

南極陸棚斜面横断東経115度ラインにおける酸素安定同位体比分布

青木, 茂
北海道大学低温科学研究所

<https://doi.org/10.15017/14189>

出版情報 : 九州大学応用力学研究所所報. 135, pp.89-93, 2008-09. Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University

バージョン :

権利関係 :

南極陸棚斜面横断東経115度ラインにおける 酸素安定同位体比分布

青木 茂*1

(2008年7月31日受理)

Distribution of oxygen stable isotope ratio along 115°E section across the continental slope of the Antarctica

Shigeru AOKI

E-mail of corresponding author: shigeru@loutem.hokudai.ac.jp

Abstract

Distribution of the oxygen isotope ratio $\delta^{18}O$ was derived for the 115 °E section across the continental slope of the Antarctica. Distinctly depleted $\delta^{18}O$ was found on the shelf, revealing the diluting effect of glacial melt water. Salt budget and $\delta^{18}O$ tendency in the seasonal mixed layer indicated that the near surface freshening was consistent with that due to the sea ice melt and the freshwater budget gave realistic thickness of the melted sea ice in this region. $\delta^{18}O$ of the Adélie Land Bottom Water (ADLBW) was derived as -0.22 ‰, which was similar to that found for the bottom water in the Princess Elizabeth Trough (PETBW). This fact supports the idea of the dominant eastern source of the PETBW. The oxygen isotope data are important as a reference baseline for future oceanographic and climate variability, and hence sustained observations are crucial.

Key words : Oxygen isotope, $\delta^{18}O$, Antarctic Bottom Water, sea ice, Southern Ocean, WHP I9

1. はじめに

南極海は世界中の海の深底層に南極底層水 (Antarctic Bottom Water: AABW) を供給する重要な海域である。南極底層水は、南極の沿岸陸棚上で形成された低温の陸棚水が陸棚斜面を降下する際に、周囲の周極深層水 (Circumpolar Deep Water: CDW) 起源の水と混合することにより形成される。南極底層水には、形成域と形成過程の違いを反映して、幾つかの地域的バリエーションがある。

近年、この南極底層水や陸棚水に顕著な水塊特性の変化が見られている。オーストラリア-南極海盆では、南極底層水がここ40年ほど低塩化・低温化しつつあることが明らかになってきた¹⁾²⁾。ロス海では、陸棚上の海水が低塩化かつ暖水化している³⁾⁴⁾。南極沿岸陸棚上では海水温は結氷点に近いので、密度が決まる上で塩分収支が非常に重要になるが、実際の水塊の塩分変化の実態とその原因については理解が不十分である。

陸棚上の海水の塩分を変化させる要因としては、主として、南極氷床の融解量、降雪量、海氷生成によるブライン

排出量の3つの要素が考えられる。しかしながら、塩分を測定しただけでは、その変化の原因が何であるのかを特定することはできない。酸素安定同位体比 $\delta^{18}O$ は、淡水分のような起源推定の際に有力である。例えば、氷床と降雪を形成する水 H_2O は、その履歴を反映してそれぞれ特徴的な同位体比を有するため、塩分変化と $\delta^{18}O$ の変化を同時に測定することで、その淡水成分の起源がある程度推定できるのである。

酸素の安定同位体比は、トレーサーとして底層水形成メカニズムの推定にも利用されている。Frew et al. (1995)⁵⁾ は、プリンセス・エリザベス・トラフ (PET) での底層水の $\delta^{18}O$ から、その底層水 (PETBW) がローカルに形成されると結論付けた。しかしながら、このときに他海域の底層水として用いられたデータはウェデル海やロス海のものに限られ、近年主要な底層水の一つとして認識されているオーストラリア-南極海盆でのアデリーランド底層水 (ADLBW)⁶⁾ を考慮していない。水塊特性の時間変化についても全く考えられていない。既存のデータの空間的あるいは時間的な分布は不十分であり、このような詳細な議論に関して正しい結論を導くことは困難である。

*1 北海道大学低温科学研究所

こうしたデータを蓄積して海水の塩分決定過程を調べ、南極底層水の地域的バリエーションを含む詳細な水塊分析に資するとともに、将来にわたる気候変動指標のベースラインを定めることを目的として、2004/05に行われた WOCE Hydrographic Program (WHP) I9 観測の南極沿岸域セクションにおいて $\delta^{18}O$ の分布を測定した。陸棚斜面を横断するセクションで鉛直プロファイル調べた。本稿では、陸棚上の水塊や表層水の塩分形成過程と、その地理的な変化の要因について議論する。また、オーストラリアー南極海盆での底層水の値から、PET での底層水形成過程に関する議論を再考する。

2. 方法と観測資料

2.1 酸素安定同位体比

海水中の $H_2^{18}O$ の $H_2^{16}O$ に対する存在比、酸素安定同位体比は、主として蒸発・降水過程によって変化する。この同位体比 $\delta^{18}O$ は、通常、ウィーン標準平均海水 (VSMOW) を基準として、次のように求められる。

$$\delta^{18}O = \left\{ \frac{(^{18}O)^{sample}}{(^{18}O)^{smow}} - 1 \right\} \times 1000$$

一般的に、蒸発に伴う同位体分別により $\delta^{18}O$ は増加し、降水に伴って減少する。また高緯度に行くにつれ $\delta^{18}O$ は減少する。南極氷河・氷床を構成する水は -35~-40 ‰ といった値を示すのに対し、降雪の水は -17 ‰ 前後の値を示す⁷⁾。これらと比較すると、海水形成過程では $\delta^{18}O$ の変化の程度は小さい。この顕著な違いをもとにして、淡水起源を推定することができる。

$\delta^{18}O$ の分析には、Finnigan 社製 DELTA plus を用いた。サンプルは 18 °C の恒温層の中で 8 時間以上をかけて CO_2 と平衡させた。サンプルはダブルで測定し、測定の都度、スタンダード水も同時に測定した。本研究で用いた 177 の海水サンプルについて、ダブルで測定した同一サンプルの差の標準偏差は 0.02 ‰ であった。スタンダード水として、北緯 36 度の太平洋で採取した海水と札幌での脱イオン化水道水の二種を用いた。両スタンダードは VSMOW に対して 0.01 ‰ の精度で決定されている。

2.2 観測資料

2004 年 12 月から 2005 年 2 月にかけて、豪オーロラオーストラリス号により WHP I9 セクション観測が行われた (図 1)。同セクションの南端に当たる陸棚および陸棚斜面を横断する南緯 63 度から 65.5 度までの St.59 から St.69 までの 11 点で海水資料を採取した (観測は 1 月 13-15 日)。陸棚上の最も浅い測点 St.69 での水深は 450dbar であった。海水資料は 30ml ずつバイアルに取り分け、研究室に持ち帰り、その後分析時まで冷蔵保存した。

CTD/RMS には Seabird 社の SBE119 システムを用い

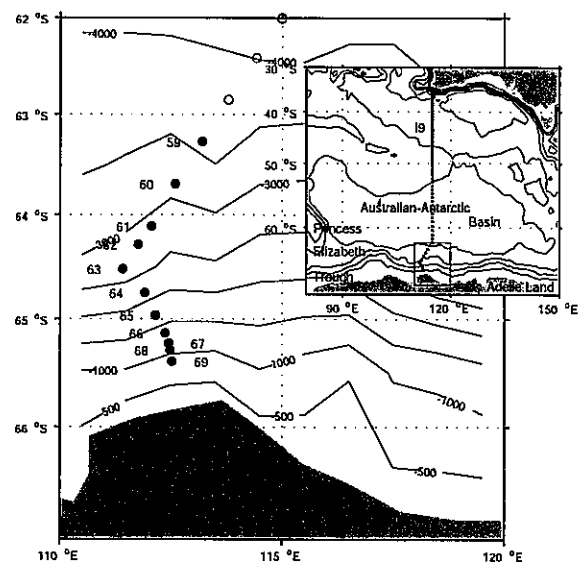


Fig. 1 A bathymetry map showing the WOCE Hydrographic Program I9 observation stations in 2004/05. Oxygen stable isotope ratio was derived for 11 stations indicated by dots.

た。水温・塩分にはこの値を使用する。なおこれ以降、密度には Neutral density γ_n ⁸⁾ を用いる。

3. 結果

3.1 水塊分布とフロントの位置

観測されたポテンシャル水温 θ のプロファイル (図 2) から、I9 セクション当該観測時における水塊分布、および南極周極流などを構成するフロントの位置関係を調べる。

外洋側の表面付近には南極表層水 (Antarctic Surface Water: AASW) および冬季水 (Winter Water: WW) が存在する。WW の中心となる水温極小の深度は、St.65 で

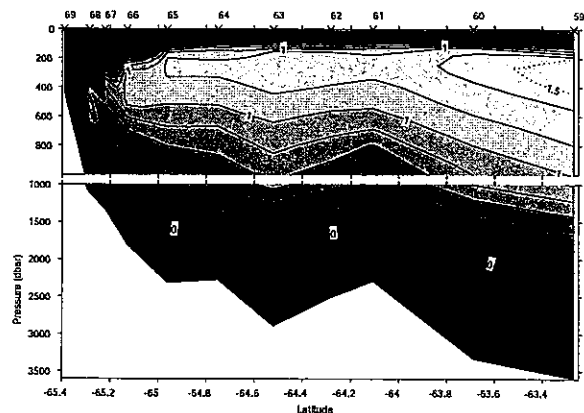


Fig. 2 Profile of potential temperature ($^{\circ}C$) of the WOCE Hydrographic Program I9 section across the continental slope.

最も浅く 54dbar であるが、それより沖側には徐々に深くなり St.59 では 74dbar に、岸側には急激に深くなり St.67 では 128dbar、St.68 では 276dbar までになる。AASW の下には (上部) 周極深層水 ((Upper-)CDW) を特徴付ける水温極大が 200~300dbar に存する。この CDW の下、概ね 1500~2000dbar 以深に AABW が見られる。

フロントについては、水温極大の 1.5°C を指標とする南極周極流の南限 (Southern Boundary: SB)⁹⁾ は南緯 63.5 度 (St.59 と St.60 の間) に存することが分かる。一方、南極斜面フロント (Antarctic Slope Front: ASF)¹⁰⁾¹¹⁾ は南緯 65.1 度 (St.66 付近 $\theta=0$ at 190dbar) に位置する。St.60 から St.65 の間の海域は、低気圧性の循環¹²⁾¹³⁾ を形成しているものと考えられる。

θ -S ダイアグラムからも、水塊が区分できる (図 3)。陸棚上の St.69 から斜面上の St.66 における水温極小での塩分は 34.2~34.3 程度の値を示す。St.66 と St.65 の間には、特に水温極小部において比較的大きなギャップが認められ、これが ASF に対応している。

水温極小の上の表面付近では夏季の加熱による AASW の水温上昇が見られる。これに伴う塩分減少については次節以降で定量的に考察する。外洋域では、底層水の水温は St.59 で最も低い。全体的に底層水は、底面近くで若干淡水側にシフトする ADLBW の特徴を示している。

3.2 酸素安定同位体比の分布特性

$\delta^{18}\text{O}$ の分布は、陸棚上と沖側斜面下部の外洋域とで、顕著な違いを示している (図 4)。陸棚上の St.69 では、水温極小で -0.53‰ という軽い値を示した。また水柱を通じて、 -0.35‰ より軽い値を示している。この軽い値は強

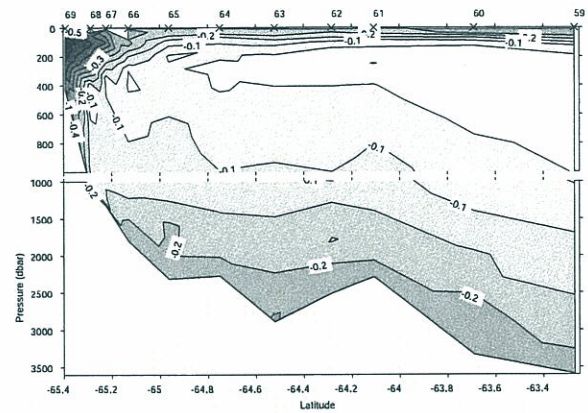


Fig. 4 Profile of oxygen isotope ratio (‰) of the WOCE Hydrographic Program I9 section across the continental slope.

い氷河融解水の影響を示唆している。St.68 の表層付近ではサンプルが取得できなかったが、水深 500m 以深には Modified-CDW 系の値がみられる。さらに沖側の St.67 では、水温極小付近まで $\delta^{18}\text{O}$ が低くなっているが、その下部には、CDW 起源の水がみられる。このように、水温極小の深度までは沿岸からの連続性が認められるが、500m 以深では不連続に変化している。

St.65 より北側の外洋域では、どの点もほぼ類似した傾向を示している。表面付近から水温極小までは $-0.2\sim-0.3\text{‰}$ の値を示している。CDW に伴う水温極大では、ほぼ 0‰ に近い比較的重い値を示す。さらに深度が増すにつれて、再度軽くなる。底層水 ($\gamma_n > 28.3\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) の $\delta^{18}\text{O}$ は $-0.22 \pm 0.020\text{‰}$ で、特に底面での St.59-65 の平均は -0.23 ± 0.017

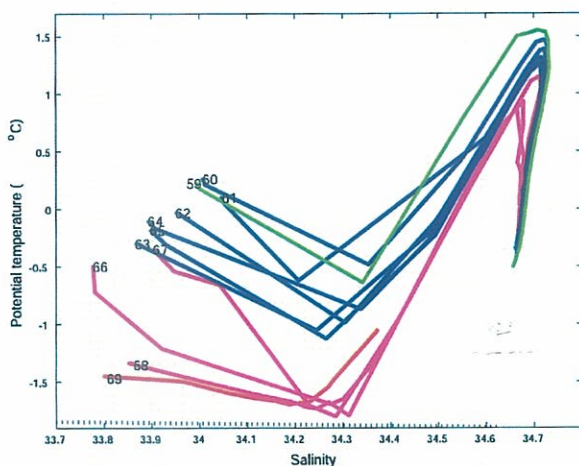


Fig. 3 A potential temperature - salinity diagram for the WOCE Hydrographic Program I9 section across the continental slope. The numbers indicate the station numbers. The dotted line denotes the freezing point at the surface pressure.

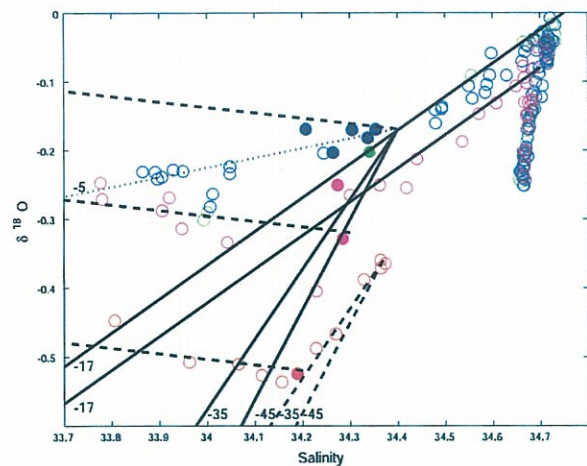


Fig. 5 An oxygen isotope ratio - salinity diagram for the WOCE Hydrographic Program I9 section across the continental slope. Filled symbols denote the values for the temperature minimum layer. The numbers denote the y intercept.

Table 1 Water mass properties along the 115°E section

	Potential temperature (°C)	Salinity	$\delta^{18}O$ (‰)
WW (offshore)	-0.86	34.285	-0.18
WW (shelf)	-1.69	34.188	-0.52
CDW	1.32	34.715	-0.04
AABW	-0.33	34.664	-0.22
AABW (bottom)	-0.41	34.661	-0.23

‰といった値を示す。

3.3 酸素安定同位体比からみた塩分特性

塩分と酸素同位体比の関係から、塩分分布の決定要因について考察する。

陸棚上の St.69 では、特徴的な $\delta^{18}O$ -S 関係が見られる (図 5)。水温極小層より上の季節躍層では、 $\delta^{18}O$ -S の傾きがほぼ-0.08 のライン上についており、表面近くの塩分が海氷の融解による¹⁴⁾ものであることを裏付けている。St.67 では、水温極小の上部に $\delta^{18}O$ の極小域 (-0.4 ‰) が見られ、St.69 の水温極小での $\delta^{18}O$ 値との類似性から、沿岸側からの移流の効果が考えられる。この上のごく表面付近では、 $\delta^{18}O$ -S 関係は傾き-0.08 線上についており、海氷融解の影響が認められる。水温極大から水温極小までは-17 ‰切片 (塩分を 0 とした) をもつライン上についている。これは、WW コアの水が CDW への降水 (雪) による淡水付加によって変質したものであることを示している。

外洋域 (St.59~65) では、水温極小での $\delta^{18}O$ は約-0.18 ‰である。この値は、CDW から-17 ‰切片への線上に乗っており、やはり降水 (雪) の影響が示唆される。水温極小より上層では、 $\delta^{18}O$ がやや軽くなっている。本セクションでの各水塊の典型的な $\delta^{18}O$ 値をまとめると表 1 のようになる。

4. 議論

東経 115 度における陸棚斜面を挟んだ陸棚域と沖側では、 $\delta^{18}O$ の分布に明瞭な地域差が見られた。特に、陸棚上では、コラムを通して顕著な氷河融解の影響が見られた。

$\delta^{18}O$ -S の関係から、陸棚上の季節躍層における塩分変化はほぼ海氷の融解によるものと考えられる (図 5)。水温極小の深さは 200m で、その上層にある塩分の低下分がすべて海氷の融解によりもたらされたとすると、氷厚は 83cm (海水中の塩分を 0.05 と仮定) と見積もられる (図 6)。これは、この海域における氷厚の気候学的な平均値 79cm¹⁵⁾ とよく一致する。

外洋域 (St.59~65) の水温極小層より上層では、 $\delta^{18}O$ -S

の関係は海氷融解にともなう傾き-0.08 の線よりも軽い側、すなわちほぼ-5 ‰の切片へ引いたライン上に位置している (図 5)。この傾向を海氷融解と降雪で説明しようとした場合、降雪の切片を-17 ‰とすると、淡水分の約 1/3 程度が降雪となる。この海域を平均的にみた場合、表層 50m 深に WW のコアがあり、その上層には塩分にして 0.4 の淡水分がある。この塩分減少は約 45cm の水柱に相当し、1/3 とすると降雪分は 15cm (水換算) となる。この海域における気候学的な年平均での積雪は 15cm という結果が得られており、積雪の密度を $0.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ とすると概して大きすぎ、一方氷厚に関しては過小評価することになってしまう。仮定の妥当性を含め、今後より詳細な比較検討が必要である。

陸棚域から外洋域にかけて、 $\delta^{18}O$ -S 上で水温極小における $\delta^{18}O$ を結んでいくと、-35~-45 ‰切片へのラインよりも傾きが大きくなる (図 5)。これは、沿岸域での氷河起源の影響を示すと同時に、それに加えて沿岸ほど海氷生成による寄与が大きいことを示すものと考えられる。

本研究では、ADLBW の $\delta^{18}O$ の値を-0.23 ‰と見積もった。ADLBW の見積もりとしては初めてのものである。Frew et al. (1995) では、PETBW の分析結果とウェッデル海・ロス海での $\delta^{18}O$ の値を比較し、PETBW が局所的に形成されていると推定した。すなわち

1. PETBW (-0.43 °C, 34.669, -0.25 ‰)
2. WSBW (-0.9 °C, 34.65, -0.29 ‰)
3. RSBW = LSBW (-0.16 °C, 34.65, -0.26 ‰) + SW (-1.59, 34.526, -0.45 ‰)

で、他の既知の底層水バリエーションの間でどのように案分しても、基本的に PETBW を説明するには軽すぎるという点が根拠であった (ここで WSBW はウェッデル海底層水、RSBW はロス海底層水を示す)。しかしながら、本研究で得られたように、PETBW の値は ADLBW の値にかなり近

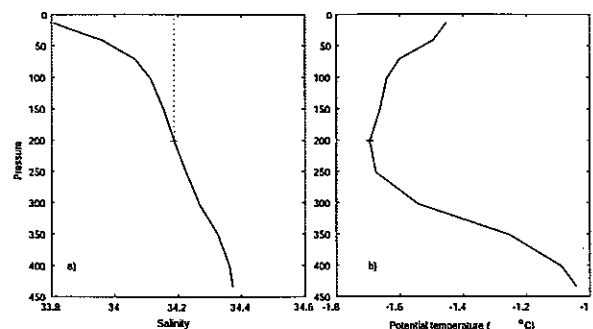


Fig. 6 a) Salinity and b) potential temperature profile at St. 69. Salinity at the temperature minimum layer was taken as a reference for the salt deficit in the seasonal mixed layer.

く、「重い」ADLBWの東からの移流を考えるとPETBWの特性が説明できる可能性が高い。例えば、ADLBW75%+WSBW25%で(-0.46°C, 34.66, -0.245‰)のPETBWに近い性質が再現できる(実際には、PETにまで到達しうるウェデル海側の底層水は、水深の関係で、上記WSBWより軽い可能性が高い)。ADLBWの移流の可能性についての議論はRintoul(1998)でもなされているが、その中では具体的な $\delta^{18}O$ 値に関する言及がなかった。今回の研究で、その考察が定量的に裏付けられた。

5. おわりに

南大洋インド洋セクタWHP I9 セクション南端の陸棚斜面近傍について、 $\delta^{18}O$ の分布を求めた。陸棚上では低塩で軽い $\delta^{18}O$ をもつ水が存在し、氷河氷床の融解水の影響を示している。夏季季節躍層における $\delta^{18}O$ -S関係から、この海域での海氷厚がおおよそ80cmと求められた。外洋域のWWの塩分は、CDWと降雪(水)の配分によって決まる。また、ADLBWの $\delta^{18}O$ は-0.23‰と求められた。この値は、PETにおける南極底層水にはADLBWの影響が支配的である可能性を示している。

上記のように、 $\delta^{18}O$ は、水塊の塩分特性の決定考察に有効であることが示された。南極底層水の形成域の一つとして知られるロス海沿岸域では、淡水分の変化が顕著である³⁾。こうした変化は底層水特性や形成量にも影響している可能性が高く、プロセスの注意深い解明と監視が求められている。それゆえ、冬季水や陸棚水、底層水などの水塊の $\delta^{18}O$ は、気候変動の指標として、今後つねに観測されるべき要素である¹⁶⁾。北海道大学と日本・オーストラリアの複数の研究機関では、こうしたモニタリングの重要性から $\delta^{18}O$ の共同観測を開始し、すでに幾つかのセクションでデータを取得した。今後、気候変動の実態解明に向けたベースラインを整備し、さらに継続的にモニタリングしていくことが強く望まれる。

謝辞

本WHP I9観測はSteve Rintoul博士(豪 Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) Marine Research)の立案計画に基づき実現、実施された。現場での海水サンプルの取得および日本への輸送は、深町康博士(北海道大学低温科学研究所)が行った。ここに深く感謝の意を表するものである。酸素安定同位体比の測定については、中塚武博士・豊田威信博士(北海道大学低温科学研究所)に、機器の運用方法からサンプルの保存方法にわたるまで多岐にわたるご教示ならびにご尽力をいただいた。あわせて厚くお礼申し上げたい。

本研究は文部科学省科学研究費補助金(17510001)の支援を得て実施された。

参考文献

- 1) S. Aoki, S.R. Rintoul, S. Ushio, S. Watanabe and N.L. Bindoff, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 32, (2005) L23601, doi10.1029/2005GL024246.
- 2) S.R. Rintoul, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 34, (2007) L06606, doi10.1029/2006GL028550.
- 3) S.S. Jacobs, C.F. Giulivi and P.A. Mele, *Science*, Vol. 297, (2002) 386-389.
- 4) S.S. Jacobs, *Philosophical transactions of the royal society A- Mathematical physical and engineering science*, Vol. 39, (2006) 1657-1681.
- 5) R.D. Frew, K. J. Heywood and P.F. Dennis, *Mar. Chem.*, Vol. 49, (1995) 141-153.
- 6) S.R. Rintoul, *Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at Antarctic continental margin*, *Antarc. Res. Ser.*, Vol.75, (1998) 151-171.
- 7) S.S. Jacobs, R.G. Fairbanks and Y. Horibe, *Oceanology of the Antarctic continental shelf*, *Antarc. Res. Ser.*, Vol.43, (1985) 59-85.
- 8) D.R. Jackett and T.J. McDougall, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol.27, (1997) 237-263.
- 9) A.H., Orsi, T. Whitworth and W.D. Nowlin, *Deep. Sea Res.*, Vol. 42, (1995) 641-673.
- 10) D. Ainley and S.S. Jacobs, *Deep-Sea. Res.*, Part A, Vol. 28, (1981) 1173-1185.
- 11) S. Sokolov and S.R. Rintoul, *J. Mar. Sys.*, Vol. 37, (2002) 151-184.
- 12) M. Wakatsuchi, K.I. Ohshima, M. Hishida and M. Naganobu, *J. Geophys. Res.*, Vol. 99, (1994) 20417-20426.
- 13) N.L. Bindoff, M.A. Rosenberg and M.J. Warner, *Deep-Sea Res. Part II*, Vol. 47, (2000) 2299-2326.
- 14) H. Craig and B. Hom, *Trans. AGU.*, Vol. 49, (1968) 216-217.
- 15) A.P. Worby, C. A. Geiger, M. J. Paget, M. L. Van Woert, S. F. Ackley and T. L. DeLiberty, *J. Geophys. Res.*, Vol. 113, (2008) C05S92, doi:10.1029/2007JC004254.
- 16) K. Heywood, R.A. Locarnini, R.D. Frew, P.F. Dennis and B.A. King, *Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at Antarctic continental margin*, *Antarc. Res. Ser.*, Vol.75, (1998) 203-213.