

(博士論文)

北海道東部太平洋海域における水塊分布と流れ場の構造に関する研究*¹

目下 彰*²

Study on water mass distributions and current structures off the Pacific coast of eastern Hokkaido

Akira KUSAKA

Abstract

The Doto area is a region off the Pacific coast of eastern Hokkaido between the Nemuro Peninsula and Cape Erimo. In the offshore area, Oyashio Water (OW) is distributed nearly throughout the year. In the shelf area, the lower temperature and salinity Coastal Oyashio Water (COW) is distributed along the coast during winter and spring, whereas the higher temperature and salinity Modified Soya Warm Current Water (M-SWCW) is distributed during summer and autumn. Although seasonal variations of hydrography in the Doto area have been clarified as stated above, the temporal evolution and modification processes of such representative water masses have not been fully examined in this area. In addition, direct current measurements have been limited because of difficulties associated with fishery activities, and the current structures have not been fully clarified in this area. The Doto area contains important fishing grounds, where sardine, saury, and salmon are caught by commercial fishing activities; it is also a nursery area for walleye pollock juveniles. Therefore, it is important to examine water mass distributions and current structures, which may affect these fish habitats. In Chapter 1, water masses and current structures off the Doto area were reviewed, and the purpose and structure of this study were stated.

In Chapter 2, monthly climatology of hydrography for the Doto area was estimated based on long-term observational data over a 30-year period (1982–2011) using the flexible Gaussian filter method (Shimizu and Ito, 1996). Monthly variations in spatial and vertical distributions of hydrography, and temporal evolution and modification processes of representative water masses were examined with this climatology. In the offshore area, the OW was mainly distributed during January and May; and afterwards Surface OW (S-OW), which is warmer than the OW, was at the surface during June and December. On the other hand, there was a marked seasonal variability in hydrography in the shelf area. COW was distributed along the coast from January to May, when it was modified by relatively higher salinity water, which may have originated from the shelf area's outer regions. Simultaneously, the COW warmed at the surface, mixed with fresh water from river discharges, such as the Tokachi River, and was modified to Surface COW (S-COW) during April and May. Thereafter, the S-COW spread offshoreward during May and June and stayed at the surface of the offshore area until October. Coastal density current structures were conspicuous in the shelf area from August to October because of the M-SWCW inflows between July and August.

2016年8月26日 受理 (Received on August 26, 2016)

¹ 東京海洋大学審査学位論文 (掲載に際し, 投稿規定に沿って一部修正した。東京海洋大学学術機関リポジトリ TUMSAT-OACIS より公表済 URL : <http://id.nii.ac.jp/1342/00001259/>)

² 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, 2-12-4, Fuku-ura, Kanazawa, Yokohama, Kanagawa, 236-8648, Japan)

However, those structures weakened around November due to a developed surface mixed layer caused by surface cooling. Thus, such weakening led to weakening of higher salinity water inflows from upstream regions. The M-SWCW was replaced by COW during December and January with rapid salinity decreases, which suggest extremely lower salinity water inflows from the East Sakhalin Current Water.

In Chapter 3, direct current measurements were conducted using a bottom mounted ADCP at a water depth of 82 m in the continental shelf region off the Akkeshi from July 2003 to July 2005. Simultaneous hydrographic observations with a CTD were also conducted at the A01 near this current measurement site, to examine temporal variations of current structures relative to water mass distributions. During summer and autumn, baroclinic flows intensified between July and August, accompanied by sudden saline and temperature increases because of horizontal density gradients caused by lighter water from the M-SWCW inflows piling on the shelf area. Such intensified baroclinic flows, however, weakened around November, which may be due to a developed surface mixed layer, as discussed in Chapter 2 and decay of the Soya Warm Current (SWC) in the Okhotsk Sea. During winter and spring, Forerunner Coastal Oyashio Water (F-COW), which is warmer than the COW, intruded into the shelf area, and the barotropic flows intensified around December and January. These intensified barotropic flows weakened after February, while baroclinic flows were gradually predominant.

In Chapter 4, direct current measurements using a shipboard ADCP and concurrent hydrographic observations with a CTD were conducted around the shelf area between January and May 2005 to estimate volume transport of the Coastal Oyashio (CO), and to examine temporal evolution of hydrography in response to the changes in volume transport. The volume transport of the CO (T_{CO}) decreased from 0.79 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) in January to 0.21 Sv in March, and it further decreased to 0.12 Sv in May. Moreover, the timing of the maximum T_{CO} was not identical to the timing of the maximum COW extent. Such decreases in T_{CO} led to shoreward shift of a surface-to-bottom density front accompanied with a baroclinic jet, and accordingly relatively offshore saline OW inflows into the shelf area. As a result, salinity increased mainly in a deeper part of the shelf area, forming horizontal salinity gradients. Considering that density around these periods depends on salinity, such salinity gradients cause density gradients in the shelf area, changing nearshore current structures from relatively barotropic to baroclinic during winter and spring, as shown in Chapter 3.

In Chapter 5, the conclusion of this study was presented using schematic figures. The F-COW intrudes into the shelf area with rapid salinity decreases in December when barotropic flows are predominant. In the offshore area, the OW is distributed during January and May, while the COW is distributed along the coast. T_{CO} decreases during this period, and offshore saline OW flows into the shelf area. As a result, horizontal salinity gradients are formed in the shelf area, and nearshore current structures change from relatively barotropic to baroclinic during winter and spring. In the offshore area, the S-OW is distributed after June, while the S-COW spreads offshoreward from the shelf area during May and June, and stays at the surface until October. In the shelf area, coastal density current structures are conspicuous from August to October due to the M-SWCW inflows between July and August, and saline water supplied from upstream regions. However, those structures start to weaken around October, and the decay of SWC in the Okhotsk Sea, accordingly leads to the weakening of higher salinity water inflows. As stated above, current structures in the Doto area are closely related to the distributions of representative water masses.

Key words: Coastal Oyashio Water, Modified Soya Warm Current Water, Oyashio Water, Current structure, Volume transport

目次

- 第1章 はじめに
- 第2章 道東海域における水塊の季節変動
 - 2.1 はじめに
 - 2.2 資料と方法
 - 2.3 結果
 - 2.4 考察
- 第3章 道東陸棚域における流れ場の季節変動
 - 3.1 はじめに
 - 3.2 資料と方法
 - 3.3 結果
 - 3.4 考察
- 第4章 沿岸親潮流量の変動と海洋構造の変化
 - 4.1 はじめに
 - 4.2 観測とデータ
 - 4.3 結果
 - 4.4 考察
- 第5章 まとめと今後の課題
 - 5.1 まとめ
 - 5.2 今後の課題
- 謝辞
- 参考文献

第1章 はじめに

1.1 北海道東部太平洋海域の地形の概要

北海道東部太平洋海域（以降、道東海域と記す）は、北海道東部太平洋側の根室半島と襟裳岬の間に位置する海域である（Fig. 1-1）。200m 等深線（Fig.1-1 の点線で記す）以浅の陸棚域は、道東海域から襟裳岬を越えて日高湾へと続く北海道太平洋側の陸岸沿いに広く分布している（Fig.1-1）。道東海域の陸棚域の外側には、水深 200~1000m 付近に海底勾配が急なシェルフブレイクが位置し、沖側の千島海溝(Kuril-Kamchatka Trench)へ続いている（Fig.1-1）。

1.2 道東海域の水塊分布

親潮は低温・低塩分で高栄養であり、生物生産性が高く昔から黒潮と並んで日本人には馴染み深く、道東海域を特徴付ける代表的な海流である。北太平洋亜寒帯循環の一部を形成する親潮は、西岸境界流であり、千島列島中部海域でオホーツク海水と合流し、千島列島から道東海域の沖合域を南西に向かっ

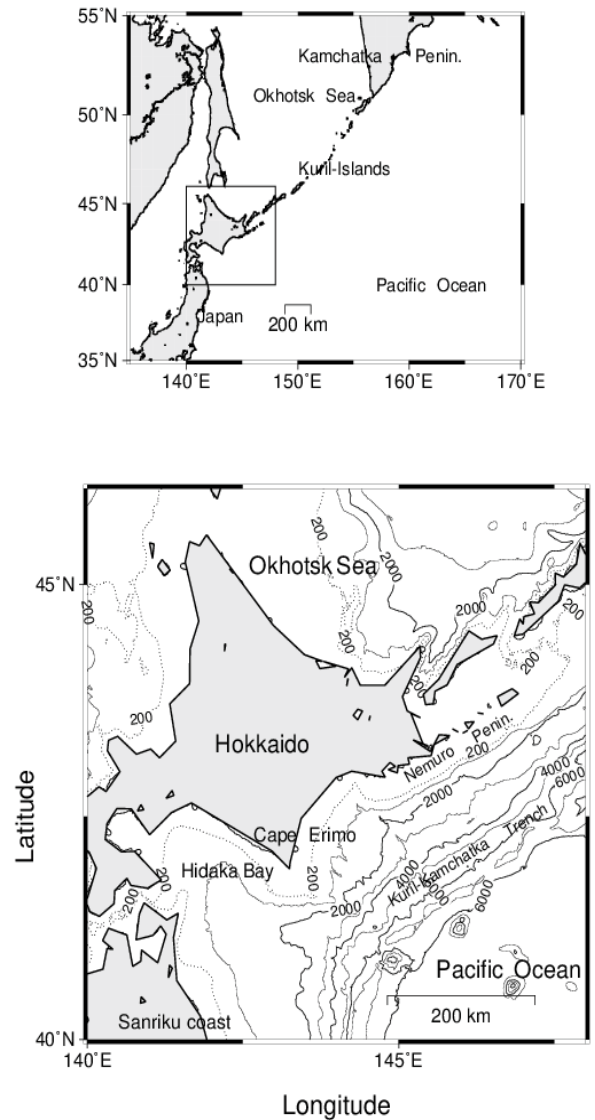


Figure 1-1. Bathymetry off the southeastern Hokkaido, Japan

て流れ（Fig.1-2）、オホーツク海の影響をうけた表・中層水を東北海域へと輸送している（大谷, 1989; Kono, 1997; Kono and Kawasaki, 1997b）。100m 深で水温 5°C の親潮前線（川合, 1972）より低水温の領域で表される親潮水域の面積は、本州東方海域では 3~4 月に極大になり、11~12 月に極小になるという明瞭な季節変化がみられるものの、道東海域だけを見ると、ほぼ周年を通じて親潮水が分布するため、秋季に若干その面積が減る以外に顕著な季節変化はみられない（吉田, 1992）。

一方、道東陸棚域では、周年を通じて低密度の軽い水が岸に捕捉された沿岸流（沿岸密度流）の構造を示し、親潮が流れる沖合域とは異なる季節変化がみられる（小笠原, 1987; 磯田ら, 2003）。この沿岸流を杉浦(1956)は十勝沖沿岸流と呼び、小笠原(1987)は道東沿岸流と呼んでいる。道東陸棚域では以下のように顕著な季節変化がみられる。

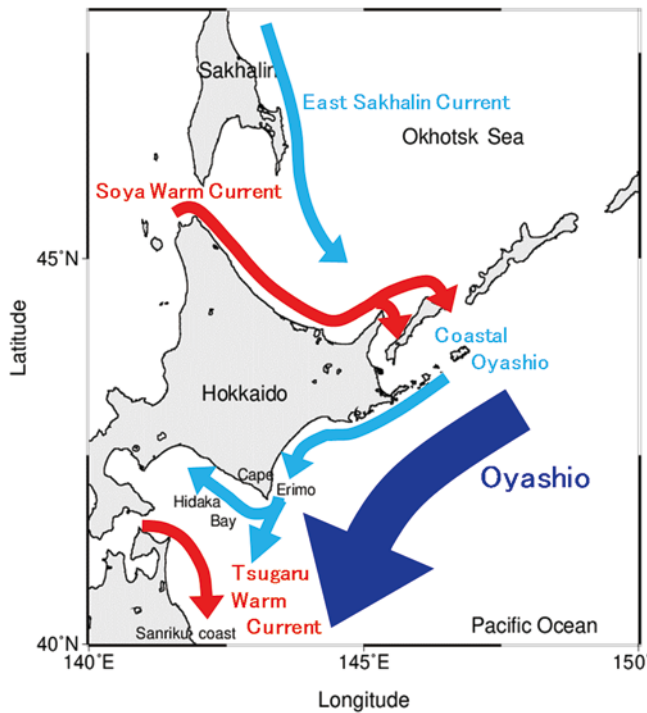


Figure 1-2. Schematic figure of hydrography around the southeastern Hokkaido, Japan

冬季～春季には、低温低塩分な水塊が北海道太平洋の岸沿いに広く分布する (Kono *et al.*, 2004)。この水塊を大谷(1971)は親潮沿岸水と呼び、流氷の影響を強調するため Oi 水という記号を用いている。また大谷は、Oi 水を水温 2°C 以下、塩分 33.0 以下の水塊と定義し、水塊の分布時期と水塊が持つ性質から、Oi 水はオホーツク海の融氷水が起源と推測している。村上 (1984) は、この Oi 水が沖合の親潮水より低温低塩分であり、春先の北海道～三陸沿岸域でもっとも軽い水として沿岸境界流的に振る舞うことから、Oi 水を沖合の親潮水と区別して沿岸親潮と呼び、冬季～春季の北海道岸沿いに分布する水塊として、近年はこの名称が定着している。沿岸親潮は Fig.1-2 に示すように、冬季～春季に道東海域を沿岸境界流として南下し、襟裳岬沖で 2 経路にわかれ、一方は岸にそって日高湾方面へ流入し (Rosa *et al.*, 2007)、もう一方は三陸沖方面に南下し (村上,1984)、異常冷水年には三陸沿岸まで到達し、異常低温により養殖ワカメを斃死させるなど水産業に大きな被害をもたらすことがある (奥田,1986)。一方、磯田ら(2003)は、冬季にオホーツク海のサハリン東岸に沿って南下する東樺太海流が沿岸親潮の起源と推測している。

夏季～秋季には、陸棚域に高温高塩分な水塊が分布する。この水塊は、宗谷暖流変質水と呼ばれており (阿部、藤井,1981)、オホーツク海の宗谷暖流がその起源と推測されている (小笠原,1987; 磯田ら,2003)。

Oguma *et al.* (2008)は、この水塊を TS ダイアグラム上で水温 7°C 以上、塩分 33.0-33.7 の範囲と定義している。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る過程で周囲の海水との混合し塩分が低下するため (Takizawa, 1982)、宗谷暖流変質水の塩分は宗谷暖流水の塩分 (33.6～34.2) よりもかなり低めである。

道東陸棚域に分布する水塊は、上述のようにいずれもその起源がオホーツク海にあると考えられている。オホーツク海では、例年 4 月に東樺太海流から宗谷暖流、11 月に宗谷暖流から東樺太海流への水塊交替がおきるといわれており (Itoh and Ohshima,2000)、下流域にあたる道東海域にもオホーツク海の水塊交替の影響が及ぶと考えられるが、道東海域へ到達するまでの水塊変質過程については、これまで殆ど明らかにされていない。

一方、Rosa *et al.* (2007) は、約 5 年間の北海道太平洋沖で取得された現場観測データを解析し、同海域における季節別の水塊配置を示している。彼らの結果から、同海域における季節毎の大まかな水塊配置はわかるものの、時間解像度が 3 ヶ月のため、水塊の出現時期や変質過程を追跡するには、時間間隔がやや粗い。また彼らの研究は、主として北海道太平洋西部海域の津軽暖流の消長に焦点を当てているため、沿岸親潮や宗谷暖流変質水のような道東海域を特徴付ける水塊の消長・変遷過程は、彼らの研究で十分に明らかにされたとはいえない。

1.3 道東海域の流れ場の構造

沖合域では、親潮をターゲットとしてとして係留系をもちいた直接測流が行われてきた。それによれば、親潮の流れは 400-500m 深において 10-20cm/s の大きさを持ち、順圧成分が大きく海底地形に沿った流れである (三宅ら, 1986; 川崎ら, 1990)。また、Uehara *et al.* (1997)の直接測流結果によれば、親潮の流れ場は高い平均流の運動エネルギーと低い渦運動エネルギーで特徴づけられるが、暖水渦の移動に伴う流速変動によって渦運動エネルギーが平均流の運動エネルギーよりも大きくなることもある。さらに、親潮の流れには季節変動がみられ、その最大流量は冬季に観測され、風の変動と良い対応があることが指摘されている (Kono and Kawasaki,1997a; 植原, 三宅, 1996)。

陸棚域の流れは、岸側に軽い水が捕捉された沿岸密度流の構造をもち、推測される地衡流バランスの方向から沿岸境界流 (花輪,1984) に属する流れである。この陸棚域の流れを、小笠原(1987)は道東沿岸流と呼んでいる。磯田ら(2003)は沿岸密度流の構造が、夏季に強

まり冬季に弱まることを指摘し、夏季は宗谷暖流の変質水、冬季は沿岸親潮と関連していると推測している。一方で磯田ら(2003)は、道東陸棚域を挟んだ上流と下流の水位差が冬季に大きくなることから、冬季に強い順圧流の存在が示唆されることを指摘している。Sakamoto *et al.* (2010)は、道東海域における沿岸親潮の流れ場を水平解像度 2 km の高解像度の数値モデルで再現し、1 月～4 月に相対的に低密度の沿岸親潮水が陸棚上を占めたときに、シェルフブレイク付近に、表層で最大 40cm/s に達する傾圧ジェットが出現することを示した。

このような、陸棚域における流れ場の構造に関しては、密度場の空間分布や断面構造の形状、水位差の変動や数値モデルなどから推定したものが多く、直接測流を元にした議論は少ない。その理由は、道東陸棚域は底曳網の操業や定置網の敷設など漁業活動が活発で、流速計の敷設が困難なことから、直接測流はこれまで殆ど行われていないことが一因として挙げられる。たとえ直接測流を行えた場合でも、流れ場の観測は調査船から行うしかなく、しかも短期観測になるため潮流の影響を十分に除去できず、陸棚域の流れ場の構造については未だ明らかにされていない。最近では、衛星データを用いて流れ場を計測する手法も盛んになっているものの、衛星観測では沿岸域の測定精度が悪いため(市川, 2002)、陸棚域の流れ場の把握にはどうしても直接測流が必要である。

1.4 道東海域の生物生産、水産業上の重要性

道東海域の沖合域は、春季になると大規模な植物プランクトンのブルーミングがおこる海域として知られ(Kasai *et al.*, 1997)、世界有数の生物生産性が高い海域である。そのため、この海域はマイワシ、マサバ、サンマ等の浮魚類の索餌域となっており、これらの魚の重要漁場が形成される(Watanabe and Nishida, 2002)。

陸棚域も生物生産が高く、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であり(水田, 2003)、スケトウダラ、さけ・ます類、かれい類などの魚介類が数多く漁獲される水産上重要な海域である。特に、この海域の生態系で重要な鍵種である、スケトウダラ太平洋系群にとっては生活史上重要な索餌域として機能し(志田, 西村, 2002; Nishimura *et al.*, 2002)、冬季に噴火湾口部の産卵場付近で孵化したスケトウダラは、日高湾沿岸を東進して夏季に道東海域に到達し、その後成熟までの数年間を道東陸棚域で過ごすと考えられている(本田ら, 2003)。

海洋環境変動が、基礎生産・二次生産を介して水産資源へ影響する可能性は、多くの水産研究者によって

認識されており、異常な高水温や低水温など、平年値からの著しい偏差や、道東海域に到来する沿岸親潮や宗谷暖流変質水などの勢力の強弱は、当該海域に生息する水産生物の分布域や回遊経路に大きく影響すると考えられる。しかしながら、当該海域において、そもそも長期間のデータを根拠とする海洋物理場の平均値について月単位レベルの時間スケールの記述がこれまで殆どされていないため、例えば、ある年の海洋環境の状態が平年と比べてどのくらい違うのかを定量的に把握できないのが現状である。

1.5 本研究の目的と内容

本研究では、道東海域において、海洋物理場の月別の気候値を作成するとともに、陸棚域における直接測流による流れ場の観測結果を用いて、当該海域における水塊分布やその変質過程、および水塊分布と流れ場の構造との関係を明らかにすることを目的とした。さらに 2005 年冬季～春季に得られた船舶の直接測流データと CTD データを用いて、当該海域の重要な指標水塊である沿岸親潮の流量変動を見積もるとともに、その流量変動が道東陸棚域の水塊および流れ場の構造の変化に及ぼす影響を明らかにすることを目的とした。

第 2 章では、道東海域で 1982 年～2011 年の約 30 年間に取得された現場観測データを用いて、同海域における海洋物理場の気候値を月別に作成し、海洋構造の空間分布の月変化を示すとともに、指標水塊の消長・変質過程を調べた。第 3 章では、2003 年 7 月～2005 年 7 月の 2 年間、道東厚岸沖の陸棚上に設置した海底設置型 ADCP の測流データと、その近傍の CTD データを解析し、流れ場の構造の時間変動と水塊分布との関係を調べた。第 4 章では、2005 年の冬季～春季の 3 回の観測時に行われた船底式 ADCP による直接測流と CTD データを用いて沿岸親潮の流量の見積もりを行うとともに、その流量変動が陸棚域の海洋構造に及ぼす影響を調べた。第 5 章では、第 2～4 章までで得られた結果をまとめつつ、本研究の結論を模式図を用いて記述するとともに、今後の課題を述べた。

なお、沿岸親潮は、流れを指す場合と水塊を指す場合があるため、それぞれを指す概念として、以降の本論中では Coastal Oyashio (CO) と Coastal Oyashio Water (COW) と表記する。

第2章 道東海域における水塊の季節変動

2.1 はじめに

第1章で述べたように、道東海域における海洋構造および水塊分布については、スナップショット的な海洋観測結果を中心に次第に明らかにならつつあるが、長期間データに基づく海洋物理場の気候値が提示された研究例は非常に少なく、その一つとして、Rosa *et al.* (2007) の研究があげられる。彼らは、約5年間の北海道太平洋沖で取得された現場観測データを元に、季節毎の水塊配置図を提示しているが、時間解像度が3ヶ月で時間間隔がやや粗く、COW や宗谷暖流変質水のような道東海域を特徴付ける水塊の消長・変遷過程は十分に明らかにされたとはいえない。海洋物理場を記述する時間スケールを月単位レベルまで細かく設定することにより、水塊交替時期の特定、水塊の消長・変遷過程を調べることが可能になると考えられる。

月別の気候値は、数値モデルの妥当性を検証するのにも有効と考えられる。中村ら (2003) は水平解像度12kmの海洋大循環モデルによる数値実験を行い、CO が沿岸付近の水平密度勾配で駆動される流れであり、西岸境界流の親潮とは区別されると結論づけている。また、Sakamoto *et al.* (2010) の数値モデルによれば、1月前半頃に高温高塩分な水が、低温低塩分なCOWに切り替わる。このようなモデルで表現される現象は、現場観測に基づく気候値で確かめる必要がある。

道東海域では、海洋環境変動が水産生物へ与える影響の解明を目的として、水産研究所、水産試験場を中心に数多くの定期的な海洋調査が古くから実施され、膨大な観測資料が蓄積されている。これらを活用すれば、当該海域における水塊の出現時期、その消長・変遷過程の追跡だけでなく、数値モデルの検証も可能になると考えられる。そこで本章では、道東海域において、長期間の現場観測データを用いて海洋物理場の月別気候値を作成し、それらを用いて水塊交替やその変質過程を議論した。

2.2 資料と方法

2.2.1 解析に用いたデータ

本章では、水産庁および(独)水産総合研究センター北海道区水産研究所が厚岸沖定線(以降、Aラインと記す; Fig. 2-1の実線)調査、および資源評価調査等で取得した海洋物理データを主として用いた。これに加

えて、地方独立行政法人北海道立総合研究機構水産研究本部中央水産試験場ホームページに掲載されている公開データ

(<http://www.hro.or.jp/list/fisheries/research/central/section/kankyou/youhou.html>), および気象庁ホームページに掲載されている公開データ

(http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/vessel_obs/data-report/html/ship/ship.php)も解析に用いた。これらのデータはCTDだけでなく、STDで測定されたデータも含んでおり、この中から水温と塩分の両方が揃っているものだけを解析に用いた。このうち、データ量が豊富な10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200mの8層の基準層のデータを解析に用いた。

生データのうち、水温は -2°C より低い値か 30°C より高い値、塩分は、29より低い値か35より高い値の、当該海域では明らかに異常な値を除去した。解析に用いたデータの空間分布を月別に Fig. 2-2 に示した。さ

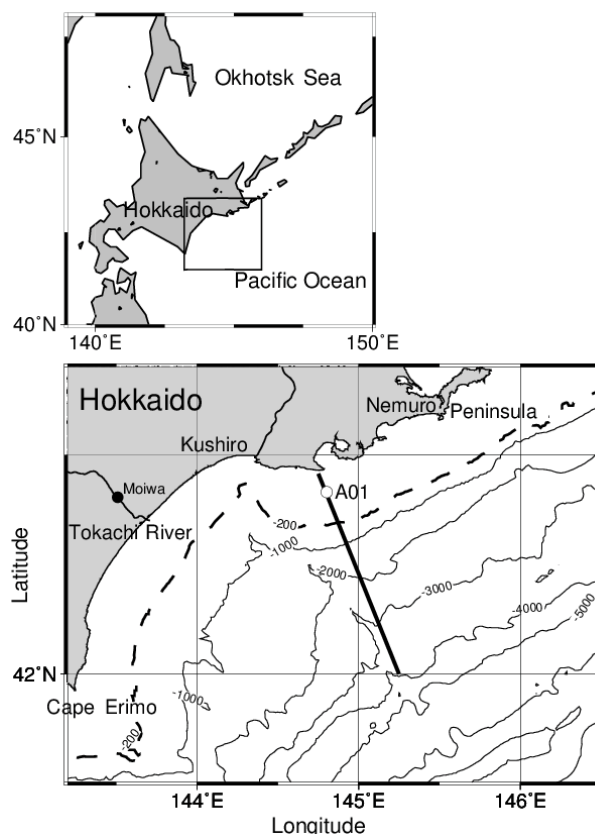


Figure 2-1. Bathymetry off the southeastern Hokkaido, Japan. Dashed line indicates 200m depth isobath line. Thick line and open circle (A01) denote the regular observational line, which is called the A-line, for cross sections of Figs. 2-11 - 2-14, and observational point for Fig. 2-17, respectively. The closed circle labeled with “Moiwa” indicates observational point of river discharge at a downstream site of the Tokachi River (Fig. 2-16)

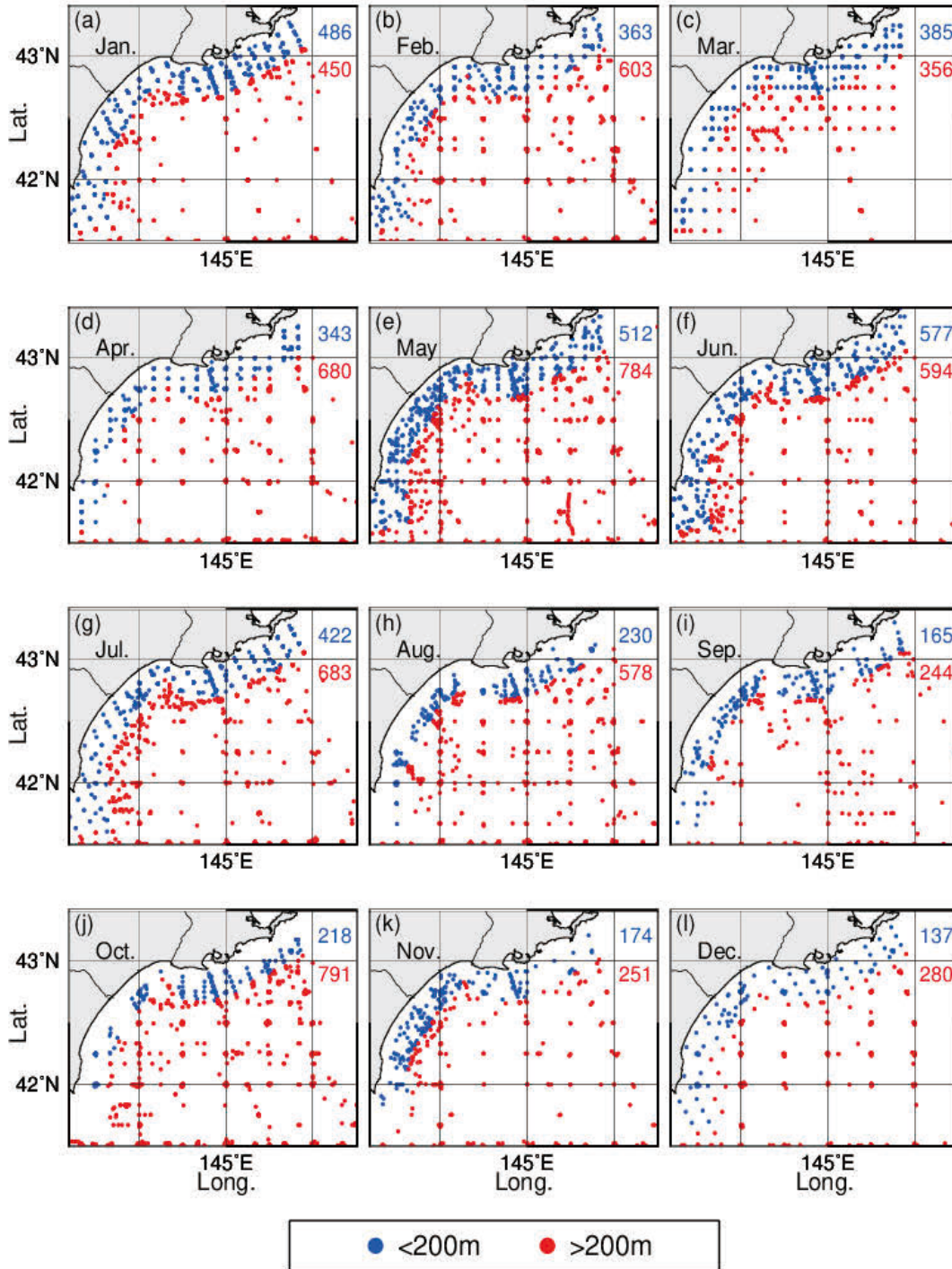


Figure 2-2. Spatial distribution of hydrographic stations in each month. Blue circles and red ones denote points shallower than 200m depth, and ones deeper than 200m depth, respectively. Blue characters and red ones denote the number of stations shallower than 200m, and the number deeper than 200m depth, respectively

らに、それぞれの年のデータ数と、各月のデータ数を、それぞれ Fig. 2-3 の(a)と (b)に示す。解析期間は1982年の1月から2011年3月までの約30年間である。月によってデータ数の分布にややばらつきがあるものの、全ての月で概ね一定量のデータが確保できている。

2.2.2 可変型ガウシアン内挿法

海洋物理場の月別気候値を求めるため、清水、伊藤(1996)の可変型ガウシアン内挿法を用いて水温・塩分データを月別にグリッド化した。この方法は、広範囲

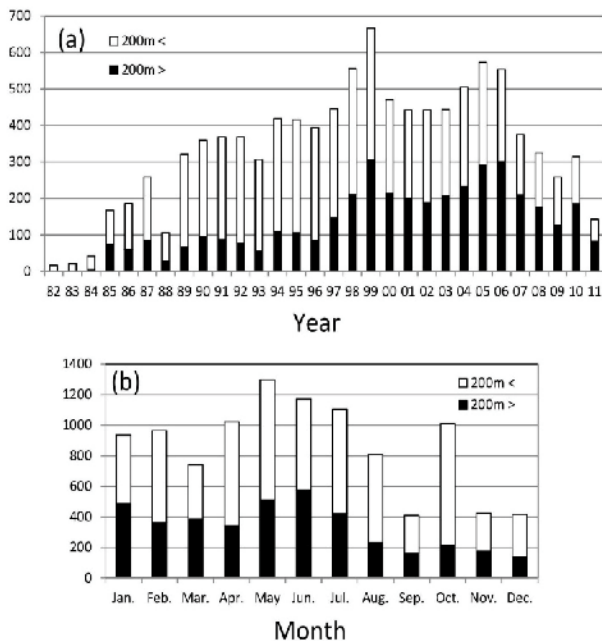


Figure 2-3. Data numbers in each year (a) and those in each month (b). Black regions and white ones in each graph denote counts shallower than 200m depth, and ones deeper than 200m depth, respectively

に不規則に分布している観測データを内挿しグリッド化するもので、内挿する空間スケールがデータの粗密に応じて変化するという特性を持つ。この手法は、等値線を描くのに適しており、東北海区の各層毎の水溫分布図を描くのに実用化されている (<http://tnfri.fra.affrc.go.jp/kaiyo/temp/temp.html>)。本研究では、この内挿法を用いて緯度・経度 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ で各月毎に観測データのグリッド化を行った。本研究で見積もられた月別気候値は、ほぼ 30 年間の長期間のデータに基づいており、Rosa *et al.* (2007) が算出した気候値よりもはるかに解析期間が長く、道東海域において信頼性が高く、かつ細かい時間スケールの海洋構造と水塊分布を記述することができる。

2.2.3 河川データ

陸棚域における塩分分布への河川の影響を調べるため、国土交通省の水質水文データベース (<http://www1.river.go.jp/>) で公開されている、十勝川下流域の茂岩測候所 (Fig.2-1 の●印) で測定された河川流量データをダウンロードし、1982年1月～2010年12月までのデータから河川流量の平均値を月別に計算した。

2.3 結果

2.3.1 水塊分類

Hanawa and Mitsudera (1987) は、三陸海域において水塊分類を行い、水溫 7°C 以上、塩分 33.0-33.7、密度 26.7 以下の水塊を親潮水 (Oyashio Water ;OW) 、水溫 2°C 以下、塩分 33.0 以下を沿岸親潮水 (Coastal Oyashio Water ;COW: 大谷,1971) 、水溫 5°C 以上、塩分 33.7-34.2 を津軽暖流水 (Tsugaru warm Water; TW) 、塩分 34.2 以上、密度 24.0-26.7 を黒潮系水 (Kuroshio Water ;KW) 、密度 26.7 以上を底層水 (Cold Low-layer water ;CL) 、そして TW, KW, OW および COW の領域より高温な表層水 (Surface Water; SW) と分類した。

道東海域ではこれまで系統だった水塊分類は行われていないものの、北海道周辺海域では、過去に Hanawa and Mitsudera (1987) の水塊分類に基づいた研究が数多く行われている (例えば、Oguma *et al.*, 2008; Rosa *et al.*, 2007; Yabe *et al.*, 2011)。そこで、本論もこの水塊分類を基準にしたものの、道東海域の水塊特性に応じて以下の点を考慮した。水溫 2°C 以上で塩分 33.0 以下の水を、Rosa *et al.* (2007) は、表層沿岸親潮水 (Surface COW; S-COW) と定義している。また Oguma *et al.* (2008) は、道東海域において水溫 7°C 以上、塩分 33.0-33.7 の水を宗谷暖流変質水 (Modified Soya Warm Current Water ;M-SWCW) と定義している。本研究においても、これらの範囲の水塊を、過去の上記の研究と同様に S-COW, M-SWCW と分類した。なお TW は、襟裳岬より東の海域には殆ど出現しないことや (Rosa *et al.*, 2007) 、TS ダイアグラム上において道東海域で TW に分類される水は、少なからず KW の影響を受けていると考えられるので、本論では TW の範囲の水を KW とする同時に、TW と KW より高温領域、すなわち密度が 24.0 より軽く、塩分が 33.7 より高塩分な領域の水についても KW と定義した。結果として、Hanawa and Mitsudera (1987) で SW の領域の水は、本論では S-COW, M-SWCW, KW に分類される。以上のことをまとめて道東海域の水塊分類を TS ダイアグラム上に記述すると Fig.2-4 のようになり、道東海域の水塊は結果的に COW, S-COW, OW, M-SWCW, KW, CL の 6 種類に分類される。

なお、本論で M-SWCW と定義した水塊範囲は、Rosa *et al.* (2007) では OW が表層加熱により昇温した表層親潮水 (Surface OW; S-OW) と定義されている。したがって、TS ダイアグラム上で S-OW と M-SWCW の範囲が交錯するため、水溫・塩分だけで両水塊を区別するのは極めて難しい (Fig. 2-4)。この問題については 2.4.2 節で議論する。

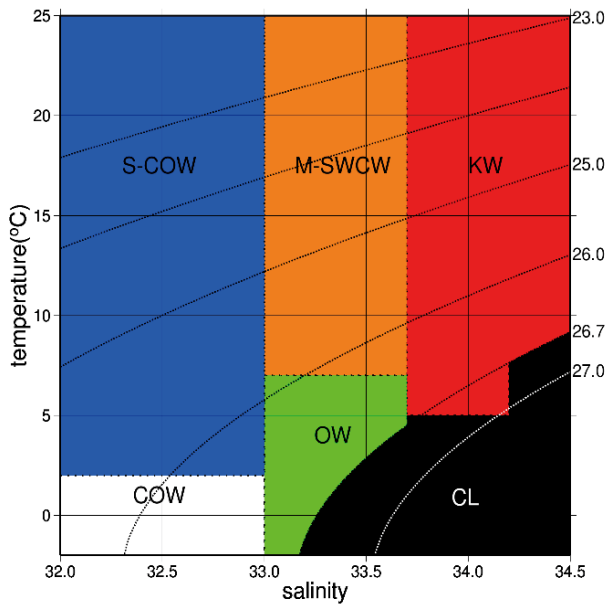


Figure 2-4. Classification of the water masses adopted in this study. White, Blue, orange, green, red and black area denote regions of Coastal Oyashio Water (COW), Surface COW (S-COW), Modified Soya Warm Current Water (M-SWCW), Oyashio Water (OW), Kuroshio Water (KW) and Cold Low water (CL), respectively

2.3.2 TS ダイアグラムを用いた水塊分析

全てのデータを、上記の水塊定義の領域とともに TS ダイアグラム上に月別にプロットすると Fig. 2-5 のようになる。観測が行われた場所の水深に応じて、200m 等深線 (Fig.2-1 の破線) より浅い陸棚域 (青) と、それより深い沖合域 (赤) のデータに分類すると、陸棚域と沖合域の水塊の経月変化は以下のように記述できる。

陸棚域のデータは、1月～4月には主として COW の領域に分布する (Figs. 2-5a～d)。4月以降に昇温がすすみ、5月～7月になると S-COW の領域を中心に分布するようになる (Figs. 2-5e～g)。7月～8月の間に水温・塩分は大幅に上昇し、8月以降は、M-SWCW の領域を中心に分布するようになる (Figs. 2-5h～l)。塩分は8月以降は殆ど一定で、陸棚域では沖合域と比べて 33.0-33.7 の狭い範囲を中心に分布する (Figs. 2-5h～l)。M-SWCW は10月以降に冷やされ、12月には水温 7-8°C、塩分 33.2-33.3 の範囲を中心とした水温・塩分ともに鉛直一様な水塊が分布するようになる (Fig. 2-5l)。水温と塩分は12月～1月の間に大幅に低下し、12月には陸棚域のデータは COW の領域には全く分布せず、逆に1月には M-SWCW の領域に全く分布しないことから、M-SWCW から COW への水塊交替

は、ほぼ例外なく12月～1月の間の極めて短期間におきることが示唆される (Figs. 2-5l,a)。

沖合域のデータは、陸棚域のデータと交錯する部分が多いものの、1月～7月は陸棚域と比べて高温高塩分側に分布する (Figs. 2-5a～g)。33.7 より高塩分の KW の領域の水は沖合域しか分布せず、陸棚域には殆ど出現しない。そのような高塩分水は、主として道東沿岸からかなり沖へ離れた 42°N より南の海域に分布し、黒潮続流から切り離された暖水渦 (Mizuno and White 1983; Yasuda *et al.*, 1992) や、それらの渦から切り離された北上暖水 (荻島ら, 1987) が起源と考えられる。

2.3.3 水塊の空間分布と鉛直分布の月変化

Fig.2-5 の TS ダイアグラム上に出現した水塊がどのように分布するかを把握するため、これらの水塊の鉛直・水平分布の月別変化を調べた。50m 深における水温、塩分、密度の空間分布を Figs. 2-6～2-8 にそれぞれ示した。さらに、Fig.2-4 で定義した指標水塊の空間分布の月別変化を Fig.2-9 に示した。なお Hanawa and Mitsudera (1987) は、任意の海域において出現する平均的な水塊を議論する際、水温・塩分値を単純に平均した場合、現実には存在しない水塊を作り出してしまう恐れがあるため、水塊の平均的な状態を適切に表現するのに水系の概念を提唱しており、これは、与えられた観測点、水深において最も高頻度に観測される水塊として定義される。このため、我々が作成した月別気候値の妥当性を検証するため、生データに対して Hanawa and Mitsudera (1987) と同様の水系解析を月別に実施した結果を Fig. 2-10 に示す。これをみると、Fig.2-9 の月別気候値と分布傾向に大きな違いは見られないことから、我々の月別気候値は概ね妥当と判断できる。さらに、月別気候値から A ライン部分 (Fig.2-1 の実線部分) を抽出した、水温、塩分、密度、および指標水塊の月別断面を、それぞれ Figs. 2-11～2-14 に示す。これらをみると、沖合域の 50m 以深には、ほぼ周年を通じて OW が分布し、殆ど季節変化はみられない (Fig. 2-14)。しかしながら、沖合域表層、および陸棚域では以下のような顕著な季節変化が見られた。

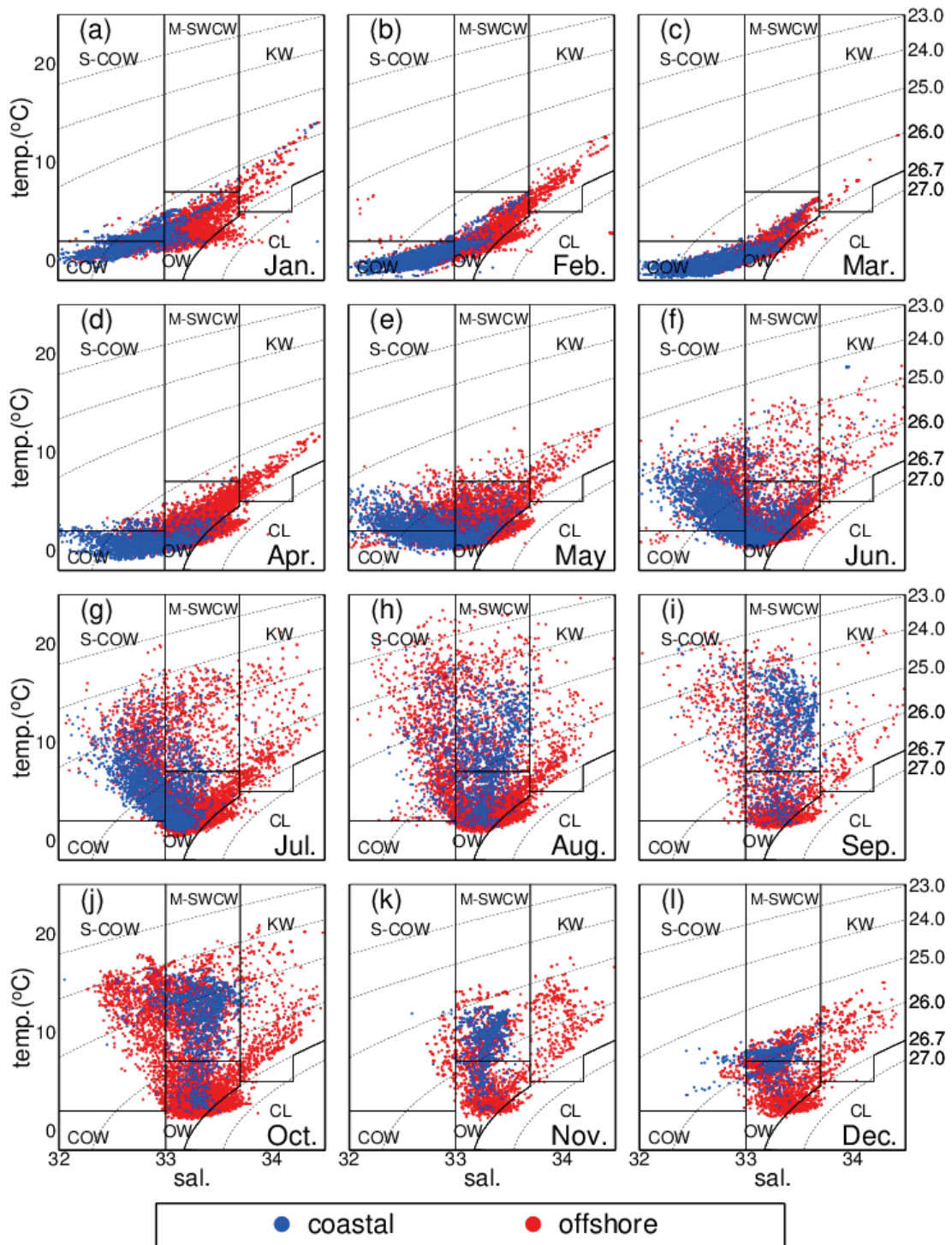


Figure 2-5. Temperature-Salinity diagrams for each month. Blue symbols and red ones denote stations shallower than 200m depth, and stations deeper than 200m depth, respectively. COW, S-COW, M-SWCW, OW, KW and CL denote regions of Coastal Oyashio Water, Surface COW, Modified Soya Warm Current Water, Oyashio Water, Kuroshio Water and Cold Low water, respectively

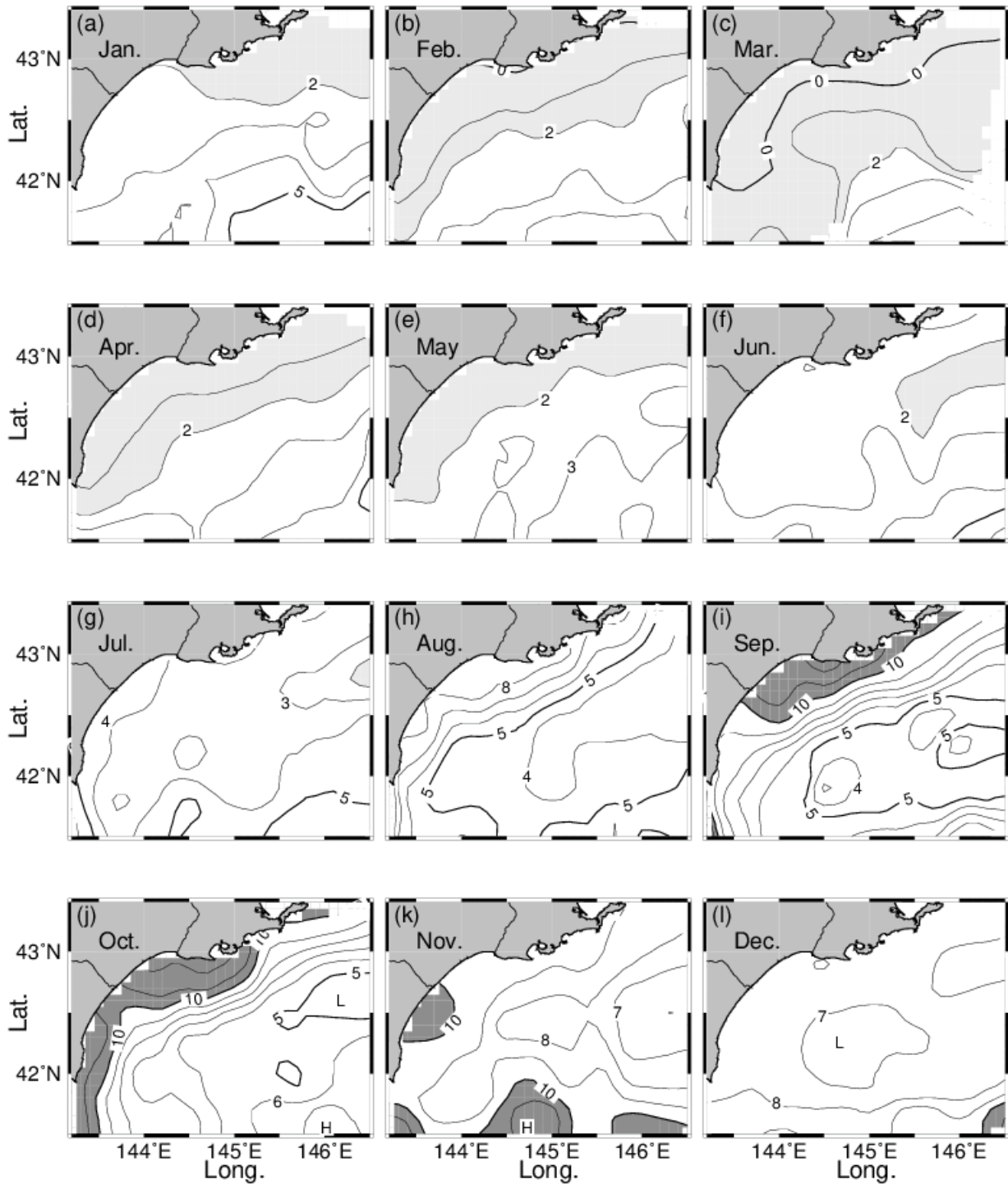


Figure 2-6. Monthly variations in spatial distributions of temperature at 50m depth, estimated using the Flexible Gaussian Filter (Shimizu and Ito, 1996)

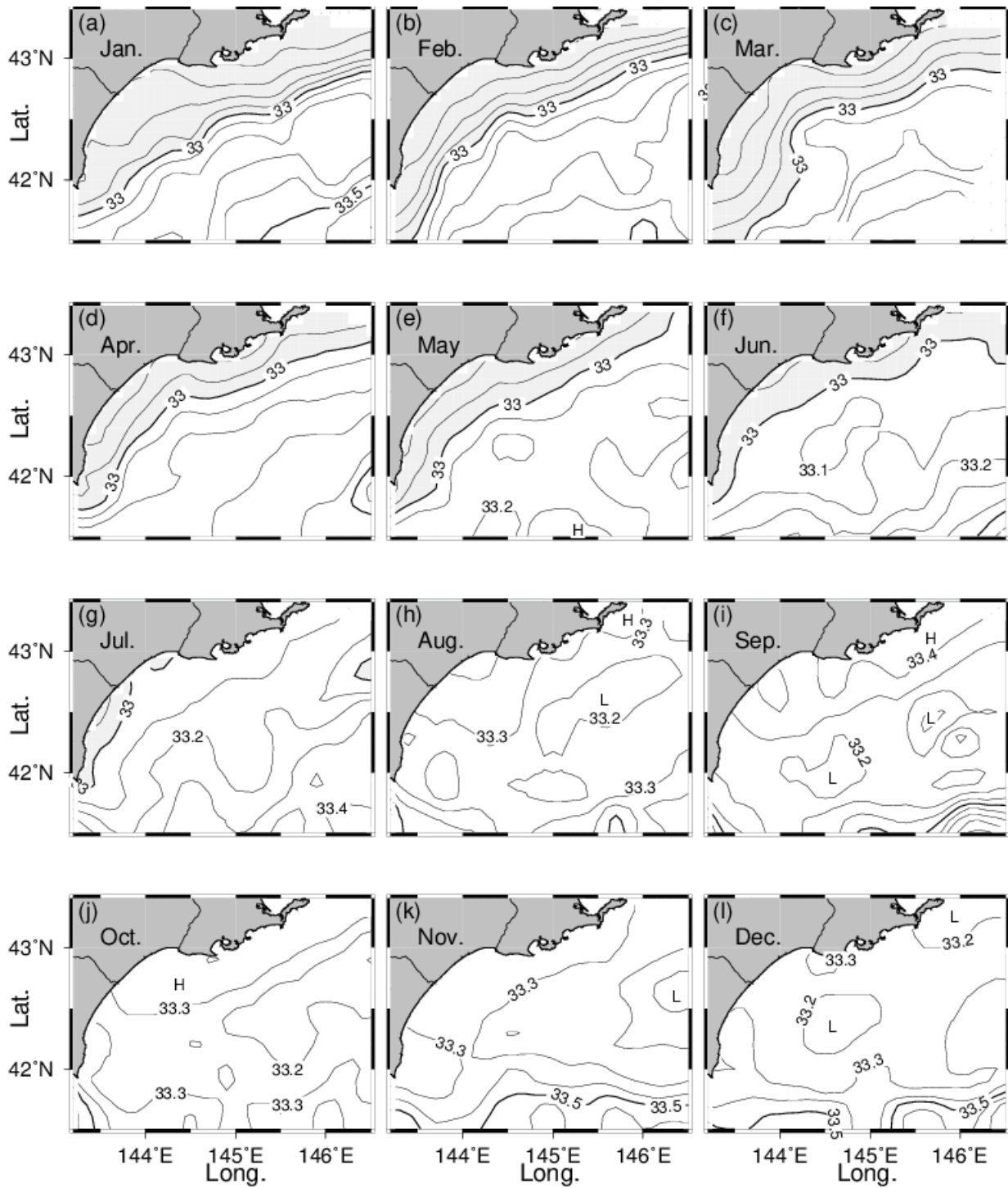


Figure 2-7. Same as Fig. 2-6 except for salinity

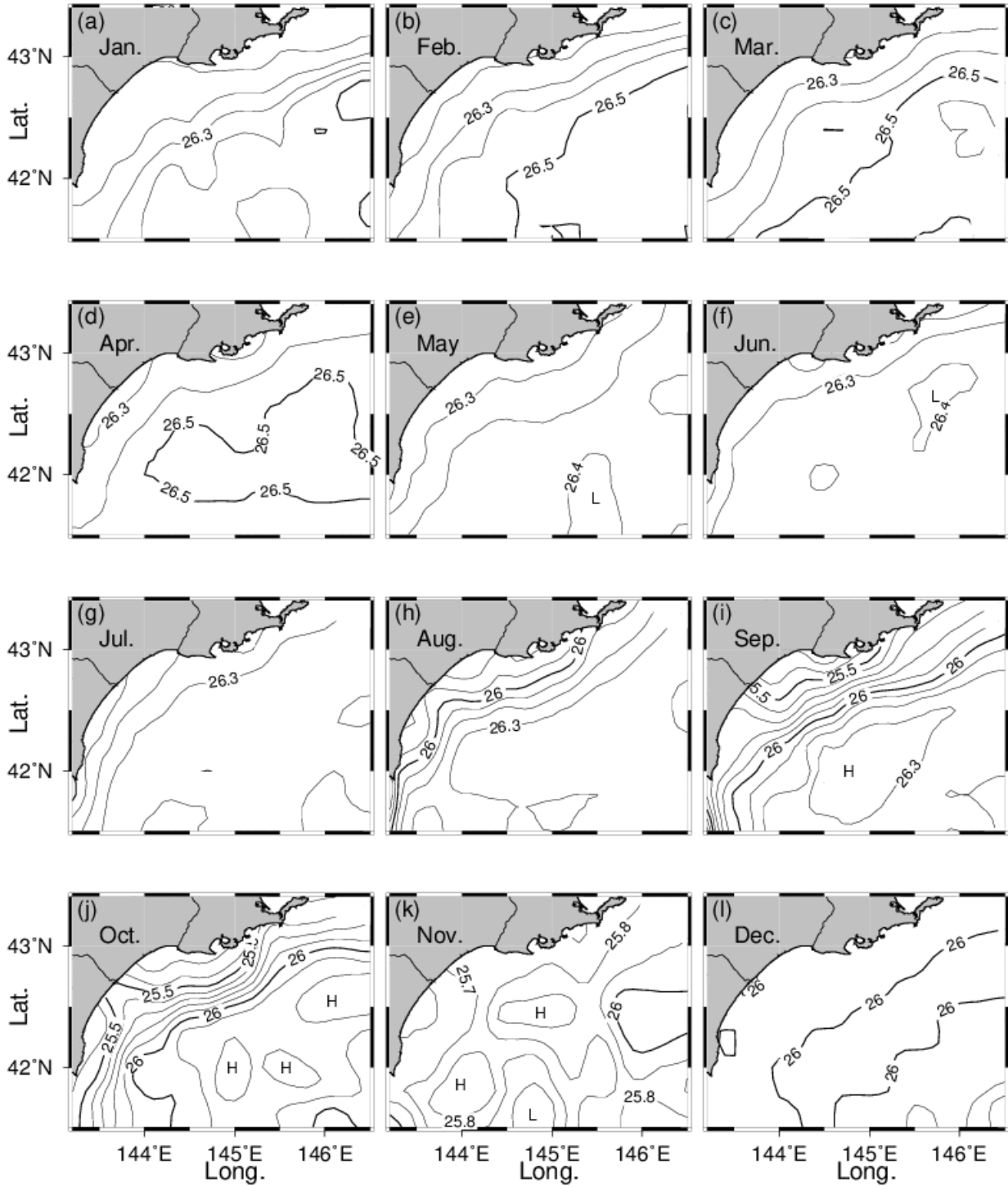


Figure 2-8. Same as Fig. 2-6 except for density

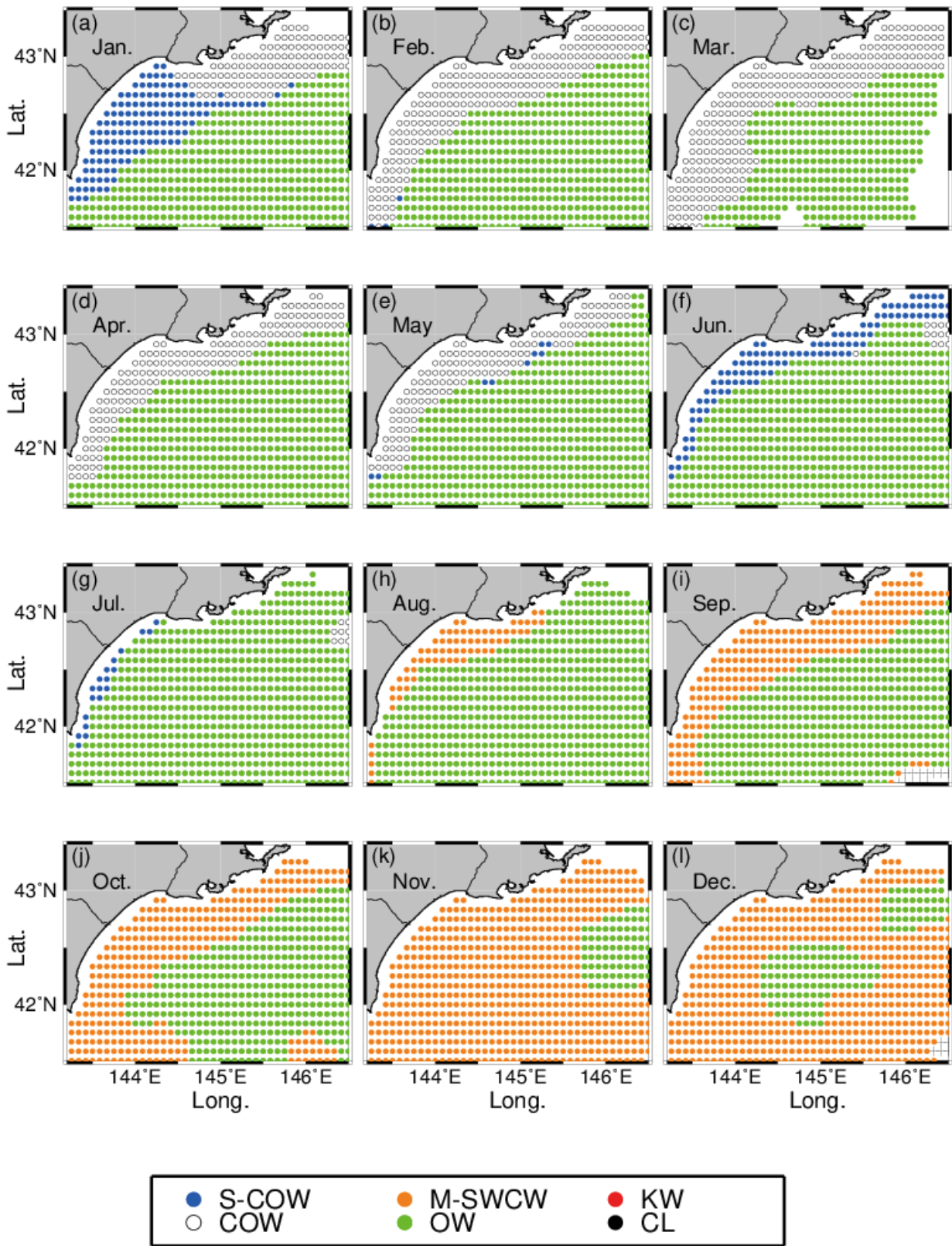


Figure 2-9. Monthly variations in spatial distributions of water masses at 50m depth. White, blue, orange, and green area denote regions of COW, S-COW, M-SWCW and OW, respectively

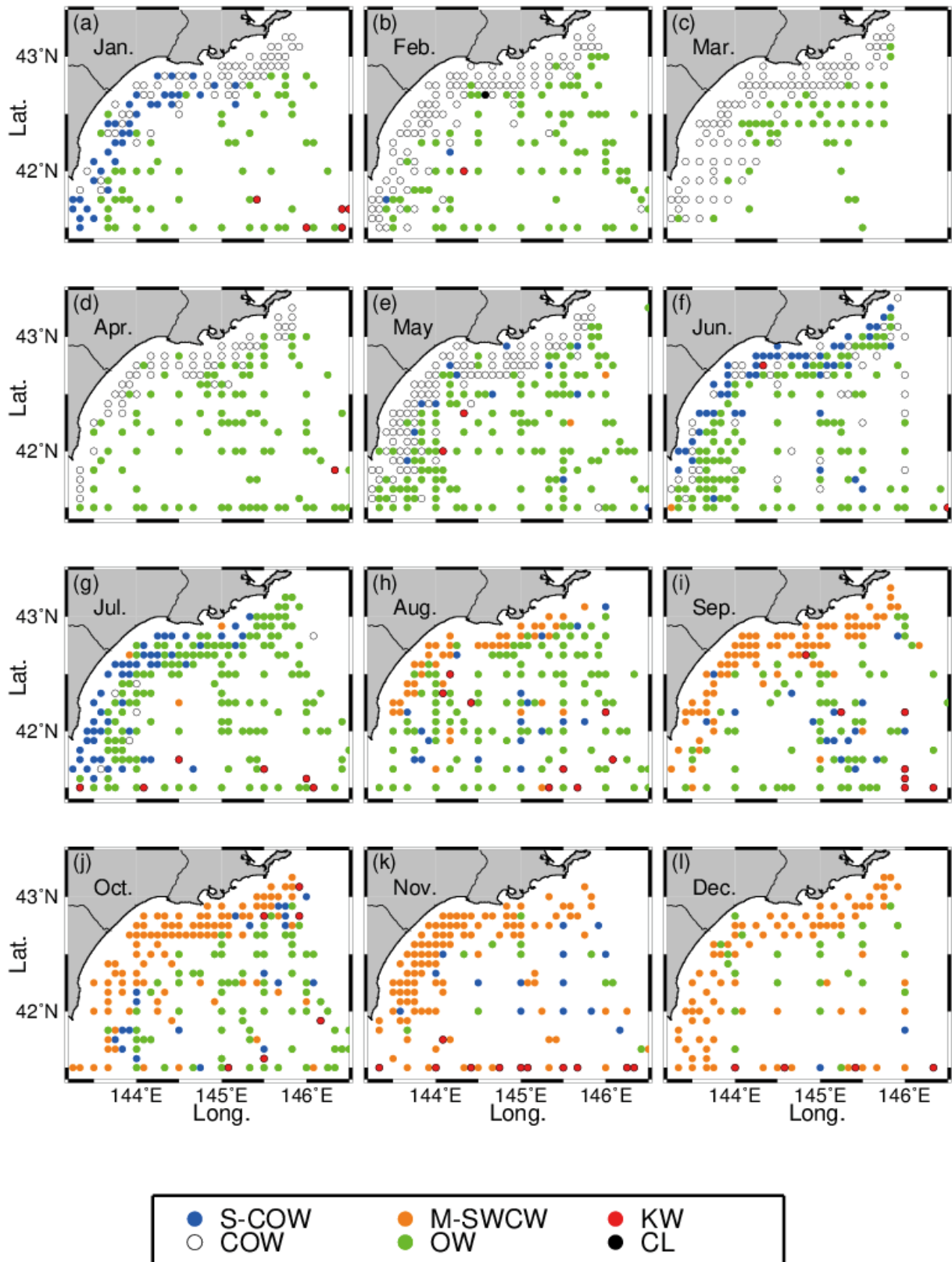


Figure 2-10. Monthly variations in spatial distributions of water system distributions at the 50m depth, White, blue, orange, green, and red symbols denote COW, S-COW, M-SWCW, OW and KW, respectively

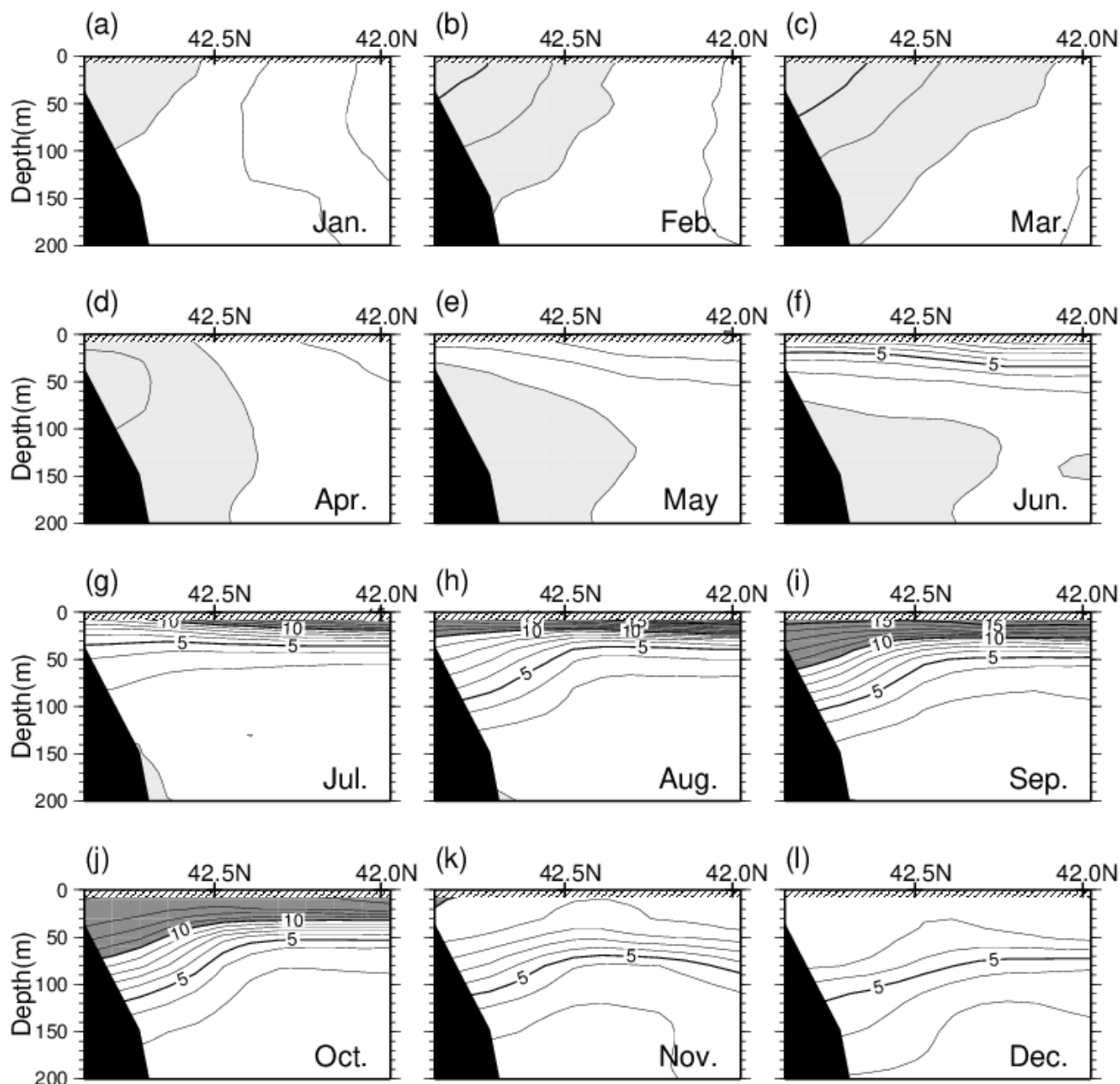


Figure 2-11. Monthly variations in the vertical cross-section of temperature on the A-line (thick line shown in Fig. 2-1)

1月～7月は、陸棚域には沖合域より低温低塩分な水が分布し(Figs. 2-6a～g, 2-7a～g, 2-11a～g, 2-12a～g), その結果として低密度水が岸に捕捉された、弱い沿岸密度流の構造がみられる (Figs. 2-8a～g, 2-13a～g)。1月には COW が北東側の海域に出現し (Fig. 2-9a), 1月～5月は岸側の100m以浅に分布する(Figs. 2-9a～

e, 2-14a～e)。COWは、年間を通じて最低水温になる3月に、その分布域が最も沖合まで広がる (Figs. 2-6c, 2-7c, 2-9c, 2-11c, 2-12c)。5月になると、S-COWが陸棚域表層に出現し、6月になると42.5Nよりも南側まで分布域が拡大する(Figs. 2-14e～f)。

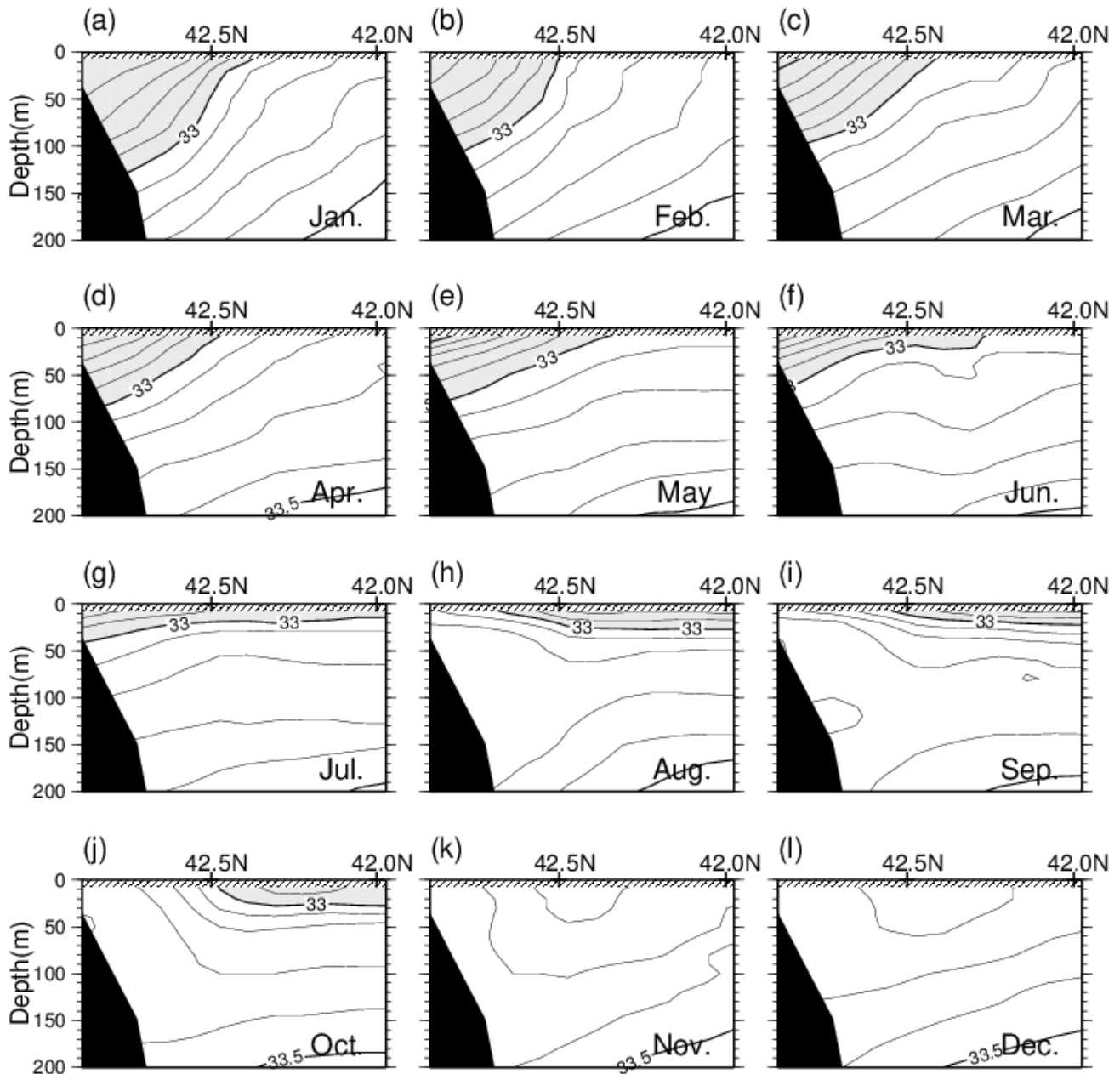


Figure 2-12. Same as Fig. 2-11 except for salinity

8月～12月には、陸棚域には沖合域より高温高塩分な水が分布する(Figs. 2-6h～l, 2-7h～l, 2-11h～l, 2-12h～l)。M-SWCWは8月に陸棚域に出現し(Figs. 2-9h, 2-14h), 8月～10月には岸側の低密度水の等値線が密となり(Figs. 2-8h～j, 2-13h～j), 強い西～南西向きの流れが示唆されるものの、この構造は11月以降不明瞭になる(Figs. 2-8k～l, 2-13k～l)。一方、11月以降の水

温は海面冷却の影響でしだいに均一化し、上層には表層混合層が発達するようになる(Figs. 2-11k～l)。

12月～1月の間に Fig. 2-5 の TS ダイアグラムでもみられたように、陸棚域では M-SWCW から COW への水塊交替が急激に起きる(Figs. 2-9l, a, 2-14l, a)。このような1月頃に COW が急激に出現することは、Sakamoto

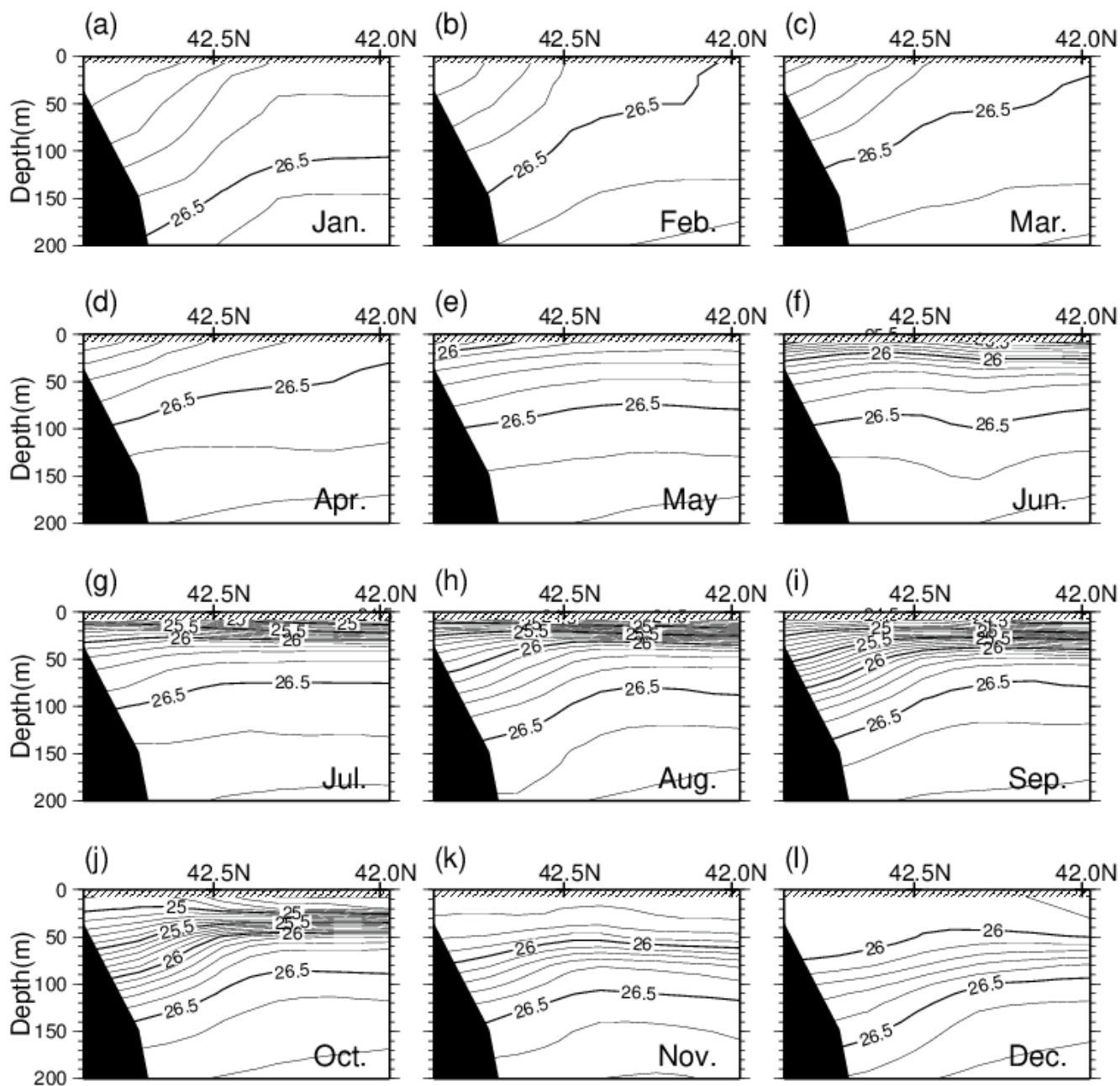


Figure 2-13. Same as Fig. 2-11 except for density

et al. (2010)の数値モデルでも再現されている。

以上述べたように、我々が計算した月別気候値は、道東海域における指標水塊の月別変化を詳細に記述しており、水塊の空間的な広がりやその交替プロセスなどを明瞭に示している。一方、Rosa *et al.* (2007)は、北海道太平洋海域において、全観測数に対する出現した当該水系の比率で定義される水系安定度を見積も

っており、沖合域では年間を通じてその安定度が低くなっている。このことは、沖合域では黒潮続流から切り離された暖水渦やそれらの渦から派生した北上暖水の影響などにより、経年変動が大きいことを示唆している。したがって、本研究の月別気候値も、沖合域で平滑化されている可能性があることに注意する必要がある。

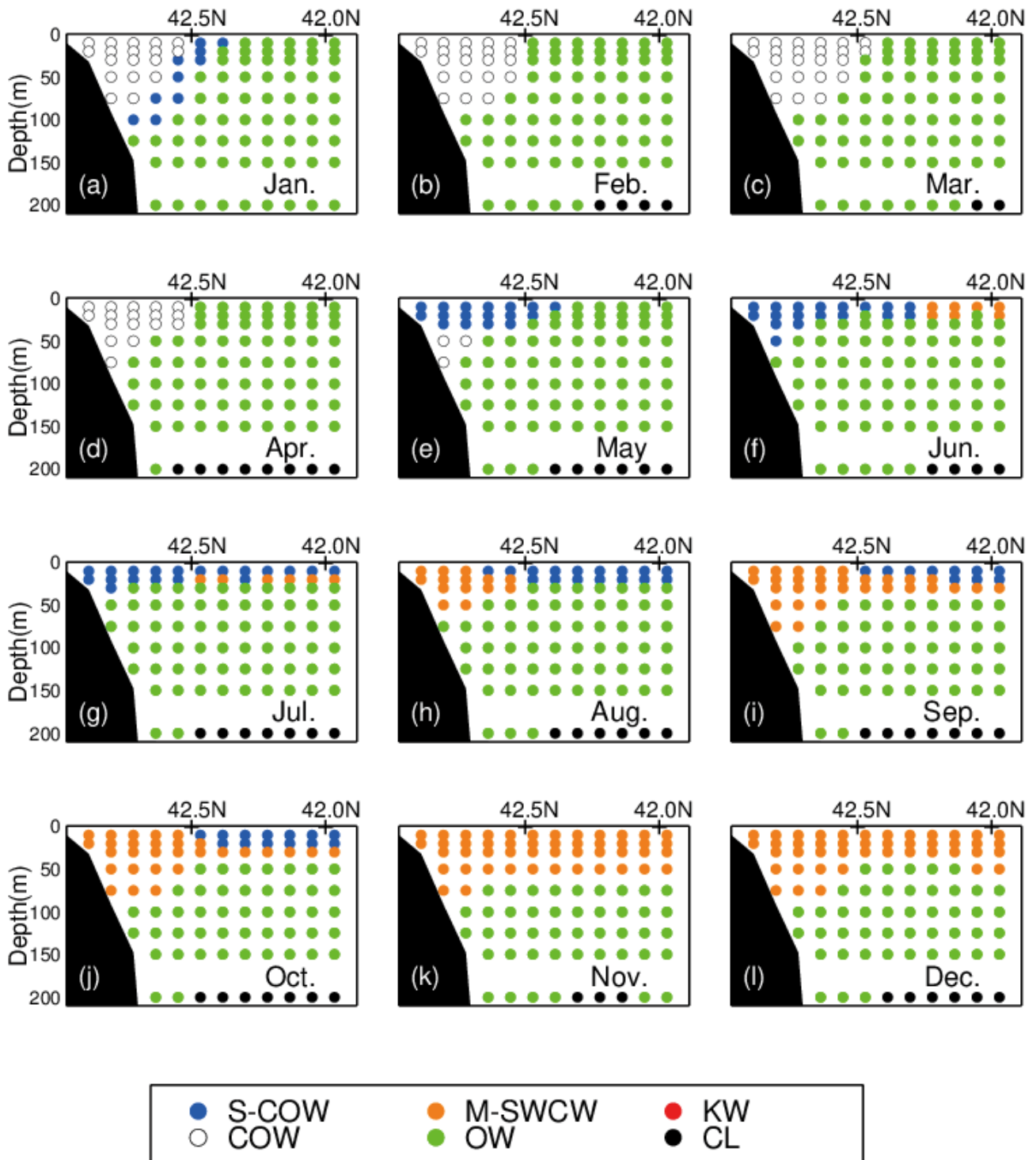


Figure 2-14. Monthly variations in the vertical cross-section of water masses on the A-line (thick line shown in Fig. 2-1). White, blue, orange, green and black areas denote regions of COW, S-COW, M-SWCW, OW and CL, respectively

2.3.4 S-COW の月別変化

A ライン断面で見ると、S-COW は 10-30m 深に分布し(Figs. 2-14e~j), 5 月に岸沿いの海域に出現し、6

月以降その分布域が沖側へ拡大する(Figs. 2-14e~g)。そこで、この低塩分水の空間的な広がりやの時間発展を調べるため、S-COW が主として分布する 10m 深における低塩分水の空間分布の月別変化を Fig.2-15 に示した。

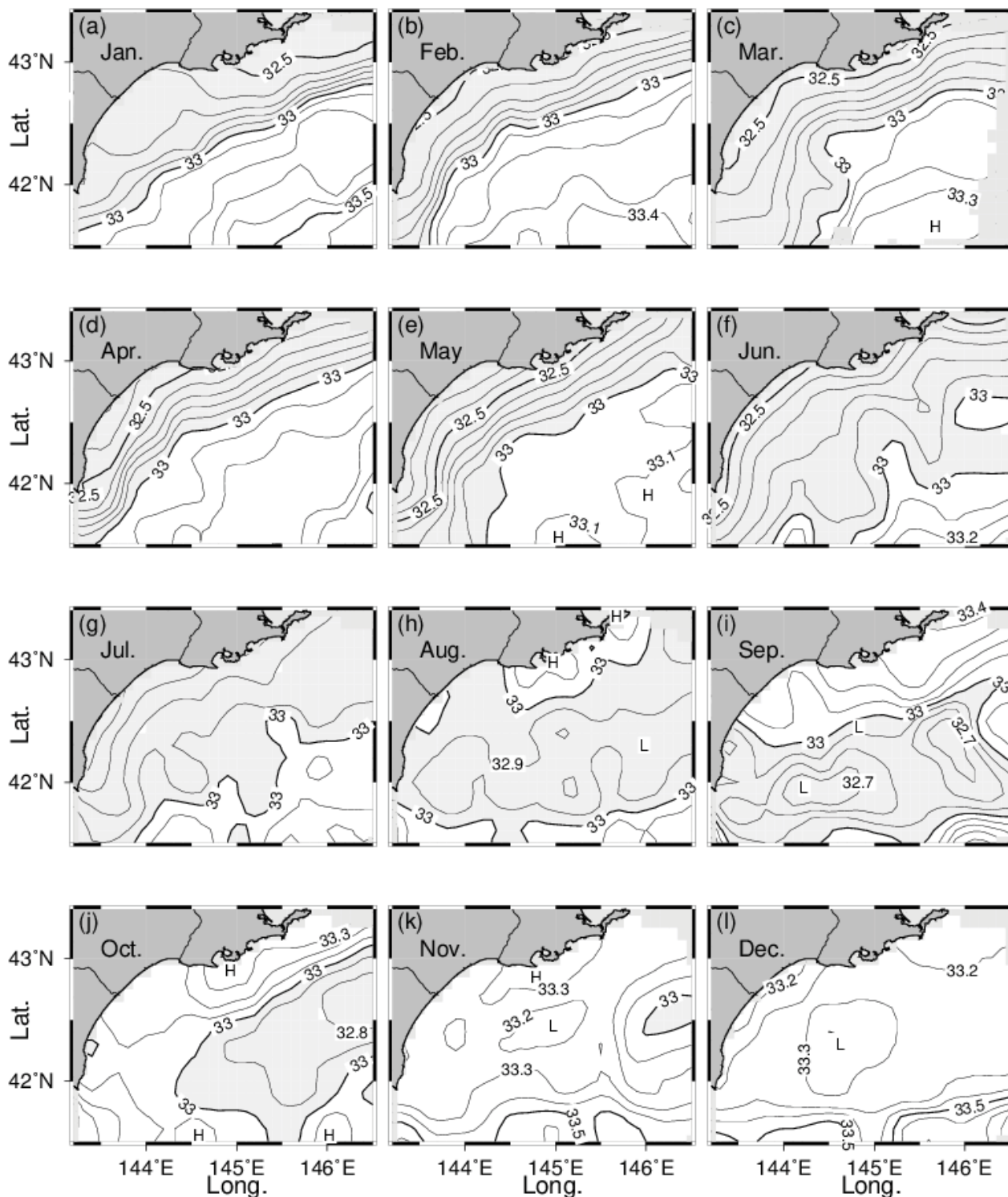


Figure 2-15. Same as Fig. 2-7 except at 10m depth

2.4 考察

32.5 以下の極低塩分水が4月～5月頃を中心に陸棚域の西側にみられる (Figs. 2-15d～e)。そのような極低塩分水は、同じ時期の50m深の塩分の空間分布図にはみられないので(Figs. 2-7d～e)、この極低塩分水の分布域は表層付近に限られることが分かる。一方、十勝川下流域の茂岩測候所 (Fig. 2-1の●印)の月別河川流量の時間変化をみると、4月～5月頃を中心として河川流量が大幅に増加しており (Fig. 2-16)、この流量増加は雪融け水の影響と推測される。以上のことから、4月～5月頃を中心に陸棚域西側に分布する極低塩分水は、そのような雪融け水による河川流量の増加の影響と考えられる。なお、同じ時期の10m深における塩分値をみると、西側よりも東側のほうがやや高くなる傾向があるが(Figs. 2-15d～e)、これは東側海域の陸側には、十勝川に匹敵するような大規模河川が存在しないためと考えられる (Fig. 2-1)。

一方、河川流量は9月にも極大になるが (Fig. 2-16)、同じ頃の10m深における塩分空間分布をみると、4月～5月のような極低塩分水はみられていない (Fig. 2-15i)。その理由は、河川流量が極大になる直前の8月の塩分値が32.9-33.0と比較的高いことと (Fig. 2-15h)、M-SWCWの流入により上流から高塩分水供給が増加するためと考えられる。

33.0以下の低塩分水は1月～5月までは岸沿いにトラップされているが、5月～6月の間に急速に沖側へ広がり、10月まで沖合域に停滞する (Figs. 2-12a～j, 2-15a～j)。

2.4.1 陸棚域における水塊変質

道東陸棚域における水塊変質を議論するため、同海域のAラインのA01における塩分の月別変化を調べた (Fig. 2-17)。これをみると、3月頃に30m以浅でやや減少するものの、1月～9月頃にかけて、中深層を中心にほぼ一貫して塩分が増加しているのがわかる。このような塩分増加は、塩分保存則を考慮すれば、陸棚域外から高塩分水供給があることを示唆している。

TSダイアグラムの月別変化をみると、KWのような高塩分水は年間を通じて道東陸棚域には殆ど出現しない (Fig. 2-5)。また、TWも襟裳岬を越えてその東側の海域へ流入することも殆ど無いため (Rosa *et al.*, 2007)、そのような高塩分水の供給源としては、KWやTWではなく、オホーツク海の宗谷暖流水や沖合域に分布するOWの可能性が考えられる。一方、Oguma *et al.* (2008)は、道東海域において安定同位対比による水塊解析を行い、スナップショットではあるものの、1月～7月はOWの比率が高いことを報告している。また、Itoh and Ohshima (2000)が示したオホーツク海南西海域における月別気候値によれば、宗谷暖流水が北海道北東部に位置する知床岬を通過するのは、例年7月以降であるため、その水が7月より前に道東海域に出現することは考えにくいと推察される。

一方、塩分は7月～8月の間に表層を中心に大幅に増加しており (Fig. 2-17)、この時期に大量の高塩分水が陸棚域に供給されたことを示唆している。したがって、この時期にM-SWCWによる高温高塩分水が上流

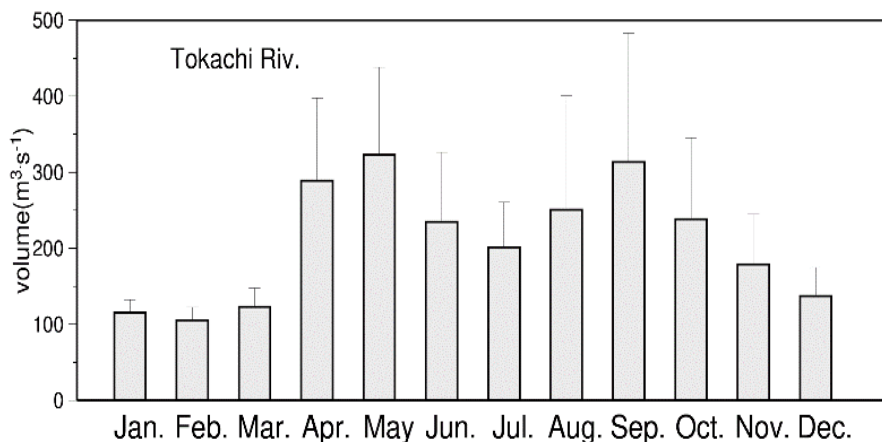


Figure 2-16. Climatological monthly means (Jan. 1982 - Dec. 2010) of the river discharges observed at Moiwa, a downstream site of the Tokachi River (Fig. 2-1)

域のオホーツク海から道東陸棚域にもたらされ、それに応じて水温・塩分が大幅に上昇したと考えられる(Figs. 2-5g~h)。

10月~12月頃の塩分値は全層にわたってほぼ一定で、10月以降陸棚域外からの塩分供給が弱まることを示唆している(Fig. 2-17)。この時期は、岸沿いで沿岸密度流が弱まる時期とほぼ一致している(Figs. 2-8k~l, 2-13k~l)。一方、Aラインにおける水温の鉛直断面図をみると、11月以降、海面冷却に伴う表層混合層の発達により水温が均一化し、それに応じて水温の水平勾配が弱まっている(Figs. 2-6k~l, 2-11k~l)。この時期の密度場は主として水温に依存し(Figs. 2-11k~l, 2-13k~l)、夏季~秋季のM-SWCWの影響を受ける時期は、沿岸密度流の構造が支配的であることを考慮すれば(磯田ら, 2003)、海面冷却に伴う表層混合層の発達により沿岸密度流の構造が弱まったと考えられる。

12月~1月の間の全層にわたる急激な塩分減少は、この時期に極めて短期間に極低塩分水が上流域から供給されたことを示唆している(Fig. 2-17)。道東海域の上流にあたるオホーツク海南部海域では、塩分32.0以下の極低塩分水で特徴づけられる東樺太海流水(East Sakhalin Current Water; ESCW)が、例年11月~12月頃に出現する(Itoh and Ohshima, 2000; Watanabe, 1963)。したがって、ESCWのような極低塩分水がCOWの起源として極めて短期間に道東陸棚域へ供給されたと考えられる。

2.4.2 沖合域における水塊変質

6月~10月に沖合域表層に広く分布するS-COWは

(Figs. 2-14f~j)、塩分値がOWより低いため、5月~6月の間にOWからS-COWへ変質するには、低塩分水の供給が必要になる(Fig. 2-4)。33.0以下の低塩分水の空間分布の時間推移を考慮すれば(Figs. 2-12, 2-15)、6月~10月の沖合域表層にみられるS-COWは他海域、すなわち陸棚域からの移流でもたらされた可能性がある。S-COWはCOWが昇温したものであり、さらに2.3.4で述べたように、陸棚域で陸から流れ出た河川水と混合すると考えられる。したがって、夏季~秋季に沖合域表層に広く分布する低塩分水は、冬季~春季に陸棚域に分布するCOWが起源となっており、夏季~秋季の沖合域表層の水塊変質に大きく影響すると推察される。

この岸沿いに分布する低塩分水を沖合域へ運ぶメカニズムとして、風によるエクマン輸送が考えられる。5月~6月にこの海域でエクマン輸送で沖へ運ばれるためには西~南西風が吹く必要があるが、この時期には南~南東風が卓越するため、風によるエクマン輸送は考えにくい。一方、Rosa *et al.* (2007)は、道東海域の岸沿いの流れが、夏季に襟裳岬の東方から南東沖で東へ向きを変えて流れることを報告しており、そのような東向流がS-COWを岸側から沖へ運んだ可能性がある。

沖合域表層では、1月~5月にOWが分布したあと、6月になると30m以浅でTSダイヤグラム上でM-SWCWに分類される水塊が分布する(Fig. 2-14f)。しかしながら、前節で議論したとおり、M-SWCWが7月より前に道東海域に出現することは考えにくい(Itoh and Ohshima, 2000)。したがって、6月に沖合域表層に分布する水塊は、Rosa *et al.* (2007)と同様に、OW

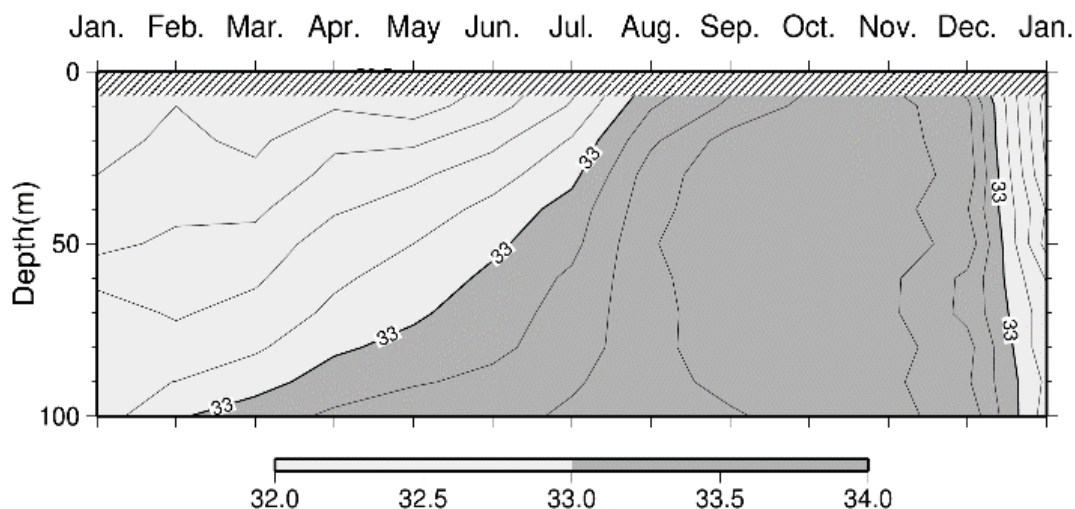


Figure 2-17. Monthly variation of salinity distribution at the observational point on the continental shelf area, A01 (open circle in Fig. 2-1)

が昇温した表層親潮水 (Surface Oyashio Water ;S-OW) と考えるのが妥当と考えられる。

M-SWCW (S-OW) に分類される水塊は、11月～12月に42.5° N より南側の30m以浅にも分布する (Figs.2-14k～l)。しかしながら、前節でみたように沿岸密度流の構造が弱まる時期に、M-SWCWが岸から遠く離れた沖合域に分布するのかわからない。11月～12月に沖合域表層に分布する水は、6月の沖合域表層の水とTSダイアグラム上で同じ領域に分布するものの (Fig. 2-14f), 6月のときとは違うプロセスで形成されると考えられる。10月までの沖合域表層にはS-COWが分布しており、この水が11月～12月に沖合域表層にみられる水 (S-OW) へ変質するためには、少なくとも高塩分水の供給が必要になる (Figs. 2-14j～k)。沖合域、特に42° N 以南の海域では、11月～12月になると33.5以上の高塩分水が分布する傾向がある (Figs. 2-6k～l, 2-7k～l)。黒潮続流から切り離された暖水渦は、しばしば親潮域に出現し (Yasuda *et al.*, 1992; Uehara *et al.*, 1997), これらの渦から生じた暖水波及もしばしばこの海域に出現する (荻島ら, 1987)。Uehara *et al.* (1997) も、1992年12月に襟裳岬沖の暖水渦がこの周辺の海洋構造に大きく影響を与えたことを報告しており、そのような暖水渦やそれらの渦から派生した暖水波及が、42.5° N以南付近を中心とした沖合域の水塊変質に影響を与えたと推察される。

以上に述べたように、M-SWCWの水温と塩分値はTSダイアグラム上でS-OWと交錯するため、単純に水温と塩分値だけでこれらの水塊を分類するのは難しい。したがって、最終的にこれらの水塊を区分するためには、観測された時期や地理的な情報を頼りに分類することが必要と考えられる。

第3章 道東陸棚域における流れ場の季節変動

3.1 はじめに

第1章で述べたように、陸棚域の流れ場は、周年にわたって岸側に軽い水が捕捉された沿岸密度流の構造をもつこと (小笠原, 1987), その構造は夏季に強まり冬季に弱まる一方、水位差の変動から、冬季に強い順圧流の存在が示唆されること (磯田ら, 2003) などがこれまでの研究で明らかになっている。しかしながら、これらの流れ場の構造の議論は、水温・塩分の空間分布や断面構造の形状、水位差の変動から間接的に推定したものであり、直接測流に基づいたものではない。その理由は、道東陸棚域は漁業活動が活発で流速計の敷設が困難なことから、直接測流はこれまで殆ど行われていないためである。

第2章では、道東海域、特に陸棚域では水塊分布に顕著な季節変動が見られることが示されたが、これらの水塊変動は流れ場の構造の変化と密接に関わっていると推測される。前述のように、陸棚域はこれまで直接測流が困難であったが、本研究では、2003年7月～2005年7月の2年間、耐トロール型フレームにADCPを格納した装置を道東陸棚域に設置し、流れ場のデータを取得することができた。さらに、この装置を設置した点の傍ではAラインの定期観測点で海洋観測が行われているため、直接測流中の水塊分布の時間変化を把握できる。そこで、本章ではこれらのデータを解析して、陸棚域における流れ場の構造の時間変動と、水塊分布との関係を明らかにすることを目的とした。

3.2 資料と方法

3.2.1 直接測流観測とデータ処理

陸棚域における流れ場の鉛直構造の時間推移を把握するため、厚岸沖陸棚上のAK1 (42°51.7'N, 144°46.8'E; Fig. 3-1の△印) の水深82mの海底に、鉛直上向きにADCPを設置して直接測流観測を行った。用いたADCPは、RD Instruments社製のワークホース・センチネル型ADCP (WH-Sentinel 300 kHz) であり、底曳網の操業など漁業活動からのダメージを防ぐため、Flotation Technologies社製の耐トロールレジスタンス型ボトムマウントフレーム (Trawl Resistant Bottom Mount ;TRBM) のAL-200にADCPを格納し (以降、TRBM-ADCPと記す)、直接測流を行った。

TRBM-ADCPはまず、2003年の7月1日に(独)水産総合研究センター北海道区水産研究所所属の漁業調査船北光丸によってAK1へ設置し、ほぼ1年後の翌2004年の7月4日に同研究所所属の漁業調査船探海丸で回収した。データを回収後、同日中に探海丸にて同じ点へ再投入し、それからさらに1年後の翌2005年7月6日に北光丸で回収し、観測を終了した。結果として、TRBM-ADCP観測期間はほぼ2年間になる。便宜上本論では、2003年7月～2004年6月を第I期、2004年7月～2005年7月を第II期とした。

TRBM-ADCPでは流向・流速に加えて、ADCPに内蔵された水温計で現場水温を計測した。測流時の鉛直解像度と計測間隔はそれぞれ4mと15分間であるが、本研究ではより長期間の変動に着目するため、TRBM-ADCPで得られたデータは、まず1時間毎に再サンプリングを行った。再サンプリング後のデータは、花輪、三寺 (1985) のタイドキラーフィルターによって、潮流や慣性振動などの高周波成分を除去後、さらに日平均処理をしたものを解析に用いた。

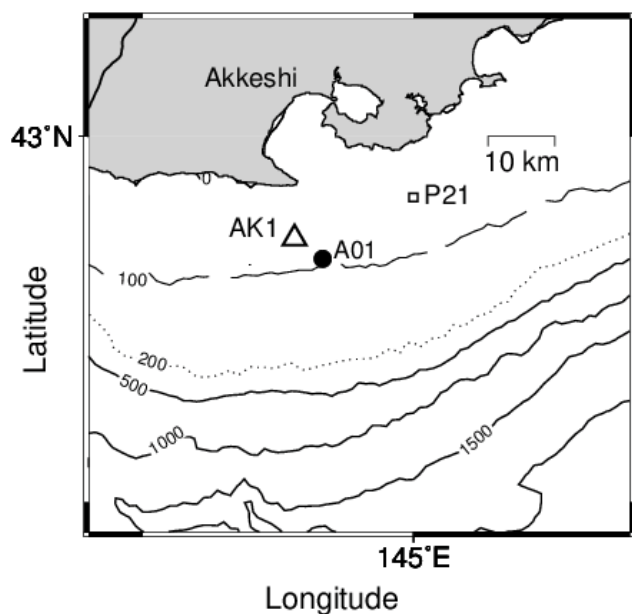
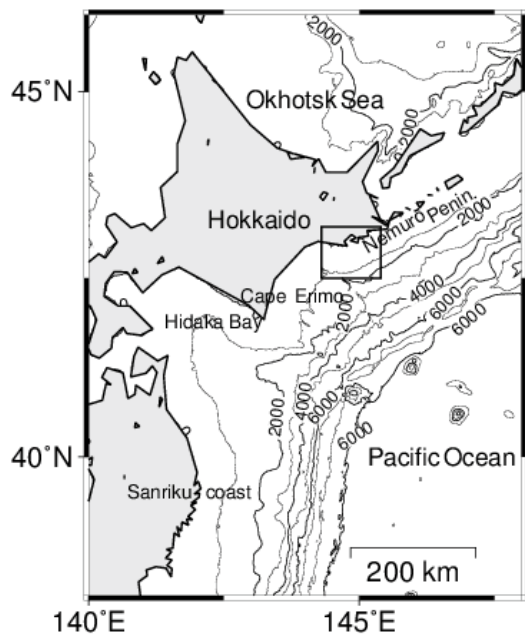


Figure 3-1. Bathymetry of this study area. Open triangle indicates the location of TRBM-ADCP measurements. Closed circle denotes routine observational station (A01:A-line). Open square (P21) indicates observational site measured by the Hokkaido Research Organization, Fisheries Research Department, Kushiro Fisheries Research Institute

3.2.2 直接測流中の水塊の時間変化の把握

TRBM-ADCP 設置点近傍における A ラインの A01 (42°50.0'N, 144°50.0'E ; Fig. 3-1 の●印) の CTD データを用いて、直接測流期間中の水塊分布の時間変化を調

べた。また、A ライン観測以外にも、北海道区水産研究所が水産資源調査の一環として A01 と同じ点で行った観測がいくつかあるので、これらの CTD, X-CTD データも解析に用いた。A ライン以外の観測日のリストを Table 3-1 に記す。なお、12 月は第 2 章で議論したように、M-SWCW から COW への水塊交替がおきていると考えられる重要な時期であるが、A01 ではこの時期に観測が行われていない。そこで、A01 からやや離れているものの、Fig.3-1 の□で示される P21 において、北海道釧路水産試験場の試験調査船北辰丸が 2003 年 12 月 5 日と 2004 年 12 月 10 日に観測した CTD データを解析に用いた。

Table 3-1. Observational periods, when hydrographic observations were conducted just at the same point as the A01 in the fishery surveys by the Hokkaido National Fisheries Research Institute, Fisheries Research Agency

Obs. Date	Instruments	
	type	Vessel
2003. 08. 29	CTD	3rd Kaiyo-Maru
2004. 01. 12	XCTD	7th Kaiyo-Maru
2004. 06. 24	XCTD	7th Kaiyo-Maru
2004. 08. 26	CTD	7th Kaiyo-Maru
2005. 06. 30	XCTD	7th Kaiyo-Maru

3.3 結果

3.3.1 実測流と水塊分布の時系列変化

陸棚域の流れ場と水温の時間変化のおおまかな変動傾向を把握するため、第 I 期および第 II 期において、代表的な 6 層の日平均流速ベクトルおよび水温の時系列を Fig.3-2 と 3-3 に示す。また、TRBM-ADCP 設置点近傍の A01 における、第 I 期と第 II 期を通じた水温・塩分・密度の時間-深度ダイヤグラムを Fig.3-4 に示した。図下部の●と□の印は、A01, P21 (Fig.3-1 の●と□) における観測日、水色を塗った領域は COW ($T < 2^{\circ}\text{C}$, $S < 33$; 大谷, 1971) の領域を示す。

第 I, II 期の流れ場は、一時的に東～北東向きの流れが観測される時期があるものの、観測期間を通じて西～南西向きの流れが支配的であった (Figs. 3-2, 3-3)。流速の増減や、水温の昇下降の時期は、多少のずれがあるものの、第 I 期, II 期ともに、ほぼ同じ季節変動をしていた。両期間を通じて共通にみられる特徴は以下の通りである。

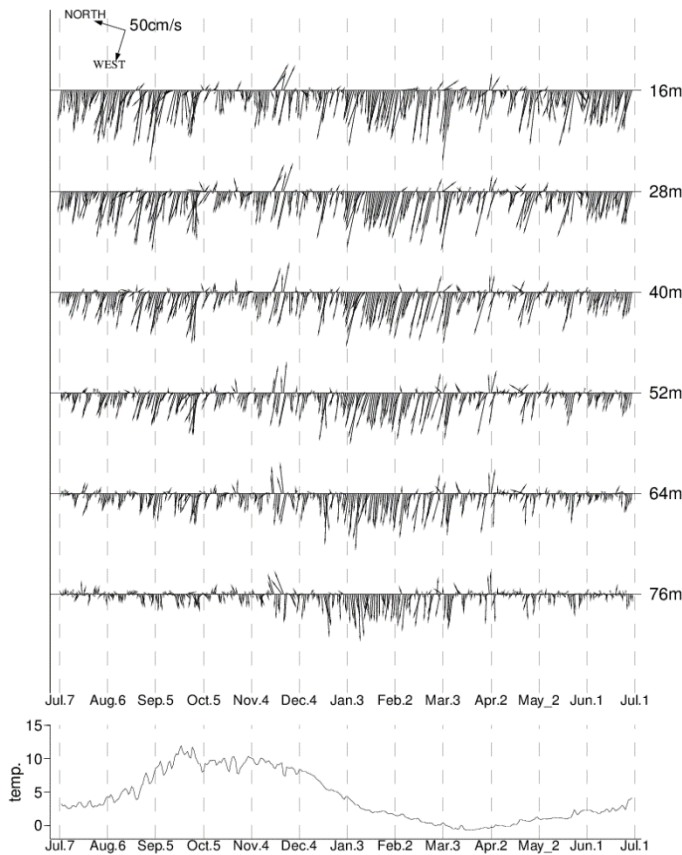


Figure 3-2. Time-series of daily-mean flow vectors for six representative layers and *in situ* temperature at the depth of 82m, measured by TRBM-ADCP (AK1: open triangle in Fig. 3-1) between July 2003 and June 2004

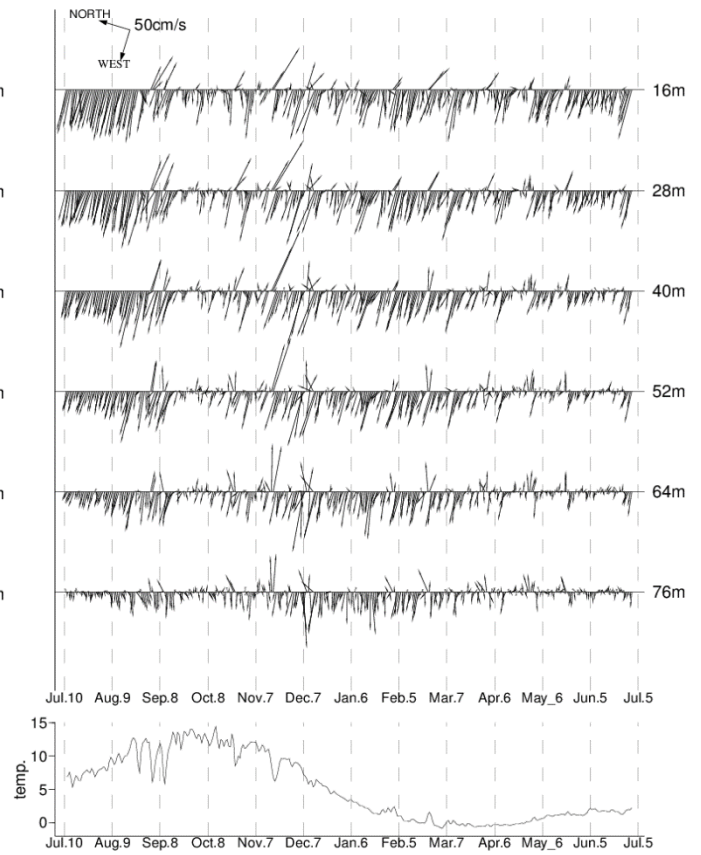


Figure 3-3. Same as Fig. 3-2 except for July 2004 and June 2005

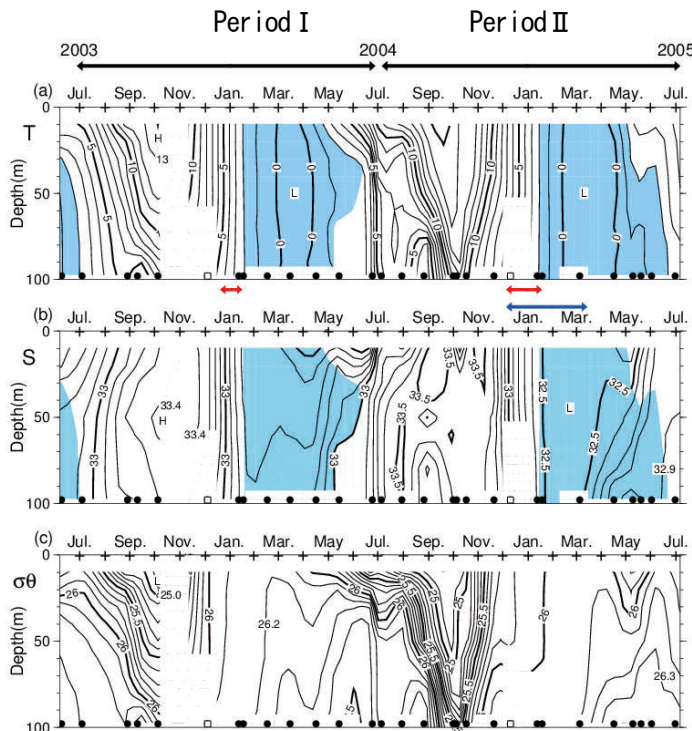


Figure 3-4. Time-series of vertical profiles of (a) temperature, (b) salinity and (c) density at observational point A01 and P21 (Fig. 3-1) during the TRBM-ADCP current measurement. Light blue-shaded regions denote COW. Red arrows indicate the period when the F-COW was recognized. Blue arrow indicates the period when the data was adopted for analysis of Fig.3-7. The circles and a square in the lower part of each figure denote periods when CTD observations were conducted at A01 and P21 (Fig. 3-1), respectively

7月～9月頃に、表層を中心に40cm/s以上と流速が強まる一方、76m深では流速が非常に弱く、鉛直シアーが大きい傾圧的な流れが支配的であった(Figs. 3-2, 3-3)。ほぼ同じ頃に TRBM-ADCP の水温計には水温の急上昇がみられ (Figs. 3-2, 3-3 の最下パネル), A01 の時系列にも同じ頃に表層を中心に水温・塩分が急上昇するとともに密度の急低下がみられている (Fig.3-4)。

10月頃になると、流速は全層にわたって弱まる (Figs. 3-2, 3-3)。その後、水温・塩分が低下しはじめるとともに密度の上昇がみられ、それ以降は、水温・塩分・密度ともに鉛直様な水塊が分布するようになる (Fig. 3-4)。

12月頃になると、全層にわたって塩分が急低下し、33.0以下まで低下した (Fig. 3-4b)。このときは、7月～9月頃にみられるような急激な密度低下は起きていなかった (Fig. 3-4c)。12月から1月にかけて全層で流速が強まり、鉛直シアーが小さい順圧流が支配的であった (Figs. 3-2, 3-3)。この急激な塩分低下と強い順圧流がみられはじめてから後の1月中旬頃になると、水温は全層にわたって2°C以下に低下し、COWが見られるようになる (Figs. 3-4ab)。その後、第I、第II期とも3月になると、年間を通じて最低水温の0°C以下の水が観測されるようになる (Figs. 3-2, 3-3 の下段)。したがって、強い順圧流と塩分の急低下が見られる時期は、最低水温が観測される時期よりも早く、両者の間にはおおよそ3ヶ月ほどのタイムラグがあることになる。

3月に最低水温になった後は、水温・塩分ともに上昇し、5月になると昇温によりCOWは表層から消滅しはじめ、7月頃になると完全に消滅していた (Figs. 3-4ab)。

3.3.2 鉛直流速プロファイルの経月変化

流れ場の鉛直構造の時間推移をわかりやすく示すため、第I期と第II期の流速ベクトルの各月の鉛直プロフィールを Fig.3-5 と Fig.3-6 にそれぞれ示した。流れの向きは北東側を正、南西側を負として表示した。なお、16m以浅のデータは海面からの後方散乱によるデータ品質の低下のため、本研究には使わなかった。

夏季では、第I期は8月～9月、第II期は7月～8月に、表層付近で20cm/sを越える一方、底層で流速が弱い、鉛直シアーの大きい傾圧的な流れが支配的であった (Figs.3-5bc, 3-6ab)。秋季になると、第I期は10月～12月、第II期は9月～11月に表層を中心に流速が弱まり、全層にわたって10cm/s以下へ低下し、鉛直シアーが小さい流れに変わる (Figs.3-5d～f, 3-6c～e)。冬季では、第I期は1月頃、第II期は12月～1月に鉛

直シアーが小さい順圧流が強まる (Figs.3-5g, 3-6fg)。第I、II期ともに2月以降から流速が徐々に弱くなる一方で、しだいに鉛直シアーが大きい傾圧的な流れに変わっていく (Figs.3-5h～l, 3-6h～l)。

3.4 考察

3.4.1 夏季～秋季における流れ場の構造の変化

第2章で議論したように、道東陸棚域では例年7月～8月の間に M-SWCW に伴う高温高塩分水が出現し、低密度水が捕捉されることから (Figs.2-8h, 2-13h), 第I期、第II期の7月～9月頃にみられる水温・塩分の急上昇、それに伴う密度低下、並びに傾圧流の強まりは、M-SWCW の流入によるものと推察される。この時期の密度場は主として水温に依存するため、水温の急上昇は、陸棚域の密度を低下させ、結果として岸沖間の密度勾配が生じると考えられる。これは密度場の分布から、沿岸密度流の構造が夏に強くなると推定した磯田ら(2003)と整合性をもつ。また、中村ら(2003)の海洋大循環モデルでは、オホーツク海に分布する M-SWCW が、陸棚域が昇温することにより低密度になった直後に太平洋側へ流出しており、我々の結果と整合的である。したがって、夏季における傾圧流の強化は、M-SWCW の進入によるものであり、陸棚域の流れ場は、傾圧流が支配的になると考えられる。

第I期の10月～12月頃、第II期の9月～11月頃にみられた鉛直シアーが小さい流速構造は (Figs.3-5d～f, 3-6c～e), 道東陸棚域で例年11月頃から海面冷却の影響とみられる混合層の発達により水温が水平一様になり、この時期の密度場は水温依存のため、結果として沿岸密度流の構造が衰退するためと考えられる (Figs.2-8kl, 2-13kl)。一方、オホーツク海では宗谷暖流の分布域が例年11月になると急減し (Itoh and Ohshima, 2000), 宗谷暖流の流速も11月以降急激に弱まる (松山ら, 1999)。夏季～秋季に道東陸棚域に分布する水塊は、オホーツク海の宗谷暖流の影響を強く受けていると推定されることから (小笠原, 1987; 磯田ら, 2003), TRBM-ADCP の記録にみられた秋季の流速の弱まりはオホーツク海の宗谷暖流の弱まりにも起因すると推察される。以上に述べたことから、道東陸棚域における沿岸密度流の衰退は、海面冷却に伴う表層混合層の発達と、オホーツク海の宗谷暖流の弱まりが原因として考えられる。第2章でみたように、10月頃から陸棚域で塩分変化が緩やかになるのは、流速の減少に伴って上流域からの M-SWCW による高塩分水供給が減少するためと推察

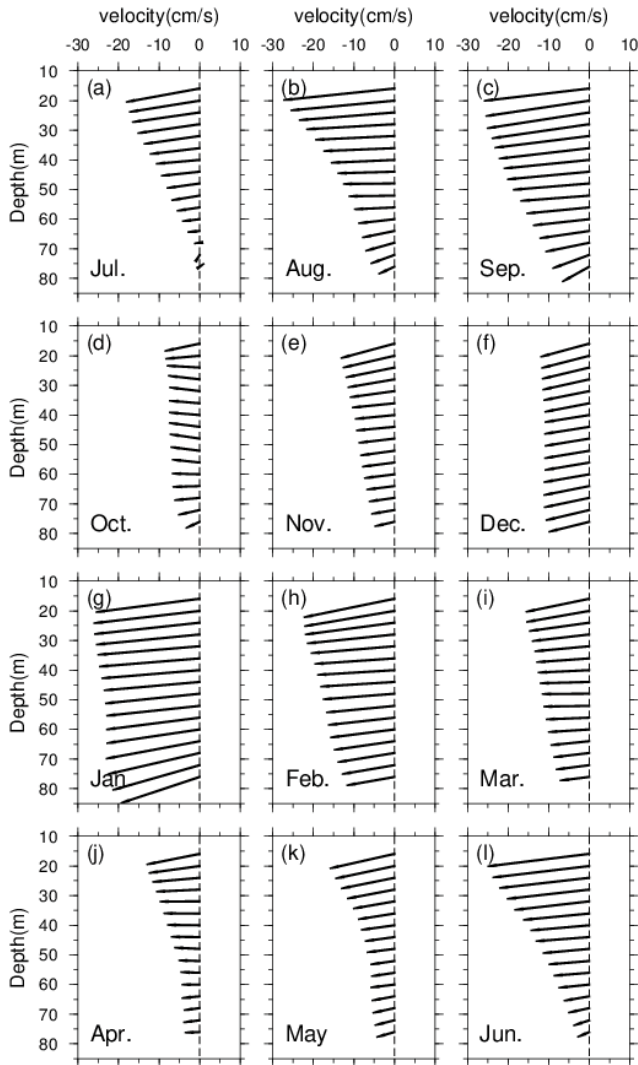


Figure 3-5. Monthly-mean vertical profiles of the velocity vectors measured by TRBM-ADCP between July 2003 and June 2004. Positive and negative signs denote eastward and westward directions, respectively

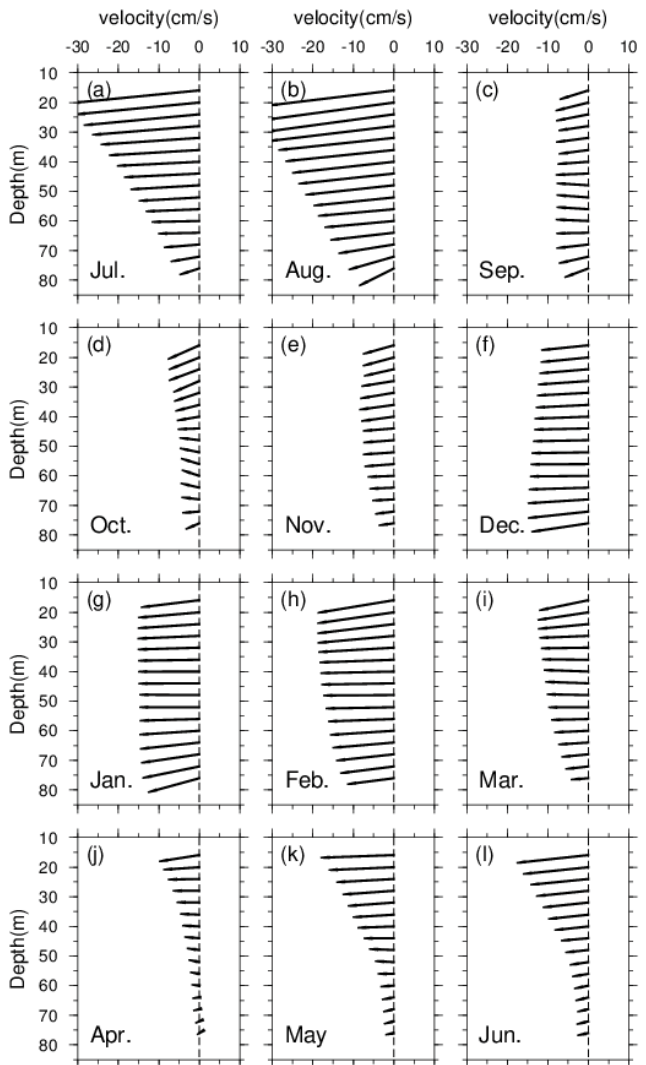


Figure 3-6. Same as Fig. 3-5 except for July 2004 and June 2005

される (Fig.2-17)。

3.4.2 冬季～春季における流れ場の構造の変化

12月～1月頃に流速が極大となり、鉛直シアが小さい順圧流が支配的であることは (Figs.3-5fg, 3-6fg), 磯田ら(2003)が水位差の変動から冬季の強い順圧流の存在を示していることから、我々の結果と矛盾しない。これは、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、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ることから、冬季においては順圧流が卓越すると考えられる。

第2章で議論したように、COWの流入は12月～1月の間におこると考えられるため (Figs.2-51a), この強い順圧流はCOWの流入によって起きたものと推察される。またこの順圧流の強まりは、陸棚上のA01でほぼ同じ頃に、全層にわたって低塩分化がみられることと対応する (Fig.3-4b)。しかしながら、A01の水温・塩分の時間変化をみると、第I期、第II期の12月～1月頃にみられる低塩分は水温がCOWの指標値の2℃より高いため、COWが出現したとは判断されない (Fig.3-4の赤矢印の区間)。Fig.3-4の時系列のうち、2004年12月～2005年3月 (青矢印の区間) のCTDデータをTSダイアグラム上にプロットすると、1月11日より前の時点のデータは、COWより高温の領域にプロットされる (Fig. 3-7)。

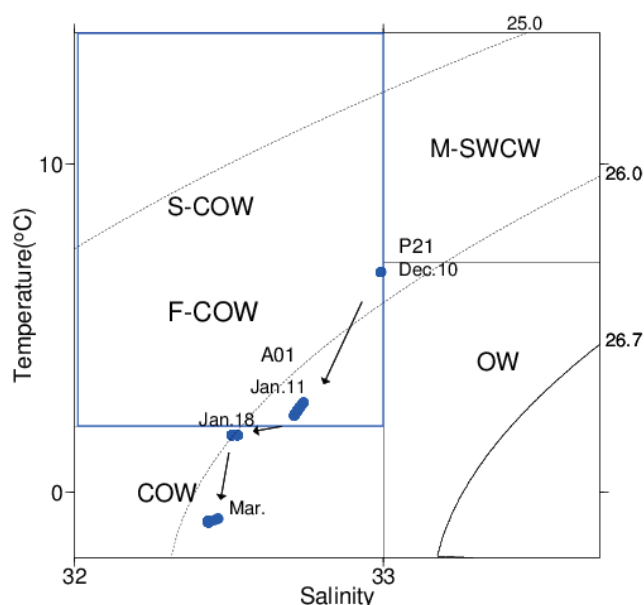


Figure 3-7. A temperature–salinity diagram for data obtained at A01 and P21 between December 2004 and March 2005, the period shown by blue arrow in Fig.3-4. CTD data between 10 and 100 m at each station are plotted. COW, F-COW, S-COW, M-SWCW, and OW denote the regions of Coastal Oyashio Water, Forerunner COW, Surface COW, Modified Soya Warm Current Water, and Oyashio Water, respectively. Especially, the region of S-COW and F-COW is enclosed by a thin blue rectangle

第2章でみたように、道東陸棚域にはCOWが流入してくる直前の11月～12月にはM-SWCWが分布するため (Figs.2-9kl), 1月11日より前にみられるCOWよりやや高温な低塩分水は、元々陸棚域あったM-SWCWが、冬季の海面冷却や上流域のオホーツク海から供給された東樺太海流水(East Sakhalin Current Water; ESCW)由来の極低塩分水と混合し、変質してできたと推察される。このような12月～1月にみられるCOWよりやや高温の低塩分水 (水温 $>2^{\circ}\text{C}$, 塩分 <33 ; Fig.3-7の青で囲った領域) は、COWへ変質する途中段階にある水と推察されることから、本論では沿岸親潮前駆水 (Forerunner COW; F-COW) と定義する。

しかしながら、この領域の高温低塩分水は、既に Rosa *et al.* (2007)がS-COWと定義しており、S-COWは第2章でみたように、実際Aライン断面の5月～10月の月別断面図にもみられる(Figs. 2-14e～g)。一方、第2章で示した水塊の月別空間分布をみると、1月の道東陸棚域の西側海域を中心にS-COWに分類される水が広く分布するが (Fig.2-9a), この水は上述の議論からS-COWではなく、F-COWと判断できる。このよう

に、F-COWとS-COWの領域はT-Sダイアグラム上で交錯するため、単純に水温と塩分だけで区別できず、最終的にはF-COWが12月～1月、S-COWが5月～10月のように、観測時期で判断する必要がある。

流速は1月～2月頃をピークに減少し、特にCOWの分布域がもっとも沖側まで広がる3月になると、第I期、第II期ともに12月～1月のCOW出現初期と比べて弱まっていた (Figs. 3-5, 3-6)。また、12月にF-COWが出現してから1月頃のCOW出現初期には、第I、II期ともに鉛直シアが小さい傾圧流だが (Figs.3-5fg, 3-6fg), 2月以降はしだいに傾圧流が支配的となった (Figs.3-5h～l, 3-6h～l)。このように、COW出現初期の12月～1月こそ傾圧流が卓越するものの、それ以降傾圧流が弱まり、相対的に傾圧流が強まる原因については、次章で議論する。

以上のように、道東陸棚域における流れ場の鉛直構造は、水塊分布と密接に関係し、流れが強まる時期は、M-SWCWやCOWなどの指標水塊の出現に応じて経年変化すると考えられる。

第4章 沿岸親潮流量の変動と海洋構造の変化

4.1 はじめに

第3章で、陸棚域における流れ場の鉛直構造の時間変化と水塊分布との関係が示されたものの、流れ場の空間構造とその時間推移については未だ不明な点が多い。Sakamoto *et al.* (2010)は、数値モデルで道東海域における沿岸親潮(CO)の流れ場を再現した。彼らの水平解像度2kmの実験では、1月～4月に低温、低塩で相対的に密度の小さい沿岸親潮水(COW)が陸棚上を占めたときに、シェルフブレイク付近に表層～海底に至る密度フロントが形成され、表層域に最大40cm/sに達する傾圧ジェット (shelfbreak frontal jet) が出現する。彼らは、このような傾圧ジェットの形成には、沿岸境界への浮力投入と海底摩擦が本質的に重要であるという、Chapman and Lentz (1994)が提唱するshelf-break frontal jet modelで解釈できるとしている。さらにChapman (2000)は、密度フロントができる位置を決めるのは、陸棚上を流れる低密度水塊の流量であることを示している。しかしながら、これらは数値モデルの結果であり、実際の陸棚域におけるCOW分布とそれに伴う流れの詳細な構造は、直接測流と水平解像度の高い水温・塩分の同時観測で検証する必要がある。

COWは、オホーツク海の融氷水を起源として太平洋側へ流出したものであり、海氷融解水を通じて、

太平洋側へ大量の淡水を供給するすると考えられている(大谷,1971,1989)。また, COWは冬季には道東海域を南下した後, 襟裳岬を通過して日高湾へ流入し(Rosa *et al.*, 2007), 年によっては三陸沿岸まで到達して, 異常低水温により同海域の水産業に大きな被害をもたらすことがある(奥田,1986)。また, COWは溶存鉄や栄養塩濃度が高く, その水の流入は植物プランクトンの春季ブルーミング開始のきっかけになると考えられている(Nakayama *et al.*, 2010)。以上のことから, COWの流量を正確に把握することは, オホーツク海から太平洋への淡水循環, 道東海域の下流域の物理過程のみならず, 生物生産過程を理解するために不可欠である。

村上(1984)は, 1982年5月初旬の襟裳岬沖での観測から, COの傾圧地衡流量を0.2Sv程度と見積もっている。また清水, 磯田(1999)は, 日高湾において, 診断モデルでCOの流量を0.4-0.5 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)と指摘している。さらにSakamoto *et al.* (2010)は, 数値モデルで1月~4月にかけてのCOの流量をおおよそ0.5 Svと見積もっている。このように, これら過去の研究で見積もられたCOの流量は, 傾圧地衡流量や数値モデルによる計算結果を基にしており, 実際の流量がどれくらいかを確かめるためには, 直接測流と, CTDを用いた水温・塩分の同時観測が必要である。

そこで本章では, 第3章のTRBM-ADCP観測の第II期にあたる2005年の冬季~春季の3航海で取得した船舶ADCPおよびCTDデータを解析し, COの流れ場の構造および流量変動を明らかにするとともに, その変動に対する水塊分布と流れ場の構造の変化を明らかにすることを目的とした。

4.2 観測とデータ

4.2.1 海洋観測

2005年の1月11日, 3月4日~5日, 5月10日~11日に, Fig.4-1の実線で示したAラインのC01からA03の間において, (独)水産総合研究センター北海道区水産研究所所属の漁業調査船北光丸を用いて船舶ADCPによる直接測流を行った。北光丸に搭載されたADCPは, RD Instruments社製のOcean Surveyorのフェイズドアレー方式で, 周波数は150 kHzである。各航海における計測間隔は60秒で, 鉛直解像度は2005年の1月11日と3月4日~5日の観測時は4m, 2005年の5月10日~11日の観測時は8mである。パーセントグッド4(PG4)は, 全データのうち, 4つのビームを用いて流速値が計算されたものの割合を示し, ADCPデータの品質の指標としてしばしば用いられる。

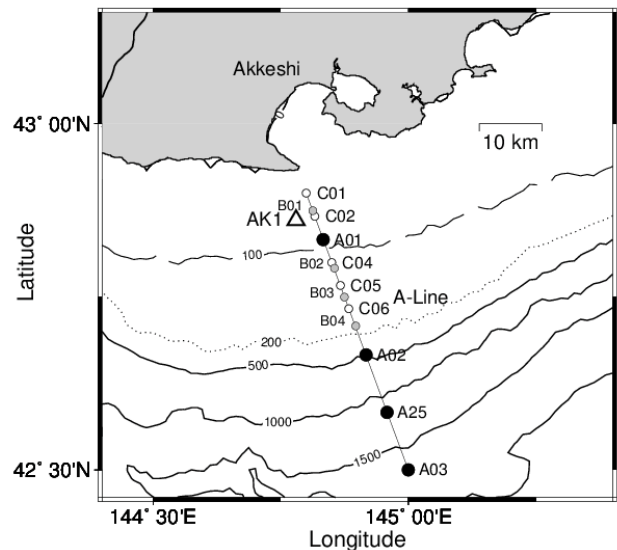
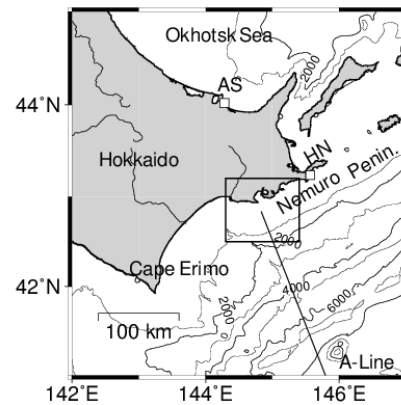


Figure 4-1. Bathymetry of this study area. The shipboard ADCP current measurements were conducted by the *R/V Hokko Maru* along the transect C01–A03. The triangle (AK1) indicates the location of TRBM-ADCP measurements. Closed and open circles denote routine (A-line) and additional hydrographic stations in January, March and May 2005. Small gray circles denote hydrographic stations in January and March 2011. Open squares (AS and HN) denote monitoring sites for sea level at Abashiri and Hanasaki, respectively

本研究では得られたデータのうち, PG4が80%以上のものだけを解析に用いた。ADCPトランスデューサーとジャイロコンパスの間のアライメント誤差は, Joyce(1989)の手法で補正した。C01~A03間で測定された流速値を1マイル(1.9 km)区間毎に平均し, それぞれの区間における流速の鉛直プロファイルを求めた。その際, 船舶ADCPによる観測では表層付近の流速値が得られないため, ADCP最上層から表面までの間の流速値は, ADCP最上層の流速値で代用した。

2005年3月と5月の観測時には, 加藤(1988)の手

法により Fig.4-1 の C01~A03 間において 24 時間 50 分 4 往復観測を行った。C01~A03 はほぼ 25.6 マイル (47.4 km) なので、船速を 8.5 ノット (15.7 km h^{-1}) に設定し、急な針路変更はなるべく避けて航走観測を行った。4 往復観測の結果、上記区間で 8 回分の測流データが取得できるので、これらを平均することにより、潮流の影響を除去した平均流を見積もった。

直接測流時の海洋断面構造を把握するため、2005 年の 1 月 11 日と 18 日、3 月 3 日、5 月 9 日に A ラインの 4 点 (A01, A02, A25, A03 : Fig.4-1 の●印) で CTD による水温・塩分の観測を行った。用いた測器は、米国 Sea-Bird 社製の 911plus の CTD である。なお 2005 年 1 月は、CTD 観測を 1 月 11 日と 18 日の 2 回行ったものの、18 日の方は C06 より沖側で観測を行っていないことに留意する必要がある。各航海では、陸棚域の海洋構造を詳細に把握するため、陸棚域を中心に約 2 マイル間隔で観測点を配置し重点的に海洋観測を行った。これらの重点観測点は C1, C2, C4, C5, C6 の 5 点である (Fig.4-1 の○印)。観測点の間隔は、陸棚域と沖合域でそれぞれ、2.1 マイル (3.9 km)、5.3 マイル (9.8 km) である。さらに、これらの CTD データを用いて無流面を海底直上に設定し、各測点間の地衡流速を計算した。また、2005 年にみられた特徴的な海洋構造が他の年にもみられるかを確かめるため、2011 年の 3 月と 5 月に A ラインの上記 4 点と陸棚域の B01, B02, B03, B04 の 4 点 (Fig.4-1 のグレー●印) で、CTD 観測を行った。

上述の観測前後の海洋構造や水塊の空間分布を把握するため、2004 年 12 月~2005 年 5 月までの間に北海道区水産研究所が取得した CTD データ、2004 年 12 月に北海道釧路水産試験場の試験調査船北辰丸によって取得された CTD データ、および気象庁ホームページ

(http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/vessel_obs/data-report/html/ship/ship.php) で公開されている 2005 年 1 月と 5 月に気象観測船高風丸によって取得された CTD データを用いた。

4.2.2 流量の算出

船舶 ADCP で計測された流速のうち、A ラインを横切る流速成分を、表面から 150m 深まで、150m 深より浅い場所では海底直上まで鉛直積分し、1 マイル区間毎に流量を求めた。このようにして求められた区間毎の流量を C01 から A03 まで積分し、断面を流れる全流量 ($T_{C01-A03}$) を算出した。

また、大谷(1971)の COW の定義 (水温 $< 2^{\circ}\text{C}$ 、塩分 < 33.0) に基づき、CTD の水温・塩分値から COW の水

深帯の範囲を求めた。さらに、COW の水塊としてのフラックスを見積もるため、COW の水深帯における流速値を積分し、COW の成分の流量 (T_{COW}) を算出した。

CO は、沿岸境界流 (花輪, 1984) としての性質を持ち、低密度水がコリオリ力 (岸向き) と圧力勾配力 (沖向き) がバランスして岸に沿って流れる構造を持つため (磯田ら, 2003)、CO の流量を、岸側に捕捉された低密度水のフラックスを積分することにより CO の流量 (T_{CO}) を見積もった。詳細は 4.3.2 で述べる。

4.2.3 水位データ

沿岸親潮の流れ場の構造の変動の原因を調べるため、北海道オホーツク海側の網走 (AS) と太平洋側の花咲 (HN) (Fig.4-1 の□印) の水位データを気象庁のホームページ

(http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/tide/genbo/g_hokkaido.php) からダウンロードして解析に用いた。網走の水位データについては 1hPa の気圧上昇は 1cm の水位下降を引き起こすとして、同庁のホームページで公開されている網走の気圧値で気圧補正を行った。花咲の水位データについては当地で気圧を測定していないため、花咲近傍の根室の気圧値で補正した。

4.3 結果

4.3.1 水塊と流れ場の構造

観測期間中における水塊の空間分布の大まかな傾向を示すため、20m 深の水温・塩分の空間分布図を Fig.4-2 に示した。2004 年の 12 月には、根室半島沖に 33.0 以下の低塩分水が到達しているものの、水温は 6°C 以上と高い (Fig.4-2a)。1 月 11 日~15 日の時点では COW はまだ出現していないもの (Fig.4-2b)、1 月 16 日~27 日の時点になると、COW は釧路~厚岸沖に出現し (Fig.4-2c)、3 月になると襟裳岬を越えて道東沿岸沿いを広く覆うようになる (Fig.4-2d)。5 月になると、これまで述べてきたように COW は春季の海面加熱の影響で S-COW へ変質するため、道東海域の岸沿いを中心に分布域が減少する (Fig.4-2e)。

4.3.1.1 2005 年 1 月

2005 年 1, 3, 5 月の観測時の船底式 ADCP で観測された実測流、地衡流速、水温・塩分・密度の鉛直断面図を、それぞれ Fig.4-3, Fig.4-4, Fig.4-5 に示した。1 月 11 日には、塩分は COW の指標値を満たす 33 以

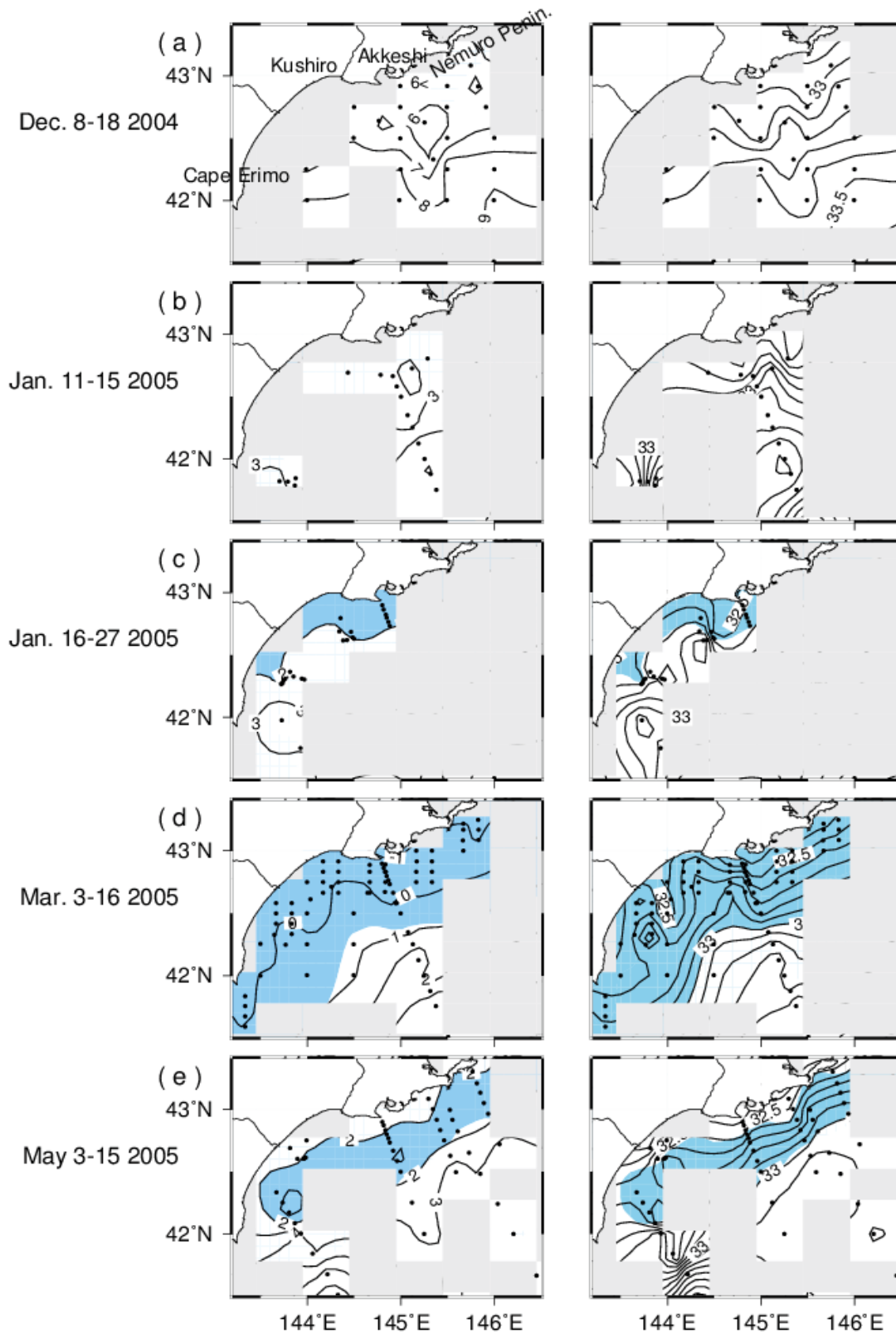


Figure 4-2. Spatial distributions of temperature (left) and salinity (right) at a depth of 20 m (a) on December 8-18, 2004, (b) January 11-15, 2005, (c) January 16-27, 2005, (d) March 3-16 2005, and (e) May 3-15, 2005. The light blue-shaded area and closed circles in each figure denote COW ($T < 2^{\circ}\text{C}$ and $S < 33$) and observational points, respectively

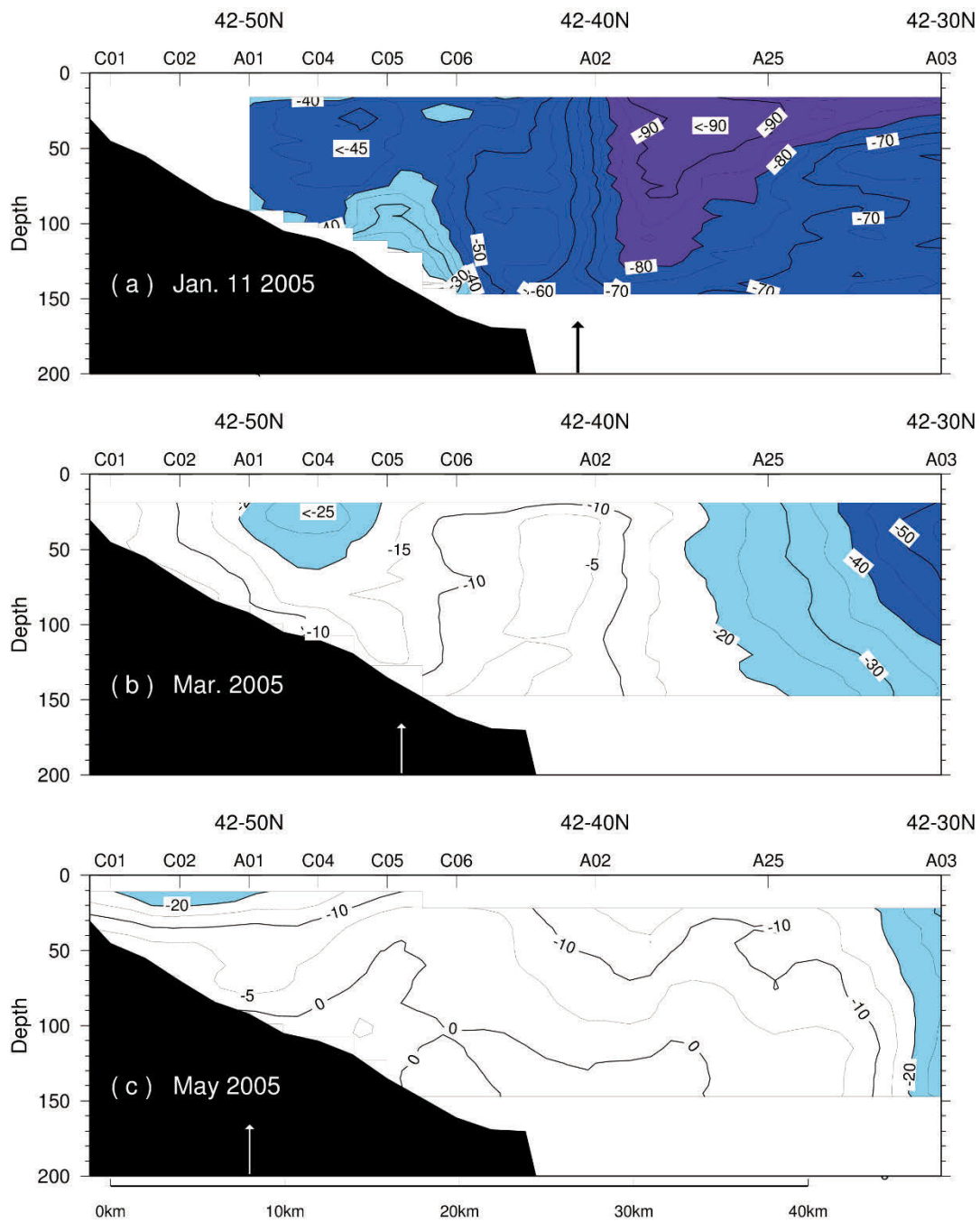


Figure 4-3. Vertical cross-sections of measured velocities obtained by the shipboard ADCP, across the transect C01–A03 (Fig. 4-1) on January 11 (a), in March (b) and May (c) 2005. Negative signs denote southwestward direction. Light blue, blue and purple -shaded regions denote southwestward speed 20–40cm/s, 40–80cm/s and $>80\text{cm/s}$, respectively. Arrows indicate geographical positions of the water depth h_b , where the surface-to-bottom density front is theoretically formed (Chapman, 2000)

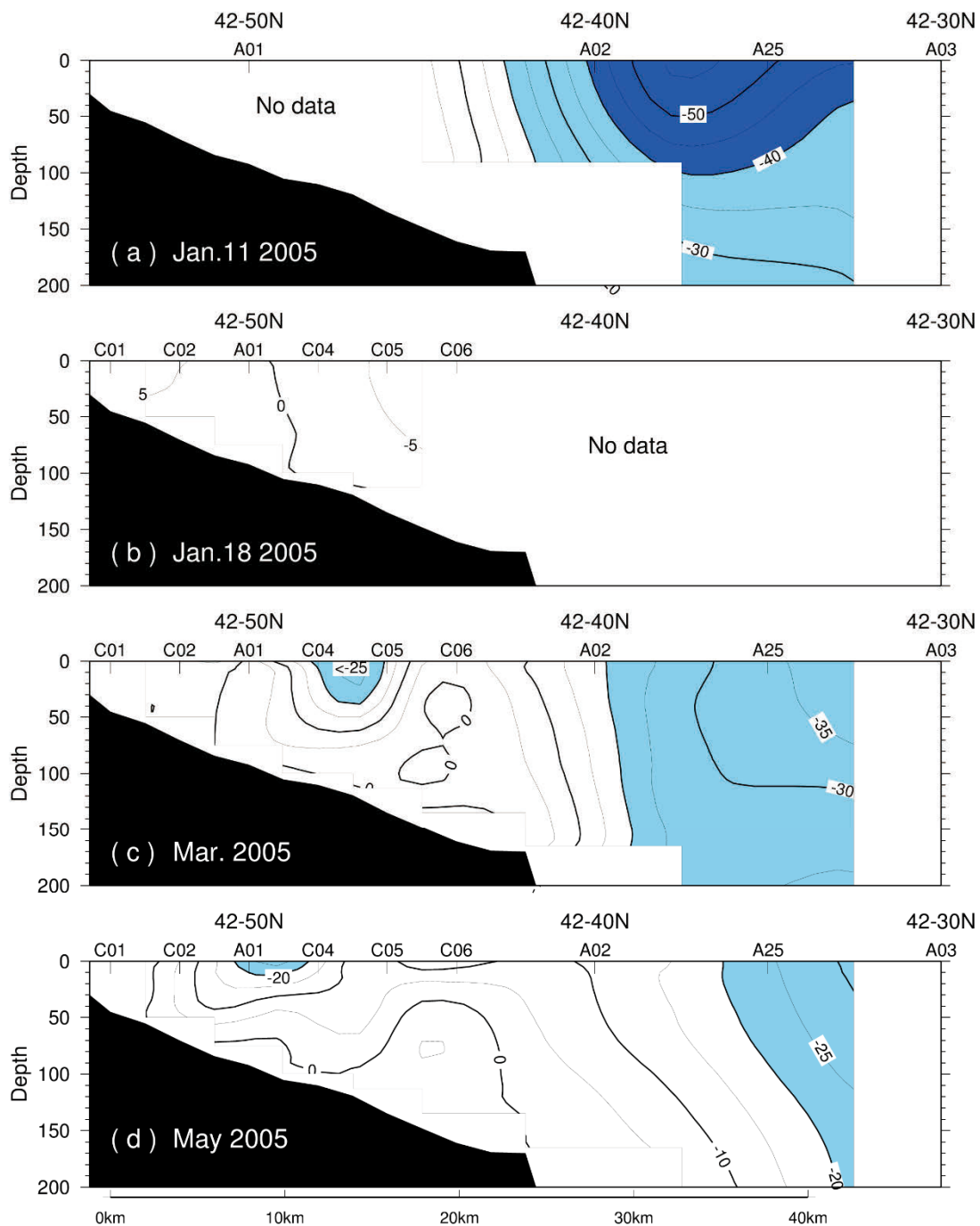


Figure 4-4. Vertical cross-sections of geostrophic velocities across the transect C01–A03 (Fig. 4-1), with reference to the maximum depth of CTD observation on January 11 (a), January 18 (b), in March (c) and May (d) 2005. Negative signs denote southwestward direction. Light blue and blue-shaded regions denote southwestward speed 20-40cm/s and >40cm/s, respectively

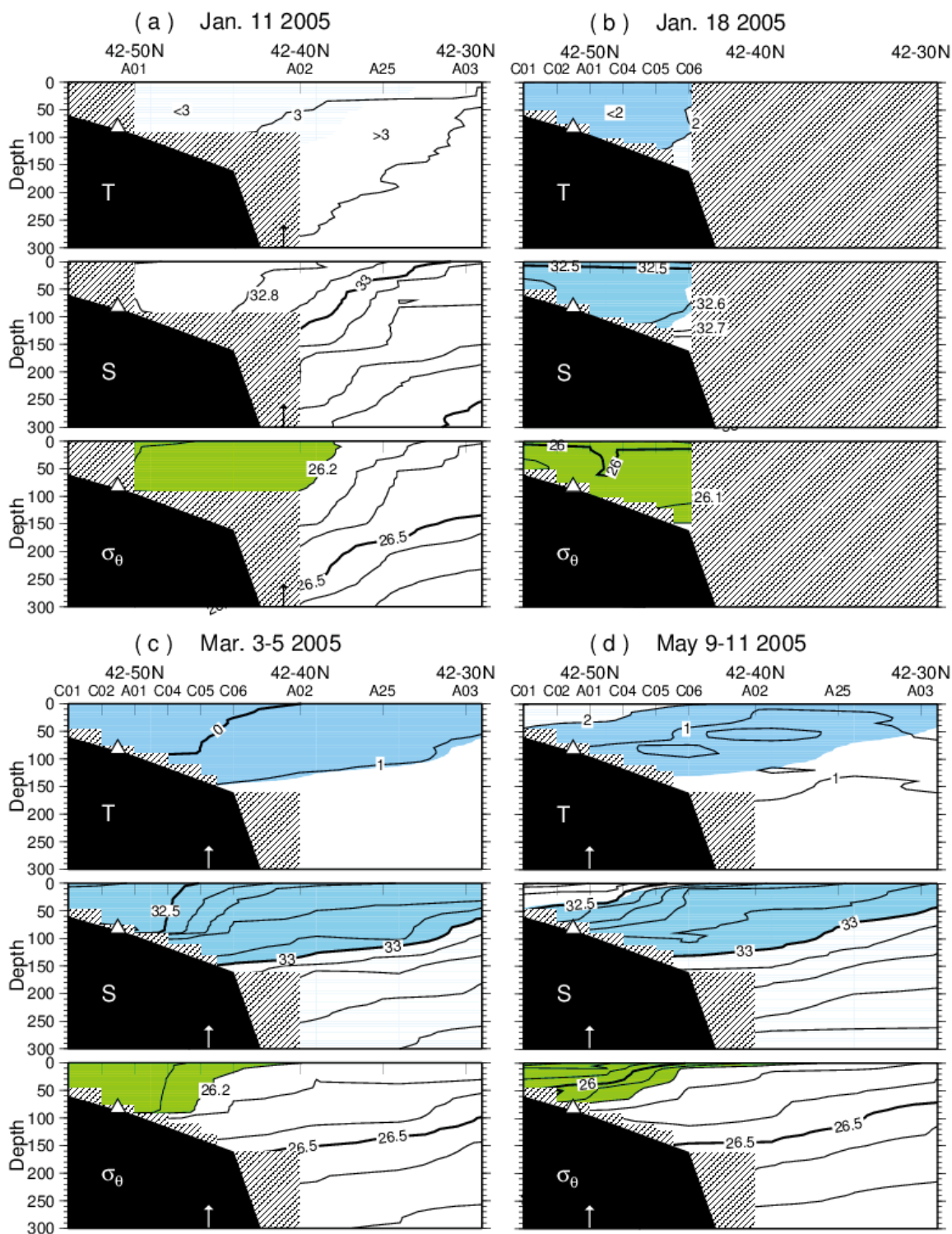


Figure 4-5. Vertical cross-sections of temperature [$^{\circ}\text{C}$], salinity, and potential density [σ_θ] across the transect C01–A03 (Fig. 4-1) on January 11 (a), on January 18 (b), in March (c) and in May (d) 2005, respectively. Light blue-shaded regions denote COW ($T < 2^{\circ}\text{C}$ and $S < 33$). Yellow green-shaded regions in each lower panel denote lower density region than $26.2 \sigma_\theta$. The triangle in each figure indicates the location of the TRBM-ADCP measurements. Arrows indicate geographical positions of the water depth h_b where the surface-to-bottom density front is theoretically formed (Chapman, 2000). Obliquely hatched regions in each figure denote no data

下であるものの、水温がその指標値の 2°C よりやや高温な F-COW が A02 より岸側に分布する (Fig. 4-5a の上段と下段)。26.2–26.3 σ_{θ} の等密度線で表される表層～海底に至る密度前線が、シェルフブレイクより沖側の A02–A25 付近にみられる (Fig. 4-5a 下段)。ADCP の流速断面をみると、この A02～A25 の表層～海底に至る密度前線付近に 90cm/s 以上の南西向きの流速極大がみられ、その幅は 7-8km である (Fig. 4-3a)。地衡流断面でもほぼ同じ地点で 50 cm/s 以上の南西向きの速い流れがみられる (Fig. 4-4a)。これらの速い流れは、密度場の傾圧構造によるものであり (Fig. 4-5a 下段)、以降この強い流れを傾圧ジェットと記述する。一方、ADCP 断面をみると陸棚上では C05–C06 付近を除いて 40cm/s 以上の強い順圧流がみられた (Fig. 4-3a)。

1月18日になると、陸棚上に COW (水色の領域) が出現した (Fig. 4-5b 上段と中段)。これより、COW は 1月11日～18日の間に出現したと判定できる。陸棚域には、水平的にも鉛直的にも一様な低温低塩分水が分布するため、密度場も一様となり (Fig. 4-5b 下段)、結果として陸棚上の地衡流速はほぼ 0 cm/s であった (Fig. 4-4b)。

4.3.1.2 2005 年 3 月

水温はほぼ全域で 2°C 以下に低下し、COW の領域は 1月18日の観測時と比べて大幅に沖側に広がった (Fig. 4-5c 上段と中段)。これとは対称的に、26.1–26.2 σ_{θ} の等密度線で表される表層～海底に至る密度前線は岸側へ近づき、C04–C06 付近に位置していた (Fig. 4-5c 下段)。それに伴って傾圧ジェットの構造も岸側へシフトし、陸棚上の C04 付近に位置している (Figs. 4-3b, 4-4c)。

1月11日時点の ADCP 流速断面と比較すると、流速は断面全体で大幅に弱まっていた (Fig. 4-3b)。傾圧ジェットの幅は 7-8km で、1月11日時点とあまり変わらないものの、南西向きの流速極大は 25 cm/s 以下と大幅に減少していた (Figs. 4-3ab)。さらに、1月11日の観測時にみられた陸棚域の強い順圧流も弱まっており、C04 付近の表層に 25 cm/s に達する南西向きの傾圧流がみられるのみである (Fig. 4-3b)。一方、A02 より沖側では 1月11日時点と比べて等密度面の傾きが平らになり、水平密度勾配が弱まっていた (Fig. 4-5c 下段)。

4.3.1.3 2005 年 5 月

COW の領域の広さは、3月と比べてそれほど大きな違いはみられないものの、陸棚域表層では、COW が

海面加熱による昇温で変質した S-COW が分布するようになるため、その領域が 3月と比べて少し狭まる (Fig. 4-5d 上段と中段)。また、陸棚域では 3月に比べて水平密度勾配が顕著になる (Fig. 4-5d 下段)。

ADCP 流速断面をみると、流速は 3月と 5月の間にほぼ断面全体で大幅に弱まり、5月になると沖側と陸棚域の一部を除いて 20cm/s 以下まで低下した (Fig. 4-3c)。26.1–26.2 σ_{θ} の等密度線で表される表層～海底に至る密度前線は、3月に比べてさらに岸側へ近づくと同時に、その密度前線の傾きが平らになっていた (Fig. 4-5d 下段)。表層～海底に至る密度前線を伴う傾圧ジェットの構造も、3月に比べて岸側へ近づき A01 付近に位置し、傾圧ジェットの南西向きの流速極大は 20cm/s 以下まで低下した (Figs. 4-3c)。地衡流の流速コアもほぼ同じ場所にみられ、3月と比べて岸側に移動している (Fig. 4-4d)。

以上に述べたように、1月～5月の ADCP 流速、地衡流速、密度場の断面の時間推移をみると、傾圧ジェットを伴う表層～海底に至る密度前線の構造は時間推移とともに沖から岸へ移動すると同時にその前線の傾きが平らになり、傾圧ジェットの流速極大が減少しているのがわかる (Figs. 4-3, 4-4, 4-5 の下段)。

4.3.2 流量の変動

2005年1月11日の時点の各区間の流量分布をみると、Fig. 4-3a で示した ADCP による流速断面と同様に、A02 と A25 の間に極大がみられる (Fig. 4-6a)。 $T_{C01-A03}$ は 3.64Sv と極大になるにも関わらず、この時点では A ライン上に COW がまだ出現していないため (Fig. 4-5a)、結果として T_{COW} は 0 Sv である (Fig. 4-6a, Table 4-1)。

2005年3月の時点の各区間の流量分布をみると、ADCP の流速構造と対応し (Fig. 4-3b)、岸側と沖側で極大をもつ 2 極構造となっている (Fig. 4-6b)。 $T_{C01-A03}$ は 1.18Sv と、1月の値の 1/3 以下まで大幅に低下した (Table 4-1)。これとは対称的に、COW の分布域が 1月の時点と比べて沖側に大幅に広がるために (Fig. 4-5c)、 T_{COW} の値は 1月に比べて大幅に増加し 0.92Sv と極大となった (Fig. 4-6b, Table 4-1)。流速値は、ほぼ全ての場所で 1月と比べて弱まっているので (Fig. 4-3b)、流速値の変化が COW 流量増大の原因とは考えられない。第 2 章で述べたように、道東海域では COW の領域は例年年間を通じて最も低温低塩分になる 3月に最大になり (Fig. 2-9c)、実際 2005 年の 3月も COW 領域が沖側へ拡大している (Fig. 4-5b)。したがって、3月に COW 流量が 0.92Sv と極大になるのは、COW 領域が沖側へ拡大したためと考えられる。

2005年5月になると、 $T_{C01-A03}$ と T_{COW} の値はそれぞれ

Table 4-1. Estimated values of volume transport in January, March and May 2005, respectively. $T_{C01-A03}$, T_{COW} and T_{CO} denote estimated values by integrating measured velocities from C01 to A03, by integrating measured velocities within the depth range of COW ($T < 2^{\circ}C, S < 33$), and by integrating measured velocities within regions with densities lower than $26.2\sigma_{\theta}$, respectively

	Jan.2005	Mar.2005	May 2005
$T_{C01-A03}$	3.64 Sv	1.18 Sv	0.50 Sv
T_{COW}	0 Sv	0.92 Sv	0.30 Sv
T_{CO}	0.79 Sv	0.21 Sv	0.12 Sv

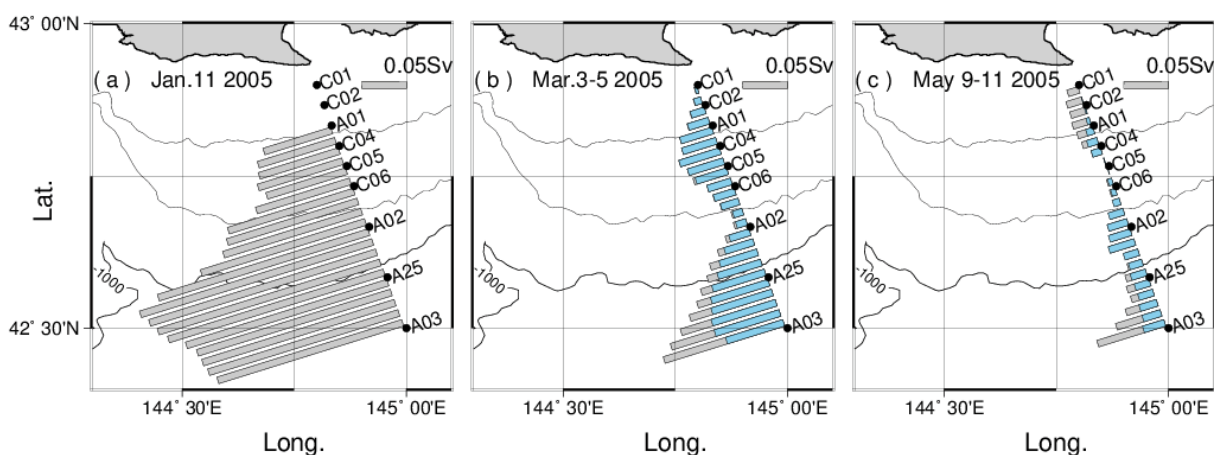


Figure 4-6. Spatial distributions of volume transport for each segment (a) on January 11, (b) March 3-5, and (c) May 9-11 2005. Gray plus light blue bars and light blue ones denote the volume transport estimated by integrating measured velocities and that estimated by integrating measured velocities in the depth range of COW ($T < 2^{\circ}C$ and $S < 33$), respectively. $T_{C01-A03}$ and T_{COW} (described in Table 4-1) were estimated by integrating the gray plus light blue bars and light blue ones in each segment from C01 to A03, respectively

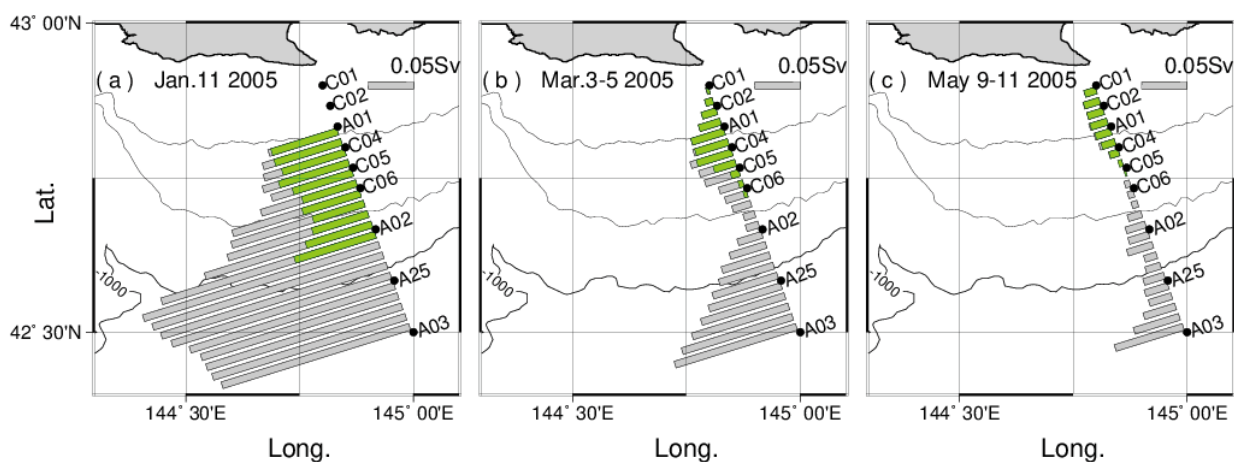


Figure 4-7. Same as Fig. 4-6, but the yellow green bars denote the volume transport estimated by integrating measured velocities within lower-density water ($< 26.2\sigma_{\theta}$). T_{CO} (described in Table 4-1) was estimated by integrating the yellow green bars in each segment from C01 to A03

れ0.50 Sv, 0.30 Svと, 2005年3月の値と比べて半分以上まで減少した (Fig. 4-6c, Table 4-1)。しかしながら, CTDデータから求めた5月のCOWの水塊範囲を満たす水深帯は, 3月に比べてS-COWへの変質のために表層付近で25%程度減少するにすぎない (Fig. 4-5d上段と中段)。したがって, 3月~5月の間に T_{COW} が半分以上に減少するのは, COWの分布域の減少によるものではなく, この間に流速自体が大幅に減少したためと判断できる (Fig. 4-3c)。

各観測時の密度断面をみると, $26.2\sigma_\theta$ の等密度線で表される表層~海底に至る密度前線がみられ, 低密度水が前線より岸側に捕捉されている (Figs. 4-5a~dの下段の黄緑領域)。そこで COの流量(T_{CO})を, $26.2\sigma_\theta$ 等密度線で表される表層~海底に至る密度前線に沿って岸側に捕捉された低密度水 (Figs. 4-5a,c~d下段の黄緑の領域) のフラックスを積分することによって見積もると, T_{CO} は $T_{CO1-A03}$ の時間変化と同様に, 1月に0.79 Sv, 3月に0.21 Sv, 5月に0.12 Svと, 時間推移とともに減少していた (Figs. 4-7a~c, Table 4-1)。Sakamoto *et al.* (2010) は, 数値モデルでCO流量は1月~4月にかけて平均して0.5Svであることを示しており, 観測から見積もった T_{CO} の時間変化と概ね一致する。なお, T_{COW} の時間変化が T_{CO} と異なるのは, COWの定義が必ずしも岸に捕捉された低密度水を表していないためと考えられる。

4.4 考察

4.4.1 沿岸親潮の流れ場の構造と密度フロントの岸沖間移動

1月11日のAライン断面では, 低密度水が岸側に捕捉され, $26.2\sigma_\theta$ 等密度線で表される表層~海底に至る密度前線とそれに伴う傾圧ジェットがシェルフブレイク付近より沖側のA02-A25付近にみられる (Figs. 4-3a, 4-5a下段)。また, 第3章で示したTRBM-ADCPで観測された流速ベクトルの時間変化をみると, 第I期~第II期を通じて, 76m深で沖向き方向への流向の偏向がみられ, 海底エクマン層の存在を示唆している (Figs. 3-2, 3-3)。Sakamoto *et al.* (2010) は, 数値モデルを用いてCOの流れ場を再現しており, 40cm/sを越える傾圧ジェットを伴う密度前線がみられる点, シェルフブレイクより岸側の陸棚域の海底付近で海底エクマン輸送による沖向き方向の流れがみられる点は, 彼らのモデルとよく似ている。彼らは, このようなCOの流れ場の構造は, Chapman and Lentz (1994)が提唱するシェルフブレイクフロントモデルの理論で解釈されるとしており, 冬季~春季

に道東海域の陸棚上を流れるCOに伴う低密度水と, 沖合の重たい水との間の密度前線に沿って, シェルフブレイク上の表層付近に強いCOの流れが生じていると考えられる。

このように, Sakamoto *et al.* (2010)の数値モデルで再現されたCOの流れ場は, 観測と良く似ているものの, 1月のADCP流速断面をみると傾圧ジェットの流速極大は90cm/s以上とモデルの倍以上であり, ジェットができる場所もシェルフブレイクより沖側に形成されるなど, 観測と異なっている点もみられる (Fig. 4-3a)。また彼らのモデルによれば, 陸棚域では10~20cm/sの非常に弱い流れだが, 1月11日の観測では, 陸棚域の岸側を中心に40cm/s以上の非常に速い傾圧流がみられる (Fig. 4-3a)。その後, この陸棚域の強い傾圧流は, 時間推移とともに次第に弱まり, 流れ場の構造は傾圧流から傾圧流へと変化する (Figs. 4-3a~c)。

Chapman (2000) は, 表層~海底に至る密度前線が形成される場所の位置の深度を, 数値モデルを用いて定義している。彼の理論によれば, その水深 h_b は, 以下の理論式で与えられる。

$$h_b = \left(\frac{2Vf\rho_0}{g\Delta\rho} \right)^{1/2}$$

ここで, V は沿岸水の流量 ($Sv = 10^6 m^3 s^{-1}$ 本研究の場合 V は T_{CO} に相当), $\Delta\rho$ はフロント間の密度差 ($kg m^{-3}$), f はコリオリパラメータ ($1.0 \times 10^{-4} s^{-1}$), ρ_0 は標準密度 ($1.0 \times 10^3 kg m^{-3}$), g は重力加速度 ($9.8 m s^{-2}$)である (Sakamoto *et al.*, 2010)。上式は, 表層~海底に至る密度前線が形成される位置が, 沿岸の低密度水 (すなわちCO) の流量に大きく依存することを示しており, T_{CO} の減少は, 密度前線の場所を岸へ近づけるセンスになる (Figs. 4-5a~dの下段)。実際, この密度前線の場所は, 1月~5月の間に傾圧ジェットが形成される場所とともに, 沖から岸へ向かってシフトしている (Figs. 4-3, 4-5a~d下段)。 T_{CO} は1月に0.79 Sv, 3月に0.21 Sv, 5月に0.12 Svと時間推移とともに減少しており (Figs. 4-7a~c, Table 4-1), それぞれの時期のCO流量の値を上述の式へ入力すると, 1月, 3月, 5月の h_b の値は, それぞれ342m, 152m, 99mになる。 h_b を, ADCP流速と水温・塩分・密度の断面図にプロットすると (Figs. 4-3, 4-5の矢印), 傾圧ジェットを伴う密度フロントの位置と大まかに一致している。以上のことから, 1月~5月の間に, T_{CO} の減少に応じて, 表層~海底に至る密度前線を伴う傾圧ジェットの位置が, 沖から岸へ向かってシフトしたと推察される。

4.4.2 オホーツク海と太平洋の水位差と CO の流れ場の変動との関係

CO 流量は、1 月～5 月の間に減少していた(Fig. 4-7, Table 4-1)。第 1 章で述べたように、COW の起源は ESCW であることが指摘されている(磯田ら, 2003)。また、オホーツク海南部では ESCW の到来により例年 11～12 月に北海道岸沿いに塩分が急低下し、12～1 月になると ESCW の面積が最大になる(Watanabe 1963; Itoh and Ohshima, 2000)。その後、その面積は 2 月になると急激に減少し、4 月になると完全に消滅する(Itoh and Ohshima, 2000)。したがって、1 月以降のオホーツク海における ESCW の衰退によって、オホーツク海から太平洋側へ流れ出る低塩分水の量が減少し、CO 流量の減少に繋がったと推察される。

一方、第 3 章で示した TRBM-ADCP の第 II 期の実測流の鉛直プロファイルの時間推移をみると、傾圧成分が 1 月～5 月の間に次第に増加する一方で、この間に傾圧成分は減少していた(Figs. 3-6g～k)。この傾圧成分の減少の原因を調べるため、この間の北海道オホーツク海側の網走(AS)と太平洋側の花咲(HN)の水位変動を調べた。両地点の 2004 年 10 月～2005 年 5 月の両地点における月平均水位の時間変化を Fig. 4-8(a)、および両地点の水位差(AS-HN)を Fig. 4-8(b)にそれぞれ示す。網走の水位は 12 月に極大になるが(Fig. 4-8a の○印)、これは前述のように、低塩分水の ESCW の到来による水柱膨張のためと考えられ(Itoh and Ohshima, 2000)、網走の水位

はその後、ESCW の縮退に伴い減少すると考えられる。一方、花咲の水位は網走よりも常に低く、12 月以降減少傾向にあり、網走における水位変動パターンとよく似ている(Fig. 4-8a の●印)。しかしながら、花咲の水位の減少率は網走より一貫して小さいため、結果として両地点の水位差は、2004 年 12 月～2005 年 5 月の間に減少することになる(Fig. 4-8b)。以上のことから、両地点における水位差の減少によって、冬季～春季の間の傾圧成分の減少につながった可能性が考えられる。

4.4.3 沿岸親潮流量の変動によって引き起こされる海洋構造の変化

第 2 章で示したように、道東海域の沖合域には、比較的高塩分な OW がほぼ周年を通じて分布するため(Figs. 2-9, 2-14)、 T_{CO} の減少は、密度前線の沖から岸へのシフトに応じて沖合域から比較的高塩分な水塊移流を陸棚域にもたらすと考えられる。A ラインの塩分断面をみると、塩分は実際、1 月 18 日～5 月の間に、陸棚域の C04-C06 付近下層を中心に増加しており(Figs. 4-5b～d 中段)、同じような下層を中心とする 3 月～6 月頃の塩分増加は、第 3 章でもみたように、陸棚上の A01 における塩分の時間変化にも現れている(Fig. 3-4b)。また、第 2 章で示した 50m 深における塩分空間分布の各月年平均値をみると、33.0 等値線が 3 月～7 月にかけて沖から岸へ向かってシフトしており、沖側から岸側へ向かって高塩分化が進むことを示唆している(Figs. 2-7c～g)。さらに、Oguma *et al.* (2008) が A ラインで安定同位体をつかって調べた水塊混合比の結果によれば、陸棚域の A01 で OW の存在比が底層を中心に、2005 年の 1 月～5 月の間に増加している。これらの事象は、いずれも冬季～春季にかけて OW による高塩分水が沖合域から陸棚域下層へ流入したことを示唆している。そのような、密度フロントの沖側から岸側への移動に伴う陸棚域下層の塩分増加は、2011 年の 1 月と 3 月の A ライン断面でも見られており(Fig. 4-9)、2005 年のみならず、他の年でも冬季～春季にかけて同じような海洋構造の変化がみられる。

以上のことから、Fig. 4-10 の模式図に示したように、上流域からの低塩分水供給すなわち T_{CO} の流量減少に応じて COW の領域が縮退することで、比較的高塩分な OW が沖合域から陸棚域下層へ流入し、その結果、陸棚域に元々あった COW による低塩分水と、沖合側から流れ込んだ高塩分水との間で塩分の

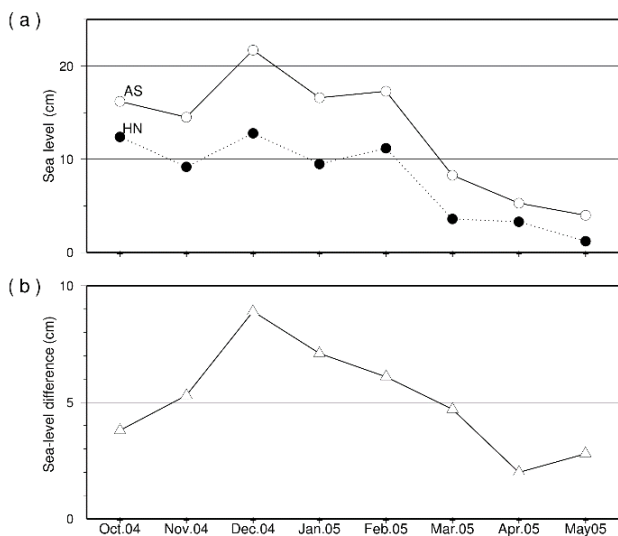


Figure 4-8. (a) Time-series of sea levels at Abashiri (AS: open circles) and Hanasaki (HN: closed circles), and (b) their difference (AS-HN), respectively

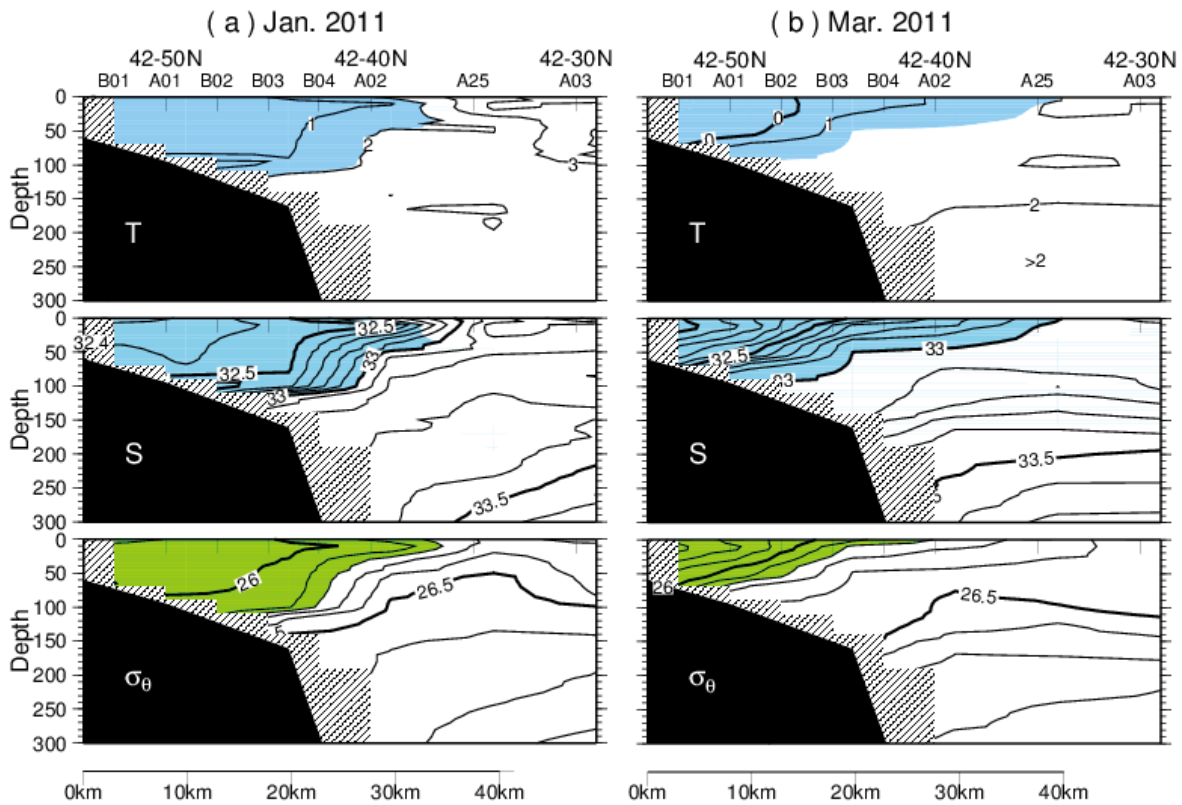


Figure 4-9. Vertical cross-sections of temperature [$^{\circ}\text{C}$], salinity and potential density [σ_θ] across the transect B01-A03 (Fig. 4-1) in January (a) and March (b) 2011, respectively. Light blue-shaded regions in each upper and middle panel and yellow green-shaded regions in each lower panel denote COW ($T < 2^{\circ}\text{C}$ and $S < 33$) and lower density region than $26.2\sigma_\theta$, respectively. Obliquely hatched regions in each figure denote no data

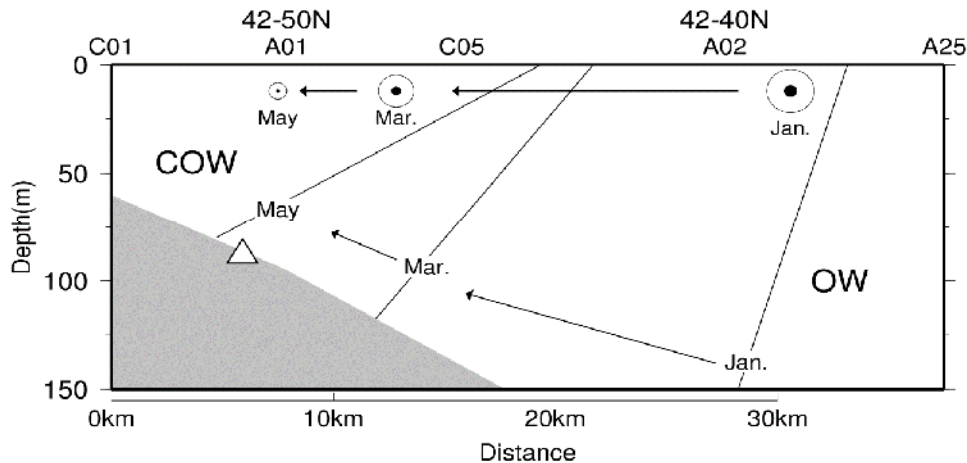


Figure 4-10. Schematic cross-section of temporal evolutions of hydrography during winter and spring. Arrows with heads denote southward baroclinic jet flow; the size of the arrow with head indicates the speed. The triangle indicates the location of the TRBM-ADCP measurements (open triangle in Fig.4-1)

水平勾配が生じると考えられる。冬季～春季の密度場が主として塩分依存であることを考慮すれば、このような陸棚域の塩分水平勾配は、第3章の第I期と第II期の冬季～春季の流速ベクトルの鉛直プロフ

ァイルの時間推移にみられるように、流れ場の構造の順圧から傾圧へ変化を生じさせると考えられる (Figs.3-5f~l, 3-6f~l)。

第5章 まとめと今後の課題

5.1 まとめ

道東海域において1982年1月～2011年3月の30年間に取得された現場観測データを用いて、当該海域における海洋物理場の気候値を月別に作成し、この気候値を用いて当該海域に分布する指標水塊の消長およびその変質過程を調べた。また、道東陸棚域周辺海域において、船舶 ADCP および海底設置型 ADCP による直接測流と CTD による水温・塩分観測を行い、沿岸親潮の流れ場の構造および流量の変動を調べ、その流量変動に伴う海洋構造の変化について調べた。その結果、当該海域における水塊分布と流れ場の構造の経月変化については Fig.5-1 の模式図と、本論の結果からまとめた水塊分類 (Fig.5-2, Table5-1) を用いて、以下のように記述できる。

12月～1月になると、道東陸棚域には上流側のオホーツク海から ESCW 由来の極低塩分水が流入することで、西～西南流の強化とともに急激な塩分低下が生じ、陸棚域には COW より高温な F-COW が分布するようになる (Fig.5-1a)。その後 F-COW は、海面冷却の影響で徐々に冷やされ、1月になると陸棚上に COW が分布するようになる (Fig.5-1b)。12月～1月の F-COW や COW 出現初期の頃の流れ場は順圧流が支配的である。

1月～5月の陸棚域には COW が分布し、沖合域には OW が分布する (Figs.5-1bc)。この間、表層～海底に至る等密度前線(26.2 σ_{θ})に沿って岸側に捕捉された低密度水フラックスを積分して求めた CO 流量(T_{CO})は、オホーツク海に分布する ESCW の衰退に伴い、1月に 0.79 Sv, 3月に 0.21 Sv, 5月に 0.12 Sv と時間推移とともに減少する。COW の分布域の面積は、年間を通じて最低水温になる3月に最大になるため、CO 流量が最大になる時期と COW の分布域の面積が最大になる時期は必ずしも一致しない。これは、COW の水塊の定義 (水温 $<2^{\circ}\text{C}$, 塩分 <33 ; 大谷, 1971) が必ずしも岸に捕捉された低密度水を表していないためと考えられる。この T_{CO} の減少に伴って、表層～海底に至る密度前線は沖から岸へ近づき、比較的高塩分な OW が沖合域から陸棚域底層へ流れ込み、陸棚域に水平塩分勾配を生じさせる (Fig.5-1c)。この時期の密度場は主として塩分依存のため、結果として陸棚域の流れ場は、冬季～春季にかけて順圧流から傾圧流へと変化する。

4月～5月になると、十勝川をはじめとする道東海域の陸岸からの雪解けに伴う河川水の影響により、道東陸棚域の西側表層を中心に 32.5 以下の極低塩分水が出現する (Fig.5-1c)。5月になると、陸棚域表層付近

には昇温に伴い、COW から変質した S-COW が出現する。S-COW は5月～6月の間に沖合域に向かって分布域を広げ、10月頃まで沖合域表層にとどまる一方 (Figs.5-1de), 6月になると、沖合域では海面加熱の影響で、OW は昇温により S-OW へ変質する (Fig.5-1d)。

陸棚域では、7月～8月の間に M-SWCW の流入に伴い水温・塩分が大幅に上昇し西～西南流が強まる。このとき、高温化に伴い岸側が沖側に比べて相対的に低密度になるため、8月～10月には沿岸密度流の構造が顕著になり、流れ場は傾圧流が支配的となる (Fig.5-1e)。この構造は、10月頃から海面冷却による表層混合層の発達により弱まり、さらに上流域のオホーツク海の宗谷暖流からの流れ込みも弱まるため、それに応じて上流域からの塩分供給も弱まる (Fig.5-1f)。一方、沖合域の表層では、11月頃には暖水渦やそれから派生した暖水からの高塩分水供給により、S-COW から変質した S-OW が分布するようになる (Fig.5-1f)。

以上のように、道東海域における流れ場の構造は、水塊分布と密接に関係し、M-SWCW や COW などの指標水塊の出現に応じて変化することが示された。

5.2 今後の課題

本研究で道東海域における水塊分布の月別変化が示されたものの、第2章でみたように、M-SWCW の水温と塩分値は TS ダイアグラム上で S-OW と交錯し、F-COW についても S-COW と領域が交錯する (Fig.5-2)。このように、水温と塩分値だけで単純にこれらの水塊を分類するのは難しく、当該海域で最終的にこれらの水塊を区分するためには、観測された時期や地理的な情報を頼りに分類することが必要となる。厳密な水塊区分をするには、Oguma *et al.* (2008) のような安定同位対比を用いた水塊分類などが有効と考えられるが、分析手法の複雑さに加えて測定に膨大な労力を要することから、実用化までには相当な時間を要するであろう。

本研究の結果、初めて現場観測を基にした沿岸親潮流量の値を見積もることができ、その値は冬季～春季にかけて減少することが示されたが、これらの値は2005年の3回のスナップショット的な観測を根拠にしたものである。そのため、時間的に離散し、連続的な時間変化を示せておらず、そのような時間変化を生じさせる力学機構も明らかにできていない。さらに、夏季～秋季の M-SWCW の流量の時間変化については本研究では明らかにされていない。これらの現象の解明には、道東海域に観測点で流速計をとりつけた係留系を多数配置して、流れ場の連続観測を行うことが必要であろう。

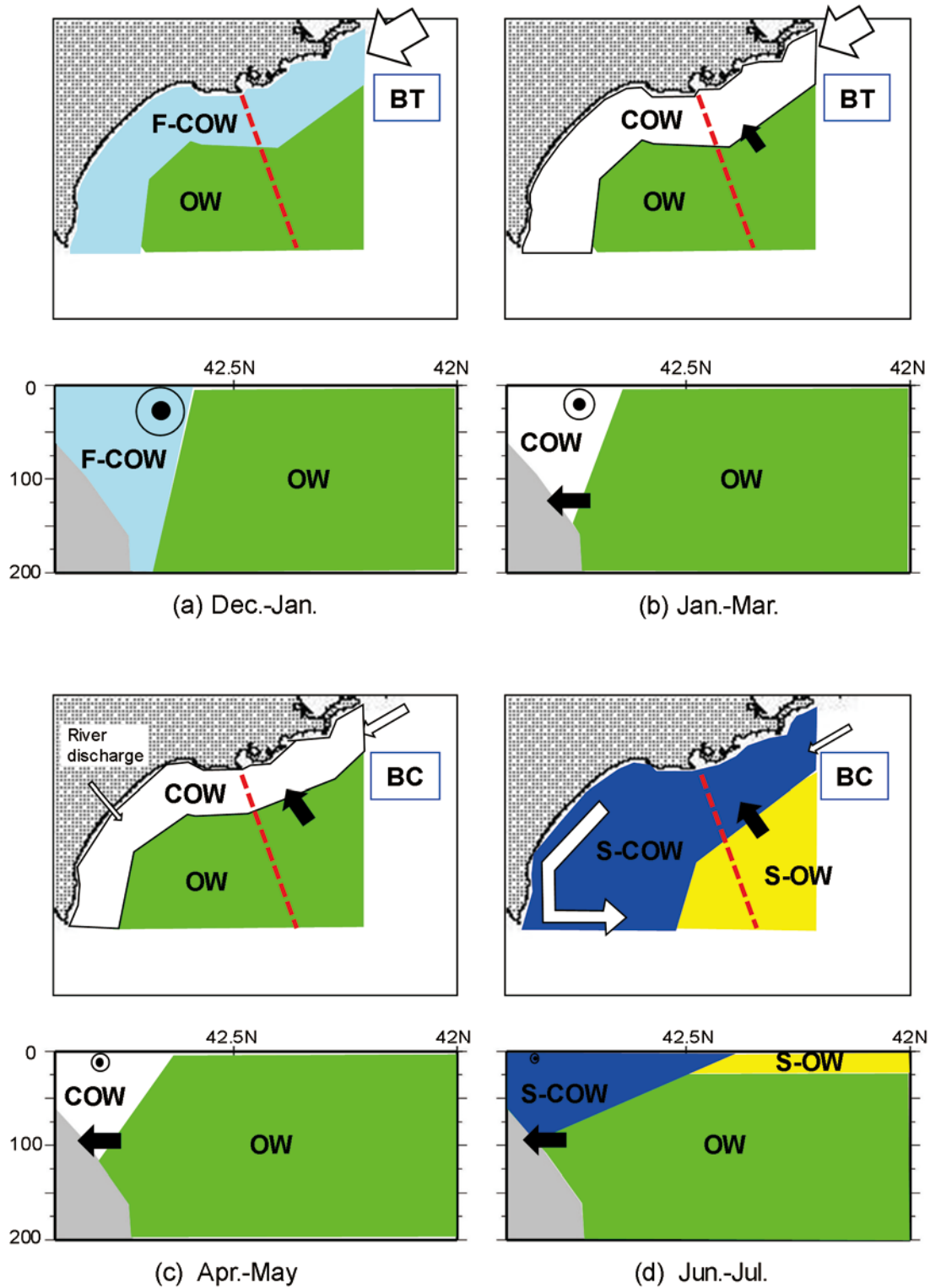


Figure 5-1. Schematic figures of water masses for each period (a) December-January, (b) January -March, (c) April-May, (d) June- July, (e) August- October and (f) November- December. White, blue, light blue, orange, yellow, green and red colors denote regions of COW, S-COW, F-COW, M-SWCW, S-OW, OW and KW, respectively. These colors correspond with the colors used in Fig. 5-2. White and black arrows denote low salinity water and high salinity water inflows. Symbols of BT and BC denote barotropic and baroclinic current structure. Lower panel of each figure indicates cross-section across the A-line (red dotted line). Arrows with heads denote southwestward baroclinic jet flows; the size of the arrow with head indicate the speed

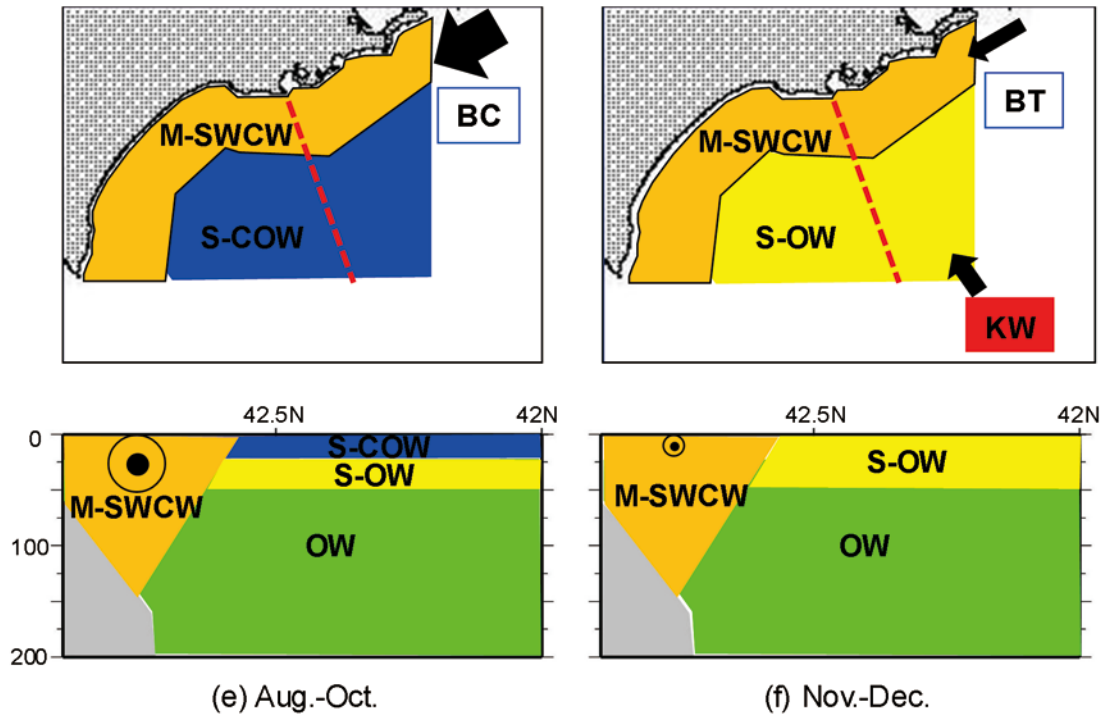


Figure 5-1. (Continued)

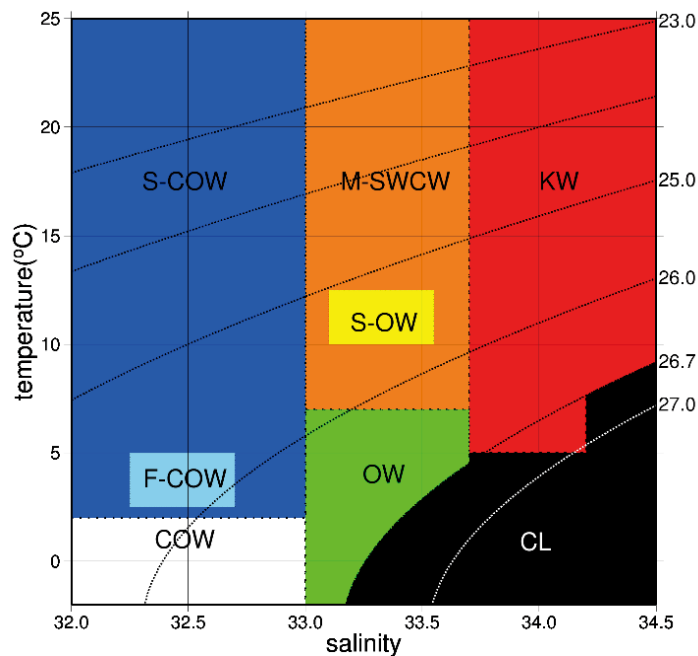


Figure 5-2. Classification of the water masses from this study. White, blue, light blue, orange, yellow, green, red and black colors denote regions of COW, S-COW, F-COW, M-SWCW, S-OW, OW, KW and CL, respectively

Table 5-1. Characteristics indices of water masses distributed off the southeastern Hokkaido, Japan

Coastal Oyashio Water(COW) ※1	$T < 2^{\circ}\text{C} \ \& \ S < 33$
Forerunner Coastal Oyashio Water(F-COW)	$T > 2^{\circ}\text{C} \ \& \ S < 33$
Surface Coastal Oyashio Water(S-COW) ※2	$T > 2^{\circ}\text{C} \ \& \ S < 33$
Modified Soya Warm Current Water(M-SWCW) ※3	$T > 7^{\circ}\text{C} \ \& \ S: 33.0-33.7$
Surface Oyashio Water (S-OW) ※2	$T > 7^{\circ}\text{C} \ \& \ S: 33.0-33.7$
Oyashio Water (OW) ※4	$T < 7^{\circ}\text{C} \ \& \ S: 33.0-33.7$ & $\sigma_{\theta} < 26.7$
Kuroshio Water (KW)	$T > 5^{\circ}\text{C} \ \& \ S: 33.7-34.2$ or $S > 33.7 \ \& \ \sigma_{\theta} < 26.7$
Cold Lower Water (CL) ※4	$S < 33.7 \ \& \ \sigma_{\theta} > 26.7$ or $T < 5^{\circ}\text{C} \ \& \ S: 33.7-34.2$ or $S > 34.2 \ \& \ \sigma_{\theta} > 26.7$

※1 Ohtani (1971)

※2 Rosa *et al.* (2007)

※3 Oguma *et al.* (2008)

※4 Hanawa and Mitsudera (1987)

謝辞

本研究をまとめるにあたり、温かいご指導・御鞭撻を賜りました東京海洋大学の吉田次郎教授に感謝致します。また、本論文の審査を担当頂くとともに、論文の作成に際して有益なご助言を頂いた、同大学の北出裕二郎教授、根本雅生准教授、荒川久幸教授に感謝致します。さらに社会人大学院在学中、同期の中野知香氏をはじめとする資源・海洋情報解析学研究室の学生の皆様には大変お世話になりました。心より感謝申し上げます。

中央水産研究所の資源環境グループ長の清水勇吾博士には、結果の解釈や論旨の展開等で有益なご助言を頂くとともに、直属の上司として常日頃から温かい激励を頂きました。心より感謝申し上げます。また、同グループ内の業務でご協力を賜った廣江豊主任研究員、事務手続等の日常業務でお世話になった安藤寧子氏、宮下紀子氏に心よりお礼申し上げます。上司として社会人大学院への進学についてご支援・ご協力を頂いた、同研究所海洋・生態系研究センター長の渡邊朝生博士（現在、東北区水産研究所）、杉崎宏哉博士に心より感謝申し上げます。

北海道区水産研究所奉職中は、旧亜寒帯海洋環境

部の東屋知範博士、川崎康寛博士、小埜恒夫博士、葛西広海主任研究員、小熊幸子博士からは、本研究について有益なご助言を頂くとともに、Aラインを中心とする観測航海において多大なるご協力を賜りました。同部の千村美和氏、政也政恵氏、千葉圭子氏、久能博美氏には、観測の準備やデータ入力等、研究室の日常業務で大変お世話になりました。同部の松尾豊博士、平川和正博士、渡邊康憲博士には、職場の上司として温かく見守って頂きました。同研究所旧亜寒帯漁業資源部の西村明博士、山村織生博士、本田聡博士、濱津友紀主任研究員、森賢博士、船本鉄一郎博士、千村昌之博士からは、道東海域における資源調査航海の海洋物理データを快くご提供頂くとともに、水産庁委託事業で大変お世話になりました。同研究所調査船北光丸、旧探海丸の歴代船長および乗組員の皆様には、Aライン観測や船底ADCPによる24時間往復観測、TRBM-ADCPの設置・回収の作業等、道東海域での観測において多大なるご尽力を賜りました。東北区水産研究所の伊藤進一博士（現在、東京大学大気海洋研究所）からは、可変型ガウシアン内挿法のデータ処理方法についてご教授頂くとともに、数々の有益なご助言を賜りました。また、同研究所旧混合域海洋環境部の皆様には、Aライン観測や農林水産技術会議委託プロジェクト研究で大変お世話になりました。さらに、東海大学海洋学部教授の植原量行博士からは、流速計データの解析手法についてご指導を受けました。以上の皆様方に対して厚く御礼申し上げます。

地方独立行政法人北海道立総合研究機構水産研究本部釧路水産試験場の佐藤充主査からは、2003年7月～2005年7月のTRBM-ADCP設置期間中、同試験場の北辰丸が道東海域で取得したCTDデータを快くご提供頂くとともに、当該研究に関わる共同研究の推進について多大なるご協力を賜りました。深く感謝申し上げます。

最後に、社会人大学院の進学について、ご理解・ご協力を賜った両親、義父母、そして、常日頃から心の支えになってくれた妻と息子に心より感謝します。

参考文献

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.

Chapman D. C. and Lentz S. J., 1994: Trapping of a coastal

- density front by the bottom boundary layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 1464-1479.
- Chapman D. C., 2000: Boundary layer control of buoyant coastal currents and the establishment of a shelf break front. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 2941-2955.
- 花輪公雄, 1984: 沿岸境界流. 沿岸海洋研究ノート, **22**(1), 67-82.
- 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 Mitsudera H., 1987: 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ウダラとその生活史. 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.
- 市川香, 2002: 衛星海面高度計資料を用いた海面変動の研究. 海の研究, **11**(2), 305-319.
- Itoh M. and Ohshima K., 2000: Seasonal variations of water masses and sea level in the southwestern part of the Okhotsk Sea. *J. Oceanogr.*, **56**, 643-654.
- Joyce T. M., 1989: On in-situ "calibration" of shipboard ADCPs. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 169-172.
- Kasai H., Saito H., Yoshimori A. and Taguchi S., 1997: Variability in timing and magnitude of spring bloom in the Oyashio region, the western subarctic Pacific off Hokkaido, Japan. *Fish. Oceanogr.*, **6**, 118-129.
- 川合英夫, 1972: 黒潮と親潮の海況学. 海洋科学基礎講座(海洋物理II), 東海大学出版会, 129-320pp.
- 川崎康寛, 河野時廣, 杉本隆成, 1990: 親潮の流速変動. 月刊海洋, **22**(4), 199-210.
- 加藤修, 1988: 超音波式潮流計による残差流の測定. 西水研研報, **66**, 59-67.
- Kono T., 1997: Modification of the Oyashio Water in the Hokkaido and Tohoku areas. *Deep Sea Res. I*, **44**(4), 669-688.
- Kono T. and Kawasaki Y., 1997a: Result of CTD and mooring observations southeast of Hokkaido. 1 Annual velocity and transport variations in the Oyashio. *Bull. Hokkaido Natl. Fish. Res. Inst.*, **61**, 65-82.
- Kono, T. and Kawasaki Y., 1997b: Result of CTD and mooring observations southeast of Hokkaido. 2 Annual variations of water mass structure and salt flux of the Oyashio. *Bull. Hokkaido Natl. Fish. Res. Inst.*, **61**, 83-95.
- Kono T, Foreman M., Chandler P. and Kashiwai M., 2004: Coastal Oyashio south of Hokkaido, Japan. *J. Phys. Oceanogr.*, **8**(5), 333-338.
- 松山優治, 青田昌秋, 小笠原勇, 松山佐和, 1999: 宗谷暖流の季節変動. 海の研究, **11**(2), 305-319.
- Mizuno K. and White W. B., 1983: Annual and interannual variability in the Kuroshio Current system. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1847-1867.
- 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.
- 三宅秀男, 福岡二郎, 松浦昇, 1986: 襟裳岬南東沖の親潮第一分枝直下における流速測定. 北海道大学水産学部研究彙報, **37**, 55-68.
- 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, 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.
- Nakayama Y., Kuma K., Fujita S., Sugie K. and Ikeda T., 2010: Temporal variability and bioavailability of iron and other nutrients during the spring phytoplankton bloom in the Oyashio region. *Deep Sea Res.*, **57**, 1618-1629.
- Nishimura A., Hamatsu T., Yabuki K. and Shida O., 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-I. 北水研報告, 51, 51-60.
- Oguma S., Ono T., Kusaka A., Kasai H., Kawasaki Y. and Azumaya T., 2008: Isotopic tracers for water masses in the coastal region of eastern Hokkaido. *J. Oceanogr.*, 64, 529-539.
- 奥田邦明(1986): 1984年の異常冷水現象の発生過程について. 東北水研研報, 48, 87-96.
- 大谷清隆, 1971: 噴火湾の海況変動の研究II. 噴火湾に流入・滞留する水の特性. 北海道大学水産学部研究彙報, 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., Isoda Y., Uehara K. and Aiki T., 2007: Seasonal variations of water system distribution and flow patterns in the southern sea area of Hokkaido, Japan. *J. Oceanogr.*, 63, 573-588.
- Sakamoto K., Tsujino K., Nishikawa S., Nakano H. and Motoi T., 2010: Dynamics of the Coastal Oyashio and its seasonal variation in a high-resolution Western North Pacific Ocean Model. *J. Phys. Oceanogr.*, 40, 1283-1301.
- 志田修, 西村明, 2002: 秋季の道東太平洋海域に分布するスケトウダラ0歳魚の孵化日組成と産卵群の関連. 水産海洋研究, 66, 32-238.
- 清水学, 磯田豊, 1999: 日高湾陸棚域における沿岸親潮の流動構造. 沿岸海洋研究, 36(2), 163-169.
- 清水勇吾, 伊藤進一, 1996: 東北海区水温等値線図の新しい作成方法について一不規則分布点より等値線図を描く方法. 東北区水産研究所研究報告, 58, 105-117.
- 杉浦次郎, 1956: 北海道近海における潮汐について. 日本海洋学会誌, 12, 117-119.
- Takizawa T., 1982: Characteristics of the Soya Warm Current in the Okhotsk Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 281-292.
- 植原量行, 三宅秀男, 1996: 風の季節変動に伴う襟裳岬南東における親潮の応答. 海と空, 72(1), 21-29.
- Uehara K., Miyake H. and Okazaki M., 1997: Characteristic of the flows in the Oyashio area off the Cape Erimo, Hokkaido, Japan. *J. Oceanogr.*, 53, 93-103.
- 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.
- Watanabe C. and Nishida H., 2002: Development of assessment technique for pelagic fish stocks; applications of daily egg production method and pelagic trawl in the northwestern Pacific ocean. *Fish. Sci.*, 68, 97-100.
- Yabe I., Kusaka A., Hamatsu T., Azumaya T. and Nishimura A., 2011: Water mass structure in the spawning area (*Theragra chalcogramma*) on the Pacific coast of the southern Hokkaido, Japan. *Bull. Jpn. Soc. Fish. Oceanogr.*, 75(4), 211-220.
- Yasuda I., Okuda K. and Hirai M., 1992: Evolution of a Kuroshio warm-core ring – variability of the hydrographic structure. *Deep Sea Res.*, 39, S131-S161.
- 吉田隆, 1992: 親潮水の分布の平均的な季節変動. 海と空, 70, 85-90.