
報 告

北太平洋亜熱帯域における大気－海洋間の 二酸化炭素フラックス推定手法の開発*

杉本 裕之**・平石 直孝**

要 旨

大気－海洋間の二酸化炭素フラックスを直接的に計算するためには、年間を通しての表面海水中の二酸化炭素分圧の正確な推定を広域かつ面的に行う必要がある。北太平洋亜熱帯全域を対象に、海面水温及び海面塩分から表面海水中の二酸化炭素濃度を計算する経験的な推定手法を開発した。160°W以西の北太平洋亜熱帯域西部では、海面水温と表面海水中の二酸化炭素濃度の強い相関関係を利用した推定手法が適用可能であることが分かった。また、160°W以東の北太平洋亜熱帯域東部は、低温、低塩分、高二酸化炭素の特徴を持つ亜寒帯域の海水の影響を受けるため、海面水温に加え、海面塩分を指標にした表面海水中の二酸化炭素濃度の推定手法が有効であることを確認した。北太平洋亜熱帯域東部は、海面塩分や地理的条件により海域を分割することができ、海域ごとに表面海水中の二酸化炭素濃度を海面水温、海面塩分、年で重回帰分析を行うことにより、表面海水中の二酸化炭素濃度を推定する経験式を導出した。開発した北太平洋亜熱帯域全体における表面海水中の二酸化炭素濃度推定手法の誤差は、二酸化炭素分圧で見た RMS 誤差で 10 μ atm ~ 20 μ atm、平均誤差で -5 μ atm ~ 0 μ atm であった。

この経験的手法を用いて、北太平洋亜熱帯域における 1996 年から 2007 年までの毎月の大気－海洋間の二酸化炭素フラックスを算出した結果、北太平洋亜熱帯域における二酸化炭素フラックスの年間積算量は平均して約 0.40PgC で、全海洋における年間吸収量の約 18% を占めていた。1998 年は、1997/1998 年に発生したエルニーニョ現象の影響により、北太平洋亜熱帯域西部で吸収量が減少する一方で、北太平洋亜熱帯域東部で吸収量が増加し、北太平洋亜熱帯域全体で見ると吸収量は、1996 年から 2007 年までの平均値よりやや小さい程度であった。また、冬季に吸収量が極大となり、夏季に放出する季節変動をすることが分かった。

* Estimation of the Sea-to-Air CO₂ Flux in the Subtropical North Pacific Ocean

** Hiroyuki Sugimoto, Naotaka Hiraishi

Marine Division, Global Environment and Marine Department (地球環境・海洋部海洋気象課)

1. はじめに

IPCC 第四次評価報告書 (IPCC, 2007) では、海洋への二酸化炭素の正味の吸収量は、年間約 $2.2 \pm 0.5 \text{PgC}$ (2000 年～2005 年の平均, gC は二酸化炭素の中に含まれる炭素の質量 (g), P (ペタ) = 10^{15}) と見積もられており、この量は毎年人為的に放出される二酸化炭素の約 3 分の 1 に及ぶ。また、将来の大気中の二酸化炭素濃度や地球温暖化の予測において、気候変動に対する炭素循環の応答やフィードバックのメカニズムが正確に分かっていないことが、現時点で大きな不確実性であることが指摘されている。大気中の二酸化炭素濃度に多大な影響を与える大気-海洋間の二酸化炭素フラックスの季節変動や年変動、さらに長期の変化を正確に監視することで、炭素循環の変動要因は何か、また、各要因が炭素循環にどの程度の寄与を及ぼすのかなどの科学的知見を深化、蓄積することが、地球温暖化予測等の不確実性の低減のために必要である。

大気-海洋間の二酸化炭素フラックスは、表面海水中の二酸化炭素分圧 ($p\text{CO}_2\text{s}$) と大気中の二酸化炭素分圧 ($p\text{CO}_2\text{a}$) の差 ($\Delta p\text{CO}_2$) を利用して見積もられる。 $p\text{CO}_2\text{a}$ に比較して、 $p\text{CO}_2\text{s}$ の季節・経年変動は大きく、これに伴って大気-海洋間の二酸化炭素フラックスは、大きな時空間変動を示す。しかしながら、表面海水中の二酸化炭素の観測は船舶、ブイなどの現場観測による手段しかないために観測データが限られ、その時空間変動が十分に把握されていない。このため、大気-海洋間の二酸化炭素フラックスの見積りには、表面海水中の二酸化炭素分圧の時空間分布を面的に、より正確に推定する手法の開発が重要な課題となっている。

気象庁は、大気-海洋間の二酸化炭素フラックスに関する情報を、北西太平洋亜熱帯域 ($11^\circ \text{N} \sim 30^\circ \text{N}$, $130^\circ \text{E} \sim 165^\circ \text{E}$) においては 1999 年から、太平洋赤道域 ($10^\circ \text{S} \sim 5^\circ \text{N}$, $135^\circ \text{E} \sim 95^\circ \text{W}$) においては 2007 年から毎年提供している。このうち、北西太平洋亜熱帯域では、海面水温と $p\text{CO}_2\text{s}$ の強い相関関係を利用して毎年の凌風丸 (気象庁本庁) と啓風丸 (神戸海洋气象台) の観測に基づいて格子点ごとに回帰式を導出し、

毎月の海面水温分布から $p\text{CO}_2\text{s}$ を計算している (村田ほか, 1996)。一方、太平洋赤道域では、性質の異なる赤道発散域と暖水域を海面塩分によって分け、観測データに基づきそれぞれの海域に対して導かれた表面海水中の全炭酸濃度と全アルカリ度の経験式を用いて、毎月の海面水温と海面塩分の分布から $p\text{CO}_2\text{s}$ を推定している (中館・石井, 2007)。

しかしながら、現在の気象庁の推定領域は全海洋に対する面積比で約 12 分の 1 に限られ、推定領域の更なる拡大が必要である。また、これまでの各海域での大気-海洋間の二酸化炭素フラックスについては誤差の評価がなされておらず、その誤差を見積もることも課題の 1 つとなっている。

ここでは、北太平洋亜熱帯域全体における二酸化炭素フラックスを推定するため、海面水温及び海面塩分から表面海水中の二酸化炭素濃度を計算する経験的な推定手法を開発した結果について報告する。近年世界中の表面海水中の二酸化炭素濃度の観測データの統合が進められ、公開されるようになった (Takahashi *et al.*, 2008)。推定した表面海水中の二酸化炭素濃度は、この観測データと比較することによってその誤差を見積もり、どの程度の精度で二酸化炭素フラックスが推定できるのかについて検討した。さらに、1996 年から 2007 年までの月ごとの北太平洋亜熱帯域の二酸化炭素フラックス分布や、領域積算量の時系列を求め、年変動や季節変動の特徴について考察した。

2. データ

2.1 現場観測データ

全球の船舶などの観測データが収集され、国際海洋炭素調整プロジェクト (The International Ocean Carbon Coordination Project, IOCCP) のデータセンターである二酸化炭素情報解析センター (Carbon Dioxide Information Analysis Center, CDIAC) で公開されている全球表面海水 CO_2 データベース (Takahashi *et al.*, 2008) を使用した。収集された期間は 1968 年～2006 年で、全観測データ数は約 354 万であり、気象庁の凌風丸、啓風丸の観測データも含まれている。また、データには、緯度、経度、観測時刻、海面塩分、現場海面

水温 (°C), 平衡器内の温度 (°C), 気圧 (hPa), 平衡器内の温度での二酸化炭素濃度 (ppm), 平衡器内の温度での二酸化炭素分圧 (μatm), 現場海面水温に補正した二酸化炭素分圧 (μatm) が含まれる。ここで, 平衡器とは密閉された空間に海水を導入することで海水と平衡になった空気を生成する器具であり, この平衡空気中の二酸化炭素濃度が表面海水中の二酸化炭素濃度として測定される。しかし, 海水導入時の水温変化が与える二酸化炭素濃度の変化が無視できないことが多く, 現場海面水温に補正した値と併記されることが多い。

加えて, 気象庁の凌風丸, 啓風丸による北西太平洋亜熱帯域における定期観測の最新データを利用した。利用期間は1996年~2007年で, 変数は緯度, 経度, 観測時刻, 海面塩分, 現場海面水温 (°C), 平衡器内の温度 (°C), 気圧 (hPa), 現場海面水温に補正した二酸化炭素濃度 (ppm), 現場海面水温に補正した二酸化炭素分圧 (μatm) が含まれる。

これら2組のデータには, 現場海面水温に補正した二酸化炭素の濃度 ($\chi\text{CO}_2\text{s}$) や分圧 ($p\text{CO}_2\text{s}$) が含まれているが, 両者の間で温度補正の方法が異なっている。具体的には, 全球表面海水 CO_2 データベースはTakahashi *et al.* (1993) の経験式により, 気象庁のデータはGordon and Johns (1973) の経験式により, 温度補正が行われている。統一をとるため, 気象庁のデータに対して, Takahashi *et al.* (1993) の経験式による温度補正を行った。

2.2 大気二酸化炭素濃度・海面水温・海面塩分・海面気圧・海面風速の解析データ

フラックス計算に用いる大気中の二酸化炭素濃度の解析データとしては, 米国海洋大気庁地球システム研究所 (National Oceanic and Atmospheric Administration/Earth System Research Laboratory, NOAA/ESRL) がデータを収集して解析したGLOBALVIEW- CO_2 (2008) を使用した。GLOBALVIEW- CO_2 (2008) は, 1979年から2007年までの期間, 時間方向には1年間に48個, 南北方向には緯度の正弦で0.05ごとの解像度の海

面境界層における二酸化炭素濃度の解析データである。

海面水温は, 気象庁全球日別海面水温解析値 (Merged satellite and in situ data Global Daily Sea Surface Temperatures, MGDSST) を使用した。MGDSSTは全球かつ日別で, 水平解像度が 0.25° という非常に高解像度のデータである。

海面塩分は, 北太平洋を対象とした気象研究所海洋データ同化システム (MRI Multivariate Ocean Variational Estimation System, MOVE/MRI.COM-NP) による再解析データ (Usui *et al.*, 2006) を用いた。このデータは, 日別で, 水平解像度は 0.5° である。

海面気圧や海面風速は, 気象庁と(財)電力中央研究所が共同で行った長期再解析プロジェクト (Japanese Re-Analysis 25 years, JRA-25), 及び気象庁気候データ同化システム (JMA Climate Data Assimilation System, JCDAS) の再解析値 (Onogi *et al.*, 2007) を使用した。JRA-25は1979年から2004年までの期間の再解析値であり, JCDASはJRA-25と同じ同化サイクルを2005年以降も延長したものである。JRA-25とJCDASは, 6時間ごとのデータで水平解像度は 1.25° である。

各データは, 1996年から2007年までの期間で, 月平均値を用い, さらに, 緯度 1° , 経度 1° のグリッドごとに領域平均あるいは線形補間したデータを利用した。

2.3 表面海水中の二酸化炭素分圧の気候値

二酸化炭素分圧の推定値が妥当か検討するため, Takahashi *et al.* (2002) による表面海水中の二酸化炭素分圧 ($p\text{CO}_2\text{s}$) の気候値を利用した。この解析データは, 1995年を基準年として, 全球の船舶観測データを2次元の移流拡散方程式を用いて時間積分することにより, 時空間的に内挿して作られたものである。水平解像度は東西方向に 5° , 南北方向に 4° で, $p\text{CO}_2\text{s}$ のほかに, $\Delta p\text{CO}_2$ や二酸化炭素フラックスなどの月別分布が提供されている。

3. 北太平洋亜熱帯域における表面海水中の二酸化炭素濃度の推定

北太平洋亜熱帯域として、南北方向が 5°N から 34°N まで、東西方向が 120°E から 90°W までの領域について、表面海水中の二酸化炭素濃度推定手法の検討を行い、比較的多くの現場観測データを入手することができる1996年から2007年までの12年間の表面海水中の二酸化炭素濃度の推定を行った。全球表面海水 CO_2 データベースに含まれる北太平洋亜熱帯域のデータ数は約29万である。これらのデータは、1986年～2006年の21年間に観測されたもので、1996年～2006年の11年間に観測されたデータがそのうちの約95%を占める。

3.1 海面水温と表面海水中の二酸化炭素濃度の相関関係

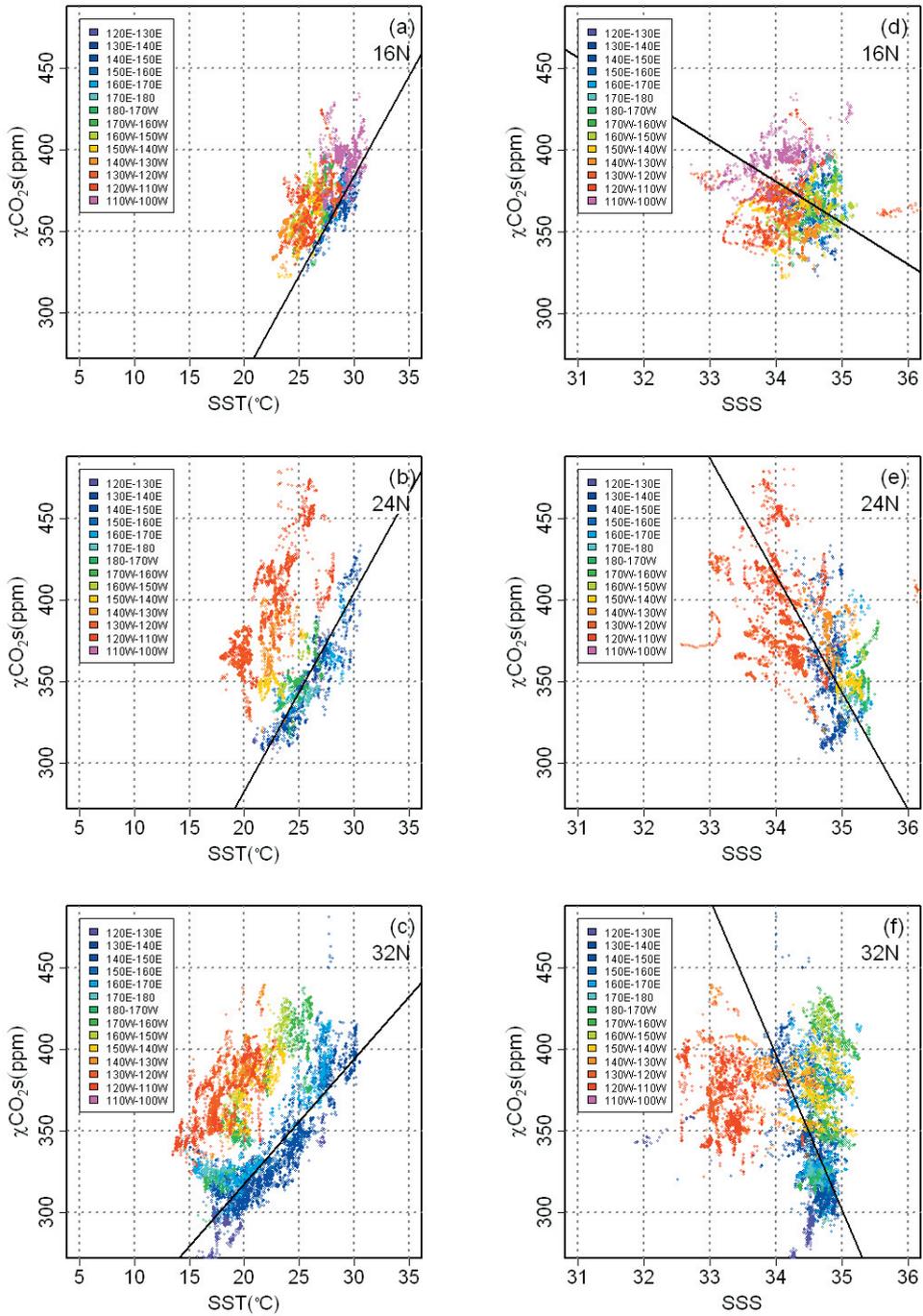
海面水温と表面海水中の二酸化炭素濃度の強い相関関係を利用した従来の北西太平洋亜熱帯域の二酸化炭素濃度の推定手法(村田ほか, 1996)がどの程度の領域まで拡大可能か検討するため、海域ごとの海面水温と表面海水中の二酸化炭素濃度の相関関係について調査を行った。全球表面海水 CO_2 データベースの1986年～2006年の期間における $5^{\circ}\text{N} \sim 34^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E} \sim 90^{\circ}\text{W}$ の範囲内のデータを利用して、東西幅 10° 、南北幅 1° の海域ごとの海面水温と表面海水中の二酸化炭素濃度($\chi\text{CO}_2\text{s}$)の相関関係を調べた。このうち、特徴の異なる緯度として、 16°N , 24°N , 32°N を選び、各緯度での海面水温を横軸、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ を縦軸とした散布図を第1図a, b, cに示す。加えて、気象庁の凌風丸と啓風丸が1996年～2007年に観測した 137°E 線の海面水温と $\chi\text{CO}_2\text{s}$ を用いて求めた各緯度の海面水温 - $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の回帰直線を示した。なお、表面海水中の二酸化炭素濃度は、人為起源の二酸化炭素を吸収して、長期的に濃度が上昇しているが、データの大半が1996年～2006年の11年間に集中していることから、二酸化炭素濃度や海面水温、海面塩分の分布の特徴を把握する上で、長期的な濃度変化の影響は比較的小さく、ここでは経年変化に伴う濃度補正は行っていない。経年変化の影響については第3.3節

で考慮する。

第1図a, b, cとも、経度ごとに見て、海面水温と $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の間に強い正の相関関係があることが分かる。このうち 160°W 以西の観測データの散布図は、 137°E の回帰直線の近くに分布している。これから 160°W 以西の各緯度の海面水温 - $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の回帰直線は、 137°E の回帰直線と傾き・切片がほぼ同じであり、従来の北西太平洋亜熱帯域の二酸化炭素濃度の推定手法が 160°W 以西で適用可能であることが示唆される。一方、 160°W 以東の観測データの散布図は、 137°E の回帰直線とほぼ平行に分布し、同じ海面水温で見たときの $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の値は、 137°E よりも高くなっている。すなわち、 160°W 以東の回帰直線は、 137°E の回帰直線と比べ、傾きはほぼ同じであるが、切片はやや大きい値となり、従来の北西太平洋亜熱帯域の二酸化炭素濃度の推定手法を 160°W 以東の海域にそのまま適用することは難しい。

海面水温と同様に海水特性を表す重要なパラメーターであり、かつ解析データとして容易に入手可能な海面塩分について $\chi\text{CO}_2\text{s}$ との相関関係を海域ごとの特徴が見られないか調べるため、海面塩分を横軸、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ を縦軸とした散布図を作成した(第1図d, e, f)。海面水温の場合とは異なり、海面塩分と $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の間の相関関係は明りようには見られなかった。しかし、 24°N と 32°N では、 160°W 以東(だいたい～赤)での海面塩分が、 160°W 以西よりも低いことが分かる。 160°W 以東の低塩分水が、海面水温 - $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の回帰直線における切片の違いと関連している可能性があることが示唆された。なお、第1図に見られる海面水温や海面塩分と $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の相関関係は、第1図に示していない 16°N , 24°N , 32°N 以外の緯度帯においても同様の関係が認められた。

そこで、全球表面海水 CO_2 データベースを用いて、経度 10° 、緯度 1° の領域ごとに、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ を海面水温で回帰した際の傾きと切片(回帰直線により海面水温 25°C に補正した二酸化炭素濃度)及び塩分の東西分布を比較した(第2図a, b, c)。第2図aの傾きに注目すると、北太平洋亜熱帯域全域で同様の $10\text{ppm}/^{\circ}\text{C}$ 前後の値を示した。なお、一部の緯度、経度において傾きが大きく外れてい



第1図 (a)～(c) 横軸を海面水温 (°C), 縦軸を $\chi\text{CO}_2\text{s}$ (ppm), (d)～(f) 横軸を海面塩分, 縦軸を $\chi\text{CO}_2\text{s}$ (ppm) とした散布図

図中の各点は全球表面海水 CO₂ データベースのデータから作図した。(a), (d) は 16° N, (b), (e) は 24° N, (c), (f) は 32° N で, 経度 10° ごとに色分けした。寒色系は西側, 暖色系は東側となっている。また, 図中の直線は, 1996 年～2007 年の気象庁凌風丸, 啓風丸の 137° E 線の観測データによって求めた回帰直線である。

るものがあるが、これは回帰に用いることができる観測データが非常に少ないことによるものである。

続いて、第2図bの切片に注目する。先ほどの第1図の解析から推測されたとおり、切片は東西方向に変化している。すなわち、32°Nを除いて180°以西ではほぼ一様であるが、その東側では急激に大きくなり、東西方向に最大で約100ppmも変化する。

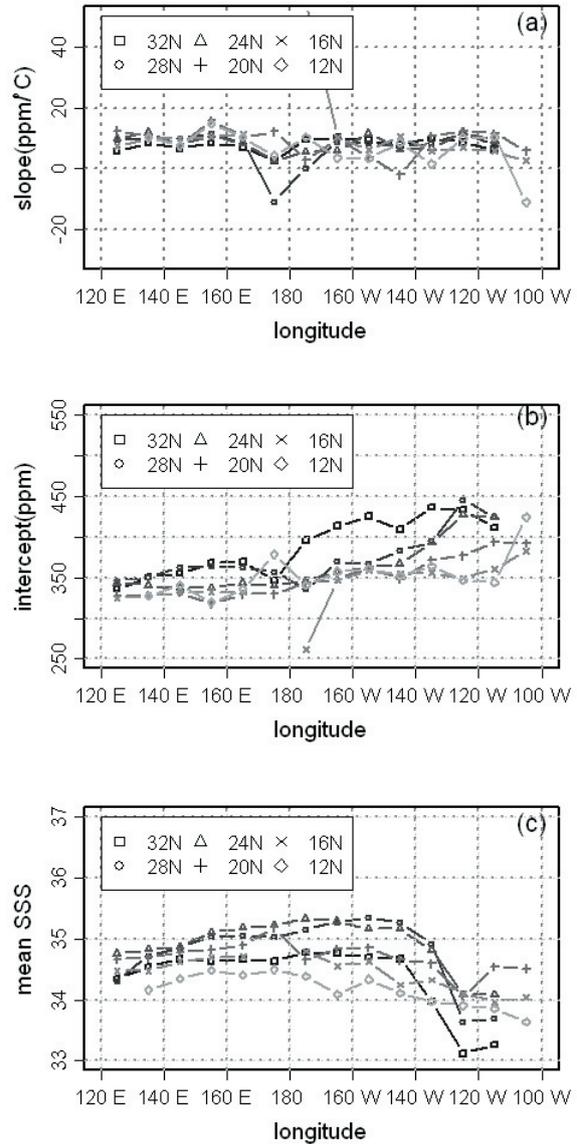
さらに、第2図cの平均海面塩分の東西分布に注目すると、160°W以西で平均塩分に大きな変化が見られない一方で、140°W以東で平均塩分が低い。回帰直線の切片の東西分布と同様、160°W付近で大きく変化していることが分かる。

こうした亜熱帯域東部における変化は、村田ほか(1996)の手法に基づいて海面水温25℃に温度補正した $\chi\text{CO}_2\text{s}$ (n- $\chi\text{CO}_2\text{s}$)の平面分布を見ると明白である(第3図)。特に、20°N以北で、東側に向かって大きな濃度勾配を形成している。なお、海面水温に対する $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の傾きが北太平洋亜熱帯域全域でほぼ同様になることが確認できたため、1996年～2007年の137°E線の観測データによって求められる各緯度での傾きを5°N～34°Nの範囲で平均した値(9.5ppm/℃)を利用して、海面水温25℃での値に補正を行った。以後の解析においても同様の方法で補正を行った。

第3図に見られるn- $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の平面構造は、亜寒帯域の低温、低塩分、高二酸化炭素で特徴付けられる海水が、アメリカ西岸に沿って南下するカリフォルニア海流による移流で、北から運ばれてきていることを反映していると考えられる。北太平洋亜熱帯域西部と同じ性質を持つ海域と亜寒帯域の性質を持つ海域に分け、それぞれの海域における表面海水中の二酸化炭素濃度推定手法を開発することによって、推定領域の拡大が期待された。

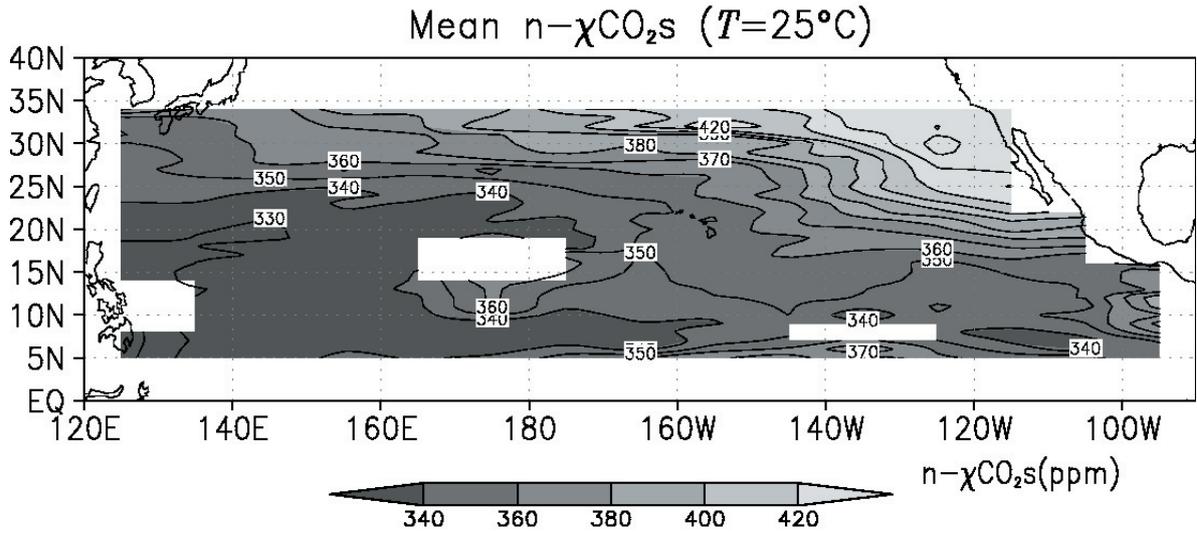
3.2 北太平洋亜熱帯域の海域分割

第4図a, bは、全球表面海水CO₂データベースを用いて計算したn- $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の東西分布である。また、同様に海面塩分の東西分布を第4図c, dに示す。第4図aとb、あるいは、第4図cとd



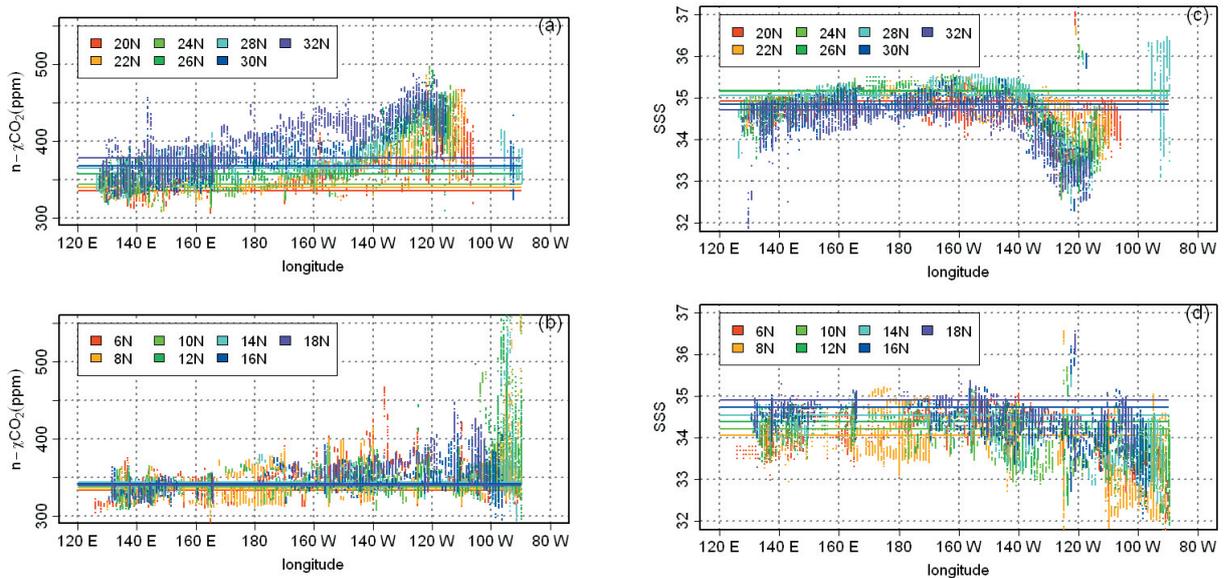
第2図 経度10°、緯度1°の各領域での(a)海面水温に対する $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の傾き(ppm/℃)、(b)切片(ppm)、(c)平均塩分の経度分布図

図中の傾き、切片、平均塩分は全球表面海水CO₂データベースのデータを用い、経度10°、緯度1°の領域ごとに計算した。図中の折れ線は、緯度4°ごとに12°Nから32°Nまで描かれ、色が淡いものほど南方である。(b)の切片は(a)の海面水温に対する $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の傾きにより海面水温25℃に補正している。



第3図 水温 25°Cに補正した表面海水中の二酸化炭素の平均濃度 (ppm) の平面分布図

北太平洋亜熱帯域 (5° N ~ 34° N, 120° E ~ 90° W) における全球表面海水 CO₂ データベースのデータを用い、経度 10°, 緯度 1° の領域ごとの n-χCO₂s を計算した. 図中の空白域は、観測データがないために n-χCO₂s が計算できなかった領域である.



第4図 (a), (b) n-χCO₂s (ppm) と (c), (d) 塩分の経度分布

図中の各点は全球表面海水 CO₂ データベースのデータを用いて作図した. 緯度ごとに色分けしており、各図において暖色系がより南側に、寒色系がより北側に位置している. (a), (c) は 20° N から 32° N まで, (b), (d) は 6° N から 18° N まで、それぞれ緯度 2° おきの分布図を示している. また、図中の直線は、気象庁の 165° E 線の観測データによる n-χCO₂s (ppm) の平均値 ((a), (b)) と塩分の平均値 ((c), (d)) である.

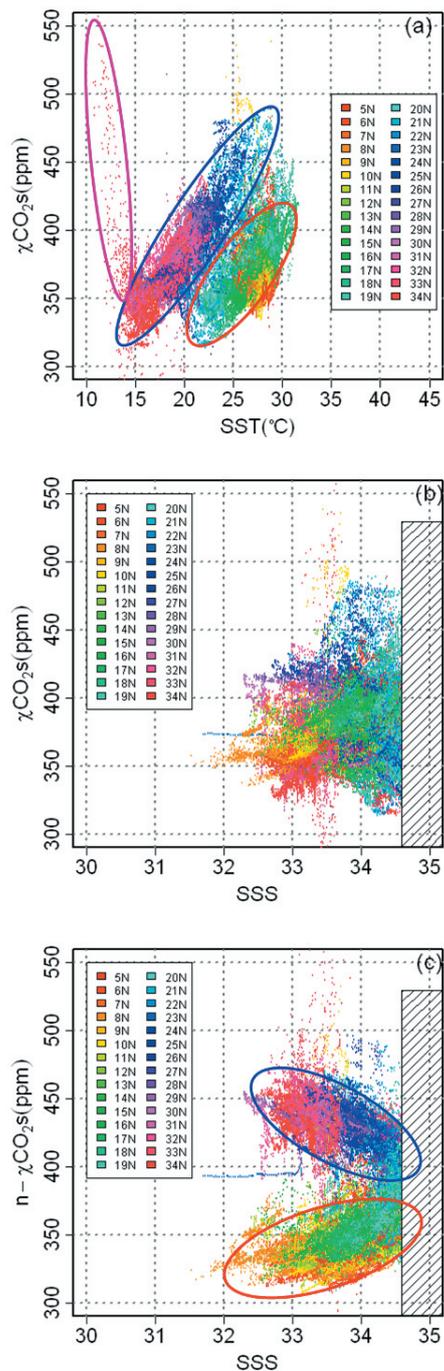
を比べると、 20°N の南側と北側で $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$ や海面塩分の東西変化やばらつきの傾向が異なっていることが分かる。

まず、 20°N 以北に注目する(第4図a, c)。 160°W 以西では、 $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$ や海面塩分の東西変化が小さいが、 160°W 以东では、 $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$ が東方ほど大きくなり、海面塩分が小さくなる。この $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$ の東西変化量は約100ppmで、海面塩分は約2である。このような結果は、上述の緯度 1° 、経度 10° の領域に分けて行った解析結果(第2図)と整合している。また、第4図cから、 20°N 以北の海域では、海面塩分34.6を境界値として、西部の高塩分の海域と東部の低塩分の海域を明確に分けられることが分かる。

第4図b, dで示される 20°N 以南では、北側ほど明りょうな海面塩分の東西変化は見られないものの、 160°W 以东では $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$ が 165°E 線の観測データの平均値からの差が大きくなり、 160°W の経線で東西の海域を分離することが可能である。

次に 160°W 以东の海域について、海域の特徴を見てみる。第5図aは、全球表面海水 CO_2 データベースにより、横軸を海面水温、縦軸を $\chi\text{CO}_2\text{s}$ 、第5図bは横軸を海面塩分、縦軸を $\chi\text{CO}_2\text{s}$ 、第5図cは横軸を海面塩分、縦軸を $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$ としたときの緯度ごとの散布図である。これらの図では、北太平洋亜熱帯域東部における海面水温、海面塩分、二酸化炭素濃度の相関関係を調べるため、 160°W 以东かつ海面塩分34.6以下のデータだけを示す。第5図cの $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$ は 137°E 線の観測データによって緯度ごとに求めた海面水温に対する $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の傾きの $5^{\circ}\text{N} \sim 34^{\circ}\text{N}$ での平均値を使って海面水温 25°C に補正した値である。

第5図aから、海面水温と $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の相関関係の特徴に注目すると、大きく3つの海域に分けられることが分かる。1つ目は主に 20°N 以南に分布し、強い正の相関関係を持ち、切片が小さい海域である(赤楕円内)。2つ目は 20°N 以北の海面水温 16°C 以上の海域で、同じく強い正の相関があり、切片が大きい海域である(青楕円内)。1つ目の海域(赤楕円内)と2つ目の海域(青楕円



第5図 (a) 海面水温 ($^{\circ}\text{C}$) 対 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ (ppm), (b) 海面塩分対 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ (ppm), (c) 海面塩分対 $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$ (ppm) の散布図

北太平洋亜熱帯域($5^{\circ}\text{N} \sim 34^{\circ}\text{N}$, $160^{\circ}\text{W} \sim 100^{\circ}\text{W}$)における全球表面海水 CO_2 データベースのデータうち、海面塩分が34.6以下のもののみを用いた。また、斜線部は海面塩分34.6以上のデータを取り除いた部分を示す。図中の色は緯度を示しており、暖色系がより南側、寒色系がより北側に位置する。

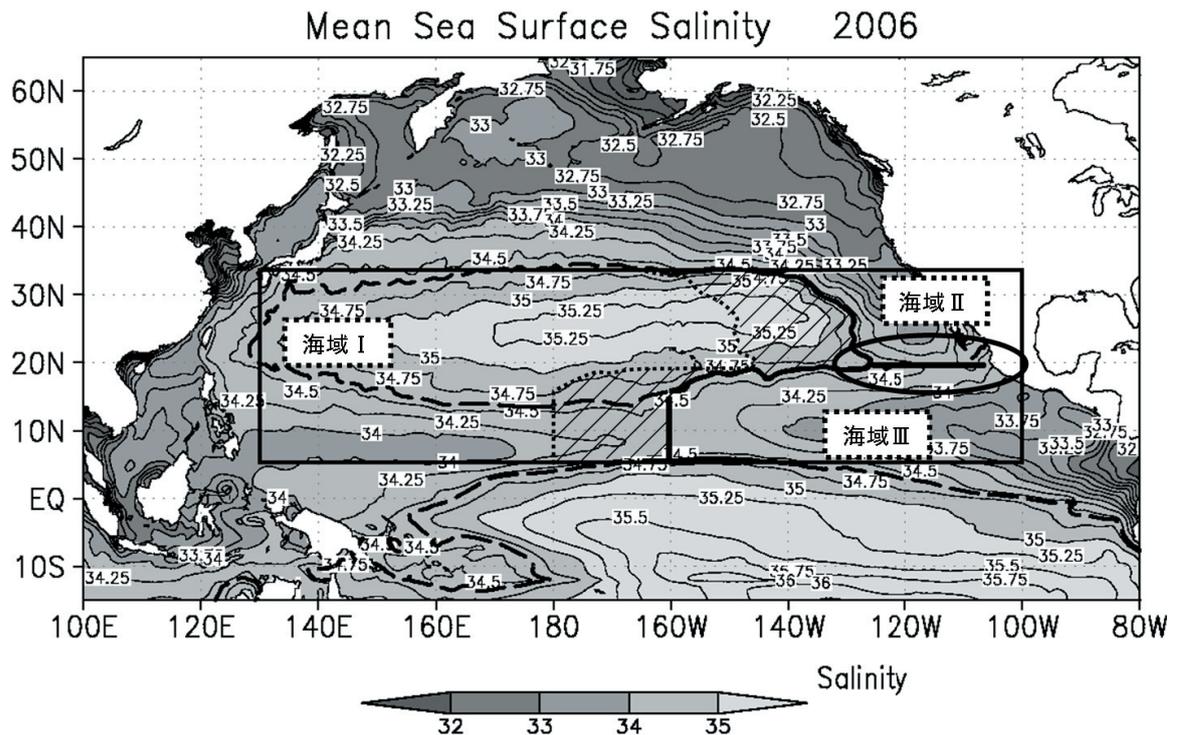
内)では、海面水温に対する $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の傾きがほぼ同じである。また、3つ目は海面水温 16°C 未満の海域で、海面水温と $\chi\text{CO}_2\text{s}$ との間に強い負の相関関係がある(紫楕円内)。亜寒帯域は、海水の混合と生物活動の影響により、水温と二酸化炭素濃度に負の相関があることが知られており、水温 16°C 未満の海域は、亜寒帯域の影響を直接受けている海域として特徴付けることができる。

次に海面塩分と $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の間の相関関係に注目すると、明らかな相関関係はないことが分かる(第5図b)。一方、第5図cの海面塩分と $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$ の間の相関関係を調べると、 $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$ の値の大きい高緯度の海域では負の相関関係(青楕円内)、 $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$ の値の小さい低緯度の海域では正の相関関係(赤楕円内)を持つことが分かる。この2つの海域は、第5図aの海面水温と $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の間

の相関関係で見られたように 20°N 付近を境に分けることができる。

第6図は、MOVE/MRI.COM-NPによる2006年の海面塩分年平均値の分布図である。北太平洋亜熱帯域東部に注目すると、海面塩分と $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$ の相関関係が変わる 20°N 付近には、海面塩分が南北方向に極大となる部分が存在していることが分かる(第6図の楕円内)。この塩分極大域はWorld Ocean Atlas 2005 (Antonov, 2006)による海面塩分の気候値分布でも同様に認められるものである。

第3図で示されるように、 20°N 付近に位置する塩分極大の海域では $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$ の南北変化が大きく、この海面塩分が極大になる海域を境に、北側の高二酸化炭素の海域と南側の低二酸化炭素の海域に分かれ、海面塩分と $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$ の相関関係



第6図 2006年の海面塩分年平均値の分布

海面塩分はMOVE/MRI.COM-NPにより、陰影が濃いほど海面塩分が小さく、陰影が薄いほど海面塩分が大きいことを表す。塩分の等値線は0.25ごとに描画。また、破線は塩分34.6の等値線で、太実線は海域I、海域II、海域IIIの境界線を示す。四角内は表面海水中の二酸化炭素濃度の推定範囲($5^\circ\text{N} \sim 34^\circ\text{N}$, $130^\circ\text{E} \sim 100^\circ\text{W}$)を、楕円は北太平洋亜熱帯域東部に見られる塩分極大の位置を示す。また、斜線内は表面海水中の二酸化炭素濃度を計算する上で設定した遷移帯を表す(詳細は第3.3節(3)を参照)。

が変わっていると考えられる。北太平洋亜熱帯域東部においては、この塩分極大値により南北の海域を分け、別々の経験式を導出するのが適切である。また、北太平洋亜熱帯域東部については海面水温に加え、海面塩分と $n\text{-}\chi\text{CO}_2\text{s}$ の相関関係が見られることから、海面水温と海面塩分の 2 つのパラメーターによる $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の重回帰分析をすることが有効と考えられる。

以上のことから、北太平洋亜熱帯域 ($5^\circ\text{N} \sim 34^\circ\text{N}$, $130^\circ\text{E} \sim 100^\circ\text{W}$) を、塩分及び経度により、北太平洋亜熱帯域西部 (I)、北太平洋亜熱帯域北東部 (II)、北太平洋亜熱帯域南東部 (III) の海域に分割してそれぞれの表面海水中の二酸化炭素濃度を推定するための経験式の検討を行った。具体的には、 160°W 以西又は 160°W 以東で海面塩分が 34.6 以上の海域を海域 I とした。一方、 160°W 以東の海域で海面塩分が 34.6 以下の海域を北太平洋亜熱帯域東部とし、 20°N 付近に存在する南北方向の海面塩分極大点を境に北側を海域 II、南側を海域 III とした。

3.3 北太平洋亜熱帯域における表面海水中の二酸化炭素濃度推定手法の検討

(1) 北太平洋亜熱帯域西部 (海域 I) における経験式の導出

これまで見てきたように、海域 I では海面水温と $\chi\text{CO}_2\text{s}$ との間には強い正の相関関係がある一方、塩分の東西変化は小さい (第 2 図, 第 4 図)。そのため、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の海面水温との関係に加えて、海面塩分依存性を考慮しても、推定誤差の大きな減少にはつながらない。実際に、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ を緯度ごとに海面水温と海面塩分で重回帰分析をしたときの回帰誤差と、海面水温のみで回帰を行ったときの回帰誤差とを比較したところ、両者の回帰誤差にはほとんど違いが見られなかった。そこで、海域 I では (1) 式で表される従前の毎年の気象庁の現場観測データに基づいた推定手法 (村田ほか, 1996) を用いる。

$$\chi\text{CO}_2\text{s} = A \cdot (T - 25) + B \quad (1)$$

ここで、 T ($^\circ\text{C}$) は海面水温、 A ($\text{ppm } ^\circ\text{C}^{-1}$) は 137°E 線の観測データに基づいて年ごと、緯度

ごとに求められる海面水温に対する $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の傾き、 B (ppm) は年ごとの表面海水中の二酸化炭素濃度の気象庁の現場観測データを A により海面水温 25°C に補正した値を $1^\circ \times 1^\circ$ の各グリッドで平均し、観測データのないグリッドでは、その東側と西側に観測値がある場合は直線的に補間し、観測値が一方しかない場合はその値をそのまま利用することで求めた。このようにして、年ごとに各グリッド ($1^\circ \times 1^\circ$) の経験式を導出した。

(2) 北太平洋亜熱帯域東部 (海域 II, 海域 III) における経験式の導出

北太平洋亜熱帯域東部における $\chi\text{CO}_2\text{s}$ を推定する経験式の導出には、全球表面海水 CO_2 データベースに含まれる 1986 年～2006 年の期間におけるデータのうち、北太平洋亜熱帯域西部、赤道域及び亜寒帯域の影響を排除するため、 $5^\circ\text{N} \sim 34^\circ\text{N}$, $160^\circ\text{W} \sim 100^\circ\text{W}$ の範囲で、海面塩分が 34.6 以下かつ海面水温が 16°C 以上のデータのみを使用した。さらに、 20°N 付近の海面塩分極大域の場所は、季節や年によって 19°N から 22°N の間で移動するため、海面塩分極大点の南側の経験式には $5^\circ\text{N} \sim 19^\circ\text{N}$ 、北側には $22^\circ\text{N} \sim 34^\circ\text{N}$ のデータのみを抽出して、海面塩分極大付近のデータを取り除いた。これまでの相関関係に関する解析から、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ は海面塩分、海面水温の 1 次式を仮定するだけでも十分な精度を持つことが期待される。また、表面海水中の二酸化炭素濃度は、大気中の二酸化炭素濃度の増加に応じて、長期的には直線的に増加していることが報告されている (Midorikawa *et al.*, 2005)。このような $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の長期変化を加味するため、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の経験式には年に関する 1 次の項を加える。

こうして、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ を海面塩分、海面水温、年によって重回帰分析を行った。その結果、北側の海域 II の経験式は (2) 式で、南側の海域 III の経験式は、(3) 式でそれぞれ表されることが分かった。

$$\chi\text{CO}_2\text{s} = -1378.467 + 9.917T - 21.264S + 1.138Y \quad (2)$$

$$\chi\text{CO}_2\text{s} = -1441.0511 + 7.291T + 11.270S + 0.615Y \quad (3)$$

ここで、 T ($^\circ\text{C}$) は海面水温、 S は海面塩分、 Y

は年（西暦）である。この各海域での重回帰分析による決定係数、標準誤差、(1)式による推定値の誤差を第1表に示す。北太平洋亜熱帯域東部では、海域を切り分けて重回帰分析を行うことで、村田ほか（1996）による(1)式を用いた場合より推定誤差を大きく軽減することができた。

(3) 北太平洋亜熱帯域の表面海水中の二酸化炭素濃度推定手法と誤差の評価

(1)式～(3)式を用い、MGDSSTの海面水温、MOVE/MRI.COM-NPの海面塩分から、北太平洋亜熱帯全域の $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の推定を行った。海域Iは、村田ほか（1996）の方法に準じて(1)式によりMGDSSTの海面水温を用いて $\chi\text{CO}_2\text{s}$ を算出した。また、海域IIと海域IIIは、(2)式と(3)式にMGDSSTの海面水温とMOVE/MRI.COM-NPの海面塩分、年を代入することによって $\chi\text{CO}_2\text{s}$ を計算した。海域Iと海域II及び海域Iと海域IIIの境界の西側、経度 20° を遷移帯（第6図斜線域）とし、経度に応じて重み付き平均を行った。

さらに、二酸化炭素フラックスを見積もるためには、表面海水－大気間の二酸化炭素分圧差($\Delta p\text{CO}_2$)を計算する必要がある。以下の(4)式を用いて、推定した $\chi\text{CO}_2\text{s}$ から表面海水中の二酸化炭素分圧($p\text{CO}_2\text{s}$)を計算した。

$$p\text{CO}_2\text{s} = \chi\text{CO}_2\text{s} \cdot (p - \nu) \quad (4)$$

$\chi\text{CO}_2\text{s}$ (ppm) は表面海水中の二酸化炭素濃度、 p (atm) は海面気圧、 ν (atm) は飽和水蒸気圧を表す。飽和水蒸気圧 ν は、Weiss and Price (1980)の経験式((5)式、(6)式)により計算した。

$$\ln \nu = 24.4543 - 67.4509 T'^{-1} - 4.8489 \ln T' - 0.000544S \quad (5)$$

$$T' = (T + 273.15)/100 \quad (6)$$

第1表 海域IIと海域IIIの重回帰分析による決定係数と標準誤差、及び(1)式の誤差

	決定係数 R^2	標準誤差 (ppm)	(1)式の誤差 (ppm)
海域II	0.67	14.5	70.3
海域III	0.36	14.9	21.5

ここで、 T ($^\circ\text{C}$) は海面水温、 S は海面塩分を示す。 p は JRA25/JCDAS の月平均海面気圧、 ν は MGDSST の月平均海面水温と MOVE/MRI.COM の月平均海面塩分から計算した飽和水蒸気圧を用いた。

こうして求められた $p\text{CO}_2\text{s}$ の推算値の精度を評価するため、全球表面海水 CO_2 データベースと比較した。比較する $p\text{CO}_2\text{s}$ は、全球表面海水 CO_2 データベースの $\chi\text{CO}_2\text{s}$ から(4)式の方法で計算した。 p は同時刻の気圧の観測データを用いた。 ν の飽和水蒸気圧は同時刻の海面水温と海面塩分の観測データから計算した。この全球表面海水 CO_2 データベースとその観測点から最も近いグリッドの同じ年月の $p\text{CO}_2\text{s}$ の推定値とを比較した。年ごと、海域ごとに二乗平均平方根 (root mean square, RMS) 誤差と平均誤差を計算した結果が第7図である。ただし、海域Iについては、日付変更線の西側(海域Iw)と東側(海域Ie)に分けて計算した。

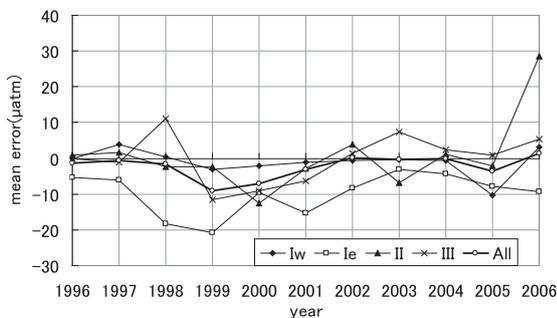
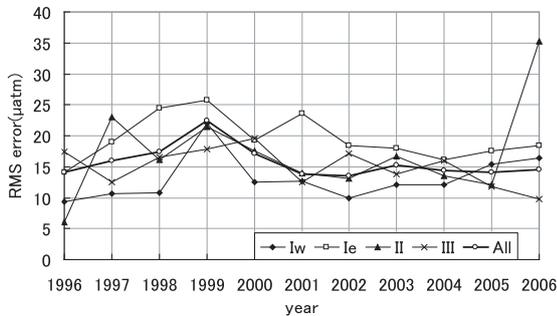
$p\text{CO}_2\text{s}$ の RMS 誤差を見ると、海域Ieを除くほかの海域では $10\mu\text{atm} \sim 20\mu\text{atm}$ 程度である。海域Ieでは、2000年以降は $10\mu\text{atm} \sim 20\mu\text{atm}$ 程度であるが、それ以前は $20\mu\text{atm} \sim 30\mu\text{atm}$ であり、ほかの海域に比べて誤差が大きくなっている。次に、 $p\text{CO}_2\text{s}$ の平均誤差に注目する。海域Ie以外の海域では、平均誤差は $-5\mu\text{atm} \sim 5\mu\text{atm}$ である。しかし、正の誤差と負の誤差が互いに相殺しているため、月平均で見れば、 $p\text{CO}_2\text{s}$ の平均誤差は $0\mu\text{atm}$ に近い値になると期待される。 $p\text{CO}_2\text{s}$ の推定には、海面水温や海面塩分の月平均値を用いているが、実際には日々変動をしており、海面水温 1°C の変化は $p\text{CO}_2\text{s}$ を約 $15\mu\text{atm}$ 変化させる。海域Ie以外の海域での RMS 誤差は、主に船舶観測値と推定値の時間スケールの差、すなわち、瞬間値と月平均値の違いによるものであると考えられる。なお、海域IIの2006年の誤差が大きいのは、比較する観測データが少なく、かつ海域IIと海域IIIの境界付近に偏在していたためである。

一方、海域Ieの平均誤差は、RMS誤差と同程度の大きさで負になっており、推定値が過小評価になっていることが分かる。この原因としては、海面塩分による東西の海域の切り分けが時期によ

って適切に行われなかったことが考えられる。すなわち、海域分割の際に、亜寒帯の高二酸化炭素の影響を受けない海域 Ie の範囲を大きくとりすぎている可能性がある。しかし、海域 Ie に分類される海域は、亜熱帯域全体の約 12.6% 程度である (第 2 表)。そのため、全領域 (All) で見ると、平均誤差は $-5\mu\text{atm} \sim 0\mu\text{atm}$ となり、海域 Ie の過小評価が亜熱帯域全体の二酸化炭素フラックスの計算に与える影響は小さい。

第 2 表 1996 年～2007 年の期間での各海域の平均面積 ($\times 10^6 \text{ km}^2$) と亜熱帯域全域に占める割合

海域	面積 ($\times 10^6 \text{ km}^2$)	割合
海域 Iw	16.7	40.0%
海域 Ie	5.3	12.6%
海域 II	3.5	8.5%
海域 III	9.4	22.5%
遷移帯 (I - II 間)	2.9	7.0%
遷移帯 (I - III 間)	3.1	7.4%
赤道発散域	0.8	2.0%
亜熱帯域全域	41.8	



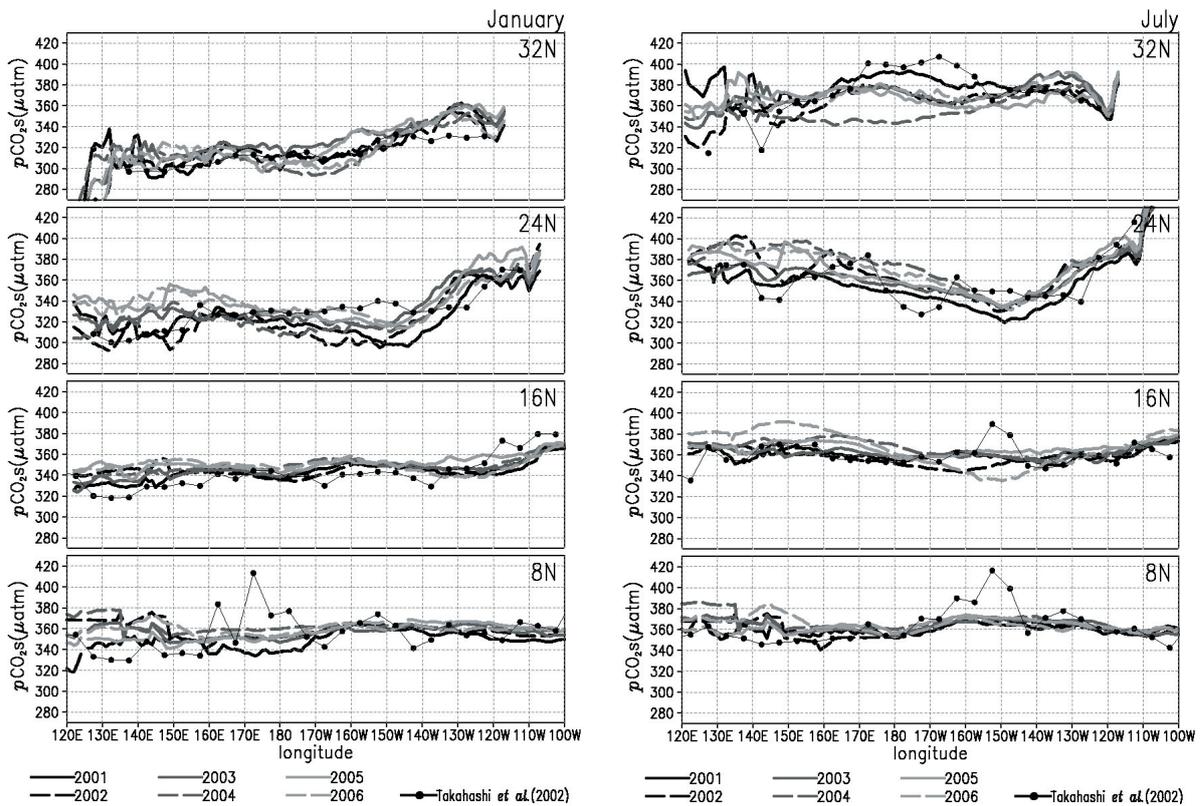
第 7 図 $p\text{CO}_2s$ 推定値の RMS 誤差 (上) と平均誤差 (下) の時系列

本文中の 4 つの海域ごとに求めた誤差 (細線) と全海域で求めた誤差 (太線) を示す。

(4) 表面海水中の二酸化炭素分圧の推定値と気候値の比較

推定手法の妥当性を検討するため、Takahashi *et al.* (2002) による基準年を 1995 年とした $p\text{CO}_2s$ の月別の気候値と、今回の手法で推定した 2001 年～2006 年の 6 年間の $p\text{CO}_2s$ を比較した。 $p\text{CO}_2s$ の比較は、 8°N 、 16°N 、 24°N 、 32°N の 4 つの緯度に分けて経度ごと、1 月、7 月の 2 か月を対象として行った (第 8 図)。どの緯度、どの月においても Takahashi *et al.* (2002) の気候値の近傍に各年の推定値が分布していることが分かる。Takahashi *et al.* (2002) は、船舶による観測データを 2 次元の移流拡散方程式を用いて時間積分することにより、 $p\text{CO}_2s$ の平面分布を求めている。今回の手法は海面水温や海面塩分で重回帰分析を行う経験的な手法で、Takahashi *et al.* (2002) とは独立した推定手法である。

このように、独立した 2 つの手法による $p\text{CO}_2s$ の推定値が良く一致していることから、この $p\text{CO}_2s$ の推定手法は妥当であると考えられる。なお、推定した 1996 年～2007 年の $p\text{CO}_2s$ を、北太平洋亜熱帯域における $p\text{CO}_2s$ の平均値の年増加量から 1995 年に補正して、Takahashi *et al.* (2002) と比較したときの標準誤差は、 $10\mu\text{atm} \sim 30\mu\text{atm}$ であった。



第8図 $p\text{CO}_2\text{s}$ の推定値と気候値の東西分布 (1月と7月)

$p\text{CO}_2\text{s}$ の推定値は本報告の手法 ((1) 式~ (3) 式) により 2001 年から 2006 年まで, 8°N , 16°N , 24°N , 32°N について計算したもので, 年ごとに示す. また, $p\text{CO}_2\text{s}$ の気候値は, Takahashi *et al.* (2002) による.

4. 北太平洋亜熱帯域の二酸化炭素フラックス

4.1 二酸化炭素フラックスの計算

二酸化炭素フラックス (F ($\text{mol m}^{-2} \text{yr}^{-1}$)) は, バルク法に基づき, (7) 式, (8) 式, (9) 式で計算することができる.

$$F = K \cdot \Delta p \text{CO}_2 \quad (7)$$

$$\Delta p \text{CO}_2 = p\text{CO}_2\text{s} - p\text{CO}_2\text{a} \quad (8)$$

$$K = 0.088 \cdot k \cdot L \quad (9)$$

ここで, K ($\text{mol m}^{-2} \text{yr}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$) はガス交換係数, $\Delta p \text{CO}_2$ (μatm) は表面海水と大気中の $p\text{CO}_2$ の差, $p\text{CO}_2\text{s}$ (μatm) は月平均の表面海水中の二酸化炭素分圧, $p\text{CO}_2\text{a}$ (μatm) は月平均の大気中の二酸化炭素分圧である. 大気中の二酸化炭素分圧 ($p\text{CO}_2\text{a}$) には, GLOBALVIEW-CO2 (2008) の

月平均二酸化炭素濃度を (4) 式に準じて $p\text{CO}_2\text{a}$ に変換したものを利用した. $p\text{CO}_2\text{a}$ の計算で用いる (4) 式内の p と v には, JRA-25/JCDAS の月平均気圧と, MGDSST の海面水温と MOVE/MRI.COM-NP の海面塩分から求めた飽和水蒸気圧をそれぞれ利用した. また, k (cm hr^{-1}) は二酸化炭素のガス交換速度, L ($\text{mol l}^{-1} \text{atm}^{-1}$) はヘンリー定数と呼ばれる海水への二酸化炭素の溶解度であり, k は Wanninkhof (1992) の 1 か月平均の風速 U (m/s) を用いる方法では (10) 式のように, L は Weiss (1974) の方法では (12) 式のように表される.

$$k = 0.39U^2 (Sc/660)^{-1/2} \quad (10)$$

$$Sc = 2073.1 - 125.62T + 3.6276T^2 - 0.043219T^3 \quad (11)$$

$$\ln L = -58.0931 + 90.5069T'^{-1} + 22.294 \ln T' + (0.027766 - 0.025888T' + 0.0050578T'^2)S \quad (12)$$

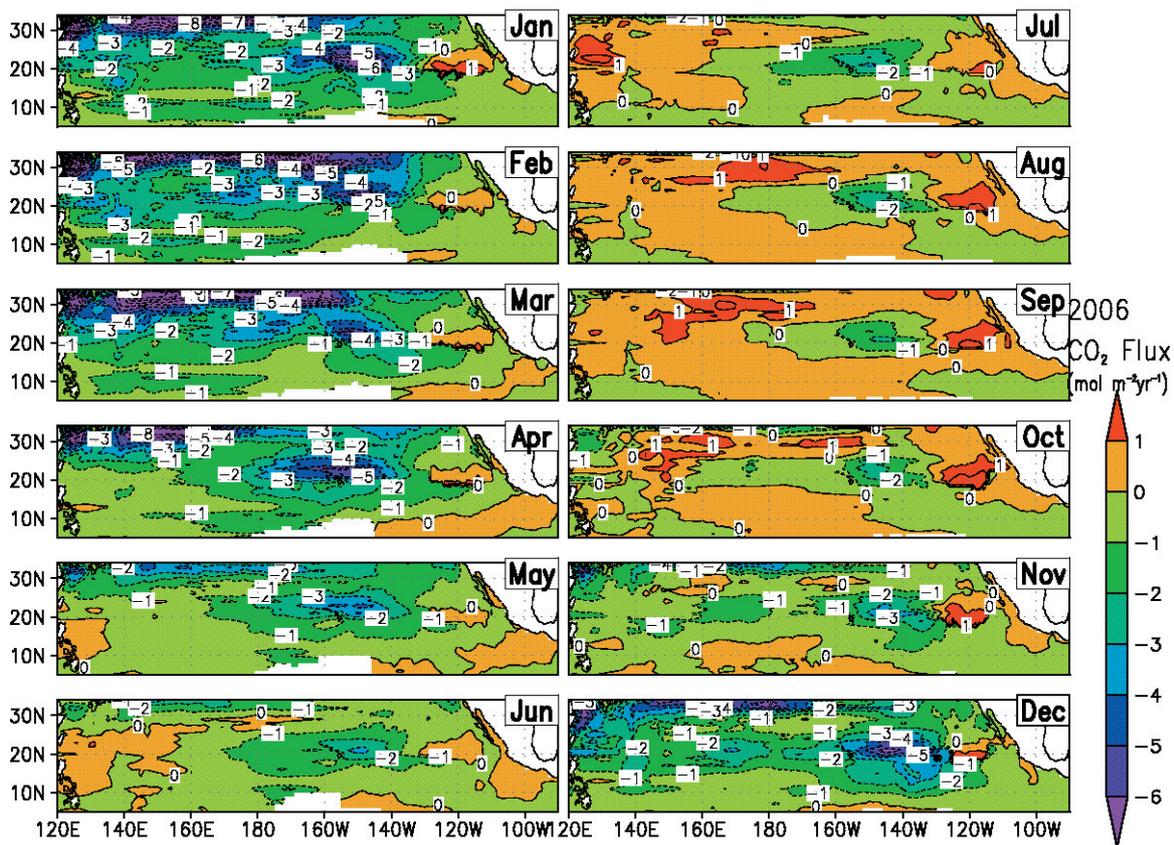
S_c は二酸化炭素のシュミット数, T (°C) は海面水温, S は海面塩分, T' は (6) 式によって海面水温から計算される値で, 海面水温を絶対温度に換算した値の 100 分の 1 である.

4.2 二酸化炭素フラックスの分布

第 4.1 節の計算手法を用いて求めた 2006 年の北太平洋亜熱帯域における二酸化炭素フラックスの月別分布を第 9 図に示す. 北太平洋亜熱帯域は, おおむね 7 月から 10 月にかけては放出域で, 11

月から 6 月にかけては吸収域となっており, 季節変動をしていることが分かる.

ハワイの周辺の北太平洋亜熱帯域の中央部では, 年間を通じて吸収域となっている. この海域は亜寒帯の影響を受ける海域 II とそれ以外の海域 I, 海域 III の境界付近にあたり, 海水の冷却と光合成による二酸化炭素の消費の影響を受けている可能性がある. また, 北太平洋亜熱帯域東部の 20° N 付近では, 年中放出となっており, 加熱を受けることによって二酸化炭素分圧が高くなっているものと考えられる.



第 9 図 二酸化炭素フラックスの月別分布 (mol m⁻² yr⁻¹, 2006 年)

二酸化炭素フラックスの正負は, 正が海洋から大気への放出, 負が大気から海洋への吸収を表す. 5° N 付近の白色の海域は, 中館・石井 (2007) の赤道発散域に属する海域として除外した.

4.3 二酸化炭素フラックスの領域積算量の時系列

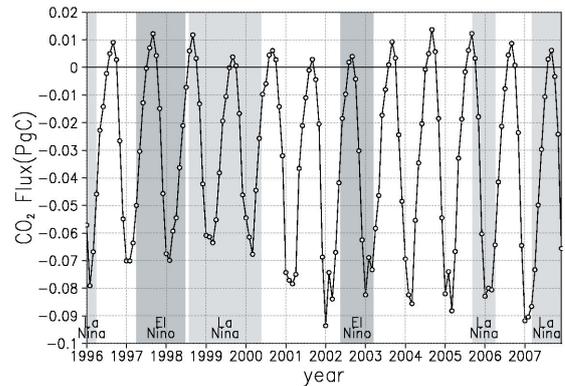
1996年から2007年までの北太平洋亜熱帯域の二酸化炭素フラックスを月ごとに領域積算した(第10図)。ここでの積算領域は $5^{\circ}\text{N} \sim 34^{\circ}\text{N}$, $130^{\circ}\text{E} \sim 100^{\circ}\text{W}$ の範囲である。第9図で見た2006年と同様、二酸化炭素フラックスは毎年冬季に極小、夏季に極大となる季節変動をしていることが分かる。こうした季節変動は、年変動よりも卓越しており、各年に共通している。

月ごとの領域積算値を年間で積算し、1996年から2007年までの二酸化炭素フラックスの年間積算量を求めた(第11図)。北太平洋亜熱帯域は、年変動を伴いつつも、常に二酸化炭素の吸収域であったことが分かる。その平均吸収量は、年間で約 0.40PgC であり、全海洋で吸収する二酸化炭素約 2.2PgC (IPCC, 2007)の約18%である。今回積算した北太平洋亜熱帯域は、全海洋に対する面積比で約12%を占め、面積比と比べて吸収量が多いことが分かった。

二酸化炭素フラックスの年変動は、標準偏差にすると約 0.065PgC で、二酸化炭素の平均吸収量の約16%である。2000年は二酸化炭素の吸収量が少なく、2001年と2002年、2007年はその吸収量が多くなっているが、それ以外の年では年間で $0.35\text{PgC} \sim 0.40\text{PgC}$ の範囲におおむね収まり大きな年変動はない。

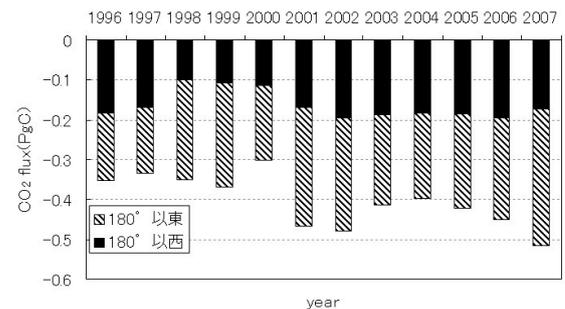
本解析海域は、エルニーニョ・南方振動(El Nino-Southern Oscillation, ENSO)と関連して大規模な二酸化炭素フラックスの経年変動を示す太平洋赤道域が隣接しており、少なからず ENSO の影響が及んでいると考えられる。そこで、ENSOとの関連を詳しく調べるため、日付変更線の西側と東側での二酸化炭素フラックスに注目する。ENSOの影響を受け、20世紀最大のエルニーニョ現象の発生期間である1998年は、亜熱帯域の日付変更線以西で二酸化炭素吸収量が減少している。一方、亜熱帯域全体では、この期間の二酸化炭素の吸収量は変化しておらず、亜熱帯域の日付変更線以西での吸収量の減少を日付変更線以東での吸収量が増加したことによって相殺したものと考えることができる。1996年～2007年の平均値

に対する1998年の海面水温の偏差は、日付変更線以東で負、逆に以西では正となっており、二酸化炭素の吸収量の変化は、海面水温の変化に対応している。



第10図 北太平洋亜熱帯域における二酸化炭素フラックス(PgC)の時系列

二酸化炭素フラックスは、 $5^{\circ}\text{N} \sim 34^{\circ}\text{N}$, $130^{\circ}\text{E} \sim 100^{\circ}\text{W}$ で領域積算している。正は海洋から大気に二酸化炭素が放出されていることを、負は大気から海洋に二酸化炭素が吸収されていることを表す。図中の濃影はエルニーニョの期間を、淡影はラニーニャの期間を表す。



第11図 1996年から2007年までの二酸化炭素フラックス年間積算量(PgC)の時系列

黒色の部分は日付変更線(180°)以西の年間積算量、斜線の部分は日付変更線(180°)以東の年間積算量を示す。負は大気から海洋へ二酸化炭素が吸収されていることを表す。

5. まとめ

気象庁が 1999 年より開始した北西太平洋亜熱帯域における海洋-大気間の二酸化炭素フラックスの推定手法の北太平洋亜熱帯域全域への拡張の可能性を、全球表面海水 CO₂ データベースを利用して検討した。

その結果、北太平洋亜熱帯域東部を除く海域では、従前の北西太平洋亜熱帯域の推定手法（村田ほか、1996）を外挿して適用できることが分かった。北太平洋亜熱帯域東部においては、アメリカ西岸に沿うカリフォルニア海流により、低温、低塩分、高二酸化炭素で特徴付けられる亜寒帯域の海水が移流により運搬されていることから、このような特徴を持つ北太平洋亜熱帯域東部を、海面塩分や地理的条件により分離し、表面海水中の二酸化炭素濃度 ($\chi\text{CO}_2\text{s}$) を海面水温、海面塩分、年で重回帰解析を行うことにより、海面水温や海面塩分の分布を利用して、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ を推定するための経験式を導出した。

続いて、今回導出した経験式を用いて推定される $\chi\text{CO}_2\text{s}$ から、表面海水中の二酸化炭素分圧 ($p\text{CO}_2\text{s}$) を計算し、全球表面海水 CO₂ データベースと年ごとに比較した。その結果、北太平洋亜熱帯域全域における毎年の平均誤差が $-5\mu\text{atm} \sim 0\mu\text{atm}$ であると評価された。また、Takahashi *et al.* (2002) の $p\text{CO}_2\text{s}$ の気候値と比較したところ、 $p\text{CO}_2\text{s}$ の年々の推定値と気候値との間に大きな差がないことが確認できた。独立した 2 つの手法による推定値の対応が確認できたことで、本報告での $p\text{CO}_2\text{s}$ 推定手法の妥当性を裏付けることになった。

最後に、推定された $p\text{CO}_2\text{s}$ を用いて海洋-大気間の二酸化炭素フラックスを計算した。北太平洋亜熱帯域は、年間を通じておおむね二酸化炭素を吸収していることが分かった。季節変動の様子を見るため、月ごとに北太平洋亜熱帯域で二酸化炭素フラックスを領域積分した。領域積分した二酸化炭素フラックスの時系列を見ると、二酸化炭素の吸収量は冬季に極大となり、夏季には放出となった。また、二酸化炭素フラックスの年間積算量は、平均すると約 0.40PgC の吸収で、全海洋で吸収する二酸化炭素の約 18%であった。この量

は全海洋に対する面積比約 12%と比べて大きく、吸収量の比較的多い海域であることが分かった。1998 年は、1997/1998 年に発生したエルニーニョ現象の影響により、北太平洋亜熱帯域西部での吸収量が減少する一方で、北太平洋亜熱帯域東部での吸収量が増加し、結果として北太平洋亜熱帯域全域での吸収量は平均値と比べてやや小さい程度であった。

以上のことから、北太平洋亜熱帯域の月ごとの二酸化炭素フラックスを、高い精度で見積もることが可能であることを確認し、二酸化炭素フラックスの年変動や季節変動についても考察を行うことができた。なお、今現在使用できるデータには限りがあり、全球表面海水 CO₂ データベースに含まれるデータは約 340 万であるものの、位置的、季節的に偏りがある場合が多い。また、海洋の性質が長期的に変動する可能性もあり、現業的な利用を見据え、新たな観測データがある程度蓄積した段階で、誤差評価や経験式の再検討を継続的に行っていく必要がある。

大気-海洋間の二酸化炭素フラックスの解析データは、世界気象機関全球大気監視 (World Meteorological Organization/Global Atmosphere Watch, WMO/GAW) 計画の温室効果ガス世界資料センター (World Data Centre for Greenhouse Gases, WDCGG) で開発している。全球の大気二酸化炭素濃度 3 次元データ解析モデルへ初期値として導入することを将来計画している。大気-海洋間の二酸化炭素フラックスの正確な見積りは、大気中の二酸化炭素濃度監視の精度向上を通じ、地球温暖化予測の大きな不確実性となっている気候-炭素フィードバックの不確実性の低減に寄与するものと期待されている。

このため、今後の課題として、大気-海洋間の二酸化炭素フラックスの推定を行う海域の更なる拡大を行う必要がある。例えば、北太平洋亜寒帯域では、海面水温や海面塩分に加えて、衛星の海色観測から得られる海面のクロロフィル a の分布を利用して $p\text{CO}_2\text{s}$ を推定する手法が提案されている (志賀・神谷, 2004)。また、同海域において海面水温 10°C、海面塩分 33 に規格化した $p\text{CO}_2\text{s}$ が、海面水温と強い相関を持つことが報

告されている (増田ほか, 2004)。こうした知見を生かして, 北太平洋亜寒帯域における $p\text{CO}_2\text{s}$ の推定手法を確立していきたい。また, 二酸化炭素フラックスのデータが全球の大気二酸化炭素濃度 3 次元データ解析の精度に与えるインパクトについても, 評価を進める必要があると考えている。

参 考 文 献

- Antonov, J. I., R. A. Locarnini, T. P. Boyer, A. V. Mishonov, and H. E. Garcia, (2006) : World Ocean Atlas 2005, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 62, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 182 pp.
- GLOBALVIEW-CO2 (2008) : Cooperative Atmospheric Data Integration Project - Carbon Dioxide. NOAA ESRL, Boulder, Colorado. (CD-ROM) (Also available on Internet via anonymous FTP to ftp.cmdl.noaa.gov, Path: ccg/co2/GLOBALVIEW.)
- Gordon, L. I. and L. B. Jones (1973) : The effect of temperature on carbon dioxide partial pressure in sea water. *Mar. Chem.*, 1, 317-322.
- IPCC (2007) : Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (ed.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- 増田真次・緑川貴・石井雅男・村田昌彦 (2004) : 北西太平洋亜寒帯域の春季における二酸化炭素分圧の変動の特性について. *測候時報*, 71, 特別号, S111-S119.
- Midorikawa, T., K. Nemoto, H. Kamiya, M. Ishii, and H.Y. Inoue (2005) : Persistently strong oceanic CO_2 sink in the western subtropical North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L05612, doi:10.1029/2004GL021952.
- 村田昌彦・伏見克彦・吉川久幸・廣田道夫・根本和宏・岡邊光邦・矢吹英雄・浅沼市男 (1996) : 北西太平洋における大気 - 海洋間の CO_2 の交換についての評価 - $\Delta p\text{CO}_2$ の分布と CO_2 フラックス - . *研究時報*, 48, 2, 33-58.
- 中舘明・石井雅男 (2007) : 太平洋赤道域における大気 - 海洋間の二酸化炭素フラックスの推定. *測候時報*, 74, 特別号, S163-S176.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira (2007) : The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 369-432.
- 志賀達・神谷ひとみ (2004) : 海色データを利用した表面海水中の二酸化炭素分圧の推定手法. *測候時報*, 71, 特別号, S121-S128.
- Takahashi, T., J. Olafsson, J. Goddard, D.W. Chipman, and S.C. Sutherland (1993) : Seasonal variation of CO_2 and nutrients in the high-latitude surface oceans: A comparative study. *Global Biogeochemical Cycles* 7, 843-878.
- Takahashi, T., S. C. Sutherland, C. Sweeney, A. Poisson, N. Metzl, B. Tilbrook, N. Bates, R. Wanninkhof, R. A. Feely, C. Sabine, J. Olafsson and Y. Nojiri (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. II*, 49 (9-10), 1601-1622.
- Takahashi, T., S. C. Sutherland and A. Kozyr (2008) : Global Ocean Surface Water Partial Pressure of CO_2 Database: Measurements Performed during 1968-2006 (Version 1.0). ORNL/CDIAC-152, NDP-088, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U. S. Department of Energy, Oak Ridge, TN, 20pp.
- Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda, and M. Kamachi (2006) : Meteorological Research Institute multivariate ocean variational estimation (MOVE) system: Some early results. *Adv. Space Res.*, 37, 806-822.
- Wanninkhof, R. (1992) : Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.*, 97, 7373-7392.
- Weiss, R. F. (1974) : Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a nonideal gas. *Mar. Chem.*, 2, 203-215.
- Weiss, R. F. and B. A. Price (1980) : Nitrous oxide solubility in water and sea water. *Mar. Chem.*, 8, 347-359.