、この知床岬沖の塩分値との比較が容易にできるように、オホーツク海気候値と A-line 気候値の 0 m と 50 m の値は着色してプロットした。12月のオホーツク海気候値は、上層に東樺太海流水が分布するものの、下層に宗谷暖流水起源と考えられる水塊が分布するため、水温と塩分の鉛直勾配が非常に大きいことがわかる。ところが、知床岬沖では12月のオホーツク海気候値と比べて塩分の鉛直勾配が減少していることから、オホーツク海気候値の水塊は知床岬沖へ移動する間に周囲の水塊との混合や、

冬季の海面冷却による鉛直混合により、変質したと考えられる。一方、1月の A-line 気候値の塩分値は知床岬沖の塩分値と比べて、塩分の鉛直勾配がさらに小さくなっている。知床岬沖でみられる塩分の鉛直勾配が解消されて A-line 気候値のような鉛直一様な水塊が形成されるためには、冬季の海面冷却による鉛直混合に加えてオホーツク海から当該陸棚域に至る過程で、千島列島の海峡周辺で発生する強い潮汐混合 (Nakamura *et al.*, 2004; 中村ら, 2008) による変質をうけた可能性がある。

4.2.2. 宗谷暖流変質水が形成されるまでの水塊変質

Fig. 15(b) の TS ダイアグラム上に、8月のオホーツク海気候値と Fig. 8 から読み取った9月の A-line 気候値をプロットした。また Fig. 15(a) と同様に、Itoh and Ohshima (2000) が示したオホーツク海南部における 0 m と 50 m 深の9月の塩分気候値 (Itoh and Ohshima (2000) の Fig. 4i と Fig. 5i) から読み取った知床岬沖の塩分値の範囲を、図中に矢印で示した。これをみると、知床岬沖の塩分値は、オホーツク海気候値と比べると低塩分であることがわかる。この原因は、宗谷暖流水はオホーツク海の北海道沿岸から国後～択捉島周辺海域へ流れてくる過程で周囲の海水との混合により塩分が低下するためと考えられる (Takizawa, 1982)。一方、知床岬沖の塩分値は、A-line 気候値と比べると 50 m 深では高いものの、0 m では低い。すなわち、A-line 気候値の塩分は知床岬沖の 0 m と 50 m 深の中間付近の塩分値をもつ。このような A-line 気候値の水塊が形成されるためには、知床岬沖から北海道東部陸棚域に到達するまでに鉛直混合を受けると推測される。川崎・河野 (1994) は、夏季の中部千島列島周辺海域で、強い鉛直混合のためと考えられる鉛直一様な水塊が分布することを報告しており、また大谷 (1989) は、夏季の中部千島列島周辺海域にみられる低水温域が潮汐によるものであると推測している。このような千島列島の海峡周辺における強い潮汐混合が、宗谷暖流変質水の形成に関与する可能性がある。

以上のことから、当該海域に分布する水塊はオホーツク海水が起源になっていると考えられるものの、オ

ホーツク海水と比較して水温・塩分の鉛直勾配が小さくなり、大きく変質していることから、オホーツク海から北海道東部太平洋陸棚域へ至るまでの海峡周辺での鉛直混合などによる水塊変質が、当該海域における水塊形成に重要であることが示唆された。

4.3. 流れ場の構造の季節変化

4.3.1. 夏季～秋季の流れ場の構造

Fig. 11 をみると、8月～9月には16 m 深の南西向きの実測流速が極大となるとともに、傾圧流速と実測流の鉛直シアは他の時期と比べて大きく、非常に良く一致していることから、この時期の流れ場は沿岸密度流が支配的と判断できる。このことは、沿岸密度流の構造が夏に強くなると指摘した磯田ら(2003)と整合性をもつ。7月～8月に南西向き流速が強まる原因は、7月～8月の間に高温高塩分の宗谷暖流変質水が流入することによって大幅な水塊交替がおき(Fig. 8)、岸側に密度の軽い水塊が堆積して陸棚域が沖側と比べて相対的に低密度になり、岸-沖間の密度勾配が大きくなるためと考えられる(Fig. 4の下段)。一方、9月～10月は16 m 深の流速とともに傾圧流速と実測流の鉛直シアとも減少している(Fig. 11)。これは宗谷暖流変質水の分布により岸側が高塩分になる反面、沖側の極表層は岸側に比べて高温低塩分になり(Figs. 2, 3下段)、8月以降沖側の極表層が岸側と比べて相対的に低密度となる傾向が一層強まり(Fig. 4下段)、南西向き沿岸密度流が弱まるためと推測される。以上のことから、8月～9月の宗谷暖流変質水の流入初期には沿岸密度流の構造が強いものの、それ以降その構造は徐々に弱まっていくと考えられる。

4.3.2. 冬季～春季の流れ場の構造

1月は、8月～9月と同様に16 m 深において南西向き流速が極大になる(Fig. 11)。4.1. 節で議論したように、沿岸親潮水の流入は12月～1月の間におこると考えられることや、流速計で測定された水温もこの時期に急激に低下していることから(Fig. 10下段)、12月～1月の間の16 m 深における流速の増加は沿岸親潮

水の流入によって起きたものと推察される。この時期の、実測流の鉛直シアと傾圧流速は非常に小さいことから(Fig. 11)、流れは順圧流が卓越し、8月や9月と比べて沿岸密度流の構造は弱いと判断できる。Kuroda *et al.* (2006) は当該陸棚域よりやや西の広尾沖において短期の流速観測を実施し、冬季の陸棚上における順圧流の卓越を確認している。さらに、磯田ら(2003)も北海道東岸沿い水位差の変動から冬季の強い南西向き順圧流の存在を示唆しており我々の結果と整合的である。これらのことは、周年にわたり沿岸密度流の構造が維持されたとした小笠原(1987)の推察と矛盾するが、実測流で観測されたこのような鉛直シアの小さい流れを、夏季のような沿岸密度流で説明するのは不可能であり、冬季における順圧流の卓越が支持される。

16 m 深の実測流速は1月をピークに減少傾向にあり、特に沿岸親潮水の分布域が沖側まで広がる3月～4月(Figs. 2, 3上段)は他の時期と比べて南西向き流速が弱まっている(Fig. 11)。一方、1月～4月の間の実測流の鉛直シアは8月～9月と比べて弱いものの殆ど一定であることから、1月以降の16 m の実測流の減少分は順圧流の減少によるものと判断できる。以上のことから、沿岸親潮出現初期の1月こそ順圧流が卓越するものの、それ以降は順圧流が弱まり、沿岸親潮水の分布域が沖側へ広がる3月～4月になると、沿岸密度流は8月～9月と比較して弱いものの、沿岸親潮水出現初期よりも相対的に沿岸密度流の成分が強まると推測される。

5. 結論

1990年1月～2006年5月までの17年間の厚岸沖定線(A-line)のデータを用いて、北海道東部太平洋陸棚域における水塊分布、および流れの場の平均的な季節変化を明らかにした。さらに、その結果を用いて過去の知見を検証し、当該海域に出現する水塊の起源と、オホーツク海から北海道東部陸棚域に至るまでの水塊変質、および流れ場の構造を考察した。

当該海域における水塊分布の季節変化は以下のように記述できる。12月～1月の間に沿岸親潮水が当該海域に出現する。その出現時期はオホーツク海から太平

洋側へ海水が流出する時期よりも早い場合が見られることから、出現初期の沿岸親潮水は必ずしも太平洋側へ流出した海水の融解によってできるのではなく、東樺太海流が起源であることが示唆された。3月には、年間を通じて最も低温低塩分になるとともに、沿岸親潮水の分布域が最も沖側まで広がって分布する。1月～7月までの水塊構造は岸側の方が低温低塩分であるものの、7月～8月の間に宗谷暖流変質水の流入によって陸棚上の水塊構造が大きく変化し、8月以降は岸側が高温高塩分となる。当該陸棚域に分布する沿岸親潮水や宗谷暖流変質水は、オホーツク海水と比較して大きく変質していることから、北海道東部太平洋陸棚域へ至るまでの海峡周辺の鉛直混合等による変質が、当該海域における水塊形成に重要であることが示唆された。

一方、当該海域の流れ場の季節変化は以下のように記述できる。1月に、沿岸親潮水の流入とほぼ同時期に南西向きの流速が極大となる。このときは鉛直シアが極めて小さく順圧流が支配的である。しかしながら順圧流が発達するのは沿岸親潮水の出現初期のみで、それ以降順圧流は弱まり、沿岸親潮水の分布域が広がる3月～4月には、沿岸親潮水の出現初期と比べて相対的に沿岸密度流の比重が強まる。ただしこの時期の沿岸密度流は夏季と比べると非常に弱い。一方、8月～9月にも南西向きの流れの極大がみられ、宗谷暖流変質水が出現する時期とほぼ一致する。このときは流れの鉛直シアが大きく、沿岸密度流が支配的である。この時期に流速が強まる原因は、宗谷暖流変質水の流入によって岸側に密度の軽い水塊が堆積し、陸棚域が沖側と比べて相対的に低密度になり、岸-沖間の密度勾配が大きくなるためと考えられる。

謝 辞

本研究をまとめるにあたり、観測にご協力頂いた北海道区水産研究所 北光丸、探海丸の歴代の船長および乗組員の皆様に心より感謝申し上げます。また、観測に携われた柏井 誠東京農業大学教授、河野 時廣東海大学生物理工学部教授、乗船された多くの調査員・研究者の皆様方に謝意を表します。さらに、東北水研 若鷹丸船長、乗組員の皆様、並びに観測された A-line データを快くご提供頂いた東北水研混合域海洋環境部の皆

様に対し、心よりお礼申し上げます。また、本稿の改訂に際し貴重なコメントを頂きました編集委員の磯田 豊先生と2名の査読者に感謝致します。

References

- 阿部 深雪・藤井 浄 (1981): 海洋構造並びに海況変動の解明 - 北海道周辺海域の季節的・海況変動 - (昭和 55 年). さけ別枠研究「幼魚期及び接岸期を中心とした沖合生態調査 昭和 55 年度プログレス レポート」, 129-138.
- 花輪 公雄・三寺 史夫 (1985): 海洋資料における日平均値の作成について. 沿岸海洋研究ノート, 23, 79-87.
- Hanawa, K. and H. Mitsudera (1986): Variations of water system distribution in the Sanriku coast area. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 42, 435-446.
- 本田 聡・志田 修・山村 織生 (2003): 沿岸親潮域のスケトゥダラとその生活史. 沿岸海洋研究, 41, 39-47.
- 磯田 豊・黒田 寛・明正 達也・本田 聡 (2003): 沿岸親潮の海洋構造とその季節変化. 沿岸海洋研究, 41, 5-12.
- Itoh, M. and K. I. Ohshima (2000): Seasonal variations of water masses and sea level in the southern part of the Okhotsk Sea. *J. Oceanogr.*, 56, 643-654.
- 川崎 康寛・河野 時廣 (1994): 中部千島列島周辺海域における亜寒帯水の分布と輸送について. 海と空, 70, 71-84.
- Kono, T. (1997): Modification of the Oyashio Water in the Hokkaido and Tohoku areas. *Deep. Sea. Res.*, 44, 669-688.
- Kono, T., M. Foreman, P. Chandler, and M. Kashiwai (2004): Coastal Oyashio south of Hokkaido, Japan. *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 1,477-1,494.
- Kuroda, H., Y. Isoda, H. Takeoka, and S. Honda (2006): Coastal current on the eastern shelf of Hidaka Bay. *J. Oceanogr.*, 62, 731-744.
- 水田 浩之 (2003): 沿岸親潮域に生育するコンブ属植物の分布と栄養塩要求特性. 沿岸海洋研究, 41, 33-38.
- 村上 敬 (1984): 沿岸親潮の道南海域への流入. 月刊海洋科学, 17, 697-701.
- 中村 知裕 (2008): 潮汐過程がオホーツク海・北太平洋間の海水交換に果たす役割の研究. 海の研究, 17, 133-146.
- Nakamura, T., T. Toyoda, Y. Ishikawa, and T. Awaji (2004): Tidal mixing in the Kuril Straits and its impact on ventilation in the North Pacific Ocean. *J. Oceanogr.*, 60, 411-423.
- 中村 知裕・淡路 敏之・豊田 隆寛・石川 洋一 (2003): 海洋大循環モデルに見られた沿岸親潮. 沿岸海洋研究, 41, 13-22.
- Nishimura, A., T. Hamatsu, K. Yabuki, and O. Shida (2002): Recruitment fluctuations and biological responses of walleye Pollock in the Pacific coast of Hokkaido. *Fish. Sci.*, 68, 206-209.

- 小笠原 惇六 (1987): 親潮と道東沿岸流. 月刊海洋科学, **19**, 21-25.
- 荻島 隆・北野 清光・藤井 浄・井上 尚文 (1987): 人工衛星赤外面像からみた道東海域の海況, 1984年10月のAPT画像と調査船による海洋観測結果. 北水研報告, **51**, 51-60.
- Oguma, S., T. Ono, A. Kusaka, H. Kasai, Y. Kawasaki, and T. Azumaya (2008): Isotopic tracers for water masses in the coastal region of eastern Hokkaido. *J. Oceanogr.*, **64**, 529-539.
- 大谷 清隆 (1971): 噴火湾の海況変動の研究. 噴火湾に流入・滞留する水の特性. 北大水産彙報, **22**, 58-66.
- 大谷 清隆 (1989): 親潮水形成に関わるオホーツク海の役割. 海と空, **65**, 63-83.
- Rosa, A. L., Y. Isoda, K. Uehara, and T. Aiki (2007): Seasonal variations of water system distribution and flow patterns in the southern sea area of Hokkaido, Japan. *J. Oceanogr.*, **63**, 573-588.
- 札幌管区气象台 (1990-2006): 海水概報.
- Takizawa, T. (1982): Characteristics of the Soya Warm Current in the Okhotsk Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 281-292.
- 東北区水産研究所 (1998, 2000, 2005): 100 m 深水温分布図. <http://tnfri.fra.affrc.go.jp/kaiyo/temp/temp.html>.
- Watanabe, K. (1963): On the reinforcement of the East Sakhalin Current preceding to the sea ice season off the coast of Hokkaido. *Oceanogr. Mag.*, **14**, 117-130.

Seasonal Variations of Oceanographic Conditions in the Continental Shelf Area off the Eastern Pacific Coast of Hokkaido, Japan

Akira Kusaka *, Tsuneo Ono *, Tomonari Azumaya *, Hiromi Kasai *,
Sachiko Oguma *, Yasuhiro Kawasaki *, and Kazumasa Hirakawa *

Abstract

Seasonal variations of water mass distributions and current structures were investigated in the continental shelf area off the eastern Pacific coast of Hokkaido, Japan, using data obtained in the A-line for about 17 years. Coastal Oyashio Water (COW) appeared in this area during December and January. In January, during the early observations of COW, the southwestward current velocity was detected to reach its maximum as well as the predominate development of barotropic currents. The appearance of the COW was often earlier than the detection of sea ice outflows from the Okhotsk Sea. This suggests the East Sakhalin Current Water, and not the melted sea ice water from the Okhotsk Sea, could be more important for the formations of the COW in the early periods. On the other hand, inflows of Modified Soya Warm Water (MSW) into this continental shelf area occurred between July and August, and maximum southwestward velocities were observed during August and September. These inflows probably led to higher density gradients between coastal and offshore regions, and as a result, coastal density currents developed in this period. Compared to the waters in the Okhotsk Sea, considerable amount of modified waters were detected in this continental shelf area. This suggests that water mass modifications occurred on the way from the Okhotsk Sea probably play an important role in the water mass formations in the continental shelf area off the eastern Pacific coast of Hokkaido.

Key words: Coastal Oyashio Water, Modified Soya Warm Water, Seasonal variation, A-line

(Corresponding author's e-mail address: akikusa@fra.affrc.go.jp)

(Received 15 October 2007; accepted 6 November 2008)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2009)

* Hokkaido National Fisheries Research Institute, Fisheries Research Agency,
Katsurakoi 116, Kushiro 085-0802, Japan