

第 2 章

大気海洋間熱フラックスから見たオホーツク海の海氷

大島 慶一郎

(北海道大学低温科学研究所)

2.1 北半球の海氷域の南限

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。図 2.1 には全球での 2 月の海氷分布の気候値（1979–2002 年の平均値）を白で示してある。2–3 月は北半球では最も海氷が大きく広がる月である。太平洋及び大西洋とも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。対照的な海域として、ノルウェー沿岸域では緯度 70 度でも海氷は出現しない。

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、オホーツク海の気候・自然・生態系を特徴づける最も大きな要素となっている。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広がっていき 1 月下旬くらいに北海道沖へ到達する（図 2.2 左図参照）。海氷は例年、2–3 月に最大の広がりを見せ、（広がり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（図 2.2 右図参照）。

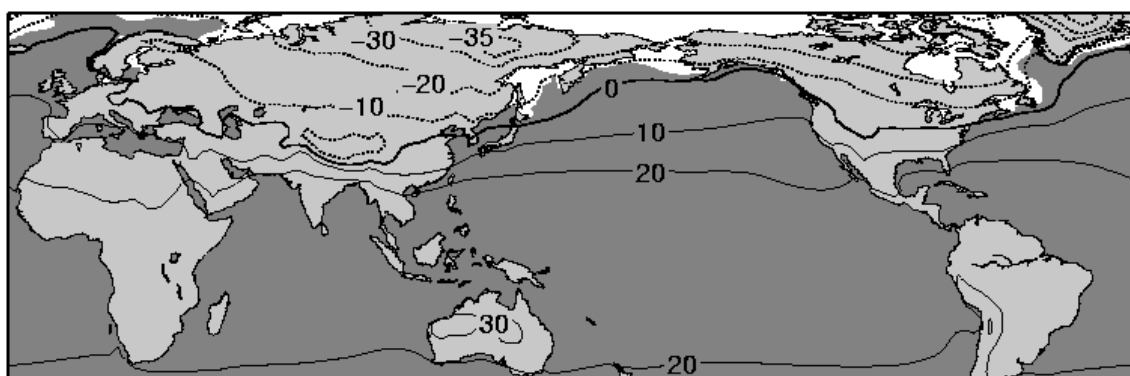


図 2.1 全球での 2 月の海氷分布と平均気温。

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。

オホーツク海が海氷域の南限となるのはなぜか？ 図 2.1 にある等値線は 2 月の表面気温の気候値を示している。この全球での 2 月の平均気温から、北半球の寒極(最も寒い地域)は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、北西季節風と東樺太海流(サハリン東岸を南下する海流)によって海氷がより南へと運ばれることも海氷域をより南へと広げる要因となっている。また、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)深くまで及ばないことも海氷生成を有利にする一因になっている(2.5 節参照)。

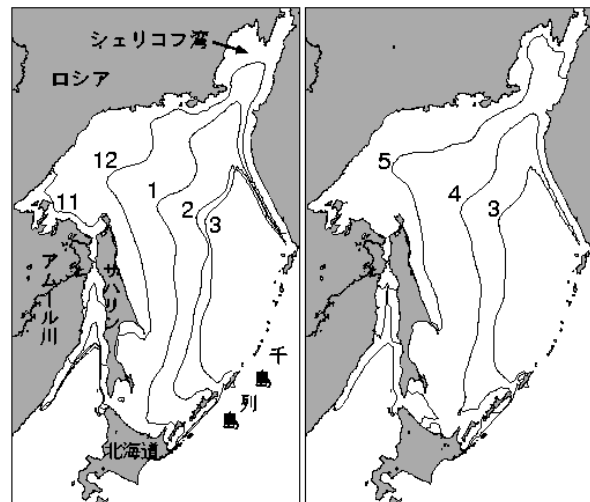


図 2.2 オホーツク海での各月の氷縁。

左図は海氷発達期(11-3月)、右図は海氷後退期(3-5月)。人工衛星マイクロ波放射計により観測された 1979-2002 年の平均値。二橋創平氏作成。

2.2 熱フラックスの季節進行と海氷生成

海氷域の南限をもたらししている「厳しい寒気の吹き出し」は換言すると、海上では大気への熱フラックスが非常に大きいということである。そこで、オホーツク海の家氷生成を熱収支とその季節進行の観点から見てみる。熱収支データは ECMWF や NCEP などの客観解析データからも提供されているが(第 14 章参照)、本節では独自にバルク式や経験式を用いて計算したもの(Ohshima et al., 2003)を使って議論する。この計算では、大気データは ECMWF、雲データは ISCCP、SST データは GISST によるものを入力データとして用いているが、風速と雲に関しては現場データである COADS との比較からバイアス分を補正して用いている。オホーツク海のように、同化できる現場データが少ない海域では客観解析データにバイアスがある場合が多いので注意を要する。また、従来の ECMWF などでは、海氷域は 0% か 100% のどちらかに分類して計算しているため(第 14 章参照)、海氷域の熱フラックスは正しく表現されていない。今回示すものは、人工衛星のマイクロ波放射計データ(SSM/I)から得られる海氷密接度と厚さを考慮に入れて、熱収支計算をしている。海氷の厚さに関しては薄氷と厚い氷を区別できるアルゴリズム(Kimura and Wakatsuchi, 1999)を用いている。

図 2.3 は海氷が出現する直前の 11 月と、海氷が最大に近く発達する 2 月の正味の熱収支の分布である。気象学では上向き(海洋から大気への)熱フラックスを正とする場合が多いが、本章では(引用文献に従い)海洋学で一般的な、下向き(大気から海洋への)熱フラックスを正とする。11 月の結果(図 2.3 左)を見ると、北西部沿岸域に最大の大気への熱フラックスがあり、その値(絶対値)は

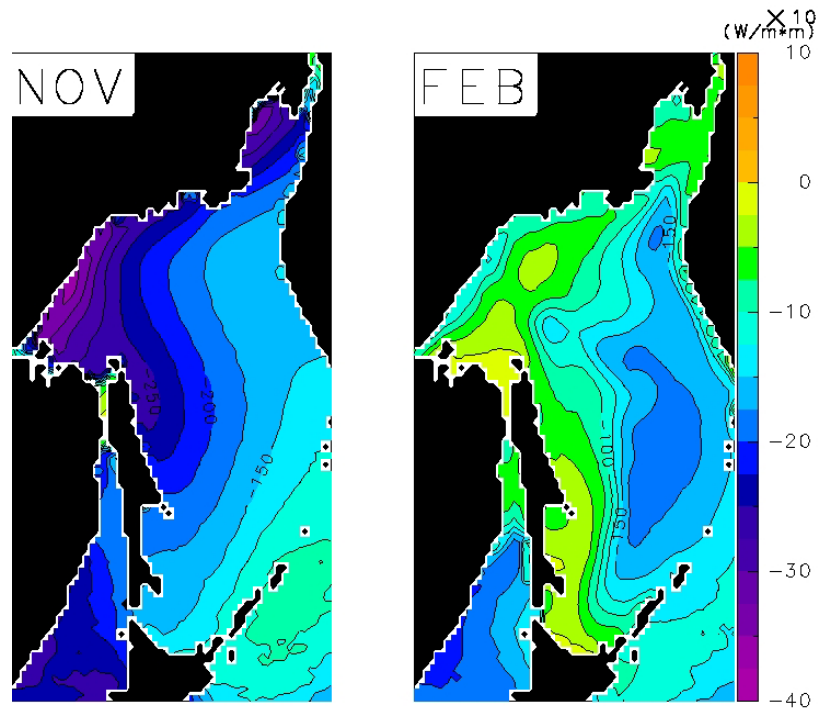


図 2.3 (左図)11 月と(右図)2 月の正味の表面熱収支の空間分布。

1日ごとに収支計算したものを 1987 - 2001 年の 14 年分を平均して出したもの。大気が海洋から熱を奪う場合を負とする。単位は $300\text{--}400\text{Wm}^{-2}$ にも及ぶことがわかる。これは極域海洋上での冬季の熱フラックスに匹敵する値である。熱フラックスの等値線は北西部の沿岸線にほぼ平行に走っている。大陸からの寒気団は、海へ出ると下の海を冷却するとともに海から熱をもらうので徐々に昇温し、海を冷却する効果は徐々に小さくなることを示している。図 2.2 の海氷拡大パターンと見比べてわかるように、秋最大の熱フラックスがある北西部沿岸域はオホーツク海で海氷が最初に生成する海域である。

一方、2 月の熱収支(図 2.3 右)を見ると、気温自体は 11 月より低いにも関わらず、大気への熱フラックスはずっと小さな値になっている。これは海氷の断熱効果による。2 月の氷縁(図 2.2 参考)と見比べると、氷縁付近に大気への熱フラックスの極大値があることがわかる。寒気団は海氷域から海面に出た所で一気に海洋から熱を奪っていることを示している。なお、海氷の持つ断熱効果については 2.7 節で後述する。

図 2.4 は、オホーツク海全体で平均した熱フラックスの季節変化を示したものである。正味の熱フラックスは、4-9 月までは大気から海洋へ、10-3 月では海洋から大気へとなる。10 月からの季節風の吹き出しに対応して、乱流フラックスが大きくなり、大気が海洋から熱を奪うことになる。冬季(12-3 月)特に北部では、顕熱フラックスが最も大きな成分となる。これが潜熱フラックスが卓越する中低緯度と異なるところである。冬季の正味の熱フラックスの値は、オホーツク海全体で平均するとそれ程大きくはなく、実は

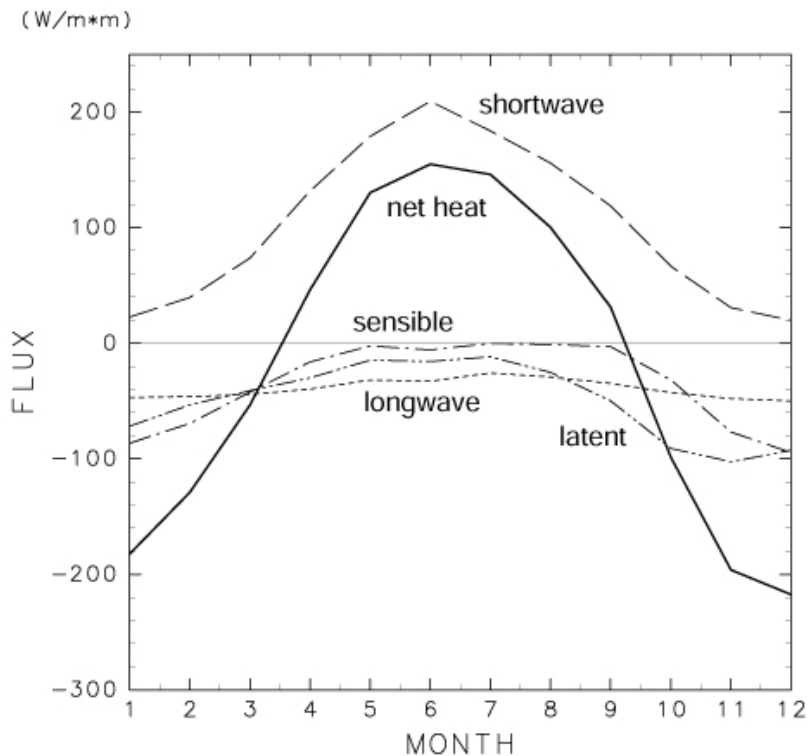


図 2.4 オホーツク海全体で平均した熱フラックスの季節変化。

1987-2001 年の平均。単位は Wm^{-2} 。Ohshima et al. (2003) より。

低緯度にある日本海の方がオホーツク海より 1.5 倍大きい (Hirose et al., 1996)。これは一つにはオホーツク海での海氷の断熱効果、もう一つは日本海には暖かい対馬暖流が流れ込むことによる。

2.3 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。2月の熱収支(図 2.3 右)を詳しく見ると、北西沿岸域では熱フラックスが局所的に大きいことがわかる。これはこの海域の海氷が薄いことによる。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、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沿岸域は、沿岸ポリニヤ (coastal polynya : polynya はロシア語が語源) と呼ばれる。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、沿岸ポリニヤ域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

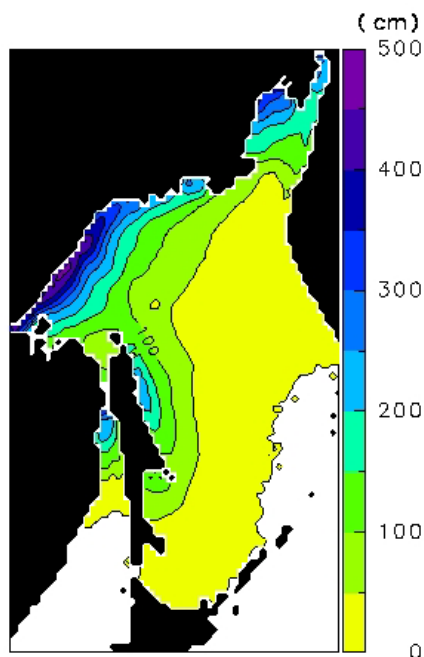


図 2.5 オホーツク海での年間の海氷生産量分布。

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水情報と熱収支計算から見積もったもの。Ohshima et al. (2003) より。

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 2.5 である。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 4-5m にも及ぶ。北東部の湾（シェリコフ湾：位置は図 2.2 参照）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。

オホーツク海の家氷の多くは、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、「オホーツク海の家氷（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 2.5 で示される、オホーツク海北西沿岸域の家氷生産量は、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、塩分の一部しか氷に残らないので、冷たくて重い高塩分水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(Shcherbina et al., 2003)。このオホーツク海でできた重い水は北太平洋全域の中層に潜り込み、北太平洋スケールでの大きな鉛直循環（オーバーターン）を作っていることになる。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 Intermediate Water）の 1 成分をもなし、大気に接した水という観点からは NPIW の起源水とみなされる。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 200-800m 位）まで運ばれる海域なのである。

2.4 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 1 m の海氷を融解するのに必要な潜熱は、10m 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 2.6 は、年平均での正味の表面熱収支の空間分布を示す。この図も下向き（大気から海洋への）熱フラックスを正としている。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）ことによるが、これだけでは熱量を説明しきれない。もう一つ重要になるのが、東樺太海流（サハリン東岸を南下する海流）が冷たい水を南へ運ぶ効果である。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のが大きな役割を果たしている。

図 2.6 の結果には少なくない誤差が含まれるが、オホーツク海で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によって海は 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 (Moisan and Niiler, 1998)、オホーツク海では熱の移動が逆になっている。従って、海洋内で見ると、寒極の風下にあるオホーツク海が北太平洋に対して低温のソース（冷却源）となっていることになる。

北西部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

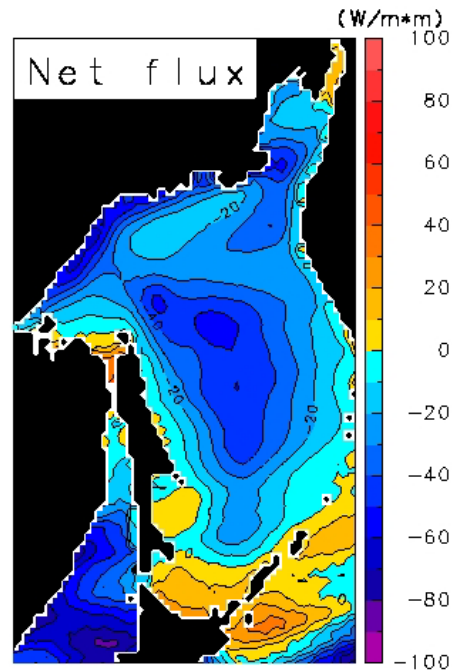


図 2.6 オホーツク海における、年平均の正味の表面熱収支。1987-2001 年の平均。単位は Wm^{-2} 。大気から海洋に熱が与えられる場合を正とする。Ohshima et al. (2003) より、加筆。

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、それらは効率よく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。

2.5 海氷変動の原因としての熱フラックス

オホーツク海は海氷面積の年々変動が大きいことも特徴の一つである。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。オホーツク海での海氷の年々変動は何によるのであろうか？

海氷の生成は海面がどれだけ冷却されるかによるので、海氷面積の年々変動も、まず第1に熱的なものによると考えるのが自然である。図2.7は12月のオホーツク海全体の海氷面積に対する(a)10-11月と(b)12月での各点での熱収支の相関を1979-2001年の23年間に対して示している。10-11月の場合(図2.7a)を見ると、海氷面積と北西部の熱収支には極めて高い負の相関(~ -0.8)があることがわかる。これは、初期(12月)の海氷面積は、(海氷生成が最初に起こる海域である)北西部での秋の熱収支によりほとんど決まることを示している。より詳しい解析によると、秋の中でも10月中旬から11月中旬までの熱フラックスアノマリーが効くこと、熱フラックスアノマリーは主に気温による乱流熱フラックスのアノマリーによってもたらされる、ことなどが示される(Ohshima et al. 2006)。

一方、12月の熱収支の場合(図2.7b)を見ると、一転して北西部では海

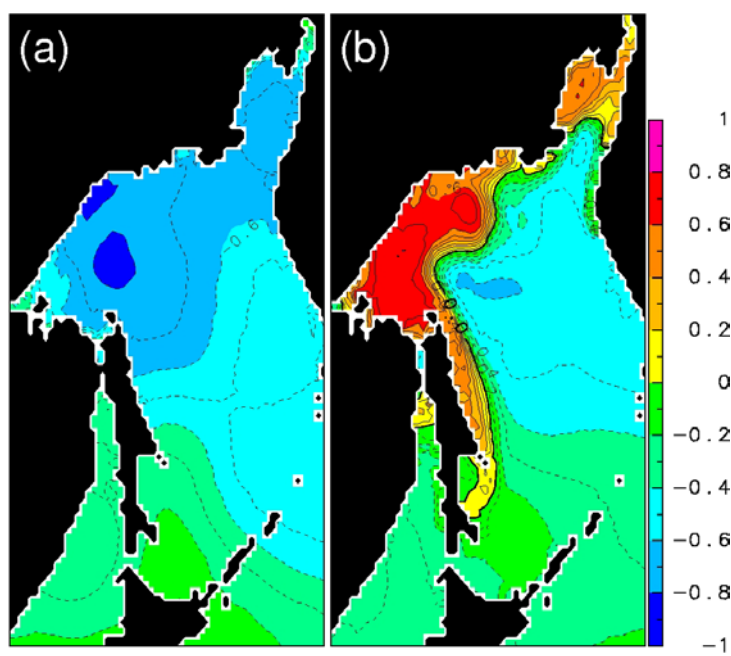


図 2.7 12月のオホーツク海全体の海氷面積に対する
(a)10-11月と(b)12月での各点での熱収支の相関マップ。

Ohshima et al. (2006) より、加筆。

氷面積に対して高い正の相関となる。これは、一旦海氷ができるとその断熱効果のために熱フラックスが抑えられることを示している。図2.7aでは熱フラックスが原因で、結果として海氷面積が決まることを示しているが、図2.7bでは逆に、海氷面積が原因で、結果として熱フラックスが決まることを示している。このように一旦海氷ができると、熱収支との間の因果関係・相関関係が全く逆になることは、注意すべき点である。

初期 12 月の 1 ヶ月平均の海水面積の偏差は結氷開始の早晩を反映していると考えられ、図 2.7a の結果はオホーツク海北西部では海面がどれだけ冷却されるかで結氷の早晩・初期海水面積の多寡が決まることを示唆している。結氷の早晩は、海洋構造や海洋下層及び横からの熱の移流によっても影響される。結氷に至るまで海がどうなっているかを観測する必要がある。このような観測は、より根本的な問題「オホーツク海が凍りやすいのはなぜか？」にも関ってくる。Ohshima et al. (2005) では、プロファイリングフロート(中層に浮遊し、一定時間ごとに浮上してその際の温度、塩分のプロファイルを送るフロート)により、オホーツク海では初めて結氷に至るまでの海洋混合層の観測に成功した。フロートは流れに沿って動くので準ラグランジェ的に混合層をモニターすることができる。図 2.8a は、サハリン東岸沖を浮遊した 4 つのフロートの 1 つから捉えられた混合層の水温の時系列を示している。結氷に至るまでの混合層の深まりが捉えられている。この観測が行われた 2000/01 シーズンは、結氷が例年よりかなり早く、その後海氷の張り出しがこの 20 年で最大になったシーズンである。

海の水平移流による効果が無視できるとすると、海洋混合層の貯熱量の変化は海面熱収支と等しくなる。図 2.8b は、全 4 つのフロートから求めた海洋混合層の貯熱量変化(ドットと黒実線)と、それとは独立に海上気象要素からバルク法などによって求めた表面熱収支(青点線)を比べたものであるが、両者は概ね合っている。海面熱収支からは 2000 年(青点線)は気候値(緑破線)に比べかなり強く海が冷却されていることがわかるが、これは海の貯熱量変化からも言えそうである。

1 次元海洋混合層バルクモデルを樺太東岸沖に適用すると、フロートで観

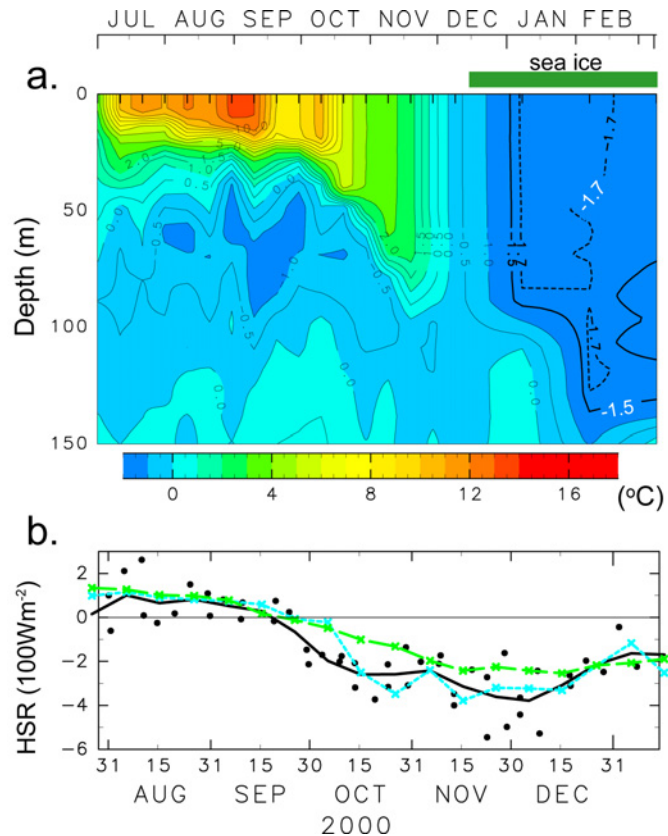


図 2.8 (a)プロファイリングフロートにより観測された、東樺太沖の水温の鉛直プロファイルの季節変動。(b)フロートから求めた海洋混合層の貯熱量の変化(ドットと黒実線)と、海上気象データ等から求めた海面熱フラックス(緑破線:気候値, 青点線:2000年)。Ohshima et al. (2005) より。

測された海洋混合層の深まり（図 2.8a）や結氷開始時をよく再現することができ、結氷の開始は秋の熱フラックスでほぼ決まるということが示される（Ohshima et al. 2005）。また、混合層モデルからは、サハリン東岸沖ではアムール川からの淡水により海洋表層の成層が強くなることが、混合層の深まりを 100m 程度にとどめ、海氷生成を生じさせる重要な要因であることも示される。対照的に、オホーツク海南部の千島海盆域では混合層がどんどん深くなってしまい海氷生成が生じないというモデル結果になる。

一方、過去 23 年のデータから、オホーツク海北西部（東経 135-144 度、北緯 48-57 度内の海洋域）における、10-11 月の正味熱収支（破線）と結氷開始日（実線）のアノマリーの年々変動を比較する（図 2.9）と、両者には非常に高い相関（0.71）があることがわかる。例えば、2000 年秋は海面熱収支計算からもフロート観測からも非常に冷却が強かったことが示されるが、この年は結氷開始が例年よりかなり早く、この後この 20 年で最大の海氷の張り出しを記録した。秋の冷却が例年より非常に厳しかったことが海洋混合層の熱をより多く奪い、この年の結氷を多いに早めたと言える。このように観測データと混合層モデルの両方の解析から、海洋混合層があまり深くないサハリン東岸沖や水深の浅い北西陸棚域では、結氷はローカルに大気からどれだけ冷却されたかという 1 次元過程でかなりの部分決まると言えそうである。

以上から、オホーツク海の初期の結氷の早晩及び海氷域面積の大小は、ほぼ秋（10-11 月）における海面の熱収支で決まると言える。海氷がある程度発達する 1 月中旬以降になると、海氷による断熱効果が効いてきて、海氷面積と熱フラックスそのものの関係はそれほど明確でなくなる。しかし、初期の海氷の張り出し面積（結氷の早晩）がそのシーズンの後半まで効き、その年の海氷の多寡を決める要因の一つにはなっている（山崎 2000; Ohshima et al. 2006）。1 月以降にどう海氷が広がっていくかは、熱的なものの他に風による移流効果が大きく効いてくる。Kimura and Wakatsuchi (1999)は、オホーツク海の氷縁の南東方向への前進スピードは地衝風速のほぼ 2%で

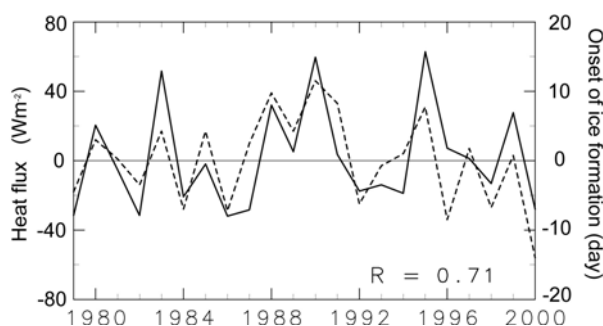


図 2.9 オホーツク海北西部における、10-11 月の正味熱収支（破線）と結氷開始日（実線）のアノマリーの年々変動。

東経 135-144 度、北緯 48-57 度内の海洋域で平均したもの。Ohshima et al. (2005) より。

説明できることを示した。山崎（2000）によると、1 月以降のオホーツク海の家氷面積の年々変動は、初期の家氷面積、南東方向成分の風、そして風上側（北西部）の気温の 3 つでかなりの部分説明できることを示した。初期の家氷面積は北西部の秋の気温に強く関係しているのて、秋から冬の北西部の気温が海氷面積を決める重要なパラメーターとなる。しかしながら、海氷が最終的にどこまで張り出すか

は、大気からの熱フラックスや風だけでは説明しきれず (Ohshima et al. 2006)、海洋場特に太平洋から流入する海水の水温が関係するという研究もある(永井, 2006)。

2.6 海水長期トレンドと熱フラックス

海水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。図 2.10 には、衛星観測から得られたオホーツク海の 2 月の海水面積の年々変動を示す(灰色実線。上ほど海水面積が小となっていることに注意)。1990 年代は海水面積の小さい年が続いたが、2001 年前後に海水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)。

前節から、オホーツク海の風上での秋～冬の地上気温が海水面積と強く関係していることが言えそうなので、図 2.10 にはその年々変動も示している (黒実線)。この図からも、この気温は衛星から得られた 2 月の海水面積とよい相関があることがわかる (相関係数は -0.61)。気温が低い程その年の海水面積は大きくなる。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 度もの気温の上昇が見られる。図 2.2 からわかるように、オホーツク海の風上には北半球の寒極がある。地球温暖化では全球一様に昇温しているわけではなく、北半球の寒極の秋・冬が特に温暖化の影響が大きく出る場所・季節のようである。

海水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水面積のトレンドはこの 27 年でオホーツク海全域面積の約 9%分の減少 (海水面積としては約 20%の減少) となっている。衛星観測以前には客観的な海水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、風上での昇温トレンドに対して、海水面積の減少傾向が 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

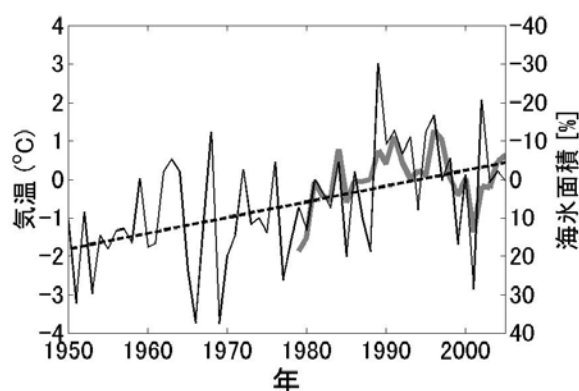


図 2.10 オホーツク海の海水面積とその風上での地上気温の年々変動。

衛星観測によるオホーツク海全域の 2 月の海水面積偏差(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 (1994)によるデータセット。気温偏差の軸は左端に示す。海水面積偏差の軸は右端に示しており、単位(%)はオホーツク海全域面積に対する割合としている。上ほど小であることに注意。Nakanowatari et al. (2007) より、加筆。

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（青田他 1993）。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。

2.3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、鉛直循環（オーバーターン）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。最近の研究によると、オホーツク海の中層（水深にするとおよそ200-800m）では、この50年で0.6度にも及ぶ大きな昇温トレンドがあることがわかってきた。海は熱容量が大きいので、この昇温を熱量に換算すると、直上の大気全体を100度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非常に大きなものである。この原因は、海氷生成が減ったために冷たい高密度水の形成量も減ったことによる、というのがもっとも考えうるものである。2.4節で示したように、オホーツク海が唯一北太平洋の中層に表層からの低温の海水を送り込んでいることを考えると、オホーツク海中層の変化は北太平洋中層にも及ぶはずである。実際に解析すると、確かにこの昇温トレンドが北太平洋に広がっていていることが確かめられる（Nakanowatari et al. 2007）。オホーツク海の水は千島海峡を流出すると、親潮の一部をなし東北沖まで南下し、その後流れは北東方向へ転じ、北太平洋西部に反時計回りの西部亜寒帯循環を作っている。昇温トレンドは、このようなオホーツク水が広がっていく海域に沿って広がっている。

これら昇温トレンドが見られる海域では中層の海水中に含まれる酸素も有意に減っていることがわかってきている（Ono et al. 2001; Nakanowatari et al. 2007）。表層から絶った時間が長い程、海中の酸素は生物に消費され減少するので、このことは表層水が中層へ送り込まれるオーバーターンが弱まっていることを示唆していることになる。以上をまとめると、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オーバーターンの弱化を生じさせている、というシナリオが提案される。

2.7 海氷変動の結果としての熱フラックス

一旦海氷ができると、海氷は断熱材として働き大気海洋間の熱フラックスを大きく抑えることになる。Iwamoto et al. (2001)では、オホーツク海南部でのゾンデ観測から、海氷の断熱効果を示した（第3章参照）。Inoue et al. (2005)は、冬季サハリン沖での航空機による渦相関法から開水面での乱流フラックスは海氷上より2オーダー大きいことを示している（第9章参照）。

オホーツク海の海氷面積は年によって大きく変わることを考えると、このような海氷の断熱効果が、大気への熱フラックスを大きく変え、グローバルスケールの大気へも影響を与える可能性がある。Honda et al. (1999)は、大気大循環モデルを用いて、オホーツク海の海氷の多寡が乱流フラックスのアノマリーを生み、それが定在ロスビー波の伝播を介して大気大循環に影響を与える可能性を示した（第10章参照）。

ここでは、多氷年と少氷年で大気への熱フラックスがどう違うか、分解能を上げ海氷の影響をより取り入れた熱収支計算の結果(Ohshima et al. 2006)から見てみる。図 2.11 は、2-3 月の正味熱収支を(a)多氷年と(b)少氷年についてそれぞれ5年分をコンポジットしたものである。どちらの場合も氷縁（白線）のすぐ沖に大気へのフラックスの極大がある。このような特徴は乱流フラックスによるので、乱流フラックス分布も図 2.11 と同様なものとなる（放射フラックスは $0-20 \text{ Wm}^{-2}$ のオフセット）。多氷年の方が（気温が低いため）極大での値（絶対値）自体は大きいですが、オホーツク海全体での総熱フラックスは両グループではそれほど変わらない。少氷年と多氷年での大気への熱フラックスの主な違いは、少氷年ではオホーツク海中央部でフラックスが最大になるのに対して、多氷年では千島海峡に近いオホーツク海東部で最大になることである。多氷年と少氷年のグループ間では氷縁の分布も似たようなパターンになり、図 2.11 で示した熱フラックスの分布パターンもそれぞれ多氷年と少氷年をほぼ代表したものである。

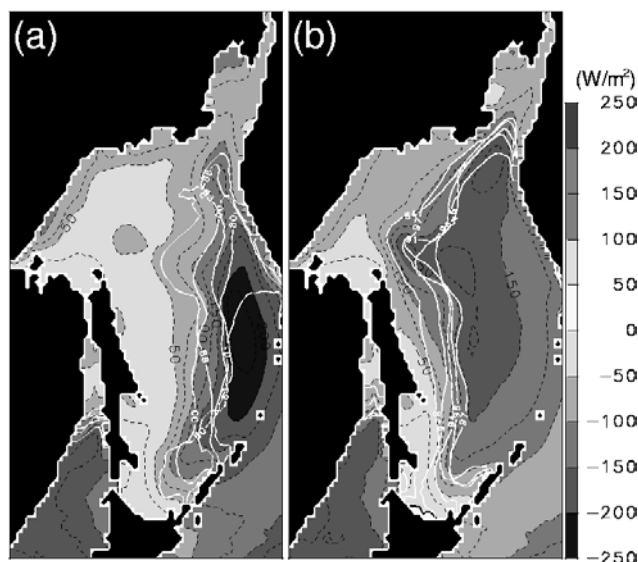


図 2.11 (a)多氷年と(b)少氷年における、2-3月の正味熱収支のコンポジット。

多氷年は 1980, 1983, 1988, 2000, 2001 年の 5 年、少氷年は 1984, 1991, 1994, 1996, 1997 年の 5 年。各年の 2-3 月の氷縁（海氷密接度 30%）を白線で示す。Ohshima et al. (2006) より。

引用文献

1. 青田昌秋, 石川正雄, 村井克詞, 平田稔雄, 1993: 「オホーツク海・北海道沿海の海氷密接度の長期変動」, 海の研究, 2, 251-260.
2. Hirose, N., and C.-H. Kim, and J.-H. Yoon, 1996: Heat budget in the Japan Sea. J. Oceanogr., 52, 553-574.

3. Honda, M., K. Yamazaki, H. Nakamura, and K. Takeuchi, 1999: Dynamic and thermodynamic characteristics of atmospheric response to anomalous sea-ice extent in the Sea of Okhotsk. *J. Climate*, 12, 3347-3358.
4. Inoue, J., M. Kawashima, Y. Fujiyoshi and M. Wakatsuchi, 2005: Aircraft observations of air-mass modification over the Sea of Okhotsk during sea-ice growth, *Bound. Layer Meteorol.*, 117, 111-129.
5. Iwamoto, K., K. Domon, M. Honda, Y. Tachibana, and K. Takeuchi, 2001: Estimation of surface heat flux based on rawinsonde observation in the southern part of the Sea of Okhotsk under ice-covered condition. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79, 687-694.
6. Kimura, N. and M. Wakatsuchi, 1999 : Processes controlling the advance and retreat of sea ice in the Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res.*, 104, 11137-11150.
7. Jones, P. D. 1994: Hemispheric surface air temperature variations: a reanalysis and an update to 1993. *J. Climate*, 7, 1794-1802.
8. Moisan, J. R., and P. P. Niiler, 1998: The seasonal heat budget of the North Pacific net heat flux and heat storage rates. *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 401-421.
9. 永井祥子, 2006:オホーツク海の最大海氷面積を決める要因 ; カムチャッカ半島沖の海水温の影響, 修士論文, 北海道大学大学院地球環境科学研究科, 44pp.
10. 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. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L04602, doi:10.1029/2006GL028243.
11. 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. Meteor. Soc. Japan*, 81, 653-677.
12. Ohshima, K. I., S. C. Riser, and M. Wakatsuchi, 2005: Mixed layer evolution in the Sea of Okhotsk observed with profiling floats and its relation to sea ice formation. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L06607, doi:10.1029/2004GL021823.
13. 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. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84, 907-919.
14. Ono, T., T. Midorikawa, Y. W. Watanabe, K. Tadokoro, and T. Saino, 2001: Temporal increases of phosphate and apparent oxygen utilization in the surface waters of western subarctic Pacific from 1968 to 1998. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3285-3288
15. 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.
16. 山崎孝治, 2000: オホーツク海の海氷面積と冬の大気循環との相互作用. *雪氷*, 62, 345-354.