はじめに

北太平洋の西側には，北からベーリング海，オホーツク海，日本海，東シナ海，南シナ海，インドネシア多島海という，「縁辺海」が連なっています．世界地図を眺めると，大陸と大洋の間に縁辺海という地形が挟まる海は，北太平洋のみであることがわかります．本巻は，そのような縁辺海がもつさまざま特性や自然環境に対する役割を，「河川を通した陸と海の結合システム」という視点から探ろうとしたものです．

北太平洋の水塊形成や物質循環において，縁辺海の果たす役割は実に大きいものがあります．東アジア大陸や日本列島から河川を通して輸送された淡水や物質の多くは，縁辺海に流れ出ます．縁辺海は半閉鎖的で比較的狭く，また浅い大陸棚が発達しているため，河川から流出した水・物質は北太平洋から入ってくる海水とよく混ざり，その結果，海水は大きく変質して再び北太平洋へと流れ出ることになります．まさに「陸」と「海」が出会い，せめぎ合うのが「縁辺海」なのです．我々環オホーツク観測研究センターが探究してきたアムール–オホーツク–鉄循環システムは，そのような「陸海結合システム」の典型といえるでしょう．

本巻は，低温科学研究所共同研究の萌芽研究「陸域と大洋間における縁辺海の自然科学的な機能と人間活動への役割」（平成 25 年度～27 年度，代表：金沢大・長尾教授）の一環として開催された，シンポジウムやワークショップにおける講演内容を中心に構成しました．「陸海結合システム」のさまざまな最先端の成果を分かりやすく解説していただいたものとなっています．「陸海結合システム」は平成 27 年度より低温科学研究所の推進プログラムのひとつとして取り上げられており，本巻はそのプログラム推進のための重要な基盤とも位置付けることができます．

最後になりましたが，お忙しい中を縫って原稿を執筆してくださった著者の皆様に厚くお礼を申し上げます．大変ありがとうございました．

「低温科学」第 74 巻編集委員会

三寺　史夫

西岡　　純

白岩　孝行

中村　知裕

的場　澄人

篠原　琴乃

目次

はじめに

北海道東部の湿原を流れる別寒辺牛川水系における溶存有機物と溶存鉄の流出挙動
長尾　誠也，久米川　雅志，児玉　宏樹，寺島　元基　1

アムール川流域における溶存鉄生成メカニズムのモデル化 大西　健夫，楊　宗興，白岩　孝行，長尾　誠也　13

亜寒帯汽水湖（風蓮湖）におけるシジミ漁業の再構築を見据えた水質・底質環境の現状評価 辻　泰世，門谷　茂　21

融雪と漁業生産をつなげる陸海連関：噴火湾の例 中田　聡史，馬場　勝寿，石川　洋一，齊藤　誠一　31

アラスカ・ユーコン河流域における物質輸送機構：観測とモデリング 知北　和久，和田　知之，工藤　勲　43

アムール川の流出水はオホーツク海北西陸棚域でどのように振る舞うのか？
馬目　歩美，三寺　史夫，Jia Wang，若土　正暁　55

縁辺海モデルの現状と新たなモデリング手法 木田　新一郎　67

日本海表層の塩分変動に及ぼす長江希釈水の影響 千手　智晴　77

衛星画像を用いたオホーツク海北海道沿岸河口付近の沿岸水分類方法の検討 朝隈　康司，兼上　裕作，島　岳志　85

オホーツク海高密度陸棚水への鉄のポテンシャル供給域
内本　圭亮，中村　知裕，西岡　純，三寺　史夫，三角　和弘，津旨　大輔，若土　正暁　95

オホーツク海における海氷が関わる鉄の供給過程の解明 漢那　直也，西岡　純，豊田　威信　105

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，戸谷　夕子，和川　拓，桑田　晃，瀬藤　聡　115

オホーツク海と北太平洋中層水の数十年スケール変動とそのメカニズム 中野渡　拓也，三寺　史夫，中村　知裕　127

北太平洋亜寒帯の融氷期生物生産増大イベントの原因 関　宰　143

サハリン北東沖の海底表層型メタンハイドレート
──間隙水中の溶存イオンによるメタンフラックス評価──
南　尚嗣，坂上　寛敏，八久保　晶弘，山下　聡，庄子　仁，髙橋　信夫　153

札幌における積雪観測と物理プロセスモデル開発 青木　輝夫，庭野　匡思，的場　澄人　163

日本周辺に存在する「陸海結合システム」の理解に向けて
西岡　純，三寺　史夫，白岩　孝行，関　宰，中村　知裕，的場　澄人，江淵　直人　175

低温科学 74 （2016） 1-12
doi: 10.14943/lowtemsci. 74. 1

北海道東部の湿原を流れる別寒辺牛川水系における溶存有機物と溶存鉄の流出挙動

長尾　誠也[1),2)]，久米川　雅志[3)]，児玉　宏樹[4)]，寺島　元基[2)*]

沿岸域における溶存有機物と溶存鉄の重要な供給源と考えられる湿原域の機能とそれらの流出挙動を検討することは，海洋沿岸域の生物生産を維持する機能を評価する観点で重要である．本研究は，比較的人為影響が少ない北海道東部の別寒辺牛湿原を流れる別寒辺牛川水系を対象に，6 地点で 2003 年 7 月から 2005 年 12 月までの計 9 回調査を行った．その結果，フルボ酸様物質の相対蛍光強度と溶存有機炭素濃度，紫外 280 nm の吸光度には正の相関関係が認められた．このことは，フルボ酸様物質が溶存有機物に占める割合が高く，分光学的に同様な特徴を有するフルボ酸様物質が年間を通して移行していることを反映している．また，フルボ酸様物質の相対蛍光強度と溶存鉄濃度は降雨量の多い夏場に高くなり，両者には正の相関関係が存在した．この結果は，溶存鉄が降雨量と流量が高くなる夏場に湿地域から別寒辺牛川へフルボ酸と鉄錯体を形成して流出・移行することを示唆している．

Transport behavior of dissolved organic matter and iron in river waters from the Bekanbeushi River System in eastern Hokkaido, Japan

Seiya Nagao[1,2], Masashi Kumegawa[3], Hiroki Kodama[4] and Motoki Terashima[2*]

Wetlands play important roles on biogeochemical reactions and sources of dissolved organic matter and dissolved iron from land to coastal marine environment. For better understanding the processes, it is important to assess sustainable development of primary production in coastal area. This study reports the research results with dissolved iron and organic matter at six sites in the Bekanbeushi River system during July 2003-December 2005. There are positive correlations among dissolved organic carbon concentration, relative fluorescence intensity (RFI) of fulvic-like materials and absorbance at 280 nm in the Bekanabeushi River waters. The results indicate that dissolved organic matter mainly occupied by fulvic-like materials and their spectroscopic properties were almost similar in the period of sampling. The RFI and dissolved iron concentration show a similar variation pattern, especially higher concentration in summer season with higher precipitation. The results suggest that dissolved fulvic-like materials paly as carrier of dissolved iron from the wetland to the river system.

キーワード：腐植物質，フルボ酸，フミン酸，錯体
Humic substances, fulvic acid, humic acid, complexes

連絡先
長尾　誠也
金沢大学環日本海域環境研究センター　低レベル放射能実験施設
〒923-1224　石川県能美市和気町オ 24
Tel. 0761-51-4440
e-mail：nagao37@staff.kanazawa-u.ac.jp
1）金沢大学環日本海域環境研究センター　低レベル放射能実験施設
Low Level Radioactivity Laboratory, Institute of Nature and Environmental Technology, Kanazawa University, Nomi, Japan
2）北海道大学大学院地球環境科学研究院
Faculty of Environmental Earth Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan
3）北海道大学大学院環境科学院
Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan
4）佐賀大学総合分析実験センター
Analytical Research Center for Experimental Sciences, Saga University, Saga, Japan
*現在：日本原子力研究開発機構
*Present: Japan Atomic Energy Agency

1．はじめに

北海道の湿原は，未分解な植物遺体が堆積して形成された泥炭を伴うことが多く，炭素貯蔵の場として重要である（辻井・橘，2002）．泥炭から浸出する水および泥炭地を流れる河川水は，腐植物質など有機酸類を主とする溶存有機炭素濃度が極めて高く一般に褐色を呈し，植物プランクトンの生産に必須な微量栄養塩として作用する鉄との親和性が高い（谷ほか，2001a；長尾ほか，2012；楊，2012；Nagao et al., 2015）．これは河川に溶存している腐植物質が鉄などの微量金属元素と高い錯形成能を示すためである（Stevenson and Fitch, 1986）．腐植物質は，分子量が数百から数百万の暗色の高分子難分解性有機物であり，主に不飽和脂肪族化合物や芳香族化合物で構成され，溶存有機物の主要成分と考えられている（Thurman, 1985；石渡ほか，2008）．そのため，湿原を流れる河川水中の腐植物質は，沿岸域への生元素である鉄の寄与と炭素循環を考える上で，湿原内を流れる河川水中の腐植物質の濃度・構造とともに流出挙動を把握することは重要な検討課題である．

本研究では，別寒辺牛湿原を流れる別寒辺牛川水系において水質調査を行い，三次元励起蛍光分光光度法により腐植物質の濃度分布・特性を明らかにするとともに，溶存有機炭素と栄養塩（NO_2^-，NO_3^-，NH_4^+，PO_4^{3-}，$Si(OH)_4$）の濃度を測定し，湿原から河川，さらに沿岸域への腐植物質の移行性について検討した．また，溶存鉄との関係を調べ，溶存鉄の輸送媒体としての腐植物質の役割を考察した．

2．研究地域

北海道東部の太平洋沿岸には，多くの湿原が分布する．別寒辺牛湿原もその一つで，厚岸郡厚岸町の北部に位置している（図 1）．別寒辺牛湿原は，厚岸湖に流入する別寒辺牛川本流と支流のトライベツ川の中・上流域に分布し，総面積は 8,320 ha，日本に現存する湿原としては釧路湿原の 21,440 ha に次ぐ面積である（厚岸町教育委員会，2001）．湿原の大半は，ヨシ，イワノガリヤス，スゲ類とハンノキ林を主体とする低層湿原（主に地下水と地表水によって涵養される湿原）であるが，厚岸湖から北方に約 10 km，別寒辺牛川の中流域に主に雨水によって涵養される高層湿原が分布する（図 1）．面積 110 ha の高層湿原は別寒辺牛川本流とその支流トライベツ川との合流点の北部に位置し，両河川に囲まれた逆三角形状の沖積低地に発達したもので，最大長約 1.5 km，最大幅約 400 m のややゆがんだ楕円形を呈する（厚岸町教育委員会，2001）．

湿原は水質の浄化や保水･洪水調整機能をもつほかに，水鳥など多くの野生生物の生息地としても重要である．別寒辺牛湿原では，湿原の大部分が水鳥の生息地として国際的に重要な湿地に関するラムサール条約に登録されている．この地域は 6～8 月に海霧の発生頻度が高く夏季冷涼多湿，冬季少雪寒冷の海洋性気候に支配されている．別寒辺牛湿原に近接する太田気象観測所 1979～1999 年の統計データでは，年平均気温が 5.3℃，8 月の平均気温は 17.8℃，1 月の平均気温は－6.9℃であり，年降水量は 1,113 mm，日照時間は 1,797 時間 / 年，降雪量の合計は 65～132 cm である（気象庁，2007）．

研究対象の別寒辺牛川は，人間活動の影響が少なく湿原本来の自然環境が残っている北海道東部の別寒辺牛湿原を流れる主要な河川である．別寒辺牛川本流の流路長は 69.9 km，流域面積 378.97 km^2である．湿原の土地利用形態は農地 12%，森林 60%，市街地 1%以下である（向井，2012）．Hayakawa et al.（2006）は，別寒辺牛川と標茶川河川水中の硝酸イオン，溶存有機炭素・窒素濃度の流域間の差が，別寒辺牛川流域の土壌の質の違いが反映することを報告している．また，Nagao et al.（2010）は，別寒辺牛川の粒子態有機物動態を炭素同位体比（$\delta^{13}C$，$\Delta^{14}C$）により検討し，雪解け時の洪水時に見かけ上古い粒子態有機物が流出することを明らかとした．一方，別寒辺牛湿原の湿原本体の高層湿原，中間湿原および低層湿原の湿原池水と湿原土壌の鉄及び有機物含量の鉛直分布等について，谷ほか（1999，2001a，b）が報告している．

3．試料採取と分析方法

3.1　河川水と湿原土壌水の採取

河川調査は，2003 年 7 月から 2005 年 12 月にかけて計 9 回，別寒辺牛川水系の別寒辺牛川本流の 2 地点，その支流の大別川，尾幌川，トライベツ川，チライカリベツ川の各 1 地点で行った（図 1）．河川水は橋の上から上流側の流心でバケツにより採取した．橋の上からの採水が困難なところでは，1.5 m の柄杓を用いて川岸から表層水を採取した．冬期間は川が凍結するため，川の中央部付近でアイスドリルにより氷に穴を空けて手動ポンプを使い採水した．2005 年 8 月 3 日には，St.3 から St.5 を経由して St.1 までカヌーで下り表層水を採水した（図 1）．2005 年 12 月 1 日には，流域が草原・森林の上流域の 3 地点（St.7，8，9）で河川水を採取した．採水時にはマル

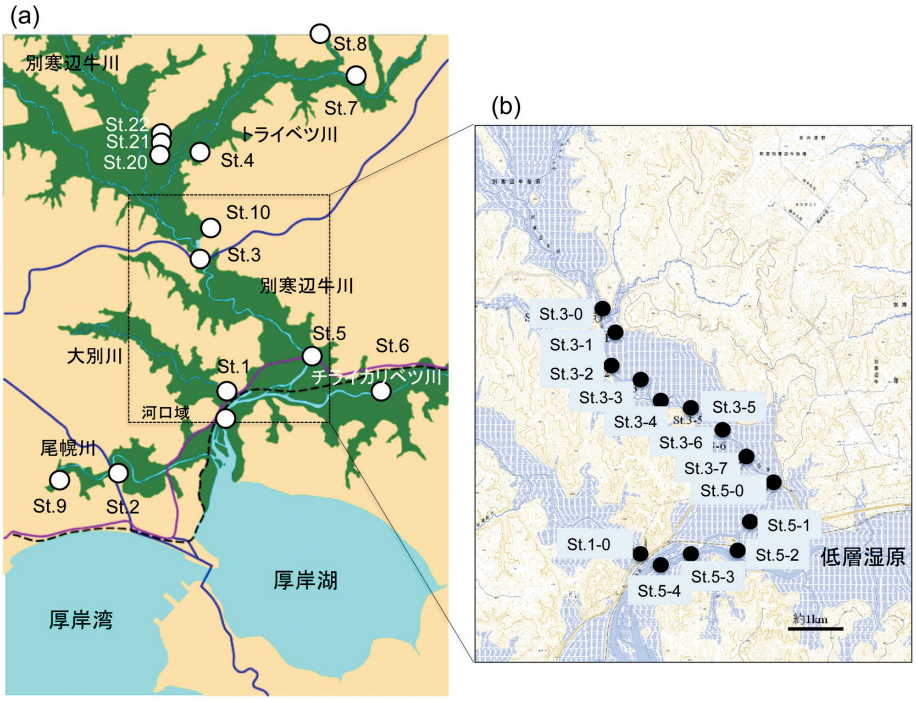


図 1：別寒辺牛川水系(a)と 20005 年 8 月のカヌーによる観測域(b)．試料採取地点は○と●で表している．別寒辺牛湿原は(a)では緑色，(b)では水色の地域として示している．
Figure 1：Location maps of sampling sites (open and closed circles) in the Bekanbeushi River System (a) and during the transect research in August 2005 (b). The Bekenbeushi wetland shows green color area (a) and blue color area (b).

チ水質モニタリングシステム堀場 U-21 XD を用いて pH・電気伝導度・濁度・溶存酸素濃度・水温・塩分の 6 項目について計測を行った．観測期間の水質データは表 1 に示す．

湿原土壌および湿原水の試料採取は，2004 年 7 月 29 日に別寒辺牛湿原内の高層湿原の St.20，中間湿原の St. 21，低層湿原の St.22 で行った（図 1）．湿原水はピートコアサンプラーによる土壌採取時にできた穴から手動ポンプを使い採水した．低層湿原に相当する湖沼環境の St.10 においても，2004 年 7 月 27 日に採水バケツで湿原水を採取した．湿原内の土壌水の pH は 5.2～5.9，St.10 の湖水では 6.2 であった．

採取した河川水と湿原土壌水は，採水後の 24 時間以内に GF/F ガラス繊維濾紙（孔径約 0.7 μm）で濾過し，分析まで 30 ml ガラスビンで冷凍保存した．栄養塩と陰イオンの分析用には，孔径 0.45 μm のセルロースアセテートフィルターを用いてその場で濾過し，10 ml スピッツ管に入れて冷凍保存した．溶存鉄濃度測定用には，酸洗浄した孔径 0.4 μm のヌクレオポアフィルターで河川水を濾過し，ろ液に塩酸を添加し pH 2 に調整後に分析まで冷蔵保存した．

3.2　河川水の腐植物質の分離精製方法

腐植物質の分離精製は，XAD-8 樹脂を用いた Thurman and Malcolm（1981）の方法に従い，別寒辺牛湿原の St.3 で 2003 年 11 月 27 日に採取した河川水 100 l に適用した．河川水は St.3 の別寒辺牛川中流域で 20 l のポリタンク 6 本に採取し，厚岸町水鳥観察館で孔径 10 μm, 1 μm と 0.45 μm カートリッジフィルターでろ過し，実験室に持ち帰った．河川水試料は塩酸で pH 2 に調整した後，DAX-8 樹脂を詰めたカラムに流し，樹脂に腐植物質を吸着させた．その後，水酸化ナトリウムで脱離させ，塩酸で pH 1 に調整し，沈殿するフミン酸と溶液に溶存するフルボ酸に分離した．フルボ酸は再度 DAX-8 樹脂に吸着させ，その他の有機物と分離し，陽イオン交換樹脂，浸透膜を用いて精製した．最終的には，真空凍結乾燥により粉末状の試料を得た．フルボ酸の元素組成は以下の通りである：炭素 47.22%，水素 4.48%，窒素 1.19%，酸素 46.91%，灰分は 0.2%．左の元素組成は灰分を 0%として計算した．

3.3　分析方法

腐植物質の分析は，1.0 cm×1.0 cm の無蛍光石英セルを使い，日立 F-4500 形分光蛍光光度計により三次元蛍光スペクトルを測定した．三次元蛍光スペクトルは，

表 1：河川水の水質特性
Table 1：Water quality of river waters

測点	河川	採取日	時間	pH	電気伝導度 (mS/m)	濁度 (NTU)	溶存酸素濃度 (mg/l)	水温 (℃)	天気
St.1	大別川	2003. 7.24	9:20	7.2	21	41	9.4	13.0	…
St.2	尾幌川	2003. 7.24	10:00	7.4	51	33	8.0	14.5	…
St.3	別寒辺牛川	2003. 7.24	10:30	7.2	9	49	9.8	13.3	…
St.4	トライベツ川	2003. 7.24	10:50	7.2	8	50	8.8	12.0	…
St.5	別寒辺牛川	2003. 7.24	11:30	7.2	9	46	9.0	13.2	…
St.6	チライカリベツ川	2003. 7.24	14:10	6.8	11	31	9.3	14.6	…
St.1	大別川	2003.11.27	13:00	6.7	18	41	13.9	2.0	…
St.2	尾幌川	2003.11.27	7:45	6.2	57	58	16.0	3.3	…
St.3	別寒辺牛川	2003.11.27	9:10	6.5	7	77	14.9	1.1	…
St.4	トライベツ川	2003.11.27	10:00	6.5	6	59	14.3	1.2	…
St.5	別寒辺牛川	2003.11.27	12:20	6.5	7	67	14.2	1.9	…
St.6	チライカリベツ川	2003.11.27	12:00	6.4	9	55	14.8	2.3	…
St.1	大別川	2003. 2.25	12:20	6.5	69	…	13.5	0.5	…
St.3	別寒辺牛川	2003. 2.25	10:10	5.7	10	…	14.6	0.8	…
St.5	別寒辺牛川	2003. 2.25	12:20	6.1	10	…	12.8	0.5	…
St.1	大別川	2004. 4.28	12:17	6.7	25	2	9.4	5.3	曇り
St.2	尾幌川	2004. 4.28	8:30	6.2	31	27	11.4	6.0	曇り
St.3	別寒辺牛川	2004. 4.28	9:34	6.1	7	5	9.8	5.1	曇り
St.4	トライベツ川	2004. 4.28	10:22	6.3	6	10	9.7	4.4	曇り
St.5	別寒辺牛川	2004. 4.28	11:40	6.6	7	4	9.4	5.2	曇り
St.6	チライカリベツ川	2004. 4.28	11:08	6.5	8	5	9.5	4.5	曇り
St.3	別寒辺牛川	2004. 7.26	14:26	7.0	13	7	4.8	20.6	曇り
St.3	別寒辺牛川	2004. 7.27	8:58	7.0	12	7	4.9	17.9	曇り
St.3	別寒辺牛川	2004. 7.27	12:51	7.7	11	7	5.8	18.2	曇り
St.3	別寒辺牛川	2004. 7.27	17:01	6.8	12	14	5.8	18.3	曇り
St.3	別寒辺牛川	2004. 7.28	9:32	7.0	12	7	5.9	17.3	曇り
St.3	別寒辺牛川	2004. 7.30	8:50	6.7	13	9	8.2	19.0	晴れ
St.1	大別川	2004. 7.28	11:30	7.1	54	7	5.7	19.0	曇り
St.2	尾幌川	2004. 7.28	8:23	7.2	111	4	5.3	20.1	曇り
St.3	別寒辺牛川	2004. 7.28	9:32	7.0	12	7	5.9	17.3	曇り
St.4	トライベツ川	2004. 7.28	9:05	7.2	10	7	6.3	16.2	曇り
St.5	別寒辺牛川	2004. 7.28	10:27	7.0	12	14	6.2	17.5	曇り
St.6	チライカリベツ川	2004. 7.28	11:00	6.9	17	4	5.7	17.8	曇り
St.1	大別川	2005. 2.15	15:30	6.0	182	18	19.3	0.1	晴れ/雪
St.2	尾幌川	2005. 2.16	11:00	6.6	695	18	17.8	…	晴れ/雪
St.3	別寒辺牛川	2005. 2.15	13:30	5.3	13	12	13.9	0.1	晴れ/雪
St.5	別寒辺牛川	2005. 2.15	15:10	5.4	10	16	14.3	−0.1	晴れ/雪
St.6	チライカリベツ川	2005. 2.16	9:20	5.8	22	10	17.4	0.7	晴れ/雪
河口	別寒辺牛川	2005. 2.16	10:15	6.4	1140	18	19.5	0.1	晴れ/雪
St.1	大別川	2005. 4.15	12:07	6.1	48	81	12.5	5.8	晴れ
St.2	尾幌川	2005. 4.14	8:36	6.2	125	34	16.5	4.6	晴れ
St.3	別寒辺牛川	2005. 4.14	9:45	6.1	7	59	13.4	3.8	晴れ
St.4	トライベツ川	2005. 4.14	10:24	5.9	6	151	13.8	3.5	晴れ
St.5	別寒辺牛川	2005. 4.14	11:30	5.6	7	86	12.8	4.1	晴れ
St.6	チライカリベツ川	2005. 4.14	11:18	5.7	8	97	13.9	4.2	晴れ
St.1	大別川	2005. 8. 2	15:45	6.8	7	0.3	3.0	18.3	曇り
St.2	尾幌川	2005. 8. 2	18:45	6.6	12	13	3.2	15	曇り
St.3	別寒辺牛川	2005. 8. 2	17:40	6.8	8	8	2.9	15	曇り
St.4	トライベツ川	2005. 8. 2	17:26	7.0	7	10	3.4	16.8	曇り
St.5	別寒辺牛川	2005. 8. 2	16:10	6.8	7	4	2.9	17.8	曇り
St.6	チライカリベツ川	2005. 8. 2	16:35	6.2	5	0.0	2.0	18	曇り
St.1	大別川	2005.12. 1	15:39	6.8	427	6	14.2	1.6	晴れ
St.2	尾幌川	2005.12. 1	14:44	6.6	103	20	13.1	2.5	晴れ
St.3	別寒辺牛川	2005.12. 1	13:30	6.5	8	4	13.8	1.7	晴れ
St.4	トライベツ川	2005.12. 1	13:03	6.7	7	3	14.3	2.4	晴れ
St.5	別寒辺牛川	2005.12. 1	9:55	6.4	10	5	13.9	2.0	晴れ
St.6	チライカリベツ川	2005.12. 1	10:25	6.3	9	1	13.6	1.7	晴れ
St.7	トライベツ川	2005.12. 1	11:09	7.1	14	0.5	14.8	2.0	晴れ
St.8	トライベツ川	2005.12. 1	11:32	6.9	7	0.8	14.5	2.2	晴れ
St.9	尾幌川	2005.12. 1	14:25	6.5	13	15	13.1	2.3	晴れ

注（…）は，欠測である．

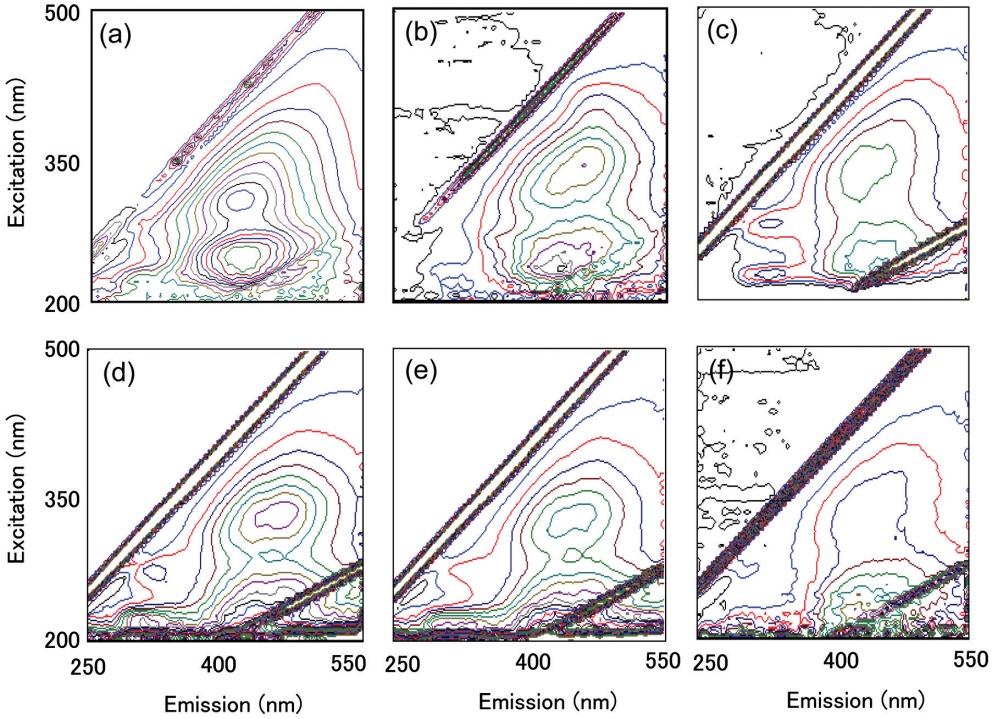


図 2：琵琶湖水(a)と別寒辺牛川河川水から分離精製したフルボ酸(b)と別寒辺牛川河川水(c)，湿原水（高層，中層，低層湿原水）の三次元蛍光スペクトル
フルボ酸溶液は濃度 10 mg/l，溶液の pH は 8.0，イオン強度は過塩素酸ナトリウムで 0.01 M に調整した．高層湿原水はミリ Q 水による 3 倍希釈，中層湿原水は 2 倍希釈の溶液試料で測定した．等高線間隔は(a)～(c)で 5.0 QSU，(e)～(g)で 10 QSU で表示した．
Figure 2：Three-dimensional excitation-emission matrix (3-D EEM) spectra for fulvic acid of the Lake Biwa (a) and Bekanbeushi River (b). Four spectra of river water and the wetland waters from high moor (d), middle moor (e) and low moor (f). The water samples for high moor and middle moor samples were measured for the diluted samples by a factor of three and two, respectively. Counter intervals of spectra are 5.0 QSU for (a)-(c) and 10 QSU for (e)-(g).

サンプル間の僅かな検出ピーク位置，スペクトル形状の違いを認識することが可能であり，河川水の簡易計測に有効である（Senesi et al., 1991；Coble, 1996；長尾ほか, 1997）．機器により測定強度が異なるため，0.05 M 硫酸溶液中の 10 μg/l 硫酸キニーネの励起波長 350 nm 蛍光波長 455 nm の蛍光強度を 10 QSU（Qinine Sulphate Unit）として，測定試料それぞれの相対蛍光強度（RFI：Relative Fluorescence Intensity）を計算した．各試料は 1 試料につき 2 回の測定を行い，その平均値として表した．

河川水試料の 200～700 nm 間の紫外可視スペクトルは，1.0 cm×1.0 cm の石英セルを用いて日立 U-3010 形紫外可視分光光度計により計測した．溶存有機炭素濃度は，GF/F フィルターで濾過した河川水に 1 M 塩酸を加えて pH 2 以下にし，一定流量の窒素を通気して炭酸塩などの無機態炭素を除去した後，島津製作所 TOC-V CSH 全有機体炭素計により測定した．栄養塩濃度はブラン・ルーベ社製オートアナライザー AACS Ⅱ を用いて比色分析法にて分析した．河川水の溶存鉄濃度は，ICP 発光分光光度計により分析した．河川水の δD と $\delta^{18}O$ は，2005 年 4 月，8 月，12 月に採取した河川水試料について質量分析計により分析した．

4．結果と考察

4.1　河川水腐植様物質の蛍光スペクトル特性

別寒辺牛川河川水から分離精製したフルボ酸を 10 mg/l に調整した溶液と濾過した河川水の蛍光スペクトルのピーク位置は，励起波長(Ex.)／蛍光波長(Em.)＝320 nm/430 nm 付近，340 nm/460 nm 付近，250 nm/460 nm 付近に存在し，スペクトル形状がほぼ一致している（図 2）．生成環境が違う琵琶湖水のフルボ酸は，ピーク位置が Ex./Em.＝300 nm/410 nm 付近に見られ，異なる蛍光スペクトル形状を示していた．このことから，別寒辺牛川河川水中に検出される腐植物質は，主にフルボ酸に相当するフルボ酸様物質として存在していることがわかる．

高層湿原の土壌水は蛍光ピークが Ex. 330/Em. 460

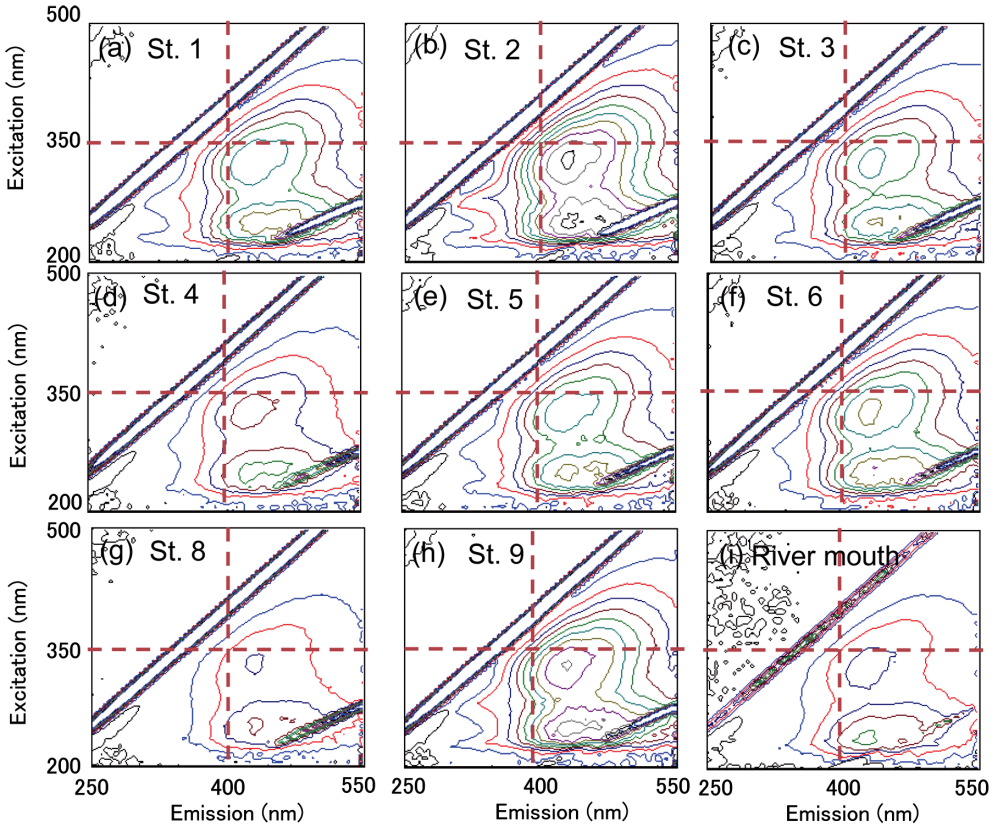


図 3：別寒辺牛川河川水の三次元蛍光スペクトル
(a)–(h)は 2005 年 12 月 1 日に採取，(i)は 2005 年 2 月 16 日に採取した試料．すべてのスペクトルの等高線間隔は 5.0 QSU.
Figure 3：3-D EEM spectra of river waters from the Bekanbeushi River System. (a)–(h) 1 December 2005, (i) 16 February 2005. Counter intervals of all spectra are 5.0 QSU.

nm，中層湿原では Ex. 335/Em. 460 nm，低層湿原は Ex. 335/Em. 430 nm と，高層湿原水のピーク位置がより高波長であり，スペクトル形状に差が認められた（図 2）．また，河川水と低層湿原水のスペクトル形状が似ていることから，河川水のフルボ酸様物質の大部分が低層湿原に起因していると考えられる．

図 3 には 2005 年 12 月に採取した 8 地点の河川水とともに，2005 年 2 月の別寒辺牛川河口域河川水の三次元蛍光スペクトルを示した．河川水試料については，蛍光ピークがブロードなためピーク波長位置に多少ばらつきがあるがスペクトル形状全体として非常に似ている．この結果は，別寒辺牛川本流と支流の河川水において同様な蛍光スペクトル特性を有するフルボ酸様物質が流域から供給され移行していることが考えられる．別寒辺牛川支流の上流域地点（St.7，8，9）の河川水に関しては，下流の測点と比べて三次元蛍光スペクトルに形状の違いは認められなかった．

4.2　別寒辺牛川水系の河川水中溶存成分の濃度変動

4.2.1　フルボ酸様物質

腐植物質濃度と相対蛍光強度には，正の相関関係が存在することから，本研究では，フルボ酸様物質の一番明瞭なピーク Ex./Em.＝320 nm/430 nm の相対蛍光強度をフルボ酸様物質の濃度指標とした．

フルボ酸様物質の三次元蛍光スペクトルを湿原水と河川水とを比較した結果，高層湿原水（278 QSU）＞中間湿原水（125 QSU）＞低層湿原水（57 QSU）≧別寒辺牛川河川水（19～44 QSU，平均で 30±9 QSU）の順に減少した．2005 年 4 月 14 日に St.4 において採取した河川水と近くにある湿原内の表層水に関しては，三次元蛍光スペクトルの特徴に違いが認められず，河川水に比べ湿原水が 2 倍近く高い相対蛍光強度を示した．

別寒辺牛川流域における 6 測点のフルボ酸様物質の相対蛍光強度（RFI）は，2003 年～2005 年の 3 年間の観測期間において 2 月から 4 月，7～8 月と増加し，8 月から 11～12 月，2 月に減少する傾向が認められる（図 4a）．測定データが欠如している冬場のデータを除く 7 回の観測結果で比較すると，St.6＞St.1＞St.2＝St.5，St.4 の順に

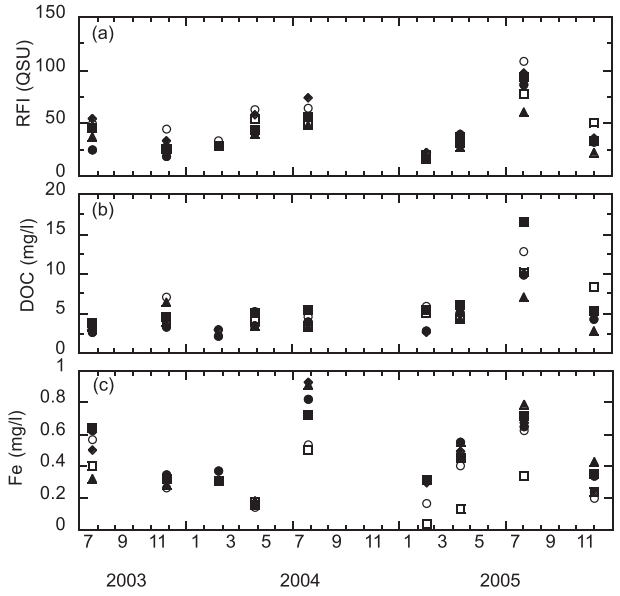


図 4：別寒辺牛河川水中のフルボ様物質の相対蛍光強度(a)，溶存有機炭素濃度(b)と溶存鉄濃度(c)の時系列変動
○ St.1，□ St.2，● St.3，▲ St.4，■ St.5，◆ St.6.
Figure 4：Temporal variations of relative fluorescence intensity (RFI) of fulvic-like materials detected at Ex./E,. = 320/430 nm (a), DOC concentration (b), and dissolved iron concentration (c) of river waters from the Bekanabeushi River System. The symbols indicate as follows:
○ St.1, □ St.2, ● St.3, ▲ St.4, ■ St.5, ◆ St.6.

低くなる．支流の St.6 と St.1 が本流に比べて高い値を示す．全体的には試料数は少ないが，上記の様に季節変動を示唆しており，採水地点間の周辺環境の違いを反映している可能性が考えられる．また，流下方向に対して測点を配置した尾幌川（St.1，St.9），別寒辺牛川本流（St. 3，St.5），トライベツ川（St.4，St.8）では，中・上流域の採水地点に比べ下流域の方が高い値を示した．さらに，2005 年の 8 月の値が 2003 年と 2004 年に比べ 2〜3 倍高かった．2005 年 8 月に関しては，採水日前の 7 日間に 133 mm の降水イベントが存在していた．

4.2.2　溶存有機炭素濃度

流域全体の各測点・採水日における溶存有機炭素濃度の変動を図 4b に示す．溶存有機炭素濃度は 2.17〜16.5 mgC/l と森林域を流れる河川水に比べると高い濃度レベルである（e.g., Asakawa et al., 2007；Nakagawa et al., 2008；Suzuki et al., 2015）．観測した年により変動はあるが，河川水中の溶存有機炭素濃度はフルボ酸様物質の相対蛍光強度と同様に冬に低く，夏に高い傾向が見られる．また，中・上流域の St.2，3，4，5 に比べ下流域の St. 1，6 の方が高く，2005 年の夏の値が他の年と比べ非常に高い．特に測点間の変動は 7.0〜16.5 mgC/l の範囲で変動し，2003 年と 2004 年の夏に比べて大きな変動を示した．

4.2.3　溶存鉄濃度

河川水中の溶存鉄濃度は 0.034〜0.62 mg/l と北海道東部の森林と畑作･酪農地帯を流れる十勝川や石狩川（長尾，2011），世界の河川水の平均濃度 0.04 mg/l（Haese, 2000）に比べると 5〜10 倍高い（図 4c）．測点間では，別寒辺牛川本流の St.3 と St.5，さらに支流のチライカリベツ川の測点 6 では St.1 と St.2 に比べて約 2 倍高く，夏場には溶存有機物と同様に夏場に高い季節変動を示した．また，溶存鉄濃度は 2003 年＜2005 年＜2004 年の順に変動していた．

4.2.4　栄養塩濃度

栄養塩の濃度は表 2 と図 5 に示した．リン酸イオン濃度は冬に低く夏に高い．硝酸イオン濃度は 2004 年と 2005 年 2 月で高く，7〜8 月に低い傾向にある．ただし，水平分布において，支流の大別川と尾幌川は平均値として硝酸イオン濃度は 36〜47 μM，リン酸イオン濃度は 1.3 μM であり，湿原域が拡がるチライカリベツ川，別寒辺牛川本流とその上流のトライベツ川の硝酸イオン濃度は 8〜15 μM，リン酸イオンが 0.38〜0.62 μM に比べて高い．一方，アンモニウムイオン濃度は，2005 年 4 月で高い濃度変動を示した．

4.2.5　河川水の酸素・水素同位体比（δD と δ^{18}O）

別寒辺牛川水系河川水の δD と δ^{18}O を図 6 に示した．2005 年 4 月と 8 月は δD と δ^{18}O の傾きが 6.4，2005 年 12 月では 4 月の測定データと直線関係を結ぶと 9.3 と異なる傾きを示した．この結果は，8 月と 12 月で降水の δD と δ^{18}O が変動したか，あるいは降水と地下水の寄与が異なる可能性が考えられる．

4.3　別寒辺牛川中流〜下流域の河川水の特性

2005 年 8 月 3 日にカヌーを用いて別寒辺牛川本流を St.3 から St.5 を通り St.1 まで河川表の溶存成分の特徴を比較した（図 1(b)，表 2）．別寒辺牛川本流 St.3 から St.5 を通り St.1 までの河川水に関しては，三次元蛍光スペクトルの形状に違いが認められず，フルボ酸様物質の相対蛍光強度は St.3-0 から St.5-2 まで同程度であり（図 7），チライカリベツ川と合流後には増加した．溶存有機炭素濃度も同様な変動傾向を示した．溶存鉄濃度は，St. 3-0 から St.5-4 間で 0.68〜0.89 mg/l と比較的高い濃度で変動し，支流の大別川の St.1-0 では 0.38 mg/l と約 1/2 の低い濃度であった．

表 2：河川水の栄養塩データと蛍光特性，吸光度，DOC と鉄濃度，酸素・水素同位対比
Table 2: Nutrient concentration, RFI of fulvic-like materials, absorbance at 280 nm, DOC and iorn concentrations and water isotope composition (δD, δ^{18}O) in river waters

測点	河川	採取日	NO_3+NO_2 (μM)	NO_3 (μM)	NO_2 (μM)	NH_4 (μM)	Si (μM)	PO_4 (μM)	Ex.320 nm/Em.430 nm RFI(QSU)	吸光度 280 nm	DOC 濃度 (mgC/l)	鉄 (mg/l)	δ^{18}O(‰) VSMOW	δD(‰) VSMOW	d-excess
St.1	大別川	2003. 7.24	50.40	50.06	0.340	2.845	410.183	1.540	48.7	0.101	2.62	0.57	…	…	…
St.2	尾幌川	2003. 7.24	31.80	31.52	0.280	1.935	…	1.220	45.2	0.104	3.52	0.41	…	…	…
St.3	別寒辺牛川	2003. 7.24	14.10	13.76	0.340	1.780	616.43	0.620	25.5	0.098	2.65	0.63	…	…	…
St.4	トライベツ川	2003. 7.24	9.53	8.98	0.550	0.530	672.65	0.520	37.4	0.092	3.28	0.32	…	…	…
St.5	別寒辺牛川	2003. 7.24	37.40	37.09	0.310	1.525	678.75	0.540	46.1	0.112	3.12	0.64	…	…	…
St.6	チライカリベツ川	2003. 7.24	19.50	19.28	0.220	1.030	214.76	0.350	54.2	0.123	3.71	0.50	…	…	…
St.1	大別川	2003.11.27	54.20	53.67	0.530	…	…	1.710	43.8	0.203	7.10	0.26	…	…	…
St.2	尾幌川	2003.11.27	40.40	39.92	0.480	1.275	350.40	1.620	25.4	0.115	4.00	0.32	…	…	…
St.3	別寒辺牛川	2003.11.27	11.60	11.43	0.170	1.015	222.62	0.410	18.5	0.082	3.34	0.34	…	…	…
St.4	トライベツ川	2003.11.27	9.31	9.12	0.190	1.585	…	0.260	30.7	0.140	6.33	0.28	…	…	…
St.5	別寒辺牛川	2003.11.27	13.30	13.13	0.170	1.220	209.04	0.400	25.9	0.120	3.88	0.32	…	…	…
St.6	チライカリベツ川	2003.11.27	13.00	12.79	0.210	6.715	243.83	0.250	32.9	0.121	4.52	0.32	…	…	…
St.1	大別川	2004. 2.25	57.50	57.05	0.450	5.110	438.55	0.790	33.5	0.078	2.90	0.31	…	…	…
St.3	別寒辺牛川	2004. 2.25	18.30	18.11	0.190	…	…	0.310	28.5	0.068	2.17	0.37	…	…	…
St.5	別寒辺牛川	2004. 2.25	20.20	20.01	0.190	1.335	361.47	0.310	28.1	0.071	2.94	0.31	…	…	…
St.1	大別川	2004. 4.28	36.10	35.57	0.530	6.905	312.68	1.100	63.0	0.173	5.20	0.14	…	…	…
St.2	尾幌川	2004. 4.28	29.50	29.29	0.210	7.025	324.95	1.000	53.8	0.103	4.16	0.18	…	…	…
St.3	別寒辺牛川	2004. 4.28	10.10	9.99	0.110	1.355	456.96	0.310	40.6	0.109	3.44	0.16	…	…	…
St.4	トライベツ川	2004. 4.28	6.69	6.58	0.110	5.010	…	0.280	39.4	0.107	3.47	0.18	…	…	…
St.5	別寒辺牛川	2004. 4.28	10.80	10.56	0.240	0.805	283.67	0.380	43.2	0.118	3.46	0.16	…	…	…
St.6	チライカリベツ川	2004. 4.28	10.80	10.60	0.200	2.370	…	0.350	57.8	0.151	5.04	0.16	…	…	…
St.3	別寒辺牛川	2004. 7.27 朝	17.36	17.11	0.252	1.095	760.80	1.096	36.7	0.107	6.54	0.84	…	…	…
St.3	別寒辺牛川	2004. 7.27 昼	16.46	16.23	0.231	1.110	779.52	1.018	37.8	0.116	6.12	0.97	…	…	…
St.3	別寒辺牛川	2004. 7.27 夕	16.21	16.00	0.204	0.930	…	1.052	40.1	0.124	5.79	0.82	…	…	…
St.1	大別川	2004. 7.28	33.53	32.93	0.597	1.095	610.84	2.412	64.4	0.160	4.53	0.36	…	…	…
St.2	尾幌川	2004. 7.28	37.13	36.49	0.640	3.695	547.14	1.579	48.1	0.108	3.38	0.50	…	…	…
St.3	別寒辺牛川	2004. 7.28	15.34	14.99	0.351	1.170	528.96	1.206	55.0	0.135	3.97	0.82	…	…	…
St.4	トライベツ川	2004. 7.28	10.03	9.84	0.182	0.780	652.72	0.992	47.5	0.117	3.30	0.91	…	…	…
St.5	別寒辺牛川	2004. 7.28	15.00	14.63	0.367	1.315	584.88	1.242	55.6	0.137	3.82	0.72	…	…	…
St.6	チライカリベツ川	2004. 7.28	23.04	22.46	0.578	2.070	518.88	0.858	73.7	0.178	5.45	0.93	…	…	…
St.20	高層湿原水	2004. 7.29	…	…	…	…	…	…	278.4	0.809	36.09	…	…	…	…
St.21	中間湿原水	2004. 7.29	…	…	…	…	…	…	125.8	0.323	15.15	…	…	…	…
St.22	低層湿原水	2004. 7.29	…	…	…	…	…	…	57.1	0.214	…	…	…	…	…
St.1	大別川	2005. 2.15	61.35	61.12	0.231	2.250	596.01	0.910	20.1	0.028	5.86	0.16	…	…	…
St.2	尾幌川	2005. 2.16	48.58	48.36	0.219	5.550	486.36	0.788	19.7	0.019	5.16	0.03	…	…	…
St.3	別寒辺牛川	2005. 2.15	19.39	18.86	0.527	1.390	802.10	0.376	16.6	0.036	2.78	0.31	…	…	…
St.5	別寒辺牛川	2005. 2.15	19.52	19.37	0.151	1.000	797.94	0.385	16.1	0.033	2.55	0.31	…	…	…
St.6	チライカリベツ川	2005. 2.16	49.06	48.88	0.180	1.370	710.50	0.228	22.3	0.029	5.36	0.30	…	…	…
河口	別寒辺牛川	2005. 2.16	18.72	18.61	0.112	2.810	632.78	0.311	15.8	0.030	3.64	0.09	…	…	…
St.1	大別川	2005. 4.14	45.17	44.66	0.507	7.480	326.51	1.226	39.3	0.137	5.68	0.40	−9.96	−66.7	13.0
St.2	尾幌川	2005. 4.14	51.46	51.01	0.456	7.670	322.06	1.148	30.6	0.097	4.29	0.13	−10.06	−66.3	14.1
St.3	別寒辺牛川	2005. 4.14	8.59	7.80	0.791	2.880	436.90	0.584	30.0	0.134	5.11	0.55	−10.33	−68.8	13.9
St.4	トライベツ川	2005. 4.14	9.27	8.26	1.019	4.160	500.61	0.595	26.9	0.093	4.27	0.55	−10.37	−69.8	13.1
St.4	トライベツ川湿原水	2005. 4.14	…	…	…	…	…	…	48.2	0.205	9.05	0.44	…	…	…
St.5	別寒辺牛川	2005. 4.14	10.32	10.03	0.292	2.040	439.12	0.434	36.8	0.138	4.92	0.45	−10.29	−68.8	13.5
St.6	チライカリベツ川	2005. 4.14	12.04	11.84	0.195	3.420	224.27	0.308	39.8	0.143	6.05	0.49	−9.93	−65.8	13.7
St.1	大別川	2005. 8. 2	8.33	8.04	0.287	1.330	317.00	0.534	107.7	0.379	12.77	0.62	−8.60	−57.9	11.0
St.2	尾幌川	2005. 8. 2	35.86	35.30	0.557	4.470	116.52	1.818	77.4	0.275	10.25	0.34	−8.85	−60.2	10.6
St.3	別寒辺牛川	2005. 8. 2	9.17	8.72	0.453	1.330	366.81	0.632	85.9	0.274	9.83	0.65	−8.87	−59.7	11.3
St.4	トライベツ川	2005. 8. 2	7.66	7.54	0.125	0.810	363.74	0.508	60.0	0.192	7.00	0.79	−8.95	−60.0	11.6
St.5	別寒辺牛川	2005. 8. 2	8.34	8.09	0.251	1.160	278.25	0.574	92.9	0.300	10.08	0.71	−8.76	−59.2	10.9
St.6	チライカリベツ川	2005. 8. 2	1.67	1.43	0.244	0.720	97.45	0.286	97.0	0.495	16.50	0.67	−8.58	−57.7	10.9
St.3-0	別寒辺牛川	2005. 8. 3	11.06	10.76	0.297	1.160	329.91	0.527	84.2	0.245	8.48	0.84	…	…	…
St.3-1	別寒辺牛川	2005. 8. 3	11.22	10.86	0.358	1.860	395.71	0.572	83.4	0.244	9.08	0.80	…	…	…
St.3-2	別寒辺牛川	2005. 8. 3	11.12	10.85	0.274	1.510	359.43	0.593	47.5	0.258	8.84	0.78	…	…	…
St.3-3	別寒辺牛川	2005. 8. 3	10.84	10.58	0.254	0.990	479.02	0.579	85.4	0.256	8.71	0.68	−9.01	−60.8	11.3
St.3-4	別寒辺牛川	2005. 8. 3	10.98	10.62	0.362	0.980	404.94	0.559	85.7	0.254	8.45	0.84	…	…	…
St.3-5	別寒辺牛川	2005. 8. 3	10.71	10.44	0.271	0.900	383.41	0.565	87.1	0.257	7.02	0.85	…	…	…
St.3-6	別寒辺牛川	2005. 8. 3	10.65	10.38	0.271	0.940	348.36	0.636	86.9	0.259	9.08	0.88	−9.03	−60.1	12.2
St.3-7	別寒辺牛川	2005. 8. 3	10.49	10.25	0.238	0.910	472.87	0.601	89.6	0.265	8.87	0.89	…	…	…
St.5-0	別寒辺牛川	2005. 8. 3	10.52	10.19	0.339	1.150	371.11	0.537	89.3	0.273	9.13	0.83	…	…	…
St.5-1	別寒辺牛川	2005. 8. 3	10.17	9.89	0.287	0.930	415.39	0.516	91.5	0.269	9.44	0.87	…	…	…
St.5-2	別寒辺牛川	2005. 8. 3	10.80	10.44	0.362	4.640	458.11	0.717	91.4	0.285	9.55	0.77	−8.95	−60.1	11.5
St.5-3	別寒辺牛川	2005. 8. 3	7.07	6.77	0.301	1.440	300.39	0.476	105.2	0.356	10.38	0.62	…	…	…
St.5-4	別寒辺牛川	2005. 8. 3	6.55	6.13	0.415	1.370	269.09	0.898	106.5	0.356	11.88	0.72	−8.81	−58.7	11.8
St.1-0	大別川	2005. 8. 3	50.22	49.44	0.772	2.800	343.44	1.601	66.4	0.213	7.72	0.38	…	…	…
St.1	大別川	2005.12. 1	28.33	27.98	0.353	3.897	446.14	0.688	33.9	0.137	5.30	0.20	−8.71	−53.8	15.8
St.2	尾幌川	2005.12. 1	94.74	94.10	0.638	14.220	254.20	1.549	50.3	0.196	8.36	0.24	−8.55	−52.9	15.5
St.3	別寒辺牛川	2005.12. 1	21.65	20.84	0.810	1.831	368.76	0.617	31.9	0.126	4.34	0.34	−9.17	−57.3	16.0
St.4	トライベツ川	2005.12. 1	13.11	12.41	0.695	0.644	345.09	0.563	22.3	0.079	2.87	0.43	−9.30	−59.4	15.0
St.5	別寒辺牛川	2005.12. 1	12.39	12.13	0.257	1.558	458.42	0.555	33.5	0.135	4.93	0.35	−9.10	−57.1	15.7
St.6	チライカリベツ川	2005.12. 1	14.43	14.16	0.266	0.880	253.43	0.249	36.3	0.131	5.24	0.24	−8.92	−56.8	14.6
St.7	トライベツ川	2005.12. 1	…	…	…	…	…	…	…	…	…	…	−9.25	−60.4	13.6
St.8	トライベツ川	2005.12. 1	15.79	14.90	0.888	0.805	401.61	0.511	15.3	0.062	2.17	0.32	−9.37	−61.2	13.8
St.9	尾幌川	2005.12. 1	78.95	78.13	0.823	11.135	281.37	1.464	44.7	0.144	5.70	0.34	−8.77	−56.1	14.1

注（…）は欠測である．

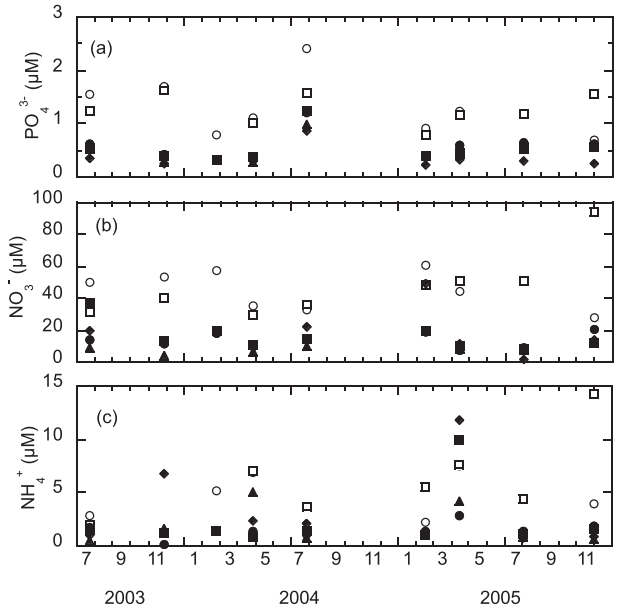


図 5：別寒辺牛河川水中のリン酸イオン(a)，硝酸イオン(b)，アンモニウムイオン濃度(c)の時系列変動
○ St.1，□ St.2，● St.3，▲ St.4，■ St.5，◆ St.6.
Figure 5：Temporal variations of nutrient concentrations of PO_4^{3-} (a), NO_3^- (b) and NH_4^+ (c).
○ St.1, □ St.2, ● St.3, ▲ St.4, ■ St.5, ◆ St.6.

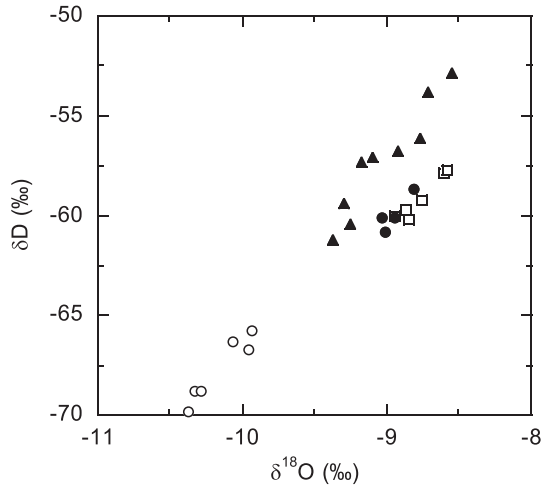


図 6：別寒辺牛川水系河川水の δD と $\delta^{18}O$ との関係
○ 2005 年 4 月 14 日，● 2005 年 8 月 2 日，□ 2005 年 8 月 3 日，◆ 2005 年 12 月 1 日.
Figure 6：Plots of δD-$\delta^{18}O$ for river waters from the Bekanbeushi River System.
○ 14 April 2005, ● 2 August 2005, □ 3 August 2005, ◆ 1 December 2005.

硝酸イオン濃度は St.3-0 から St.5-2 までは 9.89～10.9 μM とほぼ一定値だが，St.5-3，5-4 ではそれぞれ 6.13 μM と 6.66 μM と約 1/2 に減少した．一方，St.1-0 の大別川では 49.4 μM と高い値を示した．リン酸濃度は St.5-4 を除くと硝酸イオンとほぼ同じ変動傾向を示した．この結果は，湿原域の河川水は栄養塩濃度が低いというこれまでの報告と矛盾してはいない．

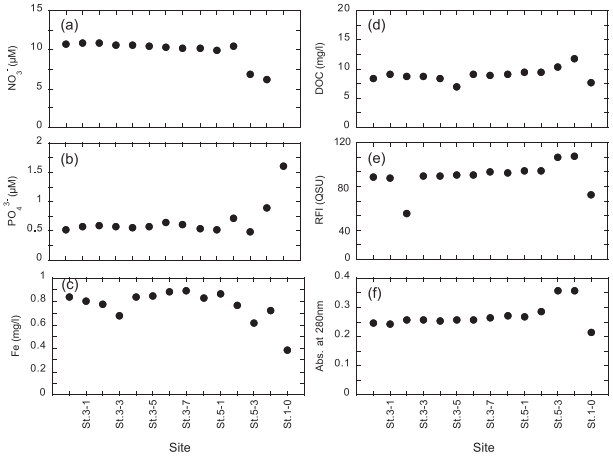


図 7：別寒辺牛川中流から下流域の河川水の溶存成分
河川水は 2005 年 8 月 3 日に St.3 から St.5 を通り St.1 までの 14 地点で採取した．試料採取地点は図 1 に示した．
Figure 7：Variations of dissolved components in river waters at 14 sites from the middle to lower Bekanbeushi River during transect river research on 3 August 2005. The sampling sites are shown in Figure 1.

測定は St.3-3，3-7，St.5-2，5-4 の 4 測点ではあるが，$\delta^{18}O$ は −8.81～−9.03‰，δD は −58.7～−60.6‰ と大きな変動は認められず，同じ水塊が河川の中流から下流にかけて移動していることわかる．

以上の結果より，低層湿地が拡がる別寒辺牛川中流から下流において，2005 年 8 月には流域から河川への溶存有機物，フルボ酸様物質と溶存鉄が同様に供給され移行していることが明らかとなった．

4.4　河川における溶存フルボ酸様物質の流出挙動

4.4.1　溶存有機物の特徴

表 2 に示した各測点毎の溶存有機炭素濃度，紫外 280 nm の吸光度及びフルボ酸様物質の相対蛍光強度は，いずれも夏場に最大値を示している．別寒辺牛川流域の厚岸町では夏場に降水量が高く（気象庁，2007），河川流量が増加するため，溶存有機物の河川への供給量が増加することを意味している．腐植物質を構成する構成有機物の基本的な特徴を把握するために，溶存有機炭素濃度，紫外吸光度及びフルボ酸様物質の相対蛍光強度との関係を図 8 にプロットした．いずれの組み合わせも，相関係数 0.75～0.92 と正の良い相関関係が得られた．このことは，湿原内河川水の溶存有機物の大部分はフルボ酸様物質より構成されていることを示唆している．また，フルボ酸様物質の分光学的な特徴がそれほど大きな変動を示していないため，調査した 3 年間はほぼ同じような分光学的な特徴を有するフルボ酸様物質が湿原から河川に供給されている．

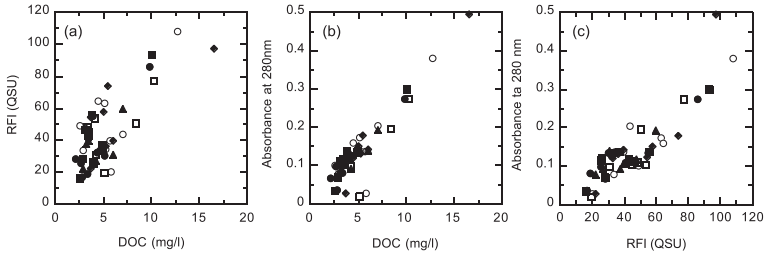


図 8：別寒辺牛川水系河川水のフルボ酸様物質の相対蛍光強度（RFI）－溶存有機炭素（DOC）濃度（a），紫外 280 nm の吸光度-DOC 濃度（b），紫外 280 nm の吸光度-フルボ酸様物質の RFI（c）の関係
○ St.1，□ St.2，● St.3，▲ St.4，■ St.5，◆ St.6.

Figure 8：Plots of DOC concentration and spectroscopic parameters (RFI of fulvic-like materials and absorbance at 280 nm) for the river waters from the Bekanbeushi River System. The symbols indicate as follows:
○ St.1, □ St.2, ● St.3, ▲ St.4, ■ St.5, ◆ St.6.

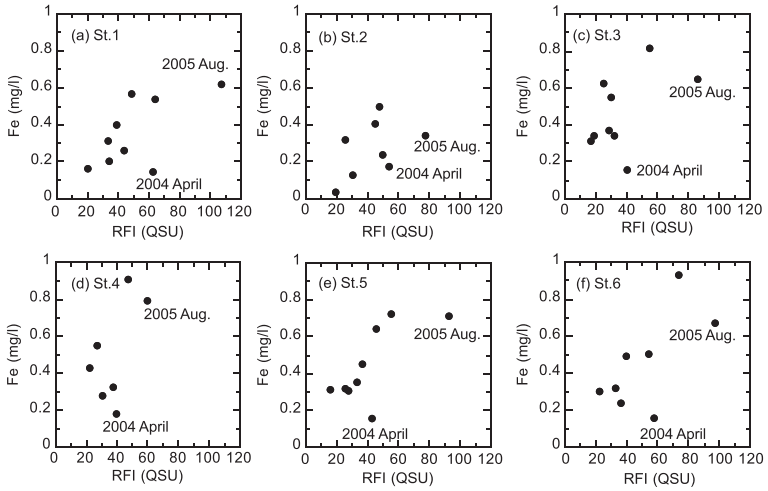


図 9：別寒辺牛川水系の 6 測点で採取した河川水中のフルボ酸様物質の相対蛍光強度と溶存鉄濃度との関係

Figure 9：Plots of dissolved iron concentration as a function of RFI of fulvic-like materials in the river waters from the Bekanbeushi River System.

4.4.2　溶存フルボ酸様物質と溶存鉄との関係

溶存有機炭素濃度と溶存鉄濃度との相関関係は，別寒辺牛湿原の湿原水（谷ほか，1999，2001a），森林の渓流水，ならびに天塩川河川水（Shibata et al., 2004）に関して報告されている．図 9 では，2003 年～2005 年の各測点で採取した河川水中の溶存鉄濃度と，鉄との錯形成能を有する溶存フルボ酸様物質の相対蛍光強度をプロットした．全体的にみると，どの測点でもフルボ酸物質の相対蛍光強度と溶存鉄濃度との相関性は高い．St.1，3，5，6 で 2004 年 4 月の雪解け洪水時期と 133 mm の降水が存在した 2005 年 8 月を除くと，相関係数は St.1 では 0.83，St.2 と St.4 で 0.61～0.68，St.3 で 0.79，St.5 と St.6 では 0.92-0.93 であった．

測点毎の回帰直線の傾きは 3 つのグループに分類できる．グループ 1 は St.1 の大別川と St.2 の尾幌川，グループ 2 は St.3 と St.5 の別寒辺牛川，チライカリベツ川，グループ 3 は別寒辺牛川上流の支流のトライベツ川である．河川流域の環境により鉄濃度との相関性や相関関係の傾きが異なることは，河川流域からの鉄とフルボ酸様有機物の供給量，起源，経路等の違いが反映した結果と考えられる．

図 10 には，別寒辺牛川の St.3，St.5 における溶存鉄濃度とフルボ酸様物質の相対蛍光強度との関係とともに，溶存有機物の分光学的特徴の関係を示した．2004 年雪解け時期と採水前の 7 日間に降雨が観測された 2005 年 8 月の降水イベントを除くと，両者には正の相関関係が存在した．ただし，このように回帰直線より外れたフルボ酸様物質の分光学的特徴は一致していた．このことは，フルボ酸様物質と溶存鉄は親和性が高いが，降水量に依存して河川水位がフルボ酸様物質と溶存鉄濃度の量比を変動させる可能性が示唆された．降雨による湿原域河川の水位変動に伴うフルボ酸様物質と溶存鉄の流出挙動は今後の検討課題である．

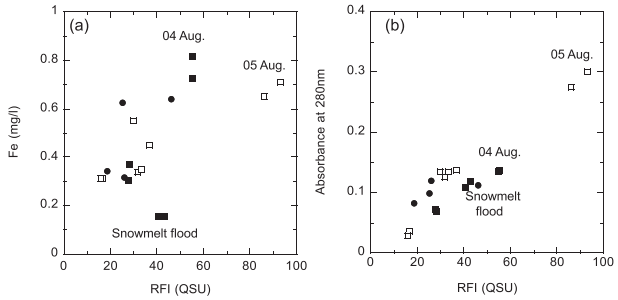


図 10：別寒辺牛河川水のフルボ酸様物質の相対蛍光強度（RFI）と溶存鉄濃度との関係
河川水は St.3 と St.5 で 2003 年（●），2004 年（■），2005 年（□）に採取・分析した測定結果
Figure 10：Relationship between dissolved iron concentration and RFI of fulvic-like materials (a), and absorbance at 280 nm-the RFI from the middle and lower Bekanbeushi River in 2003 (●), 2004 (■), and 2005 (□).

5．まとめ

本研究では，湿原域から沿岸海洋への溶存有機物の移行挙動とともに，沿岸域への溶存鉄の供給プロセスを明らかにするため，北海道東部の別寒辺牛湿原域を流れる別寒辺牛川水系の 6 測点において 2003 年 7 月から 2005 年 12 月の期間で調査を実施した．河川水中のフルボ酸様物質の三次元蛍光スペクトルは，分離精製したフルボ酸溶液のピーク位置とスペクトル形状が似ていた．このことは，流域の違いや季節に関わらず流域の湿原で生成されたフルボ酸様物質が流域から河川水へ供給されていることが示唆している．また，フルボ酸様物質の相対蛍光強度は，2 月から 4 月，8 月と増加傾向を示し，8 月からは減少傾向を示した．観測した 2003～2005 年で同様の変動傾向を示したことから，別寒辺牛川水系河川水においてフルボ酸様物質の河川への供給量が季節変動していることが明らかとなった．河川水の溶存鉄濃度は，溶存フルボ酸様物質と同様な変動傾向を示し，正の相関関係が存在した．湛水状態にある湿原土壌から溶出した腐植物質と溶存鉄が，夏場の降雨時に湿原内の地下水位が上昇し，湿原水が河川へ流入する過程が支配的であると考えられる．ただし，雪解け洪水時と夏の降雨による河川の高水位は，低水位時の溶存鉄とフルボ酸様物質の濃度比に比べて，より多くのフルボ酸様物質が供給されることが示唆される．これは，湿原の流出域の違い，あるいは溶出する深度が異なる可能性が考えられる．

謝辞

別寒辺牛河川調査のサポートや別寒辺牛湿原内の調査に同行して下さった厚岸町水鳥観察館の渋谷辰生専門員に感謝いたします．河川水の鉄濃度測定では，北海道大学大学院地球環境科学研究院の豊田和弘准教授に，水素と酸素同位体比の測定では北海道大学低温科学研究所の中塚武准教授（現在，総合地球環境学研究所教授）にお世話になった．本研究の一部は，科学研究費基盤研究 B（15310002）と平成 15～17 年度厚岸湖・別寒辺牛湿原学術研究奨励補助研究予算により実施された．感謝いたします．

参考文献

厚岸町教育委員会（2001）別寒辺牛湿原調査報告書．厚岸印刷，139pp.

Asakawa, D., H. Mochizuki, Y. Yanagi and N. Fujitake (2007) Characterization of hydrophobic acid fractions in water-soluble organic matter in Dystric Cambisol and in a stream in a small forested watershed: seasonal and vertical variations in chemical properties. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **53**, 551–561.

Coble, P. G. (1996) Characterization of marine and terrestrial DOM in seawater using excitation-emission matrix spectroscopy. *Mar. Chem.*, **51**, 325–346.

Haese, R. R. (2000) The reactivity of iron. In: *Marine Geochemistry* (eds. H. D. Schulz and M. Zabel): 233–262, Springer, Berlin.

Hayakawa, A., M. Shimizu, K. P. Woli, K. Kuramochi and R. Hatano (2006) Evaluating stream water quality through land use analysis in two grassland catchment: impact of wetlands on stream nitrogen concentration. *J. Environ. Qual.*, **35**, 617–627.

石渡良志，米林甲陽，宮島徹（2008）環境中の腐植物質：その特徴と研究法．三共出版，東京，p.291.

気象庁（2007）過去の気象データ検索．http://www.data.jma.go.jp（2007.12.1 参照）

向井宏（2012）別寒辺牛川における森と海との関わり．森と海をむすぶ川―沿岸域再生のために（京都大学フィールド科学教育研究センター編）：22–47，京都大学学術出版会，京都．

長尾誠也（2011）河川水の DOM の特徴と生元素の運搬機構．溶存有機物の動態と機能―土壌–河川–海洋を結んで―：119–144，日本土壌肥料学会編，博友社．

Nagao, S., T. Aramaki, O. Seki, M. Uchida and Y. Shibata (2010) Carbon isotopes and lignin composition of POC in a small river in Bekanbeushi Moor, northern Japan. *Nucl. Instr. Methods Phys. Res. B*, **268**, 1098–1101.

長尾誠也（1997）三次元分光蛍光光度計による天然水腐植物質の蛍光特性の直接測定法．分析化学，**46**，335–342.

長尾誠也，寺島元基，関宰，川東正幸，児玉宏樹，V. I. Kim, V. P. Shesterkin, S. I. Leveshina and A. N. Makinov（2012）河川・汽水域における溶存鉄の挙動．海洋と生物，**34**，42–48.

Nagao, S., B. Yan, V. I. Kim, V. P. Shesterkin, S. I. Leveshina, M. Yoh, T. Suzuki, H. Kodama, M. Terashima, O. Seki and A. N. Makhinov (2015) Water chemistry of the middle Amur River. In: *Environmental Change and the Social Response in the Amur River Basin* (eds. S. Haruyama and T. Shiraiwa): 105–127, Springer, Tokyo.

Nakagawa, Y., H. Shibata, F. Sato and K. Sasa (2008) Riparian control on NO_3^-, DOC, and dissolved Fe concentrations in mountainous streams, northern Japan. *Limnol.*, **9**. 195–206.

Sensi, N., T. M. Miano, M. R. Provenzano and G. Brunett (1991) Characterization, differentiation, and classification of humic substances by fluorescence spectroscopy. *Soil Sci.*, **152**, 259–271.

Shibata, H., E. Konohira, F. Satoh and K. Sasa (2004) Export of dissolved iron and the related solutes from terrestrial to stream ecosystems in northern part of Hokkaido, Japan. In: Report on Amur-Okhotsk Project, **2**, 87–92, Res. Inst. Humanity and Nature, Kyoto.

Stevenson, F. J. and A. Fitch (1986) Chemistry of complexation of metal ions with soil solution organics. In: Interactions of Soil Minerals with Natural Organics and Microbes. *Soil Science Society of America (SSSA) Special Publication No.17* (eds. P. M. Huang and M. Schnitzer,): 29–58, SSA, Inc, Madison.

Suzuki, T., S. Nagao, M. Horiuchi, N. Maie, M. Yamamoto and K. Nakamura (2015) Characteristics and behavior of dissolved organic matter in the Kumaki River, Noto Peninsula, Japan. *Limnol.*, **16**, 55–68.

谷昌幸，近藤錬三，筒木潔（1999）十勝太平洋沿岸泥炭地における湖沼・河川の水質特性．水環境学会誌，**22**，232–237.

谷昌幸，近藤錬三，筒木潔（2001a）泥炭地水中の溶存有機物と溶存鉄との相互作用．日本土壌肥料学雑誌，**72**，348–356.

谷昌幸，近藤錬三，筒木潔（2001b）泥炭土における鉄の形態および分解度指標との関係．土壌肥料学雑誌，**72**，180–188.

辻井達一，橘ヒサ子（2002）北海道の湿原．北海道大学図書刊行会，札幌，304pp.

Thurman, E. M. and R. L. Malcolm (1981) Perspective isolation of aquatic humic substances. *Environ. Sci. Technol.*, **15**, 463–466.

Thurman, E. M. (1985) Organic Geochemistry of Natural Waters. Martinus, Nijhoff/Dr W. Junk Publishers, Dordrecht, 497pp.

楊宗興（2012）陸面における溶存鉄の溶出・流出．海洋と生物，**34**，49–58.

低温科学 74 （2016） 13–20
doi: 10.14943/lowtemsci. 74. 13

アムール川流域における溶存鉄生成メカニズムのモデル化

大西　健夫[1)]，楊　宗興[2)]，白岩　孝行[3)]，長尾　誠也[4)]

アムール川流域からは高濃度の溶存鉄が供給され，オホーツク海の生物生産に深く関与していることが示唆されている．溶存鉄の生物地球科学的プロセスには未解明な点もあるが，流域というマクロな視点にもとづき経験的な生成量予測モデル構築に成功した．しかし，1990 年代後半に溶存鉄濃度の急激な上昇が観測され，この要因は解明されていない．このメカニズム解明には複数の要因が関わっていると考えられるが，永久凍土の挙動が深く関わっている可能性が高い．観測とモデリングを通しての溶存鉄生成メカニズムの解明を考察する．

Modeling of dissolved iron production of the Amur River basin

Takeo Onishi[1], Muneoki Yoh[2], Takayuki Shiraiwa[3] and Seiya Nagao[4]

The dissolved iron concentration of the Amur River is about ten times higher than that of the average world river. It is highly possible that the biological production of the Sea of Okhotsk is dependent on rich amount of dissolved iron provision from the river. While biogeochemical processes of dissolved iron is not completely understood, we successfully constructed dissolved iron production model of the basin based on statistically derived empirical formula, which can simulate average value. However, we observed abnormal increase of dissolved iron concentration during the late 1990 s. Amongst several possible mechanisms to produce highly concentrated dissolved iron, we hypothesized that permafrost should have a great impact.

キーワード：溶存鉄，水文化学モデリング，永久凍土
Dissolved iron, hydrochemical modeling, permafrost

1．はじめに

従来から沿岸域における生態系に対しては陸から供給される鉄が重要な役割を果たしていることが示唆されてきた（Matsunaga et al., 1984）．一方，外洋の海水中に溶存する鉄の起源は，主として大気であると考えられてきた（Martin and Fitzwater, 1988）．しかし近年になって，河川経由で外洋にもたらされる鉄も海洋への鉄の供給源として重要であることが指摘されており（Moore and Braucher, 2008），陸域と海域との密接なつながりが認識されつつある．また，陸域においても，農業や水資源利用といった人間生活との関係という観点から鉄に注目をした研究は比較的早くからなされてきた．しかし，陸域における生態系も含めたトータルな物質循環という視

連絡先
大西　健夫
岐阜大学応用生物科学部
〒501–1193　岐阜県岐阜市柳戸 1–1
Tel. 058–293–2879
e-mail：takeon@gifu-u.ac.jp
1）岐阜大学応用生物科学部
Faculty of Applied Biological Sciences, Gifu University, Gifu, Japan
2）東京農工大学大学院農学研究院
Graduate School of Agriculture, Tokyo University of Agriculture and Technology, Fuchu, Japan
3）北海道大学低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan
4）金沢大学環日本海域環境センター　低レベル放射能実験施設
Low Level Radioactivity Laboratory, Institute of Nature and Environmental Technology, Kanazawa University, Nomi, Japan

点，さらには，陸域と海域との物質循環のつながりを意識した視点からの研究は，比較的最近になって注目を集めている研究であると言える（Neal et al., 2008）．本稿では，陸域における溶存鉄生成モデルの現状を概観し，未解明の課題として，1990 年代後半に観測された大きなピーク生成を取り上げ，このメカニズム解明へ向けた展望を考察する．

2．溶存鉄生成プロセスのモデル化

一般に，陸域に見出される河川水，土壌水，表層水等の一般的な pH や酸化状態の範囲内においては，検出される鉄の濃度は低い．反対に還元状態においては鉄還元細菌といった微生物の代謝活動により，Fe（Ⅲ）が Fe（Ⅱ）に還元され溶解度が高くなる．しかし還元状態が溶存態鉄形成の必要十分条件ではない．また，通年で還元的雰囲気が継続する地下水と異なり，酸化状態と還元状態とが周期的に形成されるような表層付近の土壌では，土壌中への空気の侵入とともに鉄酸化物が形成され土粒子の一部となるため，安定的な溶存態鉄が形成されにくい．ところが，未分解の有機物である腐植物質といった有機化合物は，溶存態の Fe（Ⅱ）および鉄酸化物の双方と強く反応し，鉄錯体を形成（Tipping et al., 1981; Davis, 1982; Warren and Haack, 2001）するため，安定した溶存態鉄を形成することができる．

この数十年の間に，酸化還元反応については，移流拡散反応方程式の枠組みのもとで（Van Cappellen and Wang, 1996），精緻な数理モデルが構築されてきており，基礎理論，実験室内での基礎実験，環境中での観測・モデリングにまで豊富な研究蓄積がある（Hundsdorfer and Verwer, 2003; Šimunek et al., 2006）．また，錯体形成プロセスについても NICA-Donnan 方程式をはじめといくつかのモデルが考案されており，現象論的な記述は進んでいる（Tipping et al., 1998; Kinniburgh et al., 1999；足立・岩田，2003；Weber et al., 2006）．しかし，いずれの数理モデルを用いるにしても，計算機の演算処理能力，土壌の空間的な不均一性，検証データの不足などが障害となり，水文学的な循環を取り扱う空間スケールにまでミクロスケールのモデルを演繹的に拡張することは困難である．

現象のモデル化におけるもうひとつの可能なアプローチには，マクロな空間スケールに対応した観測データにもとづき，マクロスケール自体の中でのモデル化がある．つまり，マクロスケールを記述するのにふさわしい指標を新たに導入することにより，マクロスケールでの観測データをマクロスケールの中で適切に記述するということである．このような観点からの研究事例はあまり多くはないが，流域の地形条件や地質条件と水文・水質特性とを結びつける試みが継続してなされてきている．実際，複数の異なる地理条件のもとで，流域の地形と河川水質との間に関係性が見出されている（Vitousek, 1977; Shibata et al., 2004; Ogawa et al., 2006; Anderson and Nyberg, 2009）．地形条件は気象条件や地質条件とならんで陸域における水文現象を支配する主要な要因であり，流域の水質形成とも密接な関係をもつ情報として有効である．中でも流域の乾湿を表現する指標として地形指標（湿潤度指標）は有効である．そこで，このようなアプローチのもと，アムール川流域における溶存鉄の生成モデルを構築した．

3．アムール川における溶存鉄生成モデルの構築

3.1　アムール川流域の概要

アムール川は，流域面積約 210 万 km^2，河川延長約 4,400 km の世界有数の国際河川である．流域の平均降水量は約 490 mm（Asian Precipitation - Highly - Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of Water Resources: APHRODITE Water Resources にもとづき 1981 年～1990 年の期間で算出）であり，上流のモンゴル高原周辺における 200 mm から中流～下流のウスリー川流域や本流沿いの 700 mm まで変動する（図 1）（Simonov and Dahmer, 2008）．また，年平均気温も南部の 6℃ から北部の −7℃ まで変動し，アムール川本流は 11 月末から翌年 4 月初旬まで結氷する．2000 年における流域の土地利用・土地被覆の状態を図 2 に示す（Yermoshin et al., 2007）．主要な土地利用・土地被覆は森林（59.5%），農地（18.3%），草地（12.2%），湿地（6.9%）である．森林は針葉樹や針広混交林（図中の緑色系統の領域）であり，大部分がアムール川を境にした北側のロシア国内に広がっている．これとは対照的にアムール川を境にした南側の中国国内には農地が広がっており，溶存鉄の重要な供給源である湿地は流域中下流域に広がっている．

3.2　溶存鉄濃度と地形指標

河川中の溶存鉄濃度と流域の地形湿潤度指標（Topographic Wetness Index: TWI）との関係性を検討した結果を示す（Onishi et al., 2010）．なお以下では簡単のために，地形湿潤度指標のことを TWI と略記する．TWI は，$a/\tan\beta$ と定義される量であり，a は任意の地点

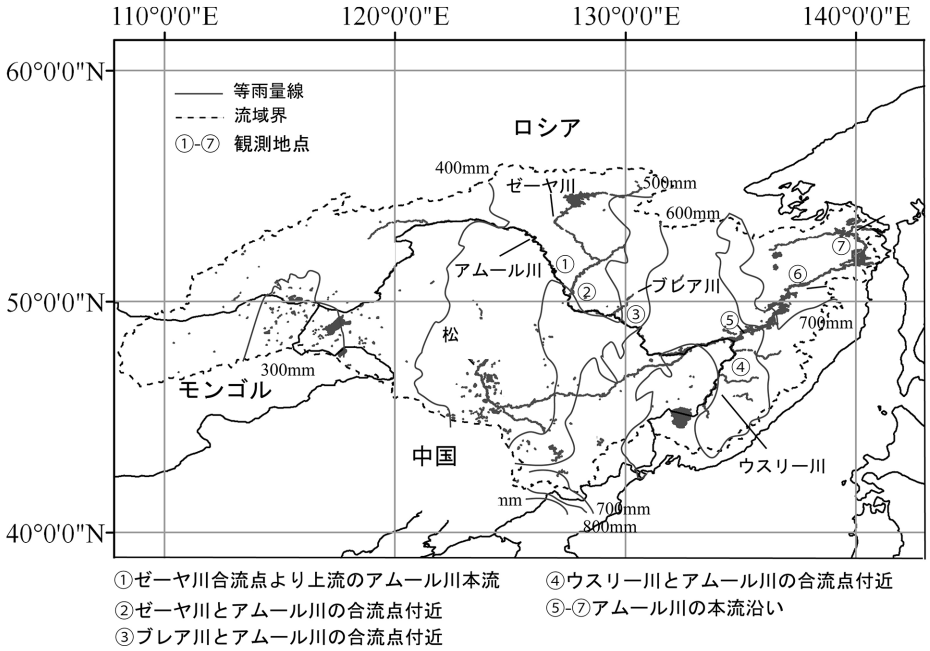


図 1：アムール川流域の概要および年降水量の分布（Yatagai et al., 2009）．図中の観測地点①-⑦は，溶存鉄生成モデルの再現性を確認するために用いたデータ観測地点．
Figure 1：Outline of the Amur River basin and the spatial distribution of precipitation (Yatagai et al., 2009). Observation point ①-⑦ are corresponding to the dissolved iron concentration validation points.

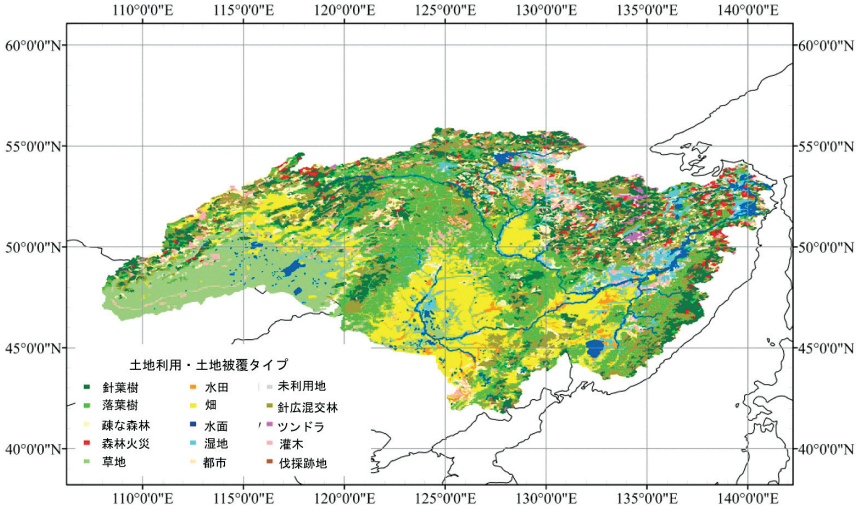


図 2：アムール川流域における土地利用・土地被覆状況．
Figure 2：Land use and land cover types of the Amur River basin.

における集水域の面積，tanβは同地点における勾配である．定義から TWI は流域中の任意の地点で算出することができるが，実際には離散的な標高データを用いて算出するため標高データの空間解像度に依存して算出可能な点も離散的になる．なお，ここでは，SRTM3（Shuttle Radar Topography Mission, 2015）より求めた空間解像度 200 m の標高データを用いて TWI を計算している．

図 3 は，溶存鉄濃度の観測地点の集水域における TWI の平均値と溶存鉄濃度との関係をプロットしたものである．ただし，森林あるいは湿地が全体の 95%以上を占める流域のみを対象としている．河川中の溶存鉄濃度と TWI との間に有意な関係があることがわかる．指数関数によるフィッティングが最も相関係数が高い．溶存鉄の生成は還元状態の形成と腐植物質の存在が複合したものであることを考えると，TWI はこれらの要因が複合した総体としての指標とみなすことができ，そのために TWI に対して非線形な挙動を示すのではないかと

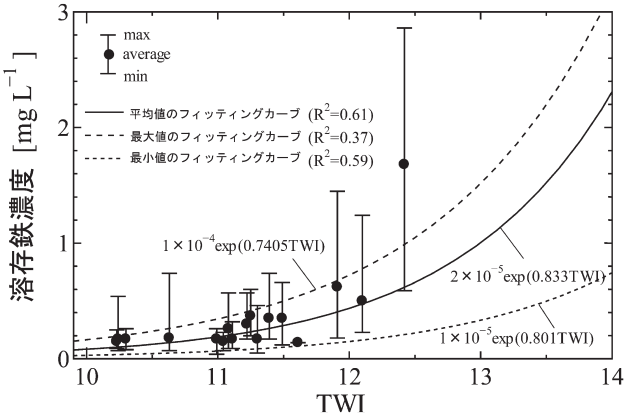


図 3：河川の溶存鉄濃度とその集水域における TWI の平均値との関係.
Figure 3：Relationships between dissolved iron concentration of rivers and average TWI of watersheds.

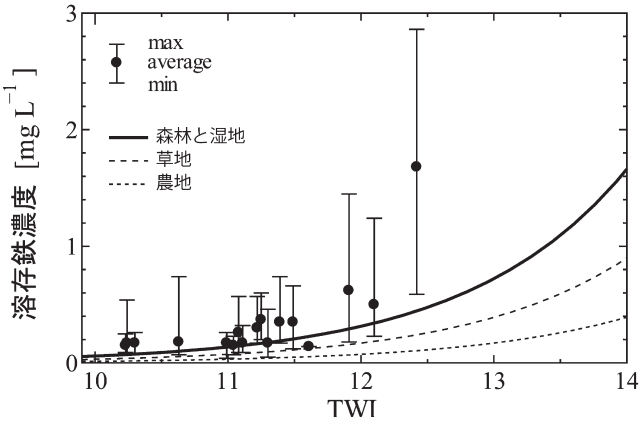


図 4：異なる土地利用（森林と湿地，草地，農地）に対する溶存鉄生成曲線.
Figure 4：Dissolved iron production curves for different land use types (forest and wetland, grassland, and agricultural land)

考えられる．しかし，現時点では溶存鉄生成に関わる生物地球化学的プロセスと，地形指標との関係性を合理的に説明する理論は存在しないため，現象論的な定式化にとどまるものである．

ここで得られた関係式は森林と湿地のみに適用可能な式であり，アムール川本流における溶存鉄濃度を計算してみるとそのままでは過大評価になることがわかっている．このことは，アムール川を構成する主要な土地利用のうち，森林と湿地以外の「農地」および「草地」からの溶存鉄生成量が，森林や湿地に比べて少ないということを示唆する．実際，圃場レベルでの現地観測から得られている知見でも農地からの溶存鉄生成濃度は低く（Kirk, 2004; Yoh et al., 2007），整合的な結果であると言える．さらに，森林と湿地に対して得られた指数関数の関数形は変化させず，指数関数にある定数を乗ずることだけで，アムール川本流の観測値を比較的よく再現することが可能であることもわかっている（Onishi et al., 2010）．得られた関係を図 4 に示す．こうして得られた関係式を，以下「溶存鉄曲線」と呼ぶ．溶存鉄曲線は，土壌中の乾湿に応じた溶存鉄生成濃度のダイナミックな時間変化は表現できない．そこで，流域の水文諸量を定量的に記述することが可能な水文モデルと，本節で得られた関係式とを組みあわせることで，溶存鉄生成量の時間変化を表現できるようにした．

3.3　溶存鉄生成モデル ── 水文モデルの構造と溶存鉄生成アルゴリズム ──

流域単位での溶存鉄フラックスの時間変化を定量的に計算するためには，河川からの流量を計算する水文学的な流出モデルに，溶存鉄生成のメカニズムを何らかの形で明示的に組み込むことが不可欠になる．そこで，アムール川を対象として溶存鉄生成アルゴリズムを組み込んだ水文モデルを構築した（大西・楊，2009）．図 5 に水文モデルの概要を示す．構築したモデルでは，図 5 の右側に示すように，最初に流域全体を 1,036 の 0.5° グリッドの格子で分割する．各グリッドからは河川流出量が計算され，流出量が順次追跡されることにより，河口を含む任意のグリッドでの流出量が算出される．さらに，各グリッドはひとつの流域とみなされ，TOPMODEL（Beven and Kirkby, 1979）のアルゴリズムにしたがってグリッドからの流出量が得られる．本モデルでは，個々の 0.5° 四方の流域が，さらに細かく 1 km 四方のサブグリッドに分割される．分割された個々のグリッドにおいて水文素過程が計算されることを示したのが同図の左側である．本水文モデルで考慮している水文素過程は，降水の降雨と雪への分配，樹冠遮断，積雪と融雪，蒸発散，表面流出，地下水流出である．また，人為的な水循環への影響要因として，水田への地下水灌漑も考慮している．土壌中に貯留することのできる最大水分量 Srmax を超えると地表流が発生するとともに，土壌が飽和状態にあると見なされる．

溶存鉄生成の計算アルゴリズムを図 6 に示す．酸化還元電位の低下とともに Fe(Ⅱ)の生成は進行する．実際，土壌が飽和状態になった直後から Fe(Ⅱ)が生成されはじめるわけではなく，一定時間飽和状態が継続した後に生成されることが観測されている（Yoh et al., 2007）．また，湿地土壌を用いて鉄の形態変化を詳細に検討した室内実験においては，数日から 10 日程度の期間が必要であることが示されている（Roden and Wetzel, 2002）．そこで，土壌の飽和状態が実現されてから飽和状態が持続した日数を飽和継続日数 SD と定義し，飽和継続日数が

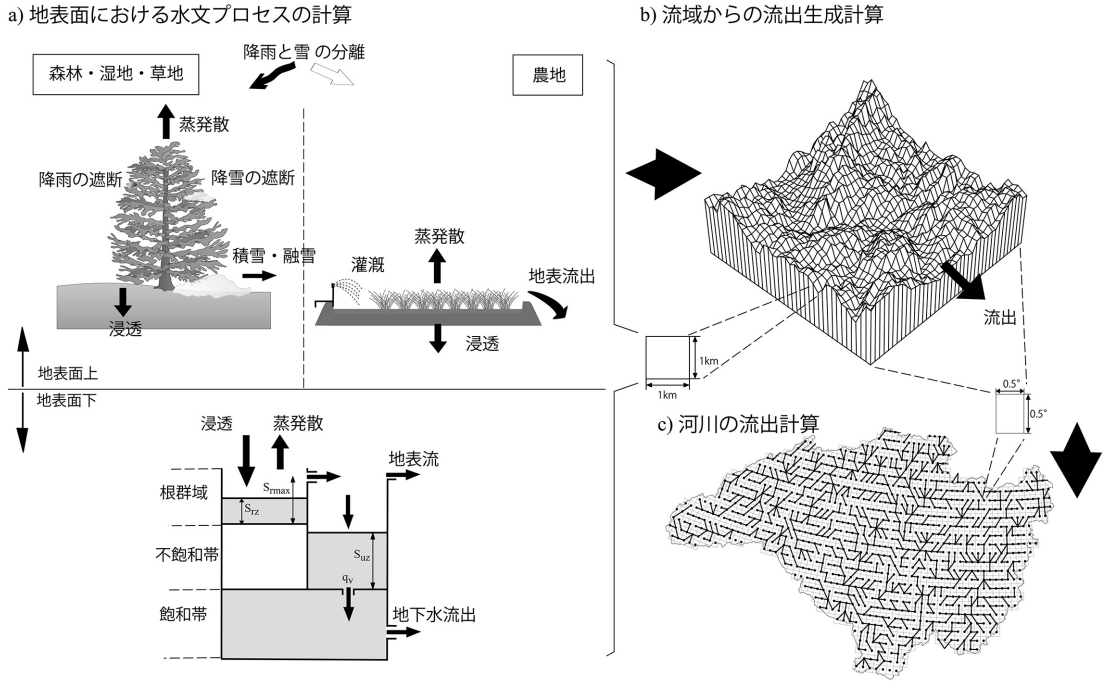


図 5：溶存鉄フラックスを計算する水文モデルの構造．「a）地表面における水文プロセスの計算」の地表面下の計算において，各時間ステップで土壌中の水分量が更新され，Srz が Srmax を上回ると土壌が飽和しているとみなされる．
Figure 5：Structure of hydrological model to calculate dissolved iron flux.

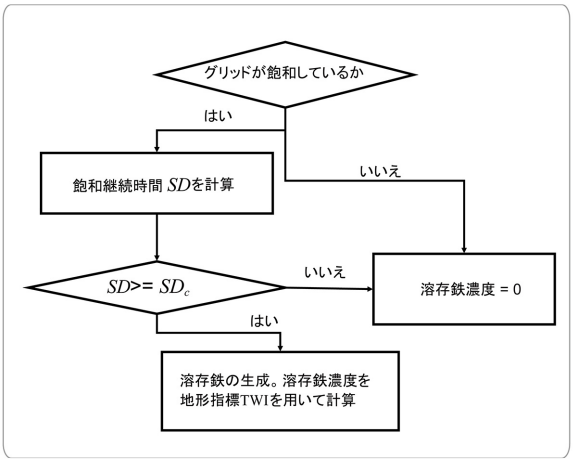


図 6：溶存鉄濃度計算のためのアルゴリズム．
Figure 6：Algorithm to calculate dissolved iron concentration.

ある閾値 SD_c を超えると溶存鉄が生成されるようにした（図 6 の左側のフロー）．反対に，飽和継続時間が SD_c 以下の場合には，溶存鉄生成濃度は 0 となる．この判定をサブグリッドごと（1 km 四方のグリッド）に行い，溶存鉄の生成が発生していると判定されたグリッドでは，前節で定式化された「溶存鉄曲線」を用いて溶存鉄濃度が算出され，流出水量に掛け合わされることにより溶存鉄フラックスが計算される仕組みになっている．なお，溶存鉄の生成が開始するか否かを決めるという意味で重要な閾値 SD_c は，計算結果と観測値とを合わせるためのキャリブレーションパラメータとしている．

3.4　溶存鉄生成モデルの再現性

構築した溶存鉄生成モデルを実行するためには，気温，湿度，風速，短波・長波放射量といった気象データ，飽和透水係数や最大保留量といった土壌データ，植物生態に関わる葉面積指数，樹高，蒸発抵抗など，多くのパラメータが必要となる．流出計算に対しては，地下水流出の逓減係数および地下水への土壌からの涵養速度を決める定数などである．他方，溶存鉄生成アルゴリズムに関しては，前節でも述べたように，SD_c である．これらのパラメータを 1981 年～1983 年のデータを用いてキャリブレーションした後に，1984 年～1990 年のデータを用いてその妥当性を検証した．その結果を図 7 と図 8 とに示す．流量については，本流中下流域の 3 地点（ハバロフスク，コムソモレスク，バガロツカ）における観測値と実測値を比較している．また，溶存鉄濃度については，主要な支流と本流の計 7 地点での比較結果を示している．なお，流量，溶存鉄濃度ともに観測地点の番号は，図 1 に示した番号と対応している．

流量は，Nash and Sutcliffe の適合度基準（Nash and Sutcliffe, 1970）により評価した場合，0.6～0.8 の値をとる．0.7 以上の値をとった場合にはよい適合度であると一般に考えられており，この基準に照らしても比較的良

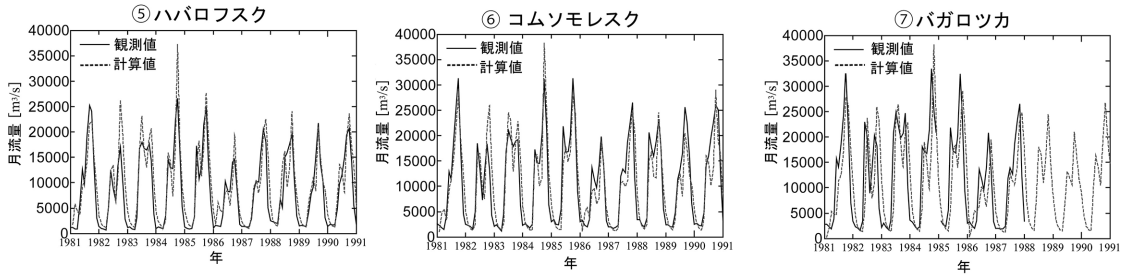


図 7：流出量の観測値と計算との比較．⑤–⑦の番号は図 1 中の観測地点番号と対応．
Figure 7：Comparison between observed and calculated discharges. ⑤–⑦ are corresponding to numbers shown in Figure 1.

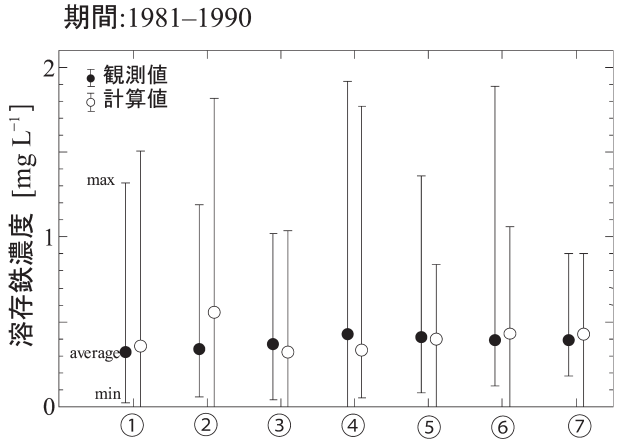


図 8：溶存鉄濃度の観測値と計算値との比較．①–⑦は図 1 中の観測地点番号と対応．
Figure 8：Comparison between observed and calculated dissolved iron concentration. ①–⑦ are corresponding to numbers shown in Figure 1.

好な結果を得ていると言える．また，溶存鉄濃度については，同期間における変動の幅および平均値が観測値と計算値とで比較的よい一致を示しており，おおよその挙動を再現していると言える．さらに，キャリブレーションで得られた最適な飽和継続時間の閾値 SD_c は 10 日であり，室内実験や圃場での観測から得られている知見とも整合的であると言える．溶存鉄濃度については．観測データ自体の取得頻度が月に 1 回程度であることを考慮すれば，モデルの再現可能性を実際に検証できる範囲内では，比較的よい結果が得られていると言える．紙幅の関係から詳述することはできないが，本モデルを用いて土地利用変化の影響を仮想的な数値シミュレーションにより評価したところ，湿地の農地化が顕著な溶存鉄生成量の低下を引き起こしうることが示されている（大西・楊，2009）

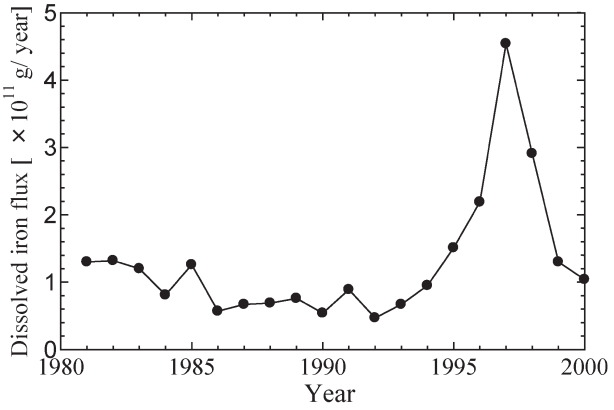


図 9：ハバロフスクにおける溶存鉄フラックスの長期変動
Figure 9：Long term trend of dissolved iron flux near the Khabarovsk.

4．溶存鉄フラックスの長期変動とモデル化の課題

4.1　溶存鉄フラックスの長期変動

上記のように，溶存鉄濃度およびフラックスをある程度まで表現可能なモデルを構築した．しかし，図 9 に示すように，1990 年代後半に，それまで観測されたことのないような大きなピークが発生していることがわかってきた（Shamov et al., 2014）．現在までにあり得る 2 つの可能性，中国側の農地における灌漑用地下水の急増，大規模な洪水の可能性を，数値シミュレーションを通して探索してきたが，決定的な証明に至っていない．実は，溶存鉄濃度の急増が観測されている地点が広範囲にわたっており，全流域的な現象である可能性が高いことが示唆されている（Shamov et al., 2014）．また，予備的なデータ解析や調査もその可能性を支持している．現在，我々は，永久凍土の変動が溶存鉄生成量に及ぼす影響に注目しており，研究を進めている．

4.2　モデル化の課題

既述のように，本研究において構築したモデルは，マ

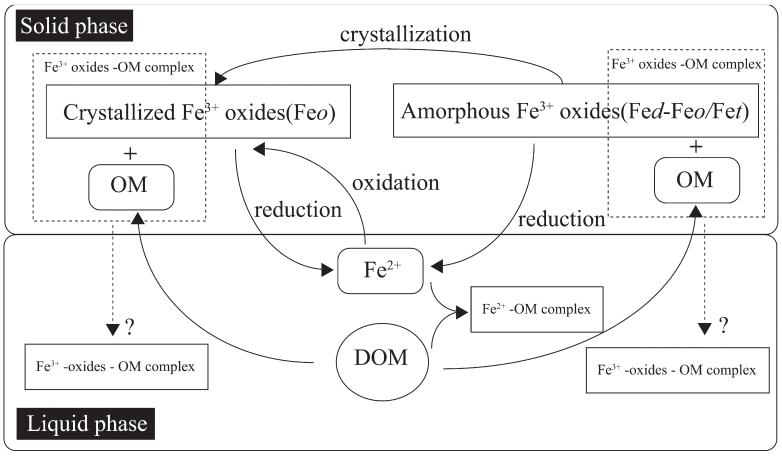


図 10：溶存鉄生成メカニズムの模式図
Figure 10：Schematic diagram of dissolved iron production mechanism.

クロスケールにおける現象論的モデルに留まるものである．前節で述べたような溶存鉄フラックスの急増を説明するためにも，今後は，マクロとミクロとを結びつける生物地球化学的な機構をパラメータ化したモデル開発を進めることが急務である．土壌中における有機物動態と鉄の挙動とは密接な関係にあるため，この点を中心としたモデル化を推し進める必要があると考えている．未知の挙動も含めて，有機物動態と鉄との関係を模式的に示したのが，図 10 である．土壌中の溶存有機物には易分解性と難分解性の双方が含まれる．易分解性有機物は微生物活動に媒介された酸化鉄の還元に寄与する．また難分解性有機物のうちカルボキシル基をもつグループは鉄の溶解と輸送を促す錯体を形成する．しかし，難分解性有機物は溶存態のみならず酸化鉄や酸化アルミニウムとともに，土壌粒子に収着している．現時点では，この収着分子がどの程度溶存鉄生成量に影響を及ぼすかは不明である．しかし，土壌粒子のコロイド輸送が無視できないことを考慮すると，重要な影響を及ぼすのではないかと推察する．溶存有機物の収着量は，非晶質の鉄と結晶性の鉄と相関性があることが知られており，溶存有機物の収着・脱着量を鉄の存在形態と関連付けて記述することができれば，溶存鉄生成量の生物地球化学的なモデリングに展開できると考えている．

謝辞

本研究の一部は，総合地球環境学研究所研究プロジェクト『北東アジアの人間活動が北太平洋の生物生産に与える影響評価』（研究代表者：白岩孝行，平成 17～21 年度）の研究資金により行われた．また，本研究で用いた流量データおよび溶存鉄濃度データは，すべてロシア連邦水文気象環境監視局（Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring of Russia: ROSHYDROMET）から提供を受けたものである．ここに記して感謝の意を表します．

参考文献

Anderson, J. O. and L. Nyberg (2009) Using official map data on topography, wetlands and vegetation cover for prediction of stream water chemistry in boreal headwater catchments. *Hydro. Earth Sys. Sci.*, **13**, 537–549.

Beven, K. J. and M. J. Kirkby (1979) A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydro. Sci. Bull.*, **24**, 43–69.

Davis, J. A. (1982) Adsorption of natural dissolved organic matter at the oxide/water interface. *Geochim. Cosmochim. Ac.*, **46**, 2381–2393.

Hundsdorfer, W. and J. G. Verwer (2003) *Numerical solution of time-dependent advection - diffusion - reaction equations, Springer series in computational mathematics, Springer* - Verlag, Berlin Heidelberg.

Kinniburgh, D. G., W. H. van Riemsdijk, L. K. Koopal, M. Borkovec, M. F. Benedetti and M. J. Avena (1999) Ion binding to natural organic matter: competition, heterogeneity, stoichiometry and thermodynamic consistency. *Colloids and Surfaces, A: Physicochemical and Engineering Aspects*, **151**, 147–166.

Kirk, G. (2004) *The biogeochemistry of submerged soils*. John Wiley and Sons, West Sussex.

Martin, J. H. and S. E. Fitzwater (1988) Iron deficiency limits phytoplankton in the northeast Pacific subarctic. *Nature*, **311**, 341–343.

Matsunaga, K., K. Igarashi, S. Fukase and H. Tsubota (1984) Behavior of organically-bound iron in seawater of estuaries, Estuarine. *Coast. Shelf Sci.*, **18**, 615–622.

Moore, J. K. and O. Braucher (2008) Sedimentary and mineral dust sources of dissolved iron to the world ocean. *Biogeosciences*, **5**, 631–656.

Nash, J. E. and J. V. Sutcliffe (1970) River flow forecasting through conceptual models 1. A discussion of principles. *J. Hydro.*, **10**, 282–290.

Neal, C., S. Lofts, C. D. Evans, B. Reynolds, E. Tipping and M. Neal (2008) Increasing Iron Concentrations in UK Upland Waters. *Aquat. Geochem.*, **14**, 263–288, doi: 10.1007/s10498–008–9036–1.

Ogawa, A., H. Shibata, K. Suzuki, M. J. Mitchell and Y. Ikegami (2006) Relationship of topography to surface water chemistry with particular focus on nitrogen and organic carbon solutes within a forested watershed in Hokkaido, Japan. *Hydro. Processes*, **20**, 251–265.

Onishi, T., Y. Muneoki, H. Shibata, S. Nagao, M. Kawahigashi and V. V. Shamov (2010) Topography as a macroscopic index for the dissolved iron productivity of different land cover types in the Amur River Basin. *Hydro. Res. Lett.*, **4**, 85–89.

Roden, E. E. and R. G. Wetzel (2002) Kinetics of microbial Fe (III) oxide reduction in freshwater wetland sediments. *Limnol. Oceanogr.*, **47**(1), 198–211.

Shamov, V. V., T. Onishi and V. V. Kulakov (2014) Dissolved iron runoff in Amur basin rivers in the late XX century. *Water Resources,* **41**(2), 201–209.

Shibata, H., E. Konohira, F. Satoh and K. Sasa (2004) Export of dissolved iron and the related solutes from terrestrial to stream ecosystems in northern part of Hokkaido. northern Japan, *Report on Amur-Okhotsk Proj.*, **2**, 87–92 (http://www.chikyu.ac.jp/AMORE/).

Shuttle Radar Topography Mission (2015) http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/, last access on October, 2015.

Simonov, E. A. and T. D. Dahmer (2008) *Amur-Heilong River basin reader*, Ecosystems Ltd., Hong Kong.

Šimunek, J. S., D. Jacques, M. T. van Genuchten and D. Mallants (2006) Multicomponent geochemical transport modeling using Hydrus-1 D and HP1. *J. Am. Wat. Res. Assoc.*, **42**(6), 1537–1547.

Tipping, E., C. Woof and D. Cooke (1981) Iron oxide from a seasonally anoxic lake. *Geochim. Cosmochim. Ac.*, **45**, 1411–1419.

Tipping, E. (1998) Humic ion-binding model VI: an improved description of the interactions of protons and metal ions with humic substances. *Aqua. Geochem.*, **4**, 3–47. doi: 10.1023/A: 1009627214459.

Van Cappellen, P. and Y. Wang (1996) Cycling of iron and manganese in surface sediments: a general theory for the coupled transport and reaction of carbon, oxygen, nitrogen, sulfur, iron and manganese. *Am. J. Sci.*, **296**, 197–243.

Vitousek, P. M. (1977) The regulation of element concentrations in mountain streams in the northeastern United States. *Ecol. Mono.*, **47**, 65–87.

Warren, L. A. and E. A. Haack (2001) Biogeochemical controls on metal behavior in freshwater environments. *Earth Sci. Rev.*, **54**, 261–320.

Weber, T., T. Allard, E. Tipping and M. F. Benedetti (2006) Modeling iron binding to organic matter. *Environ. Sci. Technol.*, **40**, 7488–7493.

Yermoshin, V. V., S. S. Ganzei, A. V. Murzin, N. V. Mishina and E. P. Kudryavtzeva (2007) Creation of GIS for Amur River basin: the basic geographical information. *Annual Report of Amur-Okhotsk Proj.*, **4**, 151–159(http://www.chikyu.ac.jp/AMORE/).

Yatagai, A., O. Arakawa, K. Kamiguchi, H. Kawamoto, M. I. Nodzu and A. Hamada (2009) A 44-year daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges. *SOLA*, **5**, 137–140, doi:10.2151/sola.2009–035.

Yoh, M., B. Ohji and V. V. Shamov (2007) Spatial distribution of dissolved iron in soil water and stream water in wetland and forest in Russia. *Report on Amur-Okhotsk Proj.*, **4**, 79–84 (http://www.chikyu.ac.jp/AMORE/).

足立泰久，岩田進午（2003）土のコロイド現象―土・水環境の物理化学と工学的基礎―学会出版センター，東京.

大西健夫，楊宗興（2009）土地利用の変化が溶存鉄フラックスに及ぼす影響，地理，**54**(12)，52–58.

低温科学 74 （2016） 21-30
doi: 10.14943/lowtemsci. 74. 21

亜寒帯汽水湖（風蓮湖）におけるシジミ漁業の再構築を見据えた水質・底質環境の現状評価

辻　泰世[1)]，門谷　茂[2)]

本研究では 2011 年から 2013 年にわたり風蓮湖と流入河川の水質・底質調査を実施した．河川水由来の高濃度の栄養塩が塩分 15～20 における植物プランクトンの活発な増殖（Chl.*a* 年中央値：3.3～13 μg/L，Chl.*a* 現存量：～130 mg/m^2）を支え，表層堆積物 Chl.*a* 現存量が豊富である（～950 mg/m^2）といった特徴も観測された．故に，ヤマトシジミの生産に対し微細藻類が良質な餌資源として機能すると考察された．一方，現在の底質環境は底生動物の生息を脅かす状態であった．各年，表層堆積物中の平均 TOC が 33～39±25～31 S.D.mg/g に及び，特に河口付近において AVS-S は 2.5 mg/g を上回る傾向があった．河川負荷がもたらす底質環境の悪化改善がヤマトシジミ漁業再構築の要であると考察された．

The evaluation of environmental quality of a brackish lake in subarctic zone (Lake Furen, Japan) toward the reconstruction of *Corbicula japonica* fishery.

Yasuyo Tsuji[1] and Shigeru Montani[2]

We had monitored water and sediment properties of a brackish lake in subarctic zone (Lake Furen, Japan) from 2011 through 2013. In mesohaline water (salinity: 15～20), phytoplankton proliferated vigorously (annual median Chl.*a*: 3.3～13 μg/L, Chl.*a* standing stock: ～130 mg/m^2), with rich nutrients loaded thorough rivers. As for surface sediment, we ascertained Chl.*a* standing stock to be markedly rich (～950 mg/m^2). Phytoplankton and microphytobenthos are considered to act as effective food source for *Corbicula japonica*. On the other hand, sediment condition remained harmful to benthos. Annual average TOC content reached 33～39±25～31 S.D.mg/g, with AVS-S being more than 2.5 mg/g, especially near river mouth. We concluded that physicochemical properties of surface sediment, formed by allochthonous inputs, should be improved toward the reconstruction of *Corbicula japonica* fishery.

キーワード：河口域，人為負荷，植物プランクトン，底生微細藻類，底質，ヤマトシジミ（*Corbicula japonica*）．
Estuary, allochthonous inputs, phytoplankton, microphytobenthos, sediment property, *Corbicula japonica*.

1．研究背景

河口域は淡水と海水が混ざり合う陸・海域の境界に位置する．外洋域と比較して水深が浅く光合成に好適な光条件下にある河口域では，河川水によって陸域由来の溶存・粒状成分が負荷されることで，微細藻類が活発に増殖する（Cloern, 1996）．河口域は海洋における生物化学的物質循環において陸域由来の物質を除去する“フィルター”の役割を果たす（Cloern, 1996）．

人間活動由来の物質もまた河川水を介して河口域に運

連絡先
辻　泰世
北海道大学大学院環境科学院
〒060-0810　北海道札幌市北区北 10 条西 5 丁目
Tel. 011-711-2328
e-mail：yas.tsuji1205@ees.hokudai.ac.jp
1）北海道大学大学院環境科学院
Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan
2）北海道大学大学院水産科学研究院・環境科学院
Graduate School of Fisheries Sciences, Hokkaido University, Hakodate, Japan and Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan

ばれ，河口域の生物生産構造にきわめて重大な影響を与える．1950 年以降，世界規模の人口急増によって食物需要が高まり，窒素・リン肥料の開発・利用が経時的に増大した（Nixon, 1995）．肥料，家畜生物や人間，または工業排水由来の窒素・リンが河川水を通じて河口域へ高濃度に負荷され（Nixon, 1995），無酸素化や赤潮の発生によって魚類・貝類の大量斃死が多発した（Cloern, 1996）．日本各地の内湾域においても，1960 年代以降，重化学工業・水産増養殖業の発展に伴って漁業生産が低下した（岡市，1987）．水質の人為的汚染を背景に赤潮が多発し，ハマチ・カンパチなどの養殖魚の大量斃死が相次いで発生した（岡市，1987）．

日本の河口・内湾域における漁業生産を支える底生動物漁獲量の経時変動には人為的な窒素・リン負荷および開発の影響が特に色濃く反映されてきた．日本の沿岸漁業，内水面漁業の主要種であるアサリ（*Ruditapes philipinarum*）およびヤマトシジミ（*Corbicula japonica*）の全国総漁獲量は 1980 年代を境に急減した（(一財）九州環境管理協会，2013；佐々木，2014）．松川ほか（2008）はアサリの生態・資源に関する既存の報告を総括し，アサリ漁獲量の経時的減少は東京湾などの主要産地（5 海域）における大規模な埋め立ておよび貧酸素化・青潮の発生に起因すると結論づけた．佐々木（2014）はシジミの主要産地（6 湖沼・2 河川）における環境要因とヤマトシジミ資源の関係を概観し，塩分，表層堆積物の泥化および貧酸素化がヤマトシジミ漁獲量を減少させたと考察した．

近年，リムフィヨルド（デンマーク），チェサピーク湾（アメリカ）やわが国の瀬戸内海など，一部の富栄養化した河口・内湾域において窒素・リン流入量の人為的削減・制御が進められている（Krause-Jensen et al., 2012；柳，1994，2014）．しかしながら，チェサピーク湾では窒素・リン負荷削減の効果が見られず，一方瀬戸内海では負荷の削減を境に貧栄養化・生物生産の低下が起こり，新たな解決課題となっている（柳，2014）．柳（2014）は，沿岸海域における窒素・リン流入量の人為的増大に起因して生じる問題の解決過程において，各海域固有の詳細な個別素過程の理解を深める段階が不可欠であるとした．

本研究の対象水域である風蓮湖は，北海道東部・根釧地方に位置する．根釧地方では 1950 年代より酪農業が振興された．根釧地方に属する別海町においても牧草地が経時的に拡大し，乳牛飼養頭数は 1960 年から 1990 年にかけて急増し，2010 年に 112,058 頭に達した（村上，2013）．酪農業発展のさなか風蓮湖における漁業はヤマトシジミを中心として営まれ，漁獲量は 1985 年に約 200 t に及んだものの，その後経時的に激減した（風蓮湖漁場環境改善検討会議，2005）．ヤマトシジミは 2000 年に禁漁対象種に指定され，資源量は未だ禁漁開始前の規模まで回復していない（風蓮湖漁場環境改善検討会議，2005）．酪農業発展のさなか，流入河川が風蓮湖の水質・底質に悪影響を及ぼしている可能性が危ぶまれる．

流入河川および風蓮湖における環境調査研究を概観する．三上ほか（2008）は 1998 年から 1999 年度および 2004 年から 2005 年度にわたる大規模な流入河川調査を通して，流入河川各所の流域飼育牛密度と硝酸態窒素，カルシウムイオンおよび重炭酸イオン各濃度の間に正の相関関係があると明らかにした．三上ほか（2008）は，牛糞尿由来の有機態窒素が土壌中に浸透し，河川水へ移行する過程で微生物の分解，消化細菌の作用を経て硝酸態窒素に変化し，河川水中の硝酸態窒素濃度を高め，カルシウムイオンおよび重炭酸イオン濃度の増加にも関与していると考察した．2013 年に三上・五十嵐（2014）が河川水質調査を行ったところ，1999 年の調査結果と比べ，流入河川各所の流域飼育牛密度と硝酸態窒素濃度の関係について，その勾配には経時的減少が確認されなかったとしている．

門谷ほか（2011）は，禁漁開始後の 2006 年から 2008 年にわたり風蓮湖と流入河川を対象として水質および底質の性状を評価した．流入河川が酪農地帯を通過して湖内に高濃度の栄養塩をもたらし，水中で微細藻類由来有機物が盛んに生産されていた．湖北部における表層堆積物の平均シルト（$\varphi < 63\,\mu$m）含有率は定点によっては 65～85％に達していたことから，微細藻類由来，あるいは陸由来有機物がアマモ（*Zostera marina*）にトラップされ湖外へ流出せずに沈積しているとした．表層堆積物中に豊富に含まれる有機物の分解過程で酸素が盛んに消費され，底生生物の生息が脅かされていると指摘した．

風蓮湖では現在もヤマトシジミ漁業の復活に向けた取り組みが進められている．2012 年には風蓮湖内および流入河川（風蓮川およびヤウシュベツ川）河口を対象としてヤマトシジミ漁業の試験操業が実施されたものの，ヤマトシジミが漁獲されたのは流入河川内の区域のみであった（風蓮湖漁場環境改善検討会議，2014）．ヤマトシジミ漁業再構築の実現に向け，三上ほか（2008）や三上・五十嵐（2014）が明らかにした河川水質の経時変化が反映される近年の風蓮湖の水質・底質についても評価することが必要である．

そこで本研究では，2011 年から 2013 年にわたり風蓮湖および流入河川の水質・底質に関する定期調査を実施した．調査を通して，風蓮湖の水質・底質に関する現状

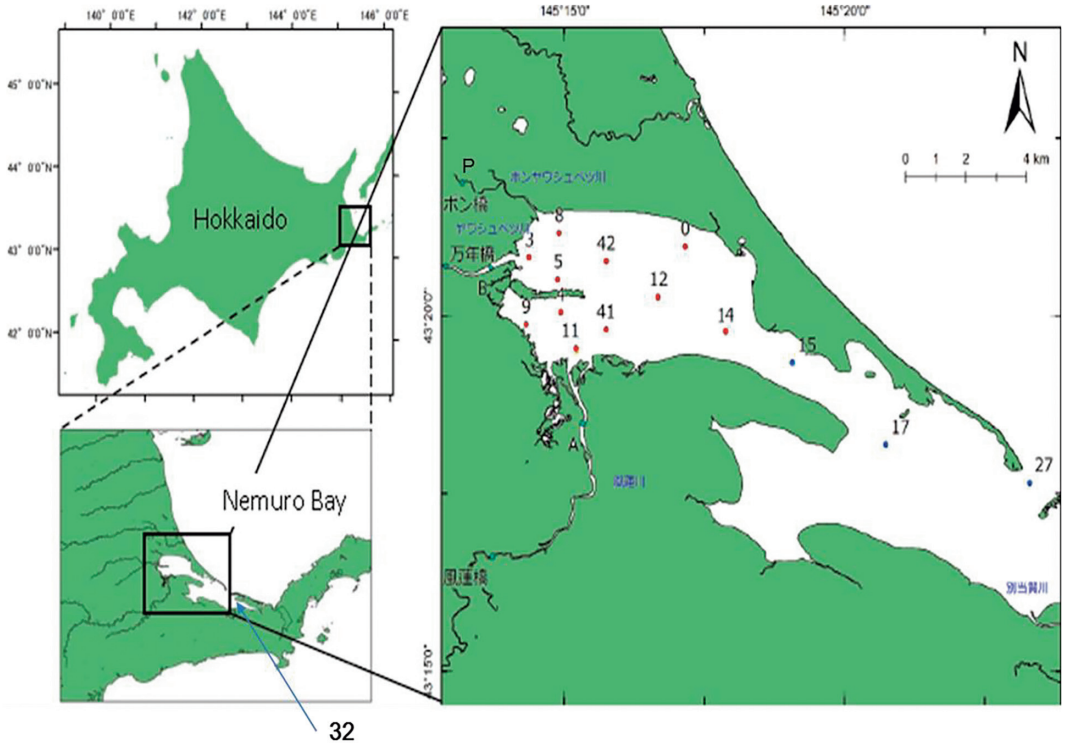


図 1：風蓮湖および流入河川における調査定点.
Figure 1：Sampling stations in Lake Furen and inflow rivers.

評価を行うことを目的とした.

2. 調査方法

2.1 調査設計

図 1 に風蓮湖の所在と調査定点を示した．風蓮湖は湖北西部（湖奥部）に主要河川が流れ込み，湖南東部（湖口部）から海水が流入する構造を有する．風蓮湖は面積約 58 km^2 の海跡湖で，2 本の砂州の間の水路（湖口）によって根室湾と通じている（北海道環境科学センター，2005）．湖の沖合には千島海流（親潮）の分岐流が流れ，湖口を通して海水が出入りする．湖奥部では，風蓮川，ヤウシュベツ川およびポンヤウシュベツ川の主要 3 河川が乳牛の放牧地や牧草地を経由して湖内に流入する．風蓮川，ヤウシュベツ川およびポンヤウシュベツの川幅・流量はそれぞれ 43 m・6.1～21.0 m^3/s，62 m・15.2～18.3 m^3/s，11 m・0.1～1.0 m^3/s であり（北海道立釧路水産試験場，2003）．最大の流入河川である風蓮川の集水域面積は約 1,055 km^2 に及ぶ（北海道環境科学センター，2005）.

風蓮湖の平均水深は澪筋を除き 1.0 m と浅く，最大水深は 11.0 m である（北海道環境科学センター，2005）．夏季にはアマモ（*Zostera marina*）が湖奥部から湖口へかけて澪筋を除く範囲に繁茂し，湖面積の約 7 割を占める（北海道立釧路水産試験場，2003）．冬季（12 月から 3 月）には湖奥部を中心に結氷する.

湖内調査にあたり，酪農業の影響が強いと想定される湖奥部を中心に計 15 の調査定点を設けた．主要 3 流入河川内にも各 1 定点（計 3 定点）を設けた．湖内調査定点のうち，Stn.32 は 2011 年と 2012 年のみ，Stn.14 は 2011 年 8 月以降に調査を実施した．本研究では 2011 年から 2013 年にかけて，2012 年 11 月，2013 年 8 月および 2013 年 9 月を除く各年の 4 月～12 月に調査を実施した．河川水の影響を最大限に検討するため，調査時間を極力下げ潮の時間帯内に設定した．各調査日の潮汐変化については尾岱沼における潮位を参考とし，調査期間中の降水量と日射時間に関するデータは気象庁より取得した（観測地点：別海，http://www.jma.go.jp/）.

2.2 観測および試料の採取

調査では水質観測および試料の採取を実施した．各定点において多項目水質計（YSI 社製，YSI6600）を用いて水温，塩分の鉛直観測を行った．表層水を船上からボトル採水し，底層水はポンプ採水した．Stn.A と Stn.B では 2011 年から 2012 年にかけて表層水と底層水を採取したが，2013 年には表層水のみを採取した．Stn.P では橋上からバケツを降ろして表層水を採水した．採水には予め 1 N 塩酸を用いて洗浄した 1 L ポリボトルを用い，ボ

トルを 2 回共洗いした後，試料をオーバーフローさせながらボトルに採取した．

底質調査は Stn.P，Stn.15，Stn.17 および Stn.27 を除く計 14 定点を対象とした．調査では，2011 年の奇数月，2012 年の偶数月，2013 年の 8 月を除く偶数月と 11 月に表層堆積物を採取した．各定点において，エクマンバージ採泥器を用いて採取した泥試料にシリンジを差し込み，表層（層厚：0〜0.5 cm）をサブサンプリングした．Stn.A と Stn.B では 2011 年と 2012 年にのみ採泥を行った．採取試料は冷暗下で処理場所に持ち運んだ．

2.3 試料の分析

水試料はクロロフィル *a* 濃度（Chl.*a*），栄養塩濃度（硝酸態・亜硝酸態窒素（NO_3+NO_2-N），アンモニア態窒素（NH_4-N），溶存無機態リン（PO_4-P），溶存態ケイ素（Si$(OH)_4$-Si）），粒状有機物濃度（粒状有機態炭素（POC），粒状有機態窒素（PON）および粒状リン（PP））について分析した．NO_3+NO_2-N と NH_4-N の総量を溶存無機態窒素濃度（DIN）とした．水試料を Whatman GF/F フィルター（孔径 0.7 μm）を用いて加圧濾過し，粒子を捕集したフィルターを 8 mL ザルスタッド管に折り入れ，90% アセトン 6 mL を注加して −30℃ 下で 24 時間抽出をした．抽出溶液に超音波処理を施して光合成色素を破砕し，蛍光光度計（ターナーデザイン社製，Trilogy）による分析を通して Chl.*a* を算出した．栄養塩分析には Whatman GF/F フィルター（孔径 0.7 μm）を用いて加圧濾過を施した濾液を用いた．濾液をポリエチレン容器に採取し，分析時まで −30℃ 下で凍結保存した．分析時には保存試料を溶解し，オートアナライザー（BRAN+LUEBBE 社製，QuAAtro）によって各態栄養塩濃度を比色定量した．POC，PON の分析に際し，有機物の焼却処理（450℃・12 時間）を施した Whatman GF/F フィルター（孔径 0.7 μm）で水試料を加圧濾過し，粒子を捕集したフィルターを − 30℃ 下で凍結保存した．濾紙に凍結乾燥処理を施した後，1N 塩酸の蒸気下に 24 時間放置して無機炭酸塩を除去した．水酸化ナトリウムとシリカゲルを備えた真空デシケーター内にフィルターを 2 週間保存し，酸中和処理を施した後，元素分析計（FISONS 社製，NA 1500 Series 2）を用いて POC，PON を測定した．PP の分析については POC，PON と同様に予め焼却処理を施した Whatman GF/F フィルター（孔径0.7 μm）によって水試料を加圧濾過し，フィルターを −30℃ 下で凍結保存した．分析時にフィルターを凍結乾燥し，5% ペルオキソ二硫酸ナトリウム溶液に浸してオートクレーブによる加圧分解（120℃・1 時間）を施し，粒子を分解してリンを抽出した．抽出溶液中のリンを分光光度計（日本分光製，V-520）によって比色定量し，PP を算出した．

堆積物試料は Chl.*a*，全有機物濃度（全有機態炭素（TOC），全有機態窒素（TON）），酸揮発性硫化物濃度（AVS-S）について分析した．試料約 0.1 g（湿重量）を 8 mL ザルスタッド管にはかりとって 90% アセトン6 mL を注加し，−30℃ 下で 24 時間の抽出を行った．溶液に超音波処理を施し，濾紙を用いて抽出溶液から泥粒子を取り除いた後，水試料の Chl.*a* と同様に Chl.*a* を算出した．TOC, TON 分析のための泥試料は 6 mL ザルスタッド管に分取して −30℃ 下で凍結保存した．分析時に試料を凍結乾燥し，乳鉢を用いて試料を均一にすりつぶした後 1N 塩酸に 24 時間浸して無機炭酸塩を除去した．蒸留水を用いて酸の中和処理を行い再度凍結乾燥した試料について，水試料の POC，PON と同様に TOC，TON を測定した．泥試料約 0.1 g（湿重量）をはかりとり，AVS-S の分析に供した（門谷，2002）．このとき，アルミカップに試料約 1 g（湿重量）をとり，完全に乾燥させた後に乾重量を測定し，泥試料の水分含有率を調べた．

水中，表層堆積物 Chl.*a* から，単位面積当たり水柱，表層堆積物 Chl.*a* 現存量を算出した．水柱 Chl.*a* 現存量算出には各月・各定点における観測水深を採用し，表層堆積物 Chl.*a* 現存量は有光層厚を 0-0.1 cm と仮定して算出した（Ichimi et al., 2008）．

3．結果

3.1 気温，降水量，日射量の季節変化と調査日の潮位

月別平均気温は 2011 年：−3.9〜18.8℃，2012 年：−4.7〜18.6℃，2013 年：−0.8〜17.9℃ の間で月変動した．月別合計日射量は 7 月から 9 月には 2011 年 7 月を除き 100 時間を下回る傾向があった．月別合計降水量は 4 月から 8 月には 200 mm 程度で，9 月，10 月には年によって増大し，2013 年 9 月には 321 mm に達した．調査日前 5 日間の合計降水量は調査期間を通して秋季，冬季に多量であり，2011 年 4 月，5 月，7 月および 2012 年 4 月，6 月にも合計降水量が 20 mm を上回った．本調査を通して，2011 年 4 月，10 月，12 月，2012 年 7 月，9 月，10 月，12 月，2013 年 10 月，12 月には上げ潮時に調査を実施した．

3.2 水温，塩分の季節変化と空間変化

湖奥部から湖口部にかけ，水温は空間的に約 5℃ 変化した．冬季のみ湖口部が湖奥部に比べ高水温であり，河

口域でよくみられる季節的水温特性を示した．また，水温は 4 月から 7 月，8 月にかけて高まり，以降 12 月にかけて低下した．

湖奥部水温は 2011 年：−0.86（12 月）〜26℃（8 月），2012 年：−1.3（12 月）〜27℃（8 月），2013 年：3.0（12 月）〜22℃（7 月）と月変化した．湖口部水温は 2011 年：1.5（12 月）〜18℃（8 月），2012 年：−1.1（12 月）〜18℃（8 月），2013 年：4.6（12 月）〜16℃（7 月）の間で時間変化した．水温の大きな鉛直変化は観測されなかった．

調査を通して塩分の大きな空間変化を観測した．湖奥部ほど淡水の影響が大きく，塩分は湖口部に向かうほど高まった．

Stn.11 から Stn.27 にかけ，塩分は 0.15〜33 の間で大きく空間変化した．湖内の塩分勾配は特に大・中潮の下げ潮時に大きかった．上げ潮時には塩分の水平勾配が小さくなり，湖全域で鉛直混合が強められていた．

3.3 栄養塩，粒状有機物，クロロフィル *a* の時空間変化

調査期間中の栄養塩，粒状有機態炭素と C/N 比，および Chl.*a* の水平分布を概観すると，各項目特有の時空間変化を示した．

各態栄養塩は河川内，河口付近の定点で高濃度であり，湖口部にかけて濃度が低下した．DIN は夏季，PO_4-P は春季に低濃度といった季節変化もみられた．全定点を対象としてみたとき，表層水中の栄養塩は DIN…2011 年：0.29（8 月）〜1.0×10^2 μM（4 月），2012 年：0.10（8 月）〜1.6×10^2 μM（4 月），2013 年：0.10（5 月）〜87 μM（12 月），PO_4-P…2011 年：0.050（5 月）〜4.3 μM（8 月），2012 年：0.09（5 月）〜3.92 μM（8 月），2013 年：0.090（5 月）〜7.4 μM（12 月），$Si(OH)_4$-Si…2011 年：22（7 月）〜1.0×10^3 μM（12 月），2012 年：5.5（4 月）〜6.2×10^2 μM（9 月），2013 年：4.2（7 月）〜4.9×10^2 μM（6 月）の間で時空間変化した．各定点における栄養塩濃度の鉛直変化は小さかった．

POC，PON，PP は河川内または河口付近の定点で高濃度であるか，もしくは湖奥部全域が一様に，湖口部と比べ高濃度であるといった傾向であった．表層水中の POC，PON，PP は POC…2011 年：1.2×10^2（7 月）〜2.2×10^4 μg/L（5 月），2012 年：1.3×10^2（8 月）〜6.8×10^3 μg/L（12 月），2013 年：1.6×10^2（7 月）〜4.6×10^3 μg/L（12 月），PON…2011 年：14（8 月）〜2.4×10^3 μg/L（5 月），2012 年：23（10 月）〜8.1×10^2 μg/L（6 月），2013 年：22（7 月）〜6.8×10^2 μg/L（12 月），PP…2011 年：5.4（11 月）〜3.2×10^2 μg/L（5 月），2012 年：23（11 月）〜8.1×10^2 μg/L（7 月），2013 年：5.2（7 月）〜1.3×10^2 μg/L（12 月）の間で時空間変化した．POC，PON は夏季に濃度が低下した．調査期間を通して，湖奥部では表層水中と比較して底層水中において粒状有機物濃度が高かった．

Chl.*a* は湖口部に比べ湖奥部で高濃度であった．湖奥部における河口付近の定点を Stn.11，Stn.41 と Stn.3，8 の 2 水域に大別すると 1 水域でのみ Chl.*a* が局所的に高い月や，湖全域で Chl.*a* が低濃度な月がみられた．表層水中の Chl.*a* は 2011 年：0.10（4 月）〜37 μg/L（9 月），2012 年：0.40（10 月）〜71 μg/L（5 月），2013 年：0.30（10 月）〜24 μg/L（7 月）と時空間変化した．

3.4 表層堆積物のクロロフィル *a*，全有機物，酸揮発性硫化物の分布と変動

表層堆積物（層厚：0〜0.5 cm）における Chl.*a* は周年，河川内に比べ湖内において低濃度であった．湖内では，河口に近い定点ほど高濃度であった．月によって，河口付近に局所的に Chl.*a* が高い定点も存在した．Chl.*a* は 2011 年：1.2（5 月）〜2.3×10^2 μg/g（9 月），2012 年：2.4（4 月）〜4.6×10^2 μg/g（4 月），2013 年：0.20（4 月）〜1.8×10^2 μg/g（10 月）の間で時空間変化した．

TOC，TON は水深が比較的深い Stn.12，Stn.14 および河川内の Stn.A，Stn.B において低い傾向を示したものの，明確な季節変化は確認されなかった．TOC…2011 年：3.8（11 月）〜1.2×10^2 mg/g（9 月），2012 年：1.4（4 月）〜1.0×10^2 mg/g（4 月），2013 年：6.2（10 月）〜1.2×10^2 mg/g（4 月），TON…2011 年：0.30（11 月）〜10 mg/g（9 月），2012 年：0.40（4 月）〜8.4 mg/g（4 月），2013 年：0.50（10 月）〜10 mg/g（4 月）と時空間変化した．

AVS-S は河口付近の定点ほど高濃度であった．AVS-S は 2011 年：0〜3.4 mg/g（11 月），2012 年：0〜3.3 mg/g（10 月），2013 年：0〜13 mg/g（10 月）の間で変動した．

調査期間を通して水中，表層堆積物 Chl.*a* 現存量は 0.10〜130 mg/m^2，0.10〜950 mg/m^2 と時空間変化した．

4．考察

4.1 降水量，潮汐と湖奥部における塩分の水平・鉛直分布の関係

門谷ほか（2011）は風蓮湖の淡水―塩水の混合形態は潮汐に依存すると指摘した．本研究では，風蓮湖の特徴である表層塩分の水平分布特性について，湖奥部に着目して調査当日の潮位と調査前 5 日間の合計降水量より検討した．

第一に，鉛直混合が強まる上げ潮時においても，降水量が湖内の塩分分布を強く制限することが明らかとなった．上げ潮時に調査を行ったのは 2011 年 4 月，10 月，12 月，2012 年 7 月，9 月，10 月，12 月，2013 年 10 月，12 月であった．2011 年 4 月，10 月，12 月の調査前 5 日間にはそれぞれ合計 65, 43, 31 mm の降水があった．これに対し，風蓮川河口で最も塩分が低い傾向を呈したのは 2011 年 4 月であった．2012 年 7 月，9 月，10 月，12 月の調査前 5 日間の合計降水量は 3, 0, 20, 15 mm であった．このうち，風蓮川河口，ヤウシュベツ川河口において 2012 年 7 月に低塩分水が出現した．2013 年 10 月，12 月の調査前 5 日間の合計降水量は 81, 39 mm であり，両月ともに湖奥部に水平的塩分勾配が形成された．2013 年 10 月には低塩分水が Stn.15 まで及んだ．上げ潮時の塩分分布と調査前の降水量を概観すると，2011 年 4 月には調査前の豊富な降水量が原因で湖奥部に水平的な塩分勾配が形成された．一方，2012 年 7 月，9 月，10 月，12 月のうち 2012 年 7 月の調査 9 日前に 57 mm という多量の降水があった．57 mm の雨が降った後主要 3 河川のうち最大の流域面積を有する風蓮川を筆頭に，降雨後 9 日間以上かけて増水した河川水が持続的に湖内へ流入し続けたものとみられた．同年 10 月には調査の 15 日前に 47 mm，12 月には 9 日前に 34 mm，8 日前に 24 mm の降水があったが，両月ともに調査当日には河川水の影響がみられなかった．2013 年 10 月は調査前 5 日間の多量の降水が塩分分布に大きく影響した．上げ潮時は水平・鉛直的に高塩分化するが，50 mm 以上の降水によって降水後 10 日間ほどは湖内の表層塩分が低下すると考察された．

第二に成層が発達する下げ潮時に着目すると，2011 年 5 月，9 月は湖奥部全域に低塩分水が広がり，9 月には風蓮川河口に淡水が出現した．2012 年 6 月，2013 年 4 月，5 月，11 月には風蓮川河口付近に低塩分水および大きな塩分勾配が出現した．2011 年 5 月，9 月は調査日の潮位変化が大きく，9 月には調査日前 5 日間の多量降水（71 mm）の影響も加わり 5 月には見られなかった大きな塩分勾配が出現したと考察された．2012 年 6 月には調査日 5 日前の降水（49 mm）の影響により河川流量が増し，湖奥部が低塩分化した．2013 年 4 月には調査当日の潮位変化が大きく湖内へ河川水のインパクトが最大限にもたらされた．同年 5 月は潮位変化が大きく，かつ調査前 5 日間に降水もあったため Stn.15 付近まで河川水の影響が及んだ．11 月の調査時には調査前の降水の影響を受け湖奥部の塩分が低下した．下げ潮時には潮位変化が大きいほど河口域の表層塩分が低下し，降水量の増加に伴い塩分勾配が強まるといった関係が示された．潮位変化が比較的小さな条件下においても，降水によって湖奥部の表層塩分は低下する傾向であった．塩分の鉛直分布については，風蓮川河口から湖口にかけて表層塩分の水平勾配が大きいほど，特に河口付近の定点において水柱が成層する傾向があった．

4.2 塩分を指標とした栄養塩およびクロロフィル *a* の挙動

図 2〜4 に塩分と栄養塩の関係を示した．塩分を指標とした溶存成分の空間変化は栄養塩の起源推定に広く活用され，直線関係の検証を通して対象成分の保存性について評価することができる（e.g., 菅ほか, 2011）．河川由来の高濃度の栄養塩が海水と単純希釈混合する場合，河川水中の栄養塩濃度は塩分が高まるほど直線的に低下するが，本研究では各態栄養塩が特徴的な空間変化を示した．$Si(OH)_4$-Si は調査期間を通して塩分の増加に伴う直線的な濃度低下を示した．DIN は塩分が高まると急激に減少し，塩分が更に高まっても低濃度を維持した．PO_4-P は塩分が高い定点ほど低く，DIN と比べ河口から湖口にかけての濃度勾配が小さかった．

図 5 に塩分と Chl.*a* の関係を示した．Chl.*a* はとりわけ塩分 15〜20 で高濃度であった．微細藻類が塩分 15〜20 において DIN や PO_4-P を消費し，活発に増殖していたとみられた．

4.3 粒状有機物とクロロフィル *a* の関係

図 6 に Chl.*a* と POC の関係を図示した．各年・月ごとの POC/Chl.*a* 比（C/Chl.*a* 比）は 2011 年：22（7 月）〜865（4 月），2012 年：17（10 月）〜61（7 月），2013 年：8.0〜78 と時間変化した．植物プランクトンの C/Chl.*a* 比は 27〜67 の間で変動し（Riemann et al., 1989），底生微細藻類の C/Chl.*a* 比は 10.2〜153.9 の値をとる（de Jonge, 1980）．加えて，陸域由来の有機物や海草類は微細藻類と比べ炭素含有率が高いと知られている．風蓮湖においては，湖内の粒状有機物は水中の微細藻類の生産に由来し，また微細藻類，陸，海藻類といった複数の供給源が存在するとみられた．

4.4 栄養塩が湖内の微細藻類増殖に及ぼす影響

図 7 に DIN/PO_4-P 比（N/P 比）と Chl.*a* の関係を示した．N/P 比は各年の月によっては 100 を上回り，このように N/P 比が非常に高い定点においては Chl.*a* が低い傾向があった．例として，2011 年 9 月は調査日前 5 日間の合計降水量が比較的豊富で表層塩分 15〜20（Stn.0）

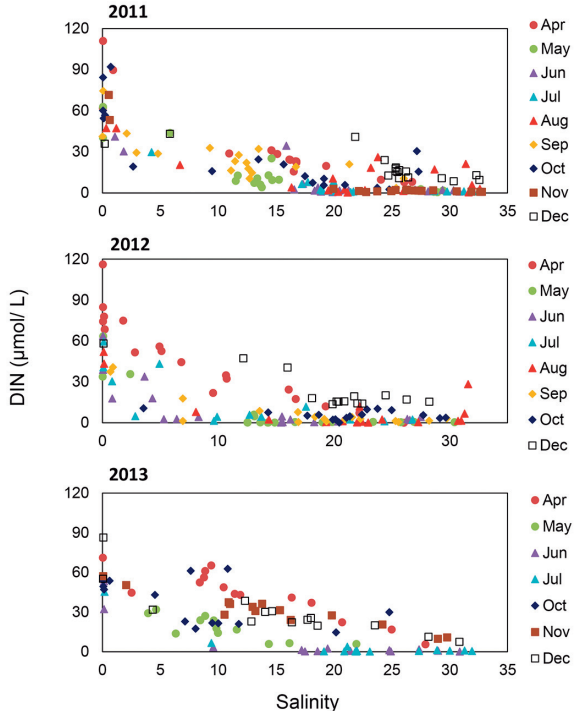


図 2：2011 年～2013 年：4 月～12 月における表層塩分を指標とした DIN の空間変化.
Figure 2：Salinity vs. DIN at surface water from April to December in 2011～2013.

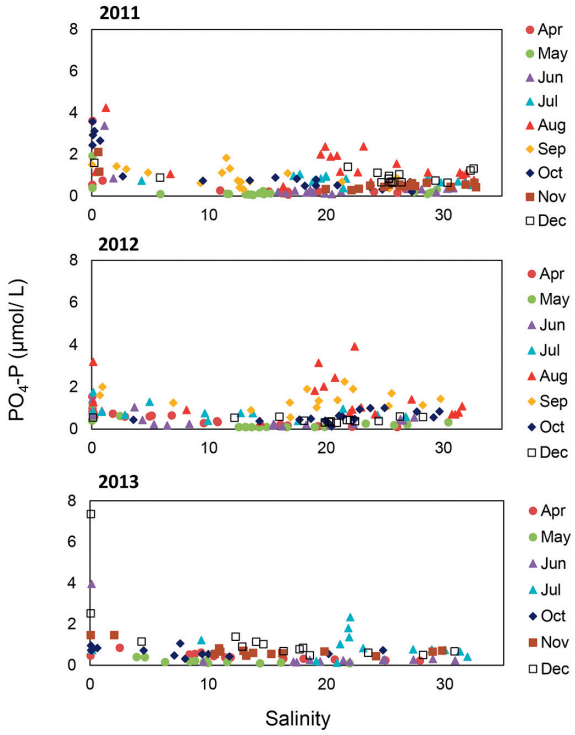


図 3：2011 年～2013 年：4 月～12 月における表層塩分を指標とした PO_4-P の空間変化.
Figure 3：Salinity vs. PO4-P at surface water from April to December in 2011～2013.

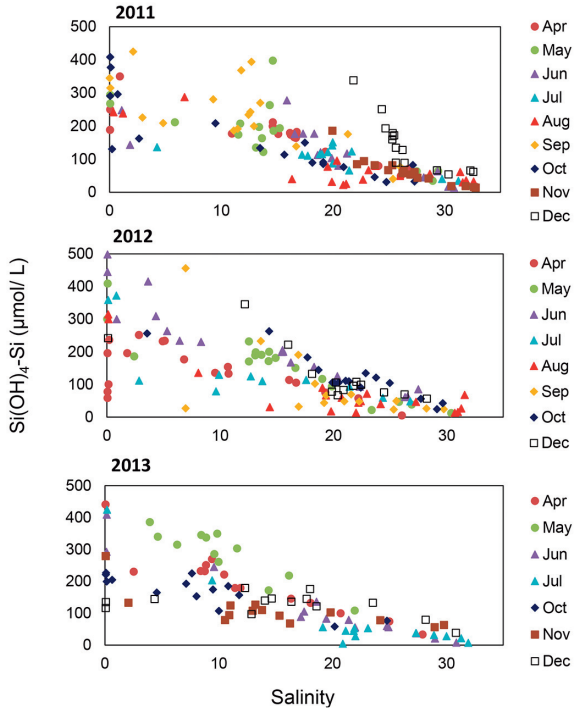


図 4：2011 年～2013 年：4 月～12 月における表層塩分を指標とした $Si(OH)_4$-Si の空間変化.
Figure 4：Salinity vs. Si(OH)4-Si at surface water from April to December in 2011～2013.

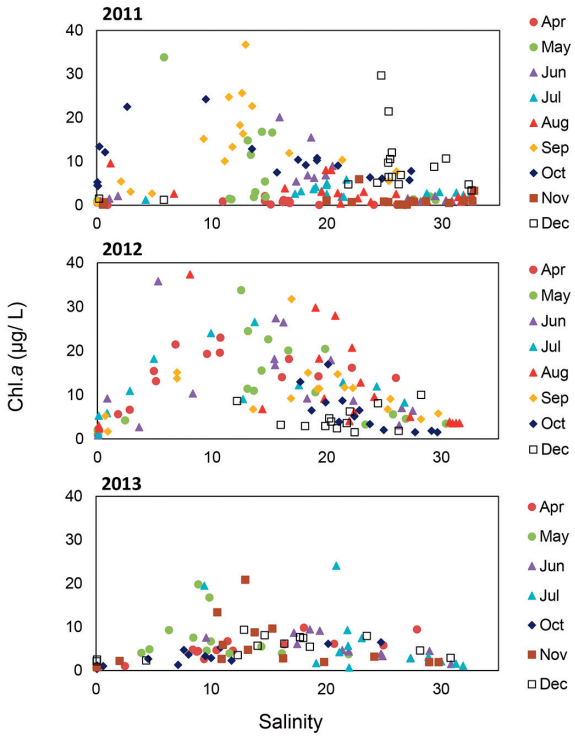


図 5：2011 年～2013 年：4 月～12 月における表層塩分を指標とした Chl.*a* の空間変化.
Figure 5：Salinity vs. Chl.a at surface water from April to December in 2011～2013.

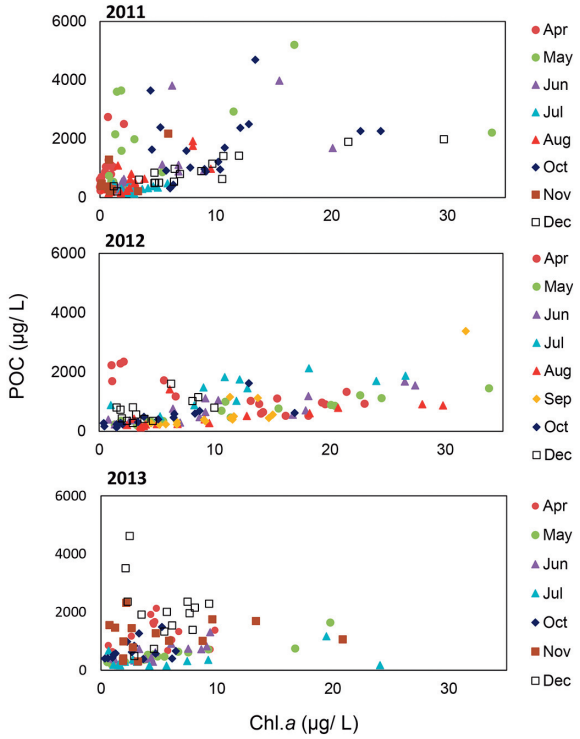


図 6：2011 年～2013 年：4 月～12 月における表層水中の Chl. *a* と POC の関係.
Figure 6：Chl. a vs. POC at surface water from April to December in 2011～2013.

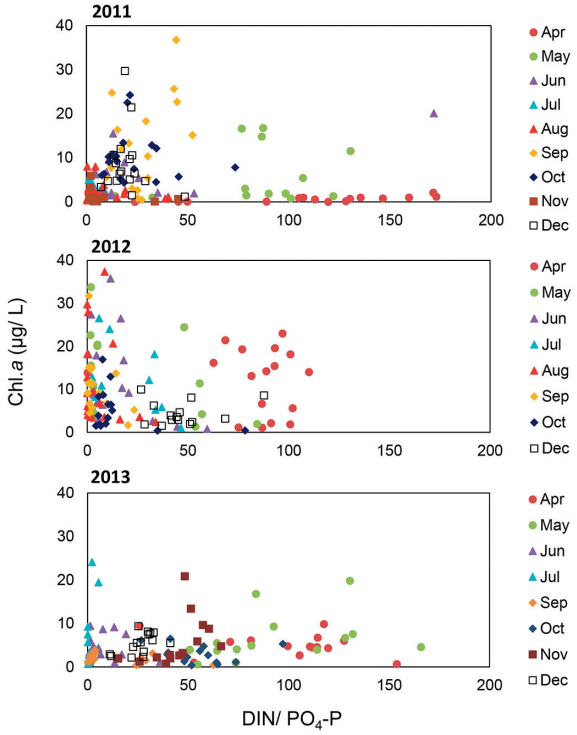


図 7：2011 年～2013 年：4 月～12 月における表層水中の DIN/PO_4-P と Chl.*a* の関係.
Figure 7：DIN/PO4-P vs. Chl.a at surface water from April to December in 2011～2013.

において高濃度の Chl.*a*（37 μg/L）が確認され，N/P 比は 45 であった．これに対し，2011 年 9 月と同様に調査日前に降水があった同年 4 月は，調査域全域にわたり Chl.*a* が低濃度であった．2011 年 4 月の N/P 比が 9 月に比べ湖全域で高く，表層水中の平均 N/P 比（n＝14）は 127±72 S.D. であった．栄養塩が豊富な河口域において水中の微細藻類の生産を制限した要因の 1 つとして N/P比が考えられた．

4.5 表層堆積物のクロロフィル *a*，全有機物と酸揮発性硫化物の挙動

粒子の物理的堆積環境について，川原（未発表）が実施した 2011 年 4 月から 2012 年 12 月にわたる風蓮湖湖奥部の粒度分布調査によると，$\varphi < 125\,\mu m$ 以下の粒子含有率が 29.3～71.1%に及び，シルト（$\varphi < 63\,\mu m$）含有率は 7.6～50.1%に達した．川原（未発表）は，門谷ほか（2011）が明らかにした微細粒子の沈降・堆積プロセスを通した底質の細粒化が現在も作用していると判断した．

表層堆積物の化学的性状について考察していく．Chl.*a*，全有機物，AVS-S は湖奥部河口付近や Stn.9 で高い値を示した．このうち，各年の平均 TOC は 2011 年（n＝37）：38±31 S.D.mg/g，2012 年（n＝44）：39±25 S.D.mg/g，2013 年（n＝40）：33±25 S.D.mg/g であった．上述の濃度値は門谷ほか（2011）が紹介した基準値：30 mg/g（わが国において富栄養化が起きているとされる沿岸域の濃度）や Terasaki et al.（2013）がホタテガイ養殖の盛んなサロマ湖を対象として算出した基準値：20 mg/gを上回るものであった．有機物起源をについて TOC/TON 比を指標として検討したところ，植物プランクトンの C/N 比は 6.6 と知られ，底生微細藻類の C/N 比は 7～9 であるが（Montani et al., 2003），調査期間を通して表層堆積物の TOC/TON 比は 15 前後であった．微細藻類に加え有機炭素を豊富に含む陸，海草類由来有機物が表層堆積物に沈積し，TOC が高まる環境状態であったとみられた．

AVS-S は河口を中心に水産用水基準値：0.2 mg/g（（社）日本水産資源保護協会，2012）や 2.5 mg/g（汚染の進んだ都市部の内湾や一部の養殖漁場で観測され，漁場環境が著しく悪化した状態とされる値；（社）日本水産資源保護協会，2006）をはるかに大きく上回る濃度が高頻度に観測された．堆積物中の豊富な有機物が嫌気的状態をもたらし，底生動物の生息に不適な状態がときに形成されるものと窺えた．

4.6 ヤマトシジミの餌資源としての植物プランクトンに関する評価と水柱，表層堆積物における Chl.*a* 現存量の比較

栄養塩が豊富な河口・内湾域においては，細胞径が比較的大きな（$\varphi > 20\,\mu$m）珪藻類や渦鞭毛藻類が優占する（Carstensen et al., 2015）．珪藻類，渦鞭毛藻類やクリプト藻類は必須脂肪酸を豊富に含有していることから，河口・内湾域において，微細藻類は質の高いエネルギーを上位捕食者に効率よく転送する重要な役割を担う（Carstensen et al., 2015）．

各年の表層水，底層水中の Chl.*a*（中央値）は 2011 年（n＝129）：3.3 μg/L，4.4 μg/L，2012 年（n＝113）：10 μg/L，13 μg/L，2013 年（n＝96）：4.5 μg/L，6.6 μg/L であった．Cloern and Jassby（2008）は，南緯 38.8 度から北緯 63.5 度にいたる世界各地の沿岸海域（114 海域，全 154 定点）を対象として表層水 Chl.*a* の年中央値の変動をとりまとめた．上述した風蓮湖の表層水および底層水の Chl.*a* は Cloern and Jassby（2008）が明らかにした沿岸海域における Chl.*a* 年中央値：1～10 μg/L に含まれ，比較的高濃度であった．加えて，Cloern and Jassby（2008）は Chl.*a* をカイアシ類や貝類の餌資源量の指標ととらえ，Chl.*a* が 10 μg/L を下回る環境下では微細藻類捕食者の成長速度が餌資源不足によって律速されるとした．本研究を通して得られた Chl.*a* は上述の指標値をやや下回る傾向であったが，2011 年 4 月の春季ブルームを捉えることができていないなど，過小評価の可能性がある．風蓮湖において，微細藻類は陸由来の豊富な栄養塩を用いて活発に増殖し，上位捕食者にとっての重要な餌資源として機能するものと判断できた．

前章に示したように，調査期間を通して水柱，表層堆積物 Chl. *a* 現存量は 0.10～130 mg/m^2，0.10～950 mg/m^{2}と時空間変化した．水柱の Chl.*a* 現存量は水深が比較的深い Stn.15，Stn.17，Stn.27 において水深が浅い湖奥部の Chl.*a* 現存量を上回る傾向があった．一方，湖奥部の Chl.*a* 現存量が時に湖口部に匹敵するか，もしくは上回る場合もみられた．表層堆積物の Chl.*a* 現存量は河川内，Stn.12 や Stn.14 といった比較的水深の深い定点において比較的少なく，河口付近や Stn.4，Stn.9 において豊富であった．温帯域の浅海域（水深 5 m 未満）における底生微細藻類の Chl.*a* 平均現存量は 78 ± 69 mg/m^{2}と報告されており（山口，2011），風蓮湖の底生微細藻類の生物量は先行研究の報告値を大きく上回るものであった．

5．おわりに：水質・底質環境の現状評価

本研究では，門谷ほか（2011）と比べ，水温，塩分，栄養塩濃度および有機物濃度に大きな経年変化は見られなかった．近年，流入河川各所の流域飼育牛密度と硝酸態窒素濃度の関係に経時的改善が確認されていないが（三上・五十嵐，2014），湖内においても河川由来の高濃度の栄養塩が風蓮湖の水質に影響を及ぼし続けていると示された．更に，本研究を通して降雨と塩分変動の関係について新たな検討を試みた．塩分を淡水，海水の混合指標とみなして考察すると，降水量が 50 mm を上回ると陸からの淡水負荷が潮汐変動による制限を超え，湖奥部に広がる実態が明らかとなった．三上ほか（2008）は降雨時に河川水中の懸濁物質，アンモニア態窒素，リン酸態リンなどの濃度が増加すると指摘した．水中の C/Chl.*a* 比や表層堆積物の C/N 比から，水中，表層堆積物の有機物源として陸由来有機物が大きく影響していると考察され，風蓮湖では降雨時，平水時ともに淡水流入が水中・堆積物の化学環境を大きく制限しているとみられた．

底質の物理化学環境の評価を通して，河口付近を中心として門谷ほか（2011）が指摘した底質の細粒化プロセスが現在も作用し，底生動物の生息に不適な状況であることが明らかとなった．粒度組成，全有機物，AVS-S を指標とした底質改善がヤマトシジミ漁業再構築の要であると窺えた．ヤマトシジミの生態と風蓮湖の物理化学環境との関係については，川原（未発表），村瀬（未発表）がより詳細に検討しているので，参照されたい．

本研究ではヤマトシジミの餌資源としての植物プランクトン Chl.*a* の評価，および底生微細藻類の Chl.*a* 濃度，現存量の定量を試みた．水中の Chl.*a* は動物プランクトンや貝類などの上位捕食者の成長に好適な濃度であった．高 Chl.*a* をもたらす要因として，門谷ほか（2011）にも示された，陸由来の豊富な栄養塩が植物プランクトンの増殖を支える関係がみられた．このとき，河口付近では N/P 比が安定する塩分 15～20 で高 Chl.*a* を観測した．表層堆積物においては底生微細藻類が時に水柱の Chl.*a* 現存量を大きく上回る Chl.*a* 現存量を示した．陸由来有機物と比較すると，河口域に生息する植物プランクトンや底生微細藻類は必須脂肪酸などを多く含み，エネルギーを効率よく転送する働きを有するため，ヤマトシジミにとってより良質な餌資源である．降水や潮汐の影響を受けて塩分の水平・鉛直分布が時空間的に大きく変動する風蓮湖においては，底生微細藻類が再懸濁によって水中に輸送されるプロセスが存在するとみられ

る．底生微細藻類は植物プランクトンとともに水中の粒状有機物生産に大きく寄与し，餌資源量の観点において，風蓮湖はヤマトシジミの持続的生産を可能とするパワーを保持していると考察された．

謝辞

本研究の現地調査にあたり，別海漁業協同組合の皆様に多大なる御協力を頂きました．記して，深く感謝申し上げます．

参考文献

Carstensen, J., R. Klais and J. E. Cloern (2015) Phytoplankton blooms in estuarine and coastal waters: Seasonal patterns and key species. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **162**, 98–109.

Cloern, J. E. (1996) Phytoplankton bloom dynamics in coastal ecosystems: A review with some general lessons from sustained investigation of San Francisco Bay, California. *Rev. Geophys.*, **34(2)**, 127–168.

Cloern, J. E. and A. D. Jassby (2008) Complex seasonal patterns of primary producers at the land–sea interface. *Ecol. Lett.*, **11**, 1–10.

de Jonge, V. N. (1980) Fluctuations in the organic carbon to Chlorophyll *a* ratios for estuarine benthic diatom populations. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **2**, 345–353.

風蓮湖漁場環境改善検討会議（2005）資料 4.

風蓮湖漁場環境改善検討会議（2014）資料 1.

北海道環境科学研究センター（2005）風蓮湖．北海道の湖沼，改訂版，46–51.

北海道立釧路水産試験場（2003）別海町地区周辺地域（北海道–Ⅰ）．藻場干潟・環境保全調査報告書，31–34.

Ichimi, K., K. Tada and S. Montani (2008) Simple estimation of penetration rate of light in intertidal sediments. *J. Oceanogr.*, **64**, 399–404.

（一財）九州環境管理協会（2013）沿岸漁業としての特にアサリの問題．海域の漁業資源の回復と増強に向けて「生物生産力向上と低下の定量的解析」，31–52，（一財）九州環境管理協会，福岡.

Krause-Jensen, D., S. Markager and T. Dalsgaard (2012) Benthic and pelagic primary production in different nutrient regimes. *Estuar. Coasts.*, **35**, 527–545.

松川康夫，張成年，片山知史，神尾光一郎（2008）我が国のアサリ漁獲量激減の要因について．日水誌，**74(2)**，137–143.

三上英敏，藤田隆男，坂田康一（2008）酪農地帯，風蓮湖流域河川の水質特性．北海道環境科学研究センター所報，**34**，19–40.

三上英敏，五十嵐聖貴（2014）家畜排せつ物法施行後における風蓮湖流域河川の水質環境変化について．環境科学研究センター所報，**4**，37–43.

門谷茂（2002）硫化物の簡易測定法マニュアル，1–11，全国漁業協同組合連合会・（社）全国かん水養魚協会，東京.

Montani, S., P. Magni and N. Abe (2003) Seasonal and interannual patterns of intertidal microphytobenthos in combination with laboratory and areal production estimates. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **249**, 79–91.

門谷茂，真名垣友樹，柴沼成一郎（2011）酪農業の進展と風蓮湖の生物生産構造変化．沿岸海洋研究，**49(1)**，59–67.

村上格（2013）北海道別海町における酪農の生産構造．地理学論集，**88(2)**，23–36.

Nixon, S. W. (1995) Coastal marine eutrophication: A definition, social causes, and future concerns. *Ophelia*, **41**, 199–219.

岡市友利（1987）赤潮現象．赤潮の科学（岡市友利編），5–36，恒星社厚生閣，東京.

Riemann, B., P. Simonsen and L. Stensgaard (1989) The carbon and chlorophyll content of phytoplankton from various nutrient regimes. *J. Plankton Res.*, **11(5)**, 1037–1045.

佐々木克之（2014）ヤマトシジミの減少原因と対策．水産振興，1–97，（一社）東京水産振興会，東京

菅夏海，柴沼成一郎，山田俊郎，檜垣直幸，門谷茂（2011）亜寒帯汽水湖の火散布沼（北海道）における栄養塩の時空間分布とその起源．海の研究，**20(1)**，19–36.

（社）日本水産資源保護協会（2006）漁場改善計画作成・運用のための手引書（指導者編），10–14，（社）日本水産資源保護協会，東京.

（社）日本水産資源保護協会（2012）水産用水基準（第 7 版），1–5，（社）日本水産資源保護協会，東京.

Terasaki, E., K. Morita, M. Yasuda, K. Maekawa and S. Montani (2013) Spatial distribution of phytopigments and organic matter in surface sediments in Lake Saroma (Hokkaido, Japan). *La mer*, **51**, 119–128.

山口一岩（2011）温帯沿岸域における底生微細藻類の生物量と生産量．日本ベントス学会誌，**66**，1–21.

柳哲雄（1994）チェサピーク湾の環境保全対策．海の研究，**3(4)**，291–295.

柳哲雄（2014）世界の沿岸海域の共通の話題と多様性．詳論沿岸海洋学，247–256，恒星社厚生閣，東京.

低温科学 74 （2016） 31-41
doi: 10.14943/lowtemsci. 74. 31

融雪と漁業生産をつなげる陸海連関：噴火湾の例

中田　聡史[1)]，馬場　勝寿[2)]，石川　洋一[3)]，齊藤　誠一[4)]

噴火湾を代表する沿岸漁業であるホタテガイの稚貝生産と融雪出水には極めて高い相関関係があることがわかっている．本研究では，噴火湾と湾に接する集水域を実験フィールドとして，融雪出水とホタテガイ稚貝生産とを関係づけている陸海連関を解明する．そのために，時空間的に高解像度な陸海統合シミュレーションによる水文環境と海洋環境の再現計算データと，河川において観測された栄養塩濃度データを，融雪期に注目して解析した．その結果，河川からの溶存無機態窒素フラックスは，農地からの寄与が大きく，溶存無機態窒素濃度の時間変化よりもむしろ河川流量の時間変化に支配されていた．海洋モデルと粒子追跡シミュレーションの計算結果から，融雪出水による淡水フラックスが沿岸海域において時計回りの流動場を強化させており，時計回りの流動場が溶存無機態窒素を沿岸に沿って一様に輸送していることがわかった．このことは，融雪出水に伴って農地から河川を通じて排出された多量の陸起源の栄養塩が噴火湾沿岸域の植物プランクトン等の生物生産を高めた結果，ホタテガイ母貝の摂餌状態が改善されて産卵量と稚貝密度が高められることを示唆した．このような陸海連関（land-sea pathway）が，特に融雪期において陸域の農業と海域の養殖業を強く結びつけていると考えられる．沿岸域における農業と漁業が持続的かつ協働的であるための統合的管理を目指すには，陸海連関を認識することが重要である．

Land-sea pathways between snowmelt and fishery production in Funka Bay, Japan

Satoshi Nakada[1], Katsuhisa Baba[2], Yoichi Ishikawa[3] and Sei-Ichi Saitoh[4]

The annual spat density of scallop that is a typical coastal fishery in Funka Bay is highly correlated with the snowmelt runoff or accumulated snowfall. This study investigated the land-sea pathways in Funka Bay, Japan, a typical semi-enclosed bay during snowmelt period to understand how the snowmelt runoff can improve the production of cultured scallop larvae associated with ocean primary production, by analyzing hydrological and oceanic data produced by a land-sea integrated model in conjunction with newly compiled datasets of riverine nutrient concentrations. The model successfully estimated the riverine dissolved inorganic nitrogen (DIN) flux that is dominated by the temporal variation of the river runoff rather than that of the riverine DIN concentration. Ocean

連絡先
中田　聡史
神戸大学大学院海事科学研究科
〒658-0022　兵庫県神戸市東灘区深江南町 5-1-1　1 号館 1F
Tel. 078-431-6252
e-mail：snakada@maritime.kobe-u.ac.jp
1）神戸大学大学院海事科学研究科
Graduate School of Maritime Sciences, Kobe University, Kobe, Japan
2）北海道立総合研究機構水産研究本部　企画調整部企画課
Hokkaido Research Organization, Fisheries Research Department, Central Fisheries Research Institute, Yoichi-cho, Japan
3）海洋研究開発機構　地球情報基盤センター
Data Research Center for Marine-Earth Sciences, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Yokohama Institute for Earth Sciences, Yokohama, Japan
4）北海道大学北極域研究センター
Arctic Research Center, Hokkaido University, Sapporo, Japan

simulation indicated that the freshwater flux supplied by the snowmelt runoff enhances clockwise circulations along the coast of the bay. The close relationship between the annual spat density of scallop and the snowmelt runoff associated with high DIN concentrations suggested that riverine nutrients can increase the biomass of phytoplankton in near-shore seas and improve food availability for scallop spawners, resulting in increased egg production in March to April. Therefore, the nutrient flux from agricultural source areas through the large snowmelt runoff has an important role in larvae production. Land-sea pathways need to be identified to design sustainable and synergetic systems of aquaculture and agriculture for the integrated management of coastal regions.

キーワード：融雪水，陸海連関，噴火湾，栄養塩，ホタテガイ
Snowmelt water, Land-sea pathway, Funka Bay, Nutrients, Scallop

1．はじめに

本特集号の趣旨である「陸海結合システム」と類似した英単語に，land-sea linkage（e. g., Katsuki et al., 2009），land-to-sea connectivity（Gorman et al., 2009），等の用語がある．2000 年以降，これらに類似した用語は，様々な観点・時空間スケールから多様な意味で使われている．陸から海への単方向の河川を通じた物質輸送のつながりを調べた研究（e. g., Antonio et al., 2010）だけでなく，陸と海の相互作用に焦点を当てた研究（e. g., Milner et al., 2007）や，時には社会科学・人文科学的な要素を含む研究例もある（e. g., Stoms et al., 2005）．もちろん，森林生態系と海洋生態系の相互作用（Polis et al., 1996）が，特に沿岸域における海洋生態系の真の理解には不可欠であることは間違いない（向井，2012）．このような land-sea linkage は，日本語で表現するならば「陸海連関」あるいは「陸海連環」という言葉が適切かもしれない．本論では，陸と海にまたがる双方向の“つながり”のイメージを喚起する「陸海連環」というよりは，噴火湾を例にした陸から海への単方向の“パス（pathway）”の意味として「陸海連関」の知見を提供する．

これまでの国内外における陸海連関の研究については，様々な実験フィールドで研究が進められてきているものの，陸海連関の体系的な理解にまで至っていないのが現状であろう．陸海連関に“里”という社会科学・人文科学的な視点を取り入れた森里海連環学（山下，2007）は，森から海までのつながりの機構を解明し，持続的で健全な国土環境を保全・再生する具体的な方策を研究する新しい学問領域として提唱された．森里海連環学が包括する研究例を紹介した「森と海をむすぶ川―沿岸域再生のために」（向井，2012）では，陸海域の統合的沿岸域管理の方法論にまで至ってないものの，主に日本沿岸域おける森林や河川，湖沼，海洋を具体例とした陸海連関がレビューされている（e. g., 赤羽ら，2003）．

近年では，主に積雪寒冷地における融雪出水と海洋生物生産に関連した陸海連関の研究成果が挙げられてきている（e. g., O'Neel et al., 2015）．北半球にある多くの集水域は主に積雪寒冷帯に存在する．融雪期に河川出水の影響を受ける沿岸海域，本論で便宜上，融雪出水影響域（Region Influenced by Snowmelt Water）と呼ぶ海域（Nakada et al., 2014a）は，北緯 35 度以北の緯度帯（北半球の約 2/3）の沿岸域に存在している．積雪量が多い集水域に接する沿岸海域においては，融雪期は一年の中で河川流量が多く，河川を通じた陸域からの栄養塩負荷量が多くなる期間である．融雪出水が沿岸海域の生物生産・海洋生態系に果たす重要性は大きい．

日本において融雪出水による影響が大きい海域は，積雪する集水域に接する山陰～北陸～東北，北海道の沿岸海域であることが積雪量から推察される（Fig. 1）．特に，豪雪地帯である能登半島以東の日本海側と北海道の沿岸域は，4～5 月の融雪期においては河川流量が一年の中で最大となる（Fig. 1）．融雪出水がどのように沿岸海域の生物生産に影響を与えるかについては，近年理解が少しずつ進んでいるものの（e. g., 大橋ら，2013），知見の蓄積は十分ではない．融雪期は春季のブルーミング期と重なり，海洋基礎生産が高い日本沿岸海域においては漁業生産にとって重要な時期である．例えば，積雪寒冷域である集水域を持つ噴火湾において，融雪出水とホタテガイ生産との関係が極めて高いという関係がある（Nakada et al., 2014a）．噴火湾ではホタテガイ養殖が盛んであり，年間国内生産量（約 50 万トン）の約 2 割（約 10 万トン）を占めている．

本論では，これまで蓄積されてきた研究知見やデータを利活用して，融雪出水とホタテガイ生産との関係を解明するため，融雪期に注目して噴火湾と湾に接する集水域における陸海連関を調べた．なお，解析期間はホタテガイの稚貝データが得られている 2006 年から 2013 年までとした．

2．研究対象地域

亜寒帯に位置する噴火湾（Fig. 2）は，北太平洋西部の

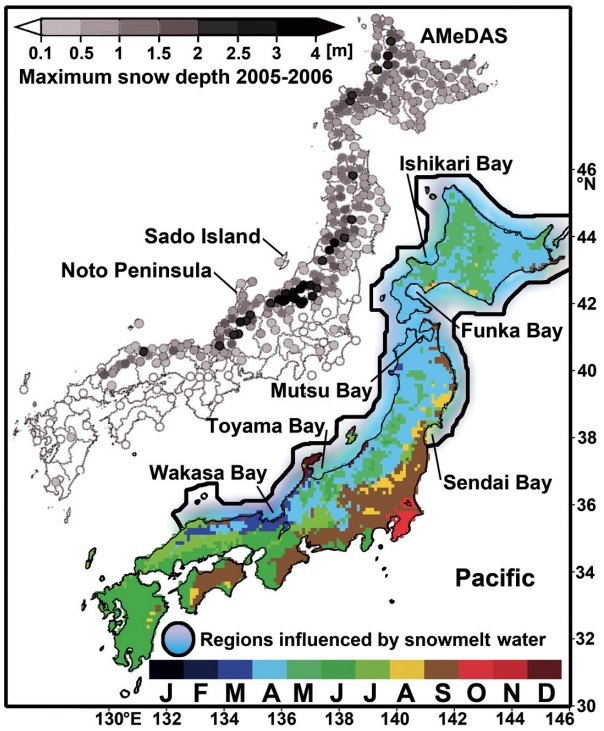


図 1：積雪域と河川流量が最大値をとる月の水平分布．黒太線で示された領域は融雪出水によって影響をうける海域（Regions influenced by snowmelt runoff）を示す．

Figure 1：Snow-cover chart and map of months of runoff maxima (After Nakada et al., 2014a). Snow-cover chart estimated using the Automated Meteorological Data Acquisition System (AMeDAS) dataset (JMA) and a map of months of runoff maxima in Japan based on simulated data (Yoshimura et al. 2008). The capital letters along the color bars are abbreviations for each month of the year.

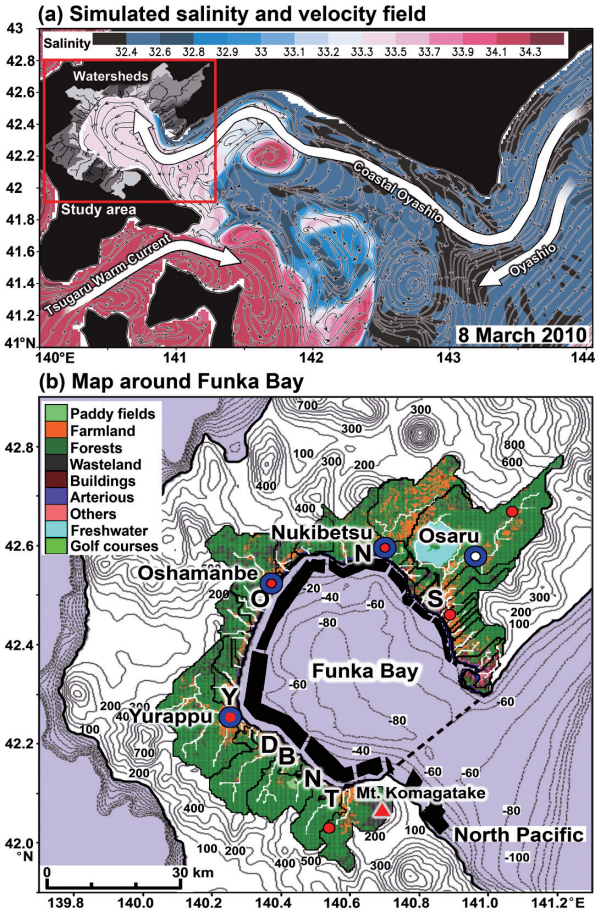


図 2：(a) 2010 年 3 月 20 日における OGCM による塩分場再現計算結果と流速ベクトル．(b) 研究対象領域の噴火湾周辺における地形図と土地利用図．黒塗の領域はホタテガイ養殖施設であり，陸域の黒太線で囲まれた領域は河川流域を示す．赤点は AMeDAS 観測地点，青円は流量の多い四河川（遊楽部川，長万部川，貫気別川，長流川）における河川流速観測地点を示す．

Figure 2：(a) Maps of the simulated salinity (colors) and current at a depth of −12 m on 20 March 2010. The white stream lines with arrows indicate the flow direction estimated by the simulated velocity field. (b) Map of the study area showing watersheds and aquafarms (black blocks) around Funka Bay. The white lines and colored areas indicate river paths and land use in the watersheds, respectively. Blue circles represent river observation stations. Red dots denote the AMeDAS stations. Gray lines indicate isobaths and topographic contours in meters. The dashed line defines the mouth of the bay. The eight capital letters (T, N, B, D, Y, O, N, and S) are the abbreviations for the major rivers (Torizaki, Nigori, Otoshibe, Nodaoi, Yurappu, Oshamanbe, Nukibetsu, and Osaru rivers, respectively).

亜寒帯水を起源とする親潮水と，亜熱帯水を起源とする津軽暖流水が，季節的に交互に流入する極めてユニークな湾である（大谷，1971）．このように亜寒帯水系と亜熱帯水系の水塊が内湾で混ざり合う場所は世界的に稀有である．親潮水は主にオホーツク海からの融氷水を含むため低塩分（～32）で極めて低温（<2℃）な水塊である．特に，沿岸側に捕捉された親潮を沿岸親潮と呼ぶ．沿岸親潮は，北海道南岸に沿って西進南下し，春季に噴火湾口の北岸から流入する（Fig. 2a）．一方，津軽海峡から流出した津軽暖流水は，高温・高塩分の対馬暖流水とほぼ同じ特徴を維持しており，一旦は日高湾沖合に滞留して，秋季～冬季に噴火湾へと流入する（小林ら，2015）．それゆえ，湾内では寒海性と暖海性の魚種が漁獲され，噴火湾内の生物多様性を象徴していると言われている（大谷・木戸 1980）．また，特徴の全く異なる二つの外洋水と，陸域からの河川水が季節的に湾内へ流入し，それらが混合して水塊の特徴が変質した結果，湾内固有の水が形成される．

噴火湾の面積は 2270 km^2 であり，伊勢湾（2130 km^2）や富山湾（2120 km^2）と同程度の大きさである．噴火湾に流入する全河川の集水域面積の合計は 2624 km^2 であり，噴火湾の面積の約 1.2 倍である．湾の最大水深は中央部で −107 m であり，お椀上の形状をしている（Fig. 2b）．集水域の最大標高は約 800 m，平均地形勾配は約 1/25 と極めて急勾配であるため，表層水となる降水は河川を通じて 1 日以内に湾内に流入する（Nakada et al.,

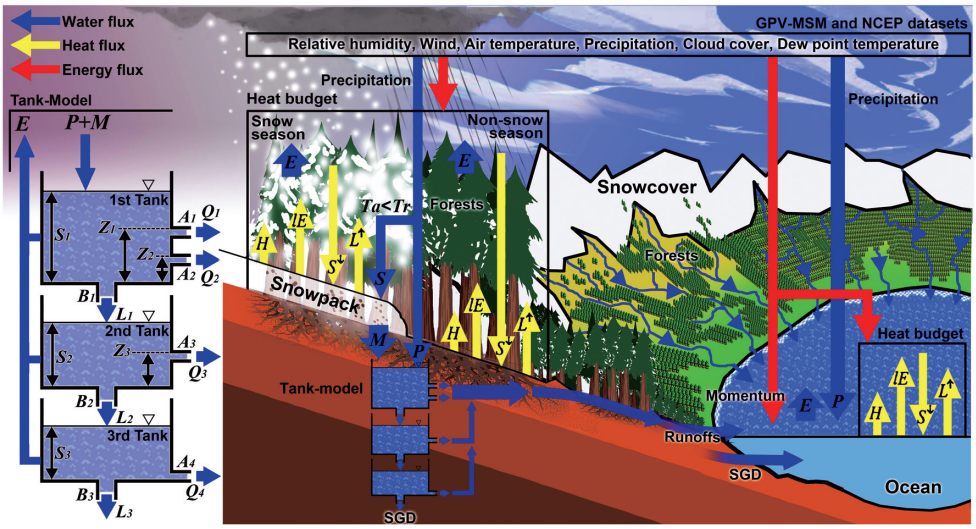


図 3：陸海統合モデル内の熱・水収支計算のフロー図および河川流量推定のための 3 段タンクモデルの概要．具体的な計算式や物理変数の表記については Nakada et al.（2014）を参照されたい．
Figure 3：Flowchart to estimate river runoff and structure of the tank model with three serial tanks. The physical quantities depicted in the diagram are described in Nakada et al. (2014a).

2012）．流入河川には一級河川が無いものの，鳥崎川，濁川，落部川，野田追川，遊楽部川，長万部川，貫気別川，長流川（Fig. 2b）等の二級河川は流量の多い河川である．融雪の時期は 3〜5 月であり，年間合計河川流量に占める融雪出水量の割合は 3〜5 割である．噴火湾に接する各流域の特徴は，集水域の地質，土壌，土地利用形態の割合が酷似しており，陸面物理過程を共通してモデル化しやすい．噴火湾内の海洋学的知見も蓄積されており，陸海連関を理解するには理想的な沿岸域である．

3．陸海統合シミュレーションおよび河川水中の栄養塩濃度データセット

陸海統合モデル（Fig. 3）は，京都大学が開発した海洋モデル（OGCM：ocean general circulation model）（Ishikawa et al., 2009），および内湾域における現実的な塩分分布予報のために河川流量を予測できる水文モデル（HaRUM：hydrometeorological and multi-runoff utility model）（Nakada et al., 2012）をベースにしている．陸海統合モデルは，すでに現業化されている海洋予測システムのひとつである水産海洋 GIS システム（http://inno-va01.fish.hokudai.ac.jp/marinegis/）において海洋予測シミュレーションの物理モデルとして採用されている（Nakada et al., 2014b）．予測情報は PC や携帯電話，スマートフォン等の様々な端末からアクセスできる．次に OGCM と HaRUM の簡単な説明を記載するが，陸海統合モデルの詳細については Nakada et al.（2014a）等を参考にされたい．

最も解像度の高い OGCM 計算領域は，日高湾と青森県の太平洋側を含む北海道南岸域と東北地方沿岸域を含む海域であり，水平解像度約 1.5 km，鉛直 78 層で分解されている．OGCM の側面境界条件は，4 次元変分法を用いた北西北太平洋の海況再解析データ（Ishikawa et al., 2009）を 2 段階のネスティング手法によって計算されている．海面境界条件には，GPV-MSM の 3 時間平均風応力と NCEP-NCAR の 6 時間平均熱・水フラックスが入力されている．

HaRUM は，全河川の集水域の植生・熱・水収支が考慮され，500 m 格子に配置された分布型タンクモデルで構成される．HaRUM の陸面境界条件には GPV-MSM データが入力される．この手法は計算コストを抑えながら，流量の季節変化や経年変化，洪水イベントの再現性をある程度担保できるという利点がある．シミュレーションの再現性は，2010 年まで得られた観測流量データを用いて十分検証されており（観測流量と推定流量の相関係数は約 0.8，誤差 3% 以内），再現性の指標となる Nash-Sutcliffe efficiency 係数（Nash and Sutcliffe, 1970）は 0.6 以上を示し，再現性は十分であった．

使用した河川水中の栄養塩濃度データは，噴火湾に流入する八河川（Fig. 2）の最下流地点において採水を実施し栄養塩分析したデータ（芳村・工藤，2003）に加えて，遊楽部川の最下流地点における採水の栄養塩分析データ（Nakada et al., 2014a）である．栄養塩分析データとして，硝酸塩，亜硝酸塩，アンモニウム塩，リン酸塩，ケイ酸塩等が計測されているが，噴火湾の低次生態系は窒素律速であるため（Kudo et al., 2000），栄養塩の

代表として無機態溶存窒素（DIN：NO_3 + NH_4）データを解析に使用した．

4．水文環境の経年変化とホタテガイ稚貝生産量の関係

噴火湾に接する集水域における水文環境の経年変化をみてみよう．Fig. 4a は，集水域内における AMeDAS サイトで観測された年間降水量と年間降雪量（ただし，降雪が認められる前年 11 月～当年 5 月まで）である．近年 8 年間の平均降水量は 1275 mm/ 年，平均降雪量は 613 mm/ 年であり約半分が降雪量である．これらは北海道道南では代表的な値である．2010 年と 2013 年が多雨年であり，対応して降雪量も多い．集水域内における積雪期の平均積雪深（Fig. 4b）は 25 cm 程度であり主に平野部の積雪状況を反映している．山間部の平均積雪深は 40～53 cm の範囲をとり，平野部の平均積雪深の二倍以上である．その平均積雪深は 2006 年が最大で，山間部の平均積雪深は 2013 年に最大を示しており，必ずしも両者の経年変化は一致しない．また降水量，降雪量とも明瞭な関係性はみられなかった．

全河川からの流量を積算した年平均流量は 100 m^3/s 程度であるが（長谷川・磯田，1996），融雪期には約 300 m^3/s にも達しており一級河川の流量に匹敵する（例えば，淀川の平水流量は 278 m^3/s）．河川流量の観測は，二級河川である長流川，遊楽部川，貫気別川，長万部川における四地点で継続して実施されている（Fig. 2）．長流川の流量観測地点が山間部にあるため観測流量は少ないものの，融雪出水の傾向を知るには十分である．これらの四河川は河川流量が多く，噴火湾に注ぐ全河川流量の約 50％を占める（Nakada et al., 2012）．Fig. 4c に，シミュレーション結果に基づいた四河川の流量観測地点における春季（3～4 月）の河川流量を示す．これらの四河川の合計平均流量は約 48 m^3/s であり 2013 年が最も多く，春季（3～5 月）の全流量の 7～8 割は融雪出水量である（Nakada et al., 2012）．また，春季における河川流量と 12～5 月における積算降雪量（Fig. 4b の積雪深ではないことに注意）には高い相関関係がある（相関係数 0.82）．すなわち積雪期の積算降水量が融雪出水量を支配している．

ホタテガイ母貝は 2 月に卵巣を増大させ，春季（3～5 月）に産卵する（Baba et al., 2009）．ホタテガイの浮遊幼生は，春季から夏季にかけて（3～7 月）湾内で過ごし，漁業者は稚貝となったホタテガイを採集器によって一旦捕獲し陸上の養殖施設で養育する．春季の噴火湾内における稚貝密度は，ホタテガイ年間生産量を決定する重要な要素である．

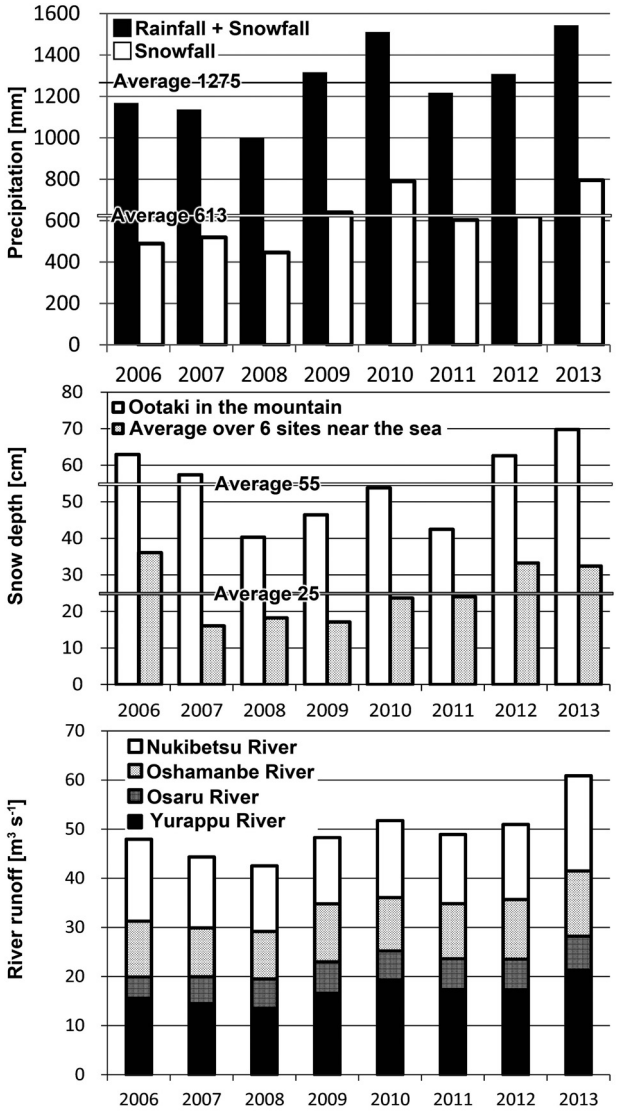


図 4：噴火湾周辺の AMeDAS 観測点（Figure 2）における（a）観測降水量（降雨量と降雪量）と（b）積雪深（全地点平均値と山間部）の経年変化．（c）四河川の観測点（Figure 2）における河川流量の季節平均値（3～4 月）．

Figure 4：Interannual variations of（a）the total observed precipitation (rainfall and snowfall) averaged over six AMeDAS stations (Figure 2), (b) averaged snow depths observed at the Ootaki of the AMeDAS in the mountain, and averaged over six AMeDAS stations, and (c) the runoffs of 4 major rivers averaged over the period from March to April. The runoffs were observed at the river observation stations (Figure 2).

Fig. 4 でみた積雪深，降水量，降雪量と，春季のホタテガイの稚貝密度（Baba et al., 2009）の関係をみてみよう（Fig. 5）．積雪深，降水量，降雪量は，山間部における 12 月から 5 月までの平均値である．稚貝密度と積雪深，降水量との間には明瞭な関係性がなさそうだが，稚貝密度と降雪量の間には高い相関関係がみられる（ただし，2011 年を除く）．2011 年については，3 月 11 日に発

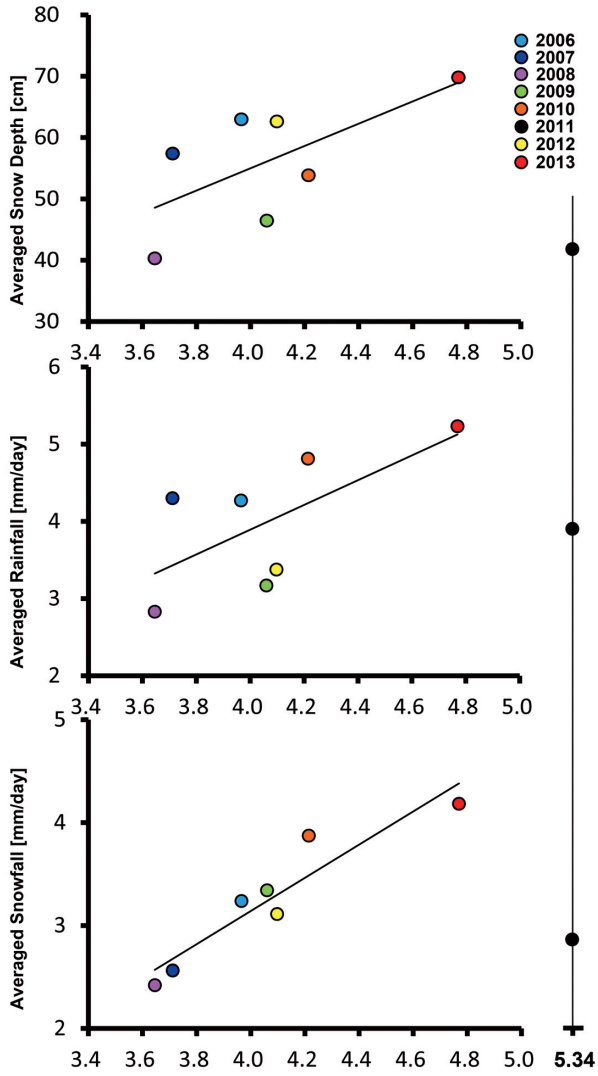


図 5：ホタテガイ稚貝密度の平均値（5 月から 7 月まで）と積雪深（上段），降雨量（中段），降雪量（下段）の平均値（前年 11 月から 5 月まで）の散布図.
Figure 5：Scatter plots of spat densities for scallops averaged over late May to early July and snow depth, rainfall, and snowfall averaged over November in a previous year to May of 2006 to 2013 (see Baba et al. 2009 for the sampling and calculation procedures used to derive the spat density data).

生した東北地方太平洋沖地震（東日本大震災）による津波によって海況が劇的に一変したため，一時的に降雪量と稚貝密度の間をつなぐ陸海連関が崩れたものと考えられる．2011 年について別途検討中である．稚貝密度と 3〜4 月の河川流量（すなわち融雪出水量）とも極めて高い相関関係（相関係数 0.99）があることがわかっている（Nakada et al., 2014a）.

5. 融雪出水による淡水・栄養塩フラックスと土地利用

Fig. 6a は，主要な八河川（Fig. 2b）の最下流地点の水中における DIN（栄養塩）濃度の季節変化の図である．長流川を除けば，全ての河川の DIN 濃度は春季（3 月〜4 月），すなわち融雪期間においてピークをとっていることが確認できる．濁川と貫気別川の DIN 濃度は，他の六河川に比べ高い．次いで，長流川，遊楽部川の濃度が高い．集水域における土地利用をみると（Fig. 6b），全ての集水域において森林域が占める割合が高く人為影響が少ないが，濁川と貫気別川の農地の割合が 23%，30% となっており他の河川より高い．次いで長流川，遊楽部川の農地の割合が高い．このことは，DIN 濃度が農地（主に畑地・酪農地）から排出される栄養塩によって増加していることを示唆している.

水文モデル（Nakada et al., 2012）による計算結果を用いて，観測データの無い河川の流量を推定し，噴火湾に注ぐ全ての河川流量を計算した．Fig. 7a は，2006 年から 2013 年 4 月までの全河川の合計流量である．明らかに春季に河川流量のピークがみられ，融雪出水が再現されている．夏季・秋季にもピーク流量がみられるが一時的な降雨増大による洪水出水であり，月平均値を計算すると 4〜5 月における河川流量が季節的に最も多い.

推定河川流量に DIN 濃度（Fig. 6a）を乗じて DIN フラックスを推定した．Fig. 7b は，2006 年から 2013 年 4 月までの全河川の合計 DIN フラックス推定値である．春季の融雪出水時において DIN フラックスのピークがみられ，河川流量の時間変動と非常によく似た変動を示している．これは，DIN 濃度の時間変動幅よりも，河川流量の時間変動幅が大きいため，河川流量の時間変動に DIN フラックスの変動が支配されるからである．ゆえに，春季の河川流量が最も多い 2013 年において年間 DIN フラックスが最も多かった．海底湧水による DIN フラックスも評価されているが（Nakada et al., 2014a），融雪期においてのそれは河川出水と海底湧水を合計した DIN フラックスの 10% 以下であり，海域への DIN フラックスのほとんどが河川からのものである.

6. 融雪出水によって強化される時計回りの流動場

融雪出水によって噴火湾沿岸域には，大量の栄養塩を含んだ河川水が供給されると共に，海水塩分が低下した河川希釈水が形成される．つまり，融雪期には沿岸海域へ継続的に浮力が供給される．一例として，Fig. 8 に 2012 年における陸海統合モデル（Nakada et al., 2014a）のシミュレーション結果を示す．2012 年は，春季において湾内へ反時計回りに流入する沿岸親潮が弱く，融雪出

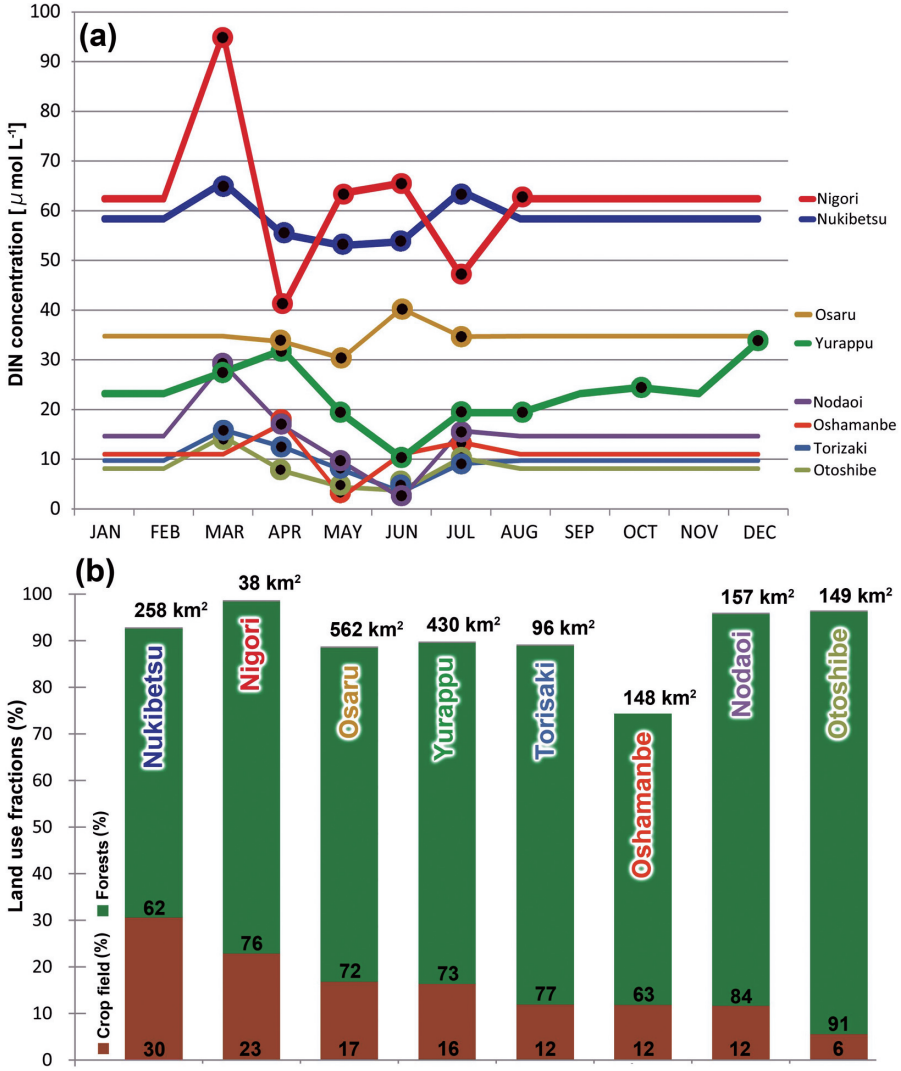


図 6：(a)主要八河川（Fig. 2）の最下流地点の水中における DIN（栄養塩）濃度の季節変化．(b)主要八河川における集水域面積と農地と森林域が集水域に占める割合．

Figure 6：(a) Seasonal variations of DIN concentrations observed at the mouths of the eight major rivers (after Nakada et al., 2014a). Black dots with each river color indicate values calculated by observational datasets. (b) Percentages of crop field and forests in the eight major watersheds. See Figure 2 for the map of land use in each watershed. The numerals on the bars represent the summed percentages of crop field and forest in the watersheds. The numerals at the top of the bars indicate the areas of each watershed.

水が流動場に与える影響がみえやすい．海域には流動場（ベクトル）と塩分場（カラー）が示され，陸域の集水域上には積雪量（積雪相当水量）がコンターで，河川流量がカラーによって示されている．融雪出水が始まる前の 3 月 1 日（Fig. 8 左図）には，湾内中央に時計回りの渦が形成されている．この時期は山間部での積雪量が多く河川流量は少ない．湾中央の流動場は 3〜5 月にかけて弱化し，沿岸側の海域においては融雪出水による淡水（浮力）の流入によって時計回りの流動場が強化される．例えば，4 月 26 日（Fig. 8 右図）をみると，沿岸近傍に時計回りの流動場が形成され，河口から出水した河川水によって沿岸域の塩分が低下している．山間部は 3 月下旬頃から融雪が始まり積雪量が激減した結果，融雪出水による河川流量が増大した河川が多くみられる．沿岸近傍における流動場の流速は，湾口南岸から時計回りに強くなっていき湾口北岸付近で最大となる．本モデルの再現性については，期間は限られているものの（2008〜2009 年），ADCP や CTD による海洋観測データによって検証されている（Nakada et al., 2013; Nakada et al., 2014a）．

時計回りの流動場はホタテガイ稚貝を沿岸に沿って輸送すると言われている．時計回りの流動場の強化のメカニズムについては，河川希釈水の浮力駆動による，内部ケルビン波（McCreary et al., 1997；佐藤ら，2003）による説明や self advection（Garvine, 2001）により説明され

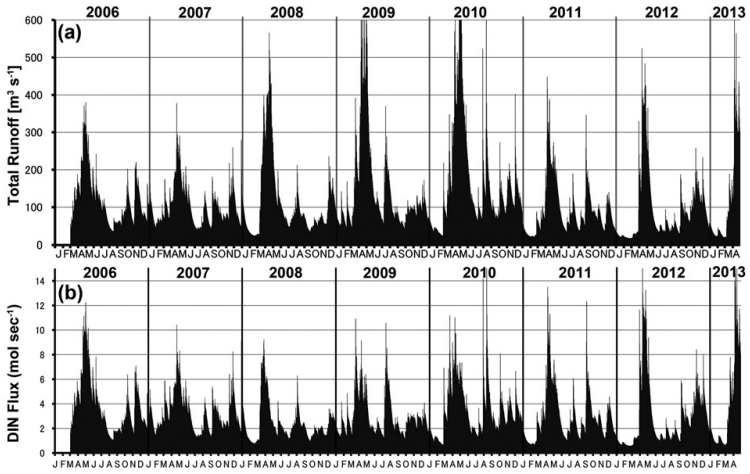


図 7：(a) 噴火湾に流入する河川流量の推定結果を日平均した全河川の合計値の時系列（2006 年 3 月から 2013 年 4 月まで）．(b) 全河川からの日平均 DIN フラックスを合計した時系列．

Figure 7：(a) Temporal variation in daily mean estimated volume transports of the total discharge from all rivers from March 2006 to April 2013. (b) Temporal variations in estimated daily mean DIN fluxes (mol s^{-1}) from all rivers.

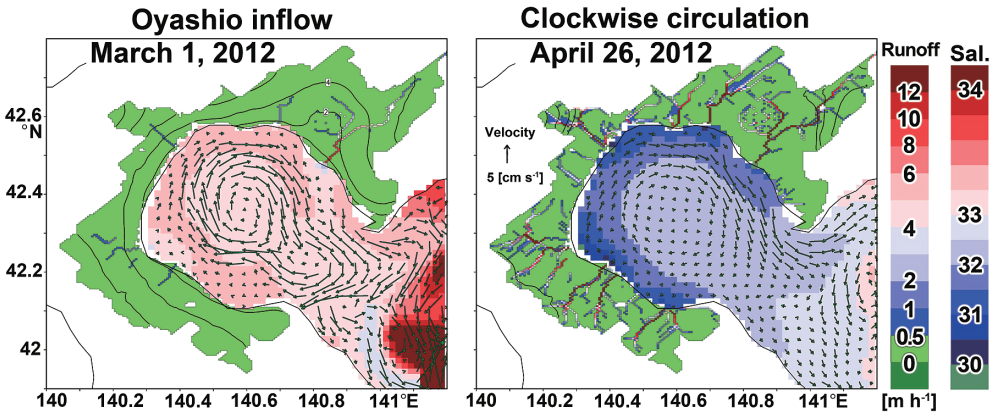


図 8：陸海統合モデルによって再現された塩分（海域のカラー），流速場（ベクトル），河川流量（陸域のカラー），および積雪相当水量（黒太線のコンター）の日平均値．(a) は 2012 年 3 月 1 日，(b) 4 月 26 日．

Figure 8：Daily mean maps of the simulated salinity (colors on the ocean), current (vectors) at the surface layer (−2 m depth), terrestrial runoff (colors on the land), and water equivalent of the snow cover (m) (black solid contours on the land) (a) on 1 March 2012 and (b) on 26 April 2012. The levels of runoff volume transport are depicted by red to blue to white colors along the river paths.

ている（Nakada et al., 2014a）．海表面上を吹送する風駆動による発生メカニズムも提案されている（Takahashi et al., 2010）．このような噴火湾における流動場の季節変化は，これまでの様々な観測結果によっても明らかになっている（e. g., Takahashi et al., 2007）．

7. 陸起源栄養塩の沿岸海域への広がり

Fig. 8 でみたような流動場の時間変化によって，河川から湾内へ流入した栄養塩がどのように湾内で輸送されるのかを粒子追跡シミュレーション（Awaji et al., 1980）によって調べた．栄養塩消費が顕著な春季ブルーミング後（融雪出水中期）の 4 月 10 日から融雪出水末期の 6 月 10 日までの 2 か月間，半日ごとに全河川の河口付近グリッドにおいて粒子を 9 個配置して，輸送計算を行った．粒子にそれぞれの河川からの栄養塩フラックス値を持たせた．なお，簡単のため移流による粒子の水平輸送だけをみることとし，粒子は沈降せず表層にとどまり続け，粒子の拡散過程は考慮していない．

Fig. 9 の上段は，計算格子毎に計算した粒子密度の水平分布図である．5 月 7 日の分布図をみると粒子が時計回りの流動場によって沿岸域に沿ってほぼ一様に存在し

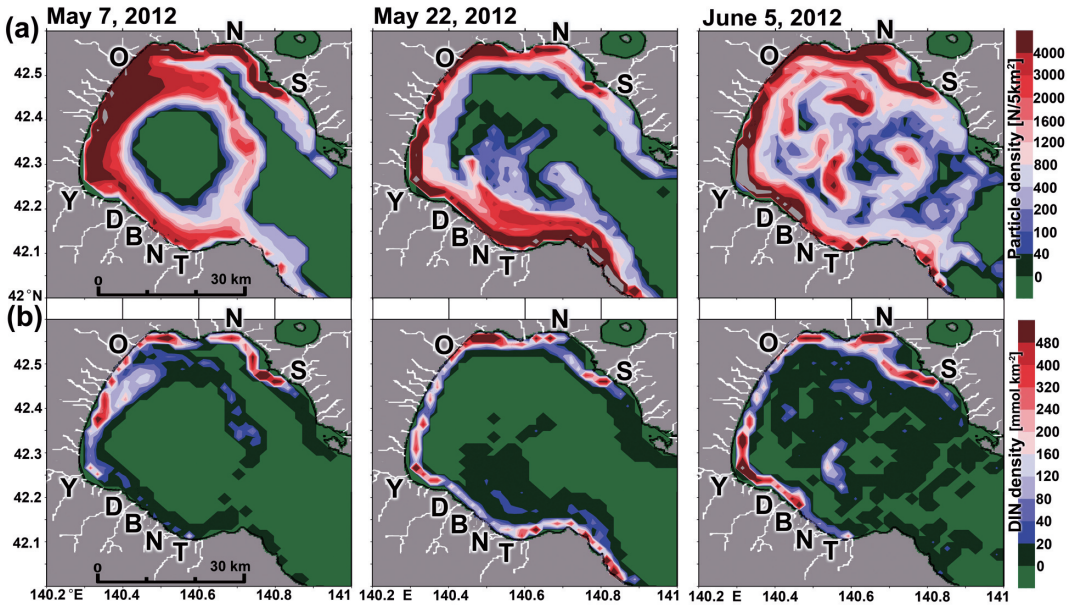


図 9：粒子追跡シミュレーションによる(a)粒子密度と(b)DIN 濃度の水平分布．2012 年 5 月 7 日（左図），5 月 22 日（中央図），6 月 5 日（右図）における計算結果．
Figure 9：Horizontal distributions of (a) simulated particle densities, and (c) DIN densities on (left) May 7, 2012, (mid) May 22, 2012, and (right) June 5, 2012. The eight capital letters (T, N, B, D, Y, O, N, and S) denote the abbreviations for the major rivers (Figure 2). White lines along the bay are river paths.

ていることがわかる．5 月 22 日には，湾口の北端，南端から湾外へ少しずつ流出しているものの，沿岸に沿って粒子密度が高い領域がある．6 月 5 日には湾中央部においても粒子密度が高くなっており，河口付近の粒子は湾内から中央へ少しずつ輸送された．ところが栄養塩フラックスの密度をみると，どの日においてもほぼ沿岸域でのみ高い値を示しており，栄養塩は湾中央の内部へはほとんど供給されていないことを示唆している．これは，栄養塩フラックスの大きな河川から流出した栄養塩が，主に沿岸域で留まり続け，そして消費されるものと推察される．ただし，粒子数をさらに多くして拡散過程を考慮すれば，栄養塩濃度が高い領域は沖側へ拡張すると考えられるが，本シミュレーション結果の定性的な傾向は変わらないと考えられる．

8. まとめ

8.1　融雪出水とホタテガイ稚貝密度との陸海連関

冬季降雪量は春季（3〜4 月）の河川流量（すなわち融雪出水量）を支配する．多くの農地に接してきた河川水は農地から排出される栄養塩を多く含むため，河川水の栄養塩濃度が高くなる傾向にある．しかし，これら栄養塩濃度の時空間変動幅は，河川流量の時間変化に比べて変動幅が小さいため，結果として河川流量の時間変動が栄養塩フラックスを支配している．春季（3〜4 月）において多量の栄養塩が沿岸域に供給されると植物プランクトン（クロロフィル a：Chl-a）濃度が増加し，ホタテガイ母貝の摂餌量が多くなるため卵巣の栄養状態もよくなる（Baba et al., 2009）．その結果，沿岸海域における卵や浮遊幼生の密度が高くなり，年間のホタテガイ養殖生産量を決定する稚貝の量も多くなると考えられる．これらの結果は，融雪出水中の栄養塩濃度が農地からの影響を受けているため，農業が養殖生産量に重大な役割を果たしていることを示唆する．このような陸海連関の存在が，融雪出水量を決定する降雪量とホタテガイ稚貝密度との間に高い相関を生み，陸域の農業と海域の養殖業とを，特に融雪期において強く結びつけていると考えられる．

8.2　その他に見出された陸海連関

本論では，陸域と海域における物理過程を再現および定量化できると共に，陸域と海域を統合的に解析・可視化するためのモデルの集合体を陸海統合モデルと呼称している．本論の陸海統合モデルは物理的（水理学的）な側面が強いものの，噴火湾におけるホタテガイ生産を支える主要な陸海連関を見出すことができた．その他にも，陸海統合モデルにより興味深い陸海連関が発見されてきているので最後に簡単に紹介する．

春季に漁業者がホタテガイ稚貝を洋上で収集した後，稚貝を成貝へ養成させるため陸上に設営された養殖場に

移される．この工程が実施される 5〜7 月の時期に，河川希釈水がホタテガイ稚貝の生残・成長に負の影響を与える．養殖場では地先の海水を汲み上げており，ホタテガイ稚貝は塩分 30 以下では斃死する可能性がある（Nakada et al., 2014b）．春季（3〜4 月）の流量（すなわち融雪出水量）が多いと，稚貝密度を高める方向に作用するが，融雪時期が遅くなるなど 5 月以降の河川流量が多くなった場合は養殖生産を妨げる方向に作用する．

春季の湾内沿岸海域における塩分低下は，主に沿岸親潮水と河川水の流入によって引き起こされる．降水による塩分低下は，沿岸海域の面積が小さいためほとんど無視してもよい程度である．沿岸親潮の流入のタイミングが融雪期よりも遅い場合，湾内が先に融雪出水によって低塩化するため，湾内の沿岸水と沿岸親潮水との密度差が小さくなり，沿岸親潮が湾内に流入しにくくなる．その結果，沿岸親潮水塊は少なくなる傾向にある（Nakada et al., 2014b）．沿岸親潮の湾内流入が 3 月初旬の場合，早期から湾内は低塩化し，加えて 3〜5 月の融雪出水によってさらに低塩化する．例えば，2010 年はその典型的なケースであった．

河川からの淡水フラックスによる湾内表層水の塩分低下は，噴火湾における水塊配置にも影響をあたえる．春季の河川出水（融雪出水）が無い場合，淡水による浮力フラックスが無いため時計回りの流動場も強化されない．また，湾内と湾外の密度差が大きくなって沿岸親潮が湾内に流入しやすくなり，親潮水塊が約 1.2 倍に増える．融雪期に河川出水した淡水は，湾内表層で河川希釈水として滞留し続け，冬季における冷却混合によって河川希釈水と対馬暖流水の混合水が形成される．融雪出水が無い場合，混合水の量が減少し，かわりに対馬暖流水の割合が最大で約 3 倍多くなる（Nakada et al., 2014a）．このように積雪・融雪過程も再現可能な陸海統合モデルによって，湾内に存在する水塊が陸水の影響をどの程度受けるのかを正確に評価することができる．

海底湧水（submarine groundwater discharge：SGD）による栄養塩フラックスが，Chl-a 生産や漁業生産に貢献するという研究結果もある（e.g., Hu et al., 2006）．噴火湾に流れ出す SGD を通じた年平均 DIN フラックスが，河川を通じた全 DIN フラックスの 17％程度であることが陸海統合モデルによって推定されている（Nakada et al., 2014a）．SGD による DIN フラックスが植物プランクトン（Chl-a）や海藻類に与える影響は，噴火湾においては海底近傍等における局所的なものであると考えられる．例えば，湾内沿岸域に点在する海底湧水スポットではコンブ等の海藻類が繁茂していることが，漁業者の経験や CTD 観測・潜水調査によって函館水産試験所職員によって確かめられている．

沿岸域における農業と漁業が持続的かつ協働的であるための統合的沿岸域管理の方法論を創出するには，陸海連関を認識することが重要である．そのために，様々な対象沿岸域を実験フィールドとして陸海連関を見出すための現地調査・モデル開発研究を継続し，陸海連環の一般性や地域性を検証していく必要があるだろう．特に陸海連環を表現できるモデルは必須である．本論で紹介した陸海統合モデルだけでは生態学的な側面からのアプローチができない．今後は，陸海統合モデルに，物質循環を表現できる地球化学的なモデルや，森林生態系や海域生態系モデル，生態系サービスを評価できる社会科学的なモデルを組み込み，より多様な観点から陸海連関を解明できると期待している．

謝辞

本研究は文部科学省地域クラスター創成事業（函館マリンバイオクラスター）の一環として実施された．数値計算には京都大学のスーパーコンピューター（CRAY XE6）を使用した．また，気象庁が作成した GPV-MSM 再解析気象データについては，京都大学生存圏研究所からご提供いただいた．有益な議論をさせていただきました北海道立総合研究機構函館水産試験場の渡野邉雅道氏，金森誠氏および佐藤政俊氏に深く感謝申し上げます．

参考文献

赤羽敬子，岸道郎，向井宏，飯泉仁（2003）陸域からの栄養塩負荷量に対する北海道厚岸湖の生態系の応答．沿岸海洋研究，**40**(2)，171-179.

Antonio, M.S., M. Ueno, Y. Kurihara, K. Tsuchiya, A. Kasai, H. Toyohara, Y. Ishii, H. Yokoyama and Y. Yamashita (2010) Consumption of terrestrial organic matter by estuarine molluscs determined by analysis of their stable isotopes and cellulose activity. *Estuarine, Coastal and Shelf Science,* **86**, 401-407.

Awaji, T., N. Imasato and K. Kunishi (1980) Tidal exchange through a strait: A numerical experiment using a simple model basin. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 1499-1508.

Baba, K, R. Sugawara, H. Nitta, K. Endou and A. Miyazono (2009) Relationship between spat density, food availability, and growth of spawners in cultured *Mizuhopecten yessoensis* in Funka Bay: concurrence with El Nino Southern Oscillation. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, **66**, 6-17. doi:10.1139/F08-183.

Garvine, R.W. (2001) The impact of model configuration in studies of buoyant coastal discharge. *J. Mar. Res.,* **59**, 193–225. doi:10.1357/002224001762882637.

Gorman, D.B., D. Russell and S.D. Connell (2009) Land-to-Sea Connectivity: Linking Human-Derived Terrestrial Subsidies to Subtidal Habitat Change on Open Rocky Coasts. *Ecol. Appl.,* **19**(5), 1114–1126.

長谷川伸彦，磯田豊（1997）噴火湾の水収支．海と空，**73**，113–121.

Hu C., F.E. Muller-Karger and P.W. Swarzenski (2006) Hurricanes, submarine groundwater discharge, and Florida's red tides. *Geophys. Res. Lett.,* **33**, L11601, doi: 10.1029/2005GL025449.

Ishikawa Y, T. Awaji, T. Toyoda, T. In, K. Nishina, T. Nakayama, S. Shima and S. Masuda (2009) High-resolution synthetic monitoring by a 4-dimensional variational data assimilation system in the northwestern North Pacific. *J. Mar. Syst.,* **78**, 237–248.

Katsuki, K., B.K. Khim, T. Itaki, N. Harada, H. Sakai, T. Ikeda, K. Takahashi, Y. Okazaki and H. Asahi (2009) Land-sea linkage of Holocene paleoclimate on the Southern Bering Continental Shelf. *The Holocene*, **19**(5), 747–756.

小林直人，磯田豊，朝日啓二郎（2015）日高湾陸棚斜面に沿って西方に引き延ばされる津軽 Gyre の数値実験．海の研究，**24**(5)，171–187.

Kudo, I., T. Yoshimura, M. Yanada and K. Matsunaga (2000) Exhaustion of nitrate terminates a phytoplankton bloom in Funka Bay, Japan: change in SiO_4: NO_3 consumption rate during the bloom. *Mar. Ecol. Prog. Ser.,* **193**, 45–51.

McCreary, J.P., S. Zhang and S.R. Shetye (1997) Coastal circulation driven by river outflow in a variable-density 1 1/2-layer model. *J. Geophys. Res.,* **102**, 15535–15554.

Milner, A.M., C.L. Fastie, F.S. Chapin III, D.R. Engstrom and L.C. Sharman (2007) Interactions and Linkages among Ecosystems during Landscape Evolution. *BioScience,* **57**(3), 237–247.

向井宏（監修）（2012）森と海をむすぶ川―沿岸域再生のために―．京都大学学術出版会，335pp.

Nakada S., Y. Ishikawa, T. Awaji, T. In, S. Shima, T. Nakayama, T. Isada and S. Saitoh (2012) Modeling runoff into a region of freshwater influence for improved ocean prediction: An application in Funka Bay. *Hydro. Res. Lett.,* **6**, 47–52.

Nakada S., Y. Ishikawa, T. Awaji, T. In, K. Koyamada, M. Watanobe, H. Okumura, Y. Nishida and S. Saitoh (2013) An integrated approach to the heat and water mass dynamics of a large bay: High-resolution simulations of Funka Bay, Japan. *J. Geophys. Res.-Ocean,* **118**, 1–18. doi:10.1002/jgrc.20262.

Nakada, S., K. Baba, M. Sato, M. Natsuike, Y. Ishikawa, T. Awaji, K. Koyamada and S. Saitoh (2014a) The role of snowmelt runoff on the ocean environment and scallop production in Funka Bay, Japan. *Progress in Earth and Planetary Science,* **1**(1), 1–25. doi:10.1186/s40645-014-0025-2.

Nakada, S., Y. Ishikawa, K. Koyamada, T. Awaji and S. Saitoh (2014b) Ocean Prediction for Aquaculture: An Interview-based system. *J. Adv. Simulat. Sci. Eng.,* **1**(1), 111–126. doi:10.15748/jasse.1.111.

Nash, J.E. and J.V. Sutcliffe (1970) River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *J. Hydro.,* **10**(3), 282–290. doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6.

O'neel, S., E. Hood, A.L. Bidlack, S.W. Fleming, M.L. Arimitsu, A. Arendt, E. Burgess, C.J. Sergeant, A.H. Beaudrea, K. Timm, G.D. Hayward, J.H. Reynoldsand and S. Pyare (2015) Icefield-to-Ocean Linkages across the Northern Pacific Coastal Temperate Rainforest Ecosystem. *BioScience,* **65**(5), 499–512. doi:10.1093/biosci/biv027.

大橋正臣，山本潤，須藤賢哉，水垣滋，門谷茂（2013）鵡川沿岸の基礎生産に対する融雪出水の効果について．土木学会論文集 B2（海岸工学），**69**(2)，I_1191-I_1195.

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．北大水産彙報，**22**(1)，58–66.

大谷清隆，木戸和男（1980）噴火湾の海洋構造．北大水産彙報，**31**(1)，68–80.

Polis, G.A. and D.H. Stephen (1996) Linking Marine and Terrestrial Food Webs: Allochthonous Input from the Ocean Supports High Secondary Productivity on Small Islands and Coastal Land Communities. *Am. Nat.,* **147**(3). 396–423.

佐藤千鶴，磯田豊，清水学（2003）夏季噴火湾表層に形成される時計回りの循環流．沿岸海洋研究，**40**(2)，181–188.

Stoms, D.M., F.W. Davis, S.J. Andelman, M.H. Carr, S.D. Gaines, B.S. Halpern, R. Hoenicke, S.G. Leibowitz, A. Leydecker, E.M.P. Madin, H. Tallis and R.R. Warner (2005) Making the Land-Sea Connection. *Frontiers in Ecology and the Environment,* **3**(8), 429–436.

Takahashi, D., K. Kido, Y. Nishida, N. Kobayashi, N. Higaki and H. Miyake (2007) Dynamical structure and wind-driven upwelling in a summertime anticyclonic eddy within Funka Bay, Hokkaido, Japan. *Conti. Shelf Res.,* **27**, 1928–1946.

Takahashi, D., H. Miyake, T. Nakayama, N. Kobayashi, K. Kido and Y. Nishida (2010) Response of a summertime anticyclonic eddy to wind forcing in Funka Bay, Hokkaido, Japan. *Conti. Shelf Res.,* **30**, 1435–1449. doi:10.1016/j.csr.2010.05.003.

山下洋（監修）（2007）森里海連環学：森から海までの総合的管理を目指して．京都大学学術出版会，335pp.

Yoshimura K, T. Sakimura, T. Oki, S. Kanae and S. Seto (2008) Toward flood risk prediction: a statistical approach using a 29-year river discharge simulation over Japan. *Hydro. Res. Lett.,* **2**, 22–26.

芳村毅，工藤勲（2003）噴火湾における河川からの栄養塩負荷量およびそれらが湾内の基礎生産に与える影響．海の研究，**12**(2)，185–193.

低温科学 74 （2016） 43-54
doi: 10.14943/lowtemsci. 74. 43

アラスカ・ユーコン河流域における物質輸送機構：観測とモデリング

知北　和久[1)]，和田　知之[2)]，工藤　勲[3)]

2006 年 6 月～2009 年 9 月の 3 年余の期間，アラスカ・ユーコン河最下流部の USGS 水位観測点（PLS 地点）で浮遊物質濃度，懸濁態炭素（POC）濃度，懸濁態窒素（PON）濃度の 1 時間連続データを得た．ユーコン河流域（面積 8.57×10^5 km^2）の約 75％は不連続永久凍土をもつ森林域，1.1％は高山氷河域である．6 月～9 月の夏期には，ユーコン河の流量と浮遊物質濃度は氷河と凍土の融解と数日間にわたる数回の降雨によって大きく変動する．4 月下旬～5 月初旬には，融雪増水に伴う河氷の破砕（breakup）が生じ，この後は 6 月初旬まで融雪出水が続く．2007～2009 年の 3 回の融雪出水について，年間の流量・土砂流出量・POC フラックス・PON フラックスに対する寄与を評価した．結果として，年間の流量に対し 14.1–24.8％，土砂流出量に対し 8.7–22.5％，POC フラックスに対し 11.6–23.7％，PON フラックスに対し 10.3–24.5％の寄与があった．2006～2008 年夏期の日平均流量と日平均土砂流出量の時系列について，それぞれタンク・モデルおよび計算流量のベキ関数を適用して，その再現を試みた．結果として，モデル計算は観測結果との間に $r=0.88-0.94$（流量）と $r=0.73-0.93$（浮遊物質濃度）の高い相関を示し，モデルによる再現が共に妥当であることがわかった．土砂流出量から得られる浮遊物質濃度に対する数値解析から，流送土砂の給源が氷河域と河道にあると推定された．感度解析では，温暖化による気温上昇が氷河融解流出に与える効果について議論した．

Material-loading processes in the Yukon River basin, Alaska: Observations and modelling

Kazuhisa A. Chikita[1], Tomoyuki Wada[2] and Isao Kudo[3]

Hourly time series of discharge, suspended sediment concentration, POC (particulate organic carbon) and PON (particulate organic nitrogen) were obtained at the lowest gauging station, PLS (Pilot Station) of U. S. Geological Survey in the Yukon River basin, Alaska, in June 2006 - September 2009. The river basin (area, 8.57×10^5 km^2) is occupied by 1.1 % glacierized mountainous regions and ca. 75 % lower forest regions with discontinuous permafrost. Thereby, the Yukon River discharge in summer consists of glacier-melt and permafrost-melt discharges over the summer and a few rainfall runoffs for several days. Focusing on the snowmelt runoff in late April or early May to early June, its contribution to annual discharge, sediment load, POC flux and PON flux was estimated. As a result, the three snowmelt runoffs in 2007, 2008 and 2009 occupied 14.1 – 24.8% of annual discharge, 8.7 – 22.5% of annual sediment load, 11.6 – 23.7% of annual POC flux, and 10.3 – 24.5% of annual PON flux. The discharge and suspended sediment concentration time series in the summers of 2006–2008 were simulated by the tank model and a power function of modeled discharge, respectively. The simulated results were agreeable to the observed ones with the correlation coefficient, $r=0.88-0.94$ for discharge and $r=0.73-0.93$ for suspended sediment concentration. In the simulation of suspended sediment concentration, it was suggested that the sediment source is located in the glacierized

連絡先
知北　和久
北海道大学大学院理学研究院
〒060-0810　北海道札幌市北区北 10 条西 8 丁目
Tel. 011-706-2764
e-mail：chikita@mail.sci.hokudai.ac.jp

1）北海道大学大学院理学研究院
Faculty of Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan
2）㈱地球システム科学
Earth System Science Co., Ltd., Tokyo, Japan
3）北海道大学大学院水産科学研究院
Faculty of Fisheries Sciences, Hokkaido University, Hakodate, Japan

regions and river channels. As a sensitivity analysis, the effect of an increase in air temperature, due to global warming, on the glacier-melt discharge is discussed.

キーワード：ユーコン河，融雪出水，土砂流出，氷河融解，タンク・モデル
Yukon River, snowmelt runoff, sediment load, glacier-melt, tank model

1．はじめに

Köppen の気候区分，およびその改良型である Köppen-Geiger の気候区分（Peel et al., 2007）に拠れば，カナダ・ユーコン準州～米国アラスカ州にまたがるユーコン河流域の気候区は大部分が記号 Dfc で表され，亜寒帯湿潤気候に属する．また，北海道の場合は記号 Dfb であり，亜寒帯域の南限に位置する．しかし，ユーコン河流域の山岳域には氷河，および低地の森林帯・湿地帯には永久凍土が存在する．このため，タナナ川流域のように山岳氷河域と永久凍土帯の両方を持つ支流域，ポーキュパイン川流域のように永久凍土帯のみを有する支流域があり，これより小さな流域スケールでは氷河域または永久凍土帯のみをもつ流域とが存在する．本稿が対象とするユーコン河流域では，夏季に降雨，氷河融解，凍土融解が同時に起こり，さらに土砂流出が主に氷河の融解土砂流出に因るので，流域スケールが同じでもそれぞれの流域で異なる水・土砂の流出特性をもつことになる（和田ほか，2007；Wada et al., 2011）．アラスカの流域内では，農地開発などの人為的影響はほとんど見られないが，河川水を主な水資源としているため，近年の温暖化による急速な氷河縮退が安定した水資源を脅かしつつある（知北ほか，2012）．

比較的規模の大きな河川に対する流出解析・土砂流出解析は，バルク型モデルや半分布型モデルによって，これまで数多くの研究がなされている．例えば，コロンビア河に対する Nijssen et al.（1997），デルウェア河に対する Kite（2001），メコン河に対する Takeuchi et al.（2008），ニジェール河に対する Picouet et al.（2001），ミシシッピ河に対する Sivakumar（2002）などがある．しかし，融雪や氷河融解を伴う土砂流出解析は事例が極めて少なく（Morehead et al., 2003），その理由は融解水による堆積物浸食機構の研究が十分に進んでいないことによる．

筆者らは，1998～2013 年のユーコン河流域調査によって，米国地質調査所（USGS）の水位観測点での流量データをもとに土砂流出量，および POC・PON・DOC・DON・主要無機イオンの負荷量に関する連続データを得てきた．ここでは，2006～2009 年におけるユーコン河の水・土砂・PON・POC の流出特性を議論するとともに，ユーコン河の年間流量と年間土砂流出量に対する融雪出水の寄与を明らかにする．さらに，氷河融解流出と降雨流出が同時に起こる夏期（6～9 月）におけるユーコン河の流量・土砂流出量の変動について，タンク・モデルと計算流量のベキ関数を用いてこれを再現し，氷河融解流出と降雨流出の寄与を定量的に明らかにする．

2．対象流域と方法

2.1　対象流域と観測方法

図 1 に，ユーコン河流域および筆者らが利用した USGS 水位観測点の位置（白丸および黒丸）を示す（Chikita et al., 2012）．流域面積は 8.57×10^5 km^2 で，沖縄諸島を含む日本国土面積 3.78×10^5 km^2 の約 2.3 倍である．流域面積の 50％以上は北極圏（北緯 66° 33′）の南にあり，亜寒帯域に属する．流域の地形は起伏に富み，基盤露頭の複雑な分布により永久凍土も不連続分布をなす．他方，氷河高山帯がブルックス山脈の一部およびアラスカ山脈～ランゲル山地に分布し，氷河被覆面積は流域全体の 1.1％（約 9,427 km^2）である（Chikita et al., 2007）．この氷河域の約 50％を占めるのがタナナ川流域である．また，森林帯は流域全体の約 75％を占め，林床や湿地帯には永久凍土が不連続に分布している．

筆者らは，ユーコン河の流量と土砂流出量に与える氷河融解の影響を調べるため，1998 年から最下流部の PLS 地点，中流部の YKB 地点，および支流タナナ川下流の TNN 地点と源頭部氷河域の PC 地点で水温ロガー（TidbiT，オンセット・コンピュータ社製；測定誤差±0.2℃）と自記式濁度計（ATU 3-8 M 型，JFE アドヴァンテック社製；測定最大誤差，実測値の±0.2％）を設置し，河川の水温・濁度の測定を 1 時間間隔で行った（図 1）．図 2 は，PLS，YKB 地点における測器の係留法である．なお，得られた濁度 TD（ppm）の値は，“深度積算採水器（depth-integrating sampler）”による同時採水で得た浮遊物質濃度（Suspended Sediment Concentration；以下，英語の場合は SSC と表記），C（mg/L）との間の相関関係（$C=0.7656\cdot TD+59.733$；$R^2=0.756$，$p<0.001$）から，浮遊物質濃度に変換している（Chikita et al., 2012）．この場合，濁度～浮遊物質濃度間は 1：1 対応に近い関係があった．このモニタリング中の河川状況について，11 月～4 月は河川が結氷し，4 月末～5 月上旬の

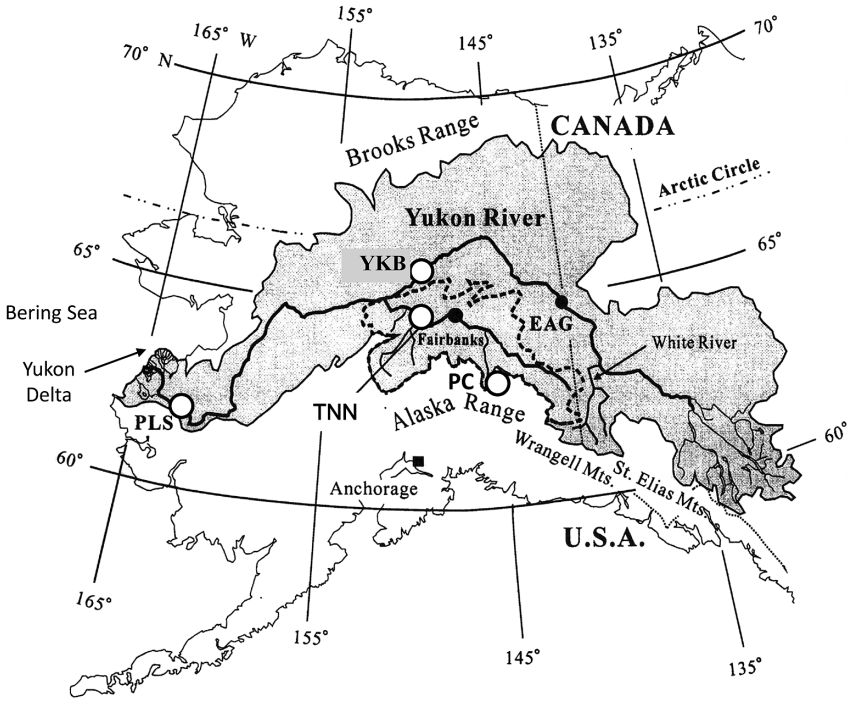


図 1：ユーコン河流域における米国地質調査所（USGS）の主要な河川水位観測点の位置（白丸および黒丸）.
Figure 1：Location of some major USGS gauging stations in the Yukon River basin (white and black circles).

融雪期は解氷現象として水位上昇にともなう河氷の破砕（breakup）が起こる（URL　http://www.yukonriver-breakup.com/）（日本の場合，吉川ほか（2009）を参照）．このため，図 2 の河岸への係留ケーブルが切断され，計器が流失するアクシデントがしばしば起こった．これにより，10 月～5 月の期間では欠測が多い．

PLS，YKB，TNN 地点では流路幅が高水時で 370～850 m になるため，図 2 に示す一点法では，その測定値の代表制が問題となる，そこで，Chikita et al.（2002）は，PLS, YKB 地点でのロガー計測中に TTD（Temperature-Turbidity-Depth）プロファイラーによる水温・濁度の横断面観測を行った．結果として，水温と浮遊物質濃度の断面内平均値とロガーによる同時値との差は，測定値の大きさにかかわらず，それぞれ±0.2℃ 以下，±20 mg/L 以下であった．このことから，5 月～9 月におけるロガーによる水温・浮遊物質濃度の変動は，十分有意な変動を表していると言える．結果として，各点での土砂流出量 L（kg/s）は，流量 Q（m^3/s）と浮遊物質濃度 C（mg/L）の積として $L=0.001\cdot Q\cdot C$ で求められ，それぞれの 1 時間データが得られた．

河川水の浮遊物質に含まれる懸濁態有機窒素（PON）と懸濁態有機炭素（POC）の量は，浮遊物質濃度を得るのに使用した濾過フィルター（Whatman GF/F）を塩酸処理し，質量スペクトル分析装置（Finnigan Delta V plus, Thermo Fisher Scientific, Inc.）で求めている．なお，得られた POC 濃度 y_1（mg/L）と PON 濃度 y_2（mg/L）については，浮遊物質濃度 C（mg/L）との間に，それぞれ $y_1=0.00471C+1.1359$（$R^2=0.747$，$p<0.001$），$y_2=0.000475\,C+0.04294$（$R^2=0.790$，$p<0.001$）の線型関係があり，この関係式を用いて浮遊物質濃度，POC 濃度，PON 濃度の 1 時間データを得た（Chikita et al., 2012）．これより，土砂流出量と同様に，POC フラックス，L_C（kg/s）と PON フラックス，L_N（kg/s）が $L_C=0.001\cdot Q\cdot y_1$，$L_N=0.001\cdot Q\cdot y_2$ で計算された．

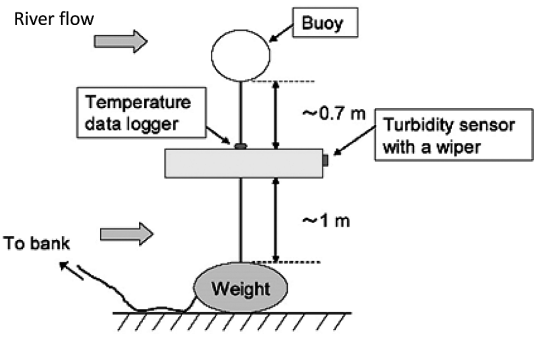


図 2：PLS 地点における計器の係留法（Chikita et al., 2012）.
Figure 2：Mooring system of instruments at site PLS (Chikita et al., 2012).

3．観測結果と考察

図 3 に，PLS 地点で得られた 2006 年 6 月 19 日～2009 年 9 月 5 日における日平均の水温・浮遊物質濃度・流量・土砂流出量・POC フラックス・PON フラックスの時間変動を示す．水温がほぼ 0℃である 2006 年 11 月 5 日～2007 年 5 月 8 日，2007 年 10 月 18 日～2008 年 5 月 14 日，2008 年 10 月 14 日～2009 年 5 月 7 日の期間は，ユーコン河の結氷期間で，これが終了する 3～5 日前に融雪による水位上昇で河氷の破砕（breakup）が起こる．浮遊物質濃度の値は結氷期間で 100 mg/L 程度であるが，各年で変動があり安定しない．この理由として，河の水位低下と河氷の成長で河氷下の流水の範囲が狭まり，流水中にある濁度センサーが，河床から浸食される浮遊物質の動きに敏感に反応するためと思われる．なお，水温が 0℃を下回る場合は，センサーが氷内に一時的に閉じこめられたことを意味する．

図 3 から明らかのように，融雪による極大流量はその年の最大流量を表す．融雪期間の定義として，breakup 前の流量上昇の開始（4 月下旬～5 月初旬）から土砂流出量の急減の終息（6 月初旬～中旬）までの期間とする．すると，図 3 での融雪期間は 2007 年 4 月 25 日～6 月 1 日（38 日間），2008 年 5 月 4 日～6 月 10 日（38 日間），2009 年 5 月 3 日～6 月 11 日（38 日間）となる．この中で 2007 年の融雪流出が最も規模が小さく，これは，この年の流域内の小積雪と融雪開始の遅れが原因と考えられる（Chikita et al., 2012）．PLS 地点では，1976 年から USGS によって水位が観測されており流量に変換されている．これによると，2007 年融雪期の最大流量（5 月 12 日の 15,340 m^3/s）は 2 番目に低い値をとり，2009 年の最大流量（5 月 24 日の 29,730 m^3/s）は，3 番目に高い値を記録した．融雪による土砂流出は，融雪出水より 1～3 日遅れて開始する．しかし，2008 年と 2009 年の融雪期は土砂流出量のピークが流量のピークより，それぞれ 3 日，1 日だけ先行して現れた．一方，2007 年の融雪期では，土砂流出のピークが流量のピークより 2 日遅れて現れた．このピークの時間的ズレの原因は，ユーコン河の場合，流量が約 15,000 m^3/s を超えると河道堆積物が一斉に浸食されはじめ浮遊物質濃度が増大するが，浸食されるべき堆積物量に限界があるため，浮遊物質濃度が先に減少することが考えられる（Chikita et al., 2012）．

ここで，ユーコン河の年間負荷量と年間流出に対する融雪出水の寄与を考える．ただし，一水文年の境界を氷河融解が急速に衰える 9 月初旬にとる．すると，2006 年 9 月 5 日～2009 年 9 月 4 日の 3 年間について，年間の流

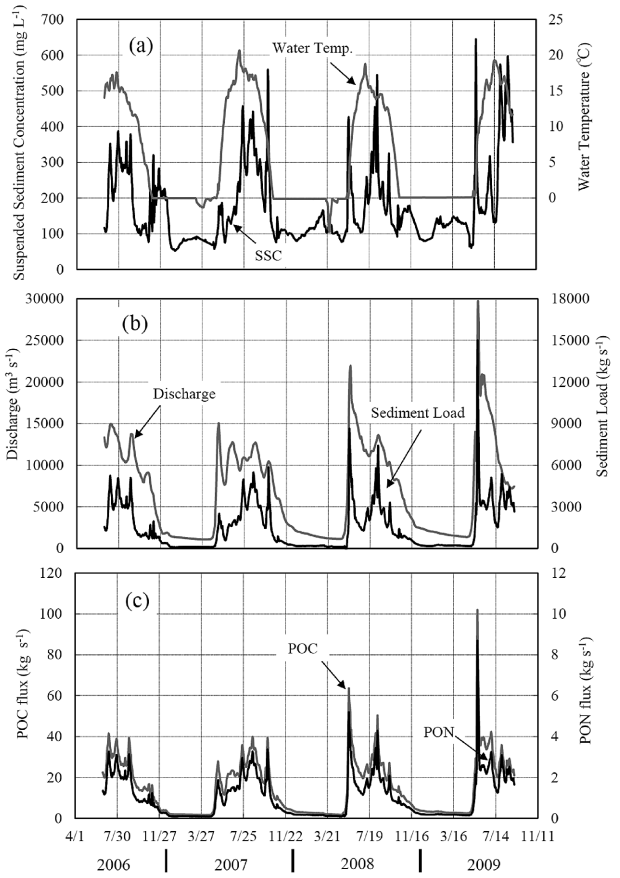


図 3：PLS 地点における 2006 年 6 月～2009 年 9 月の日平均の水温（℃）・浮遊物質濃度（SSC：mg/L）・流量（m^3/s）・土砂流出量（kg/s）・POC フラックス（kg/s）・PON フラックス（kg/s）の時間変化（Chikita et al., 2012）．

Figure 3：Temporal variations of daily mean water temperature (℃), suspended sediment concentration (SSC: mg/L), discharge (m^3/s), sediment load (kg/s), POC flux (kg/s) and PON flux (kg/s) at site PLS in June 2006 – September 2009 (Chikita et al., 2012).

量・土砂流出量・POC フラックス・PON フラックスは，それぞれ 1.94×10^{11}～2.01×10^{11} m^3，3.94×10^{7}～5.08×10^{7} ton，4.05×10^{5}～4.77×10^{5} ton，2.80×10^{4}～3.44×10^{4} ton と計算される（表 1）．これによって，融雪出水による寄与は，年間流量に対し 14.1～24.8%，年間土砂流出量に対し 8.7～22.5%，年間 POC フラックスに対し 11.6～23.7%，年間 PON フラックスに対し 10.3～24.5% と求まる（表 2）．2006 年 9 月 5 日～2007 年 9 月 4 日における水・土砂・POC・PON の年間負荷量は他の 2 年間と比べ，それぞれ 6.7～7.6%，22.4%，14.7～15.1%，18.4～18.6% 減少した．しかし，融雪出水の寄与は他の年に比べ，それぞれ 29.5～43.1%，56.1～61.3%，41.7～51.1%，48.0～58.0% と大きな減少が認められる．このように，流域積雪が小さい（それゆえ，融雪出水の規模が小さい）場合は，それに続く夏期の氷河融解や降雨による流出が効率よく土砂・POC・PON を

表 1：PLS 地点における 3 年間各年の流量・土砂流出量・POC フラックス・PON フラックス．年平均濃度も示されている（Chikita et al., 2012）．
Table 1：Annual discharge, sediment load, POC flux and PON flux (ton yr^{-1}), and annual mean SSC, POC and PON concentrations (mg L^{-1}) at site PLS (Chikita et al., 2012).

Period	Water discharge ($m^3\ yr^{-1}$)	Sediment load (ton yr^{-1}) (SSC; mg L^{-1})	POC flux (ton yr^{-1}) (POC conc.; mg L^{-1})	PON flux (ton yr^{-1}) (PON conc.; mg L^{-1})
5 Sep. 2006 – 4 Sep. 2007	1.94×10^{11}	3.94×10^{7} (203)	4.05×10^{5} (2.09)	2.80×10^{4} (0.144)
5 Sep. 2007 – 4 Sep. 2008	2.08×10^{11}	5.08×10^{7} (244)	4.75×10^{5} (2.28)	3.43×10^{4} (0.165)
5 Sep. 2008 – 4 Sep. 2009	2.10×10^{11}	5.08×10^{7} (241)	4.77×10^{5} (2.27)	3.44×10^{4} (0.163)

表 2：各年間負荷量に対する融雪出水の寄与率（%）（Chikita et al., 2012）．
Table 2：Contribution of the snowmelt runoff to each annual flux (Chikita et al., 2012).

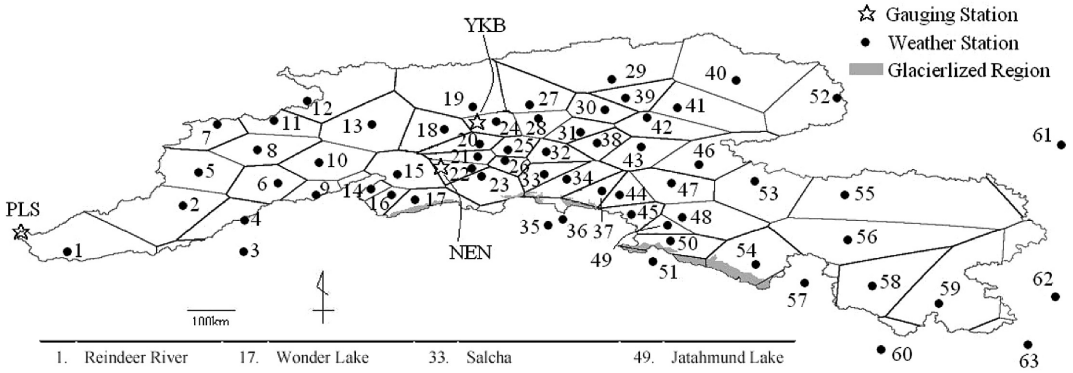
Snowmelt runoff period	Discharge	Sediment load	POC flux	PON flux
25 Apr. – 1 June 2007 (38 days)	14.1%	8.7%	11.6%	10.3%
4 May – 10 June 2008 (38 days)	20.0%	19.8%	19.9%	19.8%
3 May – 11 June 2009 (38 days)	24.8%	22.5%	23.7%	24.5%

浸食・運搬することがわかる．Striegel et al.（2007）は，2001～2005 年の平均年間 POC フラックスを 7.48×10^{5} ton と評価している，しかし，今回，我々が得た平均年間 POC フラックスは 4.52×10^{5} ton であり，彼が過大評価していることがわかる．一方，Milliman and Farnsworth（2011）は，幾つかの文献に基づいて，ユーコン河の年土砂流出量を 54 Mton と見積もっており，この値は，我々が得た平均年土砂流出量 47 Mton とほぼ同じで，彼らの評価が妥当であることがわかる．ただ，近年ではユーコン河流域における氷河の縮退が著しいため（Matsuo and Heki, 2010），主な土砂生産源である氷河域での氷食作用の低下によって，この値は漸次，減少することが考えられる．2008 年と 2009 年における年間流量に対する融雪出水の寄与は，ほぼ同程度である（表 2）．このとき，この寄与率は他の負荷量についても同程度であることがわかる．このことから，融雪出水の年間流量への寄与率が比較的高い場合，他の負荷量についても寄与率はほぼ同程度と判断できる．

融雪出水後の流量・浮遊物質濃度・土砂流出量の変動は，上流域での局所的な降雨による流出と氷河域での融解流出（または（融解＋降雨）による流出）によって規定される．特に，図 3 に見られる土砂流出量ピークの多くは，降雨流出によって河岸堆積物が浸食される fluvial erosion に因るものである．ここで，PLS 地点上流の流域を流域内外の 63 カ所の気象観測点の位置に従い，ティーセン法で区分してみる（図 4）．結果として 63 区分域に分割され，局所的な降雨がこの区分域のどこで生じたのかを判断できる（表 3）．例えば，2006 年 7 月 6 日と 9 月 2 日，2007 年 7 月 22 日と 8 月 21 日，2008 年 8 月 5 日と 8 月 11 日の土砂流出量ピークは局所的な降雨によるもので，このときの降雨発生区分域の場所や降雨期間・総雨量が表 3 のように示される．このように，ユーコン河の流量と土砂流出量（これに付随した POC・PON フラックス）の夏期における時間変化を説明するには，氷河域にも降雨はあるので，氷河域での（氷河融解＋降雨）の流出，および非氷河域での（凍土融解＋降雨）の流出の過程を議論し，その流出に伴う土砂侵食過程を議論する必要がある．

4．モデリング

ここでは，PLS 地点で得られた 2006～2008 年の 6～9 月の日平均流量と日平均土砂流出量の時系列について，菅原（1972）によるタンク・モデル，およびモデル計算された流量のベキ関数によってそれぞれを再現し，氷河融解流出と降雨流出の寄与を定量的に評価する（Wada et al., 2011）．また，この評価から，浮遊土砂の給源を明らかにする．



1.	Reindeer River	17.	Wonder Lake	33.	Salcha	49.	Jatahmund Lake
2.	Innoko Flats	18.	Seven Mile	34.	Goodpasture	50.	Chisana
3.	Stoney River	19.	Hodzana	35.	Renee	51.	Mav Creek
4.	Flat	20.	Livengood	36.	Paxson	52.	Rock River
5.	Kaivuh	21.	Chatanika	37.	George Creek	53.	Dawson
6.	Poorman	22.	Nenana	38.	Birch Creek	54.	Burwash
7.	Kovukuk NWR	23.	Gold King	39.	Graphite Lake	55.	Mayo
8.	Cottonwood	24.	New Lake	40.	Old Crow	56.	Carmacks
9.	Farewell	25.	Caribou Peak	41.	Salmon Trout	57.	Haines Junction
10	Round Lake	26.	Fairbanks	42.	Bear Mtn.	58.	Whitehorse
11	Hogatza River	27.	Vunzik Lake	43.	Ben Creek	59.	Teslin
12	Norutak Lake	28.	Beaver	44.	T Lake	60.	Juneau Rd
13	Kanuti NWR	29.	Helmut Mountain	45.	Tok River Valley	61.	Norman Wells
14	Lake Minchumina	30.	Chalkvitsik	46.	Eagle	62.	Watson Lake
15	Wein Lake	31.	Preacher Creek	47.	Chicken	63.	Dease Lake
16	McKinley River	32.	Angel Creek	48.	Alcan Hwy MI-1244		

図 4：PLS 地点上流のユーコン河流域内と隣接する 63 カ所の気象観測点の位置，およびこれに基づくティーセン法による区分域．
Figure 4：Location of 63 weather stations in or around the Yukon River basin upstream of site PLS, and 63 subareas separated by the Thiessen method.

表 3：PLS 地点でのピーク土砂流出量をもたらした降雨の発生区分域番号とその降雨期間・総雨量．
Table 3：Location, period and total amount of rainfalls which produced peak sediment loads at site PLS. The location of rainfalls is shown by the subarea numbers in Fig. 4.

Year	Date of the peaks	Location of rainfalls (subarea no.)	Period of rainfalls	Total amount of rainfall (mm)
2006	6 July 2 September	44, 45, 47 and 48 30 and 31	21 – 26 June 16 – 18 August	5.2 – 11.8 9.1 and 12.1
2007	22 July 21 August	55 and 56 30 and 31	30 June 3 – 5 August	16, 50 5.3 and 7.5
2008	5 August 11 August	38 to 41 21 to 26	18 – 20 July 30 – 31 July	8.7 – 14.4 8.9 – 17.8

4.1　解析方法

先ず，図 4 の 63 区分域ついて，各区分域における代表的な気象要素を求めた．なお，PLS 地点上流の流域面積は，8.41×10^5 km^{2}である．63 区分域の中で，番号 17，34–36，50，51，54，57 の 8 区分域が氷河被覆域である．各観測点の気象データは日平均気温と日降水量で，これらは米国の Western Region Climate Center（WRCC），NOAA，USGS およびカナダの National Climate Data and Information Archive（NCDIA）からダウンロードした．また，数値標高モデル（DEM）は Global 30 Arc Second Elevation Data Set（GTOPO30）を適用し，それぞれの区分域の平均標高を計算した．このとき，気象観測点の標高と計算した平均標高の差に気温減率 −0.66℃/100 m を適用し，各区分域の平均気温を求めた．8 つの氷河被覆域についても同様の気温減率を適用し，非氷河域と同様の方法でそれぞれの平均気温を求めた．雨量の高度補正については，米国 Climate Source 社製の高度補正された 1961～1990 年平均の 6 月データマップを上記の DEM に当てはめ，今回の計算対象となる 2006～2008 年の 6～9 月についても同様の高度効果があると仮定して，各区分域での高度分布から氷河被覆域を含む 63 区分域の平均雨量を求めた．

PLS 地点上流域に適用したタンク・モデルにおける，タンクの構成と配置を図 5 に示す．ユーコン河流域の代

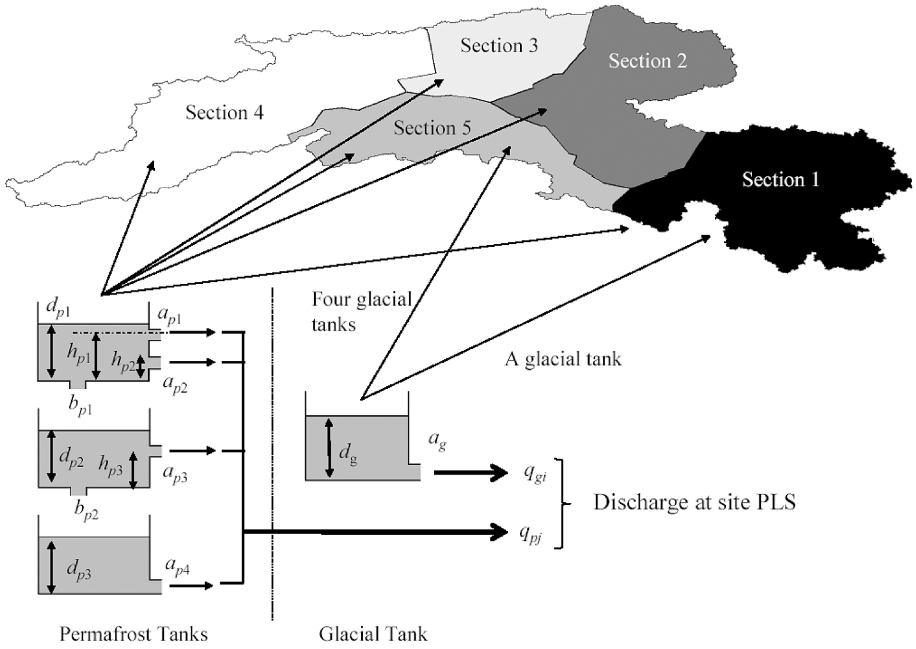


図 5：図 4 の 63 区分域から統合された 5 つの区域，これに配置された“永久凍土タンク”と“氷河タンク”，および各タンクの貯留・流出パラメータ．氷河タンクは地理的に離れた 5 つの氷河域に配置された．

Figure 5：Five sections compiled from the 63 subareas in Fig. 4 and the placement of “permafrost tanks” and “glacial tank” with storage and discharge parameters. The glacial tank was placed on four glacierized regions in Section 5 and a glacierized region in Section 1.

表的な支流域の分布（Brabets et al., 2000），先の 63 区分域の分布，および高水時の河川流量に対して起こる下流への減衰状態を考慮して，図 4 の 63 区分域を 5 つの区域に統合した．結果として，No.5 区域はタナナ川流域となった．非氷河域は，不連続永久凍土帯が分布する森林地帯が多いが，そこでは，夏季に雨水と凍土融解水の降下浸透が起こりうる．そこで，非氷河域に対しては，直列三段タンクを与えて“永久凍土タンク”とした．また，氷河域では氷河内で雨水と融解水の貯留が起こりうるが，ここでは簡単のため“氷河タンク”として一段タンクを与えた．なお，No.1 区域と No.5 区域に氷河域が存在し，この二つの区域に氷河タンク，この二つを含む全ての区域に永久凍土タンクを配置した．なお，No.5 区域にはアラスカ山脈とランゲル山地が存在し，氷河域が 4 つの異なる場所に存在する．このため，No.5 区域にはそれぞれの氷河域に計 4 つの氷河タンクを配置した．

ここで，各上段タンクに与える雨量としては，先に各区分域で求めた平均雨量をもとに各区域ごとの平均雨量を与えた．また，各区分域で得られた平均気温をもとに，各区域での標高分布を考慮した平均気温を求めた．この値を用いて，次式で示すハモン法（Hamon, 1963）によって上部タンクからの可能蒸発散量を求めた．

$$PET = 29.8 \cdot D \cdot \frac{e_s(T_a)}{T_a + 273.2} \qquad (1)$$

ここで，PET 可能蒸発散量（mm/day），D 可照時間（hr），e_s 日平均気温 T_a(℃)での飽和水蒸気圧（kPa）で，D 値は太陽の赤緯，観測点の緯度，および地球の回転速度から求めている（Dingman, 2002）．(1) 式で得られる PET を，今回対象の 6 月～9 月の合計値として PET_{sum} で表すと，次のパイク式から，実蒸発散量の合計値 ET_{sum} が求まる（Dingman, 2002）．

$$ET_{sum}{}^i = W_i \Big/ \left[1 + (W_i / PET_{sum}{}^i)^2\right]^{1/2} \qquad (2)$$

ここで，$ET_{sum}{}^i$ と $PET_{sum}{}^i$ は，それぞれ図 4 の i 番目（i=1～63）の区分域における実蒸発散量と可能蒸発散量の 6～9 月合計値で，W_i は，i 番目の区分域における 6～9 月の合計雨量である．以上から，蒸発散比 $\alpha_i = ET_{sum}{}^i / PET_{sum}{}^i$ が，各区分域について 2006 年，2007 年，2008 年の 6～9 月での値としてそれぞれ計算される．この α_i 値が各年の 6 月～9 月にわたって一定と仮定すると，(1) 式で得た日可能蒸発散量 PET 値から日実蒸発散量が計算できる．

高度補正された日平均気温 T_a を用いると，氷河域における日融解量は次の PDDA（positive degree-day approach）の式で求めることができる（Braithwaite, 1995；

Kido et al., 2007)．

$$M = T_a \times f \quad (3)$$

ここで，M 氷河融解量（mm/day），f degree-day factor（mm/day/℃）である．ここでは，Kido et al.（2007）のガルカナ氷河における結果に基づき，f=7.0 を採用した．また，氷河上の雪線高度の季節変化，氷河域からの昇華や融解水の蒸発は無視できるものとした．さらに非氷河域の凍土融解については，降雨に比べ無視できるとした．

タンクモデルでは，永久凍土タンクからの流出高 q_{pj}^m（j=1〜4；m=1〜5）(mm/s)と氷河タンクからの流出高 q_g^m(mm/s)は，各タンクの流出孔の水深に比例する（図5）．タンク・パラメータ，a_{pj}^m(j=1〜4)，b_{pi}^m(i=1，2)，d_{pk}^m(k=1〜3)，h_{pl}^m(l=1〜3)，a_g^m および d_g^m の値については，2006 年 6〜9 月のハイドログラフにベスト・フィットする様に決定され（検定，calibration），同値を 2007 年と 2008 年 6〜9 月のハイドログラフに適用した（検証，validation）．また，各上流のタンク流出から PLS 地点流量にいたるまでの遅延時間は一定とした．

浮遊土砂流出量の時系列を再現するため，浮遊土砂の給源を氷河域として氷河タンクからの流出量 Q_g(m³/s)（＝融解流出＋降雨流出）に対してベキ関数 $L_{gcal}=aQ_g^b$ で表すこととする．ここで，L_{gcal} はモデルによる氷河域からの土砂流出量(kg/s)，a, b は任意定数である．なお，PLS 地点における 6〜9 月の土砂流出量ピークの多くは，上流での局所的な降雨によって河川が増水し，これによって河道堆積物が浸食運搬される fluvial erosion によって生じることがわかっている（表3）．このため，降

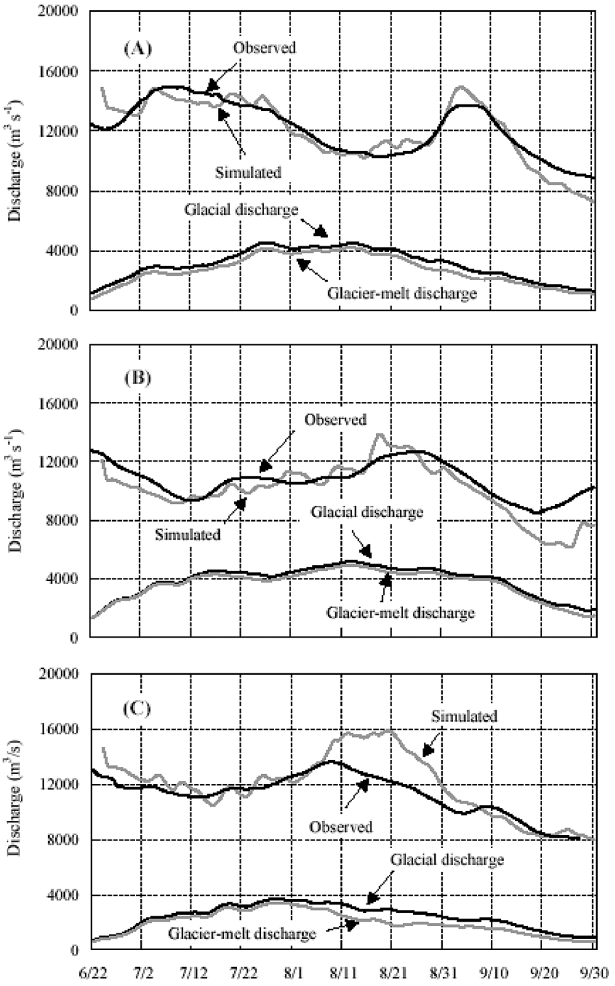


図 6：PLS 地点のハイドログラフに対する観測結果と計算結果の比較，および計算された氷河域からの全流出と氷河融解流出．（A）2006 年，（B）2007 年，（C）2008 年．
Figure 6：Comparison between observed and simulated hydrographs, and calculated glacial discharge and glacier-melt discharge. (A) 2006, (B) 2007, (C) 2008.

表 4：PLS 地点の 2006 年ハイドログラフに対して適用されたタンク・パラメータ．
Table 4：Tank parameters applied for the simulation of the 2006 hydrograph at site PLS.

	Permafrost tanks					Glacial tank				
Section	Section 1	Section 2	Section 3	Section 4	Section 5	Section 1	Section 5–1	Section 5–2	Section 5–3	Section 5–4
parameters	m=1	m=2	m=3	m=4	m=5	m=1	m=2	m=3	m=4	m=5
a_{p1} (h^{-1})	1.85×10^{-5}	8.42×10^{-4}	1.45×10^{-3}	3.39×10^{-4}	6.64×10^{-4}	4.36×10^{-3}	4.72×10^{-3}	3.06×10^{-3}	3.71×10^{-3}	2.99×10^{-3}
a_{p2} (h^{-1})	1.85×10^{-4}	1.44×10^{-4}	1.45×10^{-3}	1.95×10^{-3}	6.64×10^{-4}	0	0	0	0	0
a_{p3} (h^{-1})	5.90×10^{-3}	6.9×10^{-2}	3.70×10^{-2}	3.39×10^{-2}	6.64×10^{-4}	0	0	0	0	0
a_{p4} (h^{-1})	1.84×10^{-3}	8.72×10^{-4}	9.38×10^{-4}	9.51×10^{-4}	3.39×10^{-4}	0	0	0	0	0
b_{p1} (h^{-1})	4.40×10^{-3}	1.14×10^{-3}	1.45×10^{-3}	1.99×10^{-3}	1.99×10^{-3}	0	0	0	0	0
b_{p2} (h^{-1})	0.14	6.2×10^{-2}	1.45×10^{-4}	4.93×10^{-3}	4.93×10^{-3}	0	0	0	0	0
h_{p1} (mm)	14.5	1	1	0	0	0	0	0	0	0
h_{p2} (mm)	13.8	4	3.76	4	4	0	0	0	0	0
h_{p3} (mm)	0.245	0	1	0	0	0	0	0	0	0
d_{p1} (mm)	10.5	0.6	10.6	0.6	0.6	100	100	100	100	100
d_{p2} (mm)	15.5	20.0	20.0	20.0	20.0	0	0	0	0	0
d_{p3} (mm)	40.4	50.4	50.4	40.4	40.4	0	0	0	0	0
Area (km^2)	2.2×10^5	1.75×10^5	8.3×10^4	1.22×10^5	2.31×10^5	3.8×10^3	2.12×10^3	1.00×10^3	9.74×10^2	1.42×10^3
Delay (day)	23	17	15	11	4	21	14	12	13	12

表 5：2006～2008 年夏期の PLS 地点ハイドログラフに対する計算結果と観測結果との相関係数 r と二乗平方根誤差 *RMSE*. 計算された氷河タンクからの全流出量の平均値と寄与および平均融解流出量も示されている.
Table 5：Simulated results for the 2006, 2007 and 2008 hydrographs at site PLS. Discharges averaged over the simulated time periods are shown. The glacial discharge is the sum of glacier-melt discharge and rainfall discharge.

Year	r	*RMSE* (m^3/s)	Discharge (m^3/s)	Discharge from all glacial tanks ($m^3\ s^{-1}$)	Contribution of glacial discharge (%)	Glacier-melt discharge ($m^3\ s^{-1}$)
2006	0.94	753	12,350	3,088	26.1	2,717
2007	0.88	1,127	10,870	3,879	37.5	3,652
2008	0.93	1,324	11,510	2,414	21.7	1,976

表 6：各氷河タンクからの流出量 Q_g のベキ関数 $L=aQ_g^b$ における a の最適値. b 値は 1.9（一定）である.
Table 6：a values in the power function, $L=aQ_g^b$, applied to the discharges from the five glacial tanks in Sections 1 and 5. The other coefficient, b, is constant at 1.9.

Year	Section 1	Section 5-1	Section 5-2	Section 5-3	Section 5-4
2006, 2008	0.001748	0.002093	0.003733	0.003215	0.002383
2007	0.001156	0.001283	0.002936	0.001993	0.001510

雨が起こった区分域を含む区域タンクからの全流出量について別個のベキ関数を与えた.

4.2　解析結果

図 6 に，2006 年～2008 年のハイドログラフに対する観測結果と計算結果，5 つの氷河タンクからの融解流出量（glacier-melt discharge），およびこの融解流出量に氷河域での降雨流出量を加えた計算結果（glacial discharge）を示す．また，表 4 に適用したタンク・パラメータ，a_{pj}，b_{pi}，d_{pk}，h_{pl}，a_g，d_g の値，各区域の面積，および PLS 地点に達するまでの時間を示す．計算結果は，相関係数 $r=0.94$（2006 年），0.88（2007 年），0.93（2008 年），二乗平均平方根誤差 $RMSE=753\ m^3/s$（2006 年），1,127 m^3/s（2007 年），1,324 m^3/s（2008 年）であり，極めて妥当な結果が得られた（表 5）．結果として，氷河域からの全流出量は，その 81.9～94.1%が氷河融解流出量で，PLS 地点流量に対し 21.7～37.5%を占めることがわかった．このように，ユーコン河の流域面積に対する氷河被覆域の占有率 1.1%を考えると，極めて大きな寄与を占めていることがわかる．このことから，地球温暖化による今後の氷河縮退を考えると，ユーコン河の流量・負荷量が有意に減少することが考えられる．また，検証期間である 2007 年と 2008 年の計算結果が極めて妥当なことから，気象データのみから PLS 地点流量の推測が可能である.

図 7 は，モデル計算された氷河流出量 Q_g に対するベキ関数 $L_{gcal}=aQ_g^b$ から得られた浮遊物質濃度の計算結果と観測結果，および PLS 地点の観測流量と計算され

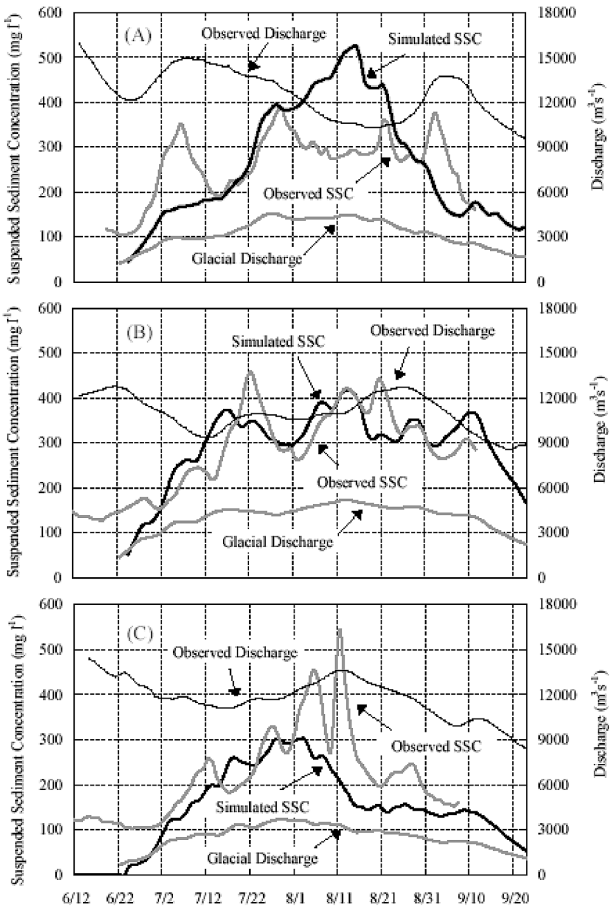


図 7：PLS 地点での浮遊物質濃度（SSC）の時間変化に対する観測結果と計算結果の比較．観測流量と計算された氷河域からの全流出も示されている．（A）2006 年，（B）2007 年，（C）2008 年.
Figure 7：Comparison between observed and simulated SSC variations. The observed PLS hydrograph and calculated glacial discharge are also shown.（A）2006,（B）2007,（C）2008.

た Q_g の結果を示す．結果として，観測された土砂流出量に対しベスト・フィットする任意定数は $a=0.001156$〜0.003733，$b=1.9$（一定）と与えられ，相関係数 $r=0.59$（2006 年），0.77（2007 年），0.71（2008 年）と 2006 年を除いて比較的妥当な結果が得られた．これは，ユーコン河への土砂供給が主に氷河域からの流出によって起こることを意味する．特に，相関の高い 2007 年は，氷河流出の影響が高かったと判断される．図 7 に示す浮遊物質濃度の計算結果は，相関の高かった 2007 年でさえ全てのピークを再現していない．この再現されなかったピークの大部分は，PLS 地点上流で起こった降雨流出による fluvial erosion によってもたらされたものである（表 3）．このことから，fluvial erosion による土砂流出量と降雨域を含む区域のタンク流出との間について，他のベキ関数を与えた．結果として，降雨区域のタンクからの流出量と土砂流出量（＝降雨区域タンクの流出量×PLS 地点での相当浮遊物質濃度）との間に，$r=0.90$〜0.95 の高い相関が認められた．図 8 は，降雨流出による fluvial erosion を加えて再計算した結果を示す．相関係数 $r=0.73$（2006 年），0.83（2007 年），0.93（2008 年）となり，図 7 に比べ改善されたことがわかる．結果として，降雨土砂流出は主に No.2, 3, 5 の区域で発生していることがわかった．2006 年の相関が相対的に低いのは，7 月 30 日〜8 月 22 日の観測結果が計算結果に比べ一貫して低い浮遊物質濃度を示すことが原因である．浮遊物質濃度が高く計算された理由は，この期間に氷河域の気温が比較的高かったことによる．しかし，この時の PLS 地点流量は低い値のままであった（図 6）．このことから，低い浮遊物質濃度を示す理由として，PLS 地点に至るまでに流送土砂の顕著な沈殿があったことが考えられる．

4.3　感度解析

ユーコン河流域では，1961〜1990 年間に流域平均で 0.75℃/年の割合で気温が上昇している（Chapman and Walsh, 1993；Brabets et al., 2000）．このことから，感度解析として，2006 年 6〜9 月の平均気温を 1℃上昇させた場合の 2006 年ハイドログラフをタンク・モデルで再現した．結果として，氷河融解量は 18%上昇し，氷河タンクからの全流出量は 12.8%増加した．しかし，同時に非氷河域からの蒸発散量も 4.9%上昇したため，結果として，PLS 地点流量の増加は 3.5%であった．問題は土砂流出量で，ユーコン河の浮遊土砂の主な給源は，氷河域での基盤に対する氷食作用にある．氷河縮退に伴う将来の氷河融解流出の減少は，ユーコン河の土砂流出や POC・PON など他の懸濁物質の負荷量を大きく減少させることが考えられる．この土砂流出量の減少によって，ベーリング海沿岸の河口デルタがもつ前進平衡作用が衰え，海水面上昇による沿岸浸食の拡大と合わせ，同沿岸域での土地流出が急速に進むことが考えられる．

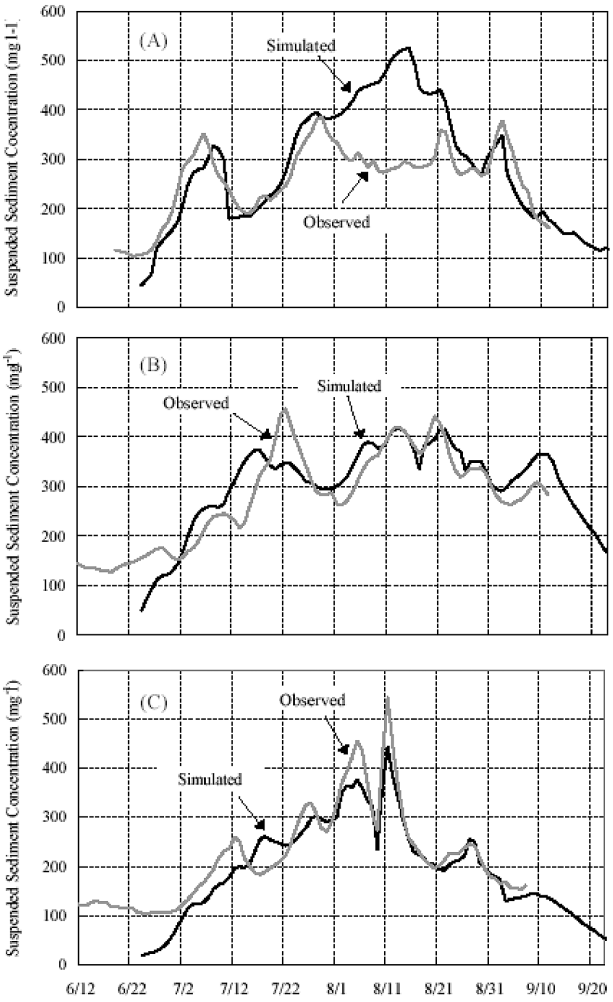


図 8：PLS 地点での浮遊物質濃度（SSC）の時間変化に対する観測結果と再計算結果の比較．（A）2006 年，（B）2007 年，（C）2008 年．

Figure 8：Comparison between observed and recalculated SSC variations.（A）2006,（B）2007,（C）2008.

5．まとめ

ユーコン河最下流部の USGS 水位観測点（PLS 地点）において，2006 年 6 月 19 日〜2009 年 9 月 5 日の 3 年余にわたる水温・浮遊物質濃度・流量・土砂流出量・POC フラックス・PON フラックスの 1 時間時系列データを得た．本稿では，2007〜2009 年の 4 月下旬〜5 月上旬に現れる融雪出水に着目し，2006 年 9 月 5 日〜2009 年 9 月 4 日の 3 年間の各年間値に対するその寄与を評価した．結果として，融雪流出の寄与は流量に対し 14.1〜24.8%，土砂流出量に対し 8.7〜22.5%，POC フラック

スに対し 11.6〜23.7%，PON フラックスに対し 10.3〜24.5%と求められた．また，3 年間の平均年土砂流出量は 47 Mton で，Milliman and Farnsworth（2011）による 54 Mton とほぼ妥当な値が得られた．POC フラックスについては，Striegel et al.（2007）による平均年間値 7.48×10^5 ton に対して，今回は 4.52×10^5 ton が得られた．これにより，Striegel et al. は POC フラックスを過大評価していると判断される．

2006 年〜2008 年夏期（6〜9 月）における PLS 地点での流量・土砂流出量の時系列について，タンク・モデルと計算流量のベキ関数を用いて再現することを試みた．結果として，計算結果は妥当であり，PLS 地点流量に対する降雨を含む氷河域からの流出量の寄与は 21.7〜37.5%であることがわかった．PLS 地点土砂流出量について，モデルで得られた氷河域からの流出量と局所的な降雨による流出量についてベキ関数で表されるとして再現を試みた，結果として，再現された浮遊物質濃度は，観測結果との間に相関係数 $r=0.73$（2006 年），0.83（2007 年），0.93（2008 年）の高い相関がみられ，再現性が妥当であることがわかった．このことから，ユーコン河における流送土砂の給源は，氷河域と河道にあることが示唆された．さらに再現を向上するには，河道内の沈殿をモデルに組み込む必要がある．非氷河域の永久凍土融解は，降雨流出量に比べかなり小さく，しかも融解量が計算値と観測値の間の二乗平均平方根誤差の範囲内にあるため，ユーコン河流量からの分離は行わなかった．今後は，永久凍土分布を考慮した半分布型モデルを用いた評価が必要と思われる．

謝辞

ユーコン河流域における観測やデータ提供について，米国地質調査所（USGS）のアンカレッジ支所，フェアバンクス支所のスタッフに大きな支援をいただいた．ここに，厚く御礼申し上げます．また，気象データを提供してくださった米国 WRCC とカナダ NCDIA に感謝申し上げます．また，アラスカ滞在中は，アラスカ大学フェアバンクス校国際北極圏研究センター（IARC）の Larry Hinzman 博士，Yongwon Kim 博士，Yoriko Freed 女史に大変お世話になった．ここに，深謝いたします．なお，本研究は 2005〜2013 年の IARC/JAXA 研究計画（代表者：北海道大学大学院水産科学研究院・齋藤誠一博士）での支援に拠った．また，本稿の出版については北海道大学低温科学研究所共同研究プログラムの支援を受けた．ここに，御礼申し上げます．

参考文献

Brabets T. P., B. Wang and R. Meade (2000) Environmental and hydrologic overview of the Yukon river basin, Alaska and Canada. *Water-Resources Investigations Report 99-4204, US Geol. Surv.,* 106 pp.

Braithwaite, R. J. (1995) Aerodynamic stability and turbulent heat flux over a melting ice surface, the Greenland ice sheet. *Journal of Glaciology,* **41**, 562–571.

Chapman, W. L. and J. E. Walsh (1993) Recent variations of sea ice and air temperatures in high latitudes. *Bulletin of American Meteorology Society,* **74**, 33–47.

Chikita, K. A., R. Kemnitz and R. Kumai (2002) Characteristics of sediment discharge in the subarctic Yukon River, Alaska. *Catena,* **48**, 235–253.

Chikita, K. A., T. Wada, I. Kudo, D. Kido, Y. Narita and Y. Kim (2007) Modelling discharge, water chemistry and sediment load from a subarctic river basin: the Tanana River, Alaska. *IAHS Publications,* **314**, 45–56.

Chikita, K. A., T. Wada, I. Kudo and Y. Kim (2012) The intra-annual variability of discharge, sediment load and chemical flux from the monitoring: the Yukon River, Alaska. *Journal of Water Resource and Protection,* **4**, 173–179.

知北和久（2012）亜寒帯河川流域の流出特性：アラスカと北海道との比較．日本水文科学会誌，**42**，第 3 号，131–146.

Dingman, S. L. (2002) *Physical Hydrology*, 2 nd edn. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, USA.

Hamon, R. W. (1963) Computation of direct runoff amounts from storm rainfall. In: *Surface Waters* (Proc. Symp. at IUGG Assembly at Berkeley), 52–62. IAHS Publications **63**, IAHS Press, Wallingford, UK.

Kido, D., K. A. Chikita and K. Hirayama (2007) Subglacial drainage system changes of the Gulkana Glacier, Alaska: discharge and sediment load observations and modelling. *Hydrological Processes,* **21**, 399–410.

Kite, G. (2001) Modelling the Mekong: hydrological simulation for environmental impact studies. *Journal of Hydrology,* **253**, 1–13.

Matsuo, K. and K. Heki (2010) Time-variable ice loss in Asian high mountains from satellite gravimetry. *Earth and Planetary Science Letters,* **290**, 30–36.

Milliman, J. D. and K. L. Farnsworth (2011) River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis. Cambridge University Press, Cambridge, doi: 10.1017/CBO9780511781247

Morehead, M. D., J. P. Syvitski, E. W. H. Hutton and S. D. Peckham (2003) Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary Change,* **39**, 95–110.

Nijssen, B., D. P. Lettenmaier, X. Liang, W. Wetzel and E. F. Wood (1997) Streamflow simulation for continental-scale river basin. *Water Resources Research,* **33**, 711–724.

Peel, M. C., B. L. Finlayson and T. A. MacMahon (2007) Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences,* **11**, 1633–1644.

Picouet, C., B. Hingray and J. C. Olivry (2001) Empirical and conceptual modelling of the suspended sediment dynamics in a large tropical African river: the Upper Niger river basin. *Journal of Hydrology,* **250**, 19–39.

Sivakumar, B. (2002) A phase-space reconstruction approach to prediction of suspended sediment concentration in rivers. *Journal of Hydrology,* **258**, 149–162.

Striegel, R. G., M. M. Dornblaser, G. R. Aiken, K. P. Wickland and P. A. Raymond (2007) Carbon export and cycling by the Yukon, Tanana, and Porcupine rivers, Alaska, 2001–2005. *Water Resources Research,* **43**, doi:10.1029/2006WR005201

Takeuchi, K., P. Hapuarachchi, M. Zhou, H. Ishidaira and J. Magome (2008) A BTOP model to extend TOPMODEL for distributed hydrological simulation of large basins. *Hydrological Processes,* **22**, 3236–3251.

菅原正巳（1972）：流出解析法．共立出版，257 pp.

和田知之，知北和久，工藤勲，城戸大作，成田悠一（2007）亜寒帯河川流域の流出に与える山岳氷河の影響について．日本水文科学会誌，**37**，3 号，103–113.

Wada, T., K. A. Chikita, Y. Kim and I. Kudo (2011) Glacial effects on discharge and sediment load in the subarctic Tanana River basin, Alaska. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research,* **43**, 632–648.

吉川泰弘，渡邊康玄，平井康幸（2009）天塩川における解氷現象と気温の関係について．北海道開発局平成 20 年度技術研究発表会，安–23，7 pp.

低温科学 74 （2016） 55–65
doi: 10.14943/lowtemsci. 74. 55

アムール川の流出水はオホーツク海北西陸棚域でどのように振る舞うのか？

馬目　歩美[1)]，三寺　史夫[2)]，Jia Wang[3)]，若土　正暁[4)]

アムール川流出水の振舞いは，鉄輸送におけるその重要性にもかかわらず未知の部分が多い．本研究ではオホーツク海北部における海氷-海洋結合シミュレーションを行い，「アムール川流出水が高密度陸棚水の経路に物質を輸送しうる」という仮説を検証した．シミュレーションの結果，陸棚域で100 km 以上沖へ流出水を輸送しうる二つの経路を確認した．これらの経路は河川水，高密度陸棚水，西向きの季節風が力学的にバランスすることにより維持される．回転流体系では通常河川水は岸沿いを流れるが，本研究はこうしたユニークな結合効果が流出水を効率的に沖側へと運び，高密度陸棚水の経路へ鉄を含む物質を堆積しうることを示した．

How does the Amur River discharge flow over the northwestern continental shelf in the Sea of Okhotsk?

Ayumi Manome[1], Humio Mitsudera[2], Jia Wang[3] and Masaaki Wakatsuchi[4]

The paths of the Amur River discharge on the continental shelf in the Sea of Okhotsk are still unknown despite their significance in transporting dissolved and particulate iron. In this study, we conduct a coupled ice-ocean simulation for the northern Sea of Okhotsk from June 1998 to September 2000 to answer the question: Does the Amur River discharge deposit materials to the pathway of the dense shelf water? In a series of numerical experiments, we identified two routes (the western and eastern routes) that could transport the river water more than 100 km offshore over the northwestern continental shelf. The two routes share the clockwise gyre in the Sakhalin Gulf and the northeastward flow on the northwestern continental shelf. These features are connected through the westward jet along the slope from the Sakhalin Gulf (the western route) and the northward transport over the shelf break canyon (the eastern route). The river water, the dense shelf water, and the easterly wind are in a fine geophysical balance for those features, and all are required for the formation of the two routes. The model results show that these unique joint effects in the Sea of Okhotsk allow the Amur River discharge to be effectively transported over the northwestern continental shelf, unlike a general river discharge that flows along the coast, and deposit materials into the pathway of the dense shelf water.

キーワード：アムール川流出水，オホーツク海，海氷-海洋結合モデル，高密度陸棚水，物質循環
Amur River discharge, Sea of Okhotsk, ice-ocean coupled model, dense shelf water, material circulation

連絡先
Ayumi Manome
Cooperative Institute for Limnology and Ecosystems Research, University of Michigan
4840 S State Rd, Ann Arbor, MI 48108 USA
Tel. +1-734-741-2289
e-mail：ayumif@umich.edu
1）ミシガン大学
Cooperative Institute for Limnology and Ecosystems Research, University of Michigan, Ann Arbor, MI, USA
2）北海道大学低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan
3）NOAA Great Lakes Environmental Research Laboratory, Ann Arbor, MI, USA
4）北海道大学
Hokkaido University, Sapporo, Japan

1．背景

アムール川は多量の淡水とともに物質をオホーツク海へ供給する．中でも，鉄は一次生産に不可欠なもので，アムール川流出水からオホーツク海へ供給される物質の一つである．北太平洋亜寒帯では南部のオホーツク海中層水と西部亜寒帯循環の中層に高濃度の溶存鉄と粒子鉄が確認されている（Tsuda et al., 2003；Nishioka et al., 2007）．これらの中層水の交換源はオホーツク海陸棚域にあることから（Matsuda et al., 2009），高濃度の鉄の起源はオホーツク海陸棚域にある，という仮説を立てることができる．

冬季のシベリアからのモンスーンによる寒気はオホーツク海表面を冷却し，北部沿岸域で活発な海氷生産を生じる（Sasajima et al., 2010；Nihashi et al., 2011）．海氷生産に伴い，多量のブライン（高塩分水）が生じる．低温で高塩分であるブラインは高密度であり，このように陸棚域の海氷生産に伴って生産される場合，高密度陸棚水（Dense Shelf Water，以降 DSW）と呼ばれる．DSW は陸棚端から中層へと沈み込み，このとき鉄やそのほか堆積物が取り込まれ（この鉄はアムール川以外にも起源を持ちうる），やがて北太平洋親潮域へと供給される．鉄は植物プランクトンの光合成にとって必須の栄養物質であるため，このような過程は親潮及び西部太平洋亜寒帯における生物化学システムにとって非常に重要である．

一方で，アムール川流出水と陸棚域に堆積した鉄の関係は未だ不明瞭である．アムール川は中層水で確認された多量の溶存鉄，粒子鉄の重要な起源であると仮説される一方で（Nakatsuka et al., 2010；Nishioka et al., 2013），この仮説には大きな問いが伴う．アムール川流出水は北西陸棚域まで届き，陸起源の物質を DSW の経路に堆積することができるのか？という問題である．アムール川河口から DSW の経路まで 100 km 以上ある．線形回転流体系では，低密度の河川水は通常沿岸を流れ，その幅はロスビー内部変形半径（4–8 km, Kawaguchi and Mitsudera, 2009）のスケールを持つ．つまり，単純な河川水流出の力学では，河川水に含まれた鉄が DSW の経路に到達することを説明できないのである．アムール川流域における鉄輸送（陸側の過程）や DSW による海洋中の鉄輸送（すでに何らかの過程で陸棚域に堆積された鉄の輸送）に関してはそれぞれ解明されてきているが（Nishioka et al., 2013；Onishi et al., 2012），これら二つの過程をつなげる機構は物理的にも生物化学的にもわかっていない．

本研究では，物理過程に注目する．Uehara et al. (2012)は観測データに基づき夏から初秋にかけてアムール川河口から北西陸棚域にかけて低塩分域が広がっていることを示した．また，一般的に春季ブルーム以降表層クロロフィル濃度は低くなる傾向にあるが，衛星観測によると夏場にアムール川河口域と北西陸棚域で高濃度クロロフィルが確認されている（Nakatsuka et al., 2010；Isada et al., 2013）．このことはアムール川流出水が栄養塩を連続的に供給することにより光合成プランクトンの成長を維持していることを示唆する．これらに基づき，物理的な側面から「アムール川流出水が陸棚域，そして DSW の経路に物質を輸送しうる」という仮説を立てる．この仮説の検証には，河川水を DSW の経路へ届ける機構を見つけることが必要である．

一つ要素として考えられるのは，河口域で確認される渦の生成である．夏場にサハリン湾で時計方向の渦がしばしば観測されている（Abrosimova et al., 2009；Zhabin et al., 2010）．この渦は河川水がケルビン波に導かれて南方に流れるのを防ぎ，河川水を湾内にとどめている．しかしながら確認された渦のサイズは 100 km よりも小さく（Fig. 5, Abrosimova et al., 2009），渦単体で河川水を DSW の経路へ輸送できるかは疑問である．風もまた直接的な強制力として有力な候補である．夏場の西向きの季節風はエクマン輸送により表層の河川水を北側の北西陸棚域に輸送しうる．さらにもう一つ考えられるのは，DSW に伴う密度流である．北西陸棚域では沿岸の海底部に DSW が沈み込むことにより強い水平密度勾配が生じる．これに伴う岸沿いの密度フロントは温度風の関係により岸沿いの流れを生じる．海底での流速をゼロと想定すると，表層では岸沿いで高密度側を左に見る流れが生じる．北西陸棚域では，表層で北東向きの流れが生じることになる．

本研究では，高解像の海氷-海洋結合シミュレーションを行い，これらの要素がアムール川流出水の輸送にどのように貢献するかを調査する．

2．モデル

海氷-海洋結合モデルは，Fujisaki and Oey（2011）で構築された並列化された Princeton Ocean Model を用いる．同モデルには海氷力学・熱力学モデルが結合されている．海氷力学モデルは Hunke and Duckowicz（1997）にならい弾粘塑性レオロジーを使用し，海氷熱力学モデルには鉛直一次元モデルを使用する（Parkinson and Washington, 1979）．海洋モデルはプリミティブ方程式に基づく 3 次元モデルで，鉛直混合には 2.5 レベル乱流

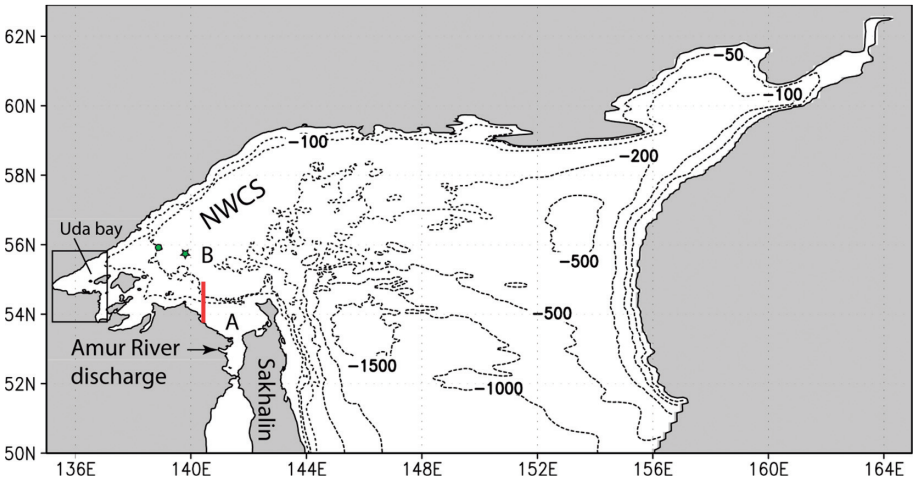


図 1：シミュレーションで対象としたオホーツク海北部．等深線は 50 m，100 m，200 m，500 m，1000 m のものを示す．A：サハリン湾．B：陸棚端の谷．NWCS：北西陸棚域．矢印はアムール川流出量を与える部分を示す．赤線は図 6 と図 8 における鉛直断面部に対応する．

Figure 1：Computational domain of the northern Sea of Okhotsk. The isobaths of 50 m, 100 m, 200 m, 500 m, and 1000 m depths are shown. A: Sakhalin Gulf. B: The shelfbreak canyon. NWCS: The northwestern continental shelf. The arrow shows the point of Amur River discharge. Red line denotes the section shown in Figs. 6 and 8.

クロージャ モデル（Mellor and Yamada, 1982）を使用し，表面境界条件に Craig and Banner（1994）の砕波モデルを使用する．水平拡散には Smagorinsky タイプの渦拡散を使用する．

計算領域はオホーツク海北半分で，図 1 に示す．水平格子サイズは北西陸棚域部分とアムール川河口域で 1 km，そして東側，南側領域境界へ向かって線形的に増大する．鉛直方向には 40 層を定義し，層厚さは表層 3 層までは 1 m で固定，それより深い部分では深さに応じて均等に分割する（z-σ 座標）．南部のみ開境界となっており，流速の境界条件は Fujisaki et al.（2011）のオホーツク海全域モデル結果を使用し，水温塩分の境界条件は World Ocean Atlas の月別気候値を使用する．モデル初期条件は Fujisaki et al.（2011）の結果を使用する．計算期間は 1998 年 6 月から 2000 年 9 月までであり，モデルを強制する大気外力データにはヨーロッパ中期天気予報センター（ECMWF）による 40 年再解析値を使用する．同データは水平解像度 1.125°，6 時間間隔で 2 m 高度気温，海面気圧，10 m 高度風速，2 m 高度湿点，全雲量，降水量からなる．降水量のみ水平解像度 2.5° データを使用した．表面塩分は海氷で覆われている部分を除き World Ocean Atlas の月別気候値に緩和する．図 2 はシミュレーションで使用するアムール川流出量を示す．このデータはアムールオホーツクプロジェクト（http://www.chikyu.ac.jp/AMORE/en08/index.html）から提供されたものである．

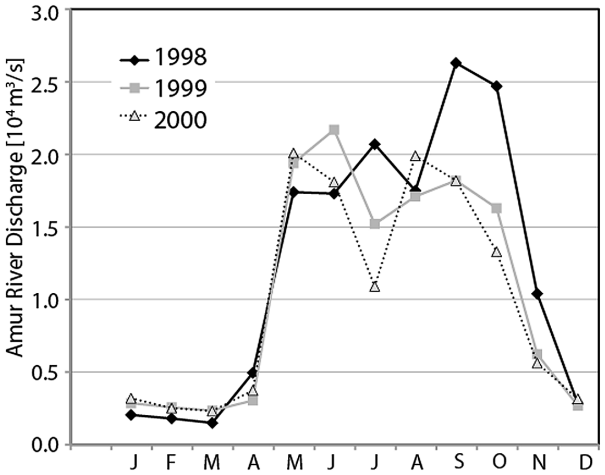


図 2：アムール川流量．（アムールオホーツクプロジェクトより提供 http: //www. chikyu. ac. jp/AMORE/en08/index. html）．

Figure 2：Observed Amur River discharge provided by the Amur Okhotsk project (http://www.chikyu.ac.jp/AMORE/en08/index.html).

また，シミュレーションではウダ湾における海氷の速度が速くなる傾向にあり，このため海氷が過剰に生産されたことから，本研究ではウダ湾（図 1 中，四角で囲まれている領域）における海氷速度を岸に近づくにつれ指数関数的に減衰させた．

3 つの数値実験を行った．まず“標準”実験では上記で述べた通りの設定のシミュレーションを行った．次に“DSW 無し”実験では，海氷生産によるブライン排出を仮想的に無いものとした．そして“川無し”実験ではア

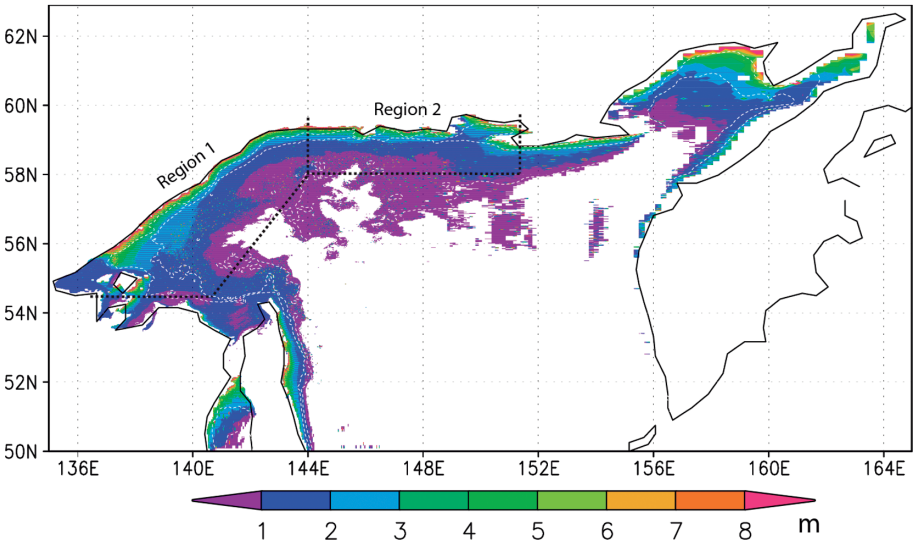


図 3：シミュレーションにより得られた海氷生産量．1999 年 11 月から 2000 年 3 月までの積算値．表 1 には，Region 1（北西陸棚域），Region 2（北部陸棚域）における生産量を示す．

Figure 3：Simulated annual ice production from November 1999 to March 2000. Table 1 lists ice production over the domain, Region 1 and 2.

ムール川の流出を考慮しない．最後に，“風無し”実験では，風による運動量フラックスをゼロとした．単純に風速をゼロとしてしまうと顕熱冷却による海氷生産が行われなくなってしまうため，海面での熱フラックスと塩分フラックスは“標準”実験結果のものをあたえた．このため“風無し”実験では海氷モデルは結合せず，海氷生産による DSW の生産効果のみが考慮される．さらなるモデルおよび数値実験の詳細については，Fujisaki et al.（2014）を参照されたい．

3．結果と考察

3.1　海氷生産と DSW の生成

ここでは“標準”実験結果の海氷生産量と DSW 生成について観測データや過去の研究による見積もりとの比較を行う．

図 3 は 1999 年から 2000 年にかけての冬の積算海氷生産量を示す．海氷生産は北部沿岸域で活発であることがわかる．これはシベリアからの季節風が寒気を運びつつも海氷を沖へと押しやり，沿岸ポリニヤと言われる海氷生産がさかんな開水面域を作り出すためである．図には示さないが，1998 年から 2000 年にかけての冬の積算海氷生産量でも同じような特徴がみられた．

表 1 は図 3 中の Region 1，2 における海氷生産量を示す．これらの領域は衛星観測に基づく海氷生産量の見積もりを行った Nihashi et al.（2009）による定義と対応する．北西陸棚域（Region 1）における海氷生産量は北部陸棚域（Region 2）におけるそれよりも多い．これは Nihashi et al.（2009）による見積もりとも一致している．一方で彼らの見積もりは 2002 年から 2005 年の 3 シーズンの平均で北西部陸棚域において 0.47×10^3 km^3，北部陸棚域において 0.21×10^3 km^3 である．年が異なるため，単純に比較はできないが，本研究で対象とする 1998 年から 2000 年の 2 シーズンは特別な暖冬であったわけでもなく，また Nihashi et al.（2009）で取り扱われたシーズンのうち 2003 年から 2004 年にかけては暖冬，2004 年から 2005 年にかけては海氷域面積も平年を顕著に下回っていたこと（参考：気象庁ウェブサイト，オホーツク海の海氷域面積の年別経過図 http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/seaice/okhotsk/okhotsk_annual.html）を考慮すると，本研究で得られた海氷生産量は Nihashi et al.（2009）の値と比べ少ないと言える．この

表 1：オホーツク海海氷生産量のシミュレーション結果［10^3 km^3］．図 3 における Region 1，Region 2 における 12 月から 3 月までの積算値を示す．

Table 1：Simulated volumetric ice production in the Sea of Okhotsk [10^3 km^3]. Cumulative value from December to March. Region 1 and Region 2 are shown in Figure 3.

Experiment		1998–1999	1999–2000
Standard	Total	1.25	1.14
	Region 1	0.32	0.26
	Region 2	0.16	0.13
No Amur	Total	1.18	1.03
	Region 1	0.34	0.27
	Region 2	0.16	0.12

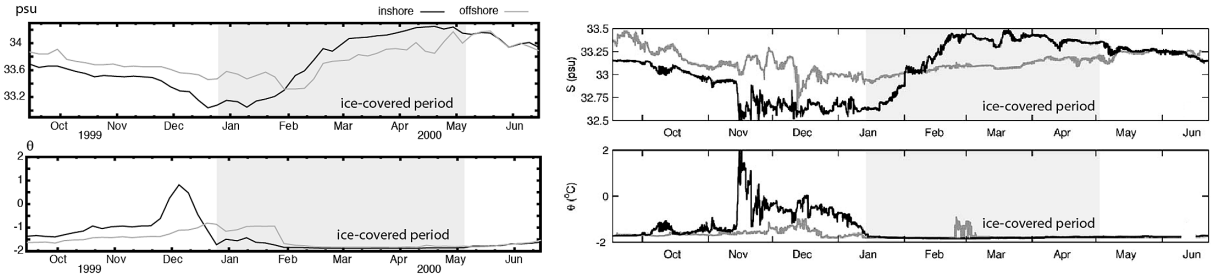


図 4：海底における塩分，ポテンシャル温度の時系列．左：シミュレーション結果，右：Shcherbina et al.（2004）による係留観測による．影がかかっている期間は海氷に覆われている期間を示す．観測地点は図 1 中の北西陸棚域における丸印（inshore）と星印（offshore）に対応する．

Figure 4：Time series of salinity and potential temperature at the bottom of the two locations shown in Fig. 1. Left: Model results. Right: Observation results cited from Shcherbina et al. (2004). Shading shows the ice-covered period at the inshore site.

差は，Nihashi et al.（2009）の見積もりでは海氷-海洋熱フラックスをゼロと見なしていることによると考えられる．本研究で使用したモデルは海洋表面の流速と，海氷底面と海洋表面温度の差に基づき海洋-海洋熱フラックスを計算するが，月平均値を見ると 2，3 月は 10 W/m^2 以下と小さいが，12 月は北西部陸棚域で 37 W/m^2，北部陸棚域で 27 W/m^2，1 月はそれぞれ 27，17 W/m^2 であった．これは 12 月–3 月の積算海氷生産量に置き換えると 1 m 程度に相当し，海氷生産の熱収支を考える上で有意なものである（ただし，この見積もりには沿岸ポリニヤなどで生成される新氷には適用できないことに注意されたい）．これは部分的な海水面への短波放射の入射により海水温が温められることや，南東部からの比較的暖かい海水の流入によると考えられる．

シミュレーションが，沿岸ポリニヤにおける海氷生産にともなうブラインによる DSW の生成の再現にも成功していることを確認した．沿岸域で生産された DSW は南西へと海底を流れ，図 1B 付近で陸棚端の谷へと沈んでいく．図 4 は海底における塩分と水温の時系列を示す．比較として，Shcherbina et al.（2004）による係留観測データも示す．12 月ころに塩分の低下，水温の上昇が確認できる．これは初冬に強まる風による鉛直混合の結果，表層の低塩，高温の海水が海底部の海水と混合するためである．海底塩分は DSW の沈み込みにより 1 月に上昇し始め，2 月終わりころまで上昇しつづけるが，3 月に入ると安定する．この安定状態は Kawaguchi and Mitsudera（2009）が提案したように海氷生産（ブライン排出），沖側への塩分アノマリの渦輸送，風による海水輸送がバランスした結果といえる．モデル結果は初期の海底塩分を過大評価しているが，ここでは海氷生産にともなう塩分増加が重要であることから，本研究の議論に大きな支障はきたさないといえる．表 1 には“川無し”実験における海氷生産量も示すが，興味深いことに“標準”実験との差はわずかであった．河川水は結氷点が高い淡水を供給することから海氷生産を増加すると考えられることがあるが，本結果はそれに反するものであった．一方 Ogi et al.（2001）は，アムール川流出量とオホーツク海海氷域面積には経年的に負の相関があることを示し，これは比較的暖かい河川水が夏場にオホーツク海に流入することで冬の海氷生産を抑制するためと提案している．アムール川流出水がオホーツク海海氷生産に与える影響には複数の要因が関わっており，単純には結論できないことがうかがえる．

3.2 アムール川流出水の輸送

シミュレーション結果で，アムール川流出水が河口付近からどのように輸送されていくかを観察する．図 5 に 10 m 深さにおける塩分と流速分布図を示す．アムール川流出量は 5 月に流域起源の融雪水の影響で急上昇し（図 2），サハリン湾に顕著にみられる低塩分水に寄与する（図 5）．その周囲では，DSW の影響で塩分は比較的高くなっている．5 月の段階では陸棚域の大部分はまだ海氷に覆われていることに注意されたい．

注目したいのはサハリン湾にみられる時計方向の循環である（2000 年 5，7 月図に矢印で示す）．この循環は河川水を北緯 54.5 度付近の急斜面まで輸送している．1999 年の 5 月分布図を見ると，北西陸棚域に岸沿いの，北東向きの流れが確認できる．2000 年同月ではこの流れは不明瞭であるが，この流れは東風によるエクマン輸送と関連づけることができる．東経 140–142 度，北緯 54–57 度の範囲で西向き風応力 τ_{x0} の見積もりは 1999 年 5 月と 2000 年 5 月でそれぞれ 2.5×10^{-2} N/m^2 と 1.0×10^{-2} N/m^2 であるから，エクマン輸送 $\tau_{x0}/\rho_0 f$（ρ_0 は海水密度，f はコリオリパラメータ）はそれぞれ 0.031 Sv，0.015 Sv（Sv = 10^6 m^3/s）と見積もられる．

7 月になると，低塩分域はさらに北西陸棚域へ広がる．

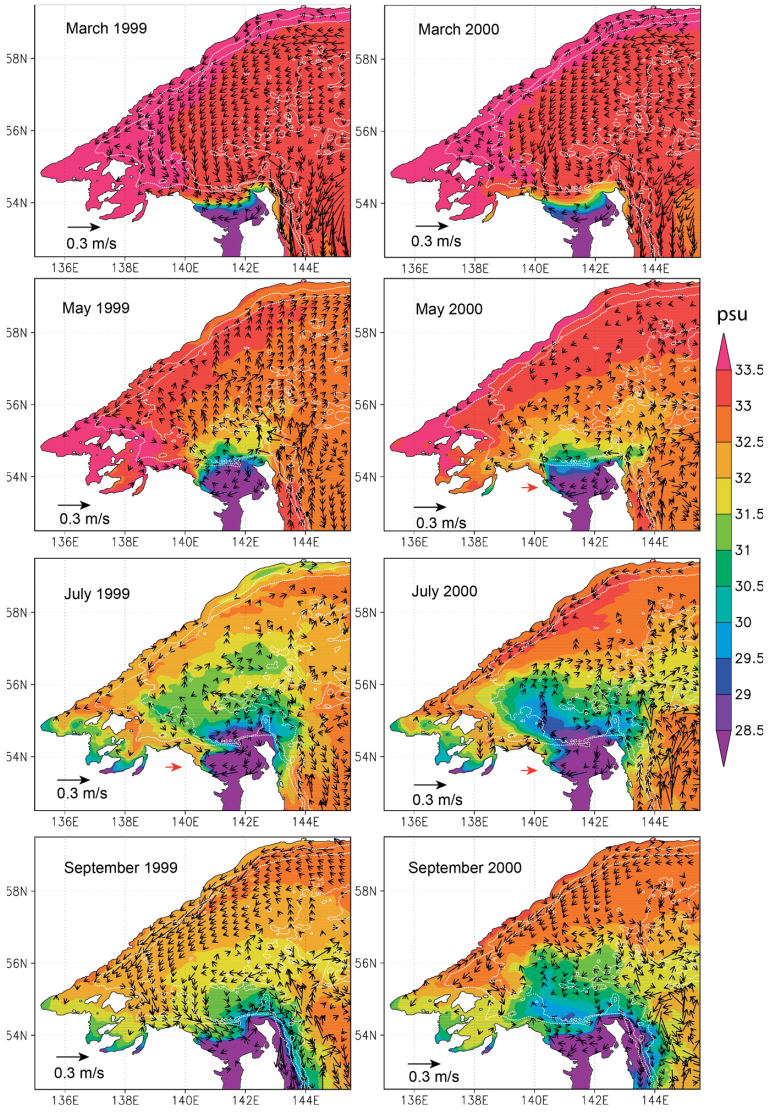


図 5：10 m 深さにおける塩分と流速場．“標準”実験結果の月別平均．速度ベクトルは 0.03 m/s 以上のもののみ示す．赤矢印はサハリン湾内の時計方向渦を示す．
Figure 5：Salinity and velocity fields at 10 m depth. Monthly mean from the “standard” experiment. Vectors with speed less than 0.03 m/s are not shown. Red arrows in May and July indicate the clockwise gyre in the Sakhalin Gulf.

東経 140 度，北緯 56 度付近に起源をもつ北東向きの流れが確認でき，低塩分水はこの流れによって輸送されているように見える．また，この北東向きの流れは海底において沿岸から進出してきた DSW による塩分フロントと対応していて，温度風の関係によって生成した密度流であると考えられる．

もう一つ注目したいのが，サハリン湾の東経 141 度，北緯 54.5 度付近から西向きに伸びる西向きのジェットである．このジェットを通る経路を西側経路と呼ぶ．図 6 は東経 140.5 度における塩分と流速の断面図を示す．西向きジェットは 1999 年では 5 月，2000 年では 7 月に顕著であるが，いずれの場合でも海底付近で岸側に向かって等塩分面（ここではすなわち等密度面）が上向きに傾斜していることが確認できる．この等塩分面の傾斜は東風による沿岸湧昇も考えられるが，のちの数値実験で示すように，ここでは北部から流れてきた DSW の影響である可能性が高い．

もう一つの経路として，サハリン湾北部の陸棚端の谷（図 1 中の B）の東側を北へ河川水を輸送する流れである．両年とも 7 月にこれに伴う低塩分水の分布が見られるが，西向きジェットと比べるとこの流れは不明瞭である．物理的に考えると，谷へ沈み込む DSW は水柱が伸長するため，渦位保存により反時計方向の相対渦度を生じる．表層の河川水の影響が少ない“川無し”実験では谷上で反時計方向の循環が顕著に確認できる（図 7a）．

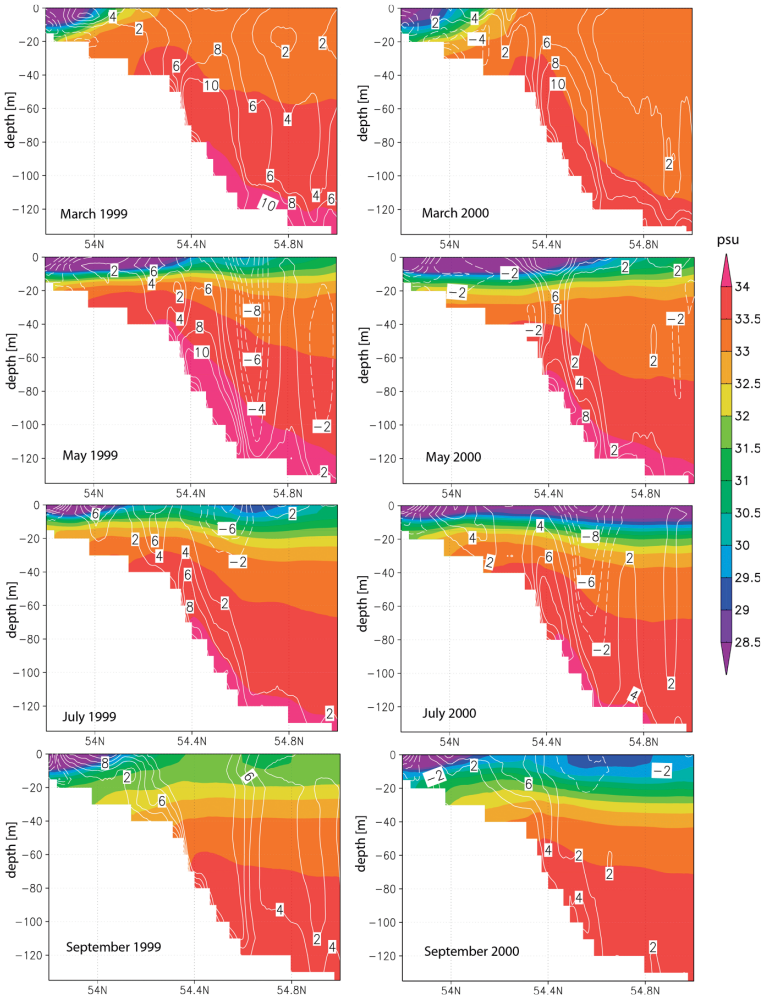


図 6：塩分と東西流速の東経 140.5 度における鉛直断面（図 1 中の赤線）．“標準”実験結果の月別平均．実線は東向き，破線は西向き速度を示す．流速の単位は［cm/s］．
Figure 6：Vertical section of salinity and zonal velocity [cm/s] along 140.5 E (red line in Fig. 1). Monthly means from “standard” experiment. Solid contour denotes eastward flow and dashed contour denotes westward flow.

3.3 DSW，東風，河川水が二つの経路の生成において果たす役割

“川無し”実験では海氷融解に伴う淡水の供給はあるが，河川水由来淡水の供給がないためサハリン湾内塩分は“標準”実験と比べ高い．また，湾内の時計方向の循環も存在しない（図 7a）．この差は河川水がサハリン湾全体に広がることを示唆する．興味深いことに，“川無し”実験では 3.2 節で述べた西向きジェットが見られない．塩分と流速の鉛直断面をみると，“標準”実験同様，DSW の影響で等塩分面は岸に向かって上向きに傾斜しているが，表面では他の実験と比べ成層が弱くジェットも確認できない．このことは DSW 単体では西向きジェットを維持できないことを示唆する．つまり，河川水が表層に流れ込み強い成層を生じることにより，西向きジェットを生成し，さらにこのジェットが河川水をサハリン湾から西側へと呼び込むという自立した機構があると考えられる．陸棚上における北東向きの流れは“川無し”実験でも存在するが，“標準”実験よりも弱い．同様の機構がこの北東向きの流れにも適用できると考えられるが，河川水がないため“川無し”実験ではこの流れが弱まったと考えられる．

“DSW 無し”実験では，西向きジェットが反転している（図 7c）．これは北部から岸沿いに伝播してくる，東風に誘起された沿岸捕捉波の影響と考えられるが，この結果は現実には DSW と河川水による西向きジェットの形成が風由来の沿岸捕捉波の効果を打ち消すことを示す．

東風は，3.2 節で述べたようにエクマン輸送を通じて河川水の輸送に影響しうるが，西向きジェットには直接寄与しないと考えられる．例えば，“川無し”，“DSW 無し”実験では，風の影響を考慮しているが，西向きジェットは確認できないもしくは確認できても“標準”実験と

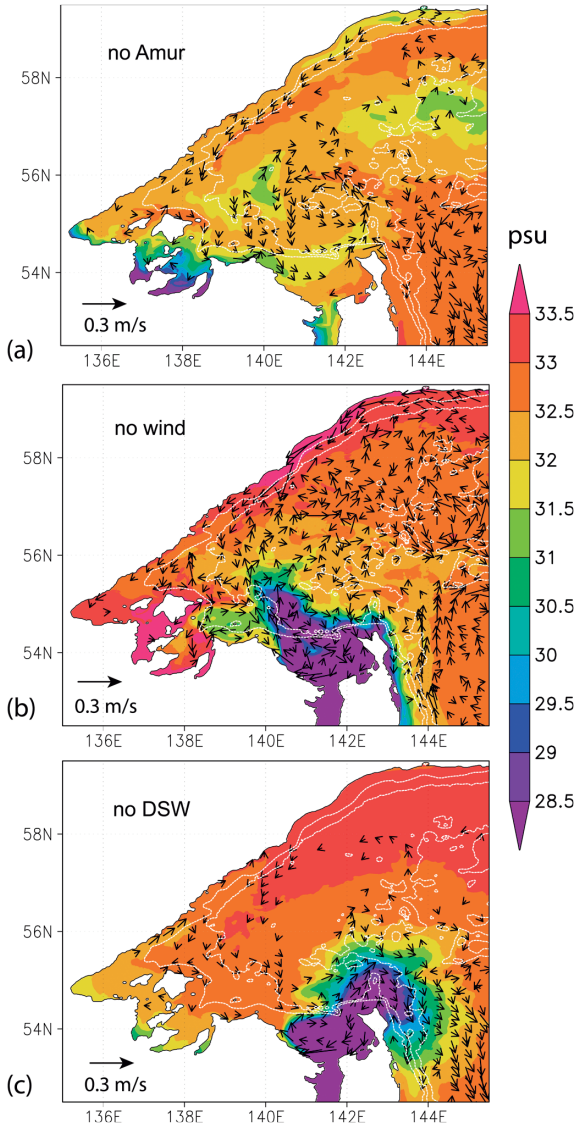


図 7：10 m 深さにおける塩分と流速場．1999 年 7 月平均．(a)“川無し”，(b)“風無し”，(c)“DSW 無し” 実験結果．
Figure 7：Salinity and velocity fields at 10 m depth. Monthly mean through July 1999. Model results from (a) “no Amur”, (b) “no wind”, and (c) “no DSW” experiments.

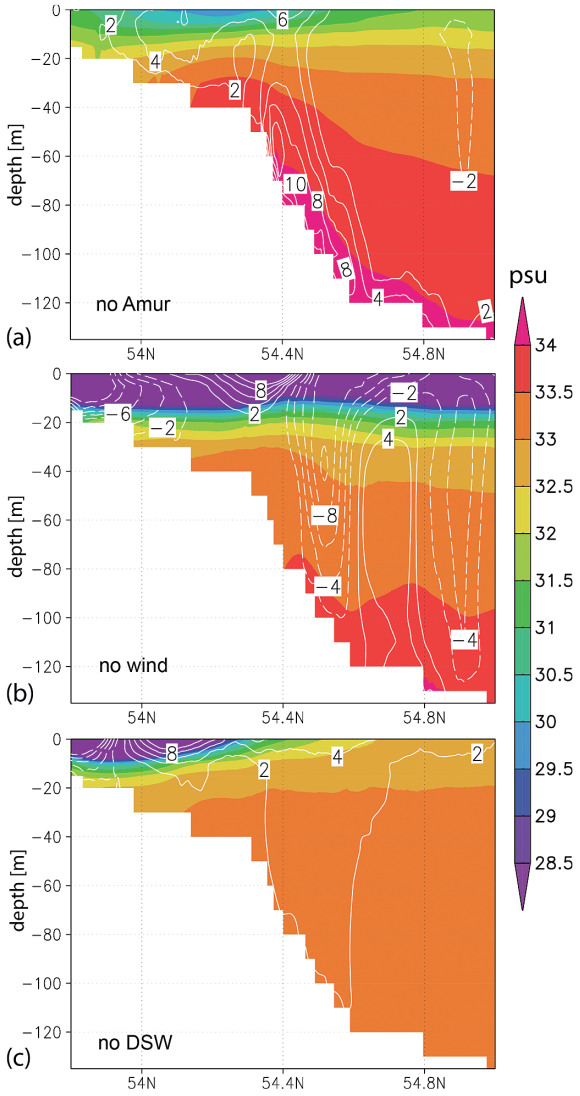


図 8：図 6 と同様，ただし，1999 年 7 月平均．(a)“川無し”，(b)“風無し”，(c)“DSW 無し” 実験結果．
Figure 8：Vertical section of salinity and zonal velocity [cm/s] along 140.5 E (red line in Fig. 1). Monthly mean through July 1999. Model results from (a) “no Amur”, (b) “no wind”, and (c) “no DSW” experiments. Solid contour denotes eastward flow and dashed contour denotes westward flow.

比べ不明瞭であった．

陸棚端の谷上の反時計方向の循環は“川無し”実験で最も明瞭である．“標準”実験では複雑な流れを示しており，むしろ谷の東側で北上する流れとして確認できる．反時計方向の循環は 3.2 節で述べたように DSW が谷へ沈み込むことによる水柱の伸長によるものと考えられるものの，現実には“標準”実験に見られるように表層は河川水の影響も受ける．また，当然“DSW 無し”実験では谷上の反時計方向の循環はみられない．さらに，“風無し”実験でも DSW を考慮しているにもかかわらずこの循環は不明瞭である．これは風による DSW の輸送がないため，沖側への DSW の輸送が制限されるためと言える．

“風無し”実験では，西向きジェットは確認できるものの（図 8），陸棚上の北東向きの流れは不明瞭で，低塩分水も陸棚域全体に広がるには至っていない．このことは，東風によるエクマン輸送が河川水を陸棚域への輸送し，陸棚上で北東向き流れを形成するのに寄与していることを示唆する．この実験では河川水を考慮しているにもかかわらずサハリン湾での時計方向の循環が見られなかった．また，河川水がサハリン島沿いを流れ，南へ流れてしまっている．これは線形回転流体系で河川流出水の振る舞いとして一般的に予測されるものであるが，この実験結果は風が河川水をサハリン湾内にとどめ，南部

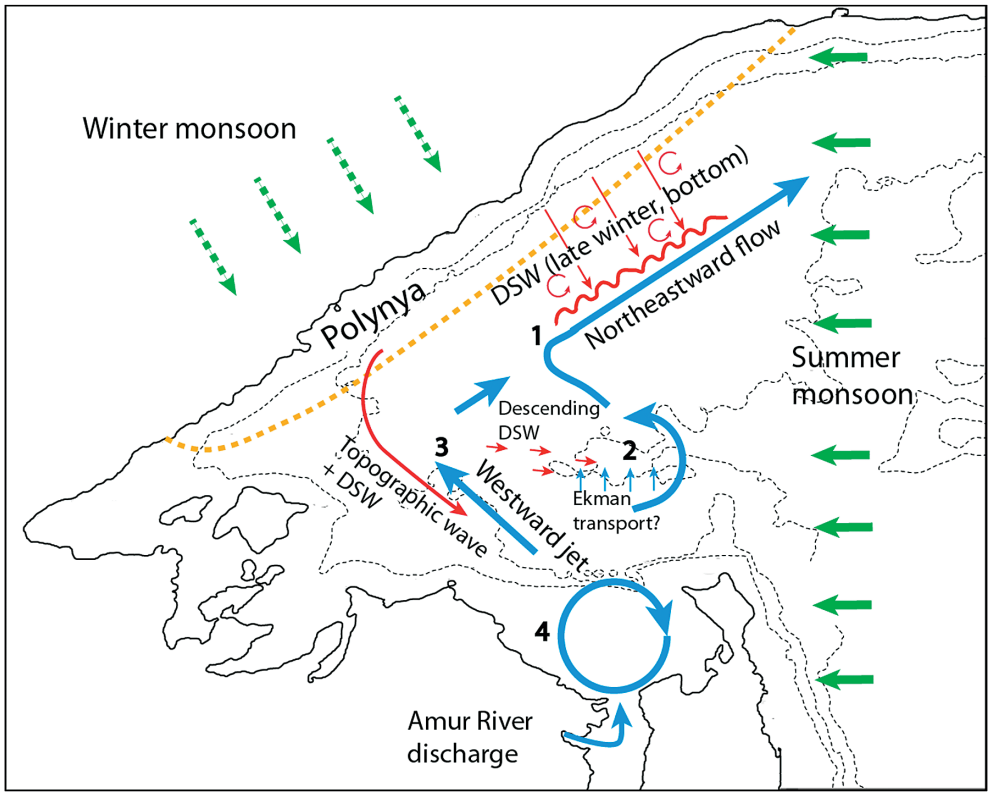


図 9：アムール川流出水の北西陸棚域への経路の概念図．西側経路：4．時計方向渦→ 3．西向きジェット→ 1．北東向き流れ，東側経路：4．時計方向渦→ 2．北向き輸送→ 1．北東向き流れ．青線は河川水の経路，赤線は DSW の輸送経路を示す．
Figure 9：Schematic diagram of the routes for the Amur River discharge to be transported over the northwestern continental shelf. Western route: 4. Clockwise gyre → 3. Westward jet → 1. Northwestward flow. Eastern route: 4. Clockwise gyre → 2. Northward transport → 1. Northwestward flow. Blue lines denote the paths for the river water, and red lines denote the DSW transport.

へ流出するのを防いでいることを示唆する．

サハリン湾における時計方向の循環に風が及ぼす役割については 3.4 節で議論する．

このように，河川水，DSW，風は河川水を北西部陸棚域全体に運ぶのにいずれも欠かせない．その機構として，陸棚上の北東向き流れ（図 9 中 1），谷上の反時計方向循環とエクマン輸送（東側経路，図 9 中 2），西向きジェット（西側経路，図 9 中 3），そしてサハリン湾における時計方向循環（図 9 中 4）がある．

3.4　サハリン湾の時計方向循環はどのように生成するのか？

3.3 節で述べたサハリン湾の時計方向循環（図 9 中 4）は，1999 年，2000 年のシミュレーション結果に見られた．Abrosimova et al.（2009），Zhabin et el.（2010）は衛星観測データで同様にサハリン湾で時計方向循環を確認している．シミュレーション結果では河川流出が増加し東風が卓越し始める 5 月に形成し，8 月に縮小，9 月には消失し，河川水は沿岸流となりサハリン島沿いに南方へと流れる．この循環の縮小時期は，東寄りの季節風が弱まり，北西よりへと変わる時期と対応している．

“風無し”実験で時計方向循環が形成されなかったことからも，この循環の形成には東風が大きな役割を果たしていると言える．一般的な沿岸流として河川水がサハリン島沿いに流れ出てしまうのを防ぎ，サハリン湾内に河川水を止めるこの循環は，陸棚域そして DSW の経路へ河川水を輸送するのに重要である．

この循環はどのように形成するのか？　低密度水が狭い流路から高密度水上に流出する際の渦の形成の例として，Alboran Gyre や，Tsugaru Gyre が挙げられ，これらは理論的にも実験的にも多くの研究がなされてきた（Whitehead and Miller, 1979；Kubokawa, 1991；Nof and Pichevin, 1999）．ほとんどの研究では，流路内の負の渦度と渦の生成を関連づけているが，Nof and Pichevin（1999）では，流路内の渦度にかかわらず，流れの推進力と惑星 β 効果のバランスによって渦が生成することを説明した．また，Pichevin and Nof（1997）は f 面では非線形項に由来する推進力が引き起こす運動量の不均衡によ

り渦が成長し続けることを理論的に示している．

流れを特徴づけるフルード数 $F=U/c$（U は流出水の速度スケール，c は傾圧位相速度）とケルビン数 $K=L/L_d$（L は水平長さスケール，L_d はロスビー内部変形半径）を，シミュレーション結果を用いて見積もる．表層と下層の密度差 $\Delta\rho$～7 kg/m^3/s，表層厚さ h～8 m，コリオリパラメータ f～10^{-4}[s^{-1}] とすると，流出水出口の幅は約 20 km であるから，K～2.7>1 と Kubokawa（1991）や Nof and Pichevin（1999）の分類によれば渦は形成しない．Nof and Pichevin（1999）では Tsugaru Gyre が暖かい時期にのみ形成することからロスビー内部変形半径と流路出口の幅の比が渦形成に関連すると述べている．また，$F=0.17<1$ と，非線形性は弱い．

Fujisaki et al.（2014）は，K，F を用いて運動方程式のスケーリングを行っている．

$$\frac{\partial uh}{\partial t} + uh\frac{\partial u}{\partial x} + vh\frac{\partial u}{\partial y} - fvh = -\frac{g'}{2}uh\frac{\partial h^2}{\partial x} + \frac{\tau_{x0}}{\rho_0}$$

$$\frac{Uh}{T} \quad \frac{U^2h}{L} \quad \frac{U^2h}{L} \quad fhU \quad \frac{g'h^2}{L} \quad \frac{\tau_{x0}}{\rho_0}$$

$$\frac{UL}{Tc^2} \quad F^2 \quad F^2 \quad KF \quad 1 \quad \frac{L\tau_{x0}}{c^2h\rho_0}$$

特徴的なのは風応力による影響が入っていることであるが，これを平均東西風速から見積もると $\tau_{x0}/\rho_0=-3.8\times10^{-5}$ m^2/s^2（東風）であるから $L\tau_{x0}/c^2h\rho_0$～0.17 となる．つまり，主要バランスとして地衡流平衡，風応力項は 2 次オーダー，非線形項の寄与は F^2 オーダーであるから，さらに小さいことがわかる．Fujisaki et al.（2014）では，Pichevin and Nof（1997）と同様の機構ではあるが，非線形項に由来する推進力の代わりに風応力項が運動量の不均衡と渦形成に寄与している可能性を考察している．渦の継続が東風の減衰とともに終了することからも，東風が渦形成に重要な役割を担っている可能性は高い．経年的な夏の風速場と渦形成の関係に興味が及ぶが，本研究ではここまでの議論に止める．

4．結論

本研究では，オホーツク海海氷海洋結合シミュレーションによりアムール川流出水の振る舞いについて，表層の河川水が北西部陸棚域まで輸送されるかどうかについて注目して調査した．シミュレーション結果は，晩春に二つの経路が形成し，河川水を陸棚上に輸送することを示した．二つの経路の形成には，河川水，DSW，そして東風のいずれも欠かせない．陸棚上の DSW による塩分（密度）フロントは温度風の関係により表面に北東向きの流れ（図 9 中 1）を生じ，これが河川水を陸棚域全体に輸送する．陸棚端の谷上における北向き輸送（図 9 中 2，東側経路）においては，DSW が下降し水中が伸長することによる谷上の反時計方向の循環または東風によるエクマン輸送が寄与する．サハリン湾西側で形成する西向きジェット（図 9 中 3）は DSW と河川水が駆動する密度流であり，その維持には DSW と河川水の両方が必要である．サハリン湾における時計方向の循環（図 9 中 4）は，河川水が沿岸流として南方へ流れ出てしまうのを防ぐとともに，河川水を陸棚域へ輸送する．このことは，物質輸送の観点からも重要である．その形成には東風が大きな役割を果たしていることがうかがえる．

本研究では定性的ではあるものの，河川水が陸棚域に輸送され，DSW の経路上に物質を堆積しうることを示した．本シミュレーション結果は夏から初秋にかけての表層低塩アノマリ（Uehara et al., 2012）や夏の北西陸棚域における活発な一次生産（Nakatsuka et al., 2010；Isada et al., 2013）とも対応し，アムール川由来の鉄が北西陸棚域から DSW によって海洋中層へと輸送されるとした「巨大魚付林仮説」を物理的な観点から支持する．一方で，実際にどれほどの河川水が陸棚上，つまり DSW 上に輸送され，どれほどの鉄が DSW の経路に堆積するかという定量的な評価は今後の課題といえる．

謝辞

本研究は科研費（No.222210001，No.22106010）の助成を受けた．

参考文献

Abrosimova, A., I. Zhabin and V. Dubina (2009) Influence of Amur River discharge on hydrological conditions of the Amurskiy Liman and Sakhalin Bay of the Sea of Okhotsk during a spring-summer flood. *Sea ice, water mass and freshwater processes/Coastal lagoons, PICES Scientific report*, **36**, 180–184.

Craig, P. D. and M. L. Banner (1994) Modeling wave-enhanced turbulence in the ocean surface layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 2546–2559, doi: 10.1175/1520-0485（1994）024<2546:MWETIT>2.0.CO;2.

Fujisaki (Manome), A. and L.-Y. Oey (2011) Formation of ice bands by winds. *J. Geophys. Res.*, **116**, C10015, doi:10.1029/2010JC006655.

Fujisaki (Manome), A., H. Mitsudera and H. Yamaguchi (2011) Dense shelf water formation process in the Sea of Okhotsk based on an ice-ocean coupled model. *J. Geophys. Res.*, **116**,

C03005, doi:10.1029/2009JC006007.

Fujisaki (Manome), A., H. Mitsudera, J. Wang and M. Wakatsuchi (2014) How does the Amur River discharge flow over the northwestern continental shelf in the Sea of Okhotsk?. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 8–20.

Hunke, E. C. and J. K. Duckowicz (1997) An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics *J. Phys. Oceanogr.*, **27** 1849–1867. doi: 10.1175/1520–0485 (1997) 027<1849: AEVPMF>2.0.CO;2.

Isada, T., T. Iida, H. Liu, S.-I. Saitoh, J. Nishioka, T. Nakatsuka and K. Suzuki (2013) Influence of Amur River discharge on phytoplankton photophysiology in the Sea of Okhotsk during late summer. *J. Geophys. Res.*, **118**, 1995–2013, doi: 10.1002/jgrc.20159.

Kawaguchi, Y. and H. Mitsudera (2009) Effects of along-shore wind on DSW formation beneath coastal polynyas: Application to the Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res.*, **114**, C10013, doi:10.1029/2008JC005041.

Kubokawa, A. (1991) On behavior of outflows with low potential vorticity from a sea strait. *Tellus*, **43A**, 168–176, DOI:10.1034/j.1600–0870.1991.t01–1–00007.x.

Matsuda, J., H. Mitsudera, T. Nakamura, K. Uchimoto, T. Nakanowatari and N. Ebuchi (2009) Wind and buoyancy driven intermediate-layer overturning in the Sea of Okhotsk. *Deep Sea Res. I*, **56**, 1401–1418, doi:10.1016/j.dsr.2009.04.014.

Mellor, G. L. and T. Yamada (1982) Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.*, **20**, 851–875.

Nakatsuka T, J. Nishioka, K. Suzuki and all members of group 2 (2010) Iron transport processes and their impacts on primary productivity in the Sea of Okhotsk. In: *Shiraiwa T (ed) Report on Amur-Okhotsk Project*, **6**, 31–40.

Nihashi, S., K. I. Ohshima, T. Tamura, Y. Fukamachi and S. Saitoh (2009) Thickness and production of sea ice in the Okhotsk Sea coastal polynyas from AMSR-E. *J. Geophys. Res.*, **114**, C10025, doi:10.1029/2008JC005222.

Nihashi, S., N. Ebuchi, Y. Fukamachi and S. Takahashi (2011) Characteristics of sea ice in the Okhotsk coastal polynyas revealed by satellites, ice-profiling sonar and digital camera observations. *Ann. Glaciol.*, **52**(57), 133–139.

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 supply to 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. Nakatsuka, Y. W. Watanabe, I. Yasuda, K. Kuma, H. Ogawa, N. Ebuchi, A. Scherbinin, Y. N. Volkov, T. Shirasawa and M. Wakatsuchi (2013) Intensive mixing along an island chain controls oceanic biogeochemical cycles. *Global Biogeochem Cy.*, **27**, 920–929, doi:10.1002/gbc.20088.

Nof, D. and T. Pichevin (1999) The establishment of the Tsugaru and the Alboran Gyres. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 39–54, doi: 10.1175/1520–0485 (1999) 029<0039: TEOTTA>2.0.CO;2.

Ogi, M., Y. Tachibana, F. Nishio and M. A. Danchenkov (2001) Does the fresh water supply from the Amur river flowing into the Sea of Okhotsk affect sea ice formation?. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **79**, 123–129.

Onishi, T., H. Mitsudera and K. Uchimoto (2012) Numerical Simulation of Dissolved Iron Production and Transport in the Amur River and the Sea of Okhotsk. The Dilemma of Boundaries. *Global Environmental Studies,* **Part 3**, 87–105, doi:10.1007/978–4–431–54035–9_9.

Parkinson, C. L. and W. M. Washington (1979) A Large-scale Numerical Model of Sea Ice. *J. Geophys. Res*, **84**, No.C1, 311–337.

Pichevin, T. and D. Nof (1997) The momentum imbalance paradox. *Tellus*, **49**, 298–319, DOI: 10.1034/j. 1600–0870.1997.t01–1–00009.x.

Sasajima, Y., H. Hasumi and T. Nakamura (2010) A sensitivity study of the dense shelf water formation in the Okhotsk Sea. *J. Geophys. Res.*, **115**, C11007, doi: 10.1029/2009JC005697.

Shcherbina, A. Y., L. D. Talley and D. L. Rudnick (2004) Dense water formation on the northwestern shelf of the Okhotsk Sea: 1. Direct observations of brine rejection. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09S08, doi:10.1029/2003JC002196.

Tsuda, A., S. Takeda, H. Saito, J Nishioka, Y. Nojiri, I. Kudo, H. Kiyosawa, A. Shiomoto, K. Imai, T. Ono, A. Shimamoto, D. Tsumune, T. Yoshimura, T. Aono, A. Hinuma, M. Kinugasa, K. Suzuki, Y. Sohrin, Y. Noiri, H. Tani, Y. Deguchi, N. Tsurushima, H. Ogawa, K. Fukami, K. Kuma and T. Saino (2003) A mesoscale iron enrichment in the western subarctic Pacific induces large centric diatom bloom. *Science*, **300**, 958–961.

Uehara, H., A. A. Kruts, Y. N. Volkov, T. Nakamura, T. Ono and H. Mitsudera (2012) A new climatology of the Okhotsk Sea derived from the FERHRI database. *J. Oceanogr.*, **68**(6), 869–886, doi:10.1007/s10872–012–0147–3.

Whitehead, J. A. Jr. and A. R. Miller (1979) Laboratory simulation of the gyre in the Alboran Sea. *J. Geophys. Res.*, **84**(C7), 3733–3742, doi:10.1029/JC084iC07p03733.

Zhabin, I. A., A. A. Abrosimova, V. A. Dubina and D. A. Nekrasov (2010) Influence of the Amur River Runoff on the Hydrological Conditions of the Amur Liman and Sakhalin Bay (Sea of Okhotsk) during the Spring-Summer Flood. *Russian Meteorology and Hydrology*, **35**(4), 295–300, DOI: 10.3103/S1068373910040084.

低温科学 74 （2016） 67–75
doi: 10.14943/lowtemsci. 74. 67

縁辺海モデルの現状と新たなモデリング手法

木田　新一郎[1)]

縁辺海の二つの特徴，海峡交換流と河川流入，に焦点を当て縁辺海の数値モデルの現状，手法，そして進展についてレビューした．縁辺海の空間スケールは沿岸より大きいが海盆より小さい．海底地形や海岸線の影響を強く受けつつ，二つの空間スケールで起こる力学が相互に作用する海域となっている．縁辺海の鉛直・水平循環に伴う海峡交換流の力学過程をまず紹介し，西岸境界流を現実的に再現する重要性を Island Integral Constraint を基に議論した．また近年の高解像度化に伴って必要性が高まっている河川流入を再現する新たな手法として層厚モデルを提案し，陸域から海洋の流れ場をシームレスに繋ぐことが可能であることを示した．

A numerical model for the marginal seas

Shinichiro Kida[1]

This manuscript reviews current methods, knowledge, and progress of numerical models for the marginal seas. Marginal seas cover areas that are larger than a coastal scale but smaller than a basin scale. It is a region where dynamics occurring in both scales interact, under the influence of detailed structures in bottom topography and coastlines, which often requires high spatial resolution models to resolve. Two aspects are raised, where numerical models of marginal seas could improve, straits exchange flows and river outflows. The dynamics of the straits exchange flows that occur between marginal seas and open ocean are first discussed, with a focus on the overturning circulation. The importance of resolving realistic western boundary currents is then discussed based on the framework of the island integral constraint. This framework becomes especially important when the straits that connect the marginal seas and open ocean are narrow. Lastly, a new approach for modeling river inflows and ocean circulation simultaneously is introduced. The use of a layer model is shown to successfully capture the water flow from land to the ocean during extreme precipitation events.

キーワード：数値海洋モデル・海峡交換流・河川流出・エスチュアリー循環
Numerical ocean model, Strait exchange flow, River discharge, Estuary circulation

1．縁辺海という存在

大気と海洋の大きな違いは「壁があるかないか」にある．「空気と水」という物質としての違いももちろんあるが，壁の有無も同じくらい重要な違いではないだろうか．壁のない大気大循環は基本的には緯度「帯」があり，そのなかで山の起伏や海水温の変化等によって経度方向に空間変動が生まれている（図 1a）．一方，陸という壁がある海洋大循環は緯度「帯」をつくることできず，代わりに緯度をまたぐ「環（わ）」が形成されている（図 1b）．この一見，教科書の始まりに載っていそうなことをなぜ改めて述べたかというと，大気の「帯」と海洋の「環」の違いは，流れの「外側」「内側」のような位置の概念に全く異なる性格をもたらすからである．例えば大気ではジェット気流の外側と内側が赤道と極域に相当するのに対して，海洋では風成大循環の外側と内側が沿岸と外洋に相当する．つまり太平洋の縁にある日本に住んでいる人と太平洋の真ん中にあるハワイに住んでいる人

連絡先
木田　新一郎
海洋研究開発機構・アプリケーションラボ
〒236-0001　横浜市金沢区昭和町 3173-25
Tel. 045-778-5514
e-mail：kidas@jamstec.go.jp
1）海洋研究開発機構・アプリケーションラボ
Application Laboratory, JAMSTEC, Yokohama, Japan

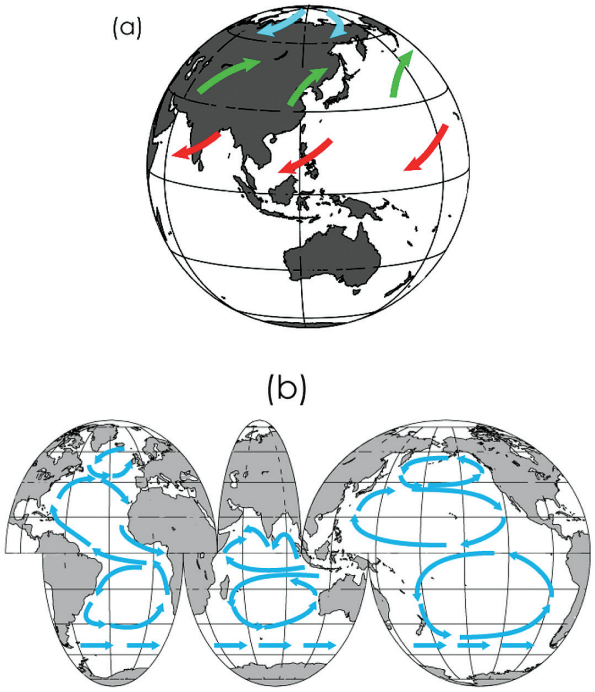


図 1：(a) 大気大循環の模式図．北東貿易風，偏西風，極偏東風が形成されている．(b) 海洋大循環の模式図．海盆毎に循環場が形成されている (Adapted from Fig 3.1 of Open University, 2001).
Figure 1：(a) A schematic of the general atmospheric circulation. Notice the bands of trade winds, westerlies, and polar easterlies. (b) A schematic of the general oceanic circulation. Notice the closed loops in oceanic basins(Adapted from Fig. 3.1 of Open University, 2001).

は，大気の視点では緯度差 15° ほどの違いしかない環境に属しているが，海洋の視点から見ると赤道と北極のように大きく違う環境に住んでいるということになるのである．

海洋の縁には文字通り「縁辺海」と呼ばれる海が存在しており（図 1b），先程述べた表現を使うとこの海が海洋の最も「外側」に位置する海になる．日本周辺だとオホーツク海・日本海・東シナ海，ヨーロッパ周辺だとノルウェー海・地中海などが縁辺海の代表例といえよう．おそらくこの縁辺海に相当するような存在は大気にはないのではないだろうか．縁辺海は陸面の情報を外洋へ伝える役目を担っており，陸上の降水パターン，植生，生態系，地質の違いは河川や地下水を通じて，まずこの縁辺海に伝わることになる．そして「陸の情報」をもった淡水や物質は縁辺海内部で変遷を重ねたのち，外洋へと徐々に流出することになる．逆に縁辺海は外洋で起きている海洋大循環の変動を陸域に伝える役目も担っている．縁辺海は複雑な海岸線・海底地形によって外洋から半閉鎖的な空間が形成されている事が多く，海峡や大陸棚で起きる海水の交換を通じて外洋循環は縁辺海の環境に変化をもたらすことになる．

1.1　縁辺海の数値モデルの現状

縁辺海は，陸域と海域の繋ぎ役であると同時に人間の社会活動に接する海でもあるため，その数値モデルは現実的な海域の変化・変動を予測することが求められている（e.g., JCOPE2; Miyazawa et al., 2009）．では縁辺海の数値モデルを構築する上で気をつけるべき事とは何だろうか？

これまで縁辺海で用いられてきた数値モデルは外洋大循環モデルを領域で用いるようにしたものか（e.g., COCO; Matsuda et al., 2009），沿岸モデルの計算領域を拡大（e.g., FRA-ROMS: http://fm.dc.affrc.go.jp）したものである．外洋大循環モデルを用いて全球・海盆スケールとともに縁辺海を解く場合は，縁辺海—外洋間で起きる物理はモデル内部で解くことになる．この場合，海域に特化したチューニングは施しにくくなり，結果として数値モデルの再現技術が確認できるという利点が在る．しかし，全球での計算は計算資源を多く消費し，解析する中で追加実験が必要になった際は，更に多くの計算資源が必要となる．そのため，より利便性の高い領域モデルを構築する方が現実的であろう．欠点としては外洋大循環モデルの多くは領域モデルとして用いる際に必要な側面境界条件の設定手法に豊富なオプションを備えてないことがあげられる（MOM4; Griffies et al., 2008; HYCOM; Bleck, 2002）．また数 m 深といった浅水域を解くことを念頭に開発されていないため，潮汐・海底混合・陸域への浸水（wet & dry）など縁辺海で起こる多様な物理現象が組み込まれていない場合が多く，沿岸付近の現象の再現性には不安も残る．外洋大循環モデルを縁辺海に用いる際は，あくまでも深い外洋と同様の物理過程が縁辺海でも起きているという仮定のもとに用いていることを気にしておく必要がある．

沿岸モデルを用いて縁辺海のモデルを構築する場合，外部境界条件の設定方法に豊富なオプションが用意されているというメリットがある（e.g., ROMS; Shchepetkin and McWilliams, 2005）．これは沿岸モデルが領域モデルとして発展してきたためであり，多様な物理現象が組み込まれていることも多く，浅水域や複雑な海岸線を再現できる非構造格子にも対応していることが多い．ただ沿岸モデルは全球・長期積分のために開発されてこなかったため，海盆スケールで用いた場合，海域・積分期間によって観測から大きくずれてしまう可能性が高く，外洋大循環モデルに比べてより注意する必要がある．とはいえ，この 10 年で外洋大循環モデルも沿岸モデルも

どちらも利便性が高まってきており，モデルの違いはかなり小さくなっている．研究する上で，どちらかのタイプのモデルを使わなければ研究が進まない，という状況は限られているように思う．ほとんどの研究者は，自身が使い慣れている数値モデルに必要な機能を持たせる工夫を施して縁辺海モデルを構築しているというのが現状だろう．問題の多くは，外洋大循環モデルであれ，沿岸モデルであれ，領域モデルとして用いるとなる上で必要となる側面境界条件を準備しなければならない点にある．データ同化プロダクト･観測値･他のシミュレーション結果などを用いるわけだが，これらのデータが必ずしも欲しい時空間解像度や再現精度で用意できるとは限らないのである．

数値海洋モデルの利便性が向上し，モデル毎の差が縮まるのは時間の問題とすると，現モデルの組み合わせや高解像度化・精緻化では解決できない問題とはなんであろうか？「縁辺海」という括りで考えるなら，ひとつは先程述べた領域モデルの宿命である側面境界条件，つまり外洋と縁辺海の繋がり具合の再現性であろう．この問題は領域モデルを用いる限り永遠のテーマであり，どこかの時点で完璧にはならないことを受け入れるしかない．どちらかというと何を押さえて置く必要があるか，という点を知っておくことが重要になる．もうひとつの解決できない問題は河川水の再現性ではないだろうか．河川水は短い時間スケールで変動するうえ，陸域にまたぎ，溶存・懸濁物質が関わる一筋縄ではいかない現象である．その他にも海氷や直上大気の再現性も考えられるが，本稿では「外洋と縁辺海の繋がり方」と「河川」の二つのテーマに絞って縁辺海モデリングの考察を進めたい．

2．縁辺海の基礎的モデル

縁辺海と外洋との繋がり方は縁辺海ごとに大きく異なる．北太平洋の場合，縁辺海の多くは西側にある．オホーツク海は 1000 m 程深く 40 km 程の幅のあるクリル諸島の割れ目ともいえる狭い海峡で太平洋と繋がっており，東シナ海は大陸棚縁を境に 1000 km 以上にわたって太平洋と繋がっている（図 2a）．北大西洋の場合は，縁辺海は東側にもある．地中海は 300 m 程深く 20 km 程の幅しかない狭いジブラルタル海峡で大西洋と繋がっており，ノルウェー海はグリーンランド―スコットランド海嶺を境に数 100 km にわたって大西洋と繋がっている（図 2b）．

縁辺海と外洋を繋ぐ海峡は代表的なものでも数 10 km 幅しかないことが多いため，縁辺海モデルは海峡の流れが解像できるよう 10 km 以下の水平解像度はあることが望ましい．この要件はおそらく今日の計算機能力では実現可能であろう．とすると，次に気にすべきことは，海峡を通じた鉛直循環，そして水平循環による海水交換の再現性である．

2.1　外洋との鉛直循環の再現性

海峡の上と下では流れが逆になる二層流が生じていることが多く，縁辺海が軽い水をつくる環境だった場合は上層で縁辺海から外洋へと流れている（図 3）．このような縁辺海は Dilution basin と呼ばれる（Tomzcak and Godfrey, 2003）．逆に縁辺海が重い水をつくる環境だった場合は海峡の下層で縁辺海から外洋へと流れている．このような縁辺海は Concentration basin と呼ばれる．下層で外洋へ流出する重い水は深層重力流となり，深層

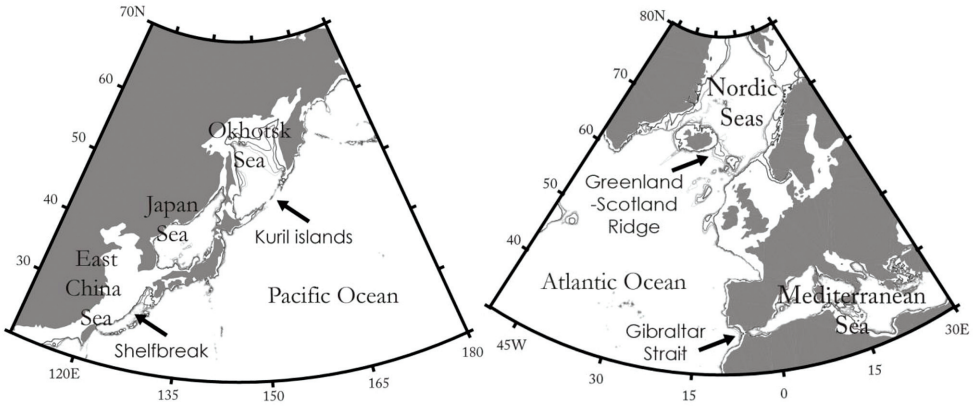


図 2：(左)北太平洋とその縁辺海　(右)北大西洋とその縁辺海．陸域がグレーでコンターは水深 250，500，750，1000 m. Based on ETOPO1.
Figure 2：(Left) North Pacific and its marginal seas. (Right) North Atlantic and its marginal seas. Lands are in gray and the contours are drawn for 250, 500, 750 and 1000 m depths. Based on ETOPO1.

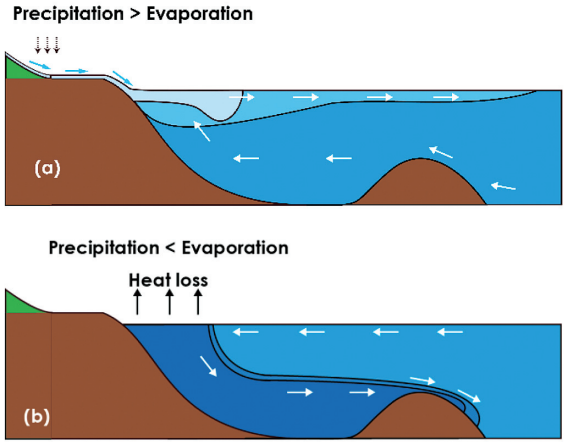


図 3：(a) Dilution basin．海峡の下から外洋の水が入り，上から縁辺海の水が出ている．(b) Concentration basin．海峡の上から外洋の水が入り，下から縁辺海の水が出ている．
Figure 3：(a) A schematic of a dilution basin. Oceanic water enters the marginal sea near the bottom and marginal sea water exits above. (b) A schematic of a concentration basin. Oceanic water enters the marginal near the surface and marginal sea water exits below.

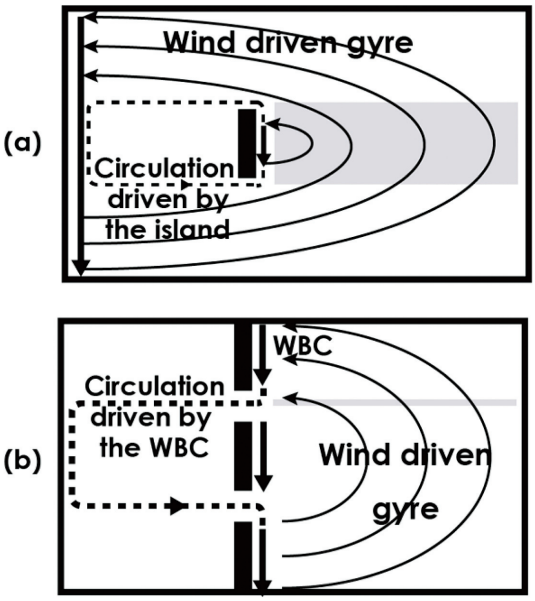


図 4：(a) 孤立した島がある場合の循環場．(b) 半島や狭い海峡がある場合の循環場（Adapted from Kida and Qiu, 2015）．
Figure 4：A schematic of the oceanic circulation (a) when there is an isolated island and (b) when an island is located close to a peninsula with narrow straits. (Adapted from Kida and Qiu, 2015).

循環の駆動源の一つとなるのだが，数値モデルでの再現が非常に難しい現象であることが知られている（Legg et al., 2006）．全球・海盆スケールモデルではその再現性は芳しくなく，原因は深層重力流が大陸棚を駆け下る際に過剰に混合してしまうためである．特に海底斜面を棚田のように表現する z 座標モデルでは流れが棚を降りる度に，不自然な混合が起きてしまい再現性が悪い．海底付近の解像度が高ければよいが，深層重力流は 1000 m 以上も深く斜面を下る現象のため，実質鉛直解像度を全水深で高める必要があり，非現実的な手段である．深層重力流の再現性に関しては，z 座標モデル（Danabasoglu et al., 2012）に比べ密度座標モデル GOLD（Winton et al., 2013）やハイブリッド型モデル HYCOM（Xu et al., 2007）の方が自然な形で成功している．

2.2　西岸境界流の再現性

縁辺海―外洋間の水平循環を再現するには西岸境界流の再現性が非常に大切である．しかし渦活動が活発な西岸境界流は数値モデルで現実的に再現することが難しい現象のため，西太平洋に在るような縁辺海のモデルを構築する際には十分にその再現性を確認しておく必要がある．海峡を通る流れと西岸境界流の関係性を決める物理過程は，これまでのところインドネシア通過流や日本海通過流の平均流においては Island Rule と呼ばれる理論がその基本原理だと考えられている（図 4a，Minato and Kimura, 1979; Godfrey, 1989; Tsujino et al., 2008）．この理論は島を回る流量が島の真東で吹く外洋上の風応力の平均分布で決まる，というものである．ケルビンの循環定理を用いて導かれた理論で，流れによって島に掛かる摩擦力の積分値はゼロになるという拘束条件に基づいている．つまり島のある部分に時計回りの流れがあるとすると『島が時計回りに回転』しないように島の別の部分では反時計回りの流れが生じる，ということである．Island Rule は島の東岸の西岸境界流のみでこのバランスが満たされることを仮定している．

Island Rule は海の中に孤立して存在する海盆スケールの島を想定した理論のため，残念ながら全ての縁辺海に適応できる理論ではない．例えばオホーツク海―太平洋間のように島が小さく，かつ半島に挟まれた海峡を通じた水平循環のような場合には不適切である．Ohshima et al.（2010）も Island Rule が観測流量に対して 1 オーダー大きく見積もってしまうことを指摘している．これは島が小さく，かつ半島によって挟まれた海峡がある状況では，島にかかる摩擦力は上流から流れてくる西岸境界流が海峡を通過する際に生じるものの方が支配的になるからである（Kida and Qiu, 2013）．つまり Island Rule のように「西岸境界流だけ」で島に掛かる摩擦力の積分値をゼロにするのではなく「海峡での流れ」と「西岸境界流」によって満たすようになる．こうなると二つの流れはお互いに強く依存するようになり，海峡の流れの再現性にとって西岸境界流が重要なことがわかる．縁辺海と外洋の海水交換にとって島の真東で吹く風応力の正確

性だけでなく上流から流れてくる西岸境界流の再現性も重要なのである．この「上流」の重要性は大陸棚のような地形が加わると更に高まるようである（Yang et al., 2015）．

3．陸から海への水循環図

3.1　河川水の流入

河川は陸から海へと淡水が流れる現象だが（図 5），河口付近では海水が淡水の下を河川流量，潮汐混合，地形に応じて陸域へと遡上していることが知られている．遡上した海水は，海起源の物質を陸域に運ぶと同時に混合によって河川水に取り込まれ，再び海へと流れ出る．このような二層流はエスチュアリー循環と呼ばれ，河口で流出する河川水量を陸から流れてきた正味の淡水量を強化する働きをもつ．海へと流出した河川水は河口域で海水を取り込んだのち，北半球なら陸を右手に見ながら海岸に沿って進み，河川プリュームを形成する（Hetland, 2005）．河川水は低塩分のため，縁辺海の海面に広がると海面の成層を強め，混合を抑制することで，海面水温を変化させたり（Nghiem et al., 2014），海氷の生成過程に影響をもたらすことになる（Alkire et al., 2015）．

河川を縁辺海モデルの中で現実的に表現するにはどうしたらよいのだろうか？　外洋大循環モデルの多くは河口付近の塩分を緩和するか Mass として河口のグリッドに淡水を足すことで表現してきた．大雑把な表現方法に留まっていたのは河川流量が海流に比べ小さいことや，河川による低塩分のシグナルが河口付近に集中していることが一因だろう．しかしそれ以上に外洋の海面で起きる降水・蒸発バランスの調整役として海面塩分を全海域で観測気候値へと緩和していたことも大きな理由ではないだろうか（e.g., OFES; Masumoto et al., 2003）．海面塩分を気候値に緩和することで河川の効果がモデルの中に暗に組み込まれているのである．

沿岸モデルの多くは河口から海洋に流入する淡水を側面境界値として表現してきた．河口で起こる物理よりも縁辺海における河川プリュームを検証するにはおそらくこれで十分だろう．しかしこの表現手法には問題点が二つある．ひとつは河口が側面境界となり河川流量を気候値や観測値に前もって決めてしまうため，河口付近で起こる河川水と海水の相互作用が検証できなくなることである．もうひとつは河川の流れ場を再現するとはいえ月気候値でもって表現することが多いことである．大規模河川は上流から河口まで長い時間をかけて流れるため短期的な一気象イベントに大きく左右されないが，日本にあるような急峻な山々から駆け下る河川の流れは数日間のイベントである．つまり月気候値では日本の河川のように台風や集中豪雨のあとに起きる急激な流量の変化は全く捉えられない．これでは沿岸付近の海況を再現・予測するためには不十分であり，この問題はたとえ非構造格子等を用いたとしても解消されない．流量の観測データを用いるとしても大規模河川なら入手できるかもしれないが，中小規模河川ではおそらく無理がある．

現実的な河川を縁辺海モデルの中で再現するには，やはり陸上の河川と海洋の流れを数値的に同時に求めていくことがベストである．もし将来予測をする必要があるケースでは河川流入量を求めるには河川モデルを組み込む以外に選択肢はないだろう．

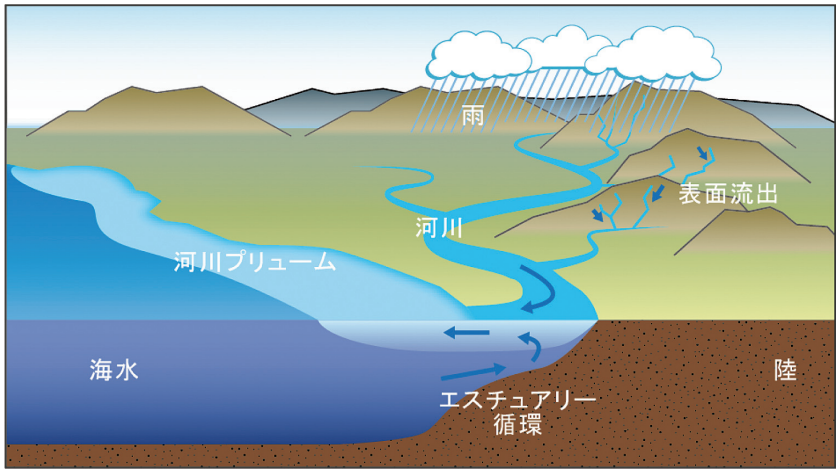


図 5：陸から海への水循環の模式図（Blue Earth　第 135 号より）．
Figure 5：A schematic of the hydrological cycle from land to the ocean (Adapted from Blue Earth Vol. 135).

3.2　河川海洋結合モデル

河川モデルはこれまで水文学の分野で開発され，陸域から河口までの水の流れを再現することで洪水などの防災情報を提供するツールとして大きく発展を遂げてきた．そしてこの既存の河川モデルを海洋モデルに繋げれば河川と海洋の繋がった結合モデルが構築できるように思える．しかし残念なことにこの結合（接合）方法には幾つかのハードルがあり，かつ大きな課題が残ってしまうのである．主に海洋学からみた視点でこれらを列記する．

一つ目のハードルは河川モデルが 1 次元モデルであるということである．河川はそもそも細くて長く，その流路を全て正確に解こうとすると 1 次元で解くほうが効率がいい．また河川網は樹形図のように 2 次元的に広がっているとはいえ，そこを流れる水はほぼ決まった方向に流れており，1 次元モデルを接続していくだけで十分に表現できる．対して海洋モデルは 3 次元モデルであるため，河川モデルと海洋モデルを接合するには河川モデルで解かれている 1 次元の流れを河口付近で 3 次元へ変換する作業が伴う．ここで流れの水平・鉛直構造になにかしらの仮定を組み込むことになり，物理的には自然とはいえなくなる．

二つ目のハードルは河川モデルの多くが一つの河に焦点をあてて構築されていることである．河川ごとに河川網があり，観測データを基に統計的なキャリブレーションを施している．つまり一つの河川モデルとパラメータ設定を用意して多くの河川に使う，というユニバーサルな設計ではないのである．地球システムモデル等に使われている河川モデルはユニバーサルなモデル仕様だが，流体方程式を解くというよりは質量保存式に基づくモデルである．これはそもそも 100 km 近い解像度を持つ全球モデルに用いるための河川モデルであるため，河川の流れは解像できないことが前提になっているためだといえる．もし流れを再現できる河川モデルを一つ一つの河川で準備し，チューニングしたのち海洋モデルに結合するとなると，河川の数だけ作業が伴うことになる．大規模河川だけならば縁辺海に流れ込む河川は多くても数本程度のため，観測データが揃っていることも期待でき，チューニングした河川モデルを準備することも可能かもしれない．しかし，中小規模河川まで考慮するとなると，観測データを集める作業，そして一つ一つの河川モデルを構築していく作業は膨大になることが容易に予想できる．高解像度化が進むと指数関数的に河川の本数は増えることを考えると，作業量がどこかの段階で限界にぶつかるように思う．

三つ目のハードルは，既存の河川モデルの多くが河口で起きる海洋の変動を考慮しない方程式を解いていることである．しかし潮汐などによって河口付近の海面は時々刻々と変化し，河川によっては河川水が上流へと逆流する Tidal Bore（海嘯）と呼ばれる現象も起きている（＝サーフィンができる）．これではせっかく高い時空間解像度で河川流を再現しているにも関わらず，河口付近での物理場が不連続なままである．当然，河口付近で起こるエスチュアリー循環も不自然なものとなってしまうだろう．物理的な整合性に限れば河川モデルは河口ではなく潮汐やエスチュアリー循環の影響がない上流点までしか用いず，それより下流は高解像度海洋モデルを用いて流れ場を再現したほうがよい．しかしこれでは河川モデルと海洋モデルの接続点が複雑になり，相当作業量が増えてしまうことが予想される．

3.3　陸と海を一体的に捉えるということ

既存の河川モデルと海洋モデルを河口で接合するような河川海洋結合モデルには，様々な課題が残ることを述べた．では他にどのようなアプローチがありえるだろうか？　ここでは Kida and Yamashiki（2015）で新たに提案した Layer モデル（層厚モデル）を用いた河川と海洋を一体に解くモデル手法を紹介する．

陸面で降った雨水が表面流出を通じて谷に集まり，河となって海まで流れていく淡水の一連の動きは淡水の布（層）のように表現できるのではないか？　Layer モデルを用いた河川海洋一体型モデルはこのような着想に基づいており，薄い厚さの氷床モデルのようなイメージである（図 6a）．陸水を淡水の布として捉える，ということは実際にはごく一般的な浅水モデル（一層の Layer モデル）を使って陸水の流れを解くに過ぎない．雨水は淡水層の厚さを増やす mass source として表現され，海域では既存の Layer モデルの上に淡水 Layer があることになる．海洋において Layer モデルは既に長く使われているので，もし陸水の流れも浅水モデルで十分に捉えられるのであれば，これで陸と海の水を一つのモデルで表現できることになる．注意点としては，数ミリの薄さをもつ表面流出や干上がった陸面を表現できるように浅水モデルが層厚ゼロに対応している必要があることで，数値的な問題である．陸面の水，河川の水，海洋の水，のどれも液体の「水」には変わりないことを考えると，同じ方程式系で全ての流れを解くことは物理的には自然な手法だといえる．

Layer モデルを河川モデルに適用するメリットは大きく二つある．一つ目は先ほど述べたように，歴史的に海

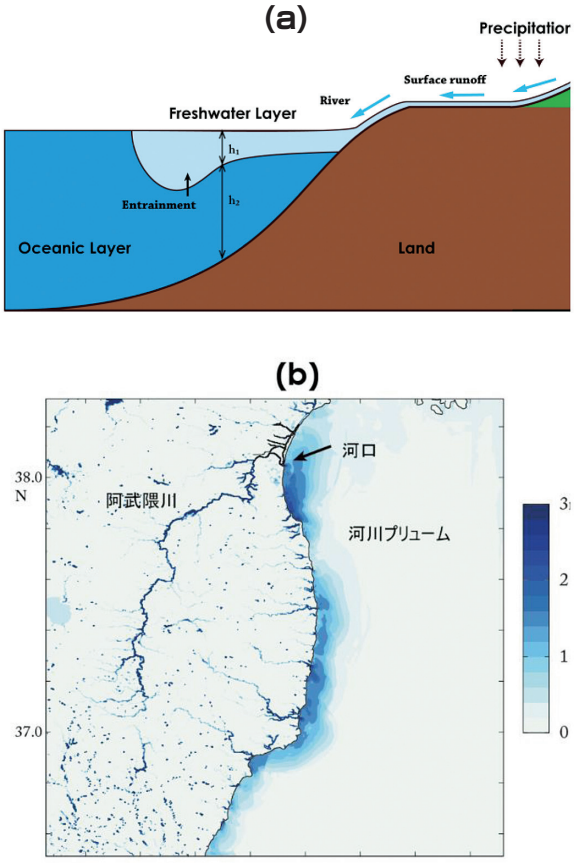


図 6：(a)河川海洋一体型モデルの模式図　(b)台風が通過した際の阿武隈川・河川シミュレーション結果（Kida and Yamashiki, 2015）
Figure 6：(a) A schematic of the Surface runoff-River-Ocean seamless model. (b) Freshwater layer thickness simulated for the Abukuma River when Typhoon Roke passed over the area (From Kida and Yamashiki, 2015).

洋物理学に馴染みのあるモデルであること，である．密度変化が循環場に重要な役割を持つ海洋では，密度ごとに水の「層」がある（＝Isopycnal Layer）と考えることで理論的な海洋循環の理解度を深めてきた．また理論に限らず HYCOM（Bleck, 2002）や GOLD（Adcroft and Hallberg, 2006）のように全球スケールでも使われており，現実的な流れを再現することも可能である．Layer モデルを河川モデルとして用いることができると河川と海洋が一体的に解け，かつ既存の海洋モデルに淡水層を一層，海面に加えるだけで構築が可能なため煩雑なコード作業が伴わない．

もう一つのメリットは，陸面の水が陸全域で同じ物理式を用いて解けるようになることである．海洋モデルを通常使用している者にとってはピンと来ないメリットだが，河川モデルの多くは上流から下流までの流れを一つの流体方程式を用いて解く手法を歴史的にはとってこなかった．これは計算資源の効率性を重視したためかもしれないが，山岳域・平野部・河川軸と流域ごとに流れに最適な近似式を用いて河川モデルを構築しているのである．しかしこれでは流域ごとに物理を決め打ちしており，かつ流域が変わる箇所で物理が不連続になっていることを意味している．

陸水と海水を同じ流体方程式で解けるようになるということは，前節で述べた河川海洋「接合」モデルの課題をかなり解決してくれることがわかる．まず河川ごとに特化したモデルではなくユニバーサルな仕様になるため，河川の大小や流域に関わらず用いる基本物理法則は同じになる．また降水データから河川流量がモデル内で求まるようになるため，海洋への河川流入量を境界条件として準備する必要がなくなる．つまり，河川と海洋の流れは河口で「接合」するのではなく「連続的」になる．河川と海洋を同じモデル内で解く最大のメリットはおそらくこの点だろう．河川モデル，海洋モデルという分け方がもはや存在しなくなるのである．

実際に Layer モデルを用いて阿武隈川を再現した結果が図 6b である．2011 年 9 月に台風 15 号が日本を通過した際による降水（レーダアメダス解析雨量；http://www.jmbsc.or.jp/hp/offline/cd0100.html）に基づいて河川のシミュレーションしており，図からは陸面で起きている薄い表面流出の存在は不明瞭かもしれないが，谷にそって雨水が収束し，河川を形成し，海へと流れ出ていることがわかる．また流量の時系列を見ても観測とかなり似たものとなっていることから（Kida and Yamashiki, 2015 の図 3），このモデル手法が陸水の流れを解く有効な手段であることが確認できる．河口付近でも河川プリュームが形成されており，Layer モデルが陸と海で起きている淡水・海水の流れのどちらも連続的に捉えることが可能であることを示している．河川と海洋の間に接合点がなくなることで河口域の再現性が大きく向上したといえるだろう．潮汐等によって河川を上流へと伝搬する波，河川軸に沿った海水の侵入，そしてエスチュアリー循環のどれもがモデル内で自然と再現できるようになるのである．

Layer モデルの現時点での課題はシミュレーションに 100 m 近い水平解像度が必要なことだろう．このような解像度を用いて縁辺海モデルを構築することは，現時点での計算機能力を考えると相当な計算資源を要することになるだろう．またこれまでのところ Layer モデルを用いて集中豪雨に伴う急な流出イベントでの検証は済んでいるが，大規模河川，平均流，などの再現性は進行中である．まだまだこれからの段階にあるといえるだろう．

4. これから

縁辺海モデルの地形（海峡・島）に起因する流れ場の特徴と新しい河川モデルの手法ついてこれまで述べてきた．最後に，縁辺海モデルが今後さらに発展していく上で考慮すべき視点について思案し，本稿のまとめとしたい．

海洋モデルの発展は，流れ場の再現性の高解像度化・精緻化という形ではかなり進んできている．とはいえ流れ場というのは海の一側面に過ぎないこともまた事実である．密度が保存する視点で描ける循環図もあれば，塩分・鉄分・酸素・炭素・窒素など様々な物質がそれぞれの持つ固有の時間スケールで描く循環図もある．海洋化学の専門家が描いている「物質循環」の視点から物理場の再現性をもういちど検証したとき，現在の縁辺海モデルは果たしてどこまでの技術を備えているのだろうか．深層大循環だけでなく，かなり短い時間スケールにおいても積極的に検証を進めていくのもよいのではないか思う．オホーツク海を中心に現在進んでいる研究が示唆するように，物質の流れを考え始めると陸域と海洋の境界ではまだまだ物理を用いて説明しきれていない世界が待っていることにも気付かされる．海岸線は壁というよりは物質の源泉なのである．淡水だけでなく土砂・生物も考え始めると陸と海を不連続に扱ってきたこれまでの海洋モデルは，まだようやく基礎ができつつある段階なのかもしれない．水文・化学・地質との融合がこれから一体どこまで縁辺海モデルを高度な次元へと導いてくれるのか楽しみである．

参考文献

Adcroft, A. and R. Hallberg (2006) On methods for solving the oceanic equations of motion in generalized vertical coordinates. *Ocean Modelling*, **11**(1), 224–233.

Alkire, M.B., A.D. Jacobson, G.O. Lehn and R.W. Macdonald (2015) Small rivers could have big impact on Arctic Ocean. *Eos*, **96**, doi: 10.1029/2015EO034005.

Blue Earth, 2015，第 27 巻　第 1 号（通巻 135 号），環境変動の予測を社会に活かす，p 8–9.

Bleck, R (2002) An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates. *Ocean Modelling*, **4**, 55–58.

Danabasoglu, G., S.C. Bates, B.P. Briegleb, S.R. Jayne, M. Jochum, W.G. Large, S. Peacock and S.G. Yeager (2012) The CCSM4 Ocean Component. *J. Climate*, **25**, 1361–1389. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00091.1.

Fong, D.A. and W.R. Geyer (2001) Response of a river plume during an upwelling favorable wind event. *J. Geophys. Res.*, **106**, 1067–1084.

Godfrey, J. S. (1989) A Sverdrup model of the depth-integrated flow for the world ocean allowing for island circulations. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, **45**, 89–112.

Griffies, S.M, M.J. Harrison, R.C. Pacanowski and A. Rosati (2008) A technical guide to MOM4 GFDL Ocean Group Technical Report No. 5, NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Version prepared on February 4, 2008, available online at www.gfdl.noaa.gov.

Hetland, R.D. (2005) Relating river plume structure to vertical mixing. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**, 1667–1688.

Kida, S. and Y.A. Yamashiki (2015) A layered model approach for simulating high river discharge events from land to the ocean. *Journal of Oceanography*, **71**(1), 125–132.

Kida, S. and B. Qiu (2013) An exchange flow between the Okhotsk Sea and the North Pacific driven by the East Kamchatka Current. *J. Geophys. Res-Oceans*, **118**(12), 6747–6758.

Legg, S. and Coauthors (2009) Improving oceanic overflow representation in climate models: The Gravity Current Entrainment Climate Process Team. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 657–670.

Masumoto, K. and Coauthors (2004) A fifty-year eddy-resolving simulation of the World Ocean–Preliminary outcomes of OFES (OGCM for the Earth Simulator), *J. Earth Simulator*, **1**, 35–56.

Matsuda, J., H. Mitsudera, T. Nakamura, K. Uchimoto, T. Nakanowatari and N. Ebuchi (2009) Wind and buoyancy driven intermediate-layer overturning in the Sea of Okhotsk. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **56**(9), 1401–1418.

Minato, S. and R. Kimura (1980) Volume transport of the western boundary current penetrating into a marginal sea. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, **36**(4), 185–195.

Miyazawa, Y., R. Zhang, X. Guo, H. Tamura, D. Ambe, J.-S. Lee, A. Okuno, H. Yoshinari, T. Setou and K. Komatsu (2009) Water mass variability in the western North Pacific detected in a 15-year eddy resolving ocean reanalysis, *Journal of Oceanography*, **65**, 737–756.

Nghiem, S.V., D.K. Hall, I.G. Rigor, P. Li and G. Neumann (2014) Effects of Mackenzie River discharge and bathymetry on sea ice in the Beaufort Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 873–879, doi: 10.1002/2013GL058956.

Ohshima, K.I., T. Nakanowatari, S. Riser and M. Wakatsuchi (2010) Seasonal variation in the in-and outflow of the Okhotsk Sea with the North Pacific. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **57**(13), 1247–1256.

Open University (2001) Ocean Circulation, 2nd ed., Butterworth-Heinemann. 286pp.

Shchepetkin, A. F. and J. C. McWilliams (2005) The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate ocean model.

Ocean Modelling, **9**, 347-404.

Tomczak, M. and J.S. Godfrey (2003) Regional Oceanography: an Introduction, http://www.es.flinders.edu.au/~mattom/regoc/

Tsujino, H., H. Nakano and T. Motoi (2008) Mechanism of currents through the straits of the Japan Sea: mean state and seasonal variation. *Journal of Oceanography*, **64**, 141–161.

Winton, M., A. Adcroft, S.M. Griffies, R.W. Hallberg, L.W. Horowitz and R.J. Stouffer (2013) Influence of Ocean and Atmosphere Components on Simulated Climate Sensitivities. *J. Climate*, **26**, 231–245. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00121.1.

Xu, X., E.P. Chassignet, J.F. Price, T.M. Özgökmen and H. Peters (2007) A regional modeling study of the entraining Mediterranean outflow, *J. Geophys. Res.*, **112**, C12005, doi: 10.1029/2007JC004145.

Yang, J., X. Lin and D. Wu (2013) Wind-driven exchanges between two basins: Some topographic and latitudinal effects. *J. Geophys. Res.*, **118**(9), 4585–4599.

低温科学 74 （2016） 77-84
doi: 10.14943/lowtemsci. 74. 77

日本海表層の塩分変動に及ぼす長江希釈水の影響

千手　智晴[1)]

日本海内部の長江希釈水の移流時間スケールを，2008 年夏季に得られた定置塩分データから見積もった．対馬海峡東水道から流入した長江希釈水は，対馬海流沿岸分枝によって輸送され，対馬海峡から能登半島まで約１ヶ月，さらに津軽海峡まで約１ヶ月の，合計約２ヶ月の時間スケールで日本海を通過していると推定された．これに基づき，対馬海峡と能登半島北西沖海域での塩分の経年変動について特異値分解解析を行った．その結果，両海域には１ヶ月のラグをもって同位相で変動する経年変動が存在することが示された．このことは，長江流量の変動に関連した塩分変動が，少なくとも日本海中部海域にまで及んでいることを示している．

Impacts of the Changjiang diluted water on the variability of surface layer salinity in the Japan Sea

Tomoharu Senjyu[1]

Advection time scale of the Changjiang diluted water (CDW) in the Japan Sea was estimated from the surface layer salinity data at some coastal fixed points in summer 2008. The CDW from the eastern channel of the Tsushima Strait is transported by the coastal branch of the Tsushima Current, and spends about one month to Noto Peninsula and further takes about one month to the Tsugaru Strait. This indicates that the CDW takes about two months to pass through the Japan Sea. Singular value decomposition analysis was applied to the long-term salinity data in the Tsushima Strait and northwest of Noto Peninsula. The results show the in-phase interannual salinity variations in both regions with one month time lag. This fact indicates that the interannual variation in the Changjiang discharge affects on the surface layer salinity in the mid-Japan Sea region.

キーワード：日本海，長江希釈水，表層塩分，対馬海流沿岸分枝，特異値分解解析
The Japan Sea, Changjiang diluted water, surface layer salinity, coastal branch of the Tsushima Current, singular value decomposition analysis

1．はじめに

日本海には，東シナ海から大陸河川（主に長江）の淡水に起源をもつ低塩分水（長江希釈水）が大量に流入している（Isobe et al., 2002; Senjyu et al., 2006）．長江希釈水として日本海に輸送される淡水量は長江流量の７割以上と推定され，長江流量が増大する夏季を中心に流入量も増大する（Chang and Isobe, 2003；千手ほか，2007）．長江希釈水は東シナ海から日本海への物質輸送のみならず（Morimoto et al., 2009, 2012；森本ほか，2013），日本海内部の物質循環や生態系にも大きな影響を与えており，例えば千手ほか（2013）は，日本海岸に沿った低塩分水の挙動と，定置網への大型クラゲ入網数との関連を指摘している．

対馬海峡から日本海に流入した長江希釈水は，対馬海流によって北方へと輸送され，最終的には津軽海峡から北太平洋へと流出する．日本海内部での長江希釈水の挙動については，桑原ほか（1983）による沖合での船舶観測資料に基づく研究がある．彼らは 1973 年に得られた上層 50 m の平均塩分分布から，６月に対馬海峡に現れ

連絡先
千手　智晴
九州大学応用力学研究所
〒816-8580　福岡県春日市春日公園 6-1
Tel. 092-583-7668
e-mail：senjyu@riam.kyushu-u.ac.jp
１）九州大学応用力学研究所
Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University, Kasuga, Japan

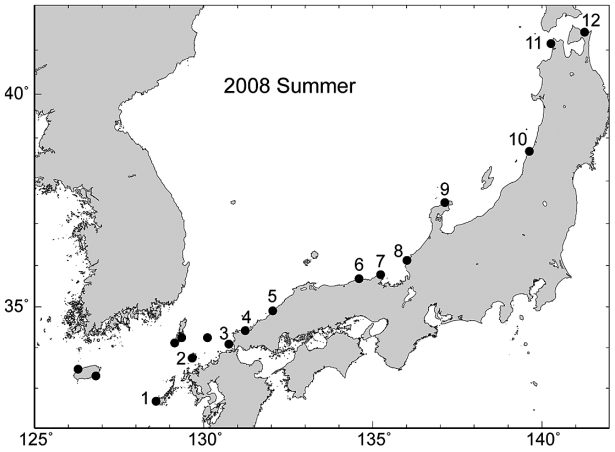


図 1：観測点（2008 年夏季）．黒丸が水温・塩分計の係留点を表すが，解析には番号をつけた測点の塩分データを使用した（1．玉之浦，2．郷ノ浦，3．蓋井島，4．通，5．浜田，6．余部，7．経ヶ岬，8．鷹巣，9．曽々木，10．三瀬，11．横磯，12．関根浜）．

Figure 1：Map of the monitoring stations in summer 2008. Solid circles indicate the location of T-S meter moorings. The salinity data obtained at stations with number are analyzed: 1．Tamanoura, 2．Gohnoura, 3．Futaoi Island, 4．Kayoi, 5．Hamada, 6．Amarube, 7．Kyoga Misaki, 8．Takasu, 9．Sosogi, 10．Sanze, 11．Yokoiso, and 12．Sekinehama.

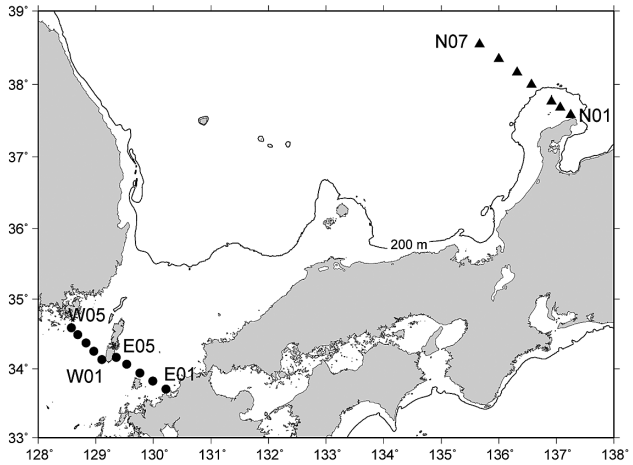


図 2：SVD 解析に使用した対馬海峡（Sta. E01-E05，W01-W05）と能登半島北西沖海域（Sta. N01-N07）における観測点．陸棚地形の目安として 200 m 等深線を描いてある．

Figure 2：Hydrographic stations in the Tsushima Strait (Stas. E01-E05 and W01-W05) and northwest of Noto Peninsula (Stas. N01-N07) for SVD analysis. The isobath of 200 m represents the shelf break area.

た 34.0 以下の低塩分水が，9 月には津軽半島付近にまで達していたことを報告しており，その移動速度として 0.26～0.63 ノット（0.13～0.32 ms^{-1}）を推定している．しかしながら，1 ヶ月単位の沖合での疎らな観測資料に基づく移流速度の算定には，かなりの誤差が含まれていると考えられる．また，長江流量あるいは上流域での長江希釈水の経年的な変動が，日本海内部の塩分環境にどの程度の影響を及ぼしているのかについては，過去に研究例がない．

そこで本論文では，漁業用定置網等に設置した水温・塩分計の記録から，日本海岸に沿った長江希釈水の移流速度，移流時間スケールを明らかにする．また，対馬海流の流程のほぼ中間に位置する能登半島沖での塩分の経年変動が，上流域である対馬海峡の塩分変動とどの程度関連しているのかを統計的に議論し，長江の「遠隔効果」について考察する．

2. 解析データ

九州大学応用力学研究所では，対馬海峡から津軽海峡に分布する漁業用定置網に水温・塩分計を設置し，2008 年夏季から表層水温・塩分のモニタリングを実施している．モニタリングは夏季を中心に現在でも継続しているが，津軽海峡内部に測点（関根浜）を設けたのは 2008 年のみである．そこで本研究では，2008 年夏季の資料を用い，長江希釈水の移流時間スケールを推定する．2008 年は 17 測点で計測を実施したが（図 1），対馬海流沿岸分枝を意識して，日本沿岸の 12 測点（1：玉之浦，2：郷ノ浦，3：蓋井島，4：通，5：浜田，6：余部，7：経ヶ岬，8：鷹巣，9：曽々木，10：三瀬，11：横磯，12：関根浜）のデータを解析した．

各測点では，アレック電子（現 JFE アドバンテック）社製のワイパー式水温・塩分計（ACTW-CMP）を表層のブイからロープで吊るし，海面下約 5 m における水温，塩分を 1 時間ごとに記録した．ただし関根浜（Sta. 12）については，関根浜港外の日本原子力研究開発機構の灯標ブイに Seabird 社製の水温・塩分計（SBE 37-SM）を取り付け，計測を行った．計測深度，計測時間間隔は，他の点と同様である．潮汐などの短周期変動を取り除くため，得られた計測値に花輪・三寺（1985）による 48 時間タイドキラーフィルターを施したものを解析の基本データセットとした．

一方，長江希釈水の経年変動については，福岡県水産海洋技術センターと韓国水産科学院による対馬海峡における塩分データと，石川県水産総合センターによって得られた能登半島北西沖での定線観測データを利用した（図 2）．解析期間は，対馬海峡については 1971～2000 年の 30 年間，能登半島北西沖海域については 1972～2000 年の 29 年間である．ただし，対馬海峡については偶数月，能登半島北西沖海域については毎月のデータセットとなっている．本研究では経年変動に興味があるので，各測点，各深度における塩分値について累年月平均値を

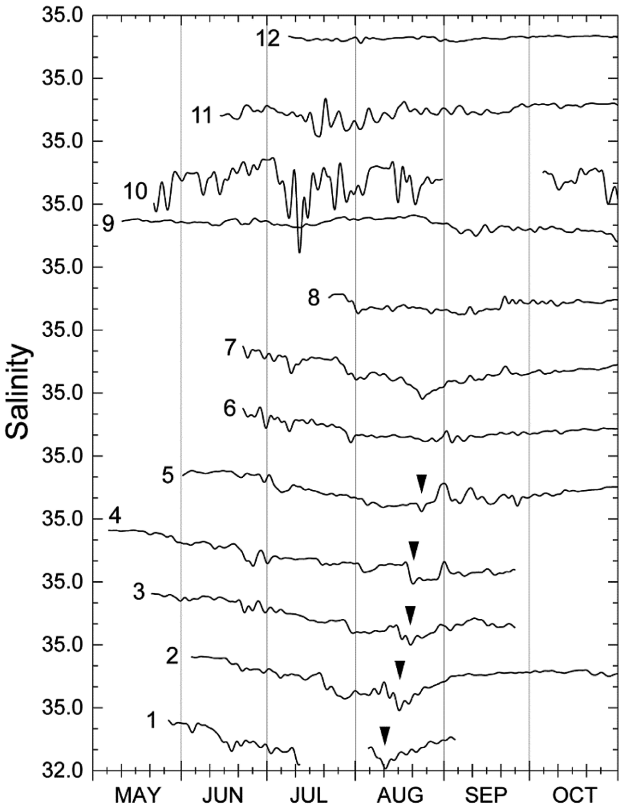


図 3：表層塩分の時系列（2008 年 5～10 月）．グラフの番号は図 1 の測点番号に対応し，見やすくするため 3.0 ずつ順に高塩分側へずらして描いている．Sta. 1～5 の三角印は塩分極小を示す．

Figure 3：Time series of the surface layer salinity during the period from May to October 2008. Numerals near the graph indicate station numbers shown in Figure 1. Each graph is shifted to higher salinity side by 3.0 in order. The triangle at Stas. 1 through 5 shows the minimum salinity.

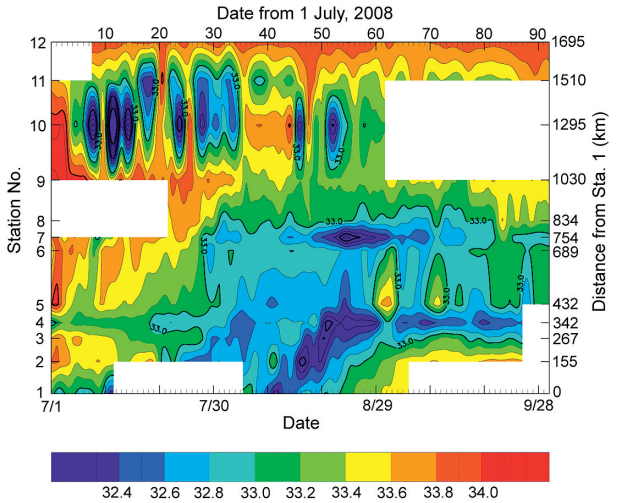


図 4：表層塩分の時間―空間ダイヤグラム．下と上の軸は，それぞれ日付と 2008 年 7 月 1 日からの経過日数を表す．左と右の軸は，それぞれ図 1 の測点番号と玉之浦（Sta. 1）からの岸に沿った距離を表す．等値線の間隔は 0.2 で，図の下のカラーバーは塩分のスケールを表す．

Figure 4：Time-space diagram of the surface layer salinity. The lower and upper axes represent the date and elapsed days from 1 July 2008, respectively. The left and right axes indicate station numbers shown in Figure 1 and the distance from Tamanoura (Sta. 1) along the coast, respectively. The contour interval is 0.2. The color bar under the diagram shows the salinity scale.

求め，それを観測値から差し引くことにより季節変動を除去した偏差の時系列を解析の基本データセットとした．なお，各海域における観測状況やデータセットの詳細，水温・塩分構造の季節変動は，対馬海峡については Senjyu et al.（2008）に，能登半島北西沖海域については千手・大慶（2012）にそれぞれまとめられている．

3. 長江希釈水の移流

各測点における表層塩分の時系列を図 3 に示す．三瀬（Sta. 10）と横磯（Sta. 11）を除く測点では 8～9 月に最低塩分を示しており，特に玉之浦（Sta. 1）から浜田（Sta. 5）までは最低塩分の起時（図 3 の三角印）が順に遅れており，東シナ海からの低塩分水が日本海岸に沿って運ばれている様子がわかる．玉之浦と浜田の最低塩分の起時（8 月 11 日 12：00 と 8 月 24 日 03：00）の時間差と，海岸に沿った両地点間の距離（約 432 km）から算出される長江希釈水の移流速度は約 0.4 ms^{-1} である．一方，三瀬（Sta. 10）と横磯（Sta. 11）では 7 月に最低塩分を記録しており，変動の振幅も大きい．また関根浜（Sta. 12）では，変動の振幅が他の測点に比べて非常に小さいという特徴がみられる．

最低塩分を示す 7～9 月の表層塩分の時間―空間ダイヤグラムを図 4 に示す．先に述べた玉之浦（Sta. 1）から浜田（Sta. 5）にかけての塩分極小の伝播が明瞭であるが，浜田以北についても例えば 33.4 の等値線（黄緑と黄色の領域の境界線として示される）に注目すると，7 月中旬から 8 月上旬にかけて，浜田（Sta. 5）から曽々木（Sta. 9）に向かって 33.4 以下の低塩分水がほぼ一定速度で運ばれている様子が確認できる．等値線の傾きから推定されるこの区間の移流速度も約 0.4 ms^{-1} である．これに対して，7 月に三瀬（Sta. 10）と横磯（Sta. 11）に現れている低塩分水は南から伝播してきたようには見えない．また，この時期には能登半島以北の河川流量がピークを示すことから（長沼，2000），これらの低塩分のシグナルは信濃川や最上川などの北日本の河川水の影響と考えられる．以上述べたような塩分変動の特徴は，2009 年夏季においても認められる（千手ほか，2013）．

日本海に流入した長江希釈水は，移流の過程で周りの海水と混合し，徐々に変質してゆく（千手・大慶，2012）．また，観測深度や成層の状態も観測点毎にバラツキがあ

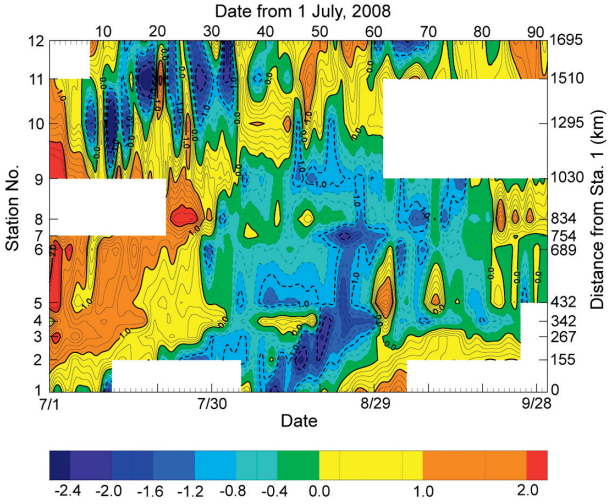


図 5：規格化した塩分の時間―空間ダイヤグラム．等値線の間隔は 0.2 で，負の等値線は破線で描いてある．
Figure 5：Same as Figure 4 except for the normalized salinity. The contour interval is 0.2 and negative contours are drawn by dashed line.

るため，長江希釈水の移流を議論する場合には，塩分の絶対値よりも，各測点における期間平均値と標準偏差で規格化した塩分値を用いた方がよいと考えられる．規格化した塩分値による時間―空間ダイヤグラムを図 5 に示す．負偏差の全体的なパターンは図 4 の 33.0 以下の領域と類似しているが，曽々木（Sta. 9）にも負偏差が現れ，7 月下旬から 8 月中旬にかけて余部（Sta. 6）から三瀬（Sta. 10）に負偏差が伝播していることがわかる．さらに関根浜（Sta. 12）にも 9 月上旬に負偏差が現れており，余部から三瀬に連なる負偏差の延長上に位置している．これらのことは，長江希釈水は能登半島以北の海域においても日本海岸に沿って輸送されており，津軽海峡を通して北太平洋に流出していることを示している．

以上の結果から，対馬海峡東水道から日本海に流入した長江希釈水は，対馬海流沿岸分枝によって移流されていると考えられる．対馬海流沿岸分枝は，日本沿岸の陸棚地形（図 1）にほぼ沿うように流れており，陸棚の途切れる富山湾口付近までは比較的安定した流路をとることが知られている（Hase et al., 1999；中田・磯田，2000）．長江希釈水の対馬海峡から能登半島周辺海域までの移流時間スケールは，約 1 ヶ月と見積もられる．これは，気候値に基づく両海域の表層塩分の季節変動の比較からも妥当な値と考えられる（千手・大慶，2012）．さらに図 5 から，能登半島から津軽海峡までの移流時間スケールも 1 ヶ月程度と見積もられることから，長江希釈水は約 2 ヶ月の時間スケールで日本海を通過していると考えられる．

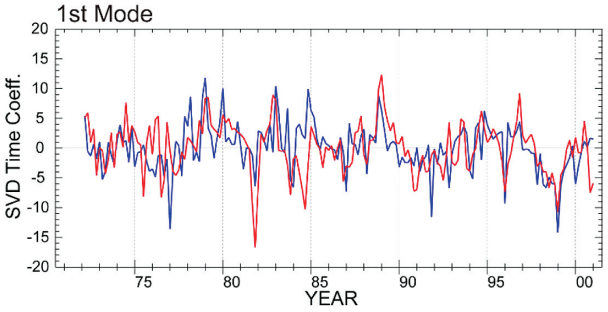


図 6：SVD 1 の時係数．青と赤のグラフは，それぞれ対馬海峡と能登北西沖海域についてのもの．
Figure 6：Time coefficients of the SVD first mode. The blue and red graphs are for the Tsushima Strait and northwest of Noto Peninsula, respectively.

4. 対馬海峡と能登半島北西沖海域の塩分の経年変動

日本海への長江希釈水の入り口である対馬海峡の塩分には大きな経年変動が存在し，その原因として長江流量や東シナ海上空の風の経年変化が考えられている（Senjyu et al., 2006; Chang and Isobe, 2003）．そこで本節では，対馬海峡と能登半島周辺海域の塩分の経年変動を比較することにより，対馬海峡での塩分変動が日本海中部の塩分環境に与える影響を評価する．

両海域の塩分変動の関係を調べるために，特異値分解解析（Singular Value Decomposition analysis，略して SVD 解析）を行った．SVD 解析とは，2 つの変量の間に存在する共変成分を抽出し，その時空間的な構造を明らかにする手法である（伊藤・見延，2010）．ここでの 2 つの変量は，対馬海峡と能登半島北西沖海域の塩分偏差の時系列であるが，前節までの結果を考慮し，対馬海峡の塩分偏差の時系列に対して，1 ヶ月遅れた能登半島北西沖の塩分偏差を対応させる．すなわち，対馬海峡の 2，4，6，8，10，12 月の塩分偏差に対して，能登半島北西沖海域の 3，5，7，9，11，1 月の塩分偏差を対応させた 2 ヶ月毎のデータセットを作成し，それに対して SVD 解析を適用した．

最も強い共変成分である第 1 特異成分（SVD 1）の時係数を図 6 に示す．なお，SVD 1 の二乗共分散寄与率（squared covariance fraction）は 0.758 である．対馬海峡と能登半島北西沖海域の時係数は類似した変動を示しており，両者の相関係数は +0.42 である．図 7 に SVD 1 の異質相関マップを示す．異質相関マップとは，図 6 の能登半島北西沖海域の時係数と対馬海峡の各点における塩分偏差時系列との相関，あるいは対馬海峡の時係数と能登半島北西沖海域の各点における塩分偏差時系列と

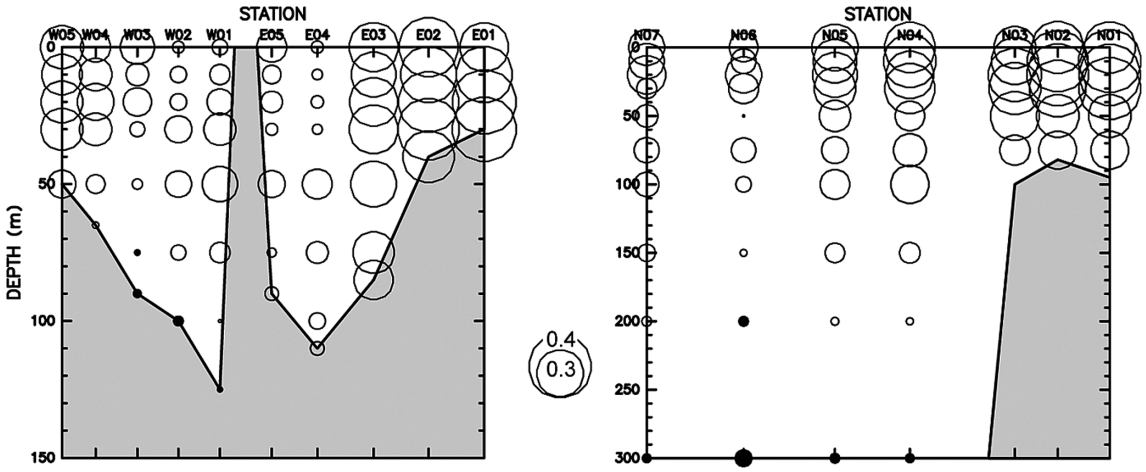


図 7：SVD1 の異質相関マップ．左が対馬海峡，右が能登半島北西沖海域についてのもの．図中の円の大きさが相関係数の大きさを表し，例として相関係数 0.3 と 0.4 の円を両図の間に示す．また白抜きの円は正値を，黒陰の円は負値を表す．

Figure 7：Heterogeneous correlation maps for the SVD first mode. The left and right panels are for the Tsushima Strait and northwest of Noto Peninsula, respectively. Circle size in the maps is proportional to the absolute value of correlation coefficients. Two circles of correlation coefficients of 0.3 and 0.4 are displayed between the maps as examples. Open and shaded symbols indicate positive and negative correlations, respectively.

の相関の分布を示したもので，それぞれの海域における共変成分の空間構造を表す．両海域の広い範囲に正の相関が現れているが，これは両海域で 1 ヶ月のラグをもって同位相で変動する経年変動が存在することを示している．特に相関が高い領域は，対馬海峡では東水道の東部，能登半島北西沖海域では沿岸に近い陸棚上とその沖合の表層 50 m までに認められる．このことは，対馬海峡東水道の沿岸部を通過した海水が，1 ヶ月後には能登半島北西沖の陸棚上とその沖合表層に輸送されていることを示唆している．

SVD 解析は相互関係の強い変動のみを抽出するため，抽出された変動がそれぞれの場で卓越する変動であるとは限らない（伊藤・見延，2010）．そこで，対馬海峡と能登半島北西沖海域の塩分偏差に対して個別に経験的直交関数解析（Empirical Orthogonal Functions analysis，略して EOF 解析）を行い，抽出された卓越変動成分と SVD1 との比較を行った．

対馬海峡の塩分偏差場については，既に Senjyu et al.（2006）が EOF 解析を行っており，その第 1 モード（EOF 1）の時係数と固有ベクトル分布を図 8 に示す．EOF 1 の固有ベクトルは海峡のほぼ全域で正符号を示しており，SVD 1 の異質相関マップ（図 7）と類似した構造を示している．また両者の時係数の間には非常に高い相関（相関係数 r = +0.95）が認められることから，対馬海峡における EOF 1 と SVD 1 は同じ変動を表すものと判断される．

能登半島北西沖海域については，新たに EOF 解析を行った．EOF 1 の時係数と固有ベクトル分布を図 9 に示す．EOF 1 の固有ベクトルは断面全域で正値を示し，特に陸棚上と沖合の 50 m 深までで絶対値が大きくなっている．これらの特徴は，SVD 1 の異質相関マップにもみられるものである．また，両者の時係数の相関は r = +0.86 と非常に高いことから，能登半島北西海域においても EOF 1 と SVD 1 はほぼ同じ変動を表すものと考えられる．

以上より，対馬海峡と能登半島北西沖海域には 1 ヶ月のラグをもって同位相で変動する塩分の経年変動が存在し，しかもそれは，それぞれの海域で最も卓越した変動であると結論できる．

5. まとめ

本研究によって得られた主な結果は以下の通りである．

1）対馬海峡東水道から日本海に流入した長江希釈水は，対馬海流沿岸分枝によって約 1 ヶ月かけて能登半島付近に輸送され，さらに約 1 ヶ月後に津軽海峡から流出する．すなわち，長江希釈水の日本海内部の移

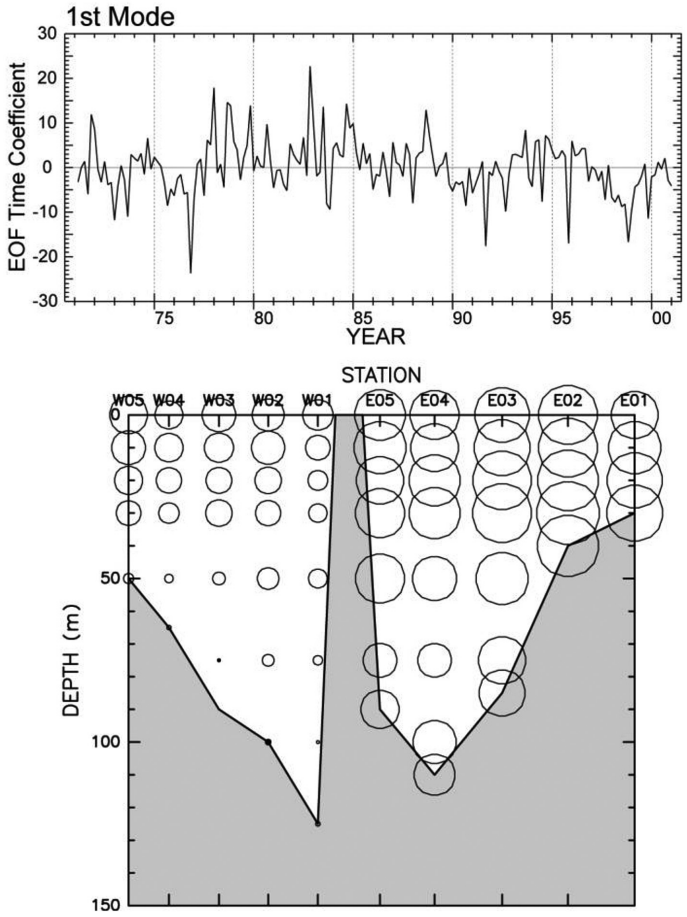


図 8：対馬海峡における EOF1 の時係数（上図）と固有ベクトル分布（下図）．円の大きさが固有ベクトルの相対的な大きさを表し，白抜きの円が正値を，黒陰の円が負値を表す．
Figure 8：Time coefficient (upper panel) and eigenvector distribution (lower panel) for the EOF first mode in the Tsushima Strait. Circle size is proportional to the absolute value of eigenvectors. Open and shaded symbols indicate positive and negative values, respectively.

流時間スケールは約 2 ヶ月である．

2）対馬海峡と能登半島北西沖海域には，約 1 ヶ月のラグをもって同位相で変動する塩分の経年変動（SVD 1）が存在する．

3）SVD 1 で記述される塩分の経年変動は，対馬海峡においても，能登半島北西沖海域においても，最も卓越した変動である．

対馬海峡の塩分場の EOF 1 は，長江流量の経年変動を反映したモードと考えられている（Senjyu et al., 2006）．このことは，長江流量の変動に関連した塩分変動は，少なくとも能登半島北西沖海域の表層にまで及んでいることを示している．今後は，能登半島以北の下流域，さらには津軽海峡から北太平洋へ流れ出る津軽暖流の塩分変動についても調べる予定である．

これに関連して，本研究では主に対馬海峡東水道を通過して，対馬海流沿岸分枝によって輸送される長江希釈水について考察したが，日本海に流入する淡水量は，対馬海峡西水道の方が大きい（千手ほか, 2007）．西水道を通過した海水は，対馬海流沖合分枝，あるいは東韓暖流により輸送されると考えられる．また，西水道では東水道とは異なる塩分変動が卓越しているが（Senjyu et al., 2006, 2009），日本海全体での淡水収支を議論するためには，これら西水道からの淡水輸送についても調べる必要がある．

謝辞

本研究で用いた塩分データは，石川県水産総合センターの大慶則之博士および福岡県水産海洋技術センターの松井繁明氏から提供頂いたものである．また，定置網等への水温・塩分計の設置には，九州大学応用力学研究所の松野健教授を始め，以下の方々のご協力を賜った．ここに記して感謝の意を表します．福江市梁脇氏，郷ノ浦町漁業協同組合，水産大学校，山口県水産研究センター，島根県水産技術センター，兵庫県立農林水産技術

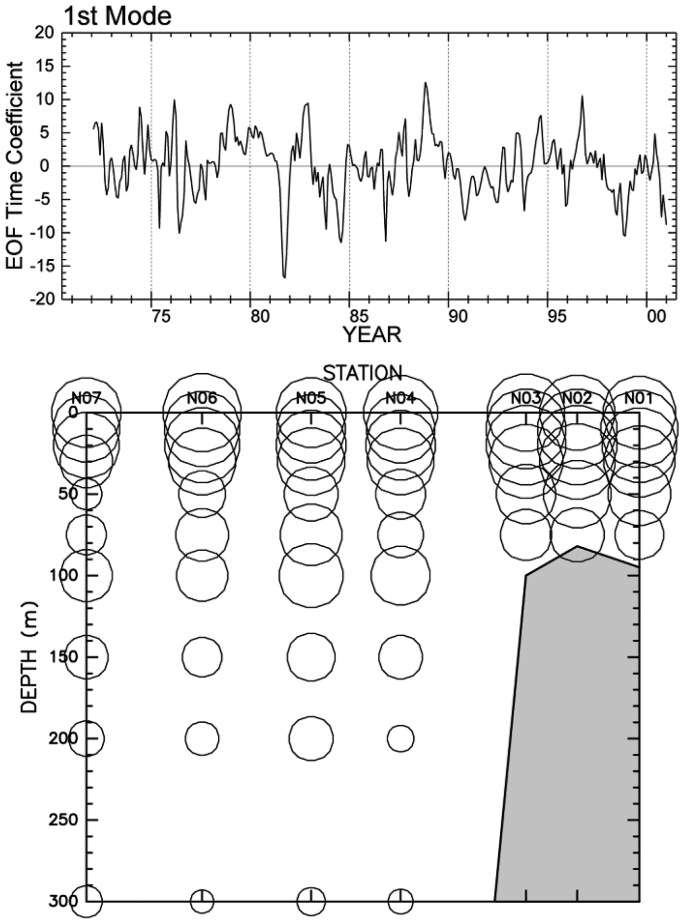


図 9：能登半島北西沖海域における EOF 1 の時係数（上図）と固有ベクトル分布（下図）.
Figure 9：Same as Figure 8 except for the northwest of Noto Peninsula.

総合センター但馬水産技術センター，京都府農林水産技術センター海洋センター，福井県水産試験場，石川県水産総合センター，山形県水産試験場，深浦漁業協同組合横磯漁業生産組合，日本原子力研究開発機構青森研究開発センター．本研究は科学研究費補助金（課題番号：20540426）の補助を受けた.

参考文献

Chang, P.-H. and A. Isobe (2003) A numerical study on the Changjiang diluted water in the Yellow and East China Seas. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2002JC001749.

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－日平均潮位を扱う際の留意点－．沿岸海洋研究ノート，**23**，79–87.

Hase, H., J.-H. Yoon and W. Koterayama (1999) The current structure of the Tsushima Warm Current along the Japanese coast. *J. Oceanogr.*, **55**, 217–235.

Isobe, A., M. Ando, T. Watanabe, T. Senjyu, S. Sugihara and A. Manda (2002) Freshwater and temperature transports through the Tsushima-Korea Straits. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2000JC000702.

伊藤久徳，見延庄士郎（2010）気象学と海洋物理学で用いられるデータ解析法．気象研究ノート，**221**，日本気象学会，東京.

桑原昭彦，鷲尾圭司，鈴木重喜（1983）日本海表層域における高塩分水と低塩分水の移動速度について．京都海洋センター研報，**7**，41–47.

Morimoto, A., T. Takikawa, G. Onitsuka, A. Watanabe, M. Moku and T. Yanagi (2009) Seasonal variation of horizontal material transport through the eastern channel of the Tsushima Strait. *J. Oceanogr.*, **65**, 61–71.

Morimoto, A., A. Watanabe, G. Onitsuka, T. Takikawa, M. Moku and T. Yanagi (2012) Interannual variation in material transports through the eastern channel of the Tsushima/Korea Straits. *Prog. Oceanogr.*, **105**, 38–46.

森本明彦，後藤暁，滝川哲太郎，千手智晴，伊藤雅，鬼塚剛，渡邉敦，杢雅利（2013）対馬海峡を通過する溶存態無機窒素の水平輸送量．海と空，**89**，69–77.

長沼光亮（2000）生物の生息環境としての日本海．日水研報

告，**50**，1–42.
中田聡史，磯田豊（2000）富山湾沖対馬暖流の季節変化．海と空，**76**，145–152.
Senjyu, T., H. Enomoto, T. Matsuno and S. Matsui (2006) Interannual salinity variations in the Tsushima Strait and its relation to the Changjiang discharge. *J. Oceanogr.*, **42**, 681–692.
千手智晴，松井繁明，韓仁盛，滝川哲太郎（2007）東シナ海から日本海への熱・淡水輸送．海と空，**83**，47–54.
Senjyu, T., S. Matsui and I.-S. Han (2008) Hydrographic conditions in the Tsushima Strait Revisited. *J. Oceanogr.*, **64**, 171–183.
Senjyu, T., I.-S. Han and S. Matsui (2009) Connectivity between the interannual salinity variation in the western channel of the Tsushima Strait and hydrographic conditions in the Cheju Strait. *J. Oceanogr.*, **65**, 511–524.
千手智晴，大慶則之（2012）日本海能登半島沖海域の海洋構造と対馬海流モニタリングに対する重要性．海と空，**87**，33–48.
千手智晴，奥野充一，大慶則之，辻俊宏（2013）2009 年夏季の日本海沿岸域における表層低塩分水の挙動とエチゼンクラゲ（*Nemopilema nomurai*）出現の関係．海と空，**80**，53–60.

低温科学 74 （2016） 85–93
doi: 10.14943/lowtemsci. 74. 85

衛星画像を用いたオホーツク海北海道沿岸河口付近の沿岸水分類方法の検討

朝隈　康司[1)]，兼上　裕作[1)]，島　岳志[1)]

オホーツク海北海道沿岸域は高い漁獲量を誇っており，このうちホタテガイやカキに代表されるベントス類が３割以上を占める．回遊ができないベントス類を養うには豊富な基礎生産と，これを維持するための栄養塩類が豊富である必要がある．しかしながら，この海域を流れる宗谷暖流は黒潮を起源とする対馬暖流の支流のため貧栄養である．このため，宗谷暖流への栄養塩供給源を解明することは，持続的な地域水産業の発展へ貢献できる．本研究は，ホタテガイの好漁場である常呂沖を対象に，河川水を宗谷暖流への栄養塩供給源の１つと考えてその影響範囲をモニタリングすることを目的に，MODIS 画像の４チャンネルのみを用いて沿岸水の分類方法を検討したものである．その結果，衛星画像から常呂川河口から北東方向へ 8.5 km 程度の懸濁物の輸送を見ることができた．

Study of the classification method for the costal water in an outfall area along the Hokkaido coast in the Okhotsk Sea from satellite imagery

Koji Asakuma[1], Yusaku Kenjyou[1] and Takeshi Shima[1]

The shore area along the Hokkaido coast in the Okhotsk Sea have high fish catches and shellfishes live in the ocean bed such as scallops or oysters accounts for 30% among fisheries resources in these area. Abundant primary production and enough nutrients to support production are necessary to maintain resource of benthos which cannot make migration. However the Soya Warm Current flow in these sea area which is the dynamic current of the Tsushima Current originated the Kuroshio Current have a low in nutrients. Therefore it can contribute to the sustainable local fisheries in the Okhotsk area to elucidate nutrients sources of supply to the Soya Current. This study is to development the classification method with four channels at most from MODIS satellite imagery for coastal water around the mouth of the Tokoro River, which is the good inshore fishery spot for scallops, for the purpose of monitoring of the influence range of the river water which would be supposed as one of the nutrient sources of supply to the coastal area of Soya Current. As a result, the transportation of the suspended solids was able to observe about 8.5 km to the northeast direction from the mouth of the Tokoro River in satellite imagery.

キーワード：宗谷暖流，沿岸域，河川水，衛星リモートセンシング，画像分類
the Soya warm current, coastal waters, river water, satellite remote sensing, image classification

1．はじめに

オホーツク海北海道沿岸域は水産業が盛んなことで知られており，オホーツク海に面するオホーツク振興局内の水産物漁獲高は 305,770 トンである（水産林務部総務課，2013）．これは北海道の漁獲高 1,239,456 トンの 24.7%，日本全国の漁獲高 4,729,000 トンの 6.5%を占める（農林水産省，2013）．著者の所属する東京農業大学生物産業学部の立地する網走市前浜及び内水面での水産物漁獲高は 62,354 トンであり，オホーツク振興局内の漁獲高の 20.4%に達する（網走市，2013）．網走市前浜

連絡先
朝隈　康司
東京農業大学　生物産業学部
〒099-2493　北海道網走市八坂 196
Tel. 0152-48-3914
e-mail：k-asakum@bioindustry.nodai.ac.jp
１）東京農業大学　生物産業学部
Faculty of Bioindustry, Tokyo University of Agriculture, Abashiri, Japan

での漁獲高を魚種別に見ると，ホタテガイが（34.2%，うち稚貝7.0%）と突出しており，次いでサケ（24.7%），スケトウダラ（23.4%）となっている（網走市，2013）．このうちホタテガイはベントスとしての性質上，地撒き，垂下に関わらず漁獲までの期間を沿岸の固定海域で成長する．ホタテガイがこのような高い漁獲高を得るためには，局所的に安定した餌料環境が必要であり，そのためには一次生産者である植物プランクトンが高い基礎生産力をもつ必要がある（Lalli and Parsons, 1995）．基礎生産力を高く維持できる植物プランクトンとしては，大きさが10 μm 以上の大型の植物プランクトンが適している．大型の植物プランクトンが優先するためには栄養塩濃度が高くなければならない（塩本, 2011）．一方，オホーツク海の表層にはオホーツク海固有で栄養塩濃度の比較的低いオホーツク海表層低塩分水，その下層には栄養塩濃度の高い中冷水（青田，1979；米田，1985），さらに，北海道沿岸から沖合40 km 付近まで宗谷暖流が流れている（青田，1972；Takizawa, 1982；青田ほか，1989）．宗谷暖流は黒潮を起源とする対馬暖流の続流であるため宗谷暖流の影響を受けた水塊の栄養塩濃度が低く，とくに硝酸態窒素には関しては，オホーツク海表層低塩分水に対して1桁程度低い（米田，1985；米田・戸屋，1986；工藤ほか，2011）．また，宗谷暖流は春から夏にかけて東方向への流速が増加し分布域も広がるが（Takizawa, 1982），晩秋までには流速が小さくなり，冬季には海底に潜流するという季節変動をするため（青田，1972），沿岸域への栄養塩の供給も季節ごとに変化する．ホタテガイの主要な漁場である北見市常呂町沖においては，冬季から5月にかけて栄養塩濃度が高い中冷水の張り出しが観測されているが，6月には全層において宗谷暖流水が存在している（工藤ほか，2011）．このため，宗谷暖流水塊の影響を受けた春季以降において，中冷水以外の栄養塩の供給メカニズムを解明し，その変動をモニタリングすることは，この地域における持続可能な水産資源の確保に役立つ．

沿岸域おける中冷水以外の栄養塩の供給は，表層混合層の乱れによる水深の浅い海底からの供給と，河口域では河川水による供給が考えられる．さらに，ホタテガイなどの底生生物（ベントス）は，表層から底層に向かって沈降する無機・有機の懸濁物質を直接取り込むため，栄養塩のみならず河川起源の懸濁物の輸送も重要である．

近年，北海道沿岸河口域において河川水からの影響が注目されており，石狩湾，天塩川，十勝川河口域では，河口付近の表層堆積物中の淡水生珪藻類の遺骸から，河川水の流れや，砕屑物粒子の運搬が解明されてきている（嵯峨山，2006；Agboola and Kudo, 2014）．とくに宗谷海峡から100 km 程度に位置する天塩川（流域面積，5,590 km^2；平均流量，233.5 m^3 s^{-1}）において，淡水生珪藻類が河口から31 km の地点まで確認されていることから（嵯峨山，2006），宗谷暖流に対する天塩川の影響は無視できない．一方，常呂町付近には，常呂川および湧別川が流入する．常呂川は，オホーツク海北海道沿岸最大の河川であり，流域面積は1,930 km^2，平均流量は26.41 m^3 s^{-1} である．また，湧別川は流域面積1,480 km^{2}であり，平均流量は33.56 m^3 s^{-1} と，常呂川より流量が多い．しかしながら，この地域において宗谷暖流への河川水の影響に関する知見は少ない．このような未知の影響範囲を調べる場合には，衛星画像の利用が有効である．衛星画像は対象範囲が表層のみに限定されるが，過去のデータの蓄積があるという利点のみならず，将来に渡って継続的なデータ取得も可能である．

本研究は，常呂川からオホーツク海へ流入する河川水の影響範囲を把握することを目的に，MODIS 画像を用いて沿岸水の分類を試みたものである．衛星画像を用いた外洋の海水中物質のモニタリングは古くからおこなわれており，とくに植物プランクトンがもつクロロフィル a 濃度の算出は1970年代からおこなわれてきた（Morel and Prieur, 1977）．これは，分光学的に外洋水（Case I Water）が，一部の白波などによる海表面反射率の増加を除いては，海水とクロロフィル a による反射または吸収のみから構成されると仮定することから始まった（Morel, 1988）．近年では，MODIS や SGLI など可視域から近赤外域に16バンド以上をもつ中－高程度の波長分解能をもつセンサの運用により（OBPG, 2015），クロロフィル a 以外の色素を用いた藻類の分類（井上，2006）をはじめとして，沿岸水（Case II Water）や湾内水においては，有色有機溶存態（colored dissolved organic matter, CDOM），有機懸濁物（organic suspended solids, OSS），無機懸濁物（inorganic suspended solids, ISS）などの分類も可能となってきている．その一方で，今回対象とする常呂沖などの微地形を対象とするには高い空間分解が求められ，さらには河川からの流入物の運搬は短い時間スケールで変化することから高い時間分解能も求められる．波長分解能と空間分解能，時間分解能はトレードオフの関係にあり，沿岸域の生態系のモニタリングを目的とした場合は，空間分解能，時間分解能を優先せざるを得ない．以上のことから，本研究では，なるべく少ないチャンネル数で河口付近の沿岸水を分類する方法を検討した．対象地域は，宗谷暖流への影響が大きく，

これまでの研究実績も多い天塩川河口域と，ホタテガイの好漁場である常呂川河口域とした．

2．MODSI HKM 画像における沿岸水の分類

2.1　利用データと分類方法

本研究で利用した衛星画像は，2009 年から 2012 年に東京農業大学生物産業学部で受信された TERRA および AQUA/MODIS の画像の中から，目視で雲の無い日の画像 34 枚を選択し，天塩川河口域 38×28 画素（8.5×7 km^2）および常呂川河口域 60×28 画素（15×7 km^2）を切り出した．利用したチャンネルは，可視バンドのチャンネル 1（QKM（250 m 解像度），赤，620－670 nm），4（HKM（500 m 解像度），緑，545－565 nm），3（HKM，青，459－479 nm）の 3 チャンネルと，近赤外バンドのチャンネル 2（QKM，841－876 nm），短波長赤外バンドのチャンネル 6（HKM，1628－1652 nm）を用いた．チャンネル 5（1230－1250 nm）および 7（2105－2155 nm）は，ノイズの影響が大きかったため除外した．HKM 解像度の画像は 4 分割し，QKM 解像度に合わせて 1 画素とした．衛星画像は大気上端から対象物を観測するので，大気効果によりみかけ上の反射率と対象物質の真の反射率が異なったり，周辺画素からの影響による滲みが発生したりするため分類精度に問題が発生する（Wang and Gordon, 1994）．そこで，放射伝達コード 6S（Vermote et al., 1997）を用いて大気分子による吸収とレイリー散乱の補正をおこなった．図 1a に，2012 年 4 月 15 日のレイリー補正済みの MODIS RGB 合成画像を示す．この日は，天塩川ならびに常呂川双方の河口付近において目視でプルームが確認できた．時期的にこのプルームは雪融け水によるものと考えられる．図 1b に天塩川河口付近の拡大図，図 1c に常呂川河口付近の拡大図を示す．エアロゾルによるミー散乱の補正については，サンフォトメータなどによる正確な光学パラメータが必要で，さらに膨大な計算時間もかかるため，本研究では，エアロゾルによる大気効果がある程度低減されると報告されている小野ら（2002, 2003）による，全バンドの総和に対する各バンド $i(\in\{1,2,3,4,6\})$ の観測値 L_i の割合である規格化された輝度値：

$$R_i=\frac{L_i}{\sum_i L_i},\quad i\in\{1,2,3,4,6\}, 0\le R_i\le 1 \qquad (1)$$

を用いた．

分類項目は，低波長分解能を想定しているため，分類クラスを少な目に見積もって，海水（sea water, SW），植物プランクトンのもつクロロフィル a（CHL），有機，無機を区別しない懸濁物質（total suspended solids, SS），有色溶存有機態物質（colored dissolved organic matter, CDOM）の 4 クラスとした．

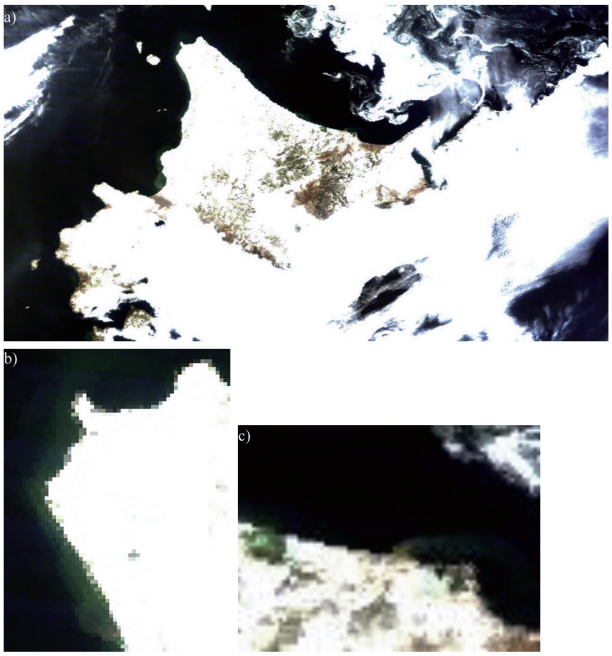


図 1：(a) 6S を用いてレイリー補正された 2012 年 4 月 15 日の MODIS 可視合成画像．(b) a の天塩川付近の拡大図．(c) a の常呂川付近の拡大図．
Figure 1：(a) MODIS RGB composed image with Rayleigh corrected radiance obtained from 6S the radiative transfer code on 15 April, 2012. (b) Enlarged image around mouth of the Teshio River of image a. (c) Same as image b but around mouth of the Tokoro River.

2.2　沿岸水の分類

全期間の天塩川，常呂川それぞれの範囲の RGB 合成画像から，目視で河口域に存在する有色物質と，無色の海水に画素を分けた後，各画素のもつ規格化された各チャンネルの輝度値 R_i のヒストグラムを作成した（図 2）．図 2a はチャンネル 3 ならびに図 2b はチャンネル 4 のヒストグラムであり，共に三峰性の分布が見られた．またチャンネル 3，チャンネル 4 共に一番輝度値の低い峰と 2 番目の峰が海水と重なっていた．このため，チャンネル 3 は，SW（51.4±2.2）と SW より高い輝度をもつクラス（56.1±2.5）の 2 のクラスに分類した．同様にチャンネル 4 は，SW（27.4±2.8）と，SW より高い値とるクラス（33.3±3.1）の 2 つのクラスに分類した．図 2c はチャンネル 1 および図 2d はチャンネル 2 を示す．双方共に二峰性の分布に見えるが，峰の頂点同士の距離が分布幅の 1% 程度と狭く分離が難しかった．図 2e はチャンネル 6 を示すが，分布が 0 付近に集中しているため分類には利用できなかった．以上のことから，チャ

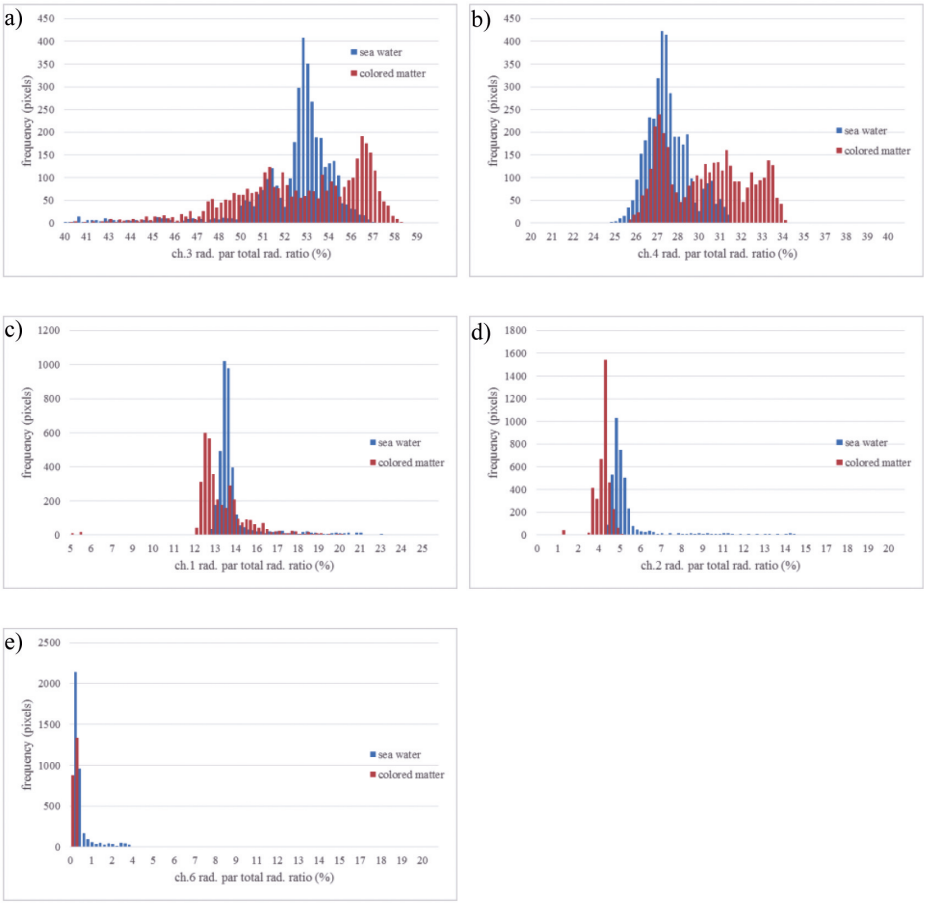


図 2：2009 年から 2012 年までの 34 シーン中の天塩川河口周辺の正規化された MODIS 各チャンネル輝度のヒストグラム（a）チャンネル 3(青)．（b）チャンネル 4(緑)．（c）チャンネル 1(赤)．（d）チャンネル 2(近赤外)．（e）チャンネル 6(短波長赤外)．

Figure 2：Histograms of the normalized radiance of the MODIS each channel around the mouth of the Teshio River while 2009 to 2012. (a) Channel 3 (Blue). (b) Channel 4 (Green). (c) Channel 1 (Red). (d) Channel 2 (Near Infra-Red). (e) Channel 6 (Short Wave Infra-Red).

ンネル 3 とチャンネル 4 の輝度が低い峰と高い峰を組みあわせた 4 つのクラス G_{LL}，G_{LH}，G_{HL}，G_{HH} にマルチレベル濃度スライス法を用いて分類した（Rees, 1990）．このうち，G_{LL} は海水を示しているので G_{sw} と書き換えた．

分類は 2009 年から 2012 年までの 34 枚の画像を対象に行ったが，3 つのクラスすべてが揃う頻度は少なかった．図 3 にすべてのクラスが見られた 2010 年 8 月 18 日の天塩川河口付近の画像を示す．図 3a は RGB 合成画像を示す．同年 8 月 14 日に天塩町では 80 mm の大雨が降った後であり（気象庁ホームページ），4 日後の 18 日でも河口付近に流出した河川水の影響が強くみられる．図 3b の橙色で示す画素が G_{HH}，緑が G_{LH}，赤が G_{HL} に分類されたものである．河口から近い順に G_{HH}，G_{LH}，G_{HL} となっている．河口からの長距離輸送と考えれば粒子状の SS は溶存態の CDOM より先に沈降すると考えられる．分光学的にも土砂などは反射率が長波長に向かって緩やかに増大するが，クロロフィル a や（Lalli and Parsons, 1995），CDOM は青の吸収が強いことから（Kutser et al., 2005; Zhang et al., 2007），青緑共に観測値の高い G_{HH} は，SS である可能性が高い．このため，G_{HH} を G_{ss} と書き換えた．また，G_{LH}，G_{HL} は CHL または CDOM のいずれかの可能性が高いが，G_{HL} は青の観測値が緑より高い物質とみなせるので，CHL，CDOM のいずれもこの特徴に一致しない．このことについては，3 節で考察するが，規格化により青バンドが過大評価されていると考えられる．また，規格化により赤および近赤外バンドでは峰頂間の差が小さくなり分類クラス境界の閾値を決めること，また，相対値であるため対象物質固有の分光特性を用いた議論が難しくなった．さらに，微地形を対象とした高解像度化へ対応のため，なるべく少ないチャンネル数での分類を検討したが，単純なマルチレベルスライス法では CHL と CDOM を区別することは難しかった．

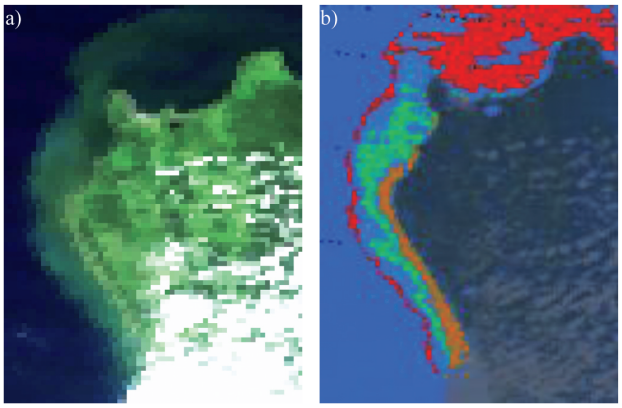


図 3：(a) 2010 年 8 月 16 日の天塩川河口付近の MODIS RGB 合成画像．(b) 同日のマルチレベルスライスによる分類画像．水色がクラス G_{sw}（海水），橙色が G_{LH}，緑がクラス G_{HH}，赤がクラス G_{HL} を示す．

Figure 3：(a) MODIS RGB composed image around the mouth of the Teshio River on August 16, 2010. (b) Classified image obtained from the multi-level slice classification method with MODIS images. Light blue pixels belong with the class G_{sw} (sea water), orange pixels with the class G_{LH}, green pixels with the class G_{HH} and red pixels with the class G_{HL}.

3．沿岸水分類項目の濃度指標の作成

2.2 の分類結果から CHL と CDOM の区別は難しいため G_{LH}，G_{HH} を合わせて G_{chl} と書きなおした．次に，この 3 つの分類クラス G_{sw}，G_{ss}，G_{chl} の濃度に関する指標の作成を検討した．指標の計算には，波長の長い方から近赤外バンドのチャンネル 2，可視バンドの 1，4，3 チャンネルのレイリー補正された地表面反射率 L_i を用いた．チャンネル 6 は分類に効果が無いと考えられるため除外した．この 4 チャンネルのうち 2 チャンネルごとの正規化差値（Normalize difference channel value: NDV）の全ての組み合わせ：

$$d_{ij}=\frac{L_i-L_j}{L_i+L_j},\ (i,j\in\{2,1,4,3\}\,;\,i\neq j) \qquad (2)$$

を求めた．ただし，i，j が逆となる組み合わせは符号が反転するだけなので，波長の長い方から短い方を減じた NDV のみを残した．次に，各 NDV と各分類クラスとの関連性を検討した．

図 4 および図 5 に，図 1 と同日の天塩川河口付近および常呂川河口付近の各 NDV 画像を示す．この日は時期的に雪解け水による流出と考えられる．d_{21}（$=(L_1-L_2)/(L_1+L_2)$，以下略）は，陸域のリモートセンシングで用いられる一般的な植生指標（Normalize vegetation index: NDVI）と同じである．図 4a を見ると，d_{21} の値は，G_{sw} に分類される画素では 0 になり，G_{chl}，G_{ss} に分類される画素では共に負の値となった．図 4b を見ると，d_{24} は，G_{sw}，G_{chl}，G_{ss} の全てが負の値となり，G_{chl}，G_{ss} が僅

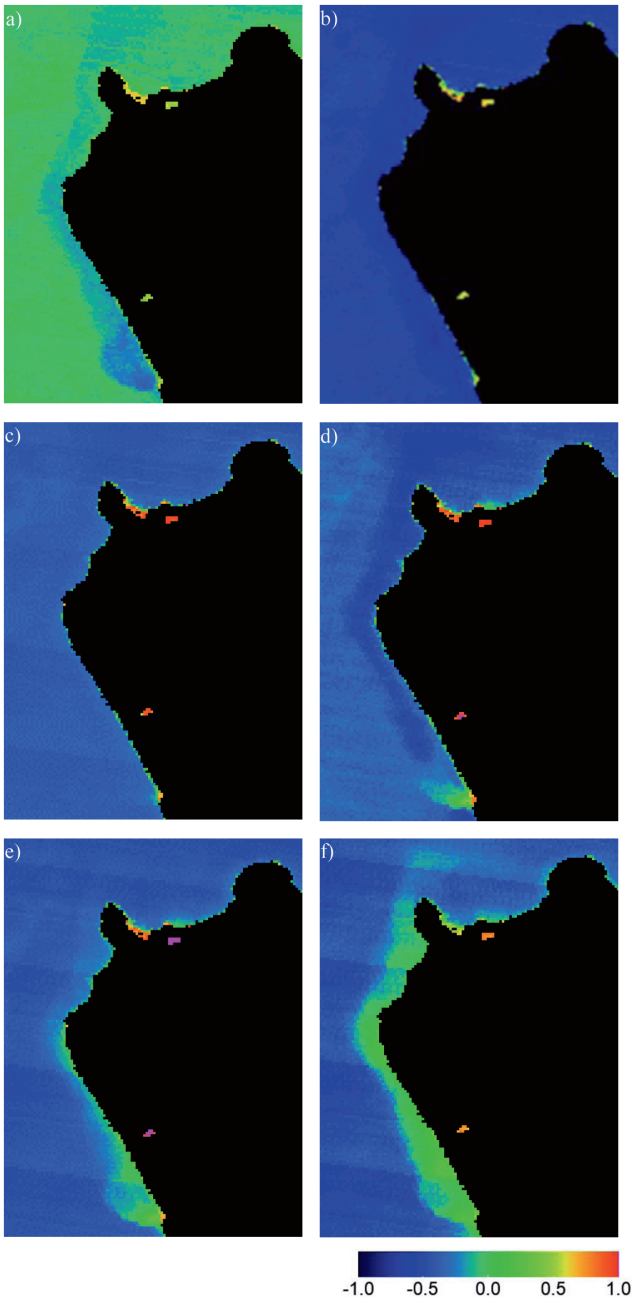


図 4：(a) 2012 年 4 月 15 日の天塩川河口周辺のチャンネル 2 と 1 の正規化差画像．(b) (a) 同様にチャンネル 2 と 4 の差画像．(c) チャンネル 2 と 3 の差画像．(d) チャンネル 1 と 4 の差画像．(e) チャンネル 1 と 3 の差画像．(f) チャンネル 4 と 3 の差画像．

Figure 4：(a) Normalized difference value image between channel 2 and ch. 1 around the mouth of the Teshio river on 15 April, 2012. (b) Same as NDV image (a) but difference between ch. 2 and ch. 4. (c) NDV image of ch 2 and ch. 3. (d) NDV image of ch. 1 and ch. 4. (e) NDV image of ch. 1 and ch. 3. (f) NDV image of ch. 4 and ch. 3.

かに G_{sw} より低い値となった．図 4c を見ると，d_{23} でも，G_{sw}，G_{chl}，G_{ss} の全てが負の値となるが，特徴的な差違が見られなかった．図 4d を見ると，の d_{14} では，G_{ss} が正の値となり，G_{sw}，G_{chl}，が共に負の値であるが，G_{chl}，

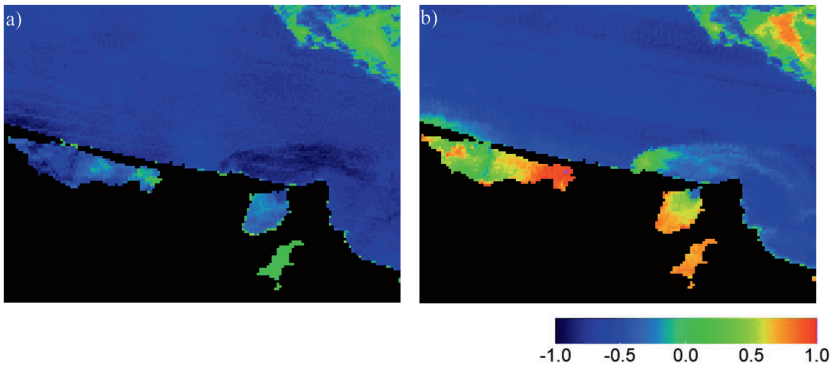


図 5：(a) 2012 年 4 月 15 日の常呂川河口周辺のチャンネル 1 と 4 の正規化差画像．(b) (a) と同様にチャンネル 4 と 3 の差画像
Figure 5：(a) Normalized difference value image between channel 1 and ch. 4 around the mouth of the Tokoro river on 15 April, 2012. (b) Same as NDV image (a) but difference between ch. 4 and ch. 3.

の方が G_{sw} より低い値となった．図 4e の d_{13} では，G_{sw} が負の値となり，G_{ss}，G_{chl}，が共に正の値をとるが，G_{ss}，の方が G_{chl} より高い値となる．図 4f を見ると d_{43} は，G_{sw} が負の値となり，G_{ss}，G_{chl}，は共に正の値をとるが明確な差違は見られなかった．この 6 パターンの NDV と分類クラスの関係から，分類クラスの波長依存性について考察した．G_{ss} の成分として，無機懸濁物質として土砂が含まれていると考えられるが，一般的な土砂の分光特性として観測波長が短波長から長波長にかけて反射率は緩やかに高くなる（Clark et al., 2007; Baldridge et al., 2009）．しかし，海水中に存在する土砂には見かけ上水による吸収が加わる．水の分光特性としては短波長から長波長側にかけて吸収が強くなる．この 2 つの特性から，土砂の濃度にもよるが，最も波長が長い近赤外を含む観測波長では水の特徴が強く表れ d_{21}，d_{24}，d_{23} で負の値となったと考えられる．一方，可視域においては土砂の特徴が強く表れ，d_{14}，d_{13}，d_{43} で正の値になったと考えられる．一方，クロロフィル a の分光特性として陸上では，近赤外，緑，赤，青の順に反射率が高いが，G_{chl} が示す植物プランクトンの場合は水による吸収のため，緑，赤，近赤外，青の順に反射率が高い値となる．このため，d_{21} は陸上の NDVI とは逆に負の値をとり，d_{43} は正の値をとる．以上のことから，水の吸収による影響が最も少ない d_{43} と，G_{ss} と G_{chl} の符号が逆となる d_{14} を用いれば G_{ss} と G_{chl} の分離が可能と考えられる．そこで，クロロフィル a の濃度を C_{chl}，懸濁物の濃度を C_{ss}，衛星のパスによる効果や大気による効果を適当なパラメータとして，a_1，a_2，b_1，b_2 を伴えば，d_{43} ならびに d_{14} とクロロフィル a，および懸濁物の濃度との関係は：

$$\begin{cases} d_{43} = a_1 C_{chl} + b_1 C_{ss} \\ d_{14} = a_2 C_{chl} + b_2 C_{ss} \end{cases} \tag{3}$$

と書くことができる．これに濃度補正のための係数 m，n を伴わせて，みかけ上のクロロフィル a 濃度を mC_{chl}，みかけ上の懸濁物の濃度を nC_{ss} を用いて：

$$\begin{cases} mC_{chl} = \alpha_1 d_{14} - \beta_1 d_{43} \\ nC_{ss} = \alpha_2 d_{43} - \beta_2 d_{14} \end{cases} \tag{4}$$

と書き直した．大気効果が不明の場合は，通常，懸濁物が無いと仮定できる外洋水の反射率を近赤外域で 0 と仮定して放射伝達モデルを用いて大気効果求める（Wang and Gordon, 1994）．対象物の反射率が仮定できない場合は，ある程度狭い領域内では大気効果が均質であると仮定して，海面とみられる全ての画素の反射率が非負かつ最小となる大気パラメータを総当たりで求める方法がある（Kimura et al., 2001）．今回は可視域を含むため，後者の方法を参考に，対象領域内の G_{sw} に分類されている全ての画素の mC_{chl} ならびに nC_{ss} の総和が非負の最小値となる α_1，β_1，α_2，β_2 を求めた．この α_1，β_1，α_2，β_2 を，G_{chl} ならびに G_{ss} に分類されている画素に代入して得られた mC_{chl} を分離されたクロロフィル a の濃度指標（chlorophyll-a concentration index, CCI）ならびに nC_{ss} を懸濁物の濃度指標（suspended solid concentration index, SCI）とした．

4．結果と考察

図 6a に 3 の方法で分離した図 1 と同日の 2012 年 4 月 15 日の天塩川河口付近の SCI，図 6b に CCI を示す．このとき $\alpha_1 = 2.0$，$\beta_1 = 0.7$，$\alpha_2 = 1.0$，$\beta_2 = 2.8$ であった．

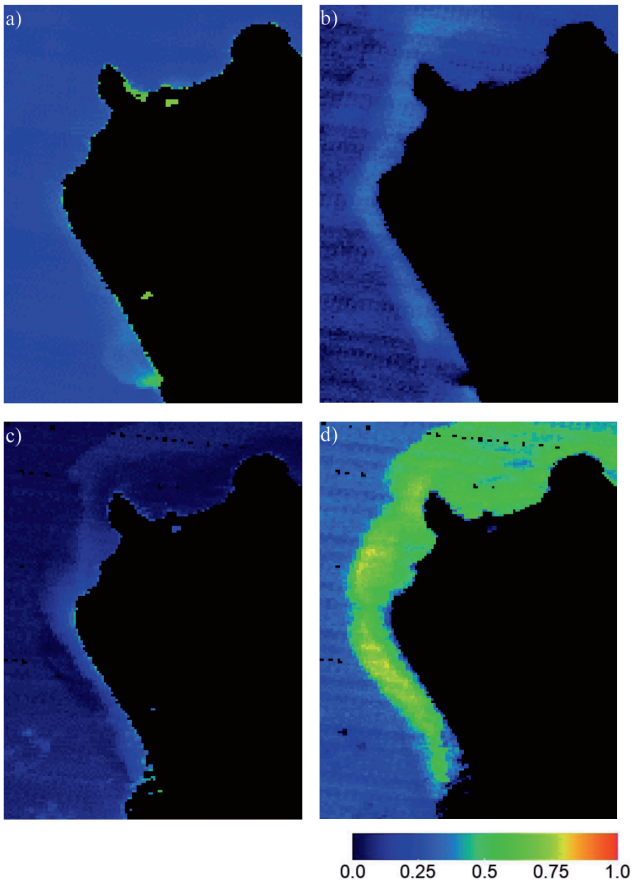


図 6：(a)2012 年 4 月 15 日の天塩川河口周辺の懸濁物指標（SCI）．(b)（a)と同日のクロロフィル a 指標(CCI)．(c) 2010 年 8 月 16 日の天塩川河口周辺の SCI．(d)（c)と同日の CCI．
Figure 6：(a) Suspended solid concentration index (SCI) around the mouth of the Teshio River on 15 Aplil, 2012. (b) Cchlorophyll-a concentration index (CCI) on same as (a). (c) SCI on 16 August, 2010. (d) CCI on same as (c).

図 6a から，SCI はプルーム状に北西方向（西方向に 28 画素（7.0 km），北方向に 26 画素（6.5 km））に広がり，その先で SCI は 0 に近づく．また，沿岸に沿って北向きには抜海村付近の 84 画素（21.0 km）まで，SCI の高い領域が見られた．この SCI の高い領域は，嵯峨山ら（2006）による天塩川からの淡水濃度が 15%となる地点に等しい．図 6b を見ると CCI の高い領域は SCI の高い西側 28 画素の地点から帯状に北側納沙布岬を超えて 170 画素（42.5 km）の地点まで伸びている．図 6a，b を総合してみると SCI の高い領域では，CCI が低くなる傾向にある．これは，懸濁物と植物プランクトンの分離可能性を示すが，嵯峨山ら（2006）により淡水性珪藻類遺骸の堆積物が河口から 36 km まで確認されていることから，CCI が低く SCI の高い領域にもクロロフィル a は存在していると考えられる．このことから，SCI は，懸濁物とクロロフィル a の混在量を示し，CCI はクロロフィル a のみを示す指標として利用することが望ましい．なお，クロロフィル a と無機懸濁物の分離は，全球を対象とした SeaDAS などの汎用リモートセンシングシステムで可能であるが（OBPG, 2015），4 km 以上の空間解像度が必要である．本研究方法はチャンネル 1，4，3 の可視 3 チャンネルのみで分離可能としていることから高解像度への移行が容易であると考えられる．

次に，マルチレベルスライスによる分類との比較のため，図 6c に図 3 と同日の 2010 年 8 月 16 日の SCI を示す．この日は，SCI はプルーム状には広がらず沿岸に沿って細い帯状に分布している．図 3b と比べると，G_{SS} に分類された領域と SCI の高い領域は一致している．マルチレベルスライスによって SS は分類できるが，濃度変化を見ることのできる SCI の方が利用しやすいと言える．図 6d を見ると CCI が特に高い領域と図 3c の G_{HH}が，それより CCI がやや低い領域に G_{HL} が一致している．このことは，クロロフィル a が存在している領域は青バンドの反射が高いということになり矛盾を生じため，観測輝度値の総和で各チャンネルと正規化すると少なくとも海面においては青バンドが過大評価されている可能性がある．

以上のことをふまえて，図 7 に示す常呂川河口付近を見ると，図 7a の SCI が高い領域は，河口から北東方向（北に 11 画素（2.75 km），東に 34 画素（8.5 km））にプルームが見られた．図 7b の CCI が高い領域は，沿岸から SCI が高い領域を除いて，北東方向（河口から北に 11 画素（2.75 km），東に 49 画素（12.25 km））に広がった先，能取岬を超えて南東方向（河口から東へ 80 画素（20 km），南へ 23 画素（5.55 kn））へ渦を巻くように広がっていた．SCI が高い領域はホタテガイの地撒きをおこなっている常呂漁港沖と一致し，CCI が高い領域は網走漁港沖と一致している．とくに，CCI が高い領域は，採泥やセジメントトラップによる沈降粒子の捕集が開始されたばかりであるが，今後，リモートセンシングデータと合わせて検討を継続していく．なお，SCI，CCI は実際の濃度ではないため，今後現場実測値との関係性を検討する予定である．

一方，本研究のように衛星画像を利用する場合，雲の影響により河川水の流量が最も大きくなる降雨時の観測ができないだけでなく，観測可能な日数が少ないという構造的な問題点がある．本研究の手法は可視バンド 3 チャンネルで実施できるため，市販のデジカメなどへの転用と，近年，高解像度地上観測で注目されている無人航空機（Unmanned aerial vehicles, UAV）などの地表面に近い高度からのリモートセンシングへ展開していくことを検討している（Victor, 2015）．また，地表面に近い

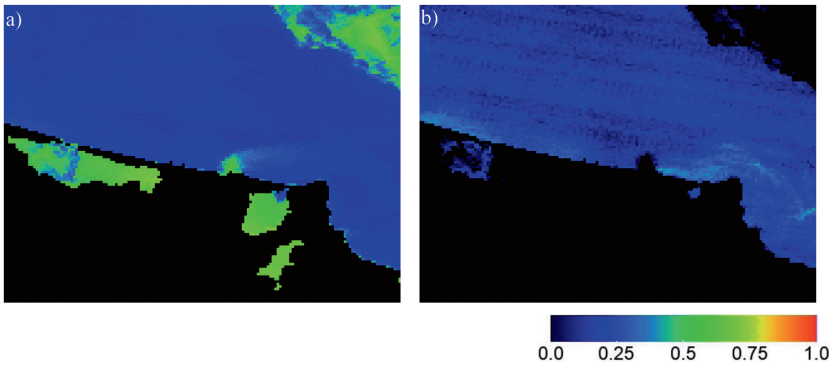


図 7：(a) 2012 年 4 月 15 日の常呂川河口周辺の懸濁物指標（SCI）．(b)（a）と同日のクロロフィル a 指標（CCI）．
Figure 7：(a) Suspended solid concentration index (SCI) around the mouth of the Tokoro River on 15 Aplil, 2012. (b) Cchlorophyll-a concentration index (CCI) on same as (a).

場所から観測をおこなえば，大気効果を無視することができる．このため，各バンドの観測値において SN の向上が期待でき，今回は分離が難しかったクロロフィル a と CDOM を対象に，今後，SCI と CCI のとる値の範囲でこれらの物質を分類する方法を検討していきたい．

謝辞

本研究は，北海道大学低温科学研究所共同研究「陸域と海洋間における縁辺海の自然科学的な機能と人間活動への役割」(2014–2015）により実施された成果の一部である．ならびに千葉大学環境リモートセンシング研究センター共同利用研究 (2013–2014) により実施された成果の一部である．また，東京農業大学大学戦略研究プロジェクト「北海道オホーツク海沿岸域の豊かさを支えるメカニズムの解明：低次生産からのアプローチ」(2013–2015，代表：塩本明弘氏（東京農業大学，生物産業学部教授)）からも予算支援を頂いた．ここに記して感謝いたします．

参考文献

網走市（2013）平成 25 年度版水産統計．http://www.city.abashiri. hokkaido. jp/030shisei/020toukei/080suisanntoukei/index.html,（最終アクセス　2015–08–20）．

Agboola, J. I. and I. Kudo (2014) Different contributions of riverine and oceanic nutrient fluxes supporting primary production in Ishikari Bay. *Cont. Shelf Research*, **88**, 140–150.

青田昌秋（1972）北海道オホーツク海沿岸沖における海況変動の研究　Ⅲ．低温科學　物理篇，**29**，213–224.

青田昌秋（1979）オホーツク海・北海道沿岸域の海況変動．沿岸海洋研究ノート，**17**，1–11.

青田昌秋，石川正雄，山田俊郎（1989）宗谷海峡の流れについて．低温科學　物理篇，**47**，147–160.

Baldridge, A. M., S. J. Hook, C. I. Grove and G. Rivera (2009) The ASTER Spectral Library Version 2.0. *Remote Sens. Environ.*, **113**, 711–715.

Clark, R. N., G. A. Swayze, R. Wise, K. E. Livo, T. M. Hoefen, R. F. Kokaly and S. J. Sutley (2007) USGS Digital Spectral Library splib06a. http://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib06/ds231/datatable.html,（最終アクセス　2015–08–20）．

井上勲（2006）藻類 30 億年の自然史　藻類からみる生物進化．東海大学出版会，643pp.

Kimura, Y., T. Izumiya and Y. Kawata (2001) Aerosol Optical Parameter Retrieval from Satellite Data. Proc. Intl. Symp. On Remote Sensing of the Atmosphere and Validation of Satellite Data. CEReS, Chiba Univ., 23–31.

気象庁ホームページ，過去の気象データ検索．http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/daily_a1.php?prec_no=13&block_no=0024&year=2010&month=8,（最終アクセス　2015–08–20）．

工藤勲，フローラン・アヤ，高田兵衛，小林直人（2011）オホーツク海沿岸域の海洋構造と生物生産．沿岸海洋研究，**49**(1)，13–21.

Kutser, T., D. C. Piersonm, K. Y. Kallio, A. Reinart and S. Sobek (2005) Mapping lake CDOM by satellite remote sensing. *Remote Sens. Environ.*, **94**, 535–540.

Lalli, C. and T. Parsons (1995) *Biological Oceanography: An Introduction, Second Edition*. Butterworth-Heinemann.

Morel, A. and L. Prieur (1977) Analysis of variations in ocean color. *Limnol. Oceanogr.*, **22**, 709–722.

Morel, A. (1988) Optical Modeling of the Upper Ocean in Relation to its Biogenous Matter Content (Case I Waters). *J. Geophys. Res.*, **93**–C9, 10749–10768, 1988.

西浜雄二（1994）オホーツクのホタテ漁業，北海道大学出版会．

農林水産省（2013）海面漁業生産統計調査，漁業・養殖業生産統計，総括表（2015 年 2 月 17 日公表）．http://www.maff. go. jp/j/tokei/kouhyou/kaimen_gyosei/index. html,

（最終アクセス　2015-08-20）.
Ocean Color Biology Processing Group (OBPG), NASA (2015) Ocean Color SeaDAS, http://seadas.gsfc.nasa.gov/（最終アクセス　2015-09-04）.
小野朗子，藤原昇，小野厚夫（2002）Landsat/TM スペクトル値の正規化による地形効果と大気効果の抑制．日本リモートセンシング学会誌，**22**(3)，318-327.
小野朗子，小野厚夫（2003）バンド和による正規化スペクトルの応用．日本リモートセンシング学会学術講演会論文集，**34**，135-136.
Rees, W. G (1990) *Physical Principles of Remote Sensing*. Cambridge University Press.
嵯峨山積（2006）北海道の十勝川・天塩川・石狩川沖の表層堆積物における淡水生珪藻遺骸の広がり．地質学雑誌，112，**10**，594-607.
塩本明弘（2011）晩春から初秋の知床半島沿岸域における植物プランクトン現存量と生産力：オホーツク海側と根室海峡側との比較．沿岸海洋研究，**49**，37-48.
水産林務部総務課（2013）平成 25 年北海道水産現勢．http://www. pref. hokkaido. lg. jp/sr/sum/kcs/indexfiles/suitoukei/suitoukei.htm,（最終アクセス　2015-08-20）.
Takizawa, T. (1982) Characteristics of the Soya Worm Current in the Okhotsk Sea. *J. Oce. Soc. of Japan*, **38**, 281-292.
Klemas, V. V. (2015) Coastal and Environmental Remote Sensing from Unmanned Aerial Vehicles: An Overview. *J. Coast. Res.*, **31**(5), 1260-1267.
Vermote, E. F., D. Tanre, J. L. Deuze, M. Herman and J. J. Morcrette (1997) Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6 S: An Overview. *IEEE Trans. on Geoscience and Remotesensing*, **35**(3), 675-686.
Wang, M. and H. R. Gordon (1994) Estimating aerosol optical properties over the oceans with the multiangle imaging spectroadiometer: some preliminary studies. *Appl. Opt.*, **33** (18), 4042-4057.
米田義昭（1985）．日本全国沿岸海洋誌，日本海洋学会，沿岸海洋研究部会,「沿岸海洋誌」編集委員会．東海大学出版会，23-33.
米田義昭，戸屋健治（1986）亜寒帯域における栄養塩の分布と構成比の特性．水産海洋研究会報，**50**，105-113.
Zhang, Y., B. Qin, G. Zhu, L. Zhang and L. Yang (2007) Chromophoric dissolved organic matter (CDOM) absorption characteristics in relation to fluorescence in Lake Taihu, China, a large shallow subtropical lake. *Hydrobiologia*, **581**, 43-52.

低温科学 74 （2016） 95–104
doi: 10.14943/lowtemsci. 74. 95

オホーツク海高密度陸棚水への鉄のポテンシャル供給域

内本　圭亮[1)]，中村　知裕[2)]，西岡　純[2)]，三寺　史夫[2)]，三角　和弘[3)]，
津旨　大輔[3)]，若土　正暁[4)]

近年，北西北太平洋における主な鉄の供給源がオホーツク海北部の陸棚域にあり，高密度陸棚水（DSW）とともに運ばれてくることが観測により明らかになった．また，シミュレーションで DSW 中の高濃度鉄の再現も行われた．本稿では，オホーツク海の鉄循環モデルを概説し，数値実験によって，オホーツク海のどの海域が DSW への鉄供給源になりうるのかを考察する．数値実験では，オホーツク海の陸棚域を，北部の西部，中央部，東部とそれ以外の 4 海域に分割し，それぞれの陸棚由来の鉄の DSW への寄与を調べている．その結果，西部の寄与が最も大きく，ついで中央部とそれ以外が大きいことがわかり，東部からの寄与は小さいことがわかった．

Potential source areas of dissolved iron to dense shelf water in the Sea of Okhotsk

Keisuke Uchimoto[1], Tomohiro Nakamura[2], Jun Nishioka[2], Humio Mitsudera[2], Kazuhiro Misumi[3], Daisuke Tsumune[3] and Masaaki Wakatsuchi[4]

Recent observations have elucidated that a source region of iron to the northwestern North Pacific is the northern part of the shelf region in the Sea of Okhotsk, and that the iron is transported with dense shelf water (DSW). The high concentration of iron in DSW is successfully simulated. In this paper, we summarize the model of iron cycle in the Sea of Okhotsk, and discusses potential source regions of iron to DSW based on numerical experiments. In the experiments, the continental shelf in the Sea of Okhotsk is divided into 4 regions: the northwestern shelf (NW), the central part of the northern shelf (NC), the northeastern shelf (NE), and the other (OT). The experiments suggest that the contribution of NW to the high concentration of iron in DSW is the largest, and is followed by NC and OT. The contribution of NE is small.

キーワード：オホーツク海，鉄，シミュレーション，高密度陸棚水
Sea of Okhotks, iron, simulation, dense shelf water

1．はじめに

西部北太平洋亜寒帯域は，年間を通じて表層の主要栄養塩が残存している HNLC（high-nutrient and low-chlorophyll）海域の一つである（Tsuda et al., 2003, 2007）．この海域への鉄の供給源は従来大気ダストだと考えられていたが，Nishioka et al.（2007）はオホーツク海南部および北西北太平洋オホーツク海付近における観測に基づき，オホーツク海から運ばれてくる鉄が重要であるという仮説を提唱した．その後のオホーツク海の観測（Nishioka et al., 2013, 2014）によって，高密度陸棚水（DSW）には大量の陸棚堆積物由来の溶存鉄が含まれて

連絡先
内本　圭亮
地球環境産業技術研究機構
〒619-0292　京都府木津川市木津川台 9 丁目 2 番地
Tel. 0774-75-2312
e-mail：uchimoto@rite.or.jp
1）地球環境産業技術研究機構
Research Institute Innovative Technology for the Earth, Kizugawa, Japan
2）北海道大学低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan
3）電力中央研究所
Central Research Institute of Electric Power Industry, Abiko, Japan
4）北海道大学
Hokkaido University, Sapporo, Japan

おり，それがオホーツク海中層を通り，千島列島海峡部における強い潮汐混合（Nakamura and Awaji, 2004）による鉛直再分配を経て太平洋北西部へと運ばれていることが確認されている．

DSW は海氷生成時に排出される高塩分水（ブライン）がもとになって作られ（Kitani, 1973； Shcherbina et al., 2003），中層をサハリンに沿って南に流れて行く（Mizuta et al., 2003； Fukamachi et al., 2004）．DSW は上述の鉄を始めとする様々な物質の輸送において重要なだけでなく，オホーツク海の中層循環（Matsuda et al., 2009, 2015）や，オホーツク海における中層の通気過程（Yamamoto-Kawai et al., 2004）においても重要な役割を果たしている．

このようなオホーツク海に関する知見を基にして，Uchimoto et al.（2011a, b）は，オホーツク海の 2 つの通気過程，すなわち DSW 生成と千島列島海峡部の潮汐混合を組み込んだ北太平洋北西部を領域とする海洋モデルを構築した．さらに，Uchimoto et al.（2014）は，その海洋モデルに Parekh et al.（2005）による生物地球化学モデルを結合させ Nishioka et al.（2013，2014）の観測で見られた DSW で溶存鉄濃度が高いという特徴の再現に成功した．Uchimoto et al.（2014）は，観測では未だ明らかになっていない，オホーツク海の広大な大陸棚のどのエリアが DSW に含まれる溶存鉄の起源として重要なのかについて数値実験をもとに考察をしている．本稿では，Uchimoto et al.（2014）の研究に基づき，オホーツク海の鉄循環シミュレーションを概説し，DSW に含まれる溶存鉄の起源についての考察する．尚，本稿で使用した図は，Uchimoto et al.（2014）の図を改変したものである．また，Uchimoto et al.（2014）の前半部に相当するモデルパラメタの調整等については，内本ほか（2012）が報告しているので，そちらも参考にされたい．

2．モデル

本研究で用いたモデルは海洋の物理モデルと生物地球化学モデルの結合モデルである．以下に概略を記す．モデルの計算手法やパラメタの値についての詳細は Uchimoto et al.（2014）と Parekh et al.（2005）を参照されたい．

2.1　物理モデル

海洋－海氷結合モデル COCO ver.3.4（Hasumi, 2006）をベースにした Uchimoto et al.（2011a, b）のモデルを用いている．モデル領域は東西が 136° E から 179.5° W，南北が 39° N から 63.5° N（図 1）で，解像度は東西南北とも 0.5° である．鉛直方向は 51 レベルで解像度は海面付近の 1 m から最深レベルでの 1000 m まで深い方に向かって粗くしている．潮汐は含まれていないが，千島列島付近では，海峡部での潮汐による鉛直混合の効果を表現するために，鉛直拡散係数を大きくしている．千島列島付近では，水深によらず海底付近で 500 cm^2/s にし，海面に向かって小さくしている．水深が 1500 m 以上であれば，海面では 20 cm^2/s となる．モデルは海面に与える気象データで駆動する．気象データは OMIP（Röske, 2001）の日平均気候値を用いている．また，次節で述べる生物地球化学モデルによるシンク/ソースを加えた 3 つのパッシブトレーサー（PO_4，DOP，Fe）を計算している．水温と塩分は側面開境界から 5 格子で WOA01（Conkright et al., 2002）の気候値に緩和し，海面変位は側面開境界から 3 格子で広域モデルの出力値に緩和している．また，2000 m 以深で水温と塩分を，海面で塩分をそれぞれ WOA01 の気候値に緩和している．PO_4 は境界 5 格子で WOA09（Garcia et al., 2010）に，DOP は 0 に，Fe は観測値やシミュレーション結果（Takata et al., 2005; Nishioka et al., 2007; Takata et al., 2008; Misumi et al., 2011; Nishioka et al., 2013）を基にして作成したデータに緩和している．スピンアップとして，物理モデル単独で 116 年計算してから，次に述べる生物地球化学モデルと結合している．

2.2　生物地球化学モデル

生物地球化学モデルは Parekh et al.（2005）のモデルをベースにした（以下では Parekh モデルと呼ぶ）．Parekh モデルは鉄および主要栄養塩の代表としてリンの計算を行う．リンはリン酸（PO_4）と溶存有機リン（DOP）の二種類を，鉄は溶存鉄（DFe）のみを計算する．モデルは，鉛直的に 2 層にわかれており，上層を有光層としている．実際の海洋においては，有光層の深さは海域や季節等によって異なるが本モデルでは一律に 135 m 深までを有光層としている．

まずリンのサイクルについて述べる（図 2）．リンに関する式を模式的に記述すると PO_4，DOP それぞれ以下のようになる．ただし，移流や拡散については物理モデルにおいてパッシブトレーサーとして計算されるので，ここには含めていない．

$$\begin{aligned}\frac{dPO_4}{dt} &= \text{生物項(①，②，③)} + \text{有機物分解項(④)} \\ \frac{dDOP}{dt} &= \text{生物項(②)} + \text{有機物分解項(④)}\end{aligned} \quad (1)$$

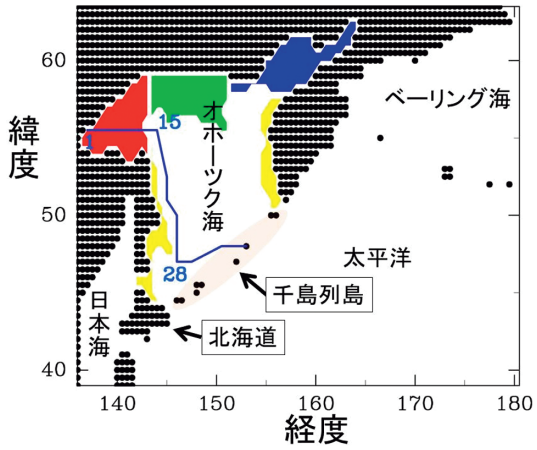


図 1：モデル領域．青実線は図 5 の鉛直断面の水平位置．赤，緑，青，黄はそれぞれ NW，NC，NE，OT 領域（4 章参照のこと）．
Figure 1：Model region. The vertical section in Fig. 5 is along the blue line. The red, green, blue and yellow regions denotes NW, NC, NE and OT, respectively.

生物項は一次生産に関わる過程を表している．有光層の PO_4 は生物による取り込みにより除去され，一部は粒状有機物になり（図 2 の①），一部は DOP になる（図 2 の②）．有光層より下では生物起源粒子の再無機化により PO_4 が生成される（図 2 の③）．溶存有機物分解項（図 2 の④）は，光と関係なく全層で生じている．有光層での PO_4 の生物取り込み Γ（図 2 の①+②）は，PO_4，Fe，光（I）のミカエリス・メンテン型関数で表現している．

$$\Gamma=\alpha\frac{PO_4}{PO_4+K_{PO_4}}\frac{Fe}{Fe+K_{Fe}}\frac{I}{I+K_I}, \qquad (2)$$

ここで K_X（X は PO_4，Fe，I）は X の半飽和値であり，K_{PO_4}=0.5 [μM]，K_{Fe}=0.5 [nM]，K_I=30 [Wm^{-2}] である．また α=1 である．K_{Fe} と α については感度実験を行い決めた（内本ほか，2012; Uchimoto et al., 2014）．I は海面から 30 m の減衰スケールで指数関数的に減衰し，有光層の底（135 m 深）で海面の約 1.1% となる．また海氷がある場合には，海氷による減衰も考慮し，海氷の底での光（I_b）は，

$$I_b=(1-r_I)I_0\exp(-\kappa h_I) \qquad (3)$$

としている．減衰スケール κ^{-1} は 1.5 cm とした（Perovich, 1998）．またアルベド r_I は Nihashi et al.（2011）に従い，海氷厚 h_I が 20 cm 未満では 0.36，20 cm 以上では 0.7 とした．

次に溶存鉄（DFe）のサイクルについて記述する．本モデルでは，生物過程や有機物分解では鉄とリンの比率が変化しないものと仮定し，DFe は次式で表される．

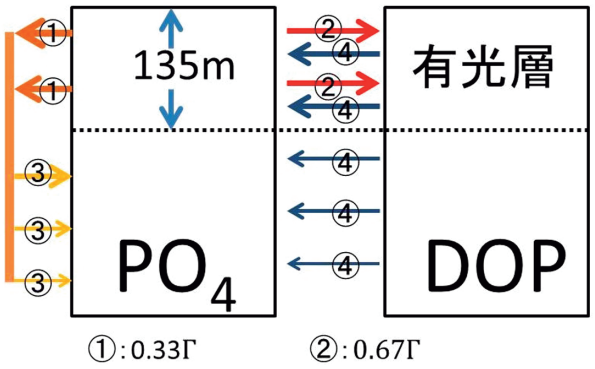


図 2：リンサイクルの模式図．
Figure 2：Schematic representation of the phosphorus cycle.

$$\frac{dDFe}{dt}=R_{Fe}(\text{生物項}+\text{有機物分解項})+\text{スキャベンジング項}+\text{外部ソース項} \qquad (4)$$

(4) の生物項と有機物分解項は (1) の PO_4 の式の右辺の項とそれぞれ同じである．すなわち，PO_4 が消費されるときは DFe も一定の比率 R_{Fe} で消費され，有機物の分解で PO_4 が生成されるときは DFe も一定の比率 R_{Fe} で生成されると仮定している．R_{Fe} は 0.47×10^{-3} とした（Parekh et al., 2005; Marchetti et al., 2006）．スキャベンジングは，溶存鉄のうち錯形成していない鉄に比例する形で定式化されている．溶存鉄の主たるソースとしては，大気ダストと海底堆積層からの溶出が考えられるため，海面と海底にソースを与えた．海面ソースは，Mahowald et al.（2005）のシミュレーションによる月平均値のダストデータ（図 3）を用い，ダスト重量の 3.5% が鉄で，ダストが海面に落ちると海面でその 1 % が溶解すると仮定している（内本ほか, 2012; Uchimoto et al., 2014）．海底ソースは，水深 300 m 以浅の海底から一定フラックス 1 μmolFe $m^{-2}d^{-1}$ で与えている．オホーツク海にはアムール川から大量に鉄が供給されているが，アムール川河口域で凝集し北西陸棚域へと運ばれていると考えられている（Boyle and Edmond, 1977; Shigemitsu et al., 2013）．このアムール川由来の鉄は北西陸棚域における海底ソースに含まれていると解釈している．

3．シミュレーション結果

図 4 は海面における 7 月の PO_4 の分布である．WOA の分布に見られる特徴は，千島列島を挟んでオホーツク海側と太平洋側で濃度が大きく異なることである．すなわち，オホーツク海の PO_4 濃度は低くなっているのに対し，太平洋側は比較的高い値になっている．シミュレーション結果でもこの特徴がよく再現されている．また，

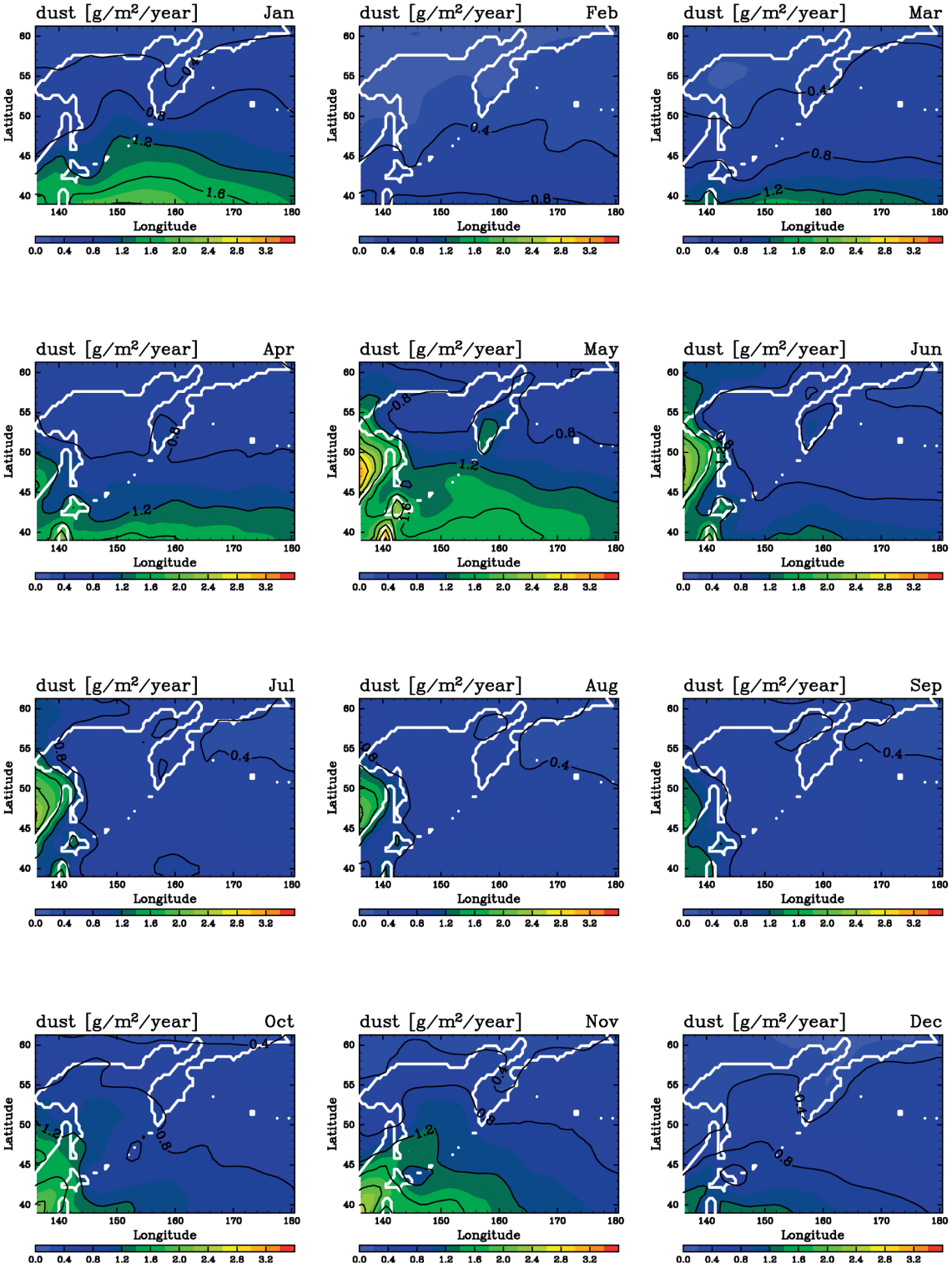


図 3：Mahowald et al.（2005）のダストデータ．
Figure 3：Dust deposition distribution from Mahowald et al.（2005）

図は示さないが，WOA のデータを見ると，太平洋側の PO_4 濃度は一年を通して比較的高い．一方，オホーツク海の PO_4 濃度は冬から春にかけては比較的高く，夏から秋にかけては低くなっている．これは，千島列島の太平洋側が，栄養塩（PO_4）が春季ブルームで使い切られない HNLC 海域であるのに対し，オホーツク海は HNLC ではないことを示している．シミュレーションにおいてもこの PO_4 濃度の季節変動が概ね再現されている．

図 5 はシミュレーション結果で，7 月の中層（26.8 σ_θ 等密度面）と図 1 の青線に沿った鉛直断面における DFe 分布である．中層の水平分布をみると，オホーツク海北部沿岸域で最も濃度が高く，サハリン東岸から千島列島

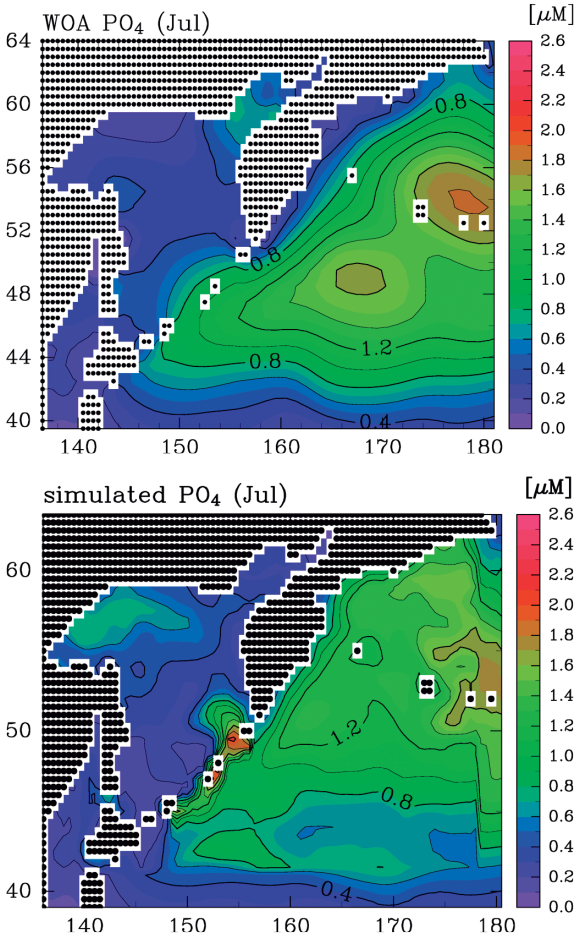


図 4：海面の PO4 分布．WOA とシミュレーション結果．
Figure 4：The surface phosphate concentration in July in WOA09 and the simulation.

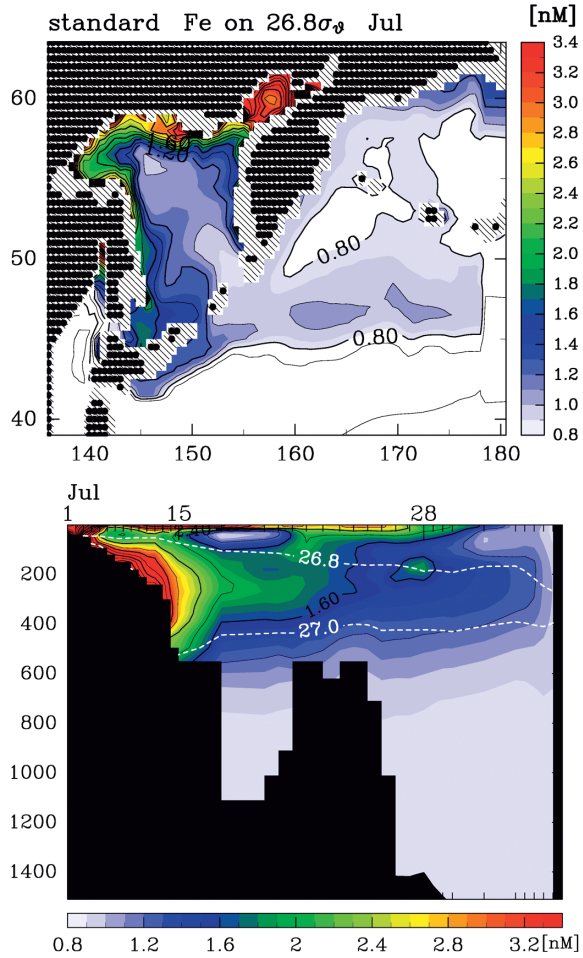


図 5：26.8 σ_θ 面と DSW 経路（図 1 の青実線）鉛直断面の鉄分布．鉛直断面図の上軸の数字は図 1 の数字の位置に対応．
Figure 5：The iron concentration on the 26.8 σ_θ surface and on the vertical section along the blue line in Figure 1. Numbers on top of the vertical section correspond to those in Fig. 1.

海峡部を経て北太平洋亜寒帯循環域へと広がっており，オホーツク海の反時計回りの循環（Ohshima et al, 2004）によって DFe がオホーツク海北部から運ばれていることが示唆されている．鉛直断面図では，北西陸棚域（図の上軸 1 ～15）で最も濃度が高く 26.8 σ_θ と 27 σ_θ の間を南へと運ばれていっていることが示されている．このモデルにおいて DSW の密度は約 26.9 σ_θ を中心として分布している（Uchimoto et al., 2011b）ことから，DFe が DSW に含まれていることが示唆される．この図に見られる DFe の分布は Nishioka et al.（2013, 2014）の観測とよく一致している．尚，少なくとも本シミュレーションにおいては，大気ダスト由来の DFe はほとんど中層には寄与せず，陸棚域の海底堆積層由来の DFe が DSW の DFe 濃度を高くしていることが確認されている（Uchimoto et al., 2014）．

4．DFe の供給源に関する考察

アムール川からオホーツク海へ大量の鉄が供給されていることに加え，DSW の主たる生成海域である北西陸棚域で DSW 生成時に海底に堆積している大量の粒子が DSW に取り込まれるという知見（Nakatsuka et al., 2002）により，従来から DSW の高濃度鉄の多くが北西陸棚域の堆積物に由来するものと考えられてきた（Nishioka et al., 2007）．そして Nishioka et al.（2014）の観測により，北西陸棚域で DSW に鉄が供給されていることが確認された．しかし，北西陸棚域以外の海底堆積層由来の鉄は DSW の鉄濃度に寄与しないのかどうかは現在のところよくわかっていない．そこでどの海域からの鉄が DSW に取り込まれ得るかを調べるため数値実験を行った．

数値実験は DFe ソース以外は，2 章に記述した条件で行った．DFe ソースを与えるオホーツク海の陸棚域（水

深 300 m 以浅）を図 1 のように 4 つの領域（赤：NW，緑：NC，青：NE，黄 OT）に分割し，その 4 つの領域の海底堆積層に由来する DFe の DSW への寄与を調べた．尚，各領域の面積はおよそ等しい．また，本数値実験ではオホーツク海の陸棚域からの寄与に着目しているため，オホーツク海以外の陸棚域に DFe ソースを与えず，大気ダストも与えていない．実験ケース名は実験条件（DFe ソースの領域とフラックス値）に応じて付けている（表 1）．

図 6 に NW1, NC1, NE1, OT1 それぞれと NoSed（ソースなし）の DFe 濃度の差を 26.8 σ_θ 面について示す．この図は，それぞれの陸棚域由来の DFe がどの範囲に広がっているかを示している．いずれのケースも値が小さくなりながらソース域から反時計回りに広がっている．サハリン東岸に着目すると，NW1 が最も高い値になっており，北西陸棚域からの寄与が大きいことを示している．さらに，NC1，OT1 も比較的高い値になっている．一方，NE1 では高い値は北部陸棚域の中央部くらいまでで，サハリン沖（DSW）では比較的低い値になっている．

次に各ソース域に与える DFe フラックスを大きくすると北緯 50° における DSW の DFe 濃度がどのように変化するかを図 7 に示す．この図では DSW を密度が 26.8 σ_θ 以上 27.0 σ_θ 以下かつ水温 1.2℃ 以下の海水とし，DSW 中の DFe の平均値を DSW の DFe 濃度としている．ただし，OT の領域にある DSW は除いた．フラックスが約 2 μmolFe m^{-2}d^{-1} より大きくなると，フラックスにほぼ線形に DSW の DFe 濃度が増加していっている．傾きは NW が最も大きく，NC と OT がほぼ同じ，NE が最も小さくなっている．NE はフラックスの増加に対して DSW の DFe 濃度がごくわずかしか増えない．

表 1：実験ケース名と実験条件．
Table 1：Experimental cases and their sedimentary iron flux.

実験ケース名	Fe ソース
NoSed	Fe ソースなし
NWx, NCx, NEx, OTx	それぞれ NW，NC，NE，OT の海底のみに xμmolFe m^{-2}d^{-1}
NWxOy	NW の海底に xμmolFe m^{-2}d^{-1},NC, NE, OT の海底に yμmolFe m^{-2}d^{-1}
ALL1	NW，NC，NE，OT 全ての海底に 1 μmolFe m^{-2}d^{-1}

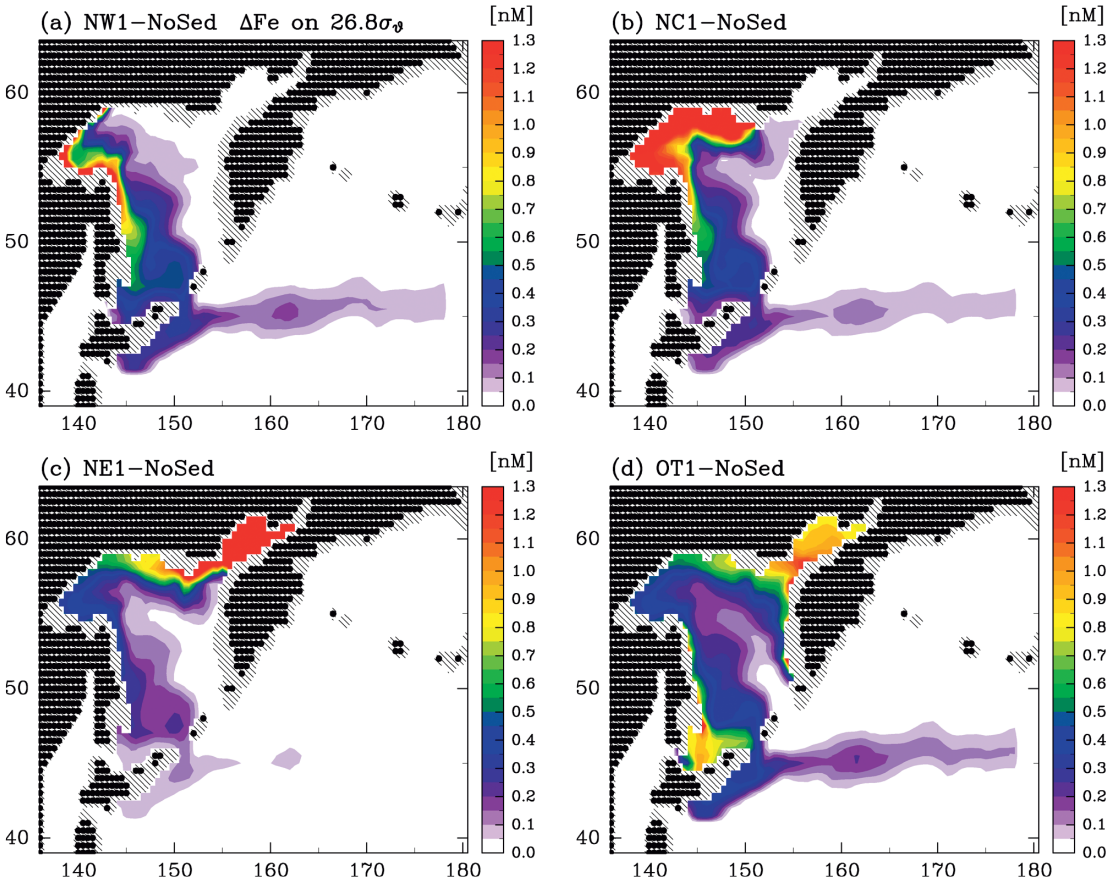


図 6：26.8 σ_θ 面の (a) NW1，(b) NC1，(c) NE1，(d) OT1 の鉄濃度からそれぞれ NoSed の鉄濃度を引いたもの．
Figure 6：The iron concentration on the 26.8 σ_θ surface of NW1 (a), NC1 (b), NE1 (c), and OT1 (d) from which that of NoSed is subtracted.

図 6c と図 7 より DSW の高濃度 DFe に対して NE からの寄与は少ないと考えられ，DSW に含まれる DFe は，主にオホーツク海北部陸棚の中央部と北西部および DSW 経路付近に由来すると考えられる．ただし，これらの結果の定量的検証は今後の観測を待つしかない．

北緯 50° の DSW の DFe 濃度はフラックスの増加に対しほぼ線形で増加するが，他の海域ではどのようになっているのかを見るために，DFe フラックスを 1 μmolFe m^{-2}d^{-1} ずつ増やしたときの 26.8 σ_θ 面の DFe 濃度の増分を調べた（図 8）．NW ケースでフラックスを 1 μmolFe m^{-2}d^{-1}から 2 μmolFe m^{-2}d^{-1} に増加させた場合（図 8a）は少し違いが見えるが，2 μmolFe m^{-2}d^{-1} 以上は 1 μmolFe m^{-2}d^{-1} のフラックスの増分に対する 26.8 σ_θ 面の DFe 濃度の増分がおおよそ一定であり，図 7 と同じような変化をしている．すなわち，北緯 50° の DSW だけでなく全域で DFe フラックスに対してほぼ線形的に DFe 濃度が増加していることが示されている．図は示さないが，同じ計算を NC，NE，OT に対しても行ったが同様の結果が得られた．NW 以外のフラックスを

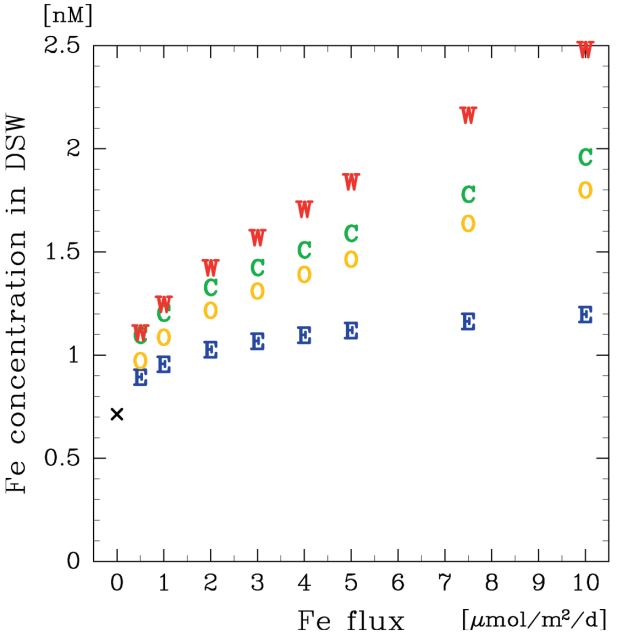


図 7：鉄ソースのフラックスと DSW の鉄濃度の関係．×は Nosed，W，C，E，O はそれぞれ NW，NC，NE，NO.
Figure 7：The iron concentration in DSW vs the iron flux of NW (W), NC (C), NE (E), and OT (O). The cross denotes Nosed.

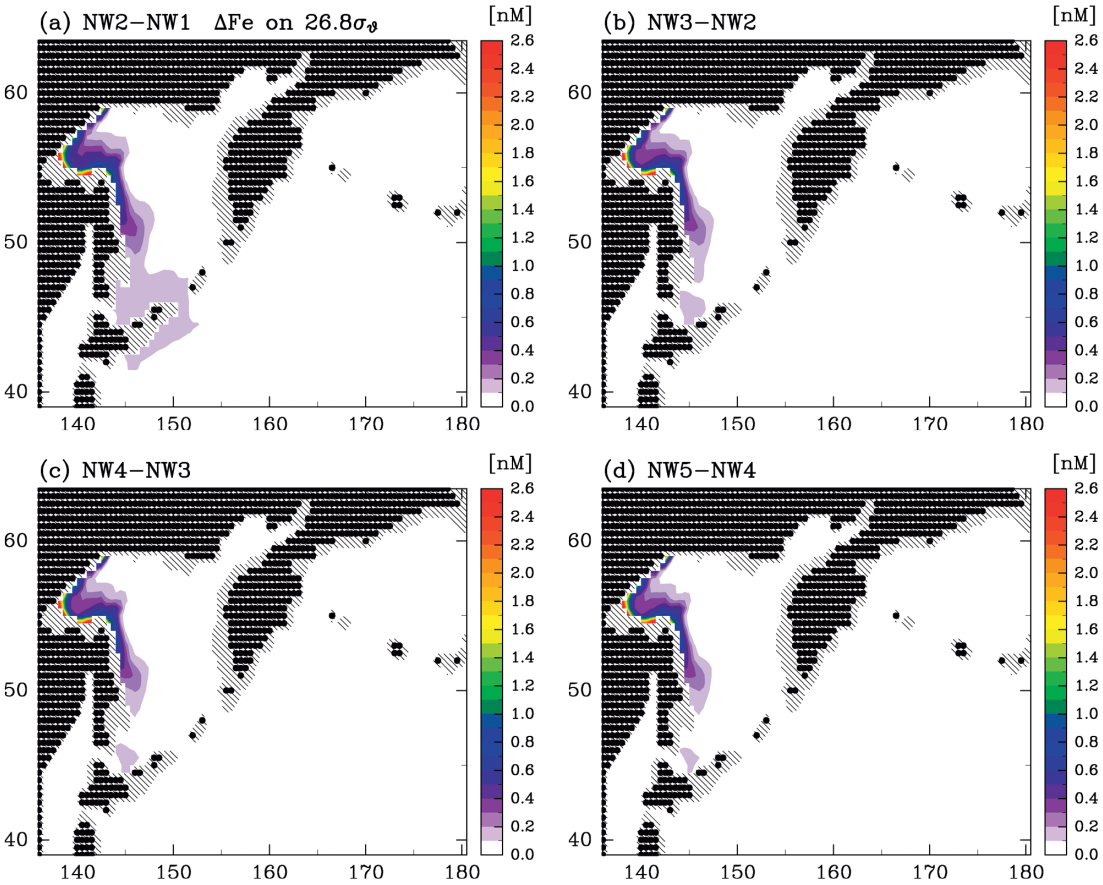


図 8：NW に与えるフラックスを 1 μmolFe m^{-2}d^{-1} 増やした時の 26.8 σ_θ 面の鉄濃度の増分．(a)NW2-NW1, (b)NW3-NW2, (c)NW4-NW3, (d)NW5-NW4
Figure 8：The difference of the iron concentration between (a) NW2 and NW1, (b) NW3 and NW2, (c) NW4 and NW3, and (d) NW5 and NW4.

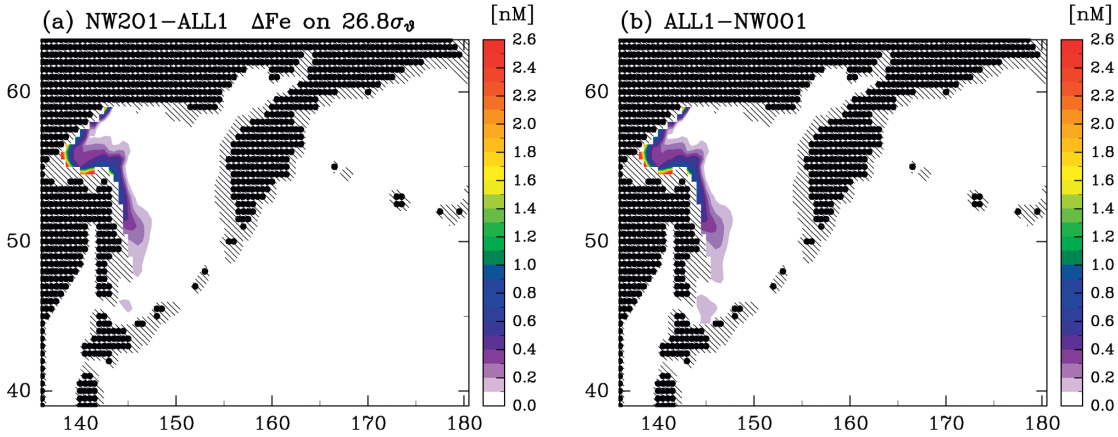


図 9：NW に与えるフラックスを 1 μmolFe $m^{-2}d^{-1}$ 増やした時の 26.8 σ_θ 面の鉄濃度の増分．(a) NW2O1−ALL1, (b) ALL1−NW0O1.
Figure 9：The difference of the iron concentration between (a) NW2O1 and ALL1 and (b) ALL1 and NW0O1.

1 μmolFe $m^{-2}d^{-1}$ にし，NW のみフラックスを 2 μmolFe $m^{-2}d^{-1}$ とした NW2O1，NW のみ 0 μmolFe $m^{-2}d^{-1}$ とした NW0O1 と 4 領域全て 1 μmolFe $m^{-2}d^{-1}$ にした ALL1 の DFe 濃度の差（図 9）も図 8b–d と似た分布となっている．フラックスに対し，DFe 濃度がほぼ線形的に増加するのは，スキャベンジングの定式化によるものと考えられる．Misumi et al.（2011）の Figure A1b に示されている通り，本モデルで用いたスキャベンジングの定式化では，DFe 濃度がリガンド濃度より十分高くなると，スキャベンジングが DFe 濃度に比例する．したがって，DFe 濃度が高い場合には $\frac{dDFe}{dt} \approx -kDFe$ となり，DFe は初期値，すなわちソース域濃度に比例することになる．

5．まとめ

Parekh et al.（2005）の生物地球化学モデルを Uchimoto et al.（2011a, b）の北西部北太平洋モデルに結合させて，オホーツク海の鉄分布のシミュレーションを行った．Parekh モデルは非常に単純なモデルであるが，海底堆積層由来の DFe として，水深 300 m 以浅の海底に DFe ソースを与えることで DSW 流路中層の高濃度 DFe を再現することができた．この高濃度 DFe はどこの海域の海底堆積層に由来するのかを考察するため数値実験を行った．数値実験結果から北西陸棚域が最も DSW の DFe 濃度への寄与が大きいことが推測された．また北部陸棚域中央部や DSW 流路の海底堆積層からの DFe も寄与し得る．一方，北部陸棚域東部からの DFe の DSW への寄与は小さい．

現在，Parekh モデルを Matsuda et al.（2015）の高解像モデルに結合させたシミュレーション研究が進められている．本モデルでは表現されない渦の効果など高解像モデルならではの物理場が鉄分布に与える影響の解明が期待される．

謝辞

本研究の実施と本稿の出版には北海道大学低温科学研究所共同利用プログラムの支援を受けた．

参考文献

Boyle, E. A. and J. M. Edmond (1977) The mechanism of iron removal in estuaries. *Geochim. Cosmochim. Ac.*, **41**, 1313-1324.

Conkright, M. E., R. A. Locarnini, H. E. Garcia, T. D. O'Brien, T. P. Boyer, C. Stephens and J. I. Antonov (2002) World Ocean Atlas 2001. CD-ROM documentation, 17pp., Natl. Oceanogr. Data Cent., Silver Spring, Md.

Fukamachi, Y., G. Mizuta, K. I. Ohshima, L. D. Talley, S. C. Riser and M. Wakatsuchi (2004) Transport and modification processes of dense shelf water revealed by longterm moorings off Sakhalin in the Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09S10, doi: 10.1029/2003JC001906.

Garcia, H. E., R. A. Locarnini, T. P. Boyer, J. I. Antonov, M. M. Zweng, O. K. Baranova and D. R. Johnson (2010) World Ocean Atlas 2009, Volume 4: Nutrients (phosphate, nitrate, silicate). S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 71, U. S. Government Printing Office, Washington, DC, 398pp.

Hasumi, H. (2006) CCSR ocean component model (COCO) version 4.0. *CCSR Report*, **25**, 103pp.

Kitani, K. (1973) An oceanographic study of the Okhotsk Sea: particularly in regard to cold waters. *Bull. Far Seas Fish. Res. Lab*, **9**, 45-77.

Mahowald, N., A. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, R. Duce, T. Jickells, N. Kubilay, J. Prospero and I. Tegen (2005) Atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean.

Global Biogeochem. Cy., **19** (4), GB4025, doi: 10. 1029/2004GB002402.

Marchetti, A., M. T. Maldonado, E. S. Lane, P. J. Harrison (2006) Iron requirements of the pennate diatom Pseudonitzschia: comparison of oceanic (high-nitrate, lowchlorophyll waters) and coastal species. *Limnol. Oceanogr.*, **51**(5), 2092-2101.

Matsuda, J., H. Mitsudera, T. Nakamura, K. Uchimoto, T. Nakanowatari, N. Ebuchi (2009) Wind and buoyancy driven intermediate-layer overturning in the Sea of Okhotsk. *Deep Sea Res.*, **56**(9), 1401-1418.

Matsuda, J., H. Mitsudera, T. Nakamura, Y. Sasajima, H. Hasumi and M. Wakatsuchi (2015) Overturning circulation that ventilates the intermediate layer of the Sea of Okhotsk and the North Pacific: The role of salinity advection. *J. Geophys. Res.*, **120**(3), 1462-1489.

Misumi, K., D. Tsumune, Y. Yoshida, K. Uchimoto, T. Nakamura, J. Nishioka, H. Mitsudera, F. O. Bryan, K. Lindsay, J. K. Moore and S. C. Doney (2011) Mechanisms controlling dissolved iron distribution in the North Pacific: a model study. *J. Geophys. Res.*, **116**, G03005, doi: 10. 1029/2010JG001541.

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.

Nakamura, T. and T. Awaji (2004) Tidally induced diapycnal mixing in the Kuril Straits and its role in water transformation and transport: a three-dimensional nonhydrostatic model experiment. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09S07, doi: 10.1029/2003JC001850.

Nakatsuka, T., C. Yoshikawa, M. Toda, K. Kawamura and M. Wakatsuchi (2002) An extremely turbid intermediate water in the Sea of Okhotsk: implication for the transport of particulate organic matter in a seasonally ice-bound sea. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(16). doi: 10.1029/2001GL014029.

Nihashi, S., K. I. Ohshima and H. Nakasato (2011) Sea-ice retreat in the Sea of Okhotsk and the ice-ocean albedo feedback effect on it. *J. Oceanogr.*, **67**, 551-562, doi: 10. 1007/s10872-011-0056-x.

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 supply to 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. Nakatsuka, Y. W. Watanabe, I. Yasuda, K. Kuma, H. Ogawa, N. Ebuchi, A. Scherbinin, Y. N. Volkov, T. Shiraiwa and M. Wakatsuchi (2013) Intensive mixing along an island chain controls oceanic biogeochemical cycles. *Global Biogeochem. Cy.*, **27**, doi: 10.1002/gbc.20088.

Nishioka, J., T. Nakatsuka, K. Ono, Y. N. Volkov, A. Scherbinin and T. Shiraiwa (2014) Quantitative evaluation of iron transport processes in the Sea of Okhotsk. *Progr. Oceanogr.*, **126**, 180-193, doi: 10.1016/j.pocean.2014.04.011.

Ohshima, K. I., D. Simizu, M. Itoh, G. Mizuta, Y. Fukamachi, S. C. Riser and M. Wakatsuchi (2004) Sverdrup balance and the cyclonic gyre in the Sea of Okhotsk. *J. Oceanogr.*, **34**, 513-525.

Parekh, P., M. J. Follows and E. A. Boyle (2005) Decoupling of iron and phosphate in the global ocean. *Global Biogeochem. Cy.*, **19**, GB2020. doi: 10.1029/2004GB002280.

Perovich, D. K. (1998) The optical properties of sea ice. In: Lepparanta, M. (Ed.), *Physics of Ice-covered Seas*, vol. 1. Helsinki University Press, 195-230pp.

Röske, F. (2001) An atlas of surface fluxes based on the ECMWF re-analysis-a climatological dataset to force global ocean general circulation models. *Max-Planck-Institut fur Meteorologie Rep.* **323**, 31pp.

Shcherbina, A. Y., L. D. Talley and D. L. Rudnick (2003) Direct observations of North Pacific ventilation: brine rejection in the Okhotsk Sea. *Science*, **302**, 1952-1955, doi: 10.1126/science.1088692.

Shigemitsu, M., J. Nishioka, Y. W. Watanabe, Y. Yamanaka, T. Nakatsuka and Y. N. Volkov (2013) Fe/Al ratios of suspended particulate matter from intermediate water in the Okhotsk Sea: implications for long-distance lateral transport of particulate Fe. *Mar. Chem.*, **157**, 41-48.

Takata, H., K. Kuma, S. Iwade, Y. Isoda, H. Kuroda and T. Senjyu (2005) Comparative vertical distributions of iron in the Japan Sea, the Bering Sea, and the western North Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **110**, C07004, doi: 10.1029/2004JC002783.

Takata, H., K. Kuma, Y. Isoda, S. Otosaka, T. Senjyu and M. Minagawa (2008) Iron in the Japan Sea and its implications for the physical processes in deep water. *Geophys. Res. Lett.*, **35**(2), L02606, doi: 10.1029/2007GL031794.

Tsuda, A., S. Takeda, H. Saito, J. Nishioka, Y. Nojiri, I. Kudo, H. Kiyosawa, A. Shiomoto, K. Imai, T. Ono, A. Shimamoto, D. Tsumune, T. Yoshimura, T. Aono, A. Hinuma, M. Kinugasa, K. Suzuki, Y. Sohrin, Y. Noiri, H. Tani, Y. Deguchi, N. Tsurushima, H. Ogawa, K. Fukami, K. Kuma and T. Saino (2003) A mesoscale iron enrichment in the western subarctic Pacific induces a large centric diatom bloom. *Science*, **300**(5621), 958-961.

Tsuda, A., S. Takeda, H. Saito, J. Nishioka, I. Kudo, Y. Nojiri, K. Suzuki, M. Uematsu, M. L. Wells, D. Tsumune, T. Yoshimura, T. Aono, T. Aramaki, W. P. Cochlan, M. Hayakawa, K. Imai, T. Isada, Y. Iwamoto, W. K. Johnson, S. Kameyama, S. Kato, H. Kiyosawa, Y. Kondo, M. Levasseur, R. J. Machida, I. Nagao, F. Nakagawa, T. Nakanishi, S. Nakatsuka, A. Narita, Y. Noiri, H. Obata, H. Ogawa, K. Oguma, T. Ono, T. Sakuragi, M. Sasakawa, M. Sato, A. Shimamoto, H. Takata, C. G. Trick, Y. W. Watanabe, C. S. Wong and N. Yoshie (2007) Evidence for the grazing hypothesis: grazing reduces phytoplankton responses of the HNLC ecosystem to iron enrichment in the Western

Subarctic Pacific (SEEDS II). *J. Oceanogr.*, **63**, 983-994.

Uchimoto, K., T. Nakamura and H. Mitsudera (2011a) Tracing dense shelf water in the Sea of Okhotsk with an ocean circulation model. *Hydrolog. Res. Lett.*, **5**, 1-5, doi: 10.3178/hrl.5.1.

Uchimoto, K., T. Nakamura, J. Nishioka, H. Mitsudera, M. Yamamoto-Kawai, K. Misumi and D. Tsumune (2011b) Simulations of chlorofluorocarbons in and around the Sea of Okhotsk: effects of tidal mixing and brine rejection on the ventilation. *J. Geophys. Res.*, **116**, C02034, doi: 10.1029/2010JC006487.

内本圭亮，中村知裕，西岡純，三寺史夫，三角和弘，津旨大輔（2012）オホーツク海の鉄循環シミュレーション．月刊海洋，**44**，No.9，504-510.

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. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 194-210.

Yamamoto-Kawai, M., S. Watanabe, S. Tsunogai and M. Wakatsuchi (2004) Chlorofluorocarbons in the Sea of Okhotsk: Ventilation of the intermediate water. *J. Geophys. Res.*, **109** (C9).

低温科学 74 （2016） 105-114
doi: 10.14943/lowtemsci. 74. 105

オホーツク海における海氷が関わる鉄の供給過程の解明

漢那　直也[1)]，西岡　純[1)]，豊田　威信[1)]

季節海氷域であるオホーツク海では，融解期に植物プランクトンの大増殖が起こる．海氷融解と植物プランクトン増殖との関わりを明らかにするために，海洋で不足しやすく，植物プランクトンの必須微量栄養物質である鉄に着目し，海氷によるオホーツク海表層への鉄供給過程を定量的に評価した．南部オホーツク海の雪及び海氷中の鉄濃度は，海氷下の海水に比べて数倍高いことから，海氷は表層への鉄の供給源となることがわかった．海氷の輸送に伴い，北部から南部の海盆域へ輸送される鉄の総量を，およそ1.2万トンと見積もった．海氷による鉄供給過程は，鉄の供給が限られるオホーツク海海盆域の基礎生産に大きな影響を与えている可能性がある．

Iron supply processes associated with sea ice in the Sea of Okhotsk

Naoya Kanna[1], Jun Nishioka[1] and Takenobu Toyota[1]

In the Sea of Okhotsk, which is a seasonally covered with sea ice, the phytoplankton bloom starts after sea ice retreat. In order to elucidate relation between the sea ice melting and phytoplankton growth, we quantitatively evaluated the supply process of micro-nutrient, iron (Fe), associated with the sea ice melting to surface waters in the Sea of Okhotsk. Our results showed that concentrations of Fe both in snow and sea ice were several times greater than that in under-ice seawater. Therefore, it was revealed that sea ice is a potential source of Fe for supporting phytoplankton growth in the Sea of Okhotsk. Based on the Fe measurements in snow and sea ice, we estimated the amount of Fe transported from north to south via sea ice transport to be ～1.2×10^7 kg yr^{-1}. The Fe introduced to surface waters during the sea ice melting has great impact on primary production in the basin region of the Sea of Okhotsk.

キーワード：オホーツク海，海氷，微量金属，鉄，植物プランクトン
Sea of Okhotsk, Sea ice, Trace metal, Iron, Phytoplankton

1．はじめに

海洋において，鉄（Fe）は植物プランクトンの増殖に関わる必須微量栄養物質である．海水中に溶けているFeの量は極めて微量であることに加え（Gordon et al., 1982），植物プランクトンの主要な代謝過程で必要とされることから（Morel and Price, 2003），Feは海洋で最も不足しやすい元素である．自然界において，Feがどこから（供給源），どれだけ（供給量），どのように（供給過程）海洋へ供給されるのか，供給されるFeの形態は植物プランクトンに利用可能なものであるか（Feの生物利用性）を明らかにすることは，海域間の基礎生産の違いを理解する上で重要である．例えば，北太平洋亜寒帯域やベーリング海海盆域では，Feの供給量が少ないために，植物プランクトンの増殖が制限されており，夏季でも表層の主要栄養塩が消費されずに残存している海域（High-Nutrient Low-Chlorophyll海域）である（Tsuda et al., 2003；Boyd et al., 2004；Aguilar-Islas et al., 2007）．一方，北太平洋の縁辺海であるオホーツク海は，春季に植物プランクトンの大増殖（ブルーム）が起こり，表層の主要栄養塩は，一部の海盆域を除き夏季には枯渇する

連絡先
漢那　直也
北海道大学低温科学研究所
〒060-0819　北海道札幌市北区北19条西8丁目
Tel. 011-706-5497
e-mail：kanna@pop.lowtem.hokudai.ac.jp
1）北海道大学低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan

（Kasai et al., 2010；Nishioka et al., 2014）．このことから，オホーツク海へ供給されている Fe の量は，北太平洋亜寒帯域やベーリング海海盆域に比べて多いことが予想される．

オホーツク海は，2 月下旬から 3 月初旬にかけて海氷域面積が最大となり，海の 50–90％が海氷で覆われる季節海氷域である（Ohshima et al., 2006）．主に北西陸棚域の沿岸ポリニヤにおいて多量の海氷が生産され，冬季のモンスーンと東サハリン海流に運ばれて，海氷は南部オホーツク海へ到達する（Ohshima et al., 2001；Simizu et al., 2014）．春季に南部オホーツク海で見られるブルームは，海氷の融解直後に起こることから，植物プランクトンの増殖は，海氷の融解過程と密接な関係があると考えられている（Mustapha and Saitoh, 2008）．これまで海氷は，融解期に表層へ低塩分水を供給し，日射が届く有光層内に安定な密度成層を形成することで植物プランクトンの増殖に寄与していると考えられていた（Sorokin and Sorokin, 1999）．しかし実際には，結氷域から融解域における現場の植物プランクトン現存量及び，それに関わる Fe や主要栄養塩濃度に関する生物・化学的知見はほとんど報告されておらず，海氷がどのような側面から植物プランクトンの増殖に関与しているかは十分に理解されていない．

近年，極域や季節的に海氷で覆われる海域において，海氷が高濃度の Fe を有していることが明らかにされ，海洋への Fe の供給源として海氷が注目されるようになった（e.g., Lannuzel et al., 2007）．オホーツク海では，表層への Fe の供給源としてこれまでアムール川（Nagao et al., 2010）や大気ダスト（Okunishi et al., 2007）が考えられていたが，海氷についてはほとんど議論されてこなかった．冬季には，鉱物粒子や有機物粒子が海氷によって北部から南部へと運搬されることが実際に観測されているため（Sakamoto et al., 2005；Hiwatari et al., 2008），これらの粒子に由来する Fe は，Fe の供給が限られる海盆域へと輸送されている可能性がある．

本研究の目的は，オホーツク海における海氷の輸送と融解が，植物プランクトンの増殖に関わる Fe の海洋表層への供給過程として機能しているかを明らかにすることにある．そのために，まず独自に確立したクリーン技術をオホーツク海の海氷が関わる微量金属の研究に導入し，海氷中の Fe（及び Al（アルミニウム））の定量分析を行った．次に，海氷に含まれる Fe の起源の推定及び，海氷によって海盆域へ輸送される Fe を定量的に評価した．

2．海氷中の微量金属分析のためのクリーン技術の確立

Fe は，試料の採取，ろ過，保存，分析に関わる全ての過程で汚染の影響を受けやすい．近年，南大洋において，海氷中の Fe 濃度や Fe の分布特性に関する知見が蓄積されつつあるが（e.g., Lannuzel et al., 2007），当初は海洋化学で発展してきたクリーン技術を，海氷が関わる微量金属の研究にそのまま導入することは困難であった．海氷の柱状コアを採取するために，力学的強度の大きい金属製の道具（コアラー，ノコギリ等）を使用する必要があることが主な理由である．海氷の切り出しに使用した道具から汚染が認められる場合には，例えばチタン製ノミを用いて海氷の周囲を削ることで，汚染の影響を除去できることが報告されている（Lannuzel et al., 2006；Aguilar-Islas et al., 2008）．本研究においても，オホーツク海の海氷中の微量金属：Fe，Al の分析を可能とするために，独自のクリーン技術を確立した．

まず，試料の保存容器，分析に使用する物品の酸洗浄を厳密に行い，試料採取からろ過，分析に至る一連の操作を模擬したブランクテストを行うことで，分析に至るまでの操作で Fe の汚染が起こらないことを確認した．次に，氷のクリーニング操作の検討を行った．海氷のブロック試料について，Fe 及び Al 分析用の試料とするために，ノコギリやアイスピックを用いて氷を切り出す必要があった．これらの道具の使用に伴い，海氷試料が汚染した場合には，汚染した箇所をクリーンに削って除去する必要がある．そのために，まず純氷（以後，MQ 氷．超純水を凍結させて作成）を用いて，海氷試料を切り出す（削り取る）際に使用する道具；1）酸洗浄済みのセラミック製ナイフ，2）アイスピック，3）ノコギリによる汚染の影響評価を行った．図 1a は，操作ブランクである未処理の MQ 氷及び，1）から 3）の道具で各々切り出した MQ 氷中の Fe 及び Al の濃度を示している．MQ 氷中の Fe 及び Al は，原子吸光光度計（Model Z-2700, Hitachi High-Tech）を用いて分析を行った．セラミック製ナイフを用いて MQ 氷を削り取った場合には，操作ブランクと同様に，MQ 氷中の Fe と Al は検出されなかった．一方，アイスピックとノコギリを用いて MQ 氷を各々切り出した（削り取った）場合には，MQ 氷中に Fe と Al の汚染が認められた．

次に，酸洗浄したセラミック製ナイフを用いて汚染した箇所を削ることによって，アイスピックやノコギリから生じる汚染を除去することが可能であるかを調べた．図 1b は，ノコギリで MQ 氷を切り出した後，その周囲

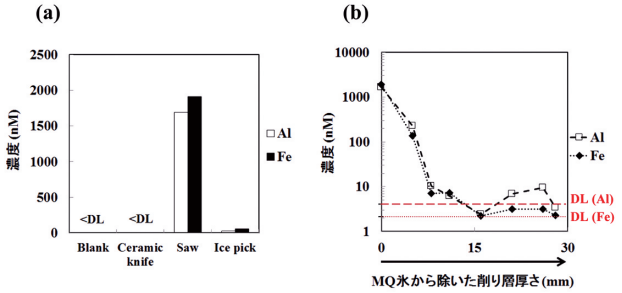
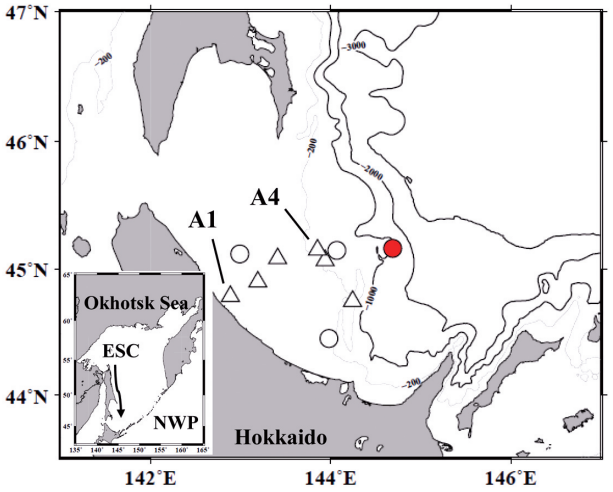


図 1：(a) 海氷試料を切り出す際に用いる道具からの汚染の影響評価．横軸に示す道具で純氷（MQ 氷．超純水を凍結させて作成）を切り出し（削り取り），切り出した（削り取った）MQ 氷中の Fe，Al 濃度を求めた．ブランクは，未処理の MQ 氷中の Fe，Al 濃度を示す．(b) 氷のクリーニング操作の検討結果．ノコギリで MQ 氷を切り出し，その周囲をセラミック製ナイフで削り取った削り層中の Fe，Al 濃度を求めた．横軸は，セラミック製ナイフによって MQ 氷から除かれた削り層の厚さを示す．Kanna et al.（2014）の Fig. 1 より加筆修正．
DL：原子吸光分析の検出限界．Fe：2.12 nM，Al：4.02 nM.
Figure 1：Assessment of possible contamination during processing of sea ice samples: (a) contamination from each device, and (b) concentrations of Fe and Al in layers as a function of distance from the surface of the Milli Q ice (MQ ice) samples.
DL: limit of detection; the detection limit of a graphite furnace atomic absorption spectrophotometric method was 2.12 nM for Fe and 4.02 nM for Al.



NWP: North Western Pacific
ESC: East Sakhalin Current

図 2：南部オホーツク海における試料採取地点．△は 2010 年，○は 2011 年に観測した測点を示す．赤丸のプロットは，80 m の海氷下の海水を採取した St. 13 を示す．Kanna et al.（2014）の Fig. 2 より加筆修正．
Figure 2：Location of sampling stations for hydrographic observations (St. 13, red colored plot) and basket observations in the southern Sea of Okhotsk in 2010（△）and in 2011（○）.

をセラミック製ナイフで削り取り，集めた削り層中の Fe と Al 濃度を求めた結果を示している．横軸は，セラミック製ナイフによって MQ 氷から除かれた削り層の厚さであり，MQ 氷がノコギリの接触面から順次数ミリずつ削られたことを表している．ノコギリの接触面から MQ 氷を順次削ると，削り層中の Fe と Al の濃度は次第に減少し，約 3 センチ削ると，Fe と Al はほとんど検出されなくなった．以上の検討から，酸洗浄したセラミック製ナイフ用いて海氷の周囲を 3 センチ以上削ることで汚染を除き，Fe 及び Al 分析用の海氷試料を得ることが可能となった．

3．オホーツク海の海氷に含まれる鉄の定量的な評価

これまで北半球において，海氷に含まれる Fe を定量的に評価した事例は少なく，バルト海（Granskog and Virkanen, 2001）やベーリング海（Aguilar-Islas et al., 2008），北極海（Tovar-sánchez et al., 2010）の一部のエリアに限られる．これらの海域では，いずれも海氷中の Fe 濃度が高いことが報告されている．一方，オホーツク海での報告例は未だない．本章では，南部オホーツク海における雪と海氷，スラッシュ（海氷－雪の境界面で見られるシャーベット状の氷），海氷下の海水中の Fe（及び Al）を定量的に評価した結果について述べる．

試料の採取は，海上保安庁の砕氷巡視船「そうや」航海を利用して，オホーツク海南西海域海氷観測で実施した（図 2）．海氷上の雪，海氷，スラッシュ試料は，船体の右舷側からクレーンで吊るしたバスケット上より，汚染に注意しながら，酸洗浄済みのボトルまたはビニールに直接採取した（図 3）．ビニールに採取した海氷は，Fe，Al 分析用試料とするために，氷をアイスピックで分割した後，低温実験室に設置したクラス 100 以下の簡易クリーンブース内で，セラミック製ナイフを用いた氷表面のクリーニングを行った．雪，海氷，スラッシュ試料は，室温で融解後，孔径 0.22 μm のフィルターでろ過したろ過試料と未ろ過試料に分画した．本研究では，未ろ過試料に含まれる Fe 及び Al のうち，pH＜1.8 で溶けうる画分を全可溶性 Fe 及び Al として定義した．また，ろ過試料に含まれる Fe のうち，pH＜1.8 で溶けうる画分を溶存 Fe として定義した．雪，海氷，スラッシュ試料中の全可溶性 Fe 及び Al は，0.5 M 硝酸溶液とした後，原子吸光光度計（Model Z-2700, Hitachi High-Tech）で分析した．濃度の低かった溶存 Fe については，蒸留塩酸の添加によって，pH＜1.8 の酸性溶液として保存した後，ギ酸アンモニウム緩衝溶液，蒸留アンモニアで pH 3.2 に再調整し，キレートカラム濃縮－化学発光検出法

図 3：バスケットを用いた試料採取の一例．バスケット上から，汚染に注意しながら雪，海氷，スラッシュ，海氷間表層水を採取した．
Figure 3：Photograph of basket sampling. Sea ice, overlying snow, slush, and open surface water in the ice-covered area (SWIC) were collected with a basket suspended by the ship's crane at each station.

(Obata et al., 1993) を用いて分析した．海氷下の海水は，次の 2 通りの方法を用いて採水した．1）海氷下の海水は，ケブラーロープに直付けした酸洗浄済みの 5 L ニスキン採水器を用いた採水によって，水深 80 m より得た．2）海氷間に存在する表層水（以後，SWIC：open Surface Water in the Ice Covered-area）は，ニスキン採水器を用いた採水（水深 10 m より採水）に加え，バスケット上からの直接採水によって，汚染に注意しながら，水深 0 m より得た．海水試料は，孔径 0.22 μm のフィルターでろ過したろ過試料と未ろ過試料に分画した後，蒸留塩酸の添加によって，pH＜1.8 の酸性溶液として保存した．pH 3.2 に再調整したこれらの試料中の全可溶性 Fe 及び溶存 Fe を，キレートカラム濃縮－化学発光検出法を用いて分析した．

図 4 に，南部オホーツク海で得た雪，海氷，スラッシュ，海氷下の海水中の Fe 濃度を示す．海氷は，酸素同位体比のデータをもとに，雪氷と海水起源氷に分類した (Toyota et al., 2004, 2007)．本稿では，特に区別する必要がない場合，雪氷と海水起源氷を含めて「海氷」を用語として用いる．南部オホーツク海の雪と海氷中の全可溶性 Fe 濃度は，試料間で不均一な分布を示したものの，海氷下の海水中に比べて数倍高かった．また，全可溶性 Fe と溶存 Fe との濃度差から，海氷中に存在する Fe の 9 割以上は，粒子の形態であることがわかった．一方，Fe の特徴とは異なり，海氷中の主要栄養塩濃度（ただし，アンモニウム塩は除く）は，海氷下の海水中に比べて低かった（図 5）．これらの結果から，春季には海氷の融解水（以後，融氷水）によって，オホーツク海表層の主要栄養塩濃度は希釈される（あるいはほとんど変化しない）一方で，Fe 濃度は高められると考えられる．

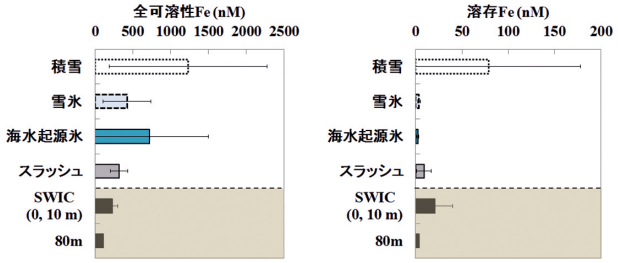


図 4：雪（n＝8），雪氷（n＝10），海水起源氷（全可溶性 Fe，n＝42；溶存 Fe，n＝36），スラッシュ（n＝6），海氷間表層水（SWIC：open Surface Water in the Ice Covered-area）（全可溶性 Fe，n＝7；溶存 Fe，n＝2）及び海氷下の海水（80 m，St. 13（図 2 参照）で採水）中の全可溶性 Fe，溶存 Fe 濃度．値は平均値，エラーバーは標準偏差を示す．Kanna et al.（2014）の Fig. 5 より加筆修正．
Figure 4：The mean Fe concentrations in snow, snow ice, seawater-origin ice, slush, and open surface water in the ice-covered area (SWIC) at each station. The seawater sample collected from a depth of 80 m was obtained at St. 13. Error bar shows the standard deviation obtained at each sample.

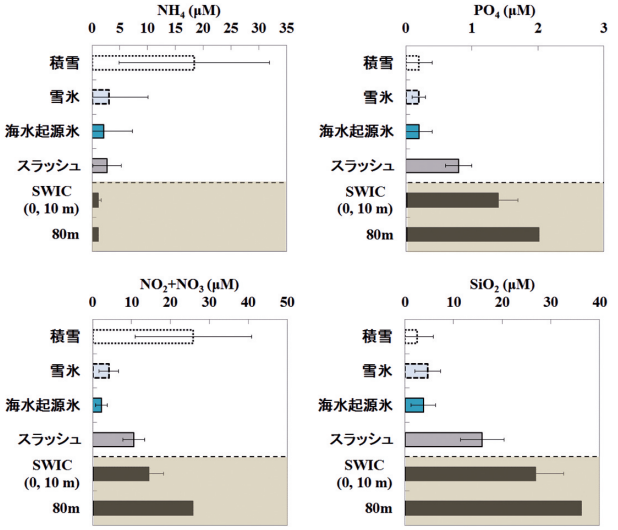


図 5：雪（n＝8），雪氷（NH_4，n＝9；NO_3+NO_2，PO_4，SiO_2，n＝10），海水起源氷（NH_4，n＝39；NO_3+NO_2，PO_4，SiO_2，n＝41），スラッシュ（NH_4，n＝4；NO_3+NO_2，PO_4，SiO_2，n＝5），海氷間表層水（SWIC：open Surface Water in the Ice Covered-area）（n＝13）及び海氷下の海水（80 m，St. 13（図 2 参照）で採水）中の主要栄養塩濃度．値は平均値，エラーバーは標準偏差を示す．Kanna et al.（2014）の Fig. 4 より加筆修正．
Figure 5：The mean macronutrients concentrations in snow, snow ice, seawater-origin ice, slush, and open surface water in the ice-covered area (SWIC) at each station. The seawater sample collected from a depth of 80 m was obtained at St. 13. Error bar shows the standard deviation obtained at each sample.

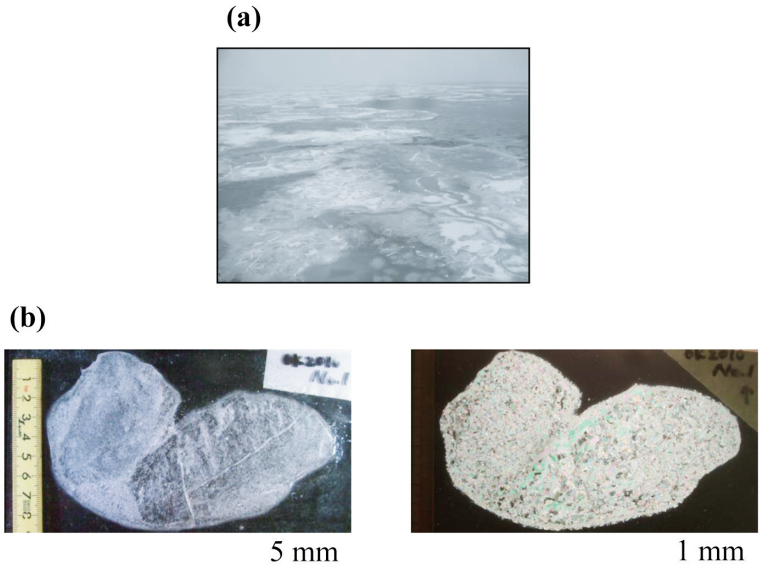


図 6：(a) St. A1 周辺の氷況写真．(b) St. A1 で採取した海氷試料の薄片写真．Kanna et al.（2014）の Fig. 7 より加筆修正．
Figure 6：Photographs of sea ice area near St. A1 (a) and thick and thin ice sections taken from the ice block samples (b).

4．海氷中の鉄濃度と海氷の成長履歴との関係

海氷中の全可溶性 Fe 濃度が，試料間で不均一な分布を示した理由について，海氷の成長履歴から考える．沿岸の測点である St. A1（図 2，海氷中の全可溶性 Fe 濃度：33.6–152 nM）と，沖合の測点である St. A4（図 2，海氷中の全可溶性 Fe 濃度：233–1228 nM）に着目し，海氷の厚さと海氷の結晶構造をそれぞれ比較した．

St. A1 で採取した海氷の柱状コアを調べた結果，海氷の厚さは 9 cm と薄く，単一層の氷盤で構成されたものであった（図 6）．また柱状コアの結晶構造を調べた結果，柱状コアは集積した晶氷（Frazil ice）と雪氷（Snow ice）で構成される粒状氷（Granular ice）の単一層であり，海氷の熱力学的な成長に伴い形成される柱状氷（Columnar ice）は見られなかった（図 6）．Frazil ice は，気温が低く，強風を伴う擾乱の激しい海域において，結氷期の初期に形成される氷の形態である．St. A1 は，試料採取地点の中で気温が最も低く（−7.9℃），Frazil ice が形成されやすい環境下にあったことが考えられる．海氷の柱状コアが示した特徴から，St. A1 周辺で見られた海氷は，沿岸域で結氷した比較的新しい海氷であったと解釈できる．

一方，St. A4 で採取した海氷の柱状コアを調べた結果，海氷の厚さは 109 cm まで達し，14 層の氷盤が乗り重なって構成されたものであった（図 7）．また柱状コアの結晶構造を調べた結果，Granular ice（89 cm）と Columnar ice（19 cm），及び Granular ice から Columnar ice への遷移層（1 cm）で構成され，そのほとんどが Granular ice によって占められていた（図 7）．これらの結果は，氷盤が静かに乗り重なる過程（Rafting）や氷盤同士が衝突，乗り上げる過程（Ridging）を経て海氷が厚く成長したことを示唆しており，従って St. A1 で見られた海氷とは成長過程が大きく異なることがわかった．海氷の柱状コアが示した特徴から，St. A4 周辺で見られた海氷は，北部で結氷し，南部へ輸送される過程で厚く成長した比較的古い海氷であったと解釈できる．これらの事実から，海氷中の全可溶性 Fe 濃度が，試料間で不均一な分布を示した理由の一つとして，海氷が形成された場所やその後の成長履歴の違いが反映されていたことが挙げられる．

5．オホーツク海の海氷に含まれる鉄の起源の推定

海氷中への Fe の取り込みは，結氷過程，海氷中のブラインと海氷下の海水との交換過程，及び海氷の輸送過程に付随して起こると考えられる．例えば，大気ダストや大陸棚上の堆積物に由来する鉱物起源の Fe や，海氷中のブラインに生息する藻類やデトリタスなどの有機物に由来する海洋生物起源の Fe が，海氷内へ取り込まれる可能性が指摘されている（Lannuzel et al., 2010）．本章では，オホーツク海の海氷中に含まれる Fe の起源について考える．

まず，雪と海氷，スラッシュ中の Fe 濃度と塩分の関

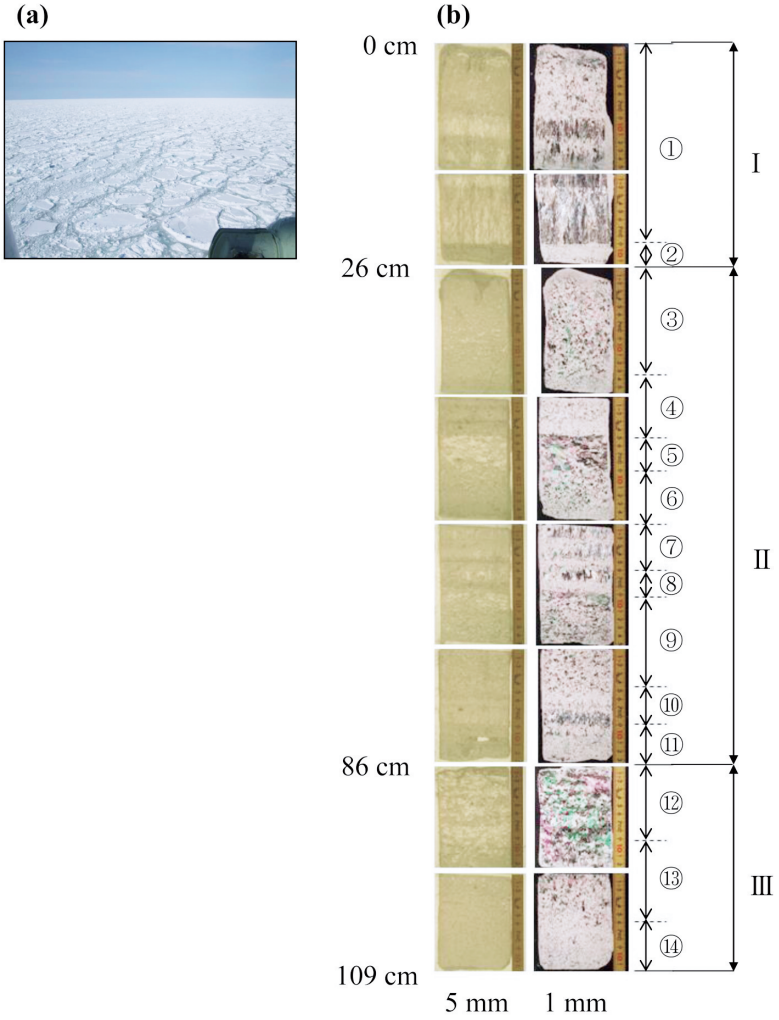


図 7：(a) St. A4 周辺の氷況写真．(b) St. A4 で採取した海氷試料の薄片写真．実線は，海氷ブロック間の境界を示しており，Ridging によって 3 つの海氷ブロックが乗り重なったことが推察される．破線は，結晶構造から推測される氷盤の境界を示しており，Rafting によって 13 枚の氷盤が乗り重なったことが推察される．Kanna et al. (2014) の Fig. 8 より加筆修正．
Figure 7：Photographs of sea ice area near St. A4 (a) and vertical profiles of thick and thin ice sections taken from the ice core samples (b). Thick lines on the right side of the thin section denote the boundaries of ice blocks, whereas dotted lines are the estimated boundary layers of piled-up floes.

係を調べた結果を図 8 に示す．海氷中の全可溶性 Fe と溶存 Fe は，塩分と有意な相関が得られなかった (Spearman's rank correlation, $p>0.2$)．一方，海氷中の主要栄養塩濃度（ただし，アンモニウム塩は除く）は，塩分と有意な正の相関を示した (Spearman's rank correlation, $p<0.01$) (図 9)．これらの結果は，海氷中の主要栄養塩の起源として，主に海水が考えられるのに対し，Fe の起源として，海水以外のその他の寄与が大きいことを示唆している．すなわち，海氷に含まれる主要栄養塩は，結氷期の脱塩の程度に依存して海氷から排出されるのに対し，Fe は脱塩以外のその他の過程によって，海氷中に濃縮されると解釈できる．

次に，雪，海氷，スラッシュ中の全可溶性 Fe 及び Al 濃度 (nM) の関係を調べた結果を図 10a に示す．鉱物起源である Al は，Fe と同様に河川水やエアロゾルの大気輸送を介して海洋へ流入する．Fe とは異なり，Al は生物にほとんど利用されないため，海氷中の Fe と Al の比は，鉱物起源の Fe と海洋生物起源の Fe を識別する上で良い指標となる．海氷中の全可溶性 Fe は，Al と有意な正の相関 (Spearman's $\rho=0.88$, $p<0.01$) を示したことから，Fe (主に粒子態の Fe) は，結氷時あるいは海氷の輸送時に Al と同じ経路で海氷中へ取り込まれたことが示唆された．さらに，オホーツク海の海氷に含まれる粒子を孔径 0.22 μm のフィルター上に捕捉し，酸分解

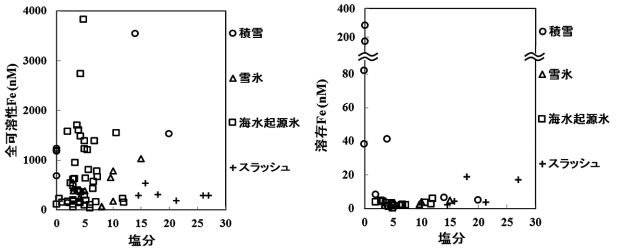


図 8：雪，海氷（雪氷，海水起源氷），スラッシュ中の全可溶性 Fe，溶存 Fe 濃度と塩分の関係．海氷中の Fe 濃度と塩分との間に，有意な相関は認められない（Spearman's rank correlation, $p>0.2$）．Kanna et al.（2014）の Fig. 9 より加筆修正．

Figure 8：Concentrations of total dissolvable Fe and dissolved Fe as a function of salinity in all samples. The Spearman's rank correlation coefficient (ρ) was applied to test significant relationship between Fe and salinity in sea ice.

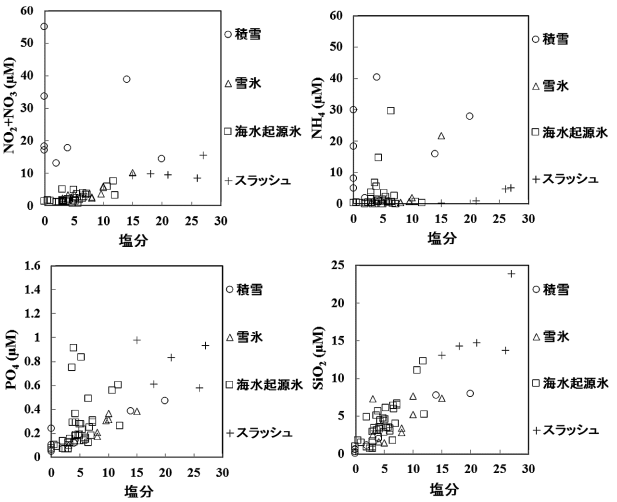


図 9：雪，海氷（雪氷，海水起源氷），スラッシュ中の主要栄養塩濃度と塩分の関係．海水中の主要栄養塩（ただし NH_4 を除く）濃度は，塩分と有意な正の相関を示す（いずれも有意水準 $p<0.01$ で，NO_3+NO_3：Spearman's $\rho=0.69$；PO_4：Spearman's $\rho=0.68$；SiO_2：Spearman's $\rho=0.78$）．Kanna et al.（2014）の Fig. 6 より加筆修正．

Figure 9：Macro-nutrient concentrations as a function of salinity in all samples. The Spearman's rank correlation coefficient (ρ) was applied to test significant relationship between macro-nutrient and salinity in sea ice.

処理を行った粒子中の Fe と Al を，誘導結合プラズマ質量分析計（Thermo Fisher ELEMENT 2, Bremen, Germany）で分析した．粒子中の Fe と Al 含量（nmol）の関係を図 10b に示す．海氷に含まれる粒子中の Fe と Al のプロットは，大陸地殻中の Fe/Al 比：0.30（Taylor and Mclennan, 1985）及び，北部オホーツク海大陸棚上懸濁粒子中の Fe/Al 比：0.18–0.35（Shigemitsu et al., 2013）の範囲で分布する傾向にあった．従って，海氷に含まれる Fe は，主に鉱物起源の大気ダストや大陸棚上の堆積物に由来すると考えられた．

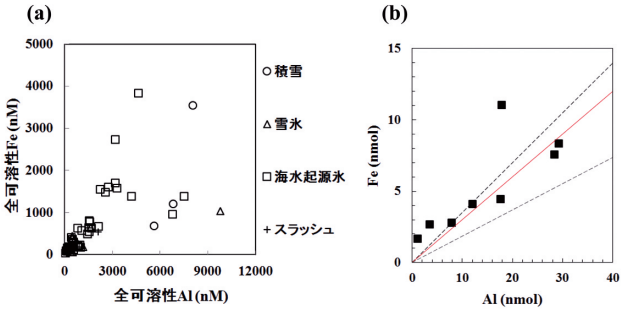


図 10：(a) 雪，海氷（雪氷，海水起源氷），スラッシュ中の全可溶性 Fe 濃度と全可溶性 Al 濃度の関係．海氷中の全可溶性 Fe 濃度は，全可溶性 Al 濃度と有意な正の相関を示す（Spearman's $\rho=0.88$，$p<0.01$）．Kanna et al.（2014）の Fig. 10 より加筆修正．(b) 海氷に含まれる粒子中の Fe と Al 含量（mol）の関係．大陸地殻中の Fe/Al 比：0.30（Taylor and Mclennan, 1985）を傾きにとった直線を赤線，北部オホーツク海大陸棚上懸濁粒子中の Fe/Al 比：0.18–0.35（Shigemitsu et al., 2013）の上限値と下限値をそれぞれ傾きにとった直線を黒破線で示す．

Figure 10：(a) Total dissolvable Fe concentrations (nM) plotted against total dissolvable Al in all samples. The Spearman's rank correlation coefficient (ρ) was applied to test significant relationship between total dissolvable Fe and total dissolvable Al in sea ice. (b) Fe contents (nmol) plotted against Al from sea ice-derived particles of the Okhotsk Sea. The solid red line indicates the Earth's crust (Taylor and McLennan, 1985) ratios. The dashed black line indicates the suspended particles ratios (lower and upper values) on the northwestern continental shelf of the Okhotsk Sea (Shigemitsu et al., 2013).

次に，海氷に取り込まれる大気ダスト由来の Fe の寄与について考える．ここで，大気ダストは降雪によって海氷上へ沈着し（乾性沈着も含む），冬季の間，海氷上へ蓄積されているものと仮定する．南部オホーツク海の雪中の全可溶性 Fe 濃度：1234 ± 1042 nM は，海水起源氷の全可溶性 Fe 濃度：720 ± 783 nM と同程度の値を示したことから（Wilcoxon rank-sum test，$p>0.1$），降雪によって海氷上へ Fe が付加される過程もまた，海氷中の Fe 濃度を高める要因の一つであると考えられる．そこで，南部オホーツク海で明らかとなった雪と海水起源氷中の全可溶性 Fe 濃度から，海氷に取り込まれる雪由来の Fe の寄与を推定した．試料採取地点の中で，雪中の全可溶性 Fe 濃度が最も高かった St. A4 に着目し，雪，海水起源氷中の全可溶性 Fe 濃度（雪：3536 nM，海水起源氷：1207–1228 nM），現場で観測した海氷密度：879 kg m^{-3} と海氷厚さ：109 cm 及び，オホーツク海の海氷中に取り込まれる雪の全海氷に対する重さの比率（Mass fraction）：1–2%（Toyota et al., 2007）を用いて，海氷中に含まれる雪由来の Fe の寄与率を 5.8–6.0% と試算した．さらに，南部オホーツク海の雪，海水起源氷中の全可溶性 Fe 濃度の平均値，Toyota et al.（2007）によって

南部海域で報告された平均海氷密度，平均海氷厚さ，及び Mass fraction を用いて試算すると，海氷中に含まれる雪由来の Fe の寄与率は 1.7–3.4%となる．これらの結果を考慮すると，海氷に取り込まれる Fe のうち，雪由来，従って大気ダスト由来の Fe の寄与は小さいことが考えられる．

以上をまとめると，オホーツク海の海氷に含まれる Fe（主に粒子態の Fe）の主要な起源は，結氷期に直接海氷中に取り込まれた陸棚上の堆積物由来の Fe であることが示唆された．

6．南部オホーツク海への海氷輸送に伴う鉄の輸送量

南部オホーツク海で明らかとなった雪と海氷中の Fe 濃度から，海氷によってオホーツク海の北部から南部へ輸送される Fe の量を推定した．南部オホーツク海の雪，海氷中の全可溶性 Fe 濃度：740 ± 199 nM（Mean ± 95% Confidence level），及び北緯 53 度で見積もられた海氷輸送量：$3.0 \pm 0.9 \times 10^{11}$ m^3（Simizu et al., 2014）を用いて，海氷による Fe 輸送量を，～1.2×10^7 kg yr^{-1}と見積もった．海氷による Fe の輸送量は，輸送時の Fe の損失による過小見積もりの可能性があるが，北緯 52 度で見積もられたアムール川の影響を受けた東サハリン海流による表層への Fe の輸送量：9.0×10^4 kg yr^{-1}（Nishioka et al., 2014）と比べて 3 オーダー高かった．さらに，南部オホーツク海で推定された融氷水のフラックス：～1 m yr^{-1}（単位面積当たり）（Nihashi et al., 2012）を用いて，海氷から海洋表層へ供給される Fe フラックスを，～740 μmol m^{-2} yr^{-1}と見積もった．海氷からの Fe フラックスは，西部北太平洋で報告された大気ダストからの Fe フラックス：267–929 μmol m^{-2} yr^{-1}（Fung et al., 2000；Measures et al., 2005）に匹敵するものであり，海氷は，融解期の短期間で，大気ダストの年間供給量に値する Fe 量を表層へ供給すると考えられた．

オホーツク海において，海氷輸送に伴う Fe の輸送量は，アムール川の影響を受けた東サハリン海流による Fe の輸送量に比べて大きく，また海氷融解に伴う Fe の供給量は，西部北太平洋における大気ダスト由来の Fe の年間供給量に匹敵するものであった．本研究から明らかとなった海氷による Fe の輸送と供給過程は，オホーツク海の基礎生産に大きな影響を与えている可能性がある．実際に海盆域の一部のエリアでは，Fe の不足が植物プランクトン増殖の律速要因となることが報告されている（Yoshimura et al., 2010；Sugie et al., 2013；Suzuki et al., 2014）．冬季の海氷域面積がどれだけ拡大するかに依存するものの，海盆域で起こる海氷融解過程は，沿岸から離れた海盆域へ Fe を供給することにつながり，春季以降の植物プランクトンの増殖に重要であると考えられる．

7．おわりに

海氷が関わるオホーツク海表層への Fe の供給過程は，環境の変化に対して影響を受けやすいものである．オホーツク海の海氷生成量は，ここ数十年で減少傾向にあることが指摘されている（Nakanowatari et al., 2007）．また 2015 年の 2 月下旬には，オホーツク海の最大海氷域面積が 2014 年までの平年値を大幅に下回り，気象庁が 1971 年に統計を開始して以来，過去最少を記録した．オホーツク海の海氷生成が弱まると，海氷による Fe 輸送機能が衰退し，海盆域への Fe 供給量が減少する可能性がある．その結果，オホーツク海の海盆域は，北太平洋亜寒帯域やベーリング海海盆域と同じように，Fe の不足により植物プランクトンの増殖が低く抑えられた海域，すなわち HNLC（High-Nutrient Low-Chlorophyll regions）海域となってしまうシナリオも考えられる．このように，海氷による Fe の輸送過程は，海盆スケールで起こるダイナミックな過程であり，従って海氷域面積の経年変動また長期変動は，海洋表層への Fe 供給量を変化させ，極域海洋の Fe が関わる生物地球化学諸過程に大きな影響を与えている可能性がある．今後，海氷減少に伴う栄養環境及び，生物環境の変化を理解する上で，海氷による海洋表層への Fe の輸送と供給過程に関する知見は，さらにその重要性が高まると考えられる．

謝辞

本研究の実施と本稿の出版には北海道大学低温科学研究所共同利用プログラムの支援を受けた．

参考文献

Aguilar-Islas, A. M., M. P. Hurst, K. N. Buck, B. Sohst, G. j. Smith, M. C. Lohan and K. W. Bruland (2007) Micro- and macronutrients in the southeastern Bering Sea: Insight into iron-replete and iron-depleted regimes. *Progress in Oceanography*, **73**(2), 99–126.

Aguilar-Islas, A. M., R. D. Rember, C. W. Mordy and J. Wu (2008) Sea ice-derived dissolved iron and its potential influence on the spring algal bloom in the Bering Sea.

Geophysical Research Letters, **35**, L24601, doi: 10.1029/2008GL035736.

Boyd, P. W., C. S. Law, C.S. Wong, Y. Nojiri, A. Tsuda, M. Levasseur, S. Takeda, R. Rivkin, P. J. Harrison, R. Strzepek, J. Gower, R. M. McKay, E. Abraham, M. Arychuk, J. Barwell-Clarke, W. Crawford, D. Crawford, M. Hale, K. Harada, K. Johnson, H. Kiyosawa, I. Kudo, A. Marchetti, W. Miller, J. Needoba, J. Nishioka, H. Ogawa, J. Page, M. Robert, H. Saito, A. Sastri, N. Sherry, T. Soutar, N. Sutherland, Y. Taira, F. Whitney, S-K. E. Wong and T. Yoshimura (2004) The decline and fate of an iron-induced subarctic phytoplankton bloom. *Nature*, **428**, 549–553.

Fung. Y. I., S. K. Meyn, I. Tegen, S. C. Doney, J. G. John and J. K. B. Bishop (2000) Iron supply and demand in the upper ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, **14**, 281–295.

Gordon, R. M., J. H. Martin and G. A. Knauer (1982). Iron in north-east Pacific waters. *Nature*, **299**, 611–612.

Granskog, M. A. and J. Virkanen (2001) Observations on sea-ice and surface-water geochemistry- implications for importance of sea ice in geochemical cycles in the northern Baltic Sea. *Annals of Glaciology*, **33**, 311–316.

Hiwatari, T., K. Shirasawa, Y. Fukamachi, R. Nagata, T. Koizumi, H. Koshikawa and K. Kohata (2008) Vertical material flux under seasonal sea ice in the Okhotsk Sea north of Hokkaido, Japan. *Polar Science*, **2**, 41–54.

Kanna, N., T. Toyota and J. Nishioka (2014) Iron and macro-nutrient concentrations in sea ice and their impact on the nutritional status of surface waters in the southern Okhotsk Sea. *Progress in Oceanography*, **126**, 44–57.

Kasai, H., Y. Nakano, T. Ono and A. Tsuda (2010) Seasonal change of oceanographic conditions and chlorophyll a vertical distribution in the southwestern Okhotsk Sea during the non-ice season. *Journal of Oceanography*, **66**, 13–26.

Lannuzel, D., J. de Jong, V. Schoemann, A. Trevena, J-L. Tison and L. Chou (2006) Development of a sampling and flow injection analysis technique for iron determination in the sea ice environment. *Analytica Chimica Acta*, **556**(2), 476–483.

Lannuzel, D., V. Schoemann, J. de Jong, J-L. Tison and L. Chou (2007) Distribution and biogeochemical behaviour of iron in the East Antarctic sea ice. *Marine Chemistry*, **106**(1–2), 18–32.

Lannuzel, D., V. Schoemann, J. de. Jong, B. Pasquer, P. C. van der Merwe, F. Masson, J-L. Tison and A. R. Bowie (2010) Distribution of dissolved iron in Antarctic sea ice: Spatial, seasonal, and inter-annual variability. *Journal of Geophysical Research*, **115**, G03022, doi: 10.1029/2009JG001031.

Measures, C. I., M. T. Brown and S. Vink (2005) Dust deposition to the surface waters of the western and central North Pacific inferred from surface water dissolved aluminum concentrations. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **6**, 1–16.

Morel, F. M. M. and N. M. Price (2003) The Biogeochemical Cycles of Trace Metals in the Oceans. *Science*, **300**(5621), 944–947.

Mustapha, M. A. and S. Saitoh (2008) Observation of sea ice interannual variations and spring bloom occurrences at the Japanese scallop farming area in the Okhotsk Sea using satellite imageries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **77**, 577–588.

Nagao, S., M. Terashima, O. Seki, H. Takata, M. Kawahigashi, H. Kodama, V. I. Kim, V. P. Shesterkin, S. Levshina and A. N. Makinov (2010) Biogeochemical behavior of iron in the lower Amur River and Amur-Lian. In Report on Amur-Okhotsk Project No.6, 41–50pp.

Nakanowatari, T., K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2007) Warming and oxygen decrease of intermediate water in the northwestern North Pacific, originating from the Sea of Okhotsk, 1955–2004. *Geophysical Research Letters*, **34**(4), L04602, doi:10.1029/2006GL028243.

Nihashi, S., K. I. Ohshima and N. Kimura (2012) Creation of a heat and salt flux dataset associated with sea ice production and melting in the Sea of Okhotsk. *Journal of Climate*, **25**, 2261–2278.

Nishioka, J., T. Nakatsuka, K. Ono, Y. N. Volkov, A. Scherbinin and T. Shiraiwa (2014) Quantitative evaluation of iron transport processes in the Sea of Okhotsk. *Progress in Oceanography*, **126**, 180–193.

Obata, H., H. Karatani and E. Nakayama (1993) Automated determination of iron in seawater by chelating resin concentration and chemiluminescence detection. *Analytical Chemistry*, **65**, 1524–1528.

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. *Journal of Oceanography*, **57**, 451–460.

Ohshima, K. I., S. Nihashi, E. Hashiya and T. Watanabe (2006) Interannual Variability of Sea Ice Area in the Sea of Okhotsk: Importance of Surface Heat Flux in Fall. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **84**(5), 907–919.

Okunishi, T., M. J. Kishi, Y. Ono and T. Yamashita (2007) A lower trophic ecosystem model including iron effects in the Okhotsk Sea. *Continental Shelf Research*, **27**(16), 2080–2098.

Sakamoto, T., M. Ikehara, K. Aoki, K. Iijima, N. Kimura, T. Nakatsuka and M. Wakatsuchi (2005) Ice-rafted debris (IRD)-based sea-ice expansion events during the past 100 kyrs in the Okhotsk Sea. *Deep-Sea Research II*, **52**, 2275–2301.

Shigemitsu, M., J. Nishioka, Y. W. Watanabe, Y. Yamanaka, T. Nakatsuka and Y. N. Volkov (2013) Fe/Al ratios of suspended particulate matter from intermediate water in the Okhotsk Sea: Implications for long-distance lateral transport of particulate Fe. *Marine Chemistry*, **157**, 41–48.

Simizu, D., Kay I. Ohshima, J. Ono, Y. Fukamachi and G. Mizuta (2014) What drives the southward drift of sea ice in the Sea of Okhotsk? *Progress in Oceanography*, **126**, 33–43.

Sorokin, Y. I., and P. Y. Sorokin (1999) Production in the Sea of Okhotsk. *Journal of Plankton Research*, **21**, 201–230.

Sugie, K., J. Nishioka, K. Kuma, Y. N. Volkov and T. Nakatsuka (2013) Availability of particulate Fe to phytoplankton in the Sea of Okhotsk. *Marine Chemistry*, **152**, 20–31.

Suzuki, K., A. Hattori-Saito, Y. Sekiguchi, J. Nishioka, M. Shigemitsu, T. Isada, H. Liu and R. M. L. McKay (2014) Spatial variability in iron nutritional status of large diatoms in the Sea of Okhotsk with special reference to the Amur River discharge. *Biogeosciences*, **11**(9), 2503–2517.

Taylor, S. R. and S. M. McLennan (1985) The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell Science, Oxford, 312pp.

Tovar-Sánchez, A., C. M. Duarte, J. C. Alonso, S. Lacorte, R. Tauler and C. Galbán-Malagón (2010) Impacts of materials and nutrients released from melting multiyear Arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research*, **115**, C07003, doi: 10.1029/2009JC005685.

Toyota, T., T. Kawamura, Kay I. Ohshima, H. Shimoda and M. Wakatsuchi (2004) Thickness distribution, texture and stratigraphy, and a simple probabilistic model for dynamical thickening of sea ice in the southern Sea of Okhotsk. *Journal of Geophysical Research*, **109**, C06001, doi: 10.1029/2003JC002090.

Toyota, T., S. Takatsuji, K. Tateyama, K. Naoki, K. Naoki and K. I. Ohshima (2007) Properties of Sea Ice and Overlying Snow in the Southern Sea of Okhotsk. *Journal of Oceanography*, **63**, 393–411.

Tsuda, A., S. Takeda, H. Saito, J. Nishioka, Y. Nojiri, I. Kudo, H. Kiyosawa, A. Shiomoto, K. Imai, T. Ono, A. Shimamoto, D. Tsumune, T. Yoshimura, T. Aono, A. Hinuma, M. Kinugasa, K. Suzuki, Y. Sohrin, Y. Noiri, H. Tani, Y. Deguchi, N. Tsurushima, H. Ogawa, K. Fukami, K. Kuma and T. Saino (2003) A Mesoscale Iron Enrichment in the Western Subarctic Pacific Induces a Large Centric Diatom Bloom. *Science*, **300**, 958–961.

Yoshimura, T., J. Nishioka and T. Nakatsuka (2010) Iron nutritional status of the phytoplankton assemblage in the Okhotsk Sea during summer. *Deep Sea Research Part I*, **57** (11), 1454–1464.

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

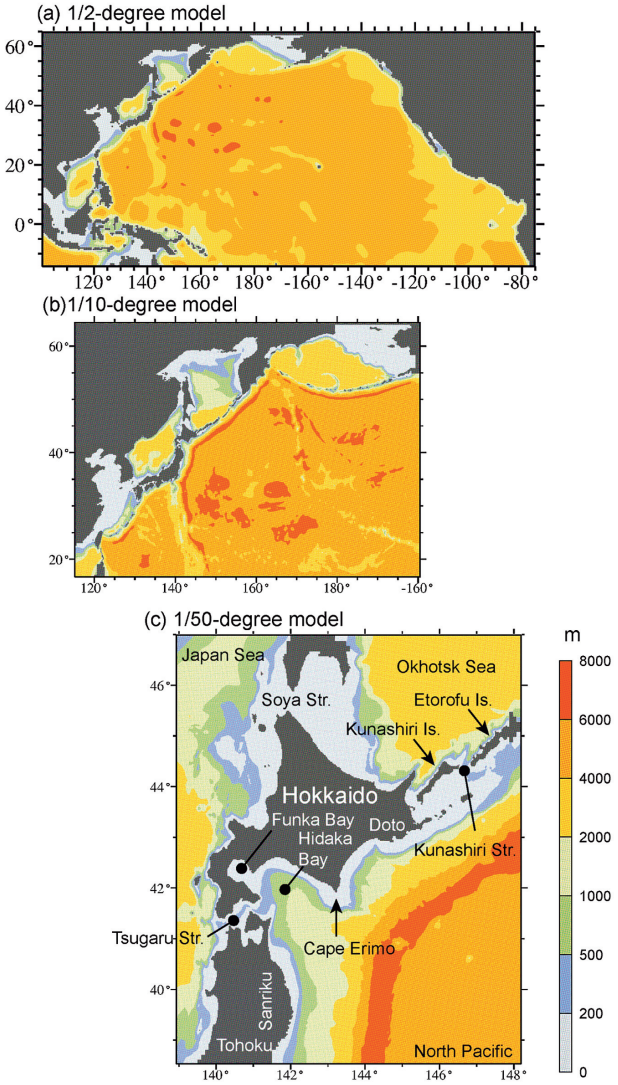


図 1：海洋モデルの計算領域．（a）は 1/2° モデル，（b）は 1/10° モデル，（c）は 1/50° モデル
Figure 1：Model domain and bathymetry of（a）1/2-,（b）1/10- and（c）1/50-degree models.

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

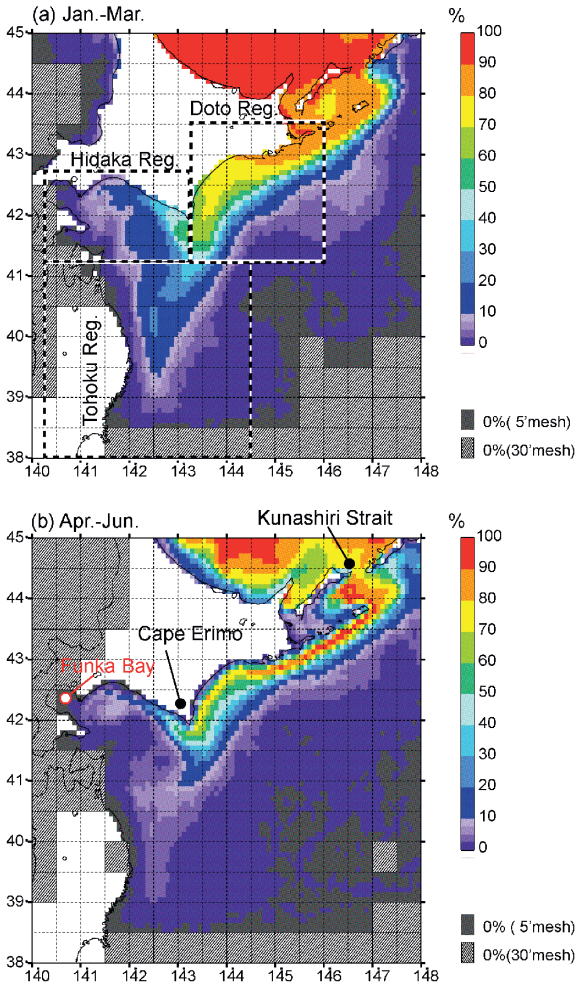


図 2：沿岸親潮水の出現頻度．(a) は 1～3 月，(b) は 4～6 月．0% 領域は黒色領域（5 分メッシュ）と斜線領域（30 分メッシュ）で表示．点線で囲まれた領域は，Hidaka Region（北西側の領域），Doto Region（北東側の領域），Tohoku Region（南側の領域）と参照される．

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).

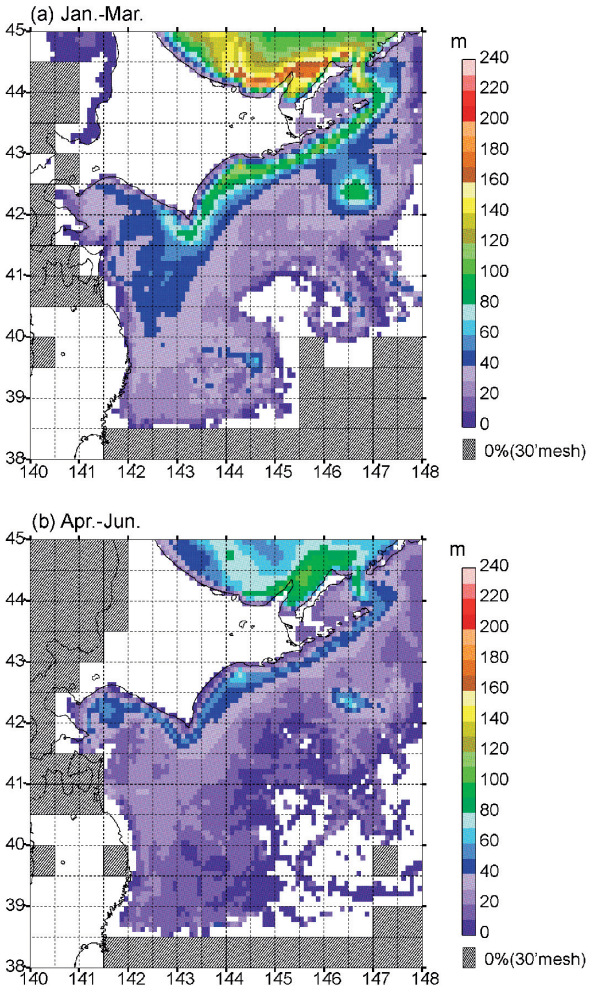


図 3：沿岸親潮水の平均層厚．(a) は 1～3 月，(b) は 4～6 月．

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．

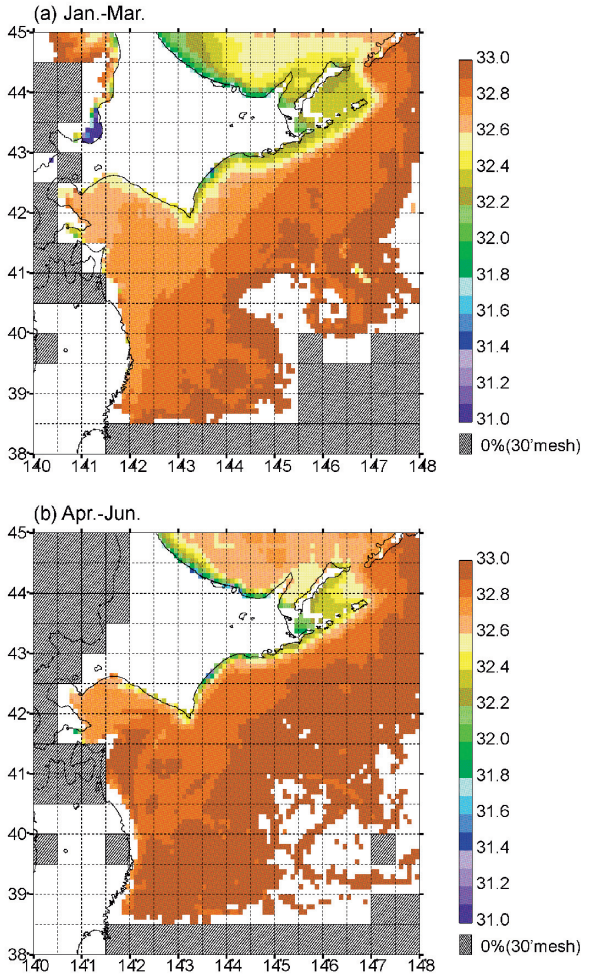


図 4：沿岸親潮水の平均塩分．(a) は 1～3 月，(b) は 4～6 月．
Figure 4：Mean salinity of the Coastal Oyashio Water within a water column (a) from January to March, and (b) from April to June.

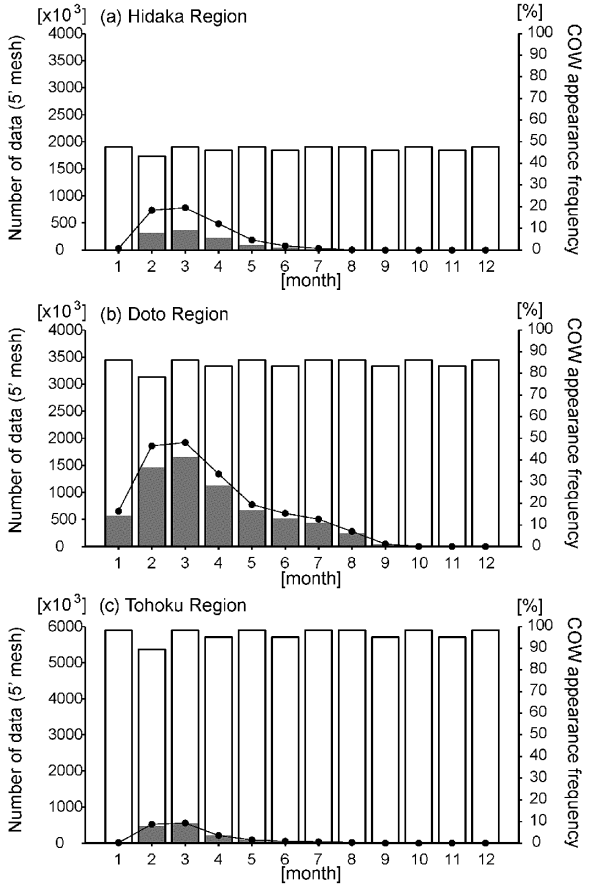


図 5：沿岸親潮水の月別出現頻度（折線）．(a) は Hidaka Region，(b) は Doto Region，(c) は Tohoku Region．白色棒グラフが各領域内でのプロファイル数，灰色棒グラフが沿岸親潮水を含むプロファイル数を示す．
Figure 5：Monthly appearance frequency of the Coastal Oyashio Water (line graph) for Hidaka Region, (b) Doto Region, and (c) Tohoku Region. White and dark gray bar charts indicate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

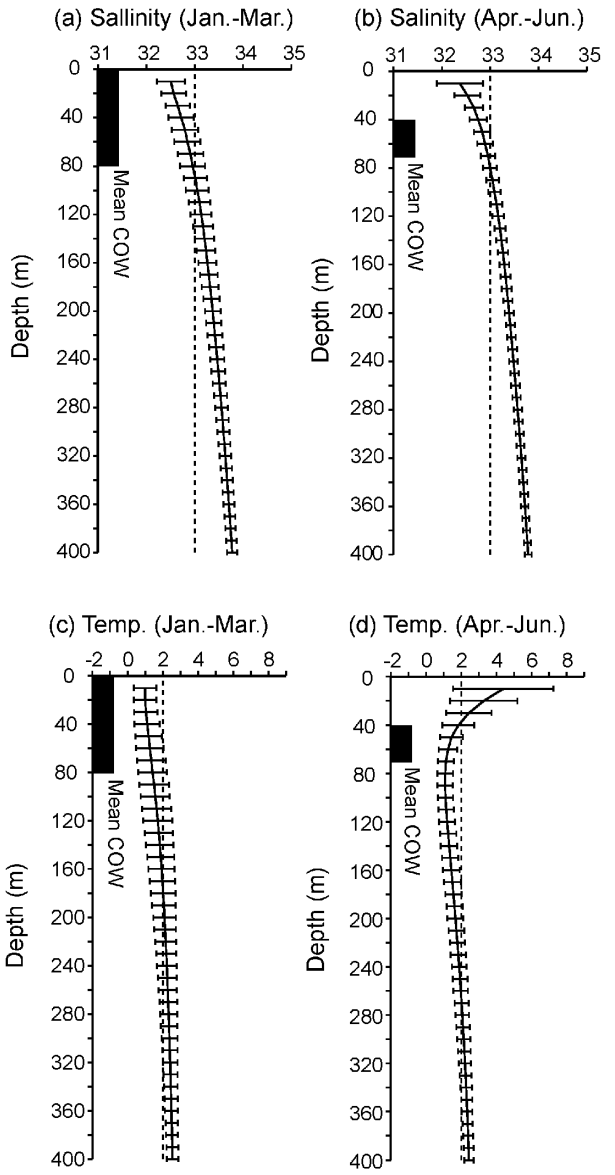


図 6：Doto Region において沿岸親潮水を含む塩分（上段）および水温（下段）プロファイル（下段）の期間別平均．(a)と(c)が 1〜3 月平均，(b)と(d)が 4〜6 月平均．平均プロファイルから検出される沿岸親潮水の深度範囲は黒領域で表示．
Figure 6：Mean profiles of (upper panels) salinity and (lower panels) temperature in Doto Region. Mean profiles are separately shown during (a, c) January-March and (b, d) April-June.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

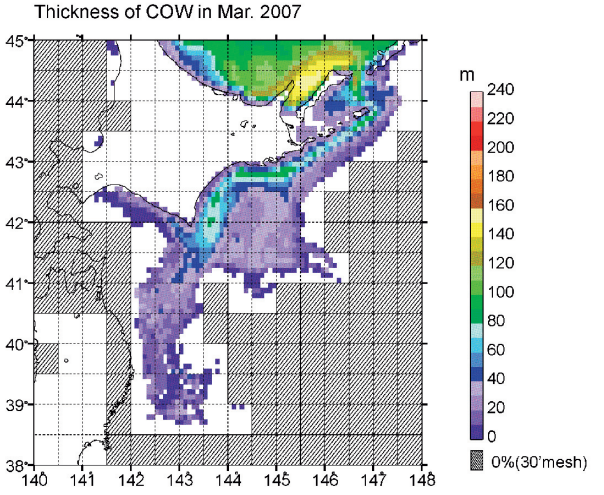


図 7：2007 年 3 月における沿岸親潮水の平均層厚．
Figure 7：Mean thickness of the Coastal Oyashio Water in March 2007.

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

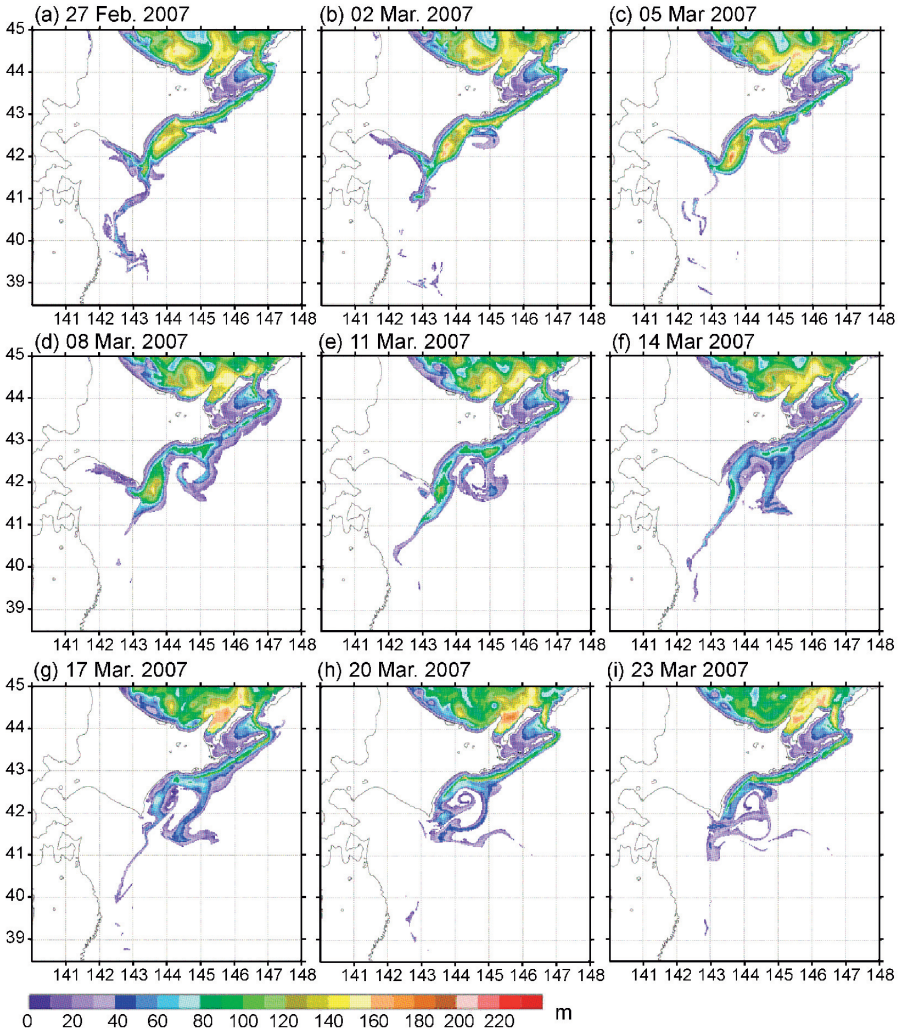


図 8：2007 年 2 月 27 日～3 月 24 日における沿岸親潮水の層厚のスナップショット
Figure 8：Snapshots of thickness of the Coastal Oyashio Water from 27 February 2007 to 24 March 2007 in an interval of 3 days.

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

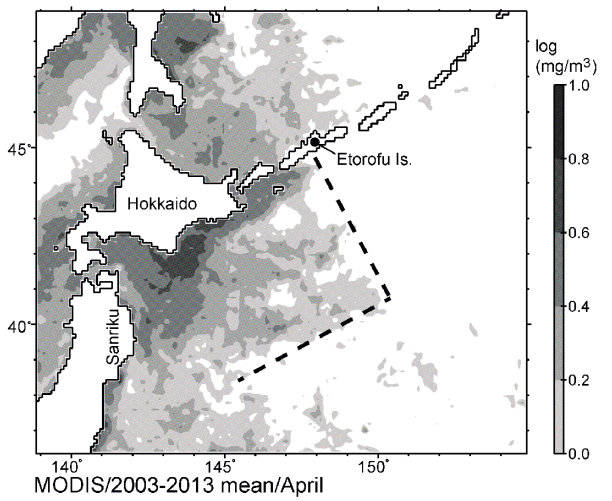


図 9：MODIS Aqua による 2003 年～2013 年 4 月における 11 年平均海面クロロフィル濃度
Figure 9：11-year mean Chl-a concentration in April of 2003–2013 at the sea surface, derived from MODIS Aqua.

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）

低温科学 74 （2016） 127–141
doi: 10.14943/lowtemsci. 74. 127

オホーツク海と北太平洋中層水の数十年スケール変動とそのメカニズム

中野渡　拓也[1)]，三寺　史夫[2)]，中村　知裕[2)]

オホーツク海は北太平洋中層水の主要なヴェンチレーション[1]の起源の一つとして，古くからその重要性が指摘されている縁辺海である．近年，北太平洋中層水の塩分が 1960 年代から 80 年代後半に低下していることが報告されており，その生成源である北太平洋北部の表層塩分の低下が原因と考えられてきた（Wong et al., 1999）．北太平洋亜寒帯域の広い範囲では，表層塩分の低下が観測されており，この仮説を支持する．一方で，北太平洋中層水の中心密度（1026.8 kg/m^3）の水塊の主要な形成域であるオホーツク海の観測データの詳細な解析によると，中層水塊は逆に高塩化しており，先行研究の仮説と矛盾する．本報告では，オホーツク海と北太平洋の中層水塊に見られる変化が異なる原因について，海氷・海洋結合モデルによる最新の研究成果について紹介する．

Multi-decadal scale changes in the intermediate water mass in the Sea of Okhotsk and North Pacific and their mechanisms

Takuya Nakanowatari[1], Humio Mitsudera[2] and Tomohiro Nakamura[2]

The Okhotsk Sea is a marginal sea located on the northwest rim of the Pacific Ocean, and is known to be the ventilation source of North Pacific Intermediate Water (NPIW). It has recently been reported that there was a significant freshening of NPIW salinity in the latter half of 20 th century (the water mass was cooled on its isopycnal surfaces) (Wong et al., 1999). Several studies have indicated that freshening in the surface water of the subarctic North Pacific and the Sea of Okhotsk occurs on a multidecadal timescale, implying that freshened source water could modify NPIW. On the contrary, the potential temperature of intermediate water in the Sea of Okhotsk and the western subarctic region increased significantly on 26.8–27.2 σ_θ isopycnals, which translated to a salinification signal on isopycnal surfaces due to the surrounding T-S curve. In this paper, we present the recent numerical modeling studies focusing on the causes of the multidecadal-scale changes observed in the intermediate water in the Sea of Okhotsk and the North Pacific.

キーワード：北太平洋中層水，淡水化，温暖化，風成循環，海氷
North Pacific Intermediate Water, Freshening, Warming, Wind-driven Circulation, Sea Ice

1．はじめに

オホーツク海は北太平洋の縁辺海として，日本海や北太平洋と浅い宗谷海峡やクリル海峡によって半閉鎖的に繋がっており，強い潮流によって励起される中規模渦（Nakamura and Awaji, 2004）や風成循環の影響（Ohshima et al., 2004, 2010），さらには宗谷暖流（Ebuchi et al., 2009; Fukamachi et al., 2010）やサハリン東岸の沿岸流（Ebuchi, 2006; Nakanowatari and Ohshima, 2014）などの様々なスケールの海流が卓越している海域であ

[1]酸素が豊富に溶け込んでいる海洋混合層の海水がその下部に輸送されるプロセス

連絡先
中野渡　拓也
国立極地研究所　国際北極環境研究センター
〒190–8518　東京都立川市緑町 10–3
Tel. 011–706–5492
e-mail：nakanowatari.takuya@nipr.ac.jp
1）国立極地研究所　国際北極環境研究センター
Arctic Environment Research Center, National Institute of Polar Research, Tachikawa, Japan
2）北海道大学低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan

る．また，オホーツク海は，北半球の季節海氷域[2]の一つであり，冬季は大陸からの寒気によって多量の海氷が生成される（Martin et al., 1998; Ohshima et al., 2003; Nihashi et al., 2009）．この海氷生成に伴うブライン排出[3]によって，結氷温度（およそ−1.8℃）に近い水温を保ちつつ北太平洋中層の密度帯（およそ 1026.8−1027kg/m^3，以下 26.8−27.0 σ_θ）にまで到達する，比重が大きい高密度陸棚水（DSW）が形成される．このDSW 形成は北太平洋中層のヴェンチレーションにおいて重要な役割を担っており，オホーツク海を含む北太平洋西部中層の密度帯における溶存酸素の濃度（図 1a）や水温（図 1b）の水平分布から，オホーツク海から高酸素で低温の水塊が北太平洋に広がっている様子がわかる．

近年，北極海の海氷は夏季に急激な減少傾向を示しており，地球温暖化の影響が懸念されているが，オホーツク海も同様に冬季の海氷面積が弱いながらも少なくなっている（図 2）．この海氷面積の減少傾向は，温暖化に伴う風上の気温の上昇と北太平洋からオホーツク海に流入する東カムチャッカ海流の水温の上昇によってよく説明されることから，気候の変化による海洋環境や海洋生態系への影響が懸念されている．World Ocean Database などにアーカイブされている海洋観測データ，1990 年代後半から 2000 年代前半に低温科学研究所とロシアの共同研究で取得された集中観測データ，そしてアルゴフロートによる海洋観測データを統合した解析によると，オホーツク海の中層は 1955−2004 年の 50 年間に約 0.6℃の水温上昇が起こっていることが明らかになった（Itoh, 2007）．通常，オホーツク海の中層水温は DSW により北太平洋に比べると低く保たれていることから（図 1b），この温暖化のシグナルは，オホーツク海起源のヴェンチレーションが弱化していることを示唆する．その後，広域の観測データの解析より，中層水の温暖化はオホーツク海を起源として，北太平洋亜寒帯にまで及んでいることが明らかになり（Nakanowatari et al., 2007）（図 1c），オホーツク海の現場観測データ（Ohshima et al., 2014; Uehara et al., 2014）や沿岸の気象データ（Kashiwase et al., 2014）の詳細な解析結果もオホーツク海起源のヴェンチレーションの弱化をサポートしている．

一方で，オホーツク海の下流域である北太平洋中層水（NPIW）は，塩分が低下していることが以前から指摘されている（Wong et al., 1999）．彼らの研究では，このような NPIW の低塩化は温暖化に伴う水循環の強化によって北太平洋亜寒帯域における降水が増加し，表層水塊が低塩化したためと指摘されている．過去 50 年分の海洋表層塩分の観測データによれば，北太平洋の亜寒帯域の表層塩分は著しく低下していることが指摘されており，先行研究の仮説と整合的である（Durack and Wijffels, 2010）．しかし，大気による海面冷却だけでは，北太平洋の海洋混合層の水塊は北太平洋中層水の中心密度である 26.8 σ_θ にまで到達することは難しいことから，NPIW の低塩化を淡水フラックスの増加によって説明すること

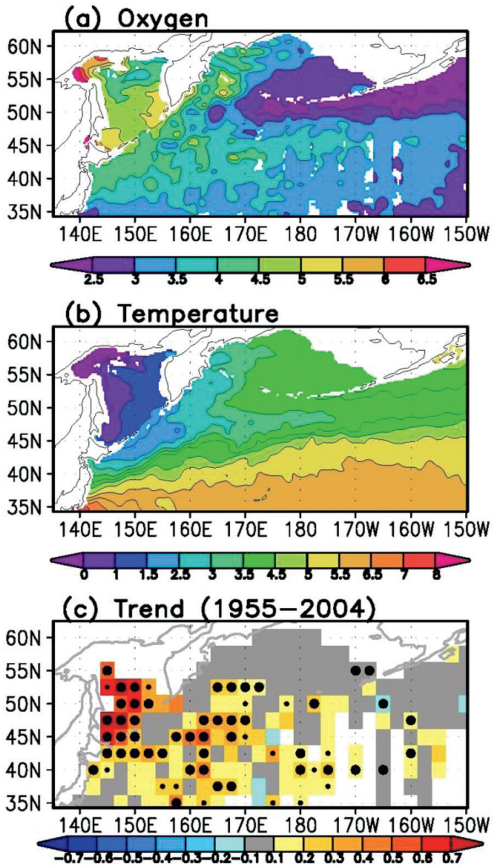


図 1：オホーツク海，及び北太平洋西部における中層水（26.8 σ_θ の密度面）の(a)溶存酸素（ml/l）と(b)水温（℃）の平年値．(c)過去 1955−2004 年までに北大西洋北西部で取得された海洋観測データから計算された中層水温（27.0 σ_θ の等密度面上）の線形トレンド（カラー，℃/50 年）の空間分布．大きい黒丸と小さい黒丸はそれぞれ線形トレンドの大きさが特に大きい場所を意味する．白塗りのボックスは，10 年以上のデータが存在しないため欠損とした．Nakanowatari et al.（2007）より加筆．

Figure 1：Climatologies of (a) dissolved oxygen (ml/l) and (b) potential temperature (℃) at 26.8 σ_θ. (c) Linear trends (colors in ℃/50-yr) of potential temperature anomalies at 27.0 σ_θ from 1955–2004. Large and small dots indicate grid boxes in which the linear trend is significant at 95% and 90% confidence levels, respectively. White color indicates the grid boxes where yearly temperature anomalies are not available for more than 10 years throughout the analyzed period (after Nakanowatari et al., 2007).

[2]冬季は海氷に覆われるが，夏季は海氷が消失する海域
[3]海氷の成長過程において，海水中の塩分が海氷から排出されるプロセス

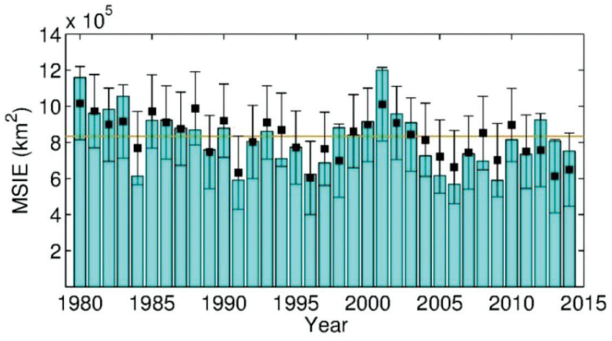


図 2：1980 年から 2014 年までのオホーツク海の冬季（2－3 月）の海氷面積の実測値（青色棒）と秋季の風上気温と東カムチャッカ海流の海水温を予測変数とした重回帰モデルによる予測値（黒色四角）．予測値にプロットされているエラーバーは予測精度の誤差（観測された海氷面積と予測された海氷面積の差の 2 標準偏差）を示す．黄色の線は，冬季のオホーツク海氷面積の平年値を示す．Nakanowatari et al.（2010）の Fig. 11 より加筆．

Figure 2：Time series of the observed MSIE (sea ice area averaged from February to March) (magenta bars) and predicted MSIE by the multiple linear regression model using autumn air temperature in the upwind area and surface ocean temperature in the East Kamchatka Current (black squares) from 1980 to 2014. Error bars indicate two standard deviation uncertainties. Yellow line indicates the climatology of MSIE (After Nakanowatari, 2010).

は難しいと考えられる．

本稿では，オホーツク海の中層水の温暖化や，その下流域の北太平洋中層水の低塩化の原因について，オホーツク海および北太平洋の数値シミュレーションの結果に基づく最新の研究成果（Nakanowatari et al., 2015a, b）を紹介する．

2．北太平洋，およびオホーツク海の中層水の過去 50 年間の変化

図 3a は World Ocean Database 2001（Conkright et al., 2002）などの既存の海洋観測データから計算された北太平洋中層水の中心密度である 26.8 σ_θ の水塊の塩分の過去 50 年間の変化傾向（1978－2004 年と 1955－1977 年の平均の差）の空間的な分布を示す．等密度面上の塩分の解析を行うことによって，力学的な水塊の上下運動に伴う見かけの塩分変動を除いている．この図より，北太平洋中層水の塩分は，南西部（45° N よりも南側）の広い範囲で低下していることがわかる．北太平洋東部は西部に比べて観測データが少ないので，統計的な議論をすることが難しいが，北太平洋西部に比べて塩分低下の割合は小さい．低塩化が著しい北太平洋亜熱帯西部における中層塩分の時系列より，過去 50 年間の塩分低下は，1970 年代後半の急激な低下によって特徴づけられる（図 4a）．

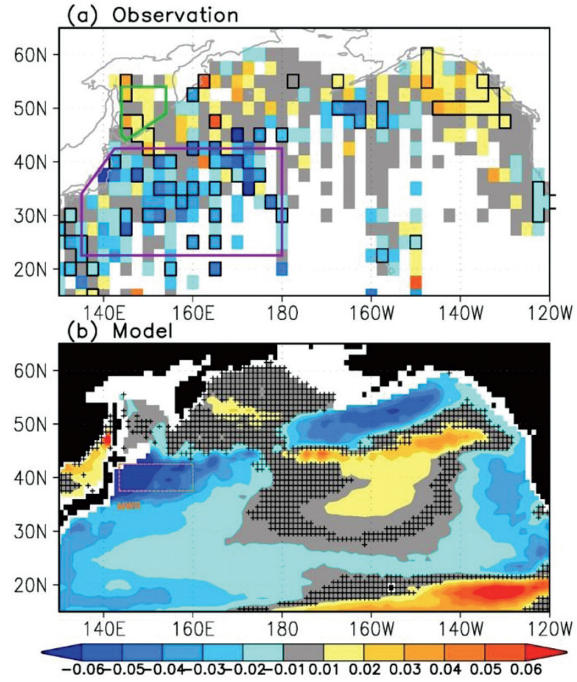


図 3：(a) 観測データと (b) 数値実験のデータから計算された北太平洋中層水の中心密度（26.8 σ_θ）における塩分（psu）の過去 50 年間の変化傾向（1978－2004 年と 1955－1977 年の平均値の差）の空間分布．負の値は 1955－76 年から 1977－2004 年までに塩分が低下したことを意味する．(a) の黒枠で囲われた部分は，変化傾向の値が特に大きい領域を示す．(b) のハッチの領域は，変化傾向の値が小さい領域を示す．紫色と緑色の線で囲われた領域はそれぞれ，図 4 の北太平洋亜熱帯西部とオホーツク海の平均値の計算領域を表す．オレンジ色の線で囲われた領域は混合水域の位置を表す．Nakanowatari et al.（2015a）の Fig. 2 より加筆．

Figure 3：Spatial pattern of change (psu) in the annually averaged salinity from 1955–1976 to 1977–2004 at the core density of NIW (26.8 σ_θ) for (a) observations and (b) model simulation. Negative values indicate that potential temperature decreased from 1955–1976 to 1977–2004. The black grid-box boundary in (a) indicate the region where the difference is significant at the 95% confidence level. In (b), the region for insignificant difference is marked by the cross hatching. The boundaries of the western subtropical region (purple) and the Sea of Okhotsk (green), for which area-averaged quantities are displayed in Fig. 4, are indicated (After Nakanowatari et al., 2015a).

一方，アラスカ湾やオホーツク海を含む西部亜寒帯域では逆に塩分が増加していた（図 3a）．オホーツク海の中層塩分の時系列より，塩分の増加傾向は 1980 年代以降に顕著であることがわかる（図 4b）．一般に，中層水塊は等密度面に沿って周りの水塊と混合しながら海流によって運ばれることを考えると，北太平洋中層水の低塩化は高塩化したオホーツク海中層水の輸送プロセスでは説明することが出来ない．

前述の等密度面上における水温や塩分の変化を調べる方法では，力学的な水塊の上下運動に伴う見かけの塩分変動は除けるものの，水塊全体の変化が別のシグナルに

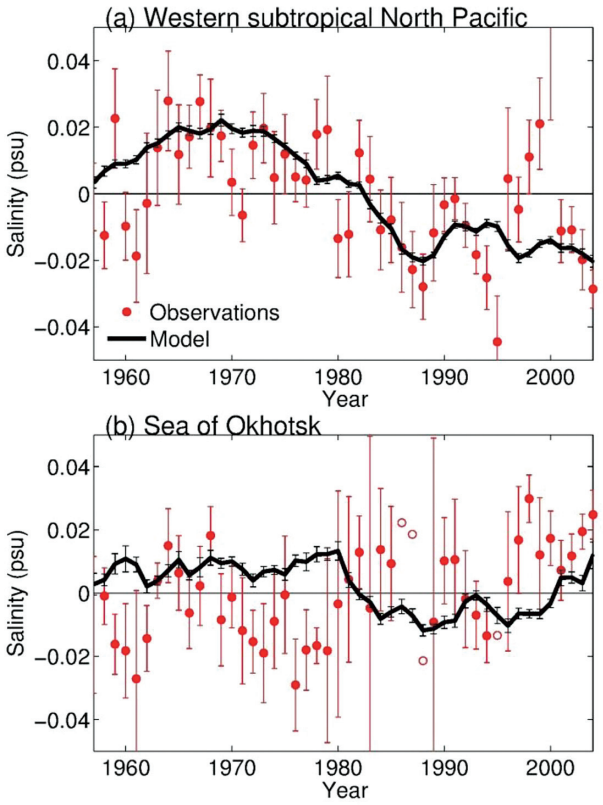


図 4：(a)北太平洋亜熱帯西部と(b)オホーツク海の中層水の塩分偏差（平年値からの差；psu）の時系列．赤丸（白抜きは観測点数が少ないもの）と黒線はそれぞれ，観測データと数値実験データから計算された塩分偏差を表す．エラーバーは，年平均値のばらつき（1 標準偏差）で，北太平洋亜熱帯西部とオホーツク海の平均値を計算した海域は図 3 に示す．Nakanowatari et al.（2015a）の Fig. 3 より．

Figure 4：Time series of annual mean salinity anomalies (closed circles) at 26.8 σ_θ averaged over (a) the western subtropical North Pacific and (b) the Sea of Okhotsk (rectangular regions denoted by purple and green lines in Fig. 2a) for: observations (circles); and model (solid line). A vertical line represents a ± 1 standard error of the annual mean of the observation. In (b), open circles indicate the anomalies for the area, in which the number of the data is very small (Nakanowatari et al., 2015a).

変換されるので注意する必要がある（Bindoff and McDougall, 1994）．例えば，亜熱帯域における水温と塩分の鉛直分布を縦軸を水温に横軸を塩分としてプロットした場合，上層から中層の深度では，右肩上がりの直線で近似される（図 5）．もし塩分が変化せずに，表層水温が大気などによって暖められた場合，この直線は全体的に上昇する．しかし，この温暖化のシグナルは，等密度面上での水温と塩分の変化として見ると，見かけ上低塩・低温化のシグナルとして表される．今回着目している北太平洋中層水について水温—塩分の鉛直分布の変化を調べた結果，北太平洋中層水の中心密度に相当する 26.7－26.9 σ_θ（塩分極小に相当）よりも軽い密度の水塊については，水温—塩分の曲線自体が上昇していること

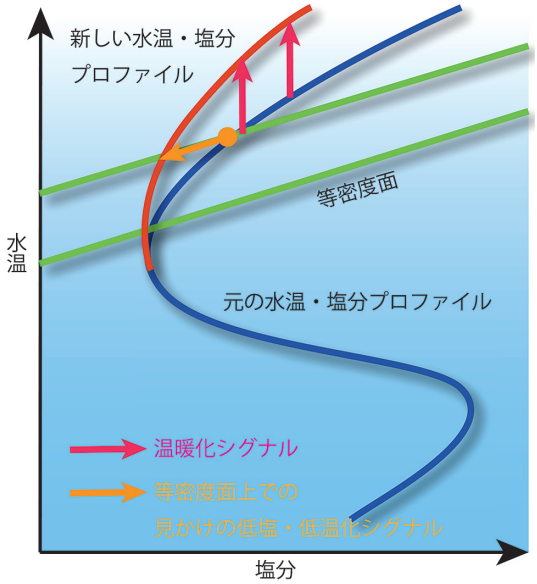


図 5：温暖化シナリオ下での北太平洋における等密度面上の水温—塩分変化の模式図．青線は北太平洋における元の水温と塩分の鉛直分布．赤線は温暖化した後の水温—塩分の鉛直分布で，緑線は等密度の等値線を示す．ピンクの矢印は温暖化した後の実際の水温—塩分変化を意味し，オレンジの矢印は等密度面上で見た場合の見かけの水温—塩分変化を意味する．温暖化のシグナルは等密度面上で見ると見かけ上，低温・低塩化することがわかる．

Figure 5：Cartoon for the temperature and salinity change of water mass on isopycnal surfaces in the North Pacific under the warming event in upper ocean. Blue and red lines indicate the original and warmed T-S profile in the North Pacific, respectively. Pink and orange lines indicate the observed change in T-S profile and apparent change in T-S profile along isopycnal surface, respectively. The warming signal is translated to cooling and freshening signals along isopycnal surface.

から，等密度面上の低塩化シグナルは単純な低塩化だけではなく，温暖化の影響も含んでいることがわかる（図 6a）．この結果は 24° N に沿った観測データの解析結果と整合する（Wong et al., 1999）．しかし，塩分極小の密度帯（26.7－26.9 σ_θ）の低塩化については，その水温—塩分の曲線が湾曲しているため，等密度面の低塩化シグナルは，温暖化ではなく，低塩化によって引き起こされていることが分かる．

一方，オホーツク海中層水の等密度面上にみられる高塩化を水温—塩分曲線によって調べてみると，26.8 σ_θ 付近の水塊の水温—塩分曲線は解析期間の後半の方が上昇，ないしは左側にシフトしていることがわかる．このことは，等密度面上における高塩化シグナルは見かけのもので，実際には水塊は高温化，もしくは低塩化していることがわかる．このようにオホーツク海と北太平洋の中層は共に低塩化しているが，それぞれの海水の密度に対する水温と塩分の寄与の違いによって，等密度面上で見られるシグナルが異なることは興味深い．なお，オ

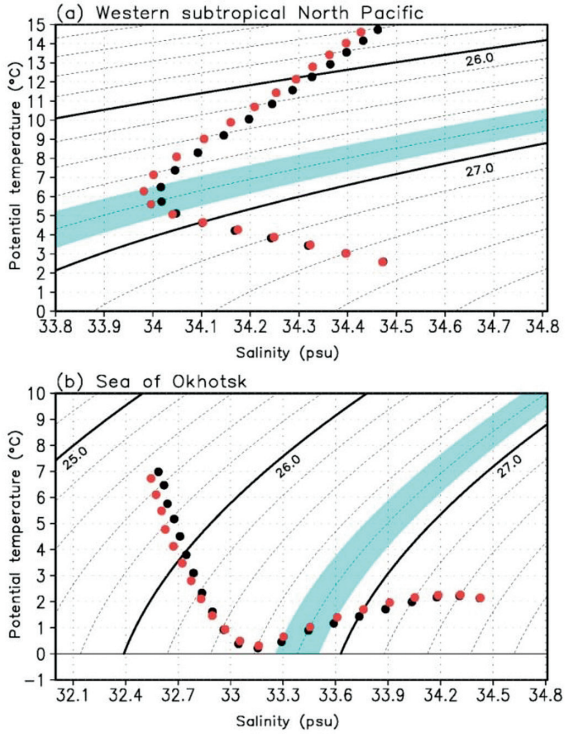


図 6：観測データから求められた(a)北太平洋亜熱帯西部と(b)オホーツク海の中層水塊の水温―塩分の鉛直プロファイルの時間変化．黒丸は 1955－76 年（過去），赤丸は 1977－2004 年（現在）の平均的な水温―塩分の鉛直プロファイルを示す．北太平洋亜熱帯西部とオホーツク海の平均値を計算した海域は図 3 に示す．青色の領域は北太平洋中層水の中心密度（26.7－26.9 σ_θ）を表す．Nakanowatari et al.（2015a）の Fig. 4 より加筆．

Figure 6：Time variations of the observed T-S curve averaged over (a) the western subtropical North Pacific and (b) the Sea of Okhotsk (rectangular regions denoted by purple and green lines in Fig. 3a). Black and red circles denote the past (1955–1976) and present (1977–2004) values on isopycnal surfaces, respectively. The blue shading indicates the density range of the salinity minimum core from 26.7 σ_θ to 26.9 σ_θ (After Nakanowatari et al., 2015a).

ホーツク海の中層水は低塩化している可能性もあるが，等密度面上で考えれば高塩化しているので，等密度面混合によって北太平洋の水塊と混合することを仮定すると北太平洋中層水の低塩化の原因にはなりえないことをここで強調する．このように，北太平洋とオホーツク海の中層水の塩分はそれぞれ異なる原因によって引き起こされていると考える必要がある．

3．北太平洋中層水の低塩化メカニズム

2 章より，北太平洋中層水の低塩化は，オホーツク海で変質した中層水が輸送されるプロセスでは説明できないことがわかったが，それでは低塩化の原因は何であろうか？　北太平洋中層水は，その密度帯によってヴェンチレーションの起源がいくつか指摘されているが，実際の形成域は，黒潮と親潮フロントで挟まれた混合水域と呼ばれる海域（図 3b）でオホーツク海起源の水塊と亜熱帯系の水塊とが混合することによって形成されている（Talley, 1993）．特に，北太平洋中層水の形成には，オホーツク海中層水が，亜寒帯循環の西岸境界流である親潮や中規模渦によって混合水域に輸送され，亜熱帯循環に広がるプロセスが重要であることが数値シミュレーションによって指摘されている（Ishikawa and Ishizaki, 2009; Fujii et al., 2013）．したがって，北太平洋中層水の低塩化を引き起こしうる他の要因として，オホーツク海中層水を亜熱帯循環に輸送する上で重要と考えられている風成循環の変化が挙げられる．

観測データの解析や数値モデルを用いた先行研究によれば，親潮の輸送量は冬季の大規模な大気場（風応力の回転成分）によって駆動されていることが指摘されている．また，冬季北太平洋の大気場の強さの指標であるアリューシャン低気圧は，1976/77 年に急激に強化していたことが多くの研究によって報告されている（Nitta and Yamada, 1989; Trenberth, 1990）．したがって，そのような大気場の変化に伴う風応力の強まりによって，混合水域に輸送される親潮が増加し，北太平洋中層水の塩分が低下した可能性がある．北太平洋中層水の低塩化が北太平洋亜熱帯西部において顕著であることは（図 3a），この親潮による低塩分の亜寒帯水が混合水域から亜熱帯循環に輸送されるプロセスが低塩化の要因であることを示唆する．また，北太平洋中層水の低塩化が 1970 年代後半の急激な塩分低下によって特徴づけられていることも風成循環の強化説を支持する（図 4a）．

この北太平洋中層水の塩分低下が，本当に北太平洋の風応力の変化で引き起こされたのかどうかを検証するために，気象研究所で開発された北太平洋の渦解像海氷・海洋結合モデル（Ishikawa and Ishizaki, 2009）を用いて，風応力に関する感度実験を行った．この実験では，1949－2005 年までの NCEP-NCAR の風応力や海面熱フラックスによって駆動することによって，風応力の影響を評価した．この実験では，先行研究で指摘されている海面塩分の低下の影響やオホーツク海における海氷生成の変動の影響を除くために，海面塩分を平年値に緩和する操作を行った．このような外力の調整によって，選択的に風応力の影響のみで海洋モデルが駆動され，その影響だけが中層水を変化させることが期待される．

図 3b は風応力の感度実験で得られた中層塩分の過去 50 年間の平均の差（1978－2004 年と 1955－1977 年の平均の差）を示す．観測データに見られる北太平洋亜熱帯西部における低塩化は，数値モデルでも再現されている

ことがわかった．モデルデータに見られる低塩化は，40° N 付近の MWR から 20° N くらいまでの亜熱帯循環の南端で顕著である．北太平洋亜熱帯西部における中層塩分の時系列より，この実験によって 1970 年代後半の急激な低塩化が再現されている（図 4a）．両者の相関係数は 0.87 と 95% 信頼限界で有意である（統計的な有意性は，ランダム位相法によって 1000 個の代理時系列を生成し，それらとの相関係数の値から評価した）．観測値の時系列の方がモデルデータに比べて，年々変動が目立つが，これは観測データが乏しいため，この海域で卓越している中規模渦が十分カットされていないからであると考えられる．

一方で，観測データとモデルから計算される中層水の塩分変化の空間分布図にはいくつかの違いもある．一つは，低塩化の中心が観測データの方がモデルデータに比べて南部にずれていることである．この違いの原因として，モデルの親潮の南北流量が観測データに比べて過小評価しているために，混合水域（MWR）に流入した親潮水が十分南方に輸送されていないことが考えられる．二つ目は，オホーツク海における中層水の高塩化が，モデルでは十分再現されていないことである．他の密度面の塩分を調べても，観測データに見られるような高塩化は再現されていなかった（図示せず）．オホーツク海中層塩分の時系列を見ると，モデルの塩分変化は観測データと異なり非常に小さい（図 4b）．このことから，オホーツク海の高塩化が再現されていないのは，数値実験においてオホーツク海の熱塩フラックスの変動を除いたことに関係していると考えられる．つまり，北太平洋中層水の低塩化にはオホーツク海の水塊変質及びその移流の影響は無視できるほど小さいことを暗に意味する．

次に，数値実験で得られた塩分や流速データに基づいて，北太平洋中層水の低塩化の物理プロセスを診断的に調べた．モデルデータの中層塩分の低下の分布図より，低塩化は MWR において顕著であることから，MWR の低塩化を引き起こす要因として，親潮の南方輸送量と中規模渦の強度の変化を調べた．中層の流速データの解析期間の前半と後半を比較した結果，明らかに後半の方がクリル海峡に沿って南西方向の流速が増加していた（図 7）．MWR の北端の流速場（40° − 44° N，145° − 150° E）から定義される親潮の南方輸送量（Voya = − 南北流速 × 層厚 × 親潮の幅）を調べた結果，1970 年に急激な増加を示しており，MWR における中層水の塩分変化とよく一致していた（図 8）．なお，10 か月以下の流速場の変動成分から定義される渦運動エネルギー（EKE = $(u^2+v^2)/2$）についても同様の解析を行った結果，解析期間の後半の方が前半に比べて MWR の北端における EKE も強化していることが分かった（図示せず）．平均流の変化に伴い，フロント域における中規模渦が強化することは北大西洋の湾流域（Carnier and Schopp, 1999）や南大洋の南極周極流（Meredith and Hogg, 2006）でも指摘されていることから，親潮フロントでも平均流の強化に伴う傾圧場の強化によって，中規模擾乱を通じた傾圧エネルギーの解放が活発になったのかもしれない．このように，親潮フロントにおける流速の変化や EKE の強まりは，亜寒帯域から亜熱帯域への循環境界を横切る輸送量の増加メカニズムとして大きく影響したと考えられる．

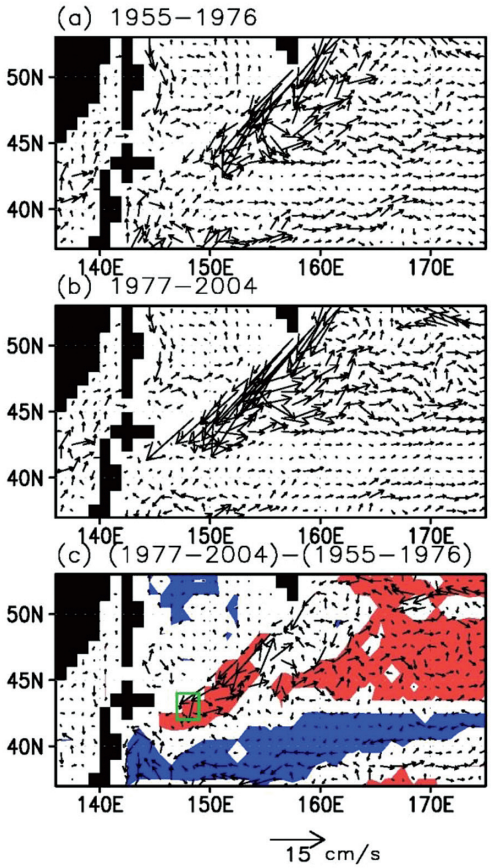


図 7：数値実験データから計算される混合水域中層における流速の平均場（矢印：cm/s）．(a) 1955 − 76 年（過去），(b) 1977 − 2004（現在），そして (c) 現在から過去を差し引いた流速．(c) の赤色（青色）の領域はそれぞれ流速の絶対値の差が特に大きくなった（小さくなった）海域を意味する．Nakanowatari et al.（2015a）の Fig. 8 より加筆．

Figure 7：The mean state of annually averaged current velocity (cm s^{-1}) at 26.8 σ_θ from the model simulation: (a) 1955–1976, (b) 1977–2004, and (c) the difference of the mean state between the latter (1977–2004) and former (1955–1976) periods. In panel c, the blue and red shades indicate regions where the negative and positive difference of the absolute current speed is significant at the 95% confidence level, respectively (After Nakanowatari, 2015a).

親潮輸送量の経年変化については，これまで多くの研究が行われており，その多くが冬季の大気強制によって

励起されるロスビー波の西方伝播による順圧応答メカニズムによって説明されると指摘している（Sekine, 1988; Isoguchi et al., 1997; Nonaka et al., 2008）．これは，冬季の平均的な風応力の回転成分を東岸から西岸近くまでを積分して得られる北向き輸送の補償流によって親潮の輸送量を説明するものである[4]．数十年スケールの変動についても同様の理論によって説明されるかどうかを確かめるために，冬季の風応力の回転成分と中層の親潮の南向き輸送量との関係を7年のローパスフィルターをかけたデータに基づいて調べた．その結果，親潮の南向き輸送量が強まるときに北太平洋の全域で風応力の回転成分が強まる関係があることが分かった（図9a）．また，海面気圧の解析から，この風応力の回転成分の強まりは，太平洋10年規模変動（Mantua et al., 1997; Minobe, 1997）に関係したアリューシャン低気圧の低下に関係していることもわかった（図9c）．この結果は，数十年スケールの親潮変動についても，亜寒帯循環の順圧応答メカニズ

[4]ある緯度を横切る海水の南北輸送量 V_s（スベルドラップ輸送）が，その緯度における風応力の回転成分を東岸（X_E）からの積分量で決まる理論で，$V_s(x)=\frac{1}{\rho\beta}\int_{X_E}^{x}(\frac{\partial\tau_x}{\partial y}-\frac{\partial\tau_y}{\partial x})dx'$ となる．ρ は海水の密度，β はコリオリパラメータの南北傾度を表す．

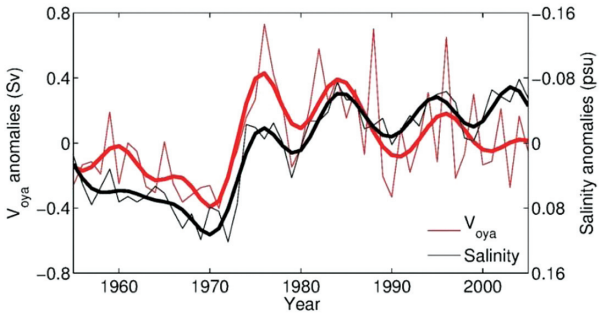


図8：数値実験データから計算される混合水域の北端における中層の親潮輸送量の偏差値（赤線：Sv）と混合水域で平均した中層水の塩分偏差（黒線：psu）の時系列．親潮輸送量の正の値は，南向きの親潮輸送量が平年に比べて大きいことを意味する．中層の親潮輸送量の定義は本文を参照．太実線は7年のローパスフィルターを施したもの．塩分偏差の軸は上下反転させている．Nakanowatari et al.（2015a）の Fig. 9 より加筆．

Figure 8：Time series of annually averaged V_{oya} in the rectangular region shown in Fig. 7c (red line) and salinity anomalies in the MWR (40°–44° N, 145°–150° E) (black line) at 26.8 σ_θ. The positive anomaly of V_{oya} means that the southward transport of the Oyashio is strengthened relative to the climatological value. V_{oya} at 26.8 σ_θ is calculated from the meridional velocity and layer thickness defined as the distance between ±0.05 σ_θ at the corresponding isopyncal surface. Thick lines denote 7 year low-pass filtered data. Note that salinity anomalies are shown on the axis of negative upwards (After Nakanowatari, 2015a).

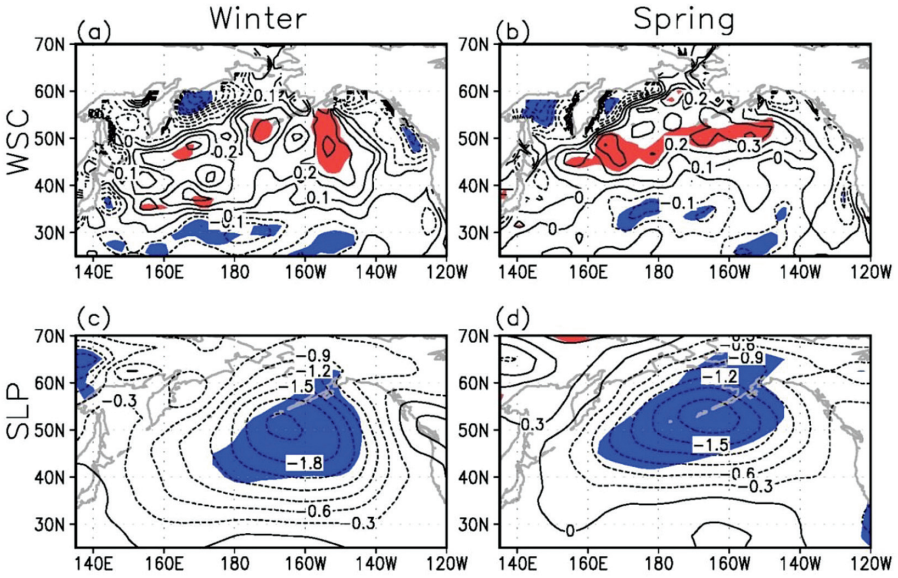


図9：冬季（左）と春季（右）における（a），（b）風応力の回転成分（等値線：0.1 × 10^{-7} N/m^3 毎）と（c），（d）海面気圧（等値線：0.3 hPa 毎）の中層における親潮の南向き輸送量時系列への回帰マップ．冬季と春季の回帰係数は，親潮の輸送量の変動に対して，それぞれ0，3年後のデータを用いて計算している．赤色と青色の領域はそれぞれ回帰係数の正値と負値の絶対値が特に大きい領域を示す．Nakanowatari et al.（2015a）の Fig. 13 より加筆．

Figure 9：Regression maps of annually averaged (a, b) wind stress curl (N m^{-3}) and (c, d) sea level pressure (hPa) in winter (left), and spring (right), onto the normalized time series of annually averaged V_{oya} at 26.8 σ_θ with a 7 year low pass filter. In the left and right panels, V_{oya} leads the wind stress curl and sea level pressure fields by 0 and 3 years. The contour interval is 0.1 × 10^{-7} N m^{-3} and 0.3 hPa in the top and bottom panels, respectively. The red and blue shading indicates regions where the positive and negative correlation is significant at the 90% confidence level, respectively (After Nakanowatari et al., 2015a).

ムによって説明されることを示唆する．また，同様の解析を春季の風応力データについても行ったところ，冬季と異なり親潮流量の変化に対して 3 年先行時に西部亜寒帯域（～165° E）の風応力場や海面気圧に有意なシグナルが得られた（図 9b と図 9d）．春季の風応力場の有意なシグナルの海域と親潮までの距離（1,200 km）を考慮すると，このタイムラグは傾圧ロスビー波の位相速度（～1.3 cm s^{-1}）によって概ね説明される．したがって，親潮の南向き輸送量の増加には，冬季の順圧的な海洋応答だけでなく，春季の傾圧的な応答も寄与していることがわかった．

以上をまとめると，北太平洋中層水の低塩化は，1970 年代後半に生じた太平洋の数十年規模の冬季から春季にかけてのアリューシャン低気圧の強化に伴う亜寒帯循環の強化，及び親潮の南向き輸送の増加によって引き起こされていたことが分かった（図 10）．この場合，北太平洋海盆内のトータルの熱や淡水量は変わらないが，風成循環によって引き起こされる亜寒帯水の循環境界を横切る輸送量は海盆内の熱や淡水の再分配において重要な役割を持つと考えられる．

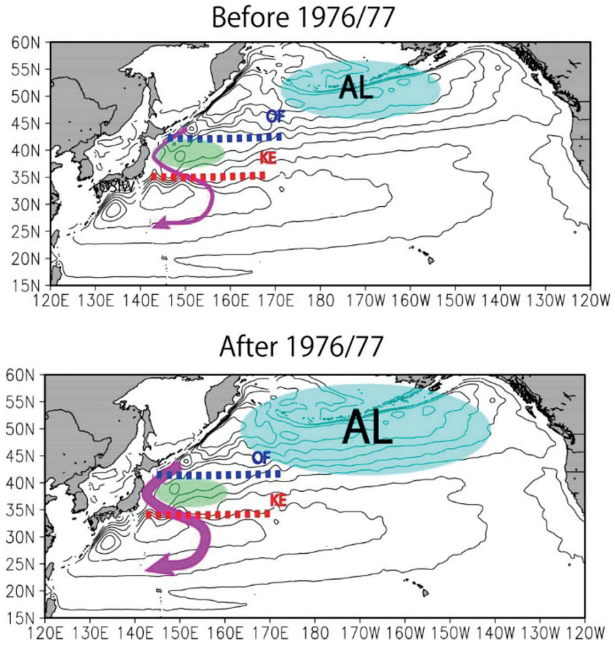


図 10：1976/77 年のアリューシャン低気圧の急峻な変化に伴う亜寒帯域の風応力の強化によって引き起こされる北太平洋中層水の塩分極小層の低塩化プロセスの模式図．青色，赤色波線，そして薄緑の領域はそれぞれ親潮フロント，黒潮続流，そして混合水域を表す．Nakanowatari et al.（2015a）の Fig. 15 より．

Figure 10：Schematic of the freshening processes at the salinity minimum density of NPIW, driven by the 1976/77 regime shift in the wind stress (the strength of Aleutian low). Blue and red broken lines indicate the Oyashio front and Kuroshio Extension. Light green area indicates the MWR (After Nakanowatari et al., 2015a).

4．オホーツク海中層水の温暖化メカニズム

海面塩分の経年変化を抑制した海洋モデルの実験では，オホーツク海中層水の温暖化，もしくは低塩化（このシグナルは等密度面上では高温･高塩化に変換される）は，再現されないことが分かった（3 章）．このことは，オホーツク海中層水の温暖化には，海面塩分の変動，すなわち海氷の生成に伴うブライン排出の変化が必要であることを示唆する．そこで，オホーツク海中層水の温暖化メカニズムを明らかにするために，東京大学気候システム研究センターで開発された海氷・海洋結合モデル（COCO v3.4）（Hasumi, 2006）によって，海氷の生成・融解などに伴う塩分変化を考慮した数値実験を行った．この数値実験ではオホーツク海を含む北太平洋亜寒帯をモデル領域とし，オホーツク海の中層水温の温暖化が顕著である 1980－2008 年までの大気強制（NCEP-NCAR 再解析データ）（Kalnay et al., 1996）によってモデルを駆動した．また，この実験では海面の熱塩フラックスの変動を考慮するために，冬季は海面塩分の緩和を行わない設定としてある．

図 11 は海氷・海洋結合モデルによる経年変動実験で得られた中層水温のトレンドの分布を示す．モデルは観測データに類似した中層水の温暖化の特徴を定性的に再現されていることがわかる（図 1c）．特に，モデルではオホーツク海西岸に沿って温暖化が顕著であり，一部はクリル海峡から亜寒帯フロント（図 1b；水温の南北勾配が大きい海域）に沿って西方に伸びている．中層水の温暖化が顕著なオホーツク海と亜寒帯フロントにおける中層水温の時系列をみると，オホーツク海では 10 年規模の長周期変動（70 年代と 90 年代で負偏差，80 年代と 2000 年代で正偏差）が顕著であるものの，1970 以降は緩やかな温暖化傾向（0.2－0.3℃/30 yr）を示している（図 12a）．モデルの温暖化傾向は，観測のそれに比べてやや大きいものの 1980 年代後半以降の温暖化が再現されている．一方で，このモデルでは観測データに見られるような 10 年規模変動は十分再現されていなかった．その原因としてこのモデルではクリル海峡での水塊混合に影響を及ぼす潮汐の 18.6 年周期の影響を考慮していないことが考えらえる（Osafune and Yasuda, 2006）．実際，モデルでは大きな負偏差になっている 1980 年代後半では，潮汐の混合強度が強く，観測データでは中層水温が高くなる時期に対応している（図 12a）．亜寒帯フロントにおいても，モデルは観測データに見られるような 10 年規模変動の再現性は不十分であるものの，緩やかな温

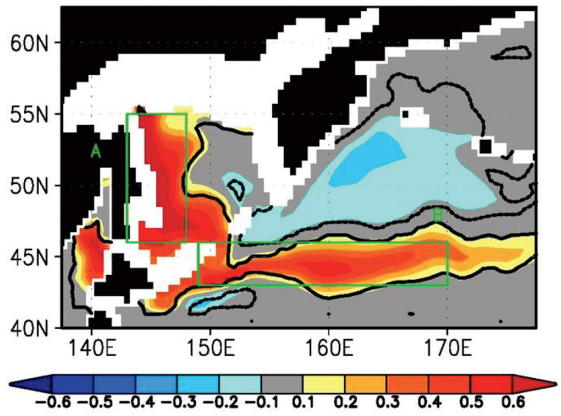


図 11：数値実験のデータから計算された中層（27.0 σ_θ の密度面）水温の 1980－2008 年の変化傾向（℃/30 yr）の空間分布．黒の等値線で囲われた領域は中層水温の変化傾向が特に大きい領域を意味する．緑色の線で囲われた領域 A と B はそれぞれ，図 12 のオホーツク海と北太平洋亜寒帯西部の計算領域を表す．Nakanowatari et al.（2015b）の Fig. 4 より一部改変．

Figure 11：The spatial distribution of linear trend (℃/30 years) in the annually-averaged potential temperature at 27.0 σ_θ in the hindcast experiment from 1980 to 2008. The white-colored regions represent water that is lighter than the corresponding density. The contour indicates the regions where the linear trend is significant at 90% confidence level. The significance of the linear trend estimate is based on a Student's t distribution (After Nakanowatari et al., 2015b).

暖化傾向をよく再現している（両者の相関係数は 0.7）（図 12b）．

次に，モデルによって定性的に再現されているオホーツク海，及び亜寒帯フロントの中層水温の温暖化要因を調べるために，大気強制の経年変化を個別に与える感度実験を行った．この実験では，海洋の熱塩循環を直接引き起こす乱流熱フラックスと淡水フラックス，そして風成循環を引き起こす風応力場（運動量フラックス）の影響を調べるために，着目するフラックス以外は変化させない操作を行った．このような実験を行うことによって，経年変動実験で再現された中層水の温暖化に対する大気強制の影響をフラックス別に定量的に評価することが可能となる．その結果，オホーツク海の中層水温の温暖化は，主に乱流熱フラックスと淡水フラックスの変化によって説明されることが分かった（図 13a と図 13b）．特に，中層水の温暖化は DSW の経路に沿って顕著であり，一部はブッソル海峡から北太平洋に伸びている．等密度面上における水温変化に対する移流項と拡散項の寄与を調べたところ，水温変化の大部分が移流によって決まっていた（図 14）．したがって，乱流熱フラックスと淡水フラックスに起因するオホーツク海中層水の温暖化は，DSW の輸送量の減少によって決まっていると解釈される．一方で，風応力の感度実験の結果を見ると，風

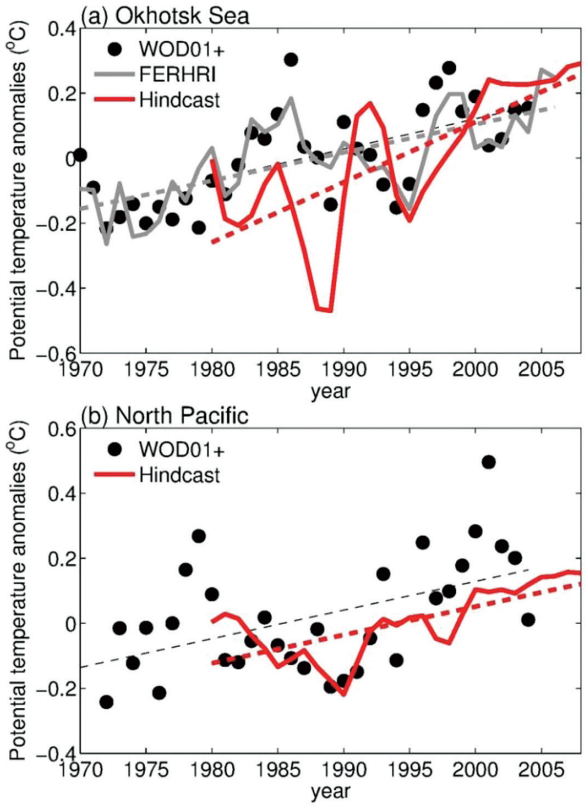


図 12：(a)オホーツク海と(b)北太平洋亜寒帯西部における中層水温偏差の時系列．黒丸と灰色実線が観測値，赤線が数値実験のデータを示す．波線はそれぞれの時系列から計算される回帰直線．オホーツク海と北太平洋亜寒帯西部の平均値を計算した海域は図 11 に示す．Nakanowatari et al.（2015b）の Fig. 6 より．

Figure 12：Time series of the annual mean of potential temperature anomalies averaged over (a) the Okhotsk Sea (Region A) and (b) the western subarctic North Pacific (Region B), at 27.0 σ_θ for the observed (closed circles and gray line) and hindcast data (red line). Linear regressions of the annual time series are indicated by dashed lines (After Nakanowatari et al., 2015b).

応力の変化はオホーツク海中層水温を低下させる作用を持っていた（図 13c）．風応力の感度実験データで得られた中層水温に対しても同様の熱収支解析を行ったところ，水温の低下は DSW の輸送量が増加することによって水平熱フラックスの収束が減少することと関係していることがわかった（図示せず）．

DSW の密度や量は，冬季の海面冷却によって生成される海氷の量（すなわち，海水中に排出される塩分量）と初冬の塩分によって決まる．そこで，乱流熱フラックスと淡水フラックスの感度実験におけるオホーツク海北西陸棚における海氷生産量と海面塩分の変化を調べてみた．その結果，乱流熱フラックスの感度実験における海氷生産量は，12 月から 3 月において顕著に減少していた（図 15a）．また，乱流熱フラックスの変化に対する各気象要素の寄与を調べたところ，主に気温の上昇によって

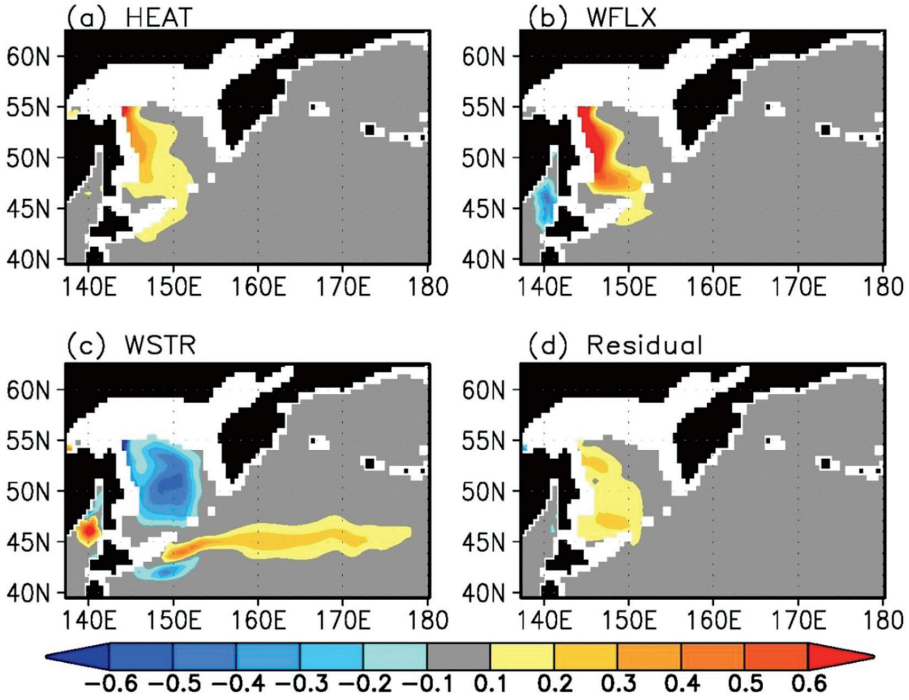


図 13：(a)乱流熱フラックス，(b)淡水フラックス，(c)風応力，そして(d)それ以外の大気強制（短波放射など）によって駆動された数値実験で得られた中層水温の 1980 年から 2008 年までの変化傾向（℃/30 yr）の空間分布．Nakanowatari et al.（2015b）の Fig. 10 より．

Figure 13：Linear trends (℃/30 yrs, in colors) in annually-averaged potential temperature at 27.0 σ_θ, calculated from the (a) HEAT, (b) WSTR, (c) WFLX experiments, and (d) the residual component (the hindcast minus the sum of the HEAT, WSTR, and WFLX experiments). The white regions represent areas where water is lighter than 27.0 σ_θ (After Nakanowatari et al., 2015b).

海氷が減少していることが分かった．この結果は，これまでの先行研究で指摘されている風上の気温上昇による DSW 減少メカニズムをサポートする（e.g., Kashiwase et al., 2014）．興味深い点は，海氷の減少傾向は平年的に海氷生産が最も著しい 2 月に小さく，初冬（12 月）や晩冬（3 月）において特に大きいことである．また，淡水フラックスの感度実験で得られた北西陸棚域の海面塩分は，通年を通じて減少傾向を示すものの，5 月や初冬（11－12 月）においてその減少傾向が大きいことは興味深い結果である（図 15b）．また，淡水フラックスに対する降水量と蒸発量の寄与を調べたところ，海面塩分の低下は降水量の増加によって大部分決まることが分かった．

亜寒帯フロントの中層水の温暖化に関しては，乱流熱フラックスと淡水フラックスの感度実験でも生じていた（図 13a と図 13b）．このことは，温暖化したオホーツク海中層水が移流によって北太平洋に影響していることを示唆し，先行研究で指摘されている物理プロセスをサポートする．しかし，亜寒帯フロントの中層水の温暖化は，オホーツク海の影響だけではなく風応力の影響も大きいことが分かった（図 13c）．亜寒帯フロントの中層水温の変化に対する熱収支解析を行ったところ，主に移流項が影響しており，北東向きの熱フラックスの増加が関係していることが分かった（図 16）．亜寒帯フロントは亜熱帯循環と亜寒帯循環の境界に位置していることから，この北東向きの熱フラックスの増加は，亜熱帯循環の水塊の輸送量が増加したためと解釈される．風応力実験データの海洋循環の変化を調べたところ，西部亜寒帯循環の強さは過去 30 年間で 20%減少していた．このことは，亜熱帯循環の勢力がより北に及んでいることと整合する．また，この亜寒帯循環の弱化の強さの季節変化を調べたところ，海氷生産量や淡水フラックスと同様に，初冬（11 月）と晩冬（3 月）において減少傾向が大きいことがわかった．

以上の数値実験データの解析から，オホーツク海や亜寒帯フロントの中層水の温暖化には，それぞれ初冬と晩冬における大気強制（オホーツク海では気温の上昇と降水の増加，亜寒帯フロントでは風応力の回転成分の弱化）の変化が複合的に組み合わされていたことがわかった（図 17）．では，これらの気象要素の変化はどのような大

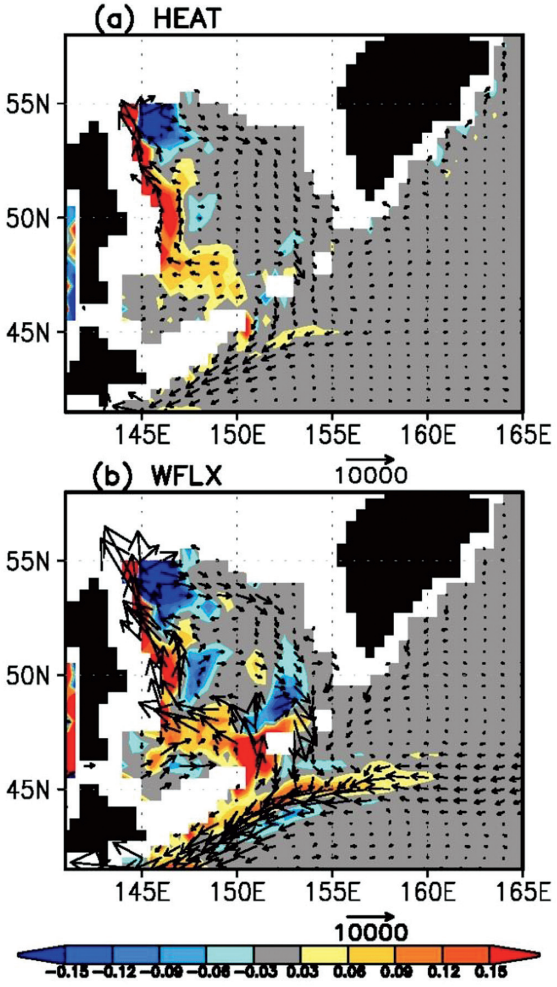


図 14：(a)乱流熱フラックスと(b)淡水フラックスによって駆動された数値実験で得られたオホーツク海の中層水温の変化に関係している熱フラックス（矢印，℃ m^{-3} yr^{-1}）とその収束（カラー，℃ yr^{-1}）．オホーツク海西部では，南向きの海流が弱まることによって，中層水の熱量が増加する関係があることがわかる．Nakanowatari et al.（2015b）の Fig. 13 より加筆．

Figure 14：Lag -1 yr regression maps of annually-averaged heat fluxes (vectors, units are in ℃/m^3/yr) and their convergence (shades with positive values, units are in ℃/yr) by large-scale flow onto the potential temperature at 27.0 σ_θ averaged over the western part of the Okhotsk Sea (Region A), calculated from (a) the HEAT and (b) WFLX experiments. The vertical component of the heat flux is not shown (After Nakanowatari et al., 2015b).

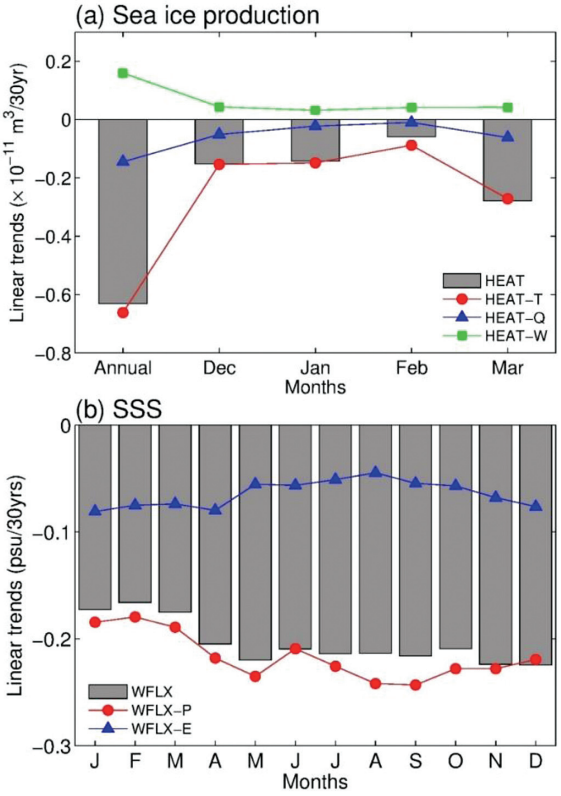


図 15：(a)乱流熱フラックスによって駆動された数値実験で得られたオホーツク海北西部における海氷生産量の変化傾向（灰色棒：×10^{11} m^3/30 yr）．赤線，青線，そして緑線はそれぞれ気温，比湿，そしてスカラー風速の変化の寄与を表す．(b)淡水フラックスによって駆動された数値実験で得られたオホーツク海北西部における海面塩分の変化傾向（灰色棒：psu/30 yr）．赤線と青線はそれぞれ降水量と蒸発量の変化の寄与を表す．Nakanowatari et al.（2015b）の Fig. 14 より加筆．

Figure 15：(a) Linear trends (×10^{11} m^3/30 years) in the annual and monthly sea ice production in the: HEAT (grey bars); HEAT-T (red circles); HEAT-Q (blue triangles); and HEAT-W (green squares) experiments. Sea ice production is integrated over the northwestern shelf region (54°–60° N, 137°–150° E). (b) Linear trends (psu/30 years) in monthly sea surface salinity over the northwestern shelf region in the: WFLX (grey bars); WFLX-P (red circles); and WFLX-E (blue triangles) experiments (After Nakanowatari et al., 2015b).

気場が関係しているのか？　図 18 は晩冬である 3 月の海面気圧のトレンドの空間分布図である．有意な気圧の上昇と低下が北太平洋北部と極東域に見られる．初冬の海面気圧の変化傾向についても調べたところ，同様の結果が得られた（図示せず）．通常，冬季はアリューシャン低気圧とシベリア高気圧が発達し，オホーツク海は北からの寒気が流入する季節風が卓越する．したがって，これらの海面気圧の変化傾向は，冬季の極東モンスーンの“時期”が短くなっていることを意味する．このような気圧配置は，大気・海洋結合モデルによる温暖化実験でも再現されていることから（Hori and Ueda, 2006），今後も温暖化が続けばこのような気圧配置が継続され，中層水の温暖化が進む可能性がある．また，オホーツク海中層水の温暖化が顕著な期間（1980 年から 2008 年）は太平洋の 10 年規模変動（PDO）に伴う春季のアリューシャン低気圧が弱化する時期にも相当することから（Bond et al., 2003），大気―海洋結合系に内在する長期変動も，オホーツク海やその周辺域の中層水に見られる顕著な温暖化に影響している可能性がある．

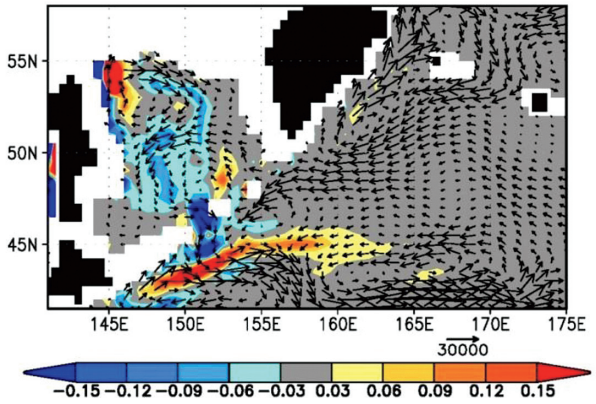


図 16：風応力によって駆動された数値実験で得られた北太平洋亜寒帯西部の中層水温の変化に関係している熱フラックス（矢印，℃ m^{-3} yr^{-1}）とその収束（カラー，℃ yr^{-1}）．亜寒帯フロントでは，北東向き海流が強まることによって，中層水の熱量が増加する関係があることがわかる．Nakanowatari et al.（2015b）の Fig. 16 より．

Figure 16：Same as in Fig. 14, but for the Region B, calculated from the WSTR experiment (After Nakanowatari et al., 2015b).

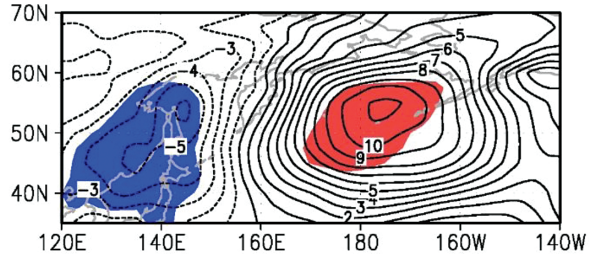


図 18：北太平洋北部における 3 月の海面気圧の過去 30 年間（1980－2008）の変化傾向（hPa/30 yr）．赤色と青色はそれぞれ回帰係数の正値と負値の絶対値が特に大きい領域を示す．Nakanowatari et al.（2015b）の Fig. 19 より一部改変．

Figure 18：Linear trends in sea level pressure (hPa/30 yrs) in March, as calculated from NCEP-NCAR reanalysis data during the period 1980 to 2008. Shading indicates regions where trends are significant at the 95% confidence level, based on the t-test (After Nakanowatari et al., 2015b).

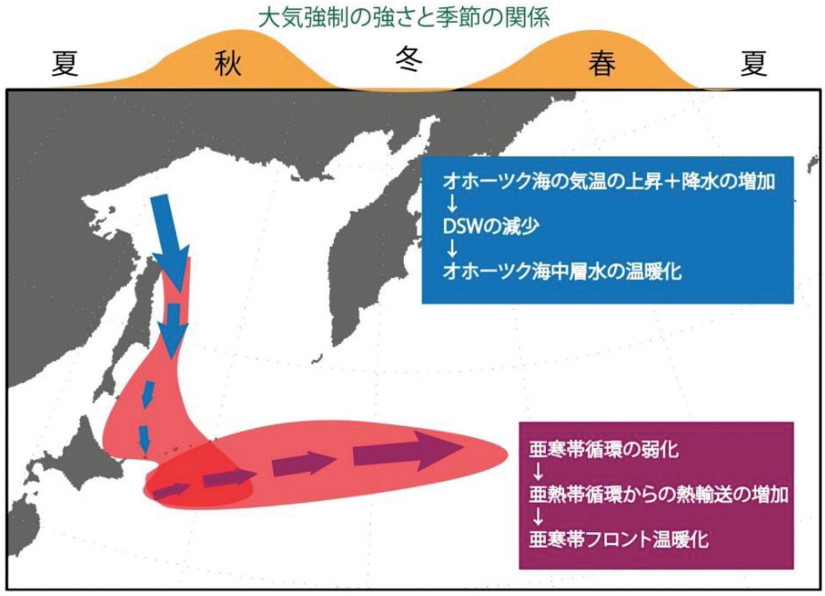


図 17：オホーツク海とその周辺海域の中層水の温暖化メカニズムの模式図．

Figure 17：Schematic of the warming processes of intermediate water in and around the Sea of Okhotsk.

5．まとめと今後の課題

北太平洋とオホーツク海という密接に関連している海域において，それぞれ中層水の温暖化と淡水化という異なる長期変化が見られたため，その原因について数値モデルを用いた実験によって調べた．その結果，北太平洋中層水の低塩化には，アリューシャン低気圧の 50－70 年規模の変化に伴い，亜寒帯循環が強化し，亜寒帯から亜熱帯への海水輸送が増加したことに起因していることがわかった．これまで，北太平洋の十年規模変動は海面水温（Deser et al., 1996）や亜表層水温（Miller et al., 1998）に影響を及ぼすことは知られていたが，中層水への影響については研究されていなかった．また，北太平洋中層水の変化の原因として，その北太平洋北部における海面塩分の低塩化（Wong et al., 1999）や亜熱帯循環の変化に伴う水塊の水平的な移動の影響（Nakano et al., 2005）などが従来から指摘されていたが，今回我々が行った研究はさらに亜寒帯循環と亜熱帯循環の循環境界を横切る輸送量の変化という新たな要因を提示したと言える．

一方で，オホーツク海の中層水の温暖化には，初冬と

晩冬の冬季モンスーンの弱化に伴う気温の上昇と降水の増加によって，DSW の生産量が抑制され，中層への正味の熱輸送が増加したことが関係していることが分かった．気温の上昇によって海氷生産量が減少し，DSW の中層への供給が減少する可能性については，これまで多くの研究者によって指摘されているが，降水の影響については本研究が初めてである．もちろん，数値実験で使用した大気再解析データ（観測値とモデルを融合させたデータ）や衛星の降水量データは気温や風速などの気象要素に比べて，バイアスやエラーは比較的大きいため，その影響の定量的な部分については議論の余地はある．しかし，より信頼性の高い気象要素である気温の変化や風応力だけでは近年のオホーツク海中層水の温暖化を説明することは難しいことを考えると，降水量の変化の影響も無視できない可能性は高い．オホーツク海などの極域では海水の比重に対する塩分の寄与が大きいため，淡水フラックスが海洋の密度の決定において大きく影響していることは一般に知られているが，本研究は数十年スケールの変動において同様の理屈が成り立つことを提示したと言える．

オホーツク海における表層から中層への沈み込み量はおよそ 0.6 Sv 程度であり，深層循環の沈み込み域であるグリーンランド海やラブラドル海，そして南極周辺海域における沈み込み量に比べると小さい．しかし，海洋の植物プランクトンの増殖に必須の微量金属元素である鉄などを沿岸域から外洋へ輸送する上では，大きな影響を与える可能性がある．実際，オホーツク海の北西陸棚域を起源として，北太平洋中層にまで及ぶ鉄濃度の高い水塊が帯状に観測されており，海洋の低次生態系に関連した物質循環に対する北太平洋の中層循環の重要性が示唆されている（Nishioka et al., 2013）．一旦，中層に取り込まれた鉄が再度表層に輸送されるメカニズムについては，クリル海峡で卓越する潮汐混合などが指摘されているが（Nishioka et al., 2007），まだ未解明な部分が多い．最近では，海氷中に含まれている鉄濃度も非常に高いことから，外洋における鉄の供給源として海氷融解水の影響も注目されている（Nishioka et al., 2014; Kanna et al., 2014）．オホーツク海やその周辺海域における気候変化によって，海洋環境がどのように変化し，海洋生態系へ影響するのかについては，我が国の水産資源の管理においても重要なテーマである．オホーツク海を取り巻く物質循環システムについては，現場観測（Nishioka et al., 2011）やモデリング研究を中心に進められているが（Misumi et al., 2011; Uchimoto et al., 2011, 2014），まだまだ未知な部分がある．今後，オホーツク海のさらに上流域であるベーリング海の役割や北極海との関係も含めて，広域的かつ詳細な海洋循環像やそれに伴う物質輸送プロセスの解明や気候変化に対する海洋生態系への影響評価が望まれる．

謝辞

本稿で報告した研究で使用した観測データの一部は，国際アルゴ計画で得られた中層フロートデータ，ロシアの極東水文気象研究所，スクリプス研究所，そしてワシントン大学の S. C. Riser 氏との共同観測によって得られた．また，本研究の数値計算やデータ解析は，低温科学研究所の環オホーツク計算システムを利用した．気象研究所の渦解像モデルの計算結果の提供の際には，気象研究所の本井達夫氏（現在，気象大学校，教授）や気象庁の石川一郎氏に全面的にお世話になった．また，オホーツク海の経年変動実験で使用したモデルの整備に関しては，環オホーツク観測研究センターの内本亮介氏（現在，地球環境産業技術研究機構）の援助を受けた．オホーツク海の数値実験の検証データについては，環オホーツク観測研究センターの上原裕樹氏が作成したオホーツク海の時系列データを使用した．低温科学研究所の若土正曉教授（現在，北海道大学名誉教授），大島慶一郎教授には研究に関するコメントやアドバイスを頂き，深く感謝いたします．最後に，この研究を行う上で，文部科学省科学研究費基盤研究（研究課題番号 19340131, 20221001, 22221001），CREST，JST，学際大規模情報基盤共同利用・共同研究拠点，そして北海道大学グローバル COE プログラム「統合フィールド環境科学の教育研究拠点形成」の支援を頂いた．ここに深く感謝の意を表する．

参考文献

Bindoff, N. L. and T. J. McDougall (1994) Diagnosing climate change and ocean ventilation using hydrographic data. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 1137–1152.

Bond, N. A., J. E. Overland, M. Spillance and P. Stabeno (2003) Recent shifts in the state of the North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2183, doi:10.1029/2003GL018597.

Conkright, M. E. et al. (2002) World Ocean Database 2001, vol. 1, Introduction, NOAA Atlas NESDIS 42 [CD-ROM], edited by S. Levitus, 167 pp., U. S. Gov. Print. Off., Washington, D. C.

Deser, C., M. A. Alexander and M. S. Timlin (1996) Upper-ocean thermal variations in the North Pacific during 1970–91. *J. Climate*, **9**, 1840–1855.

Durack, P. J. and S. E. Wijffels (2010) Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale

warming. *J. Climate*, **23**, 4342–4362.

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.

Fukamachi, Y., K. I. Ohshima, N. Ebuchi, T. Bando, K. Ono and M. Sano (2010) Volume transport in the Soya Strait during 2006–2008. *J. Oceanogr.*, **66**, 685–696.

Garnier, V. and R. Schopp (1999) Wind influence on the mesoscale activity along the Gulf Stream and the North Atlantic currents. *J. Geophys. Res*., **104** (C8), 18,087–18,110.

Hasumi, H. (2006) CCSR Ocean Component Model (COCO) Version 4.0. Tech. Rep. 25, Cent. For Clim. Syst. Res., Univ. of Tokyo, Chiba, Japan.

Hori, M. E. and H. Ueda (2006) Impact of global warming on the East Asian winter monsoon as revealed by nine coupled atmosphere-ocean GCMs. *Geophys. Res. Lett*., **33**, L03713, doi:10.1029/2005GL024961.

Ishikawa, I. and H. Ishizaki (2009) Importance of eddy representation for modeling the intermediate salinity minimum in the North Pacific: comparison between eddy-resolving and eddy-permitting models. *J. Oceanogr*., **65**, 407–426.

Isoguchi, O. and H. Kawamura (1997) A study on wind-driven circulation in the subarctic North Pacific using TOPEX/POSEIDON altimeter data. *J. Geophys. Res.*, **102**, 12,457–12,468.

Itoh, M. (2007) Warming of intermediate water in the Sea of Okhotsk since the 1950. *J. Oceanogr*. **63**, 637–641.

Kalnay, E. M. et al. (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc*., **77**, 437–472.

Kanna, N., T. Toyota and J. Nishioka (2014) Iron and macro-nutrient concentrations in sea ice and their impact on the nutritional status of surface waters in the southern Okhotsk Sea. *Prog. Oceanogr*., **126**, 44–57.

Kashiwase, H., K. I. Ohshima and S. Nihashi (2014) Long-term variation in sea ice production and its relation to the intermediate water in the Okhotsk Sea. *Prog. Oceanogr*., **126**, 21–32.

Mantua, N. J., S. R. Hare, Y., Zhang, J. M. Wallace and R. C. Francis (1997) A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Am. Met. Soc.*, **76**, 1069–1079.

Martin, S., R. Drucker and K. Yamashita (1998) The production of ice and dense shelf water in the Okhotsk Sea polynyas. *J. Geophys. Res*., **103** (C12), 27,771–27,782.

Meredith, M. P. and A. M. Hogg (2006) Circumpolar response of Southern Ocean eddy activity to a change in the Southern Annular Mode. *Geophys. Res. Lett*., **33**, L16608, doi:10.1029/2006GL026499.

Miller, A. J., D. R. Cayan and W. B. White (1998) A westward-intensified decadal change in the North Pacific thermocline and gyre-scale circulation. *J. Climate*, **11**, 3112–3127.

Minobe S. (1997) A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophys. Res. Lett*., **24**, 683–686.

Misumi, K. et al. (2011) Mechanisms controlling dissolved iron distribution in the North Pacific: A model study. *J. Geophys. Res.*, **116**, G03005, doi:10.1029/2010JG001541.

Nakamura T. and T. Awaji (2004) Tidally induced diapycnal mixing in the Kuril Straits and its role in water transformation and transport: A three-dimensional non-hydrostatic model experiment. *J. Geophys. Res*., **109**, C09S07, doi:10.1029/2003JC001850.

Nakano, T., I. Kaneko, T. Soga, H. Tsujino, T. Yasuda, H. Ishizaki and M. Kamachi, (2007) Mid-depth freshening in the North Pacific subtropical gyre observed along the JMA repeat and WOCE hydrographic sections. *Geophys. Res. Lett*., **34**, L23608, doi:10.1029/2007GL031433.

Nakanowatari, T., K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2007) Warming and oxygen decrease of intermediate water in the northwestern North Pacific, originating from the Sea of Okhotsk, 1995–2004. *Geophys. Res. Lett*., **34**, L04602, doi:10.1029/2006GL028243.

Nakanowatari T., K. I. Ohshima and S. Nagai (2010) What determines the maximum sea ice extent in the Sea of Okhotsk? Importance of ocean thermal condition from the Pacific. *J. Geophys. Res*., **115**, C12031, doi: 10. 1029/2009JC006070.

Nakanowatari, T. and K. I. Ohshima (2014) Coherent sea level variation in and around the Sea of Okhotsk. *Prog. Oceanogr*., **126**, 58–70.

Nakanowatari, T., H. Mitsudera, T. Motoi, I. Ishikawa, K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2015a) Multidecadal-scale freshening at the salinity minimum in the western part of North Pacific: Importance of the wind-driven cross-gyre transport of the subarctic waters to the subtropical gyre. *J. Phys. Oceanogr.*, **45**, 988–1008.

Nakanowatari, T., T. Nakamura, K. Uchimoto, H. Uehara, H. Mitsudera, K. I. Ohshima, H. Hasumi and M. Wakatsuchi (2015b) Causes of the multidecadal-scale warming of the intermediate water in the Okhotsk Sea and western subarctic North Pacific. *J. Climate*, **28**, 714–736.

Nihashi, S., K. I. Ohshima, T. Tamura, Y. Fukamachi and S. Saitoh (2009) Thickness and production of sea ice in the Okhotsk Sea coastal polynyas from AMSR-E. *J. Geophys. Res*., **114**, C10025, doi:10.1029/2008JC005222.

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 supply to 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**, C02021, doi:10.1029/2010JC006321.

Nishioka, J. et al. (2013) Intensive mixing along an island chain controls oceanic biogeochemical cycles. *Global Biogeochem. Cy.*, **27**, 920–929, doi:10.1002/gbc.20088.

Nishioka, J., T. Nakatsuka, K. Ono, Y. N. Volkov, A. Scherbinin and T. Shiraiwa (2014) Quantitative evaluation of iron transport processes in the Sea of Okhotsk. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 180–193.

Nitta, T. and S. Yamada (1989) Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 375–383.

Nonaka, M., H. Nakamura, Y. Tanimoto, T. Kagimoto and H. Sasaki (2008) Interannual-to-decadal variability in the Oyashio Current and its influence on temperature in the subarctic frontal zone: An eddy-resolving OGCM simulation. *J. Climate*, **21**, 6283–6303.

Ohshima, K. I., T. Watanabe and S. Nihashi (2003) Surface heat budget of the Sea of Okhotsk during 1987–2001 and the role of sea ice on it. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **81**, 653–677.

Ohshima, K. I., D. Simizu, M. Itoh, G. Mizuta, Y. Fukamachi, S. C. Riser and M. Wakatsuchi (2004) Sverdrup balance and the cyclonic gyre in the Sea of Okhotsk. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 513–525.

Ohshima, K. I., T. Nakanowatari, S. C. Riser, and M. Wakatsuchi (2010) Seasonal variation in the in- and outflow of the Okhotsk Sea with the North Pacific. *Deep Sea. Res. Part II*, **57**, 1247–1256.

Ohshima, K. I., T. Nakanowatari, S. C. Riser, Y. N. Volkov and M. Wakatsuchi (2014) Freshening and dense shelf water reduction in the Okhotsk Sea, linked with sea ice decline. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 71–79.

Osafune S. and I. Yasuda (2006) Bidecadal variability in the intermediate waters of the northwestern subarctic Pacific and the Okhotsk Sea in relation to 18.6-year period nodal tidal cycle. *J. Geophys. Res.*, **111**, C05007, doi: 10. 1029/2005JC003277.

Sekine, Y. (1988) Anomalous southward intrusion of the Oyashio east of Japan 1. Influence of the interannual and seasonal variations in the wind stress over the North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **93**, 2247–2277.

Talley, L. D. (1993) Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 517–537.

Trenberth, K. E. and J. W. Hurrel (1994) Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dyn.*, **9**, 303–319.

Uchimoto, K., T. Nakamura, J. Nishioka, H. Mitsudera, M. Yamamoto-Kawai, K. Misumi and D. Tsumune (2011) Simulations of chlorofluorocarbons in and around the Sea of Okhotsk: Effects of tidal mixing and brine rejection on the ventilation. *J. Geophys. Res.*, **116**, C02034, doi: 10. 1029/2010JC006487.

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. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 194–210.

Uehara, H., A. A. Kruts, H. Mitsudera, T. Nakamura, Y. N. Volkov and M. Wakatsuchi (2014) Remotely propagating salinity anomaly varies the source of the North Pacific ventilation. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 80–97.

Wong, A. P. S., N. L. Bindoff and J. A. Church (1999) Large-scale freshening of intermediate waters in the Pacific and Indian Oceans. *Nature*, **400**, 440–443.

Wong, A. P. S., N. L. Bindoff and J. A. Church (2001) Freshwater and heat changes in the North and South Pacific Oceans between the 1960s and 1985–94. *J. Climate*, **14**, 1613–1633.

低温科学 74 （2016） 143-151
doi: 10.14943/lowtemsci. 74. 143

北太平洋亜寒帯の融氷期生物生産増大イベントの原因

関　宰[1)]

高緯度縁辺海を含む北太平洋亜寒帯域は生物生産が高いことで知られているが，オホーツク海やベーリング海東部を除く大部分は高栄養塩低クロロフィル（HNLC）海域と呼ばれ，鉄の供給不足により生物生産が制限されている海域でもある．近年の研究から高緯度縁辺海の大陸棚起源の鉄が北太平洋亜寒帯域における生物生産の鍵を握っている可能性が示唆された．一方，古海洋の研究からこの海域では気候変動に伴い海洋循環や生物生産が劇的に変動したことが明らかにされている．本稿では最終氷期から現在にいたるこの海域の生物生産の変遷を解説し，高緯度縁辺海から外洋への物質供給システムが外洋の生物生産に与えた影響について議論する．

Cause of the subarctic North Pacific productivity spike during the deglaciation

Osamu Seki[1]

The subpolar North Pacific region is one of the highest productive area in the ocean. This region is also characterized by high nutrient low chlorophyll (HNLC) region where iron is a key micronutrient that limits primary production in the ocean. Recent studies suggest that iron supply from the continental shelf in the Sea of Okhotsk potentially plays a substantial role in sustaining primary production in the subarctic North Pacific. On the other hand, paleoceanographic studies revealed that productivity has been dramatically changed in this region associated with the glacial-interglacial cycle. In this paper, I review changes in productivity in this region from the last glacial maximum period to the present and discuss a potential impact of iron transport from subpolar marginal sea to the subarctic North Pacific on the deglacial productivity spike.

キーワード：北太平洋亜寒帯，縁辺海，融氷期，大陸棚，海洋生物生産，鉄，陸起源物質
subarctic North Pacific, marginal sea, deglaciation, continental shelf, marine productivity, iron, terrigenous material

1．はじめに

北太平洋亜寒帯域は深層水大循環の終着点であることから，栄養塩に富む深層水の湧昇によって世界有数の高い生物生産性を誇る海域である（Moore et al., 2002）．またこの海域は微量栄養塩である鉄の供給が不足していることで生物生産が制限を受けていることでも知られる（Boyd et al., 2007; Moore et al., 2002）．そのような海域は高栄養塩低クロロフィル（HNLC）海域と呼ばれ，オホーツク海やベーリング海東部の大陸棚を除く北太平洋亜寒帯域の大部分がそれにあたる．HNLC 海域では表層に栄養塩が高濃度で存在するにもかかわらず，微量栄養塩の鉄が不足しているため，プランクトンが栄養塩を消費しつくすことができない．そのため鉄の供給が生物生産の鍵を握っている．

植物プランクトンは溶存鉄を利用するが，溶存鉄は栄養塩とは異なり海水中では不安定で，すぐに酸化鉄として粒子化し沈降除去されてしまう．よって，北太平洋 HNLC 海域のような外洋に鉄を供給するプロセスとしては陸上の乾燥地帯からのダストの長距離輸送が重要と考えられてきた．ところが，近年のアムール川やオホー

連絡先
関　宰
北海道大学低温科学研究所
〒060-0819　札幌市北区北 19 条西 8 丁目
Tel. 011-706-5504
e-mail：seki@lowtem.hokudai.ac.jp
１）北海道大学低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan

ツク海の観測によりオホーツク海などの高緯度縁辺海の大陸棚もこの海域に鉄を供給していることがわかってきた（Nishioka et al., 2007; Nishioka et al., 2011; Nishioka et al., 2013）．これはロシア極東の大規模河川であるアムール川からオホーツク海北西の大陸棚への鉄の供給（Nagao et al., 2007），オホーツク中層水による大陸棚から外洋への物質輸送（Nakatsuka et al., 2002）と千島列島付近での活発な潮汐混合（Nakamura and Awaji, 2004）が奇跡的に連動した大陸と外洋をつなぐ大規模な陸海結合システムが存在するためである（図 1）．この発見によって，北太平洋亜寒帯域の豊かな生態系は深層から栄養塩の富む水塊の湧昇をベースとして，高緯度縁辺海の大陸棚を起源とする鉄の供給によって支えられているという新しい視点がもたらされた（Nishioka et al., 2007; Nishioka et al., 2011; Nishioka et al., 2013）．

この大規模な陸海結合システムの原動力はアムール川からの鉄の供給とオホーツク海北西の大陸棚における季節海氷の形成に伴う中層水の形成である．アムール川流域は降水をもたらすアジアモンスーンの影響下の北限であり，オホーツク海は北半球の季節海氷域の南限であることから，この陸海結合システムは気候変動に敏感に応答してきた可能性が高い．この陸海結合システムの実施的な役割を評価する上で過去の気候・環境変動の解析は重要な知見をもたらすと考えられる．

本稿ではこれまでの海洋堆積物コアの研究から得られた，最終氷期から完新世に至る北太平洋亜寒帯の外洋と縁辺海の海洋環境や生物生産，陸起源物質の供給の変動などについて解説し，陸海結合システムが過去の生物生産に与えたインパクトについて議論する．

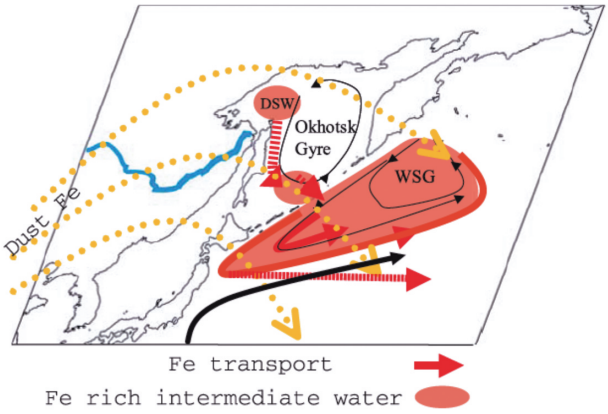


図 1：北太平洋高緯度における鉄の供給プロセスの概念図（Nishioka et al., 2007）．
Figure 1：Schematic of iron supply process in the northern North Pacific. Original figure is from Nishioka et al. (2007).

2．最終氷期から完新世にかけての生物生産の変遷

近年，オホーツク海やベーリング海などの縁辺海を含む北太平洋亜寒帯域の各海域から採取された海洋堆積物コアの研究が精力的に行われ（図 2），氷期－間氷期サイクルに伴い北太平亜寒帯域の海洋生物生産が質的・量的に大きく変動していたことが明らかになってきた．まず，この章では全生物生産量の変遷と共に，海洋における主要な一次生産者の珪藻と円石藻それぞれの生物生産の変遷についても解説する．

堆積物中の全有機態炭素の含有量や質量堆積速度（フラックス），色彩の記録などから亜寒帯全域の生物生産は最終氷期（1.8 万年以前）において現在よりも著しく低下していたこと，融氷期（約 1.8–0.7 万年前）や間氷期（完新世；過去 1 万年間）に生物生産が著しく増大したことが示された（Keigwin et al., 1992; Gorbarenko et al., 1996; Keigwin, 1998; Crusius et al., 2004; Seki et al.,

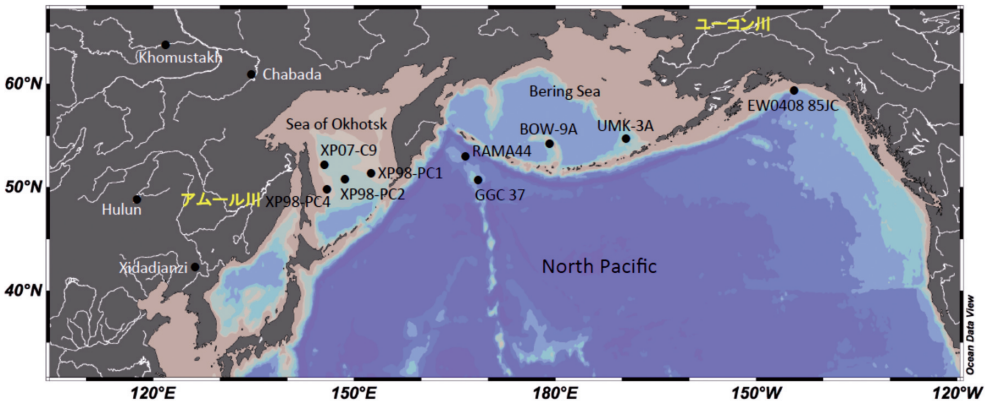


図 2：本稿で議論に用いられる海洋および湖沼堆積物コアの位置．
Figure 2：Map showing locations of sediment cores described in this paper.

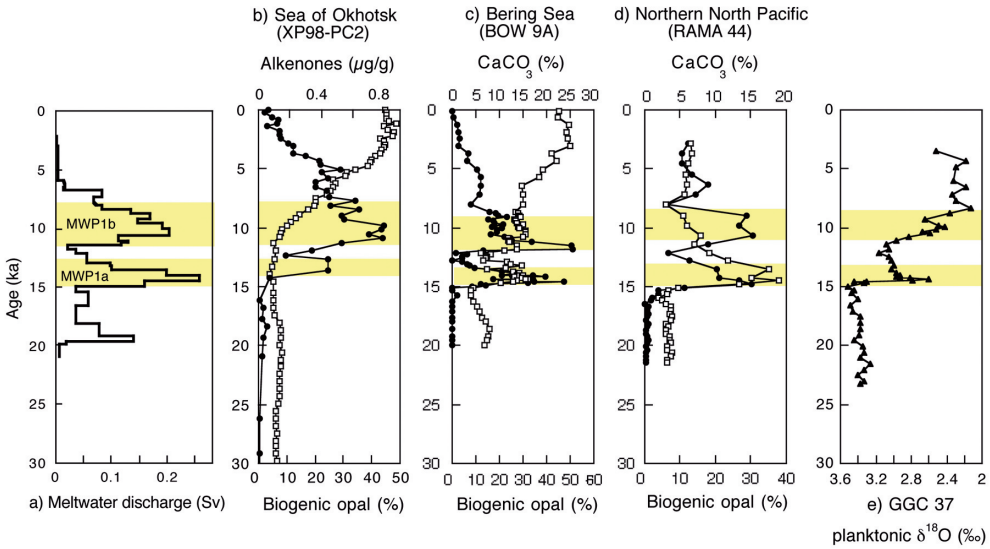


図 3：a）氷床融解水の流入量の年代変化．b）オホーツク海堆積物コア（XP98-PC2）（Seki et al., 2004），c）ベーリング海堆積物コア（BOW-9A）（Okazaki et al., 2005）および d）北太平洋亜寒帯堆積物コア（RAMA 44）（Gorbarenko et al., 1996）中の炭酸塩またはアルケノン（黒丸）および生物起源オパール（白抜き四角）含有量の年代変化．e）太平洋亜寒帯堆積物コア（GGC 37）の浮遊性有孔虫の酸素同位体比の年代変化（Lam et al., 2013）．図中の黄色で示した期間は Meltwater Pulse (MWP) 1a と 1b イベントを示す．

Figure 3：a) Meltwater discharge, $CaCO_3$ (solid circle) and biogenic opal (open square) contents in the b) Okhotsk Sea (XP98-PC2; Seki et al., 2004), c) Bering Sea (BOW-9A; Okazaki et al., 2005) and d) subpolar North Pacific (RAMA 44; Gorbarenko et al., 1996) sediments together with e) planktonic foraminiferal oxygen isotope ratio in the subpolar north Pacific (GGC 37; Lam et al., 2013) over the past 30 kyrs. Yellow areas represent Meltwater Pulse (MWP) 1a and 1b events.

2004; Kienast et al., 2004; Okazaki et al., 2005; Brunelle et al., 2007; Gebhardt et al., 2008; Jaccard et al., 2009; Davis et al., 2011; Riethdorf et al., 2013a; Riethdorf et al., 2013b）．ただし HNLC 海域では融氷期の生物生産増大のみが顕著であり，完新世における生物生産の増大はみられない（Keigwin et al., 1992; Gorbarenko et al., 1996; Crusius et al., 2004; Jaccard et al., 2005; Brunelle et al., 2007; Gebhardt et al., 2008; Jaccard et al., 2009）．また，融氷期の著しい生物生産の増大は最終氷期に発達した氷床が急速に融解した時期（Melt Water Pulse (MWP) と呼ばれ，MWP 1a（約 1.4 万年前）と MWP 1b（約 1.1 万年前）が顕著である）（Fairbanks, 1989）と同調していたと考えられている．

さらに堆積物中の炭酸カルシウムやアルケノン濃度などの円石藻生産のトレーサー記録から，円石藻の生産が最終氷期に特に著しく低下していたこと，MWP 1a と MWP 1b において円石藻の爆発的な生産増大が北太平洋高緯度全域で発生していたことが示された（Gorbarenko et al., 1996; Seki et al., 2004; Kienast et al., 2004; Okazaki et al., 2005; Riethdorf et al., 2013b）（図 3）．現在ではこの海域の円石藻の生産は限定されており（Seki et al., 2007; Harada et al., 2006）珪藻が主要な一次生産者なので（Honda et al., 2002; Takahashi et al., 2002; Nakatsuka et al., 2004），融氷期の一次生産者相は現在とは大きく異なっていた．

一方，堆積物コア中の生物起源オパール含有量やフラックスなどから推測される珪藻の生物生産の変遷は円石藻のそれとは異なり，地域によって大きく異なる結果が得られている（図 3）．例えば，北太平洋亜寒帯の外洋やベーリング海西部などの HNLC 海域では融氷期にのみ著しい珪藻生産の増大がおこっている（Keigwin et al., 1992; Gorbarenko et al., 1996; Crusius et al., 2004; Jaccard et al., 2005; Brunelle et al., 2007; Gebhardt et al., 2008; Jaccard et al., 2009）．この融氷期の生物生産のピークは北太平洋亜寒帯の東部（アラスカ湾）においても確認されている（Davis et al., 2011）．一方でベーリング海の東部では融氷期と完新世の両方で珪藻生産の増加が認められている（Okazaki et al., 2005）．それに対し，オホーツク海では融氷期の珪藻生産増大イベントは認められず，珪藻の生物生産が増加するのはずっと後の完新世に入ってからとなる（Gorbarenko et al., 1996; Seki et al., 2004）．

こうした氷期から間氷期へ移行する過程における生産変動の激変はなぜ引き起こされたのであろうか？植物プランクトンの生産は温度，栄養塩，微量栄養塩や光環境

などによって規定されている．それらに影響を与える要因としては，海氷の消長，表層および中深層の海洋循環の変化や陸域からの水・物質の供給量の変化などが考えられる．次に堆積物に記録された過去の生物生産の変動を引き起こした要因について考えてみたい．

3．海氷の影響

最終氷期から融氷期を経て間氷期（完新世）に至る生物生産の変動に影響を与えた要因として海氷の消長が考えられる．海面が海氷に覆われると光環境が悪化し，生物生産が著しく抑制されることがセジメントラップなどの研究から明らかにされている（Nakatsuka et al., 2004）．堆積物コア中の漂流岩屑や珪藻の群種組成などの海氷トレーサー記録から，北太平洋亜寒帯域では氷期には現在よりも海氷域が拡大していたことが示唆されている（Shiga and Koizumi, 2000; Sakamoto et al., 2005; Sakamoto et al., 2006; Caissie et al., 2010; Maier et al., 2015）（図 4）．従って，海氷の拡大がこの海域における最終氷期の生物生産低下に寄与した可能性がある．しかしながら，海氷の消長が氷期－間氷期サイクルの生物生産変動を規定していた主因とは考えにくい．その理由として，融氷期の MWP イベントにおける両者の変動パターンが一致していないことが挙げられる（Seki et al., 2004）．

また，海氷の役割として外洋への微量栄養塩の運搬も考えられる．特にオホーツク海の海氷中の鉄の濃度は海水中のそれに比べ，数オーダー高い結果が得られており（Kanna et al., 2014），融氷期の生物生産イベントに貢献した可能性があるかもしれない．

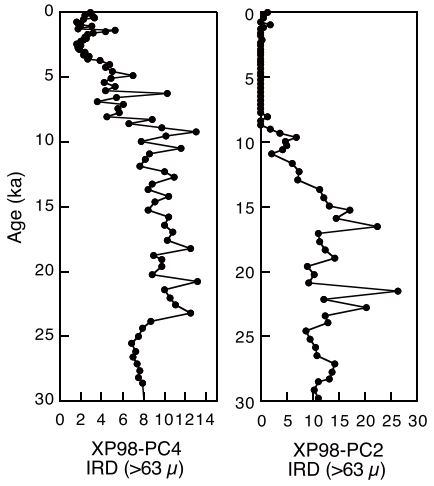


図 4：オホーツク海堆積物コア（XP98-PC4 と XP98-PC2）中の漂流岩屑（IRD）の過去の 3 万年の記録（Sakamoto et al., 2005）．
Figure 4：Ice rafted debris records in the Okhotsk Sea (XP98-PC4 and XP98-PC2) over the past 30 kyrs (Sakamoto et al., 2005).

4．海洋循環モードの再編

海水の鉛直的な循環の変化は中深層から表層への栄養塩の供給に影響を与える．鉛直的な混合が活発なら，栄養塩の豊富な中深層水が表層に供給されるが，海洋全体で成層化が強化されると表層への栄養塩の供給は低下する．これまでの研究で氷期－間氷期サイクルに伴って海洋循環の再編が起こっていたことが示唆されており，海洋循環の変化がこの海域の生物生産を支配している可能性が指摘されている（Jaccard et al., 2005）．北太平洋堆積物の底生有孔虫の安定炭素同位体比データを基に最終氷期にはこの海域で成層化が発達しており，栄養塩に富む水塊が深層に隔離され，水深 1500–2000 m 以浅は栄養塩濃度の乏しい水塊で満たされていたことが示唆されている（Matsumoto et al., 2002; Herguera et al., 2010）．

また堆積物中の浮遊性と底生有孔虫の放射性炭素年代を用いた手法により，北太平洋では融氷期において鉛直的な海洋混合が活発になったことが示され，強く成層化した氷期モードから現在のように栄養塩に富む中深層水が湧昇する間氷期モードへと移行したことが示された（Okazaki et al., 2010; Okazaki et al., 2012）．従って，融氷期と完新世における高い生物生産はこうした中深層から表層への栄養塩の供給増大が背景にあり，氷期－間氷期サイクルに伴う生物生産の大局的な変動パターン（氷期に低く，間氷期に高い）は海洋循環モードの変動によって概ね調節されているとみてよいだろう．

しかしながら，HNLC 海域において生物生産を増加させるには鉄の供給の増加も伴う必要がある．また，氷期から間氷期への移行に伴う海洋循環の再編と MWP イベントが開始された時期は完全には一致していない（Okazaki et al., 2012）．従って，MWP イベントにおける生物生産の急速な増加に関しては海洋循環の再編のみでは説明できそうになく，別の要因が必要である．

5．融解水による表層の成層化

MWP イベントにおける生物生産の急増の一因として，海洋最表層の成層化の発達による光環境の大幅な改善が考えられる．前述したように MWP イベントでは氷期に北アメリカ大陸や北欧などに発達した氷床の急速な融解が起こったとされている．その結果，MWP イベ

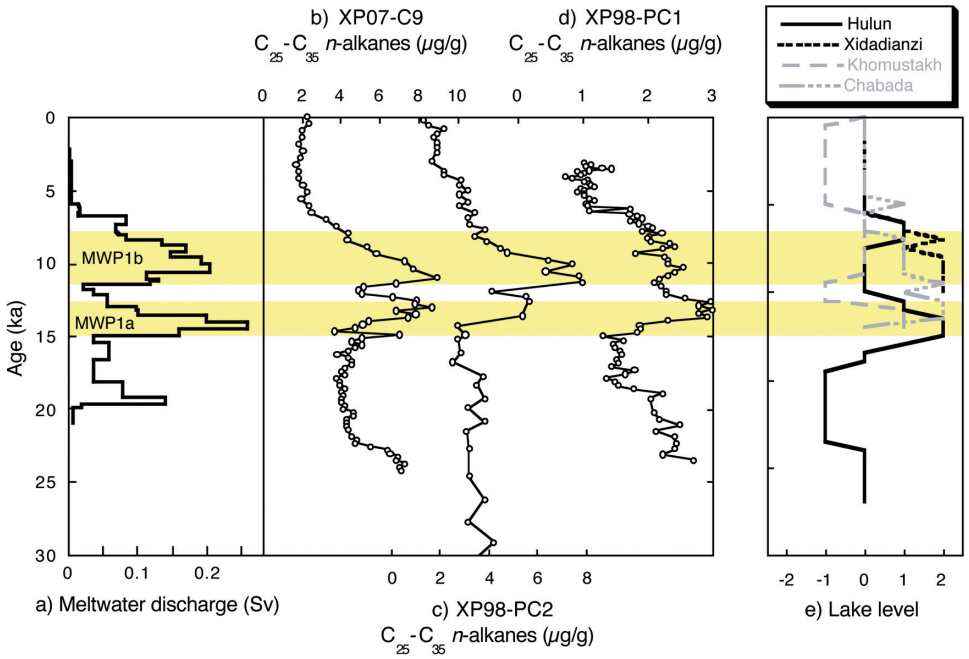


図 5：a）氷床融解水の流入量，b–d）オホーツク海堆積物コア（XP98–PC2，XP07 C9，XP98–PC1）（Seki et al., 2003; Seki et al., 2012）中の陸上起源 C_{25}–C_{35} *n*– アルカン濃度および，e）アムール川流域とその周辺（Hulun，Xidadianzi，Khomustakh，Chabara）の湖水位の年代変化（Yu et al., 2001）．図中の黄色で示した期間は Meltwater Pulse (MWP) 1a と 1b イベントを示す．

Figure 5：Down core profiles of C_{25}–C_{35} *n*–alkane concentration over the past 30 kyrs together with melt water discharge and lake level records: (a) Meltwater discharge (b) XP07–C9 (Seki et al., 2012), (c) XP98–PC2 (Seki et al., 2003), (d) XP98–PC1 (Seki et al., 2003) and (e) Lake level records in Hulun, Xidadianzi, Khomustakh and Chabara (Yu et al., 2001). Yellow areas represent Meltwater Pulse (MWP) 1a and 1b events.

ント期には大量の淡水が海洋へ流出し，海水準の急速な上昇が引き起こされた（Fairbanks, 1989）．最終氷期の極大期には海水準が現在よりも約 120 m ほど低下していたので（Fairbanks, 1989），オホーツク海やベーリング海の大陸棚の一部は陸地化していたと考えられている．現在の大陸棚はこの融氷期の海水準上昇によって形成されたのである．淡水は海水に比べて密度が低い．そのため，淡水が海洋へ流入することで海洋表層を強く成層化させることができる．これは表層の混合層を浅くさせ，光環境が良くなる．表層水温や表層塩分濃度の代理指標となる浮遊性有孔虫の酸素同位体記録から，MWP 1a および MWP 1b で水温の急激な上昇と塩分濃度の顕著な低下が各地で起こっていたことが示唆されている（図 3e）（Gorbarenko et al., 1996; Max et al., 2012; Lam et al., 2013; Riethdorf et al., 2013a）．さらにベーリング海堆積物中のネオジム同位体比の記録からはアラスカの大規模河川であるユーコン川起源の砕屑物の寄与が融氷期に増大した証拠が得られている（Horikawa et al., 2010）．これらの結果から，Lam et al.（2013）は融解水の流入によって表層の成層化が発達し，光環境が改善したことで，融氷期の爆発的な生物生産の増大が引き起こされたと考えた．氷期にはアラスカにコルディエラ氷床が発達していたので，それが最も重要な融解水のソースと考えられる．融氷期にはアラスカのユーコン川やその他の中小河川を通して，融解水がベーリング海やアラスカ湾に注ぎ込んだはずである．一方，シベリア極東では氷期に大規模な氷床は発達していなかったと考えられているので，オホーツク海への融解水の流入はアラスカ側ほど顕著ではなかっただろう．しかしながら，オホーツク海に大量の淡水を供給するアムール川の流域では融氷期に降水量が著しく増大していたことを示す証拠が湖沼堆積物に記録されている（An et al., 2000; Yu et al., 2001; Eugene et al., 2002; Seki et al., 2009）（図 5）．従って，オホーツク海においても MWP イベントで淡水流入の増加が起こっていたと推測される．

6．鉄の供給

前述したように，オホーツク海とベーリング海東部の大陸棚を除けば北大平亜寒帯域は HNLC 海域であり，現在においては鉄が生物生産の制限因子となっている（Boyd et al., 2007）．氷期から間氷期に至る生物生産変

動パターンに関して HNLC 海域とオホーツク海の決定的な違いは，融氷期の珪藻生産増大イベントが HNLC 海域にのみ発生している点である（Keigwin et al., 1992; Gorbarenko et al., 1996; Crusius et al., 2004; Jaccard et al., 2005; Brunelle et al., 2007; Gebhardt et al., 2008; Jaccard et al., 2009）．特に外洋域における融氷期のピークは顕著であり，当時の生物生産量は現在の数倍ほどあった可能性が指摘されている（Crusius et al., 2004）．融氷期の珪藻生産の増大を引き起こすには栄養塩供給の増大と光環境の改善だけでなく，鉄の供給の増大も伴っていなければならない．

冒頭で述べたように，北太平洋の外洋に鉄を供給するメカニズムとして中国内陸の乾燥地帯などを起源とするダストの長距離輸送と，近年の観測により明らかになった大陸棚からの中層水循環輸送の 2 つが考えられるので（Nishioka et al., 2007; Nishioka et al., 2011; Nishioka et al., 2013），この時期にどちらか，もしくは両方からの鉄供給が増大していたはずである．例えば Davis et al.（2011）らは，直接的な証拠は無いものの，アラスカ湾の海洋堆積物の解析から，MWP イベントにおける生物生産のピークは海水準の上昇により水没した大陸棚から鉄が供給されたことで引き起こされた可能性を提案した．しかしながら，外洋の堆積物中の陸起源鉱物粒子のフラックスは最終氷期で高く，その後融氷期から完新世にかけて徐々に低下するという結果を示しており，MWP イベントにおける著しい増加は認められなかった（Lam et al., 2013）．この結果から，Lam et al.（2013）らは MWP イベントに外洋に供給された鉄はアジアの乾燥地域からのダストの長距離輸送によって概ねもたらされたものであり，周辺の大陸棚からの鉄はそれほど重要な役割を果たしていなかったと結論づけた．このように Lam et al.（2013）は融氷期における HNLC 海域の珪藻生産の急増は高い栄養塩と鉄の供給を背景に，表層成層化による光環境の大幅な改善がトリガーとなって引き起こされたと解釈した．

7．中層水起源の鉄の可能性

Lam et al.（2013）は外洋における融氷期の生物生産の極大イベントにおいては大陸棚起源の鉄の寄与は小さく，ダスト由来の鉄が利用されていたと結論づけた．しかしながらダスト鉄仮説にはまだ検証すべき問題が残されている．植物プランクトンの生産には植物プランクトンが利用できる溶存態の鉄が供給される必要があるが，ダストに含まれる鉄は粒子態である．そのため，ダストが海に沈降した後，海水中で鉄が溶出されなければならないが，実際にどの程度溶出しているのかはよくわかっていないのが現状である．また海水中におけるダストの滞留時間も重要な要素で，速やかに沈降して表層から除去されてしまうのであれば，生物が利用できるチャンスが失われる．近年の観測からは海水中におけるアジア起源のダストの沈降速度は比較的速いことが明らかになりつつある．またアジアの乾燥地帯から北太平洋へのダストの飛来は一年中発生しているわけではなく，ほぼ春先に限定されているが（Kawamura et al., 2003），北太平洋の海洋観測からダストの飛来時期と植物プランクトンのブルーミングの時期にはズレがあることが示され，ダスト由来の鉄では年間を通した生物生産の変動をうまく説明できそうにないこともわかりつつある（Nishioka et al., 2011）．このように，北太平洋に飛来するダスト由来の鉄が HNLC の生物生産に寄与しているという確実な証拠は得られていないのが現状である．

もし仮に，近年の観測から推測されるようにダスト由来の鉄が北太平洋の生物生産にあまり利用されていないとしたら，生物に利用可能な十分量の鉄が MWP イベントで他から供給されていなければならない．オホーツク中層水や河川水中には粒子態だけでなく溶存態の鉄も含まれているので（Nagao et al., 2007; Nishioka et al., 2007），中層水循環で外洋へ輸送される鉄なら生産に寄与することができる．しかし前述したように，陸起源の鉱物粒子トレーサーからは大陸棚や河川由来の鉄の流出が MWP イベントで顕著に増大したという証拠が得られていない（Lam et al., 2013）．やはりダスト由来の鉄が重要だったのだろうか？

ところが陸起源の有機物トレーサーに着目すると全く違うシナリオが描ける．代表的な陸起源の有機物トレーサーである植物ワックスの堆積物記録は無機トレーサーのそれとは全く異なり，河川や大陸棚起源の鉄が融氷期イベントに実質的に寄与していた可能性を示唆している．驚くべきことに，オホーツク海堆積物から得られた植物ワックス濃度の記録から MWP 1a と 1b において陸起源有機物の供給が劇的に増大していたことが示された（図 5）（Seki et al., 2003; Seki et al., 2012）．Seki et al.（2003）は，融氷期の陸起源有機物流入の増大は海水準上昇に伴うオホーツク海の大陸棚の水没によって陸面から削剥された陸起源有機物が中層水によって外洋に輸送されたことを反映していると解釈した．この植物ワックス記録の変動パターンは外洋における生物起源オパールのそれと類似しており，両者の間に関連があった可能性が示唆される．

ではなぜ無機物と有機物トレーサーで大きく異なる結果を示すのだろうか？これは無機物と有機物トレーサーでは異なる現象を反映していると考えると説明がつく．堆積物中の無機物トレーサーの含有量やフラックスは最終氷期のような寒冷な時期に増大する傾向があることから，主に乾燥地域から大気に放出されたダストや海氷によって削剥された土壌粒子などを反映したものと考えられる．一方で，有機物トレーサーはダストや土壌粒子というよりは有機物に富む湿原の泥炭からの寄与を強く反映している可能性が高い．例えばアムール流域の下流には広大な湿地帯が広がっており，河川有機物の最も重要なソースとなっている（Nagao et al., 2007）．

オホーツク海堆積物中の *n*-アルカンの分子組成を詳しく調べてみると，融氷期における植物ワックスは湿原に特有の植生である水苔由来の寄与が高いことが明らかになった（Seki et al., 2012）．また，融氷期のセクションには水苔由来の花粉が大量に検出されている（Morley et al., 1991）．このことから融氷期には湿原由来の有機物の供給が著しく増大したと考えることができる．また，湿原は鉄の重要な供給源としても知られている．湿原は還元的環境なので溶存鉄が溶出しやすいためである．アムール川においても下流に広がる湿原が最も重要な鉄のソースであることが観測により確かめられている（Nagao et al., 2007）．

これらの事実から，融氷期には湿原由来の有機物と共に溶存鉄の供給も著しく増大していた可能性が高い．アムール川流域では現在よりも融氷期の有効降水量は高く，河川流量もずっと多かったと考えられるので（Yu et al., 2001; Seki et al., 2009），湿原が著しく発達していても不思議ではない．融氷期に水没した大陸棚にもかつて広大な湿原が広がっていた可能性がある．

このように，河川由来の鉄が北太平洋の HNLC 海域における融氷期の生産増大に実施的な役割を果たしていた可能性を示唆するものとしてオホーツク海堆積物の陸起源有機物トレーサーの記録は意義深い．しかしながら，融氷期において湿原由来の有機物の流入が増大した証拠は，現在のところ他の海域では確認されておらず，HNLC 海域の生物生産に対する河川／大陸棚起源の鉄のインパクトを評価するには至っていない．融氷期の河川／大陸棚鉄仮説を検証するには，ベーリング海やアラスカ湾など他の地域でも湿原由来の陸起源有機物の流入の増大が融氷期に起きていたのか，またその影響がどの程度の範囲に及んでいたのかを確かめていく必要がある．そのためには北太平亜寒帯域において陸起源有機物トレーサー記録の時空間的なデータセットを構築していくことが重要である．

謝辞

本稿を執筆する機会を与えていただいた低温科学の編集者の方々（環オホーツク観測研究センターのスタッフ）に感謝の意を表します．

参考文献

Boyd, P. W. et al. (2007) Mesoscale iron enrichment experiments 1993_2005: Synthesis and future directions. *Science*, **315**, 612–617.

Brunelle, B. G. et al. (2007) Evidence from diatom-bound nitrogen isotopes for subarctic Pacific stratification during the last ice age and a link to North Pacific denitrification changes. *Paleoceanography*, **22**, doi:10.1029/2005PA001205.

Caissie, B. E. et al. (2010) Last Glacial Maximum to Holocene sea surface conditions at Umnak Plateau, Bering Sea, as inferred from diatom, alkenone, and stable isotope records. *Paleoceanography*, **25**, doi:10.1029/2008PA001671.

Crusius, J. et al. (2004) Influence of northwest Pacific productiveity on North Pacific Intermediate Water oxygen concentrateons during the Bolling Allerod interval (14.7–12.9 ka). *Geology*, **32**, 633–636.

Davies, M. H. et al. (2011) The deglacial transition on the southeastern Alaska Margin: Meltwater input, sea level rise, marine productivity, and sedimentary anoxia. *Paleoceanography*, **26**, doi:10.1029/2010PA002051.

Eugene, P. et al. (2002) Abrupt increase in precipitation and weathering of soils in East Siberia coincident with the end of the last glaciation (15 cal kyr BP). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **200**, 167–175.

Fairbanks, R. G. (1989) A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**, 637–642.

Gebhardt, H. M. et al. (2008) Paleonutrient and productivity records from the subarctic North Pacific for Pleistocene glacial terminations I to V. *Paleoceanography*, **23**, doi:10.1029/2007PA001513.

Gorbarenko, S. A. (1996) Stable isotope and lithologic evidence of late-Glacial and Holocene oceanography of the Northwestern Pacific and its marginal seas. *Quat. Res.*, **46**, 230–250.

Harada, N. et al. (2006) Characteristics of alkenone particles in the northwestern North Pacific. *Geochim. Cosmochim. Ac.*, **70**, 2045–2062.

Herguera, J. C. et al. (2010) Intermediate and deep water mass distribution in the Pacific during the Last Glacial Maximum inferred from oxygen and carbon stable

isotopes. *Quat. Sci. Rev.*, **29**, 1228–1245.

Honda, M. C. et al. (2002) The biological pump in the northwestern North Pacific based on fluxes and major components of particulate matter obtained by sediment-trap experiments (1997–2000). *Deep-Sea Res. II*, **49**, 5595–5625.

Horikawa, K. et al. (2010) Intermediate Water formation in the Bering Sea during glacial periods: Evidence from neodymium isotope ratios. *Geology*, **38**, 435–438, doi: 10.1130/G30225.1.

Jaccard, S. L. et al. (2005) Glacial/Interglacial Changes in Subarctic North Pacific Stratification. *Science*, **308**, 1003–1006.

Jaccard, S. et al. (2009) Subarctic Pacific evidence for a glacial deepening of the oceanic respired carbon pool. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **277**, 156–165, doi: 10.1016/j. epsl. 2008.10.017

Johnson, K. S. et al. (1997) What controls dissolved iron concentrations in the world ocean. *Mar. Chem.*, **57**, 137–161.

Kanna, N. et al. (2014) Iron and macro-nutrient concentrations in sea ice and their impact on the nutritional status of surface waters in the southern Okhotsk Sea. *Deep-Sea Res. II*, **126**, 44–57.

Kawamura, K. et al. (2003) Four years observations of terrestrial lipid class compounds in marine aerosols from the western North Pacific. *Global Biogeochem. Cy.*, **17**, doi: 10.1029/2001GB001810.

Keigwin, L. D. et al. (1992) A 15,000 year paleoenvironmental record from Meiji Seamount, far northwestern Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **111**, 425–440.

Keigwin, L. D. (1998) Glacial-age hydrography for the far northwest Pacific Ocean. *Paleoceanography*, **13**, 323–339.

Kienast, S. S. et al. (2004) Export production in the subarctic North Pacific over the last 800 kyrs: No evidence for iron fertilization? *J. Oceanogr.*, **60**, 189–203.

Kohfeld, K. E. and Z. Chase (2011) Controls on deglacial changes in biogenic fluxes in the North Pacific Ocean. *Quat. Sci. Rev.*, **30**, 3350–3363.

Lam, P. J. et al. (2013) Transient stratification as the cause of the North Pacific productivity spike during deglaciation. *Nat. Geosci.*, **6**, 622–626.

Maier, E. et al. (2015) Deglacial subarctic Pacific surface water hydrography and nutrient dynamics and links to North Atlantic climate variability and atmospheric CO_2. *Paleoceanography*, **30**, 10.1002/2014PA002763.

Max, L. et al. (2012) Sea surface temperature variability and sea-ice extent in the subarctic northwest Pacific during the past 15,000 years. *Paleoceanography*, **27**, doi: 10.1029/2012PA002292.

Matsumoto, K. et al. (2002) Interior hydrography and circulation of the glacial Pacific Ocean. *Quat. Sci. Rev.*, **21**, 1693–1704.

Moore, J. K. et al. (2002) Iron cycling and nutrient-limitation patterns in surface waters of the World Ocean. *Deep-Sea Res. II*, **49**, 463–507.

Morley, J. J. et al. (1991) Late Pleistocene/Holocene radiolarian and pollen records from sediments in the Sea of Okhotsk. *Paleoceanography*, **6**, 121–131.

Nagao, S. et al. (2007) Migration behaveor of Fe in the Amur River basin. *Report on Amur-Okhotsk Project No. 4*, edited by Shiraiwa, T., Amur-Okhotsk Project, 37–48.

Nakamura, T. and T. Awaji (2004) Tidally induced diapycnal mixing in the Kuril Straits and its role in water transformation and transport: A threedimensional nonhydrostatic model experiment. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi: 10.1029/2003JC001850.

Nakatsuka, T. et al. (2002) An extremely turbid intermediate water in the Sea of Okhotsk: implication for the transport of particulate organic carbon in a seasonally ice-bound sea. *Geophys. Res. Lett.*, **29**. doi:10.1029/2001GL014029.

Nakatsuka, T. et al. (2004) Biogenic and lithogenic particle flux in the western region of the Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09S13.

Nishioka, J. et al. (2007) Iron input into the western subarctic Pacific, importance of iron export from the Sea of Okhotsk, *J. Geophys. Res.*, **112**, doi:10.1029/2006JC004055.

Nishioka, J. et al. (2011) The annual cycle of surface iron and the source of iron supporting the spring diatom bloom in the Oyashio region, western subarctic pacific. *J. Geophys. Res.*, **116**, doi:10.1029/2010JC006321.

Nishioka, J. et al. (2013) Intensive mixing along an island chain controls oceanic biogeochemical cycles. *Glob. Biogeochem. Cy.*, **27**, 1–10, doi:10.1002/gbc.20088.

Okazaki, Y. et al. (2005) Productivity changes in the Bering Sea during the late Quaternary. *Deep-Sea Res. II*, **52**, 2150–2162.

Okazaki, Y. et al. (2010) Deepwater formation in the North Pacific during the last glacial termination. *Science*, **329**, 200–204.

Okazaki, Y. et al. (2012) Ventilation changes in the western North Pacific since the last glacial period. *Clim. Past*, **8**, 17–24.

Riethdorf, J.-R. et al. (2013a) Deglacial development of (sub) sea surface temperature and salinity in the subarctic northwest Pacific: Implications for upper-ocean stratification. *Paleoceanography*, **28**, doi:10.1002/palo.20014.

Riethdorf, J.-R. et al. (2013b) Millennial-scale variability of marine productivity and terrigenous matter supply in the western Bering Sea over the past 180 kyr. *Clim. Past*, **9**, doi:10.5194/cp-9-1345–2013.

Sakamoto, T. et al. (2005) Ice-rafted debris (IRD)-based sea-ice expansion events during the past 100 kyrs in the Okhotsk Sea. *Deep-Sea Res. II*, **52**, 2275–2301, doi:10.1016/j. dsr2.2005.08.007.

Sakamoto, T. et al. (2006) Millennial-scale variations of sea-ice

expansion in the southwestern part of the Okhotsk Sea during the past 120 kyr: Age model and ice-rafted debris in IMAGES Core MD01–2412, *Global Planet. Change*, **53**, 58–77, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.01.012.

Seki, O. et al. (2003) Sediment core profiles of long-chain *n*-alkanes in the Sea of Okhotsk: enhanced transport of terrestrial organic matter from the last deglaciation to the early Holocene. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2001GL014464.

Seki, O. et al. (2004) Reconstruction of plaeoproductivity in the Sea of Okhotsk over the last 30 kyrs. *Paleoceanography*, **19**, 2002PA000808.

Seki, O. et al. (2007) Time-series sediment trap record of alkenones from the western Sea of Okhotsk. *Mar. Çhem.*, **104**, 253–265.

Seki, O. et al. (2009) Hydrogen isotopic ratios of plant-wax *n*-alkanes in a peat bog deposited in northeast China during the last 16 kyr. *Org. Geochem.*, **40**, 671–677.

Seki, O. et al. (2012) Assessment for paleoclimatic utility of terrestrial biomarker records in the Okhotsk Sea sediments. *Deep-Sea Res. II*, **61–64**, 85–92.

Shiga, K. and I. Koizumi (2000) Latest Quaternary oceanographic changes in the Okhotsk Sea based on diatom records. *Mar. Micropaleontol.*, **38**, 91–117.

Takahashi, K. et al. (2002) Long term monitoring of particle fluxes in the Bering Sea and the central subarctic Pacific Ocean, 1990–2000. *Prog. Oceanogr.*, **55**, 95–112.

Yu, G. et al. (2001) Lake status records from China: data base documentation. *Technical Report in Max-Plank-Institute for Biogeochemistry*, **4**, 243 pp.

低温科学 74 （2016） 153–161
doi: 10.14943/lowtemsci. 74. 153

サハリン北東沖の海底表層型メタンハイドレート
──間隙水中の溶存イオンによるメタンフラックス評価──

南　尚嗣[1)]，坂上　寛敏[1)]，八久保　晶弘[1)]，山下　聡[1)]，庄子　仁[1)]，髙橋　信夫[1)]

北見工業大学はロシアおよび韓国の研究機関とともに，サハリン島北東沖海域で海底表層型メタンハイドレート（MH）に関する国際共同プロジェクト研究（CHAOS，SSGH，SSGH II）を実施しており，これまでに 20 カ所以上の新発見サイトで MH の採取に成功し，数百カ所でシープサイトと推定される海底表層の構造を物理探査により発見した．本研究では堆積物深部から海底に向かうメタンの湧昇状況を把握するために，採取した堆積物コア間隙水中の溶存硫酸イオン，塩化物イオン，ナトリウムイオンの詳細な測定をおこなった．その結果，MH 生成がその近傍の堆積物中のメタンフラックスに変化を生じさせていることが示唆された．

Sub-bottom methane hydrates off northeastern Sakhalin Island, Russia
──Evaluation of methane flux by dissolved ions in the sediment pore waters──

Hirotsugu Minami[1], Hirotoshi Sakagami[1], Akihiro Hachikubo[1], Satoshi Yamashita[1], Hitoshi Shoji[1] and Nobuo Takahashi[1]

The hydro-Carbon Hydrate Accumulations in the Okhotsk Sea project (CHAOS) and the Sakhalin Slope Gas Hydrate project (SSGH and SSGH II) are international collaborative research projects organized by scientists from Japanese, Russian and Korean research institutes to study natural methane hydrates (MHs) that have accumulated on the continental slope off Sakhalin Island, Russia.

More than 20 MH-bearing sites have been newly-discovered by the retrieval of MH samples from the seafloor. Several hundred seepage sites/structures have been newly-discovered by the geophysical surveys during the field operations of the projects. The concentrations of sulfate ion as well as conservative ion such as chloride and sodium ion in the sediment pore waters were measured to investigate the concentration-depth profiles of these ions. The findings suggest that the methane flux from below has been varied (increased or decreased suddenly) presumably caused by the formation of MH adjacent to the core sampling sites.

キーワード：メタンハイドレート，サハリン島沖，メタンフラックス，堆積物間隙水，溶存イオン
methane hydrate, off Sakhalin Island, methane flux, sediment pore water, dissolved ion

1．緒言

“ガスハイドレート”は，“クラスレート化合物”すなわち包接化合物の一種であり，水分子が水素結合で作ったカゴ状構造の中にガス分子が入っている化合物である．包接されているガスがメタンの場合は“メタンハイドレート（MH）”とよばれる．見た目は氷のようだが火を近づけると燃えることから“燃える氷”と比喩されることがある．MH は，生成に必要な温度および圧力を満たす条件下に水分子とメタン分子があれば（濃度の条件も必要），実験室だけではなく水深 400 m 程度以上の海底や湖底の堆積物そして永久凍土層の深部など天然環境でも生成する（例えば Sloan and Koh, 2008 等に詳しい）．本稿では，“Okhotsk（オホーツク）海”の海底面直下に

連絡先
南　尚嗣
北見工業大学　環境・エネルギー研究推進センター
〒090-8507　北見市公園町 165
Tel. 0157-26-9441
e-mail：minamihr@mail.kitami-it.ac.jp
1）北見工業大学　環境・エネルギー研究推進センター
Environmental and Energy Resources Research Center, Kitami Institute of Technology, Kitami, Japan

存在する海底表層型 MH に焦点を絞る．

オホーツク海の MH はロシア連邦 Paramushir 島（千島列島）沖で最初に発見され（Zonenshayn et al., 1987），1991 年にはロシア連邦 Sakhalin（サハリン）島北東沖大陸斜面の Derugin 海盆で発見された（Ginsburg et al., 1993; Cranston et al., 1994; Soloviev and Ginsburg, 1997）．1995 年からは，ロシアとドイツによる国際共同研究（Russian-German Kurile-Okhotsk Marine EXperiment（KOMEX およびその後の KOMEX II））プロジェクトが実施され，ガスシープ（海底からのガス湧出）サイトで MH が採取された．このガスシープでは海底から海水中にガスの泡が放出されていることが物理探査（音響探査）で確認され，シグナル形状が炎のように見えることから（ガスフレアまたはガスプルームと言われる），調査研究者名と併せて Obzhirov フレアと命名された（Matveeva et al., 2003; Obzhirov et al., 2004 など）．地球化学的な知見と考察は Matveeva et al.（2003），Wallmann et al.（2006）などの報告がある．

2003 年からは，日本（北見工業大学），ロシア，韓国の研究機関が主導し，ドイツ，ベルギーの研究機関とともに実施した海底表層型 MH に関する国際共同プロジェクト研究（Hydro-Carbon Hydrate Accumulations in the Okhotsk Sea；CHAOS およびその後の CHAOS-II, CHAOS-III）が開始された（Shoji et al., 2005 など）．更に 2007 年からは，日本（北見工業大学）が主導し，ロシア，韓国とともにサハリン北東沖（Jin et al., 2011a; Shoji et al., 2012 など）に加えて南東沖（Jin et al., 2013 など）および南西沖（Baranov et al., 2014; Hachikubo et al., 2014, 2015; Minami et al., 2015; Sasaki et al., 2014; Shoji et al., 2014 など）で海底表層型 MH に関する国際共同プロジェクト研究（Sakhalin Slope Gas Hydrate：SSGH およびその後の SSGH II）を実施し，両プロジェクト期間に 20 箇所以上の GH サイトを発見している．本稿では，主として SSGH 研究調査で採取されたサハリン北東沖の MH 含有海底表層堆積物コア間隙水の地球化学的な研究結果を概説する．

なお CHAOS 調査および採取した MH 含有堆積物コアについては，庄子ほか（2009），八久保ほか（2009），Hachikubo et al.（2010），戸丸ほか（2009），Mazurenko et al.（2009），南ほか（2009）等を参照されたい．

北見工業大学では「海洋調査実習教育プログラム」活動の一つとして北海道大学水産学部附属練習船「おしょろ丸」の共同利用によりオホーツク海網走沖等でも MH 調査を実施しており（三輪ほか，2015；八久保ほか，2015 など），サハリン北東沖や南東沖調査域との比較などを含め，今後の研究調査が期待される．

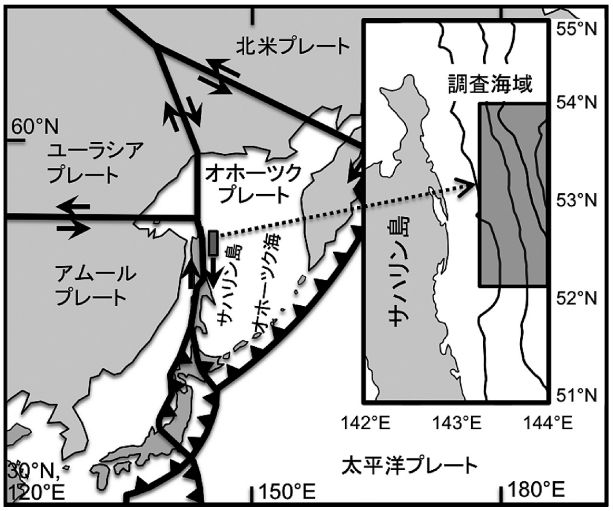


図 1：オホーツク海周辺のプレート境界および調査海域
Figure 1：Plate boundaries around the Okhotsk Sea and studied area

2．調査海域

図 1 に示すように，調査海域はオホーツクプレートとアムールプレートの境界（Baranov et al., 2010 など）の東方数十 km の大陸斜面上にある（庄子ほか，2009 など）．両プレートの間には横ずれ（水平移動）断層が形成されており，複雑に分布した断層群がほぼサハリン島の全域に見られる（庄子ほか，2009 など）．Derugin 海盆を含む調査海域は，厚さ 8–9 km 以上の堆積物で覆われている（Baranov et al., 2011；庄子ほか，2009 など）．この海域ではこれまでにのべ 700 箇所以上のメタンシープと 900 本以上のガスプルームが観察されている（庄子ほか，2012 など）．

本稿で扱う海底表層の堆積物は主としてアムール川の運搬･堆積作用によるものであり（庄子ほか, 2009 など），このことは MH に包接されているメタンの起源物質としてアムール川由来の有機物が含まれる可能性を示唆する．サハリン北東沖で採取されたガスハイドレート中のメタン等のガスの起源に関する研究成果としては，主成分であるメタンは二酸化炭素還元経路を経た微生物起源であり，これに熱分解起源エタンが混合している等の重要な知見が得られている．詳細は，八久保ほか（2009）および Hachikubo et al.（2010）の研究報告を参照されたい．

「縁辺海の自然科学的機能の解明に向けたサイエンスの展開を探る」ことが，本誌の趣意の一つであると理解している．著者らが実施しているオホーツク海サハリン

島北東域での MH 生成環境と生成機構の解明のための研究が縁辺海でのメタン（特に炭素）循環など自然科学的機能の解明に必要な情報の一つになり得ると考え，本稿では海底表層堆積物（概ね海底面下深度 5 m 程度まで）中の“メタンのフラックス”すなわち“メタンの移動および流量・流速”に関する情報を得ようとするこれまでの取り組みについて述べる．

一方“MH を構成するメタン分子および水分子の起源”を知ることは MH 生成機構と MH 生成環境の解明に重要であり，例えば著者らおよび共同研究者によるサハリン沖 MH およびバイカル湖 MH に関する研究が Pogodaeva et al.（2007），Krylov et al.（2008, 2010），Mazurenko et al.（2009），Hachikubo et al.（2010），Minami et al.（2014）によって報告され MH 生成起源に関する考察がなされているので参照されたい．

3．調査方法

調査はロシア科学アカデミー極東支部 V.I. イリチョフ太平洋海洋学研究所（POI）所属の調査船 R/V Akademik M.A. Lavrentyev 号を用いて実施された．海底から MH を含む堆積物を採取するためには，直径 12 cm程度，長さ 6–10 m 程度のスチール製円筒状のハイドロスタティックコアラーを用いた．コアラーの一方の端に数百 kg の錘が固定され，末端にはワイヤーが接続されている．他方の末端にはコアキャッチャーが装着されている．調査船からコアラーを降ろして海底に突き刺し，ワイヤーを巻きあげることによって堆積物コアが入ったコアラーを回収する．筆者らの調査では，最長 6 m 程度の海底表層堆積物コアの採取に成功している．

コアラーから堆積物コアを取り出し，海底面下深度ごとに測定用の試料を分取（サブサンプリング）する．本稿で述べる測定用の水試料は，サブサンプリング後直ちに適切な前処理（詳細は省略）を施して一時保存し，北見工業大学にて測定に供した．図 2 に，MH 含有堆積物コアの一例を示す．堆積物中の“白色”部分が MH であり（正確にはメタンを主成分とするガスハイドレート），このコアではほぼ鉛直に伸びる“筋状”の MH が観察された．調査海域で採取された MH には，鉛直方向の筋状をなす形状の他に，海底面に対してほぼ水平な“筋状”や“レンズ状”そして厚さ約 35 cm にも及ぶ“塊状”などの形状の MH が観察されている（Shoji et al., 2005；庄子ほか，2012 など）．

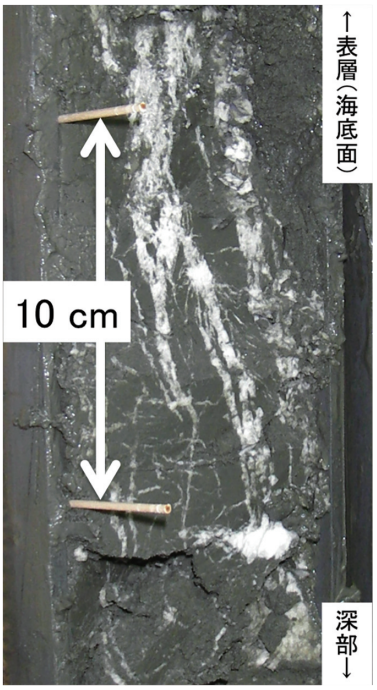


図 2：サハリン沖海底表層型メタンハイドレート含有堆積物コアの写真
Figure 2：Photograph of methane hydrate-bearing interval of a sediment core retrieved off Sakhalin Island

4．測定方法

堆積物コア採取作業の前段階としては，水深の情報や海底表面の形状そして海底面直下の情報を得るための，いわゆる物理探査（各種音響探査）を実施している．庄子ほか（2009），庄子ほか（2012）および Jin et al.（2011b）に詳しいので参照されたい．

海底から採取した堆積物コアには，大別して“土”と“ガス”と“水”の試料が含まれる．“土”に関しては山下ほか（2012）によって MH が存在している地盤の力学特性の把握および地盤の安定性評価の必要性が報告され，“ガス”に関しては前述のように八久保ほか（2009）および Hachikubo et al.（2010）に詳しいので，本稿では“水”試料の測定について述べる．

堆積物コアから分取した水試料は，イオンなどの溶存成分の化学組成を知るための測定と，水分子の水素および酸素の安定同位体組成を知るための測定に供したが，本稿では溶存イオン濃度に焦点を当てる．測定にはイオンクロマトグラフ，原子吸光分析装置，プラズマ発光分析装置を用いた．

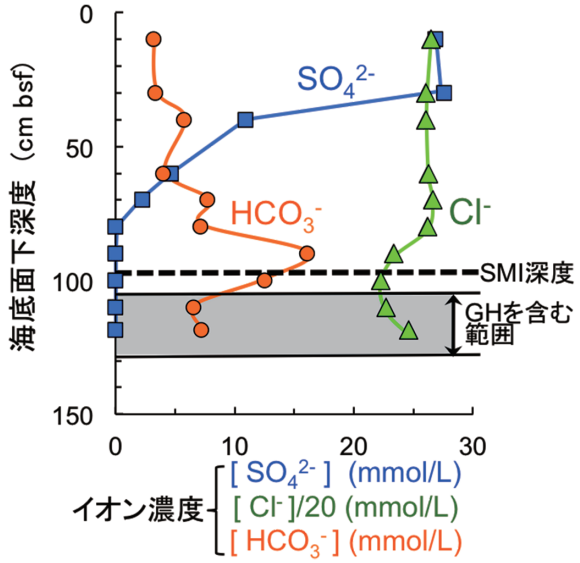


図 3：メタンハイドレート含有堆積物コア間隙水中の各種陰イオン濃度–深度プロファイル
Figure 3：Depth profiles of concentrations of sulfate, chloride, and hydrogen carbonate ions in pore water samples from the methane hydrate-bearing sediment core

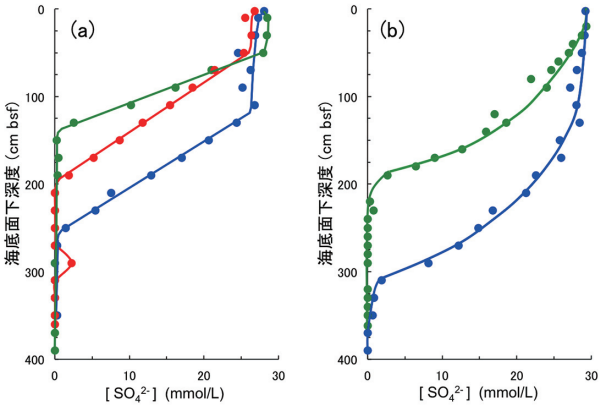


図 4：(a) 直線型および (b) 凹型の硫酸イオン–深度プロファイル
Figure 4：(a) Linear/concave (b) up-shaped sulfate ion concentration-depth profiles of sediment cores

5．結果と考察

5.1　硫酸イオン–メタン境界

海底堆積物中（間隙水中）のメタンは硫酸還元帯の最深部付近で微生物によって嫌気的に酸化分解を受け（Anaerobic Oxidation of Methane: AOM, $CH_4 + SO_4^{2-} \rightarrow HCO_3^- + HS^- + H_2O$），その際に硫酸イオンが消費される（Iversen and Jørgensen, 1985; Boetius et al., 2000 など）．その深度は Sulfate-Methane Interface（SMI）深度と呼ばれる．Niewöhner et al.（1998）と Jørgensen et al.（2001）はその深度を，メタンおよび硫酸イオン濃度が 0.5–1.0 mmol/L 未満になる深度との考えを示している．

図 3 に，MH が目視観察された堆積物コア間隙水中の硫酸イオン，塩化物イオン，炭酸水素イオンの深度プロファイルを示す（Minami et al., 2012）．前述の報告に基づいて SMI 深度を決めたところ，このコアでは約 0.8 m bsf（海底面下深度；m below seafloor）であり，他の MH 含有コアでも 0.4–0.8 m bsf だった．一方，GH が目視観察されないコアのそれは 0.9–3.8 m bsf だった．SMI 深度は深部からのメタンフラックスの指標となりうることから（Borowski et al., 1996），GH サイトでは強いメタンフラックスが存在するとの解釈が可能である．筆者らが文献調査した範囲では，サハリン島北東海域の MH サイトは世界的にも極めて強いメタンフラックスの海域であることがわかった．

MH は氷の凍結時と同様，生成時に水分子のみを抽出し溶存イオンを排斥するので（Egeberg and Dickens, 1999; Ussler III and Paull, 2001; Hesse et al., 2003; Matsumoto et al., 2004; Sloan and Koh, 2008 など），MH 分解時には純水に近い低イオン濃度水が放出される．従って，図 3 の 0.9–1.2 m bsf に見られる塩化物イオン濃度の低下は，コア回収中もしくはコア前処理中の MH 分解に伴う低イオン濃度水の放出が原因との解釈が可能である．この現象は，別の MH 含有コアでも観察された（本稿では省略）．間隙水中イオン濃度低下の原因としては，MH 分解以外には（1）粘土鉱物の脱水，（2）生物起源オパールの再結晶，（3）天水の流入，（4）粘土膜ろ過作用などが考えられる．しかし，観察されたイオン濃度低下は本調査海域に広く見られる現象ではなく複数の MH 含有コアのみに見られる現象であることから，上記の（1）～（4）が主たる原因とは考えづらい．

5.2　硫酸イオン濃度–深度プロファイル

図 4a に，堆積物コア間隙水中の硫酸イオン濃度の深度プロファイルの例を示す．硫酸イオン濃度は 0.7–1.2 m bsf から SMI 深度に向けて直線的に低下している．これらの深度プロファイルの直線的な低下（直線性）は，硫酸イオンの枯渇現象が堆積物深部から堆積物表層へのメタンの湧昇（フラックス）と SMI 深度での AOM に駆動されていることを示唆する（Borowski et al., 1996; Niewöhner et al., 1998; Dickens, 2001）．直線的な硫酸イオン濃度–深度プロファイル（直線プロファイル）は，SMI 深度での硫酸イオンとメタンの“AOM による”同時消費および硫酸イオンフラックスとメタンフラックスのバランスに基づく定常状態によって形成されていると

の解釈が可能である（Borowski et al., 1996, 1999）．本研究で測定および考察した合計 30 本のコアのうち，17 本のコアは直線プロファイルを示した（Minami et al., 2012）．

図 4b に，凹型の硫酸イオン濃度-深度プロファイル（凹型プロファイル）を示す．本研究で用いた 30 本のコアのうち 8 本のコアが凹型だった（Minami et al., 2012）．Hensen et al.（2003）は，シミュレーションによって凹型プロファイルは深部からのメタンフラックスの急激な増加として説明可能であることを報告している．彼らは凸型プロファイルも報告しており，その機構は深部からのメタンフラックスの急激な減少によるとされる．図 3 に示す MH 含有コアは SMI 深度が約 0.8 m bsf と極めて強いメタンフラックスであるにも関わらず硫酸イオン濃度-深度プロファイルは凸型プロファイルとなっており，本稿の後半で考察を試みる．本研究で用いた 30 本のコアのうち 2 本のコアが凸型プロファイルだった（Minami et al., 2012）．

図 4a で約 0.6-1.2 m bsf から SMI 深度まで硫酸イオン濃度が直線的に低下する事実は，メタンと硫酸イオンのフラックスの定常状態が存在することを意味する．一方，表層約 0.6-1.2 m bsf まで一定の硫酸イオン濃度が見られる機構は明確ではないが，大きく分けて 2 つの理由を候補にできるかもしれない．一つ目は，微生物による有機物の酸化的分解の際の酸化剤として硫酸イオンが使用される前に，酸素，硝酸イオン，マンガン酸化物，鉄酸化物等が消費されている過程（Froelich et al., 1979 など）との解釈である．二つ目は，生物による水路の形成によって海水中の硫酸イオンが堆積物深部へ輸送されている（Ussler and Paull, 2008; Fossing et al., 2000; Treude et al., 2005 など）との解釈である．この二つ目の解釈は，コア表層部で見られる生物によると思われる堆積層の攪乱とも整合的である．上述の両作用が合わさっていることも考慮に入れる必要があろう．

5.3　塩化物イオンおよびナトリウムイオン濃度-深度プロファイル

間隙水中の塩化物イオンとナトリウムイオンは，AOM 反応やそれに続く反応（炭酸塩生成など）等に直接関与することがないため，保存性成分として水の移動を考える指標となりうる．図 5a に示すように，両イオンの堆積物表層（海底面直下）間隙水中の濃度は基本的に海水中濃度と同等であり，この事実は表層部間隙水が主として海水由来であることを示唆する．一方，このコアでは間隙水中の両イオン濃度は海底面下深度とともに

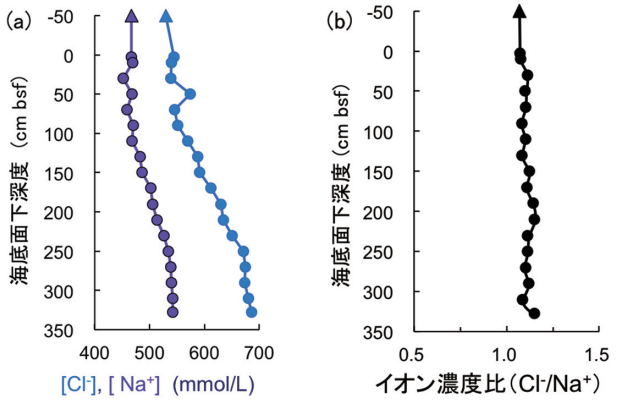


図 5：(a) 間隙水中塩化物イオン濃度，ナトリウム濃度および，(b) 両イオン濃度比の深度プロファイル
Figure 5：(a) Depth profiles of concentrations of chloride and sodium ions, and (b) their ratios for the sediment core

高くなり，海水と異なる水（高イオン濃度の水）との混合，ないし何らかの脱水作用の存在が示唆される．一方，図 5b に示す両イオン濃度の比は基本的に海水中イオン濃度の比を保っている．このような現象は他の 5 本（全 30 本の中の 5 本）のコアで観察された．

上述のように MH は生成時に水分子のみを抽出し溶存イオンを排斥するので，図 5 および他の 5 本のコアに見られる現象はコアの近傍（採取コアの深部もしくは水平方向など）での活発な MH 生成とそれに伴って排斥されたイオンが加わった高イオン濃度間隙水の存在が強く示唆される．

5.4　凹型および凸型プロファイル生成機構の可能性

堆積物深部から海底面に向かうメタンフラックス増加の原因としては，長い時間の経過のなかで多量の有機物が硫酸還元帯より深部へ輸送され埋没し，メタン生成が活発化するとの考えがある（Riedenger et al., 2006 など）．一方 Hensen et al.（2003）は，MH の解離とそれに伴う多量のメタン放出によってメタンフラックスが増加する可能性を指摘している．しかし図 6 に示すように，凹型プロファイルが得られたコアは付近一帯で広く連続的に一様に採取されるわけではなく，本研究結果と上記報告機構の関連を見出すことも難しく，他の機構が主たる要因である可能性が示唆される．そこで，図 5 の結果を踏まえて，MH 生成とメタンフラックス増加との関連を考察した．

堆積物中での MH 生成の際には，少なくとも以下の二つの変化を生じると考えられる．すなわち（1）MH が生成する前にあったメタンが湧昇する際の経路（湧昇路，図 7a に示す）が MH 生成によって閉塞される作用（図

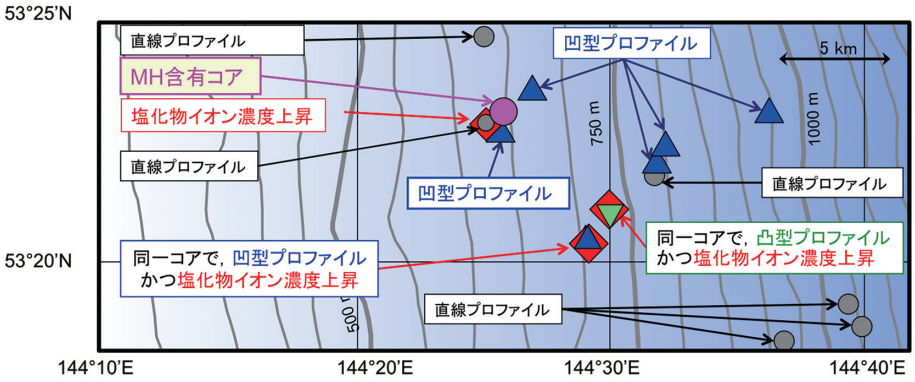


図 6：コア採取位置ごとの間隙水イオンの特徴の概観
Figure 6：Overview of pore water features at various coring locations

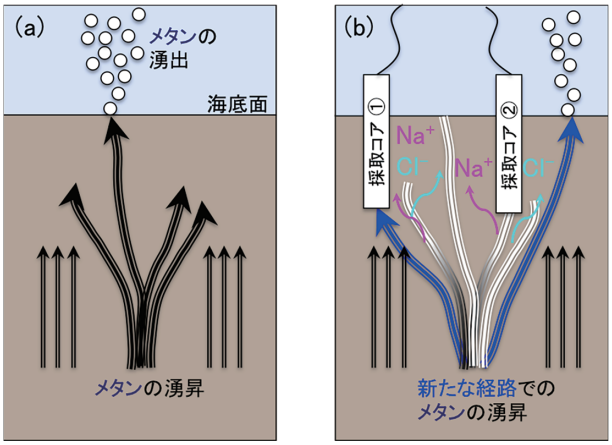


図 7：メタンハイドレート生成に伴うメタンフラックス変化の可能性．図中の白い脈状部分が MH．
Figure 7：Possible variation in methane flux caused by methane hydrate formation

7b）と，（2）水分子を抽出することによって図 5 および図 7b に示すように間隙水中のイオン濃度を高くする作用である．

そして，その後に続く作用・変化としては（3）メタンは新たな湧昇路を探し，（4）MH 含有コアの近傍では新たなメタン湧昇路ができ，（5）堆積物深部から海底面に向かうメタンフラックスが新たに追加される（既に存在したメタンフラックスに加算される）．その結果，図 7b の採取コア①の場所ではメタンフラックスが増加しており，これが凹型プロファイルを作る機構との解釈が可能である．図 6 に示すように，凹型プロファイルが見られたコアは，MH を含有するコアと塩化物イオンおよびナトリウムイオン濃度の上昇が見られたコアの近傍で採取されている事実は，この解釈と矛盾しない．なお図 6 は本研究調査海域の一部であり，上述の 30 本のコアのうち 15 本が採取された海域であり（他の 15 本の採取位置およびコア特性の分類に関しては，Minami et al., 2012 を参照されたい），本稿で示していない海域でも上記の解釈と整合的な結果が得られている．

一方，イオン濃度の上昇が見られたコアの中には図 3 のコアのように凸型の硫酸イオン濃度-深度プロファイルが見られることは興味深い．もし凸型プロファイルを形成する原因が主として埋没した有機物の分解時の硫酸イオンの消費であると仮定すると，このプロファイルは広く一帯に連続的に見られるはずであるが実際はそうではないため，他の機構が主たる要因である可能性を示唆する．

すなわち考えられる機構としては，図 7b の採取コア②の場所では（1）MH が当該コアの直下で生成し，（2）塩化物イオンとナトリウムイオンが MH 生成に伴って排斥されるために間隙水中の濃度が高くなり，（3）メタン湧昇路が閉塞し，（4）MH 直上のメタンフラックスは急激に低下し，（5）その結果として深度方向にイオン濃度上昇を伴う凸型プロファイルが生成する，という解釈が可能である．図 3 に示す MH 含有コアで GH 含有深度の直上で凸型の硫酸イオン濃度-深度プロファイルが見られる事実は，この解釈と矛盾しない．更に，図 3 の炭酸水素イオン濃度が SMI 深度近傍で最高濃度になっている事実は，硫酸イオンが主として“海底に堆積した有機物の分解の際に消費”されているのではなく，むしろ“SMI 深度での AOM の際に消費”されていることを強く示唆しており上記の解釈を支持する．

Dickens（2003）は過剰のフリーガスが堆積物中の裂け目などを通して間隙水の流れを作るとの考えを示している．この考えが本研究海域に当てはまるならば，硫酸イオン濃度が低いもしくは高い流体が海底面に移動（移流など）することによって，“メタンフラックスが変化”しているように見えるだけなのかもしれない．

今後の検討によって，オホーツク海サハリン島周辺での MH 生成環境と生成機構の解明および縁辺海としてのオホーツク海の自然科学的機能の解明が進むことが期

待される．

謝辞

本研究の実施において，POI 所属（Vladivostok, Russia）の調査船 R/V Akademik M.A. Lavrentyev 号の船長，乗組員ならびに乗船研究者の方々に深く感謝申し上げます．本稿を本特集号に掲載する機会を与えてくださいました三寺史夫教授（北海道大学低温科学研究所）ならびに篠原琴乃氏と編集委員の方々に記して厚く謝意を表します．本研究遂行にあたっては，日本学術振興会科学研究費補助金（基盤研究（A）18206099（H.S.），基盤研究（A）23254008（H.S.），基盤研究（B）21360219（S. Y.），基盤研究（C）19550077（H.M.），基盤研究（C）22540485（A.H.），基盤研究（B）26303021（A.H.）），北見工業大学経費（教育研究費および学長裁量研究費補助金）等の助成を受けています．記して厚く謝意を表します．

参考文献

Baranov, B., Y. K. Jin and H. Shoji (2010) Tectonic and geological setting. In: Shoji, H. et al. (eds) *Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2009, R/V Akademik M. A. Lavrentyev Cruise*, **47**, 10–16. Kitami Institute of Technology, Kitami, Japan.

Baranov, B., Y. K. Jin and H. Shoji (2011) Tectonic and geological setting. In: Jin, Y.K., et al. (eds) *Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2010, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise*, **50**, 10–16. Korea Polar Research Institute, Incheon, Korea.

Baranov, B., D. Rukavishnikov, Y. K. Jin, V. Prokudin, A. Salomatin, N. Nikolaeva, A. Derkachev, A. Obzhirov, H. Minami and H. Shoji (2014) Methane Gas Flares in the Tatarskyi Strait. *12th Int. Conf. Gas Mar. Sed.*, September 1–6, Taipei, Taiwan.

Boetius, A., K. Ravenschlag, C. J. Schubert, D. Rickert, F. Widdel, A. Gieske, R. Amann, B.B. Jørgensen, U.Witte and O. Pfannkuche (2000) A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. *Nature*, **407**, 623–626.

Borowski, W.S., C.K. Paull and W. Ussler III (1996) Marine pore-water sulfate profiles indicate in situ methane flux from underlying gas hydrate. *Geology*, **24**, 655–658.

Borowski, W.S., C.K. Paull and W. Ussler III (1999) Global and local variations of interstitial sulfate gradients in deep-water, continental margin sediments: Sensitivity to underlying methane and gas hydrates. *Mar. Geol.*, **159**, 131–154.

Cranston, R. E., G. D. Ginsburg, V. A. Soloviev and T. D. Lorenson (1994) Gas venting and hydrate deposits in the Okhotsk Sea. *Bull. Geol. Soc. Den.*, **41**, 80–85.

Dickens, G. R. (2001) Sulfate profiles and barium fronts in sediment on the Blake Ridge: Present and past methane fluxes through a large gas hydrate reservoir. *Geochim. Cosmochim. Ac.*, **65**, 529–543.

Dickens, G.R. (2003) Rethinking the global carbon cycle with a large, dynamic and microbially mediated gas hydrate capacitor. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **213**, 169–183.

Egeberg, P.K. and G.R. Dickens (1999) Thermodynamic and pore water halogen constraints on gas hydrate distribution at ODP Site 997 (Blake Ridge). *Chem. Geol.*, **153**, 53–79.

Fossing, H., T. G. Ferdelman and P. Berg (2000) Sulfate reduction and methane oxidation in continental margin sediments influenced by irrigation (South-East Atlantic off Namibia). *Geochim. Cosmochim. Ac.*, **64**, 897–910.

Froelich, P.N., G.P. Klinkhammer, M.L. Bender, N.A. Luedtke, G.R. Heath, D. Cullen, P. Dauphin, D. Hammond, B. Hartman and V. Maynard (1979) Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Ac.*, **43**, 1075–1090.

Ginsburg, G.D., V.A. Soloviev, R.E. Cranston, T.D. Lorenson and K. A. Kvenvolden (1993) Gas hydrates from the continental slope, offshore Sakhalin Island, Okhotsk Sea. *Geo-Mar. Lett.*, **13**, 41–48.

八久保晶弘, 坂上寛敏, 南尚嗣, 布川裕, 庄子仁, T. Matveeva, Y.K. Jin and A. Obzhirov（2009）オホーツク海天然ガスハイドレートの同位体組成とその結晶特性．地学雑誌，**118**, 207–221.

Hachikubo, A., A. Krylov, H. Sakagami, H. Minami, Y. Nunokawa, H. Shoji, T. Matveeva, Y.K. Jin and A. Obzhirov (2010) Isotopic composition of gas hydrates in subsurface sediments from offshore Sakhalin Island, Sea of Okhotsk. *Geo-Mar. Lett.*, **30**, 313–319.

Hachikubo A., H. Sakagami, H. Minami, S. Yamashita, N. Takahashi, H. Shoji, Y. K. Jin, O. Vereshchagina and A. Obzhirov (2014) Gas Hydrate Characteristics Retrieved off Southeastern and Southwestern Sakhalin Island. *12th Int. Conf. Gas Mar. Sed.*, September 1–6, Taipei, Taiwan.

Hachikubo, A., Y. K. Jin, S. Takeya, O. Vereshchagina, H. Sakagami, H. Minami, S. Yamashita, N.Takahashi, H. Shoji and A. Obzhirov (2015) Characteristics of natural gas hydrates retrieved from Tatarsky Trough, off the south western Sakhalin Island. *8th Int. Conf. Asian Mar. Geol.*, October 5–10, Jeju, Korea.

八久保晶弘，坂上寛敏，竹谷敏，山崎新太郎，南尚嗣，山下聡，庄子仁，高橋信夫（2015）オホーツク海網走沖で得られた天然ガスハイドレートの結晶学的特徴および包接ガス特性．第 7 回メタンハイドレート総合シンポジウム，12 月 2–3 日，東京．

Hensen, C., M. Zabel, K. Pfeifer, T. Schwenk, S. Kasten, N. Riedinger, H. D. Schulz and A. Boetius (2003) Control of

sulfate pore-water profiles by sedimentary events and the significance of anaerobic oxidation of methane for the burial of sulfur in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Ac.*, **67**, 2631–2647.

Hesse, R. (2003) Pore water anomalies of submarine gas-hydrate zones as tool to assess hydrate abundance and distribution in the subsurface What have we learned in the past decade. *Earth-Sci. Rev.*, **61**, 149–179.

Iversen, N. and B.B. Jørgensen (1985) Anaerobic methane oxidation rates at the sulfate-methane transition in marine sediments from Kattegat and Skagerrak (Denmark). *Limnol. Oceanogr.*, **30**, 944–955.

Jin, Y.K., H. Shoji, A. Obzhirov and B. Baranov (eds) (2011a) *Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2010, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 50*. Korea Polar Research Institute, Incheon, Korea.

Jin, Y.K., Y.-G. Kim, B. Baranov, H. Shoji and A. Obzhirov (2011b) Distribution and expression of gas seeps in a gas hydrate province of the northeastern Sakhalin continental slope, Sea of Okhotsk. *Mar. Petrol. Geol.*, **28**, 1844–1855.

Jin, Y.K., H. Shoji, A. Obzhirov and B. Baranov (eds) (2013) *Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2012, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 59*. Korea Polar Research Institute, Incheon, Korea.

Jørgensen, B.B., A. Weber and J. Zopfi (2001) Sulfate reduction and anaerobic methane oxidation in Black Sea sediments. *Deep-Sea Res.*, **48**, 2097–2120.

Knittel, K. and A. Boetius (2009) Anaerobic Oxidation of Methane: Progress with an Unknown Process. *Annu. Rev. Microbiol.*, **63**, 311–334.

Krylov, A., O. Khlystov, T. Zemskaya, H. Minami, A. Hachikubo, Y. Nunokawa, M. Kida, H. Shoji, L. Naudts, J. Poort and T. Pogodaeva (2008) First discovery and formation process of authigenic siderite from gas hydrate-bearing mud volcanoes in fresh water: Lake Baikal, Eastern Siberia. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L05405, doi: 10. 1029/2007GL032917.

Krylov, A., O. Khlystov, A. Hachikubo, H. Minami, Y. Nunokawa, H. Shoji, T. Zemskaya, L. Naudts, T. Pogodaeva, M. Kida, G. Kalmychkov and J. Poort (2010) Isotopic composition of dissolved inorganic carbon in subsurface sediments of gas hydrate-bearing mud volcanoes, Lake Baikal: implications for methane and carbonate origin. *Geo-Mar. Lett.*, **30**, 427–437.

Matsumoto, R., H. Tomaru and H. Lu (2004) Detection and evaluation of gas hydrates in the eastern nankai trough by geochemical and geophysical methods. *Resource Geol.*, **54**, 53–67.

Matveeva, T., V. Soloviev, K. Wallmann, A. Obzhirov, N. Biebow, J. Poort, A. Salomatin and H. Shoji (2003) Geochemistry of gas hydrate accumulation offshore NE Sakhalin Island (the Sea of Okhotsk): results from the KOMEX–2002 cruise. *Geo-Mar. Lett.*, **23**, 278–288.

Mazurenko, L.L., T.V. Matveeva, E.M. Prasolov, H. Shoji, A.I. Obzhirov, Y.K. Jin, J. Poort, E.A. Logvina, H. Minami, H. Sakagami, A. Hachikubo, A.S. Salomatin, A.N. Salyuk, E.B. Prilepskiy and CHAOS 2003 Scientific Team (2009) Gas hydrate forming fluids on the NE Sakhalin slope, Sea of Okhotsk. In: Long, D. et al. (eds) *Sediment-Hosted Gas Hydrates New Insights on Natural and Synthetic Systems*: 51–72. Geological Society Special Publication, UK (319).

南尚嗣，A. Krylov，坂上寛敏，八久保晶弘，百武欣二，戸丸仁，木田真人，髙橋信夫，庄子仁，T. Matveeva，Y.K. Jin，A. Obzhirov and J. Poort（2009）オホーツク海のメタンハイドレート含有層における間隙水の地球化学．地学雑誌，**118**，194–206.

Minami, H., K. Tatsumi, A. Hachikubo, S. Yamashita, H. Sakagami, N. Takahashi, H. Shoji, Y.K. Jin, A. Obzhirov, N. Nikolaeva and A. Derkachev (2012) Possible variation in methane flux caused by gas hydrate formation on the northeastern continental slope off Sakhalin Island, Russia. *Geo-Mar. Lett.*, **32**, 525–534.

Minami, H., A. Hachikubo, H. Sakagami, S. Yamashita, Y. Soramoto, T. Kotake, N. Takahashi, H. Shoji, T. Pogodaeva, O. Khlystov, A. Khabuev, L. Naudts and M. De Batist (2014) Sequentially sampled gas hydrate water, coupled with pore water and bottom water isotopic and ionic signatures at the Kukuy mud volcano, Lake Baikal: ambiguous deep-rooted source of hydrate-forming water. *Geo-Mar. Lett.*, **34**, 241–251.

Minami, H., A. Hachikubo, H. Sakagami, S. Yamashita, N. Takahashi, H. Shoji, Y.K. Jin, B. Baranov and A. Obzhirov (2015) Ionic and isotopic analyses of pore waters from gas hydrate-bearing sediment cores retrieved at Tatarsky trough off Sakhalin Island, Russia. *8th Int. Conf. Asian Mar. Geol.*, October 5–10, Jeju, Korea.

三輪昌輝，山下聡，南尚嗣，八久保晶弘，坂上寛敏，山崎新太郎，片岡沙都紀，舘山一孝（2015）太平洋十勝沖でのガスハイドレート調査と海底堆積土の土質特性．第 7 回メタンハイドレート総合シンポジウム，12 月 2–3 日，東京.

Niewöhner C, C. Hensen, S. Kasten, M. Zabel and H.D. Schulz (1998) Deep sulfate reduction completely mediated by anaerobic methane oxidation in sediments of the upwelling area off Namibia. *Geochim. Cosmochim. Ac.*, **62**, 455–464.

Obzhirov, A., R. Shakirov, A. Salyuk, E. Suess, N. Biebow and A. Salomatin (2004) Relations between methane venting, geological structure and seismo-tectonics in the Okhotsk Sea. *Geo-Mar. Lett.*, **24**, 135–139.

Pogodaeva, T. V., T. I. Zemskaya, L. P. Golobokova, O. M. Khlystov, H. Minami and H. Sakagami (2007) Chemical composition of the pore waters in the bottom sediments of Lake Baikal. *Russ. Geol. Geophys.*, **48**, 886–900.

Riedinger, N., S. Kasten, J. Gröger, C. Franke and K. Pfeifer (2006) Active and buried authigenic barite fronts in sediments from the Eastern Cape Basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **241**, 876–887.

Sasaki, Y., H. Minami, A. Hachikubo, S. Yamashita, T. Hirano, H. Sakagami, N. Takahashi, H. Shoji, Y.K. Jin, N. Nikolaeva, A. Derkachev, A. Obzhirov and B. Baranov (2014) Low chloride anomalies in sediment pore waters off southwest Sakhalin Island, Russia. *12th Int. Conf. Gas Mar. Sed.*, September 1–6, Taipei, Taiwan.

Shoji, H., V. Soloviev, T. Matveeva, L. Mazurenko, H. Minami, A. Hachikubo, H. Sakagami, K. Hyakutake, V. Kaulio, V. Gladysch, E. Logvina, A. Obzhirov, V. Baranov, O. Khlystov, N. Biebow, J. Poort, Y.K. Jin and Y. Kim (2005) Hydrate-Bearing Structures in the Sea of Okhotsk. *EOS*, **86**, 13–24.

庄子仁，Y.K. Jin，A. Obzhirov，A. Salomatin，B. Baranov，V. Gladysh，八久保晶弘，南尚嗣，山下聡，髙橋信夫（2009）オホーツク海のメタンハイドレートとプルーム．地学雑誌，**118**，175–193.

庄子仁，南尚嗣，八久保晶弘（2012）オホーツク海のメタンシープとメタンハイドレート．環オホーツク海地域の環境と経済（田畑伸一郎，江淵直人編）：89–116，北海道大学出版会，札幌.

Shoji, H., Y.K. Jin, A. Obzhirov and B. Baranov (eds) (2012) *Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project, 2011, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 56*. New Energy Resources Research Center, Kitami Institute of Technology, Kitami, Japan.

Shoji, H., Y.K. Jin, B. Baranov, N. Nikolaeva and A. Obzhirov (eds) (2014) *Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project II, 2013, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 62*. Kitami Institute of Technology, Kitami, Japan.

Sloan, E.D. and C.A. Koh (2008) *Clathrate Hydrates of Natural Gases, Third Edition,* CRC Press, Taylor & Francis Group, CRC Press, NW, USA.

Soloviev, V.A. and G.D. Ginsburg (1997) Water segregation in the course of gas hydrate formation and accumulation in submarine gas-seepage fields. *Mar. Geol.*, **137**, 59–68.

戸丸仁，南尚嗣，庄子仁，蛭田明宏，松本良，陸尊礼，U. Fehn，T.K. Jin and A. Obzhirov（2009）オホーツク海および日本海に胚胎する表層型ガスハイドレート鉱床における間隙水のハロゲンと放射性ヨウ素同位体（^{129}I）の化学．地学雑誌，**118**，111–127.

Treude, T., J. Niggemann, J. Kallmeyer, P. Wintersteller, C.J. Schubert, A. Boetius and B.B. Jørgensen (2005) Anaerobic oxidation of methane and sulfate reduction along the Chilean continental margin. *Geochim. Cosmochim. Ac.*, **69**, 2767–2779.

Ussler, III W. and C.K. Paull (2001) Ion exclusion associated with marine gas hydrate deposits. In: Paull, C.K. and W.P. Dillon (eds) *Natural Gas Hydrates Occurrence Distribution and Detection*, 124: 41–51. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, Washington, DC, USA.

Ussler, III W. and C. K. Paull (2008) Rates of anaerobic oxidation of methane and authigenic carbonate mineralization in methane-rich deep-sea sediments inferred from models and geochemical profiles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **266**, 271–287.

Wallmann, K., G. Aloisi, M. Haeckel, A. Obzhirov, G. Pavlova and P. Tishchenko (2006) Kinetics of organic matter degradation, microbial methane generation, and gas hydrate formation in anoxic marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Ac.*, **70**, 3905–3927.

山下聡，出羽寛信，八久保晶弘，南尚嗣，片岡沙都紀，川口貴之，坂上寛敏，高橋信夫，庄子仁（2012）表層型ガスハイドレート賦存海底・湖底地盤から採取した堆積土の土質特性―間隙水溶存ガスの気泡化に伴う堆積土の試料乱れ評価―．地盤工学ジャーナル，**7**，503–516.

Zonenshayn, L.P., I.O. Murdma, B.V. Baranov, A.P. Kuznetsov, M.I. Kuzmin, G.P. Avdeiko, P.A. Stunzhas, V.N. Lukashin, M.S. Barash, G.M. Valashko and L.L. Dyomina (1987) An underwater gas source in the Sea of Okhotsk. *Oceanology*, **27**, 598–602.

低温科学 74 （2016） 163-174
doi: 10.14943/lowtemsci. 74. 163

札幌における積雪観測と物理プロセスモデル開発

青木　輝夫[1)]，庭野　匡思[1)]，的場　澄人[2)]

低温科学研究所で行われた積雪断面観測の記録は約 50 年に及ぶ世界でもまれに見る貴重なデータセットである．また，その長い歴史の中で，2000 年代以降の断面観測は詳細な放射観測とリンクし，積雪に関係する物理プロセスモデル開発という新たな利用価値が見出されてきた．その背景には，地球温暖化の影響が雪氷圏で顕著に現れるという事実がある．今後，雪氷圏変動を精度良く予測するためには雪氷面における放射収支，熱収支，質量収支などの物理プロセスの更なる理解と精緻なモデル化が必要である．本論文ではこれらの観測結果及びそれに基づいて開発された積雪アルベド物理モデルや積雪変質モデルの検証結果についてレビューし，今後の展望を議論する．

Snow observations and development of physically based process model at Sapporo

Teruo Aoki[1], Masashi Niwano[1] and Sumito Matoba[2]

Long-term record of snow pit observation conducted by Institute of Low Temperature Science (ILTS) at Sapporo for 50 years is an important and rare data set in the world. Snow pit observations after the 2000 s in the long history were linked with detailed radiation observations, and both of them were newly utilized for the purpose of physically based process modeling on snow. The background for that is related with the fact that effect of global warming is greater in cryosphere. To predict the future change in cryosphere accurately, further understanding and elaborate modeling of physical processes including radiation budget, heat budget and mass balance at snow surface are needed. This paper reviews the studies of snow physical/chemical properties and albedos observed at a study plot of ILTS and the validations of physically based albedo model and snow metamorphism model developed with those data, and the future issues are finally discussed.

キーワード：積雪断面観測，アルベド，短波放射加熱，積雪変質（変態），熱収支
snow pit observation, albedo, solar heating, snow metamorphism, heat budget

1．はじめに

札幌の北海道大学低温科学研究所における積雪断面観測の歴史は非常に長く，最初の報告は小島（1955）にまでさかのぼることができる．通年における連続的な断面観測は 1964 年に現在の教育学部（北 11 条西 7 丁目）付近にあった旧低温科学研究所付近で開始され（小島ほか，1965），その後，一時的な中断はあったものの，2 度の観測露場（以下，単に露場と呼ぶ）の移転を経て，2016 年現在まで 49 冬期の膨大な観測データを有する世界的に見ても貴重なデータセットが蓄積されている．公開されていないデータも存在するため，その全容を詳らかにすることは現時点で困難であるが，大まかに以下に述べる 3 つの期間に分けることができる．第 1 期「積雪特性の

連絡先
青木　輝夫
気象研究所
〒305-0052　茨城県つくば市長峰 1-1
Tel. 029-853-8716
e-mail：teaoki@mri-jma.go.jp

1）気象研究所
Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan
2）北海道大学低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan

基礎研究期」（1954–1967 年）：積雪そのものの物理・化学的な特性に関する研究が行われ，通年の断面観測は 1963–1967 年の 4 冬期間実施された．第 2 期「積雪及び関連分野のプロセス研究期」（1967–1999 年）：1967 年に低温科学研究所が現在の場所に移転すると共に，その北側に露場が設置され，様々なプロセス研究が実施された（e. g., 遠藤ほか，1972；秋田谷ほか，1989）．また，気象観測も連続的に行われモニタリング的要素も加わった（e. g., 石川ほか，1985；兒玉・石川，1988）．断面観測は第 2 期の全期間，32 冬期間実施され（e. g., 八久保ほか，1997；海原ほか，2011），その後，1999–2003 年の 4 冬期間中断されたが，2003 年に再開し，2016 年現在も継続されている．第 3 期「プロセスモデル開発と連携した応用研究期」（2003–現在）：自動気象観測による気象，積雪，土壌等の連続観測と週 2 回の断面観測及び積雪サンプリング，光吸収性積雪不純物・イオン分析等が実施され，これらのデータに基づいてアルベドモデル（e. g., Aoki et al., 2011; Yasunari et al., 2011）や積雪変質モデル（e. g., Niwano et al., 2012）の開発・検証などが行われた．この間，露場は 2008 年秋の道路建設に伴い北側約 500 m の場所に移転したが，断面観測は露場南側の農場において実施されている．

積雪断面観測の長い歴史の中で，第 3 期にプロセスモデル開発と連携した研究が行われた背景には，地球温暖化の影響が雪氷圏で顕著に現れるという事実と関係している．一方で，雪氷圏変動の予測や再解析の精度は未だ不十分なため，今後の雪氷圏変動を正確に把握・予測するためには雪氷面における放射収支，熱収支，質量収支などの物理プロセスの更なる理解，モデルの精緻化，予測精度の向上が緊急性の高い課題となっている．例えば，Flanner et al.（2007）は積雪変質過程や積雪不純物の効果を考慮してアルベドを求めるプロセスモデル SNow, ICe, and Aerosol Radiation model（SNICAR）を開発し，エアロゾル輸送モデルに組み込み，[1]ブラックカーボン（BC）による放射強制力を見積っている．また，フランス気象局は，長期の観測記録を有する Col de Porte における気象・雪氷観測（Morin et al., 2012）を通して，詳細な積雪変質モデルの嚆矢と言える Crocus（e. g., Brun et al., 1989）を開発した．同様に，スイス連邦雪・雪崩研究所が開発している積雪変質モデル SNOWPACK（Bartelt and Lehning, 2002; Lehning et al., 2002a, b）の開発・高度化においては，欧州における貴重な雪氷モニタリングサイトとして Col de Porte と双璧をなす Weissfluhjoch（Lehning et al., 2002b）のデータが主に用いられている．このように，光吸収性積雪不純物の増加や温暖化に伴う積雪面のアルベド変化や積雪変質特性の物理モデル化には，詳細な断面観測とリンクした放射観測が必要で，高頻度の観測のためには一時的なキャンペーン観測では不十分である．そこで，低温科学研究所の露場において 2000 年代から断面観測や気象観測データに基づく積雪物理プロセスモデル研究が行われた．本論文では研究成果をレビューし，今後の展望を議論する．

2．大気–積雪系の放射伝達モデルによる波長別アルベド

積雪のアルベドは積雪面上における放射収支を考える上で最も重要な要素の一つである．そのモデル化は 1980 年代に大きく進歩し，光学的に十分厚い積雪の場合（通常，深さ 30〜50 cm 以上），近赤外域のアルベドは積雪粒径に大きく依存し，可視域のアルベドは積雪に含まれる鉱物性ダスト（以下，単にダストと呼ぶ）やすすなどの光吸収性積雪不純物濃度に依存することが知られている（Wiscombe and Warren, 1980; Warren and Wiscombe, 1980）．また，雲やエアロゾルなどの大気成分が直達成分と散乱成分の割合を変化させることにより積雪が変化しなくても波長別のアルベドを変化させ，また，大気成分が下向き日射の波長分布を変化させることにより，波長積分したアルベドを変化させる（Aoki et al., 1999）．これらの効果を考慮した大気–積雪系の放射伝達モデル（Aoki et al., 1999, 2003）によって計算した積雪の波長別アルベドを図 1 に示す．図 1a は積雪粒径依存性，図 1b–c は積雪中の BC 濃度依存性を示す．後者では積雪の有効半径が小さいとき（図 1b：$r_{\mathrm{eff}}=50\,\mu$m）よりも大きいとき（図 1c：$r_{\mathrm{eff}}=500\,\mu$m）の方が，同じ BC 濃度に対してアルベド低下率が大きい．実際の積雪では，積雪粒径及び不純物濃度が鉛直方向に不均一で，それらの鉛直構造が波長別のアルベドに影響を与える（Aoki et al., 2000）．このため，アルベドモデルでは積雪粒径と不純物濃度の鉛直分布を大気の効果と共に考慮する必要がある．

[1]光吸収性の炭素は，その測定方法によって「ブラックカーボン」（black carbon：BC），「元素状炭素」（elemental carbon：EC），「すす」（soot）といった様々な名称で呼ばれている．ここではこれらを文献や測定法に従って記述する．本研究ではそれらの積雪不純物は光学的に同等のものとして議論する．

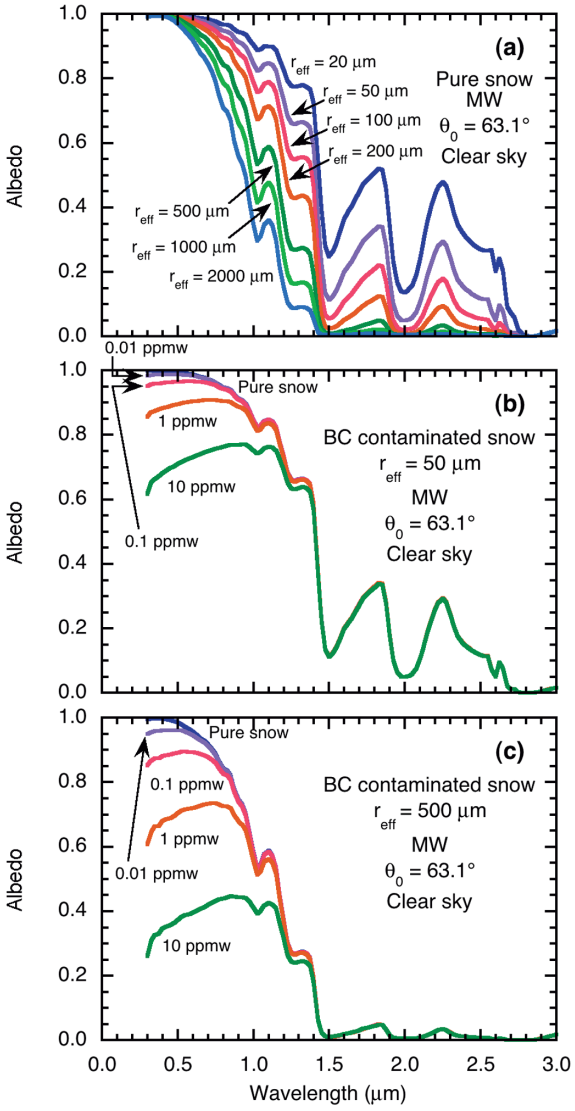


図 1：大気-積雪系の多重散乱モデルで計算した半無限積雪深の均一な積雪の波長別アルベドの(a)積雪粒径依存性，(b-c)積雪中のブラックカーボン（BC）濃度依存性．θ_0は太陽天頂角，r_{eff}，は積雪粒子の有効半径，c_{BC}は BC 濃度で単位積雪重量当たりの BC 重量の単位（ppmw）で示す．

Figure 1：Spectral albedo of homogeneous snow with semi-infinite depth calculated with a radiative transfer model for the atmosphere-snow system depending on (a) snow grain size and (b-c) black carbon (BC) concentration in snowpack. θ_0 denotes solar zenith angle, r_{eff} is effective snow grain radius, c_{BC} is mass concentration of BC in snowpack with an unit of BC mass per unit mass of snow.

3．低温科学研究所における積雪断面観測，積雪不純物濃度，アルベド

露場が自動気象観測装置と共に現在の位置（43° 05′ 09″ N，141° 20′ 11″ E，12 m a.s.l.）に移転したのは 2008 年 10 月で，それ以前の露場（43° 04′ 56″ N，141° 20′ 30″ E，15 m a.s.l.）では自動気象観測と積雪断面観測が行われてきた．図 2 は移転後の露場における自動気象観測装置の写真で，断面観測は旧露場と現在の露場のおおよそ中間地点で実施されている．旧露場における断面観測と放射観測データから，可視域のアルベドが光吸収性の強い積雪不純物によって低下していることを示す解析結果が得られている．図 3 の丸印は 2003-2005 年の 2 冬期間に観測された可視域及び近赤外域の広波長帯域アルベドの積雪不純物濃度の総量依存性を示したものである．青と赤の曲線は観測期間中の南中時刻における太陽天頂角や積雪物理量の変動範囲に対して大気-積雪系の放射伝達モデル（Aoki et al., 1999, 2003）で理論的に予測されるアルベドのそれぞれ最大値及び最小値を表す．積雪不純物がダストのみの場合（実線）には，観測値は理論的に予測されるアルベド範囲を下回るが，ダストに加え光吸収性が強い BC を 0.25 ppmw（破線）から 0.5 ppmw（点線）含む場合，観測値は理論値の範囲に分布する（Aoki et al., 2007a）．この時点では現地でサンプリングされた積雪から BC 濃度を測定する装置を有していなかったため，このようなアルベドのモデル計算と実測値を比較することにより，積雪不純物の成分を推定する研究が行われた．

図 2：札幌の北海道大学低温科学研究所の観測露場写真

Figure 2：Study plot of Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University at Sapporo.

一方，札幌では中国大陸からの黄砂によるアルベド低下が観測されることがある．2004 年 3 月 11-12 日に観測された黄砂イベントでは，その前後で表層の不純物濃度が 20 ppmw から 600 ppmw に急上昇し，アルベドは 0.66 から 0.46 へ低下した．このときの積雪中のダスト粒子の粒径分布をコールターカウンター（電気的検知帯法粒径測定器）で測定し，理論的に見積もった沈着量の粒径分布と比較した結果，2.5 μm 以上の巨大粒子を除き，降水に伴う湿性沈着が重要であることが示された（Aoki et al., 2006）．

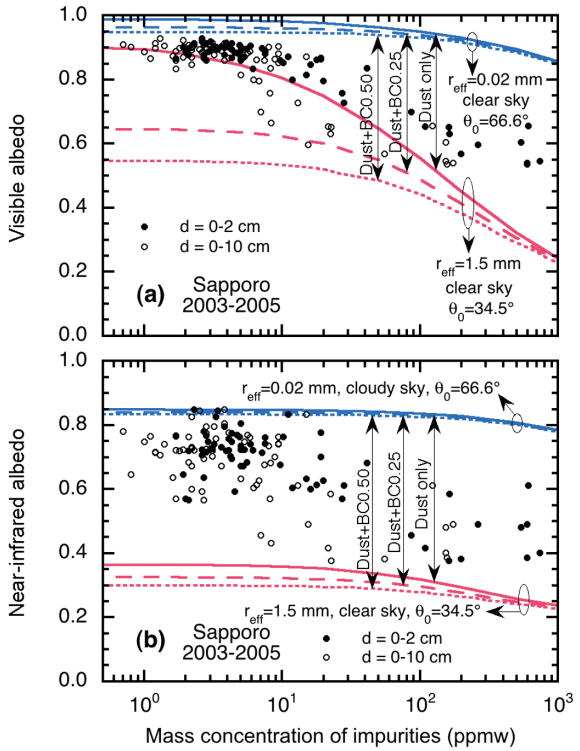


図 3：札幌における 2003–2005 年の 2 冬期間の (a) 可視域及び (b) 近赤外域の広波長帯域アルベドの積雪不純物濃度依存性．黒丸及び白丸は，それぞれ積雪の深さ 0–2 cm 及び 0–10 cm の不純物濃度観測値とアルベド観測値の関係を示す．青色曲線及び赤色曲線は観測期間中に理論的に予測されるアルベドの最大値及び最小値を示す．実線，破線，点線は積雪不純物組成の違いを示し，実線はダストのみの不純物モデル，破線及び点線はそれぞれ 0.5 ppmw と 0.25 ppmw の BC を常に含み，残りはダストの不純物モデルによる計算結果を示す（Aoki et al., 2007a）．

Figure 3：(a) Visible albedo and (b) near-infrared albedo as a function of mass concentration of snow impurities during the period 2003–2005. Characters denote the measured albedos versus mass concentration of snow impurities measured for the snow surface (filled circles) and the snow layer from surface to 10 cm (open circles). Blue and red curves indicate the theoretically predicted maximum and minimum albedos during the observation period using three types of snow impurity models: Dust only, Dust + BC0.25 and Dust + BC0.50, which contain dust, dust + 0.25 ppmw of BC, and BC of 0.50 ppmw, respectively. The snow grain size (r_{eff}), sky conditions (clear/cloudy) and solar zenith angle (θ_0) corresponding to the maximum and minimum albedos were determined within the measured ranges of these parameters during the observation period (Aoki et al., 2007a).

その後，Kuchiki et al.（2015）は熱光学法を用いたカーボン分析装置により，露場移転時期を含む 2007–2013 年の 6 冬期間における積雪中のダスト，元素状炭素（EC），有機炭素（OC）濃度の長期解析を行った．熱光学法による積雪不純物分析では，石英フィルターを使って積雪サンプルを融解・濾過するが，一般に液体に含まれる EC の補足率は悪く，石英フィルターによる雨水中の EC の補足率は 10–38% と見積もられている（Torres et al., 2014）．Kuchiki et al.（2015）は凝集剤（$NH_4H_2PO_4$）を用いて石英フィルター＋熱光学法によって，札幌における EC の過小評価が平均約 60% であることを明らかにした．このような比較的高い補足率は，札幌における BC は元々凝集体やダストとの混合物が多いため，凝集剤がなくても石英フィルターに補足されやすいと考察された．図 4 は 6 冬期間における気温と積雪深（上段），表層（0–2 cm）におけるダスト，EC，OC 濃度（中段），深さ 0–10 cm（2012–2013 年のみ深さ 2–10 cm）における同不純物濃度（下段）を示す．この期間中，3 種類の不純物濃度に顕著なトレンドは観測されなかったが，一般にいずれの成分も 1–2 月の涵養期に低濃度，3–4 月の融雪期に高濃度であった．また，表層の不純物濃度は 10 cm 層のそれらに比べ短期変動が大きかった．表層の不純物濃度は一般に降雪後の経過日数と共に徐々に増加したが，その増加率は OC が最も大きく，EC が最も小さかった．これには大気エアロゾルの沈着過程，積雪の融解過程，昇華・蒸発過程などが関係していると考えられる．6 冬期間の EC，OC，ダスト濃度はそれぞれ 0.19，0.31，3.6 ppmw で，EC 濃度は北極域の BC 濃度に比べ 10–100 倍高濃度であった．

断面観測と積雪サンプリング・分析によって得られた積雪粒径と不純物濃度は，自動的にそれらの積雪物理量を遠隔測定するための地上設置型の全天分光日射計（Kuchiki et al., 2009）の開発にも利用された．現在，この装置により天気に関係なく表面付近の積雪粒径と不純物濃度が連続的に測定されている．

4．積雪アルベド物理モデルの開発

Aoki et al.（2003）は北見における 2 冬期間の積雪断面観測とアルベド観測からアルベドを支配する要素は経験的なパラメタリゼーションで使われる気温や雪温よりも，積雪粒径と不純物濃度が重要であること明らかにした．また，Motoyoshi et al.（2005）は新庄における同様の観測から，積雪のエイジングに伴うアルベド低下に，大気中の光吸収性エアロゾルの沈着による積雪不純物濃度の増加が寄与していることを示した．それらの研究では断面観測から得られた積雪粒径や不純物濃度の変動範囲に対して，放射伝達モデル計算で波長別アルベドを求め，それを波長積分した広波長帯域のアルベドを観測値と比較して積雪物理量の効果を議論している．しかし，波長別の放射伝達計算は時間がかかるため，個々のアルベド観測値とモデル計算値を比較することが事実上難しい．このため，それらの研究では図 3 に示したような可

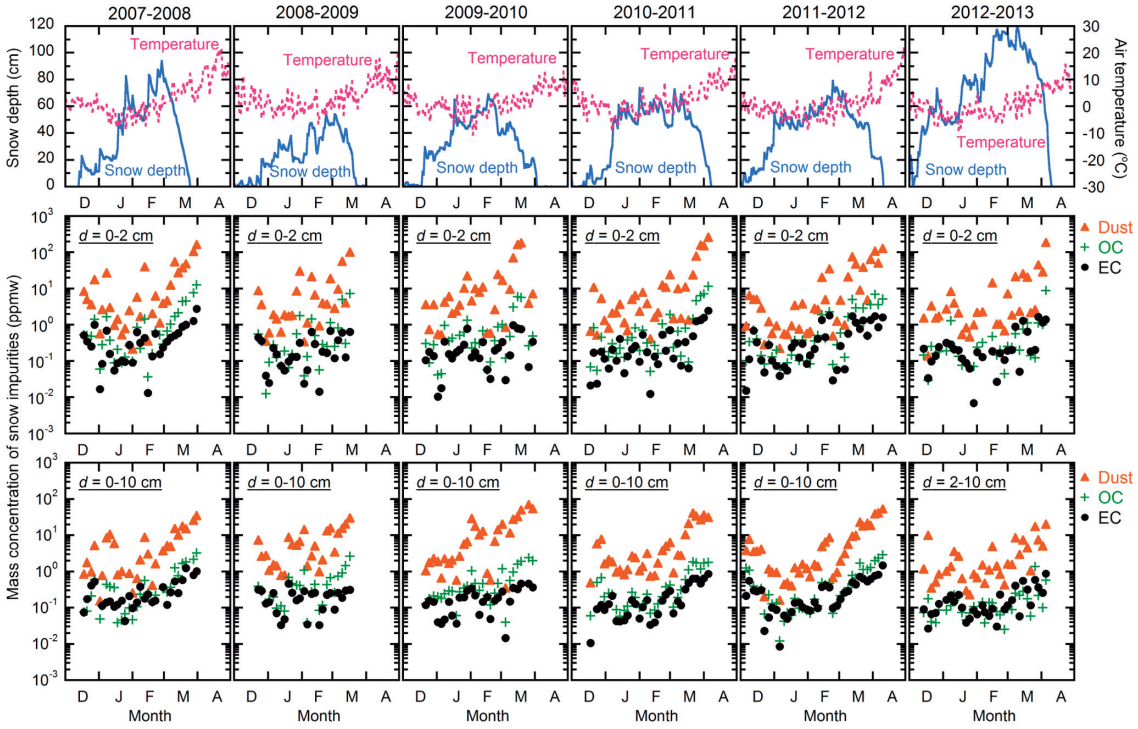


図 4：札幌における 2007–2013 年の 6 冬期間（12–3 月）の（上段）正午の気温と積雪深，（中段）積雪の深さ 0–2 cm におけるダスト，元素状炭素（EC），有機炭素（OC）濃度，（下段）深さ 0–10 cm（2012–2013 年のみ深さ 2–10 cm）におけるダスト，EC，OC 濃度（Kuchiki et al., 2015）.

Figure 4：Top panel: Snow depth and air temperature at 12:00 local time at Sapporo during the six winters of 2007–2013. Middle and bottom panels: dust, elemental carbon (EC) and organic carbon (OC) concentrations in the surface layers d = 0–2 cm (middle panel) and in the d = 0–10 cm layer for the five winters from of 2007–2012 and the d = 2–10 cm layer for the winter of 2012–2013 (bottom panel) (Kuchiki et al., 2015).

視域と近赤外域におけるアルベドの変動範囲を計算し，観測値と比較する手法が用いられた．

一方，気候モデルでも使用可能な積雪アルベドのモデルは積雪物理量や大気の効果を考慮して高速でアルベドを計算する必要がある．このため，Aoki et al.（2011）は波長別の放射伝達モデルを用いて積雪粒径と不純物濃度の変動範囲に対して，可視域 5 バンド，近赤外域 5 バンドにおける各アルベド値を予め計算しておき，ルックアップテーブルに格納することにより，高速高精度の積雪アルベド物理モデル（physically based snow albedo model：PBSAM）を開発した．このモデルへの入力パラメータは，代表的な積雪層毎の積雪粒径，不純物濃度（BC とダスト），積雪密度，積雪水量のほか，太陽天頂角，可視域と近赤外域における直達日射成分，散乱日射成分，雪面下の地面のアルベドである．出力は可視域，近赤外域，短波長域（可視域＋近赤外域）におけるアルベドと積雪内部における短波放射加熱率である．以下，札幌における断面観測とアルベド観測データに基づいた PBSAM の検証結果について述べる．

図 5 は PBSAM への入力パラメータとして使用された積雪物理量の一部で，2007–2009 年の 2 冬期間に観測された積雪不純物（ダスト，EC）濃度，積雪粒径，積雪深の変化である．積雪不純物濃度は断面観測時にサンプリングされ，気象研究所のカーボン分析装置で測定された．積雪粒径（SGS）は積雪の深さ 0–2 cm 及び 2–10 cm における平均値を示す．積雪粒径はルーペによる目視観測で積雪粒子の全長（d_1），樹枝状粒子等の枝の幅（d_2），板状粒子の場合の厚さ（d_3）の 3 種類の寸法が測定される（Aoki et al., 2007b）．過去の観測から光学的に等価な粒径は d_2 に最も近いことが分かっている（Aoki et al., 2000, 2003）．また，d_1 から d_3 それぞれの最大値，平均値，最小値も記録される．これらのデータを基に PBSAM によって計算された可視域，近赤外域，短波長域におけるアルベド計算値と実測値の変化を表したのが図 6 である．観測値は南中時刻を含む 30 分平均で，PBSAM では積雪 5 層モデルが用いられた．エラーバーは観測された積雪粒径の最小値と最大値を入力した場合の計算結果の範囲を示す．モデル計算値では，1–2 月の涵養期における高いアルベド，3 月の融雪期のアルベド低下の様子が比較的良く再現されている．また，2009 年

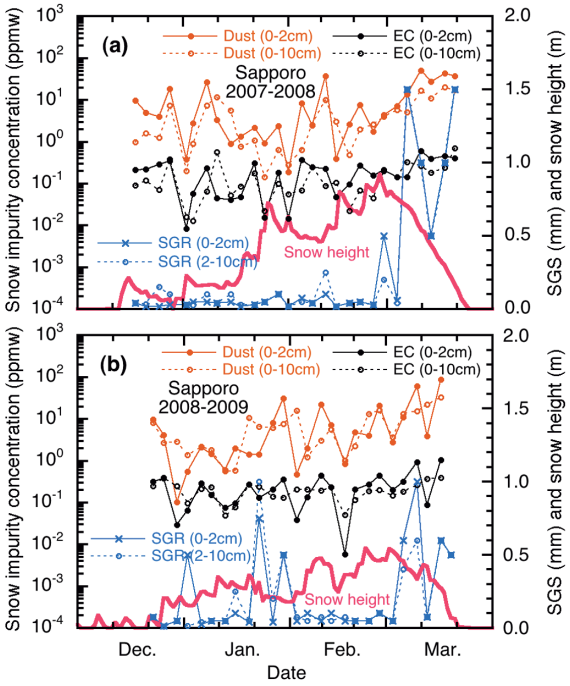


図 5：札幌において(a)2007–2008 年と(b)2008–2009 年の 2 冬期間に観測された積雪不純物濃度，積雪粒径，積雪深．積雪不純物濃度は積雪の深さ 0–2 cm 及び 0–10 cm におけるダスト，EC，OC 濃度を示し，積雪粒径（SGS）は積雪の深さ 0–2 cm 及び 2–10 cm における平均値を示す．これらの積雪物理量は週 2 回の積雪断面観測によって得られたもので，積雪深は自動気象観測装置によって観測された南中時刻を含む 30 分平均値（Aoki et al., 2011）．

Figure 5：Mass concentrations of snow impurities, snow grain size (SGS) and snow height measured at Sapporo during two winters: (a) 2007–2008 and (b) 2008–2009. The mass concentrations of dust, EC and OC as snow impurities were measured in snow samples of two snow layer thicknesses, d = 0–2 and 0–10 cm, and the SGS was averaged over the two snow layer thicknesses d = 0–2 and 2–10 cm. These snow parameter values were measured during snow pit work performed twice a week. The snow height plotted is the 30-min averaged values from 1131 to 1200 local time (LT), including local solar noon measured by an automatic weather station (Aoki et al., 2011).

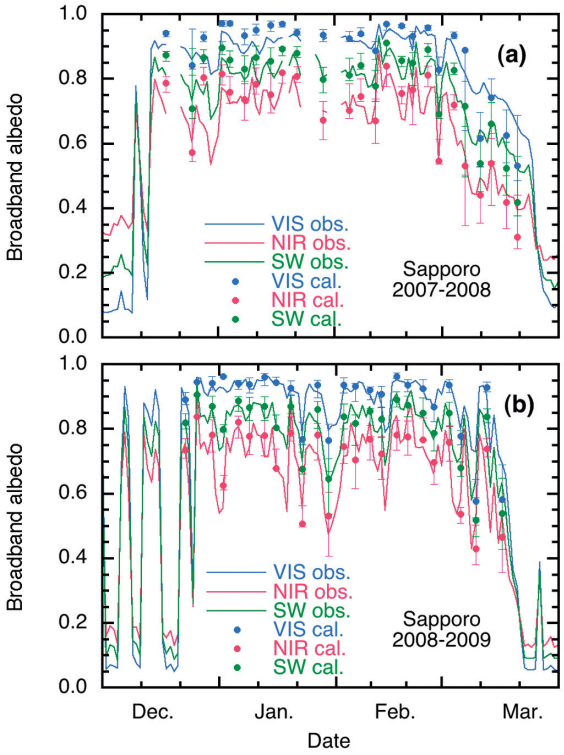


図 6：札幌において(a)2007–2008 年と(b)2008–2009 年の 2 冬期間に観測された可視域（VIS），短波長域（SW），近赤外域（NIR）のアルベド（曲線）と PBSAM による計算結果（ドット）．観測値は南中時刻を含む 30 分平均値，計算結果は積雪 5 層モデルの PBSAM に積雪断面観測値を入力して求めた値，エラーバーは観測された積雪粒径の最小値と最大値を入力した場合の計算結果の範囲を示す（Aoki et al., 2011）．

Figure 6：Broadband albedos measured at Sapporo (curves) compared with values simulated by PBSAM (dots) during two winters: (a) 2007–2008 and (b) 2008–2009. Measurement values are the daily 30-min-averaged values from 1131 to 1200 LT, and simulations were calculated using data collected by snow pit work performed twice a week. The simulated albedos were calculated with a five-layer snow model. Error bars mean the albedo range simulated using the measured minimum and maximum snow grain sizes. (Aoki et al., 2011).

1 月下旬の 2 度の一時的なアルベド低下も良く再現されている．このとき図 5 を見ると厳冬期にもかかわらず積雪粒径の増加が観測され，積雪深も低下している．一方，2008 年 3 月のアルベド計算値はやや過小評価している．しかし，全般的にエラーバーの範囲に収まっている．さらに，PBSAM の精度を調べるため，それら 2 冬期間のアルベド観測値と計算値の散布図を図 7 に示す．2 乗平均平方根誤差は短波長域で最も小さく（RMSE＝0.047），決定係数は短波長でもっとも高い（R^2＝0.899）．これらの成績は気候モデル用のアルベドモデルとしては非常に高いと考えられる．

PBSAM は積雪中の短波放射による加熱率を計算することができる．短波放射加熱量は直接積雪内部を加熱するため，積雪内部の熱収支にとって重要な物理量である．積雪表面からの深さ z における短波放射による加熱率 $H(z)$ は，正味短波放射量の鉛直変化量 $\partial F^{\mathrm{net}}(z)/\partial z$ によって以下の式で表すことができる．

$$H(z)=\frac{1}{\rho(z)C_p}\frac{\partial F^{\mathrm{net}}(z)}{\partial z} \qquad (1)$$

ここで，$\rho(z)$ は積雪の密度，C_p は氷の比熱容量である．モデルの中では幾何学的な厚さ dz_j の積雪層 j における正味短波放射量の鉛直変化量は，積雪表面における全天日射量 F_{SW} と積雪層 j における短波放射吸収率 $a_{j,\mathrm{SW}}$ から以下のように計算することができる．

$$\frac{\partial F^{\mathrm{net}}(z)}{\partial z}\approx\frac{F_{\mathrm{SW}}a_{j,\mathrm{SW}}}{dz_j} \qquad (2)$$

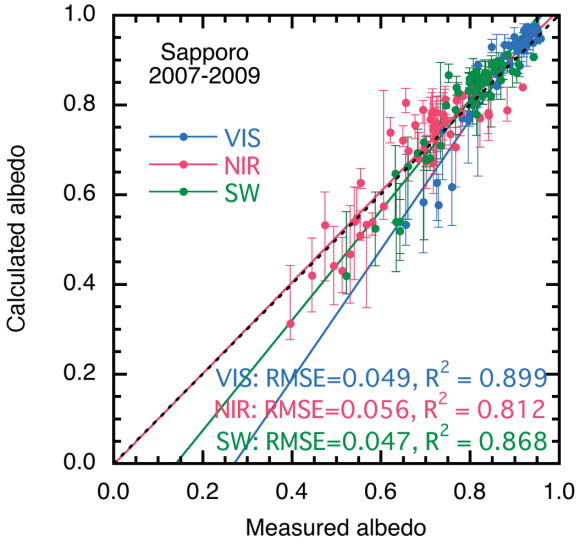


図 7：図 6 のアルベド観測値と PBSAM による計算値の関係を表す散布図．3 本のカラーの直線はそれぞれ 3 波長域のアルベド観測値と計算値の関係から求めた直線回帰式を表し，破線は 1：1 の関係を表す．RMSE と R^2はそれぞれ 2 乗平均平方根誤差と決定係数を表す．計算値のエラーバーの意味は図 6 と同じ（Aoki et al., 2011）．

Figure 7：Scatter plots between albedos measured at Sapporo during the two winters from 2007 to 2009 and those simulated by PBSAM. The colored lines are the linear regression lines between measured and simulated albedos. RMSE and R^2 denote root mean square error and determination coefficient, respectively. The dashed line indicates 1：1 correspondence between them. Error bars mean the albedo range simulated from the measured minimum and maximum snow grain sizes (Aoki et al., 2011).

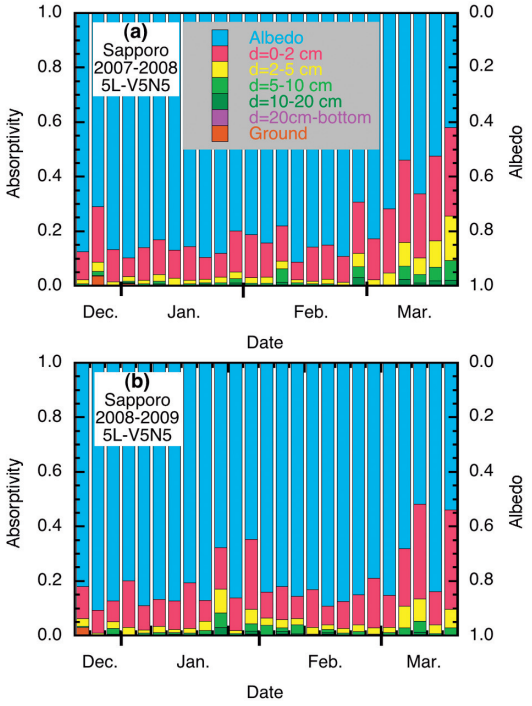


図 8：札幌において(a)2007–2008 年と(b)2008–2009 年の 2 冬期間に積雪 5 層モデルの PBSAM で計算した積雪各層と地面による短波放射吸収率と短波長域のアルベド．それぞれの積算棒グラフは週 2 回の積雪断面観測データを入力して計算した値（Aoki et al., 2011）．

Figure 8：Absorptivities in snow layers and the ground, and albedo simulated by PBSAM using a 5 L snow model at Sapporo during two winters: (a) 2007–2008 and (b) 2008–2009. Each stacked bar represents data from one day of snow pit work, which was performed twice weekly during the two winters. In each stacked bar, blue block indicates albedo and the other blocks absorptivities in the snowpack and the ground (Aoki et al., 2011).

札幌における 2007–2009 年の 2 冬期間のアルベドと短波放射吸収率 $a_{j,\mathrm{SW}}$を，積算 5 層モデル（j=1，5）で再現したのが図 8 である．アルベドを青，地面の吸収率を茶色，各積算層 j による短波放射吸収率 $a_{j,\mathrm{SW}}$をその他の色で示している．一般に，1–2 月の涵養期には積雪層で吸収される短波放射の大半が赤色で示された表層（深さ 0–2 cm）によって吸収され，3 月の融雪期には第 2 層（黄色：深さ 2–5 cm）及び第 3 層（黄緑：深さ 5–10 cm）でも吸収され，内部の深い層まで加熱されていることが分かる．融雪期には図 5 で示すように積雪粒径が増加している．また，涵養期においても 2009 年 1 月下旬の粒径増加時に第 2 層と第 3 層の加熱が発生している．積雪粒径が増加すると日射の浸透深度が深くなるため（Zhou et al., 2003），より深い層まで加熱される．その結果，融雪が表面だけでなくより深い層でも起こり，さらに粒径増加，アルベド低下，内部加熱へと正のフィードバックが働く．このことは断面観測を行っていると，融雪期の短期間に全層の雪温が 0℃になることが多いという観測事実を説明するものである．

5．積雪変質モデルの開発

Niwano et al.（2012）は 2007–2009 冬期の札幌において取得した気象・雪氷観測データを用いて，積雪変質モデル SMAP（Snow Metamorphism and Albedo Process）を開発・検証した．SMAP には PBSAM がコアモジュールとして組み込まれているため，気象場や積雪内部不純物量の変化に対する（アルベドの変化を介した）雪氷物理状態の応答を陽に評価することができる．この点は他の積雪変質モデルにない特徴であり，SMAP の特筆すべき点と言える．モデルの基礎方程式は鉛直 1 次元の熱伝導方程式であり，考慮されている主要な積雪物理プロセスは，圧密，相変化，水分移動，及び積雪変態（雪質の時間変化）である．駆動するために最低限必要なデータは，下向き短波・長波放射量，気温・湿度，風速，気圧，降水量（あるいは積雪深），及び積雪不純物（BC，ダスト）量である．加えて下向き短波放射における直達・散

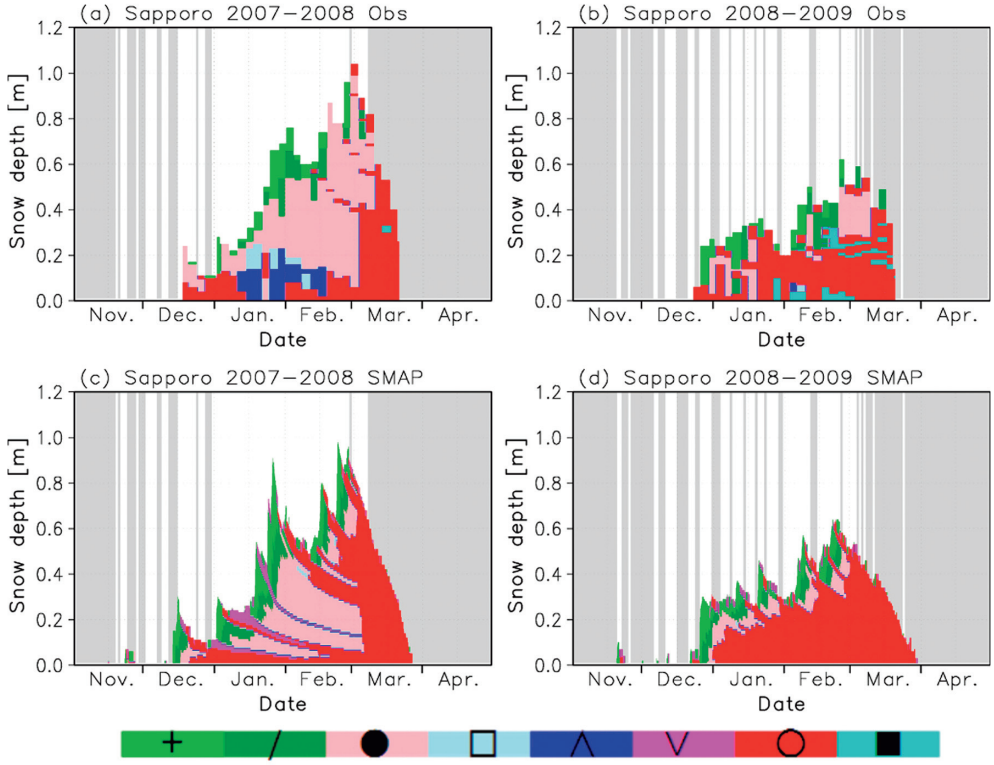


図 9：札幌における（a，c）2007–2008 年と（b，d）2008–2009 年の積雪粒子分類の鉛直分布．（a–b）は積雪断面観測結果，（c–d）は SMAP モデルによる計算結果．積雪粒子分類のマークと色は Fierz et al.（2009）の定義に従う．積雪粒子分類の観測値は，積雪断面観測実施日のみの値（Niwano et al., 2012）．

Figure 9：(a, b) Time evolution of the vertical profile of major snow grain shapes from snow pit observations and (c, d) simulated by SMAP at Sapporo during two winters: (a, c) 2007–2008 and (b, 7) 2008–2009. Characters and colors indicating snow grain shapes follow the definitions by Fierz et al. (2009). Observed snow grain shapes are shown for only the days when snow pit observations were performed. (Niwano et al., 2012).

乱比や可視・近赤外比の情報があれば，（特にアルベドについて）より精度よく計算を行うことが可能である．モデルで表現される積雪は多層に細かく分割されており，各層における温度，密度，含水率，粒径，及び雪質などの積雪物理量に加えて，アルベドや表面温度などの時間発展が計算される．なお，モデル層の追加は 1 回の降雪イベント毎に行われ，一方でモデル層の消滅（すなわち融雪に伴う積雪深の低下）は熱収支計算に基づいて診断される融解量（及びその帰結としての積雪系外への流出量）から評価される．図 9 に，2007–2009 冬期の札幌における雪質の（a，b）観測と（c，d）モデル計算結果の比較を示す．新雪，こしまり雪，しまり雪，及びざらめ雪についてはモデルで良く再現されていることが分かるが，2008 年 1 月から 2 月にかけて積雪下部において観測されたこしもざらめ雪やしもざらめ雪についてはモデルで再現されていない．このことは，温度勾配が存在する状態下における積雪変態過程の再検討が必要である可能性を示唆している．また，2008–2009 冬期に頻繁に観測されている氷板についてもモデルは再現することができていない．この点を改善するためには，水分移動の表現方法や雪質診断の方法を見直す必要が有ると考えられる．

近年，BC やダストに代表される積雪不純物が気候システムにおいて果たす役割にかつてないほどの注目が集まっている．しかし，高品質な観測を用いて信頼のおける定量的評価を行った研究はそれほど多くない．Niwano et al.（2012）は，2007–2009 冬期の札幌において，十分な品質管理が施された積雪不純物量を SMAP に入力する場合としない場合で計算される融雪の時期がどの程度変わるのかを調べた（図 10）．積雪不純物量を入力する標準設定（“CTL”）の計算結果と pure snow を仮定する感度実験（“PURE”）の計算結果を積雪期間について比べたところ，積雪不純物の存在によって札幌における融雪時期がそれぞれ 19 日（2007–2008 冬期），及び 16 日（2008–2009 冬期）早められていたことが示された．なお，CTL と PURE の各計算から得られる雪面短波放

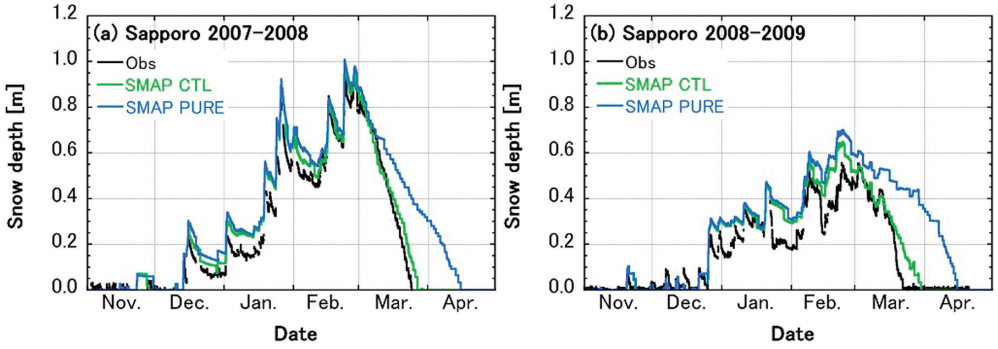


図 10：札幌における(a)2007–2008 年と(b)2008–2009 年の積雪深の観測値（黒線），積雪不純物の効果を考慮した場合の SMAP による積雪深の計算値（CTL：緑），積雪不純物がなかった場合の SMAP による計算値（PURE：水色）（Niwano et al., 2012）.
Figure 10：Simulations of half-hourly snow depths by SMAP with default settings (CTL scenario: light green solid curve) and with pure (i.e., no impurities) snow conditions (PURE scenario: blue solid curve), and the observed snow depths (black solid curve) during two winters: (a) 2007–2008 and (b) 2008–2009. (Niwano et al., 2012).

射収支の差として定義される積雪不純物の放射強制力は，涵養期（11～2 月）において 3.7 W m^{-2}（2007–2008 冬期），及び 3.2 W m^{-2}（2008–2009 冬期）の加熱であった．一方，融雪期(3～4 月)においては 25.9 W m^{-2}(2007–2008 冬期)，及び 21.0 W m^{-2} (2008–2009 冬期) の加熱であった．涵養期と融雪期における放射強制力の顕著な差は下向き短波放射量と積雪粒径の季節間差異から理解することが出来る．すなわち，融雪期の下向き短波放射量は涵養期のそれに比べて格段に大きく，また，融雪期に融解・再凍結を繰り返して大きく成長した積雪粒径は光の浸透深度を大きくすることに寄与してアルベドの低下と積雪内部短波放射加熱量の増加を引き起こす（第 4 節参照）.

現在，SMAP 初版（Niwano et al., 2012）は PBSAM とともに気象研究所の地球システムモデル MRI-ESM1（Yukimoto et al., 2011）に組み込まれている．そのバージョンの MRI-ESM1 は，IPCC AR5 のための将来気候予測計算に貢献した．AR5 以降もモデル開発は継続しており，得られた開発成果は次期 IPCC AR6 のための気候モデルにもフィードバックされる予定である．最新版の SMAP（Niwano et al., 2014）では圧密過程，積雪内部水分移動，及び積雪表面における乱流熱交換計算手法が高度化されている．また，そこでは土壌サブモデルも準備されており，積雪―土壌結合計算を行うことも可能となっている．更に，Niwano et al.（2015）は，SMAP の極域（グリーンランド）への適用にも成功した．その適用に際しては，Niwano et al.（2014）で確立された季節積雪域向けの積雪物理過程標準設定から熱伝導率と表面粗度長の設定を変更するだけで十分な計算精度を得ることが出来た．このことは，SMAP 及び PBSAM が組み込まれた気候モデルが，全球の雪氷圏において一定の信頼性を示し得ることを示唆する結果と言えよう.

2000 年以降，低温科学研究所の露場観測データを利用して検証された物理プロセスモデルはほかにも発表されている．Yasunari et al.（2011）は Yamazaki et al.（1993）による積雪のアルベドパラメタリゼーションを組み込んだ積雪変質モデルを開発し 2003–2004 年の観測データで検証した．このモデルは NASA の大気大循環モデルの陸面モデルに組み込まれている．このモデルはさらに光吸収性エアロゾルの沈着過程が改良され，2007–2008 年の観測データで使って検証され（Yasunari et al., 2014），全球のシミュレーションにも利用されている（Yasunari et al., 2015）.

6．おわりに

低温科学研究所における積雪断面観測結果は約 50 年に渡る世界でもまれに見る貴重なデータセットである．また，その長い歴史の中で，2000 年以降の断面観測は詳細な放射観測とリンクし，積雪に関係する物理プロセスモデル開発という新たな利用価値が見出されてきた．さて，モデル開発という視点で，現在気候モデルに組み込まれた積雪に関係する物理プロセスを整理し，今後の展望を述べておきたい.

積雪のアルベドは PBSAM によって計算され，その計算に必要なパラメータは主に積雪内部の要素として積雪粒径，不純物濃度，密度（積雪水量）などの鉛直分布，外的な要素として日射量（可視・近赤外成分，直達・散乱成分），太陽天頂角，地面のアルベドである．PBSAM からはアルベド共に短波放射加熱率（吸収率）が出力さ

れる．気候モデルの中では不純物濃度はエアロゾル輸送モデルによる沈着量から与えられ，各種日射量は気候モデルの放射スキームから与えられる．PBSAM によるアルベド，短波放射加熱率，陸面モデルで計算される積雪表面における熱収支量を SMAP モデルに入力することにより，積雪内部の熱収支を解くことができる．SMAP の中では積雪内部の熱収支計算として，主に短波放射加熱と積雪中の熱伝導から積雪中の鉛直温度分布を計算する．温度分布の時間変化が分かると，更に SMAP で積雪粒子の変質過程を物理的に計算し，その結果，積雪粒径の時間発展を計算することが可能となる．すなわち，積雪粒径の鉛直分布をモデル内部で再現することができ，PBSAM へ入力することで再びアルベドと短波放射加熱量を計算することが可能となる．この結果，関係する全ての物理量をモデル中の閉じた系で再現することが可能となる．

これらの物理過程のうち，経験的なパラメタリゼーションが使われている部分が存在する．例えば，積雪変質過程は等温変態過程，温度勾配変態過程，融解変態過程（Lehning et al., 2002a）などであるが，今後様々な温度条件や積雪形状に対してその精度を向上させる必要があり，更に物理モデル化も期待したい．また，一般に密度の関数として表現される熱伝導率のパラメタリゼーションには気候条件によって異なる様々な種類が存在し（Sturm et al., 1997），全球で同じパラメタリゼーション（あるいは値）は利用できないため，普遍的なモデル化が望まれる．一方，日本の様な濡れ雪の多い地域では積雪中の水分移動（Yamaguchi et al., 2012）やそれに伴う積雪不純物の再分配も重要な開発要素である．グリーンランドでは積雪表面の融解と昇華・蒸発によって，積雪不純物の濃縮プロセスが働いていることが報告されている（Aoki et al., 2014）．そのような新たな物理過程の導入も必要である．これらの多くは低温科学研究所の露場における実験・観測により高精度できる可能性があるため，今後も具体的な目標設定とそのための観測を継続することが，全球気候モデルの高度化に寄与すると期待される．

謝辞

本研究は平成 16–18 年度北海道大学低温科学研究所共同研究「積雪及び大気変動がアルベドに与える影響に関する研究（1–3）」（代表者：青木輝夫），平成 19–22 年度同共同研究「積雪アルベド陸面モデル改良のための積雪物理量及び熱収支に関する観測的研究（1–4）」（代表者：青木輝夫），平成 23–26 年度同共同研究「積雪変質・アルベド過程モデル開発のための積雪物理量及び熱収支に関する観測的研究（1–4）」（代表者：青木輝夫），平成 27 年度同共同研究「大気–積雪の相互作用をモデル化するための観測的研究」（代表者：青木輝夫）の一部として実施された．また，本研究は JSPS 科研費（基盤研究（S）：23221004）の助成を受けた．

参考文献

秋田谷英次，河村俊行，小沢久（1989）札幌の平地積雪断面測定資料報告：昭和 63 年～平成元年冬期．低温科学，物理篇，資料集，**48**，1–6.

Aoki, T., T. Aoki, M. Fukabori and A. Uchiyama (1999) Numerical simulation of the atmospheric effects on snow albedo with a multiple scattering radiative transfer model for the atmosphere snow system. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **77**, 595–614, doi:10.2151/jmsj.77.595.

Aoki, T., T. Aoki, M. Fukabori, A. Hachikubo, Y. Tachibana and F. Nishio (2000) Effects of snow physical parameters on spectral albedo and bidirectional reflectance of snow surface. *J. Geophys. Res.*, **105**, 10,219–10,236, doi:10.1029/1999JD901122.

Aoki, T., A. Hachikubo and M. Hori (2003) Effects of snow physical parameters on broadband albedos. *J. Geophys. Res.*, **108**(D19), 4616, doi:10.1029/2003JD003506.

Aoki, T., H. Motoyoshi, Y. Kodama, T. J. Yasunari, K. Sugiura and H. Kobayashi (2006) Atmospheric aerosol deposition on snow surfaces and its effect on albedo. *SOLA*, **2**, 013–016, doi:10.2151/sola.2006–004.

Aoki, T., H. Motoyoshi, Y. Kodama, T. J. Yasunari and K. Sugiura (2007a) Variations of the snow physical parameters and their effects on albedo in Sapporo, Japan. *Ann. Glaciol.*, **46**, 375–381, doi:10.3189/172756407782871747.

Aoki, T., M. Hori, H. Motoyohi, T. Tanikawa, A. Hachikubo, K. Sugiura, T. J. Yasunari, R. Storvold, H. A. Eide, K. Stamnes, W. Li, J. Nieke, Y. Nakajima and F. Takahashi (2007b) ADEOS II/GLI snow/ice products: Part II-Validation results using GLI and MODIS data. *Remote Sens. Environ.*, **111**, 274–290, doi:10.1016/j.rse.2007.02.035.

Aoki, T., K. Kuchiki, M. Niwano, Y. Kodama, M. Hosaka and T. Tanaka (2011) Physically based snow albedo model for calculating broadband albedos and the solar heating profile in snowpack for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **116**, D11114, doi:10.1029/2010JD015507.

Aoki, T., S. Matoba, S. Yamaguchi, T. Tanikawa, M. Niwano, K. Kuchiki, K. Adachi, J. Uetake, H. Motoyama and M. Hori (2014) Light-absorbing snow impurity concentrations measured on northwest Greenland ice sheet in 2011 and 2012. *Bull. Glaciol. Res.*, **32**, 21–31, doi:10.5331/bgr.32.21.

Bartelt, P. and M. Lehning (2002) A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part I: numerical

model. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **35**, 123–145.

Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre and C. Coleou (1989) An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, **35**, 333–342.

遠藤八十一，対馬勝年，秋田谷英次，小林俊一，鈴木重尚，水野悠紀子，小林大二，前野紀一，成田英器，油川秀明，山田知充，成瀬廉二（1972）札幌の平地積雪断面測定資料報告：昭和 44～45 年・45 年～46 年・46～47 年冬期．低温科学，物理篇，**30**，10–28.

Fierz, C., R. L. Armstrong, Y. Durand, P. Etchevers, E. Greene, D. M. McClung, K. Nishimura, P. K. Satyawali and S. A. Sokratov (2009) The international classification for seasonal snow on the ground. *IHP VII Tech. Doc. Hydrol.*, **83**, UNESCO IHP, Paris.

Flanner, M. G., C. S. Zender, J. T. Randerson and P. J. Rasch (2007) Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. *J. Geophys. Res.*, **112**, D11202, doi:10.1029/2006JD008003.

八久保晶弘，海原拓哉，伊藤陽一（1997）札幌の平地積雪断面測定資料：平成 8 年～9 年冬期．低温科学，物理篇，資料集，**56**，1–8.

石川信敬，小島賢治，本山秀明（1985）熱収支法，及び単純な気象要素による表面融雪料の予測について．低温科学，物理篇，**44**，63–75.

兒玉裕二，石川信敬（1988）1988 年積雪期の札幌における放射量測定．低温科学，物理篇，資料集，**47**，27–33.

小島賢治（1955）積雪層の粘性圧縮　I．低温科学，物理篇 **14**，77–93.

小島賢治，木下誠一，若浜五郎，清水弘，中村勉，秋田谷英次（1965）札幌の平地積雪断面測定資料報告：昭和 38～39 年冬期．低温科学，物理篇，**23**，99–119.

Kuchiki, K., T. Aoki, T. Tanikawa and Y. Kodama (2009) Retrieval of snow physical parameters using a ground based spectral radiometer. *Appl. Opt.*, **48**, 5567–5582, doi:10.1364/AO.48.005567.

Kuchiki, K., T. Aoki, M. Niwano, S. Matoba, Y. Kodama and K. Adachi (2015) Elemental carbon, organic carbon, and dust concentrations in snow measured with thermal optical method and filter weighing: variations during 2007–2013 winters in Sapporo, Japan. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120,** 868–882, doi:10.1002/2014JD022144.

Lehning, M., P. Bartelt, B. Brown, C. Fierz and P. Satyawali (2002a) A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part II: Snow microstructure. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **35**, 147–167, doi:10.1016/S0165-232X(02)00073-3.

Lehning, M., P. Bartelt, B. Brown and C. Fierz (2002b) A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part III: Meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **35**, 169–184, doi:10.1016/S0165-232X(02)00072-1.

Morin, S., Y. Lejeune, B. Lesaffre, J.-M. Panel, D. Poncet, P. David and M. Sudul (2012) An 18-yr long (1993–2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m alt.) for driving and evaluating snowpack models. *Earth Syst. Sci. Data*, **4**, 13–21, doi:10.5194/essd-4-13-2012.

Motoyoshi, H., T. Aoki, M. Hori, O. Abe and S. Mochizuki (2005) Possible effect of anthropogenic aerosol deposition on snow albedo reduction at Shinjo, Japan. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **83A**, 137–148, doi:10.2151/jmsj.83A.137.

Niwano, M., T. Aoki, K. Kuchiki, M. Hosaka and Y. Kodama (2012) Snow Metamorphism and Albedo Process (SMAP) model for climate studies: Model validation using meteorological and snow impurity data measured at Sapporo, Japan. *J. Geophys. Res.*, **117**, F03008, doi: 10.1029/2011JF002239.

Niwano, M., T. Aoki, K. Kuchiki, M. Hosaka, Y. Kodama, S. Yamaguchi, H. Motoyoshi and Y. Iwata (2014) Evaluation of updated physical snowpack model SMAP. *Bull. Glaciol. Res.*, **32**, 65–78, doi:10.5331/bgr.32.65.

Niwano, M., T. Aoki, S. Matoba, S. Yamaguchi, T. Tanikawa, K. Kuchiki and H. Motoyama (2015) Numerical simulation of extreme snowmelt observed at the SIGMA-A site, northwest Greenland, during summer 2012. *The Cryosphere*, **9**, 971–988, doi:10.5194/tc-9-971-2015.

Sturm, M., J. Holmgren, M. König and K. Morris (1997) The thermal conductivity of seasonal snow. *J. Glaciol.*, **43**, 26–41.

Torres, A., T. C. Bond, C. M. B. Lehmann, R. Subramanian and O. L. Hadley (2014) Measuring organic carbon and black carbon in rainwater: Evaluation of methods. *Aerosol Sci. Technol.*, **48**, 238–249, doi:10.1080/02786826.2013.868596.

海原拓哉, 八久保晶弘, 尾関俊浩, 西村浩一, 秋田谷英次（2011）しもざらめ雪・あられ・降雪結晶からなる弱層のせん断強度変化の観測例．雪氷，**73**，133–142.

Warren, S. G. and W. J. Wiscombe (1980) A model for the spectral albedo of snow, II: Snow containing atmospheric aerosols. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2734–2745, doi:10.1175/1520-0469(1980)037〈2734:AMFTSA〉2.0.CO;2.

Wiscombe, W. J. and S. G. Warren (1980) A model for the spectral albedo of snow: I. Pure snow. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2712–2733, doi: 10.1175/1520-0469 (1980) 037〈2712:AMFTSA〉2.0.CO;2.

Yamaguchi, S., K. Watanabe, T. Katsushima, A. Sato and T. Kumakura (2012) Dependence of the water retention curve of snow on snow characteristics. *Ann. Glaciol.*, **53 (61)**, 6–12, doi:10.3189/2012AoG61A001.

Yamazaki, T., J. Kondo, T. Sakuraoka and T. Nakamura (1993) A one-dimensional model of the evolution of snow-cover characteristics. *Ann. Glaciol.*, **18**, 22–26.

Yasunari, T. J., R. D. Koster, K.-M. Lau, T. Aoki, Y. C. Sud, T. Yamazaki, H. Motoyoshi and Y. Kodama (2011) Influence of dust and black carbon on the snow albedo in the NASA Goddard Earth Observing System version 5 land surface model. *J. Geophys. Res.*, **116**, D02210, doi: 10.1029/

2010JD014861.

Yasunari, T. J., K.-M. Lau, S. P. P. Mahanama, P. R. Colarco, A. M. da Silva, T. Aoki, K. Aoki, N. Murao, S. Yamagata and Y. Kodama (2014) GOddard SnoW Impurity Module (GOSWIM) for the NASA GEOS-5 Earth System Model: Preliminary comparisons with observations in Sapporo, Japan. *SOLA*, **10**, 50–56, doi:10.2151/sola.2014-011.

Yasunari, T. J., R. D. Koster, W. K. M. Lau and K.-M. Kim (2015) Impact of snow darkening via dust, black carbon, and organic carbon on boreal spring climate in the Earth system. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 5485–5503, doi:10.1002/2014JD022977.

Yukimoto, S., H. Yoshimura, M. Hosaka, T. Sakami, H. Tsujino, M. Hirabara, T. Y. Tanaka, M. Deushi, A. Obata, H. Nakano, Y. Adachi, E. Shindo, S. Yabu and A. Kitoh (2011) Meteorological Research Institute-Earth System Model Version 1 (MRI ESM1)-Model description. *Tech. Rep. MRI*, **64**, 88 pp., Meteorol. Res. Inst., Tsukuba, Japan. (Available at http://www.mri jma.go.jp/Publish/Technical/DATA/VOL_64/index_en.html.)

Zhou, X., S. Li and K. Stamnes (2003) Effects of vertical inhomogeneity on snow spectral albedo and its implication for optical remote sensing of snow. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4738, doi:10.1029/2003JD003859.

低温科学 74 （2016） 175–180
doi: 10.14943/lowtemsci. 74. 175

日本周辺に存在する「陸海結合システム」の理解に向けて

西岡　純[1)]，三寺　史夫[1)]，白岩　孝行[1)]，関　宰[1)]，中村　知裕[1)]，的場　澄人[1)]，江淵　直人[1)]

日本は，オホーツク海，日本海，東シナ海といった「縁辺海」と「北太平洋」に面しており，太平洋からみると縁辺海と大洋を隔てる列島の一部である．さらにベーリング海を含めたこれら北太平洋の縁辺海は，自然科学的視点からみても，人間活動の場として見ても多くの共通性と特異性を持ち合わせている．これらのすべての縁辺海には，大河川や，規模は小さいが数多くの中・小河川が流れ込むことで，陸域の影響が大きく現れる．これら河川を通じて陸からの物質を受け取り，縁辺海内部で起こる様々な物理的プロセスと生物的・化学的反応を介して物質循環が活発に起こっている場所である．これらの各縁辺海は，陸域の影響を大洋に伝える間の緩衝作用も担うと同時に，大洋の影響も強く受け，物質的にも暖流（黒潮）や寒流（親潮）で結ばれている．縁辺海の自然科学的な機能を明らかにすることは，東シナ海，日本海，オホーツク海を経由して，北太平洋へと至る，長大な物質循環システムを理解することに繋がる．本稿では，環オホーツク域の「陸海結合システム」という概念に焦点を当て，環オホーツク域で進めてきた研究で残されている課題と，日本の周辺領域も含めたさらに大きなスケールで陸海結合システムをとらえるための研究展開について記す．

The role of Pacific marginal seas in linking adjacent land with ocean

Jun Nishioka[1], Humio Mitsudera[1], Takayuki Shiraiwa[1], Osamu Seki[1], Tomohiro Nakamura[1], Sumito Matoba[1] and Naoto Ebuchi[1]

Linkage between land and ocean is one of important issue for understanding earth system, and marginal seas are a key place for this linkage. The South China Sea, the East China Sea, the Japan Sea, the Sea of Okhotsk and the Bering Sea are marginal seas located on the north/west rim of the Pacific Ocean. These marginal seas received strong influence from the land via large and small scale river discharge, which include human influence. The marginal seas have high productivity and active biogeochemical cycles relative to those in oceanic regions, which are controlled by individual local processes, such as fresh water discharge, interior current systems, tidal mixing, local upwelling, continental shelves interactions, sea ice production/melting, and flows through straits. Further, recent studies indicated that some of the marginal seas strongly influence to the Pacific Ocean on physical and biogeochemical processes. Therefore, clarifying roles of the marginal seas for linkage between land and oceanic region is one of the major remaining issue for understanding whole Pacific Ocean. In this paper, we discuss remaining issue to understand not only pan-Okhotsk biogeochemical system but also the role of Pacific marginal seas in linking adjacent land with ocean.

キーワード：太平洋周辺縁辺海，オホーツク海，陸海結合システム
Pacific marginal seas, The Okhotsk Sea, linking adjacent land with ocean

連絡先
西岡　純
北海道大学低温科学研究所
〒060–0819　北海道札幌市北区北 19 条西 8 丁目
Tel. 011–706–7655
e-mail：nishioka@lowtem.hokudai.ac.jp
1）北海道大学低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan

1. はじめに

2004 年に北海道大学低温科学研究所に環オホーツク観測研究センター（以下センター）が発足して既に 10 年以上が経過した．この間センターは，オホーツク海を取り巻く「環オホーツク域」を対象とし，自然科学と環境に関わる研究を推進するための国際研究拠点としての活動を目指してきた．特に，環オホーツク域で起こっている水・海洋循環や物質循環，生物生産システム，環オホーツク域が気候に与える影響，気候変動が環オホーツク域に与える影響などの研究を進め，当該地域の自然科学的研究を推進してきた．

「環オホーツク域」とは，直接的にはオホーツク海とその周辺地域を指す．しかしその意味するところは，東西には北半球で最も広大なユーラシア大陸と北太平洋を包含し，南北には北極圏や熱帯・亜熱帯からの影響を受けている広大な領域である，と捉えることができる．このような地域性のため，オホーツク海には，以下に述べるような様々な特色がある．

- アムール川という世界有数の大河川が注ぎ込んでおり，淡水や様々な物質を通した陸海結合が大規模に生じている．
- 北半球で一番寒冷な地域（寒極）であるシベリア東部と接しているため，世界最大規模の海氷生成が起こっており，北半球における流氷の南限にもなっている．海氷生成に伴って重い海水ができ，それが沈み込みながら，海洋中層を通して，物質を大陸棚から外洋へと流し出す．
- 北太平洋の西側に位置しており，オホーツク海の海水は親潮・黒潮を通して北太平洋全体に大きな影響を与える．
- 海氷，アムール川流域の凍土帯，カムチャツカの山岳氷河など雪氷圏を包含しており，温暖化など気候変動に対して脆弱な地域である．

我々は以上のような環オホーツク域の特性を背景に，アムール川の陸域の観測や，北太平洋の縁辺海であるオホーツク海において包括的な観測を実施し，環オホーツク域の持つ自然科学的な機能として，オホーツク海を介した陸海を繋ぐ巨大な物質循環システムの存在が，西部北太平洋亜寒帯域，特に親潮域の生物生産に寄与していることを明らかにしてきた．現時点で明らかになっている全貌は次のようなものである．「アムール川流域の主に湿原で付加される鉄分がオホーツク大陸棚に運ばれ堆積し，この大陸棚上の鉄分が，凍る海であるオホーツク海特有の海洋中層循環を通じて，西部北太平洋や親潮海域に運ばれ，千島海峡による混合を介して表層に回帰し，植物プランクトン増殖量，有機炭素の生成量を制御している」（e.g., Shiraiwa, 2012; Nishioka et al., 2013）．本稿ではこの物質循環システムを「陸海結合システム」と呼ぶこととする．これらの一連の「陸海結合システム」の研究成果は，日本近海の豊かな水産業の維持機構や，将来の気候変動に対する海洋の応答を理解することに繋がる重要な発見であり，日本の位置する西部北太平洋の生物生産が，隣接するオホーツク海を介して陸域の多大な影響を受けていることを科学的に実証した点で，これまでの概念を大きく覆すものである．また陸域の観測やモデルの結果は，アムール川周辺の土地利用や人為的な影響が，この陸海結合システムに多大な影響を与える可能性を指摘している（Shiraiwa, 2012）．さらに，長期海洋観測データの解析では，海氷生成量の減少にともなう環オホーツク域の海洋循環の弱化が指摘されており，西部北太平洋への栄養物質供給に影響を与え得ることも予測される（Ono et al., 2002; Nakanowatari et al., 2007; Kashiwase et al., 2014）．

このように環オホーツク域には大変ユニークな，また我が国の水産業や気候変動を考える上で大変重要な陸海結合システムが存在していることが明らかになってきた．これまで実施してきた研究によって，環オホーツク域の陸海結合システムの概観に対する理解は進んだが，陸から海に至る物質循環過程の詳細や，あるいは，さらに大きなスケールで見たときの環オホーツク域の周辺エリアとの関わり合いについては，未だ不明な点が多い．本稿では，「陸海結合システム」という概念に焦点を当て，環オホーツク域に残されている課題と，日本の周辺領域も含めたさらに大きなスケールで陸海結合システムを捉えるための課題，さらなる研究展開について記す．

2. 陸海をつなぐ過程

これまで海洋生物生産に必須な栄養物質として，森林から河川を通じて供給される鉄分の重要性が取り上げられてきた（e.g., Matsunaga et al., 1998）．しかし，最近の研究結果では，森林よりも湿地が河川への鉄分供給にとって重要な陸面状態であると言われるようになった（Onishi et al., 2010；楊，2012）．また，人為的な土地利用の変遷が，河川を通じた海域への栄養物質の供給にどのような影響を与えているのかを定量的に評価することも引き続き重要な課題となってくる．アムール川のような大河川を対象として全流域をカバーして研究することは難しいため，源流域から河口までの全流域を対象とでき

る中規模の，また土地利用形態の違う複数の河川を対象とした綿密な観測研究が必要である．センターでは北海道の網走川流域，風蓮湖流入河川集水域，猿払川および天の川・石崎川などの中規模な河川を対象として，河川を通じた海洋への溶存鉄供給量の定量化に関する観測研究を軌道にのせている（夏目ほか，2014）．

陸から河川に供給される鉄の化学形態や，河口域での除去過程など未だ不明な点は多い．海での鉄の滞留時間を決定する上で重要な因子となり得る陸起源有機リガンド（配位子）の河川での挙動は精力的に研究が進められている（e.g., 長尾，2016）．これらの河川の有機リガンドを含む溶存有機物の知見は，海側で得られている有機リガンドの情報とは議論が別に進められている状況であり，今後は陸と海の溶存有機物の動態を一貫して理解するための整合的な解釈が必要となってくる．また，今後は沿岸と沖合，外洋を繋ぐスケールを超えた理解が欠かせない．これには中規模河川の沿岸域への影響を大河川と縁辺海に置き換える場合に，スケールを超えた共通性と特異性を整理して理解する必要がある．スケールを超えて共通なプロセスは，積極的に数値モデルなどに取り込むことで，陸海結合システムの定量的理解に繋げる必要がある．また一方で，小中規模の河川の影響は，その河川数の多さから，沿岸域の栄養状態を決定する要因になる．そのため，沿岸域の栄養物質分布等を理解するためには，沿岸における河川水や沿岸流などの物理的過程も含めて，陸域からの物質供給と海洋からの物質供給が交わる境界領域の研究をさらに進める必要がある．朝隈ら（2016）によって提案されている衛星による河口付近の観測は，沿岸域への河川水拡散を把握する上で強力なツールになり得る．

3．環オホーツク域の数値モデル開発

オホーツク海を取り巻く，陸海結合システムを，将来の変動を含めて定量的に把握するためには，観測結果に基づいた数値モデル研究が欠かせない．この点においては，これまでも精力的に進められており，陸域の水・物質循環モデルの研究や環オホーツク海域の海氷－海洋循環を高精度で再現するために研究が実施されてきた（Onishi et al., 2010; Matsuda et al., 2015）．センターでは現在，これらの数値シミュレーションに，栄養物質である鉄や栄養塩，生物生産を加えて表現するためのモデルの開発を実施している（Uchimoto, 2014；内本，2016）．西部北太平洋の生物生産を支える栄養物質の 3 次元循環像を明らかにするためには，今後，観測によるデータとモデルによる数値シミュレーションの融合が欠かせない．また環オホーツク域に対する気候変動の影響や，環オホーツク域の気候への影響を表現するためのモデルの開発を実施しており，今後センターが推進すべき研究の重要な柱の一つとなっている（中村・三寺，2008；Koseki et al., 2012）．

以上を踏まえ，環オホーツクシステムのプロセスの解明に加え，今後はこのシステムが地球規模の変動にいかに応答するのか，という課題に重点をおいてモデリング研究を進めていきたい．具体的には，海氷の顕著な 10 年規模変動はいかに起こるのか，温暖化に対して海氷はいかに応答するのか，気候変動や水循環変動，海氷変動に対して栄養物質循環や生物生産はいかに応答するのか，陸域や雪氷圏の変動と海洋環境の変動はいかにリンクしているのか，という課題を念頭に進めたい．また，上記 2. にも記したが，沿岸域の河川水供給，沿岸流などの物理過程と物質循環を理解するためには，陸域からの河川水や物質のインプットの詳細と，沿岸から沖合にかけた海洋循環が表現できる境界領域を表す数値モデルの開発も重要な要素となってくる（Fujisaki et al., 2014）．

4．ベーリング海を含めた環オホーツク域海洋・物質循環システムの構築

環オホーツク域の陸海結合システムが西部北太平洋へ与える影響を定量的に把握するためには，オホーツク海の水塊と北太平洋水が混じり合う千島海峡や，西部北太平洋の西岸境界流である親潮・東カムチャツカ海流の理解が欠かせない．これまでも千島海峡部や親潮海域の物理的・生物地球化学的観測は実施してきたが，今後は東カムチャツカ海流上流域や，さらに西部ベーリング海内やアリューシャン列島海域からどのように高い栄養塩や鉄などの物質が流入してくるのか，また海洋循環や鉛直混合によってどのように水塊や物質が混ざって，北太平洋の持つ化学的性質の水塊が形成されていくのかを明らかにする必要がある．このためには，これまでの研究同様に，政治的な理由で日本の研究船による観測が困難なロシアの EEZ（排他的経済水域）内の観測を実施する必要がある．今後もロシアとの共同研究を主体的に進め，ロシア船による観測プラットフォームを確保し，国内外の多くの分野の研究者に観測機会を提供していくことで，ロシア EEZ 内の研究を推進していく．これまで環オホーツク域のデータが不足していた海域に観測エリアを広げ，北太平洋と隣接する寒冷圏縁辺海をボーダレスに多方面からデータ収集することで，オホーツク海や

ベーリング海周辺における大規模湧昇が，栄養塩をどれだけ中深層から表層に回帰させ，その後，どのように栄養塩が鉄分と混合しながら輸送されて西部北太平洋に供給されていくのか，その全体像を定量評価する必要がある．栄養物質の物質循環の３次元的な動態を捉えることで，我が国の隣接する西部北太平洋の生物生産構造や，その変動に関わるプロセスの理解が一層進展すると考えられる．

5．古環境研究との融合

これまでのセンターの研究では，現在存在する環オホーツク域の陸海結合システムの理解について研究が進められてきた．一方で，環オホーツク域の陸海結合システムがどのような変遷をたどってきたかを明らかにするための，長いタイムスケールを対象とした研究への発展も提案されている．過去の気候･環境変動の解析からは，気候変動に対する環オホーツク域の陸海結合システムの応答性や北太平洋亜寒帯域の生物生産に与えるインパクトを検証する上で重要な知見が得られるため，非常に有益である．例えばオホーツク海から採取された海底堆積物コアの古気候データ解析により，アムール川流域からオホーツク海にかけての物質輸送システムは気候変動に伴い大きく変化してきた可能性が指摘されている（Seki et al., 2003; Seki et al., 2012）．さらに本特集号に寄稿している関（2016）によれば，海水準や水循環の変動，氷床の消長などの複数の劇的な環境変動が起こっていた融氷期には，現在よりも規模の大きな物質輸送を伴う陸海結合システムを介して北太平洋亜寒帯全域の生物生産を増加させていたというシナリオが提案されている．現在存在する環オホーツクの陸海結合システムは，地球規模の変遷を経た後の最終系であるとも考えられ，この陸海結合システムの規模の大小が過去にどのように変動していたかは大変興味深く，地球上に存在する自然界のシステムの過去の変遷を理解するためには大変重要なモデルともなり得る．関（2016）の提案したシナリオを検証するためには，さらなる観測と海底堆積物採取による古海洋学・古気候学的なアプローチが必須である．また，古海洋学・古気候学的なアプローチは，現在の気候メカニズム研究と融合することで，新たな気候変動研究に発展させることにも繋がる．特に環オホーツク海域において，海底堆積物，樹木年輪，氷河アイスコアなどの代替試料からの古気候の復元を，現気候システムの研究と融合させることで，環オホーツク域とグローバルな気候システムの変遷との関係を理解することに繋がる可能性もある（中塚，2006）．このような古海洋学・古気候学的取り組みは，これまで進めてきた環オホーツク域の陸海結合システム研究のタイムスケール，空間スケールを拡張する魅力ある一つの研究展開だと思われる．

6．雪氷圏研究との融合

山岳地域の氷河や季節積雪は，流域の水資源，下流域への水供給の季節配分の調整機構，急激な異常気象に対して下流への水供給量の急激な応答を抑える緩衝機構として，下流域に住む人間生活に大きな役割を担っている．山岳地域の雪氷圏は，気候変動に対する応答が大きく，近年の地球温暖化の影響が大きく現れやすい．オホーツク海の海氷面積の変化が雲構造の変化や海洋表面の熱収支の変化を通して，周辺陸域の降水量などに影響を与えることが指摘されている．つまり，オホーツク海の海況，海氷況の変化に対し，周辺地域の水循環は脆弱な一面がある．一方，山岳氷河の隆盛と衰退は，水循環を通じて海洋循環や海洋物質循環に大きな影響を及ぼすことは既に報告されている（Horikawa et al., 2015）．特に，アラスカやカムチャツカ半島に存在している山岳氷河の存在は，融解水による淡水供給やそれに含まれる物質供給を通じて広く日本周辺の海洋の陸海結合システムに直接的に大きな影響を及ぼしている可能性がある．山岳地域，高高度地域では，現状の把握やモデルの精緻化に必要な気象観測データは現状でも少ないが，アイスコアや季節積雪面積などの雪氷圏の環境プロキシが，その不足を補うツールとなり得る（Matoba et al., 2011; Tsushima et al., 2015）．古海洋から現海洋への変遷過程，現在生じている変化を理解するためには，アラスカやカムチャツカ半島の雪氷圏とベーリング海やオホーツク海を含めた統合的な陸海結合システムの理解が重要な課題となるであろう．

7．日本を取り巻く「陸海結合システム」の総合的理解を目指して

これまで環オホーツク観測研究センターでは，オホーツク海という一つの縁辺海を中心とした陸海のシステムの自然科学的機能と，その変動に着目した研究が展開されてきた．一方で，オホーツク海の陸海システムを一つの例として，さらに広いスケールで大陸と海洋間におかれている日本を見ると，もう一つ大きなシステムが見えてくる．日本は，オホーツク海，日本海，東シナ海といった「縁辺海」と「北太平洋」に面しており，太平洋から

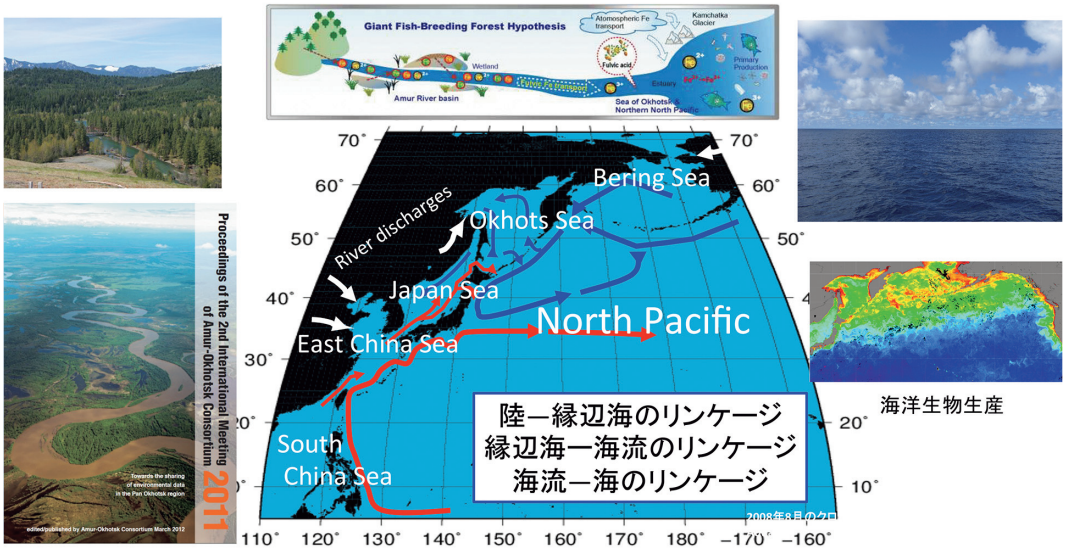


図 1：日本を取り囲む陸海結合システムのイメージ図
Figure 1：Schematic draw of the role of Pacific marginal seas in linking adjacent land with ocean

みると縁辺海と大洋を隔てる列島の一部である．さらにベーリング海を含めたこれら北太平洋の縁辺海は，自然科学的視点からみても，人間活動の場として見ても多くの共通性と特異性を持ち合わせている．これらのすべての縁辺海には，オホーツク海におけるアムール川同様に，大陸から長江，黄河，ユーコン川などに代表される大河川や，規模は小さいが数多くの中・小河川が流れ込むことで，陸域の影響が大きく現れる．これら河川を通じて陸からの物質を受け取り，縁辺海内部で起こる様々な物理的プロセスと生物的・化学的反応を介して物質循環が活発に起こっている場所である．これらの各縁辺海は，陸域の影響を大洋に伝える間の緩衝作用も担うと同時に，大洋の影響も強く受け，物質的にも暖流（黒潮）や寒流（親潮）で結ばれている．また，縁辺海は陸や海の栄養を受けるため，生物生産が活発であり，水産業にとっても欠かせない場所となっている．一方で，この地域の縁辺海は地球上でもっとも人口密度の高い東アジアに隣接し，人間活動とも最も密接に繋がっている海である．さらに比較的面積が小さいため，陸域の人間活動の影響が顕著に出やすい海域ともいえる．各縁辺海を比べてみると，多くの異なる特徴を持つ事も事実である．寒冷圏に位置するオホーツク海やベーリング海は季節海氷域でもあり，中緯度域や極域の影響を強く受け，海氷の減少など地球規模のシステムに支配される問題を抱える．亜熱帯に位置する東シナ海やその亜熱帯と亜寒帯の移行域に位置する日本海は，急速に発達する東アジアの影響を受けており，大型クラゲの大発生に見られる様にその生態系にも変化が現れている．

これらの縁辺海の共通性や特異性については，上記のように様々な点が指摘されるが，外洋に比べて複雑なプロセスが多く存在するため，これらの特徴を科学的に，あるいは定量的に捉えて議論できる状況には至っていない．そのため，各縁辺海が抱える解決すべき問題点や研究課題，またその解決策などが十分に理解できていない状況にある．さらに，各縁辺海は日本に隣接する国々のEEZ を含んでおり，政治的な理由で日本の研究船による観測を実施することが困難な状況である．各縁辺海の陸との繋がり，海洋循環，物質循環を理解することは，日本周辺の海流とともに太平洋へと至る大きな地球システム（図 1）を理解することにも直結している．そのためにはボーダーを超えた観測の実現が不可欠である．今後は，各縁辺海の自然科学的な機能を明らかにするとともに，国際的な研究者コミュニティの連携や議論をこれまで以上に推進し，日本周辺に存在する巨大物質循環システムの統合を視野に入れた仮説作りが必要であると考える．

謝辞

本「低温科学，Vol.74」は，H 25-27 年度に北海道大学低温科学研究所共同利用のサポートを受けて実施された「共同利用萌芽研究：陸域と大洋間における縁辺海の自然科学的な機能と人間活動への役割」によって抽出された課題と議論をもとに記された内容である．本共同研究に参加したすべての研究者に感謝する．また，共同利用をサポート頂いた低温科学研究所・事務スタッフ，環オ

ホーツク観測研究センター・スタッフの水野紗希氏，村山愛子氏，篠原琴乃氏に感謝の意を表す．

参考文献

朝隈康司，兼上裕作，島岳志（2016）衛星画像を用いたオホーツク海北海道沿岸河口付近の沿岸水分類方法の検討．低温科学，**74**，85–93.

Fujisaki, A., H. Mitsudera, J. Wang and M. Wakatsuchi (2014) How does the Amur River discharge flow over the northwestern continental shelf in the Sea of Okhotsk? *Prog. Oceanogr.*, **126**, 8–20, doi:10.1016/j.pocean.2014.04.028.

Horikawa, K., E. E. Martin, C. Basak, J. Onodera, O. Seki, T. Sakamoto, M. Ikehara, S. Sakai and K. Kawamura (2015) Priocene cooling enhanced by flow of low-salinity Bering sea water to the Arctic Ocean. *Nature communications*, doi: 10.1038/ncomms8587.

Kashiwase, H., K. I. Ohshima and S. Nihashi (2014) Long-term variation in sea ice production and its relation to the intermediate water in the Sea of Ohhotsk. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 21–32.

Koseki, S., T. Nakamura, H. Mitsudera and Y. Wang (2012) Modeling low-level clouds over the Okhotsk Sea in summer: Cloud formation and its effects on the Okhotsk high. *J. Geophys. Res.*, **117**, doi:10.1029/2011JD016462.

Matoba, S., T. Shiraiwa, A. Tsushima, H. Sasaki and Y. D. Muravyev (2011) Records of sea-ice extent and air temperature at the Sea of Okhotsk from an ice core of Mount Ichinsky, Kamchatka, *Ann. Glaciology*, **58**, 44–50, doi:10.3189/172756411797252149.

Matsunaga, K., J. Nishioka, K. Kuma, K. Toya and Y. Suzuki (1998) Riverine input of bioavailable iron supporting phytoplankton growth in Kesennuma Bay. *Water Res.*, **32**, 436–442.

Matsuda, J., H. Mitsudera, T. Nakamura, Y. Sasajima, H. Hasumi and M. Wakatsuchi (2015) Overturning circulation that ventilates the intermediate layer of the Sea of Okhotsk and the North Pacific: the role of salinity advection. *J. Geophys. Res.*, **120**, 1462–1489, doi:10.1002/2014JC009995.

長尾誠也，久米川雅志，児玉宏樹，寺島元基（2016）北海道東部の湿原を流れる別寒辺牛川水系における溶存有機物と溶存鉄の流出挙動．低温科学，**74**，1–12.

中村知裕，三寺史夫（2008）：環オホーツク圏領域気候モデル．天気，**55**，555–560.

Nakanowatari, T., K. Ohshima and M. Wakatsuchi (2007) Warming and oxygen decrease of intermediate water in the northwestern North Pacific, originating from the Sea of Okhotsk, 1995–2004. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04602, doi:10.1029/2006GL028243.

夏目奏・澤柿教伸・白岩孝行（2014）土地利用・土地被覆の違いが河川水質成分および沿岸の磯焼けに与える影響評価―道南上ノ国町を例に―．経済学論叢，**65**(3)，347–369.

中塚武（2006）戦略的な気候変動研究の体制構築を目指して，気候学と古気候学の新たな統合をめざして．低温科学，**65**，3–4.

Nishioka, J., T. Nakatsuka, Y. W. Watanabe, I. Yasuda, K. Kuma, H. Ogawa, N. Ebuchi, A. Scherbinin and Y. N. Volkov (2013) Intensive mixing along island chain controls oceanic biogeochemical cycles. *Global Biogeochem. Cy.*, **27**, 1–10, doi:10.1002/gbc.20088.

Onishi, T., M. Yoh, H. Shibata, S. Nagao, M. Kawahigashi and V. Shamov (2010) Topography as a macroscopic index for the dissolved iron productivity of different land cover types in the Amur River Basin, *Hydrological Res. Lett.*, **4**, 85–89.

Shiraiwa, T. (2012) "Giant-Fish-Breeding Forest": a new environmental system linking continental watershed with open water. in Taniguchi, M and Shiraiwa, T. (eds) *The Dilemma of Boundaries, Towards a new concept of catchment*, Springer, 73–85, doi:10.1007/978–4–431–54035–9.

Seki, O., K. Kawamura and T. Nakatsuka (2003) Sediment core profiles of long-chain *n*-alkanes in the Sea of Okhotsk: enhanced transport of terrestrial organic matter from the last deglaciation to the early Holocene. *Geophys. Res. Lett.* **30**, doi:10.1029/2001GL014464.

Seki, O., N. Harada, M. Sato, K. Kawamura, A. Ijiri and T. Nakatsuka (2012) Assessment for paleoclimatic utility of terrestrial biomarker records in the Okhotsk Sea sediments. *Deep-Sea Res., II* **61–64**, 85–92.

関宰（2016）北太平洋亜寒帯の融氷期生物生産増大イベントの原因．低温科学，**74**，143–151.

Tshusima, A., S. Matoba, T. Shiraiwa, S. Okamoto, H. Sasaki, D. J. Solie and K. Yoshikawa (2015) Reconstruction of recent climate change in Alaska from the Aurora Peak ice core, central Alaska. *Clim. Past*, **11**, 217–226, doi: 10. 5149/cp–11–217–2015.

内本圭亮，中村知裕，西岡純，三寺史夫，三角和弘，津旨大輔，若土正暁（2016）オホーツク海高密度陸棚水への鉄のポテンシャル供給域．低温科学，**74**，95–104.

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. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 194–210, doi:10.1016/j.pocean.2014.04.018.

楊宗興（2012）陸面における溶存鉄の溶出・流出．海洋と生物，**34**(1)，49–58.