

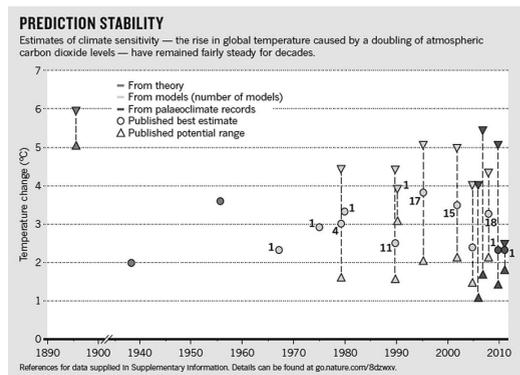
305 : 306 (気候感度 ; 地球温暖化)

5. 気候感度の不確実性と地球温暖化予測

吉 森 正 和*

1. はじめに

「(平衡) 気候感度」という専門用語がある。気候変動に関連した話題でよく耳にする言葉である。もっとも一般的に使われる定義は、大気中のCO₂濃度を2倍にした際の地球平均地上気温の平衡応答である(放射効果は対数で効いてくるため相対変化を問題にする)。このとき、植生分布や氷床の変化は含めない。このたった1つの数字を巡って、IPCC 評価報告書をはじめ、多くの文献でさかんに議論が行われている。当然、この値は観測できないものであり、気候モデルの仮想世界に限られた話のように感じられる。しかし、これに相当する概念は、1896年のスヴァンテ・アレニウスにまで遡る。以降、気候システムに関する我々の知識は着実に増え、多くの推定値が提案されて



第1図 気候感度推定値の歴史的推移。縦軸は、横軸のそれぞれの時代に推定された気候感度の値。初期の3つの推定は理論的に導出、数字は推定に使用されたモデルの数、それ以外は古気候記録から推定。○：最良の推定値、△：可能性のある範囲。Maslin and Austin (2012) より転載。

* 東京大学大気海洋研究所 (現：北海道大学大学院地球環境科学研究院)。

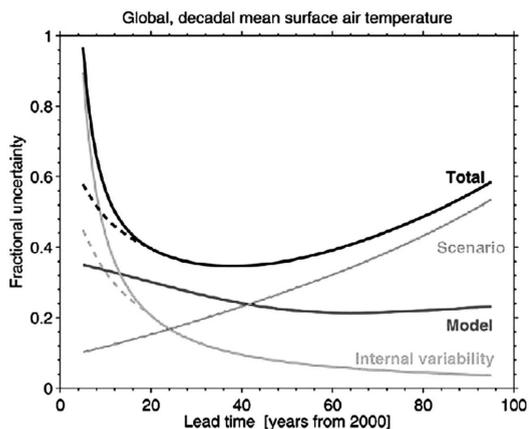
myoshimo@ees.hokudai.ac.jp

© 2015 日本気象学会

きたが、気候感度の不確実性はそれほど順調に小さくなってはいない（第1図）。本稿では、多くの研究者が「執着している」、この一見非実用的な指標について、その不確実性と地球温暖化予測における意味を紹介したい。特に、天気第59巻第1～3号に掲載された解説「気候感度 Part 1～3」（吉森ほか 2012a, b, c）以降の進展を中心にまとめ、そこで触れられなかった概念についても言及する。

2. 温暖化予測のばらつき

明日の天気を予報するように、将来の気候を予測しようとするのはごく自然の発想であり、そうした社会的要請も多い。気候予測では、想定されるいくつかの社会経済シナリオに沿ってCO₂排出量または濃度などの時間変化する境界条件を与え、その条件下で気候モデルを走らせて気温などの時間発展を計算する。第2図は、気温予測において不確定要素の寄与が時間とともに変化する様子を表している。21世紀初頭は内部変動が卓越し、外部強制力が徐々に大きくなるにつれて気候モデルのばらつきが顕著になり、やがて社会経済シナリオのばらつきが支配的となる。地球平均気温は、降水量など他の気候変数と一般に強い相関があり、したがって影響評価とも結びつきが強く、気候安定化目標としてもよく言及される。



第2図 21世紀の地球平均気温変化予測のばらつきへの寄与（2000年を基準とした10年ごとの予測の平均値に対する予測の90%信頼区間の割合）。点線は適切な初期化によって低減の可能性のあるばらつきを示す。Hawkins and Sutton (2009) より転載。

3. 気候モデルの不確定要素

気候システムは、大気中CO₂濃度の増加などにより大気上端でのエネルギー収支が余剰になる（放射強制力 $F > 0$ ）と、その一部を海洋が吸収（ごく少量は雪氷の融解などで消費）し（ ΔN ）、地上気温上昇（ ΔT ）を通じた赤外放射の増加により残りを宇宙空間に放出してエネルギーの過不足を解消しようとする。同時に、 ΔT に応答して水蒸気が増えるなど気候状態が変化し、放射収支にさらなる過不足が生じ、 ΔT を増幅したり緩和したりする。これらの過程は次式により簡略化して表現される（吉森ほか 2012a の第1図参照）：

$$\Delta N = \Delta F - \lambda \Delta T \quad (1)$$

λ はフィードバックパラメータと呼ばれる。 λ を決める個々のプロセスの詳細については吉森ほか (2012a) に譲るが、ここで重要なのは ΔT の不確実性が ΔN 、 ΔF 、 λ の3つの要素に起因することである。海洋熱吸収 ΔN は、鉛直拡散や深い対流、子午面循環の応答などに依存するが、平衡応答の ΔT には直接関係しない。次節以降では、 ΔF と λ の不確実性を中心に最近の知見を紹介する。

4. 放射強制力の不確実性

放射強制力（ ΔF ）の不確実性は、瞬時・成層圏調節後の放射強制力と対流圏調節に分けて考えることが多い。前者は、現在気候の再現バイアスの影響も受けるが、主に放射伝達計算を効率よく行うための近似誤差の問題と考えられ、ある程度は調整が可能なはずである。しかし、実際にはモデル間で意外とばらつきが大きい（Collins *et al.* 2006）。後者は、エアロゾルの間接効果に代表されるように、地上気温変化に対する応答として生じる放射効果（ $\lambda \Delta T$ ）ではなく、外部強制によって直接雲などが変化することによって生じる（ $\Delta T = 0$ 時の）放射効果を指す。

Kamae and Watanabe (2012, 2013) は、CO₂の増加によって対流圏下層の温度が上昇し[†]、それより下の安定度が増加、蒸発の減少による乾燥化と雲量の減少、境界層が薄くなることによる下層雲の高度低下などが数日以内に起きることをモデル実験とマルチモデル解析で示した。その他、植物の気孔閉開応答や海

[†] CO₂と水蒸気の吸収帯の重なり（オーバーラップ）効果によって生じる（Sugi and Yoshimura 2004）。

陸昇温コントラストを介した対流圏調節による雲の変化も指摘されている (Andrews *et al.* 2012). ただし, 陸上の昇温は $\Delta T \neq 0$ を意味し, 時間スケール ($\ll 1$ 年) という点では調節に近いが, 強制力と見なすべきか応答と見なすべきかについて, より明確な整理が必要である. 雲応答の時間スケールについては Watanabe *et al.* (2012a) も参照されたい.

黒色炭素や対流圏オゾンなどの放射吸収物質が変化した際の瞬時・成層圏調節後の放射強制力 1 W/m^2 あたりの ΔT が CO_2 の 1 W/m^2 あたりの ΔT と異なる (前者の后者に対する比を強制力のエフィカシーと呼ぶ; すなわち, CO_2 のエフィカシーは 1 である) 主な原因は, こうした対流圏調節が考慮されていないことにある (Yoshimori and Broccoli 2008). この効果は, CO_2 以外の物質による温暖化の大きさを考える際に重要になる.

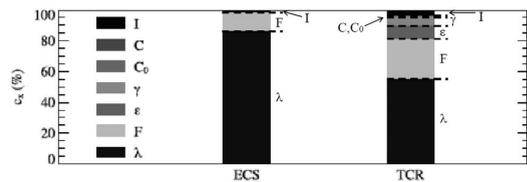
5. フィードバックの不確実性

フィードバックパラメータ (λ) は地球平均地上気温変化 1°C あたりの放射効果を表す. しかし, 南大洋のように海洋深層との混合が盛んで有効熱容量が大きい地域では, 温暖化時の海面温度の上昇速度は小さい. したがって, 同じ $\Delta T = 1^\circ\text{C}$ であっても, 平衡時と非平衡時ではその空間分布が異なり, したがってそれに対する大気放射フィードバックも異なってくる. この効果は, しばしば海洋熱吸収エフィカシーというパラメータによって表現される (e.g., Winton *et al.* 2010). 同様の理由で, 前節の強制力のエフィカシーは, 対流圏調節に加えて, 強制力の空間分布によっても影響を受ける.

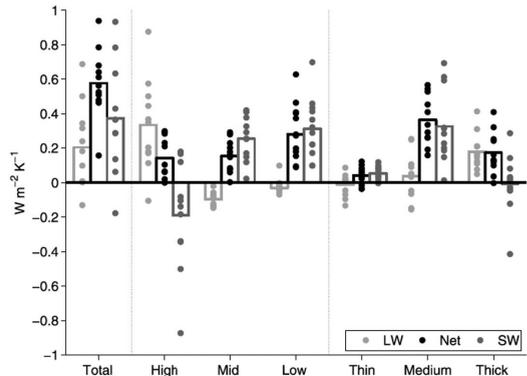
第3図は, CO_2 増加に対する平衡応答と過渡応答のモデル間のばらつきへの, 各不確定要素の寄与率を表している. 両者において平衡時フィードバックパラメータ (図中 λ) のばらつきが支配的で, 強制力 (図中 F) がそれに続く要因であることがわかる. 過渡応答については海洋鉛直混合と海洋熱吸収エフィカシーのばらつき (図中 γ と ϵ) も無視できない. よく知られているように, フィードバックのばらつきが雲によることを考慮すると (Dufresne and Bony 2008), 結局, 将来の地球平均気温変化予測のモデル間のばらつきの主要因は雲フィードバックであることがわかる. ここで, モデルのばらつきと不確実性の大きさは等価ではないことを注記しておく.

IPCC の第4次評価報告書 (IPCC 2007) によると,

温暖化時には対流圏界面の上昇とともに熱帯外の上層雲量がモデル間で一貫して増加し, 熱帯の対流圏界面直下や中緯度中層の雲量が一貫して減少する. 第4図は, 雲頂高度と光学的厚さによって分類した雲の放射フィードバックを表している. 下層雲応答の不確実性



第3図 2層の簡易海洋モデルパラメータで診断した平衡気候感度 (ECS) と過渡気候応答 (TCR) の気候モデル間差異への寄与率. C : 海洋表層の熱容量, C_0 : 海洋深層の熱容量, γ : 海洋の鉛直混合, ϵ : 海洋熱吸収エフィカシー, F : 放射強制力, λ : 平衡時のフィードバックパラメータ, I : パラメータの相互作用 (残差). Geoffroy *et al.* (2012) に記号を追記.



第4図 気候モデルの雲フィードバックを雲頂高度と光学的厚さにより分類. ●は個々のモデル, 棒グラフはその平均. 3列ずつ左からそれぞれ長波, 正味, 短波の放射効果. 縦軸は地球平均地上気温が 1°C 上昇することによって引き起こされる雲の変化がもたらす大気上端での放射効果を表す. 正に大きいほど温暖化を増幅し, 負に大きいほど緩和する. 横軸の High, Mid, Low はそれぞれ上層雲, 中層雲, 下層雲, Thin, Medium, Thick はそれぞれ光学的厚さが小, 中, 大の雲. Total = High + Mid + Low = Thin + Medium + Thick. Zelinka *et al.* (2012) より転載.

が大きいことはこれまでも多くの研究で指摘されてきたが（最近では Soden and Vecchi 2011）、長波と短波に分けると上層雲の応答にも大きな不確実性があることがわかる。下層雲問題は、観測、理論、パラメタリゼーションの精緻化、雲解像モデル、スーパーパラメタリゼーション、ラージエディシミュレーション、シングルコラムモデル、衛星データや衛星シミュレータの活用など様々なアプローチがとられているが、吉森ほか（2012b）や野田（本稿）でも議論されているように非常に困難な課題である。高緯度では、雲水・雲氷の相変化が雲量や光学的厚さに影響を与える混合相雲の重要性も指摘されているが（Tsushima *et al.* 2006）、観測や理論から応答を規定する強い制約条件はまだ見つかっていない。

一方、低緯度上層雲の長波フィードバックについては、有力な仮説が提唱されている。上昇流域のかたとこ雲が広がる（アンビル）高度は下降流域での鉛直流の収束高度に対応しており、後者は下降流の断熱昇温と水蒸気による放射冷却とのつり合いで規定されている。水蒸気による放射冷却はクラウドジウス・クラベイロンの関係を通じて温度で強く規定されるため、結局、温暖化時にアンビルの高度は上昇してもその温度変化は小さい（成層が強くなる効果により少し昇温する）。温室効果は地表面とアンビルの温度差に依存するため、このメカニズムは上層雲の長波フィードバックを正の方向に大きくする傾向がある（Zelinka and Hartmann 2010）。

6. モデルアンサンブル

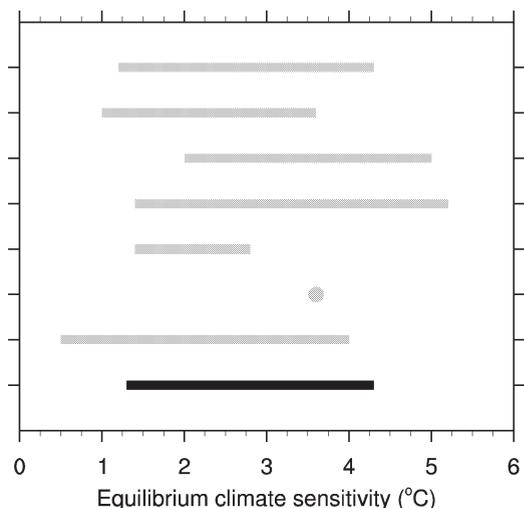
1つのモデル内でパラメータを振って応答を調べるシングルモデルアンサンブル（Shiogama *et al.* 2012）やモデル間の構造上の違いによる影響を調べるマルチモデルアンサンブルの解析も行われている。ばらつき要因を特定・理解し、観測データによってそれを制約する狙いがある。最近の研究では、パラメータを変化させても構造の異なるモデル間の応答の違いは説明できず、また、あるモデルで成り立つ変数間の関係が別のモデルでは成り立たないことがよく指摘されている（Yokohata *et al.* 2010）。Watanabe *et al.* (2012 b) は、2つのシングルモデルアンサンブル間の差異を、両モデルを構成するモジュールを少しずつ入れ替えることによって説明することに成功した。こうした取り組みは、気候感度の推定値そのものが得られるわけではないが、プロセス理解に非常に有効である。

Fasullo and Trenberth (2012) は、マルチモデルで現在条件下の亜熱帯中層の相対湿度バイアスと気候感度に良い相関があることを示し、観測された相対湿度によって気候感度幅を規定できる可能性を指摘した。ただし、こうした統計的關係を利用した方法では、その物理的根拠を明確にする必要がある。

7. 古気候からの不確実性の制約

言うまでもなく、過去の気候は実際に地球上で起きた出来事であり、事実である。気候感度の推定でも、約1億年前の白亜紀から過去千年まで様々な時代が利用されてきた（吉森ほか 2012c）。ここでは最も頻繁に利用されている最終氷期最盛期（LGM）に焦点を当てた最新成果を紹介したい。

推定には、復元された温度、その地球平均値の推定、LGM 強制力のエフィカシー（Yoshimori *et al.* 2009, 2011）、植生の変化や鉱物性ダストの効果に関して大きな不確実性があることに注意する必要がある。前節のモデルアンサンブルによる気候感度の推定



第5図 LGMの気候をもとに推定された気候感度（2006年以降の主な研究）。現在を基準にしたLGMの放射強制力と復元された寒冷化の程度をCO₂増加時の気温変化に換算、あるいはモデル間のLGMの寒冷化とCO₂増加時の温暖化の関係をj利用して復元されたLGMの寒冷化を制約条件にして推定。灰色:個々の研究結果、黒線:5~95%信頼区間の平均（ただし、2つは統計的表現が異なるため平均から除外）。IPCC (2013) Table5.3を参照。

が現在気候の再現性を評価基準にしているのに対して、古気候アンサンブルでは、過去の気候応答を評価基準にしている。しかし、マルチモデル解析からLGMの地球平均気温変化と気候感度にはほとんど相関がないことが最近わかってきた。そこで、Hargreaves *et al.* (2012) はLGMの熱帯の気温応答と気候感度に相関があることに注目し、この再現性を評価基準にすることにより気候感度の推定を試みた。第5図にLGMの気候をもとに推定された気候感度の最近の研究結果をまとめる。ばらつきはあるものの、その平均はマルチモデルの示す気候感度や過去6500万年の気候を包括的に利用して推定された値 (Rohling *et al.* 2012) と整合的である。

8. おわりに

冒頭で述べたように、気候感度は1つの数字に過ぎない。改めてその不確定要因を辿ってみると、この数字は気候システムの変動に対する我々の理解や地球温暖化予測の不確実性のある意味集約しており、どうやらそれゆえ多くの研究者を「魅了している」ようである。推定幅こそ長年にわたって大きく狭まってはいないものの、対流圏調節や強制力のエフィカシー、海洋熱吸収エフィカシーなど概念的な進展やその背後にある物理的理解は着実に深まっているように思われる。詰まる所、不確実性の幅は観測データでしか制約することはできず、長期観測とそのデータ整備が重要であることは言うまでもない。シングルモデルアンサンブルは各モデルの理解に有効である一方、マルチモデルアンサンブルでは統計的関係の抽出にとどまらず、物理メカニズムの理解に力を注ぐべきと考えられる。地球温暖化予測において「想定外」を起こさせないためには、我々の想定を常に検証する必要がある、事実にもとづく古気候の活用はそうした意味でも重要である。

謝 辞

本稿の執筆に際し、環境省環境研究総合推進費(S-10)の支援を受けました。また、以下の方々との継続的な議論がなければまとめることができませんでした：阿部彩子，岡 顕，小倉知夫，釜江陽一，木本昌秀，佐藤正樹，塩竈秀夫，杉 正人，横島徳太，渡部雅浩（敬称略）。厚く御礼を申し上げます。

略語一覧

IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change
気候変動に関する政府間パネル
LGM : Last Glacial Maximum 最終氷期最盛期

参 考 文 献

- Andrews, T., J.M. Gregory, P.M. Forster and M.J. Webb, 2012: Cloud adjustment and its role in CO₂ radiative forcing and climate sensitivity: A review. *Surv. Geophys.*, **33**, 619-635.
- Collins, W.D. *et al.*, 2006: Radiative forcing by well-mixed greenhouse gases: Estimates from climate models in the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fourth Assessment Report (AR4). *J. Geophys. Res.*, **111**, D14317, doi:10.1029/2005JD006713.
- Dufresne, J.L. and S. Bony, 2008: An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled atmosphere-ocean models. *J. Climate*, **21**, 5135-5144.
- Fasullo, J.T. and K.E. Trenberth, 2012: A less cloudy future: The role of subtropical subsidence in climate sensitivity. *Science*, **338**, 792-794.
- Geoffroy, O., D. Saint-Martin and A. Ribes, 2012: Quantifying the sources of spread in climate change experiments. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L24703, doi: 10.1029/2012GL054172.
- Hargreaves, J.C., J.D. Annan, M. Yoshimori and A. Abe-Ouchi, 2012: Can the Last Glacial Maximum constrain climate sensitivity? *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L24702, doi:10.1029/2012GL053872.
- Hawkins, E. and R. Sutton, 2009: The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 1095-1107.
- 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. and others (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, 996pp.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F. and others (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, 1535 pp.
- Kamae, Y. and M. Watanabe, 2012: On the robustness of tropospheric adjustment in CMIP5 models. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L23808, doi:10.1029/2012GL054275.
- Kamae, Y. and M. Watanabe, 2013: Tropospheric

- adjustment to increasing CO₂: its timescale and the role of land-sea contrast. *Clim. Dyn.*, **41**, 3007-3024.
- Maslin, M. and P. Austin, 2012: Uncertainty: Climate models at their limit? *Nature*, **486**, 183-184.
- Rohling, E.J. *et al.*, 2012: Making sense of palaeoclimate sensitivity. *Nature*, **491**, 683-691.
- Shiogama, H. *et al.*, 2012: Perturbed physics ensemble using the MIROC5 coupled atmosphere-ocean GCM without flux corrections: experimental design and results. Parametric uncertainty of climate sensitivity. *Clim. Dyn.*, **39**, 3041-3056.
- Soden, B.J. and G.A. Vecchi, 2011: The vertical distribution of cloud feedback in coupled ocean-atmosphere models. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L12704, doi:10.1029/2011GL047632.
- Sugi, M. and J. Yoshimura, 2004: A mechanism of tropical precipitation change due to CO₂ increase. *J. Climate*, **17**, 238-243.
- Tsushima, Y. *et al.*, 2006: Importance of the mixed-phase cloud distribution in the control climate for assessing the response of clouds to carbon dioxide increase: a multi-model study. *Clim. Dyn.*, **27**, 113-126.
- Watanabe, M., H. Shiogama, M. Yoshimori, T. Ogura, T. Yokohata, H. Okamoto, S. Emori and M. Kimoto, 2012a: Fast and slow timescales in the tropical low-cloud response to increasing CO₂ in two climate models. *Clim. Dyn.*, **39**, 1627-1641.
- Watanabe, M. *et al.*, 2012b: Using a multiphysics ensemble for exploring diversity in cloud-shortwave feedback in GCMs. *J. Climate*, **25**, 5416-5431.
- Winton, M., K. Takahashi and I.M. Held, 2010: Importance of ocean heat uptake efficacy to transient climate change. *J. Climate*, **23**, 2333-2344.
- Yokohata, T., M.J. Webb, M. Collins, K.D. Williams, M. Yoshimori, J.C. Hargreaves and J.D. Annan, 2010: Structural similarities and differences in climate responses to CO₂ increase between two perturbed physics ensembles. *J. Climate*, **23**, 1392-1410.
- Yoshimori, M. and A.J. Broccoli, 2008: Equilibrium response of an atmosphere-mixed layer ocean model to different radiative forcing agents: Global and zonal mean response. *J. Climate*, **21**, 4399-4423.
- Yoshimori, M., T. Yokohata and A. Abe-Ouchi, 2009: A comparison of climate feedback strength between CO₂ doubling and LGM experiments. *J. Climate*, **22**, 3374-3395.
- Yoshimori, M., J.C. Hargreaves, J.D. Annan, T. Yokohata and A. Abe-Ouchi, 2011: Dependency of feedbacks on forcing and climate state in physics parameter ensembles. *J. Climate*, **24**, 6440-6455.
- 吉森正和ほか, 2012a: 気候感度 Part 1: 気候フィードバックの概念と理解の現状. *天気*, **59**, 5-22.
- 吉森正和ほか, 2012b: 気候感度 Part 2: 不確実性の低減への努力. *天気*, **59**, 91-109.
- 吉森正和ほか, 2012c: 気候感度 Part 3: 古環境からの検証. *天気*, **59**, 143-150.
- Zelinka, M.D. and D.L. Hartmann, 2010: Why is long-wave cloud feedback positive? *J. Geophys. Res.*, **115**, D16117, doi:10.1029/2010JD013817.
- Zelinka, M.D., S.A. Klein and D.L. Hartmann, 2012: Computing and partitioning cloud feedbacks using cloud property histograms. Part I: Cloud radiative kernels. *J. Climate*, **25**, 3715-3735.