

# 冬季 Bellingshausen Sea における大気海水の 季節内変動に伴う海水厚変化

馬 場 賢 治

(平成 20 年 9 月 25 日提出)  
(平成 20 年 12 月 16 日修正)

## 要 旨

Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave/Imager データを用いて NASA Team Sea Ice Algorithm により導出した海水タイプと NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer により求めた表面温度から、冬季南極海の Bellingshausen Sea における季節内変動に伴う海水厚の変動について調べた。

海水域が高緯度の後退するときは、比較的厚い氷の占める領域から薄い海水域が卓越した海水分布へと変化していた。一方、海水域が低緯度に拡大するときは、薄氷域が占める海域から厚い海水域が卓越する海水分布へと変化していることが分かった。これらは、海水域の後退時には、風の効果によって海水縁付近の海洋場に湧昇流が生じ、下層にあった暖水塊により海水融解が促進され、海水拡大時には、寒気移流の効果により海水の生成・成長が起こるためである。海水の季節内変動は、熱力学効果によって支配されていることが示唆された。

キーワード：季節内変動、氷厚、大気海洋海水相互作用、南極海、季節海水

## 1. はじめに

海水が生成される際には、高塩分・高密度のブラインが排出され、それによる高密度水が中層水・深層水・底層水を形成している。その海洋の鉛直循環は、長期的な気候の安定化に寄与している。海水は大気と海洋の間の蓋のような役割をしており、大気海洋間の熱交換や二酸化炭素をはじめとした気体の吸収・放出を抑制している。また、アルベドが大きいため、太陽放射エネルギーの収支を変化させ、気候に大きく影響している。例えば、海水に広く覆われると、太陽放射は海水上の積雪の影響により 7 割が反射される。一方、海洋上に海水が存在しない場合は、太陽放射の 1 割程度しか反射せず、海洋中に太陽放射エネルギーが取り込まれる。つまり、海水面積が増加すると太陽放射が多く反射されるため、エネルギー損失が大きくなり、気候の寒冷化が進む。このため、海水域がさらに拡大するという正のフィードバックがはたらきやすい。反対に海水面積が減少すると、太陽放射エネルギーが海洋中に吸収されやすくなり、その熱が海水の融解に使われたり、海水の生成を阻んだりするので、海水域の減少に拍車がかかる負のフィードバックが起こりやすい。このように海水域は気候の微妙な影響を受けやすく、且

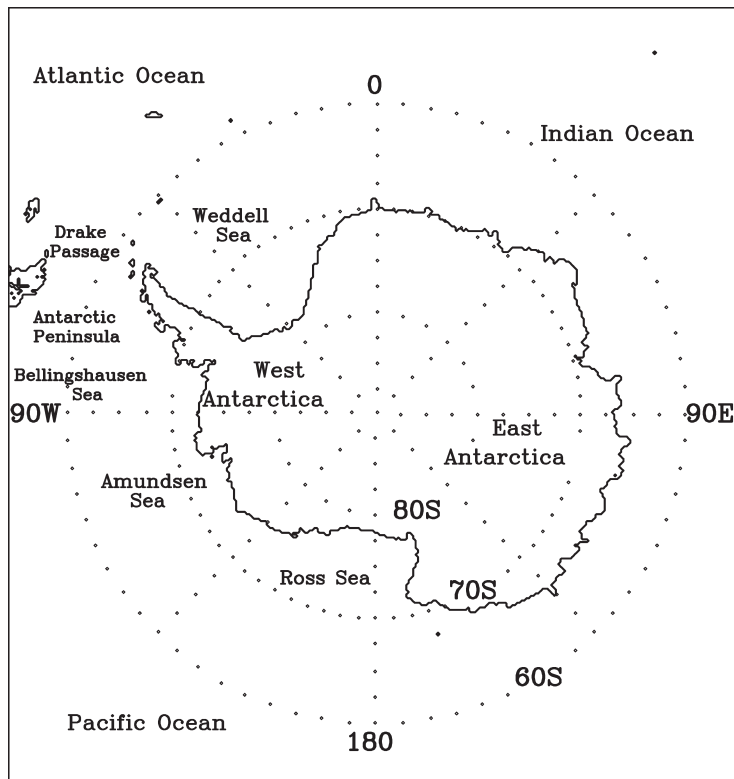


図1 南極海域の地図

つ、この海水域の多寡が気候を左右している海域である。

南極海は世界で最も広い季節海水域であり、その消長の変動も大きい。この南極海を含む南大洋は、太平洋、大西洋およびインド洋を繋ぎ、また、低緯度を開いた海洋であるという地理学的な特徴を持っている（図1）。このような海域での大気海洋氷相互作用のメカニズムを明らかにすることは、気候システムを理解する上で必要不可欠である。

20世紀後半に始まった極軌道人工衛星による地球観測により、海水面積の変動がモニタリングされ、海水域の変動の大局的な様子が分かるようになった。Carleton (1989) は、ある特定海域の海水の張り出しと SOI（南方振動係数）との相関を示している。Parkinson (1994, 1998) は、海水密接度を用いて、グリッド内の海水の有無を積算し、海水の広がりの方々の変動についてまとめている。Enomoto and Ohmura (1990) は、力学および熱力学的な見地から、季節的な海水域の拡大・後退について検証を行い、熱力学的効果と力学的效果の影響が4つのステージに分かれることを報告している。人工衛星の時空間分解能などの制約があるため、大半の先行研究は月平均値を用いた経年変動や季節変動など比較的長い時間スケールでの変動を取り扱ったもので

あった．海水の分布や密接度が日々変動していることから，*Baba and Wakatsuchi* (2001) は，冬季における 1 ヶ月未満の季節内変動に注目し，海水密接度偏差が東進伝播することを明らかにした．また，*Baba et al.* (2006) では，季節を特定しない 10 年間の毎日のデータを用いて，海水密接度の季節内変動が，大気による熱力学効果によって支配されていることをモデル実験，および人工衛星観測による海水の有無と海水の漂流速度からまとめている．しかしながら，海水密接度のデータであるため，熱力学的効果が重要とされながらも海水の厚さの変動についての検証はなされていなかった．氷厚の計測については，現場観測に勝るものはないが，対象海域での観測は自然条件や予算的にも難しい問題がある．そこで本研究では，人工衛星データを用いて，*Baba et al.* (2006) の Complex Empirical Orthogonal Function 解析において最も海水密接度の季節内変動が顕著に現れていた Bellingshausen Sea 付近に注目し，大気場や海水密接度の季節内変動と海水厚の関係について明らかにすることを目的とする．尚，今回は，対象海域が比較的晴天に恵まれ，連続的に海水域が明瞭に現れた可視画像が取得でき，且つ，*Baba et al.* (2006) が対象とした期間が重なる 2000 年について紹介する．

## 2. データとアルゴリズム

### 2.1 海水

#### 2.1.1 NASA Team Sea Ice Algorithm

極軌道衛星 Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) F-8，F-11，F-13，F-15 に搭載された受動型マイクロ波センサー Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) の Brightness temperature (輝度温度) データを使用した．データセットには，1987 年から現在に至るまでの観測データが，ほぼ毎日収録されている．この SSM/I には，19.35 GHz，37.0 GHz と 85.5 GHz の水平・垂直偏波，および 22.235 GHz の垂直偏波の計 7 チャンネルがあり，それらの解像度は，85.5 GHz が 12.5 km であり，その他は 25 km である．NASA Team Sea Ice Algorithm (*Cavalieri, 1992*) による海水密接度は，前述の偏波チャンネルのうち，19.35 GHz の水平・垂直偏波と 37.0 GHz の水平偏波の計 3 チャンネルのデータ値を用いて計算される．まずこの作業は，それら 3 チャンネルから各々 SSM/I radiances をおよそ 25 km 格子 (332 × 316) の SSM/I grids とよばれる polar stereographic grids (図 1) 上にプロットする．次に以下のように定義された polarization (*PR*) と spectral gradient (*GR*) の計算を個々に行う．

$$PR = \frac{T_B(19.35V) - T_B(19.35H)}{T_B(19.35V) + T_B(19.35H)} \quad (1)$$

$$GR = \frac{T_B(37.00V) - T_B(19.35V)}{T_B(37.00V) + T_B(19.35H)} \quad (2)$$

ここで  $T_B$  は、各周波数での輝度温度を表している。また、数字に添えられた  $V$  と  $H$  は、それぞれ垂直偏波と水平偏波である。これら  $PR$  と  $GR$  の比から、本研究では海水が全く無い開放水面 (OW) と 1 年氷 (FY) の密接度が 100% の点 (A)、および多年氷 (MY) の密接度が 100% の点 (B) に対応する Tie Points の値を図 2 に示すように定義した。

1 年氷 ( $C_F$ ) と多年氷 ( $C_M$ ) の海水密接度は、以下の式より計算される。

$$C_F = (a_0 + a_1 PR + a_2 GR + a_3 PR \cdot GR) / D \quad (3)$$

$$C_M = (b_0 + b_1 PR + b_2 GR + b_3 PR \cdot GR) / D \quad (4)$$

ここで  $D$  は、以下で定義される。

$$D = (c_0 + c_1 PR + c_2 GR + c_3 PR \cdot GR) \quad (5)$$

海水密接度 ( $C_T$ ) は 1 年氷と多年氷の総計

$$C_T = C_F + C_M \quad (6)$$

で表される。上記の式で用いられる係数  $a_0 \sim a_3$ 、 $b_0 \sim b_3$  および  $c_0 \sim c_3$  は、3 つの SSM/I チャンネルにおいての開放水面、1 年氷および多年氷での観測されたそれぞれの SSM/I 光輝である。本研究において、NASA Team Sea Ice Algorithm を用いて海水密接度を求める際に使用した Tie Points とその係数は、表 1 にまとめている。

表 1 本研究で求めた SSM/I の Tie Points とその係数

Channel	TB (19.35 H)	TB (19.35 V)	TB (37.0 V)
Open Water	100.3	176.6	200.5
First-year Ice	237.8	249.8	243.3
New Ice	193.7	221.6	190.3

	$a_0$	$a_1$	$a_2$	$a_3$
Coefficients	3055.00	-18592.6	20906.9	42554.5

	$b_0$	$b_1$	$b_2$	$b_3$
Coefficients	-782.750	13453.5	33098.3	-47334.6

	$c_0$	$c_1$	$c_2$	$c_3$
Coefficients	2078.00	7423.28	-3376.76	-8722.03

## 2.2 Thin Ice Algorithm

Cavalieri (1994) は, NASA Team Sea Ice Algorithm を応用し, 季節海氷域のベーリング海のデータを基にして Thin Ice Algorithm を考案した. このアルゴリズムでは, 19.35 GHz の水平・垂直偏波と 22.235 GHz の垂直偏波, および 37.0 GHz の垂直偏波の計 4 チャンネルの値を使用して, 海氷を 1 年氷と新生氷に分類したものである.  $PR$  は NASA Team Sea Ice Algorithm と同じであるが,  $GR$  は以下のように与えている.

$$GR = \frac{TB(37.0V) - TB(22.235V)}{TB(37.0V) + TB(22.235H)} \quad (7)$$

このアルゴリズムを用いた西南極における  $PR$  と  $GR$  の比の結果を図 3 に示す. NASA Team Algorithm 同様に  $PR$  と  $GR$  の比から Tie Points を定義するが, この Thin Ice Algorithm では多年氷 (MY) の代わりに新生氷 (NEW) を定義している. このアルゴリズムにより, 海氷の判別制度は飛躍的に向上した. 尚, 本研究で求めた Tie Points の値は, 表 1 に NASA Team Sea Ice Algorithm の値と併せて示してある.

## 2.3 氷厚

本研究においては, 対象が低緯度海氷域であることや南極海であることから多年氷が少ないため, Thin ice Algorithm をベースに用いて, それぞれのタイプの海氷密度度を計算した. 実際の氷厚は, 現場観測を行わないと分からないが, 海氷のタイプが前述のアルゴリズムから判っているため, 南極海において現場データをまとめた Worby (1999) を参考にそれぞれのタイプに

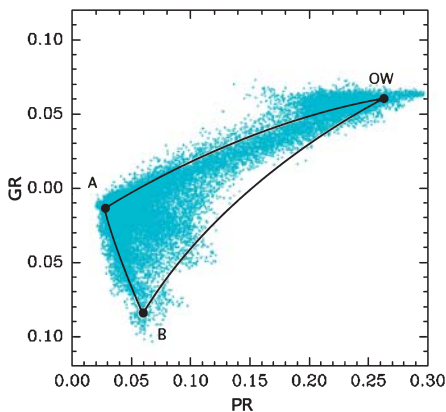


図2 2000年7月3日における NASA Team Sea Ice Algorithm による南極海の PR-GR 分布 (水色の点). OW は開放水面, A は 1 年氷 (FY; First Year Ice), B は多年氷 (MY; Multi Year Ice) を表している.

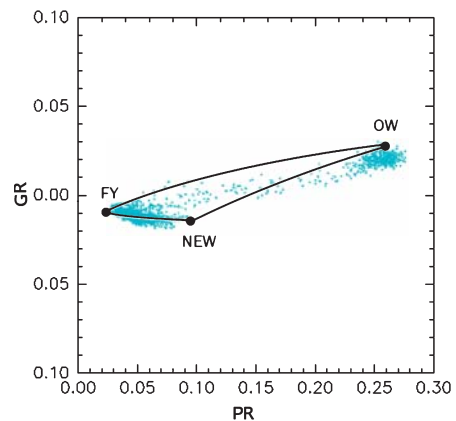


図3 2000年7月3日における Thin Ice Algorithm による南極海の PR-GR 分布 (水色の点). OW は開放水面, FY は 1 年氷, NEW は新生氷 (New Ice) を表している.

代表的な厚さを代入した．そして，各々の海氷密接度の割合に応じた比から，各グリッドの平均的な氷厚を計算した．各タイプの海氷の厚さは，1 年氷を 0.50 m，新生氷を 0.15 m，多年氷を 1.00 m とした．ここで，IT（氷厚），TIC（海氷密接度合計），1 年氷の密接度  $\alpha$ ，新生氷の密接度  $\beta$ ，多年氷の密接度  $\gamma$  とすると，以下の通りである．

$$IT[m] = \alpha \times 0.50[m] + \beta \times 0.15[m] + \gamma \times 1.00[m] \quad (8)$$

$$TIC[\%] = \alpha + \beta + \gamma \quad (9)$$

## 2.4 大気

本研究の解析で使用した大気データは，European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) が作成したデータセット ERA40 (ECMWF 40 Years Re-Analysis) である．このデータセットは，1 日 4 回 (00UTC，06UTC，12UTC，および 18UTC) の 1957 年 9 月から 2002 年の 8 月までのデータが，全球 2.5 度グリッド間隔で収録されている．変数は，地上においては風や各フラックスデータなど 55 種類のデータがあり，上空においては 1000 hPa から 1 hPa まで 23 層の等圧面に沿った気温などの変数が 11 種類用意されている．本研究では，00UTC と 12UTC の海面気圧，地上気温，2 m 露点の変数を利用して解析を行った．尚，本対象域における今回用いた 00UTC と 12UTC 平均値は，同海域の 1 日 4 回 (00UTC，06UTC，12UTC，18UTC) の平均値と比較すると，大きな差異はみられなかった．

## 3. 氷厚の時空間変化

2000 年 7 月から 8 月の Bellingshausen Sea 付近の海氷タイプにより計算された氷厚分布を図 4 に示す．全般的に，南極大陸に近い高緯度海域では厚い氷が，低緯度海氷縁付近では薄い氷が分布しており，一般的な南極海の氷厚分布が再現できている．一部，大陸沿岸付近にもやや薄い海氷の分布海域がみられる．これらの海域では大陸から沖向きへの風により，海氷が低緯度側に運ばれるため，開放水面が形成され，その海域で海氷が生成されることを示している．このことから今回の氷厚の分布の再現性が十分であることがわかる．

7 月上旬には比較的厚い海氷が南緯 65 度付近まで張り出している（非表示）が，真冬にもかかわらず，同中旬には南緯 70 度付近まで海氷縁が後退している様子が明瞭に現れている（図 4）．その後，開放水面であった領域を覆いながら海氷が低緯度に拡大し，8 月上旬には南緯 65 度付近まで達している．尚，この付近の平均的な低緯度海氷縁は，およそ四半世紀に蓄積された人工衛星による月平均海氷のデータから，南緯 65～66 度付近である．

図 5 には，2000 年の 7 月 3 日から 8 月 29 日までの西経 90 度における海氷縁と卓越海氷タイプから求めた相対的な氷厚の時系列を示す．海氷域が高緯度側に後退する 7 月上旬から中旬に

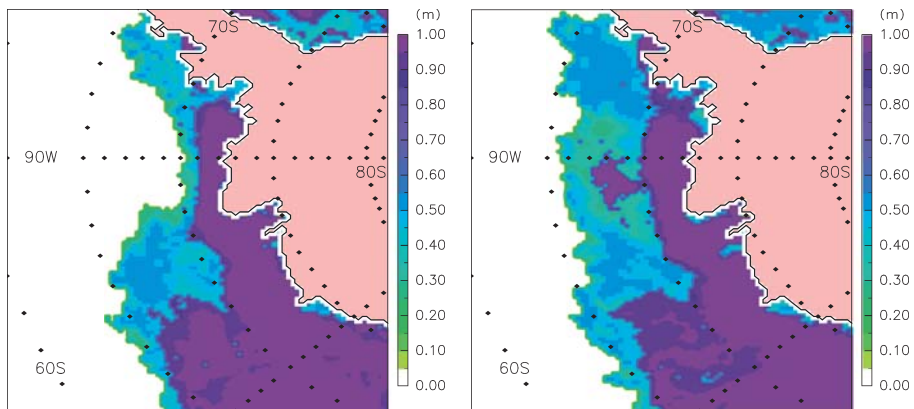


図4 Bellingshausen Sea 付近の氷厚分布．2000年7月18日（左）と2000年8月3日（右）．

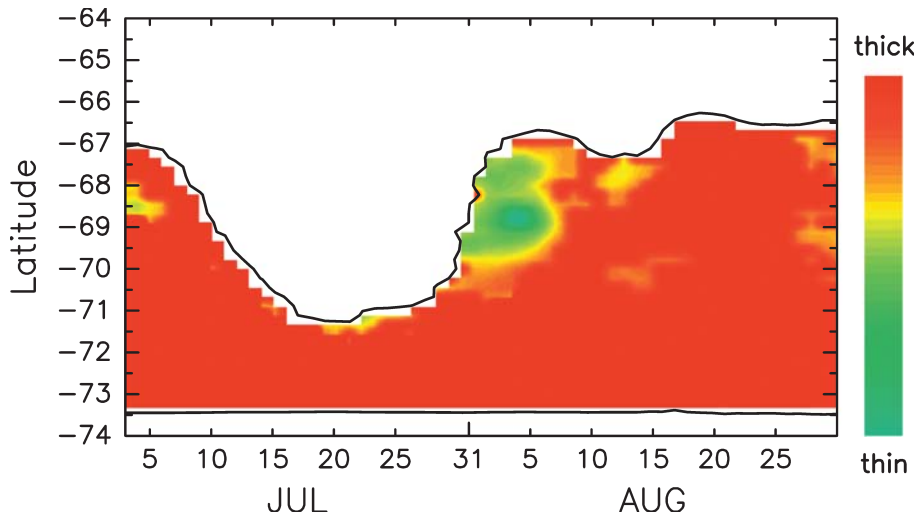


図5 2000年の7月3日から8月29日までの西経90度における海水縁と卓越海水の時系列．いずれも5日の移動平均値．

かけての海水縁付近における海水は、比較的厚い海水が多く分布しているが、7月下旬から8月上旬にかけて低緯度側に拡大したときには、海水縁付近では比較的薄い海水が多く分布していることが分かる．この海域の海水は、時間が経過すると、薄氷海域の割合が減少し、厚い氷の海域の割合が徐々に増加していることから、薄い海水から厚い海水へと成長したことが推察される．また、8月10日頃にみられる海水縁の後退時には、比較的薄い海水の分布が卓越するようになり、海水厚が薄くなったことが推察される．その後の拡大時には、海水縁付近を中心とする海域において、徐々に厚い氷が卓越した分布に変化している．

#### 4. NOAA AVHRR による海水表面温度の時空変化

冬季の南極海水域では、海水面付近の大気温が氷点下であるため、熱源は海洋だけである。海水が厚くなれば、海洋からの熱が氷盤の表面に達しにくく、一方、薄い海水であれば、海洋の熱が容易に氷盤の表面に伝わりやすい。このため、海水が厚い海域における氷盤の表面温度は比較的低温となり、海水が薄い海域における氷盤の表面温度は比較的高温となる。この特徴を利用して、海水表面の温度分布の変化から海水厚の変動について検証を行うとともに、DMSP SSM/I による海水厚との比較を行った。今回は、極軌道衛星 NOAA 搭載 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) のチャンネル 4 と 5 を用いた Key *et al.* (1997) の手法により表面温度を求めた。

$$T_s = a + bT_4 + c(T_4 - T_5) + d[(T_4 - T_5)(\sec\{q\} - 1)] \quad (10)$$

ここで、 $T_s$  は表面温度、 $T_4$  および  $T_5$  は、それぞれ AVHRR のチャンネル 4 と 5 の輝度温度、 $q$  はセンサーの走査仰角、 $a \sim d$  は回帰係数である。尚、今回使用したデータの分解能は 1.25 km である。

対象海域において、開放水面であった海域が海水に覆われたばかりで、且つ、あまり雲に覆われていなかった 2000 年 8 月 3 日について、NOAA12 号による観測データから求められた表面温度の結果を図 6 に示す。ここでは、海水のないところはマスクを掛けて空白にしてあるので、海水域上のみに計算された表面温度分布が出力されている。しかしながら、海水域上において雲がかかっているところは、海水の表面温度ではなく、雲頂の温度を表している。

大陸に近い海域では、雲分布とは異なる低温の海水域がモザイク状に明瞭に捉えられている。一方、低緯度の海水域では、比較的表面温度の高い海水の分布が現れていることがわかる。海水間の海洋からの放射の影響も考えられるが、対象海域は海水密接度が過半数を超え、見積もられた表面温度も結氷温度の  $-1.8$  以下であるため、海水域の代表的な表面温度と考えてよい。

同様な条件であった 2000 年 8 月 16 日の NOAA12 号 (図 6) による海水表面の温度分布は、同年 8 月 3 日の表面温度分布と比較すると、高緯度の海水域だけでなく低緯度域にも比較的低温の海水域が分布している。これらの状態変化は、対象海域における氷盤が薄い海水から厚い海水へ成長したことが推測される。

#### 5. 海水縁拡大と大気場

本章では、海水厚が変化したときの大気場についての検証を行う。図 7 に西経 90 度における海水密接度、地衡風および気温の 2000 年 7 月 3 日から 8 月 29 日時系列である。全てのデータは、5 日の移動平均を施してある。ここで、地衡風を使用しているのは、氷盤が漂流する際、



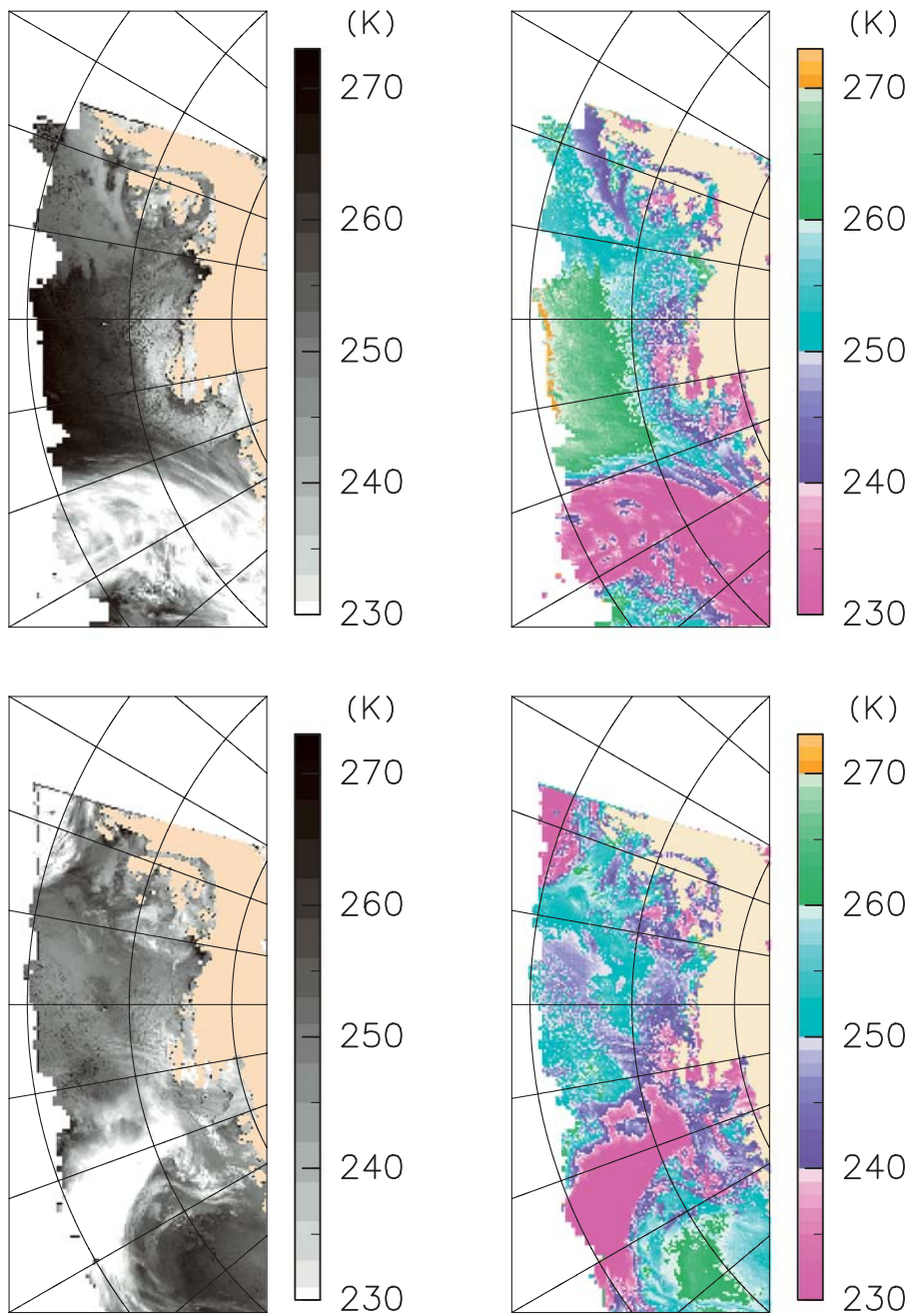


図6 AVHRR から算出した表面温度 (K) 分布．上段は 2000 年 8 月 3 日，下段は 8 月 16 日．

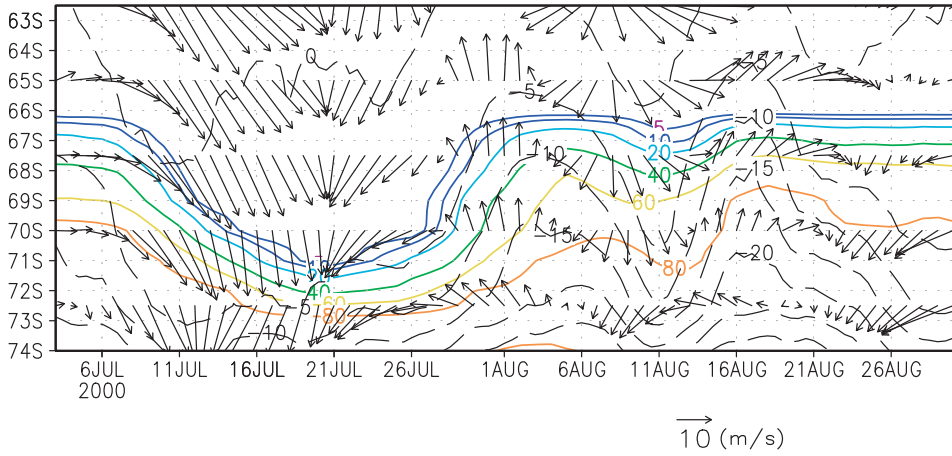


図7 西経90度における2000年7月3日から8月29日までの海水氷接度(%; カラーコンター), 地衡風(m/s; ベクトル), 気温( ; 破線)の時系列. いずれも5日の移動平均値である.

風のストレスや氷盤間の内部応力, 転向力, 水のストレス, 海水面の傾きの影響を受けており, これらのベクトル和が地衡風のベクトル方向に近いのである (Hunkins, 1975). 実際, 海水間の内部応力は, 海水氷接度によっても変化するが, 本研究が扱うテーマでは個々の氷盤を考慮している訳ではないので, 細かくは言及しない.

地衡風の導出は, ECMWF の海水面気圧, 2m 露点, 同気温の 00UTC と 12UTC の日毎データを使用して, 気圧傾度 ( $\frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y}$ ), 大気の密度 ( $\rho$ ) およびコリオリ因子 ( $f$ ) から計算したものである.

$$-fv_g = -\left(\frac{1}{\rho}\right) \frac{\partial p}{\partial x} \quad (11)$$

$$fu_g = -\left(\frac{1}{\rho}\right) \frac{\partial p}{\partial y} \quad (12)$$

ここで,  $v_g$  と  $u_g$  は地衡風の  $v$  成分と  $u$  成分,  $p$  は海水面気圧であり, コリオリ因子は

$$f = 2\Omega \sin \phi \quad (13)$$

で与え,  $\phi$  は緯度の関数,  $\Omega$  は角速度 ( $2\pi/1\text{恒星日} = 7.292 \times 10^{-5} \text{rad}\cdot\text{s}^{-1}$ ) である. また, 密度 ( $\rho$ ) は, 気体定数  $R$  と仮温度  $T_v$  を用いて次のように導出した.

$$\rho = \frac{p}{RT_v} \quad (14)$$

$$T_v = T(1 + 0.61q) \quad (15)$$

ここで,  $q$  は水蒸気混合比であり, 水蒸気圧  $e$  を用いて

$$q = \frac{0.622e}{p - e} \quad (16)$$

で表すことができる．

7月上旬には、気温  $-5^{\circ}\text{C}$  を下回る寒気に海水域全体は覆われているが、同中旬にかけて南緯  $70^{\circ}$  度付近まで後退し、つまり、暖気移流があり、併せて、強い南向きの地衡風が低緯度から高緯度まで幅広く分布している．同下旬には、地衡風は風向を北向きに变化させ、強い風が吹いている．併せて、ほぼ同時、もしくは先行する形で寒気が低緯度まで拡大し、海水域が後退する前と同じ程度位まで低緯度側に拡大している．8月5日から同20日にかけての期間も暖気・寒気移流と南・北向きの地衡風の変化が似た傾向を示している．7月の变化ほどではないが、若干の海水縁の後退・拡大と海水密接度の分布の多寡の変化がみられる．

## 6. 考 察

季節海水域である南極海は、一般的に冬季に向かい海水が低緯度に拡大し、春季から夏季にかけて、内部や縁辺部から融解が進み、やがて海水域がなくなる．本研究の対象海域である Bellingshausen Sea 付近は、真冬にもかかわらず、高緯度に後退することが顕著に起こっている (Baba *et al.*, 2006)．海水域の拡大・後退 (縮小) には、海水 (氷盤) にはたらく力学的効果と熱力学的効果の双方の影響が考えられる．もし、力学的な効果だけで海水域が後退・拡大するのであれば、風下側での海水密接度が増加や氷盤の漂流速度と海水縁拡大・後退速度が同じになるはずである．しかしながら、風のストレスの効果による大陸近傍海域での海水密接度の増加はみられていない (図7)．また、Kimura and Wakatsuchi (2000) や Baba *et al.* (2006) の検証によれば、海水の漂流速度よりも低緯度海水縁の移動速度の方が大きいことが観測結果から報告されている．よって、力学的効果が卓越しているとは言い難い．

Cavalieri (1994) の Thin Ice Algorithm を基にした海水のタイプ別の氷厚分布変化、及び、NOAA AVHRR データを利用した key *et al.* (1997) の表面温度分布から海水厚の変動について検証を行った．非常に大きく海水域が高緯度に後退するときには、海水厚が厚いものから徐々に薄氷の卓越する海水域へと変化する様子が明瞭に現れなかったが、1週間程度の海水域の後退・拡大時には薄氷域が卓越する海域が認められた．非常に大きく後退したときは、薄氷域が大半を占める時間もなく大規模に融解が一気に進んだことが推測できる．これは、暖気移流の効果もあるが、それよりもむしろ強風により海洋場が攪拌され、鉛直循環が顕著に起こり、下層の暖かい水塊が上層まで達して海水の融解を進行させたことが考えられる．海水の熱容量は大気のおよそ 1000 倍あることから、海水融解には海洋からの熱の供給が最も効率がよい．Ikeda (1989) のモデル実験では、海水縁付近に強い北寄りの風が吹くと海水の抗力係数が海水よりも大きいため、下層からの暖水塊の湧昇が増大することを指摘している．つまり、対象海域では、高緯度が

ら低緯度まで北寄りの非常に強い風が吹いており、海水縁付近の暖水の湧昇流が低緯度から顕著に生じ、その風の吹続時間が2週間という長期間に渡っていたため、海水縁の後退とともにその場が高緯度側にシフトして、大規模な海水の融解が起こったことが推測できる。また、強風下で海が時化しているために、暖水塊による氷盤の融解は底面だけではなく、氷盤の回転が引き起こされるために側面融解も併せて顕著に起こり、海水の融解が非常に早く進んだことも考えられる。その後の薄氷域がみられた8月中旬の海水後退時にも同様な現象が起きたが、風の強さが比較的弱いことや吹続時間が短いことから、開放水面が大規模に出現するまでには至らず、海水密度と氷厚の変化だけが生じたのであろう。一方、海水域が低緯度に拡大する時には、いずれも海水の出現や薄氷から厚い氷へと変化している様子が現れており、寒気移流の効果により、海水が生成・成長していることが認められた。

図は示さないが、NOAA OISST (Reynolds *et al.*, 2002) による海水面温度(週データ)の偏差は、海水域が高緯度の後退するときには、いずれも海水縁付近の偏差が正であり、風による海洋の攪拌または湧昇流による効果が現れていることが推測される。今後は、海洋データを使用して検証する必要がある。現場観測が難しい海域であるので、信頼できる海水面データや地球シミュレーターによる海洋データなどを用いて解析し、海水域の素過程を明かにする必要がある。

## 7. まとめ

Bellingshausen Sea 付近の季節内変動について、熱力学的な見地から着目し、海水厚の時系列変化に関する解析を行った。対象海域は、冬季期間であるにも拘らず、海水密度の偏差が大きく変化することが、Baba and Wakatsuchi (2001) や Baba *et al.* (2006) から報告されている。DMSP SSM/I データを利用した Cavalieri (1994) の Thin Ice Algorithm を基にした海水タイプによる海水厚の推測と AVHRR による表面温度による海水厚の推定を用いて解析を進めた。

海水厚の時系列変化からは、海水縁が低緯度から高緯度の後退する際、薄氷域が卓越する時期の有無がみられた。薄氷域が卓越するときは、暖かい北寄りの風が吹き、この風によって海洋下層の暖水塊が海表面の海水を融解していることが分かった。ただし、風の吹続時間が長いと湧昇流が顕著に起こり、海水融解の進行が早く進み、海水厚が薄くなる過程を捉え難い。一方、海水域が拡大する際は、寒気を伴った南よりの風が吹き、それにより海水が生成され、薄氷域が卓越して出現していた。その後、時間が経過すると、海水が成長し、厚い氷が卓越する海域へと変化している様子が認められた。季節内変動に伴う海水厚の変化は、大気と海洋の熱力学的な効果が引き起こしていることが確認された。

## 謝 辞

本研究を進めるにあたり，National Snow and Ice Data Center から SSM/I および AVHRR データを，European Centre for Medium-Range Weather Forecasts から大気データを提供して頂きました．また，作図に関しては，地球流体電脳ライブラリの dcl，および，Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies の Grid Analysis and Display System を利用致しました．各機関・団体には心より感謝致します．最後に，貴重な意見やコメント頂いた 2 名の査読者に対して感謝の意を表したいと思います．

## 参 考 文 献

- Baba, K., and M. Wakatsuchi (2001), Eastward propagation of the intraseasonal variability of sea ice concentration and the atmospheric field in the marginal ice zone in the Antarctic. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3669–3672.
- Baba, K., S. Minobe, N. Kimura and M. Wakatsuchi (2006), Intraseasonal variability of sea-ice concentration in the Antarctic with particular emphasis on wind effect. *J. Geophys. Res.*, 111, C12023, doi:10.1029/2005JC003052.
- Carleton, A. M. (1989), Arctic sea-ice relationships with indicates of the atmospheric circulation of the Southern Hemisphere. *Climate Dynamics*, 3, 207–220.
- Cavalieri, D. J. (1992), Sea ice algorithm, in NASA Sea Ice Variation Program for the Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave Imager: *Final Report, NASA Technical Memorandum 104559*, 25–31, NASA.
- Cavalieri, D. J. (1994), A microwave technique for mapping thin sea ice. *J. Geophys. Res.*, 99(C6), 12561–12572.
- Enomoto, H., and Ohmura, A. (1991), The influences of atmospheric half-yearly cycle on the sea ice extent in the Antarctic. *J. Geophys. Res.*, 95(C6), 9497–9511.
- Hunkins, K. (1975), The oceanic boundary layer and stress beneath a drifting ice floe. *J. Geophys. Res.*, 80, 3245–3433.
- Ikeda, M. (1989), A coupled ice-ocean mixed layer model of the marginal ice zone responding to wind forcing. *J. Geophys. Res.*, 94, 9699–9709.
- Key, J., J. Collins, F. Chuck, and R. S. Stone (1997), High-latitude Surface Temperature Estimates from Thermal Satellite Data. *Remote Sensing of the Environment* 61, 302–309.
- Kimura, N., and M. Wakatsuchi (2000), Relationship between sea-ice motion and geostrophic wind in the North Hemisphere. *J. Geophys. Res. Lett.*, 27, 3735–3738.
- Parkinson, C. L. (1994), Spatial patterns in the length of the sea ice season in the Southern Ocean, 1978–1986. *J. Geophys. Res.*, 99, 16327–16339.
- Parkinson, C. L. (1998), Length of the sea ice season in the southern ocean, 1988–1994, Antarctic Sea Ice, Physical Processes, Interactions and Variability. *Antarctic Research series*, 74, 407, American Geophys. Uni., Washinton, D.C.

- Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, and W. Wang (2002), An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, 15, 1609–1625.
- van Loon, H. (1967), The half-yearly oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter. *J. Atmos. Sci.*, 24, 472–486.
- Worby, A. P. (1999), Observing Antarctic Sea ice: A practical guide for conducting sea ice observations from vessels operating in the Antarctic pack ice. A CD-ROM produced for the Antarctic Sea Ice Processes and Climate (ASPeCt) program of the Scientific Committee for Antarctic Research (SCAR) Global Change (GLOCHANT) program, Hobart, Tasmania, Australia.

## Sea-ice thickness variability with intraseasonal Atmosphere-Sea ice variability in the Bellingshausen Sea in austral winter

Kenji BABA

### Abstract

Sea-ice thickness change with intraseasonal variability in the Bellingshausen Sea was investigated by sea-ice types, which derived DMSP Special Sensor Microwave Imager, and by surface temperatures, which derived NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer.

The most dominant sea-ice has changed from thick sea-ice to thin sea-ice when the sea-ice area retreated to the high latitudes in the marginal sea-ice zone. The reason for this is that sea-ice melting is occurred by wind-driven upwelling with warm water. On the other hand, at the advancing to the lower latitudes, new sea-ice production and sea-ice growth are occurred by cold air advection. It was found that intraseasonal sea-ice thickness variability is controlled by thermodynamical effect.

**Keywords:** Intraseasonal variability, Sea-ice thickness, Atmosphere-Ocean-Sea-ice interaction, Antarctic, Seasonal sea-ice