

海洋大循環モデルに見られた沿岸親潮*

中村 知裕・淡路 敏之・豊田 隆寛・石川 洋一**

Coastal Oyashio in a North Pacific Simulation Experiment

Tomohiro Nakamura, Toshiyuki Awaji, Takahiro Toyoda and Yoichi Ishikawa

高分解能京都大学海洋大循環モデルによる北太平洋シミュレーション実験結果を用いて, 沿岸親潮の形成過程について検討した. シミュレートされた沿岸親潮は, 春に低塩で秋に高塩かつ流速が最大となる等, 観測から指摘されている特徴を良く再現していた. モデルの沿岸親潮は親潮の沿岸域での流れというよりも, むしろ春は海水融解による低塩・低温水, 秋は夏季の宗谷暖流水を起源とする高塩・高温水により駆動される季節変動に富んだ局所的な流れであった. この結果は, オホーツク海からの密度・渦位フラックスのみでも, 沿岸親潮は駆動されることを示している. 興味深いことに, 春季には宗谷暖流水の密度が高すぎて西部千島海峡を横切れないため, 北海道南東沿岸に現れる高塩水の起源は夏季の宗谷暖流水のみであった. このことは, オホーツク海中層水の形成や宗谷暖流と沿岸親潮のつながりを理解する上で重要である. また, 従来の大循環モデルでは考慮されていない潮流過程が, 千島列島における海水混合・交換を通して沿岸親潮に影響を与えうることが示唆された.

Using a simulation result of the North Pacific circulation with the high-resolution Kyoto University Ocean General Circulation Model, an analysis has been attempted to identify and characterize the flow along the southeast coast of Hokkaido Island (hereafter Coastal Oyashio Current, COC). The model results well reflect salinity and velocity distributions and their temporal evolutions observed off the southeast and northeast coasts of Hokkaido Island. Our analysis revealed that the simulated COC is not the coastal part of the Oyashio Current, rather it is a local flow driven by a fresh and cold water associated with sea-ice melting in spring and by the saline and warm Soya Warm Current Water (SWCW) in autumn. This fact suggests that a density or potential vorticity flux from the Okhotsk Sea alone can induce the COC. Interestingly, the SWCW supplied from the Soya Strait to the Okhotsk Sea is too dense in both winter and spring due to its low temperature to cross over the western part of the Kuril Straits. Thus, the SWCW transported into the Okhotsk Sea in summertime is the only origin of the Coastal Oyashio water in both summer and autumn. This effect of the Kuril Straits will be important in the formation of the Okhotsk Sea Intermediate Water and the dynamical relationship between the Soya Warm Current and the COC. In addition, the possible effects of tidal mixing and exchange in the Kuril Straits are discussed.

キーワード: 沿岸親潮, オホーツク海, 海洋大循環モデル, 親潮, 宗谷暖流, オホーツク海中層水

1. はじめに

北海道の南東沖には沿岸に捕捉された流れ(便宜上, 以下では沿岸親潮と呼ぶ)と陸棚斜面を流れる親潮が存在する. 前者は北海道沿岸の生態系や漁業に直接的かつ多大な影響を与えていることから, その力学的挙動の理解と予測に向けたモデル研究の進展が近年特に重要視されるようになった.

モデル研究の基礎を与える沿岸親潮の観測的知見に関しては, これまでの長年にわたる研究の結果, 北海道南

東沿岸にはほぼ1年中低密度水とそれに伴う流れが存在する一方, 季節的には春季(3~5月)に流水とその融解によって形成された低塩・低温な海水が分布し, 秋季(10月~11月)には宗谷暖流起源の高塩・高温な海水が分布すること, 流速は後者の秋季に最大となるといった特徴が明らかにされてきた(例えば, Sugiura, 1957¹⁾; 村上, 1984²⁾; 大谷, 1989³⁾; Kono, 1997⁴⁾; Kono *et al.*, 2003⁵⁾). このような観測的記述が進むにつれて, 沿岸親潮水の輸送を引き起こす主な駆動力は何か, さらにまた, 沿岸親潮と沖合の親潮との物理的リンクに関する問題, 例えば沿岸親潮は親潮の沿岸部に過ぎないのか否かといった問題等の解明が重要な研究課題として浮かび上がってきた.

この種の問題のアプローチには数値モデル研究が有効

* 2002年12月18日受領, 2003年3月14日受理

** 京都大学大学院理学研究科地球物理学教室
連絡先: 中村知裕, 京都大学大学院理学研究科地球物理学教室
〒606-8502 京都市左京区北白川追分町理学部4号館
E-mail: nakamura@kugi.kyoto-u.ac.jp

であり、事実、多くの海域において数値モデルが大きな貢献をしてきた。しかし、これまでのところ、数値モデルによる沿岸親潮の記述はほとんど無い。これは、以下に述べるように、親潮/沿岸親潮循環系のモデリングが極めてチャレンジングであり、困難な問題が多々存在していたためである。沿岸親潮の背景場とみなせる親潮本流は、周知のように、北太平洋亜寒帯循環の西岸境界流の一部である。従って、主な駆動力は内部領域におけるエクマン輸送の発散であり、その概略はスベルトラップ輸送から推測することが出来る。しかしながら西岸境界流の空間スケールは内部領域に比べて小さく、その力学構造を表現しえる分解能がモデルに要求される。そのため、従来の粗い分解能モデルの場合には、黒潮のオーバーシュート（実際より遥かに北で離岸すること）が発生して親潮の南下が現実的に再現できないといった、親潮研究にとって重大な問題点が見られた。また最近では、親潮の駆動力として、上記の過程に加えて黒潮や千島列島起源の渦が重要な役割を果たすことが観測により示唆され（例えば、植原ほか、2002⁶⁾）、一層のモデリングの改良が必要となっている。

沿岸親潮のモデリングに関して事情は更に深刻である。生物過程にとりわけ重要な春季の沿岸親潮水については、オホーツク海で生成された海水の融解に起源を持ち（例えば、大谷、1989³⁾）、沿岸に捕捉されていることから、密度流あるいは沿岸捕捉波の性質を持つと考えられている。また、水深100m程度にしか及ばないことから、エクマン流の影響（沿岸湧昇も含めて）が大きいと予想される。従って沿岸親潮の再現には海水モデルは必須である。さらに、海盆スケールの亜寒帯循環に加えて沿岸の小規模スケールの現象を分解するためには、表層エクマン流を十分に捉えられるだけの鉛直分解能が同時に要求される。すなわち、計算機負荷が極めて大きくなる。その他、夏季の沿岸親潮水の起源である宗谷暖流を再現するには日本海の水塊構造と循環も再現する必要がある。

以上のように、沿岸親潮のモデリング研究は、その形成に関わる諸物理過程を組み込んだ数値モデルと大量かつ高速演算が可能な大型計算機の両方が要求されるため、最近になってようやく目処が付き始めた所である。例えば、最近の海洋大循環モデル（京都大学モデルや東京大学CCSRモデル等）は海水モデル・自由海面・ハイブリッド座標を組み込むことで上記の諸過程を原理的には再現できる。計算機資源に関しても、最近では中規模渦を許容できる高分解能モデルの計算が可能となった。そこで本稿では、未だ端緒的段階ではあるが、沿岸親潮のモデリング研究に関する話題提供を行うという意

味合いから、京都大学海洋大循環モデルを用いた渦許容の北太平洋海洋循環シミュレーション実験で得られた沿岸親潮の形成過程の特徴について報告する。

2. モデル

使用したモデルは京都大学海洋大循環モデル（石川ほか、2001⁷⁾；豊田、2002⁸⁾）で、上述の沿岸親潮の再現に必要な諸機能を備えたモデルである。例えば、境界流形成に重要な密度フロントや水塊輸送の再現性を向上させるために、高次の移流スキーム（Hasumi and Sugimoto, 1999⁹⁾）に加えて、等密度面混合と渦輸送のスキーム（Redi, 1982¹⁰⁾；Griffies *et al.*, 1998¹¹⁾；Gent and McWilliams, 1990¹²⁾）が併用されている。また、渦や境界流の再現に関して高野-大西スキーム（Ishizaki and Motoi, 1999¹³⁾）とSmagorinskyタイプのbi-harmonicな粘性項（Griffies and Hallberg, 2000¹⁴⁾）が使用されている。沿岸親潮で特に重要となる表層の低塩分水の再現性を高めるために、海水モデル（Ikeda, 1989¹⁵⁾）および混合層モデル（Noh and Kim, 1999¹⁶⁾）を使用した。そして、これらの性能を十分引き出せるように、鉛直方向には σ 座標と z 座標のハイブリッド座標系を採用して、自由海面の取り扱いと表層の高分解能化を実現した。海底においてはpartial cellスキームによって地形の分解を向上させている。

モデル領域は、北太平洋の亜熱帯・亜寒帯循環を再現できるように、北太平洋全域をカバーする赤道南緯10度

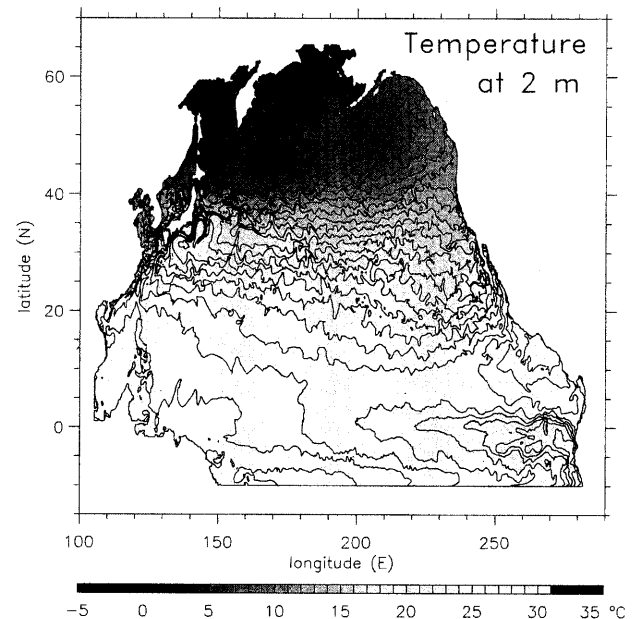


Fig. 1 Simulated sea surface temperature (at 2 m depth) in the whole model domain (monthly mean in May).

海洋大循環モデルに見られた沿岸親潮

(Fig. 1) までの海域とした。グリッド・サイズは東西1/6度・南北1/8度で、内部変形半径はおおよそ分解している。鉛直には78層、とりわけ200m以浅は4~5m、と非常に高分解能に設定し、地形は Smith and Sandwell, (1997)¹⁷⁾を基に作成した。海面での風応力、熱・淡水フラックスは、ヨーロッパ中期気象予報センター (ECMWF) の再解析データに基づく OMIP データセット (Röske, 2001¹⁸⁾) から日平均の気候値を作成し、これにフラックス・コレクションを加えて使用した。静止状態から全層で月別気候値 (World Ocean Atlas 1998; e. g., Boyer *et al.*, 1998¹⁹⁾) にリストアしながら5年間積分し、その後、南の境界と2,000m以深でのみリストア

しながらスピン・アップを行った。以下の議論では、11年目の季節変動を含む結果を使用した。

3. モデルの沿岸親潮

3.1 背景場

沿岸親潮について述べる前に、その背景場について簡単に見ておく。5月におけるモデルの海面水温場を Fig. 1 に示す。この図から、亜熱帯循環と亜寒帯循環における水温場の観測的特徴、および西部赤道太平洋の warm water pool や中東部赤道の冷水舌が良好に再現されているのが分かる。黒潮は日本付近で現実的な緯度で離岸し、南岸では蛇行している様子が見られる。次に沿岸親

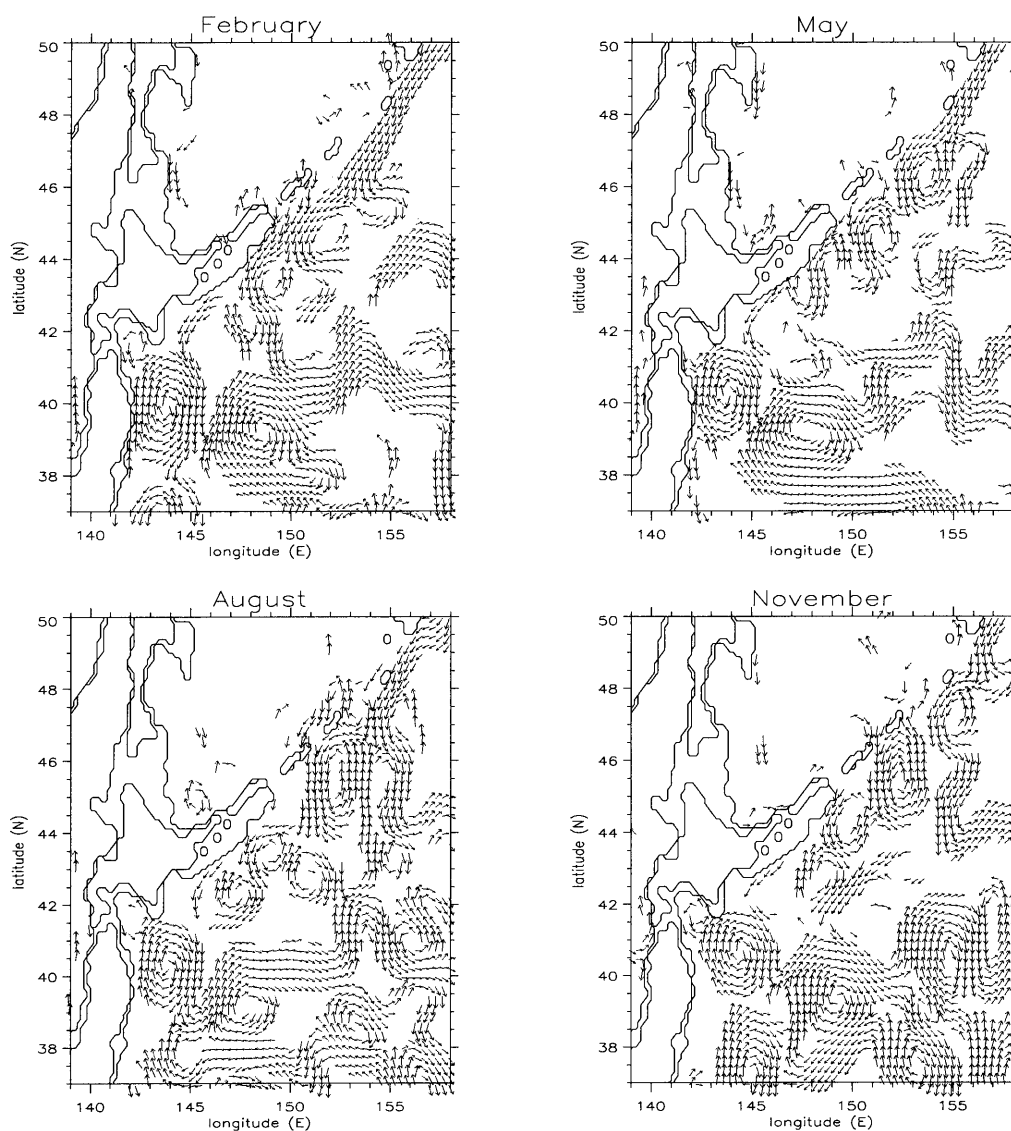
Direction of Velocity ($> 10\text{cm/s}$) at 197 m

Fig. 2 Directions of simulated horizontal velocity at 197 m depth around the northern part of Japan (monthly mean of every 3 months). Vectors are plotted at every 2 grids in both zonal and meridional directions and those of velocity less than 10 cm/s are not shown.

潮に影響を与える可能性のある親潮の表層部について季節変動を調べるため、日本近辺における97m深の水平流速場を2, 5, 8, 11月について月平均してFig. 2に示す。モデルの親潮の本流は、冬には北海道付近まで南下するものの、春には弱まり夏から秋にかけては千島列島沖で北東へ戻っている。これは、このモデルではオホーツク海からの低渦位水の供給が少ないために風成循環の境界で離岸し、北海道付近では従来の観測的知見に比べ弱めになってしまうためと思われる。後ほど議論でも触れるが、千島列島における潮汐混合には親潮の南下を強化する効果があるが、それがモデルで考慮されていないのも原因の一つと考えられる。その他、三陸沖には津軽暖流水を含む高気圧性の渦が存在しているが、これは黒潮起源の暖水塊が津軽暖流の渦モードと関連して捕捉・強化されたことによるようである。

3.2 塩分場の季節変動

4月の塩分の水平分布を調べたところ、オホーツク海から流出した低塩分水が北海道南東岸に沿って広がっており、沿岸親潮水がかなり現実的に再現されていた。海

面から陸棚深までの分布を詳しく見ると、鉛直方向に若干違いがあるものの、定性的特徴は共通していたので(図は省略)、エクマン流の影響が比較的小さく、かつ融氷水の効果が及ぶとされている深さである47m深の分布に注目して季節変動を見てみることにする。

Fig. 3に水深47mにおける塩分の水平分布を1月から(紙面の都合上)2ヶ月毎に示す。1月にはオホーツク海からの低塩分水の進入が始まっており、それは北海道南東沿岸では3月から4月にピークに達し、6月から7月まで続く。沿岸に沿って進入してきた低塩分水は1ヶ月から2ヶ月かけて襟裳岬近くに達した後、大部分が沖へ輸送され渦に巻かれて南へ輸送される。これはKono *et al.* (2003)⁵⁾による沿岸親潮水の分布や、杉浦(1956)²⁰⁾の沿岸流の典型的な分布の一つと似ている。

一方、3月から5月にかけては一部が襟裳岬を越えて日高湾へと進入し、噴火湾へ達する。風応力の分布を見ると、1月から2月にかけて吹いていた冬の北西季節風が弱まるのと同時期に、日高湾への進入が始まっている(図は省略)。この季節風は、日高湾において南西向き

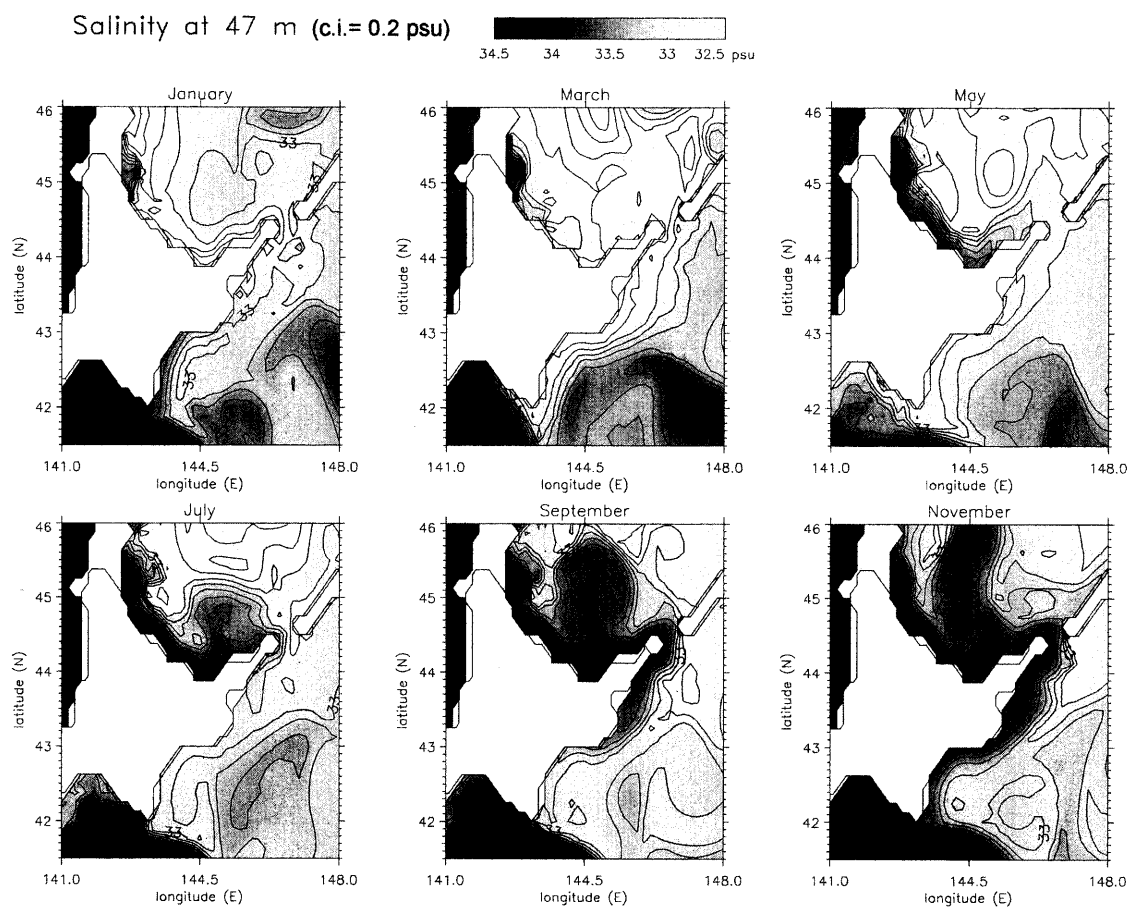


Fig. 3 Simulated salinity distribution around Hokkaido Island at 47 m depth (monthly mean of every 2 months).

海洋大循環モデルに見られた沿岸親潮

の沿岸流を駆動するセンスのエクマン輸送を引き起こし、日高湾への流入を妨げるように働く。そして、低塩分水の進入が弱まりはじめる6月には日高湾への進入も止む。これも観測的研究 (Kono *et al.*, 2003⁹⁾) の指摘と一致している。

宗谷暖流については、観測から知られているように、冬季に最も弱まり夏季に最強となる (例えば, Takizawa, 1982²¹⁾; 松山ほか, 1999²²⁾)。モデル結果においても、3月頃には宗谷暖流に伴う高塩分水がオホーツク海に現れ始め、徐々に強まりつつ沿岸沿いに南下し、6月には知床から国後の北岸に達している。

この高塩分水はその後、7月には網走沖で渦を形成し、8月から10月に成長して沖へ切離して行く。これは Ohshima *et al.* (2001)²³⁾ による宗谷暖流起源の高塩分水の北海道沖での観測結果と矛盾しない。北太平洋への高塩分水の流出は少し遅れて、8月頃から主に国後島北側の海峡から生じ始め、一部は択捉の沖からも流出する。その後、10月から11月には北海道南東岸沿いに広がり、

低塩分水と同様に襟裳岬東側から沖へと輸送される。

以上のように、モデルに見られる沿岸親潮は、冬から春にかけての低塩分水の進入および夏から秋にかけての高塩分水の進入といった特徴、並びにその時期・分布が観測的指摘と良く一致していると言える。

3.3 水平流速場の季節変動

次に、前節の低塩・高塩分水に伴う流速場を見てみる。塩分場と同様に、水平流速場は、かなりの鉛直シアがあるものの、流向は海面から陸棚の深さまでほぼ同じなので、塩分場と同じ水深47mのものについて季節変化を調べた (Fig. 4)。

冬季から春季 (1月から6月) にかけては低塩分水の進入に伴い、沿岸に捕捉された低密度水による密度流と同方向に流れている。3月から5月にかけて流速は比較的小さいが、日高湾沿岸に襟裳岬を越えて噴火湾に向かう流れが現れる。

一方、2月には微弱でほとんど止まっていた宗谷暖流は3月から徐々に強まり、高塩分水の進入と同様に6月

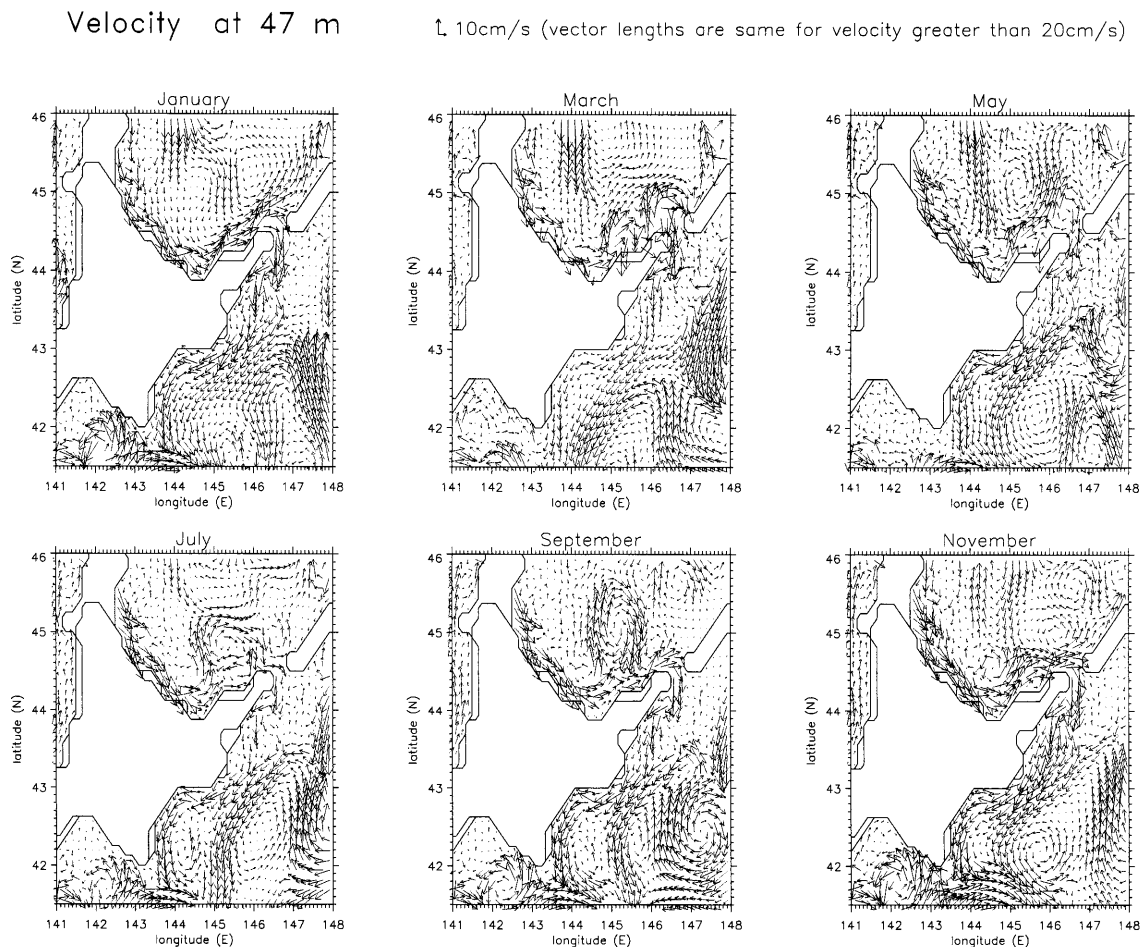


Fig. 4 Same as Fig. 3 but for current vectors. Vector lengths are set to be same for velocity greater than 20 cm/s to focus on the Coastal Oyashio Current and the Soya Warm Current.

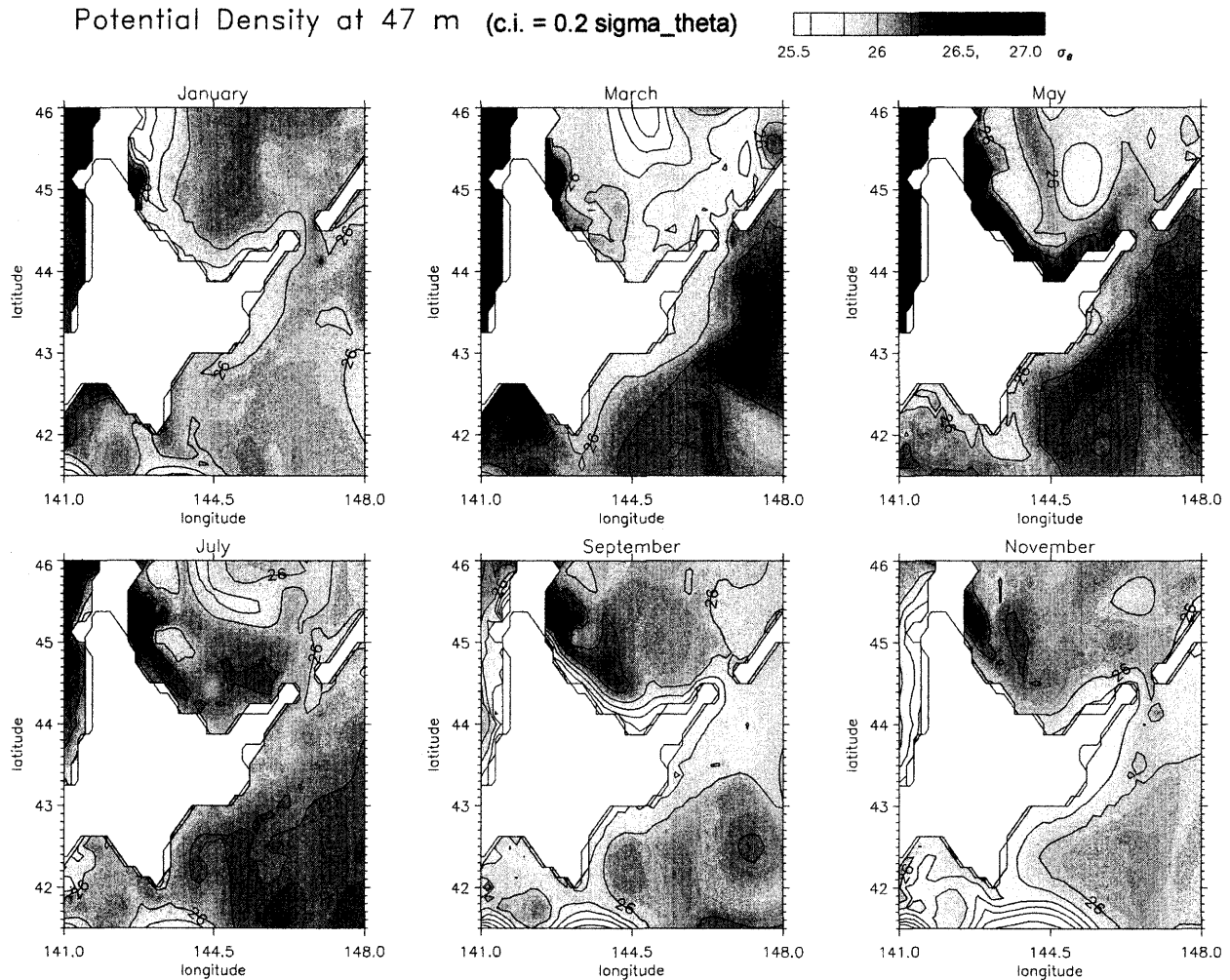


Fig. 5 Same as Fig. 3 but for potential density.

頃には知床半島・国後島のオホーツク側へ達する。Fig. 5に示すように、この春季の宗谷暖流水は高塩・低温で密度が大きい。Takizawa (1982)²¹⁾や Itoh and Ohshima (2000)²⁴⁾などの観測的研究からも、春季の宗谷暖流水は最大 $27.0\sigma_\theta$ の密度に達することが知られている。興味深いことに、この高密度のため春季宗谷暖流水は千島列島西部の浅い海峡を横切れず、オホーツク海側に溜まって7月頃には高気圧性の渦を形成し始める。

少し遅れて8月頃から、宗谷暖流起源の高塩分水が高温となり密度が周囲に比べて低くなって、ようやく太平洋側への流出が始まる。流出の時期と経路は高塩分のアノマリと同様で、主に国後島の北側を通る。北海道南東沿岸に高塩分水が広がるのは、その2ヶ月後の10月から11月であり、それに伴い流速が最大となる。

以上のように沿岸部の流速場は塩分アノマリの分布と良く対応しているものの、北海道南東沿岸の流れはほぼ1年を通じて存在しており、春季は低塩・低温、秋季は高塩・高温な低密度水を伴っている。これらの特徴は観

測から指摘されている沿岸親潮の特徴と良く一致している（例えば、Sugiura, 1957¹⁾；磯田ほか, 2002²⁵⁾；Kono *et al.*, 2003⁵⁾）。

3.4 沖方向の構造

ここでは、前節に述べた流速場が沖合の親潮主流とどのような関わりを持っているのか考察する。流速の水平分布図から判断すると、1月を除き、岸沿いの流れは沖合の南西流の一部とは見なし難い。とりわけ、比較的陸棚の広い根室・国後周辺や十勝沖では明らかに沖合の流れとは分離している。実際、密度の分布でも沖方向への密度勾配が顕著なのは、岸から数10km以内に限定されている。このことをより端的に示すために、沿岸親潮の上流部の国後沖 (44°N) および下流部の襟裳岬東側 (42.25°N) における、陸棚から陸棚斜面にかけての鉛直断面図を流速について示す (Fig. 6)。

上流部においては、どの季節でも沿岸部の流れと陸棚斜面上の流れの間に1つ以上の節があり、冬季以外では両者の間で流れが反転している。このことから、北海道

海洋大循環モデルに見られた沿岸親潮

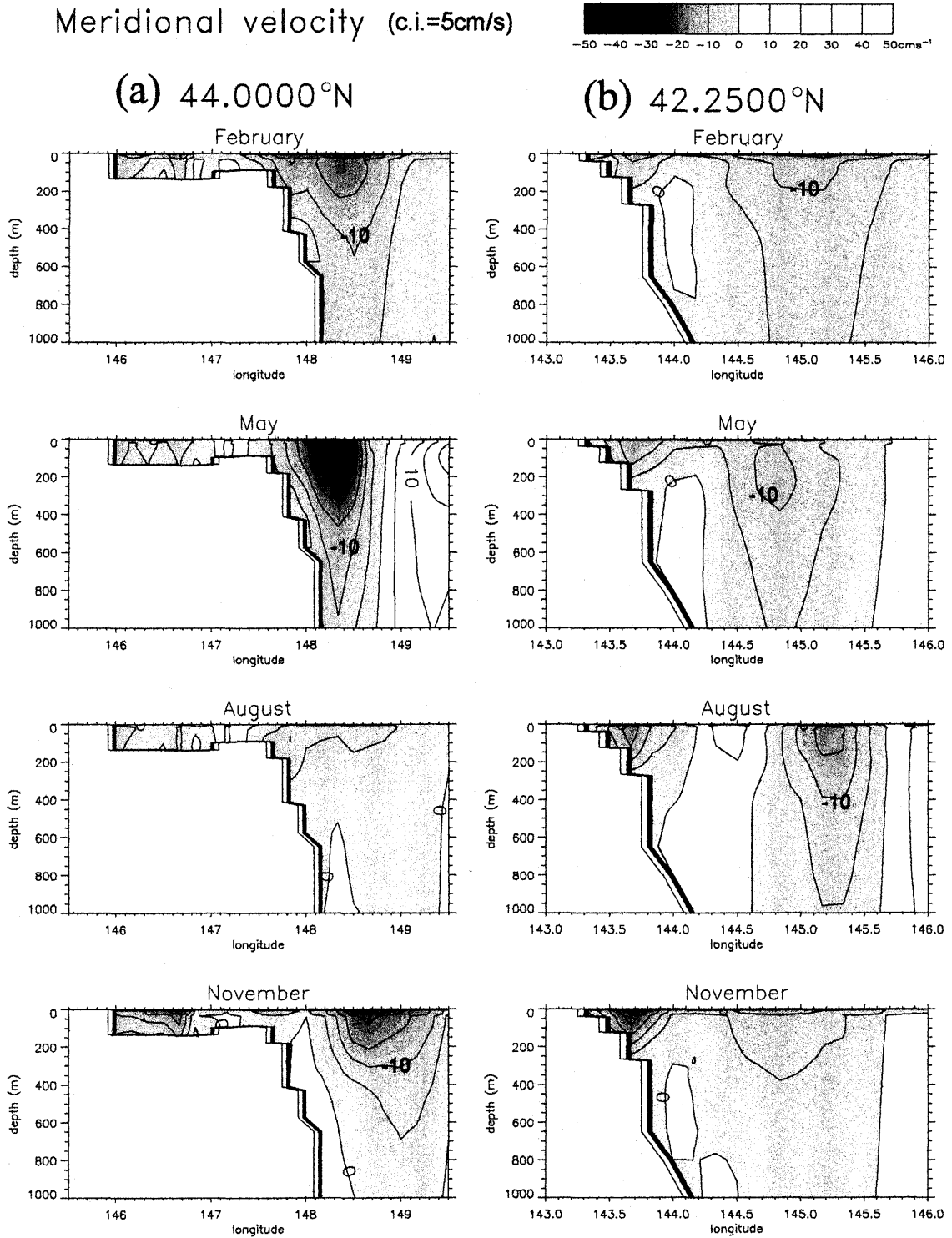


Fig. 6 Vertical sections of meridional velocity at (a) 44°N and (b) 42.25°N.

南東沿岸へ低密度水をもたらす流れとしては沖合の親潮本流は重要でないと言える。上流部に比べると陸棚が比較的狭い十勝沖では、岸から沖合の流れの間に反流が存在しない期間がより長く、11月から5月の約半年間に及ぶ。それでも1月と4月を除くと間に節が存在している

ことから、沿岸に捕捉された構造は陸棚の沿岸部にとどまり、沖とのつながりはあまり強くないと言えるだろう。このような現象は、親潮本流が弱まる秋季の高塩・高温水が分布するときにより顕著である。

従って、本モデルにおける沿岸親潮は親潮の沿岸部と

言うよりも、むしろオホーツク海からの密度フラックスあるいは渦位フラックスによって駆動された流れと判断できる。これに関しては、モデルの親潮が従来観測から指摘されているものに比べて弱いことが原因かもしれない。それでも、オホーツク海からの密度フラックスだけでも沿岸親潮を駆動しうることは確かだろうと考えられる。

4. まとめと議論

北海道南東沿岸の流れ（沿岸親潮）に関するモデリング研究の現状紹介を兼ねて、京都大学海洋大循環モデルを用いた高分解能北太平洋シミュレーション実験による沿岸親潮のモデル結果について報告した。その結果、シミュレートされた沿岸親潮は、観測から指摘されている特徴（春に低塩で秋に高塩、一年を通じて流れ、秋に流速が最大となる等）を良く再現しており、現実的な議論が行える段階にまで達していると言っても過言ではないと思われる。従って、モデルは今後の沿岸親潮研究の進展に有益なツールとなりえるであろう。事実、春季には宗谷暖流水が西部千島海峡を横切れないため、北海道南東沿岸に現れる高塩水の起源が夏季の宗谷暖流水のみとなることは、著者の知る範囲では初めての指摘である。この海峡による遮断の効果は、春季宗谷暖流水がオホーツク海中層水の源の一つであること（Watanabe and Wakatsuchi, 1998²⁶）を考えると、中層水形成に一役果たしている可能性が高い。また、宗谷暖流と沿岸親潮の力学的関係を理解するためにも、この遮断効果は将来的に観測によって確認するに値する重要な過程の一つと期待される。

また、モデルの沿岸親潮は親潮の沿岸部というより、むしろ春は海氷融解による低塩・低温水、秋は夏季の宗谷暖流水を起源とする高塩・高温水により駆動される局所的な流れであった。この沿岸親潮と親潮の関係については、本稿で触れたように本モデルの親潮が従来知見に比べると若干弱いことが影響している可能性がある。

北海道沿岸にまで達するような親潮の南下を引き起こすのに重要な千島列島からの渦位供給に関しては、列島域での潮汐混合から直接もたらされるもの、およびオホーツク海特有の中層の低渦位水の流出によるものの2つから成ることが判ってきている（豊田ほか, 2002²⁷; Nakamura *et al.*, 2003²⁸）。豊田ほか (2002)²⁷による千島列島で潮汐混合を与えたインパクト実験の結果によると、潮汐混合を加えると、オホーツク海中層の低渦位水の再現性が向上し、その低渦位水により中層の親潮が春季に強化される。また、夏季から秋季にかけて潮汐フロントが発達するのに伴い、秋季でも表層では親潮が強め

られる。これらの結果、彼らのモデル親潮は風成循環のものに比べ、より現実的な緯度まで南下する（風成循環の境界を“熱塩”循環で越える）。従って、本モデルでも潮汐混合の効果を組み込むと、北海道南東沿岸の低密度水の輸送に対する親潮本流の影響も大きくなる可能性がある。それでも、オホーツク海からの密度・渦位フラックスのみでも沿岸親潮の流れを駆動できること自体は恐らく確かであり、親潮本流の弱い年にはそのようなになっていることが十分考えられる。

加えて、菜の花の沖（司馬遼太郎, 1982²⁹）の時代から、オホーツク海から太平洋側への海水流出には、海峡の西側で北太平洋へ、東側でオホーツク海へ向かう2方向流が重要であることが指摘されている。最近のモデル・理論研究によると、この2方向流は潮流に伴う2つの非線形過程～水柱の伸縮によって発生した過度の移流による再配分（従来の tidal rectification）および地形性捕捉波による過度輸送と流れによる輸送の相乗効果～によって形成される（Nakamura *et al.*, 2000³⁰）。こういった潮流による海水交換は、オホーツク海からの低塩水や高塩水の流出の量や時期に対して、定性的にはともかく定量的には影響を与えている可能性がある。

従って、さらなる再現性向上のためには上記の過程に加えて、本モデルでは分解されていない道東沖合の海峡を通る海水交換も考慮する必要があるだろう。地球シミュレータという計算機資源の完成によって、潮流過程も含めた超高分解能のモデル計算の実行も時間の問題となったことから、今後、数値モデルを用いた沿岸親潮の力学的解明と予測もさらに進んで行くものと期待される。

最後に、シンポジウムでも話題になったが、本研究のようなモデリング研究はその性質上、力学解析が容易である反面、得られた知見が現実の海洋においてどの程度の相対的重要性を持つかは観測により吟味していくしかない。あるいは、データ同化手法を用いることで、得られた結果が現実的になるようモデルをコントロールする必要がある。その意味では上述のシミュレーション結果は物理的にあり得るシナリオを提示したものに過ぎない。それでも、観測された沿岸親潮の特徴が良く再現されていたことを考えると、今回のモデル結果から指摘されたシナリオはかなり重要な役割を果たしているのではないかと期待できるだろう。

謝 辞

先ず、シンポジウム及び沿岸海洋研究において発表する機会を与えて戴いた北海道大学・岸道郎教授並びに磯田豊助教授に感謝致します。そして、快くプレプリントを見せて下さり、沿岸親潮に関して助言を戴いた北海道

海洋大循環モデルに見られた沿岸親潮

東海大学・河野時廣助教授に記して感謝の意を表します。本報告のシミュレーション実験は文部科学省「人・自然・地球共生プロジェクト」課題7の支援を一部受けていることを付記します。

参 考 文 献

- 1) Sugiura, J. (1957): On the Oyashio Current in the sea adjacent to Hokkaido. *Oceanogr. Magazine*, **9**, 133-142.
- 2) 村上 敬 (1984): 沿岸親潮の道南海域への流入. *海洋科学*, **16** (12), 697-701.
- 3) 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.
- 4) Kono, T. (1997): Modification of the Oyashio Water in the Hokkaido and Tohoku areas. *Deep Sea Res.*, **44**, 669-688.
- 5) Kono, T., M. Foreman, P. Chandler, and M. Kashiwai (2003): Coastal Oyashio south of Hokkaido Japan. submitted to *J. Phys. Oceanogr.*
- 6) 植原量行, 伊藤進一, 宮尾孝 (2002): 41°30'N線上における親潮中層の傾圧流量とその季節変動. 2002年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 115.
- 7) 石川洋一, 淡路敏之, 豊田隆寛 (2001): 部分海面適合座標系による自由海面モデルの鉛直高分解能化. 2001年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 131.
- 8) 豊田隆寛 (2002): 北太平洋亜熱帯モード水及び亜寒帯中暖水の海洋モデリング研究. 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻修士論文.
- 9) Hasumi, H., and N. Sugimoto (1999): Sensitivity of a global ocean general circulation model to tracer advection schemes. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 2730-2740.
- 10) Redi, M. H., (1982): Oceanic isopycnal mixing by coordinate rotation. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 1154-1158.
- 11) Griffies, S. M., A. Gnanadesikan, R. C. Pacanowski, V. D. Larichev, J. K. Dukowicz, and R. D. Smith (1998): Isoneutral diffusion in a z-coordinate ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 805-830.
- 12) Gent, P. R., and J. C. McWilliams (1990): Isopycnal mixing in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 150-155.
- 13) Ishizaki, H. and T. Motoi (1999): Reevaluation of the Takano-Onishi scheme for momentum advection on bottom relief in ocean models. *J. Atmos. and Ocean. Tech.* **16**, 1994-2010.
- 14) Griffies, S. M. and R. W. Hallberg (2000): Biharmonic friction with a Smagorinsky-like viscosity for use in large-scale eddy-permitting ocean models. *Mon. Weather Rev.* **128**, 2935-2946.
- 15) Ikeda, M. (1989): A coupled ice-ocean mixed layer model of the marginal ice zone to wind forcing. *J. Geophys. Res.*, **94**, 9699-9709.
- 16) Noh, Y., and H. J. Kim (1999): Simulations of temperature and turbulence structure of the oceanic boundary layer with the improved near-surface process. *J. Geophys. Res.*, **104**, 15621-15634.
- 17) Smith, W. H. F. and D. T. Sandwell (1997): Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, **277**, 1956-1962.
- 18) Röske, F. (2001): An atlas of surface fluxes based on the ECMWF re-analysis-climatological dataset of force global ocean general circulation models. *Max-Planck-Institut für Meteorologie*, **323**, 26pp.
- 19) Boyer, T. P., S. Levitus, J. Antonov, M. Conkright, T. O'Brien, C. Stephens, and B. Trotsenko (1998): *World Ocean Atlas 1998 Vol. 4: Salinity of the Atlantic Ocean*. NOAA Atlas NESDIS, **30**, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D. C., 166pp.
- 20) 杉浦次郎 (1956): 北海道近海における親汐について. *日本海洋学会誌*, **12**, 117-119.
- 21) Takizawa, T. (1982): Characteristics of the Soya Warm Current in the Okhotsk Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan.*, **38**, 281-292.
- 22) 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*, **8**, 333-338.
- 23) Ohshima, K., I. G. Mizuta, M. Itoh, Y. Fukamachi, T. Watanabe, Y. Nabae, K. Suehiro, and M. Wakatsuchi (2001): Winter oceanographic conditions in the southwestern part of the Okhotsk Sea and their relation to sea ice. *J. Oceanogr.*, **57**, 451-460.
- 24) Itoh, M. and K. I. Ohshima (2000): Seasonal variations of water masses and sea level in the southwestern part of the Okhotsk Sea. *J. Oceanogr.*, **56**, 643-654.
- 25) 磯田豊, 黒田寛, 明正達也, 本田聡 (2002): 沿岸親汐の海洋構造とその季節変化. 2002年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集, C-1.
- 26) Watanabe, T., and M. Wakatsuchi (1998): Formation of 26.8σ_θ water in the Kuril Basin of the Sea of Okhotsk as a possible origin of North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, **103**, 2849-2865.
- 27) 豊田隆寛, 石川洋一, 中村知裕, 淡路敏之 (2002): クリル列島における潮汐混合とそのインパクト. Part 3: 北太平洋への影響. 2002年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 163.
- 28) Nakamura, T., T. Toyoda, Y. Ishikawa, and T. Awaji (2003): Impact of tidal mixing at the Kuril Straits on the North Pacific: thermohaline adjustment of intermediate layers. (in preparation)
- 29) 司馬遼太郎 (1982): 菜の花の沖.
- 30) Nakamura, T., T. Awaji, T. Hatayama, K. Akitomo, and T. Takizawa (2000): Tidal exchange through the Kuril Straits. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1622-1644.

質 疑 応 答

問: 三陸から道南沖の暖水渦の起源は黒潮系暖水塊ではないのか. (東大海洋研, 杉本隆成)

答: 数年前の計算結果まで遡って調べた結果, 御指摘の通り黒潮からの渦が捕捉されたもので, 数年間にわたって津軽暖流と相互作用を繰り返していたことが判明した. 観測でも黒潮起源の渦が3年程度捕捉される場合が捉えられており, このモデルでは境界条件等の設定からそのような黒潮系高気圧性渦の捕捉されやすい状態が再現されているものと思われる.

問: モデルでは自由表面モデルなので表面水位(潮位)も求められるが, 前発表の磯田さんの水位の観測からの結果と比べてどうであったか.

(北大低温研, 大島慶一郎)

答: 先ず道東沿岸(花咲と十勝)のモデル結果における

中村 知裕・淡路 敏之・豊田 隆寛・石川 洋一

水位差は、磯田ほか (2002)²⁵⁾の観測結果と同様にほぼ常に花咲側が高いが、その差はおよそ5 cm 程度と観測よりかなり小さい。この5 cm という値は、磯田ほか (2002)²⁵⁾の10年平均潮位の空間分布を用いて、網走と十勝の潮位から線形内挿して見積もった花咲～十勝の潮位差とおおよそ一致している。したがって、シンポジウムでも言及されていたように、花咲周辺の水準が変化してしまっている可能性も考えられる。時間変動を見ると、水位差は沿岸流が加速するときには大きいがその後は比較的小さい。このことは、モデルの沿岸親潮は順圧成分についても非回転系の粘性境界層力学ではなく回転が効いていることを示唆している。次に、オホーツク海沿岸（稚内と網走）でのモデルの水位差は、冬季から春季（2月から6月）に20～30cm と高くなり、その後減少して秋季ないし1月には最小で5 cm 程度となる。磯田ほか (2002)²⁵⁾の観測

結果と比較すると、モデルの水位差は絶対値で5 cm 程度大きく常に日本海側が高く保たれているものの、季節変動はかなり良く一致している。したがって宗谷暖流の再現性にもかなりの信頼性があると思われる。

問：親潮自体の再現が現実的になれば沿岸親潮はどう見えるのか？ 道東沿岸（花咲～十勝）の水位差はどの程度？
（北大院水産，磯田 豊）

答：モデルの親潮が強まった場合には、本稿でも触れたが、沿岸の低密度水の輸送が強化される可能性がある。ただしこの問題には、陸棚があるときの西岸境界流の構造や、陸棚付近でのフロントに伴う不安定とそれによる渦輸送が関係する。そのため、解は海底地形や流れの構造そして非線形の力学に依存するので、一般的に答えることは困難である。モデル結果における道東沿岸の水位差については、前の問に対する答えを参照して戴きたい。