HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	北海道周辺高解像度海洋モデルの構築 : オホーツク海が太平洋の低次生態系に与える影響評価に向けて
Author(s)	黒田, 寛; 戸谷, 夕子; 和川, 拓; 桑田, 晃; 瀬藤, 聡
Citation	低温科学, 74, 115-125
Issue Date	2016-03-31
DOI	10.14943/lowtemsci.74.115
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/61206
Type	bulletin (article)
File Information	p115-125.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

低温科学 74 （2016） 115–125
doi: 10.14943/lowtemsci. 74. 115

北海道周辺高解像度海洋モデルの構築
～オホーツク海が太平洋の低次生態系に与える影響評価に向けて～

黒田　寛[1),2)]，戸谷　夕子[1)]，和川　拓[3)]，桑田　晃[4)]，瀬藤　聡[2)]

北海道周辺におけるサブメソスケール変動が再現可能な三重入れ子高解像度海洋モデル（1/50° 格子幅）を構築した．最終的な目的は，高解像度海洋モデルに低次生態系モデルを結合し，オホーツク海が北西太平洋の低次生態系（即ち，魚類の餌環境）に与える影響を定量的に評価することである．本報告では，2003～2011 年を対象として，高解像度海洋モデル単独での追算実験を実施し，冬～春季においてオホーツク海から太平洋に流出する沿岸親潮水に焦点を当て，高解像度モデルの結果を紹介する．さらに，太平洋における沿岸親潮水と春季ブルームとの関係性を整理し，最後に，太平洋における低次生態系を適切にシミュレートするために必要な条件を議論したい．

Development of a high-resolution ocean model around Hokkaido
～To evaluate effects of the Okhotsk Sea on ecosystem in the North Pacific～

Hiroshi Kuroda[1,2], Yuko Toya[1], Taku Wagawa[3], Akira Kuwata[4] and Takashi Setou[2]

A triply-nested 1/50-degree high-resolution ocean model around Hokkaido was developed, which is capable of resolving submesoscale variability. Our final goal is to quantitatively evaluate effects of the Okhotsk Sea on lower-trophic ecosystem (i.e., food conditions of fish) in the Northwestern Pacific by developing the high-resolution ocean model coupled with an appropriate ecosystem model. In this report, we conducted a hindcast experiment during 2003–2011 using the high-resolution ocean model. Simulated results were demonstrated with a special focus on the Coastal Oyashio Water distributed in the Northwestern Pacific, which originated from the northwestern part of the Okhotsk Sea during winter to spring. In addition, we discussed relationships between the Coastal Oyashio Water and phytoplankton spring bloom in the Northwestern Pacific. Several essences were then summarized to appropriately simulate lower-trophic ecosystem around Hokkaido in near future.

キーワード：高解像度海洋モデリング，ROMS，沿岸親潮水，春季ブルーム
High-resolution ocean modeling, ROMS, Coastal Oyashio Water, spring bloom

連絡先
黒田　寛
国立研究開発法人水産総合研究センター北海道区水産研究所
〒085-0802　北海道釧路市桂恋 116
Tel. 0154-92-1723
e-mail：kurocan@affrc.go.jp
1）国立研究開発法人水産総合研究センター北海道区水産研究所
Hokkaido National Fisheries Research Institute, Fisheries Research Agency, Kushiro, Japan
2）国立研究開発法人水産総合研究センター中央水産研究所
National Research Institute of Fisheries Science, Fisheries Research Agency, Yokohama, Japan
3）国立研究開発法人水産総合研究センター日本海区水産研究所
Japan Sea National Fisheries Research Institute, Fisheries Research Agency, Niigata, Japan
4）国立研究開発法人水産総合研究センター東北区水産研究所
Tohoku National Fisheries Research Institute, Fisheries Research Agency, Shiogama, Japan

1. はじめに

北海道は二つの縁辺海（日本海とオホーツク海）と太平洋の三つの海域に囲まれており，これら海域が狭い海峡で連結され，相互に影響を及ぼすことで北海道周辺には複雑な海洋変動が生じる．北海道周辺に分布する主な海流は，日本海の対馬暖流，オホーツク海の宗谷暖流や東樺太海流，太平洋の沿岸親潮や津軽暖流などであり，これらは岸を右手に見て陸棚上を流れる沿岸境界流（花輪，1984）の特徴を有している．また，太平洋陸棚沖には北太平洋西部亜寒帯循環の西岸境界流である親潮が南へ流去する（Qiu, 2001）．それぞれの海流は顕著な季節変動あるいは様々な時間スケールの変動を示し（e.g., 中多・田中，2002；Ebuchi et al., 2009；Fukamachi et al., 2008；Ebuchi, 2006；日下ら，2009；西田ら，2003；Rosa et al., 2007；Kono and Kawasaki, 1997），それにともない陸棚～陸棚斜面域の水塊分布は大きく変動する（e.g., 檜垣ら，2008；Ito and Ohshima, 2000；磯田ら，2003；Rosa et al., 2007）．

太平洋道東沖陸棚域に注目すると，主に，二つの異なる水塊が季節的に分布する．一つは夏～秋季に分布する宗谷暖流水の変質水であり，日本海からオホーツク海に流入した宗谷暖流水が輸送とともに変質されながら太平洋に流出する．もう一つは冬～春季に分布する沿岸親潮水である．沿岸親潮水は太平洋道東沖陸棚上で卓越する沿岸親潮によって下流方向に輸送され，道東沖陸棚域だけではなく，道東沖陸棚斜面域，日高湾，噴火湾，津軽海峡，三陸沖など，比較的広い範囲に分布することが報告されている（Nakayama et al., 2010；Rosa et al., 2007；大谷，1971；大谷，1987；Hanawa and Mitsudera, 1987）．沿岸親潮水の研究は噴火湾で先行して実施され，大谷（1971）は冬～春季の噴火湾内に出現する水温 2℃ 以下，塩分 33 以下の水塊を沿岸親潮水（大谷（1971）では「沿岸水」）と定義し，本定義は最も一般的な沿岸親潮水の指標として用いられている．また，沿岸親潮水の水温塩分は親潮水のそれよりも低温低塩であり，同じ季節に分布する親潮水よりも低密度である．現在，沿岸親潮水の起源は二つ考えられており，大谷（1971）はオホーツク海の海氷が溶けた水（溶氷水）である可能性を指摘し，一方，磯田ら（2003）は東樺太海流水にその起源を求めている．東樺太海流水の一部にはアムール川の流出水が含まれており（Mizuta et al., 2003），東樺太海流水が沿岸親潮水の主要な起源である場合，ユーラシア大陸～オホーツク海～太平洋をつなぐ陸域－縁辺海－大洋結合システムにとって，沿岸親潮水は重要な水塊となるはずである．

沿岸親潮水が海洋生態系や漁業に与える影響は様々である．先に述べたように，沿岸親潮水は三陸沖にも分布することがあり（Oguma et al., 2002），1974 年，1984 年，2006 年には沿岸親潮水が三陸沿岸にまで侵入したことで，異常な低水温（異常冷水）を発生させた（伊藤, 2006）．漁業者の間では，異常冷水が長期間続くと三陸沖のワカメ等の成長が悪くなることが知られており，沿岸養殖業に対しては負の影響を及ぼすことがある．また，沿岸親潮水に起因する極端な低水温は，冬季の噴火湾周辺で産卵するスケトウダラ太平洋系群の仔魚の生残率ひいてはその加入量を低下させる可能性が報告されている（山村，2011）．一方，沿岸親潮水は生態系にポジティブな影響を与えることもある．冬～春季に沿岸親潮水が噴火湾に流入することで春季の珪藻ブルームのソースとなる可能性があり（Shinada et al., 1999a），また，低密度な沿岸親潮水が噴火湾の海面付近を成層化させることで珪藻ブルームの引き金となる可能性が指摘されている（Shinada et al., 1999b）．さらに，沿岸親潮水には豊富な栄養塩や溶存鉄が含まれており（Nishioka et al., 2011），親潮域における植物プランクトンの春季ブルームに影響する可能性が指摘されている（Kono and Sato, 2010）．興味深いことに，沿岸親潮水に関連して発生した春季ブルームは，栄養塩が枯渇することで一旦終了するが，沿岸親潮水中の溶存鉄は枯渇しないことがある（Nakayama et al., 2010）．このことは，春季ブルーム後の溶存鉄の残された沿岸親潮水が，その後の水塊変質過程において，栄養塩豊富な水塊と水平・鉛直的に混合すれば，親潮～混合域への溶存鉄の供給源として再びブルームを発生させるポテンシャルを内包しており，親潮～混合域における春季ブルームの形成・維持機構に対しても沿岸親潮水が重要な役割を果たす可能性がある．

そこで，我々は，オホーツク海が北西太平洋の生態系に及ぼす影響を定量的に評価するために，北海道周辺～東北沖を対象とする高解像度海洋モデルを構築して，低次生態系までを含めた結合モデルを開発している．沿岸親潮や沿岸親潮水を再現するための数値モデルはいくつか報告されているが（e.g., Kono et al., 2004; Kuroda et al., 2006），現実的な地形，水温，塩分，外力条件で沿岸親潮水の時間発達を三次元的に積分したモデルは，Sakamoto et al.（2010）の研究が最初である．彼らによると，冬季の太平洋道東沖陸棚域にはオホーツク海から流出した低密度な沿岸親潮水が分布し，陸棚斜面域にはそれよりも高密度な水塊が分布することで，陸棚縁付近の両水塊の間にはシャープな密度前線が形成され，密度前線上に沿岸親潮を連想させるジェットが形成・維持さ

れる．この密度前線の水平スケールは約 10 km と狭く，陸棚縁に捕捉された密度前線を数値モデルで表現するためには，2 km 以下の水平格子幅が不可欠になる．そこで，我々は，先行研究において（Kuroda et al., 2014），モデルの水平解像度を 1/50°（約 2 km）に設定し，気候値外力に基づく数値実験を実施し，北海道周辺における平均的な季節変動の再現に成功している．本報告では，Kuroda et al.（2014）をアップグレードした高解像度海洋モデルについて紹介し，シミュレートされた沿岸親潮水の分布，輸送，変質過程などを報告し，最後に，沿岸親潮水に関わる低次生態系モデリングの今後の展望を記したい．

2．海洋モデルの設計

海洋モデルの基盤には Rutgers 大学版の Regional Ocean Modeling System（ROMS）を採用した（Haidvogel et al., 2008）．ROMS の鉛直座標は地形に沿った S 座標系（e.g., Song and Haidvogel, 1994）で定義され，また，水平座標は曲線直交座標系で定義することが可能である．本研究では，ROMS を用いて，単方向三重入れ子モデルを作成した．三つのモデルの領域は，北太平洋のほぼ全域，北西太平洋域，北海道～三陸周辺海域を含むように設定され，解像度はそれぞれ 1/2°，1/10°，1/50° である（図 1）．各モデルでシミュレートする海洋変動の対象は，海盆規模，中規模，亜中規模変動となる．また，1/2° と 1/10° の海洋モデルは同化モデルと結合され，海面高度，海面水温，現場水温・塩分プロファイルが同化される．同化モデルは，水温塩分鉛直 EOF 結合モードを用いた三次元変分法に基づいており（Fujii and Kamachi, 2003），7 日サイクルでモデル値と観測値から解析値が作成され，Increment Analysis Update（IAU）（Bloom et al., 1996）を用いて解析値が海洋モデルに同化される（Kuroda et al., in prep.）．本研究では，一連の同化プロセスにより最終的に作成される出力を「再解析値」と呼ぶ．なお，1/2° と 1/10° 海洋モデルと同化モデルから構成される海況予測システムは FRA-ROMS（ふら・ろむず）と呼ばれており，1 週間毎に半自動で，再解析実験および 2 ヵ月の予測実験が実施され，これら出力は水産総合研究センターのウェブサイトで現況図・予測図として随時公開されている（http://fm.dc.affrc.go.jp/fra-roms/index.html）．

1/2° と 1/10° 海洋モデルの詳細については，Kuroda et al.（2013）を参照されたい．一つ注意点は，本研究で用いたバージョンでは，1/2° と 1/10° 海洋モデルに海氷

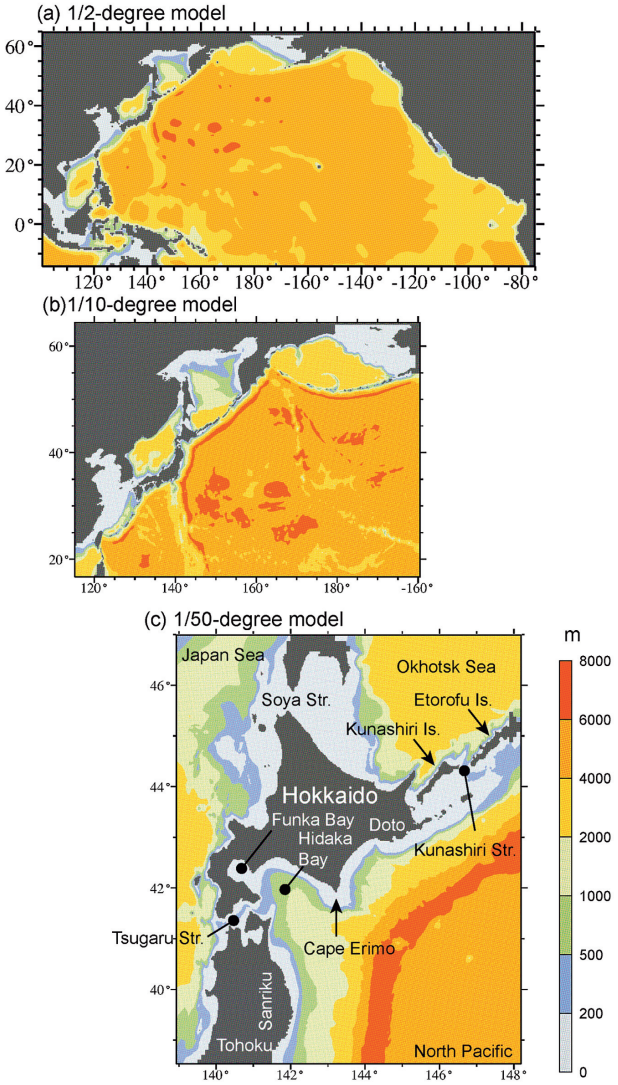

図 1：海洋モデルの計算領域．（a）は 1/2° モデル，（b）は 1/10° モデル，（c）は 1/50° モデル
Figure 1：Model domain and bathymetry of（a）1/2-,（b）1/10- and（c）1/50-degree models.

モデルが結合されていないことである．そのため，1/10° 海洋モデルにおけるオホーツク海とベーリング海の水温塩分は，30 日の時間規模で気候学的な月平均水温塩分（World Ocean Atlas, 2001）に緩和される．結果として，1/50° 海洋モデルの北側側面境界で強制されるオホーツク海の海洋変動のうち，30 日以上の時間規模をもつ傾圧的な変動は気候学的な循環場に関連している可能性が高い．

次に，1/50° 海洋モデルの構成について記述する．基本的な格子や地形の設定は，Kuroda et al.（2014）と同様であるが，モデルの南側側面境界を 1.5° 南に拡張した．1/50° 海洋モデルのスピンアップについても Kuroda et al.（2014）と同様であり，気候学的な海面外力（CORE Normal Year Forcing）と側面境界条件（1/10° 海洋モデルの気候値スピンアップの約 3.4 日平均出力）で 5 年間

スピンアップした．スピンアップ後，2002 年 9 月～2011 年 12 月 31 日までを追算するために，初期値には，スピンアップ計算の 5 年目 9 月 1 日の出力を用いた．海面外力には，JRA25 の 6 時間平均値（正味の短波放射，下向き長波放射）（Onogi et al., 2007）と，GPV/MSM の解析値と予測値を組み合わせた 1 時間毎の値（風向風速，相対湿度，海面気温，降水量，海面気圧）（Saito et al., 2006）を採用した．さらに，側面境界条件には，FRA-ROMS の 1/10° 日平均再解析値を採用した．すなわち，側面境界において，現実的な中規模変動が 1/50° 海洋モデルを強制することになる．加えて，詳細は割愛するが，陸域からの淡水負荷を考慮するために，陸域の流域界データと降水量データを用いて，1 級水系の河川流量を 1 級水系以外の河川流量に換算する手法を作成し，北海道内全水系からの日別河川流量を推定し，これを 1/50° 海洋モデルの海陸境界から与えた．以上の条件により，2002 年 9 月以降の追算計算は可能になる．

しかし，積分時間とともに，1/50° 海洋モデル内の中規模渦の位置などが，1/10° 再解析値のそれからずれることがわかった．このことは，1/50° 海洋モデルの計算領域を広くしたために，側面境界条件だけでは 1/50° 海洋モデル領域内の中規模変動が制御できないことを示唆している．すなわち，1/10° 再解析値においてはデータ同化により中規模渦の位置などが適切に修正されているものの，一方，比較的広い領域で高解像度化したモデルにおいては親モデルにおける中規模変動の同化の効果が薄れるかあるいは無くなってしまうという問題が生じる．そこで，気象分野などで比較的多く適用された経験のあるスペクトル緩和法（Waldron et al., 1996；von Storch et al., 2000）を改良して導入し，1/50° 海洋モデルでシミュレートされる中規模変動については，1/10° 再解析値で修正した．やや雑駁ではあるが，本手法を用いて修正する海洋変動の空間規模は 100 km 以上に設定しており，岸から 50 km 以内あるいは 100 km 以下規模の変動，いわゆる，1/50° 海洋モデル中のサブメソスケール変動は修正されない．また，200 m 以深の水温塩分のみを修正することで，混合層内の水温塩分は保存され，重要な事実として，主に 200 m 以浅に分布する沿岸親潮水の水温塩分は修正されない．なお，スペクトル緩和法は，水温塩分が保存しないため“poor person's data assimilation technique”と揶揄されることもあるが（von Storch, 2000），本モデリングの第一目的が，沿岸親潮水が低次生態系に与える影響やその経年変動を評価することであり，本目的に対しては有効な手段であると考えられる．

3．結果

3.1 平年的な沿岸親潮水の分布について

2003 年 1 月～2011 年 12 月までの 6 時間平均出力を解析した．本報告では，一貫して，沿岸親潮水を水温 2℃以下，塩分 33 以下の水系で定義する（大谷，1971）．そのため，オホーツク海に分布する東樺太海流水の一部や東樺太海流水と宗谷暖流水との間にある中間的な水塊もこの水系に含まれることに留意されたい（Itoh and Ohshima, 2000）．図 2，図 3，図 4 に，1/50° 海洋モデルによりシミュレートされた沿岸親潮水の出現頻度，平均層厚，平均塩分の水平分布を示し，海面冷却期（1～3 月）と加熱期（4～6 月）に分けて表示した．出現頻度は，1/50° 格子間隔でシミュレートされた水温塩分プロファイルが沿岸親潮水を含むか否かに基づいており，5 分（1/12°）メッシュ毎に統計解析した．また，沿岸親潮水を含むプロファイルのみを用いて，沿岸親潮水の平均層厚と平均塩分を見積もった．なお，1/50° ではなく 5 分メッシュで統計解析した理由は，同様の解析手法を歴史的な観測水温・塩分プロファイル（JODC，NODC や水研センターのデータベースから作成）に適用し，モデルと観測値との比較を実施したためである．本節では，観測値に基づく結果は示さず，観測とモデルから共通して検出された沿岸親潮水の気候学的な分布特性を記述する．

1～3 月の沿岸親潮水の出現頻度（図 2a）は，オホーツク海で最も高く，続いて，太平洋道東沖の陸棚域において高い．出現頻度の値は下流方向に徐々に減少し，襟裳岬付近での出現頻度は 40～70％となる．また，襟裳岬付近で 40～70％の領域は二つに分岐し，一つは日高湾の陸棚に沿って噴火湾方向に，もう一つは等深線を横切って襟裳岬から南西の東北沿岸方向に伸長するようにみえる．さらに，4～6 月の出現頻度も良く似た特徴を示すが，出現頻度の値は 1～3 月よりも全体に小さくなる傾向がある（図 2b）．

1～3 月の沿岸親潮水の平均層厚に注目すると（図 3a），オホーツク海の陸棚縁付近に層厚の極大が分布しており，知床半島～国後島のすぐ北側で層厚は 150-200 m を示し，沿岸親潮水が特に厚く分布している．層厚の極大は国後水道内にも続いており，層厚は次第に薄くなるが，太平洋道東沖の陸棚上においても 100 m 程の極大を示す．さらに，襟裳岬付近において，沿岸親潮水の層厚の極大は，陸棚に捕捉されるように日高湾方向へ伸長する．一方，襟裳岬付近で分岐して南へ輸送される沿岸親潮水は，東北沖において北海道沖ほど顕著な極大を示さない

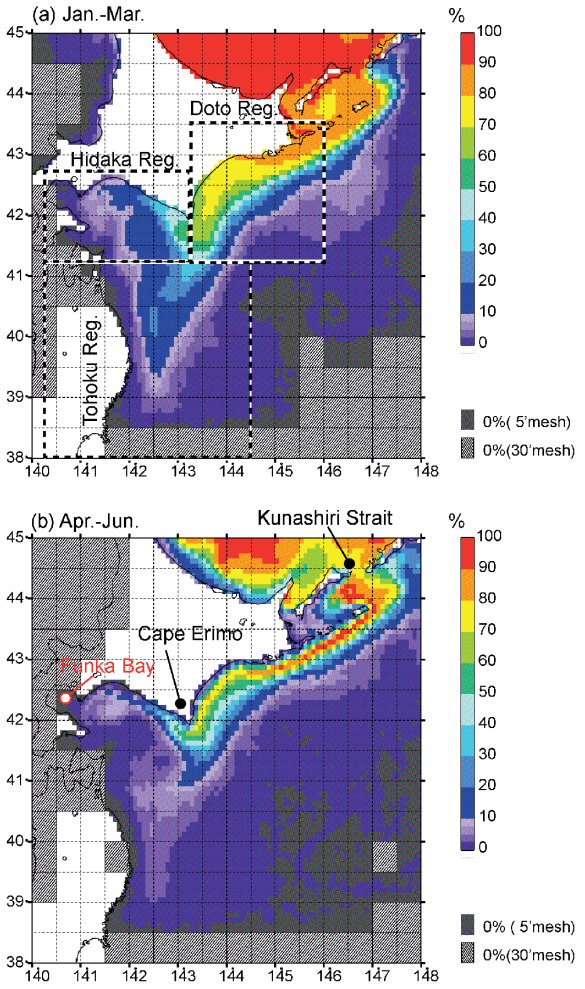

図 2：沿岸親潮水の出現頻度．(a) は 1～3 月，(b) は 4～6 月．0% 領域は黒色領域（5 分メッシュ）と斜線領域（30 分メッシュ）で表示．点線で囲まれた領域は，Hidaka Region（北西側の領域），Doto Region（北東側の領域），Tohoku Region（南側の領域）と参照される．

Figure 2：Appearance frequency of the Coastal Oyashio Water (a) from January to March, and (b) from April to June. Appearance frequency of 0% is indicated by black region for 5-minute grid cell and shaded region for 30-minute grid cell. Three regions surrounded by dashed square are referred as Hidaka Region (northwestern part), Doto Region (northeastern part), and Tohoku Region (southern part).

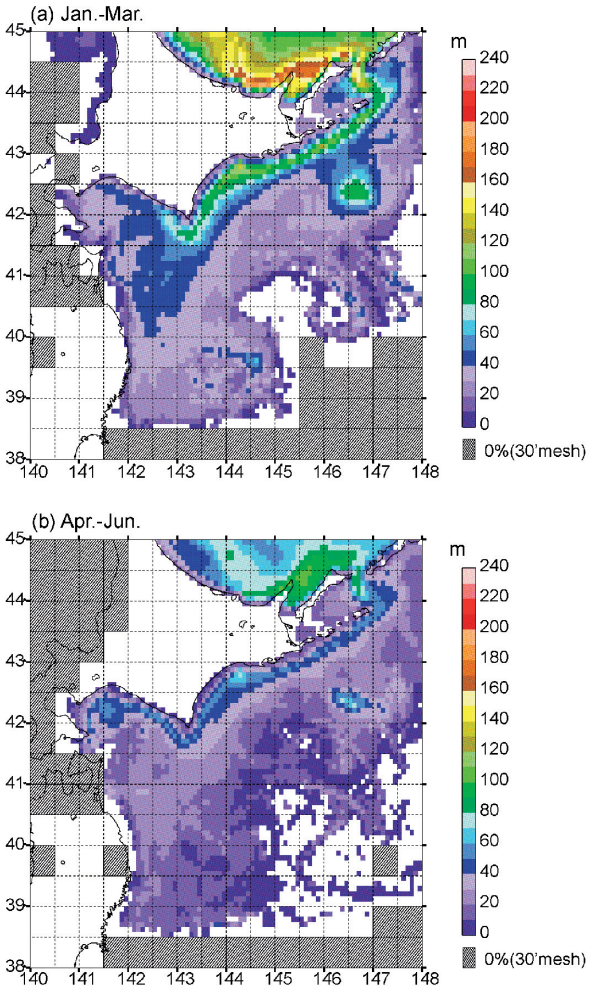

図 3：沿岸親潮水の平均層厚．(a) は 1～3 月，(b) は 4～6 月．

Figure 3：Mean thickness of the Coastal Oyashio Water within a water column (a) from January to March, and (b) from April to June.

傾向がある．さらに，4～6 月の平均層厚の水平分布も 1～3 月によく似た特徴を示すが，全体的に，層厚の値は 1～3 月よりも小さい（図 3b）．

簡単にまとめると，出現頻度と平均層厚にみられる水平分布の特徴は，沿岸親潮水の平均的な輸送経路と密接に関係している．すなわち，平均的な輸送経路として，オホーツク海では陸棚縁付近を南下する東樺太海流により輸送され，国後水道から太平洋に流出し，その後，沿岸親潮により太平洋北海道沖陸棚域に沿って噴火湾方向に輸送され，また，襟裳岬付近において，一部の沿岸親潮水は等深線を横切る形で東北沿岸方向へ輸送される．

沿岸親潮水の出現頻度の月別変化を図 5 に示す．出現頻度（折れ線）は，Hidaka Region，Doto Region，Tohoku Region の三海域（図 2a の点線で囲まれた領域）に分けて表示した．沿岸親潮水の出現期間は，Doto Region が最も長く，1～8 月であり，Hidaka Region と Tohoku Region では 2～6 月である．ただし，出現頻度の極大は全ての海域で 3 月であり，海面加熱とともに出現頻度は減少する．春季ブルーム期を 4 月と仮定すると，春季ブルームの 1 ヵ月前に沿岸親潮水の出現頻度が最大になることは興味深い．さらに，シミュレーションの結果に基づくと，太平洋海域における沿岸親潮水の出現は，国後水道から流出する沿岸親潮水の流量変動に関連している．図は示さないが，1/50° 海洋モデルにおける国後水道からの流出期間は 1～6 月であり，流出量の最大は 2 月にあり，2 月の平均流出量は −0.8 Sv 程である．よって，太平洋での出現頻度の最大月は流出量の最大月よりも 1 ヵ月程度遅れることになる．

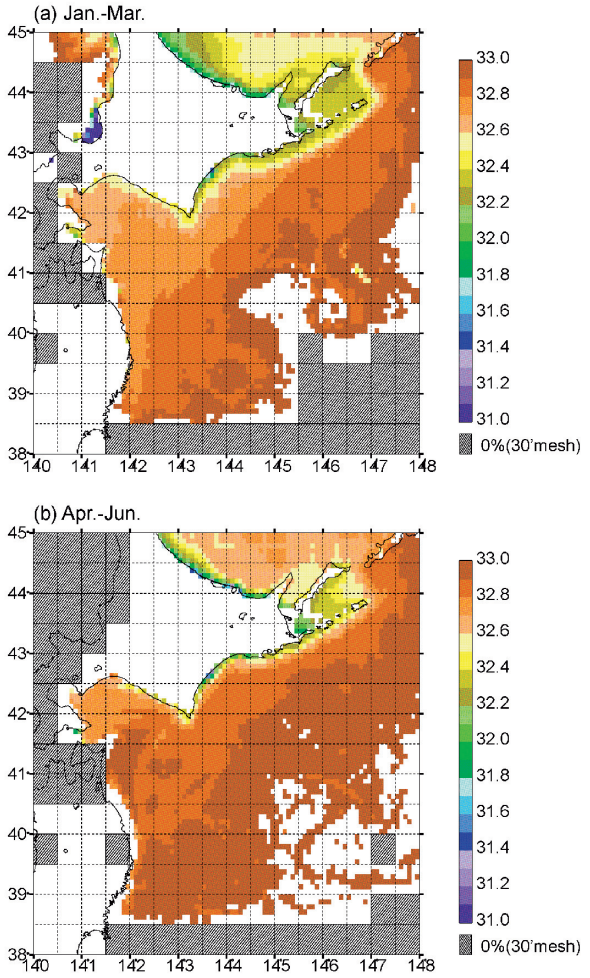

図 4：沿岸親潮水の平均塩分．(a) は 1～3 月，(b) は 4～6 月．
Figure 4：Mean salinity of the Coastal Oyashio Water within a water column (a) from January to March, and (b) from April to June.

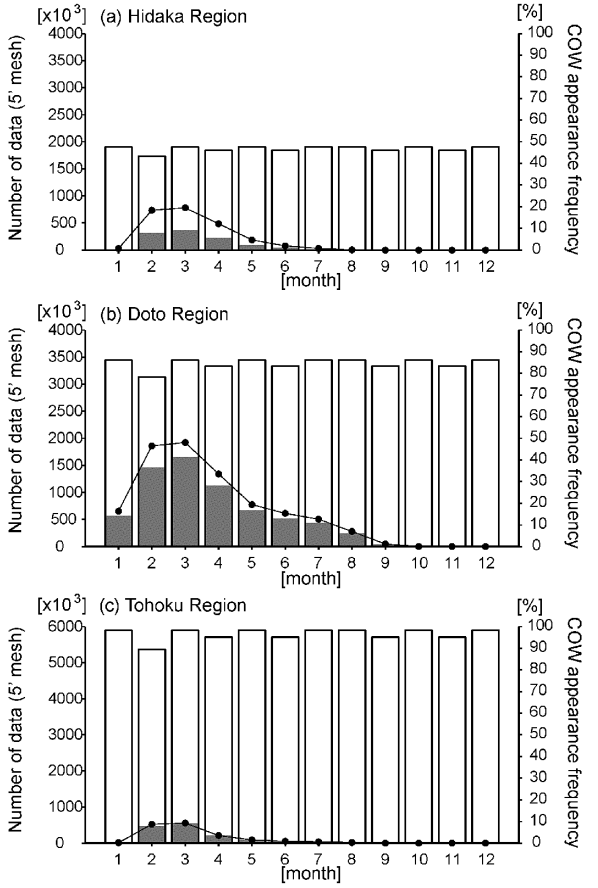

図 5：沿岸親潮水の月別出現頻度（折線）．(a) は Hidaka Region，(b) は Doto Region，(c) は Tohoku Region．白色棒グラフが各領域内でのプロファイル数，灰色棒グラフが沿岸親潮水を含むプロファイル数を示す．
Figure 5：Monthly appearance frequency of the Coastal Oyashio Water (line graph) for Hidaka Region, (b) Doto Region, and (c) Tohoku Region. White and dark gray bar charts indicate number of all temperature-salinity profiles and temperature-salinity profiles with the Coastal Oyashio Water, respectively.

沿岸親潮水の鉛直分布の特性を調べるために，Doto Region において，1～3 月と 4～6 月において沿岸親潮水が出現した水温塩分プロファイルを期間別に平均した（図 6）．両期間の塩分プロファイルは非常によく似ており，平均すると 80 m 以浅に塩分 33 以下の低塩分水が分布する（図 6a，b）．一方，水温プロファイルの特徴は両期間で異なる（図 6c，d）．1～3 月には水温逆転が顕著であり，160 m 以浅に 2℃ 以下の低温水が分布している．次に，4～6 月の水温プロファイルは 80 m 付近に水温極小をもつ中冷構造で特徴づけられ，海面付近 40 m 以浅では加熱の影響で 1～3 月よりも昇温している．その結果，平均的な水温塩分プロファイルに基づくと，沿岸親潮水の分布深度は，1～3 月が 80 m 以浅，4～6 月は 40～80 m となる．なお，沿岸親潮水が 1～3 月には海面混合層内に分布し，また，4～6 月には中冷構造の上部の亜表層に分布する特徴は，Hidaka Region や Tohoku Region にも共通してみられる．

沿岸親潮水の水平分布に再び話を戻す．先に述べたように，出現頻度と平均層厚にみられる水平分布の特徴は，沿岸親潮水の平均的な輸送経路と密接に関係している．しかし，沿岸親潮水は必ずしも平均的な輸送経路に沿ってのみ輸送されるわけではない．例えば，図 2 において，出現頻度が 10% 以下を示す領域が，太平洋道東沖や東北沖の陸棚のはるか沖合に広く分布している．また，このような海域での平均層厚は 40 m よりも薄い傾向がある（図 3）．さらに，平均塩分は 32.8～33 と高く（図 4），水温も 2℃ に近く（図は示さない），沿岸親潮水の水系定義をわずかに満たしている程度である．すなわち，沿岸親潮水の陸棚域から沖方向への水平輸送が存在し，この水平輸送は沿岸親潮水の変質とも関連しており，変質とともに沿岸親潮水の水塊特性は徐々に失われる．なお，1/50° 海洋モデルの南東側の側面境界付近には沿岸親潮

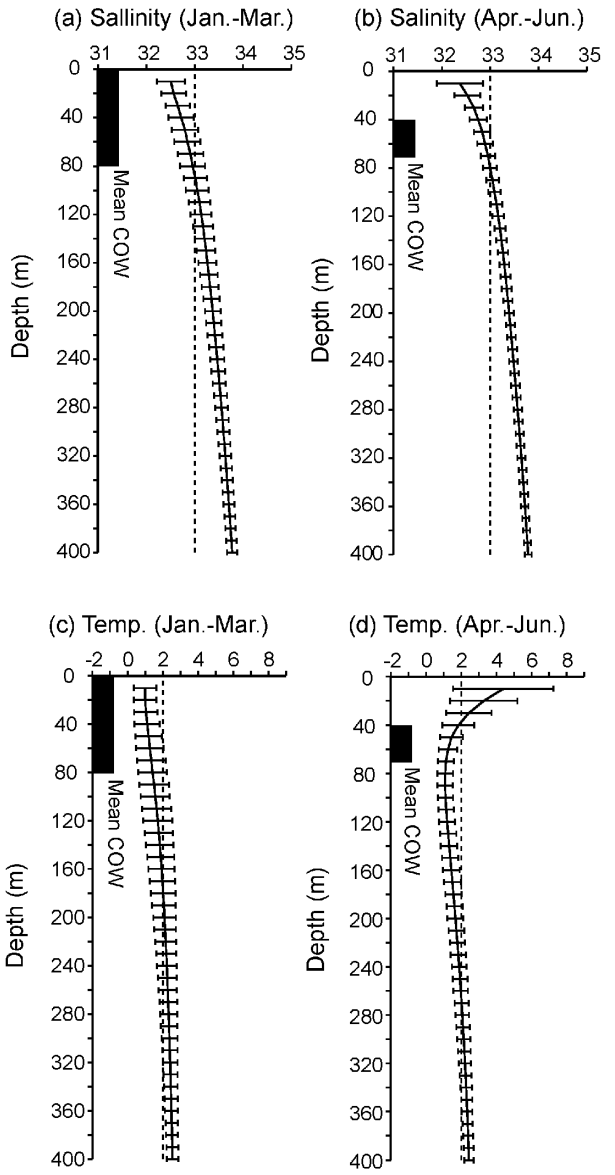

図 6：Doto Region において沿岸親潮水を含む塩分（上段）および水温（下段）プロファイル（下段）の期間別平均．(a)と(c)が 1〜3 月平均，(b)と(d)が 4〜6 月平均．平均プロファイルから検出される沿岸親潮水の深度範囲は黒領域で表示．
Figure 6：Mean profiles of (upper panels) salinity and (lower panels) temperature in Doto Region. Mean profiles are separately shown during (a, c) January-March and (b, d) April-June. The vertical range of the black square means the depth where the Coastal Oyashio Water is detected by mean temperature-salinity profiles.

が一切出現しない領域（0%領域）があり，輸送・変質との関連を調べる必要がある（図 2 の斜線域または黒領域）．沿岸親潮水の輸送と変質過程を体系的に解析するためには，国後水道から流出する沿岸親潮水を着色したトレーサー実験が有効であると考えられる．

3.2　2007 年 3 月の沿岸親潮水の分布について

本節では，沿岸親潮水の陸棚域から沖方向への輸送と

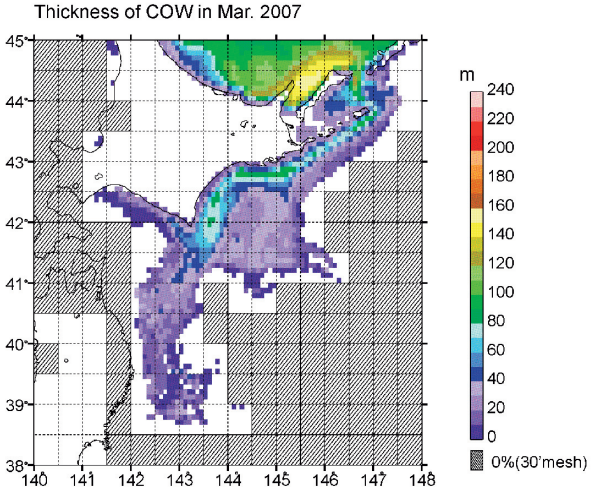

図 7：2007 年 3 月における沿岸親潮水の平均層厚．
Figure 7：Mean thickness of the Coastal Oyashio Water in March 2007.

変質過程を視覚的に示すために，一例として，2007 年 3 月における沿岸親潮水の層厚の時空間変動を示す．シミュレーションに基づくと，2007 年の特徴は，国後水道から太平洋へ流出する沿岸親潮水の流量が 2003〜2011 年の間で最小であったことである．また，2007 年 3〜5 月には，厚岸沖定線モニタリング（通称 A ライン）の親潮域 Stn. A5 において，OECOS-west プロジェクトで集中的な海洋低次生態系の高頻度船舶観測が実施されており（Ikeda et al., 2010），陸棚域から陸棚斜面方向への沿岸親潮水の輸送が観測されている．

5 分メッシュで統計解析した 2007 年 3 月の平均層厚をみると（図 7），太平洋道東の陸棚沖（144°〜146° E, 40° 30' 〜42° 30' N 付近）に，40 m 以下の薄い層厚分布が確認できる．より詳しく時空間変動を調べるために，2007 年 2 月 27 日〜3 月 23 日における 3 日毎の沿岸親潮水の層厚分布を 1/50° の解像度で表示する（図 8）．2 月 27 日（図 8a）において，太平洋道東沖の陸棚域には最大 150 m 程の厚い沿岸親潮水が分布し，また，襟裳岬から南方へ 40 m 以下の薄い沿岸親潮水が筋状に分布している．その 3 日後，3 月 2 日（図 8b）において，襟裳岬から南方へ伸びる沿岸親潮水の分布域はかなり狭くなり，変質により沿岸親潮水の水温塩分特性が失われ消滅する．さらに，同日（図 8b），道東沖 145° E, 42° 30' N 付近の沿岸親潮水と沖合水の前線付近に分布する直径 40 km 程の時計回り渦が，沿岸親潮水を小さく沖方向に輸送している．この時計回り渦は次第に発達し，3 月 11 日（図 8e）には直径が最大（100 km 程）になり，沿岸親潮水は渦の外縁に沿うように大きく沖合に輸送される．加えて，沖合に輸送された沿岸親潮水は，3 月 14 日以降，渦

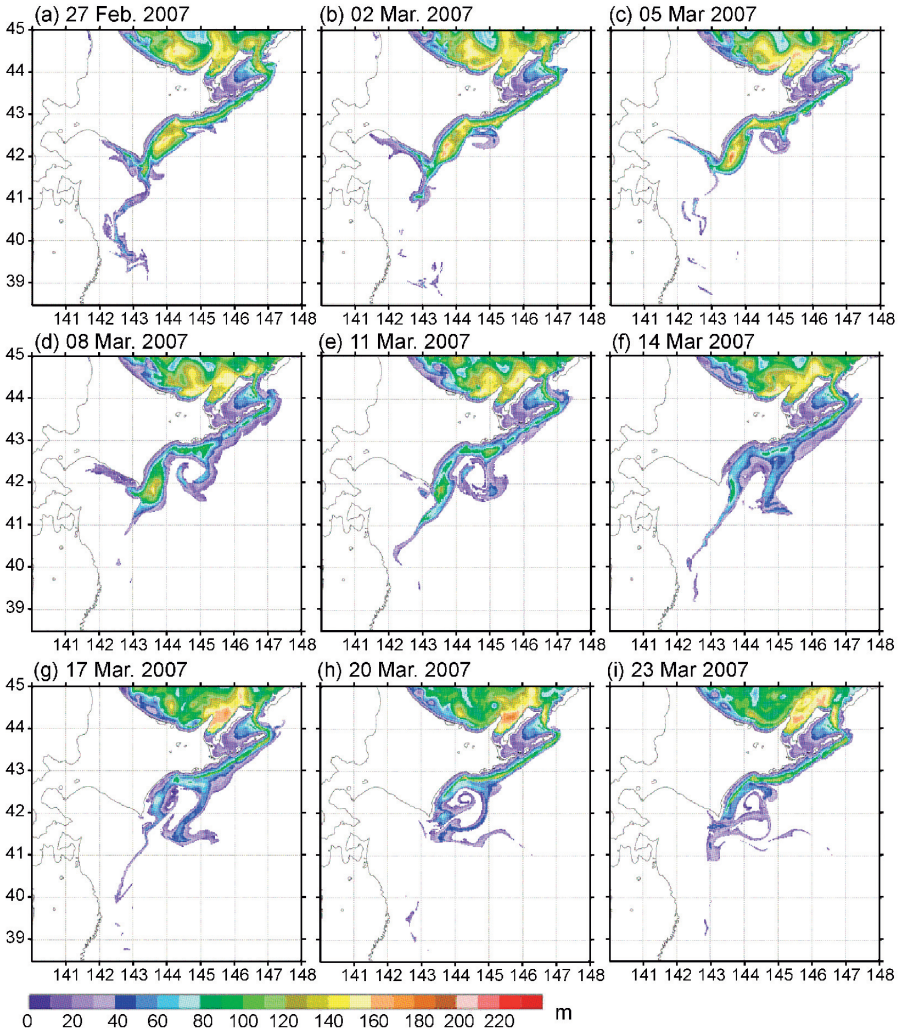

図 8：2007 年 2 月 27 日～3 月 24 日における沿岸親潮水の層厚のスナップショット
Figure 8：Snapshots of thickness of the Coastal Oyashio Water from 27 February 2007 to 24 March 2007 in an interval of 3 days.

の南東側に分布する東向流によりさらに東側に輸送され，その後，水塊変質により沿岸親潮水の特性は失われる．また，興味深いことに，3 月 17 日（図 8g）において，太平洋道東沖の沿岸親潮水の前線付近（144° E，42° 15' N）では，反時計周り渦のような擾乱が形成されはじめ，沿岸親潮水を渦中にとりこみながら次第に発達し（図 8h），3 月 23 日（図 8 i）においては，非常に複雑な層厚分布を形成する．以上のことから，沿岸親潮水を沖方向に輸送する過程として，沿岸親潮水の前線付近で形成・発達するサブメソスケール渦による水平輸送や，こうしたサブメソスケール渦と沖合に分布するサブメソあるいはメソスケール変動（渦や親潮など）が連動した水平輸送が重要になり，水平輸送とともに沿岸親潮水の特性は混合により失われる．なお，水平方向と鉛直方向の両観点から，沿岸親潮水の輸送と混合過程を定量的に評価することは今後の課題である．

4．議論

本節では，オホーツク海が北西太平洋の生態系に与える影響を定量的に評価するために，現在開発を試みている海洋低次生態系結合モデルのエッセンスと方向性について議論したい．まず，図 9 に，MODIS の海色画像から見積もられた 4 月平均の海面クロロフィル濃度を示す．北海道沖の太平洋に注目すると，特に，高いクロロフィル濃度が道東～襟裳岬沖の陸棚域に分布している．さらに，常用対数スケールで 0.6 mg m^3 を超えるような比較的高いクロロフィル濃度がその沖に分布しており，図 2 に示す出現頻度の 10% 以上の領域とオーバーラップしているようにみえる．したがって，我々は，沿岸親潮水の春季ブルームへの寄与を想像している．また，図 9 において，択捉島から南東方向に引いた破線の東西で，また，親潮前線付近に沿って引いた破線の南北で，明瞭

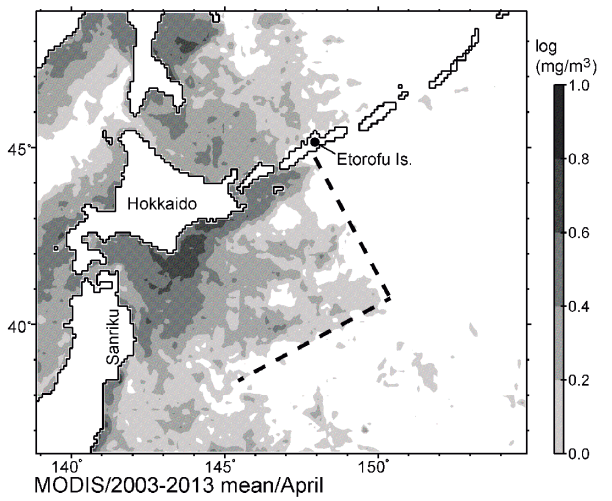

図 9：MODIS Aqua による 2003 年～2013 年 4 月における 11 年平均海面クロロフィル濃度
Figure 9：11-year mean Chl-a concentration in April of 2003–2013 at the sea surface, derived from MODIS Aqua.

なクロロフィル濃度の水平コントラストが検出される．1/50° 海洋モデルの東側境界 148° E にあり，前者の東西コントラストと沿岸親潮水の出現頻度との関係は議論できないが，後者については，沿岸親潮水の出現頻度 0% の領域が親潮前線の南側に位置しているようにみえ（図 2），沿岸親潮水の分布がクロロフィル濃度の南北コントラストに関係していることを想像している．

それでは，何故，衛星クロロフィル濃度の分布と沿岸親潮水の出現頻度は関係するのであろうか？　古典的な考え方に基づくと，親潮域での春季ブルームは，冬季混合層の発達による有光層内への栄養塩供給と春季の成層化が重要になる（Kasai et al., 1997）．こうした二つの要素は，Sasai et al.（2007）などの海洋低次生態系結合モデルにも組み込まれている．しかし，図 9 に示すような春季における植物プランクトン濃度の水平コントラストは全く表現できない．海洋モデルの再現性に依存した問題の可能性があるため，我々は 1/2° と 1/10° 海洋モデルに，Sasai et al.（2007）と同様の NPZD 型の簡易な低次生態系モデル（Oschlies, 2001）を結合して，気候値外力を用いた数値実験を実施した（黒田ら，2015）．しかし，我々の実験結果でも同様に，観測にみられるような海面クロロフィル濃度の水平コントラストは再現できず，北西太平洋の広い範囲で同期する非現実な春季ブルームが再現されてしまう．

そこで，我々は，Nishioka et al.（2007）や Nishioka et al.（2011）が指摘する海水中の鉄の存在に注目している．Nishioka et al.（2011）の観測結果に基づくと，プレブルーム期（1 月）における沿岸親潮水の溶存鉄濃度は親潮水それの約 2～5 倍と非常に高い．すなわち，我々の想像ではあるが，沿岸親潮水の出現頻度が溶存鉄濃度と関連しているのであれば，沿岸親潮水の出現頻度（図 4）と 4 月の衛星クロロフィル濃度（図 9）が一致することは整合的である．沿岸親潮水の出現頻度は 3 月に最大となるので（図 5），1～3 月における沿岸親潮水の水平的な広がりは，春季ブルームのプレコンディショニングとみなすことができるかもしれない．また，図 8 に示したような陸棚域から沖合への沿岸親潮水の輸送過程は，Nakayama et al.（2010）が指摘している「親潮域における春季ブルーム期の一次生産を調節する最も重要なメカニズム」の一つとなり得るはずである．さらに，想像を重ねるが，4～6 月の沿岸親潮水の平均的な分布深度は中冷構造の上部の亜表層（図 6）にあり，仮に，沿岸親潮水が鉛直上方（有光層内）に連続的・間欠的に移流拡散すれば，有光層内において数か月間にわたり高い生産性を維持することが可能かもしれない．

こうした我々の想像を定量的に評価するために，次の戦略としては，鉄を考慮した NPZD 型の低次生態系モデル（e.g., Fiechter et al., 2009）を作成し，海洋モデルに結合してダウンスケーリングすることである．一つ忘れてはいけないことは，Nishioka et al.（2011）が指摘しているように，親潮域の春季ブルームに対しては，沿岸親潮水だけではなく，オホーツク海中層水から親潮域に供給される鉄の存在も重要になるはずである．モデルを用いる一つの利点としては，沿岸親潮水とオホーツク海中層からの鉄供給を観測から分離することは難しいかもしれないが，モデルを用いれば比較的簡易に感度実験が可能になり，春季ブルームに対するそれぞれの寄与と役割が明らかになるかもしれない．一方，現在の問題は，鉄の初期値や供給源をどのように定量的に与えるかということである．限られた観測値から推定するやり方もあれば，いくつかの全球鉄モデルの出力（e.g., Moore et al., 2004）を利用して推定することも可能かもしれない．さらに，北海道大学低温科学研究所はオホーツク海における鉄の動態シミュレーションをすでに実施しており（Uchimoto et al., 2014），こうした先行研究は我々の研究の試金石となるであろう．

謝辞

今回，執筆の機会を与えて頂いた北海道大学低温科学研究所の三寺史夫氏，白岩孝行氏，西岡純氏，的場澄人氏，中村知裕氏には心から感謝致します．また，ROMS を用いた数値計算には，農林水産研究情報総合センター

の科学技術計算システム（クラスター計算機）を使用しました.

参考文献

Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. Da Silva and D. Ledvina (1996) Data assimilation using incremental analysis updates. *Mon. Weather Rev.*, **124**, 1256–1271.

Ebuchi, N. (2006) Seasonal and interannual variations in the East Sakhalin Current revealed by TOPEX/POSEIDON altimeter data. *J. Oceanogr.*, **62**, 171–183.

Ebuchi, N., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2009) Subinertial and seasonal variations in the Soya Warm Current revealed by HF ocean radars, coastal tide gauges, and bottom-mounted ADCP. *J. Oceanogr.*, **65**, 31–43.

Fiechter, J., A. M. Moore, C. A. Edwards, K. W. Bruland, E. D. Lorenzo, C. V. W. Lewis, T. M. Powell, E. N. Curchitser and Kate Hedstrom (2009) Modeling iron limitation of primary production in the coastal Gulf of Alaska. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **56**, 2503–2519.

Fujii, Y. and M. Kamachi (2003) Three-dimensional analysis of temperature and salinity in the equatorial Pacific using a variational method with vertical coupled temperature-salinity empirical orthogonal function modes. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2002JC001745.

Fukamachi, Y., I. Tanaka, K. I. Ohshima, N. Ebuchi, G. Mizuta, H. Yoshida, S. Takayanagi and M. Wakatsuchi (2008) Volume transport of the Soya Warm Current revealed by bottom-mounted ADCP and ocean-radar measurement. *J. Oceanogr.*, **64**, 385–392.

Haidvogel, D. B., H. Arango, W. P. Budgell, B. D. Cornuelle, E. Curchitser, E. Di Lorenzo, K. Fennel, W. R. Geyer, A. J. Hermann, L. Lanerolle, J. Levin, J. C. McWilliams, A. J. Miller, A. M. Moore, T. M. Powell, A. F. Shchepetkin, C. R. Sherwood, R. P. Signell, J. C. Warner and J. Wilkin (2008) Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the Regional Ocean Modeling System. *J. Comput. Phys.*, **227**, 3595–3624.

花輪公雄（1984）沿岸境界流．沿岸海洋研究ノート，**22**，67–82.

Hanawa, K. and H. Mitsudera (1986) Variations of water system distribution in the Sanriku coastal area. *Journal of Oceanography Society of Japan*, **42**, 435–446.

檜垣直幸，磯田 豊，磯貝安洋，矢幅 寛（2008）北海道西岸沖における水系分布と流れパターンの季節変化．海の研究，**17**，223–240.

Ikeda, T., A. Yamaguchi and C. B. Miller (2010) Oceanic Ecosystems Comparison Subarctic-Pacific (OECOS): West. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **57**, 1593–1594. doi:10.1016/j.dsr2.2010.03.003

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 southwestern part of the Okhotsk Sea. *J. Oceanogr.*, **56**, 643–654.

伊藤寛（2006）岩手県沖で観測された春季異常冷水現象について．平成 18 年度岩手県水産試験研究成果等報告会資料（http: //www2. pref. iwate. jp/~hp5507/report/seika-h18/18reisui-ito.pdf）

Kasai, H., H. Saito, A. Yoshimori and S. Taguchi (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.

Kono, T. and Y. Kawasaki (1997) Results of CTD and mooring observations southeast of Hokkaido. 1. Annual velocity and transport variations in the Oyashio. Bulletin of Hokkaido National Fisheries Research Institute, **61**, 65–81.

Kono, T., M. Foreman, P. Chandler and M. Kashiwai (2004) Coastal Oyashio south of Hokkaido, Japan. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 1477–1494.

Kono, T. and Sato, M. (2010) A mixing analysis of surface water in the Oyashio region: Its implications and application to variations of the spring bloom. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **57**, 1595–1607.

Kuroda, H., Y. Isoda, H. Takeoka and S. Honda (2006) Coastal current on the eastern shelf of Hidaka Bay. *J. Oceanogr.*, **62**, 731–744.

Kuroda, H., D. Takahashi, H. Mitsudera, T. Azumaya and T. Setou (2014) A preliminary study to understand the transport process of the eggs and larvae of Japanese Pacific walleye pollock Theragra chalcogramma using particle-tracking experiments based on a high-resolution ocean model. *Fish. Sci.*, **80**, 127–138.

黒田寛，高須賀明典，広田祐一，青木一弘，瀬藤聡（2015）黒潮内側域における冬季混合層の変動特性と栄養塩供給過程，沿岸海洋研究，**53**，3–9.

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（2009）北海道東部太平洋陸棚域における海洋構造の季節変動．海の研究，**18**，135–156.

Mizuta, G., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2003) Structure and seasonal variability of the East Sakhalin Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 2430–2445.

Moore, J. K., S. C. Doney and K. Lindsay (2004) Upper ocean ecosystem dynamics and iron cycling in a global three-dimensional model. *Global. Biogeochem. Cy.*, **18**, GB4028, doi:10.1029/2004GB002220.

中多章文，田中伊織（2002）北海道西岸における対馬暖流傾圧流量の季節および経年変化．北海道立水産試験場研究報告，**63**，1–8.

Nakayama, Y., K. Kuma, S. Fujita, K. Sugie and T. Ikeda (2010) Temporal variability and bioavailability of iron and other nutrients during the spring phytoplankton bloom in the Oyashio region. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **57**, 1618–1629.

西田芳則，鹿又一良，田中伊織，佐藤晋一，高橋進吾，松原久（2003）津軽海峡を通過する流量の季節・経年変化．海の研究，**12**，487–499.

Nishioka, J., T. Ono, H. Saito, T. Nakatsuka, S. Takeda, T. Yoshimura, K. Suzuki, K. Kuma, S. Nakabayashi, D. Tsumune, H. Mitsudera, W. K. Johnson and A. Tsuda (2007) Iron input into the western subarctic Pacific, importance of iron export from the Sea of Okhotsk, *J. Geophys. Res.*, **112**, C10012, doi:10.1029/2006JC004055.

Nishioka, J., T. Ono, H. Saito, K. Sakaoka and T. Yoshimura (2011) Oceanic iron supply mechanisms which support the spring diatom bloom in the Oyashio region, western subarctic Pacific. *J. Geophys. Res.,* **116**, C2021, doi:10.1029/2010JC006321.

Oguma, S., T. Suzuki and Y. Nagata (2002) Seasonal variations in the sea off Sanriku coast, Japan. *J. Oceanogr.*, **58**, 825–835.

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（1987）津軽海峡西部への沿岸親潮水の流入．北海道大学水産学部研究彙報，**38**，209–220.

Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira (2007) The JRA-25 reanalysis. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **85**, 369–432.

Oschlies, A. (2001) Model-derived estimates of new production: new results point towards lower values. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **48**, 2173–2197.

Qiu, B. (2001) Kuroshio and Oyashio Currents. In Encyclopedia of Ocean Sciences, Academic Press, 1413–1425.

Rosa, L. A., 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.

Sakamoto, K., H. Tsujino, S. Nishikawa, H. Nakano and T. Motoi (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.

Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito and Y. Yamazaki (2006) The operational JMA nonhydrostatic mesoscale model. *Mon. Weather Rev.*, **134**, 1266–1298.

Sasai, Y., K. Sasaoka, H. Sasaki and A. Ishida (2007) Seasonal and intra-seasonal variability of chlorophyll-a in the North Pacific: Model and satellite data. *Journal of the Earth Simulator*, **8**, 3–11.

Shinada, A., N. Shiga and S. Ban (1999a) Structure and magnitude of diatom spring bloom in Funka Bay, southwestern Hokkaido, Japan, as influenced by the intrusion of Coastal Oyashio Water. *Plankton Biol. Ecol.*, **46**, 24–29.

Shinada, A., N. Shiga and S. Ban (1999b) Origin of Thalassiosira diatoms that cause the spring phytoplankton bloom in Funka Bay, southwestern Hokkaido, Japan. *Plankton Biol. Ecol.*, **46**, 89–93.

Song, Y. and D. B. Haidvogel (1994) A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. *J. Comput. Phys.*, **115**, 228–244.

Uchimoto, K., T. Nakamura, J. Nishioka, H. Mitsudera, K. Misumi, D. Tsumune and M. Wakatsuchi (2014) Simulation of high concentration of iron in dense shelf water in the Okhotsk Sea. *Progr. Oceanogr.*, **126**, 194–210.

von Storch, H., H. Langenberg and F. Feser (2000) A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Mon. Weather Rev.*, **128**, 3664–3673.

Waldron, K. M., J. Paegle and J. D. Horel (1996) Sensitivity of a spectrally filtered and nudged limited-area model to outer model options. *Mon. Weather Rev.*, **124**, 52–547.

山村織生（2011）平成 23 年度資源変動要因分析調査課題報告書（http: //abchan. job. affrc. go. jp/hendou/gyosyu/1000/1000H23.pdf）