

CMIP6 piControl 実験における全球平均地表面温度の変化と 大気上端での放射応答のラグ関係についての要因分析

土田耕, 望月崇, 川村隆一, 川野哲也(九大院・理)

釜江陽一(筑波大)

1. はじめに

地球温暖化に伴い、豪雨災害、早魃など、世界的に様々な被害が生じることが知られている。温暖化評価には、各地域での予測ももちろん大切だが、世界的な温暖化対策においては、全球的な予測も非常に重要である。その代表例として、気候変動に関する政府間パネル(IPCC)が挙げられる。IPCCにおいても用いられ、温暖化評価における最も基本的な指標である、気候感度(温室効果ガスの増加に伴う全球平均気温の上昇率)には、概ね二つの導出方法がある。一つは、気候システムが平衡状態に達した時を想定した、平衡気候感度、もう一つは、平衡状態にない気候システムから導出された有効気候感度である。前者は、温室効果ガスの増加に対する気候システムの応答だけで見積もることができるのに対し、後者は過渡的な温度上昇とそれに伴う放射応答に加え、内部変動に伴う温度上昇と放射応答も含まれてくる。両者の間には、その平均的な値の大きさに差があることに加え(Knutti and Hegerl, 2008)、観測された海面温度(SST)を元に大気モデル実験から導出された有効気候感度は中長期的に変動することが近年示唆されている(例として、Gregory and Andrews, 2016)。このような、平衡気候感度と有効気候感度の値のズレや有効気候感度の変動には、内部変動が大きく影響していることが考えられるが、内部変動がそれらに与える本質的な役割については、まだ十分に明らかになっていない。それに加え、先行研究において、内部変動における放射フィードバック強度(単位地表面温度変化あたりの、大気上端での放射応答の変化量)と温暖化実験における気候フィードバック強度(単位地表面温度上昇あたりの、大気上端での放射応答の変化量)の間には有意な相関関係があることが指摘されている(Gregory et al. 2020)。このことから、内部変動における放射フィードバック強度を、モデル間での値のばらつきや経年変動について、具体的な要因/メカニズムも含めて明らかにすることにより、気候感度の精緻化や有効気候感度そのものの理解へもつなげることができると考えられる。

ここで、内部変動における放射フィードバックを見積もる際には注意すべき点がある。内部変動による温度上昇と放射応答の間には、時間的なラグがあり、それが放射フィードバック強度の見積もりに不確実性をもたらす可能性があることが指摘されている(Xie et al. 2016)。したがって、放射フィードバックの理解には、内部変動による気候システムの応答を、地表面温度の変化と大気上端における放射応答の間にある時間的なズレ(Proistosescu et al. 2018)

も考慮し、モデル間でのラグの違いやその要因についても明らかにすることが必要である。

そこで、今回は、数年規模の内部変動における地表面温度の変化と大気上端での下向き正味の放射の間のラグ関係を、第6期結合モデル相互比較プロジェクト(CMIP6)を元に調査した。これにより、上述のラグ関係の要因を明らかにするだけでなく、内部変動における放射応答の本質を明確にすることを目的とした。

2. 使用データ・パラメータの定義

CMIP6 piControl 実験(大気の放射成分を産業革命前の値に一定に保って行った大気海洋結合モデル実験)の36モデルにおける500年分の月平均データ、AMIP実験(観測されたSSTと放射成分を与えた大気モデル実験)の26モデルの各1メンバーにおける1979-2014年までの月平均データ、国際衛星雲気候計画(ISCCP)の3時間間隔のデータを使用した。また、piControl実験においては、年平均あるいは12ヶ月移動平均した上で、各年を中心として前後合わせて30年の平均からの偏差を、AMIP実験やISCCPのデータについては、1981-2010年における各月の気候値からの偏差を、それぞれ気候システムにおける内部変動による偏差と定義した。

以後、 T' 、 N' (あるいは、global mean T, global mean N)はそれぞれ全球平均地表面温度偏差[K]と大気上端での正味の放射偏差[W/m²]を表す。なお、放射フィードバック強度 α_l は、 T' と N' の比の統計値で以下のように導出される。

$$\alpha_l = -\frac{\Delta N'}{\Delta T'}$$

3. 結果

3.1 piControl 実験における global mean T と global mean N のラグ関係

年々変動における global mean T, N の関係を調べるために、CMIP6 piControl 実験のデータにおいて、両者のラグ相関解析を行なった。global mean T を中心としたラグ相関解析では、global mean T, N の関係が、モデル間で大きくバラついている様子が確認された(図1)。これらのラグが生じる要因を明らかにするために、Lag0とLag+1の相関の値を元に、3つのグループに分類した：

$$\text{Group A: } 0.75 \leq \left| \frac{\text{Corr}(\text{Lag}+1)}{\text{Corr}(\text{Lag}0)} \right| < 1.33$$

$$\text{Group B: } \left| \frac{\text{Corr}(\text{Lag}+1)}{\text{Corr}(\text{Lag}0)} \right| > 1.33$$

$$\text{Group C: } \left| \frac{\text{Corr}(\text{Lag}+1)}{\text{Corr}(\text{Lag}0)} \right| < 0.75$$

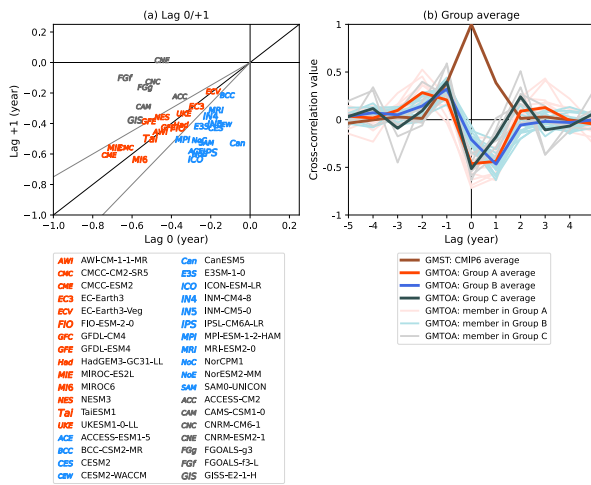


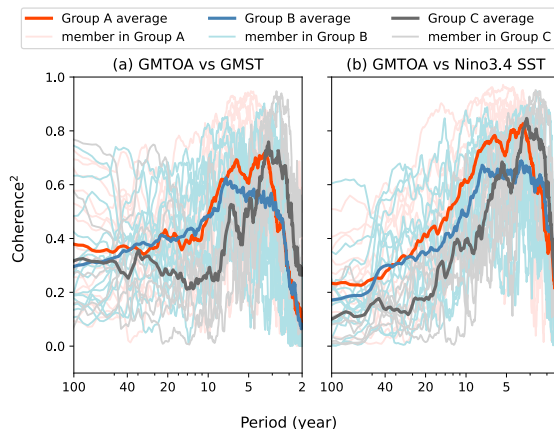
図 1. CMIP6 piControl 実験において、数年スケールの内部変動における global mean T(GMST)[K]に対する global mean N(GMTOA) [W m⁻²]のラグ相関。(a): x 軸に lag 0 での相関の値, y 軸に lag +1 での相関の値をそれぞれモデルごとにプロットした散布図。なお、赤字で Group A, 青字で Group B, 灰字で Group C をそれぞれ表している。(b):各グループで平均したラグ相関の平均。ラグが正の領域における相関のピークは、global mean T が global mean N に対して先行していることを意味する。なお、global mean T の自己相関も茶色線で示されている。

モデル間でラグがばらつく要因を調査したところ、概ね二つにまとめられることが分かった。

3.2 要因1: global mean T と global mean Nがよく対応する周期の違い

先行研究において、数十年規模の時間スケールにおける Global mean T, Nの間のラグ関係は、数年規模の ENSO のような時間スケールの Global mean T, Nの間のラグ関係に比べて大きくなるが示されている (Xie et al. 2016; Spencer and Braswell, 2011)。このことは、両者が対応する変動の時間スケールが異なることにより、ラグの大きさが変化することを示唆している。

本研究においては、数年規模の時間スケールにお



ける global mean T, Nの間のラグ関係について調査しているが、数年規模の時間スケールの中でも、両者が最もよく関係する周期の違いが、ラグの大きさに影響を与えることが明らかになった。これは、両者の間のコヒーレンスをグループごとで描いた図において、そのピークの位置が、長い周期に位置しているほど、ラグが大きいことから明らかである (図 2a)。また、この特徴は、特にラグの小さかった Group C で顕著であり、Group C におけるラグの小ささは、ENSOの周期が Group A や B よりも小さいことに支配されていることも明らかになった (図 2b)。

3.3 要因2: global mean N がピークをとる時の空間パターンの違い

上向きを正にとった global mean N に対する回帰分析を行ったところ放射がピークをとる段階 (Lag 0) で、空間構造にグループ間で大きな違いが確認された。地表面温度についての回帰図を比べると、どのグループでも、El Niño型からLa Niña型へと温度分布がシフトしていっている様子が確認された。しかし、Lag 0において、Group AとGroup CはEl Niño型の SST分布が残っているのに対し、Group Bでは、赤道東太平洋上でSSTが下降している特徴が見られた (図 3a-c)。Lag 0における大気上端での正味の放射の回帰図についてもグループ間で比較したところ、Group AとGroup Cについては、亜熱帯域で下向き正味の放射が大きな負の値を示したのに対し、Group Bについては、赤道東太平洋で大きな負の値を示していた (図 4a)。なお、Group AとGroup Cにおける亜熱帯域の負の正味の放射の値は、同領域における外向き長波放射の正の値と対応しており、Group Bにおける赤道東太平洋域における負の正味の放射の値は、外向き長波放射・短波放射共に正の値と対応していた (図 4b, c)。循環場や雲に関する物理量についても同様に解析したところ、Group AとGroup Cについては、局所ハドレー循環のシフトとその幅の変化が、Group Bについては、東太平洋における下層雲の増加が、それぞれ正味の放射の分布に寄与していることが明らかになった (図は省略)。

グループ間の違いについて、12ヶ月移動平均したデータにおいて、詳しく調べると、El Niño型からLa Niña型へとSSTパターンが推移する過程において、Group Bにおいて東太平洋の下層の安定度の強さとそれに伴う下層雲の増加や上向き短波の放射の強化が、Group AやCよりも大きく見られた (図 5d)。

このような特徴が大気海洋相互作用の結果として生じているのか、あるいは、大気モデルにおける特徴として大きく現れているのかどうかを調べるために、CMIP6 AMIP実験のデータにおいて、El NiñoからLa Niñaへの推移する過程を調査した。特に、El NiñoからLa Niñaへと大きな推移を示した事例を詳しく解析した。

1987-99の事例について、ISCCPの観測データと

図 2. CMIP6 piControl 実験における Global mean N[W m⁻²]と(a) global mean T[K], (b) Niño3.4 SST [K]の間のコヒーレンスの二乗値。各モデルで導出したコヒーレンスの値を元に、グループ平均値を算出。

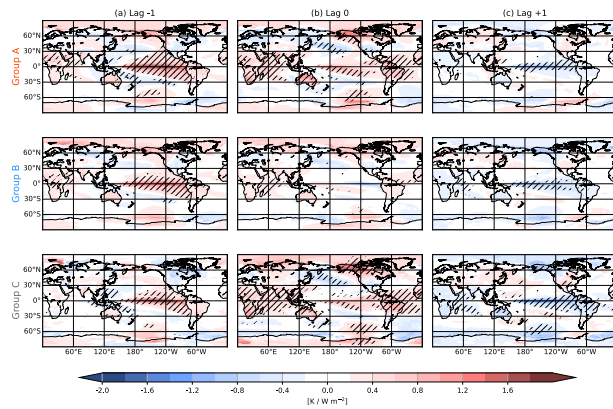


図 3. CMIP6 piControl 実験において、各グループにおける上向きを正にとった Global mean N[W m⁻²]に対する地表面温度[K]の (a) Lag -1, (b) Lag 0, (c) Lag +1 におけるラグ回帰図。ここで、95%の信頼限界で有意なところだけを平均しており、グループ内におけるすべてのモデルで有意だった領域を斜線で示している。

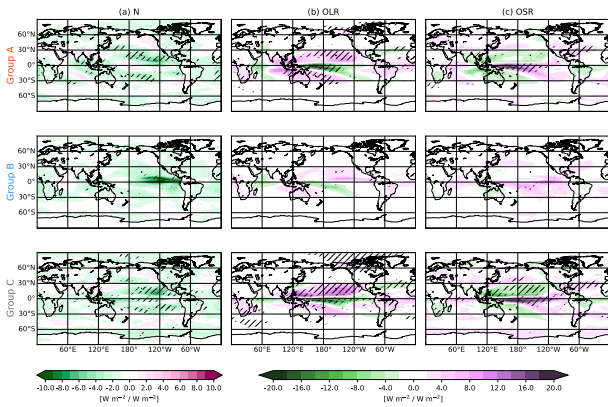


図 4. 図 3 と同様の方法で描かれた Lag 0 における大気上端での (a) 下向き正味の放射[W m⁻²], (b) 外向き長波放射[W m⁻²], (c) 外向き短波放射[W m⁻²]の回帰図。

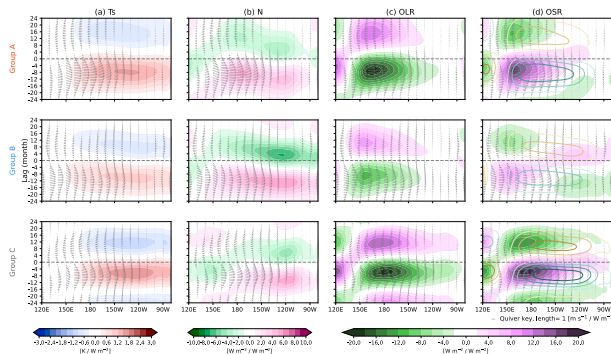


図 5. CMIP6 piControl 実験における 12ヶ月移動平均したデータにおいて、各グループにおける上向きを正にとった global mean N[W m⁻²]に対する、(a)地表面温度[K], (b)大気上端での下向き正味の放射[W m⁻²], (c)上向き長波放射[W m⁻²], (d)上向き短波放射[W m⁻²]のラグ回帰図。ここで、南緯 10 度から北緯 10 度まで子午面方向に平均した各物理量に回帰させた経度時間断面図を示していることに注意すること。

も比較したところ、AMIP実験の各グループにおいて、El NiñoからLa Niñaへの推移時に、下層雲が増

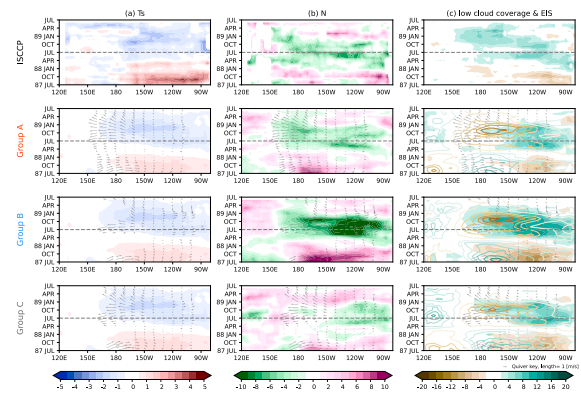


図 6. CMIP6 AMIP 実験と ISCCP の観測データにおいて、1987 年 7 月から 1989 年 6 月における、南緯 10 度から北緯 10 度で平均した、地表面温度[K], 大気上端での下向き正味の放射[W m⁻²], 下層雲量[%](以上陰影), 大気の安定度を示す Estimated Inversion Strength (EIS, 等値線, 0.1K 間隔)の経度時間断面図。ここで、各変数の値は気候値(1981-2010)からの偏差を表している。なお、ベクトルで地表風速を示している。

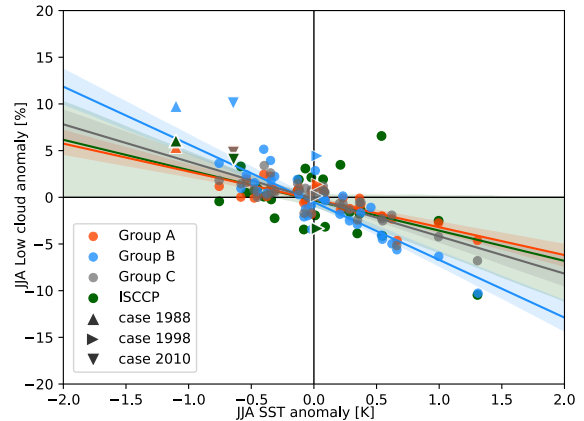


図 7. CMIP6 AMIP 実験と ISCCP の観測データにおいて、西経 170 度から 90 度、南緯 10 度から北緯 10 度で領域平均した、6-8 月における SST 偏差[K](x 軸)と下層雲量偏差 [%](y 軸)の散布図。なお、El Niño から La Niña へと明瞭に推移した 3 事例については、三角印で示している。各グループにおける近似直線は、三角印以外の事例をもとに算出されている。陰影で 90%の信頼限界で有意な領域を示している。

加する傾向が、モデルにも観測にも共通して確認された。しかし、その増加量はGroup Bで大きく、それに伴って、global mean Nの大きさも観測や他のグループよりも大きくなっていった(図6)。

このような特徴は、El NiñoからLa Niñaへと明瞭に推移した事例だけでなく、他の事例においても、赤道太平洋におけるSST変化に対する下層雲の感度の違いとして確認された。どのグループでもSSTが下降するときに、下層雲が増加する傾向が確認されたが、Group Bではその増加量が顕著であった。観測においても、下層雲量が増える傾向が確認された(図7)。

Group Bにおける下層雲の感度の高さには、大気モデルにおける気候値的に卓越する場の違いが影響

していた。Group間で、大気モデルにおける比湿と大気温度について、比較を行ったところ、Group Bでは、他のグループに比べ、気候値的に卓越する比湿が下層(800hPa以下)で大きな値を示したことで、大気温度が中層(600hPa付近)で高い値、下層で低い値を示したことによる静的安定度の強化が確認され、下層雲が増加する上でより適した環境を作り出していたことが分かった(図8)。

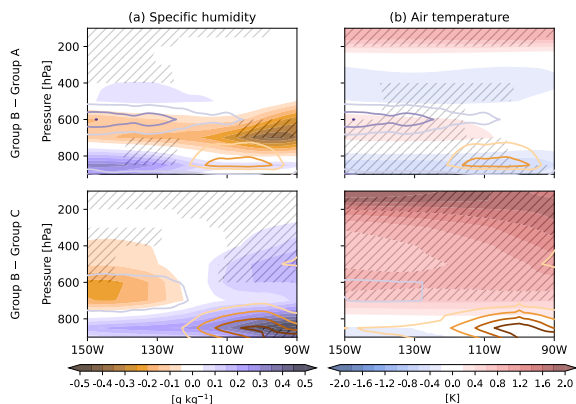


図 8. CMIP6 AMIP 実験において、南緯 10 度から北緯 10 度で子午面方向に平均した、6-8 月における(a)比湿 $[g\ kg^{-2}]$ 、(b)大気温度 $[K]$ のグループ間での気候値の差。なお、95%信頼限界で有意なところを斜線で示してある。なお、等値線で 1988 年の事例における雲水と雲水量の総和について、グループ間での差を示している(単位は g/kg 、値は 1000 倍され、等値線の間隔は 0.005)。

4. まとめ

本研究では、内部変動における放射フィードバック強度の理解を深めることを目的に、CMIP6 piControl実験を用い、数年規模の時間スケールにおける global mean Tと global mean Nの間のラグ関係とそのばらつきの要因を調査した。ラグがばらつく要因は、概ね二つに分けられた。

一つは、global mean Tと global mean Nがよく関係する周期が違うこと、二つ目は、global mean Nがピークをとる時の空間パターンの違いであった。

前者については、global mean Tと global mean Nのコヒーレンスのピークがより大きな周期に現れるグループほど、ラグが大きという特徴から確認され、特にラグの小さかったGroup Cについては、ENSOの短い周期と合わせて他グループと比べて顕著に違いが確認された。

後者については、El Niño型からLa Niña型のSST分布へと変化していく段階で、El Niño型のSST分布になる時に、global mean Tが極大になるという点については、どのグループでも共通していた。しかし、global mean Nを極大にする上で、Group AやCではEl Niño型のSST分布とそれに伴う対流活動の変化が支配的だったのに対し、Group BではEl Niño型からLa Niña型のSST分布へと推移する段階で、赤道東太平洋におけるSSTが下降することと、それに伴う下層雲の増加が支配的だった。そのため、Group BではGroup AやCよりもラグが大きくなる特徴があった。また、Group Bにおけるこのような特徴は、

大気モデルにおける気候値的な場の違いと、それに伴う下層雲の感度の高さにあることが明らかになった。

このようなグループ間の違いは、単にどのグループのモデルが最も良いかという、モデルの良し悪しを決めるという意味合いよりも、むしろ温暖化に伴う大気状態の変化やENSOの周期が変化した場合の内部変動における放射フィードバック強度の特性を理解する上で、有益な情報を与えていると捉えることができる。

謝辞

本研究は、新学術領域研究「変わりゆく気候系における中緯度大気海洋相互作用hotspot」

JP19H05703、および統合的気候モデル高度化研究プログラム JPMXD0717935457 からご支援いただきました。

参考文献

- Gregory, J. M., Andrews, T., Ceppi, P., Mauritsen, T. & Webb, M. J. How accurately can the climate sensitivity to CO₂ be estimated from historical climate change? *Clim. Dyn.* **54**, 129–157 (2020).
- Gregory, J. M. & Andrews, T. Variation in climate sensitivity and feedback parameters during the historical period. *Geophys. Res. Lett.* **43**, 3911–3920 (2016).
- Knutti, R., Hegerl, G. The equilibrium sensitivity of the Earth's temperature to radiation changes. *Nature Geosci* **1**, 735–743 (2008).
- Proistosescu, C. *et al.* Radiative Feedbacks From Stochastic Variability in Surface Temperature and Radiative Imbalance. *Geophys. Res. Lett.* **45**, 5082–5094 (2018).
- Spencer, R. W. & Braswell, W. D. On the misdiagnosis of surface temperature feedbacks from variations in Earth's radiant energy balance. *Remote Sens.* **3**, 1603–1613 (2011).
- Xie, SP., Kosaka, Y. & Okumura, Y. Distinct energy budgets for anthropogenic and natural change during global warming hiatus. *Nature Geosci* **9**, 29–33 (2016).