

東京大学大学院新領域創成科学研究科  
環境学研究系自然環境学専攻 海洋環境動態学分野

2008 年度

修士論文

南太平洋における中層循環と南極中層水の時間変動  
Temporal Variations of Intermediate Ocean Circulation and  
Antarctic Intermediate Water in the South Pacific

2008年度 3月修了  
指導教員 川辺正樹 教授

76716 古原 聡美

2009年2月27日 提出

## 目次

第1章 はじめに	3
第2章 使用したデータと処理方法	5
第3章 南太平洋中層の海洋循環と水塊の空間特性	8
3-1 塩分極小層での海洋循環の空間特性	8
3-2 塩分極小層での塩分の平面分布	9
3-3 中層水塊の空間特性	9
第4章 南太平洋亜熱帯循環の時間変動	18
4-1 170°W-150°W 帯における亜熱帯循環の平均場	18
4-2 加速度ポテンシャルの時間変動	19
4-3 亜熱帯循環の流速・流量の時間変動	20
第5章 結論	31
謝辞	34
引用文献	35
要旨 (和文)	37
要旨 (英文)	39

## 第1章 はじめに

表層の海洋循環である熱帯循環や亜熱帯循環は、貿易風や偏西風によって形成される風成循環である。南太平洋の表層では、約  $60^{\circ}\text{S}$  から  $50^{\circ}\text{S}$  の緯度帯を東向きに南極周極流が流れている。偏西風と貿易風の吹く  $50^{\circ}\text{S}$  から  $20^{\circ}\text{S}$  の中緯度域には、東オーストラリア海流とペルー海流をつなぐ東向流、西向きの南赤道海流、南向きの東オーストラリア海流からなる反時計回りの亜熱帯循環が存在している。また、亜熱帯循環の低緯度側には  $10^{\circ}\text{S}$  付近から  $3^{\circ}\text{S}$  付近にかけて西から東に向かって流れる南赤道反流がある。

中層では、南極周極流の一部が分岐して亜熱帯循環の外側を流れ、南極周極流フロントの北側で形成された新鮮で冷たい南極中層水 (Sverdrup, 1942) を運びながら、低緯度域に達し、ニューギニア沿岸潜流となって北太平洋へと流入している (図 1 ; Reid, 1965, 1986, 1997; Tsuchiya, 1991; Zenk, et al., 2005, Kawabe et al., 2008)。

南太平洋には代表的な中層水のひとつである南極中層水が存在し、太平洋をはじめ大西洋やインド洋の深度 700~1200m の中層に広く分布している。南太平洋の南極中層水は、塩分極小、高酸素、低栄養塩で特徴づけられ、亜熱帯循環とその外側の流れによって輸送される (Sverdrup, 1942; Tsuchiya, 1991; Tomczak, 2006)。

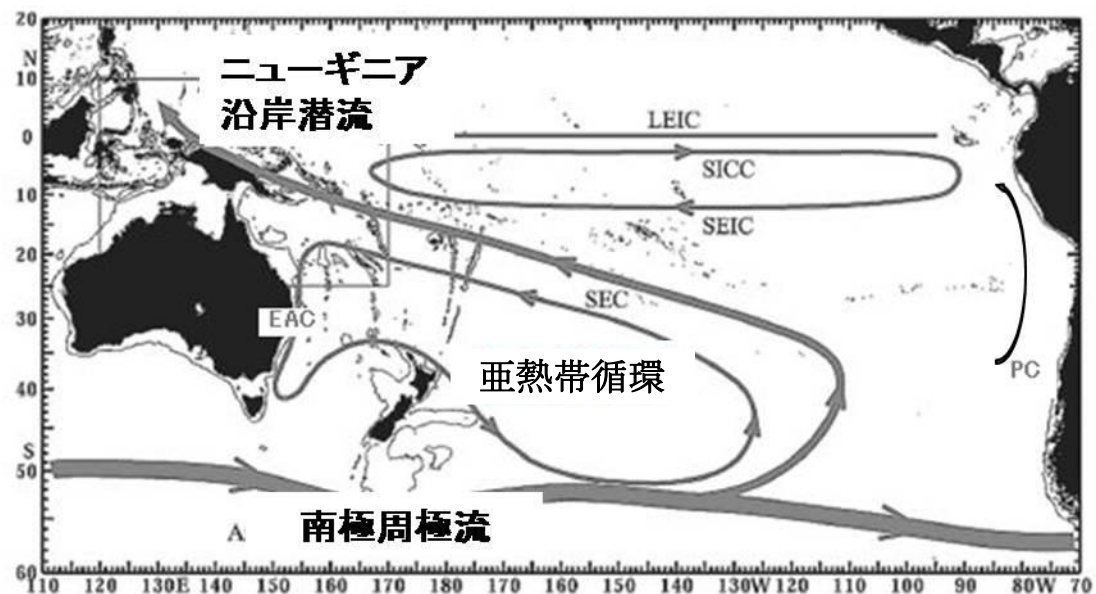


図 1 南太平洋の中層循環の模式図 (Kawabe et al., 2008 に加筆)

灰色の矢印は、南から南極周極流、南太平洋亜熱帯循環、東オーストラリア海流、ペルー海流、南赤道海流、ニューギニア沿岸潜流、深度約 800m に亜熱帯循環の外側を流れる流れが見られる。

この南極中層水の起源となるのは、60°S から 56°S にある亜南極フロント域で冬季に形成される亜南極モード水である。McCartney (1977, 1982) は、南極中層水の形成過程を次のように説明した。すなわち、南半球の冬季に高酸素で低塩分な亜南極モード水が表層に形成され、鉛直混合によって下層の水と混合して数百メートルの厚さになる。その中でも水温 4-5°C、塩分 34.2 の最も冷たい水はドレーク海峡の西で形成されている。亜南極モード水は、チリ沖付近から亜熱帯循環へと流入している。

表層に比べて中層での流速変動は小さいと考えられるが、1998 年から 2002 年にニューギニア沖で行われた係留系観測により、中層のニューギニア沿岸潜流に顕著な季節変動があることが明らかになった (Kawabe et al., 2008)。すなわち、中層ニューギニア沿岸潜流は南半球の冬にはニューギニアに沿って西北西向きに強く流れるが、夏には流速が弱く流向が変化する。その原因として、上流部にあたる亜熱帯循環や亜熱帯循環を迂回する流れが、季節変化している可能性が推測された。

しかし、これまでは船舶による海洋観測が主だったため、海洋内部、特に中層の時間変動に関する知見は乏しかった。Reid (1965, 1986, 1997) は、それまでに取られた船舶データやブイ等の歴史データを使用して描いた力学高度や加速度ポテンシャル、塩分、溶存酸素などの平面分布に基づいて南太平洋の中層循環を明らかにしてきたが、データの制約から時間変動については議論していない。

そこで本研究では、南太平洋の中層循環と輸送される南極中層水の特性、特に時間変動について最近のフロートデータを使って調べる。

## 第2章 使用したデータとデータ処理方法

南太平洋の中層循環全体の空間特性や時間変動を調べるには、南太平洋全域における海面から中層までの時間的、空間的に密な水塊データが必要である。これまでは、亜表層以深での観測は、ほとんどが観測船や篤志船によるものであった。しかし、観測船による観測は数が限られており、篤志船による観測は特定の航路や海域に集中していて、船舶だけでは世界の海洋を十分な密度で満遍なく取得することはできなかった。特に、気象条件の悪い冬季には船舶観測が少なかった。

この欠点を克服するために、地球全体の海洋の表中層の水温と塩分をリアルタイムで捉えることを目指した Argo 計画が 2000 年に開始された。世界の海に多量の中層プロファイリングフロート(通称 Argo フロート)を放流し、正確な水塊の分布や今まで議論できなかった時間変動をとらえようという国際計画である。Argo 計画の当初は、南太平洋にはわずかなフロートしか投入されなかったが、2004 年以降は南太平洋にも積極的に放流されるようになり、2005 年以降は南太平洋のほぼ全域でデータがとられている。

海洋に投入された Argo フロートは、通常は水深約 1000m を漂流しており、約 10 日毎に一度水深 2000m まで降下した後海面まで浮上し、その間に水深 2000m から海面までの水温、塩分を測定し、海面に出たときに衛星にデータを送信する。データは、衛星から地上のデータセンターに送られ、研究者は陸にいながらリアルタイムでデータを取得できる。Argo グローバルデータセンターのサイトからダウンロードした即時品質管理 (rQC) データを使用した。rQC では、フロート番号、位置情報、圧力や水温、塩分に対する基本的なチェックが行われている。

データの品質をさらに高めるため、Oka et al. (2007) の除去法を参考に、不良プロファイル並びに不良観測層の除去を行った。不良プロファイルとして、1) 塩分の観測値が入っていないプロファイル、2) 明らかな塩分、水温のエラー値を含むプロファイル、3) 観測層が中層に満たないあまりにも浅いプロファイル、4) 中間の観測層が大きく抜けているプロファイルを除去した。

水温と塩分の鉛直方向の観測層の間隔は、図 2 に示すように、海面付近では短く、深度が深くなるにつれて長くなる。また、観測層の設定がフロート投入者によって異なることもあるが、一般的な観測間隔は、100m 深までは 5m、500m 深までは 30m、それ以深は 50m である。このような離散的なデータを補間する方法として広く用いられている Akima 法により、鉛直方向に 1dbar ごとのデータセットを作成した(Akima, 1970; 伊勢・藤村, 1976)。

Argo フロートは深さ 2000m までのデータを取るが、太平洋の低緯度には 2000m より浅い海域が広く存在するので、解析海域をできるだけ広く取るために、本研究では 1500m 深までのデータを使用した。南極中層水の存在する深度 700~800m の中層を調べるには、深さ 1500m までのデータで十分である。

南太平洋において、Argo フロートは 2003 年から投入され始めた。各月の観測点数を図 3 に、各年の観測点数の月平均を表 1 に示す。フロート投入当初の 2003 年と 2004 年には月平均で 50 測点にも満たないが、2005 年には月平均で 50 測点以上になり、2006 年は 2005 年の 1.5 倍、2007 年は 2006 年の約 1.3 倍と大きく増えている。そこで本研究では、比較的高密度な観測が行われていた 2005 年 1 月から 2007 年 12 月までの 3 年間の Argo フロートデータを解析する。この期間における Argo フロート観測点分布を図 4 に示す。2005 年 1 月から 2007 年 12 月までの Argo フロートの全観測点数は 2917 である。

表 1 2005 年から 2007 年の各年の Argo フロート観測点とプロファイル数の月平均

	平均観測点数
2003	23
2004	37
2005	56
2006	81
2007	107

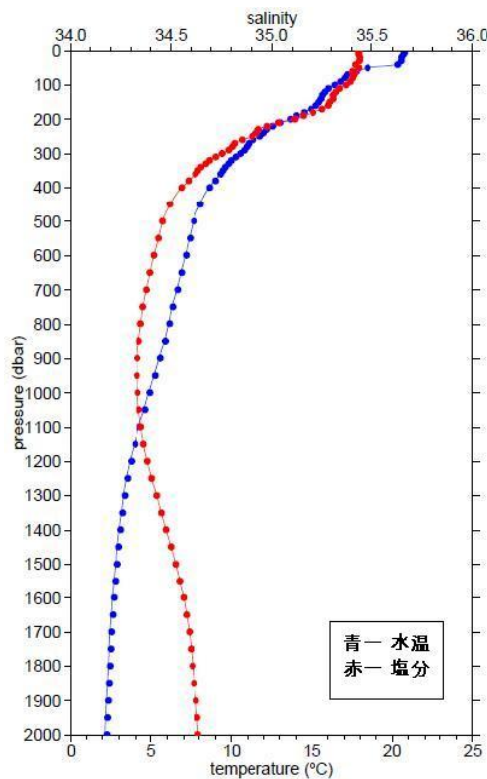


図 2 Argo フロートでとられたデータ(丸)と内挿による 1 dbar 間隔のデータ(細線)の例。青は水温、赤は塩分を示す。

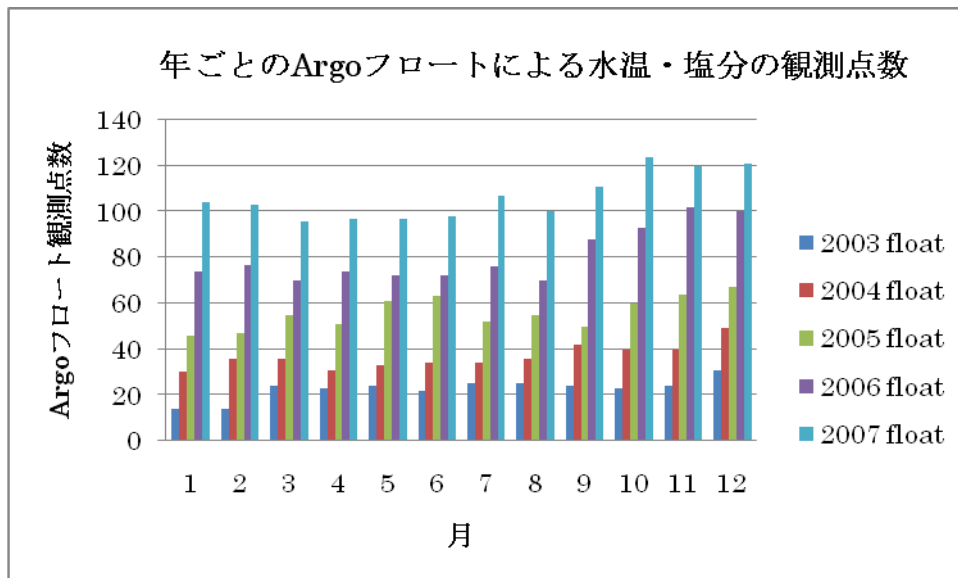


図 3 南太平洋において得られた Argo フロートの水温・塩分の観測点数

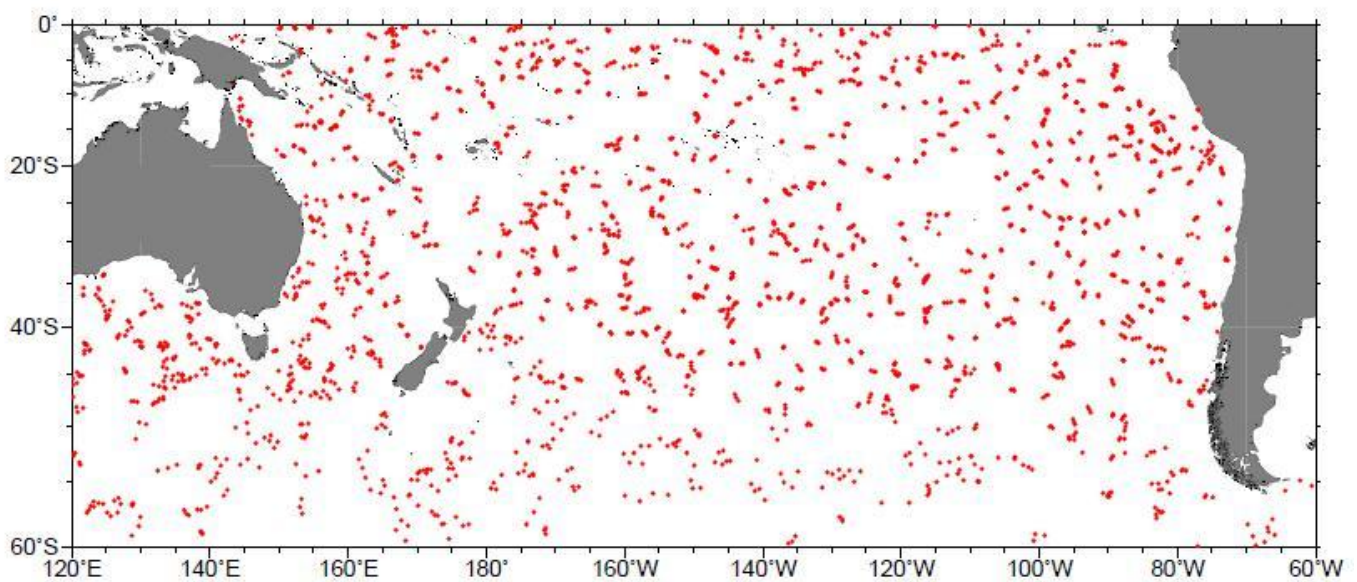


図 4 2005 年 1 月から 2007 年 12 月の Argo フロートによる水温・塩分観測点分布

### 第3章 南太平洋中層の海洋循環と水塊の空間特性

#### 3-1 塩分極小層での海洋循環の空間特性

海水はほぼ等ポテンシャル密度面に沿って流れるので、断熱圧縮の効果を除いた密度であるポテンシャル密度を用いる。ポテンシャル密度は、水塊によって異なるので、水塊の特定にも用いられる。南極中層水の特徴づける塩分極小は、 $27.1 \sim 27.3 \sigma_\theta$ の等ポテンシャル密度面に存在するので(Sverdrup, 1942)、ここでは  $27.2 \sigma_\theta$  面上の海洋循環について調べる。

スペシフィックボリュームアノマリ  $\delta$  は

$$\delta = \frac{1}{\rho} - \frac{1}{\rho(35, 0, p)}$$

で定義される。ここで  $\rho$  は海中のある点での現場密度、 $\rho(35, 0, p)$  はその点での圧力  $p$ 、塩分 35、水温  $0^\circ\text{C}$  の場合の密度である。等  $\delta$  面上の流線関数、加速度ポテンシャル  $\pi$  は、次式で定義される (Montgomery, 1937; Montgomery and Stroup, 1962)。

$$\pi = p\delta + \int_p^{p_0} \delta dp,$$

ここで、 $p$  は圧力、 $p_0$  は基準の圧力である。本研究では、 $p_0$  を 1500 dbar にとり、 $27.2 \sigma_\theta$  での圧力  $p$  での加速度ポテンシャル  $\pi$  を計算した。

2005 年と 2006 年の奇数月での加速度ポテンシャルの平面分布には、次のような特徴がある(図 5、6)。55°S から 50°S にかけて加速度ポテンシャルの等値線が混んで加速度おり、ポテンシャルが  $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  以下から  $12.0 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  まで北向きに増加している。加速度ポテンシャルの南北勾配は他の緯度帯に比べて大きく、強い東向きの南極周極流が存在することを示している。その北側の 50°S から 30°S の緯度帯では、ニュージーランド東西の 140°E から 140°W にかけて加速度ポテンシャルが高く、ニュージーランド東方の高ポテンシャル域は亜熱帯循環の中央域に当たり、その周囲に反時計回りの亜熱帯循環が形成されている。加速度ポテンシャルは、20°S から 16°S にかけて極小になり、15°S から 10°S までの赤



道域では再び北向きに増大しており、 $15^{\circ}\text{S}$  から  $10^{\circ}\text{S}$  に東向きの流れが存在することを示している。こうした海洋循環の分布は、2005 年と 2006 年のすべての月でほぼ同じであり、平面分布の特徴に目立った時間変動を見出すことはできない。

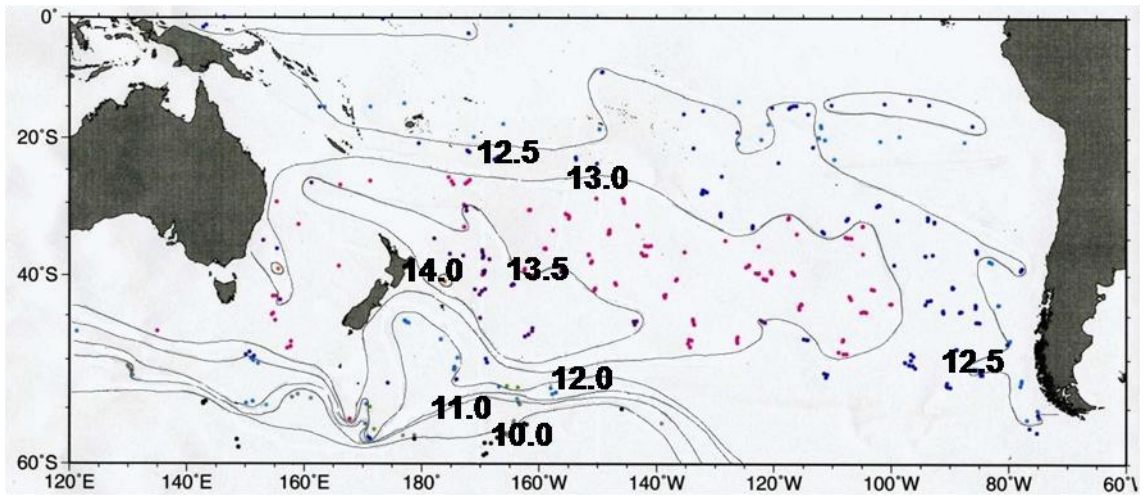
### 3-2 塩分極小層での塩分の平面分布

南極中層水の存在する  $27.2\sigma_{\theta}$  面上での塩分は、南極大陸の近くで  $34.0$  より低く、赤道近くで  $34.4$  に達し、北に向かって増大している(図 7)。オーストラリアとニュージーランドの南方では、南極周極流とその北側海域で等値線が混んでいて塩分の南北勾配が大きく、その南側半分の等値線は、急勾配を維持したまま南極周極流に沿って東向きに伸び、北側半分は、ニュージーランドの東を北上して  $20^{\circ}\text{S}$  付近を東向きに伸びている。その結果、 $170^{\circ}\text{W}$  以東では塩分勾配の強い緯度帯が  $55^{\circ}\text{S}$  付近と  $20^{\circ}\text{S}$  付近の 2 か所に存在し、その間の海域にはほぼ一般的な塩分の水が広がっている。この水が南極中層水であり、その塩分は形成域であるチリ沖で最も低く、北西に向かって舌状に少しずつ高くなり、南極中層水が亜熱帯循環とその外側の流れによってニューギニアの方向に運ばれていることを示唆している。こうした塩分の平面分布には目立った季節変動や年による違いは見られない。

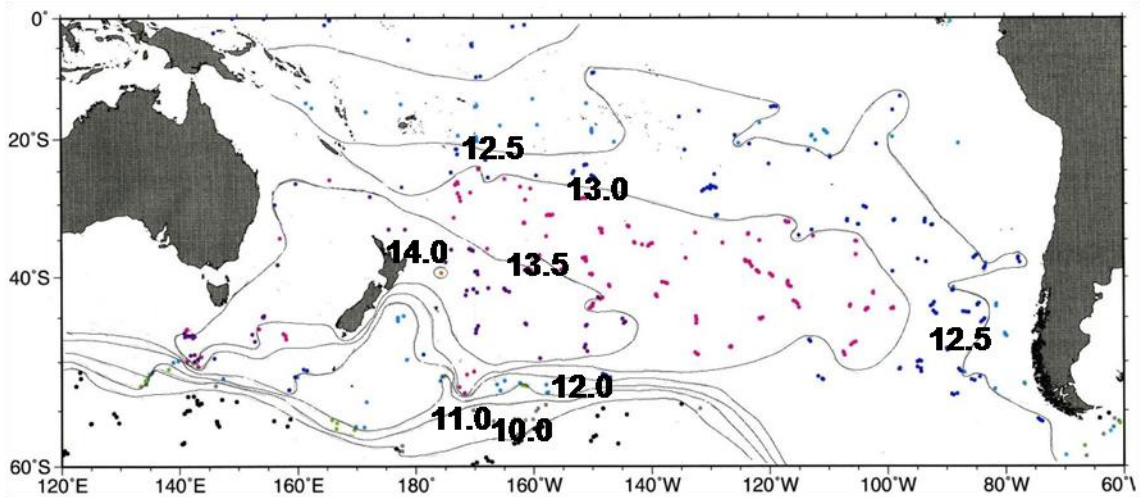
### 3-3 中層水塊の空間特性

南太平洋の水塊の空間特性を調べるため、南極中層水のもととなる亜南極モード水の存在する南極周極流東側海域とチリ沖、南極中層水を運ぶ亜熱帯循環西向流海域でのポテンシャル水温-塩分( $\theta-S$ )ダイアグラム と水温・塩分の鉛直プロファイルを図 9 に示す。南極周極流の北側にある亜南極フロント域では、冬季の鉛直混合により海面から 600m 深付近まで、ポテンシャル密度  $27.0\sigma_{\theta}$ 、塩分  $34.2$ 、水温  $5.5^{\circ}\text{C}$  ほどの一般的な亜南極モード水が厚く形成される(図 8 a)。この亜南極モード水がチリ沖に流入し、混合層が形成されることで 200m 付近の鉛直一様性は崩されるが、亜南極モード水からわずかに変質した水が 300m から 800m にかけて存在する(図 8 b)。チリ沖の鉛直に一般的な水塊の 700m~800m の深さの水が亜熱帯循環によって南太平洋亜熱帯域に広がって塩分極小を作り、南極中層水が形成される(図 8 c)。

(a) 2005 年 1 月



(b) 2005 年 3 月



(c) 2005 年 5 月

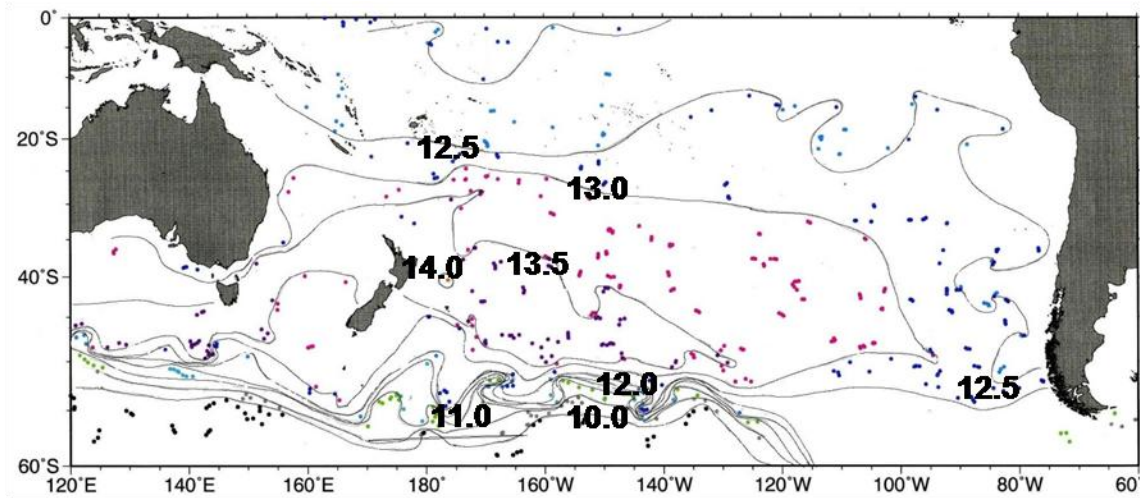
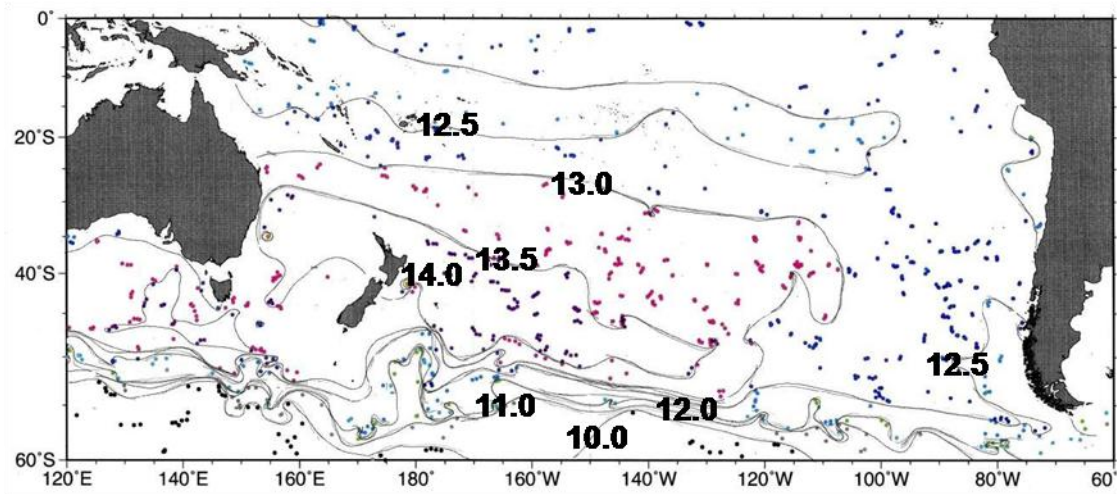
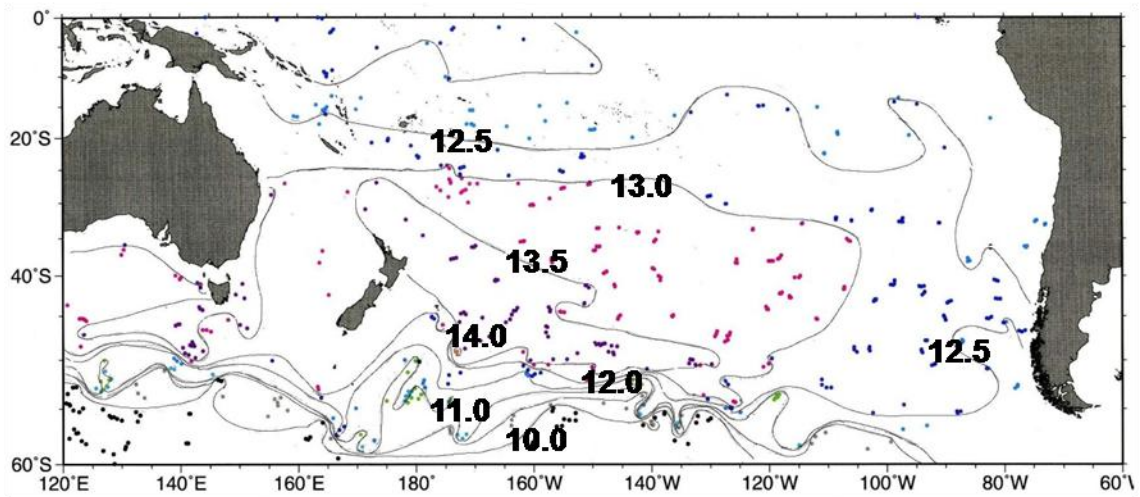


図5 2005年奇数月の $27.2\sigma_\theta$ 面上での加速度ポテンシャルの平面分布

(d) 2005 年 7 月



(e) 2005 年 9 月



(f) 2005 年 11 月

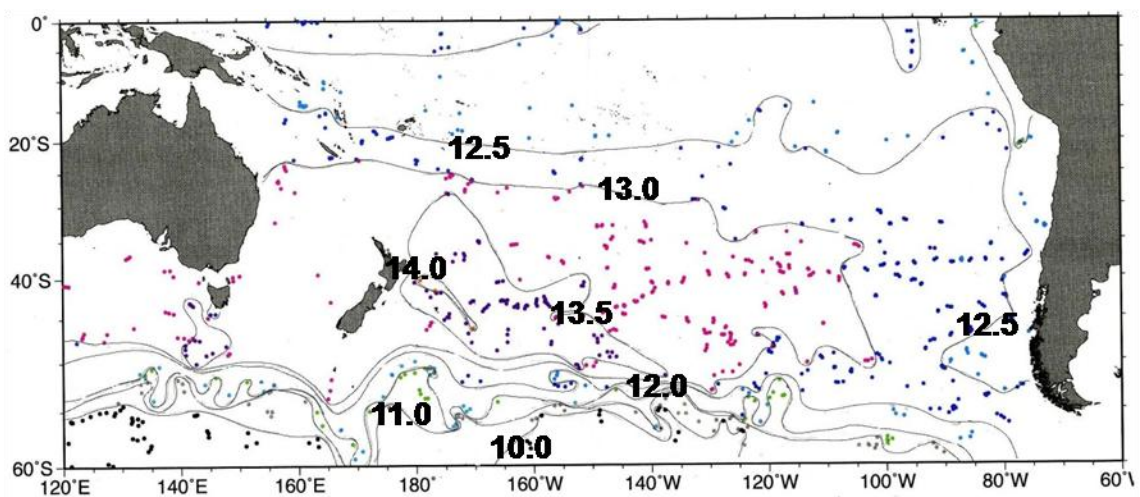
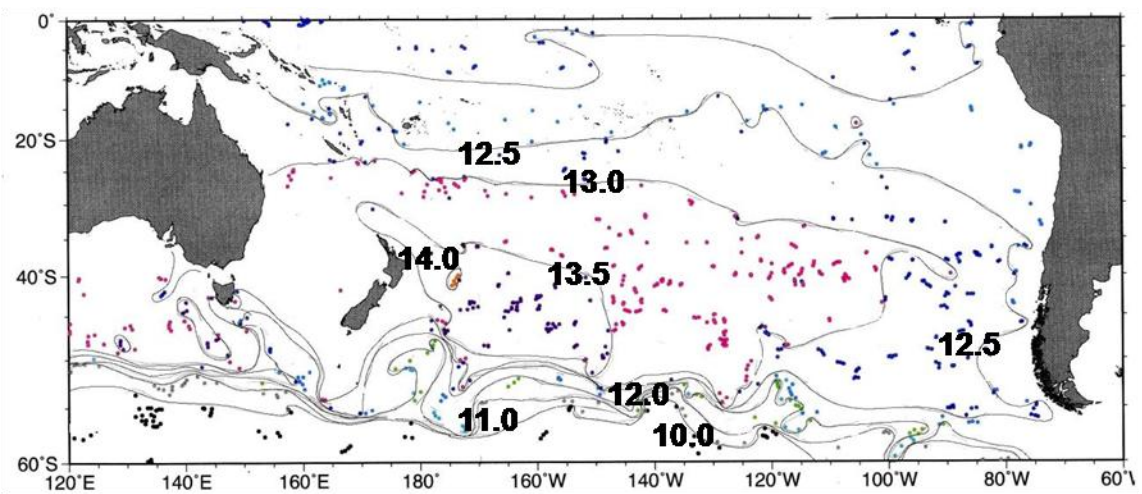


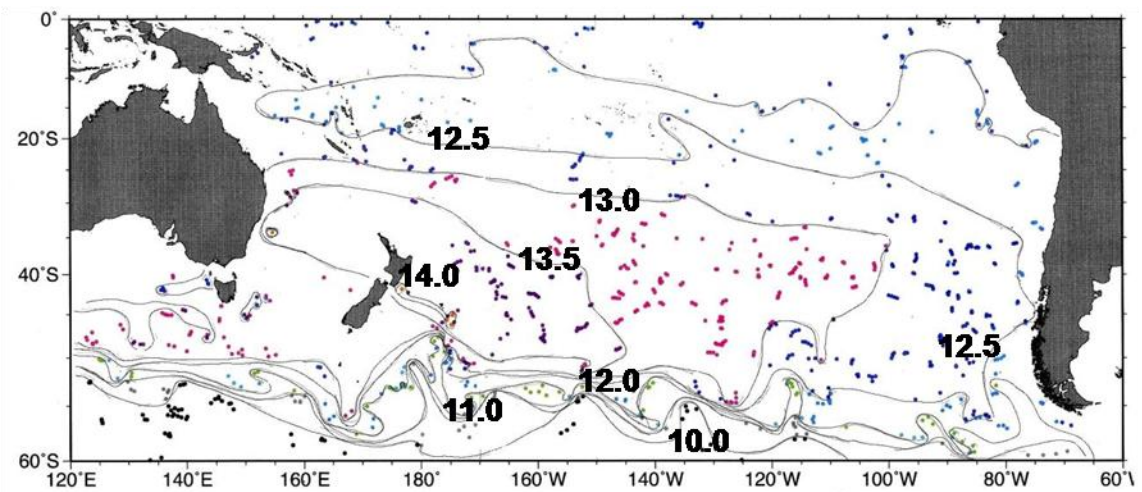
図 5 続き



(g) 2006 年 1 月



(h) 2006 年 3 月



(i) 2006 年 5 月

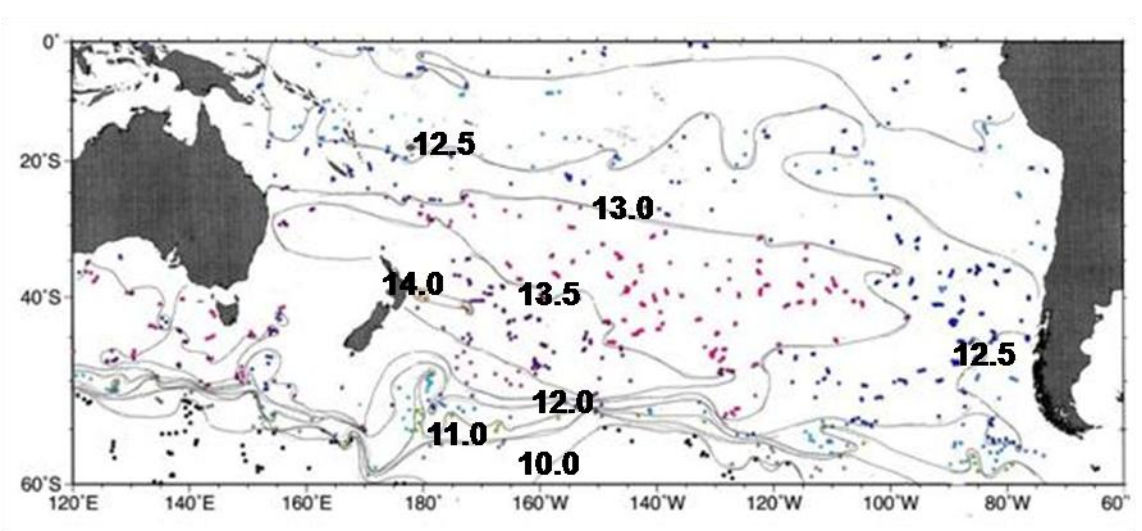
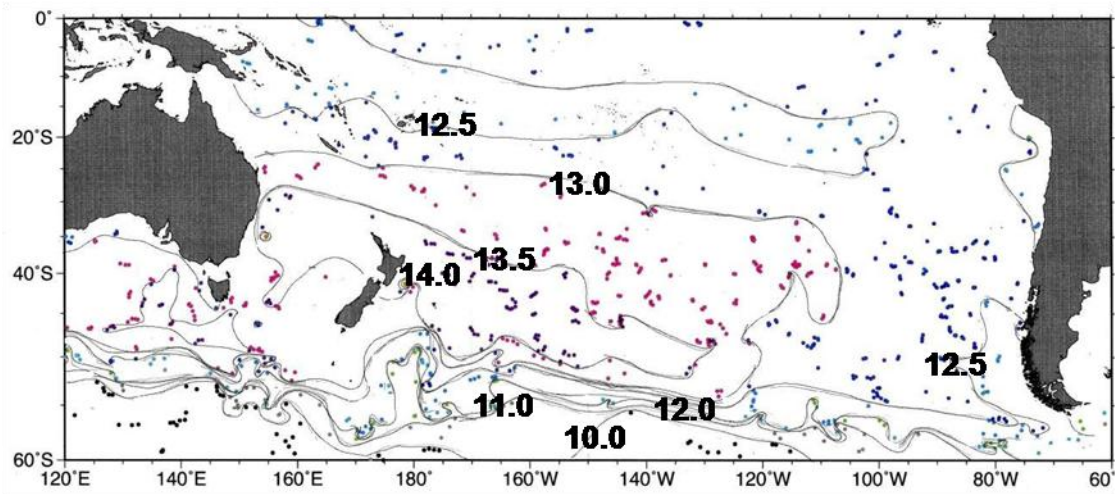
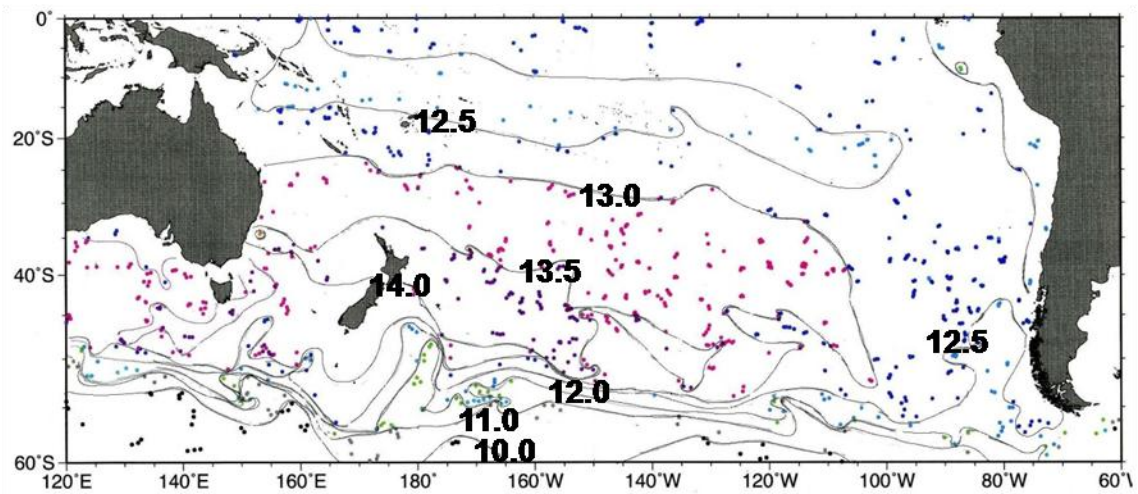


図 6 2006 年奇数月の  $27.2\sigma_\theta$  面上での加速度ポテンシャルの平面分布

(j) 2006 年 7 月



(k) 2006 年 9 月



(l) 2006 年 11 月

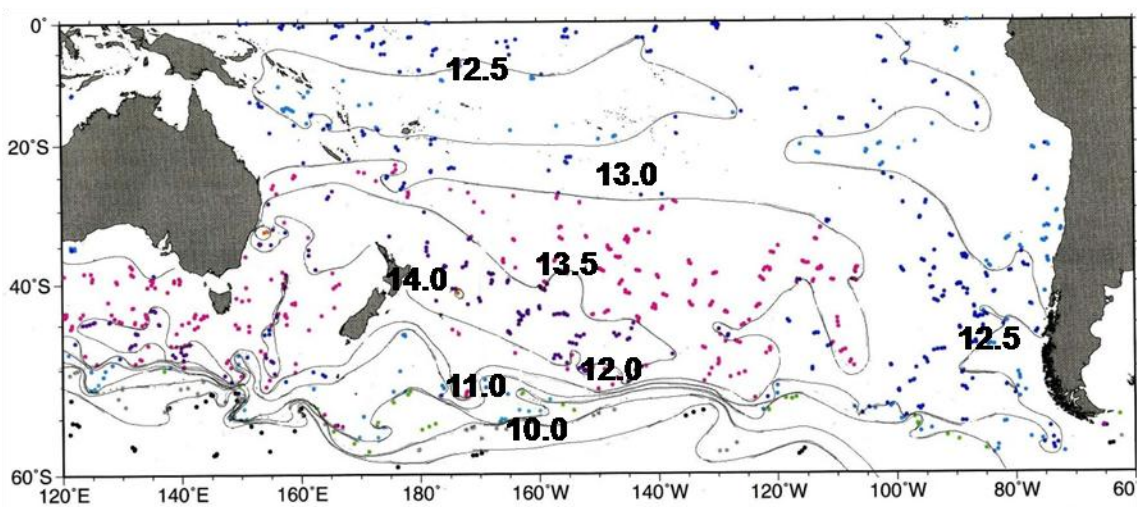
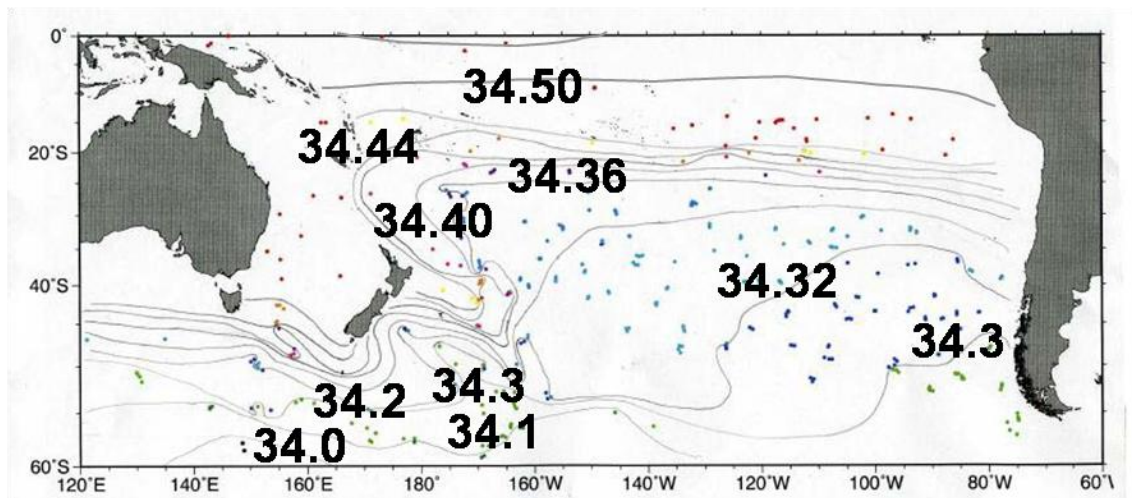


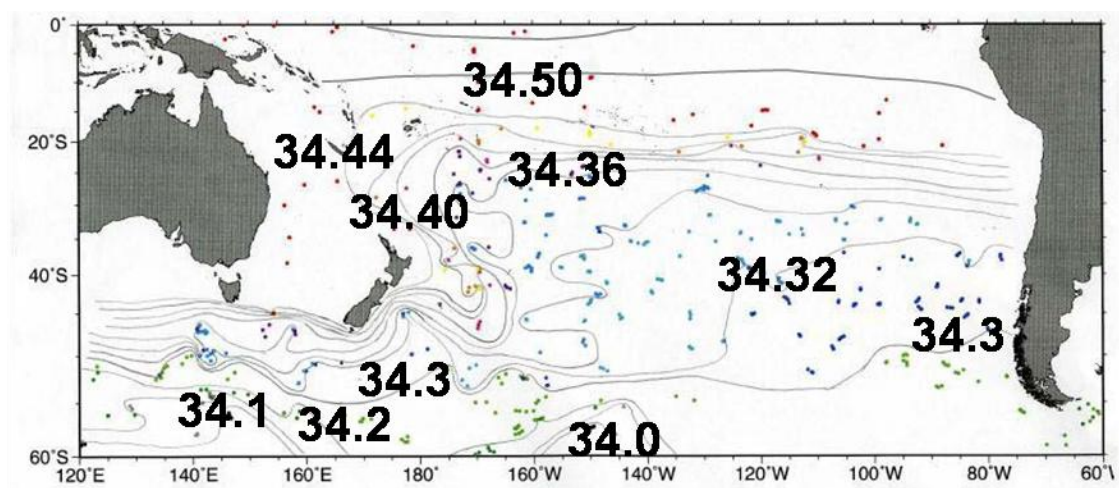
図6 続き



(m) 2005 年 1 月



(n) 2005 年 3 月



(o) 2005 年 5 月

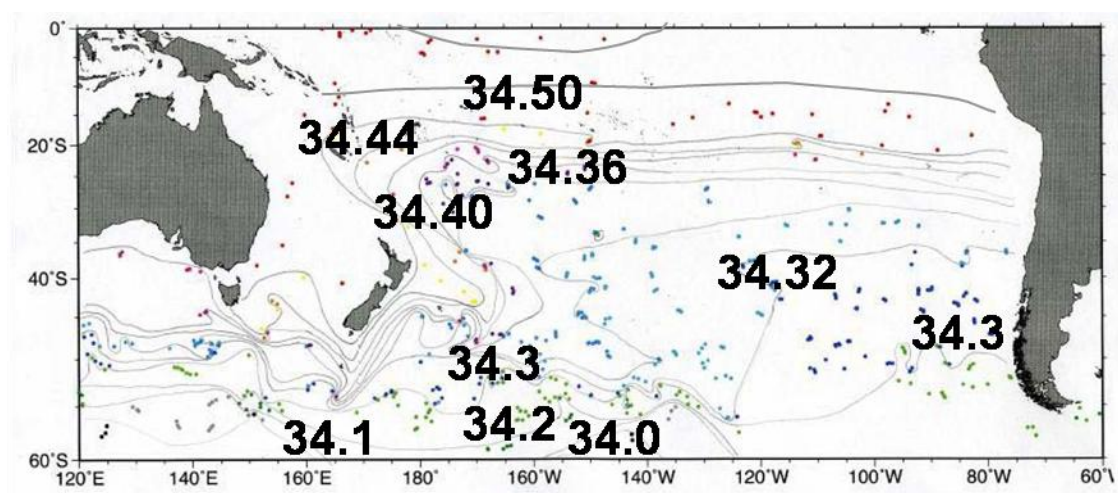
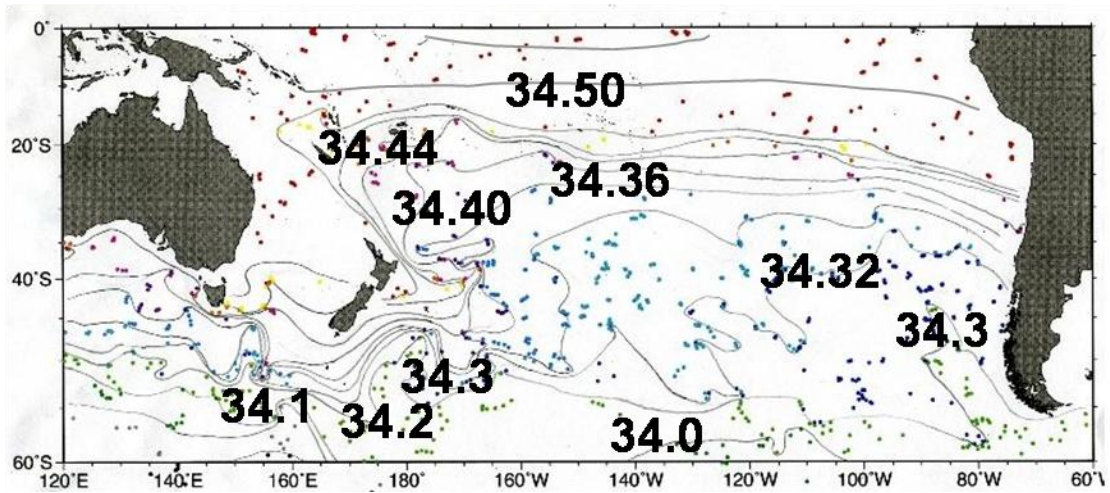
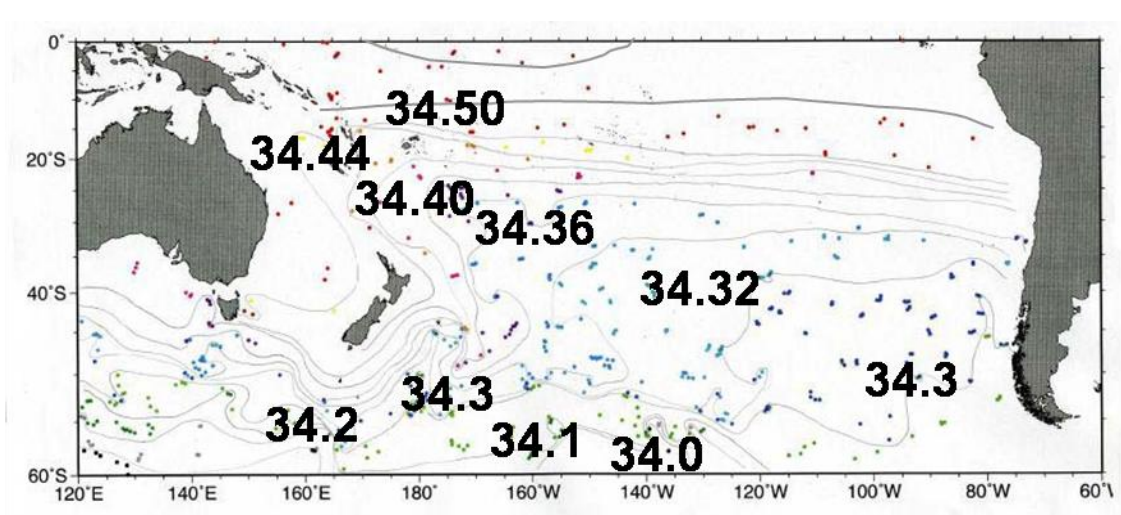


図7 2005年奇数月の $27.2\sigma_\theta$ 面上での塩分の平面分布

(p) 2005 年 7 月



(q) 2005 年 9 月



(r) 2005 年 11 月

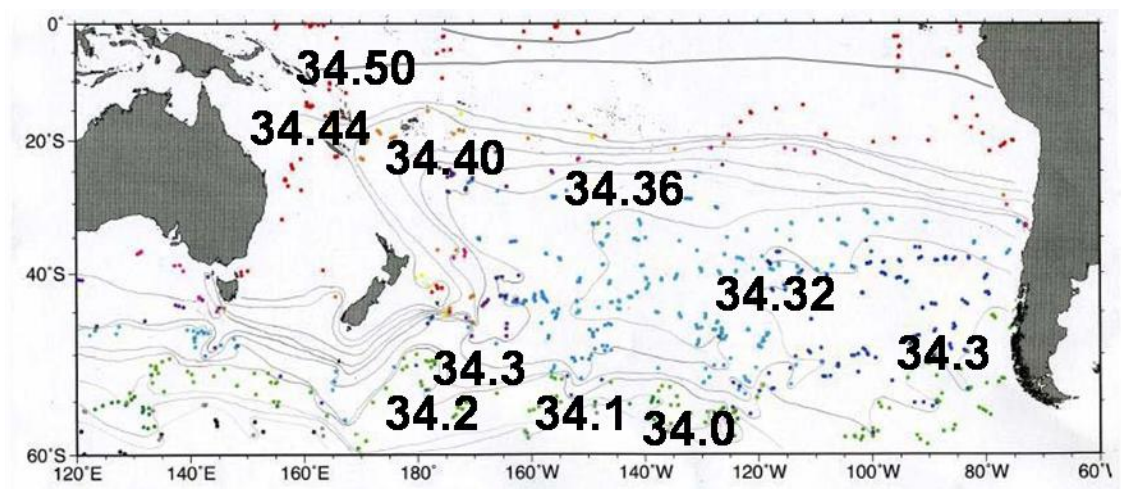
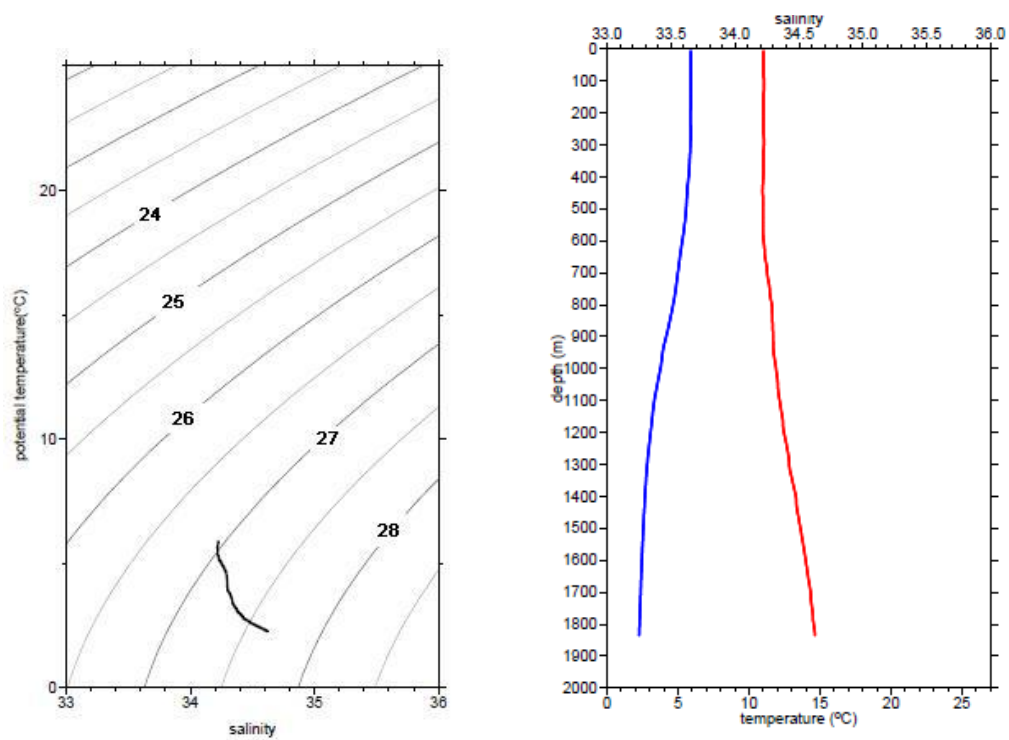
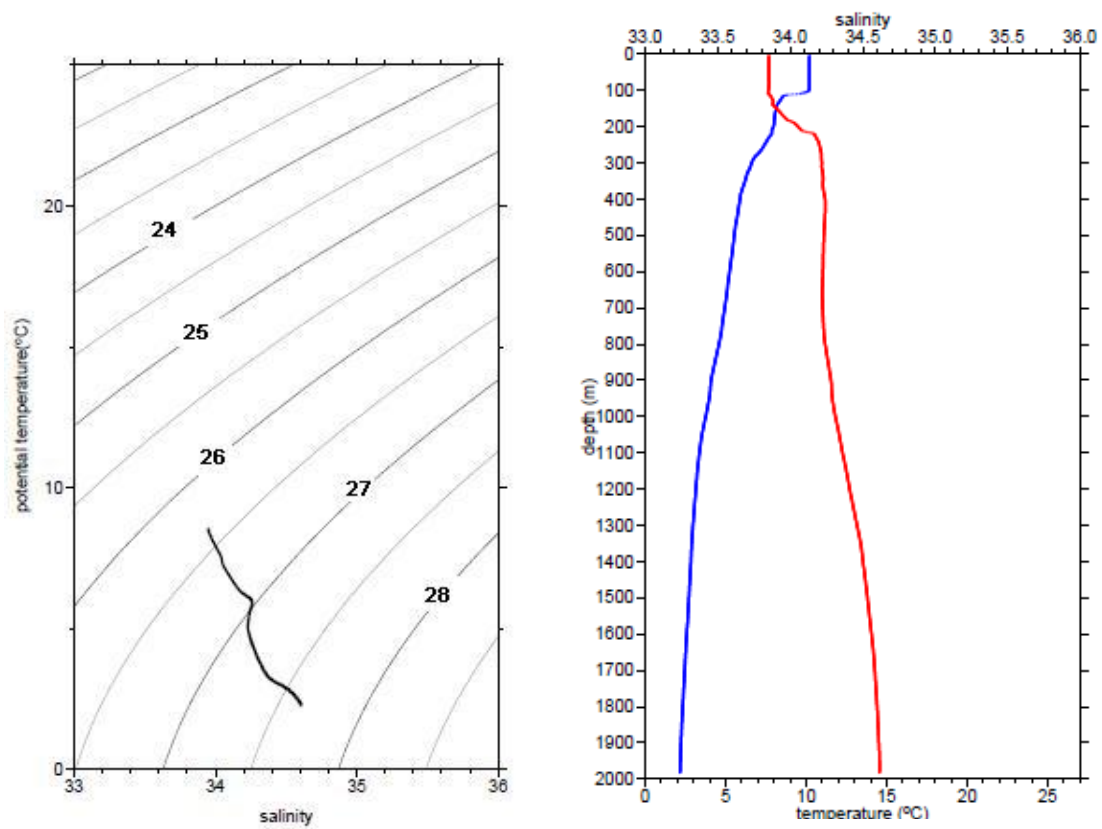


図 7 続き



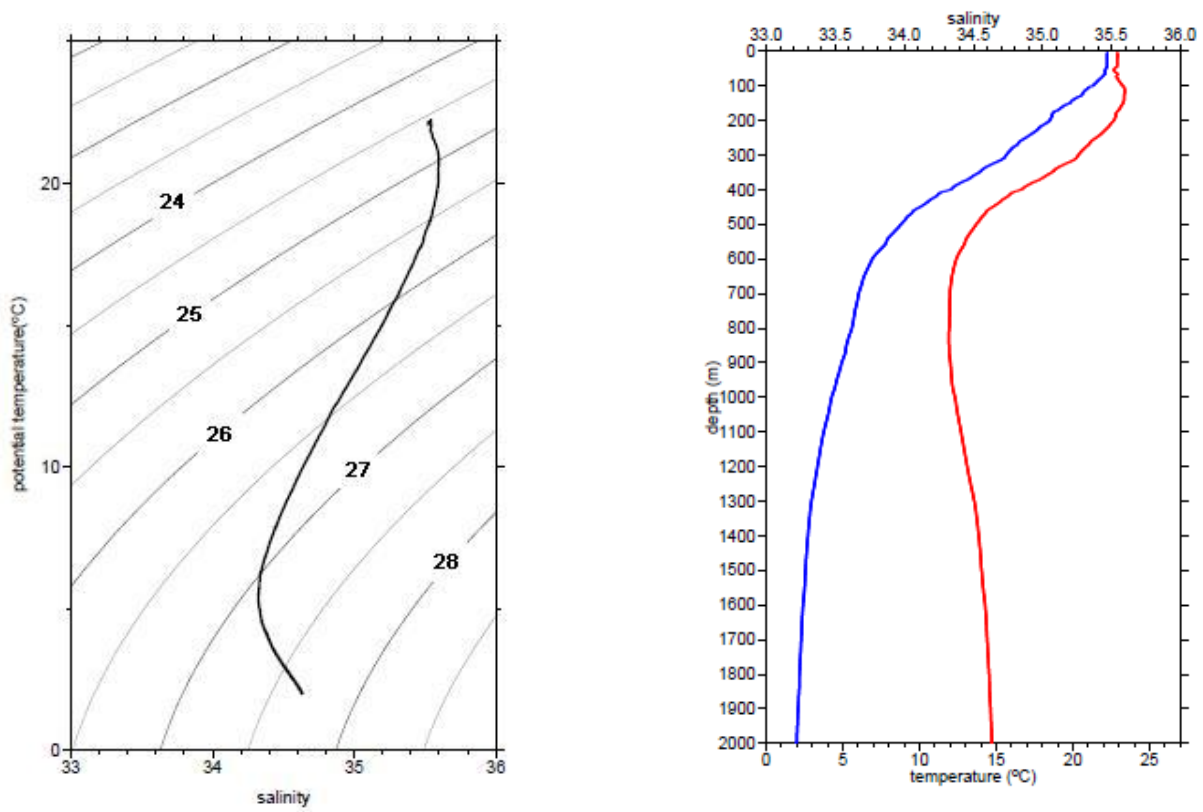


a) 53°03'S - 101°06'W (南極周極流東側)



b) 45°02'S - 84°03'W (チリ沖)





c)  $24^{\circ}10'S-154^{\circ}13'W$  (亜熱帯循環西向流域)

図8  $\theta-S$ ダイアグラム (左図) と水温(青)と塩分(赤)の鉛直プロファイル (右図)。  
左図中の細線はポテンシャル密度 ( $\text{kg m}^{-3}$ ) を表す。

## 第4章 南太平洋亜熱帯循環の時間変動

### 4-1 170°W-150°W 帯における亜熱帯循環の平均場

加速度ポテンシャルの平面分布によると、亜熱帯循環は 170°W から 150°W の経度帯で東西成分が卓越しており、平均的な海洋循環像とその時間変動調べるには、この経度帯が適している。そこで、平均的な循環のようすを調べるため、170°W から 150°W の全データを緯度 2°ごとに平均し、2005 年から 2007 年にとられた緯度 2°ごとのデータ数を図 9 に示す。データは、6°S から 26°S かけて特に少なく、10 個より少ない緯度帯が 3 つある。他の緯度帯では比較的多くのデータがとられており、36°-56°S では特に多い。

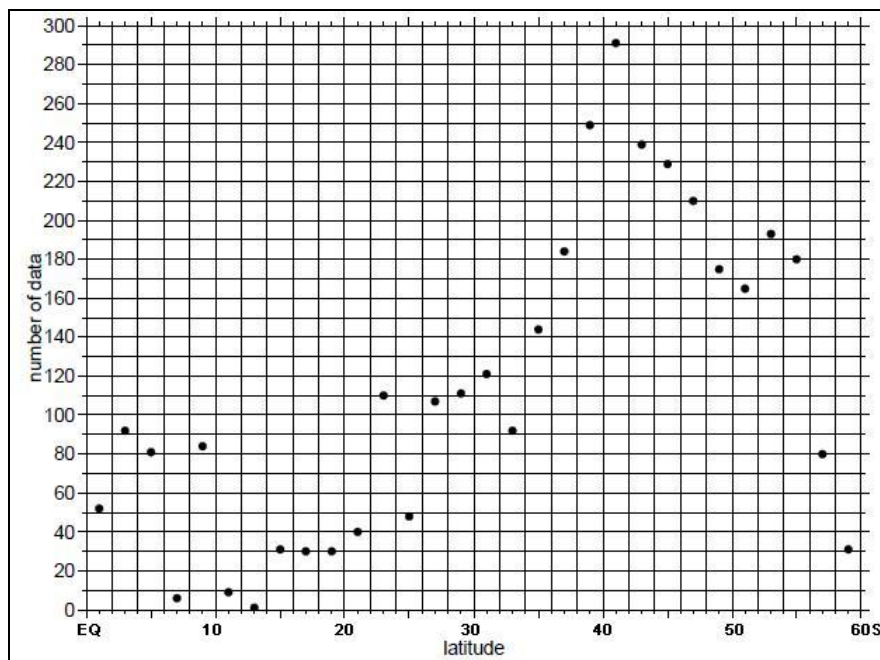


図 9 2005 年～2007 年に 170°W から 150°W の経度帯でとられた緯度 2°ごとの Argo フロートのデータ数

加速度ポテンシャルの 2005 年から 2007 年の平均は、60°S から 48°S にかけて著しく増加し、東向きに流れる南極周極流を示している(図 10)。48°-46°S で加速度ポテンシャルは最大( $13.798 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ )となり、ここが亜熱帯循環の中心にあたる。加速度ポテンシャルは北に向かって減少し、18°-16°S で最小になる。48°-46°S と 18°-16°S の間が、亜熱帯循環の西向流の領域、すなわち亜熱帯循環の北側部分にあたる。この西向流領域では、38°S から 28°S にかけて加速度ポテンシャルがほぼ一様になっていて、その南側と北側の 2 つに亜熱帯循環が分かれている。すなわち、南側の 48°-36°S では加速度ポテンシャルが

北向きにゆるやかに減少し、北側の  $30^{\circ}-16^{\circ}\text{S}$  では北向きに大きく減少している。このように、亜熱帯循環は  $48^{\circ}\text{S}$  から  $30^{\circ}\text{S}$  にかけての中心近くを西向きに流れる循環と  $30^{\circ}\text{S}$  から  $16^{\circ}\text{S}$  を西向きに流れる循環とで構成されており、亜熱帯循環が二重構造をしていることがわかる。これを亜熱帯循環の内側循環と外側循環と呼んで、この後調べていくことにする。亜熱帯循環の北方では、 $16^{\circ}\text{S}$  から  $10^{\circ}\text{S}$  にかけて加速度ポテンシャルがわずかに増加しており、東向流が存在することを示している。

こうした循環の構造に対応して塩分も特徴的な分布を示す。塩分は、南極大陸に近い  $60^{\circ}-58^{\circ}\text{S}$  で最も低く (34.170)、南極周極流では、北に向かって急激に増加する (図 1 1)。その北側の亜熱帯循環の内側循環にあたる  $50^{\circ}-30^{\circ}\text{S}$  では塩分が 34.35 付近ではほぼ一様であり、内側循環内では南極中層水の特徴を良く保持しながら水がよく混ざっていることを示している。さらに北側の亜熱帯循環の外側循環にあたる  $30^{\circ}-16^{\circ}\text{S}$  では、塩分は北向きに大きく増加し、低緯度の高塩分水との混合で塩分の増した南極中層水を亜熱帯循環が運んでいることを示している。北向きの塩分増加は  $16^{\circ}-10^{\circ}\text{S}$  の東向流でも続き、塩分は  $10^{\circ}\text{S}$  でおおよそ 34.53 まで増加する。 $10^{\circ}\text{S}$  以北の赤道域では、塩分はほぼ一様な海域になっている。

次に、南極中層水のほぼ中央にあたる  $27.2\sigma_{\theta}$  層を  $27.15\sigma_{\theta}$  と  $27.25\sigma_{\theta}$  ではさまれた層と定義し、 $170^{\circ}\text{W}$  から  $150^{\circ}\text{W}$  の経度帯での  $27.2\sigma_{\theta}$  層の厚さを各々のフロートデータで求め、緯度 2 度ごとに平均した (図 1 2)。 $27.2\sigma_{\theta}$  層の厚さは、南極大陸に近い  $60^{\circ}-58^{\circ}\text{S}$  で低く、東向きの南極周極流では北向きに著しく厚さが増加する。亜熱帯循環の中心にあたる  $52^{\circ}-48^{\circ}\text{S}$  では厚さが最大 (150.75m) となり、亜熱帯循環の中心で南極中層水中央部の層が最も厚くなっていることを示す。亜熱帯循環西向流領域にあたる  $48^{\circ}-16^{\circ}\text{S}$  の厚さは北に向かって減少し、 $18^{\circ}-16^{\circ}\text{S}$  にかけて最小 (94.83m) となる。亜熱帯循環北側で東向流の存在する  $16^{\circ}-10^{\circ}\text{S}$  にかけて厚さが増す。 $10^{\circ}\text{S}$  以北の赤道域では厚さが増すが、 $6^{\circ}\text{S}-0^{\circ}$  では厚さが減少する。

#### 4-2 加速度ポテンシャルの時間変動

加速度ポテンシャルの南北勾配の特徴によって 6 つの緯度帯に分けて時間変動を調べる。すなわち、南極周極流の  $56^{\circ}-50^{\circ}\text{S}$  (図 1 3 a)、亜熱帯循環中心部の  $50^{\circ}-44^{\circ}\text{S}$  (図 1 3 b)、亜熱帯循環の内側循環にあたる  $44^{\circ}-36^{\circ}\text{S}$  (図 1 3 c) と  $36^{\circ}-28^{\circ}\text{S}$  (図 1 3 d)、亜熱帯循環の外側循環にあたる  $28^{\circ}-20^{\circ}\text{S}$  (図 1 3 e) と  $20^{\circ}-14^{\circ}\text{S}$  (図 1 3 f) の 6 つの緯度帯である。そして緯度帯ごとに、2005 年から 2007 年までの 3 年平均と月ごとの平均を求め、3 年平均から各月の平均値を引いて月ごとのアノマリとし、緯度帯ごとにアノマリの時系列を作成して変動を調べる。時系列では、加速度ポテンシャルの 3 年平均からの各月のアノマリが大きいほど平均よりも大きな加速度ポテンシャルとなるため、基準面から

の勾配がよりきつくなり、流れも強くなるといえる。

南極周極流域の  $56^{\circ}-50^{\circ}\text{S}$  は、アノマリの振幅が大きく、最も変化が激しい緯度帯である(図 1 3 a)。また、長周期の変動を示し、2005 年は負、2006 年は正、2007 年は負と 1 年ごとに正と負が入れ替わる。亜熱帯循環中心部の  $50^{\circ}-44^{\circ}\text{S}$  は、2005 年 2 月、2006 年 3 月、2007 年 6 月に正のアノマリが最大となり、各年の前半は正、後半は負になる傾向がみられる(図 1 3 b)。また、南極周極流域と亜熱帯循環中心部では、2006 年にアノマリが大きい。これより北側の亜熱帯循環の内側循環の  $44^{\circ}\text{S}$  から  $36^{\circ}\text{S}$  は、長周期の変動があり、南極周極流域同様に 2005 年は負、2006 年は正、2007 年は負と 1 年ごとに正と負が入れ替わる傾向がみられる(図 1 3 c)。 $36^{\circ}-28^{\circ}\text{S}$  では、2005 年は正、2006 年は負、2007 年は正と南極周極流域や亜熱帯循環中心部と同程度の周期ではあるが、逆の位相を示している(図 1 3 d)。これより低緯度の亜熱帯循環の外側循環域の  $28^{\circ}-20^{\circ}\text{S}$ (図 1 3 e)と  $20^{\circ}-14^{\circ}\text{S}$ (図 1 3 f)では、各緯度帯で異なる周期や振幅を示している。

#### 4-3 亜熱帯循環の流速・流量の時間変動

加速度ポテンシャルの平均分布から解った  $50^{\circ}\text{S}$  から  $14^{\circ}\text{S}$  までの亜熱帯循環全体に着目し、流速や流量、塩分の時間変動の特徴をまとめる。流速は加速度ポテンシャルの傾きから求め、 $27.2\sigma_{\theta}$ 面上の亜熱帯循環の平均流速を、流量は南極中層水の塩分極小層である  $27.15\sigma_{\theta}$ と  $27.25\sigma_{\theta}$ の層でどのくらいの中層水が輸送されているかを調べる。

ここでは、加速度ポテンシャルの分布から明らかとなった  $50^{\circ}\text{S}$  から  $28^{\circ}\text{S}$  の亜熱帯循環内側の循環と  $28^{\circ}\text{S}$  から  $14^{\circ}\text{S}$  の亜熱帯循環外側の循環とにわけ、2005 年から 2007 年までの 3 年平均からの各月の平均を引いて月ごとのアノマリの時系列を作成して解析を行う(表 2)。

流速は次のようにして求められ、単位は  $\text{m s}^{-1}$  である。

$$v = \frac{\delta P}{\delta x} \times \frac{1}{f}$$

ここでは、2 点間の加速度ポテンシャルの差  $\delta P$  を取り、2 点間の距離  $\delta x$  で割り、コリオリパラメーター  $f$  で割り、流速  $v$  を求める。この流速は、2 点間での地衡流速である。

また、流量は以下の式で求められ、単位はスベルドラップ流量( $S_v$ :  $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ )で表す。

$$\delta P \times \frac{1}{f} \times \Delta h$$

流速と同様、2点間の加速度ポテンシャルの差  $\delta P$  をコリオリパラメーター  $f$  で割り、そこに南極中層水の塩分極小層の厚さ  $h$  をかけて流量を求めた。

48°–16°S の亜熱帯循環全体の時間変動から見てみる。亜熱帯循環全体の西向き流速は、2005 年から 2007 年の 3 年平均で  $4.47 \text{ cm s}^{-1}$  となる (表 2)。流速の時間変動を見てみると、2005 年は 4 月に最大となり、10 月に最小値となり、その後平均よりも低い流速を維持する (図 1 4 a)。4 か月移動平均から、2005 年 4 月、2006 年 3 月、2007 年 2 月は流速値が増加している。年ごとの変動をみると、2005 年が最も流速が強く、2007 年、2006 年と弱くなっている。亜熱帯循環の塩分極小 27.15  $\sigma_\theta$  と 27.25  $\sigma_\theta$  層の西向き流量は、2005 年から 2007 年の 3 年平均で 4.61 Sv である (表 2)。年による変動を見ると、2005 年が最も流量が大きく、2007 年、2006 年と流量が小さくなる (図 1 5 a)。移動平均を見ると、2005 年は 4 月、2006 年は 3 月、4 月、12 月、2007 年は 1 月に流速が増加しており、流速、流量から南太平洋の夏に循環が強まる傾向が見られる。

次に、亜熱帯循環内部領域の内側循環と外側循環について調べる。48°–28°S に位置する亜熱帯循環の内側循環の平均流速は  $1.90 \text{ cm s}^{-1}$  である (表 2)。年ごとの変化をみると、2006 年は流速が常に平均以上あり流れが強く、次いで 2007 年、最も弱いのが 2005 年である (図 1 4 b)。2005 年 4 月、2006 年 3 月、10 月、2007 年 2 月には流速が増加している。一方、2005 年 10 月、2006 年 6 月 7 月、2007 年は 6 月以降に平均流速よりも低い値となっている。月ごとの流速をみると、2 月に流速が最大に増加し、7 月に減少する (図 1 6 a)。次に、この内側の循環の流量は、3 年平均で 1.73 Sv である (表 2)。流量の年ごとの変動は、2007 年が最も流量が大きく、2005 年、2006 年と流量が小さくなる (図 1 5 b)。また、2005 年 4 月に流速が最大になり、その後 8 月からは平均を下回る値が続く。2006 年は 1 月に大きくなるが、その後も 1 年を通して平均値よりも低い値となっている。2007 年は 1 月と 2 月に値が大きく、その後 3 月から 5 月に急な減少が見られ、6 月に最少となる。月ごとの平均から、2 月に 1 年で最大値 2.9 Sv となり、10 月に最小の 1.3 Sv となる (図 1 7 a)。最後に、この亜熱帯循環でも内部循環の塩分の変動 (図 1 8 a) を調べた。2005 年 2 月、2006 年 5 月 10 月、2007 年 1 月、4 月は塩分が平均値 34.35 より高いことを示し、2007 年の 10 月以降は平均値よりも低い値となっている。しかしながら、この塩分の変化量は Argo フロートの塩分測定精度 0.01 とほぼ同程度であり、有意な時間変動があるとはいえない。

28°–16°S の外側循環の平均流速は  $2.57 \text{ cm s}^{-1}$  となり (表 2)、年ごとの変動は、2005 年が最も強く、2007 年、2006 年と流速が弱まる (図 1 4 c)。外側循環の 4 か月移動平均は 2005 年 4 月に最大となる。その後 6 月から 10 月にかけて流速が減少し、2006 年 11 月まで平均よりも低い流速となっている。2007 年は 2 月、3 月に流速が増加しており、7 月にかけて減少する。各月の平均流速の最大値は 3 月で  $2.62 \text{ cm s}^{-1}$  に達し、9 月に最小値

2.52 cm s<sup>-1</sup>となる(図1 6 b)。外側の循環の平均流量は 2.88Sv となり(表2)、亜熱帯循環の中でも、内側循環より外側循環の方が流速、流量共に大きく、流れが強い。年ごとの変動をみると、2006 年に流量が最大になり、2007 年、2005 年と順に流量が小さくなる(図1 5 c)。2005 年3月に流量が増加し、その後平均値より低い流量になり、11月から2006 年2月にかけて増加する。2006 年は3月、4月が最大となる。2006 年は1年を通し平均値よりも大きな値となっている。2006 年12月に増加した流量は5月に最大となり、その後6月から9月に急に減少する。月平均では3月が最大の3.7 Sv となり、9月に最小値2.1 Sv となる(図1 7 b)。

この循環域の塩分の変動(図1 8 b)は、2005 年3月と、2006 年3月と6月、2007 年3月、7月、10月に塩分の平均値34.40 よりも高い。一方、2005 年11月、2006 年4月、5月、2007 年1月、4月、8月は塩分が低い。しかし、この塩分の変化は内側循環同様、Argo フロートの塩分測定精度0.01 とほぼ同程度である。

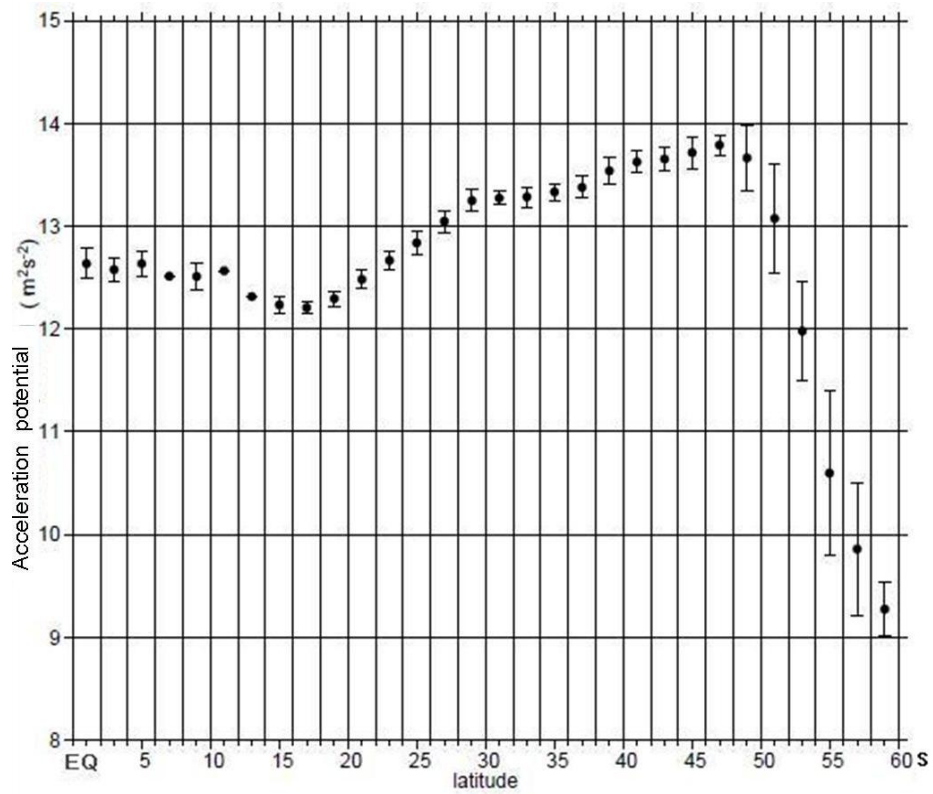


図 1 0 170°W -150°W の加速度ポテンシャル ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) の南北 2 度ごとの平均  
(バーは標準偏差を表す)

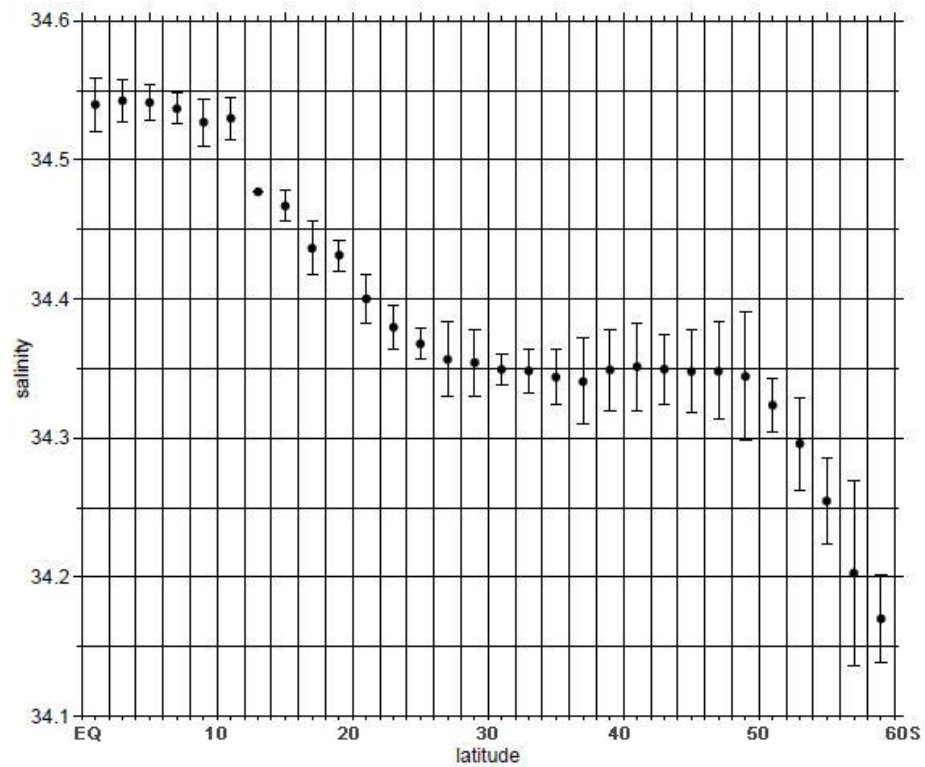


図 1 1 170°W -150°W の塩分の南北 2 度ごとの平均 (バーは標準偏差を表す)

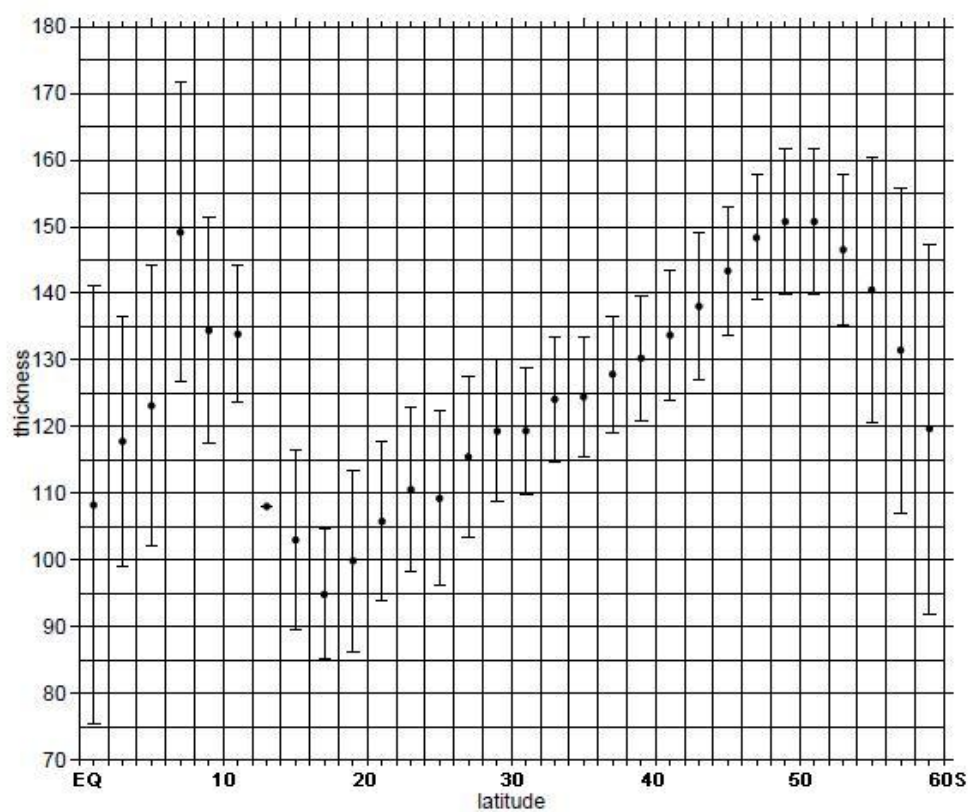
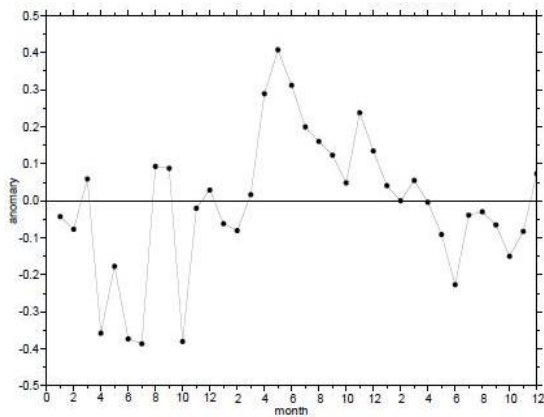


図 1 2 170°W -150°W の南極中層水中心部の厚さの南北2度ごとの平均  
(バーは標準偏差を表す)

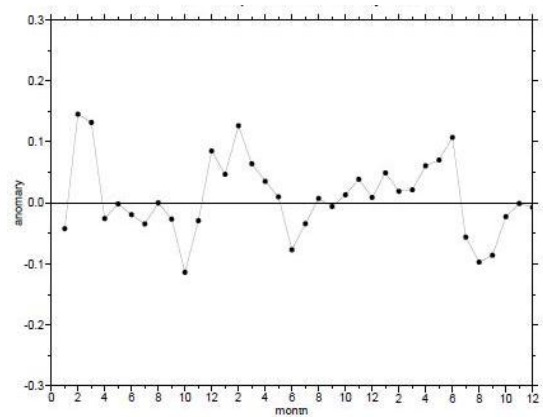
表 2 各緯度帯での西向き平均流速、平均流量

	48°S -16°S 亜熱帯循環全体	48°S -30°S 亜熱帯循環の内側循環	30°S -16°S 亜熱帯循環の外側循環
平均流速 (cm s <sup>-1</sup> )	4.47	1.90	2.57
平均流量 (Sv)	4.61	1.73	2.88

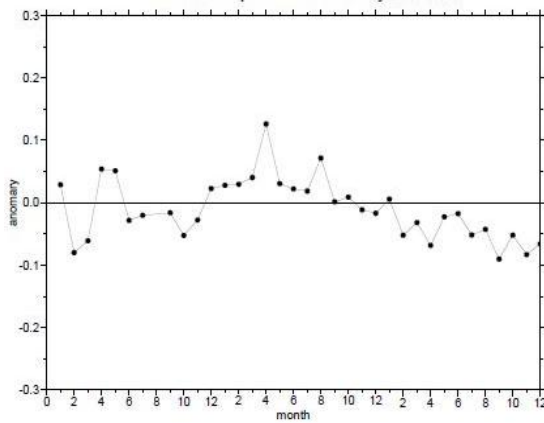




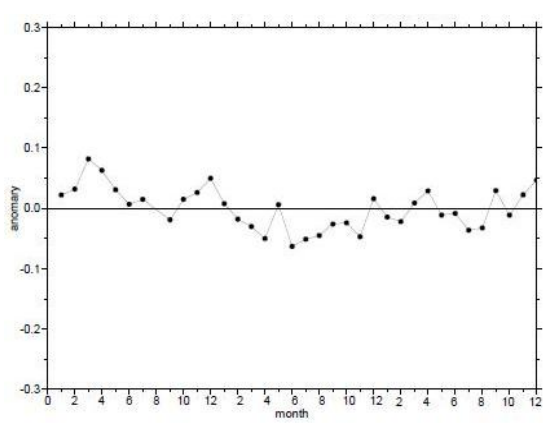
a) 56°S-50°S (南極周極流域)



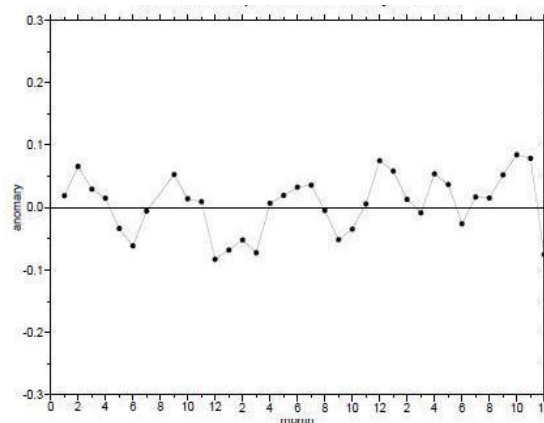
b) 50°S-44°S (亜熱帯循環中心部)



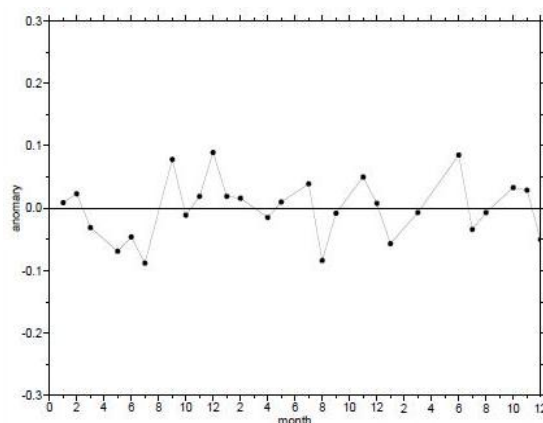
c) 44°S-36°S (亜熱帯循環の内側循環)



d) 36°S-28°S (亜熱帯循環の内側循環)

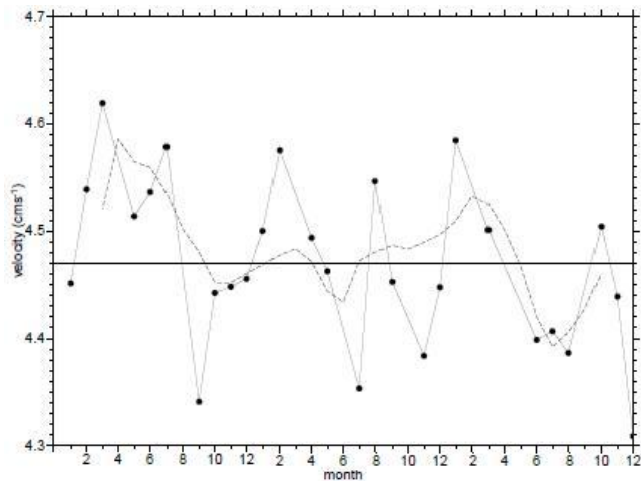


e) 28°S-20°S (亜熱帯循環の外側循環)

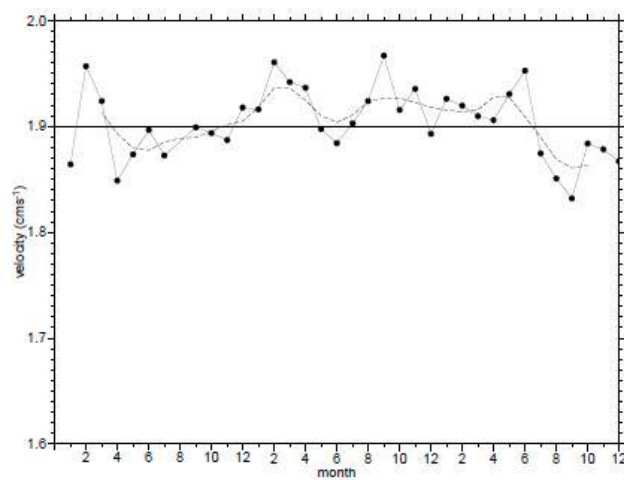


f) 20°S-14°S (亜熱帯循環の外側循環)

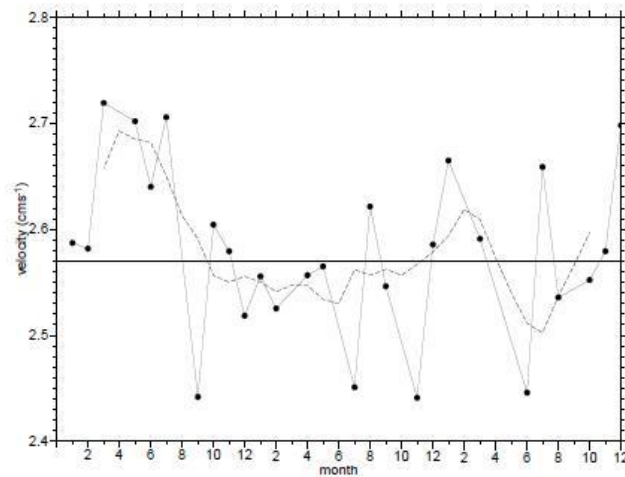
図1 3 2005年～2007年の各緯度帯における加速度ポテンシャル( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ )の各月のアノマリ



a) 亜熱帯循環全体



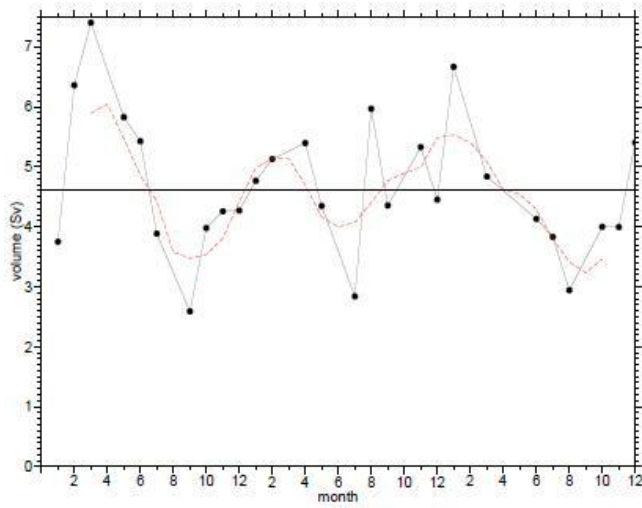
b) 亜熱帯循環の内側循環



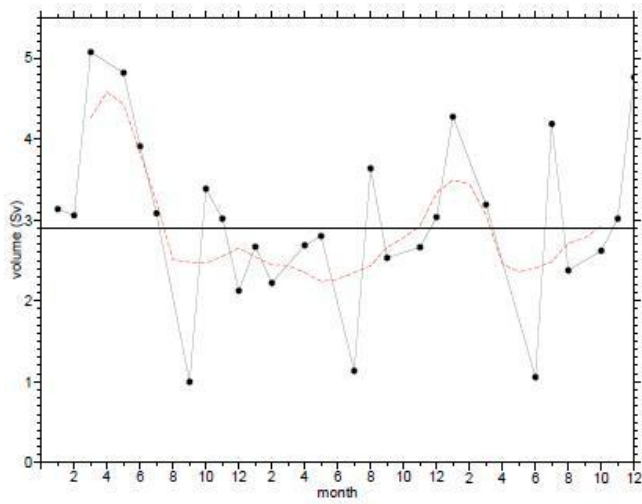
c) 亜熱帯循環の外側循環

図14 亜熱帯循環の3年平均の流速 ( $\text{cm s}^{-1}$ ) からの各月のアノマリ

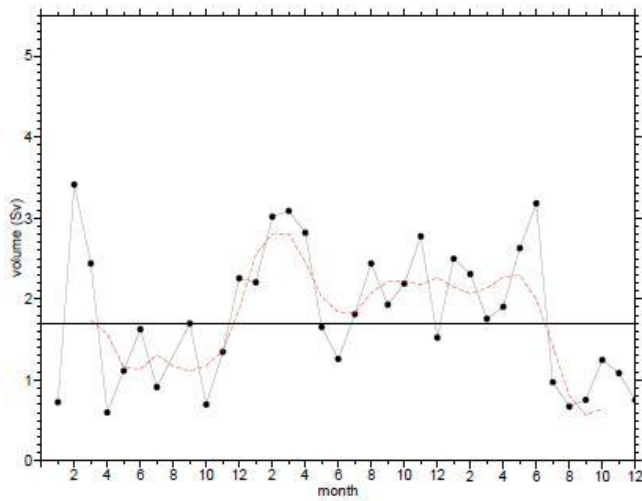
(点線は4カ月移動平均を表し、横線は平均流速を表す)



a) 亜熱帯循環全体

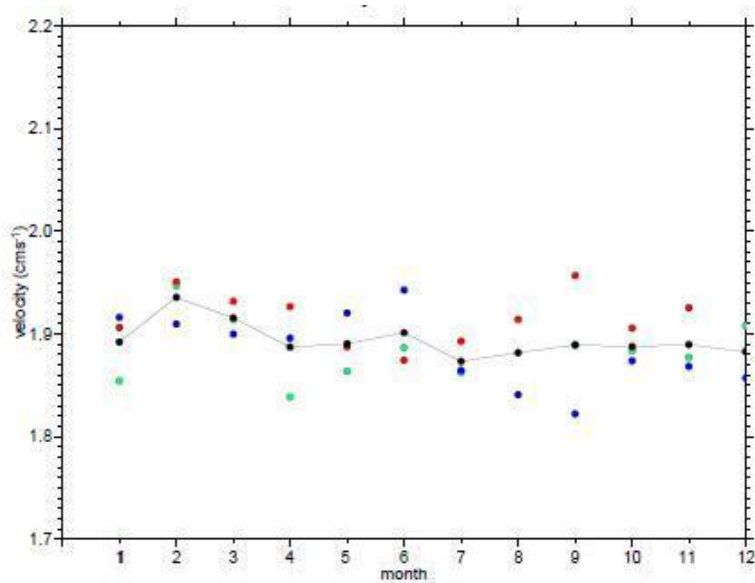


b) 亜熱帯循環の内側循環

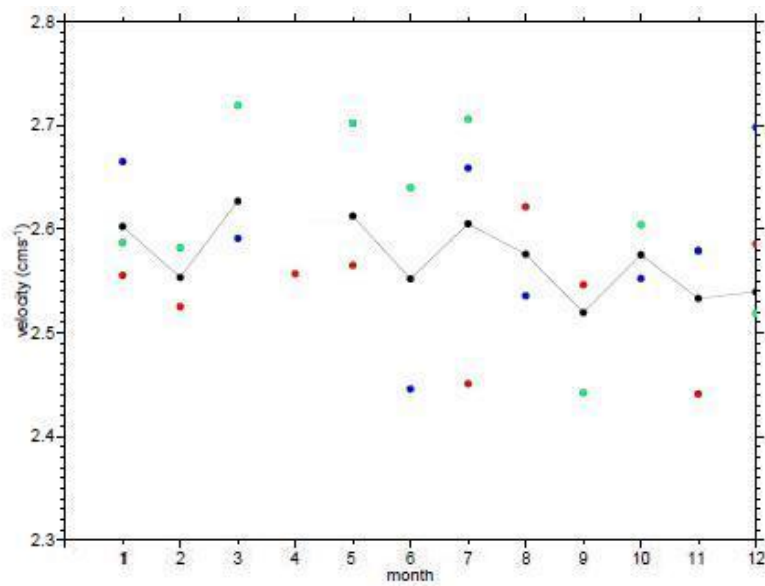


c) 亜熱帯循環の外側循環

図 1 5 亜熱帯循環の塩分極小層 ( $27.15 - 27.25 \sigma_\theta$ ) の西向き流量 (Sv)  
(点線は 4 カ月移動平均を表し、横線は平均流量を表す)



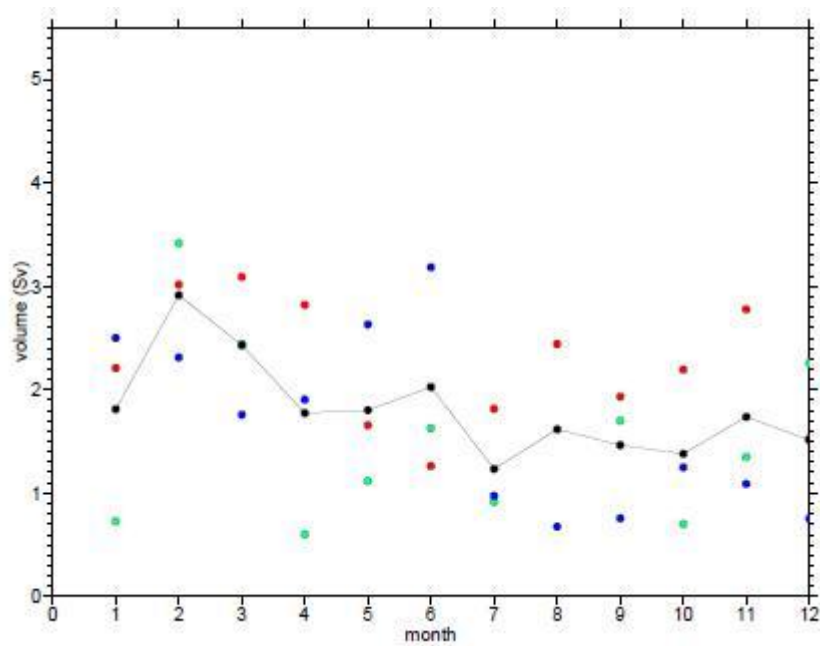
a) 亜熱帯循環の内側循環



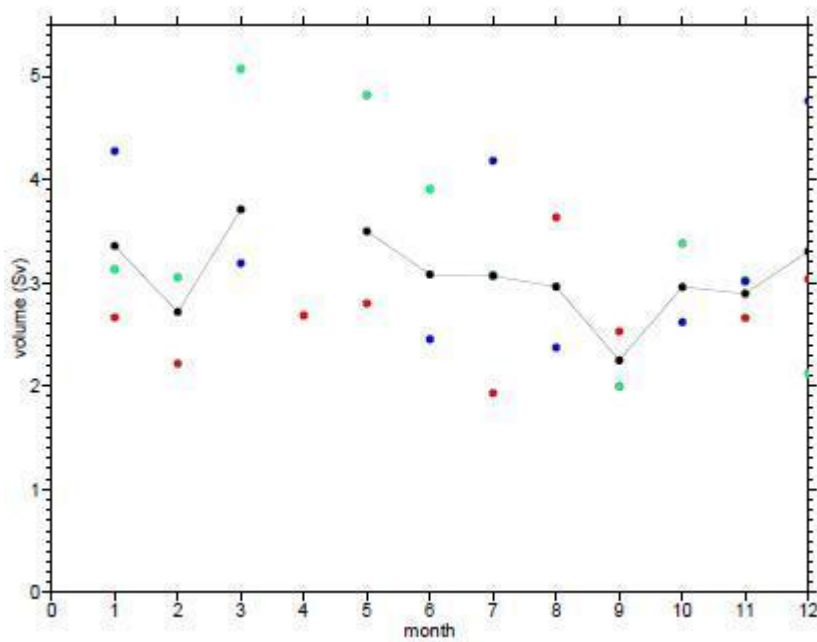
b) 亜熱帯循環の外側循環

図 16 亜熱帯循環  $27.2\sigma_\theta$ 面上の3年平均と各月の流速 ( $\text{cm s}^{-1}$ )

(黒は3年平均、緑は2005年の各月平均、赤は2006年の各月平均、青は2007年の各月平均を表す)

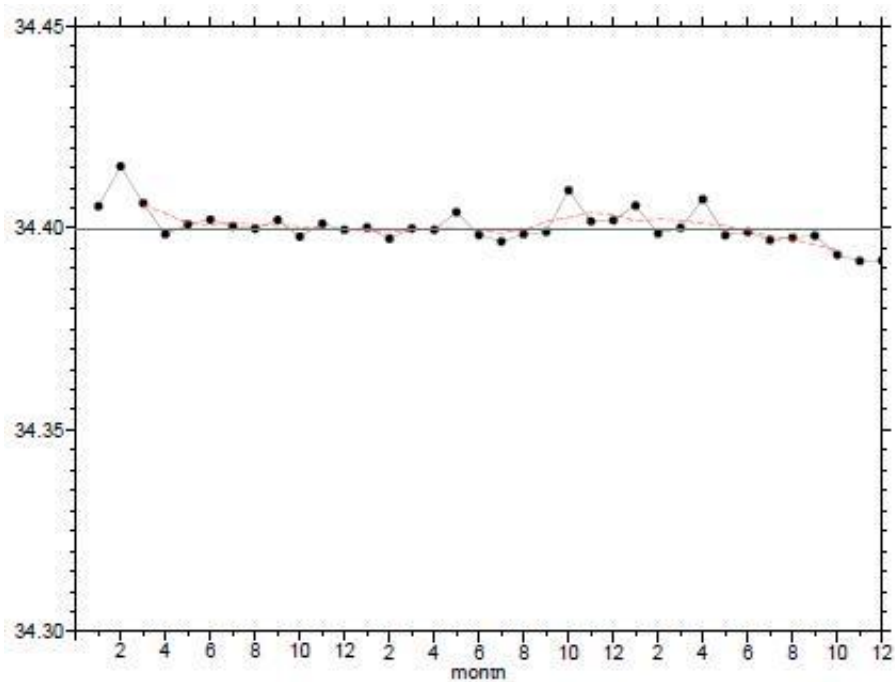


a) 亜熱帯循環の内側循環

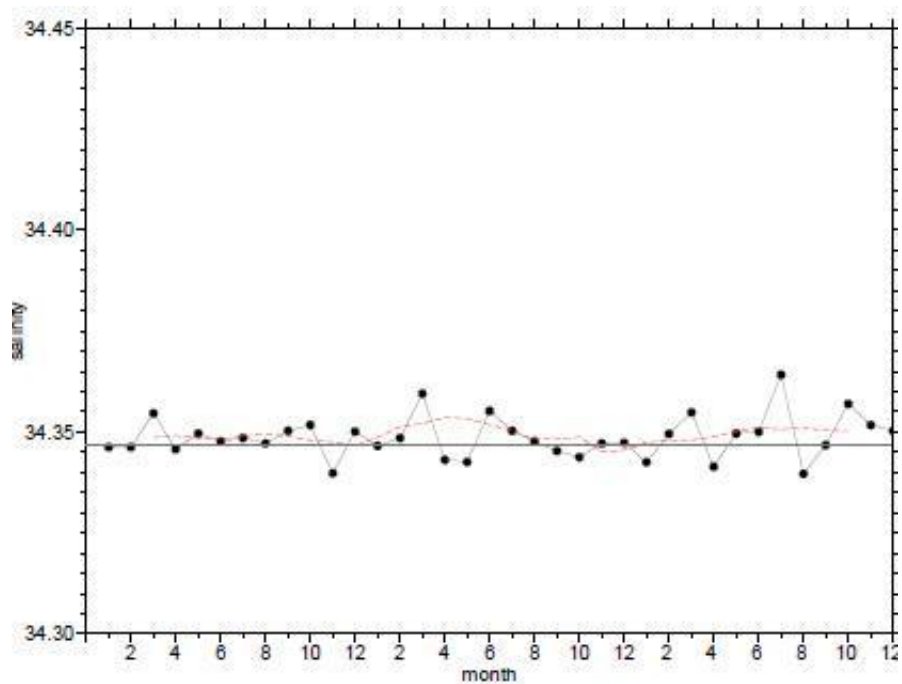


b) 亜熱帯循環の外側循環

図 1 7 亜熱帯循環塩分極小層 ( $27.15 - 27.25 \sigma_\theta$ ) の 3 年平均と各月の西向き流量 (Sv)  
(黒は 3 年平均、緑は 2005 年の各月平均、赤は 2006 年の各月平均、青は 2007 年の各月平均を表す)



a) 亜熱帯循環の内側循環における3年平均の塩分



b) 亜熱帯循環の外側循環における3年平均の塩分

図 18  $27.2\sigma_\theta$ 面上の亜熱帯循環内側と外側の循環の塩分の時間変動  
(点線は4ヵ月移動平均を表し、横線は平均塩分を表す)

## 第5章 結論

本研究で Argo フロートを使って調べた結果、南太平洋の中層循環とそれによって輸送される南極中層水の特性、特に時間変動について以下のことがわかった。

南極中層水の塩分極小層のポテンシャル密度  $27.2 \sigma_\theta$  面上において、 $55^\circ\text{S}$ – $50^\circ\text{S}$  では東向きの南極周極流が見られ、この流域では加速度ポテンシャル、塩分の等値線が共に混んでおり、流れの変化も塩分の変化も激しく流れの強い流域であることが示された。また、 $50^\circ\text{S}$  以南では塩分が  $34.0$  より低く、南太平洋で最も低塩分な海域であった。

$50^\circ\text{S}$  以北では、ニュージーランドの東西にかけて加速度ポテンシャルの高い海域があり、 $50^\circ\text{S}$ – $16^\circ\text{S}$  では西向きの流れをとらえている。また、 $170^\circ\text{W}$  以東においては、塩分の勾配の急な緯度帯が  $20^\circ\text{S}$  と  $50^\circ\text{S}$  の2か所に存在していた。その内部領域には、塩分のほぼ様な南極中層水が広がっていた。塩分の平面分布は、低塩分の水が北西に舌状に伸びており、南極中層水が亜熱帯循環とその外側の流れによってニューギニア方向へ運ばれていることを示唆した。これらの加速度ポテンシャルや塩分の空間分布の大まかな特徴は、Reid(1986)によって得られた平面分布と一致していた。一方、Argo フロートによってデータ数が飛躍的に増えたことで、より細かな解像度で解析ができたため、ニュージーランド東側の亜熱帯循環の中央部分の空間分布は Reid (1986) が描いた加速度ポテンシャルよりも明確になった。亜熱帯循環の東側の境界が、Reid の述べた  $110^\circ\text{W}$  よりもさらに東の  $100^\circ\text{W}$  付近にまで及んでいることも明らかとなった。加速度ポテンシャルや塩分の平面分布から、これまで述べたような空間分布はどの月でもほぼ同様であり、目立った時間変動はなかった。

亜熱帯循環によって運ばれる中層水の空間分布について、鉛直プロファイルや  $\theta$ – $S$  ダイアグラムを用いて調べたところ、McCartney (1977, 1982) が述べていたように、南極周極流北側で、亜南極モード水が海面から  $600\text{m}$  付近に厚く存在していることが確認できた。この結果は、南太平洋東側での酸素のプロファイルから、鉛直の対流がおおよそ  $600\text{m}$  にまで達していると Tsuchiya and Talley(1998)が報告した結果とも一致した。さらに、南極中層水の形成域とされるチリ沖では、南極中層水が  $200\text{m}$  から  $800\text{m}$  にかけて厚く存在した。その後、亜熱帯循環によって下流の亜熱帯循環西向流域まで、塩分は  $34.3$  程度と塩分極小を保持したまま運ばれており、塩分の平面分布とも良い相関を示していた。

次に、亜熱帯循環の加速度ポテンシャルで西向流が卓越していた  $170^\circ\text{W}$  から  $150^\circ\text{W}$  の亜熱帯循環の平均場や時間変動を調べた。加速度ポテンシャルの3年平均の南北断面では、 $60^\circ\text{S}$ – $50^\circ\text{S}$  で加速度ポテンシャルが北に向かって大きく増加しており、東向きの南極周極流が捉えられていることが平面分布との対応からもわかる。塩分の空間分布と塩分の南北の3年平均分布を比較すると、 $50^\circ\text{S}$  以南では等値線が混んでおり、南北分布でも急に塩分が高くなっており、時系列からも変化が大きいことが確認された。

$50^\circ\text{S}$  以北では、加速度ポテンシャル最大値が  $50^\circ\text{S}$ – $48^\circ\text{S}$  に位置していた。また、平面分

布では、熱帯循環の中央部分がニュージーランドの東になるにしたがい南下していた。Roemmich et al. (2007)が Fig. 3 において 1994 年から 2004 年までの WOCE と Argo フロートのデータを用いて解析した力学高度の最大値が  $50^{\circ}\text{S}$ - $44^{\circ}\text{S}$  を中心としており、東になるほど中心が南にずれていることを示したが、本研究の結果はそれと一致した。また、 $48^{\circ}\text{S}$ - $16^{\circ}\text{S}$  にかけて亜熱帯循環は西向き成分を示しており、その内部領域に、 $48^{\circ}\text{S}$ - $30^{\circ}\text{S}$  の内側を回る循環と、 $30^{\circ}\text{S}$ - $16^{\circ}\text{S}$  にかけての外側を回る循環の二重構造を構成していることが明らかとなった。

亜熱帯循環全体での流速は、2005 年から 2007 年の 3 年平均で  $4.5\text{cm s}^{-1}$  あり、2 月から 4 月にかけて流速が大きく、8 月から 12 月にかけては 2006 年を除いて流速が小さくなる傾向が見られた。つまり、南半球の夏に流れが強まり、南半球の冬にかけて流れが弱まる傾向を示した。また、年ごとの変動をみると、流速、流量共に 2005 年が最も流量が大きく、2007 年、2006 年と流量が減少した。さらに、どの程度南極中層水中心部で水が運ばれているか見積もったところ、亜熱帯循環全体では  $4.6\text{ Sv}$  の流量があった。

亜熱帯循環の内側循環、外側循環ともに、塩分の時間変化量はとても小さく、これは Argo フロートの測定精度である 0.01 と比べて、有意ではなかった。 $48^{\circ}\text{S}$  から  $30^{\circ}\text{S}$  に位置する亜熱帯循環の内側循環をみると、平均で  $1.9\text{cm s}^{-1}$  の流速があり、2 月に流速が最大、7 月に最小となった。また、2006 年、2007 年、2005 年の順に徐々に流速が小さくなった。流量は平均で  $1.7\text{ Sv}$  となり、2 月に最大、10 月に最小となった。また、2005 年が最も流量が大きかった。この内側領域の塩分は平均で 34.35 程度であり、ほぼ様な塩分の水が広がっていた。

亜熱帯循環の外側循環の平均流速は、平均  $2.6\text{cm s}^{-1}$  あり、内側循環より約 1.3 倍大きい。また、2005 年、2007 年、2006 年の順に流速が徐々に小さくなり、亜熱帯循環の内側循環の経年変動とは異なる周期であった。季節変動を見ると、3 月に流速が最大値になり、9 月に最小値になった。また、流量は平均で  $2.9\text{ Sv}$  となり、これは内側循環の約 1.7 倍にあたる。年ごとに見ると、2006 年が最も流量が大きく、2007 年、2005 年と流量が減少していた。季節変動は、流速同様 3 月に最大となり、9 月に最小となった。

また、これまで南極中層水の塩分極小層中心部の流量というのは見積もられていなかったが、本研究では亜熱帯循環塩分極小層の西向流の流量を  $4.6\text{ Sv}$  と見積もることができた。これから、南極中層水の厚みを考慮して全体の流量を推定すると約  $12\text{ Sv}$  となる。Wiffels et al., (2001)では、東オーストラリア海流全体の流量を  $12\text{ Sv}$ 、Tomczak, M., and J.S. Godfrey (1994)では  $15\text{ Sv}$  と報告しており、本研究で見積もった流量のうち、多くはこの東オーストラリア海流へと流入すると考えられる。 $30^{\circ}\text{S}$ - $16^{\circ}\text{S}$  にかけての亜熱帯循環外側の循環は、平面分布から、東オーストラリア海流に入って亜熱帯循環内を再循環するものとニューギニア沿岸潜流へとになっていくものとに分かれる可能性がある。Tsuchiya (1991)では、ニューギニアへ流入する南極中層水の流量を 500dbar-1100dbar の平均で  $4\text{ Sv}$  と見積



もっていることから、約 1/3 がニューギニアへ南極中層水が流入していることになる。

加速度ポテンシャル、流速、流量の時間変動を見ると、南半球の夏に循環が強まり、南半球冬に循環が弱まる傾向があった。これは、170°W 沿いの 42°S から 38°S での 2004 年の少ない Argo フロートデータから求めた力学高度の結果とも一致した (Roemmich et al., 2007)。さらに、この結果は、ニューギニア沖での係留観測による結果から得られた、南半球の冬にはニューギニア沖を西北西に流れる流速が強まり、夏には流速が弱くなる結果とは逆相関になった。この結果から、亜熱帯循環の流量の大部分は定常的にはオーストラリア東へと流れており、ニューギニアへと分岐する流れが季節的なものである可能性も推測される。

しかし、2005 年から 2007 年のデータだけでは、西部南太平洋域のフロートデータ数の蓄積が少ないため十分な議論ができない。今後この西部南太平洋低緯度海域の Argo フロートが増えれば、議論できるようになると考える。

また、Argo フロートのデータが更に増えて長期にわたってデータが蓄積されれば、経年変動や季節変動についてより詳細な解明が期待される。

## 謝辞

データ解析や論文作成など、本研究に関していつも温かくご指導ご鞭撻賜りました東京大学海洋研究所川辺正樹教授に深く感謝の意を表します。川辺教授からは、研究に真摯に向き合う姿勢と、観測データを大切にし、そこから海洋の姿を導きだしていくことの面白さを学びました。ここに深く感謝の意を表します。

東京大学海洋研究所海洋大循環分野研究室では、研究を進める上で大変貴重なご意見を多数頂きました。藤尾准教授からは、多くの的確なご指摘をいただきました。岡講師からは、データの扱い方から研究の進めかたなど、研究に関する幅広いご指導をいただきました。柳本助教には、研究に関する相談に対して細かなところまで親身に対応していただきました。田中助教には研究の本質についてご意見をいただきました。心から感謝申し上げます。

海洋研究所海洋物理学部門海洋大循環分野の研究室の先輩方である、小牧さん、加藤さん、安藤さん、中嶋さんには研究生生活全般において日頃から大変お世話になりました。また、本研究で使用させていただいた Argo フロートデータのダウンロード、並びにテキスト化には、株式会社 Marine Work Japan の大平剛氏にご協力いただきました。厚くお礼申し上げます。

## 引用文献

- Akima, H., (1970): A new Method of Interpolation and Smooth Curve Fitting Based on Local Procedures. *Journal of the Association for Computing Machinery*, 17, 589-602.
- Kawabe, M., Kashino, Y., and Kuroda, Y. (2008): Variability and linkages of New Guinea Coastal Undercurrent and Lower Equatorial Intermediate Current. *Journal of Physical Oceanography*, 38, 1780-1793.
- 伊勢武治・藤村統一郎 (1976): 最近の内挿法のアルゴリズムと計算プログラム. 情報処理 Vol. 17, No5.
- McCartney, M.S. (1977): Subantarctic mode water, *A Voyage of Discovery*, pp. 103-119. Edited by M. Angel, Elsevier, New York.
- , (1982): The Subtropical Recirculation of Mode Waters. *Journal of Marine Research*, 40, Suppl. 427-764.
- Montgomery, R.B. (1937): A Suggested Method for Representing Gradient Flow in isentropic Surface. *Boll. Amer. Meteor. Soc.*, 18, 210-212.
- , and Stroup, E.D. (1962): Equatorial Waters and Currents at 150°W in July-August 1952. *Johns Hopkins Oceanographic Studies*, 1, 68p.
- Oka E., Talley, Y., D., and Suga, T. (2007): Temporal Variability of Winter Mixed Layer in the Mid-to High-Latitude North Pacific. *Journal of Oceanography*, 63, 293-307.
- Reid, J. L. (1965): Intermediate Waters of the Pacific Ocean. *John Hopkins Oceanographic Studies*, 2.
- , (1986): On the Total Geostrophic Circulation of the South Pacific Ocean: Flow Patterns, Tracers and Transports. *Progress in Oceanography*, 16, 1-61.
- , (1997): On the Total Geostrophic Circulation of the South Pacific Ocean: Flow Patterns, Tracers and Transports. *Progress in Oceanography*, 39, 263-352.
- Roemmich, D., Gilson, J., Wijffels, S., and Riser, R. (2007): Decadal Spinup of the South Pacific Subtropical Gyre. *Journal of Physical Oceanography*, 37, 162-173.
- Sverdrup, H.U., Johnson, M. W., and Fleming, R. H. (1942). *The Oceans: their Physics, Chemistry and General Biology*. Prentice-Hall, Englewood Cliff, NJ, 1087pp.
- Tomczak M. (2006): Variability of Antarctic intermediate water properties in the South Pacific. *Ocean Science Discussions*, 3, 2021-2058.
- Tomczak, M., and J.S. Godfrey (1994): *Regional Oceanography: An Introduction*, pp.422, Elsevier, New York.
- Tsuchiya, M. (1991): Flow path of the Antarctic Intermediate Water in the western equatorial South Pacific Ocean. *Deep-Sea Research*, 38(suppl.1), S273-279.

- Tsuchiya, M., Talley, L.D., and McCartney, M.S. (1994): Water Mass Distributions in the Western Atlantic: A section from South Georgia Island (54°S) northward across the equator. *Journal of Marine Research*. 52, 55-81.
- Wijffels, S. E., Toole, J. M. and Davis, Russ. (2001): Revisiting the South Pacific Subtropical Circulation: A synthesis of World Ocean Circulation Experiment observations along 32°S. *Journal of Geophysical Research*. 106, 19481-19513.
- Zenk, W., G. Siedler, Ishida, A., J. Holfort, Y. Kashino, Y. Kuroda, T. Miyama, and T. J. Müller. (2005): Pathways and variability of the Antarctic Intermediate Water in the western equatorial Pacific Ocean. *Progress in Oceanography*. 67, 245-281.