HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	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
Author(s)	中野渡, 拓也; 三寺, 史夫; 中村, 知裕
Citation	低温科学, 74, 127-141
Issue Date	2016-03-31
DOI	10.14943/lowtemsci.74.127
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/61207
Type	bulletin (article)
File Information	p127-141.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

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

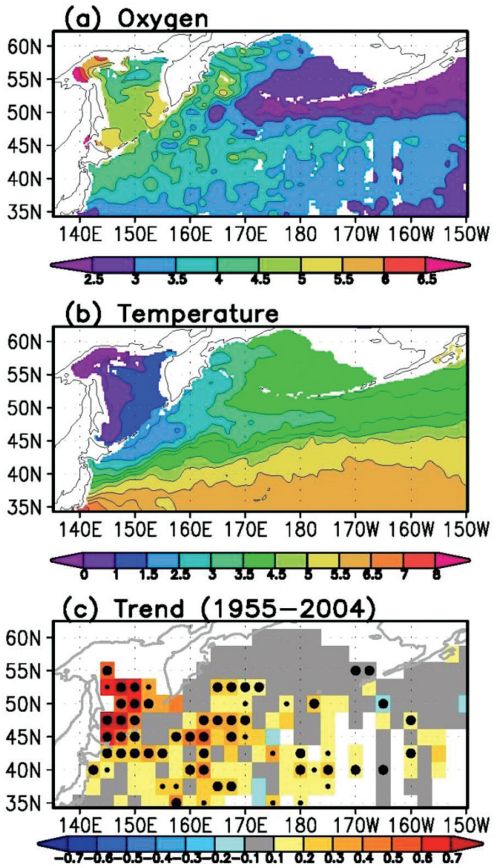

図 1：オホーツク海，及び北太平洋西部における中層水（26.8 σ_θ の密度面）の(a)溶存酸素（ml/l）と(b)水温（℃）の平年値．(c)過去 1955−2004 年までに北大西洋北西部で取得された海洋観測データから計算された中層水温（27.0 σ_θ の等密度面上）の線形トレンド（カラー，℃/50 年）の空間分布．大きい黒丸と小さい黒丸はそれぞれ線形トレンドの大きさが特に大きい場所を意味する．白塗りのボックスは，10 年以上のデータが存在しないため欠損とした．Nakanowatari et al.（2007）より加筆．

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

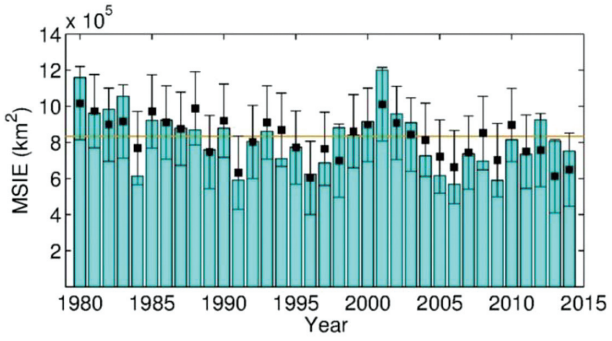

図 2：1980 年から 2014 年までのオホーツク海の冬季（2－3 月）の海氷面積の実測値（青色棒）と秋季の風上気温と東カムチャッカ海流の海水温を予測変数とした重回帰モデルによる予測値（黒色四角）．予測値にプロットされているエラーバーは予測精度の誤差（観測された海氷面積と予測された海氷面積の差の 2 標準偏差）を示す．黄色の線は，冬季のオホーツク海氷面積の平年値を示す．Nakanowatari et al.（2010）の Fig. 11 より加筆．

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）．

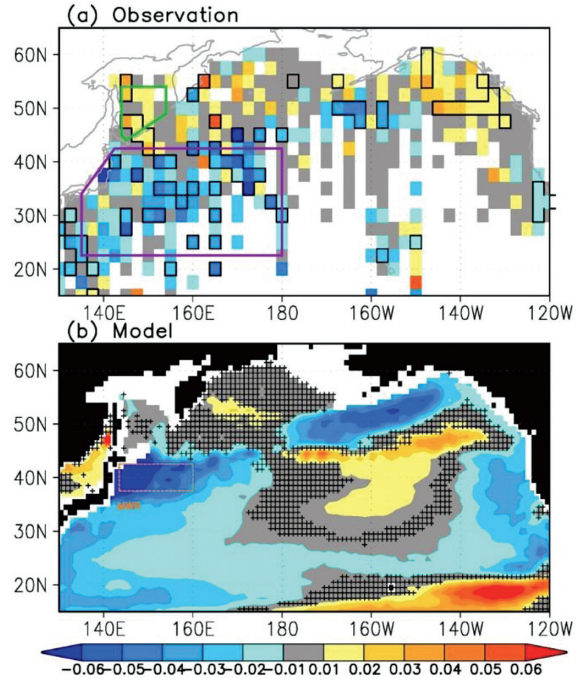

図 3：(a) 観測データと (b) 数値実験のデータから計算された北太平洋中層水の中心密度（26.8 σ_θ）における塩分（psu）の過去 50 年間の変化傾向（1978－2004 年と 1955－1977 年の平均値の差）の空間分布．負の値は 1955－76 年から 1977－2004 年までに塩分が低下したことを意味する．(a) の黒枠で囲われた部分は，変化傾向の値が特に大きい領域を示す．(b) のハッチの領域は，変化傾向の値が小さい領域を示す．紫色と緑色の線で囲われた領域はそれぞれ，図 4 の北太平洋亜熱帯西部とオホーツク海の平均値の計算領域を表す．オレンジ色の線で囲われた領域は混合水域の位置を表す．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

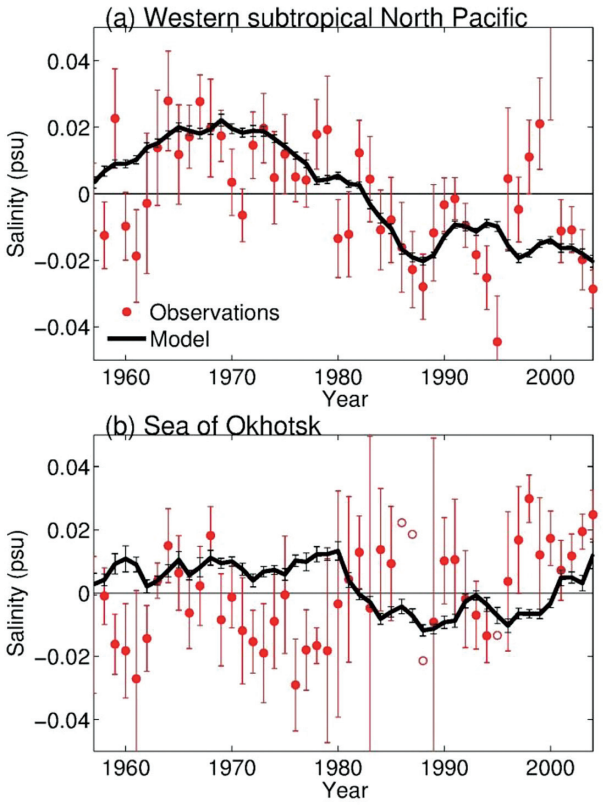

図 4：(a)北太平洋亜熱帯西部と(b)オホーツク海の中層水の塩分偏差（平年値からの差；psu）の時系列．赤丸（白抜きは観測点数が少ないもの）と黒線はそれぞれ，観測データと数値実験データから計算された塩分偏差を表す．エラーバーは，年平均値のばらつき（1 標準偏差）で，北太平洋亜熱帯西部とオホーツク海の平均値を計算した海域は図 3 に示す．Nakanowatari et al.（2015a）の Fig. 3 より．

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

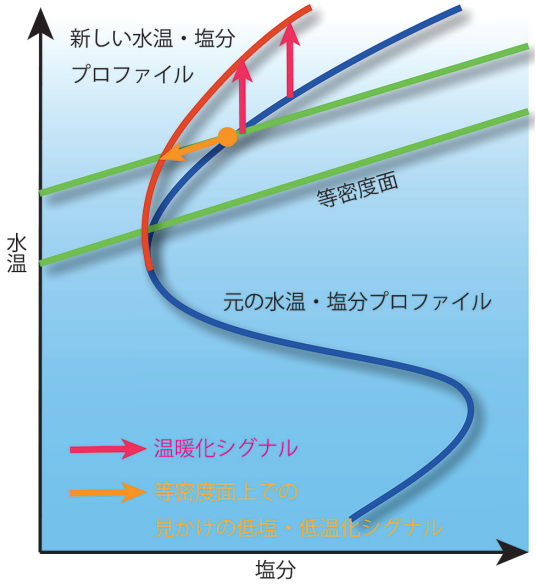

図 5：温暖化シナリオ下での北太平洋における等密度面上の水温—塩分変化の模式図．青線は北太平洋における元の水温と塩分の鉛直分布．赤線は温暖化した後の水温—塩分の鉛直分布で，緑線は等密度の等値線を示す．ピンクの矢印は温暖化した後の実際の水温—塩分変化を意味し，オレンジの矢印は等密度面上で見た場合の見かけの水温—塩分変化を意味する．温暖化のシグナルは等密度面上で見ると見かけ上，低温・低塩化することがわかる．

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

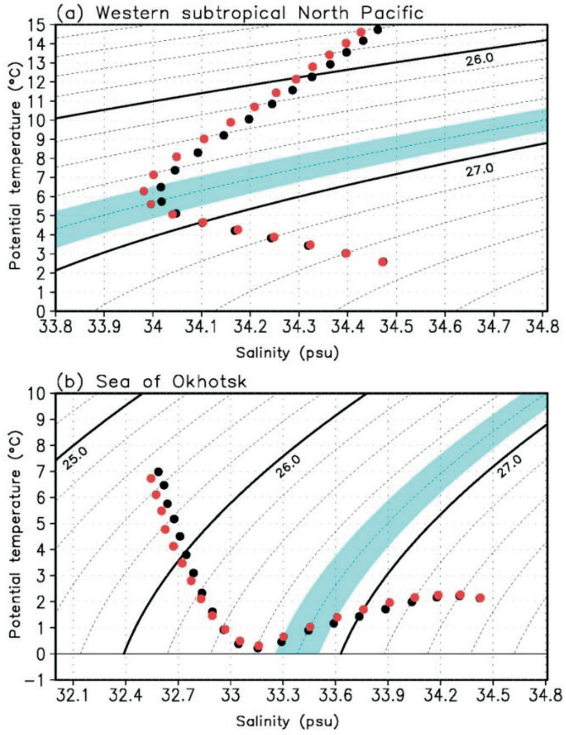

図 6：観測データから求められた(a)北太平洋亜熱帯西部と(b)オホーツク海の中層水塊の水温―塩分の鉛直プロファイルの時間変化．黒丸は 1955－76 年（過去），赤丸は 1977－2004 年（現在）の平均的な水温―塩分の鉛直プロファイルを示す．北太平洋亜熱帯西部とオホーツク海の平均値を計算した海域は図 3 に示す．青色の領域は北太平洋中層水の中心密度（26.7－26.9 σ_θ）を表す．Nakanowatari et al.（2015a）の Fig. 4 より加筆．

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．

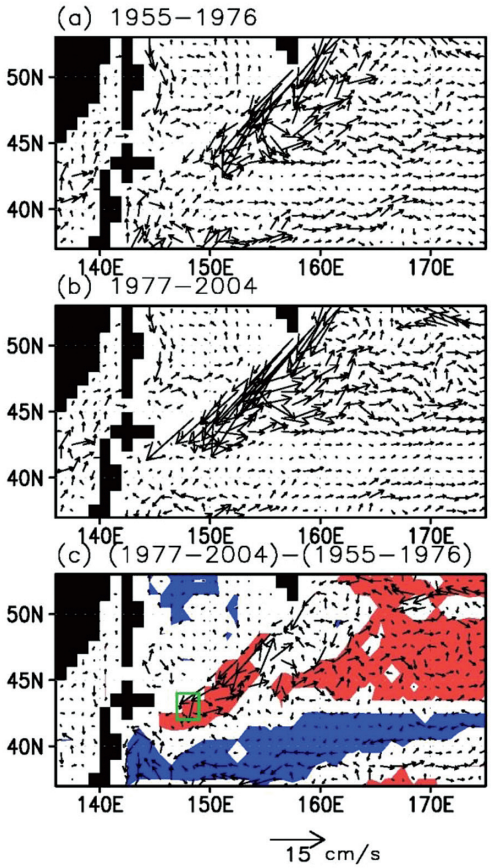

図 7：数値実験データから計算される混合水域中層における流速の平均場（矢印：cm/s）．(a) 1955 − 76 年（過去），(b) 1977 − 2004（現在），そして (c) 現在から過去を差し引いた流速．(c) の赤色（青色）の領域はそれぞれ流速の絶対値の差が特に大きくなった（小さくなった）海域を意味する．Nakanowatari et al.（2015a）の Fig. 8 より加筆．

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．

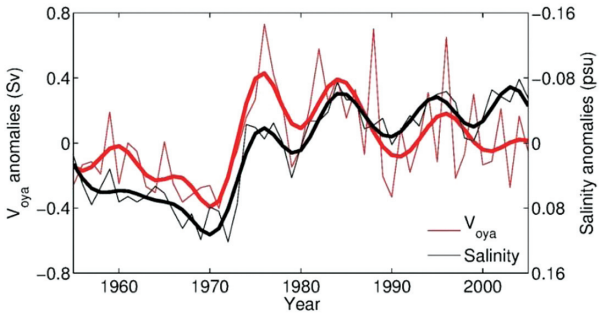

図8：数値実験データから計算される混合水域の北端における中層の親潮輸送量の偏差値（赤線：Sv）と混合水域で平均した中層水の塩分偏差（黒線：psu）の時系列．親潮輸送量の正の値は，南向きの親潮輸送量が平年に比べて大きいことを意味する．中層の親潮輸送量の定義は本文を参照．太実線は7年のローパスフィルターを施したもの．塩分偏差の軸は上下反転させている．Nakanowatari et al.（2015a）の Fig. 9 より加筆．

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).

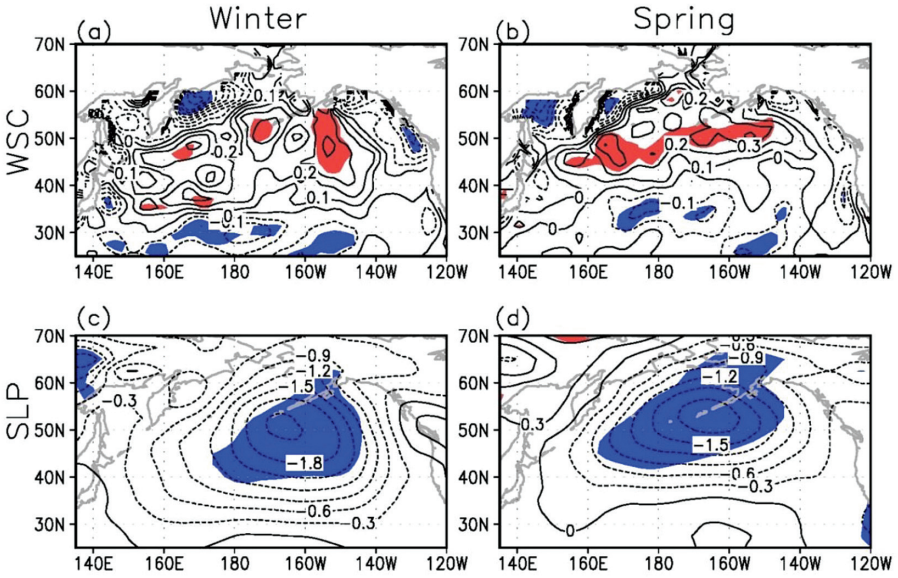

図9：冬季（左）と春季（右）における（a），（b）風応力の回転成分（等値線：0.1 × 10^{-7} N/m^3 毎）と（c），（d）海面気圧（等値線：0.3 hPa 毎）の中層における親潮の南向き輸送量時系列への回帰マップ．冬季と春季の回帰係数は，親潮の輸送量の変動に対して，それぞれ0，3年後のデータを用いて計算している．赤色と青色の領域はそれぞれ回帰係数の正値と負値の絶対値が特に大きい領域を示す．Nakanowatari et al.（2015a）の Fig. 13 より加筆．

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．

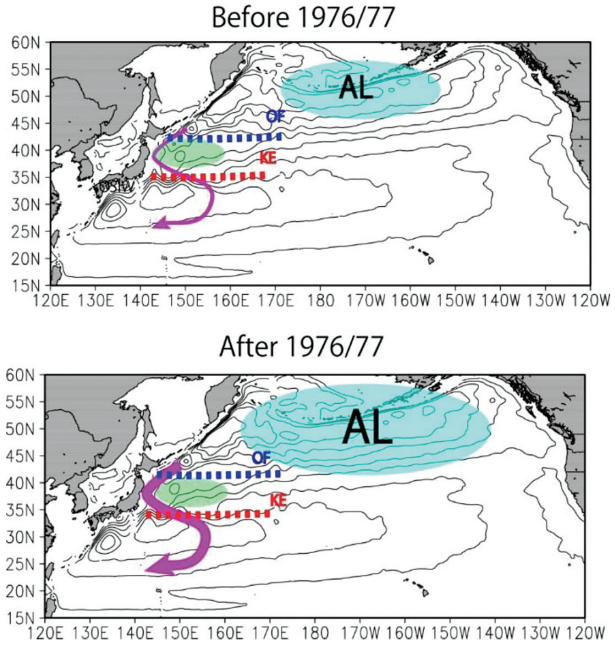

図 10：1976/77 年のアリューシャン低気圧の急峻な変化に伴う亜寒帯域の風応力の強化によって引き起こされる北太平洋中層水の塩分極小層の低塩化プロセスの模式図．青色，赤色波線，そして薄緑の領域はそれぞれ親潮フロント，黒潮続流，そして混合水域を表す．Nakanowatari et al.（2015a）の Fig. 15 より．

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

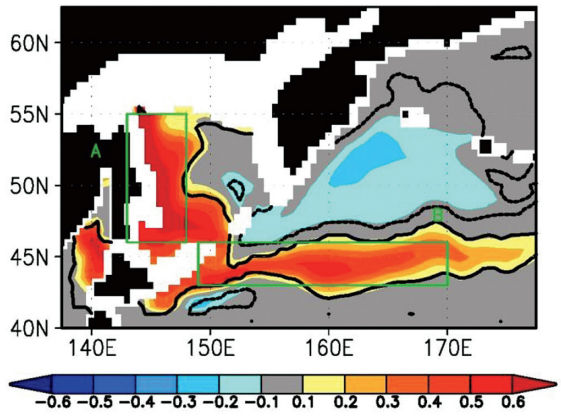

図 11：数値実験のデータから計算された中層（27.0 σ_θ の密度面）水温の 1980－2008 年の変化傾向（℃/30 yr）の空間分布．黒の等値線で囲われた領域は中層水温の変化傾向が特に大きい領域を意味する．緑色の線で囲われた領域 A と B はそれぞれ，図 12 のオホーツク海と北太平洋亜寒帯西部の計算領域を表す．Nakanowatari et al.（2015b）の Fig. 4 より一部改変．

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

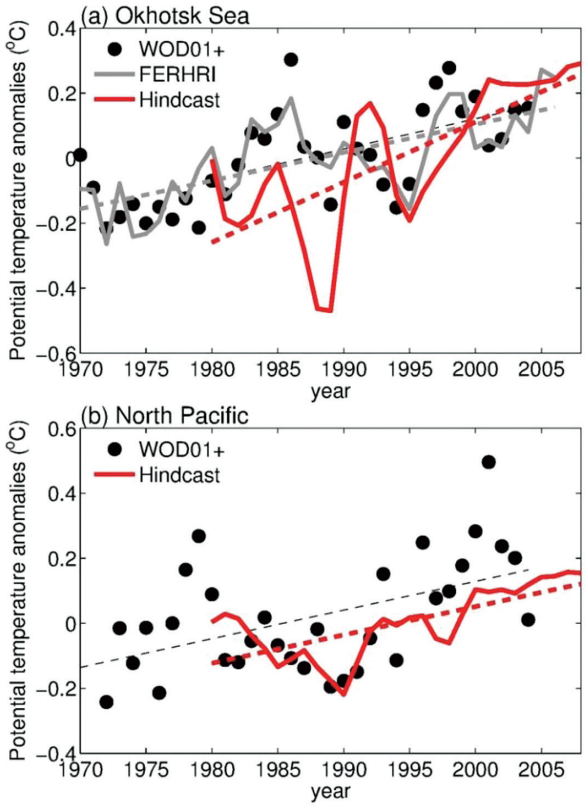

図 12：(a)オホーツク海と(b)北太平洋亜寒帯西部における中層水温偏差の時系列．黒丸と灰色実線が観測値，赤線が数値実験のデータを示す．波線はそれぞれの時系列から計算される回帰直線．オホーツク海と北太平洋亜寒帯西部の平均値を計算した海域は図 11 に示す．Nakanowatari et al.（2015b）の Fig. 6 より．

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

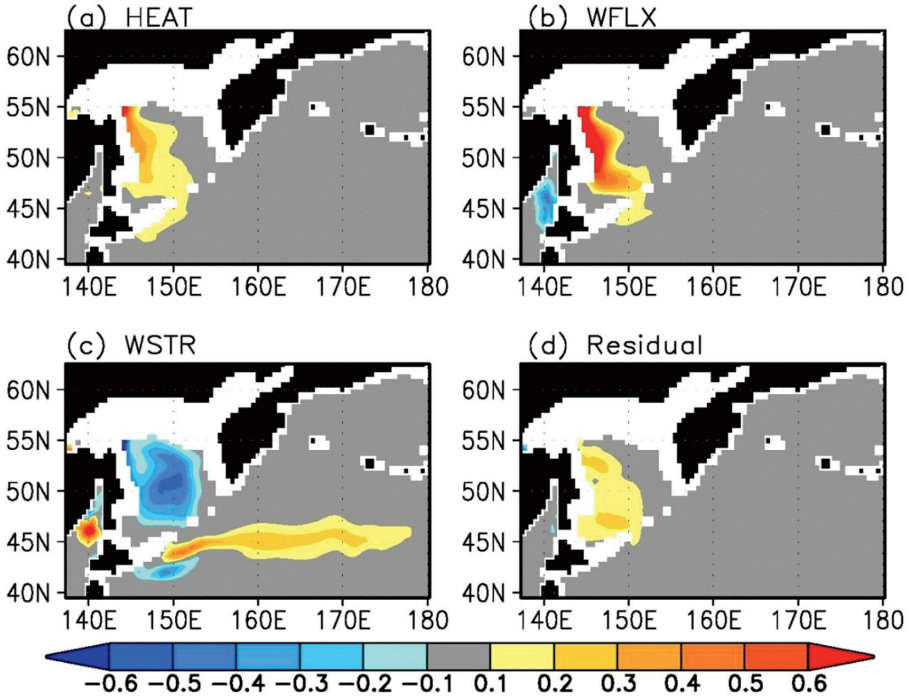

図 13：(a)乱流熱フラックス，(b)淡水フラックス，(c)風応力，そして(d)それ以外の大気強制（短波放射など）によって駆動された数値実験で得られた中層水温の 1980 年から 2008 年までの変化傾向（℃/30 yr）の空間分布．Nakanowatari et al.（2015b）の Fig. 10 より．

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

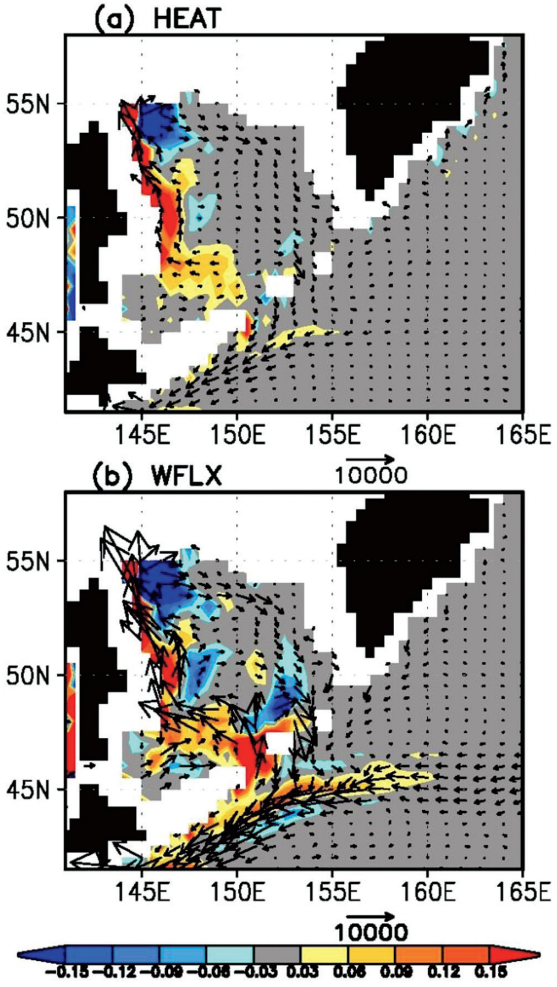

図 14：(a)乱流熱フラックスと(b)淡水フラックスによって駆動された数値実験で得られたオホーツク海の中層水温の変化に関係している熱フラックス（矢印，℃ m^{-3} yr^{-1}）とその収束（カラー，℃ yr^{-1}）．オホーツク海西部では，南向きの海流が弱まることによって，中層水の熱量が増加する関係があることがわかる．Nakanowatari et al.（2015b）の Fig. 13 より加筆．

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).

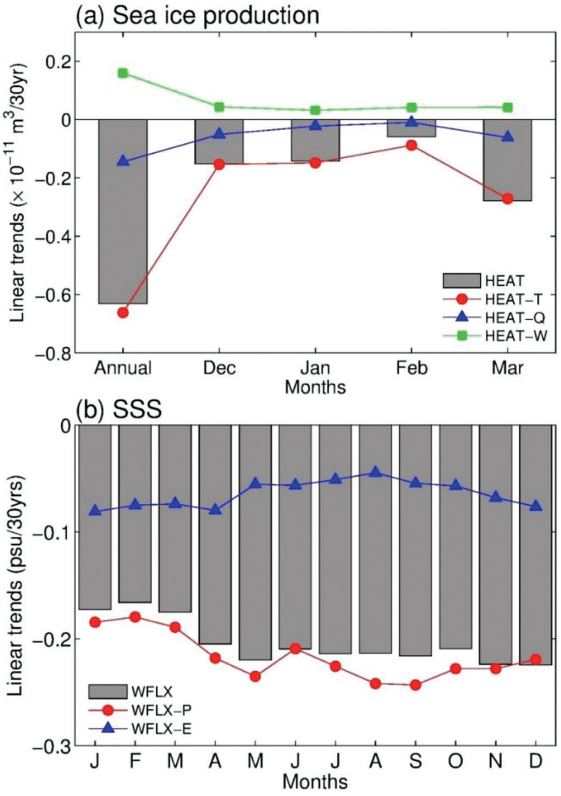

図 15：(a)乱流熱フラックスによって駆動された数値実験で得られたオホーツク海北西部における海氷生産量の変化傾向（灰色棒：×10^{11} m^3/30 yr）．赤線，青線，そして緑線はそれぞれ気温，比湿，そしてスカラー風速の変化の寄与を表す．(b)淡水フラックスによって駆動された数値実験で得られたオホーツク海北西部における海面塩分の変化傾向（灰色棒：psu/30 yr）．赤線と青線はそれぞれ降水量と蒸発量の変化の寄与を表す．Nakanowatari et al.（2015b）の Fig. 14 より加筆．

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．

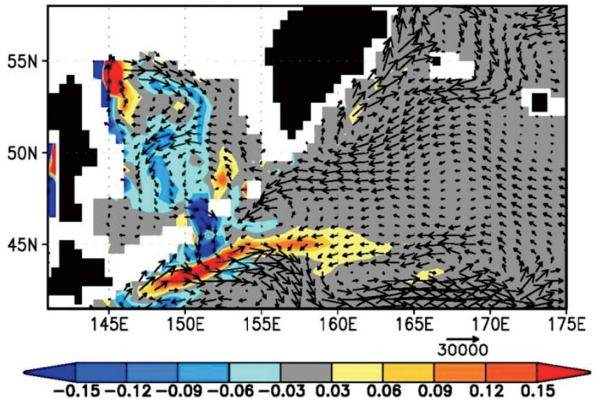

図 16：風応力によって駆動された数値実験で得られた北太平洋亜寒帯西部の中層水温の変化に関係している熱フラックス（矢印，℃ m^{-3} yr^{-1}）とその収束（カラー，℃ yr^{-1}）．亜寒帯フロントでは，北東向き海流が強まることによって，中層水の熱量が増加する関係があることがわかる．Nakanowatari et al.（2015b）の Fig. 16 より．

Figure 16：Same as in Fig. 14, but for the Region B, calculated from the WSTR experiment (After Nakanowatari et al., 2015b).

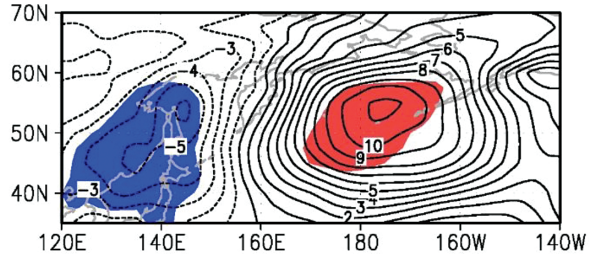

図 18：北太平洋北部における 3 月の海面気圧の過去 30 年間（1980－2008）の変化傾向（hPa/30 yr）．赤色と青色はそれぞれ回帰係数の正値と負値の絶対値が特に大きい領域を示す．Nakanowatari et al.（2015b）の Fig. 19 より一部改変．

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).

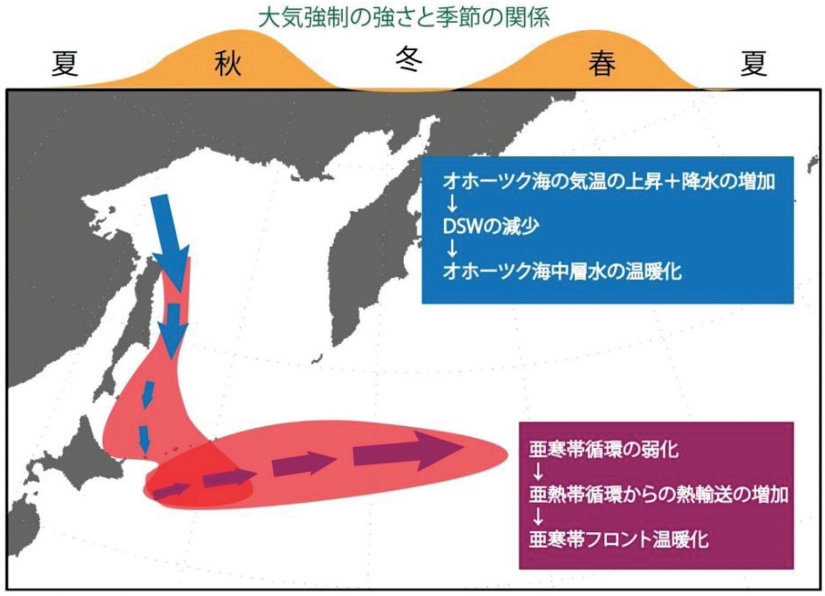

図 17：オホーツク海とその周辺海域の中層水の温暖化メカニズムの模式図．

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.