

温室効果ガス

—炭素循環研究に着目して—*

吉川久幸**

1. はじめに

人間活動による全球的規模の環境変化、特に温室効果ガス増加がもたらす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る。気候変動に関する政府間パネル (IPCC) の第4次評価報告書の政策決定者向け要約によると、1750年以前には約280 ppm だった大気中の二酸化炭素 (CO₂) 濃度は、2005年には379 ppm にまで増加している。また同じ期間に、メタン (CH₄) は715 ppb から1774 ppb に、一酸化二窒素 (N₂O) は270 ppb から319 ppb に増加した。地上気温の全球平均値は1906年から2005年の100年間に0.74 ± 0.18°C上昇したことも報告された。温室効果ガス増加による地球温暖化は、ますます現実的な脅威となっていると言ってよい。人間活動による温室効果ガスの排出がこのまま続けられた場合の大気中の濃度と地球温暖化の将来予測は、ますます緊急に取り組むべき重要課題となっていると言えるだろう。筆者が研究を始めて間もない頃、米国のスクリプス海洋研究所の Revelle 教授が、CO₂増加による気候変化の問題を称して「Man's greatest geophysical experiment」と呼んだと東北大学の田中正之先生にお伺いしたことがあった。現在、正に「実験中」の状態にあると言えるだろう。温室効果ガス増加の中心にあるのは言うまでもなくCO₂である。本解説では、日本の研究者の貢献も敷衍しながら、およそ20年間の炭素循環研究の進展を紹介することとしたい。

2. 大気中のCO₂濃度と炭素循環

大気中のCO₂濃度が、系統的に、正確に測定されたのは1957/58年の南極とハワイマウナロアでの観測が最初である¹⁾。以後、大気中のCO₂観測地点は増え続けており、現在ではCO₂濃度の変動は、ほぼリアルタイムに知ることができるようになった (例えば、<http://gaw.kishou.go.jp/>; <http://cdiac.esd.ornl.gov/>など)。筆者が研究を始めた1980年代当初は、全球のCO₂濃度を正確に知り、その増加率を正しく評価することは非常に困難であった。そもそも各国の研究機関が使う標準ガスのスケールが異なっているうえ、同じスケールの標準ガスを安定的に供給する技術がなかったためである。この問題の解決に向け、高品質標準ガスの開発と安定供給に大きな役割を果たしたのが東北大学・日本酸素 (株) である事は良く知られた事実である²⁾。

いわゆるバックグラウンド大気中のCO₂濃度は、季節変化や、数年程度の不規則な変動を伴いながら経年的に上昇していることが知られている。大気中のCO₂濃度の増加率は、観測が開始された当初はおよそ0.6 ppm/yr であり、最近では1.9 ppm/yr に増加した。炭素循環研究初期には、この増加が人間活動によるものではなく、自然界の炭素循環変動の一部を捉えているに過ぎないとする説もあったようである。事実、筆者もそのような論文の査読をしたことがあった。しかし、これは氷床コアから得られた過去の大気中のCO₂濃度を数十年から数十万年に渡って明らかにできた時点で解決したと言ってよい^{3,4)}。

さて、炭素循環研究に携わる科学者の課題は、なんと言っても大気中CO₂濃度増加に関する循環の定量的な理解である。現在の炭素循環を理解しない限り、科学的知見に基づいた将来予測が出来ないからである。この炭素循環については、1990年代前半までは

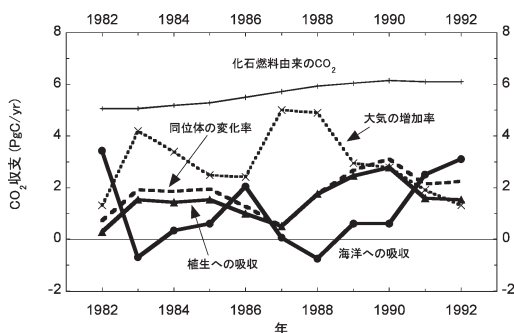
* Greenhouse gases—Review of studies on global carbon cycle—.

** Hisayuki YOSHIKAWA-INOUE, 北海道大学大学院地球環境科学研究院。

© 2007 日本気象学会

「ミッシングシンク」に代表される循環像が支配的であった。一言で言えば「ミッシングシンク」とは、大気中のCO₂濃度増加に関する炭素収支評価の不均衡の問題である。例えばIPCCの最初の報告書(1990)では、1980年代は化石燃料の消費により5.4 PgC/yr、森林破壊や土地利用の変遷により1.6 PgC/yrの炭素が毎年大気に加えられたとされている。その内、3.4 PgC/yrの炭素が大気に留まり、海洋の吸収は2.0 PgC/yrと評価されるので、差し引き1.6 PgC/yrの不均衡が生じる。CO₂の行き先は、海洋か陸上植生(あるいはその他)どちらかであるはずであるが、うまく説明できない。継続的にCO₂が吸収されているはずであるのに、どうもシンク(吸収源)が見当たらない。これが筆者の理解したミッシングシンクの炭素循環像である。今思い返してみると、1980年代の研究者は、自分の研究フィールドを「ミッシングシンクではない」と言う傾向があった。しかし、この傾向は長くは続かず、「炭素循環研究の予算獲得」の機会が増加するにつれ、自らのフィールドこそがミッシングシンクであると言う人が増えていったことも事実である。

その後ミッシングシンクの炭素循環像は、いくつかの研究によって転換が図られた^{1,5,6)}。例えばFrancey ほか⁹⁾は、大気中のCO₂濃度と炭素同位体比を観測し、陸上植生と海洋のCO₂吸収を評価した(第1図)。その結果、両者ともCO₂を吸収しており、海洋も陸上植生も年により吸収がかなり大きく変動し、吸収量も逆転するという結果を示した。この「いろいろある」炭素循環像は、混沌とした炭素循環を連想さ



第1図 オーストラリア ケープグリムにおける大気中CO₂の濃度及び炭素安定同位体から評価した全球の海洋及び陸上生物圏のCO₂取り込みの年々変化(Francey ほか⁹⁾より作成)。

せ、当時、東洋の炭素循環像が出てきたと話し合ったものである。

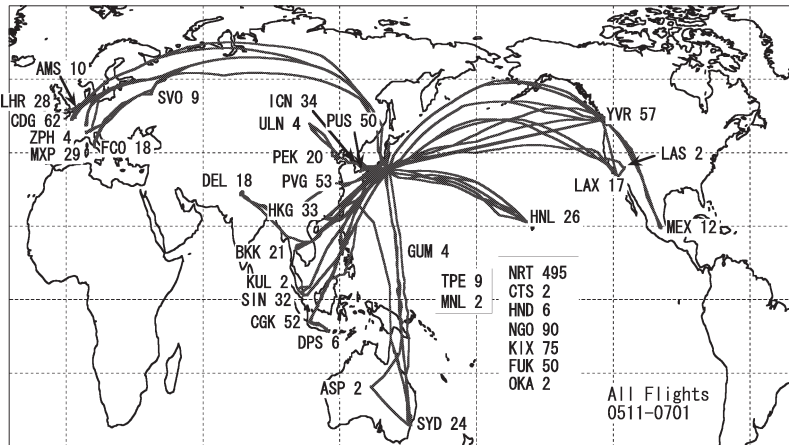
炭素循環理解のための研究は、現在に至るまで様々な手法で行われてきた。CO₂濃度測定、過去の大気中のCO₂濃度測定、炭素循環・大気輸送モデルによる解析、炭素・酸素同位体比測定、酸素濃度高精度分析、大気・海洋間CO₂フラックス測定などである。これらの全てについて述べることは紙面の都合上できないが、ここでは、上記に掲げた研究手法のいくつかを紹介したい。

3. 航空機による大気観測について

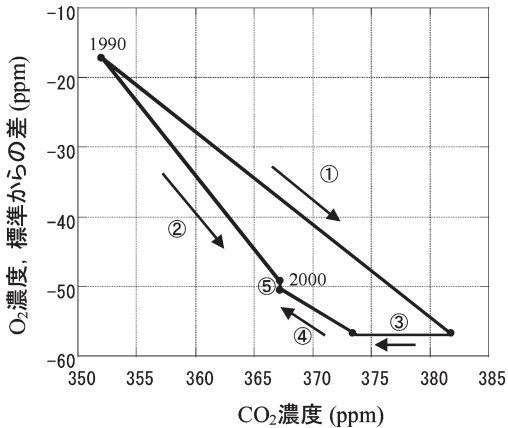
温室効果ガスの観測は、その大半が地上観測所や船舶を利用した地表付近で行われてきた。従って、上空はデータの空白域である。航空機は、対流圏・成層圏を広域に観測できることから有効な手段ではあるが、経済的な面での制約が厳しく、観測は極めて断片的であった。一方、民間航空機は全世界で、定期的に運航されているため、頻繁に、長期的に観測することが可能なプラットフォームである。1980年代の日本上空や日本～オーストラリア間の先駆的な観測の後^{7,8)}、安全運航の観点から非常に厳しい制約が存在するなかで無人化された自動大気サンプリング装置が日本航空・日航財団・気象研究所⁹⁾により開発された。1993年よりこの装置を用いた日本～オーストラリア間の上部対流圏での観測が開始された。その後2003年からは、民間航空機に搭載が可能なCO₂濃度連続測定装置の開発が進められ、改良型の自動大気サンプリング装置と共に、実用化された(<http://www.nies.go.jp/whatsnew/2005/20051130/20051130.html>)。第2図は、CO₂濃度連続測定装置を搭載した日本航空機によって、2005年11月から2007年1月の間に観測に成功した飛行経路と行き先(空港コードで表記)および取得した鉛直分布の数を示している¹⁰⁾。この図からも分かるように、上空大気中のCO₂の時空間変動に関するデータは、現在飛躍的に増加しており、炭素循環研究の進展に大いに役立つものと期待されている。

4. 大気中の酸素濃度

炭素循環に関連して大気中の酸素濃度の精密計測が最初に報告されたのは、1980年代後半である¹¹⁾。精密測定された大気中の酸素濃度は、地球表層における炭素収支評価に極めて重要な情報をもたらした。第3図は、IPCCの第三次報告書(2001)に記載された図を



第2図 2005年11月から2007年1月の間にCO₂連続測定装置により観測を行った空域。空港名は、空港コードで表示。



第3図 大気中のCO₂濃度及び酸素濃度の関係 (IPCC 第三次評価報告書より作成)。図の中の①～⑤は以下の炭素循環過程を表している。①1990年を基準としたときの化石燃料燃焼時のCO₂と酸素濃度の化学量論的な関係 ②1990年を基準とし、実際に観測された大気中のCO₂と酸素濃度 ③海洋によるCO₂吸収 ④大気と陸上植生によるCO₂交換 ⑤海水温上昇による効果。

もとに描いたものである。実線①は、1990年を起点にした場合の化石燃料の消費によってもたらされるCO₂と酸素濃度の関係を示している(化学量論的な関係)。一方、大気での観測値は、実線②で示される。大気と陸上生物圏とのCO₂交換に関しては、化学量論的な関係より勾配がきまり、海洋のCO₂交換は年

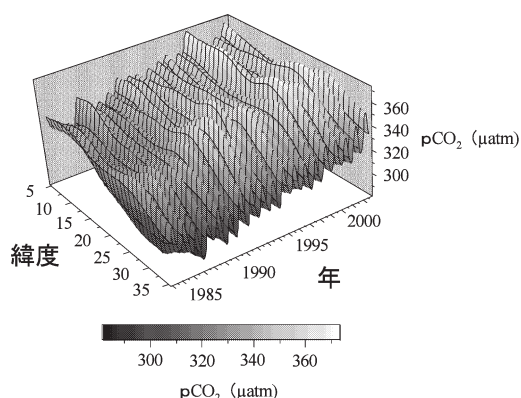
平均で見ると酸素とは無関係な事象と考えることができる。地球温暖化による酸素の大気・海洋間の収支(⑤)を考慮すると、陸上植生と海洋のCO₂吸収(炭素取り込み量)について評価が可能となる(③と④)。1990年代の平均として海洋のCO₂吸収は、1.7±0.5 PgC/yr、陸域での吸収は1.4±0.7 PgC/yrとそれぞれ評価されている。日本の研究機関では、東北大学や国立環境研究所によって大気酸素濃度の精密測定^{12,13)}が行われており、

今後は炭素と酸素間の化学量論的な関係をより詳細に評価した炭素循環研究の進展が期待されている。

5. 大気・海洋間のCO₂交換について

先にも述べたように海洋は、陸上生物圏と共に大気中のCO₂を吸収している。しかし、どこで、どの程度CO₂を大気と交換しているのか、また、CO₂吸収量が将来どの程度変化していくかについては不明点が多い。実際、大気のCO₂増加に対応した海洋側の変動、すなわちCO₂吸収の検出は容易ではない。その理由として、海洋表層でCO₂は生物活動の影響を受け保存量ではないこと、海洋は大気と比べて50倍以上の炭素を貯蔵していることなどがあげられる。さて、CO₂は水に溶けると弱酸として働き、水和したCO₂、重炭酸イオン(HCO₃⁻)、炭酸イオン(CO₃²⁻)として存在している。海洋ではそのほとんどが重炭酸イオンと炭酸イオンとして存在しており、1%未満が水和したCO₂である。水和したCO₂は、大気と交換可能であり、海洋の植物プランクトンにとっても光合成の際に利用されることから海洋の炭素循環研究にとっては重要である(水和したCO₂の濃度は、海水と気液平衡の状態にある空気中のCO₂分圧に比例する)。

ところで大気・海洋間のCO₂交換の推進力は、風速などの関数で表されるガス交換係数と、大気と海洋の間のCO₂分圧差である。海洋のCO₂分圧の測定は、1960年代から現在に至るまで行われているが、太平洋においても未だに観測空白域¹⁴⁾が存在しているのが実



第4図 北太平洋西部海域における海洋CO₂分圧の変動。

情である。従って大気で観測される数年程度の不規則なCO₂増加率の変動について、海洋側の全球CO₂分圧観測に基づく検証は行われていない。大気・海洋間のCO₂交換について、我々が現在手に入れることができるのは、1970年以降の観測を統合し、ある仮想的な年についてCO₂フラックスを評価した結果である。最新の評価によると2000年の大気・海洋間のCO₂フラックスは 1.2 ± 0.3 PgC/yrである¹⁴⁾。これ以前では、Takahashiほか¹⁵⁾が1995年において 2.2 ± 0.2 PgC/yrと評価していた。両者の差は、主に南大洋のCO₂フラックス評価の違いであり、海洋CO₂分圧の季節変化や長期的な増加傾向の評価の差に原因の一部を求めることができる。海洋のCO₂分圧の季節変化や増加傾向が報告されたのは、実はそう遠い昔のことではない。季節変化については、南北太平洋の亜熱帯環流域での結果が1982年に¹⁶⁾、CO₂吸収に伴う長期的な増加傾向については1995年に報告された¹⁷⁾。

日本においては気象研究所で1960年代後半から海洋CO₂分圧の測定が行われ、1980年代の北太平洋西部海

域での測定を経て、気象庁の観測船により業務として引き継がれた¹⁸⁾。第4図は1984年から2003年までの海洋CO₂分圧の分布と変動を示している。空間的に異なる季節変化と不規則な変動を伴いながら、長期的には、ほぼ大気と同じ速度で増加している。現在、海洋研究開発機構では「みらい」を、国立極地研究所では「しらせ」などを、国立環境研究所では商船を用いた海洋CO₂分圧の観測が精力的に行われており、この分野で日本は大きく貢献している。

参考文献

- 1) Keeling, C. D. *et al.*, 1989 : AGU Monograph 55, 165-236.
- 2) Tanaka, M. *et al.*, 1987 : *Tellus*, **39B**, 3-12.
- 3) Neftel, A. *et al.*, 1985 : *Nature*, **315**, 45-47.
- 4) Petit, J. R. *et al.*, 1999 : *Nature*, **399**, 429-436.
- 5) Tans, P. P. *et al.*, 1990, *Science*, **247**, 1431-1438.
- 6) Francey, R. J. *et al.*, 1995 : *Nature*, **373**, 326-330.
- 7) Nakazawa, T. *et al.*, 1991 : *Tellus*, **43B**, 106-117.
- 8) Nakazawa, T. *et al.*, 1993 : *Tellus*, **45B**, 258-274.
- 9) Matsueda, H. and H. Y. Inoue, 1996 : *Atmos. Environ.*, **30**, 1647-1655.
- 10) Machida *et al.*, 2007 : in preparation.
- 11) Keeling, R. F. *et al.*, 1988 : *J. Atmos. Chem.*, **7**, 153-176.
- 12) Tohjima, Y., 2000 : *J. Geophys. Res.*, **105**, 14575-14584.
- 13) Ishidoya, S. *et al.*, 2003 : *J. Meteor. Soc. Japan.*, **81**, 127-140.
- 14) Takahashi, T. *et al.*, 2007 : in preparation.
- 15) Takahashi, T. *et al.*, 2002 : *Deep-Sea Res.*, **49**, 1601-1622.
- 16) Weiss, R. F. *et al.*, 1982 : *Nature*, **300**, 511-513.
- 17) Inoue, H. Y. *et al.*, 1995 : *Tellus*, **47B**, 391-413.
- 18) Midorikawa, T. *et al.*, 2006 : *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05612, doi : 10.1029/2004GL021952.