

# 第一章「東北アジア」の自然環境概説

## 3 . オホーツク海と海氷: その特殊性と重要性

大島 慶一郎 (北海道大学低温科学研究所)

### 1.3.1. 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。用語としては‘流氷’がよく使われているが、海水が凍った氷を表わすより一般的な用語である‘海氷’をここでは以後使用することにする(コラム 1 参考)。比較的 low 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(自然遺産としては日本では、屋久島、白神山地について 3 番目となる)。

図 1 は、知床連山を背後に臨むオホーツク海の海氷域の写真である。海氷域は数 m から数 km の氷盤の集合によって成っており、多くの場合海氷表面には雪が積っている(オホーツク海の海氷については、青田(1993)に詳しい解説と多くの写真が載っている)。オホーツク海南部では海氷の平均の厚



図 1: 知床連山を背後に臨むオホーツク海の海氷。砕氷巡視船そうやより木村詞明氏撮影。

さは 70cm 程度である。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 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 右図参照）。このように冬季にのみ海氷が発達する海域を季節海氷域という。これに対し北極海のように一年中海氷が存在する海域を多年氷域という。オホーツク海は北半球の季節海氷域の南限、ということになる。

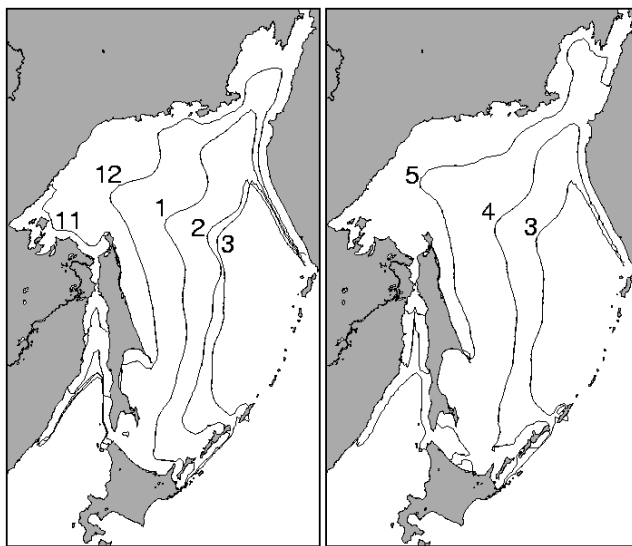


図 2：オホーツク海での各月の氷縁。  
左図は海氷発達期(11-3 月)、右図は海氷後退期(3-5 月)。人工衛星マイクロ波放射計により観測された 1979-2002 年の平均値。二橋創平氏作成。

### コラム 1：海氷と氷山の違い

海に浮かぶ氷には海氷の他に氷山があるが、これらは成因から全く異なるものである。海氷 (sea ice) は海水が凍ったもので、海水の塩分が多少取り残されているため、少し塩辛い。厚さは数十 cm から厚くても十数 m。一方、氷山 (iceberg) は、南極またはグリーンランドで厚く積った雪が圧縮されて氷になったもの (氷床・氷河) が、海洋上へ張り出し、折れて流出したもので、厚さは 300m にも及ぶ。もとは雪なので真水でできている。なお、流氷 (drifting sea ice) は、海水が凍った氷である海氷 (sea ice) のうち、流動しているもののみを言い、動かない海氷は定着氷 (landfast ice) という。海氷の多くは流氷であるが、学術的には、より一般性のある海氷という言葉を使用することが普通である。

### 1.3.2. 北半球の海氷域の南限

図 3 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広がる月である。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西岸

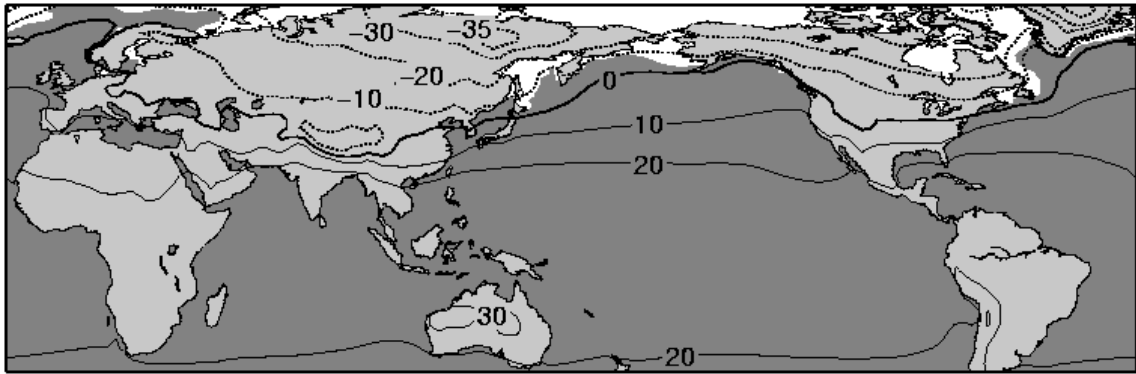


図 3： 全球での 2 月の海水分布と平均気温。

海水分布の気候値（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。

域の方がより南へ海水が張り出すが、南端の緯度が 44 度であるオホーツク海は本格的な海水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 度でも海水が出現しない。

オホーツク海が海水域の南限となるのはなぜか？図 3 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、海水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・北西季節風と後述する東樺太海流（サハリン東岸を南下する海流）によって海水がより南へと運ばれることも海水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水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、冬季の海の大対流が（淡水の影響で表層水が重くなれずに）深くまで及ばない。つまり、表層の水だけを冷却すれば海水は生成される。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。

### 1.3.3. 海水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が吹き込むため、海水の生成量も大きなものとなる。図 4 は、人工衛星のマイクロ波データによる海水の情報と熱収支計算から、オホーツク海での年間の海水生産量分布を示したものである。オホーツク海の北及び北西部の沿岸域、特に北西陸棚域で多量の海水

生産があることがわかる。生産が大きい所ではその生産量は厚さに換算すると5mにも及ぶ。

この海域は、厳しい寒気に加え沖向きの風が卓越するため、生成された海氷が吹き流されすぐにまた新しい海氷ができるということが繰り返され、多量の海氷が生成される。このような海域（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、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あまり成長しない。オホーツク海

の海氷も多くこのような沿岸ポリニヤで生成されて拡っていく。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全体の氷からするとごくほんのわずかでしかない。

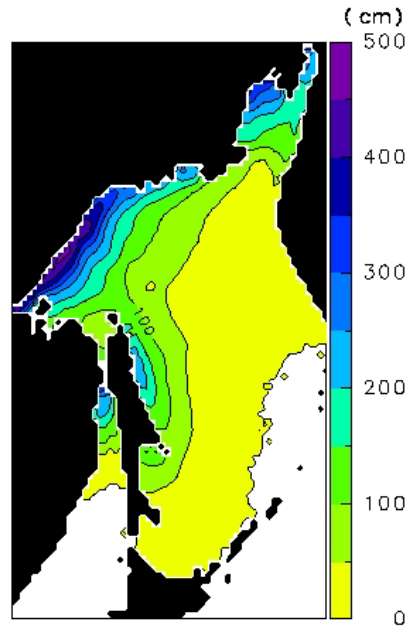


図4：オホーツク海での年間の海氷生産量分布。海氷の厚さ(cm)に換算して示す。人工衛星のマイクロ波放射計による海氷データと熱収支計算から見積もったもの。Ohshima et al.(2003)より。

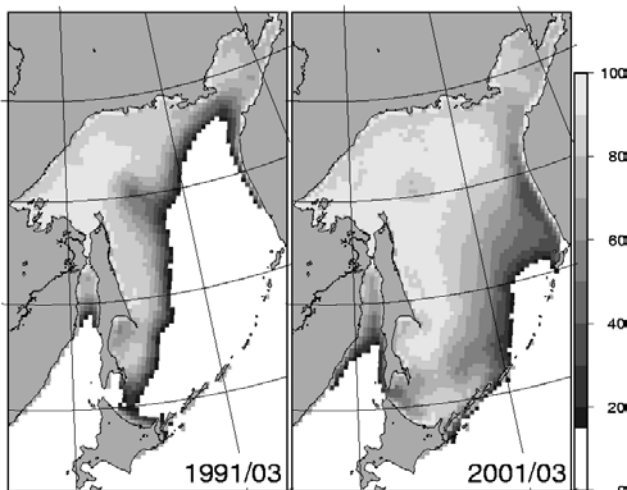


図5：オホーツク海の2月の海氷密接度分布。左図が1991年の場合、右図が2001年の場合。人工衛星マイクロ波放射計SSM/Iによる。密接度(%)のスケールについては右隅を参照。

オホーツク海北西部は、北半球でも最も海氷生産が大きい海域の一つである。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（上下方向の）循環も作って

いることになる（海の大きな循環・対流がどう起こるかはコラム 2 参照）。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広がる。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。以上からわかるように、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)まで運ばれる海域であると言える。

#### コラム 2：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がってくる。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、北大西洋スケールでの中層の循環を作っている。因みに、表層から 500-1000m くらいまでの水平方向の循環(海流)は主に風で駆動され、この循環による流速は一般的に中深層循環によるものよりずっと大きい。後述するオホーツク海の東樺太海流は風によって駆動される海流である。

#### 1.3.4. 地球温暖化とオホーツク海

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(図 5 参照)。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とわず、海氷を検知することができ、現在(2006 年)では 12-25km 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(図 5 参照)、その後また小さくなる傾向が続いている(2006 年現在)。

オホーツク海の家氷面積の年々変動は何によるのか？ 今までの研究で、海が大気からどれだけ冷やされるか 風が吹き流すことによる拡大作用 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(Yamazaki, 2000; Ohshima et al., 2005)。特にその効果の中では、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 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かる（相関係数は  $-0.62$ ）。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  $2.2$  もの気温の上昇が見られる。図 3 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 年でオホーツク海全域面積の約 9% 分の減少（海氷面積としては約 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、こ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や航空機での海氷の観測は多くの場合、最近の海氷張り出しより大きいという結果を示している。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、網走での目視海氷観測がある（青田他, 1993）。図 7 は、この目視観測により海氷が確認された日の各年ごとの総数を 100 年にわたって時系列で示したものである。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。

前節では、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、北太平洋及びオホーツク海の中層（同じ密度面  $\sigma_{\theta}=26.8-27.2$  で比較したもので、水深にするとおよそ 200-800m の層）でのこの 50 年間におけ

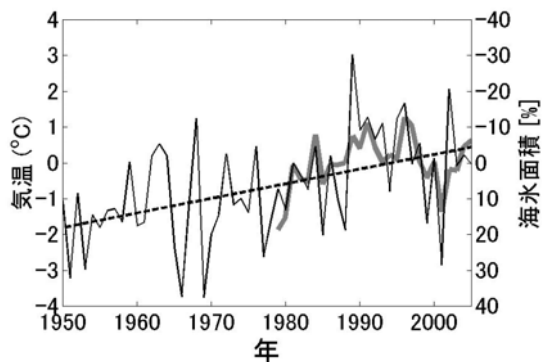


図 6: オホーツク海の海氷面積とその風上での地上気温の年々変動。

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(1979-2005 年)を灰色実線で、極東ユーラシア大陸 ( $50^{\circ}-65^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}-140^{\circ}\text{E}$ )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。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、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。

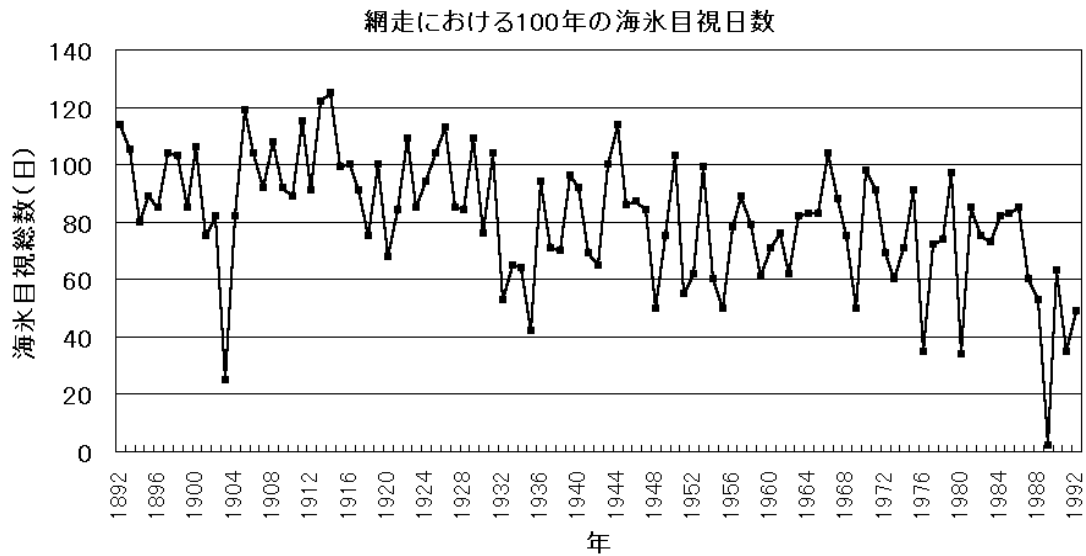


図7：網走での海水出現総日数の年々変動。

目視により海水が確認された日の各年ごとの総数の時系列(1892-1992年)。

青田他(1993)の図を加筆。

る水温のトレンドを見たものである。オホーツク海の中層に最も大きな昇温トレンドがあり、50年で0.6度にも及ぶ。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。これは、海水生成が減ったために冷たい高密度水の形成量も減り、そのためにオホーツク海の中層水が昇温したと考えられる。注目されるのは、この昇温トレンドが北太平洋に広がっていていることである。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とがわかる。

昇温トレンドが見られるオホーツク海とこれらの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)。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、表層水から中層へ送り込まれる上下方向の循環が弱まっていることを示唆していることになる。海水ができる時に作られる高密度水が中層に潜り込む際に同時に鉄分も送り込まれる、という仮説がごく最近提唱された(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(Nishioka et al., 2007)。オホーツク海の海水生成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）。オホーツク海及びそこでの海氷の変動は、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。

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上下方向の循環の弱化を生じさせている可能性がある。

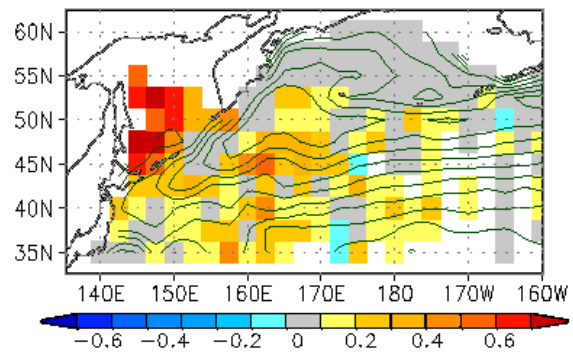


図 8: 北太平洋及びオホーツク海の中層水温のトレンドマップ。

同じ密度面 27.0 面で比較したもので、水深にするとおよそ 300-500m 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： $^{\circ}\text{C}/50$  年）を示す。緑線は、2000 dbar を基準面とする 27.0 面での加速度ポテンシャル（この密度面での流線に相当）。Nakanowatari et al. (2007) より加筆。

### 1.3.5. オホーツク海の循環と東樺太海流

少氷年の 1991 年 2 月の海氷分布(図 5 左図)を見ると、西側では南端まで海氷が張り出しているのに対し、北東部及び中央部（の水深大きい海域）では開水面域が南側からくいこんだような分布になっている。このような分布はオホーツク海に反時計回りの循環があることを示唆している。しかし、オホーツク海の循環については日本・ロシアの古い文献などによる模式的な抽象以上のことはよくわかっていなかった。それらによると、オホーツク海には大きな反時計回りの循環があり、最も顕著な流れはその循環の西側、サハリン東岸沿いに行ける強い南下流(東樺太海流)ということになっている。但し、これらは十分な実測に基づいたものではなく、船のドリフトや水塊・海氷の動きなどから類推したものである。東樺太海流(East Sakhalin Current) という用語は 1960 年代より使われているが、この海流の流量・構造やその季節変化といった定量的なことは、ほとんどわかっていなかった。

冷戦の終結によりオホーツク海内での国際共同観測が可能になったことなどで、長くベールに包まれていたこの海流の実態が一挙に明らかになった。特に、1998 - 2001 年の 4 年間にわたって行なわれた日露米国際共同観測プロジェクト<sup>\*1</sup>によって、オホーツク海の循環の多くが明らかになった。

\*1: 科学技術振興事業団のサポートによる、戦略的創造研究推進事業 - 地球変動のメカニズム - 「オホーツク海氷の実態と気候システムにおける役割の解明：代表若土正暁」によって主導された共同研究プロジェクト。



図 9 は 1999 年に投下された 20 個の表層漂流ブイの軌跡を示したものである。ブイからは人工衛星による追尾システムによって、表層下 15m の流れをモニターすることができる。サハリン島（樺太）北方及び東方に投下されたブイはすべて樺太沖を海底地形に沿って  $0.2 - 0.4 \text{ m s}^{-1}$  のスピードで南下しており、この観測によって東樺太海流の存在がはじめて明確になった。海流の幅は 150 km 程度で、北海道沖まで南下するものと、途中北緯 48 - 52 度あたりで東へ向かうものとの 2 つにわかれる。一方、水深の大きい南部の千島海盆では、渦的な動きが卓越していることもわかる。オホーツク海に投下されたブイの多くは半年以内に千島海峡（主にウルップ水道）から太平洋に抜ける。

図 10 は、表層漂流ブイの結果などに基づいて、オホーツク海の循環を模式的に示したものである。詳しく見ると、東樺太海流は大きな反時計回り循環の西岸境界流の成分（沖合い分枝）と、沿岸に沿って北西陸棚から北海道沖まで達する成分（沿岸分枝）の二つの分枝からなっている。

国際プロジェクトでは、長期海中に測器を係留して流れの場を測るなどの観測も行われた。図 11 は、その観測を基に東樺太海流の流量の季節変化を、日本海の主海流である対馬暖流と比較して示したものである。海流の強さの示標としては、海流の断面を毎秒横切る水の体積で定義される「流量」がよく使われる。図 12 は、同様の観測から 1 月における東樺太海流（南下流成分）の鉛直断面構造を示したものである。東樺太海流の年平均の流量は約  $7 \text{ Sv}$  ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) と見積もられる。これは黒潮の流量の 2 - 3 割、日本海の対馬暖流の流量の約 3 倍に相当し（図 11）、縁海の流れとしてはかなり大きなもの

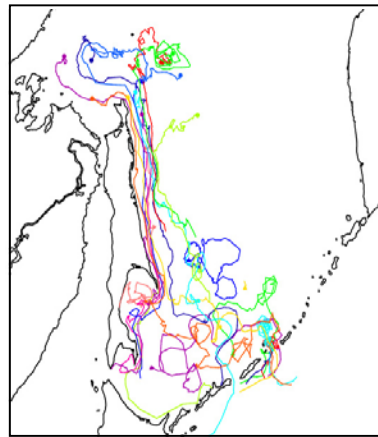


図 9：表層漂流ブイの軌跡。

漂流期間は 1999 年 9 月～2000 年 2 月。丸印はブイを投下した点（始点）を示す。

Ohshima et al.(2002) より。

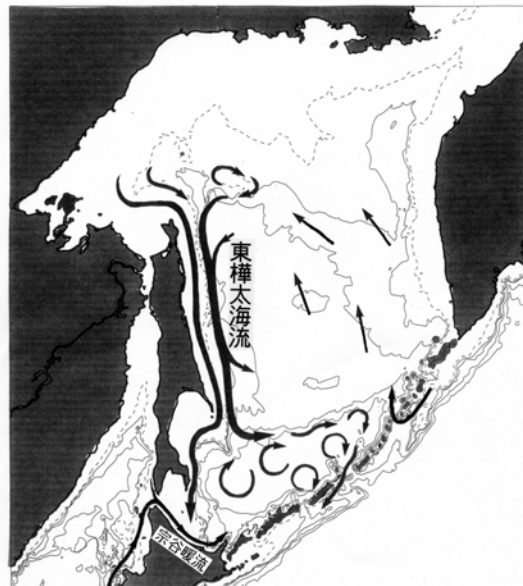


図 10：オホーツク海の表層循環の模式図。

表層漂流ブイの結果などに基づいたもの。

Ohshima et al. (2002) を加筆。

である。これは流れが表層のみでなく海底まで達するような深い構造を持つという特徴による(図 12 参照)。また東樺太海流は、流量・流速が冬季に最大で夏季に最小となる大きな季節変動をすることも特徴の一つである(図 11)。夏季に比べ冬季は 3 - 5 倍もの流量になる。対馬暖流も夏に強く冬に弱いという季節変動をするが、東樺太海流の季節変動に比べるとずっと小さい(図 11)。サハリン東岸に沿う海水の南下も、海流によって運ばれる効果が半分以上あると考えられる。

東樺太海流及び反時計回りのオホーツク海の循環は主に風によって駆動されている。冬季季節風の吹き出しが強くなるのに応じて、反時計回りの循環や東樺太海流も強まる。この他、東樺太海流にはアムール川の淡水効果による密度流成分もあるが、この成分は流量にするとわずかである。

### 1.3.6. 海氷と東樺太海流の気候への役割

海水は結氷する際に負の潜熱(液体の水と固体の氷との相変化に伴う熱)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水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。海水が結氷・融解する際の潜熱は大きく、例えば 1 m の海水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 13 は、年平均での正味の表面熱収支(大気と海洋・海氷の間での熱の

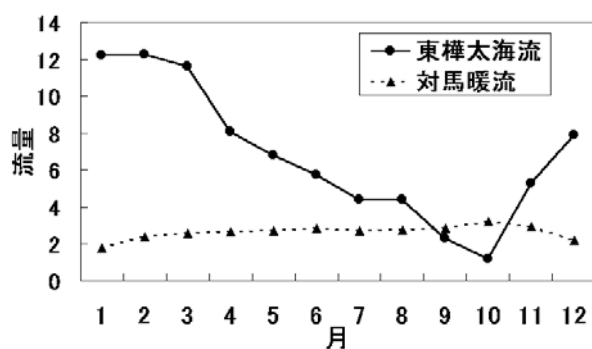


図 11: 東樺太海流と対馬暖流の流量の季節変化。単位は  $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (= 1 Sv)。東樺太海流は北緯 53 度に沿って横切る長期係留測流の結果 (Mizuta et al., 2003) に基づく。対馬暖流は対馬海峡でのフェリーによる超音波流速プロファイラーの結果

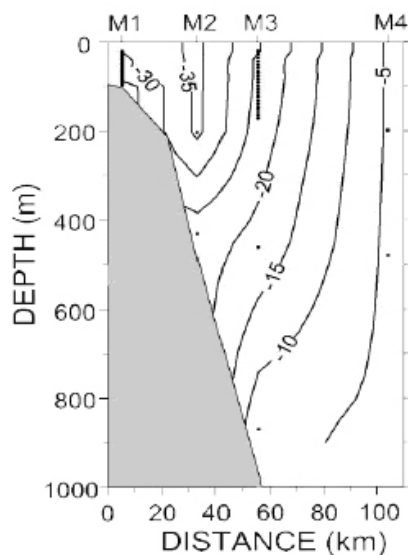


図 12: 東樺太海流の鉛直断面構造。北緯 53 度に沿って横切る長期係留測流 (Mizuta et al., 2003) から、1999 年 1 月における南下流成分を示したものである。単位は  $\text{cm s}^{-1}$ 。陰影は  $15 \text{ cm s}^{-1}$  以上の領域。

やり取り)の空間分布を示す。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大きな役割を果たしている。

図 13 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  $-22 \text{ Wm}^{-2}$  で、オホーツク海全体では大気から  $35 \text{ TW}$  ( $= 1012 \text{ W}$ ) 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、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が北太平洋に対して低温のソース(冷却源)となっているわけである。

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ことで、それらを極めて効率より南へ、そして海洋中層へと運ぶ役割を持っており、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。

### 1.3.7. 東樺太海流と社会との関わり

サハリン東岸沖の大陸棚では石油・ガス開発が 1970 年代より始められ、すでにいくつかの鉱区では採掘・生産が開始されており、今後さらに大きく開発が進むことが予想される。これらの開発には一つ大きな問題が懸念され

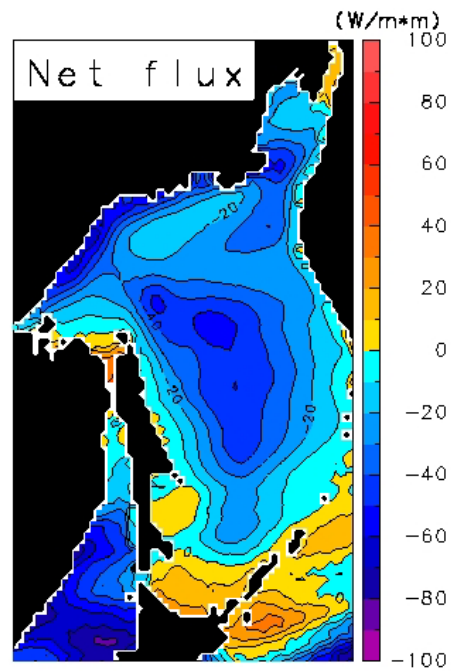


図 13: オホーツク海における、年平均の正味の表面熱収支。

1987 - 2001 年の平均。単位は  $\text{Wm}^{-2}$ 。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。

ている。それはサハリン油田周辺の油流出に対する危惧である。将来、もしサハリン油田周辺で油流出が起こるようなことがあると、東樺太海流は流出油を北海道沖まで運んでしまうことになる(図10参照)。北海道オホーツク沿岸は、ホタテの養殖等漁業に重要な海域という他に、知床自然遺産など豊かな自然を維持している海域でもある。流出油に対する防御対策や漂流・拡散予測は社会的に急務な問題と言える。また、近年の中国の高度経済成長によりアムール川上流域での汚染も懸念されている。アムール川から流出した汚染物質も東樺太海流によって北海道沖まで運ばれる可能性がある。これらに対する防御対策や予測も重要な問題である。

予備的ではあるが、流出油やアムール川汚染物質の漂流・拡散予測は行なわれつつある。それらによると、アムール川及びサハリン油田からの海水・物質はあまり拡散せずに東樺太海流に乗って北海道沖に到達することが示される。東樺太海流は大きな季節変動をするので、南下流が強くなる秋から初冬の場合、アムール河口やサハリン油田起源の海水は1.5-3ヶ月で北海道沖まで到達する。一方春先の場合、春から夏は南下流が弱いので、北海道沖まで到達するのに半年近くかかるという結果になる。このように海流の動態を解明・予測することは社会的にも重要性を増すようになってきた。

以上は、東樺太海流は現社会では汚染物質を運んでしまうという、負の部分の話であったが、一方で過去においては、この海流はオホーツク文化圏の形成に一翼を担っていた可能性がある。この海流が海水や海獣を運び、過去には東樺太海流沿いに一つの文化圏形成がなされていたという見方もできるのだ(例えば、菊池,2003)。

## 引用文献

1. 青田昌秋(1993):「白い海、凍る海 - オホ - ツク海のふしぎ - 」東海大学出版会.62pp .
2. 青田昌秋・石川正雄・村井克詞・平田稔雄(1993):「オホーツク海・北海道沿海の海水密接度の長期変動」海の研究, 2 - 4, 251-260 頁.
3. 菊池俊彦(2003):「考古学からみた環オホーツク海交易」天気、50 - 7, 4 - 9 頁.
4. Jones, P. D. (1994): Hemispheric surface air temperature variations:a reanalysis and an update to 1993, *Journal of Climate*, 7, 1794-1802.
5. Mizuta, G., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima, and M. Wakatsuchi (2003): Structure and seasonal variability of the East Sakhalin Current, *Journal of Physical Oceanography*, 33, 2430-2445.
6. Nakanowatari T., K. I. Ohshima, 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, L04602, doi:10.1029/2006GL028243.

7. 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, A. Tsuda, (2007) Iron input into the western subarctic Pacific, importance of iron export from the Sea of Okhotsk, *Journal of Geophysical Research*, 112, C10012, doi:10.1029/2006JC004055.
8. Ohshima, K. I., M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi, and G. Mizuta (2002): Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with the satellite-tracked drifters, *Journal of Geophysical Research*, 107, 3195, doi:10.1029/2001JC001005.
9. 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, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 81, 653-677.
10. Ohshima, K. I., S. Riser, and M. Wakatsuchi (2005): Mixed layer evolution in the Sea of Okhotsk observed with profiling floats and its relation to sea ice formation, *Geophysical Research Letters*, 32, L06607, doi:10.1029/2004GL021823.
11. 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, *Geophysical Research Letters*, 28, 17, 3285-3288
12. 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.
13. Takikawa, T., J.-H. Yoon and K.-D. Cho (2005): The Tsushima Warm Current through Tsushima Straits estimated from ferryboat ADCP data, *Journal of Physical Oceanography*, 35, 1154-1168.
14. Yamazaki, K. (2000): Interaction between the wintertime atmospheric circulation and the variation in the sea ice extent of the Sea of Okhotsk, *Seppyo*, 64, 345-354.