

気候-炭素循環フィードバック*

気候-炭素循環フィードバック[†]とは、大気中の二酸化炭素 (CO₂) 濃度の変化に対して海洋や陸域の炭素収支が応答する結果、大気変化を抑制 (負) または加速 (正) する作用である。このフィードバックの方向や規模は、大気の変化に対する海洋 (溶解/放出) および陸域生態系 (光合成/呼吸) の CO₂ 収支応答でほぼ決まる。

地球温暖化問題が喫緊の社会問題となっているが、そこには依然として科学的に未解決の問題が多く残されており、気候-炭素循環フィードバックもその一つである。CO₂ は、短期的には生物の光合成・呼吸や海水への溶解などで、長期的には岩石の風化などにより、大気とその他のシステムとの間で活発な交換が行われている。地球史の中で、炭素循環は氷期-間氷期サイクルやスノーボールアースの融解など、様々なスケールで気候システムと相互作用を行ってきたと考えられる。しかし、この観点で現在最も重視されているのは、今世紀中の地球温暖化に対する大気 CO₂ の作用である。大気 CO₂ の年間増加量は、産業活動や森林破壊による放出量とくらべて40%程度に止まっている。つまり、現在のところ、海洋や陸域は全体としては大気 CO₂ の吸収源であり、人為起源の温暖化を緩和する方向にはたらいっている。しかし、今後の大気 CO₂ が急速に増加し気候変化が進行する中で、同じような作用が期待できるかどうか研究の焦点となる。

大循環モデル (GCM) を用いた温暖化シミュレーションは、1980年代から行われていたが、大気 CO₂ 濃度は倍増や年1%漸増など、物理気候システムの応答をみるための単純化した設定を用いていた。1990年代前半には、気候変動に関する政府間パネル (IPCC) により、社会経済的な予測に基づく複数のシナリオが提案されて、温暖化予測に用いられるようになった。そこでは、簡易な地球システムモデルを用いて、排出量から大気濃度への換算が行われていたが、

海洋・陸域の現実的な気候-炭素循環フィードバックは反映されていなかった。それでも、IPCC は初代議長が地球化学者の故 B. Bolin 博士であったこともあり、早い段階から炭素循環の潜在的な重要性を報告書で指摘していた。Cox *et al.* (2000) は、英国ハドレーセンター (当時) で GCM と海洋・陸域の炭素循環を結合したモデルを開発し、最初の温暖化予測実験を行った。そこでは、正の気候-炭素循環フィードバックが作用することで、大気 CO₂ 濃度上昇が増幅される可能性が示され、地域的にもアマゾン流域の乾燥化による CO₂ 大量放出といった、注目すべき結果が得られている。それ以降、気候-炭素循環モデルの開発と、それを用いたシミュレーション解析が大きなトレンドとなり、11の結合モデルによる相互比較プロジェクト (C4MIP; Coupled Climate-Carbon Cycle Model Intercomparison Project) が実施されるに至った。その成果は、2007年に刊行された IPCC 第4次報告書に貢献し、現在の統合的な地球システムモデル開発に先鞭をつけたものとして評価されている。

気候-炭素循環結合モデルを用いた研究から、フィードバックのメカニズムや温暖化予測への影響が明らかにされつつある。C4MIPの結果によると、気候-炭素循環フィードバックを加味することで、21世紀末までに大気 CO₂ 濃度上昇は20~200ppmv 増幅される (Friedlingstein *et al.* 2006)。これは、将来の人為起源の大気 CO₂ 濃度上昇と気候変動により、海洋や陸域の CO₂ 吸収力が低下する、または放出源に変わる可能性を意味している。大気 CO₂ 濃度が上昇していくと、陸域植生の光合成は活発化し、海水への CO₂ 溶解が促されるが、やがて飽和に近づいて正味吸収量は低下していく (最近では、海洋酸性化など別の CO₂ 影響も指摘されている)。さらに、温度上昇など気候変動が加わると、海水の成層化が進むとともに溶解度は低下し、陸域では中高緯度で植物の成長が促進される反面、土壤微生物の分解作用による CO₂ 放出

* Climate-carbon cycle feedback.

© 2010 日本気象学会

[†] 「炭素循環フィードバック」と表す場合もある。

が促される (例えば Yoshikawa *et al.* 2008). C4 MIP の場合, この正の気候-炭素循環フィードバックを考慮することで, 21世紀中の温度上昇は0.1~1.5 K 増幅されており, 温暖化予測におけるその重要性がはっきりと示された.

気候-炭素循環フィードバックを定量的に評価することは, モデル間で応答感度を比較する上でも必要である. 単純に言えば, 炭素循環の応答による大気 CO₂ と放射強制力の変化を考える現実的な実験と, その効果をオフにした (放射強制力を一定にした) 実験の差が, 気候-炭素循環フィードバックを表す. しかし, 海洋と陸域には CO₂ 変化の直接的な影響と気候変化を介した影響が同時にはたらくため, それらを分離するには少し工夫がいる. C4MIP の結果についてフィードバック解析が行われているので (Friedlingstein *et al.* 2006), ここでその概略を説明する (第1図参照). 気候-炭素循環モデルを用いて, 気候-炭素循環フィードバックをオンにした実験 (coupled) とオフにした実験 (uncoupled) を行い, 得られた大気 CO₂ 濃度 (下付 A で表す) の変化量をそれぞれ ΔC_A^u , ΔC_A^c (ppmv) とする. それらは次式のように関係づけられる.

$$\Delta C_A^c = \frac{1}{1-g} \Delta C_A^u \quad (1)$$

ここで $1/(1-g)$ は正味フィードバック因子と呼ばれ, g は気候-炭素循環フィードバックによる増幅の利得 (ゲイン) を表す. coupled 実験では, 陸域 (L) と海洋 (O) は大気 CO₂ と気候 (温度: ΔT^c , K) 変化の両方に影響を受けるが, 炭素量 (Gt C) の変化をそれらの和として表す.

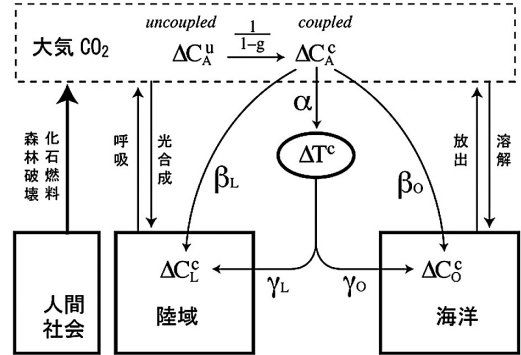
$$\Delta C_L^c = \beta_L \Delta C_A^c + \gamma_L \Delta T^c \quad (2)$$

$$\Delta C_O^c = \beta_O \Delta C_A^c + \gamma_O \Delta T^c \quad (3)$$

ここで β は CO₂ への応答感度 (Gt C ppmv⁻¹), γ は温度への応答感度 (Gt C K⁻¹) を示す. 一般に γ は海洋・陸域とも負の値をとる. これらは, 大気 CO₂ 濃度および温度に対する海洋・陸域の炭素量プロットから求めることができる. また, 大気 CO₂ 変化に対する温度応答は下記のように線形の関係式で表す.

$$\Delta T^c = \alpha \Delta C_A^c \quad (4)$$

ここで α は CO₂ 変化に対する温度感度 (K ppmv⁻¹)



第1図 炭素循環フィードバックの模式図. 記号は本文参照のこと.

である. 最近では, CO₂ 濃度と放射強制力の非線形な関係に基づく解析も行われている (Cadule *et al.* 2009). 上記式 (1)~(4) より, 炭素循環フィードバックによるゲイン g が得られる.

$$g = \frac{-\alpha(\gamma_L + \gamma_O)}{(1 + \beta_L + \beta_O)} \quad (5)$$

なお, 各感度パラメータやゲインは, 過渡的応答に基づいて計算されるため, 対象とする時期によって値が変わる点に注意する. C4MIP で得られた, 21世紀末における応答パラメータは, 以下のようなものであった (11モデルの平均 [最小~最大]).

g	0.15 [0.04 ~ 0.31]
$1/(1-g)$	1.18 [1.04 ~ 1.45]
α	0.0061 [0.0038 ~ 0.0082]
β_L	1.35 [0.2 ~ 2.8]
β_O	1.13 [0.8 ~ 1.6]
γ_L	-79 [-177 ~ -20]
γ_O	-30 [-67 ~ -14]

ここで明らかになった事の一つは, 上記のようにモデル間で気候-炭素循環フィードバックの強さや応答感度が大きく異なるという点である. IPCC 第4次報告書では, GCM だけでなく, いくつかの地球システムモデルによる予測に基づいて, 21世紀中に起こる可能性が高い (likely) 温度上昇の範囲 (+1.1~6.4K) が求められた. 炭素循環フィードバックにおける不確実性が加味されたことが, 第3次報告書 (+1.4~5.8 K) より推定幅が拡大した一因となっている.

上記の β_L に見られる大きな推定幅は, 大気 CO₂ 増加に対する陸域生態系の応答, いわゆる CO₂ 施肥効

果の程度がモデル間で大きく異なることに起因する。温度応答を示す γ にも同様に大きな推定幅があるが、それは植生応答だけでなく土壌からの CO₂ 放出の温度依存性にも大きなモデル間差があるためである (Sitch *et al.* 2008)。海洋の CO₂ 収支における温度感度 (γ_o) にも相当のモデル間差がみられ、それは昇温に伴う海水の成層化の程度、それに伴う熱塩循環の応答における差が大きな原因と考えられる。気候-炭素循環フィードバックにおける不確実性は、雲フィードバックと同規模の不確実性をもたらすと見られ、今後の温暖化予測の信頼性を高めていく上で障壁となるおそれがある。炭素循環には多くの複雑な生物地球化学プロセス (例えばメタン収支や窒素循環との相互作用: Thornton *et al.* 2009) が含まれ、時空間的変動も顕著なため、観測とモデルによる理解の深化が必要である。

参 考 文 献

- Cadule, P., L. Bopp and P. Friedlingstein, 2009: A revised estimate of the processes contributing to global warming due to climate-carbon feedback. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L14705, doi: 10.1029/2009GL038681.
- Cox, P. M., R. A. Betts, G. D. Jones, S. A. Spall and I. J. Totterdell, 2000: Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, **408**, 184-187.
- Friedlingstein, P. *et al.*, 2006: Climate-carbon cycle feedback analysis: results from the C4MIP Model Intercomparison. *J. Climate*, **19**, 3337-3353.
- Sitch, S. *et al.*, 2008: Evaluation of the terrestrial carbon cycle, future plant geography and climate-carbon cycle feedbacks using five Dynamic Global Vegetation Models (DGVMs). *Global Change Biol.*, **14**, 2015-2039.
- Thornton, P. E. *et al.*, 2009: Carbon-nitrogen interactions regulate climate-carbon cycle feedbacks: results from an atmosphere-ocean general circulation model. *Biogeosci.*, **6**, 2099-2120.
- Yoshikawa, C., M. Kawamiya, T. Kato, Y. Yamanaka and T. Matsuno, 2008: Geographical distribution of the feedback between future climate change and the carbon cycle. *J. Geophys. Res.*, **113**, G03002, doi: 10.1029/2007JG000570.

(国立環境研究所 伊藤昭彦)