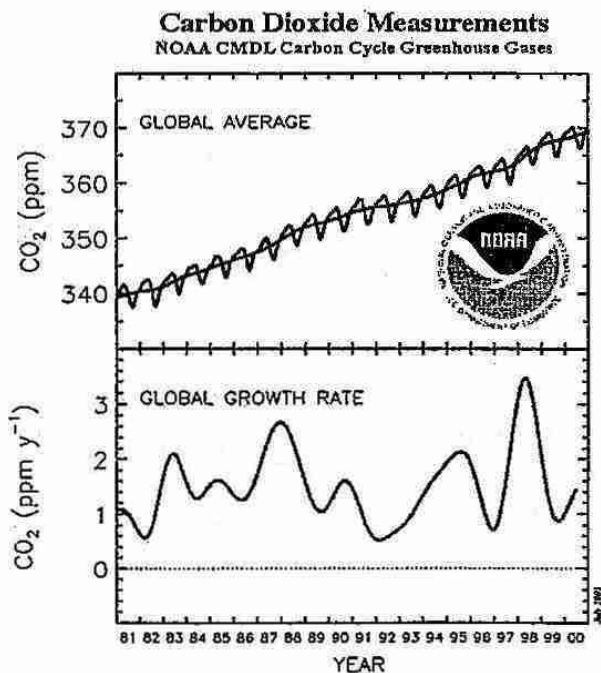


3. 地球温暖化：大気と海の二酸化炭素

北海道大学大学院地球環境科学研究科 吉川久幸

1. はじめに

全球的規模の環境変化、特に地球温暖化の問題は社会的・経済的に大きな問題となっています。二酸化炭素(CO₂)を含めた温室効果気体の物質循環は、将来の濃度を正確に予測するために早急に解明すべき課題であることが「気候変動に関する政府間パネル」(IPCC)等で指摘されているところです。さて大気中のCO₂濃度は精度よく測定されており、その増加率・現存量は良く分かっています。この大気中の増加分は、人間活動による石油や石炭の化石燃料の燃焼により大気に排出される量よりも少なく、残りのCO₂は、海洋と陸上生物圏に吸収されていると考えられています(尚、こうした炭素循環を考える際、CO₂でなくC、すなわち炭素に換算した量を考える方が便利になりますので、炭素換算の量(Gt-C, Gt=10¹⁶g)としてよく表されます)。しかし、海洋と陸上生物圏の何処に、どれくらいのCO₂が吸収されているかについては、良く分かっていません。例えば1980年代には、人間活動による化石燃料の燃焼で、大気には毎年約5.5Gt-C/yrのCO₂が大気に



Top: Global average atmospheric carbon dioxide mixing ratios (blue line) determined using measurements from the NOAA CMDL cooperative air sampling network. The red line represents the long-term trend. Bottom: Global average growth rate for carbon dioxide. Principal Investigator: Dr. Dieter Tans, NOAA CMDL Carbon Cycle Greenhouse Gases, Boulder, Colorado, (303) 497-6278. ptans@cmdl.noaa.gov.

図1. NOAA/CMDL(米国)による1981年~2000年までの全球CO₂濃度観測結果(上)と増加率(下)。

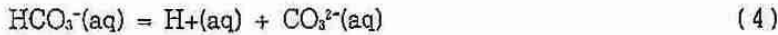
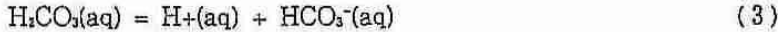
排出され、その内3.2Gt-C/yrが蓄積されました。残りは海洋か陸上生物圏にCO₂が吸収されているわけですが、海洋は2Gt-C/yrの炭素を取り込んでいるという評価がなされました。しかし、これはかなり大きな不確実さを含んでいると考えられています(IPCC 1995)。

さて、大気中のCO₂増加率は、大きく年々変動していることが知られています(図1)。10年間の平均で見ると海洋の炭素吸収は、2Gt-C/yrであったかもしれないわけですが、炭素循環は数ヶ月~数年程度の時間スケールで揺らいでいるわけです。将来の大気中CO₂濃度を正確に予測するためには、これらの揺らぎは、大気・海洋・陸上生物圏のどのプロセスに由来しているのかを明確にしておく必要があります。

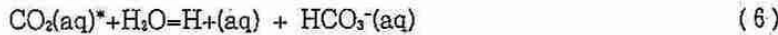
海洋は大気との間でCO₂を交換していますが、その方向と度合を考える際、海洋表面と大気との二酸化炭素分圧差(ΔpCO₂)が非常に重要な意味を持ってきます。ここでは、海洋における炭酸系の説明をした上で、赤道太平洋域における大気・海洋間のCO₂交換について説明していきます。

2. 海洋の炭酸系

二酸化炭素は、別名炭酸ガスとも言われるように、水に溶けると弱酸として働き、次の(1)~(4)式で示す化学平衡が成立します(ここでは、化学平衡に関する理解は必ずしも必要ありません。従って、読み飛ばしても問題ありません)。



式(1)~(4)においてaqは水和した状態、gは気体を意味しています。ここで $\text{CO}_2(\text{aq})$ と $\text{H}_2\text{CO}_3(\text{aq})$ を別々に測定することは困難です($\text{H}_2\text{CO}_3(\text{aq})$ は $\text{CO}_2(\text{aq})$ と比較すると強い酸なので、その存在割合は $\text{CO}_2(\text{aq})$ と比べて非常に少ないことが知られています)。従って、実際には $\text{CO}_2(\text{aq})$ と $\text{H}_2\text{CO}_3(\text{aq})$ をあわせた仮想的な分子 $\text{CO}_2^*(\text{aq})$ を仮定して炭酸系の化学平衡は取り扱われます。したがって、(1)~(3)式は、



と書き表されます。

ところで海洋表面水のpHは~8程度の値を示します。このような弱アルカリ性の条件では CO_2 が水に溶けると、ほとんどが $\text{HCO}_3^-(\text{aq})$ や $\text{CO}_3^{2-}(\text{aq})$ として存在し、 $\text{CO}_2(\text{aq})$ は全体の1%未満です。しかし、 $\text{CO}_2(\text{aq})$ は大気と交換可能な化学形であることや、植物プランクトンによる光合成に用いられるため重要です。

3. 大気・海洋間の CO_2 交換

さて、大気・海洋間の CO_2 フラックス(F_{CO_2})は、(7)式で表すことができます。

$$F_{\text{CO}_2} = E \cdot (p\text{CO}_2^{\text{w}} - p\text{CO}_2^{\text{a}}) = k_{\text{CO}_2} \cdot S \cdot \Delta p\text{CO}_2 \quad (7)$$

ここで $p\text{CO}_2^{\text{w}}$ と $p\text{CO}_2^{\text{a}}$ は表面海水および大気中の二酸化炭素分圧、 E は気体移動係数、 k は気体移動速度、 S は CO_2 溶解度です。尚、 E (k)は、通常は風速の関数として表されています。もし、 $\Delta p\text{CO}_2$ が正なら海洋から大気に、負なら大気から海洋に CO_2 が移動します。実際に観測してみると $p\text{CO}_2^{\text{a}}$ はほぼ一定の値であるのに対して、 $p\text{CO}_2^{\text{w}}$ は大きく変動します。従って海洋側が、大気への CO_2 発生源であるか吸収源であるかを事実上決めているわけです。

ところで $p\text{CO}_2^{\text{w}}$ の空間的・時間的変動を支配しているのは、海洋の物理・化学・生物過程です。海洋表層の有光層に浮遊する植物プランクトンは、海水中の溶存無機炭素(一般的には水和した CO_2)や栄養塩から有機物を光合成し、海洋生態系の基礎生産を担っています。海洋ではこうして生産された有機物は、沈降や鉛直混合によって海洋表層から中深層へと輸送され、そこで分解されて再び溶存無機炭素や栄養塩となります。これは、「生物ポンプ」と言われる過程で、結果として溶存無機炭素(解説参照のこと)は表層で濃度が低く、中深層で高くなっています。

4. 赤道太平洋域における大気・海洋間 CO_2 フラックス

1990年代は、大気中の CO_2 増加率が大きく変動しました。一時的にせよ、1992年には北半球で殆ど0 ppm/yrになるほど減少し、逆に20世紀最大とも言われた1997/98エル・ニーニョでは3 ppm/yrにまで増加しました(図1)。上でも述べましたが、これらの変動は、大気と他の炭素リザーバ(貯蔵庫)、すなわち

陸上生物圏と海洋との間でCO₂交換が大きく変動したことを物語っています。海洋に関して言えば、どの海域で、何が原因で大気とのCO₂フラックスの変動が生じたのかを明らかにしておくことが、炭素循環の理解には必要となってきます。太平洋赤道域は、通常であれば年間1 Gt-C/yr程度の炭素フラックスが見積もられています。しかしながら、この海域ではエル・ニーニョやラ・ニーニャの発生によりCO₂フラックスは大きく変動することが知られるようになりました(Inoue and Sugimura, 1992)。

図2は1999年1月の赤道に沿ったpCO₂^wとpCO₂^a、栄養塩、塩分、温度の経度分布です。図2から明らかなとおり、中部及び西部赤道太平洋は、東西に大きくふたつの海域に分けることができます。すなわち、pCO₂^wがpCO₂^aより僅かに高く、栄養塩が枯渇し、低塩分・高温の海域と、それよりも東の海域です。前者はいわゆる西太平洋暖水塊であり、後者は赤道湧昇の影響を受けた海域です。後者の赤道湧昇の影響を受けた海域では東から西に向かってpCO₂^w、栄養塩濃度は減少し、温度は増加していることが分かります。この海域の東部ではpCO₂^wは大気と比べて非常に高く、強い放出域となっていることが分かります。pCO₂^wは、無機化学的には溶存無機炭素濃度、アルカリ度、塩分がそれぞれ一定の条件下では温度1度の上昇で約4%増加します。しかし、赤道湧昇域ではその逆で、東側の低温の海域ほど高い値が観測されました。これは東の海域ほど赤道湧昇により供給される溶存無機炭素の濃度が高く、それによる分圧増加の効果が、温度低下による分圧減少の効果を大きく上回っているためです。

図3は、1997/98エル・ニーニョ期間中の結果を示しています。図2とは、まったく異なる分布を示していることが分かります。通常であれば西太平洋暖水塊の存在する西部赤道太平洋では、高温で塩分が高くなっています。これは、降水の減少か南半球からの高塩分の水が移流してきたためと考えられます。表層で栄養塩は、枯渇しており、高温・高塩分の影響を受けてpCO₂^wは、典型的な西太平洋暖水塊のそれよりも僅か

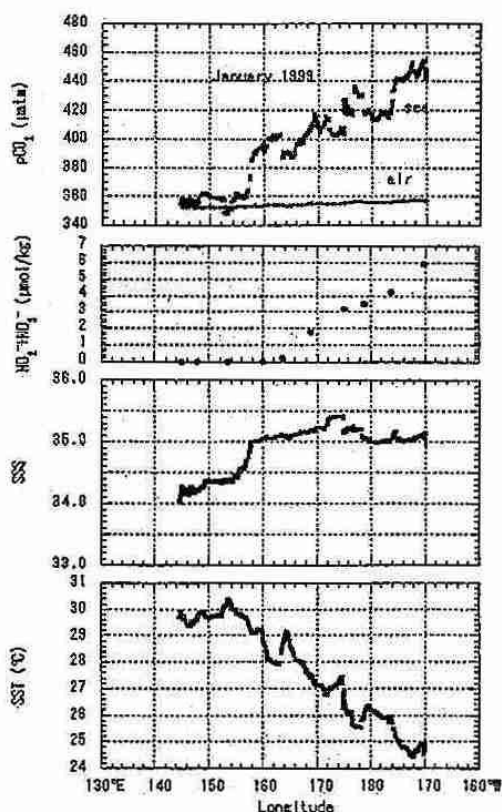


図2 1999年1月に観測された赤道上の大気・海洋二酸化炭素分圧、硝酸+亜硝酸、塩分、表面水温の経度分布。

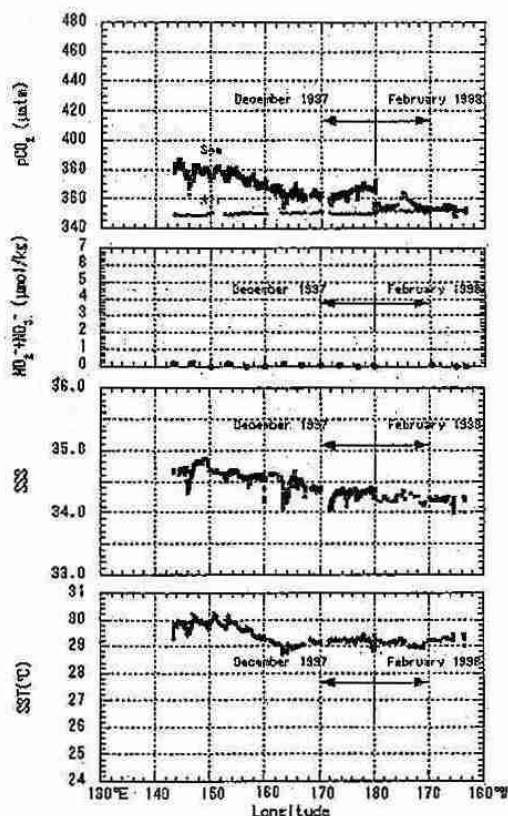


図3 1997年12月～1998年2月に観測された赤道上の大気・海洋二酸化炭素分圧、硝酸+亜硝酸、塩分、表面水温の経度分布。

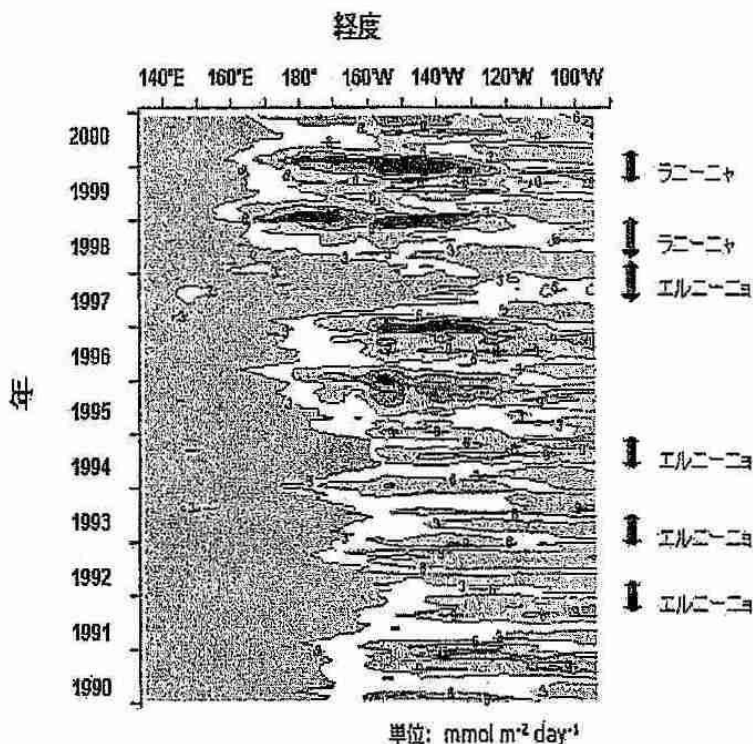


図4 太平洋赤道からのCO₂放出速度の東西分布・時間変化

(SOI)とは非常に良い相関関係があることが報告されています(Inoue et al., 1996)。エル・ニーニョが発生しSOIが負の値になると暖水塊は東進し、逆にラ・ニーニャになると西に位置することになります。結果としてエル・ニーニョの発生により中部及び西部赤道太平洋からのCO₂放出は押さえられ、逆にラ・ニーニャにより増加することになります。

これらの海洋炭酸系の観測結果を、赤道太平洋全体について石井ら(気象研究所)が取りまとめた結果を図4に示します。1990年から2000年までの11年間に、太平洋の赤道域から大気へCO₂がどれほど放出されたかを評価したのがこの図です。X軸方向は赤道上の東西分布を表し、Y軸方向は時間変化を表しています。放出域の広がりや放出の強さには、貿易風の強弱による季節変化も見られますが、特にエル・ニーニョになると、放出域が東側に限定され、放出も弱くなる傾向があります。反対に、ラ・ニーニャになると、放出域が西側に広がるとともに、強く放出されるようになる傾向があります。こうした変化の結果、赤道域全体から大気に放出されたCO₂の量は、炭素量に換算して毎年0.2ギガトンから0.9ギガトンの範囲で大きく変化したことが分かりました。

5. おわりに

Peelyら(1999)らはエル・ニーニョ期間中である1991~1994年では赤道湧昇の影響が減少したため、放出量が0.3~0.7Gt-C/yrであったと報告しています。同じ期間に大気中のCO₂の増加率に異常があったことが観測されており、その1/3が赤道太平洋域での変動で説明できるとしています。しかし、これでは1997/98エル・ニーニョ期間中の大気中CO₂濃度増加率の変動は説明できません。上でも述べたように、1997/98エル・ニーニョ期間中には、大気中CO₂濃度の増加率は、大きく増加して3 ppm/yrにもなりました(これは化石燃料燃焼の結果、排出されているCO₂がそのまま大気に留まったくらいの速度です)。この時期に赤道

に高くなっていました。西太平洋暖水塊の特徴を持った海水は日付変更線よりも東にあり、図2で見られたような赤道湧昇の影響はまったく認められません(NOAA/P MELによる東部赤道太平洋の観測結果も、このエル・ニーニョ期間中に大きな放出域は存在していなかったことを示しています)。

さて、1999年1月から1ヶ月後に観測した結果では1月に東経157度付近にあった西太平洋暖水塊の東端、すなわちpCO₂^wと塩分が急激に変化している経度は145度付近に移動していることが分かりました。このことから西太平洋暖水塊の東端は、1ヶ月程度の時間スケールで移動し、結果として大気への放出フラックスも変化していることが分かりました。この暖水塊の東端の位置と南方振動指数

太平洋では、大気へのCO₂放出フラックスは大きく減少しています。これらのことは、大気と陸上生物圏及び海洋とのCO₂交換を総合的に把握することが、現在の炭素循環を理解する上で必要不可欠であることを示しています。

解説：

海洋観測では、CO₂(aq) (水和したCO₂のかわりに海洋二酸化炭素分圧、すなわち海水と平衡になった空気中の二酸化炭素分圧 $p\text{CO}_{2,w}$ として表します) と、CO₂(aq) + HCO₃⁻(aq) + CO₃²⁻(aq) (溶存無機炭素, TCO₂); 水素イオン濃度 (pH), アルカリ度が測定されます。測定可能な炭酸系のこれら4つのパラメータからふたつが分かれば化学平衡計算により他のパラメータを求める事が可能です。

(参考文献)

Feely, R. A., Wanninkhof, R., Takahashi, T., and Tans, P. P. 1999. Influence of El Nino on the equatorial Pacific contribution to atmospheric CO₂ accumulation. *Nature*, 398, 597-601.

Inoue Y. H. and Sugimura, Y. Variations and distributions of CO₂ in and over the equatorial Pacific during the period from the 1986/88 El Nino event to the 1988/89 La Nina event. *Tellus* 44B, 1-22. 1992.

Inoue, Y. H., Ishii, M., Matsueda, H., Aoyama, M., and Asanuma, I. Changes in longitudinal distribution of the partial pressure of CO₂ (pCO₂) in the central and western equatorial Pacific, west of 160° W. *Geophys. Res. Lett.* 23, 1781-1784. 1996.

IPCC 1995. Intergovernmental Panel on Climate Change. 1995. Climate Change. The IPCC Scientific Assessment. Edited by J. T. Houghton, G. J. Jenkins and J. J. Ephraums. Cambridge University Press.