

B-9 太平洋域の人為起源二酸化炭素の海洋吸収量解明に関する研究

(1) 太平洋の海洋表層二酸化炭素データ解析による二酸化炭素吸収放出の解明に関する研究

独立行政法人国立環境研究所

地球温暖化研究プロジェクト炭素循環研究チーム

野尻幸宏・荒巻能史・渡辺幸一

同

藤井賢彦(日本学術振興会特別研究員)

同

M.Chierici (EFフェロー)

同

A.Fransson (日本学術振興会外国人特別研究員)

平成13～17年度合計予算額 69,519千円

(うち、平成17年度予算額 20,513千円)

※ 上記の予算額には、間接経費 16,051千円を含む)

〔要旨〕 国立環境研究所による北太平洋横断定期航路の表層海洋CO₂観測データを利用して、北太平洋中高緯度海域のCO₂吸収の制御要因に関する解析研究を行った。最も密な観測データがある2000年前後に注目し、水温変化、生物過程、ガス交換過程を分別した。CO₂分圧制御要因としては、どの海域区でも水温と生物効果が大きく、ガス交換効果は小さかった。西部亜寒帯循環海域と東部のアラスカ循環域のCO₂分圧年間振幅はそれぞれ100 μ atmと45 μ atmであり、ほぼ2倍の差がある。その制御要因には、西部で生物過程項がより卓越し、東部で水温変化項がより卓越するという相違があった。生物効果による月あたりCO₂分圧低下は西部亜寒帯循環域では7月に95 μ atmの最大値を示し、アラスカ循環域の月あたり低下最大値のほぼ2倍であった。また、北太平洋中高緯度域のCO₂吸収における年々変動の解析研究を行った。季節を完全にカバーする観測がある緯度・経度グリッドを抽出して、各年平均 Δp CO₂値と6年間平年値の比較を行い、平年値からの偏差偏差マップを作成した。平年値からの最大偏差は29 μ atmであり、 Δp CO₂の季節変動と比較して小さな偏差であった。海盆全体を平均すると、西部亜寒帯太平洋においては、この6年間の年々変動は小さく、東部亜寒帯太平洋では15 μ atmほどの変動幅で年々変動があったことがわかった。さらに、1995年から2001年にかけての継続的なデータが存在するベーリング海南部におけるCO₂分圧と大気-海洋間フラックスの詳細な年々変動解析を行った。期間中に海洋表層CO₂分圧は大気CO₂濃度増大以上の増加傾向を示した。この海域は通年フラックスではCO₂放出海域であるが、観測期間前半の1998年以前はCO₂放出がゼロに近かったのに対し、2000年には大きな放出源(4 mol m⁻² yr⁻¹)になった。これは、海洋表層CO₂の年々変動の結果であり、特に1997年には大きな生物生産に伴う海洋表層CO₂分圧の低下が起こりCO₂放出量は最小となった。これらは、赤道太平洋海域以外では、海洋表層CO₂分圧の年々変動を観測から明らかにした初めての解析である。

〔キーワード〕 海洋表層二酸化炭素分圧、貨物船観測、季節変動、海域分布、北太平洋

1. はじめに

海洋の二酸化炭素吸収現象を定量的に観測・測定する方法の一つが、海洋表層のガス交

換を測定する方法で、海水大気間の二酸化炭素濃度の差を測定し、風速、水温など気象・海象データとあわせて、その海域の二酸化炭素吸収量を見積もる。この観測を、全球海洋について、季節をよくカバーして行くと、現在の海洋の正味二酸化炭素吸収が見積もれるとともに、二酸化炭素の吸収域・放出域が明らかになり、また、海域の二酸化炭素吸収・放出の季節変化がわかり、海洋の物質循環モデルを検証するための有効な手がかりとなる。将来の海洋の二酸化炭素吸収量変化を予測することは、気候変動を許容範囲に押さえるために、どの程度化石燃料消費の抑制を行うべきかを定める重要な鍵になるので、それを予測するための海洋炭素循環モデルを高精度にすることが求められている。最近では、二酸化炭素の地球物質循環とエルニーニョのような海洋循環変動の関係が説明できるようなモデルを確立することが、物質循環モデルの高精度化において必要であるとされ、陸域と海洋の二酸化炭素吸収放出に関わる観測からその年々変動を理解するような研究を行い、その結果をモデル研究に反映させることが求められている。

2. 研究目的

本研究課題では、予測モデルを正確にするために現在の海洋の二酸化炭素吸収を定量化する。そのために、現在までに得られている国内外機関の海洋表層二酸化炭素データを活用して、特に北太平洋の二酸化炭素正味吸収量を解明することを目指す。海洋表層の CO_2 分圧には、赤道太平洋海域で大きな年々変動があることが知られており、エルニーニョ・ラニーニャ(ENSO)に伴う海洋循環の変化を明瞭に反映する。しかしながら、それ以外の海域では、観測データが必ずしも十分でなく、年々変動の理解が進んでいない。地球物質循環モデルの評価のためには、赤道海

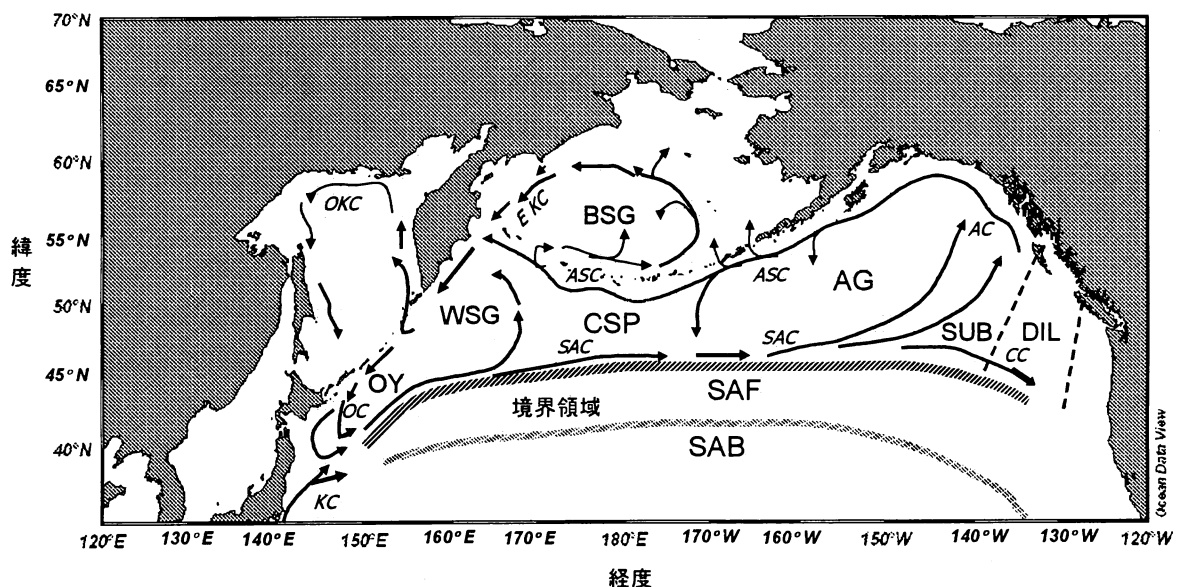


図1 亜寒帯北太平洋における一般的な海洋循環と、亜寒帯太平洋と亜熱帯南部海域を分ける亜寒帯境界 (SAB) および亜寒帯前線 (SAF)。本研究の対象海域区分 (OY = 親潮海域、WSG = 西部亜寒帯循環海域、CSP = 中央亜寒帯太平洋海域、AG = アラスカ湾循環海域、SUB = 亜寒帯海域区分、およびDIL = 希釈海域) も記した。表層海流をイタリック体で示し、略語の意味は次の通り。KC = 黒潮海流、OC = 親潮海流、SAC = 亜寒帯海流、AC = アラスカ海流、CC = カリフォルニア海流、EKC = 東カムチャッカ海流、OKC = オホーツク・千島海流。二大循環海域、西部亜寒帯循環海域 (WG) とアラスカ湾循環海域 (AG) のおよその領域も示した。

域以外での二酸化炭素吸収放出の年々変動に関する研究成果が望まれてきた。そこで、本課題では、北太平洋高緯度海域の海洋プロセスの解析、及び、北太平洋海域の海洋表層CO₂分圧の年々変動解析を、特に貨物船観測によって得られたデータ解析によって行う。北太平洋海域(図1)は、海洋のCO₂シンクとして主要な海域の一つであり、その観測データ解析から得られるプロセスの反映の理解は、海洋プロセスのモデル化において重要であり、海洋表層CO₂分圧の年々変動のみならず、季節変動とその海域分布をもたらす諸過程の制御要因としての解析を行う。

3. 北太平洋高緯度海域の海洋プロセスの貨物船観測

3 (1) 研究方法

国立環境研究所の北太平洋表層海洋二酸化炭素データを利用し、北太平洋中高緯度域の二酸化炭素吸収とその吸収プロセスの解明に関する研究を行った。さらに、同じ船舶で行っている大気二酸化炭素データに関する解析も行った。

国立環境研究所では、1999年11月から2001年5月にかけて、(株)商船三井所属コンテナ貨物船 Alligator Hopeの東京ーシアトル・バンクーバー航路で、北太平洋表層海洋二酸化炭素の観測を行った。船上観測で得た気象要素、大気観測で得た大気CO₂濃度・オゾン濃度、表層海洋観測で得た水温・塩分・CO₂分圧・栄養塩・植物色素などのデータ確定を行った。非分散赤外分光光度計による大気・海洋CO₂測定値は、国立環境研究所の標準ガススケールに基づく分率値に換算した。海洋のCO₂分圧値は、気圧、水蒸気圧、船内配管による水温上昇などの測定値による補正をかけて算出した。これらのデータセットは、インターネット上で閲覧・利用可能とした。洋上大気CO₂データ解析には、航海データが比較的狭い緯度範囲(北緯48°-55°)で高密度に得られる東経170°-西経135°の海域の測定データを用いた。

3 (2) 結果・考察

3 (2) ① アラスカ湾における生物生産の年々変動例

2000年夏に東部北太平洋亜寒帯域(アラスカ湾海域)で発生した例年にない植物プランクトンの急速な増加プロセスが明らかになった。アラスカ湾海域には、カナダの海洋観測定点ステーションP(北緯50°、西経145°)があるが、その定点の北である北緯55-51度の海域で、2000年6-7月に植物プランクトンの例年にない増殖がみられた。この海域では、1995年からの国立環境研究所とカナダ海洋研究所の共同研究による表層CO₂分圧観測データが継続的に得られており、CO₂分圧の季節変化は小さく海洋-大気

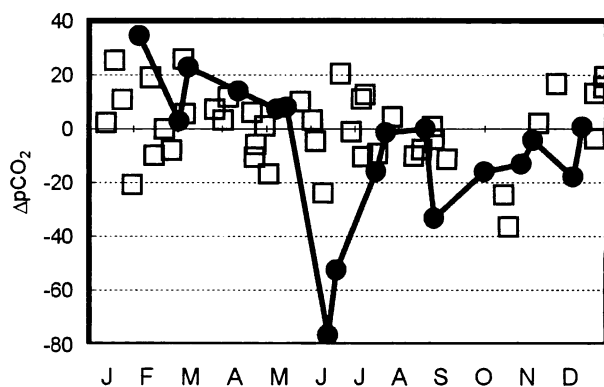


図2 北太平洋の定期貨物船によるCO₂分圧観測で得られたアラスカ湾ステーションP(北緯50度、西経145度)周辺データのまとめ、●は2000年の時系列、2000年以外のデータは□(1995-2001年)、二酸化炭素分圧はμatm(海洋マイナス大気)

の分圧差が $\pm 20 \mu\text{atm}$ に維持されることがわかっていた。これは、春から夏に起こる海域の生物生産により無機炭素が固定されて起こる表層海水の CO_2 分圧低下と、その季節の水温の上昇による分圧上昇がつりあっていることと、秋から冬にかけて起こる亜表層海水と表層海水の混合による分圧上昇と、水温低下による分圧低下がつりあっていることによる。

しかしながら、2000年6月の貨物船観測東西相方向航海データで、 -53 および $-76 \mu\text{atm}$ が記録されるという観測開始以来初めての現象が見られ、海域の CO_2 分圧が例年になく低下したことを示した(図2)。衛星観測によると、2000年には5月10日頃に、アラスカ湾にダストが及ぶ大きなイベントがあり、それ以降はイベントがない。 CO_2 分圧の低下は、貨物船で観測している植物プランクトン蛍光光度の高まりと一致しており、植物プランクトン増大が原因であると推測された。その大きさは、東西に600kmほどの大きなスケールであった。植物プランクトン量の指標であるクロロフィル量は最大値が $3\text{--}4 \mu\text{g/L}$ まで高まった。この例年にない植物プランクトンの増殖に伴う栄養塩類の変化を、貨物船観測、カナダ海洋研究所観測船Tully(6月)、北海道大学おしよ丸(7月)の海洋観測データから総合して解析すると、ステーションPより北の海域が応答した海域で、南北のスケールもほぼ600kmであった。この応答した海域では、ケイ酸が枯渇し、ケイ藻が増殖したことがわかった(図3)。通常の年のアラスカ湾海域は、海水中の鉄濃度が低く、鉄を必要な栄養とするケイ藻の増殖がその制限によって高まらず、ケイ酸は枯渇しない。二酸化炭素と栄養塩の観測値から推定される表層海水の無機炭素固定量は $1000 \text{ mgC m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 程度かそれ以上と推定され外洋域ではまれな大きさである。見られた現象は5月のダストイベントが及ぼす効果であると考えられ、鉄制限海域における大気経由の栄養供給が重要であることが示された。貨物船による観測は、一定の海域の繰り返し測定を続けるので、このようなイベントが生じた時の事後の解析に極めて有効である。

ステーションPでは1970年代に定点気象観測船が常に観測を続けていた時代に、10年間に3回のケイ酸枯渇現象が見られた。しかしながら、1981年以降、定点観測船が廃止され、年3回の定点観測となって以来、このようなイベント現象の把握が困難になっていたが、1995年からの貨物船観測により現象把握が可能となった。環境研による観測開始以来の1995–2000年におけるアラスカ湾海域では、 CO_2 分圧の年々変動が非常に小さかったが、2001年にイベントが起こった。海域の二酸化炭素吸収・放出の年々変動の評価には、エルニーニョ・ラニーニャのような大規模な海洋循環変化現象との関係評価が求められているが、微量栄養塩制限がある亜寒

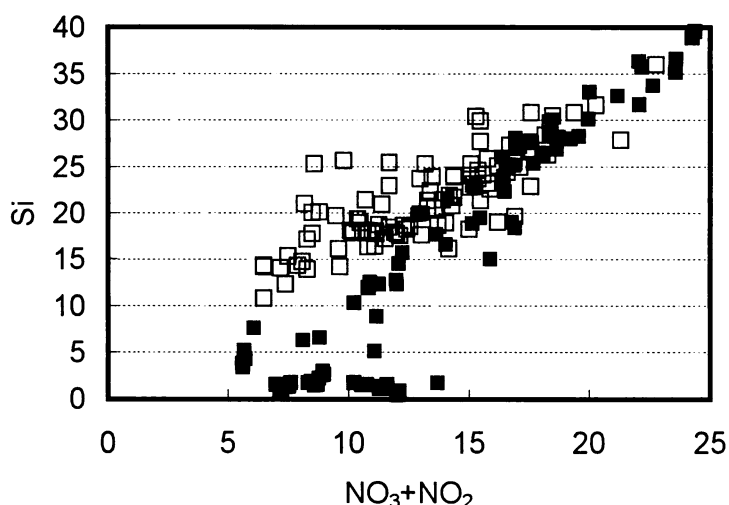


図3 北太平洋の定期貨物船による観測による表面海水の硝酸+亜硝酸濃度とケイ酸濃度の関係、海域はアラスカ湾ステーションP(北緯50度、西経145度)周辺である、濃度は μM 、■は2000年のデータで定期貨物船以外に観測船航海を含む、2000年以外のデータは□(1995–2001年)

帯海域では大気経由ダスト供給のような別のコントロール要因がありうることを示唆した結果であった。定期貨物船による観測は定点観測を補うことができ経年変化を解析する有用な観測手段であることが明らかになった。

3 (2) ② 北太平洋洋上大気の二酸化炭素濃度変動

北部北太平洋上の大気CO₂濃度には、春期に極大、夏期に極小を示す季節変化がみられ、定点観測の結果ともよく一致した。これは、北半球における季節的な陸上植物の成長・光合成に伴う二酸化炭素の放出・吸収を反映している。また、各季節におけるCO₂濃度の経度分布を解析すると、春期にはシベリアに近い西部で濃度が高く東部で低くなる西高東低の明瞭な東西勾配がみられ、シベリア大陸が二酸化炭素の発生源となっていることが示唆された。一方、夏期には、有意な濃度の東西勾配がみられなかった。この時期には、北部北太平洋海域は、海洋性気団と大陸性気団の影響を交互にうけることから濃度変動が大きくなると考えられる。図4に2001年1－3月における北部北太平洋上大気のCO₂濃度の平均日内変化を示す。CO₂濃度には、正午頃に極大となり、午後から夜間にかけて濃度が減少する0.5ppm程度の振幅の日変化が認められた。表層CO₂分圧観測からは、この時期の北部北太平洋海域が二酸化炭素放出源となっていることがこれまでの観測で明らかになっており、大気の鉛直混合の変化で海面に近い大気濃度の増加と減少が引き起こされていると考えられた。洋上の大気観測でこのような明瞭な日内変動が見出されたのは始めてである。

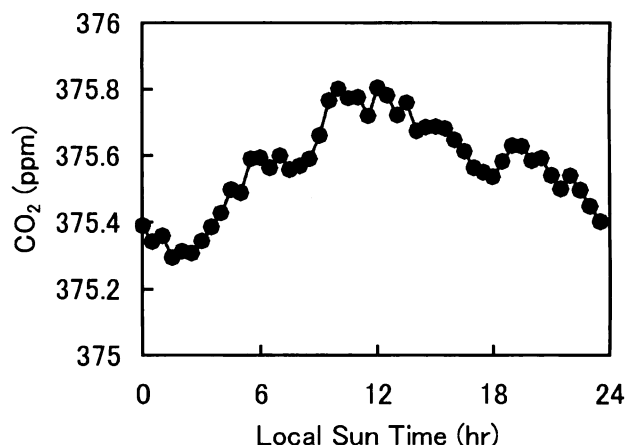


図4 北太平洋の定期貨物船で得られた洋上大気CO₂の日内変動、2000, 2001年1－3月のデータによる、北緯48-55°東経170-西経135°の測定範囲、横軸は南中時を正午とした時刻

4. 北太平洋高緯度海域における二酸化炭素分圧変動の制御要因解析

4 (1) 研究方法

国立環境研究所では、地球環境研究センターモニタリング事業として、1995年3月から1999年9月にかけてSeaboard International Shipping社所属材木貨物船Skaugranで、1999年11月から2001年5月にかけて(株)商船三井所属コンテナ貨物船Alligator Hopeで、北太平洋航路の大気・海洋CO₂観測を実施した。観測協力船の変更で搭載装置は変わったが、大気CO₂分率と海洋表層CO₂分圧(p CO₂)について、6年間の完全なデータセットを得ることができた。データセットは確定済みで、ホームページから公開されている(<http://www.soop.jp/>)。大気・海洋のCO₂測定値は、国立環境研究所の標準ガススケールに基づくCO₂分圧値に換算され、この間一貫したスケールで表現された。図5に、北太平洋高緯度海域における二酸化炭素分圧変動の制御要因の研究に用いた1999年11月から2001年5月までのAlligator Hope航跡図を示す。船上観測員が1日3回の海水採取を行い、

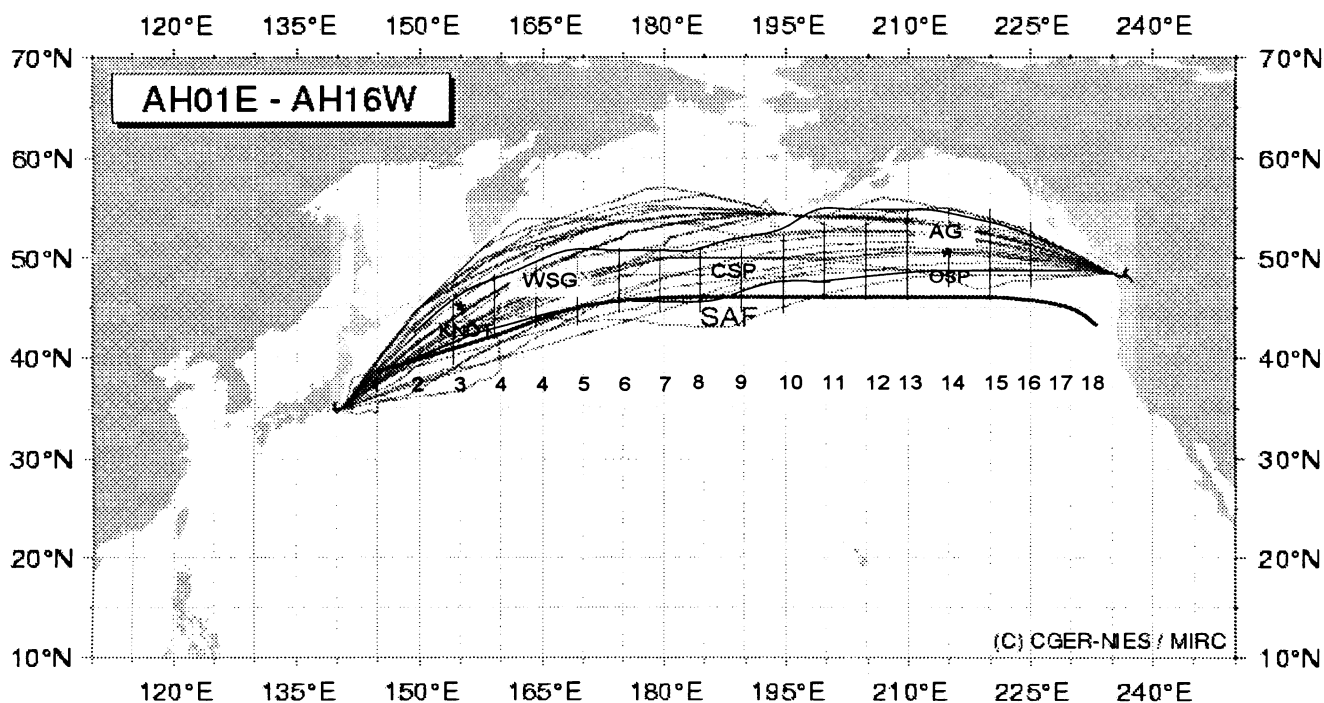


図5 国立環境研究所の北太平洋定期貨物船によるCO₂分圧観測(2000年1月から2001年2月)航跡図、WSG:西部亜寒帯循環海域、AG:アラスカ湾循環海域、CSP:中央亜寒帯太平洋海域、SAF:亜寒帯前線

陸上研究室に持ち帰ってその栄養塩（硝酸、リン酸、ケイ酸）濃度の計測を行った。

CO₂の大気海洋交換にはNCEPの客観解析による風速データを用いた。海洋混合層深度(MLD)の算出には、NODC WOA (World Ocean Atlas)データセットを利用し、表面との密度差が $1.25 \times 10^{-4} \text{ g cm}^{-3}$ となる深度でもって定義した。

4 (2) 結果・考察

海域毎のCO₂分圧変化を解析するために、図5にあるように、海域を経度5度毎に切り分け、亜寒帯フロントから北の緯度範囲2.5-4度のデータを区切った。これまでの解析論文と同様、観測データのうち、表層海洋CO₂分圧、大気CO₂分圧、栄養塩類、塩分、水温、クロロフィル濃度、風速、混合層深度に調和関数をあてはめ、月毎の平均値を求めた。調和関数は

$$x(t) = c_0 + c_1 \sin(2\pi t) + c_2 \cos(2\pi t) + c_3 \sin(4\pi t) + c_4 \cos(4\pi t) \quad (1)$$

であり、 x は毎月変化してゆく量（例えば海洋表層CO₂分圧）、 t は時間($t = \text{月}$)であるが、観測データ数が十分にあれば、 c_0 から c_4 の定数項を最小自乗法によって決定することができる。対象海域は、西から、親潮域(OY)、西部亜寒帯循環海域(WSG)、中央北太平洋亜寒帯海域(CSP)、アラスカ循環海域(AG)、亜寒帯海流海域(SUB)、北米大陸沿岸海域(DIL)の6海域に分けた。OY、WSG、AG、DILはデータ密度が高いが、CSPとSUBに対してはデータ密度がやや不足している。

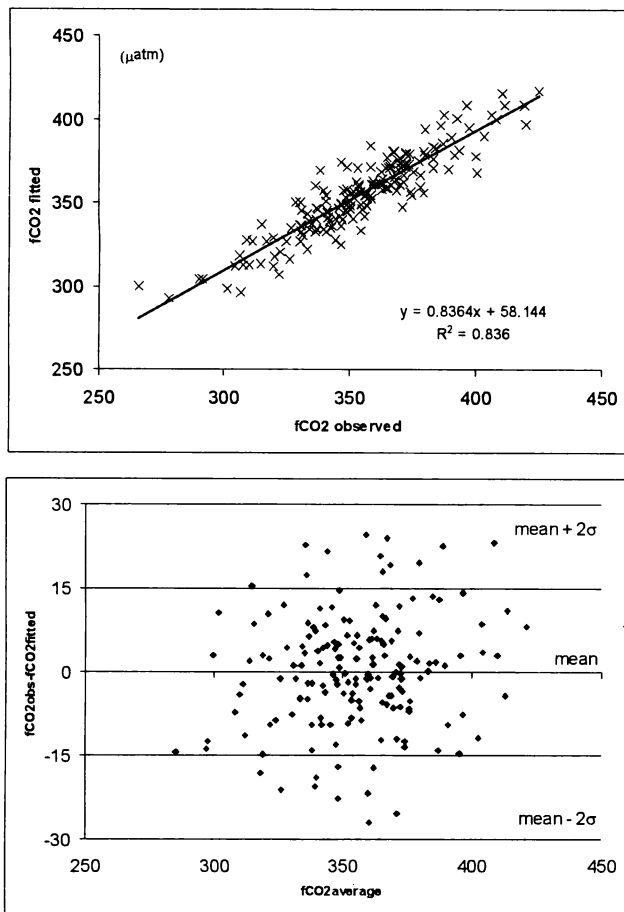


図6 調和関数フィットによってえられるCO₂分圧推定値と観測値の関係(上)、および、調和関数による推定値と観測値の差とCO₂分圧の関係(下)

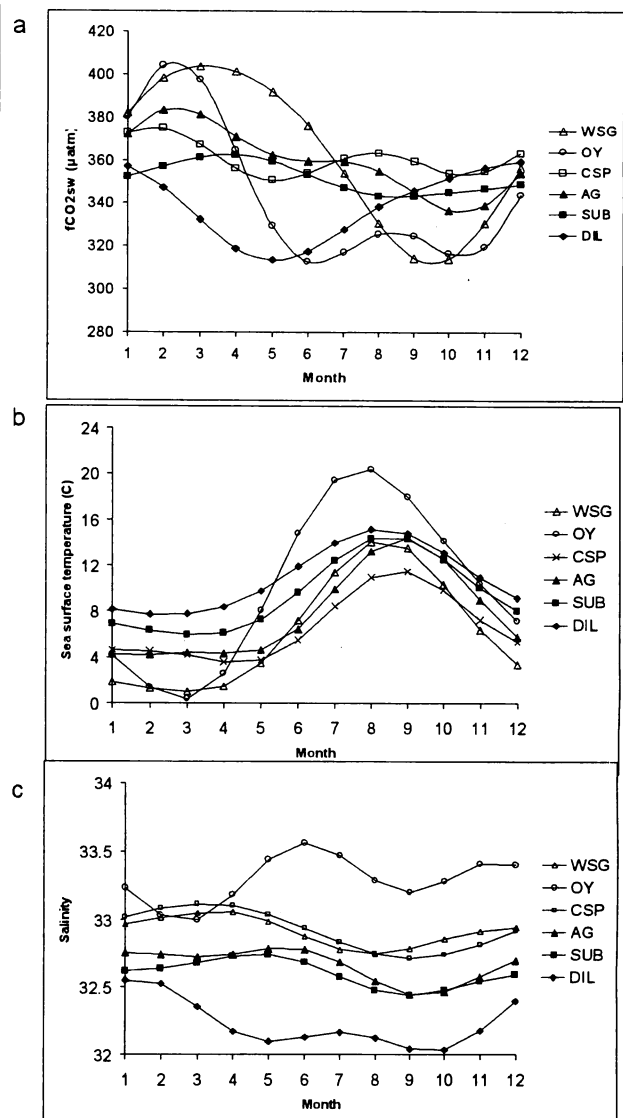


図7 亜寒帯北太平洋の対象6海域区分のそれぞれにおける(a)海洋表層pCO₂ (pCO_{2sw})、(b)海洋表層水温 (SST)、(c)海洋表層塩分濃度 (S)の季節変化

図6に亜寒帯フロントから北で区切った海域のCO₂分圧(pCO₂)データの調和関数による回帰結果を示す。調和関数でフィットしたデータと実観測データを比較すると、

$$pCO_2 \text{ fitted} = 0.84 (\pm 0.08), pCO_2 \text{ observed} + 58.1 (\pm 11.0), r^2 = 0.84 \quad (2)$$

の関係が得られた。調和関数で季節変化をフィットしたため振幅が小さく表現され勾配は1よりやや小さくなる。しかしながら、残差(フィットした値－観測値)をCO₂分圧に対してプロットした時に、海域、季節で特定のバイアスはなく、季節変化は適切に回帰されたものと考えられる。

図7が調和関数で表現したpCO₂、水温、塩分の季節変化であり、6海域区分毎に示した。東西の両循環海域においては、pCO₂は冬季に最高であった。最大の季節振幅はWSGにおいて見られ、

そこでの季節振幅は約90 μatm であり、AGにおいて観測された振幅の2倍であった。

4 (2) ① pCO_2 変化に及ぼす水温変化、生物生産、鉛直混合、ガス交換の各過程の効果

水温の変化、生物生産、鉛直混合、および大気-海洋間 CO_2 交換の各過程が海洋-大気 CO_2 分圧差： ΔpCO_2 (=海水 pCO_2 - 大気 pCO_2) に及ぼす影響を推定した。表層海水の CO_2 分圧の季節変化をつくる要因として、生物過程は植物プランクトンの光合成による CO_2 分圧低下に現れる。海水の鉛直混合期には、分解により CO_2 分圧の高まった亜表層海水と表層海水の混合で CO_2 分圧上昇として現れるので、この解析ではあわせて生物過程として扱った。さらに、 CO_2 分圧を変化させる要因に、ガス交換過程、水温変化がある。これらは、以下に示す式に従って、水温変化による pCO_2 変化 ($\Delta\text{pCO}_2\text{T}$)、生物過程による pCO_2 変化 ($\Delta\text{pCO}_2\text{bio}$)、大気-海洋ガス交換過程による pCO_2 変化 ($\Delta\text{pCO}_2\text{a-s}$) として算出した。

- ・水温と水温以外による pCO_2 の変化。

$$\text{pCO}_2 \text{ at } \text{Tobs} = \text{pCO}_2 \text{ mean} * \exp (0.0423 * (\text{Tobs} - \text{Tmean})) \quad (3)$$

$$\text{pCO}_2 \text{ at } \text{Tmean} = \text{pCO}_2 \text{ obs} * \exp (0.0423 * (\text{Tmean} - \text{Tobs})) \quad (4)$$

上記の $\text{pCO}_2 \text{ mean}$ は各循環海域において観測された年平均海水 pCO_2 を意味し、 $\text{pCO}_2 \text{ obs}$ は各循環海域において月毎に観測された海水 pCO_2 を意味し、 Tmean と Tobs はそれぞれ各循環海域における年平均と観測平均のSST(海洋表層水温)を意味する。方程式(3)は年平均 pCO_2 値と年平均水温から毎月の水温変化によって引き起こされる pCO_2 変化項を求める式である(1℃につき4.23%変化(Takahashiら、1993))。方程式(4)は、逆に観測された毎月の海水 pCO_2 から海水温が平均水温になったとした時に推定される pCO_2 であり、水温以外の効果を反映する。

ここで、(3)から得られた結果を前月の結果と比較して、水温によって引き起こされた pCO_2 の変化である ΔpCO_2 (T) を毎月算定した。

- ・鉛直混合と鉛直拡散

亜表層海水との混合による CO_2 の増加 ($\Delta\text{pCO}_2\text{mix}$) は、混合層の深度 (MLD) が鉛直混合とともに深まるときに亜表層海水と表層海水が混合することによって起こる。本研究では、鉛直混合と鉛直拡散による亜表層海水からの CO_2 供給分 ($\Delta\text{pCO}_2\text{mix}$) を海水中の硝酸塩の深度分布から推定して除外した。そのためには、(5)に従って表層海水の硝酸塩濃度 (NO_3sw) と混合層最深部の硝酸塩濃度 (NO_3ssw) との間の勾配を計算に用いた。

$$\Delta\text{NO}_3\text{mix} = \left(\frac{1}{\text{MLD}} \Theta \left(\frac{\partial \text{MLD}}{\partial t} \right) (\text{NO}_3\text{ssw} - \text{NO}_3\text{sw}) + \frac{1}{\text{MLD}} K_z \frac{\partial \text{NO}_3}{\partial z} \right) \quad (5)$$

MLDはt(月)現在の混合層の深度であり、 K_z は混合層の最深部での鉛直拡散係数であり、 NO_3ssw と NO_3sw はそれぞれ混合層の下(海面下層)と表層海水の硝酸塩濃度 ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) である。ここでは、弱風時 ($4 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) と強風時 ($2 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) の間の水温躍層中の K_v 値 (DenmanとGargett、1983)を使用した。表層混合層が深くなる時期だけ下の海水との混合が起こるので、関数Q (MLD/t) は $\text{MLD}/t > 0$ であるときに MLD/t に等しく、 MLD/t が0以下であるときには0である。

・生物現象の影響

生物活動が各循環海域において海水 $p\text{CO}_2$ に及ぼす影響 $\Delta p\text{CO}_2(\text{bio})$ を、AG海域とWSG海域を代表するC:N比であるそれぞれ6.6と6.8を用いて、硝酸塩の一月当たりの変化から算定した（Wongら、2002）。

$$\Delta p\text{CO}_2(\text{bio}) = \text{C:N} * (\Delta \text{NO}_3 / \text{CTmean}) * R * p\text{CO}_{2\text{pm}} \quad (6)$$

上記の ΔNO_3 は硝酸塩濃度の月間変化量であり、CTmeanは各循環海域の溶存無機炭素の年平均値であり、Rはバッファ係数であり、 $p\text{CO}_{2\text{pm}}$ は前月に観測された海水 $p\text{CO}_2$ である。CTmeanとバッファ係数のいずれも、 $p\text{CO}_2$ 、全アルカリ度（AT）、水温（SST）、および塩分濃度（S）の年平均データから算定した。アルカリ度データは、Wongら（2002）の北太平洋における解析で用いられた考え方と同様アルカリ度（ $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ）と塩分間の直線回帰に基づいて塩分濃度観測値（Sobs）から導き出した。

$$\text{AT} (\mu\text{mol kg}^{-1}) = 44.4 * \text{Sobs} + 797.7 \quad (7)$$

・大気－海洋間 CO_2 交換の影響

大気－海洋間交換が観測 $p\text{CO}_2$ （ $\Delta p\text{CO}_2(\text{a-s})$ ）に及ぼす影響を算定するために、 $p\text{CO}_2$ のデータセットを混合層深度（MLD）および風速の気候データと組み合わせた。風速とWanninkhof（1992）に基づく交換係数を用いて CO_2 移動量を算定して、 $p\text{CO}_2$ 変化とガス交換の関係を算定した。

$$\Delta p\text{CO}_2(\text{a-s}) = R * p\text{CO}_{2\text{pm}} * F / (\text{CTmean} * \text{MLD}) \quad (8)$$

上記のRは各循環海域の年間バッファ係数であり、 $p\text{CO}_{2\text{pm}}$ は前項と同様に前月に観測された海水 $p\text{CO}_2$ であり、Fは CO_2 移動量であり、CTmeanは各循環海域の溶存無機炭素量の年平均値である。

4（2）② $p\text{CO}_2$ の季節変化と制御要因

図8に経度帯毎に解析した CO_2 分圧の年間振幅を示す。北米大陸沿岸をのぞくと、振幅はおおむね西から東に行くにつれて小さくなる。同様な経度変化は水温の年間振幅でも見いだされ、経度5度毎に0.5度低下する。硝酸濃度の年間振幅の東西変化も顕著であり、経度5度あたり $1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ の振幅低下が見られた。これは、西部北太平洋海域における年間の生物生産の大きさと冬季の大きな鉛直混合の結果であると考えられる。

図9に分別した CO_2 分圧を変化させる要因を月別に示した。グラフの生物過程項は、生物生産過程と鉛直混合を合算して、棒の長さに表現してある。春から夏の成層期には生物生産過程が卓越するが、秋から冬の混合期には鉛直混合過程が卓越する。

例えば北太平洋西部亜寒帯循環海域（WSG）について解説する。縦軸は正が表層海水の CO_2 分圧を高める方向であり、負が低める方向である。1－2月は水温低下が CO_2 分圧を低下させる効

果と生物過程(鉛直混合)がCO₂分圧を上昇させる効果のうち、生物過程(鉛直混合)が上回ってCO₂分圧は上昇を示す。この時期の表層CO₂分圧の海洋－大気差は正(海洋が高い)であるので海洋から大気へのCO₂放出が続くため、ガス交換項は負(CO₂分圧を低くする方向)である。2月も同様な傾向が続くので、海洋CO₂分圧が大気CO₂分圧を上回り始め、2－3月は海洋から大気へのCO₂放出が起こり、ガス交換項はCO₂分圧を低める(海洋－大気に分圧差

を解消する)方向に働く。5月から8月は、水温上昇が起こり温度項はCO₂分圧を高める方向に働くが、生物過程による炭酸固定がそれを大きく上回りCO₂分圧が低下してゆく。その結果、海洋CO₂分圧が大気を上回る状況が徐々に解消し、7月に大気海洋間の分圧差がなくなり、8月以降は海洋のCO₂分圧が大気より低くなって海洋は大気からのCO₂吸収(CO₂分圧を高める方向)を示すようになる。このCO₂吸収は11月まで続く。10月以降は水温低下でCO₂分圧が低くなる効果より生物過程(鉛直混合)でCO₂分圧が増大する効果が上回りCO₂分圧の上昇が続き、12月には大気－海洋の濃度差が解消する。

図9の上と下の図から北太平洋東西の2つの循環域を比較することができる。西部と東部のいずれにおいても、ガス交換項がCO₂分圧変化に占める効果は大きくない。一月あたりの変化の最大値はそれぞれ11と23μatmであり、10月と11月に起こっている。夏の生物過程による一月あたりCO₂分圧低下の大きさはWSGで7月に95μatm、AGで8月に45μatmであり、2倍の違いがある。これは東西海域の表層海水における生物生産の大きさの違いを反映しているものである。また、WSGで生物過程によるCO₂分圧低下が4－5月に始まるのに対し、AGでは2ヶ月開始が遅い。AGでは生物過程によるCO₂分圧低下要素が大きな7－8月においても温度効果がより顕著で、CO₂分圧低下は起こらない。AGでのCO₂分圧低下は、秋にわずかに起こり、12月から1月にかけての上昇で解消される。

WSGにおいては生物生産が7月に最高であったが、これが100 μatmの減少を引き起こした。この無機炭素変化量は、KNOT定点観測(北緯44°、東経155°)で実際に観測された変化量と整合的である。これに対してAGの減少は50 μatmであり、WSGの1ヵ月後であった。夏には水温が上昇してCO₂の増加が最大になり、両循環海域において約60 μatm増加した。これにより、AGでは生物生産でpCO₂が低下した分が回復されたが、WSGにおいては生物過程によるCO₂低下は回復しきらなかった。このことは、WSGにおいては生物過程がpCO₂の変動を支配したが、AGでは水温効果と生物過程が同等、あるいはやや水温効果が強かったことを示している。

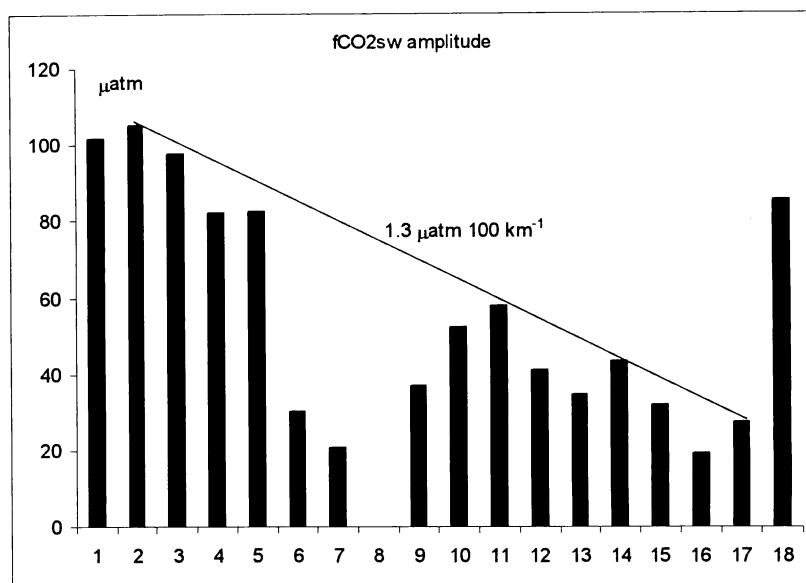


図8 北太平洋亜寒帯の海洋表層CO₂分圧変化の年間振幅、番号1から18は西から東への経度帯(図5)を示す。

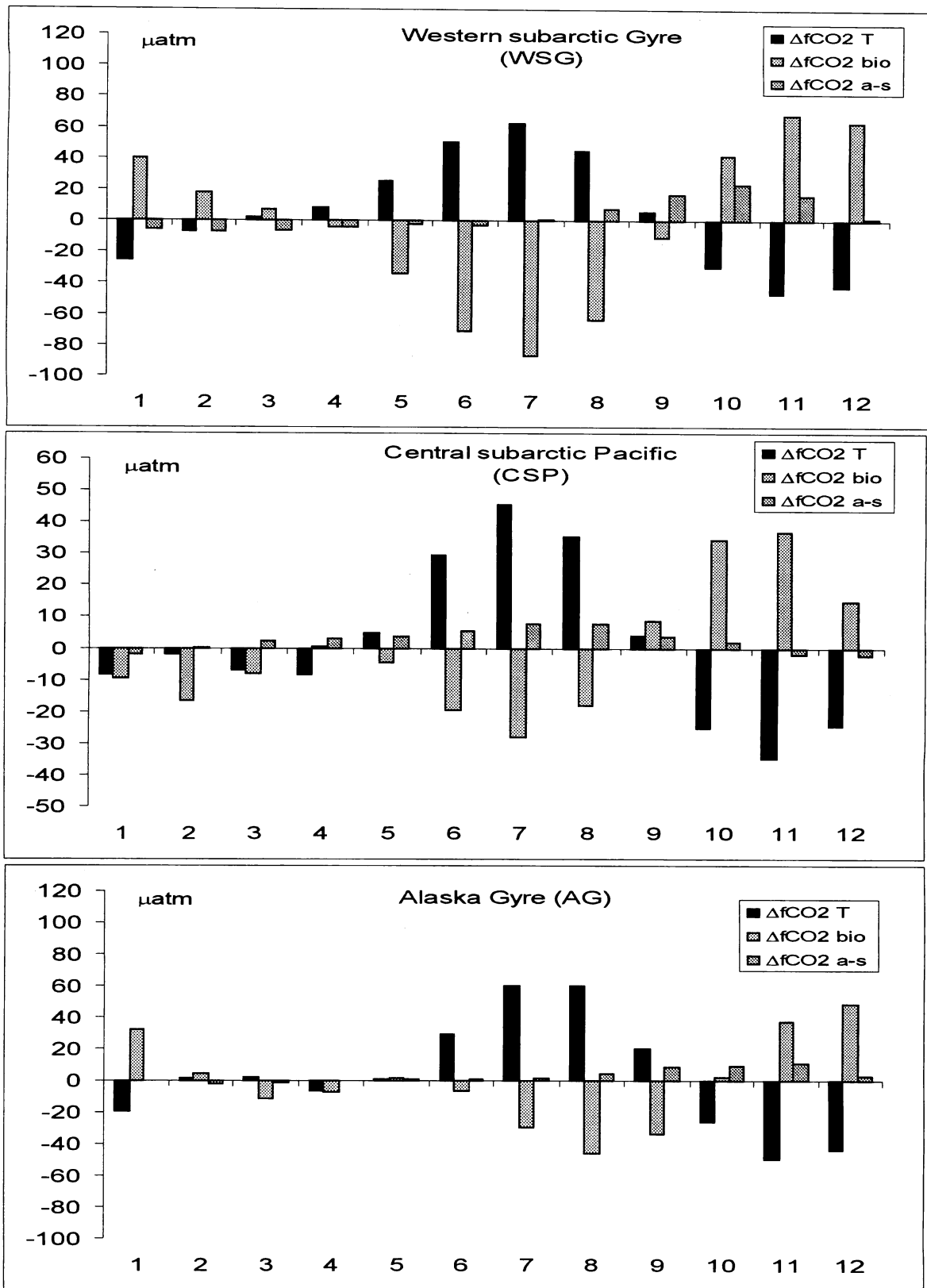


図9 各月のCO₂分圧変化の要因解析、各月の棒グラフの左から水温変化項、生物過程項、ガス交換過程項、上：北太平洋西部亜寒帯循環海域、中：亜寒帯太平洋中央海域、下：アラスカ循環海域

4 (2) ③ 各過程の寄与比率

各海域区分における各過程と年間 $p\text{CO}_2\text{sw}$ 絶対変化率(%)の関係を推計したところ(図10)、すべての海域区分において $p\text{CO}_2\text{sw}$ の月変化を強く支配したのは水温と生物過程である。一般的に、水温効果は $p\text{CO}_2$ の年間絶対変化要因の33から47%を占め、生物過程は27から51%を占めた。生物

効果がより支配的であったのはWSG(図10b)とCSP

(図10c)においてのみで

あり、 $p\text{CO}_2$ 年間絶対変化要因のそれぞれ40%と

51%を占めた。OY海域区分においては年間 $p\text{CO}_2\text{sw}$

絶対変化率が36%であり、水温効果が支配的であった(44%、図10a)。

DIL海域区分においても、水温効果が $p\text{CO}_2$ 年変化を強く支配しており(47%、図10f)、生物過程は変化要因の27%占めたに過ぎなかった(図10f)。

大気-海洋間 CO_2 交換の影響はこの海域区分において比較的大きかった(15%)

(図10f)。一般的に、鉛直混合はWSG以外のすべての海域区分において年間 $p\text{CO}_2\text{sw}$ 絶対変化の要因の約10%程度であったが、WSGでは19%に達した(図

10b)。興味深いことに、東西の両循環海域間で年平均 $p\text{CO}_2\text{sw}$ に差はなかったが、AG間よりもWSG

間で支配過程の強度と規模に大きな差があることがわかった。これは北大西洋においても同様であり、Luegerら(2004)は、 $p\text{CO}_2$ 季節変動のメカニズムが異なる東西大西洋において年平均 $p\text{CO}_2$ がほぼ同じであることを見出だしている。

表1に海域毎に算出した各効果の大きさの比を示した。 CO_2 分圧変化に占めるガス交換項の寄与は、沿岸海域であるOYとDILで大きくなり、これはこの2つの海域で海洋-大気の CO_2 分圧非

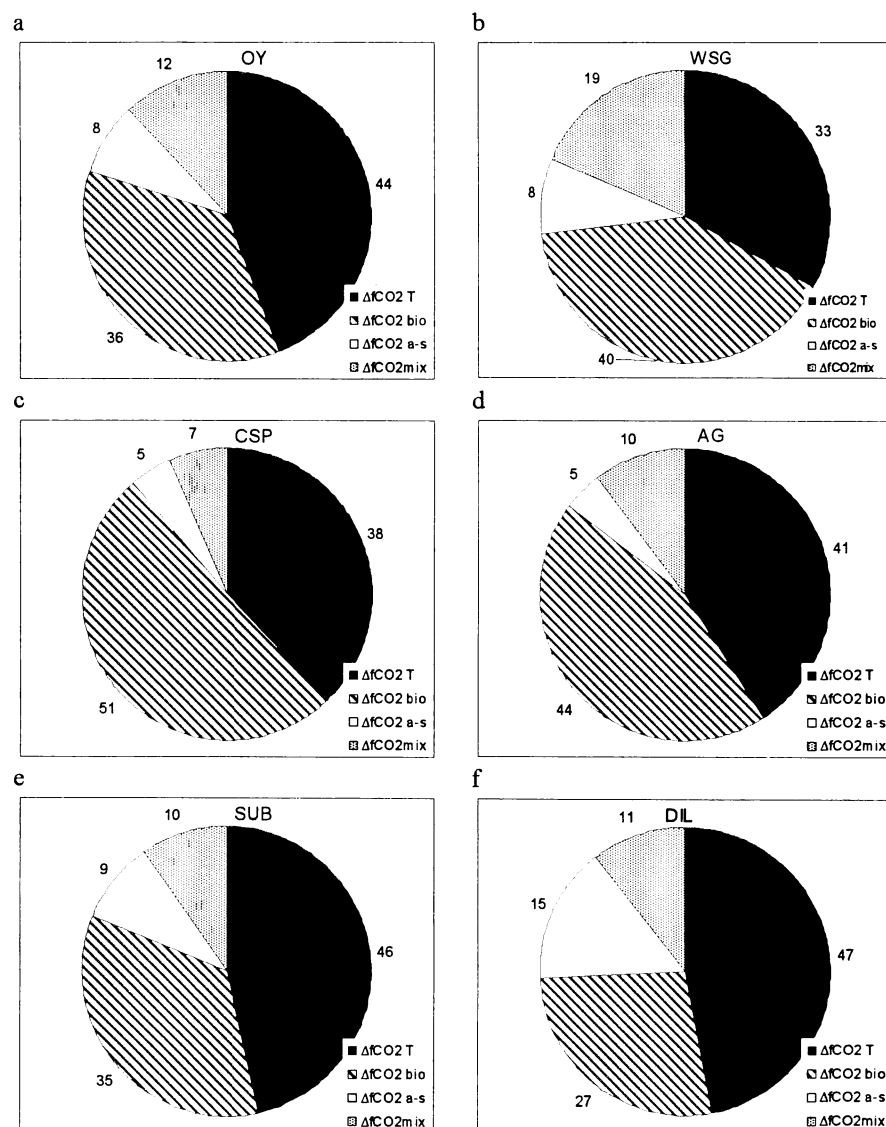


図10 各海域区分において年間 $p\text{CO}_2$ 総変化をもたらす諸過程の効果の割合、水温(T)、生物過程(bio)、鉛直混合(mix)、および大気-海洋間交換(a-s)

10b)。興味深いことに、東西の両循環海域間で年平均 $p\text{CO}_2\text{sw}$ に差はなかったが、AG間よりもWSG

間で支配過程の強度と規模に大きな差があることがわかった。これは北大西洋においても同様であり、Luegerら(2004)は、 $p\text{CO}_2$ 季節変動のメカニズムが異なる東西大西洋において年平均 $p\text{CO}_2$ がほぼ同じであることを見出だしている。

表1に海域毎に算出した各効果の大きさの比を示した。 CO_2 分圧変化に占めるガス交換項の寄与は、沿岸海域であるOYとDILで大きくなり、これはこの2つの海域で海洋-大気の CO_2 分圧非

平衡が大きく年間のCO₂吸収量が大きいくと関係する。観測海域では、西部亜寒帯循環海域WSGで生物過程項の寄与が最も大きく、アラスカ循環海域と対照的であることが分かった。

表1 海域の年間を通したCO₂分圧変化における水温変化項($\Delta p\text{CO}_2\text{T}$)、生物過程項($\Delta p\text{CO}_2\text{bio}$)、ガス交換項($\Delta p\text{CO}_2\text{air-sea}$)の占める相対比率 (%)

海域	$\Delta p\text{CO}_2\text{T}$ (%)	$\Delta p\text{CO}_2\text{bio}$ (%)	$\Delta p\text{CO}_2\text{air-sea}$ (%)
OY	41	40	18
WSG	37	53	10
CSP	48	43	9
AG	51	42	7
SUB	50	39	11
DIL	44	27	29

5. 南部ベーリング海における海洋CO₂放出変動解析

5 (1) 研究方法

Skaugran号(次節参照)とAlligator Hope号(前節で詳述)による貨物船観測においては、北米から日本に向かう航路は毎回南ベーリング海海域を通過し、最も長期にわたる密な海洋表層CO₂分圧観測データが得られている。海洋表層CO₂分圧の観測値を調和関数でフィットすることで、年々変動成分を除いた周年変動関数を求めた。この関数によって季節変動成分を取り除くことで、年々変動成分が得られた。毎月のCO₂ガス交換フラックスは、Wanninkhof (1992) の長期変動を表現するガス交換式と、NCEPの風速場再解析データから算出した。さらに、船上サンプリングの化学分析で得られた栄養塩(硝酸)の分析結果を生物生産量の指標として用いたが、手法は前節に示した例と同様である。

5 (2) 海域のCO₂放出フラックス変動

図11が観測海域の詳細図であり、貨物船航路のうち西経172度以西を海盆海域、以東を陸棚斜面海域とした。陸棚斜面海域では、陸水起源の栄養塩供給が大きく、海盆海域より大きな夏の生物生産を示し、海水のpCO₂変動の季節振幅がきわめて大きくなる。結果に対して季節変動成分を除く手法を適用すると、大気分圧との差($\Delta p\text{CO}_2$)の年々偏差(anomaly)がわかりやすくなる。図12の上(海盆)についていえば、太実線と点線の比較で $\Delta p\text{CO}_2$ の年々偏差がわかり、1995 - 1996年は大気分圧に対しやや海洋分圧が高いのに対し、1997年はほとんど大気と海洋に差が見られない。1998年はかなり海洋分圧が高まり、1999年前半は大気と海洋の差がなくなった。1999年後半から2000年にかけては海洋分圧が大気分圧をはるかに上回ることが明瞭である。

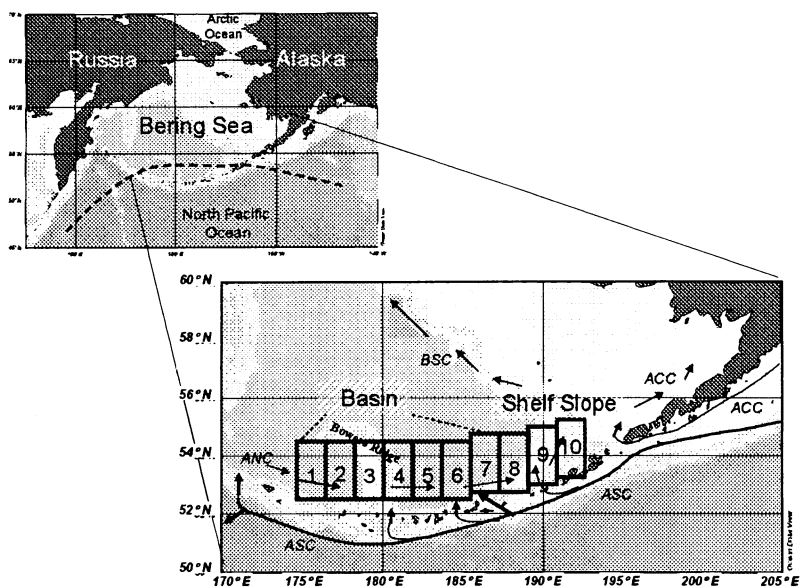


図11 南部ベーリング海のCO₂フラックス変動解析の対象海域、上図の点線が貨物船航路であり、解析では西経172度以西を海盆 (basin) 海域、以東を陸棚斜面 (shelf slope) 海域とした。

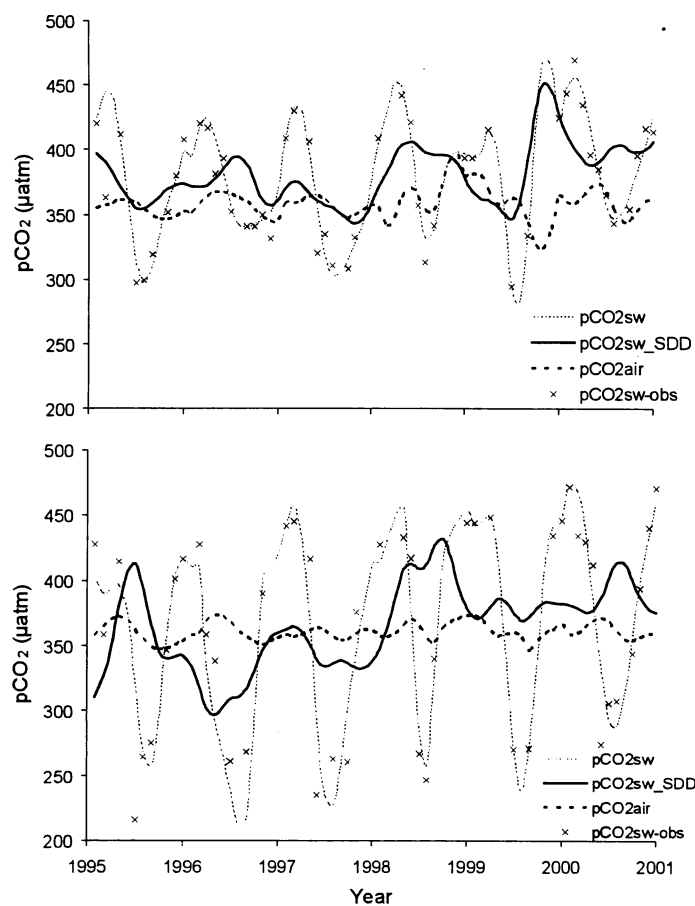


図12 南部ベーリング海海盆海域(上図)と陸棚斜面海域(下図)において観測された大気(pCO₂air)と海洋(pCO₂sw)のCO₂分圧経年変動。実際の海洋観測値が×点、季節変動要素を除いたものが太実線(pCO₂SW_SDD)である。

次に年々のCO₂ガス交換フラックスを計算した結果が表2である。この海域は年間平均にする
と正の海洋フラックス（海洋が大気にCO₂を放出する）を示す。季節変動を除いた偏差の大きか
った1998年以降に放出フラックスが大きく、1997年以前と対照的である。放出フラックス変動は、
海盆海域と陸棚斜面海域でおおむね同様な年々変動を示した。

表2 南ベーリング海における年々の大気海洋間CO₂ガス交換フラックス、
全海域を北緯53-55度、東経174度 - 西経166度にわたる2.9x10¹¹m²とした

Year	Sea-air CO ₂ flux (mol C m ⁻² yr ⁻¹)	Total CO ₂ outgassing (10 ¹² mol C yr ⁻¹)	Total CO ₂ outgassing (10 ¹² g C yr ⁻¹)
1995	2.6	0.7	9.0
1996	2.0	0.6	6.8
1997	1.7	0.5	6.1
1998	7.4	2.1	25
1999	5.5	1.6	19
2000	9.1	2.6	32
Average	4.7 ± 3.1	1.4 ± 0.9	16 ± 11
Sum	28	8.2	98

5 (3) 海域のCO₂放出フラックス変動の原因

CO₂フラックス変動を与える要因として、海水温と塩分の年々変動、栄養塩濃度変動から見た
生物生産変動、鉛直混合の変動など、海域の物理パラメータの変動とプロセス変動の双方から解
析した。水温と塩分の変動とCO₂放出フラックスの変化の関係は直接的ではなく、海域の成層状
況の変化などに及ぶ影響を通じて関係するものと考えられた。これに対し、海域の生物生産につ
いては、明瞭な年々変動が観測された。南部ベーリング海海域では、春から秋にかけて生物生産
の結果として硝酸濃度が大きく低下する。その低下は、海盆海域においては、1995-1997年は大き
く、1998年と2000年が小さかった。このことは、図12からも明らかな1998年と2000年のΔpCO₂が
相対的に高かったことと整合的である。一方、陸棚斜面海域においては、1998年が特に大きく、
1997年と2000年がそれに次ぐ大きさであった。これは、ΔpCO₂の年々変動を直接説明することには
ならない。ただし、陸棚斜面海域では、海盆海域よりはるかに大きな硝酸塩濃度振幅を示すた
め、その濃度低下量との関係が明瞭でないと思われる。また、特に1997年以降に顕著となったと
される円石藻の大量発生との関係が示唆され、ΔpCO₂の増大を招く原因となったことも考えられ
る。

そこで、前節で示した水温の変化、生物生産、鉛直混合、および大気-海洋間CO₂交換の各過
程の寄与度を分別する解析を、1997年と2000年に対して行った。その結果、海盆海域では、兩年
の間に生物生産効果だけが顕著に異なり、1997年に大きな生物生産があり、2000年は生物生産が

小さかったことが明らかになった。一方、陸棚斜面海域では2000年に夏の生物生産が大きいものの秋の分解過程が顕著であること、1997年は秋の鉛直混合過程が強いことがわかった。このことから、2000年は生物生産が大きいながらも $\Delta p\text{CO}_2$ が相対的に高かったことが説明されるし、1998年の冬から春にかけて $\Delta p\text{CO}_2$ が高まったことが説明される。

南部ベーリング海海域の $p\text{CO}_2$ 観測は、国立環境研究所の貨物船観測においても、毎航海同じ航路を通るということで最も密度が高い海域であり、栄養塩などの計測データをあわせた詳しい解析を行うことから、 $\Delta p\text{CO}_2$ の変動を説明する様々なプロセスを明らかにすることができた。ただし、このような解析には、ほぼ毎月の観測データが必要であり、対象とする海域全体で行えるわけではないが、有用なケーススタディとして結果の活用が期待される場所である。

6. 北太平洋海域全域にわたる海洋表層 CO_2 分圧の年々変動解析

6 (1) 研究方法

国立環境研究所の北太平洋表層海洋二酸化炭素データを利用し、北太平洋中高緯度域の二酸化炭素吸収の年々変動という現象を抽出する解析研究を行った。

国立環境研究所では、地球環境研究センターモニタリング事業として、1995年3月から1999年9月にかけてSeaboard International Shipping社所属材木貨物船Skaugranで、1999年11月から2001年5月にかけて(株)商船三井所属コンテナ貨物船Alligator Hopeで、北太平洋航路の大気・海洋 CO_2 観測を実施した。観測協力船の変更で搭載装置は変わったが、大気 CO_2 分率と海洋表層 CO_2 分圧($p\text{CO}_2$)について、6年間の完全なデータセットを得ることができた。データセットは確定済みで、ホームページから公開されている(<http://soop.jp/>)。大気・海洋の CO_2 測定値は、国立環境研究所の標準ガススケールに基づく CO_2 分圧値に換算され、この間一貫したスケールで表現された。大気・海洋の観測データが揃っているので、海洋-大気の CO_2 分圧差($\Delta p\text{CO}_2$, μatm)が示されており、大気 CO_2 濃度の経年的増加分が差し引かれている。そのため、この分圧差をそのまま年々変動比較に用いることが可能である。

6 (2) 結果・考察

1995年から1999年にかけて実施した観測協力貨物船Skaugranによる4年間データセットの解析から得た北太平洋中高緯度海域の $\Delta p\text{CO}_2$ の平均的分布は、1960年代から1995年までのデータに基づいてTakahashiら(1997)が報告した気候値とほとんど差がなかった(Zengら、2002)。この4年間データセットの解析でも、年々変動抽出を試みたが、明瞭な答えが見出せなかった。そこで、1995-1999年のSkaugranと1999-2001年の観測協力船Alligator Hopeのデータを合わせて使い、新たな方法で年々変動の客観解析を行った。

6年データセットからこの海域の $\Delta p\text{CO}_2$ の平均的な分布図を得るのが、年々変動の抽出のために最初に必要となった作業であった。これを6年間データによる $\Delta p\text{CO}_2$ 平年値分布とする。この平年値と年々値の差を各年毎に求めるという作業の手順である。

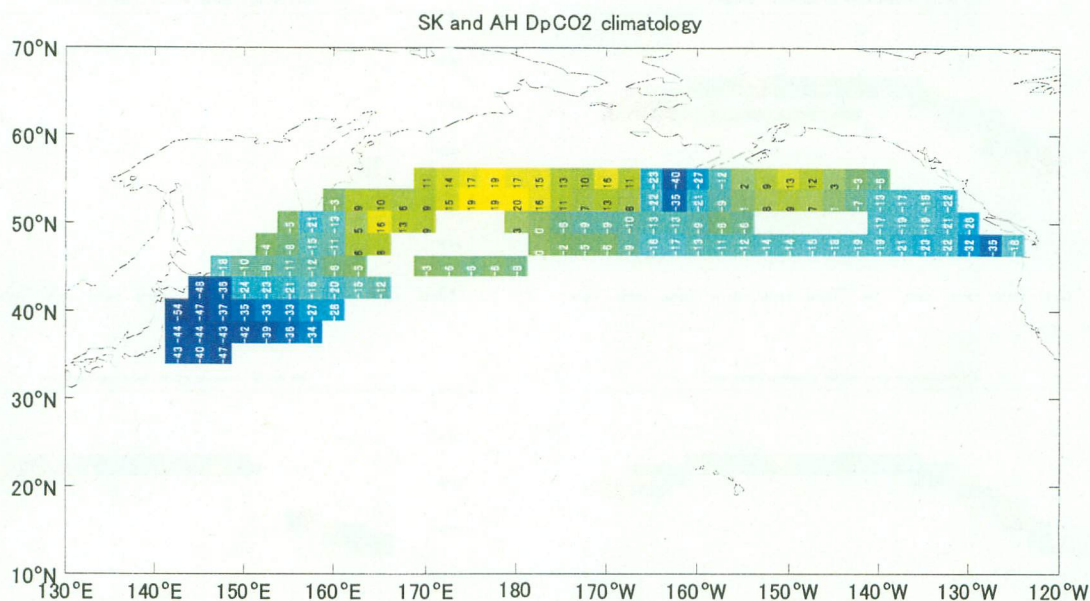


図13 国立環境研究所の北太平洋定期貨物船によるCO₂分圧観測(1995年3月から2001年5月)のデータを解析し、グリッド毎に得た年平均ΔpCO₂の6年間平均値を表現した分布マップ。ΔpCO₂ (二酸化炭素分圧差)の単位はμatm (海洋マイナス大気)であり、数字が年平均値を示す。

6 (2) ① 年平均値の算出

春夏秋冬の四つの季節すべてについて少なくとも1回以上緯度4.5度×経度4.5度のグリッド内にΔpCO₂を記録した航海が存在する時に限り、グリッドの年平均ΔpCO₂値が得られるものと定義した。6年間で3年以上に対して年平均値が得られたグリッドのみで年平均値が得られるとした。グリッド中心点は緯度2.5度、経度2.5度毎に配置した。年の起点は4月、終点は3月としたので、以後の年の表現はいわゆる「年度」と同じでなる。また、春夏秋冬の定義は4-6、7-9、10-12、1-3月である。これは年平均値を算出することができるグリッドカバーを最大となるように調整した結果である。

以前のΔpCO₂分布図では、一度でも航海データのあればデータを有意として海域毎に季節変化関数を算出して利用したので、北緯34度以北がカバーされる分布図であった。この場合、季節関数を算出し海域全体を図化する際には、必要な補間を行ったものであった。従って、航海データが存在する年に偏りがあると、必ずしも平均を反映しない恐れがあった。

図13に今回の計算方法で得た6年間平均値分布を示す。緯度4.5度×経度4.5度のグリッドに対して得たデータを緯度2.5度×経度2.5度の四角の色で表現し、四角の中の数字で年平均ΔpCO₂の年平均値(μatm)を示した。西部ベーリング海からカムチャッカ半島南方で年平均ΔpCO₂が大気より高く、本州東方で年平均ΔpCO₂が最も低いことがわかる。カナダ沿岸とアラスカ半島付近でも、夏の生物生産によるΔpCO₂低下が著しいので、年平均値は大きな負の値となる。

Skaugranが米国カリフォルニア州の港に入った頻度は高くなかったので、カリフォルニア沖では全季節をカバーする航海データを得た年は3年未満となり、年平均値が得られなかった。北太平

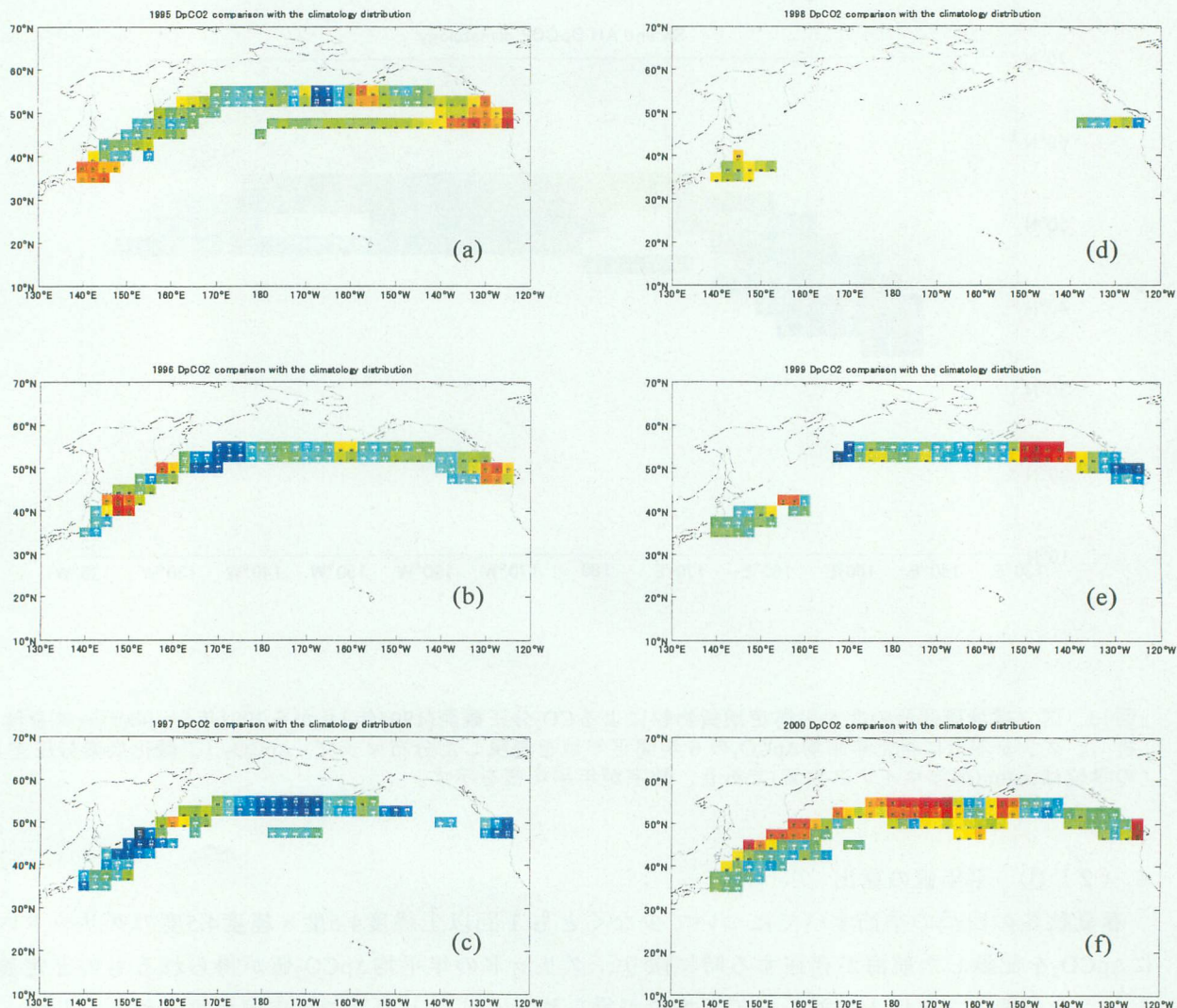


図14 北太平洋のCO₂分圧観測(1995年3月から2001年5月)のデータを解析し、グリッド毎に得た各年(1995年から2001年の6年間)の平均 $\Delta p\text{CO}_2$ について、その平年値(図1)からの偏差を求めて分布を示したマップ、偏差の単位は μatm であり、正の数字(赤い色)は各年の年平均 $\Delta p\text{CO}_2$ が6年間平年値より高いこと、負の数字(青い色)は低いことを示す。

洋中央部中緯度帯は、夏の航路が北に偏る理由で、カリフォルニア沖と同様に平年値が得られなかった。平年値が得られたグリッド分布は、高緯度北太平洋と日本沖合に限られてしまった。しかしながら、今回の平年値算出手法は、データの補間・内挿を全く行わない単に平均するだけのものであり、結果は、通年データの積み上げから平年値が得られるグリッドだけを表示した客観的な平年値分布マップである。

5 (2) ② 年々偏差の算出

6 (2) ①と同様に、春夏秋冬の四つの季節すべてについて少なくとも1回以上緯度4.5度×経度4.5度のグリッド内に $\Delta p\text{CO}_2$ を記録した航海が存在する時に限り、グリッドの年平均 $\Delta p\text{CO}_2$ 値が得られるものと定義した。さらに、そのグリッドの6年間平年値が存在する時に限り、年平均値から平年値を引き算し、平年値からの偏差が得られるものとした。偏差が得られたグリッドデー

タを集めて、各年毎のマップを作成した。図14(a)-(f)が、1995-2000年の各年における年平均 $\Delta p\text{CO}_2$ の平年値からの偏差の分布を示すマップである。プラスは平年より $\Delta p\text{CO}_2$ が高かったこと、マイナスは低かったことを示す。1998年は、Skaugranの航海に、ハワイを含む低緯度海域航海が多かったため、秋の高緯度海域データが不足し、他の年のようなカバー範囲の偏差分布マップを描くことができなかった。

結果として、平年値からの最大偏差として $29\mu\text{atm}$ という大きさで、この海域の $\Delta p\text{CO}_2$ に年々変動があることが明らかになった。北太平洋高緯度海域の $\Delta p\text{CO}_2$ には極めて大きい季節変動があり、 $50\text{-}100\mu\text{atm}$ が $\Delta p\text{CO}_2$ の典型的な季節変化振幅であることを考慮すると、年々変動は季節変化よりかなり小さい。1997年は北太平洋高緯度海域全域で $\Delta p\text{CO}_2$ が低く、2000年ではベーリング海で顕著に $\Delta p\text{CO}_2$ が高かった。しかしながら、平年より高いグリッドと低いグリッドがモザイク様に点在する年が多い。そして、明瞭な高低は局所的に起こり、西部亜寒帯太平洋、東部亜寒帯太平洋というような大きな海盆全体で起こる現象ではないことが分かった。これに対して、水温と塩分についても同じデータの扱いで、年々変動を求めた。水温と塩分の年々変動には、モザイク様の分布が見られず、広範囲で現象が起こっていた。1996年（1996年4月から1997年3月の観測値による平均）は西部北太平洋からベーリング海西部にかけて顕著な高温傾向が見られ、1997年（1997年4月から1998年3月）は東西北太平洋全域でやや高温傾向であった。1995-1996年が低塩分であるのに対し、1999-2000年が高塩分であったが、その平年からの偏差はおおむね $\pm 0.1\text{psu}$ と極めて小さく、有意かどうかの判断が難しかった。

西部亜寒帯、ベーリング海、東部亜寒帯という大きな海盆スケールでの平均現象を見る目的で、緯度 $5^\circ \times$ 経度 7.5° の範囲の平均値（平年からの偏差を6グリッドにわたって平均した）を求めた。その結果を、西部亜寒帯太平洋（千島・カムチャッカ沖）・ベーリング海・東部亜寒帯太平洋（アラスカ湾）の3つの海盆に分けて見ると、海盆内で顕著に高い $\Delta p\text{CO}_2$ や低い $\Delta p\text{CO}_2$ が見られる場合に、海盆の他の場所で反対方向の $\Delta p\text{CO}_2$ 変化が認められることが多かった。すなわち、海盆全体の年平均 $\Delta p\text{CO}_2$ の平年値からの偏差は小さくなるように、海盆内の $\Delta p\text{CO}_2$ 偏差分布が生じることが明らかになった。そこで、西部亜寒帯太平洋と東部亜寒帯太平洋の二つの海盆で平均した $\Delta p\text{CO}_2$ の年毎の偏差を図15(a)に示した。その結果、特に西部亜寒帯海域では年々変動がなくなり、海盆全体の $\Delta p\text{CO}_2$ 年々変化が著しく小さいことが明らかになった。東部

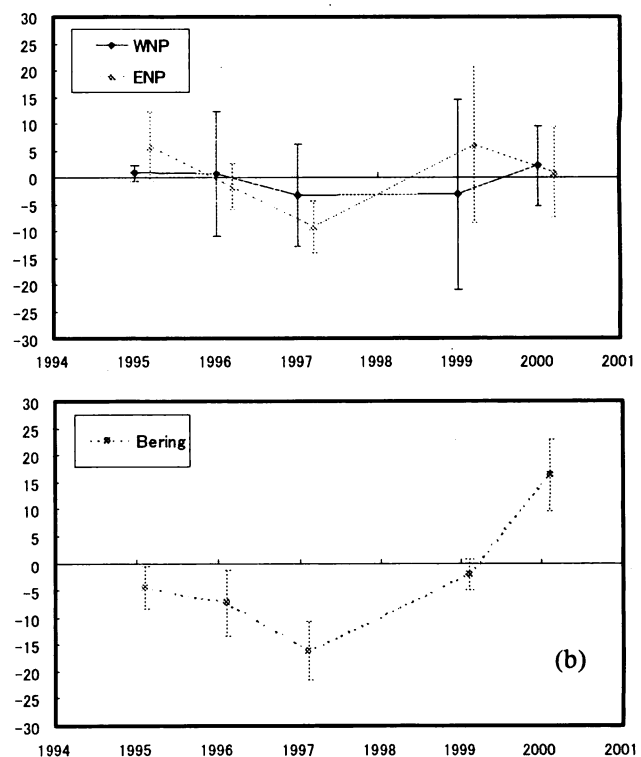


図15 (a)1995年から2001年にかけて観測したデータに基づく北太平洋西部亜寒帯海域、東部亜寒帯海域の年平均 $\Delta p\text{CO}_2$ の平年値からの偏差の年々変動、◆が西部亜寒帯海域、▲が東部亜寒帯海域である、変動の大きさは μatm を単位にして示した。(b)同ベーリング海

亜寒帯太平洋では $15\mu\text{atm}$ ほどの変動幅で年々変動があった。ベーリング海のような小さな海盆では、より大きな $\Delta p\text{CO}_2$ 年々変動が見られ、水温の経年変化とより強い関係を持つことが分かった（図15(b)）。 $\Delta p\text{CO}_2$ の低い1997年は比較的水温の高い年であり、 $\Delta p\text{CO}_2$ の高い2000年は比較的水温の低い年である。このことは、高水温の影響が夏の混合層深度を浅くする方向に作用し生物生産による $\Delta p\text{CO}_2$ 低下の効果を大きくした、あるいは、低水温の影響で冬の混合層深度が深まり鉛直混合による $\Delta p\text{CO}_2$ 上昇効果が大きくなった、とすれば説明できるものである。しかしながら、最も水温が高い傾向にあった年（1996年）で必ずしも $\Delta p\text{CO}_2$ が最低にはならなかった。すなわち、観測された海域の中で最も年々変動が顕著なベーリング海であっても、 $\Delta p\text{CO}_2$ の年々変動と物理パラメータの関係はそれほど明瞭ではなかった。

7. 本研究により得られた成果

これまでに、特定の海域で最も集中して CO_2 分圧が観測された例は、赤道太平洋海域である。東部赤道太平洋は湧昇域であり、大気より $p\text{CO}_2$ が高い海域が広がり、海洋から大気へ CO_2 が放出されている。東部赤道海域では米国の研究グループが観測を重ね、 $\Delta p\text{CO}_2$ がエルニーニョ期には低く、ラニーニャ期には高くなることが認められた。その振幅は $100\mu\text{atm}$ に及び、東部赤道太平洋はラニーニャ期に大きな CO_2 放出源になること、エルニーニョ期にはその放出量が小さくなることが分かった。この放出量変動は大気 CO_2 濃度増加に影響し、エルニーニョ・ラニーニャが引き起こす気温や降水の変化に応答する陸域生態系の CO_2 吸収放出量の変化と相乗して、大気 CO_2 濃度増加に年々変動をもたらす原因となっている。また、西部赤道太平洋では、東部赤道海域から張り出してくる高い $\Delta p\text{CO}_2$ 海域分布が、ラニーニャ期には西へ広がり、エルニーニョ期には後退することが、日本の研究グループの観測で明らかにされた。これらの変化は、赤道湧昇の強さと関係するので、モデルでの予測とよく整合する。観測の結果を大気・海洋の炭素循環モデルに導入する重要な成果を得ている。

しかしながら、それ以外の海域では、年々変動を議論することができるだけデータの蓄積がある海域がなく、解析は進んでいない。特に、西部北太平洋のような季節変化の明瞭な海域で $\Delta p\text{CO}_2$ の年々変動を把握するには、季節を完全にカバーする観測が必要である。国立環境研究所による貨物船観測は、広域海洋で季節変化をカバーし、なおかつ長期の継続がある稀な観測例である。その解析の結果、1997-1998年が強いエルニーニョ期であったにもかかわらず、 $\Delta p\text{CO}_2$ の平年値からの偏差は顕著でなかった、という事実が今回初めて明らかになった。これは、北太平洋の海洋パラメータの多くがエルニーニョ・ラニーニャに直接応答する変動を示さず、北太平洋インデックスのような別の周期の長期変動を示すことと関係しているのかもしれない。本研究の解析結果は、赤道以外の海域で $\Delta p\text{CO}_2$ の年々変動を明らかにした初めての例である。

また、国立環境研究所の1999年から2001年にかけてのAlligator Hopeによる貨物船観測では、もっとも密な時系列データが得られ、北太平洋の表層 CO_2 分圧制御要因に関する詳細な研究が実施できた。大洋の東西に渡る海域で、毎月のデータを得て、プロセスを解析したのは、初めての例である。ここでは、比較的にシンプルな方法を用いることによって、亜寒帯北太平洋の6つの海域区分において表層海水 $p\text{CO}_2$ 変動に影響を及ぼす各過程の時期と規模に大きな違いがあることを発見した。対象海域区分で、水温、塩分濃度、硝酸塩、および $p\text{CO}_2$ の季節変動と振幅には大きな差があった。観測したすべてのパラメータにおいて季節変動が最大であったのは西部海域区分

(OYとWSG)であり、そこでは最大のCO₂減少が生物生産に伴う有機物生産の結果として観測された。また、鉛直混合の効果も全ての海域区分の中で最大であった。亜寒帯北太平洋を全般的にみると、pCO₂変化の主たる要因は水温と生物過程の効果であった。アラスカ湾循環海域においては、水温と生物過程による影響が年間pCO₂sw変化に対して同程度であった。本解析は、海洋炭素循環モデルにおけるプロセスの記述を進める上に今後活用されるべきものである。

SCOR-IOC CO₂ Advisory Panelでは、貨物船や自動ブイによる観測でΔpCO₂を高頻度で測定するプログラムを各国が進めることを促進し、観測を国際ネットワーク化する活動を行っている。この活動のきっかけとなったのが国立環境研究所の北太平洋観測の長期継続成功である。活動の成果で、貨物船による高頻度pCO₂観測プログラムがヨーロッパ各国で開始され、米国でも計画が予算化され準備に入った。この後展開される観測ネットワークの中で、海洋表層CO₂の変動解析が進み、地球規模炭素循環モデルへの解析結果の応用されることが期待される。

国立環境研究所による最近の海洋表層CO₂分圧観測は、北米東岸向けが中心の自動車運搬船Pyxisで実施しており、そのCO₂データや栄養塩化学分析データの取得及び解析を継続的に実施している。2005年秋には、豪州－ニュージーランド向け航路の自動車運搬船Trans Future 5号が新たに建造され、新造船時に海洋表層CO₂観測機器を設置することが完了し、2006年以降の本格観測実施に向けた準備を行った。データ蓄積が十分となった北太平洋高緯度海域に続き、中緯度海域(Pyxis)と西部太平洋の赤道を挟む海域(Trans Future 5)の両者で、密な観測データが得られる海域が拡大し、太平洋のCO₂吸収放出に関して、さらなる知見が蓄積されるものと考えられる。

8. 国際共同研究等の状況

この課題のデータ解析とそれに関連する海洋観測は、カナダ海洋研究所C.S.Wong博士らとの共同研究であり、日加科学技術協定のもとで実施されている。また、本研究課題は、研究代表者が共同議長を務める北太平洋海洋科学機構(PICES: North Pacific Marine Science Organization)のワーキンググループ13: CO₂ in the North Pacificで行った太平洋域の海洋二酸化炭素データ統合活動の一環である。SCOR-IOC (Scientific Committee on Oceanic Research-Intergovernmental Oceanographic Commission) CO₂ Advisory Panelでは、GCP (Global Carbon Project)とのジョイントでIOCCP (International Ocean Carbon Coordination Project)を立ち上げ、海洋二酸化炭素関連研究の国際的取り組みを進めている。本研究課題は、我が国の代表的な貢献である。

9. 研究成果の発表状況

(1) 誌上発表

<論文(査読あり)>

- ①Y. Obayashi, E. Tanoue, K. Suzuki, N. Handa, Y. Nojiri and C. S. Wong, Spatial and temporal variabilities of phytoplankton community structure in the northern North Pacific as determined by phytoplankton pigments, Deep-Sea Research Part I, **48**, 439-469 (2001)
- ②P. Murphy, Y. Nojiri, D. E. Harrison and N. K. Larkin, Scales of spatial variability for surface ocean pCO₂ in the Gulf of Alaska and Bering Sea: toward a sampling strategy, Geophysical Research Letter, **28**, 1047-1050 (2001)
- ③P. P. Murphy, Y. Nojiri, Y. Fujinuma, C. S. Wong, J. Zeng, T. Kimoto and H. Kimoto, Measurements

- of surface seawater $f\text{CO}_2$ from volunteer commercial ships: Techniques and experiences from Skaugran, *Journal of Atmosphere and Ocean Technology*, **18**, 1719-1734 (2001)
- ④C. S. Wong, N. A. D. Waser, Y. Nojiri, F. A. Whitney, J. S. Page and J. Zeng, Seasonal cycles of nutrients and dissolved inorganic carbon at high and mid latitudes in the North Pacific Ocean: determination of new production and nutrient uptake ratios, *Journal of Oceanography*, **58**, 227-243 (2002)
- ⑤T. Takahashi, 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, Global sea-air CO_2 flux based on climatological surface ocean $p\text{CO}_2$, and seasonal biological and temperature effects, *Deep-Sea Research Part II*, **49**, 1601-1622 (2002)
- ⑥J. Zeng, Y. Nojiri, P. P. Murphy, C. S. Wong, and Y. Fujinuma, A comparison of $\Delta p\text{CO}_2$ distributions in the northern North Pacific using results from a commercial vessel in 1995-1999, *Deep Sea Research Part II*, **49**, 5303-5315 (2002)
- ⑦C. S. Wong, N. A. D. Waser, Y. Nojiri, F. A. Whitney, J. S. Page, and J. Zeng, Seasonal cycles of nutrients and dissolved inorganic carbon at high and mid latitudes in the North Pacific Ocean during the Skaugran cruises: determination of new production and nutrient uptake ratios, *Deep Sea Research Part II*, **49**, 5317-5338 (2002)
- ⑧K. Watanabe, Y. Nojiri, and S. Kariya, Measurements of ozone concentrations on a commercial vessel in the marine boundary layer over the northern North Pacific Ocean, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, **110**, D11310, doi:10.1029/2004JD005514 (2005)
- ⑨M. Chierici, A. Fransson, and Y. Nojiri, Biogeochemical processes as drivers of surface $f\text{CO}_2$ in contrasting provinces in the subarctic North Pacific Ocean, *Global Biogeochemical Cycles*, **20**, GB1009, doi:10.1029/2004GB002356 (2006)
- ⑩A. Fransson, M. Chierici, and Y. Nojiri, Increased net CO_2 outgassing in the upwelling region of the southern Bering Sea in a period of variable marine climate between 1995 and 2001, *Journal of Geophysical Research-Ocean*, **111**, C08008, doi:10.1029/2004JC002759 (2006)
- ⑪V. V. S. S. Sarma, T. Saino, K. Sasaoka, Y. Nojiri, T. Ono, M. Ishii, H. Y. Inoue, and K. Matsumoto, Basin-scale $p\text{CO}_2$ distribution using satellite sea surface temperature Chl a, and climatological salinity in the North Pacific in spring and summer, *Global Biogeochemical Cycles*, **20**, GB3005, doi:10.1029/2005GB002594 (2006)

<その他誌上発表>

- ①野尻幸宏(分担執筆): 「地球環境と海」、日本海洋学会編、講談社(2001)
- (2) 口頭発表
- ①Y. Nojiri, K. Imai, M. Fujii, and C. S. Wong, Detection of sporadic biological event in the North Pacific by time series observation from cargo ships, SCOR-JOS International Symposium, Sapporo, October 2002
- ②Y. Nojiri, C. S. Wong, J. Zeng, S. Kariya, K. Watanabe, H. Mukai, and Y. Fujinuma, Extensive observation of sea surface $p\text{CO}_2$ and chemical parameters by cargo ships covering the northern North

Pacific since 1995, SCOR-JOS International Symposium, Sapporo, October 2002

- ③ Y. Nojiri, C. S. Wong, J. Zeng, S. Kariya, T. Watai, M. Fujii, H. Mukai, Y. Fujinuma, T. Machida, SOOP observation of sea surface pCO₂ covering northern North Pacific since 1995-Climatology, interannual variability, strategy expanding to global coverage, IOCCP Workshop: Ocean Carbon Observations from Ships of Opportunity and Repeat Hydrographic Sections, UNESCO, Paris, January 2003

(3) 出願特許 なし

(4) 受賞等 なし

(5) 一般への公表・報道等

国立環境研究所研究情報誌 環境儀 6 号 海の呼吸－北太平洋海洋表層のCO₂吸収に関する研究 (平成14年10月)

読売新聞「海の呼吸」 (平成15年 9 月17日)

10. 成果の政策的な寄与・貢献について

地球規模炭素循環研究のための海洋観測として、諸外国における貨物船を利用する海洋表層二酸化炭素分圧観測の普及を始めたのは、本研究の成果が理解されたことによる。

上記IOCCP (International Ocean Carbon Coordination Project)は、Ocean carbon observations from ships of opportunity and repeat hydrographic sectionsというタイトルの第一回ワークショップからその活動が開始された。このようなタイトルとなった理由は、今後の地球規模炭素循環研究のための海洋観測としては、貨物船を利用するような海洋表層の高頻度観測と海洋断面の繰り返し観測からCO₂吸収量を解明するような、2つのタイプの観測が重要であるという認識からであった。この中で研究代表者は貨物船観測に関する代表講演を行い、今後の国際ネットワーク化をリードする活動をする事となった。

また、環境省一括計上研究課題「海洋二酸化炭素データの統合化技術と国際データベースの開発」と連携し、国内およびPICES諸国の海洋二酸化炭素関連観測データベースの構築を行い、その活用を図った。研究代表者はIPCC四次報告書に執筆委員として参画している。