



Title	最終氷期における東アジア・北太平洋域の大気場のシミュレーション
Author(s)	柳瀬, 亘; Yanase, Wataru; 阿部, 彩子 他
Description	2章 千年～10万年スケールの気候復元とモデリング
Citation	低温科学, 65, 87-96
Issue Date	2007-03-23
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/20458">https://hdl.handle.net/2115/20458</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	YANASE.pdf





# 最終氷期における東アジア・北太平洋域の大気場のシミュレーション

柳瀬 巨 東京大学, 阿部 彩子 東京大学/地球環境フロンティア研究センター

巨大氷床および CO<sub>2</sub> 濃度低下で特徴づけられる最終氷期極大期について大循環モデルを用いて東アジア・北太平洋域の大気場を調べた。大気海洋結合モデルの結果は、東アジアの乾燥傾向や上層の西風ジェットの南下傾向など、地質データとも整合的であることを確認した。複数のモデル結果を比較すると、北太平洋域の循環は多くのモデル間で定性的に似た傾向が見られた。感度実験では、北太平洋の循環には北米氷床のアルベド効果が大きく影響していることが確かめられた。

## 1. はじめに

### 1.1 最終氷期極大期とは

堆積物や氷床コアなどの地質データの研究では、約300万年前から現在までの間に、全球的に寒冷であった氷期と温暖であった間氷期が数万年～10万年の周期で繰り返していたと考えられている。現在は間氷期に相当するが、約2万1千年前には氷期が極大に達しており最終氷期極大期と呼ばれている(以下、Last Glacial Maximumの略でLGMと記す)。LGMでは現在よりもCO<sub>2</sub>濃度が低く、また、北米や北欧には高さ2～4kmにも達する巨大な氷床が形成していたことが地質データから見積もられている。LGMは最も新しい時代に起きた氷期であるため、全球スケールの特徴だけでなく、地域ごとの気候の様子も地質データから窺うことができる。例えば、大気中に含まれる水蒸気量の観点からは気温が低くなると乾燥する傾向が期待されるが、地域ごとの花粉化石や湖の状態の記録を調べると、東アジア域は確かに現在よりも乾燥していた証拠がある一方で、北米大陸の西岸では湿潤であったようである<sup>1)</sup>。このことから、氷期の時代に全球的な寒冷化が起きていただけでなく、地域的な乾燥化・湿潤化に大きな影響を与える水蒸気の輸送すなわち大気循環の変化が起きていた可能性が示唆される。事実、LGMのダストのデータからは、東アジア～北太平洋域のダスト輸送に関わる上層の西風ジェットの南下や下層の冬季モンスーンの強化を指摘する研究もある<sup>2)</sup>。このように、地質データはLGMの気候変化の地域的な分布を知る重要な手がかりとなっている。一方で地質データはサンプルを取れる場所が限られ、また、花粉やダストなどのデータから温度や風などの大気場を解釈する際の仮定にある程度の任意性が残るといった問題点を伴う。これらの問題を解決し、地質データと相補的に古気候を調べるのに有用な道具となるのが次節で述べる数値モデルによるシミュレーション(数値実験)である。

### 1.2 大循環モデルによるシミュレーション

ここで、問題「なぜ氷期の気候状態が現在と異なっていたのか」を問うには2つの問題設定やアプローチがされてきた(詳しくは文献3を参照)。一つは、氷期と間氷期が繰り返すことの変動メカニズムを問う問題であり、もう一つは、ある時期の気候状態の形成メカニズムをスナップショット的に詳しく問う問題である。本論説では後者の問題をとりあげよう。後者のような問題設定が可能なること的前提は、長い時間スケールで変化する気候要素(たとえば、温室効果ガスなどの大気組成や氷床など)が何か仮定できることである。幸い約2万1千年前の最終氷期の場合は、大気組成が氷床コアの気泡からわかっており、また氷床の形状についても地質学的データなどからある程度わかっている。そこで、「CO<sub>2</sub>濃度が低く巨大氷床が存在していたLGMの時代では、大気循環がどのように現在と違っていたのか」という問題設定が可能である。このような研究は古くは1970年代後半などから行われ、現在、国際プロジェクトとしても引き継がれている<sup>4),5),6),7)</sup>。

大気循環をシミュレーションするためには、流体力学・熱力学の方程式に基づいて3次元的な大気場を計算する大循環モデル(以下、General Circulation Modelの略でGCMと記す)を用いる。GCMにCO<sub>2</sub>濃度や氷床分布などのLGMの条件を与えれば、LGMの大気循環をシミュレーションすることができる。GCMによるシミュレーションを行えば、大陸上・海洋上に関係なくモデルの解像度の範囲でデータを均質に得ることができ、地質データだけでは知ることが難しい3次元的な大気場の構造を調べることもできる。さらに、GCMのシミュレーションでは、大気場の構造だけでなくメカニズムについても調べることができる。例えば、現実の気候変動では氷床やCO<sub>2</sub>濃度といった他のシステムからの様々な要因が同時に大気循環に影響を及ぼすため、循環の変化を本質的に引き起している要因を特定することが容易で

はない。しかし、シミュレーションでは個々の要因を単独に与えた仮想的な設定が可能であるので、変動の要因を絞ることができるのである。このような手法は感度実験と呼ばれる。

大気システムだけの GCM, あるいは大気に海洋を結合したシステムの GCM を用いた研究分野は 1970 年代にまでさかのぼる<sup>5),6),7)</sup>。初期の研究では計算機性能の関係上, 大気システムだけの GCM の研究が殆どであり, また, 空間解像度や積分時間の制限があった。大気システムだけの GCM 実験を行なう場合は, 大気に影響を与える海面水温などの海洋の情報は地質データから見積もられた値を用いている。これらの研究では全球的な気温低下の度合や, 高緯度ほど気温低下が大きかったことなどの全球スケールの特徴が調べられている。その後, 解像度が高くなるに従って地域的な変動もより詳細に調べられるようになり, アフリカモンスーンの変化<sup>8)</sup> や北大西洋・北太平洋上のストーム活動<sup>9)</sup> などが研究されている。しかしながら地域的な変動に関しては, GCM の解像度・計算方法や氷床分布・CO<sub>2</sub> 濃度などの設定の違いによって, 実験ごとに結果が変わる場合がある<sup>10)</sup>。このような実験間の結果のばらつきに関する問題を解決すべく, PMIP (Paleoclimate Modeling Intercomparison Project) という国際プロジェクトは, 少なくとも氷床や CO<sub>2</sub> 濃度などは各実験で共通の設定を用いた上で, 各 GCM の振る舞いの違いを比較することを提案した。これにより GCM で再現された LGM の変動のうち, どの特徴がより多くの GCM で再現される一般的なものであるのかという議論が可能となった<sup>8),10)</sup>。

近年に計算機性能が向上すると, 海洋システムも結合した GCM (CGCM) を用いた研究が行われ始めた。特に北大西洋周辺の気候に大きな影響がある熱塩循環が強まるか, あるいは弱まるかが議論されてきた<sup>11),12),13)</sup>。2005 年 4 月には PMIP Phase 2 (PMIP2) のデータベースから世界各国の研究機関で開発された複数の CGCM の実験結果が利用可能となり, 海洋も含めた特徴が CGCM 間で共通であるか, あるいは違いがあるのかといった比較がなされてきている<sup>14),15),16)</sup>。

本研究では GCM を用いて, 日本の気候に大きな影響を与える東アジア・北太平洋の大気循環に焦点を当て, LGM の時代における変化の様子を調べた。第 1 に地質データと比較しながら, CGCM で再現された LGM の大気場の特徴を示す。また, PMIP2 プロジェクトで利用できる他の CGCM の実験結果と比較し, CGCM 間での結果の整合性やばらつきの様子を簡単に示す。第 2 に大気循環の変動が大気外のどのような要因によるものかを,

感度実験を用いて議論する。

## 2. GCM による数値実験の方法

本研究では日本の研究機関である Center for Climate System Research (CCSR), National Institute for Environmental Science (NIES), Frontier Research Center for Global Change (FRCGC) で共同開発された MIROC3.2 という GCM を主に用いる<sup>17)</sup>。このモデルは IPCC 第 4 次報告書の温暖化実験にも使われている。大気 GCM の解像度は水平方向に約 2.8° であり, 鉛直方向には 20 層をとっている。大気 GCM においては放射過程<sup>18)</sup>, 乱流による大気の混合<sup>19)</sup>, 大規模な水蒸気凝結過程<sup>20)</sup>, 積雲効果のパラメタリゼーション<sup>21)</sup> などの物理過程を考慮している。海洋システムの扱いは実験によって異なり, 地質データと詳細を比較する場合には, 海洋の熱力学と循環を考慮した海洋 GCM を用いることで全球的により正確な再現を目指す。一方で, 感度実験では設定を変えて数多くの実験を行うという計算コストの都合上, 対象としている特徴が定性的に再現されていることを確認した上で, 海洋表層の熱力学だけを考慮する海洋混合層モデルを用いて計算時間を節約した。

現在気候の実験と LGM の実験とでは氷床の分布, CO<sub>2</sub> 濃度, 軌道要素を変えている。現在気候では, 氷床はグリーンランドと南極大陸に存在するだけであるが, LGM の時代には北米と北欧にも巨大な氷床が形成している<sup>22)</sup> (図 1)。氷床の効果は主に 2 つあり, 1 つは高いアルベドを持つ氷面が太陽から受ける短波放射を大きく反射して地表面の温まりを抑制する効果であり, もう 1 つは山岳のように大気の流れを変形する効果である。CO<sub>2</sub> 濃度は現在気候の実験では産業革命前の値 280 ppm を与え, LGM の実験では地質データから見積もられる値 185 ppm を与える。軌道要素の変化は緯度ごとに受ける太陽放射が季節分布が変わることで大気に影響を与えるもので, 現在と LGM とでそれぞれ見積もられた値を各実験で用いる。これらの設定は PMIP2 に準じており, モデル間の比較を容易にするために, 他の GCM も同じ実験設定で行なわれている<sup>4)</sup>。

## 3. GCM 実験で再現された LGM の大気場

この章では大気海洋結合 GCM による LGM 実験の結果を現在気候の実験と比較して紹介する。3.1 節では MIROC3.2 モデルの結果を示し, 地質データの特徴を再現できているかどうかを議論する。3.2 節では PMIP2

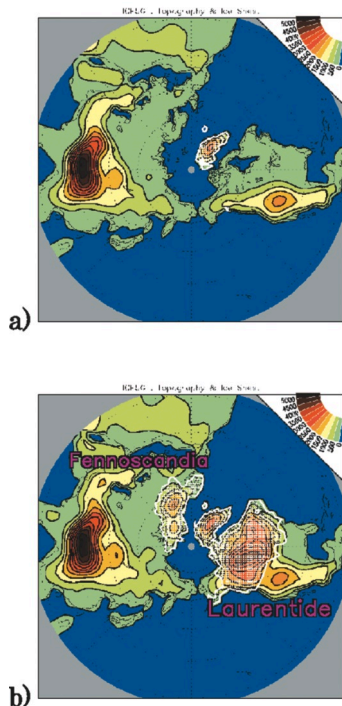


図1：GCMの実験で使われた北半球の地形高度と氷床の分布（白い網掛け領域）。a) 現在。b) LGM。LGMでは北米の Laurentide 氷床と北欧の Fennoscandia 氷床が形成している。

プロジェクトで提供されている複数の GCM の結果を比較することで、GCM 間の違いが実験結果にどの程度影響を及ぼすかを議論する。

現在と LGM の実験は、2 章で述べたように氷床、CO<sub>2</sub> 濃度、軌道要素をそれぞれの時代の設定で行なった。積分期間は数百年のスピンアップによって大気循環がほぼ定常に達したことを確認し、最後の 100 年間で平均したデータを解析に用いている。

### 3.1 GCM の実験結果と地質データとの比較

まずは年平均した大気場から見てみよう。図 2 a, 2 b は北半球の地表面気温について、それぞれ現在と LGM の偏差（現在からの差）を示している。LGM ではほとんどの地域で気温の負の偏差（青色）が見られ、全球平均では 3.7 K ほどの気温低下を示す寒冷化した時代であるという結果が得られた（ただし具体的な値に関しては、あくまで 1 つのモデルの結果であることに注意しなければならない）。特に、氷床を置いた北米と北欧で気温低下が顕著であるが、これは氷面の高いアルベドにより太陽放射が大きく反射されるために地表面が温まりにくくなる効果と、氷床の高い地形により上層大気より冷たい温度を反映する効果による。本研究で着目する日本付近に目を向けると、太平洋西部の緯度 40°N 付近（日本の東）で気温が大きく下がっている特徴が見られる。海面

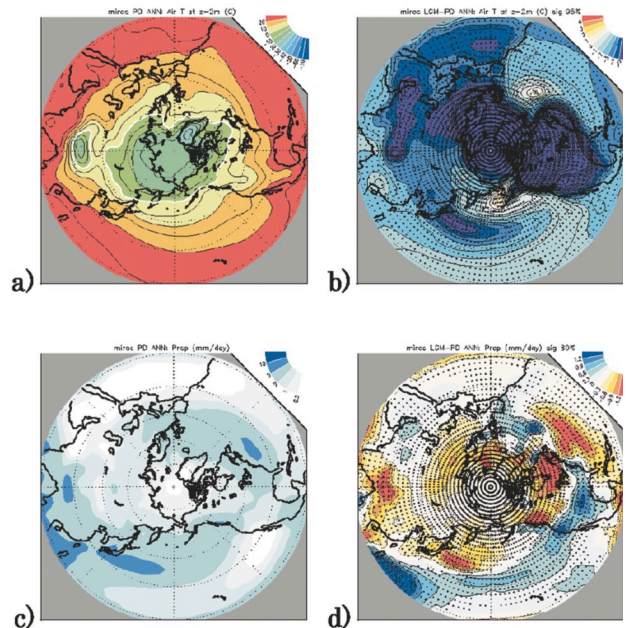


図2：MIROC3.2 モデルで再現された年平均の北半球の大気場。左列 (a, c) は現在気候、右列 (b, d) は LGM 気候の偏差（現在気候からの差；90%以上の有意な偏差を点で示している）。a), b) 地表面気温 (単位は°C), c), d) 降水量 (mm/日)。

温度の分布をみると(図略)、同じ領域で温度低下が顕著であった。有孔虫化石の酸素同位対比のデータを調べた研究<sup>23)</sup>では、太平洋において日本の東側で表層の海水温が顕著に下がる傾向が見られ、海洋の亜極前線が南下した可能性が指摘されている。このように地質データと似た傾向が GCM でも現れたことは、GCM が LGM の地域的な気候を再現できている可能性を示していると言える。

図 2 c, 2 d は年平均降水量の現在の値と LGM の偏差を示している。気温が下がると大気中の水蒸気量が減るので降水が減少する傾向が期待されるが、LGM の偏差を見ると乾燥傾向は確かに広い範囲に見られ、全球平均では年間 65 mm ほどの降水量の減少となった。日本を含む東アジア域でも降水量の減少傾向（赤色）が見られている。一方で低緯度太平洋から中緯度北米にかけては降水量が増加している傾向（青色）が見られる。このような乾燥・湿潤傾向は季節によってメカニズムが異なると考えられるため、この後の節で夏季と冬季に分けて見ていくことにする。花粉化石や湖の地質データは、LGM の時代に東アジアは乾燥しているが、北米の西岸は湿潤であったことを示しており、このような特徴も MIROC3.2 モデルで再現されていることは興味深い。

次に夏季 (6, 7, 8 月) 平均の大気場を見てみよう。図

3aは現在気候の海面気圧場を示す。夏季には大陸の方が海洋よりも温度が高くなるため、大陸上には低気圧（北半球では反時計回りの循環）、海洋上には高気圧（時計回りの循環）が形成するという現実の大気の特徴がGCMの実験でも再現されている。図3bはLGMの海面気圧偏差を示しているが、北米の水床上で強い高気圧性偏差（赤色）が見られる。本研究で着目する太平洋においては低気圧性偏差（青色）が見られ、夏季の太平洋上の高気圧が弱まることを示している。

図3cは現在気候における夏季の降水分布を示している。日本の周りでは南からの水蒸気輸送によって降水が多くなっている。水蒸気を輸送する南風は、太平洋の高気圧の西側、アジア大陸の低気圧の東側で起きている（図3a）。LGMでの夏季降水の偏差を見てみると（図3d）、年平均場で示されたような東アジアの降水減少傾向が夏季にも見られている。降水のダイナミクスを決める水蒸気収支を詳細に解析すると（図略）、LGMの東アジアでは南からの水蒸気輸送が減ったことが降水の減少に影響していることがわかった。この南風の弱まりは、海面気圧場で見た太平洋上の高気圧の弱まりと対応（高気圧性循環の西側は南風である）している。

冬季の循環は夏季とは異なった様相が見られる。図4aは冬季（12, 1, 2月）平均した現在気候の海面気圧場を示している。冬季には大陸よりも海洋の温度が高いため、海洋上に低気圧、大陸上に高気圧が形成するという

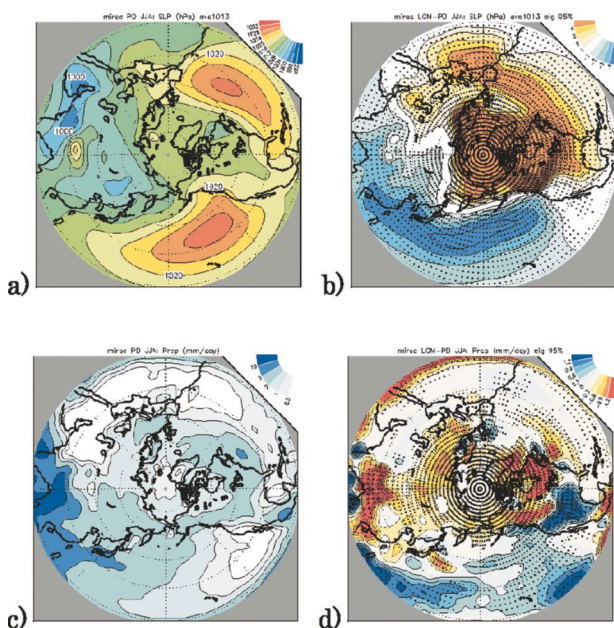


図3：MIROC3.2モデルで再現された夏季（6, 7, 8月）平均した大気場。左列（a, c）は現在気候、右列（b, d）はLGMの偏差。a), b) 地表面気圧（単位はhPa）、c), d) 降水量（単位はmm/日）

特徴がGCMでも良く再現されている。図4bはLGMでの海面気圧偏差を示しているが、太平洋では顕著な低気圧性傾向が見られ、冬季太平洋上のアリューシャン低気圧が強化したことを示している。アリューシャン低気圧が強化すると、その西側に位置する日本付近では北風が強まることになる。中国や日本海のダストの記録では、LGMの時代に冬季モンスーン（北風）が強化した可能性が指摘されており、MIROC3.2モデルの結果はこの特徴と整合的である。また、氷床をおいた北米大陸では高気圧性偏差、その東側の大西洋上では低気圧性偏差が見られる。これらの偏差が現れた原因に関しては、次章の感度実験の結果を踏まえて考察を行なう。

図4cは現在気候における冬季の降水分布を示している。冬季には太平洋の中緯度で降水が多い傾向が見られるが、これは前線を伴うような移動性低気圧が次から次

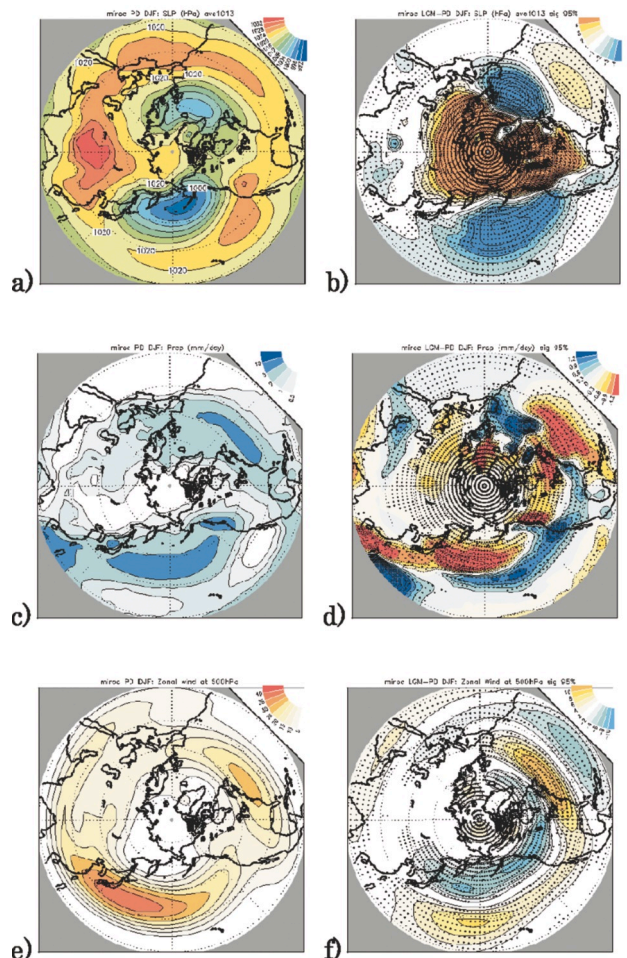


図4：MIROC3.2モデルで再現された夏季（6, 7, 8月）平均した大気場。左列（a, c）は現在気候、右列（b, d）はLGMの偏差。a), b) 地表面気圧（単位はhPa）、c), d) 降水量（単位はmm/日）、e), f) 上層500hPa面の東西風（単位はm/s）。

へと太平洋上を東に進み、その際に降水を多く起こすためである。このような移動性低気圧の通り道はストームトラックと呼ばれ、上層の強い西風（ジェット）と対応していることが知られているが、モデルではこの中緯度上層の西風ジェットの特徴も良く再現されている（図4e）。さて、LGMでの降水の変化を見てみると（図4d）、太平洋上では現在の中緯度降水帯の北側で降水の減少傾向、南側で増加傾向が見られている。このことは、降水帯自身がLGMの時代には南下していたことを意味している。LGMにおける上層の西風偏差を見ると（図4f）、現在の西風ジェットの北側で西風が弱まり（青色）、南側で強まる傾向（赤色）が現れていることから、西風ジェットも南下していたことが示されている。つまりLGMでは、西風ジェットの南下に伴って、ストームトラックも南下しており、さらにそれに伴って降水帯も南下していたという解釈ができる。中国や日本海でのダストの記録からは、LGMの時代に上層の西風ジェットが南下した可能性も指摘されているので、この特徴もMIROC3.2モデルの結果と整合的である。

### 3.2 複数のGCMによる実験結果の比較

前節ではMIROC3.2という1つのGCMの結果だけを紹介してきたが、実験結果はGCMで使われている物理過程の計算方法や解像度などによって、ある程度変わってくるのが考えられる。そこで、異なるGCMの結果を比較することで、どの特徴がより信頼できるのかを知る必要がある。図5はLGMにおける夏季の海面気圧偏差について、4つの異なるGCMの結果を示したものである（MIROC3.2モデルの結果は図3bに示されている）。この結果を見るとGCM間で海面気圧偏差の大きさやパターンにはある程度のばらつきがあることがわかり、1つのGCMの結果だけに基づいて定量的な値を議論することや1地点だけの地質データの値を比較することは、現在のGCMでは難しいことがわかる。しかしながら、比較的大きなスケールを定性的に見ると幾つかの共通点があることもわかる。例えば北米大陸の高気圧性偏差はどのGCMでも現れており、また、本研究で着目する太平洋上の低気圧性偏差も（程度の差はあるが）どのGCMでも見られていることがわかる。このように異なるGCMで共通して見られる特徴を地質データなどと比較しながら注意深く解析していけば、GCMはLGMの大気場を理解する上で有効な手法であると言えよう。なお、前節で述べたMIROC3.2モデルの結果は、なるべく多くのGCMで見られる特徴について取り上げている。

## 4. 感度実験によるメカニズムの理解

前章ではLGMにおける海面気圧偏差のパターンは大陸・海洋程度の大きなスケールで見ると各モデルで定性的には似た傾向が現れることが確認できた。太平洋では夏季にも冬季にも低気圧性偏差が現れており、日本付近の気候にも大きな影響を及ぼしたと考えられる。そのような気圧偏差のパターンはどのような要因によって引き起こされたかということを中心に考えていく。LGMと現在とでは氷床・CO<sub>2</sub>濃度・軌道要素の3つの設定を同時に変えて行なわれた。感度実験ではこれらの設定を個別に変えていくことにより、循環の変化に影響を及ぼしている要因を調べていく。

この章では数多くの実験を行なうため、海洋GCMを大気GCMに結合する代わりに、計算コストの小さい海洋混合層モデルを結合している。海洋混合層モデルでは海洋の循環の変化は考慮されず、海面からの熱のやり取りの変化だけが考慮されることになるが、本研究で着目している太平洋域では結果が定性的には変わらないことを確認している。また、以下では海面気圧を調べる代わりに、大陸・海洋スケールの循環の変化の関係がより明瞭に見られた850 hPa面のジオポテンシャル高度場の東西偏差場を調べることにする。850 hPa面高度場は対流圏下層の気圧場と概ね対応するので、海面気圧の表現との対応をわかりやすくするため、高度場が低いときに

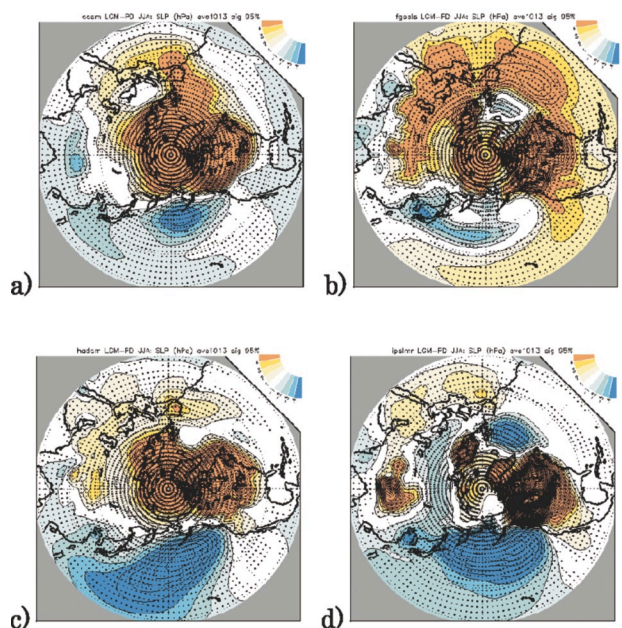


図5：複数のGCMによるLGMにおける夏季平均の海面気圧偏差（単位はhPa）a) CCSMモデル、b) FGOALSモデル、c) HadCMモデル、d) IPSLモデル

は低気圧性、高度場が高いときには高気圧性という表現を用いることにする。

まず夏季の 850 hPa 面高度場から見てみよう (図 6)。図 6 a は氷床・CO<sub>2</sub> 濃度・軌道要素の全ての効果を考慮した結果である。この場合は図 2 a の SLP 偏差で示されたように、太平洋上では低気圧性偏差が見られる。図 6 b, 6 c, 6 d はそれぞれ氷床, CO<sub>2</sub> 濃度, 軌道要素の効果を示している。これらを比較すると氷床の効果は太平洋上の低気圧性偏差を起すが, CO<sub>2</sub> 濃度, 軌道要素の効果は影響が小さいことがわかる。氷床は北米と北欧といった限られた場所に存在し, 太陽放射を反射したり風の変形したりするので, 東西方向に非一様な循環場の形成には影響が大きかったと考えられる。一方, CO<sub>2</sub> 濃度の減少は全球で一様に与えているため, 東西非一様な循環場への影響は相対的に小さい。ただし, 全球平均した気温低下への影響は CO<sub>2</sub> 濃度の効果が最も大きかった (図略)。軌道要素は現在と LGM との間では違いは小さく, 大気に与える影響は小さい。ただし, このことは軌道要素の変化が氷期間氷期のサイクルに重要でないということの意味しているのでは無いことは注意する必要がある。この研究では扱っていない氷床の成長過程を考える際には軌道要素が大きな影響を与えているので, 大気は氷床を通じて間接的に軌道要素の影響を受けていると考えることもできる。

なお, 氷床・CO<sub>2</sub> 濃度・軌道要素の単独の効果 (図 6 b, 6 c, 6 d) の結果を足し合わせても, 全効果の結果 (図 6 a) にならないが, これは大気システムが非線形であり単純な足し算が成り立たないことを意味している。感度実験の結果を解釈する際にはこの性質に注意を払う必要がある。

さて, 夏季の太平洋の循環場の変化には氷床の影響が大きかったわけであるが, 先にも述べたように氷床が大気に与える影響には主に 2 つの効果がある。一つは水面の高いアルベドが太陽放射を反射して地表面の温まりを弱めるという熱的な効果であり, もう一つは氷床の高い地形によって風の循環場が変形されるという効果である。この効果を切り分けるためにさらに 2 つの感度実験を行なった。1 つは氷床の地形は考慮せずにアルベドが高くなる効果だけを考慮し (北米と北欧に薄い氷を覆わせたようなイメージである), 氷床のアルベド効果を調べる実験である。もう 1 つはアルベドの変化は考慮せずに氷床の地形の効果だけを考慮し (北米と北欧に高い山岳を置くようなイメージである), 氷床の地形効果を調べる実験である。氷床アルベドの効果 (図 6 e) は太平洋の低気圧性偏差を形成しているが, 氷床地形の効果 (図 6 f)

は逆に高気圧性偏差を形成してしまっていることがわかる。このことから氷床アルベドの効果が太平洋での低気圧性偏差に影響していたと言える。

それでは北米氷床と北欧氷床のうち, どちらが太平洋に大きく影響を及ぼしていたのであろうか。図 6 g, 6 h はそれぞれ北米氷床と北欧氷床のアルベドの影響による

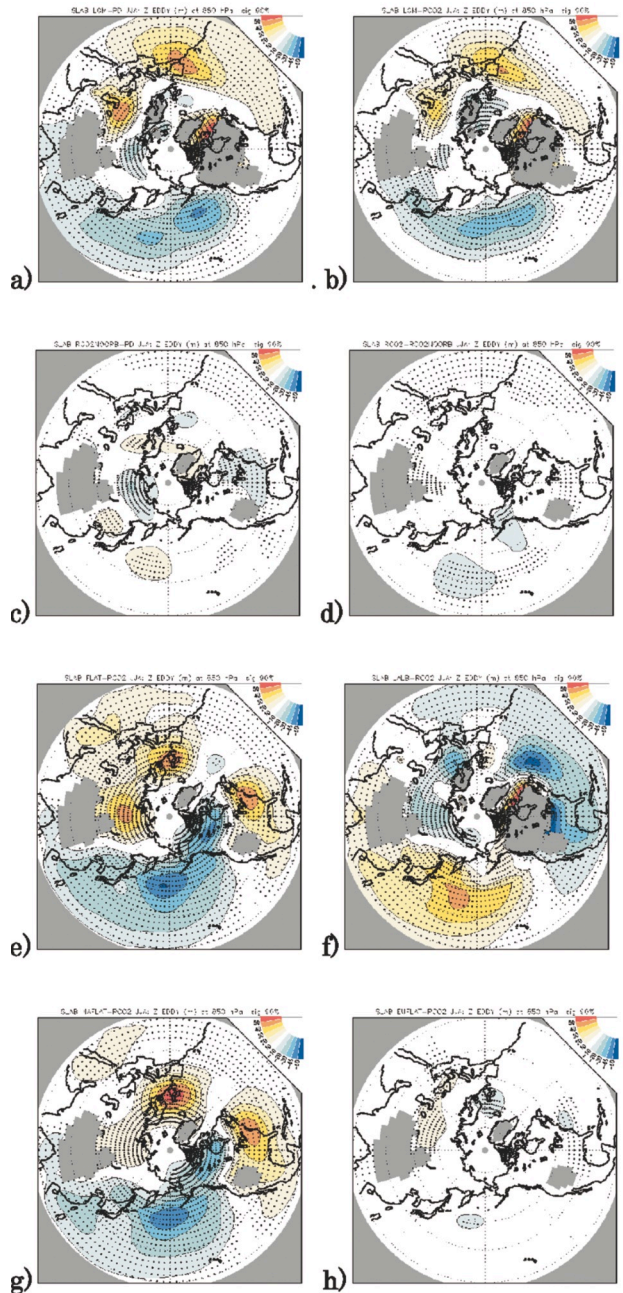


図 6 : 感度実験における夏季平均の 850 hPa 面ジオポテンシャル高度場の東西偏差 (東西平均場からの差; 単位は m)。a) 全ての効果, b) 氷床の効果, c) CO<sub>2</sub> 濃度の効果, d) 軌道要素の効果, e) 氷床のアルベドの効果, f) 氷床の地形の効果, g) 北米氷床だけのアルベドの効果, h) 北欧氷床だけのアルベドの効果

高度場偏差である。これを見ると北米氷床のアルベドの効果が太平洋の循環の変化に大きく影響していたことがわかる。

同様に冬季の循環の偏差に関しても感度実験の結果を調べてみた。図7は図6と同じ実験を冬季について示したものである。海洋混合層モデルでも冬季太平洋の低気圧性偏差は見られるものの(図7a), その傾向は少し弱いことから海洋循環の影響もある程度の影響があったと考えられる。氷床の効果(図7b), CO<sub>2</sub>濃度の効果(図7c), 軌道要素の効果(図7d)を比較すると、(弱いながらも)冬季でも氷床の効果が大きいことがわかる。また、氷床アルベドの効果(図7e)は太平洋での低気圧性循環を形成するが、氷床地形の効果は逆に高気圧性循環を形成している。ただし、LGMの偏差において(図7a)大西洋側で見られる低気圧性偏差は氷床地形の影響が大きく、これは冬季に中高緯度で強い西風が高い地形にぶつかると、その風下側で低気圧性循環を形成するという理論と整合的である。さらに氷床アルベドの効果を北米(図7g)と北欧(図7h)に切り分けたところ、北米の氷床アルベドの効果が影響していることがわかった。

以上のように、感度実験の手法では個々の要因を切り分けることで、どの要因が循環場の変化に最も影響を及ぼしているのかを調べることができ、理論的な研究と結びつけて考えていく手がかりとなる。

## 5. 考察とまとめ

本研究では大気海洋結合 GCM の MIROC3.2 が地質データと整合的な LGM の大気場をある程度再現できることを確かめた。年平均場では東アジアの降水減少(乾燥)傾向や北米西岸の降水増加(湿潤)傾向、また太平洋西部の中緯度で海水温低下のピークが見られた。夏季には東アジアで降水減少傾向が顕著であった。この原因は地質データからは調べるのが難しいが、GCMの結果を解析すると夏季の太平洋高気圧の弱まりに伴い、東アジアで南からの水蒸気輸送が減ったことが一つの原因であると考えられる。冬季にはアリューシャン低気圧が強まる傾向が見られ、冬季東アジアモンスーンが強かったと解釈されるダストの記録と整合的である。また GCM の結果で見られた上層の西風ジェットの下下も、ダストの記録の解析で指摘されている。PMIP2 プロジェクトでは GCM と地質データの比較も様々な領域について、世界各国の研究機関によって 2005 年 4 月から解析されているところであるが、我々のグループは東アジア・太平洋域を重点的に調べている。

PMIP2 プロジェクトでの複数の GCM の結果と比較すると大陸・海洋スケールでは多くの GCM で整合的となるいくつかの循環場の特徴が見られた。しかし、特に小さなスケールになるほど GCM 間でばらつきが大きいため、限られたサイトの地質データと比較する際には注意が必要である。

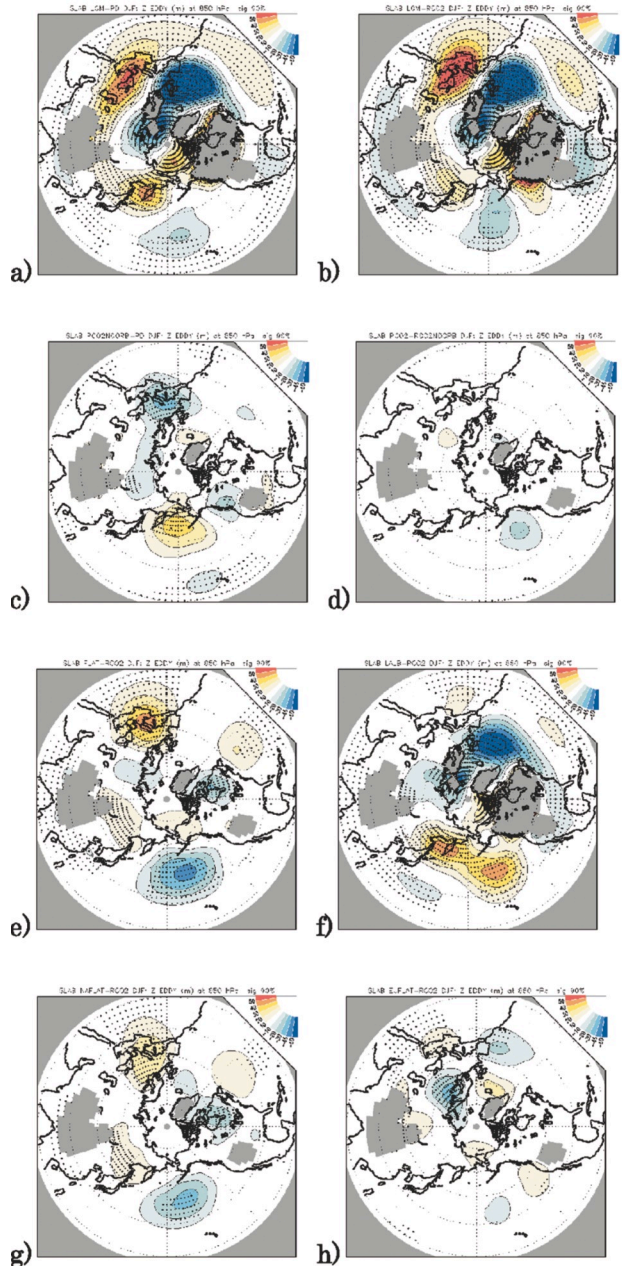


図7：感度実験における冬季平均の850 hPa面ジオポテンシャル高度場の東西偏差(、東西平均場からの差；単位はm)。a) 全ての効果、b) 氷床の効果、c) CO<sub>2</sub>濃度の効果、d) 軌道要素の効果、e) 氷床のアルベドの効果、f) 氷床の地形の効果、g) 北米氷床だけのアルベドの効果、h) 北欧氷床だけのアルベドの効果

本研究で着目した太平洋上の循環変化を起こす要因を調べるために、個々の要因を切り分けて考慮する感度実験を行なった。夏季の太平洋上の低気圧性偏差は現在気候で見られる太平洋高気圧の弱まりを示しているが、感度実験の結果では、北米のアルベドが変化したことが最も大きな要因であった。太平洋高気圧の理論的な研究では、夏季に温められた北米の陸面から下層大気への顕熱フラックス（熱の輸送）があることが重要であると指摘する研究があるが<sup>24)</sup>。北米氷床のアルベドの効果を調べた本研究の感度実験では、高いアルベドによって太陽放射が反射され、陸面が温められにくくなった結果、北米での顕熱フラックスの減少が見られおり、理論的な研究で指摘されている関係と整合的である。

冬季の太平洋上の低気圧性偏差は現在気候で見られるアリューシャン低気圧の強化を示しているが、感度実験の結果では、やはり北米のアルベドの影響が大きな要因であった。しかし、冬季はもともと太陽放射が少ないためアルベドの効果が大きな影響があるとは考えにくい。事実、太平洋上の偏差はかなり不明瞭であるし、また、海洋の熱的な相互作用を無くした感度実験をさらに行なった結果、この傾向は現れなかった。このことは海洋が熱を蓄えることによって他の季節の影響を引きずるなど、海洋の熱的フィードバックも関係したメカニズムであると考えられるが、詳細は今後の課題である。本研究の対象ではないが、冬季の大西洋において北米氷床の地形の効果で風下側に低気圧性循環が形成したことは、理論的な研究と良く対応しており、感度実験がメカニズムを理解するうえで有効な手法であることを示している。LGMに関する感度実験の手法は先行研究でも幾つか行なわれているが、我々のグループでは東アジア・太平洋海域を中心に解析を行なっていることが特徴である。

ところで、LGMの冬季の偏差場で見られたアリューシャン低気圧の強化、上層の西風ジェットの南下、中緯度での西部太平洋の海面水温低下（図略）のパターンの関係は、現在の太平洋の数十年スケールの変動のパターンと良く似ている<sup>25)</sup>ので、数十年スケールの変動の研究と比較して解析を進めれば、様々な時間スケールの気候変動の共通点・相違点という観点から気候を理解していくことも期待される。

以上のようにGCMを用いた古気候の研究では、3次元の大気構造の情報が得られることで、地質データとの比較や他の気候変動との関連性について理解を深めていくことが可能である。また、感度実験の手法は、大気場の変化を引き起す要因を特定し、理論的な研究に基づいて古気候を理解するのに有効である。一方でGCMの再

現は現状では必ずしも全面的に信頼できるものでもないので、地質データやGCM間の比較などによって結果の信頼性をチェックすることも重要である。逆に、地質データとの比較によって現在用いているGCMの問題点を改良していければ、温暖化予測の実験などの精度を高めていくことも期待される。

#### 謝辞：

本研究の一部は、21世紀COEプログラム「多圏地球システムの進化と変動の予測可能性——観測地球科学と計算地球科学の融合拠点の形成——」、および、文部科学省科学研究費補助金 基盤研究(B)「階層的気候モデリングによる氷期交代メカニズムの研究」(課題番号：16340136)の補助を受けた。本研究の計算には地球シミュレーターと国立環境研究所のSX-6を利用した。PMIP2に関係する複数の大気海洋結合GCMの比較には、LSCEのデータベースを利用した。

#### 参考文献

- 1) K. E. Kohfeld and S. P. Harrison, *Quat. Sci. Rev.* **19** (2000) p.321
- 2) S. Donghuai, *Global and Planetary Change* **41** (2004) p.63.
- 3) 阿部彩子・増田耕一, 「岩波講座地球惑星科学 11 気候変動論」, 岩波書店 (1991) 第4章 p.103
- 4) <http://www-lsce.cea.fr/pmip2>.
- 5) S. Manabe and D. G. Hahn, *J. Geophys. Res.* **82** (1977) p.3889
- 6) D. Rind, *J. Atmos. Sci.* **43** (1986) p.3
- 7) A. J. Broccoli and S. Manabe, *Clim. Dyn.* **1** (1987) p.87
- 8) P. Braconnot, S. Joussaume, N. de Noblet and G. Ramstein, *Global and Planetary Change* **26** (2000) p. 51
- 9) N. M. J. Hall, P. J. Valdes and B. Dong, *J. Clim.* **9** (1996) p.1004
- 10) M. Kageyama, P.J. Valdes, G. Ramstein, C. Hewitt and U. Wyputta, *J. Clim.* **12** (1999) p.742.
- 11) A. Kitoh and S. Murakami, *Geophys. Res. Lett.* **28** (2001) p.2221
- 12) C. D. Hewitt, R. J. Stouffer, A. J. Broccoli, J. F. B. Mitchell and P. J. Valdes, *Clim. Dyn.* **20** (2003) p.203.
- 13) S. I. Shin, Z. Liu, B. Otto-Bliesner, E. C. Brady, J. E. Kutzbach and S. P. Harrison, *Clim. Dyn.* **20** (2003)

- p.127.
- 14) M. Kageyama, A. Laine, A. Abe-Ouchi, P. Braconnot, E. Cortijo, M. Crucifix, A. de Vernal, J. Guiot, C. D. Hewitt, A. Kitoh, M. Kucera, O. Marti, R. Ohgaito, B. Otto-Bliesner, W. R. Peltier, A. Rosell-Mele, G. Vettoretti, S. L. Weber and Y. Yu, MARGO Project Members, *Quaternary Sci. Rev.* **25** (2006) p.2082
  - 15) V. Masson-Delmotte, M. Kageyama, P. Braconnot, S. Charbit, G. Krinner, C. Ritz, E. Quilleyardi, J. Jouzel, A. Abe-Ouchi, M. Crucifix, R. M. Gladstone, C. D. Hewitt, A. Kitoh, A. N. LeGrande, O. Marti, U. Merkel, T. Motoi, R. Ohgaito, B. Otto-Bliesner, W. R. Peltier, I. Ross, P. J. Valdes, G. Vettoretti, S. L. Weber, F. Wolk and Y. Yu, *Clim. Dyn.* **27** (2006) p. 437
  - 16) S. L. Weber, S. S. Drijfout, A. Abe-Ouchi, M. Crucifix, M. Eby, A. Ganopolski, S. Murakami, B. Otto-Bliesner and W. R. Peltier, *Clim. Past*, submitted.
  - 17) H. Hasumi and S. Emori, *K-1 Tech. Rep.* **1** (2004) p.34.
  - 18) T. Nakajima, M. Tsukamoto, Y. Tsushima, A. Numaguchi and T. Kimura, *Appl. Opt.* **39** (2000) p. 4869.
  - 19) G. L. Mellor and T. Yamada, *Rev. Geophys.* **20** (1982) p.851.
  - 20) H. Le Treut and Z. X. Li, *Clim. Dyn.* **5** (1991) p.175
  - 21) D. M. Pan and D. A. Randall, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **124** (1998) p.949.
  - 22) W. R. Peltier, *Ann. Rev. of Earth and Planetary Sci.* **32** (2004) 111-149.
  - 23) T. Oba and M. Murayama, *J. Quaternary Sci.* **19** (2004) p.335
  - 24) T. Miyasaka and H. Nakamura, *J. Clim.* **18** (2005) p.5046.
  - 25) H. Nakamura, T. Sampe, Y. Tanimoto and A. Shimpo, *Geophys. Monograph* **147** (2004) p.329  
(2006年11月17日 改訂受付)

---

**Atmospheric circulation over East Asia and the North Pacific at the Last Glacial Maximum: Simulation using a General Circulation Model**

Wataru Yanase  
Center for Climate System Research, The University of Tokyo

Ayako Abe-Ouchi  
Center for Climate System Research, The University of Tokyo  
Frontier Research Center for Global Change

abstract:

General circulation models have been used to simulate the atmosphere at the last glacial maximum, the age of large-scale ice-sheets, and reduced CO<sub>2</sub> content. In the present study, we focus on atmospheric circulation over East Asia and the North Pacific. The coupled atmosphere-ocean model reproduces a number of characteristics that are consistent with geological records, including the dry signal over East Asia and the southward shift of the upper-level westerly jet. A number of different models produced consistent changes in circulation over the North Pacific. Sensitivity experiments reveal that the albedo effect of the ice sheet over North America has a significant influence on atmospheric circulation over the North Pacific.

**柳瀬 亘**

〒277-8568 千葉県柏市柏の葉 5-1-5 総合研究棟  
東京大学・気候システム研究センター  
Tel: 04-7136-4393 Fax: 04-7136-4375  
e-mail: yanase@ccsr.u-tokyo.ac.jp

**阿部彩子**

〒277-8568 千葉県柏市柏の葉 5-1-5 総合研究棟  
東京大学・気候システム研究センター  
Tel: 04-7136-4405 Fax: 04-7136-4375  
e-mail: abeouchi@ccsr.u-tokyo.ac.jp