HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	温暖化の高感度域オホーツク海 : 北太平洋へのインパクト
Author(s)	大島, 慶一郎; Ohshima, Kay I.; 中野渡, 拓也 他
Description	1章 10年～100年スケールの気候変動の観測, 気候復元とモニタリング
Citation	低温科学, 65, 67-75
Issue Date	2007-03-23
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/20456
Type	departmental bulletin paper
File Information	OHSHIMA.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

温暖化の高感度域オホーツク海：北太平洋へのインパクト

大島慶一郎・中野渡拓也・若土　正曉　北海道大学

オホーツク海の北西陸棚域は海氷生産量が非常に大きく，北太平洋表層では一番重い水が作られる．この低温の高密度陸棚水は北太平洋の中層に潜り込み，北太平洋スケールでのオーバーターン（大きな鉛直循環）の源となっている．この50年で，オホーツク海を起源に北太平洋北西部の中層水が昇温化し，オーバーターンが弱化していることが示唆された．この原因は，オホーツク海風上の大陸部（北半球の寒極）の温暖化により海氷生産量が減少し，高密度陸棚水の生成量が減少したことによると推測する．オーバーターンの弱化は物質循環・生物生産にも多大な影響を及ぼす可能性がある．

1．はじめに

オホーツク海は，北半球では流氷（海氷）域の南限である．沿岸付近のみ結氷する海域はもっと南にも存在するが，本格的な海氷域としては南限である．比較的低緯度にも関わらず海氷が存在するということが，オホーツク海の自然・気候・生態系を特徴づける最も大きな要素となっている．海氷が到来する最南端の北海道知床周辺は，海氷が育む豊かな海洋生態系などをもって，2005年7月に世界遺産に認定されている．

オホーツク海では，例年11月頃に北西部より最初の海氷生成が起こり，それが南方及び東方へと拡がっていき1月下旬くらいに北海道沖へ到達する．海氷は例年，2-3月に最大の拡がりを見せ，（拡がりの大きさは年によって異なるが）オホーツク海の50-95%を占める．太平洋から相対的に暖かい海水が流入してくる東部の千島列島付近が最も海氷が出現しにくい海域である．3月より海氷域は後退しはじめ，6月までにはオホーツク海では大方の海氷は融解する．オホーツク海は，冬季にのみ海氷が発達する季節海氷域であり，北半球の季節海氷域の南限，ということになる．

人工衛星により全球の海氷分布がモニターできるようになってから30年程経つが，北極海では夏の海氷面積が大きく減少していること（10年で8-9%の減少）が明らかになってきた[1]．地球温暖化が最も顕著に現れる海域・現象として注目されている．オホーツク海は，北極海ほど顕著ではないが，やはりこの30年で10%弱海氷面積は減少している．オホーツク海の場合は，海氷減少の影響が北太平洋まで及ぶスケールで中層水やオーバーターン（鉛直循環）の変化を生じさせている可能性がある．本小論では，オホーツク海の海氷と気候・海洋との関係をレビューした上で，上記の可能性について議論を行ったものである．

2．北半球の海氷域の南限

図1には，全球での2月の海氷分布の気候値（1979-2002年の平均値）を白で示している．2-3月は北半球では最も海氷が大きく拡がる月である．この時期，北極海はほぼ全域海氷に覆われている．太平洋及び大西洋とも

図1：全球での2月の海氷分布と平均気温．海氷分布の気候値（1979-2002年の平均値）を白で，表面平均気温の気候値を等値線で示す．二橋創平氏作成．

西岸域の方がより南へ海氷が張り出すが，南端の緯度が44度であるオホーツク海は本格的な海氷域としては北半球の南限であることがわかる．対照的な例として，ノルウェー沿岸域は緯度70度でも海氷が出現しない．

オホーツク海が海氷域の南限となるのはなぜか？　図1には，2月の平均気温の気候値（1979-2002年の平均値）を等値線で示している．北半球の寒極（最も寒い地域）がユーラシア大陸北東部にあることがわかる．ここはオホーツク海の風上にあたる．秋季から冬季になると，オホーツク海上にはこの寒極からの厳しい寒気が季節風として吹き込んでくる．オホーツク海の風上が北半球の寒極であることが，海氷域の南限となっている一番の要因なのである．

この他に，北・北西季節風と東樺太海流（サハリン東岸を南下する海流[2]）によって海氷が南へ運ばれることも，海氷域をより南へと拡げている要因となっている．さらに，オホーツク海に多量の淡水をもたらすアムール川も海氷生成を有利にする一因になっている．このアムール川の淡水流入の影響を受ける海域（サハリン東岸沖から北海道沖にかけて）では，冬季の海の対流が（淡水の影響で表層水が重くなれずに）深くまで及ばない[3]．つまり，表層の水だけを冷却すれば海氷は生成される．これに対し，例えば同緯度の太平洋では，表層の海水は冬季冷却されると下の水より重くなりどんどん対流が深まっていく．そして，深い対流層が結氷温度まで冷えきらないうちに春を迎えてしまう．なお，アムール川の水そのものが凍るというのではなく，この淡水によって塩分濃度が薄まった表層の水が結氷しやすくなるという意味であることに注意したい．

3．海氷生成と高密度水形成

オホーツク海では寒極からの厳しい寒気により海氷の生成量も大きなものとなる．この大きな海氷生産は海洋場にも大きな影響を与える．特に海氷生産が大きいのは，オホーツク海の北西沿岸域である．この海域では，冬季は沖向きの風が卓越するため生成された海氷は次々と沖へ吹き流され，薄い新生氷域が維持されやすい．氷が薄いと氷中の熱伝導が大きくなり断熱効果は弱まり，大気への熱フラックスは大きくなる．このようにして生成された海氷が吹き流されるために疎氷・薄氷域が維持されている海域を，沿岸ポリニヤ（coastal polynya: polynyaはロシア語が語源）と言う．ここでの大きな熱フラックスは主に海氷生成に使われるので，沿岸ポリニヤは言わば海氷の生産工場になっている．これに対し，海氷が厚く集積される海域は，海氷自身が断熱材として働き，厳しい寒気の中でも海氷はそれ程成長しない．

沿岸ポリニヤ域では水深も浅いため水柱が結氷温度に達すると，奪われた熱はほとんどが海氷生成に使われることになる．海洋下層からの熱と海氷内部の（負の）熱を近似的に無視すると，表面熱収支計算のマイナス分が海氷生産量になる．このようにして海氷生産量を求めたのが図2である[4]．この図からもオホーツク海の北西沿岸域で最も多量の海氷生産があることが示される．生産の大きい所での生産量は厚さに換算すると4-5 mにも及ぶ．北東部の湾やサハリン東岸北部域も沿岸ポリニヤが頻繁に発生する海域であり，海氷生産量が大きい海域であることがわかる．

オホーツク海の海氷の多くは，このような沿岸ポリニヤで生成されて拡っていったものと考えられる．しばしば，「オホーツク海の流氷（海氷）は，アムール川の水が凍ったもの．それが漂流して北海道沖まで到来する」という言い方をされるが，これは間違いである．アムール川の水が凍った分の氷はオホーツク海全体の氷からするとごくほんのわずかでしかない．

図2で示される，オホーツク海北西沿岸域の海氷生産

図2：オホーツク海での年間の海氷生産量分布．海氷の厚さ(cm)に換算して示したもの．人工衛星のマイクロ波放射計による海氷情報と熱収支計算から見積もったもの．文献4のFig.13より加筆．

量は，北半球で見ても非常に大きなものの一つである．海氷ができる時には，塩分は一部しか氷に残らないので，冷たくて重い高塩分水（ブライン）が掃き出されることになる．そのためにオホーツク海北西部では，北太平洋で（表面で作られる海水としては）一番重い水が生成されることになる[5-6]．図3は，オホーツク海における中層の等密度面 σ_θ＝26.8（水深にするとおよそ 150-350 m の層）での(a)水温と(b)溶存酸素量の分布を示す[7]．海水は，一旦中層まで潜り込むと等密度面に沿って流動・混合するので，等密度面上での水温・溶存酸素の分布を見ると，海水の起源や混合の具合などがわかる．溶存酸素は，表層から絶った時間が長い程生物に消費され減少する．図3から溶存酸素量が大きく結氷温度に近い冷たい水が北西陸棚に分布することが示される．これは，ここから表層水が潜り込んでいることを示し，ここのポリニヤでの海氷生成によって中層の密度にまで達する冷たい重い水（高密度陸棚水）が生成されていることがわかる．図3からはこの水が東樺太海流により南へ広がっていることもわかる．

さらに，北太平洋まで拡げて等密度面 σ_θ＝27.0 での水温分布（図4）を見ると，オホーツク海が北太平洋に対し低温のソースとなっていることがうかがえる．溶存酸素[8]やフロン[9]の分布を見ても，オホーツク海は北太平洋に対して高酸素・高フロンのソースになっていることがわかる．これらの分布は，表層から中層へ潜り込む（低温の）水のソースはオホーツク海にあることを示している．

オホーツク海北西部でできた高密度水は，オホーツク海の中層から千島海峡を抜け，北太平洋の中層全域に拡がる．そして，北太平洋中層水（NPIW: North Pacific

図3：オホーツク海における，等密度面 σ_θ＝26.8 での(a)水温と(b)溶存酸素量の分布．σ_θ＝26.8 は水深にするとおおよそ 150-350 m の層．文献7の Fig.4 より．

図4：北大平洋における，等密度面 σ_θ＝27.0 での水温分布．σ_θ＝27.0 は水深にするとおおよそ 300-500 m の層．

Intermediate Water）の１成分をも成し，中層では大気に接した水の起源となっている．このように，オホーツク海は大気と接した水が北太平洋では唯一海洋中層（水深 200-800 m 位）まで運ばれる海域なのである．オホーツク海でできた重い水は，北太平洋スケールでの大きな鉛直循環（オーバーターン）を作っているとも言える．

コラム１：海洋の中深層循環

世界の海洋の中深層まで及ぶ大きな循環（対流）は密度差で駆動される．すなわち，重い水が沈み込んでそれが徐々に沸き上がってくるという循環である．深層･底層まで及ぶような重い水は地球上では北大西洋と南極海の２ヶ所でのみ作られる．それらが深層水･底層水として全地球上の深･底層に拡っていき，約 2000 年くらいかけてゆっくりと湧き上ってくる．北太平洋では深層までに及ぶような重い水は作られないが，中層にまで及ぶ程度の重い水がオホーツク海で海氷生成に伴って作られ，北太平洋スケールでの中層の循環を作っている．

４．海氷による熱の輸送と気候形成

海氷は結氷する際に負の潜熱をもらい，融解時にそれを放出する．オホーツク海では北で結氷した海氷が移流されて南で融解するので，結果的に負の熱を南へ運ぶことになる．海氷が結氷・融解する際の潜熱は大きく，例えば１m の海氷を融解するのに必要な潜熱は，10 m の水柱なら 6-7 度，全大気柱なら 25-30 度を暖めるのに必要な熱量に相当する．

図５は，年平均での正味の表面熱収支の空間分布を示す[4]．大気から海洋に熱が与えられる場合を正としている．最も顕著な特徴は北西部に負の大きな値，南部に正の値という大きな南北のコントラストがあることである．すなわち，北で海洋が大気から多量に熱を奪われ，南で海洋が大気から熱をもらっていることを示す．これは一つには上で述べたように，負の熱が（潜熱として）海氷により南に運ばれる（熱輸送としては北向き）ことによる．もう一つ東樺太海流も冷たい水を南へ運ぶことで負の熱を南に運ぶ．オホーツク海の冷水や融氷の効果は太平洋の北海道道東沖まで浸み出している．北海道のオホーツク沿岸域や東部（道東）は特に夏季に冷涼となることで知られる．この寒冷な気候形成には，海氷と東樺太海流が負の熱を北から運んでくることが大きな役割を果たしている．

図５の結果には少なくない誤差が含まれるが，オホーツク海全体としての正味の表面熱収支は平均－22 Wm^{-2} で，オホーツク海全体では大気から 35 TW（＝10^{12}W）の熱量が奪われる，という結果になる．同緯度の北太平洋亜寒帯域では海は大気に暖められていると考えられているが[10]，オホーツク海では熱の移動が逆になっている．すなわち，寒極の風下にあるオホーツク海は北太平洋に対して冷却源になっていると言え，海洋中層でオホーツク海が低温のソースであることを示す結果（図４）と矛盾しない．

オホーツク海北西部での海氷生成によってできた結氷温度の高密度水は中層まで達する密度を持っており，それが東樺太海流によって南へ運ばれ，さらに北太平洋中層へと運ばれる．このように，オホーツク海では単に（負の）熱が水平方向に輸送されるだけでなく，鉛直的に海洋内部へも輸送されることも重要な点である．と同時に，生物生産に不可欠な鉄分や溶存態・懸濁態炭素さらには二酸化炭素など種々の物質も中層へ輸送されている．東樺太海流は流量が大きく中層まで及ぶ海流であるので，それらは効率より南へそして海洋中層へと運ばれる．このようにオホーツク海での海氷生成は気候形成や物質循環にも重要な役割を果たすと考えられる．

図５：オホーツク海における，年平均の正味の表面熱収支．1987-2001 年の平均．単位は Wm^{-2}．寒色系は正味の熱収支が負の領域（大気が海洋から熱を奪うセンス）．文献４の Fig.10 より．

5．海氷変動と地球温暖化

オホーツク海は海氷域の南限ということもあって，海氷面積の年々変動が大きい．例えば，1991 年では最大張り出し時でも海氷域面積はオホーツク海の 50%程度しかなかったが，2001 年ではほぼ 100%近くにまでなった．海氷の拡がりや面積がある程度正確に観測できるようになったのは，人工衛星によるマイクロ波放射計の観測が可能となった 1970 年代からである．マイクロ波は，雲のあるなし昼夜を問わず，海氷を検知することができ，現在（2006 年）では 12-25 km の分解能でほぼリアルタイムで全球の海氷をモニターしている．図 6 には，衛星観測から得られたオホーツク海の 2 月の海氷面積の年々変動を示す（灰色実線．上ほど海氷面積が小となっていることに注意）．1990 年代は海氷面積の小さい年が続いたが，2001 年前後に海氷面積が一時的に大きくなり，その後また小さくなる傾向が続いている（2006 年現在）．

オホーツク海の海氷面積の年々変動は何によるのか？今までの研究で，①海が大気からどれだけ冷やされるか ②風が吹き流すことによる拡大作用　③海水温（特に太平洋から流入して来る水の），の 3 つの効果が重要ということがわかってきた[11-13]．特に①の効果の中では，秋～冬のオホーツク海風上側での気温が海氷面積を決めている大きな要素となっていることがわかってきた．

図 6[14] にはオホーツク海の風上での秋～冬の地上気温の年々変動も示している（黒実線）．図 6 からわかるように，この気温は衛星から得られた 2 月の海氷面積とよい相関があることがわる（相関係数は－0.61）．気温が低い程その年の海氷面積は大きくなる．注目されるのは，この気温が明らかに有意な正のトレンドを持っていることである．50 年で 2.0℃もの気温の上昇が見られる．図 7 は，最近 40 年の 10-3 月の地上気温の全球トレンドマップである．温暖化は全球一様に生じているわけではなく，特にユーラシア大陸の中央部から北東部にかけて大きな昇温が起こっていることがわかる．オホーツク海の風上にある北半球の寒極の秋・冬は，特に温暖化の影響が大きく出る場所・季節なのである．

海氷面積のデータとしては，衛星観測からは 30 年足らずのデータしかなく，それによるとオホーツク海の海氷面積のトレンドはこの 27 年で約 9 %の減少となってい

図 6：オホーツク海の海氷面積とその風上での地上気温の年々変動．衛星観測によるオホーツク海全域の 2 月の海氷面積偏差（1979-2003 年）を灰色実線で，ユーラシア大陸極東域（50°-65°N，110°-140°E）における秋・冬（10-3 月）の地上気温偏差（1950-2005 年）を黒実線で示す．黒破線は気温偏差の線形トレンド成分．気温データは Jones[15] によるデータセット．気温偏差の軸は左端に示す．海氷面積偏差の軸は右端に示しており，符号は上下逆．文献 14 の Fig.4 より，加筆．

図 7：最近 40 年の 10-3 月の地上気温の全球トレンドマップ．Jones[15] によるデータセットより．黒囲みは 99%の信頼限界で回帰係数が有意であることを示す．

る．衛星観測以前には客観的な海氷面積データはないが，風上の気温との相関から推定すると（図 6），風上での昇温トレンドに対して，海氷面積の減少傾向が 50 年の時間スケールで起っている可能性がある．実際に衛星観測以前に時々行なわれていた船舶や航空機での海氷観測では，過去の海氷の張り出しは多くの場合，最近の張り出しより大きかったということが示唆されている．古くから連続してある数少ない客観的なデータとしては，北海道沿岸の網走での目視海氷観測がある[16]．この海氷目視観測からもこの 50-100 年スケールでオホーツク海の海氷が減少傾向にあることが示唆される．

6．中層水の昇温トレンド

3 節では，オホーツク海の沿岸ポリニヤでの海氷生成に伴ってできる冷たい高密度水が，北太平洋の中層にもぐり込み北太平洋を冷却し，鉛直（上下方向の）循環を作っていることを述べた．もし温暖化によって海氷生成量が減ったとすれば，北太平洋の中層全体にも影響が出てくる可能性がある．図 8 は，オホーツク海を含む北太平洋中層（同じ密度面 σ_θ＝27.0 で比較したもので，水深にするとおよそ 300-500 m の層）でのこの 50 年間における水温のトレンドを見たものである[14]．北太平洋北西域及びオホーツク海ではかなり顕著な昇温トレンドがあることがわかる．なかでもオホーツク海特にその西部で最も大きなトレンドがある．

昇温トレンドが大きいオホーツク海では，σ_θ＝26.8-27.0 で平均すると 50 年で約 0.6 度の昇温となる．海は熱容量が大きいので，オホーツク海の中層全体の昇温を熱量に換算すると，直上の大気全体を 100℃以上上げる熱量に相当する．通常，中深層の水の性質は安定していて変動は極めて小さい．0.6 度/50 年の変化は，中層水の変動としては地球上で最も大きいものの一つと考えられる．

図 8：北太平洋及びオホーツク海の中層水温のトレンドマップ．同じ密度面 27.0 σ_θ面で比較したもので，水深にするとおよそ 300-500 m の層での，この 50 年間（1955-2004 年）における水温のトレンド（線形回帰係数：℃/50 年）を示す．大と小の黒丸はトレンドが 95%及び 90%の信頼限界で有意であることを示す．色を施していないグリッドボックスはデータが延べ 10 年分以上ないため，トレンドを示すことができないボックス．文献 14 の Fig.1 より．

図 9 は，27.0 σ_θ面での加速度ポテンシャルの分布を示したものである[14]．これは，この面でのおおよその流線を示しており，東カムチャッカ海流が千島列島沿いを南下し親潮となり，それが北海道・東北沖まで南下し，さらに北東方向に転じて亜寒帯海流をなし，北太平洋北西部に反時計回りの西部亜寒帯循環を作っていることがわかる．図 9 には，有意な昇温域（オレンジシェード）を重ねて示してある．これを見ると，昇温域はオホーツク海から千島海峡より流出した海水の循環経路に沿って拡がっているように見える．すなわち，北太平洋の昇温化はオホーツク海が起源と考えられる．

図 10 は，27.0 σ_θ面での，オホーツク海，親潮域，亜寒帯海流域の 3 領域（範囲は図 9 に示す）における，この 50 年の(a)水温と(b)溶存酸素量のアノマリーの時系列を示したものである[14]．図 8 からもわかるように 3 領域とも，水温は有意な上昇トレンドが見られるが，同時に溶存酸素の減少トレンドも顕著に見られることがわかる．親潮域については，Ono らや Watanabe らも同様な指摘をしている[17-18]．図 10 の時系列から，変動としては 10-20 年周期のもの（Osafune と Yasuda では潮汐の 18.6 年周期が重要としている[19]）も見られるが，トレンド成分が最も大きな特徴であることがわかる．また，溶存酸素も水温と同様にオホーツク海に最大のトレンドがあることがわかり，溶存酸素の減少の起源もオホーツク海にあることを示唆する．

前節までの結果を合わせると，オホーツク海風上域での温暖化によって，海氷の生成量が減り高密度陸棚水の

図 9：2000 dbar を基準面とする 27.0 σ_θ面での加速度ポテンシャル．オレンジのシュードは図 8 で昇温が 95%で有意とされた領域．青（オホーツク海），赤（親潮），緑（亜寒帯海流域）の囲みは，図 10 で時系列を示す領域．文献 14 の Fig.2 より．

図 10：等密度面 27.0 σ_θにおける，オホーツク海（青），親潮域（赤），亜寒帯海流域（緑）での(a)水温と(b)溶存酸素量のアノマリーの時系列．各領域の範囲は図 9 に示している．丸は 5 年平均の値で，95％の信頼限界をエラーバーで示している．破線はそれぞれの時系列の回帰直線．赤と緑の時系列はそれぞれ 0.4°C（1.0 ml/l），0.8°C（2.0 ml/l）オフセットして示している．文献 14 の Fig. 3 より．

生成が減少，さらに表層から中層へ送り込まれる低温・高酸素水の量が減少した，と考えられる．その結果，北太平洋規模でのオーバーターン（上下方向の循環）が弱化したとも考えられる．

7．おわりに

以上まとめると，オホーツク海は地球温暖化の高感度域と言え，この 50-100 年スケールで海氷生産量が減っており，そのために低温の高密度水の生成が減少し，北太平洋スケールでの中層の昇温及び上下方向の循環の弱化を生じさせているというシナリオが提示される．

海氷ができる時に作られる高密度水が中層に潜り込む際に高濁度水も送り込まれるが[20]，同時に鉄分も送り込まれている可能性がある（中塚武私信）．鉄分が海の生物生産量を決めているのだ，という最近有力視されている説も含めて考えると，オホーツク海中層からの鉄分が北太平洋西部の高い生物生産を支えている，という仮説も成り立ちうる[21]（中塚武・西岡純私信）．オホーツク海の海氷生産が弱まると北太平洋まで含めて鉄分の供給が弱まり，ついには海の生物生産量まで減少させるというシナリオも可能性としてはありえる（あくまでも仮説であることに注意）．もしそうなると，漁獲量の減少や二酸化炭素の吸収の減少も招くかもしれない．

図 11 は，温暖化の影響がオホーツク海を介して北太平洋へ与えるインパクトを模式的にまとめたものである．

図 11：温暖化がオホーツク海を介して北太平洋へ与えるインパクト（模式図）．太字は観測・解析で明らかになったもの．斜字は仮説の段階のもので，？マークが多いほど不確実性が大きいことを示す．

模式図には最近の研究から事実として明らかになったもの（太字）と仮説の段階のもの（斜字）にわけて示している．オホーツク海及びそこでの海氷生成量の変動は，オホーツク海のみならず北太平洋での生物生産・漁業資源量が今後どうなっていくかを予測する上でも，鍵を握っている可能性がある．

引用文献

1）J. C. Comiso, *Geophys. Res. Lett.* **33** (2006) L18504,

doi: 10.1029/2006GL027341.
2）K. I. Ohshima, M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi and G. Mizuta, *J. Geophys. Res.* **107** (2002) 3195, doi: 10.1029/2001JC001005.
3）K. I. Ohshima, S. C. Riser and M. Wakatsuchi, *Geophys. Res. Lett.* **32** (2005) L06607, doi: 10.1029/2004GL021823.
4）K. I. Ohshima, T. Watanabe and S. Nihashi, *J. Meteor. Soc. Japan* **81** (2003) p.653.
5）K. Kitani, *Bull. Far Sea Fish. Res. Lab.* **9** (1973) p.45.
6）A. Y. Shcherbina, L. D. Talley and D. L. Rudnick, *Science* **302** (2003) p.1952.
7）M. Itoh, K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi, *J. Geophys. Res.* **108** (2003) 3258, doi: 10.1029/2002JC001590.
8）L. D. Talley, *Deep Sea Res. Part A* **38** (1991) p.S171.
9）M. J. Warner, J. L. Bullister, D. P. Wisegraver, R. H. Gammon and R. F. Weiss, *J. Geophys. Res.* **103** (1996) p.2849.
10）J. R. Moisan and P. P. Niiler, *J. Phys. Oceanogr.* **28** (1998) p.401.
11）N. Kimura and M. Wakatsuchi, *J. Geophys. Res.* **104** (1999) p.11137.
12）山崎孝治，雪氷 **62**（2000）p.345.
13）K. I. Ohshima, S. Nihashi, E. Hashiya and T. Watanabe, *J. Meteor. Soc. Japan* **84** (2006) p.907.
14）T. Nakanowatari, K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi, *Geophys. Res. Lett.* **34** (2007) L04602, doi: 10.1029/2006GL028243.
15）P. D. Jones, *J. Climate* **7** (1994) p.1794.
16）青田昌秋，石川正雄，村井克詞，平田稔雄，海の研究 **2**（1993）p.251.
17）T. Ono, T. Midorikawa, Y. W. Watanabe, K. Tadokoro and T. Saino, *Geophys. Res. Lett.* **28** (2001) p.3285.
18）Y. W. Watanabe, T. Ono, A. Shimamoto, T. Sugimoto, M. Wakita and S. Watanabe, *Geophys. Res. Lett.* **28** (2001) p.3289.
19）S. Osafune and I. Yasuda, *J. Geophys. Res.* **111** (2006) C05007, 10.1029/2005JC003277.
20）T. Nakatsuka, M. Toda, K. Kawamura and M. Wakatsuchi, *J. Geophys. Res.* **109** (2004) C09S14, doi: 10.1029/2003JC001909.
21）J. Nishioka, *Rep. Amur-Okhotsk project* **2** (2004) p.103.

（2006 年 11 月 18 日　改訂受付）

Sea of Okhotsk sensitive to global warming: its impact on the North Pacific

Kay I. Ohshima
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

Takuya Nakanowatari
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

Masaaki Wakatsuchi
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

abstract:
High sea ice production over the northwestern shelf in the Sea of Okhotsk leads to the formation of the densest water at the surface in the North Pacific. This cold dense shelf water is ventilated into the intermediate layer, inducing overturning at the scale of the North Pacific. During the past 50 years, warming and weakening of the overturning has occurred for the intermediate water centered on the 27.0σ_θ isopycnal in the northwestern North Pacific, originating from the Sea of Okhotsk. We propose that these trends are caused by a decrease in dense shelf water production in the northwestern shelf of the Sea of Okhotsk, which is an area that is sensitive to current global warming. The weakening of overturning has a possibility of substantial impacts on the material cycle and biological productivity in the North Pacific.

大島慶一郎
〒060-0819 札幌市北区北 19 条西 8 丁目
北海道大学　低温科学研究所
e-mail: ohshima@lowtem.hokudai.ac.jp
URL: http://wwwoa.ees.hokudai.ac.jp/people/ohshima/

中野渡拓也
〒060-0819 札幌市北区北 19 条西 8 丁目
北海道大学　低温科学研究所

若土正曉
〒060-0819 札幌市北区北 19 条西 8 丁目
北海道大学　低温科学研究所