

## 南極沿岸海洋場の季節サイクル

大島慶一郎<sup>1</sup>・滝沢隆俊<sup>2</sup>・牛尾収輝<sup>3</sup>・河村俊行<sup>1</sup>

## Seasonal Cycle of the Antarctic Coastal Ocean

Kay I. OHSHIMA<sup>1</sup>, Takatoshi TAKIZAWA<sup>2</sup>, Shuki USHIO<sup>3</sup>  
and Toshiyuki KAWAMURA<sup>1</sup>

**Abstract:** Under the Japanese Antarctic Climate Research (ACR) program, year-round oceanographic observations were conducted in the vicinity of Lützow-Holm Bay, during 1990-1992. It was found that the thickness of the Winter Water (WW) layer, characterized by a cold fresh oxygen-rich water, exhibits its maximum in the austral fall (typically 500 m) and its minimum in the austral summer (typically 350-400 m). The associated density variation of the water column explains only about one third of the seasonal variations in sea level at the coast, which suggests a large seasonal variation in barotropic coastal flow. Prominent freshening occurs in the WW layer during fall. This appears to be caused by the accumulation of WW, whose upper portion is freshened in the preceding summer. We think that this accumulation of the freshened (accordingly less dense) water is a possible reason why bottom water formation can not occur in this area. We propose that the seasonal variation in the WW layer is mainly caused by the seasonal variation in the wind over the coastal ocean. In fall the prevailing easterly wind intensifies, which increases the Ekman convergence of WW in the coastal ocean, while in summer the opposite occurs.

**要旨:** ACRのもとで、リュツォ・ホルム湾周辺において通年にわたる海洋観測を1990年-1992年の間行った。これらの観測によって、低温・低塩・高溶存酸素で特徴づけられる南極冬季水の厚さが秋に最大(500 m程度)、夏に最小(350-400 m程度)になることが示された。この厚さの変化に伴って生じる比容の変化は岸での水位の季節変化の約1/3の変化分にしか相当しない。これは順圧の沿岸流が大きな季節変化をすることを示唆している。一方、秋には冬季水層において著しい低塩化が起こる。これは前の夏に海水融解によって表層が低塩化した冬季水が蓄積されたことによると考えられる。この低塩(従って低密度)水の蓄積がこの周辺の海域で南極底層水ができないことの一つになっていると思われる。冬季水の厚さの季節変化は主に沿岸域での風の場の季節変化によることを提出した。すなわち、沿岸域では卓越風である東風が強まる秋季に冬季水のエクマン収束が強化され、東風が弱まる夏季にエクマン収束が弱まる、と考えた。

<sup>1</sup> 北海道大学低温科学研究所. The Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Kita-19, Nishi-8, Kita-ku, Sapporo 060.

<sup>2</sup> 海洋科学技術センター. Japan Marine Science and Technology Center, 2-15, Natsushima-cho, Yokosuka 237.

<sup>3</sup> 国立極地研究所. National Institute of Polar Research, 9-10, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173.

## 1. 南極海洋場の概略

南極海の最も大きな特徴は、その構造が周極的であるということである。図1は、南極海の350 m 深での、(a) ポテンシャル温度、(b) 塩分、(c) 溶存酸素、の水平分布を示したものである (OLBERS *et al.*, 1992)。各々の物理量が周極的に分布していることが最も顕著な特徴である。ここで、南極沿岸域に着目してみると、低温・低塩・高酸素の水が大陸を取り囲むようにして分布していることがわかる。但し、塩分に限っては、ウェッデル海とロス海の西側だけは、むしろ沖よりも高い値になっている。これは重い水が存在することを意味し、南極底層水のほとんどがこれらの領域で作られていることに対応している。

図2は東経40度 (昭和基地沖に相当) における、(a) ポテンシャル温度、(b) 塩分、(c) 溶存酸素、の鉛直断面図である。南極海の中深層 (1000-3000 m) には、北大西洋深層水に起源を持つ高温・高塩・貧酸素の水 (周極深層水: Circumpolar Deep Water) が存在する。この周極

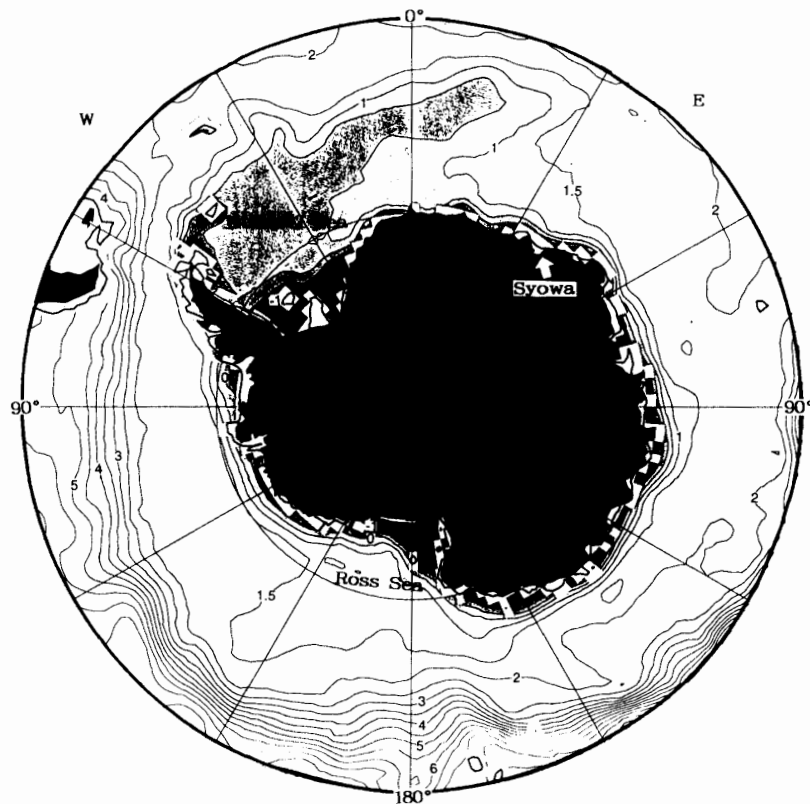


図 1a

図1 350 m深における、(a) ポテンシャル温度 ( $^{\circ}\text{C}$ )、(b) 塩分 (psu)、(c) 溶存酸素 (ml/l) の水平分布。OLBERS *et al.* (1992) より加筆。矢印は昭和基地のあるリュツォ・ホルム湾を示す。

Fig. 1. Horizontal distribution of (a) potential temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ), (b) salinity, and (c) dissolved oxygen (ml/l), at a depth of 350 m (after OLBERS *et al.* (1992) with some modification).

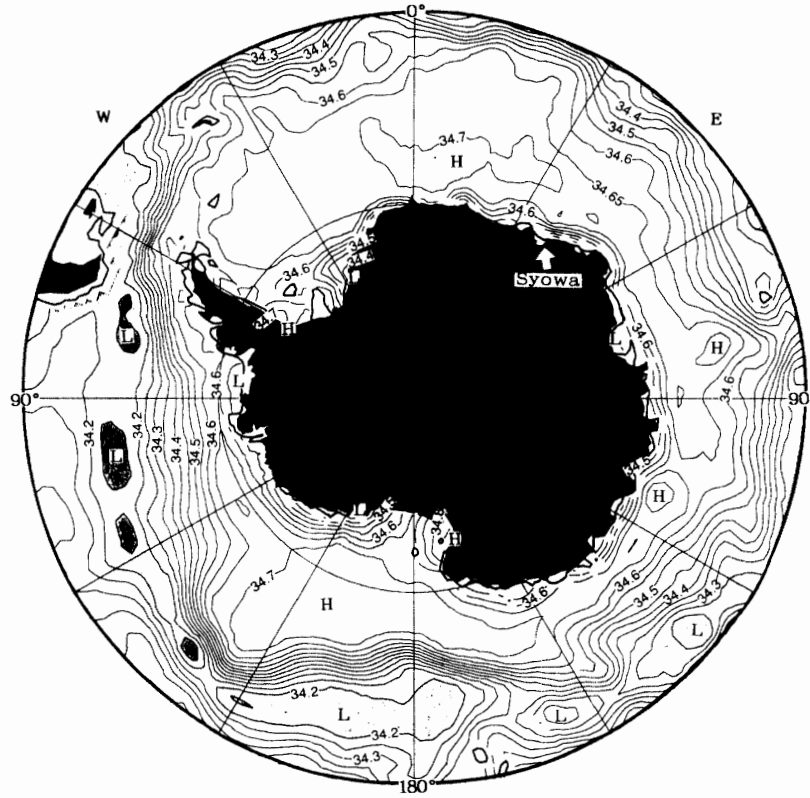


図 1b

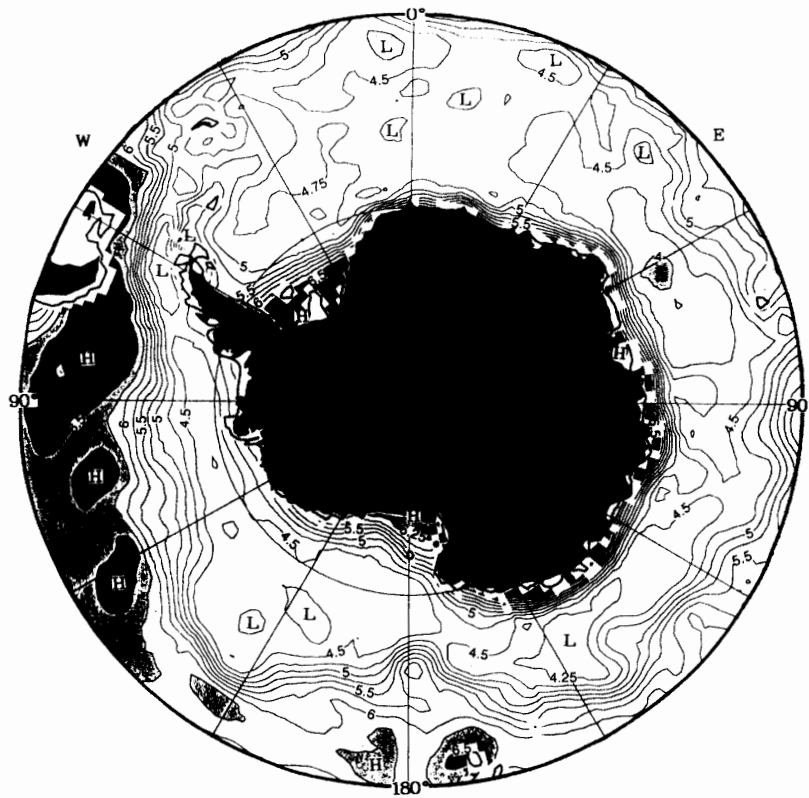


図 1c

深層水は風のエクマン発散に伴う湧昇によって南極発散線 (図2では南緯 63-65 度付近) に向かってひっぱり上げられる。南極海域では、この高温・高塩・貧酸素の周極深層水の上に低温・低塩・高酸素の南極冬季水 (Winter Water) がのっているという構造になっている。沿岸域に着目すると、この冬季水が著しく厚くなっていることが特徴としてあげられる。この様な特徴はほぼ周極的なものであることは、図1で沿岸域がほぼ一様に低温・低塩・高酸素になっていることからわかる。

図3は南極海の流れの場を模式的に示したものである。流れについても、第0近似的には周

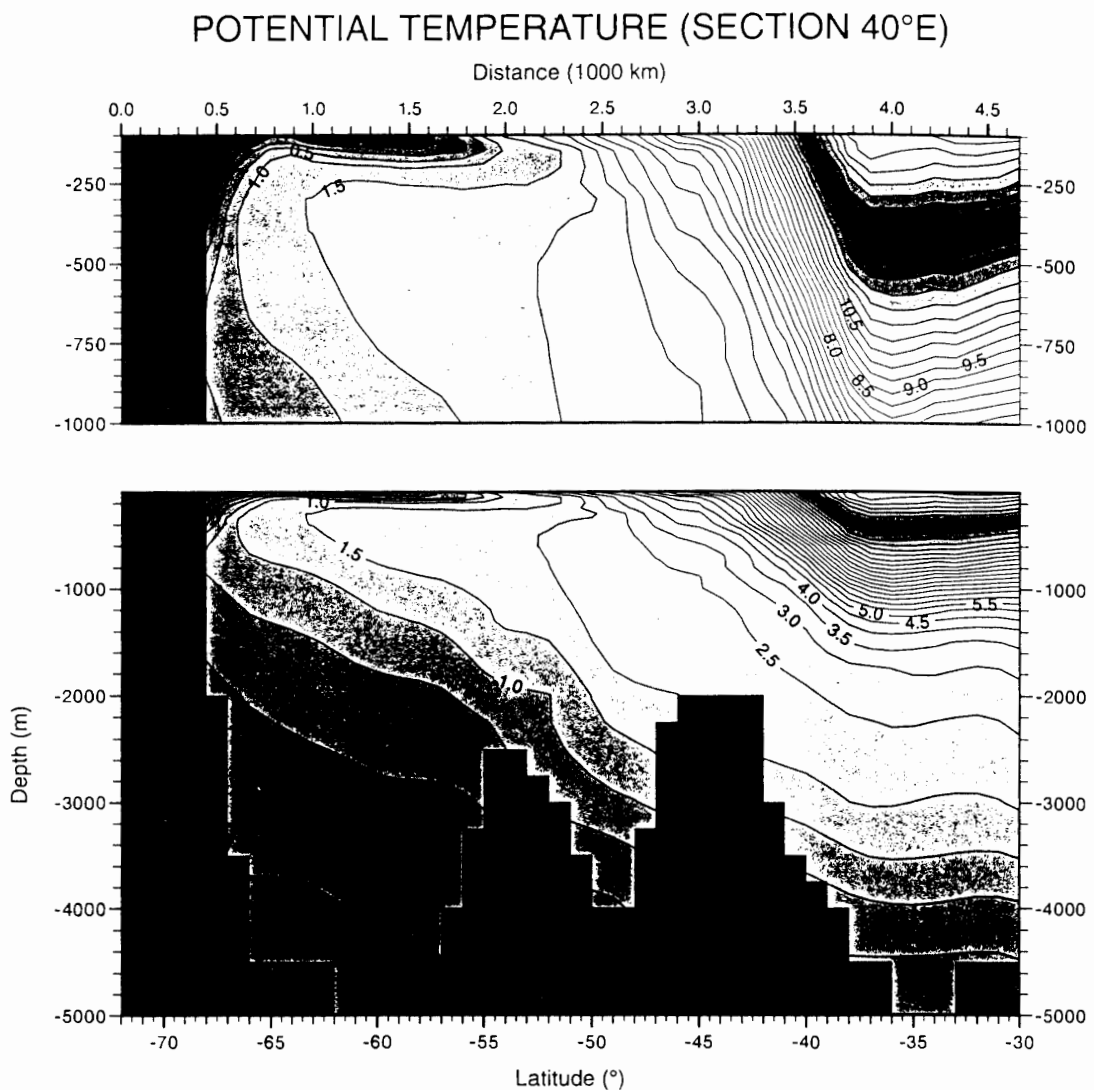


図 2a

図2 東経40度における、(a) ポテンシャル温度 (°C), (b) 塩分 (psu), (c) 溶存酸素 (ml/l), の鉛直断面図。OLBERS *et al.* (1992) より。

Fig. 2. Vertical section of (a) potential temperature (°C), (b) salinity, and (c) dissolved oxygen (ml/l), at 40°E (after OLBERS *et al.*, 1992).

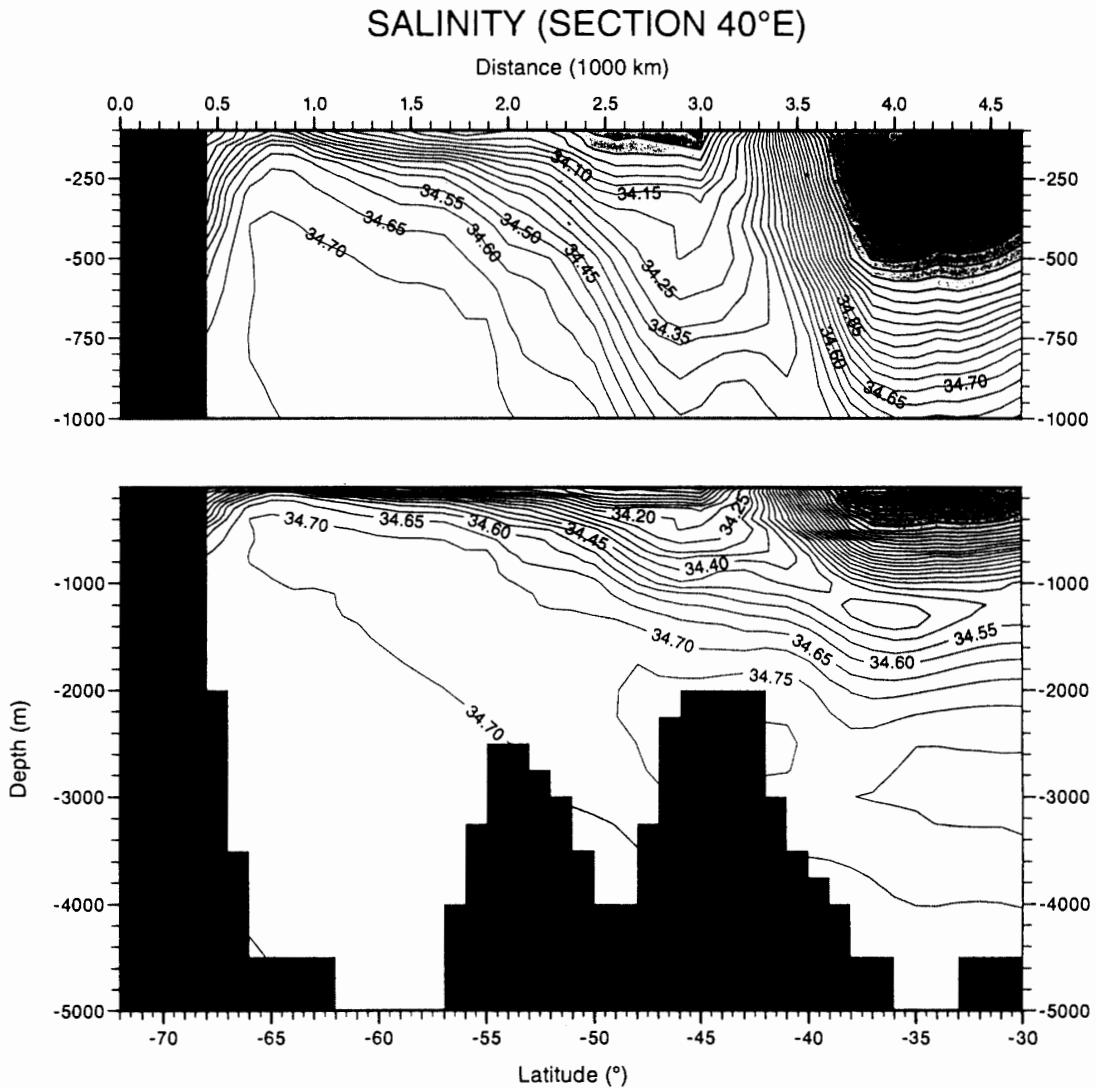


図 2b

極的と考えられており、沿岸域は西向き（南極沿岸流: Antarctic Coastal Current）その沖は東向きの流れになっている。もう少し詳しくみると、そのうえに三つの大きな低気圧性のジャイア (gyre: 循環) がのっていると考えられている (TCHERNIA and JEANNIN, 1984)。一つはウェッデルジャイア (Weddell Gyre) と呼ばれるもので南極半島から昭和基地沖まで及び、三つの中では最も大きくはっきりした循環である (GORDON *et al.*, 1981)。他の二つは、ロス海の北から東に広がるロスジャイア (Ross Gyre) と、ケルゲレンプラトー (Kerguelen Plateau) の東に広がるジャイアであるが、十分な観測がないのでよくわかっていない。これらの循環は海洋構造にも若干ながら反映されている。例えば、図 1 で低温の水が南極半島より東向きへ張り出しているのは、ウェッデルジャイアの東向きの流れを反映したものである。ウェッデルジャイアについては最近の観測によって多くのことが明らかになってきた。FAHRBACH *et al.* (1994) は、ウェッデルジャイアを横断する形で係留による流速観測を展開し、その流量が

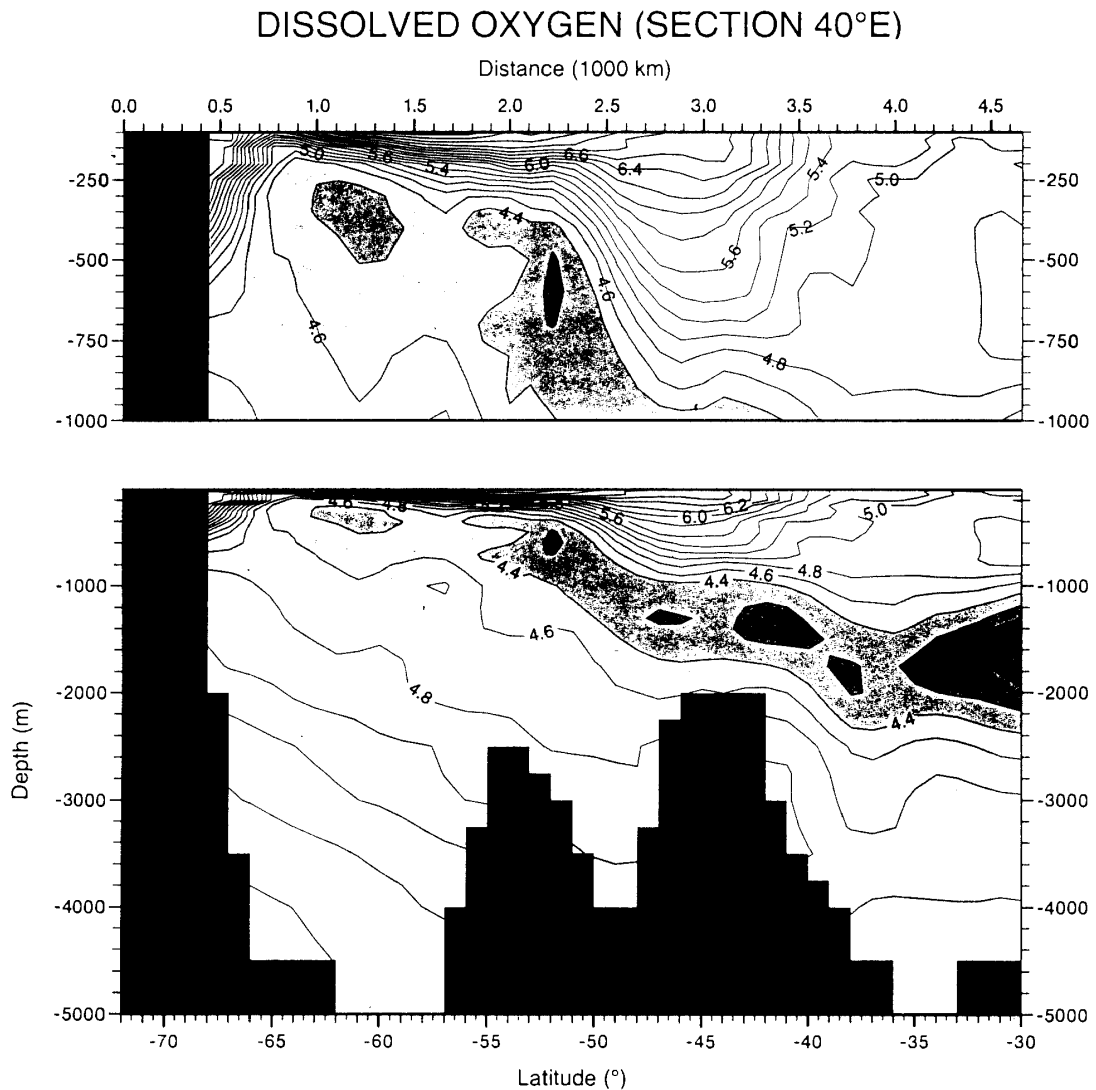


図 2c

30(Sv) 程度であることを明らかにした。また、ジャイアの西向き成分の大部分は沿岸から 500 km の範囲の陸棚斜面上にあることを示した。この流れが南極沿岸流ということもできる (FAHRBACH *et al.*, 1992)。

南極沿岸及び陸棚域は、海洋大循環の視点から考えると世界の深層に広がっている南極底層水が生成される場である (若土, 1992) という意味で極めて重要な海域である。南極底層水の生成の可否やその生成量は、グローバルな海洋の熱塩循環を決めるキーファクターの一つと考えられる。

## 2. 南極海域での観測

地球上で最も現場海洋データが乏しい海域の一つが南極海水域である。ことに海水に覆われる冬季は現場観測が難しい。一般に知られているこの海域の海洋場の抽象はほとんど夏の観測

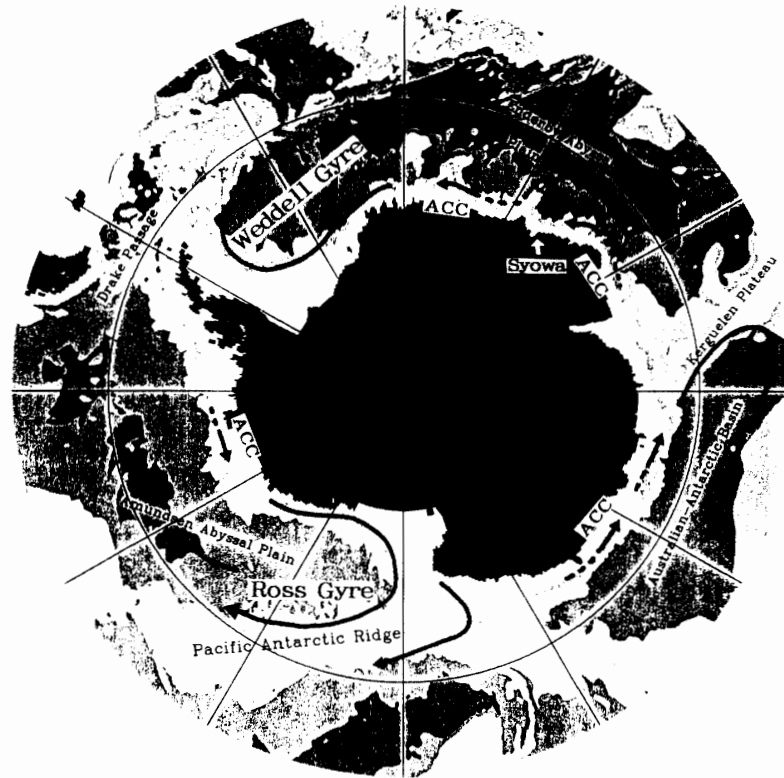


図3 南極海の流れの場の概略図。ACCはAntarctic Coastal Current(南極沿岸流)を表す。  
 Fig. 3. Schematic illustration for the flow fields in the Antarctic Ocean. ACC is the abbreviation of the Antarctic Coastal Current.

に基づいて作られたものである。これは気象データにしても同じことが言え、大陸には各国の基地によるデータがあるが、船舶も通らない冬季の海氷域は全くの現場データの空白地帯になる。海洋や大気の全球のデータセットや気候値も、こと南極海水域に関しては疑わしい外挿のもとに作られているものが多い(特に冬季データについては)。これらのデータセットを用いて研究を行う場合にも、このことを十分に知ったうえで行う必要がある。

1980年前半までは、南極域における通年での海洋観測は、Mawson基地や昭和基地などの観測基地のごく近くの点に限られていた(ALLISON *et al.*, 1985; WAKATSUCHI, 1982; FUKUCHI *et al.*, 1985)。これらの点での観測は、地形が複雑でローカルな影響が無視できないので一般的な特徴を引き出すのは難しいという問題がある。冬季あるいは通年の現場観測の必要性が強く認識される中で、1980年後半よりやっと本格的な観測が南極外洋域でいくつか行われるに至った。まずはウェッデル海域から集中的に行おうと言うことで、WWSP(Winter Weddell Sea Project, 1986)、WWGS(Winter Weddell Gyre Study, 1989)、ISW(Ice Station Weddell, 1992)といった、一連の国際プロジェクトが、アメリカColumbia大学のA. GORDONを中心に行われた。

WWSPは、南極外洋域における初めての本格的な冬季の観測と言ってよい。これはドイツの

砕氷船ポーラーシュテルンを南極ウェッデル海の海水野内に越冬させて、集中的に海洋・海水・気象データを取得しようというもので、冬季の南極海洋場に関して様々なことが明らかになった。特に重要な知見は、冬季に下層の周極深層水が上層の混合層内に多量に取り込まれること（一冬に 45 m、一日に 0.4 m の割合で）が明らかになったことである (GORDON and HUBER, 1990)。この水がもたらす多量の熱と塩は冬季の海水成長や海水の対流安定性に大きな影響を及ぼす。上層にもたらされる熱はフラックスにすると  $40 \text{ W/m}^2$  にもなり、冬季の海水の厚さを平均 60 cm 足らずにとどめることになる。氷厚が数 m にも及ぶ北極との違いはこの海洋からの多量の熱による。また、上層と下層の密度差（成層の安定度）が小さくなるため、深層まで及ぶ対流（deep convection）が生じやすい場となる。

### 3. ACR による観測

ACR (Antarctic Climate Research: 南極地域の気候変動に関する総合研究) のもと、第 31・32 次日本南極地域観測隊 (1990-1992 年) では、昭和基地のあるリュツォ・ホルム湾内及びそ

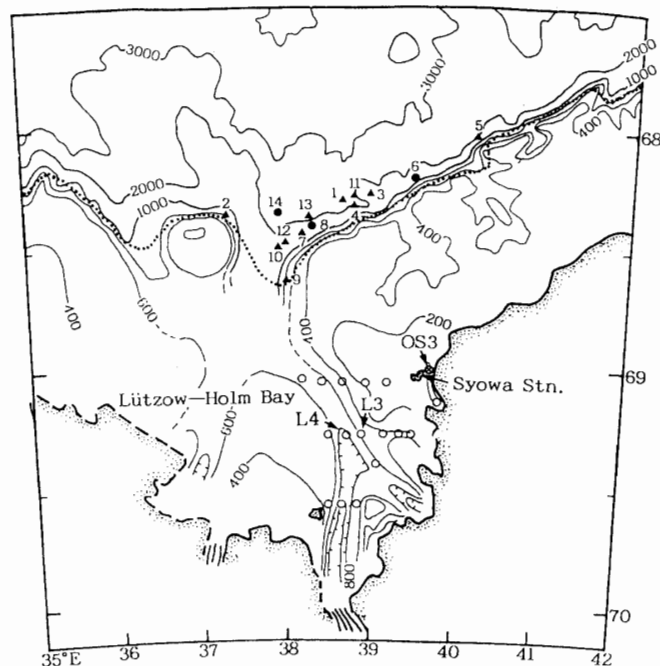


図 4 リュツォ・ホルム湾付近の地形と ACR での観測点。黒丸は XBT, 三角は AXBT, 白丸は CTD の観測点。海底地形は MORIWAKI and YOSHIDA (1990) による。点線は定着氷縁の典型的な位置を示す。

Fig. 4. Bathymetry in the vicinity of Lützow-Holm Bay, showing the locations of CTD/water sampling (open circles), AXBT (solid triangles), and XBT (solid circles). The depth contours are drawn for every 1000 m for depths greater than 1000 m and for every 200 m for depths less than 1000 m. The bathymetry is based on MORIWAKI and YOSHIDA (1990). The dotted contour denotes a typical margin of the land-fast ice.



の沖で、2年間通年にわたって集中的な海洋観測を行った (TAKIZAWA *et al.*, 1992; OHSHIMA *et al.*, 1993, 1996). 2年間継続してある程度の範囲の海洋構造を観測するという意味では、南極域では初めての試みと言ってよい。主たる目的も季節変化を明らかにすることに置かれた。なお、リュツォ・ホルム湾の沖は、ウェッデルジャイヤの東縁に位置し、ジャイヤを構成する西向きの流れの上流域となっている。

図4はリュツォ・ホルム湾付近の地形とACRでの観測点を示したものである。この辺りは通常、shelf break (大陸棚の縁の急斜面域) まで定着氷が張り出している。この定着氷と沖の流水域の間にしばしば沿岸ポリニヤが出現する (ISHIKAWA *et al.*, 1996)。観測は定着氷域では雪上車によって、その沖は航空機・船 (夏のみ) によって行われた。観測データはUSHIO and TAKIZAWA (1993) およびOHSHIMA and KAWAMURA (1994) に収められている。

#### 4. 南極沿岸海洋場の季節サイクル

この節では、ACRでの観測結果に基づいて、沿岸海洋場の季節サイクルの特徴を述べることにする。なお、詳しい議論はOHSHIMA *et al.* (1996) にある。

図5は、AXBT (航空機投下型のXBT) およびXBTの観測による、沖合の陸棚縁 (shelf break) での、水温鉛直構造の2年間にわたる時系列である。夏季に昇温する表層を除けば、上層数百mは一年を通じて温度一様層 (ほぼ結氷温度) となっている。これが図2でも説明した南極冬季水である。図5は、その南極冬季水の厚さが顕著な季節変化することを示唆している。2年間とも夏季 (11-3月) に明らかに厚さが減少している。

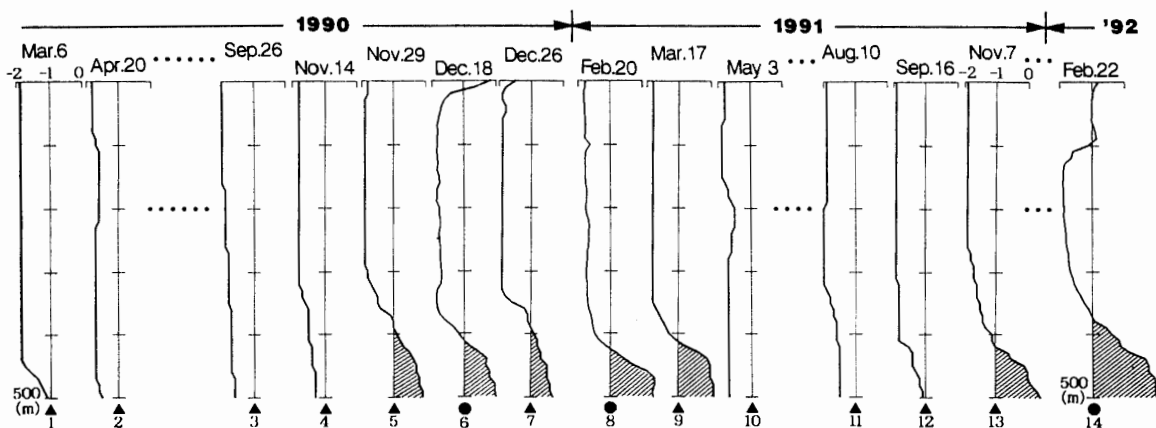


図5 リュツォ・ホルム湾沖の大陸棚縁域 (shelf break) における、2年間の水温鉛直構造の時系列。各観測点は図4に示してある。黒丸は船からのXBT、三角はセスナからのAXBTによる。水温 $-1^{\circ}\text{C}$ 以上は斜線を施している。

Fig. 5. Time series of vertical profiles of temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) in the shelf break region off Lützow-Holm Bay, covering the period from March 1990 to February 1992. Locations of the stations are shown in Fig. 4. The data were obtained with XBT in summer (represented by solid circles) and with AXBT in other seasons (solid triangles). Temperatures greater than  $-1^{\circ}\text{C}$  are shaded.

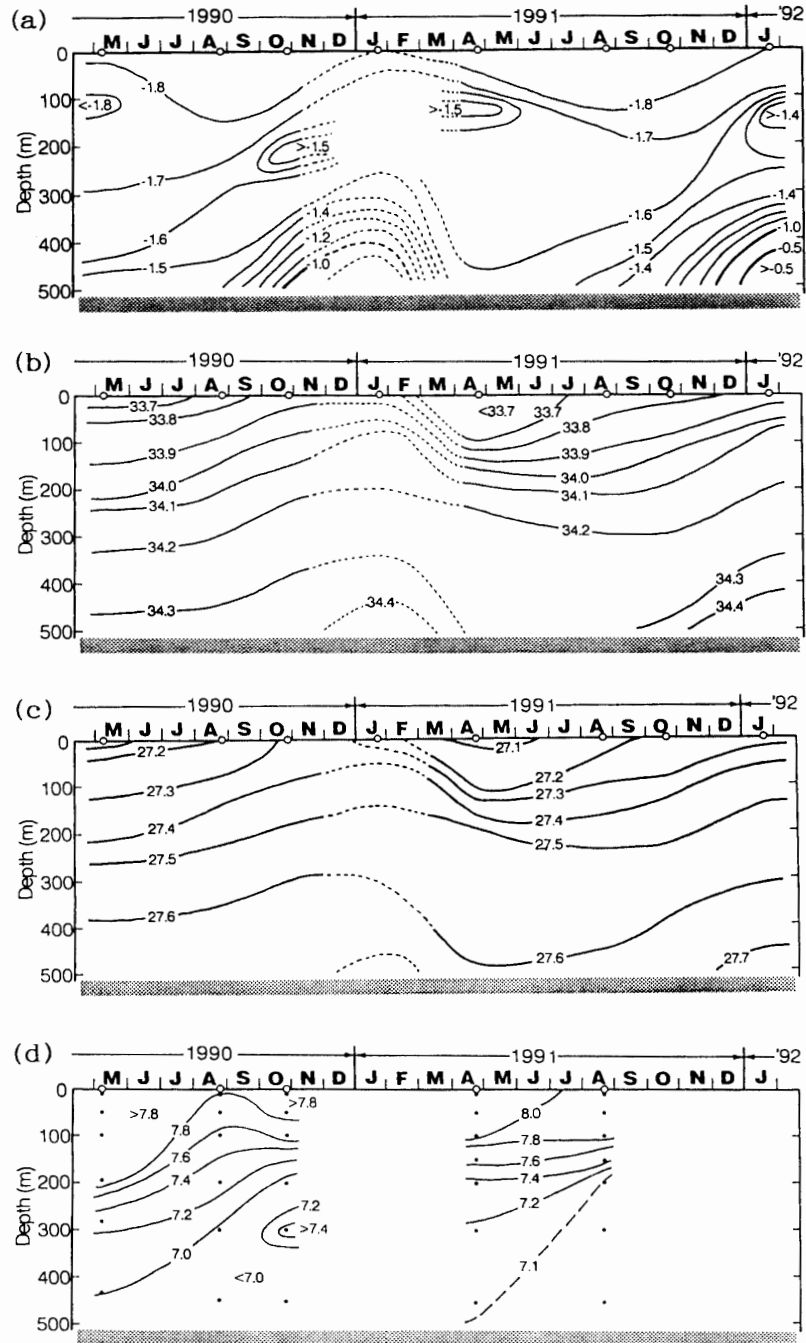


図6 L3 (位置は図4に示す。水深は約510 m)での、(a)水温 ( $^{\circ}\text{C}$ )、(b)塩分 (psu)、(c)ポテンシャル密度、(d)溶存酸素 (ml/l)の鉛直構造の季節変化。月は英語名の頭文字で示している。1991年1月のデータは1992年1月のものと仮定してコンターを引いてある。定着氷より穴を開けCTDにより観測した結果

Fig. 6. Seasonal variations in vertical profiles of (a) potential temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) (b) salinity, (c) potential density, and (d) dissolved oxygen (ml/l) at station L3, from May 1990 to January 1992. Location of the station is shown in Fig. 4. The water depth at L3 is 510 m. The dotted contours are drawn on the assumption that profiles in January 1991 are assumed to be the same as those in January 1992. The months are indicated by capital letters.

図6はリュツォ・ホルム湾内のL3での、CTD観測による水温・塩分の2年間の時系列である。L3は氷河トラフの斜面上に位置し(図4参照)、等深線が沖の陸棚斜面とつながっている。流速観測や水塊分析などの結果から、沖の陸棚斜面域の水が斜面に沿ってこの地点に流れ込んでいることが推定されている(OHSHIMA *et al.*, 1996)。従って、この点での結果は沖の陸棚斜面域の海況をある程度反映していると考えられる。図6から、低温・低塩である南極冬季水の層厚が、秋季(4,5月)に最大、夏季(1月)に最小になるという、顕著な季節変化をしていることがわかる。これは陸棚縁での観測(図5)とも矛盾しない。図6からわかるもう一つ大きな特徴は、秋季には上層の塩分が著しく低下している点である。

図7は、リュツォ・ホルム湾全域(観測点は図4に示す)での表層から200m深までの平均塩分の時系列で、ACR期間中に取られたすべてのデータをプロットしている。秋季の低塩化

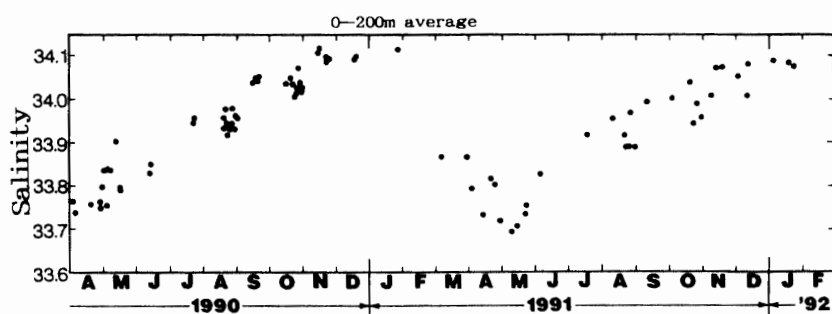


図7 リュツォ・ホルム湾内での、表層から200m深までの平均塩分の時系列。ACR期間中に取られたすべてのデータをプロットしている。

Fig. 7. Time series of the averaged salinity from the surface to a depth of 200 m in Lützow-Holm Bay from April 1990 to February 1992. All the data taken in the bay are plotted. The locations of the stations can be found in Fig. 4.

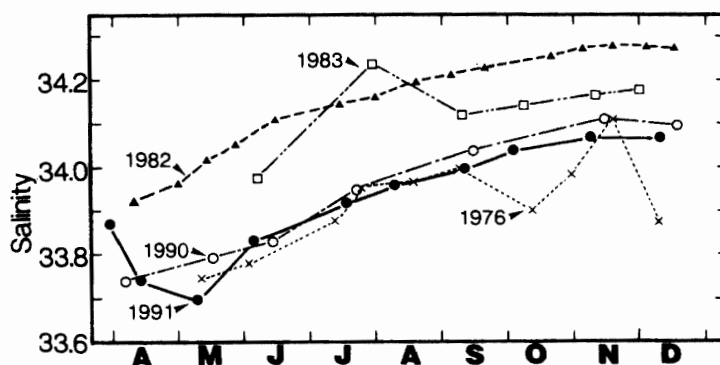


図8 オングル海峡における、表層から200m深までの平均塩分の季節変化。5年間(1976年, 1982年, 1983年, 1990年, 1991年)について示す。1976年はWAKATSUCHI(1982)により, 1982年はFUKUCHI *et al.* (1985)により, 1983年はWATANABE *et al.* (1986)により取られたもの。

Fig. 8. Seasonal variations of the averaged salinity from the surface to a depth of 200 m in Ongul Strait for 5 different years.

は2年間とも湾全体で生じていることがわかる。オングル海峡においてのみは、今回の他に過去3回の通年の海洋観測がある。図8はそれらも合わせた5年間の、上層200 mまでの平均塩分をプロットしたものである。上層の塩分が秋に低塩化するのはいずれの年に共通している。

秋の低塩化は海水の融解による、というのがまず考えられることである。そこで、L3において一次元で塩収支を考えたとき、秋の海水の低塩化が何 m の海水が融解したことに相当するかを計算すると、約3 m という値になる。定着氷域での平均海水融解量は数十 cm 程度であり (KAWAMURA *et al.*, 1997)、この秋の低塩化はローカルなバランスでは説明できない。沖の流水域での平均氷厚も50 cm-1 m 程度 (ALLISON *et al.*, 1993) であり、3 m という値に比べるとかなり小さい値である。低塩化の原因として、大陸からの淡水流入も考えられるが、低塩化が湾全体で起こっていること (図7) や、量的にいても、これだけでは説明がつかない。秋の低塩化に関して最も考えられることは、夏季にできた表層の低塩水が沖より沿岸の方へ運ばれ蓄積されて、上層に厚く溜まったためではないかということである。

ところで、秋は本来最も海水生成が盛んな時期であり、高塩化が進行する時期のはずである。しかしながら、この海域では上層の低塩水の蓄積が海水生成による高塩化にうち勝っていることになる。このことがこの周辺の海域で南極底層水ができないことの一つの要因になっているのではないかと我々は考える。

次にこのような海洋構造の変化が水位にどの程度影響を与えるかを考える。図9は、オングル海峡 (水深650 mでの点) におけるジオポテンシャルアノマリーの季節変化を示したものである。沖のL3でもほぼ同様な結果となる。図9には昭和基地における水位の季節変化 (気候値) も示してある。NAGATA *et al.* (1993) によれば、昭和基地の水位は秋 (5月) に最大、夏に最小 (1月) になり、その振幅は26 cm にもなる。ただし、tide gauge 付近のローカルな密度変化の影響を除いてやると (道田ら, 1996)、その振幅は22 cm 程度となる。図9を見ると、確かにジオポテンシャルアノマリーが最大最小になる時期は水位と一致しているが、その振幅は水位に換算すると7 cm 程度であり水位の振幅の1/3程度にしかない。

この昭和基地での水位の大きな季節振幅が正しいとすれば (注: 小田巻・倉本 (1988) は融氷期における検出器の移動による可能性も指摘している)、水位変化の残りの2/3は順圧流の季節変化によることになる。もし、西向きに流れている南極沿岸流の季節変化を反映しているとすれば、沿岸流は秋に最大・夏に最少になることになる。例えば、沿岸流の流れの幅を200 km・平均水深を1000 m とすると、水位の順圧成分の季節振幅を15 cm として、地衡流の関係から計算すると、順圧流の季節変化は流量にして11 (Sv)、流速にして5.7 cm/s となり、かなり大きなものであることがわかる。氷山の流れやブイの流れはこの季節変化におおむね合っている (OHSHIMA *et al.*, 1996)。また、FAHRBACH *et al.* (1994) の10°W-20°W 沖の流速観測結果とも矛盾しない。

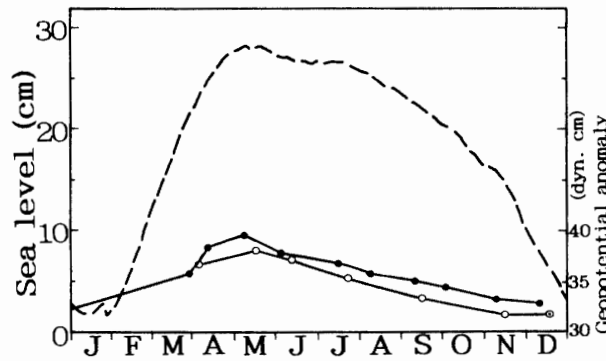


図9 オングル海峡 (位置は図4に示す, 水深は約650 m) におけるジオポテンシャルアノマリー (600 dbar がリファレンスレベル) の季節変化を実線で示す。白丸は1990年, 黒丸は1991年のもの。同時に昭和基地での水位の季節変化 (NAGATA *et al.*, 1993 より) を破線で示してある。

Fig. 9. Seasonal variations in the geopotential anomaly in Ongul Strait (solid line) with the reference level of 600 dbar and the sea level at Syowa Station (dashed line; redrawn from NAGATA *et al.*, 1993). Open circles denote the geopotential anomaly in 1990 and solid circles denote that in 1991.

## 5. 季節サイクルのメカニズム

南極沿岸域では, 南極冬季水の厚さが秋季に最大, 夏季に最小になること, 秋季に上層の顕著な低塩化が起こることがわかった。次にこのような顕著な季節変化がどのようなメカニズムで起こるかを考える。

そもそも南極沿岸域は外洋域に比べると南極冬季水が厚いという特徴がある (図1, 2参照)。これは, 沿岸域の卓越風である東風による岸方向へのエクマン輸送に伴う沈降か, 沿岸ポリニヤ過程に伴う活発な対流か, あるいはその両方の効果によると考えられている。そこで, これらの効果についてそれぞれ吟味してみる。

秋季の上層の深まりがポリニヤによる対流の活発化によるとすると, 上層には下層より高塩の水が取り込まれることになるし, また上層はよく混合された一様な層になるはずである。残念ながら夏季を除いては沿岸ポリニヤ域での塩分の観測はない。一方, 定着氷下の観測では (例えば図6), 秋季塩分フラックスは大きな負の値であり, また塩分的に成層した構造になっている。定着氷下の水がある程度沖の陸棚斜面域 (従って沿岸ポリニヤ域) の水を反映している (流れや水塊分析からある程度妥当と考えられる) と仮定すると, 沿岸ポリニヤ過程では, 秋季の冬季水の深まりや低塩化は説明できないことになる。但し, 本当のところは秋季から冬季におけるポリニヤ域での塩分・溶存酸素などの観測を待たねばわからない。

図10の黒丸は, 昭和基地における地上風の岸沿い成分 (北東風が正) の季節変化 (1978-1992年の15年間の月平均) を示している。昭和基地では卓越風が北東風でその安定度はかなり高い。これは, 渦位保存則より低気圧が南極大陸には進入し難く沿岸域で停滞してしまい,

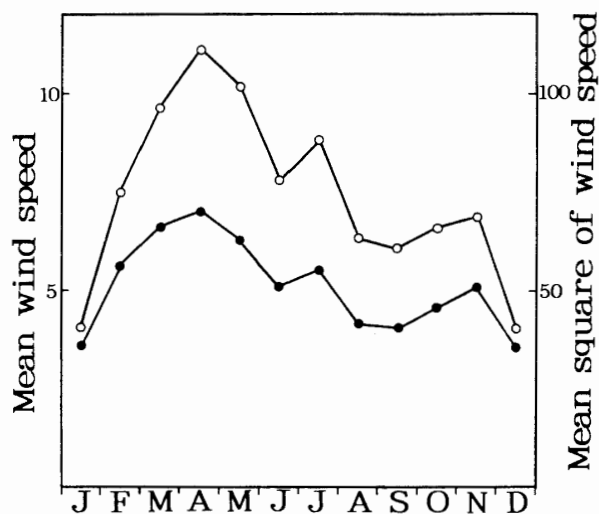


図10 昭和基地における地上風の月平均 (黒丸) と地上風の2乗の月平均 (白丸). 但し, 岸沿い成分 (北東風を正とする) についてのもの. 1978-1992年の15年間, 1日2回の全データを用いて計算した.

Fig. 10. Seasonal variations in wind speed at Syowa Station. The solid dots denote the monthly mean of the wind speeds (alongshore component with northeasterly wind being positive). The open dots denote the monthly mean square of the wind speeds. The average is done for 15 years data obtained by JARE during 1978-1992. The wind is measured at a height of 10 m twice a day (0 and 12 UT).

沿岸域では常に東風になることによる。昭和基地は大陸より4 km離れた平らな島の上にあるので、カタバ風の影響も小さく、そこでの風はある程度海上の風を反映したものと予想される。図10を見ると、卓越風の東風が、秋に最大、夏に最小となる季節変化をしていることがわかる。これは、大気の南極収束線が秋に最も沿岸に近づき夏に最も低緯度側にシフトするため (ENOMOTO and OHMURA, 1990), 沿岸域では低気圧の活動が秋に最も強く夏に最も弱くなることによる。図10の白丸は日々2回の風の2乗の月平均を示しているが、おおよそ風の2乗が応力に比例することを考えると、風応力はさらに顕著な季節変化をすることがわかる。

南極冬季水の厚さの季節変化は、沿岸域の卓越風である東風の季節変化に伴うエクマン収束の変化によると考えることができる。図11は、沿岸域での風系の季節変化によって海洋場がどう応答するかを模式的に示したものである。夏季、表層は海水融解によって低塩化するが (図11a), この低塩の表層水を伴った南極冬季水は、秋季東風の強まりに伴いエクマン収束が強化されることによって沿岸に蓄積される (図11b). このようにして沿岸の南極冬季水層が厚くなりかつ低塩化する。この水は冬季には海水生成により徐々に高塩化する (図11b) が、初夏東風が急激に弱まるとエクマン収束が減じ、南極冬季水層は薄くなる (図11a).

ただし、ここで注意しなければならないのは、エクマン収束による沈降現象は単にローカルな外力によって決まるのではなく、そのシグナルは内部ケルビン波的に南半球なら岸を左に見

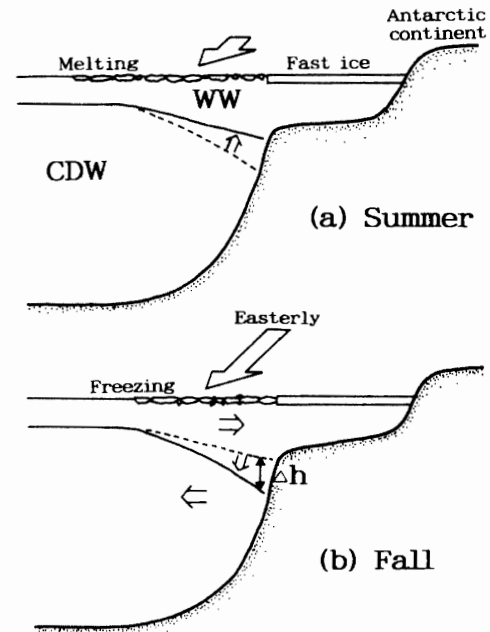


図 11 南極沿岸域における，大気場の季節変化に対する海洋場の応答を示す模式図。(a)は夏，(b)は秋の状況。WW (Winter Water) は南極冬季水，CDW (Circumpolar Deep Water) は周極深層水を示す。

Fig. 11. Schematic diagram illustrating the seasonal cycle of the Antarctic coastal ocean. WW denotes the Winter Water, and CDW denotes the Circumpolar Deep Water.

て伝搬してしまうので，その効果を評価しなければならないことである。ここでは詳細な議論は行わないが，簡単な二層モデルを用いてこれらの効果を考慮しても，観測される冬季水の厚さの変化がエクマン収束によると考えても矛盾しないことが示される (OHSHIMA *et al.*, 1996)。

一方，水位の季節変化からは沿岸の順圧流にも大きな季節変化があることが示唆された (図 9)。卓越風である東風の季節変化は，この順圧流の季節変化にも大きな影響を与えている可能性がある。OHSHIMA *et al.* (1995) は 3 次元の数値モデル実験から，これらの沿岸の順圧流の大きな季節変化は，風の応力のカールが秋に強く夏に弱くなることによるジャイヤ (風成大循環) のスピナップ (順圧応答) によることを示唆している。

## 6. まとめと議論

南極沿岸域では，南極冬季水の厚さが秋季に最大，夏季に最小になることがわかった。また，秋に上層の著しい低塩化が起こる。これらの季節変化は年による違いは小さく，毎年繰り返行われていると考えられる。また，この季節変化は，沿岸域の卓越風である東風の季節変化に伴うエクマン収束の変化によるとことが提示された。さらに，水位の季節変化から，沿岸の順圧流にも顕著な季節変化があることが示唆される。

リュツォ・ホルム湾沖は，図 3 で示されるように，ウェッデルジャイヤを構成する西向き成分の流れ (南極沿岸流) の上流に位置し，ここでの季節変化はウェッデルジャイヤ全体の季節変化とも関わっており，またそれを反映しているとも考えられる。実際，FAHRBACH (private communication) は，Kapp Norvegia (13°W) 沖の観測で，南極冬季水の厚さや沿岸の流れが我々の結果とほぼ同様な季節変化を示している。さらにいうと，南極沿岸域は風の

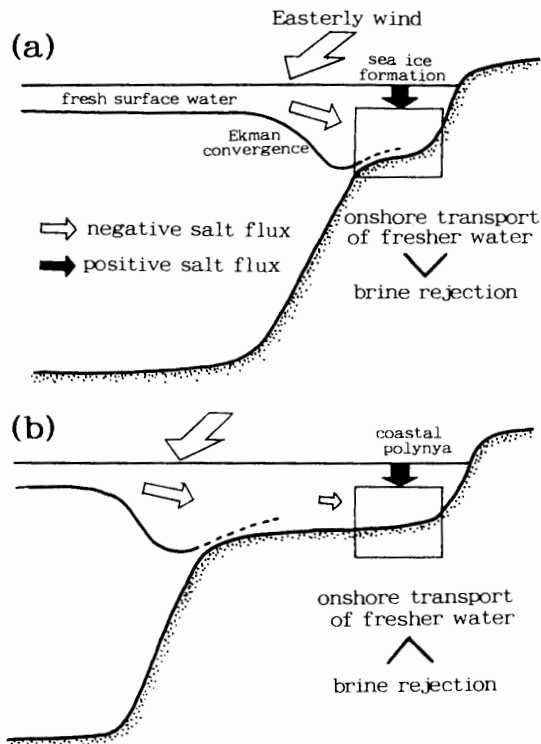


図 12 大陸棚の広さと南極底層水の生成の可否を示す模式図。(a)は昭和基地沖のような平均的な(あまり広くない)陸棚の場合、(b)はウェッデル海やロス海のような広い陸棚の場合。

Fig. 12. Schematic diagram illustrating the relation between the shelf width and the Antarctic Bottom Water formation. (a) A case for an ordinary (not so wide) shelf such as off Syowa Station. (b) A case for a very wide shelf such as Weddell or Ross Sea.

場や海底地形そして海洋構造もかなり周極的になっているので、これらリュツォ・ホルム湾周辺での観測結果は南極沿岸域一般に言える特徴である可能性もある。

最後に、我々の示した季節サイクルの機構と南極底層水の生成の可否に関して、一つの作業仮説を提示することとする。南極底層水の生成には、沿岸ポリニヤでの活発な海水生成によって大陸棚上で高密度水(低温高塩水)が作られることが不可欠である。この高密度水と周極深層水等が混合して南極底層水が作られる。沿岸ポリニヤは南極を取り巻くどこの沿岸でも出現する(ZWALLY and COMISO, 1985)が、南極底層水のほとんどがウェッデル海とロス海で作られる。高密度水は海水生成が盛んな秋から冬において作られると考えられるが、本研究から、秋という時期は、沿岸では東風が強化され夏の海水融解でできた表層の低塩水が上層に蓄積される季節でもある。いま、昭和基地沖のようなそれほど陸棚の広くない沿岸域を考える(図12a)。この場合エクマン輸送による低塩水の収束・蓄積の効果は岸近くまで及び、ブライン排出による高塩化を凌駕し、低塩が維持され高密度水は作られにくいと考えられる。つぎに、ウェッデル海やロス海のような広い陸棚の場合を考える(図12b)。この場合、東より伝わってくる分の低塩水の収束・沈降のシグナルはshelf breakに捕捉されてしまう。そのため、低塩水が厚くなるのはshelf break付近が中心となる。このような海洋構造は実際にも観測されている(GILL, 1973)。このため、陸棚上ではブライン排出の効果が低塩水の収束の効果より強くなり、底層水のもととなる高塩分水を作ることができることになる。南極底層水の生成に関してはこの他にも重要な要因がいくつかあるが、上記のシナリオを一つの仮説として今後検討して



いきたい。

## 謝 辞

本研究は、第31・32次日本南極地域観測隊での観測成果に基づいている。多大なるご協力とご支援を頂いた31次隊(越冬隊長・内藤靖彦氏)及び32次隊(越冬隊長・藤井理行氏)の隊員の皆さまに厚く感謝いたします。また、観測計画全般にわたり有益なアドバイスとご支援を頂きました。川口貞男・小野延雄・若土正暁・福地光男・山内恭各氏に感謝いたします。

## 文 献

- ALLISON, I., TIRENDALE, C.M. and COPSON, G.R. (1985): Annual salt and energy budget beneath an Antarctic fast ice cover. *Ann. Glaciol.*, **6**, 182-186.
- ALLISON, I., BRANDT, R.E. and WARREN, S.G. (1993): East Antarctic sea ice: Albedo, thickness distribution, and snow cover. *J. Geophys. Res.*, **98**, 12417-12429.
- ENOMOTO, H. and OHMURA, A. (1990): The influences of atmospheric half-yearly cycle on the sea ice extent in the Antarctic. *J. Geophys. Res.*, **95**, 9497-9511.
- FAHRBACH, E., ROHARDT, G. and KRAUSE, G. (1992): The Antarctic Coastal Current in the Southeastern Weddell Sea. *Polar Biol.*, **12**, 171-182.
- FAHRBACH, E., ROHARDT, G., SCHRÖDER, M. and STRASS, V. (1994): Transport and structure of Weddell Gyre. *Ann. Geophys.*, **12**, 840-855.
- FUKUCHI, M., TANIMURA, A. and OHTSUKA, H. (1985): Marine biological and oceanographical investigations in Lützow-Holm Bay, Antarctica. *Antarctic Nutrient Cycles and Food Webs*, ed. by W.R. SIEGFRIED *et al.* Berlin, Springer, 52-59.
- GILL, A.E. (1973): Circulation and bottom water production in the Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, **20**, 111-140.
- GORDON, A.L. and HUBER, B.A. (1990): Southern Ocean winter mixed layer. *J. Geophys. Res.*, **95**, 11655-11683.
- GORDON, A.L., MARTINSON, D.G. and TAYLOR, H.W. (1981): The wind-driven circulation in the Weddell-Enderby Basin. *Deep-Sea Res.*, **28**, 151-163.
- ISHIKAWA, T., UKITA, J., OHSHIMA, K.I., WAKATSUCHI, M., YAMANOUCHI, T. and ONO, N. (1996): Coastal polynyas off East Queen Maud Land observed from NOAA AVHRR data. *J. Oceanogr.*, **52**, 389-398.
- KAWAMURA, T., TAKIZAWA, T., OHSHIMA, K.I. and USHIO, S. (1997): Physical, structural and isotopic characteristics processes of sea ice in Lützow-Holm Bay, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **102**, 3345-3355.
- 道田 豊・小川明彦・岡野博文 (1996): 南極昭和基地の水位観測に対する密度変化の影響について。水路部研究報告, **32**, 23-27.
- MORIWAKI, K. and YOSHIDA, Y. (1990): Bathymetric Chart of Lützow-Holm Bay. *Special Map Series of Natl Inst. Polar Res.*, **4**.
- NAGATA, Y., KAWAMIYA, M., MICHIDA, Y. and ODAMAKI, M. (1993): Seasonal variations of the sea level at Syowa Station, Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **7**, 60-72.
- 小田巻実・倉本茂樹 (1988): 南極海における潮汐。南極の科学, 8. 海洋。国立極地研究所編。東京, 古今書院, 36-62.
- OHSHIMA, K.I. and KAWAMURA, T. (1994): Oceanographic data in Lützow-Holm Bay of Antarctic Climate Research Program from January 1991 to February 1992 (JARE-32). *JARE Data Rep.*, **198** (Oceanography 15), 35 p.
- OHSHIMA, K.I., KAWAMURA, T., TAKIZAWA, T., USHIO, S., ONO, N. and KAWAGUCHI, S. (1993): Seasonal variations in ocean structure and current in Ongul Strait, Antarctica, in 1991. *Proc. NIPR Symp.*

- Polar Meteorol. Glaciol., **7**, 51-59.
- OHSHIMA, K.I., TAKIZAWA, T., KAWAMURA, T. and USHIO, S. (1995): Seasonal cycle of the Antarctic coastal ocean—observations and a numerical experiment—. Wadati Conference on Global Change and the Polar Climate, 7-10 November 1995. Tsukuba, Program and Preprints. Univ. Alaska Fairbanks, 158-161.
- OHSHIMA, K.I., TAKIZAWA, T., USHIO, S. and KAWAMURA, T. (1996): Seasonal variations of the Antarctic coastal ocean in the vicinity of Lützow-Holm Bay. *J. Geophys. Res.*, **101**, 20617-20628.
- OLBERS, D., GOURETSKI, V., SEISS, G. and SCHRÖTER, J. (1992): Hydrographic Atlas of the Southern Ocean. Bremerhaven, Alfred Wegener Institute.
- TAKIZAWA, T., USHIO, S., KAWAMURA, T., OHSHIMA, K.I., ONO, N. and KAWAGUCHI, S. (1992): Preliminary results of hydrography under fast ice in Lützow-Holm Bay, Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **6**, 106-125.
- TCHERNIA, P. and JEANNIN, P.F. (1984): Circulation in Antarctic waters as revealed by iceberg tracks 1972-1983. *Polar Rec.*, **22**, 263-269.
- USHIO, S. and TAKIZAWA, T. (1993): Oceanographic data in Lützow-Holm Bay of Antarctic Climate Research Program from March 1990 to January 1991 (JARE-31). *JARE Data Rep.*, **184** (Oceanography 13), 34 p.
- WAKATSUCHI, M. (1982): Seasonal variations in water structure under fast ice near Syowa Station, Antarctica, in 1976. *Nankyoku Shiryô (Antarct. Rec.)*, **74**, 85-108.
- 若土正暁 (1992): 深層水の形成. *科学*, **62**, 661-664.
- WATANABE, K., SATOH, H., KANDA, H. and TAKAHASHI, E. (1986): Oceanographic and marine biological data from routine observations near Syowa Station between February 1983 and January 1984 (JARE-24). *JARE Data Rep.*, **114**, 22 p.
- ZWALLY, H.J. and COMISO, J.C. (1985): Antarctic offshore leads and polynyas and oceanographic effects. *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*, ed. by S.S. JACOBS. Washington, D.C., Am. Geophys. Union, 203-226 (Antarct. Res. Ser., Vol. 43).

(1996年9月10日受付; 1996年10月11日改訂稿受理)