

## 南極深層水とリュッツホルム湾沖合の海洋構造との関係について

菱 田 昌 孝\*

ON THE RELATIONS BETWEEN ANTARCTIC DEEP WATER  
AND OCEANOGRAPHIC STRUCTURE OFF LÜTZOW-HOLM BAY

Masataka Hishida

*Received 23 October 1974*

## Abstract

The oceanographic structures of the Antarctic Ocean off Lützow-Holm Bay during the austral summer are described, based primarily upon observations taken aboard the icebreaker Fuji of the 15th Japanese Antarctic Research Expedition from 1973 to 1974. The oceanographic features are revealed by analysis of temperature, salinity, dissolved oxygen and nutrients.

It is clarified that the westward-flowing current dominate near the coast side and the eastward-flowing current dominate over the broad area off the coast. The former area as well as the sea above the continental shelf slope has possibility of Antarctic Deep Water formation. The latter area are strongly affected by the Antarctic Circumpolar Current. Especially in the deep layer, the water shows low temperature, fairly high salinity concentration and high concentration of dissolved oxygen. The water may originate from the Weddell Sea.

Circumpolar Deep Water flows eastward and changes the characteristics with the mixing of North Atlantic Deep Water and Continental Shelf Slope Waters.

## 1. ま え が き

南極海域の海洋構造については、古くから多くの研究が集中しており、特に最近の各国の海洋観測にもとづく資料の蓄積は著しく増大し、これに伴う精力的な解析は目覚ましいものがある。南極海が研究の対象として各国海洋研究者達の強い関心を集めるのは、以下に述べるような海洋学上の多方面の重要な問題を含んでいるからである。

i) 世界の全海洋水の約30%に達するインド洋と太平洋の深層に存在する水温 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ 、塩分 $34.6\sim 34.8\%$ の深層普通水 (MONTGOMERY, 1958) の構成水塊が南極深層水であること。ii) 大西洋、インド洋および太平洋の三大洋にわたる海水の混合あるいは海洋大循環が南極海域を通じて行なわれている。すなわち、ウェッデル海において形成された南極深層水は北から来る北大西洋深層水と合わさり、表層の南極周極流と共に、深層を西から東へと流れ、インド洋および太平洋の深層水となっていく深層大循環過程を STOMMEL (1958) が提唱した

\* 海洋研究室

こと. iii) この南極周極流の規模は、その水塊移動量(流量)が  $200 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$  を越えると REID & NOWLIN (1971), CALLAHAN (1971) らは報告しており黒潮やメキシコ湾流の流量より大きく、世界の海洋循環に強い影響力を持つこと. iv) 深層水の形成すなわち水塊形成の基本的様式がウェッデル海のみならずロス海でも行なわれると JACOBS ら (1970) が述べ、さらにロス海およびアメリー氷海でも行なわれると GORDON (1972) が述べたこと. v) 表層と深層の温度差が小さいため水平移流ばかりでなく鉛直混合も盛んであり、顕著な収斂線を形成する一方、大規模な湧昇現象が見られること (DEACON, 1937). vi) 鉛直混合が盛んなため、表層付近の各種栄養塩類も比類なく多く、南極海域は世界でも最も大きな生産力を持つ海の一つ (EL-SAYED, 1971) であり、こうした化学成分などの三大洋における物質濃度を大きく規定する. vii) 深層水形成の機構についての FOFONOFF (1956), SEABROOKE ら (1971), GILL (1973) などの研究、南極周極流についての GORDON (1966), CALLAHAN (1972), DEVINE (1972) などの研究が進むにつれて、世界の海水交換すなわち全体の水収支およびそれに伴う物質収支などの算定が可能になること.

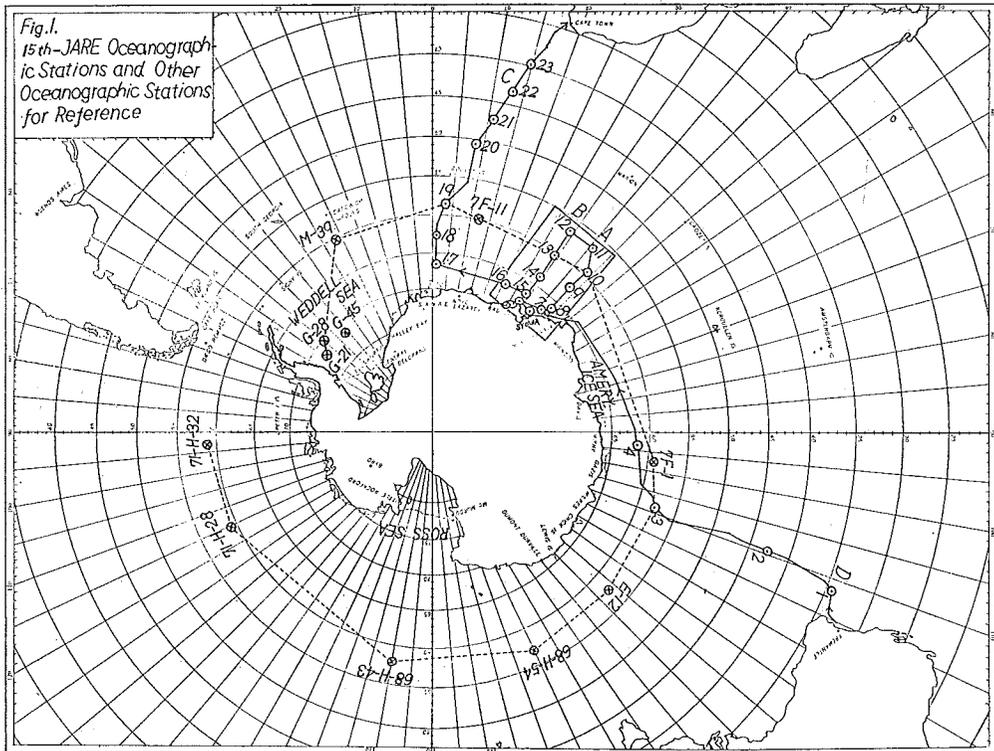
昭和基地の位置するリュッツホルム湾からその北部にかけての沖合海域および東経零度線付近を北上してケープタウンに至る海域は、上述ウェッデル海のすぐ東隣に当たる海域であり、南極深層水の形成と南極周極流の推移を追跡するのに好適な場所である.

水路部では毎年南極地域観測に参加しているが、15年にわたる長い南極観測のうちでも、今回初めてこのリュッツホルム湾沖の南極海について本格的な各層観測、STD, GEK, BT 等による海洋調査が実施できた. この第15次南極地域観測海洋部門の南極海域調査(1973年12月~1974年3月)結果にもとづき、資料の検討・解析を行なったところ、近年得られた各国の各層観測結果との比較も含めて、興味ある関係が見出されたのでここに報告する.

## 2. 測点及び測定法

第1図の矢印付きの実線は、フリーマントルから昭和基地を経てケープタウンに至る南極海航海を中心とした15th-JARE(第15次南極観測)の観測船「ふじ」の航跡を示す. ◎印は各層観測点であり、脇につけた番号はその測点番号である. またA, B, C, Dはそれぞれ南北に縦断する測点を結んだ断面である. このうち、A, Bの断面は特に重要で、今回の観測の主眼となったリュッツホルム湾沖合を中心とした海域について詳しく議論するために四角い実線枠で囲んだ部分は第2図に拡大して示す. 一方、点線は南緯60度付近を中心として南極海の各国海洋観測の資料から、とくに南極周極流域にあると思われる測点を選び結んだ線である. ただし、ウェッデル海の測点はこの緯度幅の中にない. また⊗印は、15次 JARE 以外の海洋観測の測点であり脇につけた付号や番号は観測船名の頭字と測点番号などを示す. 例えば 68-H-54 は1968年の東大海洋研白鳳丸による観測の54測点を示している. 15次 JARE では、GEK, BT, STD, 表面観測以外に第1図に示した1~23までの測点において各層観測を実施した.

解析データとして用いた各化学成分の分析法は次のとおりである. 塩分は AUTO-LAB サリノメーター、溶存酸素は WINKLER 法、リン酸塩はアスコルビン酸還元によるモリブデン青法、ケイ酸塩はケイ-モリブデン黄法、硝酸塩はカドミウムを使った MORRIS & RILEY 法、pH は電気化学計器デジタル pH メーターによってそれぞれ測定した. 比色分析は径40cmの円筒型セルに試水を入れ東京光電の光電比色計を用いた. なお水温は水銀転倒温度計により測定し、その他の測定項目として亜硝酸塩、アンモニアも分析した.



### 3. 結 果

#### 1) T-S 曲 線

第3図は15次JAREのうち、代表的な測点のT-S図である。なお実線枠で囲んだ部分は第4図として拡大して示した。先の第1図と第3図を合わせて、水塊を区分する。また、より詳細な区分には第2図および第4図を利用する。i) ごく沿岸部のSt. 5, 6, 7, 8のうち定着氷縁内のSt. 5は約 $-1.8^{\circ}\text{C}$ とかなり結氷点に近い水温(T)を示し、塩分(S)は $34.0\sim 34.2\text{‰}$ と表層としては大きな値を示す。一方St. 6は半島沖の氷の少ない海域で $-1.0\sim -1.3^{\circ}\text{C}$ と前者に比べややTは高く、Sは $33.5\sim 34.1\text{‰}$ と低い。しかしこの両測点はTがほぼ一定で、Sのみが深度と共に増大するという共通の形を示す。St. 7, 8のごく表層はT, S共に大きな変動を示すが、50m付近よりも深い層はSt. 5と類似の形を示す。さらに深層は、深度600~700mでSは $34.70\text{‰}$ となり、 $\sigma_t$ が27.85に近づく。ii) St. 3, 9, 10, 11, 19はi)に比べてより北上した沖合の測点である。これらに共通なことは、横S字形のT-S分布を示すことである。すなわち、ごく表層でTは高いがSは低く、その下層で $-1^{\circ}\text{C}$ 以下のT極小層がある一方、Sは増加する。さらに深くなると逆に昇温して、Sも極大を示すが、最深部に向かってはT, S共に低下するといった変化である。St. 9, 10, 11の400~500mにおけるTは $1.5^{\circ}\text{C}$ 以上でかなり高い。なおSt. 19はかなり変形した横S字形であり、中層部での変化は他の4測点と異なり低温、高塩分である。iii) St. 20, 22はいずれも南極収斂線以北の海域であり、横S字は大きく崩れ表層付近のTの立ち上がりは大きくなると同時にSも増加する。しかし最深部では $\sigma_t$ が27.85に近づく。

結局、リュッツホルム湾沖合のA, B断面上にある測点については、約600mまでの中層水のT-S分布はSt. 7, 8とSt. 9, 10, 11が別の群を作っており、これは後述する沿岸の西向流の海域と沖合の東向流の海域とにそれぞれ対応している。しかし1000m以上の深層部では、両者とも $\sigma_t$ が27.85付近の均一な水塊( $T = -0.3\sim +0.5$

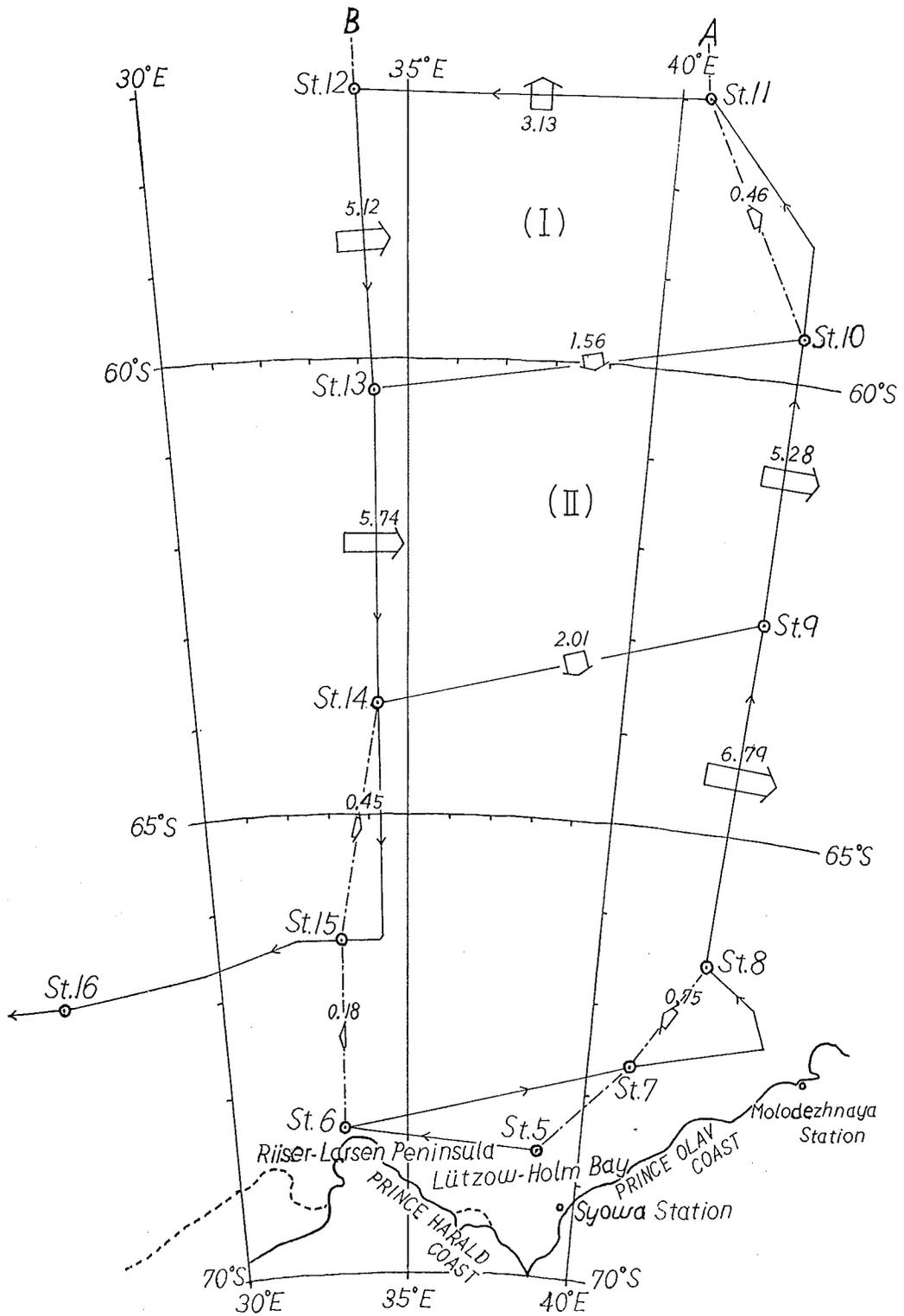


Fig. 2 Oceanographic Stations off Lützow-Holm Bay and Transport of Sea Water

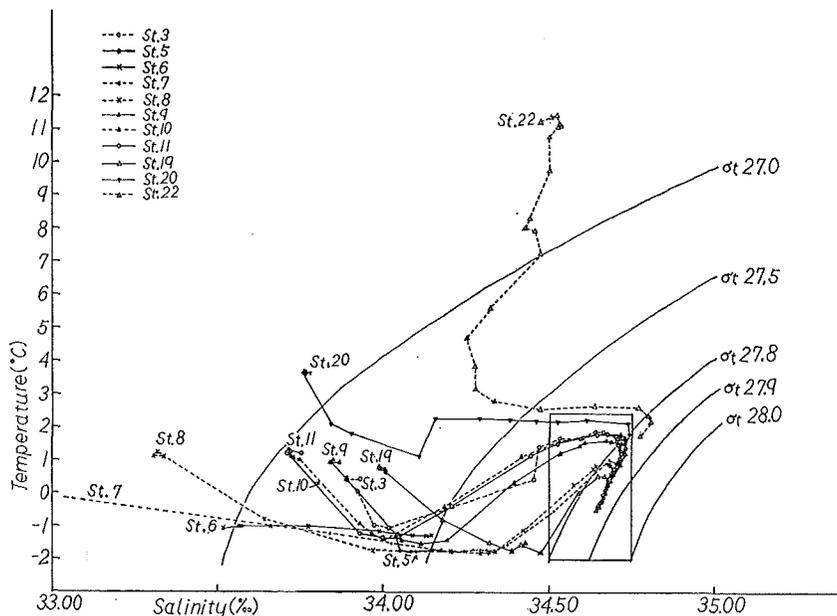


Fig. 3 T-S diagram of 15th-JARE Oceanographic Observation Stations

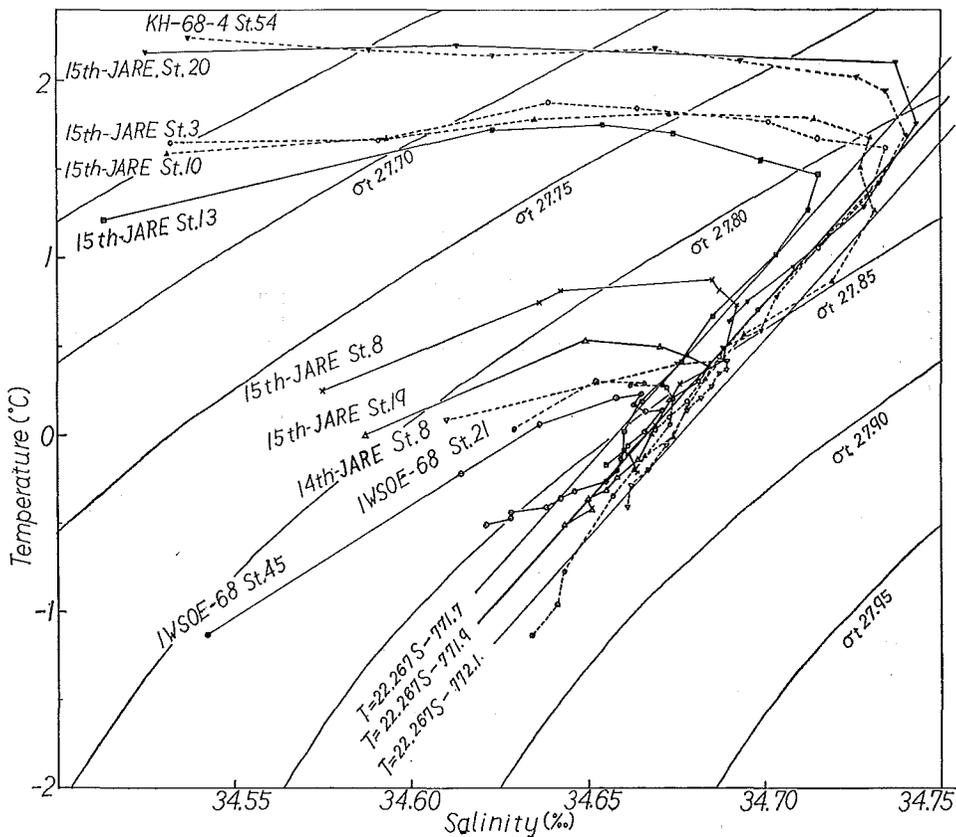


Fig. 4 T-S diagram of Antarctic Circumpolar Water

°C,  $S = 34.65 \sim 34.70\text{‰}$ ) に属する. この深層について更に詳しく第4図で検討する. 第4図は, 第3図の15次 JARE の資料中実線枠で囲んだ  $T = -2.0 \sim -2.4^\circ\text{C}$ ,  $S = 34.5 \sim 34.75\text{‰}$  の範囲を拡大図示するとともに, 第1図に示した各国資料の測点の同様な範囲にある T-S 分布を加えて示してある. この図から  $60^\circ\text{S}$  を中心に, 南極周極流域をウェッデル海より順次西から東へかけて測点をたどると, 一定の傾向があることに気付く. すなわち, ウェッデル海 (IWSOE St. 21, 45) の分布は深度を増すにつれて T-S とともに低い点から漸次増大し  $\sigma_t$  が 27.85 付近で極大に達しさらに深くなると逆に T, S の減少を示す. ところが東に向かうと, 分布の形は似ているが, 15次 JARE St. 19 ( $03^\circ-28'\text{E}$ ), 14次 JARE St. 8 ( $12^\circ-53'\text{E}$ ) の中層付近の T, S とともに増大し, さらに15次 JARE St. 13 ( $34^\circ-18'\text{E}$ ), St. 10 ( $43^\circ-35'\text{E}$ ) では, 中層水の T, S 上昇は著しく, その影響が深層の T, S にも現われている. しかし, 遙かに東に位置する15次 JARE St. 3 ( $108^\circ-25'\text{E}$ ) では St. 13, 10 に比べて大きな変化はなく, KH-68-4 St. 54 ( $155^\circ-02'\text{E}$ ) まで来ると再び T, S の上昇を示す. 結局, やや不規則ではあるが, 一般に西から東に行くにつれて中層水および深層水の T, S は上昇している. 次に南北方向の T, S 分布を見ると, 15次 JARE St. 8 ( $66^\circ-28'\text{S}$ ,  $42^\circ-50'\text{E}$ ) はリュッツホルム湾の沿岸海域の測点で, その沖合の15次 JARE St. 13, 10 とはかなり異なる分布を示し, むしろ15次 JARE St. 19 ( $58^\circ-35'\text{S}$ ,  $03^\circ-28'\text{E}$ ) に近い形を示す. また15次 JARE St. 20 ( $50^\circ-22'\text{S}$ ,  $08^\circ-25'\text{E}$ ) については, 15次 JARE St. 19, 14次 JARE St. 8 の中間に経度があり, 緯度も  $8 \sim 9^\circ$  北上しているだけで, 後者に比べて位置的差異は小さいのに, これらの測点とは全く異なる T-S 曲線を示し, 遙か東方に離れた KH-68-4 St. 54 ( $57^\circ-05'\text{S}$ ,  $155^\circ-02'\text{E}$ ) の T-S 曲線と見かけ上その形が酷似している.

## 2) 力学計算

ここでは, 15次 JARE の T, S 測深, 位置のデータをもとに A, B, C, D それぞれの断面における力学計算を行ない, 地衡流の流向, 流速および流量を算出した結果を述べる. 計算は水路部の電子計算機を使用して, 流量は第1表, 流向, 流速は第5, 6図にそれぞれ示した.

Table 1 Geostrophic Volume Transport of Sea Water (Unit:  $\times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ )

Sec. A		Sec. B		Sec. C		Sec. D		Sec. A-B	
St. No.	Volume	St. No.	Volume	St. No.	Volume	St. No.	Volume	St. No.	Volume
Q <sub>8,9</sub>	+6.79 <sup>a</sup>	Q <sub>12,13</sub>	-5.12 <sup>a</sup>	Q <sub>18,19</sub>	+0.12 <sup>a</sup>	Q <sub>1,2</sub>	+0.51 <sup>b</sup>	Q <sub>11,12</sub>	+3.13 <sup>a</sup>
Q <sub>9,10</sub>	+5.28 <sup>a</sup>	Q <sub>13,14</sub>	-5.74 <sup>a</sup>	Q <sub>19,20</sub>	+42.45 <sup>a</sup>	Q <sub>2,3</sub>	-106.41 <sup>a</sup>	Q <sub>10,13</sub>	-1.56 <sup>a</sup>
Q <sub>10,11</sub>	+0.46 <sup>a</sup>	Q <sub>14,15</sub>	-0.45 <sup>b</sup>	Q <sub>20,21</sub>	+33.27 <sup>a</sup>			Q <sub>9,14</sub>	-2.01 <sup>a</sup>
Q <sub>7,8</sub>	-0.75 <sup>b</sup>	Q <sub>6,15</sub>	-0.18 <sup>c</sup>	Q <sub>21,22</sub>	+19.77 <sup>a</sup>			Q <sub>8,15</sub>	+0.08 <sup>b</sup>
		Q <sub>12,13</sub>	-7.96 <sup>d</sup>	Q <sub>22,23</sub>	+1.58 <sup>a</sup>				
		Q <sub>13,14</sub>	-8.64 <sup>d</sup>	Q <sub>17,18</sub>	-1.82 <sup>a</sup>				
Q <sub>8,11</sub>	+12.53	Q <sub>12,15</sub>	-11.31	Q <sub>18,23</sub>	+97.19	Q <sub>1,3</sub>	-105.90		

Depth of assuming motionless layer  $\left\{ \begin{array}{l} a: 2500 \text{ m} \\ b: 700 \text{ m} \\ c: 150 \text{ m} \\ d: 3500 \text{ m} \end{array} \right.$

第1表の  $Q_{i,j}$  は測点から  $j$  に向かう断面に直角な流れの流量を示し,  $i$  から  $j$  方向に右向きの流れを+, 左向きを-とした. また無流面の設定は原則として2測点間に共通する最大深度とした. この無流面の深度は数字

の右肩に付けた英文字で区別して示す。今回の計算で、この最大公約数的深度は2500mが多いので、これを無流面とした結果が多い。例えば  $Q_{8,9} = +6.79^a$  の意味は8測点と9測点間の流量は2500mを無流面として計算すると、 $6.79 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$  でその流向は8から9に向けて右向きということである。第1表について重要なことは次の通りである。i) A, B断面各々の南北幅約1100km間における深度2500mまでの全体的な水塊の運動方向は、主として西から東に向かっており、その流量は約  $12 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$  ( $Q_{8,11} = 12.5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ ,  $Q_{12,15} = 11.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ ) である。ii) C, D断面の各々南北幅約2500km間における深度2500mまでの流向は、西から東に向かっており、その流量は約  $100 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$  ( $Q_{18,23} = 97.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ ,  $Q_{1,3} = 105.9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ ) である。iii) ごく沿岸部の  $Q_{7,8}$ ,  $Q_{6,15}$  およびC断面の  $Q_{17,18}$  については僅かながら東から西に向かう水の動きがある。iv) リュッツホルム湾沖合の海水交換の収支はA, BおよびA-B断面について第1表の力学計算の結果にもとづき太棒矢印で地衡流の流向・流量を示した第2図と合わせて判別できる。まず10, 11, 12, 13測点の囲む平面(I)内の2500mまでの水柱についての海水交換は流向から考えて  $|Q_{12,13}| = |Q_{10,11}| + |Q_{11,12}| + |Q_{10,13}|$  が、次に9, 10, 13, 14の囲む平面(II)内のそれは  $|Q_{13,14}| + |Q_{10,13}| = |Q_{9,10}| + |Q_{9,14}|$  が、それぞれ成立しなければならぬが、これは簡単な計算により確認できた。結局、58°S付近の海域において発散が起きており、ここを境として一方は沖合へ、他方は沖合(北)から沿岸(南)へ向かう海水の運動が確認された。

第5図はAからDの断面のうち特定の測点間についての流速の鉛直分布を示す。この図から、C(20, 21), D(2, 3)に見られる最大の流速でも、2500mを基準面としたとき、7~8 cm/sec と比較的小さいが、はるか深層まで一定方向の流れが部厚く存在しており、このため全体の流量が大きなものとなっていることがわかる。

第6-1~第6-4図はA~Dの断面における流速分布で(+)は紙面の上面に向かう流れ(西向流)で(-)は紙面の背後に向かう流れ(東向流)であるが、これからC, D断面については50°S付近を中心として、東向流が卓越し、A, B, C断面については、沿岸の西向流が表層付近で卓越していることがわかる。このことは流量の計算結果とも一致している。

### 3) 鉛直断面図

ここでは水温(T), 保存性リン酸塩( $P_e$ )および溶存酸素( $O_2$ )の鉛直分布より、A, B, Cそれぞれの断面について総観的な水塊の相互関係を見る。

i) C断面: 第7-1図から第7-3図迄は、それぞれ15次JAREにおけるC断面のT,  $P_e$ ,  $O_2$ 分布図である。この3図から総合して、52°S付近に南極収斂線があり、これより南の海域では大別して、3層に分けられる。第1は深度100~200mの南極表層水で、これはTが0°C以下(最低温度-1.83°C),  $P_e$ が1.5  $\mu\text{g-at/L}$ 以上(最高1.84  $\mu\text{g-at/L}$ )の高濃度、また $O_2$ は7 ml/Lを越える大きな値を含む水で代表される。第2はその直下の南極中層水である。これはTが0.5°C付近で高く、 $P_e$ が1.2~1.4  $\mu\text{g-at/L}$ と極小、また $O_2$ も4.2~4.7 ml/Lと極小を示す。第3は深度1000m以下の南極深層水である。Tは0.5°C以下で底に近づくにつれ低くなり、 $P_e$ はやや変動幅が大きい1.3  $\mu\text{g-at/L}$ から深部に行くにつれ増えて1.6  $\mu\text{g-at/L}$ にも達する大きな値を示し、 $O_2$ は5.0 ml/Lからやはり深部に行くにつれ増大し5.8 ml/Lを越える値も見出される。

ii) B断面: 第8-1図から第8-3図迄は、i)と同様に15次JAREにおけるB断面のT,  $P_e$ ,  $O_2$ 分布図である。この3図から前記i)の表層, 中層, 深層の区分は、この断面についても概ね同様であるといえる。そこでC断面との比較において、その若干の差異を述べて特徴を示す。第8-1図のTの分布から、表層水の幅が狭められており、第8-1図で $O_2$ の8 ml/Lを越える高い値がごく浅い層に薄く広がっていることと一致し、中層水の勢力が増大し、その侵入は大きくなっている。第8-2図で中層の $P_e$ は、1.1~1.2  $\mu\text{g-at/L}$ と一般に減少している。深層においては、Tについてみると、第7-1図のC断面では0°C線が1500mから2000m付近にあった

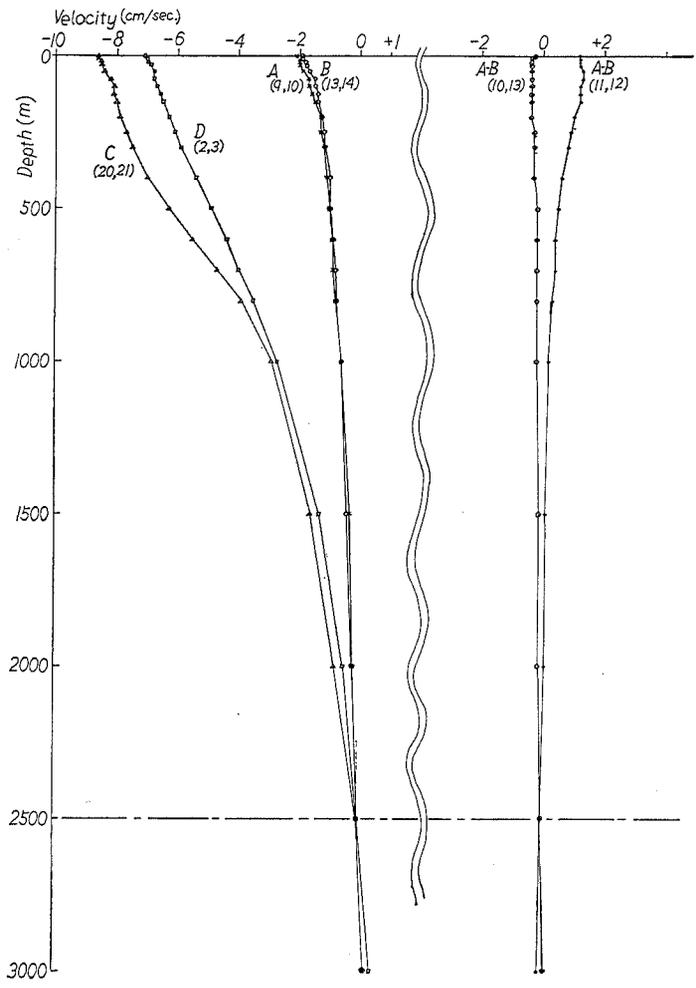


Fig. 5 Current Velocity of the Antarctic Ocean

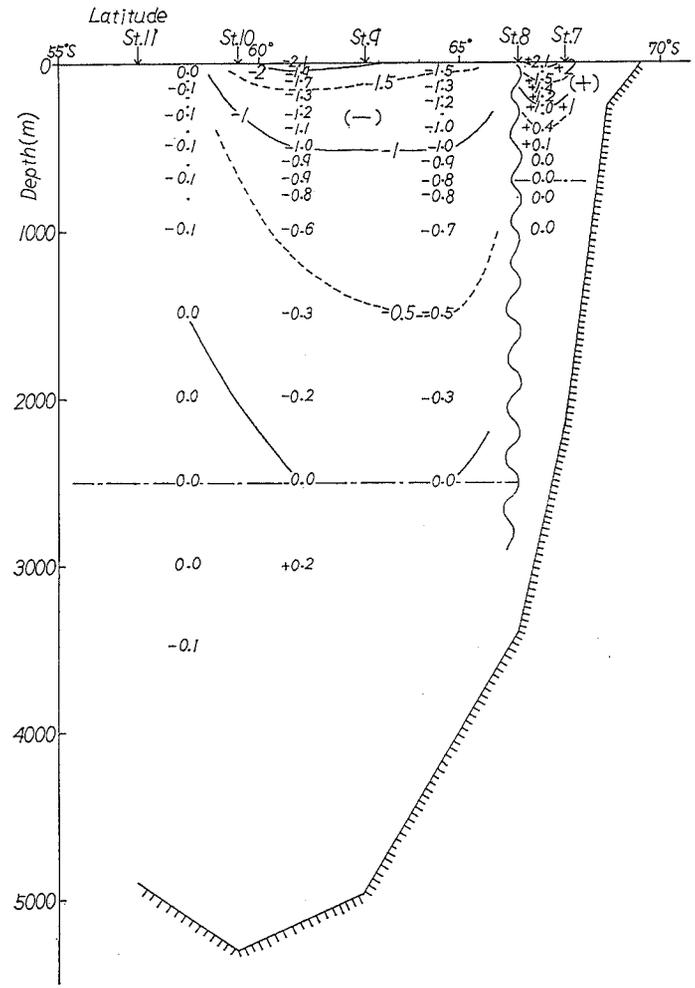


Fig. 6-1 Velocity of Geostrophic Current of Section A Units : cm/sec

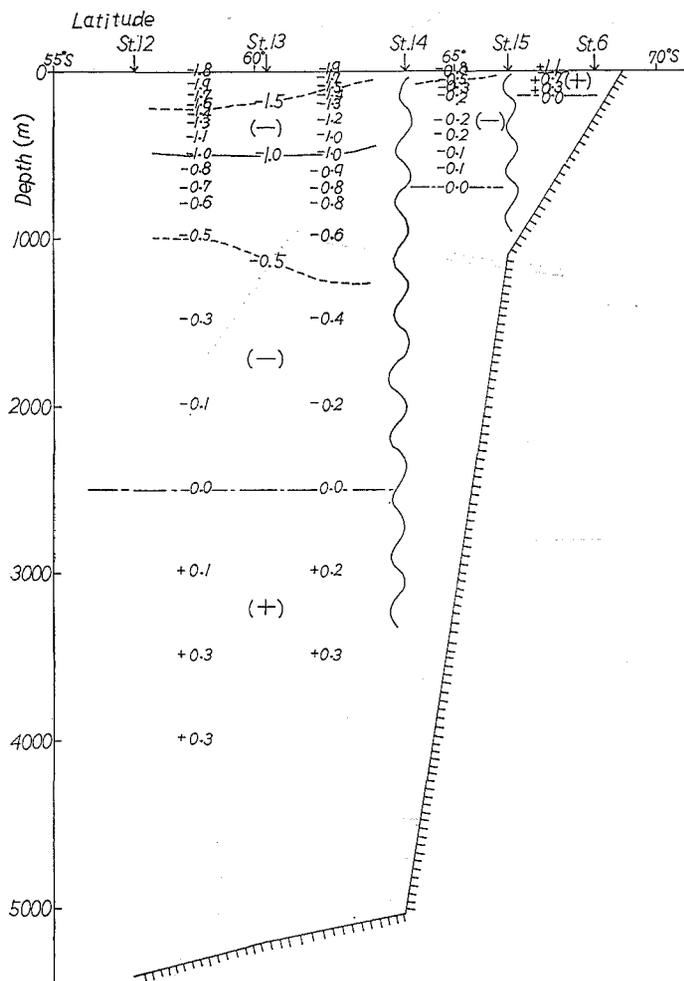


Fig. 6-2 Velocity of Geostrophic Current of Section B Units : cm/sec

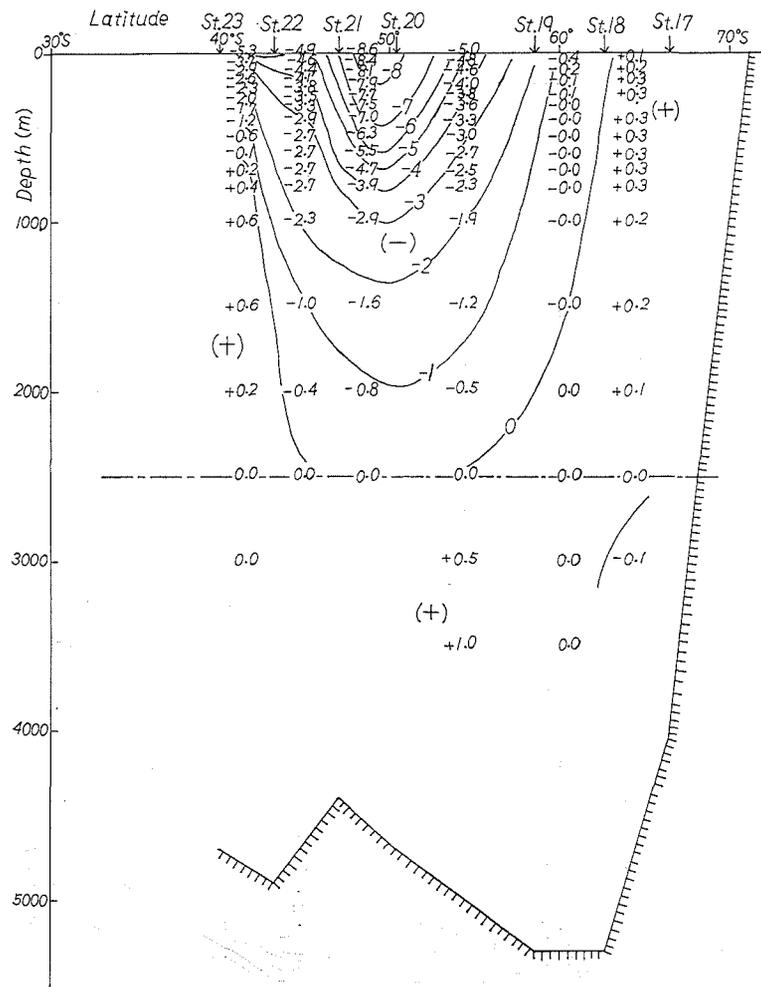


Fig. 6-3 Velocity of Geostrophic Current of Section C Units : cm/sec

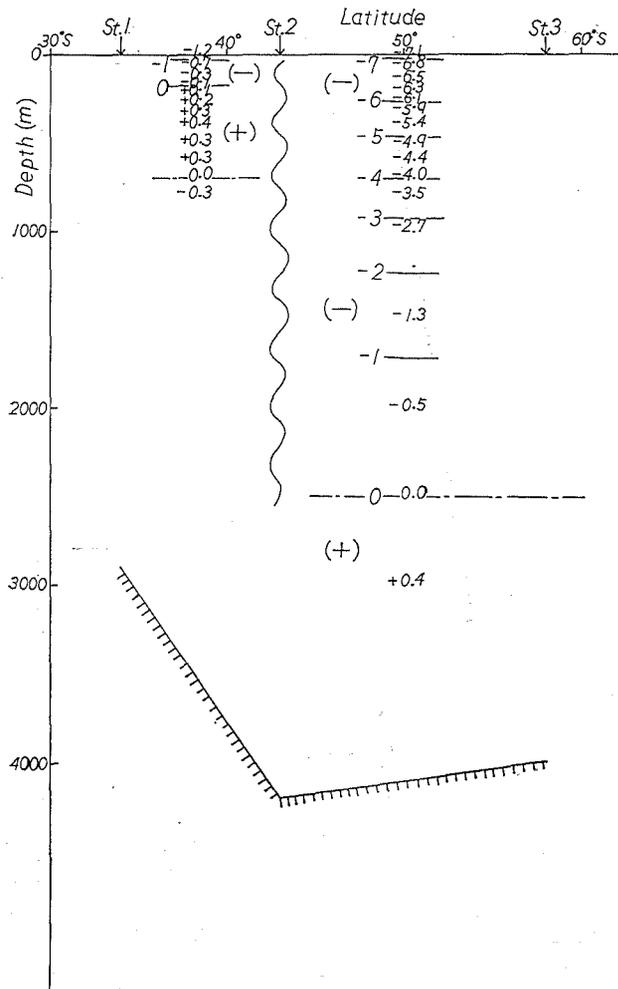


Fig. 6-4 Velocity of Geostrophic Current of Section D Units : cm/sec

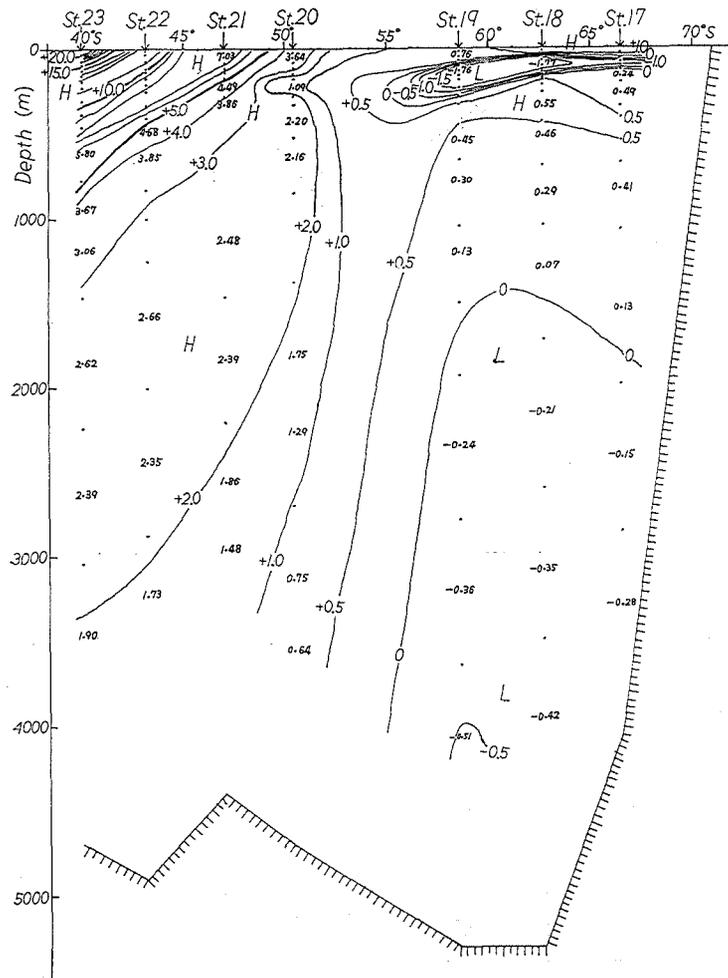


Fig. 7-1 Distribution of Temperature (°C) along the Section C

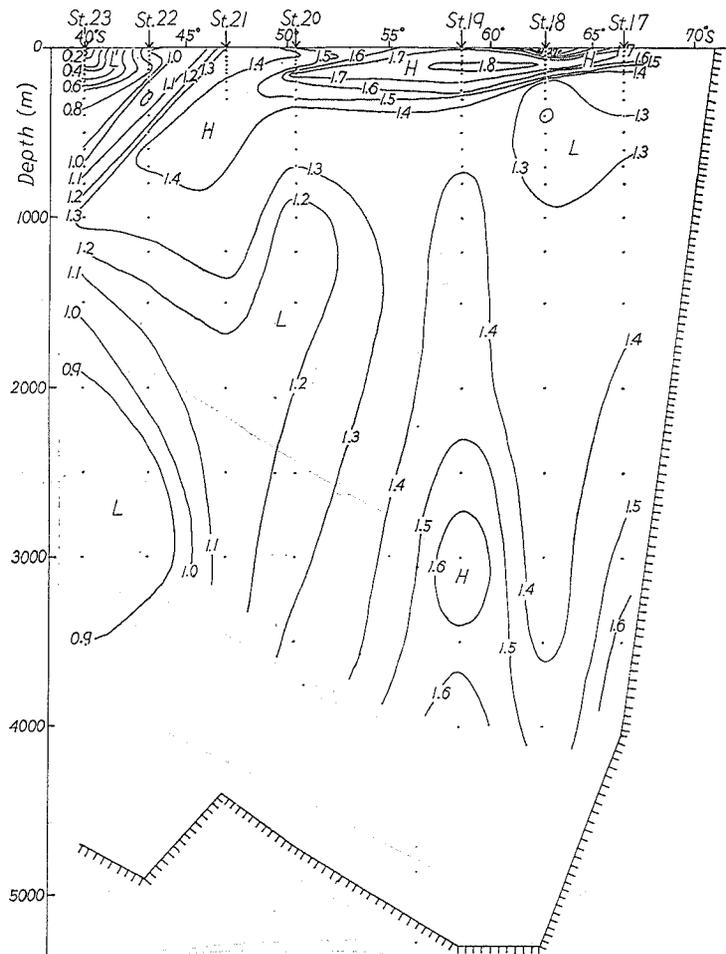


Fig. 7-2 Distribution of Conservative Phosphate ( $\mu\text{g-at/L}$ ) along the Section C

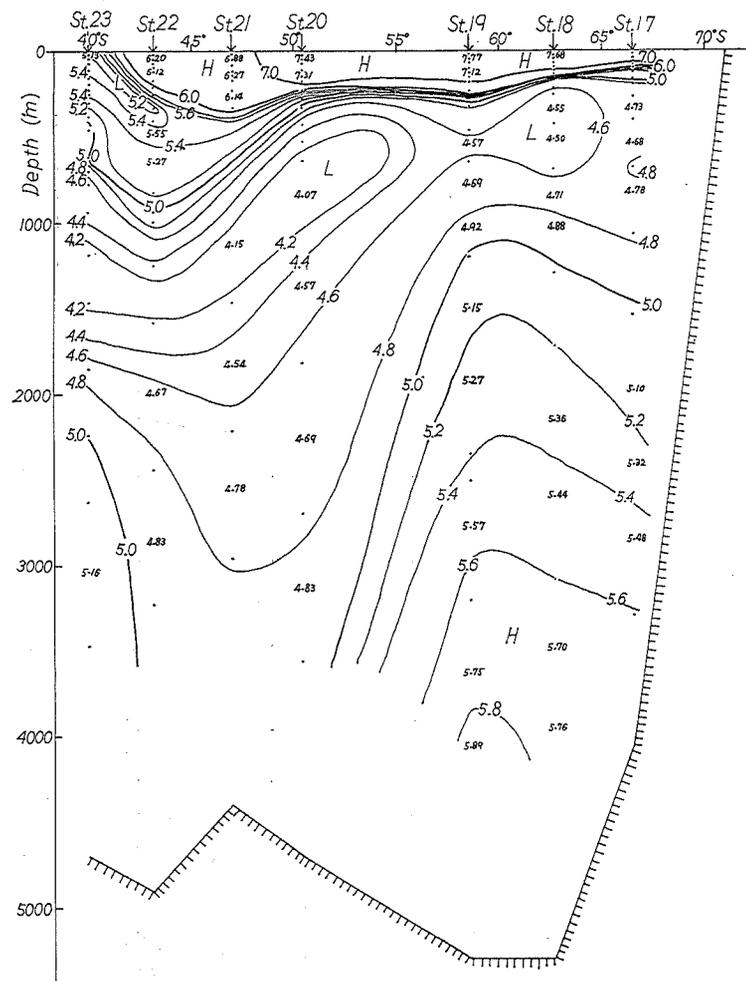


Fig. 7-3 Distribution of Dissolved Oxygen (ml/L) along the Section C

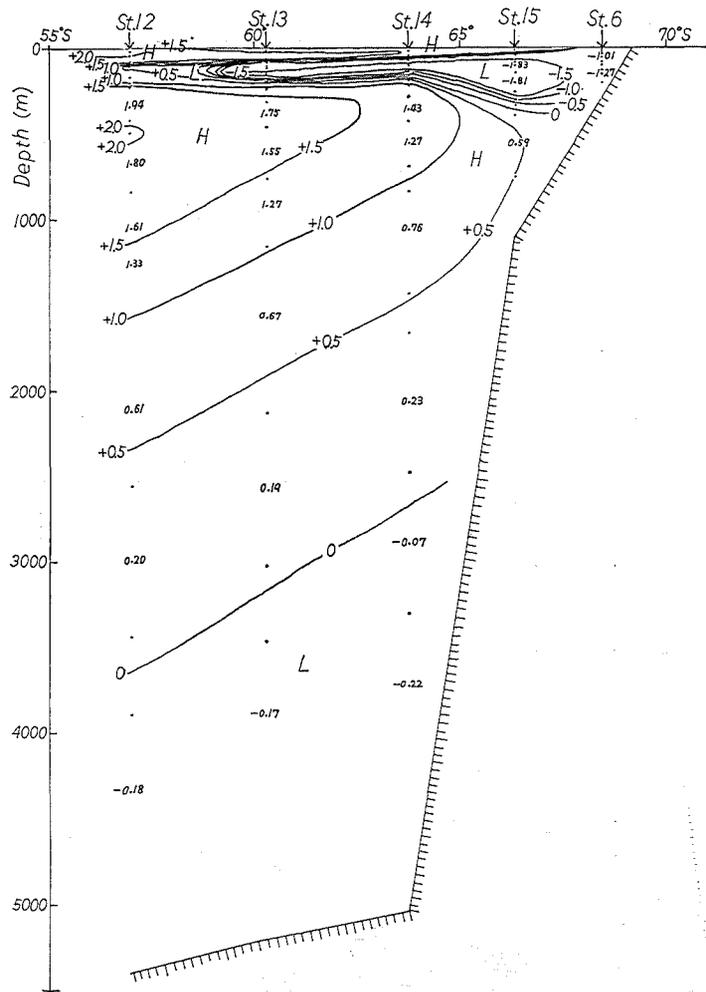


Fig. 8-1 Distribution of Temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) along the Section B

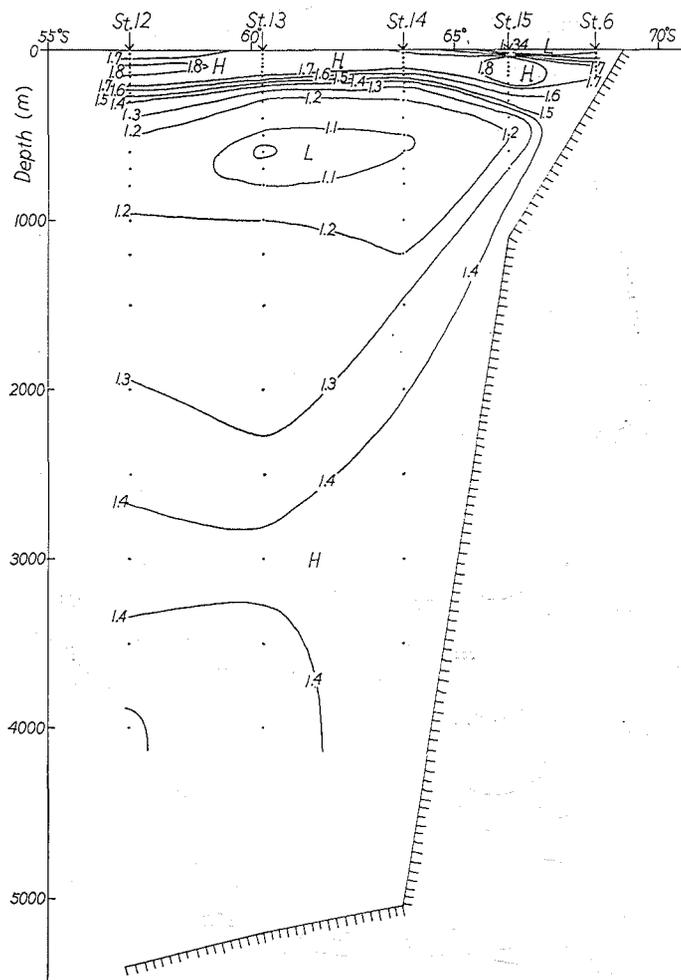


Fig. 8-2 Distribution of Conservative Phosphate ( $\mu\text{g-at/L}$ ) along the Section B

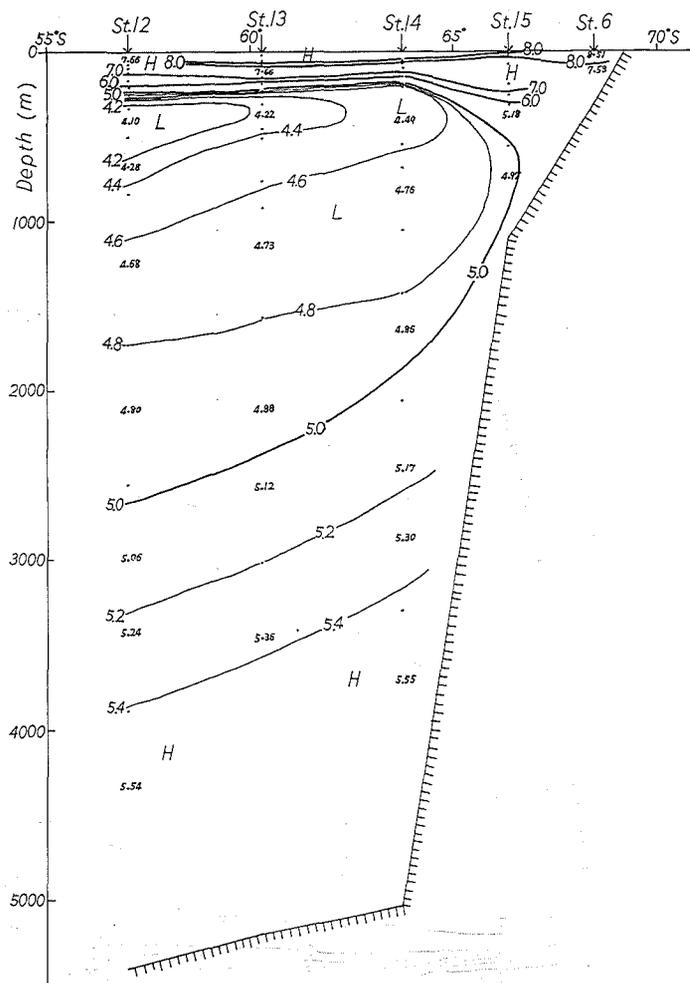


Fig. 8-3 Distribution of Dissolved Oxygen (ml/L) along the Section B

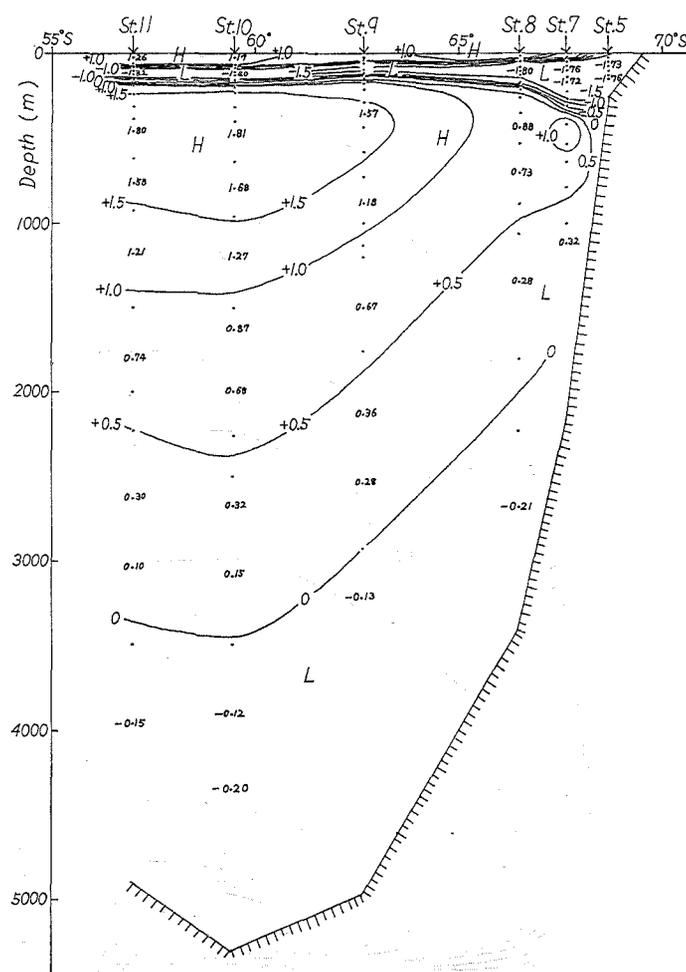


Fig. 9-1 Distribution of Temperature (°C) along the Section A

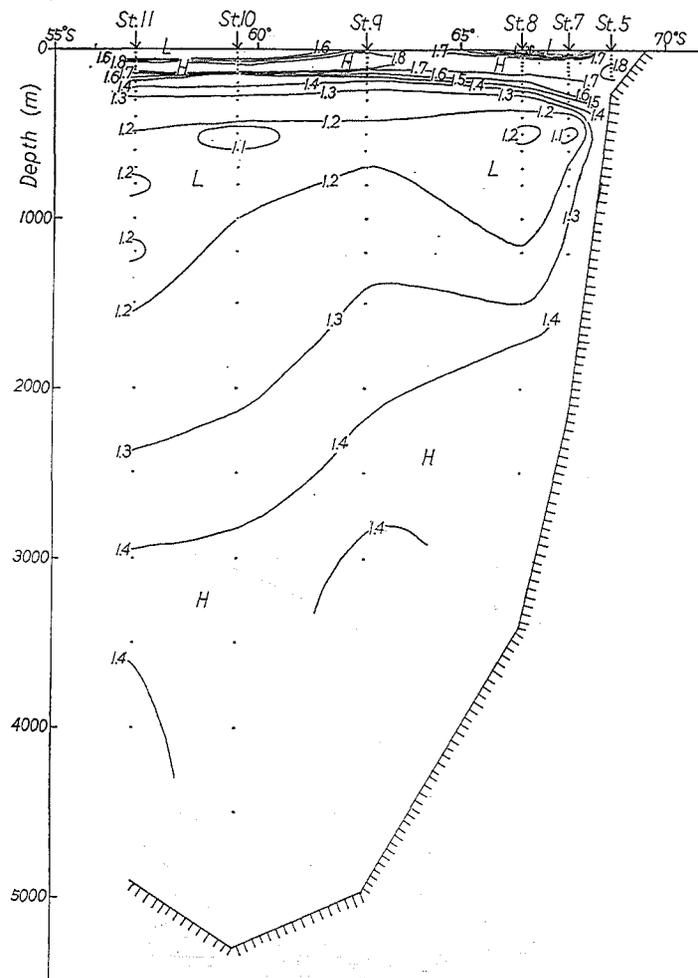


Fig. 9-2 Distribution of Conservative Phosphate ( $\mu\text{g-at/L}$ ) along the Section A

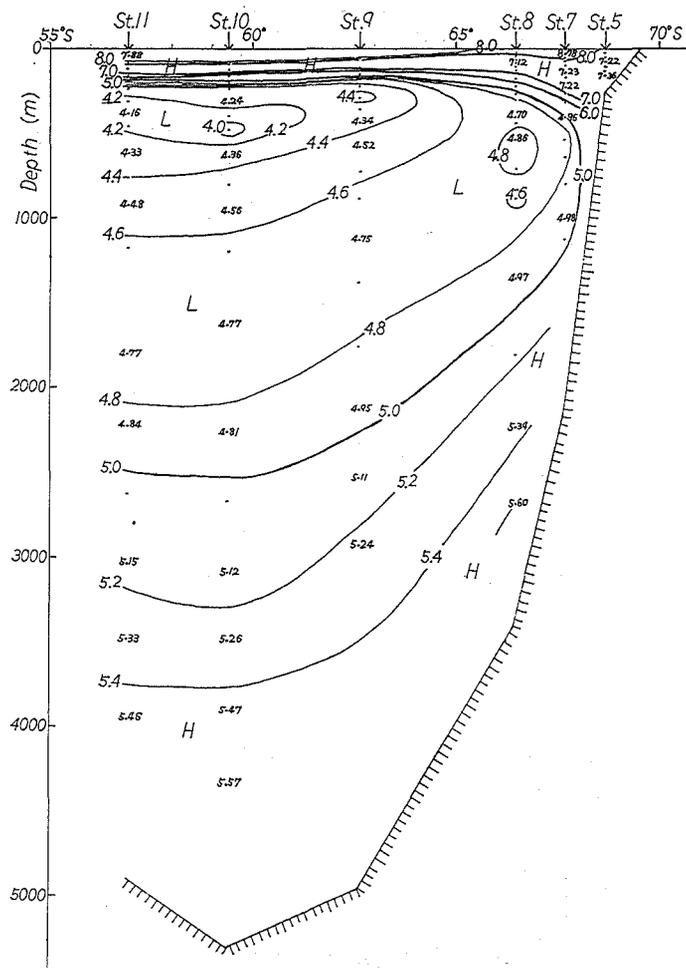


Fig. 9-3 Distribution of Dissolved Oxygen (ml/L) along the Section A

のに対し、第8-1図のB断面では3000m付近に低下して、全般にかなりの上昇を示している。P<sub>o</sub>はC断面では、2000mの平均値約1.4 μg-at/Lが、B断面(第8-2図)では1.3 μg-at/Lとなって、一般に減少し、O<sub>2</sub>についても0.2~0.3 ml/Lの減少を示している。

iii) A断面：第9-1図から第9-3図迄は、前記と同様に15次JAREのA断面のT、P<sub>o</sub>、O<sub>2</sub>分布図である。A断面はB断面と位置的に大差ないので、B断面とC断面における差異と比べて、その変化は小さい。しかし、表層および中層付近での若干の変化はある。すなわち、表層については第8-1図でTが0°C以下の水は、58°S付近迄張り出していたが、第9-1図では-1°C以下の水が57°S付近迄張り出しており、その低下が激しい。表面近くのTも一般に低下している。O<sub>2</sub>は表面近くで若干の増加を示す。中層での変化は沿岸域で著しい。67°~68°Sの沿岸部の深度200~1000mでは、T(第9-1図)は一般に高く、1°Cを越す値が現われており、P<sub>o</sub>(第9-2図)は一般に低く1.0 μg-at/L近くの値が見られる。O<sub>2</sub>は5.0 ml/Lの等濃度線が68°Sの付近まで接近している。

A、B断面における沿岸付近の鉛直分布はとくに重要である。その中層水について明確に見られるように、T=0.5°C、P<sub>o</sub>=1.3および1.4 μg-at/L、O<sub>2</sub>=5.0 ml/Lのそれぞれの等濃度線が大陸棚斜面に沿ってほぼ鉛直方向に走っている。表層における分布は、低くて均一なT、高い濃度のP<sub>o</sub>、同じく高い濃度のO<sub>2</sub>で特徴づけられる。

4. 考 察

1) 水塊区分

第3図およびその他の資料をもとにしてまとめた水塊区分が第10図であり、ここでの各水塊は主として次のように分類できる。

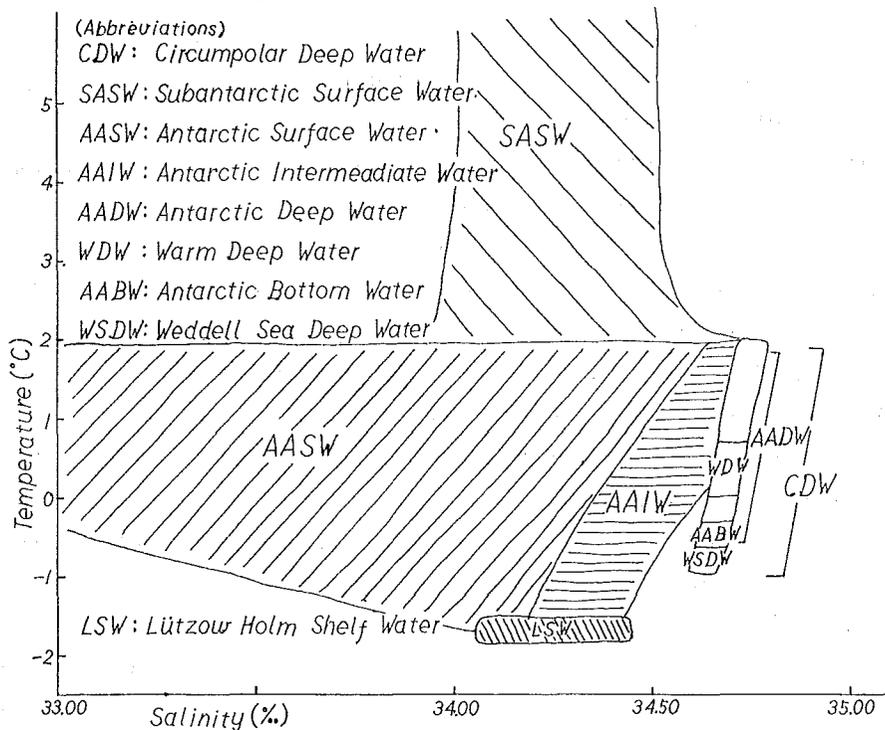


Fig. 10 T-S diagram for water mass classification

- i) 亜南極表層水 (SASW): 3-1—iii) に述べた南極収斂線以北の水で  $3^{\circ}\text{C}$  以上の高温を示す。
- ii) 南極表層水 (AASW): 一般に  $2^{\circ}\text{C}$  以下, 34.5% 以下の水でリュッツホルム湾沖の表層水もこの範囲に入る。
- iii) 南極中層水 (AAIW): 一般に  $2^{\circ}\text{C}$  以下, 34.2~34.7% の水で, リュッツホルム湾沖では, 水深200~1000mの間にある。
- iv) 南極深層水 (AADW):  $-1^{\circ}\sim 2^{\circ}\text{C}$ , 34.6~34.8% の水で, リュッツホルム湾沖では,  $-0.5\sim +1.5^{\circ}\text{C}$ , 34.65~34.75% の範囲にある約1000m以深の水が該当する。
- v) 大陸棚水 (LSW):  $-1.7^{\circ}\text{C}\sim -1.8^{\circ}\text{C}$ , 34.1% 以上の水で AASW, AAIW のいずれにも属さない, 大陸棚および大陸棚斜面上の表層に見られる特殊な水。

以上の水塊の中で, 1. に述べたとおり南極海全体の海洋構造と結びつけて特に重要と考えられるのは iv) AADW である。この AADW は, さらに暖温深層水 (WDW) と南極底層水 (AABW) とに細区分される。古くは FOFONOFF (1956) が  $0.6^{\circ}\text{C}$ , 34.70% と定義した WDW は南極周極水 (AACW) と少量の北大西洋深層水 (NADW) の混合で形成すると DEACON (1963) が述べたが, 最近 SEABROOKE ら (1971) により  $0.0\sim +0.7^{\circ}\text{C}$ , 34.67~34.70% と新しく定義された。AABW についても, SVERDRUP ら (1942) に  $0.4^{\circ}\text{C}$ , 34.66% と定義されたが, IWSOE-68, 69 で得られた新資料にもとづき SEABROOKE ら (1971) が  $-0.35\sim -0.65^{\circ}\text{C}$ , 34.65~34.67% と再定義した。

世界の深層水を構成するこの AADW の起源は, ウェッデル海に求められるが, リュッツホルム湾沖の AADW が, ウェッデル海深層水 (WSDW) とどのような関係にあるかを解析する。

## 2) 海水の運動

先ず 3-2) で述べた力学計算をもとにして, インド洋に面する南極海 (第1図参照) の海水運動を概観する。 $40^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{S}$  に及ぶ偏西風帯における南極周極流 (ACC) は表面の流速こそ小さいが, 流量は黒潮やメキシコ湾流のそれより大きく, 2500m を無流面としたときでさえ,  $100\times 10^9\text{ m}^3/\text{sec}$  に及ぶ莫大な量で, より深層を無流面に設定すれば, REID ら (1971), CALLAHAN (1971) などの結果と同程度の規模の流量となるであろう。

(第1表の  $Q_{12, 13}$ ,  $Q_{13, 14}$  の流量が3500m を基準にしたとき, 2500m を基準にしたときと比べて, 1.5倍の増加を示していることから容易に予想される。) ここで, C および D 断面は経度にして  $100\sim 110$  度以上の大きな距離差があるが, その流量および流速分布が良く一致していることは注目に値する。この大西洋からインド洋を經由して太平洋に向う一様な東向流は, かなり沿岸まで接近していることが, 6-1図~6-4図で新しく明らかになった。これは第2図からもわかり,  $65^{\circ}\text{S}$  付近まで深層に及ぶ東に向かう海水運動が存在し, 後述する第4図の T-S 関係と合わせて考えると, ウェッデル海で生成した AABW が ACC に乗り循環し, リュッツホルム湾沖の海洋構造を決めるのに大きな役割を果しているといえる。

一方, リュッツホルム湾により近い沿岸域の海水運動については, 第1表の  $Q_{7, 8}$ ,  $Q_{6, 15}$  および 6-1図, 6-2図の沿岸部の流速分布から判断して東から西に向かう流れ, すなわち ACC とは逆向きの沿岸流が確認できた。この流れは比較的表層付近に限られて存在するので全体の流量は小さい。また東経  $0$  度線上の  $Q_{17, 18}$  の流れも, 6-3図からわかるように, 海水運動として小規模であるが, 流向は東から西へとウェッデル海方面に向かってということが確認された。

結局, 偏西風帯における東向流および南極大陸沿岸海域における西向流が従来通り認められたが, その流速分布から前者 ACC の範囲が非常に幅広く, 大陸棚斜面近くまで影響を及ぼしている一方, 後者の沿岸流の範囲が幅狭く, 表層付近に勢力が集中していることが明らかになった。

3) AADWとウェッデル海

リュッツホルム湾沖 (St. 10, St. 13) のAADWは、深層に行くにつれて、ウェッデル海の IWSOE-68のSt. 45, St. 21 の深層水と似たT, Sを示す。例えば St. 13 の3459mは $-0.09^{\circ}\text{C}$ , 34.660‰であり、この水は IWSOE-68 St. 45の1607mの $-0.06^{\circ}\text{C}$ , 34.661‰とほぼ一致する。P<sub>e</sub>, O<sub>2</sub>や流向の資料とも合わせて、このAADWはWSDWが変質してAABWとなり、東向流に乗ってこの位置を占めると考えられる。(第4図参照)

一般にWSDWは低温、低塩分であるが、AADWとなり東流するに従って高温、高塩分となる。σ<sub>t</sub>も次第に減少していくが、その変化は小さい。σ<sub>t</sub>の僅かな変化は、水塊が東西方向に同一系統であることを示している。

結局、ACCの主要構成水塊としてのAADWは、σ<sub>t</sub>=27.85を中心として、σ<sub>t</sub>=27.82~27.87の範囲内にある第4図の直線群T=22.26S-b上に集約でき、その中央線T=22.267S-771.9はAADWの核となる水塊を表わし、直線上に乗る各測点における最浅の深度は、St. 21が694m, St. 13で921m, St. 10で960m, St. 54で1409mと東へ行くほど深くなる。従って、AADWのT, Sは各測点で完全には保存されず、途中での他水塊と混合した影響を受けて変化するが、その幅は小さく本質的にウェッデル海の深層水を起源とした水である。この直線上に乗る水塊を南極周極深層水(CDW)と定義づけると、その深度(D)変化も含めて、拡散や移流の速度を計算できる基礎に使える可能性がある。これは、海水運動とそれに伴う物質濃度変化、海水の年令、滞留時間の算定にも役立つ。そこでCDWの経度変化を他の観測資料も合わせて検討してみる。

4) CDW

第2表, 第3表は第1図の点線で結んだ60°S付近の各層観測資料, すなわちACC流域に該当する測点での資料から表面と3000mを抽出し、その測定値からT, S, σ<sub>t</sub>, O<sub>2</sub>, AOU, P, P<sub>e</sub>, Si, Nについて内挿計算し、得られた値を示してある。また第11図は第3表にもとづき、3000m層における各要素の経度変化を示した。これらの図表より西(IWSOE-68 St. 21)から東(KH-71-5 St. 32)に向かう変化については次のことがいえる。

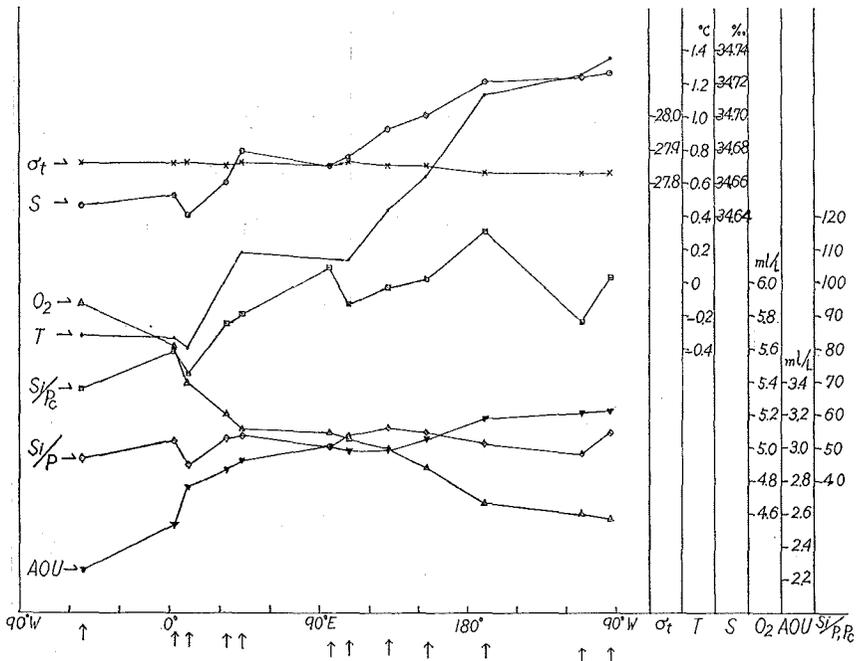


Fig. 11 Longitudinal Variation of ACC Oceanographic Data (3000m depth layer)

Obs.Point Data	IWSOE- 68 St. 21	IWSOE- 68 St. 28	GSM-62 St. 39	JARE-15 St. 19	JARE-7 St. 11	JARE-15 St. 13	JARE-15 St. 10	JARE-7 St. 1	JARE-15 St. 3	ELTANIN -41 St. 12	KH-68-4 St. 54	KH-68-4 St. 43	KH-71-5 St. 28	KH-71-5 St. 32
Latitude (S)	71°-32'	70°-14'	60°-13'	58°-35'	59°-56'	60°-17'	59°-28'	59°-16'	57°-52'	57°-31'	57°-05'	57°-55'	59°-01'	58°-57'
Longitude	52°-43'W	50°-10'W	27°-03'W	03°-28'E	12°-16'E	34°-18'E	43°-35'E	97°-19'E	108°-25'E	132°-00'E	155°-02'E	169°-58'W	111°-25'W	92°-44'W
Date of Observ- ation	68-2-20	68-2-25	63-12-20	74-3-1	66-2-16	74-2-21	74-2-18	65-12-18	73-12-23	70-1-13	69-1-25	69-1-14	72-1-1	72-1-5
Temperature (°C)	-1.72	-1.80	-1.68	0.7	0.8	1.5	1.1	0.2	0.4	2.14	5.7	7.0	4.5	5.9
Salinity (‰)	34.079	34.194	33.82	34.008	33.88	33.644	33.749	34.03	33.931	33.884	33.866	33.893	34.202	34.184
$\sigma_t$	27.45	27.54	27.24	27.29	27.17	26.95	27.06	27.34	27.24	27.09	26.72	26.57	27.12	26.95
Dissolved- O <sub>2</sub> (ml/L)	7.71	7.08	8.14	7.76	7.62	7.74	7.89	7.97	—	7.91	7.54	7.02	7.20	7.23
AOU (ml/L)	0.76	1.42	0.35	0.20	0.33	0.09	0.01	0.09	—	0.22	0.46	-0.14	0.06	-0.20
PO <sub>4</sub> -P ( $\mu$ g-at/L)	2.11	2.18	2.18	1.73	1.67	1.77	1.53	1.68	1.85	1.54	1.29	1.25	1.73	1.28
Conservative -PO <sub>4</sub> ( $\mu$ g-at/L)	1.86	1.71	2.06	1.66	1.56	1.74	1.53	1.65	—	1.47	1.14	1.30	1.71	1.35
SiO <sub>3</sub> -Si ( $\mu$ g-at/L)	69	85	88	65	45	52	23	33	25	6	11	4	10	18
NO <sub>3</sub> -N ( $\mu$ g-at/L)	21.6	21.4	20	26	20	30	25	22	27	26.3	18.3	13.0	22.2	19.1

Table. 2 Oceanographic Data of ACC Area of about 60°S (0m)

Obs. Point Data	IWSOE-68 St. 28	JARE-15 St. 19	JARE-7 St. 11	JARE-15 St. 13	JARE-15 St. 10	JARE-7 St. 1	JARE-15 St. 3	ELTANIN- 41 St. 12	KH-68-4 St. 54	KH-68-4 St. 43	KH-71-5 St. 28	KH-71-5 St. 32
Latitude (S)	70°-14'	58°-35'	59°-56'	60°-17'	59°-28'	59°-16'	57°-52'	57°-31'	57°-05'	57°-55'	59°-01'	58°-57'
Longitude	50°-10'W	03°-28'E	12°-16'E	34°-18'E	43°-35'E	97°-19'E	108°-25'E	132°-00'E	155°-02'E	169°-58'W	111°-25'W	92°-44'W
Date of Observation	68-2-25	74-3-1	66-2-16	74-2-21	74-2-18	65-12-18	73-12-23	70-1-13	69-1-25	69-1-14	72-1-1	72-1-5
Temperature (°C)	-0.32	-0.34	-0.40	0.03	0.18	0.14	0.13	0.43	0.63	1.13	1.25	1.35
Salinity (‰)	34.646	34.652	34.64	34.660	34.679	34.67	34.675	34.692	34.700	34.721	34.723	34.726
$\sigma_t$	27.86	27.86	27.86	27.85	27.86	27.85	27.86	27.85	27.85	27.83	27.83	27.83
Dissolved-O <sub>2</sub> (ml/L)	5.87	5.61	5.39	5.20	5.11	5.09	5.05	4.99	4.88	4.66	4.60	4.57
AOU (ml/L)	2.26	2.53	2.76	2.86	2.92	3.00	2.98	2.98	3.05	3.18	3.21	3.22
PO <sub>4</sub> -P ( $\mu$ g-at/L)	2.40	2.46	2.39	2.38	2.41	1.92	2.32	2.29	2.23	1.91	2.38	2.31
Conservative PO <sub>4</sub> ( $\mu$ g-at/L)	1.65	1.62	1.47	1.43	1.44	0.92	1.33	1.30	1.21	0.85	1.31	1.24
SiO <sub>3</sub> -Si ( $\mu$ g-at/L)	112	128	106	125	130	96	124	128	122	98	115	126
NO <sub>3</sub> -N ( $\mu$ g-at/L)	21.5	37	35	35	35	27	36	32.3	33	31.2	31.9	31.5

Table. 3 Oceanographic Data of ACC Area of about 60°S (3000m)

i) Tは、東に行くにつれ、一般に上昇している。ウェッデル海北部と太平洋南部の水とは同程度の緯度に位置しながら水温が大きく異なるのは、水塊が異なることを意味している。深層(3000m)におけるTの変化が $10^{\circ}\text{E}\sim 45^{\circ}\text{E}$ ,  $110^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{W}$ の間で大きく上昇していることは注目する必要がある。

ii) Sは、表面においては不規則な変化を示すが、深層においては僅かながら増加を示す。この増加の様子はTの変化と類似している。

iii)  $\sigma_t$ は、ほとんど一定であるが東に行くくと若干の減少を示し、第4図における変化と一致する。

iv)  $\text{O}_2$ は、表面では不規則な変化を示すが、深層では明らかに減少しており、この変化はT, Sと逆対称である。すなわち深層において $\text{O}_2$ の激しい減少が見られる経度は $10^{\circ}\text{E}\sim 45^{\circ}\text{E}$ ,  $110^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{W}$ の間である。

v) AOUについては表面で不規則だが、ウェッデル海北部においてやや高い値を示す。深層では $\text{O}_2$ とほとんど逆対称の変化を示し、一般に増加する。

vi)  $\text{PO}_4$ は、表面では、例外的に高い値を除いて一般に減少する。深層では一、二の低い値を除いて一定である。 $\text{P}_e$ は若干の例外を除いて一般に減少する。

vii)  $\text{SiO}_2$ は、表面においては大幅な減少が見られる一方、深層では不規則で、その値は比較的大きい。

viii)  $\text{NO}_3$ の系統的变化は見られないが一般に高い値であり、表層では深層より若干低い。

ix) Si/Pは約50の一定値を示すが、Si/ $\text{P}_e$ は東へ行くくと増加する傾向を示す。

以上の結果をまとめると一つの重要な特徴が現われてくる。つまり3000mの深層において、 $10^{\circ}\text{E}\sim 45^{\circ}\text{E}$ ,  $110^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{W}$ の間における比較的急激なT, S, AOUに共通する増加と急激な $\text{O}_2$ の減少、および $50^{\circ}\text{W}\sim 10^{\circ}\text{E}$ ,  $45^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ ,  $170^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ におけるこれらの要素の緩慢な変化である。換言すると、この3000m層をCDWを代表する深層の一つと解釈すれば、CDWはウェッデル海を始点として東に向かって南極大陸の周囲を流れる途中、別の水塊と混合しつつT, S, AOUの増加と $\text{O}_2$ の減少を生じるが、その変化は一樣ではなく、複雑な混合過程を経て太平洋南部に到達するといえる。

次にCDWの東西方向と南北方向の海水運動を比較する。3-1)の終りに15次JARE St. 20とKH-68-4 St. 54のT-S曲線が見かけ上酷似していることに触れたが、これらがSt. 19におけるT-Sを基点にして移動したと仮定すると、 $L_A = \bar{u}_A \times t_A = 8330\text{km}$ ,  $L_B = \bar{u}_B \times t_B = 960\text{km}$ ,  $C_A = C_0 \times V_A \times t_A$ ,  $C_B = C_0 \times V_B \times t_B$ が成立する。ただし、 $L_A$ ,  $L_B$ はSt. 19を基点としてSt. 54とSt. 20に至る距離、 $\bar{u}_A$ ,  $\bar{u}_B$ は、その間のそれぞれの平均流速、 $t_A$ ,  $t_B$ は到達に要する時間である。また $C_A$ ,  $C_B$ ,  $C_0$ はSt. 54, 20, 19における物質濃度、 $V_A$ ,  $V_B$ は東西方向および南北方向の流量を表わす。ここで、深さによる濃度差を小さな影響しかないとして無視すると、 $C_A = C_B$ が成立し、 $V_A/V_B = t_A/t_B = n$ となり、 $\bar{u}_A/\bar{u}_B = (L_A/L_B) \times (t_B/t_A) = (L_A/L_B) \times n$ が導びかれる。さて、3-2)で述べた力学計算の結果によれば、東西方向の例としてSt. 19とSt. 20の間の $\bar{u}_A$ 、南北方向の例としてSt. 11とSt. 12の間の $\bar{u}_B$ をそれぞれ採用すると $\bar{u}_A/\bar{u}_B = 5.3$ であるから、 $n = 5.3 \div 8.68 = 0.61$ となり、東西方向と南北方向の移動時間差は、距離差が8.7倍と大きいのに、39%しかなく小さい。結局、CDWの東西方向の海水運動は、南北方向のそれと比較して遥かに大きいことが推定された。

### 5) 化学成分の検討

REDFIELD (1934) らによれば、海洋における生物活動に基本的な元素の化学量論的比率は、 $\text{O} : \text{C} : \text{N} : \text{P} = 276 : 106 : 16 : 1$ とされ、GRILL & RICHARDS (1964) によれば、 $15\sim 40 \mu\text{g-at/L SiO}_2\text{-Si}$ のレベルにおいて $\text{Si} : \text{P} = 23 : 1$ が成立するとされた。一般にN/P値がREDFIELDらの理論値に近いとき、有機物酸化はN, Pに関して十分に行なわれていると考えられ、REDFIELDら(1963)が提唱したPreformed-Pは保存性の強い要素として利用できるから、杉浦(1970)の述べたように保存性リン酸塩を $\text{P}_0$ とし、 $\text{P}_0 = \text{P} - \frac{1}{2}(\text{Osat.}$

-O<sub>2</sub>) と定義すれば、酸素飽和量 Osat. は T, S から算定されるので、P<sub>o</sub> が容易に求まる。こうして求めた P<sub>o</sub> および Si/P, N/P 値を、第 2 図上に示したリュッツホルム湾沖 7~16 までの 12ヶ所の測点について、1) の水塊区分にもとづき比較すると次の結果が得られる。但し、最後の WSDW\*, AABW\* の値は、HUFFORD ら (1970), SEABROOKE ら (1971) から引用して、P<sub>o</sub> の値の計算法が若干異なるが、3% 以下の差で、ここでの相互比較においては無視できる。この結果から次のことがいえる。

	P	:	N	:	Si		P <sub>o</sub> (μg-at/L)
AASW	1	:	16.1	:	27.6		1.58±0.72
AAIW	1	:	15.9	:	40.0		1.25±0.45
AADW	1	:	15.6	:	53.1		1.32±0.32
LSW	1	:	15.1	:	31.4		1.76±0.14
WSDW*	1	:	14.4	:	55.1		1.31±0.12
AABW*	—————						1.59±0.19

i) リュッツホルム湾沖の N-P 値は、いずれの水塊においても理論値の 16 に近く、活発な生物活動があり、盛んな酸化過程が進行していると考えられる。これは、全層にわたり、O<sub>2</sub> の豊富なことと合わせて表層水と深層水の混合が比較的速やかなことを予想させる。

ii) 一方、Si/P 値が水塊毎に異なった値を示すのは、Si の分解速度の違いと関連し、Si/P=23 に近い値は、表層の一部に限られている。一般に深層へ行くほど増大し、AASW < AAIW < AADW の関係が成立するが、AADW の値は WSDW の値と近似しており、T, S などと合わせて、性質の類似した水であることを示唆している。

iii) P<sub>o</sub> が保存性の指標として有効であることは、前述のとおりであるが、ここでも AADW と WSDW の類似が見られる。注意すべきは、AADW の起源が AABW にあるとすれば、前者の P<sub>o</sub> は後者の P<sub>o</sub> に比べてかなり小さいため、途中で P<sub>o</sub> の低い水塊との混合が行なわれる必要があることである。一般に表層ほど P<sub>o</sub> は大きく、中間層 AAIW で極小を示し、深層では増大するという傾向が見られる。

次に、3-3) の結果および第 3 表の結果について検討する。3-3) の結果、深層と中層の P<sub>o</sub> については、東から西に向かうにつれて増加しており、ウェッデル海における深層と中層の P<sub>o</sub> が最大であることを予想させたが、これは第 3 表の結果から確認された。従って P<sub>o</sub> は、ウェッデル海を起点として東向きに系統的に減少している。また、C 断面と B 断面の深部 (3000~4000m) には、P<sub>o</sub>=1.6 μg-at/L を越える高い値が見られるが、これは先の AABW の平均値 1.59 に近く、ウェッデル海から移流を裏付ける一つの証拠となる。

最後に、リュッツホルム湾沖の他の要素についても検討する。まず Osat-O<sub>2</sub>, つまり AOU は St. 6, 7, 8, 15 等の表面で負の値を示す。この辺の位置は、大陸沿岸に最近接した所で、西向流が支配的な AASW の水であり、活発な生物活動が行なわれている。一方、LSW の水は、高い栄養塩濃度を示すが、AOU は正の値を示し AASW ほどの活発な生物活動はないと思われる。NO<sub>2</sub> については、有光層すなわち 100~200m の表面近くで 10 μg-at/L 以上の高い値を示し、NH<sub>4</sub> も表層近くで、高い値の出現頻度が高い。なお深層では、AOU は一般に東へ行くほど増大し、有機物分解のために利用された O<sub>2</sub> 量が大きく、水がより古くなっていることを示している。

#### 6) AADW の形成

リュッツホルム湾は小規模ではあるが、夏期にも厚さ 2 m 程の定着氷が海面を覆っている。この定着氷縁内に「ふじ」を停止させ、観測された St. 5 の水塊は LSW と分類される。この測点の鉛直分布を見ると、T=-1.7~

-1.8°C とほぼ一定であるが、 $S=34.05\sim 34.22\%$  と深度と共に徐々に増加している。この塩分増加は、表面での結氷に伴ないもたらされると解釈すると、MUNK (1966) が述べたような深層水の形成に必要な重い水が生成している可能性がある。そこで、この海域における深層水形成が可能か否かを検討してみる。

まず、3-3)の終りで述べたリュッツホルム湾沿岸付近の  $T, O_2$  については等濃度線が大陸棚斜面に沿って、ほぼ鉛直方向に表層から深層にかけて走っており、中層水の先端も陸棚斜面上で止まっているので、上下混合が起こり易い場であることを示す。また、この分布は JACOBS ら (1970) の述べたロス海における大陸棚縁辺から斜面にかけての  $T, S$  分布と類似し、 $P_e$  の分布についても SEABROOKE ら (1971) が主張するウェッデル海における大陸棚斜面上の陸棚水沈降海域の分布と類似しており、鉛直混合が起きている可能性がある。

次に、第3図の  $T-S$  図からわかるように、この海域の  $LSW$  について、 $S$  は最高  $34.35\%$  程度で FOFONOFF (1956) らが主張する  $AAW$  形成に必要な  $34.6\%$  には至っていない。しかし、GILL (1973) が主張する低温での状態方程式が、熱力学的混合をより正確に説明すると考えれば、 $S$  は  $34.5\%$  程度で可能で、陸棚直上の  $S$  は、一層高い値を示すと思われるので、混合に必要な密度を獲得する可能性が大きい。

第3に、DEACON (1937) のいう南極大陸の沿岸流が深層水形成の混合過程に寄与する説とも一致して、今回、リュッツホルム湾沿岸で西向流が観測されたことは、混合に必要な条件が一つ与えられたことになる。

第4に、この湾はウェッデル海やロス海のように巨大な氷棚は存在しないが、幅十数kmに及ぶ大型の卓状氷山が年中浮遊しており、斜面下降風がこの昭和基地付近の海面に吹き流れ、GILL (1973) の主張する開水面での新たな結氷も起こり易く、冷却と塩分増加にもとづく重い水の形成は十分考えられる。

古くは、BRENNECKE (1921), MOSBY (1934), DEACON (1937) らによって、南極での深層水形成はウェッデル海だけで起きていると考えられ、この考えは FOFONOFF (1956), STOMMEL (1958) によって支持されてきた。しかし最近、氷海での資料が新たに数多く蓄積するのにもない、その解析により JACOB ら (1973), GORDON (1972) がロス海やアデリー氷棚でも深層水が形成する可能性を示した。また GILL (1973) が、ウェッデル海における深層水形成機構に関して、流水域の開水面での結氷により生成する重い水と、WDW が大陸棚縁辺部で混合し沈降するといった説を提唱している。

以上のことから結局、リュッツホルム湾では、ウェッデル海やロス海のように大規模ではないが、南極深層水 ( $AAW$ ) の形成、とくに南極大陸沿岸寄りの深層水の形成が、大陸棚縁辺から斜面にかけての比較的狭い範囲で起きている可能性があると考えられる。

## 7) CDWの循環過程

$ACC$  の存在は、DEACON (1937) が報告したように三大洋にわたる大循環であるが、そのうち深層を構成する  $CDW$  の循環については STOMMEL (1958) によって理論化され、模式図化された。インド洋に面した今回の観測でも2)に述べたことから、南極海の深層に及ぶ東向流の存在が確認された。この  $CDW$  の循環に関して、従来の循環過程になかった新しい解釈が、今回の資料解析の結果、可能となったのでここに述べる。

4)に述べた  $CDW$  の水塊構成要素の東西方向についての変化から、 $10^{\circ}E\sim 45^{\circ}E$ ,  $110^{\circ}E\sim 170^{\circ}W$  の間では  $T, S, AOU$  を増加させ、 $O_2$  を減少させるような水塊の混入が優勢で、 $50^{\circ}W\sim 10^{\circ}E$ ,  $45^{\circ}E\sim 110^{\circ}E$ ,  $170^{\circ}W\sim 90^{\circ}W$  の間では  $T, S, AOU$  や  $O_2$  の変化をあまり起こさない水塊の混入が優勢であることがうかがえる。ここで  $CDW$  に混入する水塊として考えられるのは、 $NADW$  と陸棚水を起源とする大陸棚斜面上の水 ( $SLW$ ) である。まず、 $NADW$  は、水深2000m程度において、 $T\sim 3.5^{\circ}C$ ,  $S\sim 34.9\%$ ,  $O_2\sim 6.5\text{ml/L}$  で、いずれも高い値を示している。一方、 $SLW$  は  $T\sim 0.5^{\circ}C$ ,  $S=34.9\sim 34.7\%$ ,  $O_2\sim 5.0\text{ml/L}$  で  $CDW$  と比較してあまり変わらない値を示す。従って、 $ACC$  の東向の途中、 $10^{\circ}E\sim 45^{\circ}E$ ,  $110^{\circ}E\sim 170^{\circ}W$  の間では、 $NA$

DWの混入が盛んで、 $50^{\circ}\text{W}\sim 10^{\circ}\text{E}$ 、 $45^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 、 $170^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ では、沿岸のSLWの混入が盛んであると考え得る。但し、前者の混入は、 $10^{\circ}\text{E}\sim 45^{\circ}\text{E}$ においては一次的混入でより強くNADWの影響があり、 $110^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{W}$ においては、二次的混入で若干周囲の水塊で薄められていると考える。

NADWの混入については、GORDON (1971) が塩分極大層の分布から、 $70^{\circ}\text{E}$  付近まで行なわれていると主張している。しかし、大陸沿岸のSLWからの混入については、ウェッデル海とロス海の寄与だけを論じている。著者はここで、SLWからの混入は、6)で述べたようにウェッデル海、ロス海ばかりでなくリュッツホルム湾のような小湾や、その他の南極大陸沿岸部で、条件の整っている箇所において十分起こり得るとする立場をとる。この沿岸部で深層水形成にあずかる場所としては、CALLAHAN (1972) のポテンシャル比容偏差の50cl/t面における $\text{O}_2$ 分布図(第5図)に示されている7.5ml/L以上の等濃度線で囲まれた海域が、良好な条件を備えていると推測される。この海域に入っている場所は、ウェッデル海南西部、リュッツホルム湾西部、アメリー氷棚海域、ルイス島沿岸海域、ロス海南西部である。この循環過程についての新しい解釈は、いくつかの仮定があって成立する。ために、ここでの結論は、南極周極深層水(CDW)が東向する途中、混入する水塊は2種以上あって、海域毎に特定の水塊が混入する様式がほぼ一定であるという程度の表現に止める。

全考察の結論としていえることは、南極底層水(AABW)の形成・循環に比較して、南極深層水(AADW)の形成・循環過程も重要であり、この両者は相互に密接な関連を有するが水塊運動を論じるときは区別して考えるべきで、現象としても前者の形成はウェッデル海で大部分、ロス海などで一部行なわれ、海域が限定されるが、後者はこうした大湾域の他にリュッツホルム湾のようなありふれた南極大陸沿岸域でも形成される可能性が大きいことである。

## 5. あとがき

紙数と時間の都合で、深層水生成量の試算、海水の移動速度および水収支、沈降してからの海水年齢の算定は記述できなかったが、現在検討中であり別の機会に報告したい。南極深層水の形成と循環は、冒頭にも述べたように海洋学研究上の最重要課題の一つで、米国国立科学アカデミーの小冊子に、この研究のための計画概要が記述されている。日本の南極観測も毎年実施されているが、こうした海洋構造を動的にとらえる立場からの積極的な海洋観測を実施することが望まれる。このため、リュッツホルム湾およびその沿岸部とくに西岸部から大陸棚斜面にかけての各層観測の実施が必要で、海底付近の観測も欠かせないし、気象条件としての風向、風速、気温のデータも必要である。

最後に、この報告を作成するにあたり有益な御指示を載いた水路部参事官庄司大太郎博士、力学計算に助力し載いた海象課西田英男、観測資料収集に活躍された同課徳江猪久二の各氏に感謝するとともに、極地の悪条件下で観測に御協力載いた第14次および15次の南極観測隊の皆様、「ふじ」乗組員の皆様に感謝して、この報告の終りとします。

## References

- Brennecke, W. 1921, Arch. Deut. Seew., 39, 215pp.
- Callahan, J. E. 1971, J. Geophys. Res., 76 (24), 5859-5864.
- Callahan, J. E. 1972, Deep Sea Res., 19, 563-575.
- Deacon, G. E. R. 1937, Discovery Rep., Cambridge Univ. Press., 15, 124pp.
- Deacon, G. E. R. 1963, The Sea, Interscience, New York, 2, 281-296.
- Devine, M. 1972, J. Geophys. Res., 77 (30), 5987-5992.

- El-Sayed, S. Z. 1971, Research in the Antarctic., Am. Assoc. for Adv. of Sci., p73.
- Fofonoff, N. P. 1956, Deep-Sea Res., 4, 32-35.
- Gill, A. E. 1973, Deep-Sea Res., 20, 111-140.
- Gordon, A. L. 1966, Deep-Sea Res., 13, 1125-1138.
- Gordon, A. L. 1971, Research in the Antarctic., Am. Assoc. for Adv. of Sci., 609-629.
- Gordon, A. L. 1972, Am. Geophys. Antarctic research series, Columbia Univ., 19, 169-203.
- Grill, E. V. and F. A. Richards, 1964, J. Mar. Res., 22, 51-60.
- Hufford, G. L., and E. J. Tennyson, Jr. 1970, February-March 1968., February-March 1969.,  
U. S. Coast Guard oceanogr. Rep.,33 (CG 373-33), 106pp.
- Jacobs, S. S., A. F. Amos and P. M. Bruchausen. 1970, Deep-Sea Res., 935-962.
- Montgomery, R. B. 1958, Deep-Sea Res., 5, 134-148.
- Mosby, H. 1934, Scient. Results Norw. Antarct. Exped., 1927-1928, 1, (11), 117pp.
- Munk, W. H. 1966, Deep-Sea Res., 13, 707-730.
- Redfield, A. C. 1934, James Johnstone Memorial Vol., Univ. Press, Liverpool, 172-192.
- Redfield, A. C., B. H. Ketchum and F. A. Richards. 1963, The Sea., Interscience, New York,  
2, 26-49.
- Reid, J. L. and W. D. Nowlin, Jr. 1971, Deep-Sea Res., 18, 51-64.
- Seabrooke, J. M., G. L. Hufford and R. B. Elder. 1971 J. Geophys. Res., 76, 2164-2178.
- Stommel, H. 1958, Deep-Sea Res., 5, 80-82.
- 杉浦吉雄 1970, 海洋と化学, 海洋開発シリーズ 8, 118-134.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson and R. H. Fleming, 1942, The Oceans., Prentice-Hall,  
New York, 1087pp.