

南大洋オーストラリア区における表層海洋中の
二酸化炭素分圧の経年変化と季節変化橋田 元^{1,2*}・中岡慎一郎³・小野 恒⁴・中澤高清⁵・吉川久幸⁶・青木周司⁵・
森本真司^{1,2}・山内 恭^{1,2}・小達恒夫^{1,2}・福地光男^{1,2}Secular trends and seasonal variations of partial pressure of carbon dioxide in the
surface sea water in the Australian sector of the Southern OceanGen Hashida^{1,2*}, Shin-ichiro Nakaoka³, Hisashi Ono⁴, Takakiyo Nakazawa⁵,
Hisayuki Yoshikawa⁶, Shuji Aoki⁵, Shinji Morimoto^{1,2},
Takashi Yamanouchi^{1,2}, Tsuneo Odate^{1,2} and Mitsuo Fukuchi^{1,2}

(2010年1月18日受付; 2010年5月12日受理)

Abstract: In order to elucidate the secular trends of oceanic CO₂ uptake in the Indian sector of the Southern Ocean, pCO₂, the partial pressure of CO₂ in the ocean surface layer, has been measured since 1987 on board the icebreaker *Shirase*. Meridional distributions of pCO₂ along 110°E in early December clearly show steep changes at such fronts as the subtropical front, subantarctic front, and polar front. Although pCO₂ of each zone shows interannual variation, secular trend is detectable. For example, the estimated rate of increase of pCO₂ in the permanent open ocean zone between the polar front (around 53°S) and the northern edge of winter ice cover (63°S) is about 1.3 μatm/y, which is slightly lower than the rate of increase of the atmospheric

¹ 情報・システム研究機構国立極地研究所, National Institute of Polar Research, Research Organization of Information and Systems, Midori-cho 10-3, Tachikawa, Tokyo 190-8518.

² 総合研究大学院大学複合科学研究科極域科学専攻, Department of Polar Science, School of Multidisciplinary Sciences, The Graduate University for Advanced Studies (SOKENDAI), Midori-cho 10-3, Tachikawa, Tokyo 190-8518.

³ 国立環境研究所, National Institute for Environmental Studies, 16-2 Onogawa, Tsukuba-City, Ibaraki 305-8506.

⁴ 気象庁福島地方気象台, Japan Meteorological Agency, Fukushima Local Meteorological Observatory, Matsuki-cho 1-9, Fukushima-City, Fukushima 960-8018.

⁵ 東北大学大学院理学研究科大気海洋変動観測研究センター, Center for Atmospheric and Oceanic Studies, Graduate School of Science, Tohoku University, 6-3 Aoba, Aramaki, Aoba-ku, Sendai 980-8678.

⁶ 北海道大学大学院環境科学院, Graduate School of Environmental Science, Faculty of Environmental and Earth Science, Hokkaido University, Kita-10, Nishi-5, Kita-ku Sapporo, Hokkaido 060-0810.

* Corresponding author. E-mail: gen@nipr.ac.jp

CO₂ concentration. From the results obtained by multi-ship observations with 4 research vessels in the Southern Ocean in summer, we found that the values of $p\text{CO}_2$ off the coast of the Antarctic Continent (66°S) varied temporally by 100 μatm for 5 months. We also found that nDIC decreased with time from December 2001 to March 2002 in the upper layer from 100 to 200 m due to biological activity during summer.

要旨: 全球の炭素循環を解明する上で、大気-海洋間の二酸化炭素(CO₂)交換を定量化することは最重要課題のひとつである。高緯度海域は風が強く、表層海洋中のCO₂分圧(以下、 $p\text{CO}_2$)が大気よりも低いために、CO₂の吸収域として重要な海域である。特に、全海洋面積のおよそ20%を占める南大洋は、巨大なCO₂の吸収源と考えられている。しかし、他海域に比べて観測機会が限られており、CO₂吸収量の正確な評価に結びつく $p\text{CO}_2$ のデータの蓄積は十分ではない。

本報告では、「しらせ」の東経110度における長期 $p\text{CO}_2$ 観測から、 $p\text{CO}_2$ が大気中のCO₂濃度よりも若干低い増加率で経年変化していること、また、2001年12月~2002年3月に実施された東経140度における複数船時系列観測から、 $p\text{CO}_2$ の夏季の詳細な時間変化とその要因を明らかにした。

1. はじめに

将来の大気中濃度の正確な予測には、大気、陸上植物、海洋という大きな3つのリザーバー間における炭素収支を正確に見積もる事が重要である。3つのリザーバーの中で、海洋は産業革命以降に大気中に放出された人為起源CO₂の約48%を吸収したと言われており(Sabine *et al.*, 2004)、全球炭素循環において大きな役割を果たしている。全球にわたる大気-海洋間のCO₂フラックスは多くの研究者によって見積もられているが(Tans *et al.*, 1990; Quay *et al.*, 1992; Le Quéré *et al.*, 2003; Ciais *et al.*, 1995)、1.5-3.1 GtC/yrと評価に違いが見られる。Takahashi *et al.* (1997)は、多くの観測によって得られた表層海洋中の $p\text{CO}_2$ データを、空間的・時間的に内外挿することによって全球の $p\text{CO}_2$ マップを作成し、1990年における大気-海洋間のCO₂フラックスを0.60-1.34 GtC/yrと推定した。その後、観測領域を拡大し、観測データ数を増やして同様な手法を適用し、Takahashi *et al.* (2002)は1995年の値として 2.2 ± 0.5 GtC/yrを、Takahashi *et al.* (2009)は2000年の値として 1.6 ± 0.9 GtC/yrを得ている。しかし、南半球における海洋観測は北半球に比べて圧倒的に少なく、特に本研究で扱う南大洋は、厳しい海況や海水の存在などにより観測が困難なため、CO₂フラックスの不確実性は依然として大きい。

南大洋はこのような観測は未だ不十分であるが、以下に挙げるさまざまな特徴により、全球的にも局所的にも、気候システムや物質循環において重要な役割を持つと考えられている。まず、南大洋は全海洋の約20%を占める広大な面積を持ち、1年を通して海上風が非常に強い(Sabine and Key, 1998)、風速に依存する大気とのCO₂交換が非常に活発である。また、南大洋は唯一周極的な構造を持つ大洋であり、南大洋で形成された水塊は太平洋や大西洋、インド洋の中層や深層へと運ばれる(Rintoul and Bullister, 1999)。さらに、

南大洋は栄養塩豊富な深層水が湧昇しているため高い生産性を持ち (Levitus *et al.*, 1993), 季節的に海氷が消長する季節海水域 (Seasonal Sea Ice Zone: SSIZ, 以降, SSIZ) が存在するといった特徴も持っている。

Takahashi *et al.* (2002, 2009) は, 南大洋における CO₂ 吸収量をそれぞれ 0.6 GtC/yr と 0.05 GtC/yr と見積もっており, 後者の新しい見積もりは非常に小さい値を示している。この2つの研究に見られる大きな違いは, 南大洋における観測データ数が増加したことと, これまでデータがなかった南大洋の海域において観測が行われたことによるものである。Takahashi *et al.* (2002) では冬季の SSIZ の CO₂ フラックスが考慮されていなかったが, Takahashi *et al.* (2009) では, 冬季の SSIZ の海水下に存在する海水の pCO₂ が高い値を示し, 大気に対して潜在的な CO₂ 放出源である (Bakker *et al.*, 1997, 2008; Bellerby *et al.*, 2004; Rubin *et al.*, 1998) という新たな観測結果を導入している。すなわち, 南大洋の CO₂ 放出源となっている海域を新たに考慮することによって, Takahashi *et al.* (2009) は南大洋全体における CO₂ 吸収量を小さく見積もった。しかし, 南大洋における観測はまだ行われていない季節や海域が多いため, 今後も南大洋の CO₂ フラックスの推定が変化する可能性は大いにある。したがって, より正確な海洋による CO₂ 吸収量を見積もるためには, 南大洋における同一航路を同一時期に長期間観測する必要がある。このような経年変化を捉えるべく, 「しらせ」船上において 1987 年以降, pCO₂ の観測を継続してきた。

他方, 南大洋の表層海洋における溶存炭酸系の季節変化が大きいことは, 経年変化を議論する上でも考慮する必要がある。そのためには年間を通した複数回の観測が求められるが, 特に季節海水域は寄港地から遠方にあるため実現は難しかった。しかし, 2001-2002 シーズンに東経 140 度線に沿って, 「オーロラ・オーストラリス」(12 月), 東京大学海洋研究所(現所属 JAMSTEC) 「白鳳丸」(1 月), 第 43 次日本南極地域観測隊専用観測船「タンガロア」(2 月), 「しらせ」(3 月) による複数船時系列観測が実施された(小達・福地, 2002)。この観測において, 夏季における pCO₂ の連続観測および全溶存無機炭酸濃度(以降, DIC) 分析用試料採取を実施した。初めて実施された複数船時系列観測は, 南大洋における夏季の季節内変化を調べる観測として非常に有意義であり, この観測に関係する論文が多数公開されている (Yoshikawa-Inoue and Ishii, 2005; Nakaoka *et al.*, 2009; Aoki *et al.*, 2006, 2007; Gomi *et al.*, 2007; Hirawake *et al.*, 2003)。中でも, Nakaoka *et al.* (2009) は, pCO₂ の測定を基にして観測期間における大気-海洋間の CO₂ フラックスを推定し, 生物活動に起因すると思われる CO₂ フラックスの大きな変化が 2002 年 1-2 月に見られたことを報告している。本研究では, この複数船時系列観測の定点から得られた海水試料の分析を行い, pCO₂ の変化が観測された海域について, その内部で DIC がどのように変動しているかを議論する。

2. 観測航海および観測手法の概要

南極観測船「しらせ」に $p\text{CO}_2$ を連続測定する装置を搭載し、1987年12月、第29次南極地域観測隊（以下、第~次隊）の往路から観測を開始した。「しらせ」はオーストラリア西岸のフリーマントルを12月3日に出航し、3月20日にオーストラリアのシドニーに寄港した。この間の観測期間と場所は、12月には、東経110度線沿いの南進航路（南緯35-60度）および南緯60度沿いの西進航路（東経40-110度）、2-3月には、南緯60-65度沿いの東進航路（東経40-150度）および東経150度線沿いの北進航路（南緯40-60度）である。この往路と復路の航海中に観測を実施した。観測装置の詳細は、橋田ほか（1997）に詳述したとおりである。ただし、1998年12月以降の CO_2 分析計は、LI-COR 製 LI-6252 を使用した。

2001年11月~2002年3月の複数船時系列観測の航路および期間については、第4章で述べる。「白鳳丸」および「タンガロア」の $p\text{CO}_2$ 連続観測装置は「しらせ」と同様であるが、 CO_2 分析計として LI-COR 製 LI-800 を用いている。また、「オーロラ・オーストラリス」の $p\text{CO}_2$ の連続観測装置は General Oceanics 製 Model-8050 である。DIC は船上でバイアル瓶に採取して国内に持ち帰り、東北大学において UIC 製 クーロメータ Model5010 により分析した。

3. 「しらせ」による東経110度の海水中 CO_2 分圧の経年変化

12月上旬に得られた表層海洋中の乾燥空気平衡分圧 ($x\text{CO}_2$) について、1987年より観測された中から南緯35-60度の間で欠測がほとんどない1988年、1992年、1996年、2002年、2007年の4航海分の緯度分布を図1に示す。 $p\text{CO}_2$ は水蒸気を含んだ空気中の CO_2 分圧、 $x\text{CO}_2$ は観測空気中の分圧であり、ここで $x\text{CO}_2$ は1気圧における値とした。図1の緯度分布は、南大洋の海洋前線構造と対応した海水温や塩分の急激な変動と、空間的に同期している（橋田ほか、1997）。前線構造は複雑であり、表面海水温の解析から、南緯38-40度に亜熱帯収束線（STF）、南緯48度付近に亜南極前線（SAF）、南緯51-52度に極前線（PF）の存在が知られている（橋田ほか、1997）。PFの南に広く分布する南極表層水は、冬季の強い鉛直混合や、夏季氷縁域周辺における植物プランクトンの大増殖の影響を受け、空間的な変動が非常に大きい。図1において、南緯60度以南の $x\text{CO}_2$ が大きく変化している原因はそのような物理・生物環境に求められる。

緯度分布において、 $x\text{CO}_2$ は上記の前線間は比較的一様な値をとっており、Sub-Tropical Zone (STZ: およそ南緯32-38度)、Sub-Antarctic Zone (SAZ: およそ南緯42-48度)、Polar Frontal Zone (PFZ: 南緯50度付近)、Permanent Open Ocean Zone (POOZ: およそ南緯52-59度)、Seasonal Sea Ice Zone (SSIZ: 南緯60度以南) で大別される。それぞれの海域（緯度帯）で平均した値を時間（年）に対して一次近似し、経年増加率を見積り図2に示し

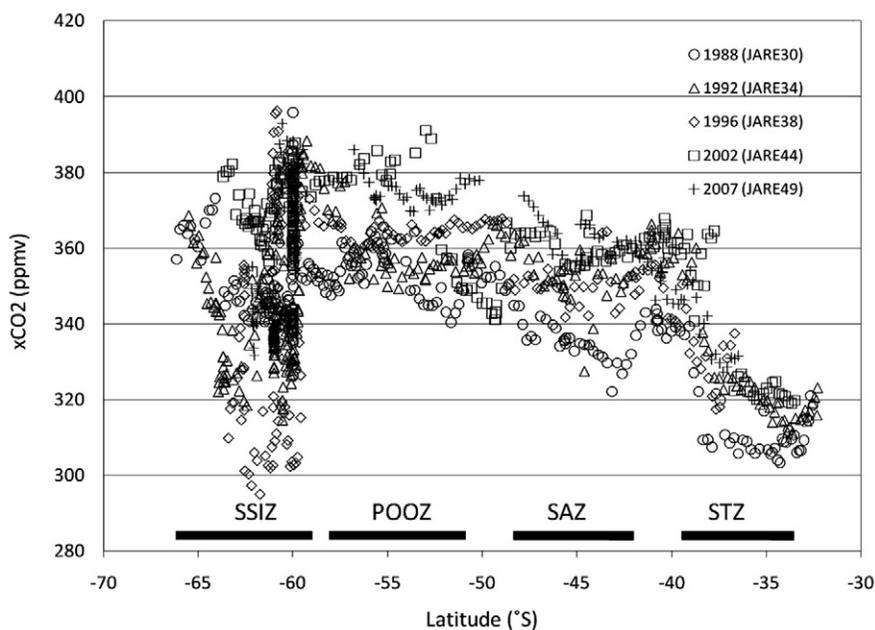


図1 東経110度における $x\text{CO}_2$ の緯度分布. 図中下部の太線は、海洋構造がほぼ均質な4つの緯度帯を示す. 低緯度から高緯度方向に、Sub-Tropical Zone (STZ), Sub-Antarctic Zone (SAZ), Permanent Open Ocean Zone (POOZ), Seasonal Sea Ice Zone (SSIZ).

Fig. 1. Meridional distribution of $x\text{CO}_2$ along 110°E . Thick lines above the horizontal axis divide the major water zones. Sub-Tropical Zone (STZ), Sub-Antarctic Zone (SAZ), Permanent Open Ocean Zone (POOZ) and Seasonal Sea Ice Zone (SSIZ).

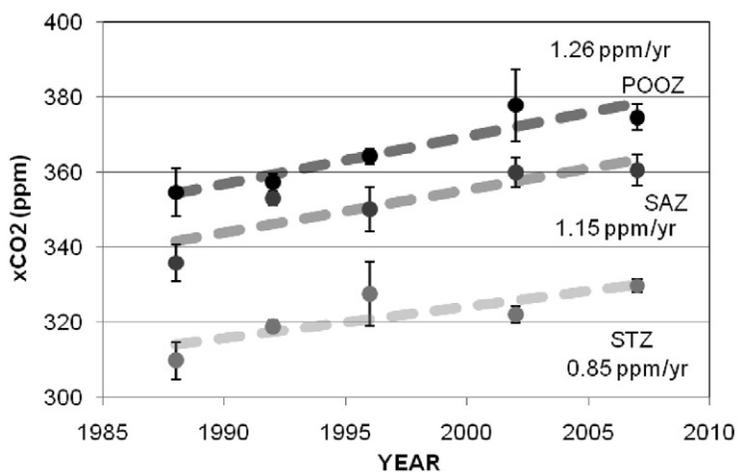


図2 東経110度におけるSub-Tropical Zone(STZ), Sub-Antarctic Zone(SAZ), Permanent Open Ocean Zone (POOZ) それぞれの $x\text{CO}_2$ の経年増加率.

Fig. 2. $x\text{CO}_2$ annual rate of increase in the Sub-Tropical Zone (STZ), Sub-Antarctic Zone (SAZ), and Permanent Open Ocean Zone (POOZ) along 110°E .

た。これらの値は、いずれも大気中の CO_2 濃度の増加率約 2.0 ppmv/yr よりも小さく、Yoshikawa-Inoue and Ishii (2005) や Metzler *et al.* (2009) が得た南大洋他海域の値よりも小さい。Le Quéré *et al.* (2007) は、過去 20 年の Southern Annular Mode (南半球環状モード) の正偏差に伴う南大洋の平均風速の増加が、表層・次表層間の鉛直混合を促進し、海洋の CO_2 吸収力を低下させるとしている。この仮説は、表層海洋中の $x\text{CO}_2$ が、大気-海洋間の非平衡を解消すべく先行して増加する大気中 CO_2 濃度に追従して増加することに加え、表層よりも高濃度の $x\text{CO}_2$ を持つ次表層との混合の影響を受け、大気中 CO_2 濃度増加率よりも大きくなることを意味する。本研究はこの仮説と逆の結果を示しており、本研究と他研究を同時に説明するには、増加率の算出における観測期間やその長さの違いという統計上の取扱いや、表層と次表層との交換などの物理過程以外のプロセス、たとえば生物活動に年々の変化がある可能性、あるいは鉛直混合に地域性が存在している可能性を検討する必要がある。

4. 東経 140 度の $p\text{CO}_2$ の季節変化とその要因

2001 年 12 月~2002 年 3 月、東経 140-150 度の海域において実施された複数船時系列観測の航路を図 3 に、それぞれの航海で観測された $p\text{CO}_2$ の緯度分布を図 4 に示す。図 4 から、この 5 カ月間に $p\text{CO}_2$ は顕著な時間変化を示し、特に南緯 60 度以南では $200 \mu\text{atm}$ も変動していたことが分かる。 $p\text{CO}_2$ の変動要因としては、海水温および塩分による熱力学的変化と、DIC すなわち炭酸系そのものが挙げられる。Nakaoka *et al.* (2009) は、熱力学的変化の効果は副次的で、生物活動あるいは鉛直混合による炭酸系の変化が主なものであったと指摘している。

大気中の CO_2 が海に溶解すると、海水中ではそのごく一部が分子状のまま存在し、残りの大部分は解離する。溶解した CO_2 は海水中で二酸化炭素 (CO_2)、炭酸 (H_2CO_3)、重炭酸イオン (HCO_3^-)、炭酸イオン (CO_3^{2-}) という 4 種類の炭酸物質として存在し、これら相互の割合は化学平衡で一定に保たれている。これらの炭酸物質の濃度の総和が DIC であり、DIC がわずかに 1% 増加すると $p\text{CO}_2$ は 10-15% 増加する。すなわち、大気-海洋間の CO_2 フラックスのほか、生物活動や海水の循環など様々な要素によって生じる DIC の変化は、 $p\text{CO}_2$ に増幅して伝わるのである。

$p\text{CO}_2$ の時間変化が大きい 60 度以南の南緯 61 度、南緯 64 度、南緯 66 度において観測された nDIC (塩分 34.25 に規格化した DIC) の、500 m より上層の鉛直分布を図 5 に示す。いずれの観測点においても nDIC は表層付近で最も低く、深くなるにつれて急激に増加し、その後おおむね一定となるという傾向が見られる。このような分布が形成される原因としては、まず表層で生物生産によって nDIC が消費されることと、深さが増すとともに有機物が分解され nDIC が増加することが挙げられる。さらに詳細に見ると、特に南緯 61 度と

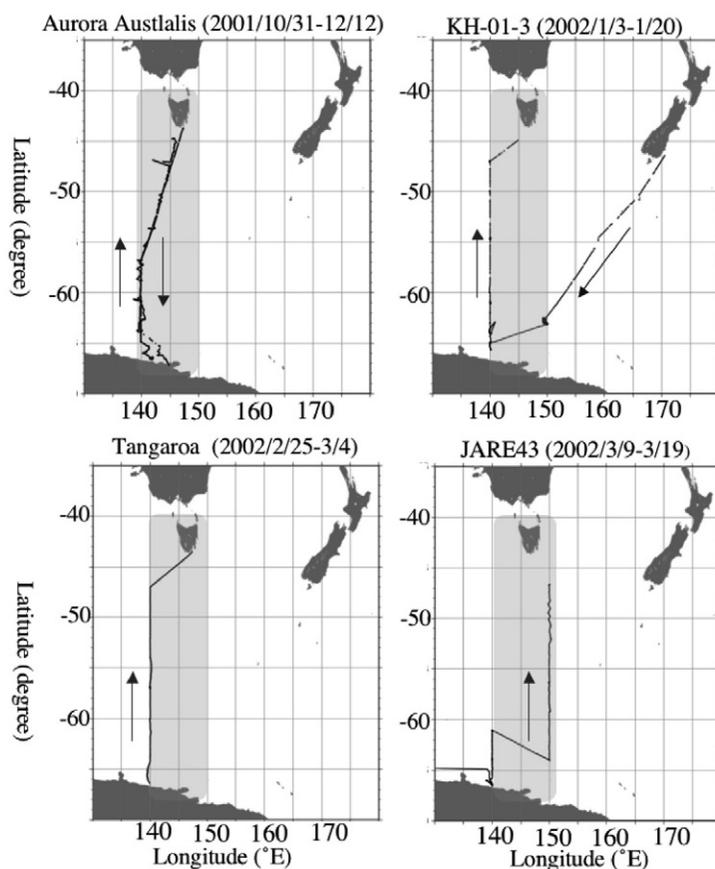


図3 複数船時系列観測における4航海の航路
 Fig. 3. Cruise tracks of the multi-ship observation.

南緯 64 度は非常に似た鉛直分布を示しており、表層から深層に向かって nDIC が増加する際、100–200 m 付近で極大値をとる。このような極大値の出現は、表層で作られた有機物が 100–200 m 付近で分解されていることを示唆している。

南緯 61 度では鉛直分布に時間変化がほとんど見られないが、南緯 64 度と南緯 66 度では、nDIC が表層付近で特徴的な時間変化を示している。表層での nDIC の時間変化は、南緯 61 度では約 $5 \mu\text{mol}/\text{kg}$ という変動幅を示したのに対して、南緯 64 度では約 $40 \mu\text{mol}/\text{kg}$ 、南緯 66 度では約 $100 \mu\text{mol}/\text{kg}$ という大きな変動幅を示し、後者では表層の nDIC が 1 月に大きく減少し、2–3 月にかけて回復している。このような nDIC の変化は、 $p\text{CO}_2$ と整合的であり、その原因として 1 月に両地点で発生した植物プランクトンの大増殖が考えられる (Gomi *et al.*, 2007, Yoshikawa *et al.*, 2007)。

小野 (2009) は、表層混合層での平均 DIC の時間変化を、大気–海洋間の CO_2 交換、正

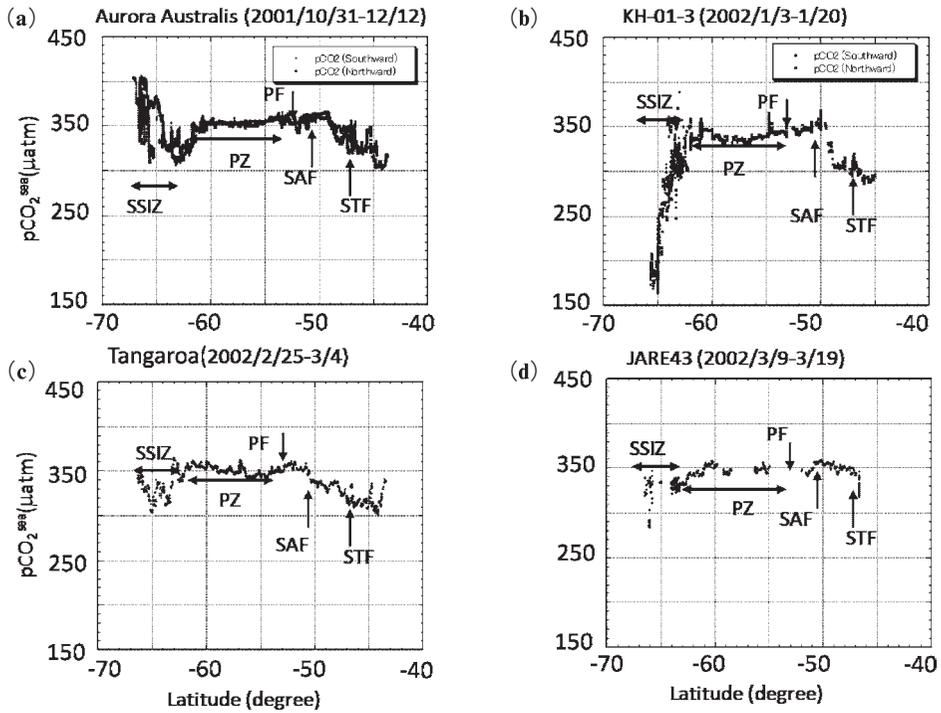


図4 複数船時系列観測の各航海における $p\text{CO}_2$ の緯度分布。(a)「オーロラ・オーストラリス」(12月), (b)「白鳳丸」(1月), (c)「タンガロア」(2月), (d)「しらせ」(3月)。図中の縦矢印は主要前線である Sub-Tropical Front(STF), Sub-Antarctic Front(SAF), Polar Front(PF) の位置, 横矢印は主要水塊である Polar Zone (PZ), Seasonal Sea Ice Zone (SSIZ) の範囲を示す。

Fig. 4. Meridional distribution of $p\text{CO}_2$ along 140°E . (a) *Aurora Australis* (December), (b) *Hakuho-Maru* (January), (c) *Tangaroa* (February), (d) *Shirase* (March). Vertical arrows represent positions of the Sub-Tropical Front (STF), Sub-Antarctic Front (SAF) and Polar Front (PF). Horizontal arrows are areas of the Polar Zone (PZ) and Seasonal Sea Ice Zone (SSIZ).

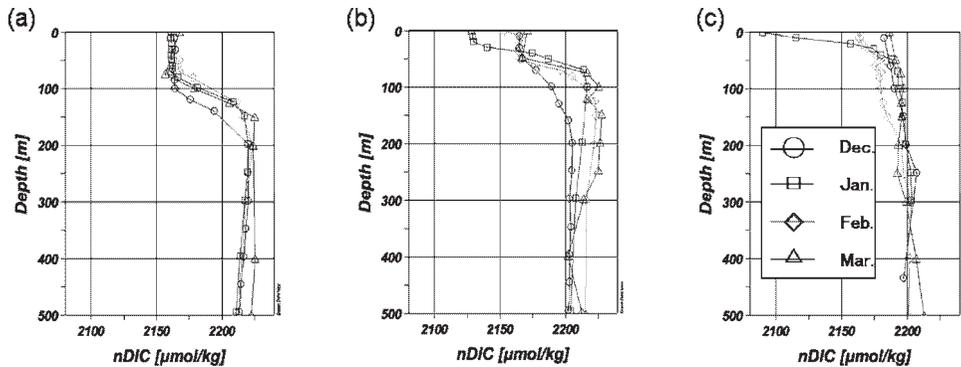


図5 複数船時系列観測における 500 m より上層の nDIC の鉛直分布。

(a) 南緯 61 度, (b) 南緯 64 度, (c) 南緯 66 度。

Fig. 5. Vertical distributions of $n\text{DIC}$ above 500 m at (a) 61°S , (b) 64°S and (c) 66°S .

味群集生産、混合層深化、鉛直拡散混合という4つの要因によるものと仮定し、DIC変動へのそれぞれの寄与を推定した。その結果、南緯61度と南緯64度においては、光合成によるDIC減少と光合成によって作られた有機物の分解によるDIC増加という、生物活動による寄与が最も大きいということが判明した。一方、南緯66度では、12-1月については南緯61度や南緯64度と同様に生物生産による影響が最も大きい、1-3月には生物活動よりも鉛直混合や混合層深化の効果が重要であるということを見いだした。

5. ま と め

本報告では「しらせ」の $p\text{CO}_2$ 経年変化について、東経110度における結果のみを記した。東経110度の観測時期である12月上旬は、一般的に植物プランクトンの増殖前で安定した冬季の状態を保存した状態と考えられるため、季節変化の影響を考慮せずに経年変化を議論できると考えた。今後、「しらせ」の沿岸域における往路の西航時および復路の東航時、東経140度の北航時について、東経140度の複数船時系列観測で得られた季節変化特性を踏まえ、経年変化の評価を行う必要がある。

謝 辞

本研究は、「しらせ」、「白鳳丸」、「タンガロア」の円滑な航海運営があつて始めて成り立つものであり、各船のすべての乗員に御礼申し上げます。「しらせ」においては、第29-49次観測隊の気水圏微量気体成分モニタリングを担当する越冬隊員の方々に、その往復路において装置の維持管理を行っていただきました。担当隊員および観測隊の協力に感謝致します。気象研究所・石井雅男主任研究員にはDICの分析方法およびデータ品質管理において多大なご指導を頂きました。オーストラリアCSIRO (The Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation) のB. Tilbrook博士には、「オーロラ・オーストラリス」の $p\text{CO}_2$ およびDICデータを提供していただきました。お二人に深甚なる謝意を表します。

文 献

- Aoki, S., Fukai, D., Hirawake, T., Ushio, S., Rintoul, S.R., Hasumoto, H., Ishimaru, T., Sasaki, H., Kagimoto, T., Sasai, Y. and Mitsudera, H. (2007): A series of cyclonic eddies in the Antarctic Divergence off Adélie Coast. *J. Geophys. Res.*, **112**, C05019, doi:10.1029/2006JC003712.
- Aoki, S., Rintoul, S.R., Hasumoto, H. and Kinoshita, H. (2006): Frontal positions and mixed layer evolution in the Seasonal Ice Zone along 140°E in 2001/02. *Polar Biosci.*, **20**, 1-20.
- Bakker, D.C.E., de Baar, H.J.W. and Bathmann, U.V. (1997): Changes of carbon dioxide in surface waters during spring in the Southern Ocean. *Deep-Sea Res. Pt. II*, **44**, 91-127.
- Bakker, D.C.E., Hoppema, M., Schröder, M., Geibert, W. and de Baar, H.J.W. (2008): A rapid transition from ice covered CO_2 -rich waters to a biologically mediated CO_2 sink in the eastern Weddell Gyre. *Biogeosciences*, **5**, 1373-1386.
- Bellerby, R.G.J., Hoppema, M., Fahrbach, E., de Baar, H.J.W. and Stoll, M.H.C. (2004): Interan-

- nual controls on Weddell Sea surface water $f\text{CO}_2$ during the autumn-winter transition phase. *Deep-Sea Res. Pt. I*, **51**, 793-808.
- Ciais, P., Tans, P.P., White, J.W.C., Trolier, M., Francey, R.J., Berry, J.A., Randall, D.R., Sellers, P.J., Collatz, J.G. and Schimel, D.S. (1995): Partitioning of ocean and land uptake of CO_2 as inferred by $\delta^{13}\text{C}$ measurements from the NOAA climate monitoring and diagnostics laboratory global air sampling network. *J. Geophys. Res.*, **100** (D3), 5051-5070.
- Gomi, Y., Taniguchi, A. and Fukuchi, M. (2007): Temporal and spatial variation of the phytoplankton assemblage in the eastern Indian sector of the Southern Ocean in summer 2001/2002. *Polar Biol.*, **30**, 817-827.
- 橋田 元・中澤高浩・青木周司・村山昌平・山内 恭・田中正之・清水 明・林 政彦・岩井邦中 (1997): 南極観測船「しらせ」による大気および表層海洋中の CO_2 分圧観測. 南極資料, **41**, 203-220.
- Hirawake, T., Kudoh, S., Aoki, S. and Rintoul, S.R. (2003): Eddies revealed by SeaWiFS ocean color images in the Antarctic Divergence zone near 140°E. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1458, doi: 10.1029/2003GL016996.
- Levitus, S., Conkright, M.E., Reid, J.L., Najjar, R.G. and Mantyla, A. (1993): Distribution of nitrate, phosphate and silicate in the world oceans. *Prog. Oceanogr.*, **31**, 245-273.
- Metzl, N. (2009): Decadal increase of oceanic carbon dioxide in Southern Indian Ocean surface waters (1991-2007). *Deep-Sea Res. Pt. II*, **56**, 607-619.
- Nakaoka, S., Nakazawa, T., Yoshikawa-Inoue, H., Aoki, S., Hashida, G., Ishii, M., Yamanouchi, T., Odate, T. and Fukuchi, M. (2009): Variations of oceanic $p\text{CO}_2$ and air-sea CO_2 flux in the eastern Indian sector of the Southern Ocean for the austral summer of 2001-02. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L14610, doi:10.1029/2009GL038467.
- 小達恒夫・福地光男 (2002): 「専用観測船による海洋観測に関する研究小集会」報告一第 43 次隊報告及び第 44 次隊観測計画一. 南極資料, **46**, 601-620.
- 小野 恒 (2009): 南大洋オーストラリアンセクターにおける溶存無機炭素の夏季変動. 宮城, 東北大学, 修士論文.
- Quay, P.D., Tilbrook, B. and Wong, C.S. (1992): Oceanic uptake of fossil fuel CO_2 : carbon-13 evidence. *Science*, **256**, 74-79.
- Le Quéré, C., Aumont, O., Bopp, L., Bousquet, P., Ciais, P., Francey, R., Heimann, M., Keeling, C.D., Keeling, R.F., Kheshgi, H., Peylin, P., Piper, S.C., Prentice, I.C. and Rayner, P.J. (2003): Two decades of ocean CO_2 sink and variability. *Tellus*, **55B**, 649-656.
- Le Quéré, C., Rödenbeck, C., Buitenhuis, E.T., Conway, T.J., Langenfelds, R., Gomez, A., Labuschagne, C., Ramonet, M., Nakazawa, T., Metzl, N., Gillett, N. and Heimann, M. (2007): Saturation of the Southern Ocean CO_2 sink due to recent climate change. *Science*, **316**, 1735-1738, doi:10.1126/science.1136188.
- Rintoul, S.R. and Bullister, J.L. (1999): A late winter hydrographic section from Tasmania to Antarctica. *Deep-Sea Res. Pt. I*, **46**, 1417-1454.
- Rubin, S.I., Takahashi, T., Chipman, D.W. and Goddard, J.G. (1998): Primary productivity and nutrient utilization ratios in the Pacific sector of the Southern Ocean based on seasonal changes in seawater chemistry. *Deep-Sea Res. Pt. I*, **45**, 1211-1234.
- Sabine, C.L. and Key, R.M. (1998): Controls on $f\text{CO}_2$ in the South Pacific. *Mar. Chem.*, **60**, 95-110.
- Sabine, C.L., Feely, R.A., Gruber, N., Key, R.M., Lee, K., Bullister, J.L., Wanninkhof, R., Wong, C.S., Wallace, D.W.R., Tilbrook, B.F., Millero, F.J., Peng, T.-H., Kozyr, A., Ono, T. and Rios, A.F. (2004): The oceanic sink for anthropogenic CO_2 . *Science*, **305**, 367-371.
- Takahashi, T., Feely, R.A., Weiss, R.F., Wanninkhof, R.H., Chipman, D.W., Sutherland, S.C. and Takahashi, T.T. (1997): Global air-sea flux of CO_2 : an estimate based on measurements of sea-air $p\text{CO}_2$ difference. *Proc. Natl Acad. Sci. USA.*, **94**, 8292-8299.
- Takahashi, T., Sutherland, S.C., Sweeney, C., Poisson, A., Metzl, N., Tilbrook, B., Bates, N., Wanninkhof, R., Feely, R.A., Sabine, C., Olafsson, J. and Nojiri, Y. (2002): Global sea-air CO_2 flux based on climatological surface ocean $p\text{CO}_2$, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res. Pt. II*, **49**, 1601-1622.

- Takahashi, T., Sutherland, S.C., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R.A., Chipman, D.W., Hales, B., Friederich, G., Chavez, F., Sabine, C., Watson, A., Bakker, D.C.E., Schuster, U., Metzl, N., Yoshikawa-Inoue, H., Ishii, M., Midorikawa, T., Nojiri, Y., Körtzinger, A., Steinhoff, T., Hoppema, M., Olafsson, J., Arnarson, T.S., Tilbrook, B., Johannessen, T., Olsen, A., Bellerby, R., Wong, C.S., Delille, B., Bates, N.R. and de Baar, H.J.W. (2009): Climatological mean and decadal change in surface ocean $p\text{CO}_2$, and net sea-air CO_2 flux over the global oceans. *Deep-Sea Res. Pt. II*, **56**, 554–577.
- Tans, P.P., Fung, I.Y. and Takahashi, T. (1990): Observational constraints on the global atmospheric CO_2 budget. *Science*, **247**, 1431–1438.
- Yoshikawa-Inoue, H. and Ishii, M. (2005): Variations and trends of CO_2 in the surface seawater in the Southern Ocean south of Australia between 1969 and 2002. *Tellus*, **57B**, 58–69.
- Yoshikawa, T., Miki, M., Takeda, S. and Furuya, K. (2007): Spatial heterogeneity in photosynthesis-irradiance parameters of phytoplankton across a cyclonic eddy in the Antarctic Divergence zone along 140°E . *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L18605, doi:10.1029/2007GL030736.