

古気候モデリング*

阿 部 彩 子**・山 中 康 裕***

1. はじめに

地球科学の古気候 (paleoclimate) 研究の分野は、過去の気候環境を復元し、その変動メカニズムを明らかにすることを目的としている。従来の地質学的研究手法に加えて物理学的手法が盛んに開発されたことで、この分野の研究が大いに進んだ。とくに、「なぜ」「いかに」を明らかにするための気候変動に関するコンピュータシミュレーション (数値モデリング) の手法は新しい。これを通じて、気候状態の変化のメカニズムを明らかにすることが期待されるが、同時に実際過去に起こった気候変化の再現を通じて気候モデルの信頼性を増すという期待もある。ここでは、筆者らが関わる古気候モデリングのテーマを3つの話題に絞って紹介し、今後の課題について考えてみたい。

その前に、地球史をおおまかにとらえて、氷河期のような寒冷な状態と氷がほとんどないような温暖な状態とを行き来するような気候変動について見てみよう。一口に氷河期といっても2種類あり、それらのメカニズムが本質的に異なることが明らかになりつつある。その1つはつい最近は石器時代の環境として知られているもので、数万年から10万年ごとに繰り返り起こったので、氷期・間氷期サイクルと呼ばれている。もう1つは、大陸規模の氷河 (以下、氷床) が広範囲に存在している時代と、ほとんど全くない時代とを数億年ごとに繰り返す変化であり、氷河時代と無氷河時代の交代である。なかでも6億年から10億年前には地球全体が凍結するほど寒冷だったと考えられるように

なった。現在は南極とグリーンランドにだけ氷床が存在しているので、「氷河時代の中の間氷期」ということになる。ちなみに、3000万年ほど前には南極氷床が、300万年ほど前には北半球にも氷床が出現し、2万年前の最終氷期最盛期 (以下、LGM) を最後として現在の間氷期に至った。さらに、人為起源の地球温暖化が懸念されている地球の将来、氷期が来なくなるのか、無氷河時代になるのか、という議論もある。

この2種類の氷河期交代は、時間スケールが異なるだけでなく事実の解明の程度が違っているため、気候モデリングの方法も異なっている。例えば、「全球凍結」と言われる現象については、本当に海水面がすべて凍ったという証拠がないことなどから、地球全体が凍結したというのは今のところ「仮説」とされている。さらに、そのようなほぼ全地球が氷に覆われるほどの寒冷化がなぜ地球を何度も襲ったのかに関して、いまだ謎の部分も多い。こうした気候変動は外部要因の候補が地球内部の要因や生命進化など複数あり¹⁾、その候補のどれがもっともらしいかについて、簡易気候モデルを用いて調べるような研究が進められている。

一方、比較的最近の気候変動については、海底の泥の堆積物の掘削データ (海底コア)、地上の氷河の痕跡を示す地形学的データ、さらに湖沼や砂漠の堆積物、グリーンランドや南極の氷床の掘削データ (氷床コア) など、地域的にかなり詳細な古気候データが得られている。また、外的要因についても、究極的な原因としての候補は絞られてきているほか、当時の大気組成などについても氷床コアの分析からわかってきている²⁾。よって、モデリング研究における問題設定の仕方は多様で、将来予測に用いる複雑な気候モデルの検証をするような研究すら始まっている^{3,4,5)}。

2. 氷期・間氷期サイクル

数万年から10万年で交代した氷期・間氷期サイクルの外的要因としては、地球の公転や地球の自転を決め

* Paleoclimate modeling.

** Ayako ABE-OUCHI, 東京大学気候システム研究センター/海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター。

*** Yasuhiro YAMANAKA, 北海道大学大学院地球環境研究院/海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター。

© 2007 日本気象学会

る天文学的パラメータ（以下、地球軌道要素という）の変化が挙げられる²⁾。これは、この計算を最初にまとめた天文学者ミランコビッチが1920年から主張していたことではあるが、地球軌道要素と気候変化の周期性とのよい一致を示す詳細な海底コアデータが揃って、本格的な議論が始まったのは1970年代後半からである。今日では、氷期・間氷期サイクルは、果たして軌道要素のちょっとした変化に伴う入射太陽放射量の緯度分布や季節分布の変動によるものなのか、あるいは気候システム内部の非線形性でほとんど定量的に説明がつくかどうか議論に移っている。

さらに、地球軌道要素の変化だけではどうしても説明できないことが続々見つかっている。例えば、100万年前頃から気候変化の卓越周期が4万年から10万年周期に変わったことがわかってきた²⁾が、その前後で変動特性に顕著な差異のない日射変動だけではそれを説明できない。また、氷期・間氷期サイクルに伴う時間発展は、日射変動のように増減が正弦波的に対称におこるのではなく、時系列が「のこぎり型」になっている。即ち、氷期の寒冷化はゆっくりとしたものだったのが間氷期に向かう温暖化はより急激であるという強い非対称性があるのだが、それも説明されていない。また、過去42万年間の氷床コアに含まれる気泡の分析から、氷期・間氷期サイクルにおいて大気中の二酸化炭素濃度が80から100 ppmの幅で変動したことがわかってきた⁶⁾。1980年代に発見されたこの濃度変化により、温室効果気体の変化が原因で氷期・間氷期サイクルが生じたという説⁷⁾が一時は有力になり、ミランコビッチの提唱した軌道要素の変化がそもそもの原因であることすら忘れられかけたような勢いであった。

これまで用いられた数値氷床モデルの多くは、数学的に見通しよく簡略化された気候モデルや、大気の大循環モデル（GCM）よりも簡便な大気モデルを結合した2次元の氷床モデルであった。だが、最近我々は3次元氷床モデルを組み込んだ新しい気候モデルのアプローチで現実的な氷床変動の再現を試みて10万年周期の再現に成功した⁸⁾。氷床変動に対する強制やフィードバックメカニズムは大気GCMを用いて見積り、その情報に加え、軌道要素変化と大気中二酸化炭素濃度の変化を入力として3次元氷床力学モデルを駆動した。氷床の10万年周期変動は10万年周期の大気中二酸化炭素濃度の変化が原因とも言われているが⁷⁾、このモデルではその二酸化炭素濃度の変動がなくても10万年周期変動は出現する。これは気候システム内部のフィードバックの重要性を示唆する結果であるが、軌道要素のうち離心率と地軸傾斜角、歳差運動の組合せ具合も重要である。さらに軌道要素に対する氷期サ

イクルの経過過程は定常状態と著しく異なる非定常な状態の軌跡であることを示している。約100万年以前は4万年周期変動であったことや、その後それが10万年周期に変調するには大気中二酸化炭素の平均的濃度の低下がわずかにあれば済むことなど、データと整合的な説明がつけられた。大気中の二酸化炭素濃度の変動は、この氷期サイクルの振幅を1.5から2倍に増幅させ、南半球を含む全球的な気温低下に貢献し得る⁹⁾という意味で重要であろう。

3. 氷期・間氷期サイクルに伴う大気中の二酸化炭素濃度変動

氷期・間氷期サイクルに伴って大気中の二酸化炭素濃度が変動していたことが明らかになったが、その変動要因はまだよく分かっていない。ただし、海洋が関係していることは明らかである¹⁰⁾。もし陸上植生・土壌中の炭素貯蔵量の増加によって大気中二酸化炭素濃度の100 ppmの低下（即ち、炭素量にして200 PgC；Pgは 10^{15} g）がもたらされたと仮定した場合、大気・海洋間の分配を考慮すると、陸上の炭素貯蔵量が現在の約2倍に増加したと考えなければならない。だが実際には、LGMにおいて陸上の炭素貯留量は減少したと考えられる。海水の $\delta^{13}\text{C}$ の変化を陸上の炭素貯留量減少に伴うものと仮定すると、それは最大500 PgCの減少と間接的に見積られ¹¹⁾、大気中の二酸化炭素濃度を40 ppmほど上昇させる効果がある¹²⁾。

LGMにおける大気中の二酸化炭素濃度低下の説明が数多くなされている^{12,13)}。最も確実に見積ることができるのは、LGMにおける海面水温と海面塩分の変化の効果である。海水温の低下（低緯度では観測からの見積りの上限である5度の低下；高緯度では結氷点までの低下）を仮定した簡略化モデルでも30 ppmの低下であり、海水準の低下に伴う塩分増加の効果は7 ppmと見積られている¹⁴⁾。ここまでの海面水温と海面塩分の変化、および、陸上の炭素貯蔵量の減少を考えると、むしろ大気中の二酸化炭素濃度は増加したと考えなければならない。

低緯度における海洋生物生産量の増加¹⁰⁾、もしくは、有機炭素に対する炭酸カルシウムの生産比（以下ではrain比）の減少¹⁵⁾によって、大気中の二酸化炭素濃度を減らすことが可能である。だが、海底堆積コアから得られたライソクライン（炭酸カルシウムの保存深度；それ以深では炭酸カルシウムが堆積物中に保存されない）の変化¹⁶⁾と整合的な範囲内で、氷期の大気中の二酸化炭素濃度減少の全てを説明することには成功していない^{12,13)}。

単純なボックスモデルを用いた初期の研究で、大気中の二酸化炭素濃度が高緯度海域における深層水形成

や生物生産に敏感であることが示された^{17,18)}。LGMにおける南極海は夏季も冬季も現在よりも広く海水に覆われており、大気中の二酸化炭素濃度低下に海水や南極海表層の成層強化¹⁹⁾などが効いていた可能性が指摘されている。しかし、ボックスモデルとは異なり、海氷の効果は海洋 GCM を用いた実験では余り大きくない²⁰⁾。この違いは、ボックスモデルが深層水形成過程を簡略化し過ぎているために起こる。むしろ、海水の増加によって生物生産が減少する効果などの方がより重要である²¹⁾。

また、高緯度海域では、栄養塩の 1 つである鉄が現在では欠乏状態にあるが、LGM においてはダストによる鉄供給増加があり、それにより生物生産が増加し、その影響で大気中の二酸化炭素濃度が低下した可能性が指摘されている²²⁾。しかしながら、もし生物生産が増加したとすれば、海洋深層で有機物が多量に分解し溶存酸素が大幅に減少したはずであるが、そのような証拠は見つかっておらず、この説は否定的な状況にある。Bopp *et al.*²³⁾は、全球海洋生態系モデルを用いて、氷期におけるダスト増加に伴う大気中の二酸化炭素濃度の減少は 15 ppm 程度、最大でも 30 ppm 以下と見積っている。他にも様々な仮説が提唱されているが、氷期における大気中の二酸化炭素濃度の 80 から 100 ppm もの低下を単一のメカニズムだけで説明することは出来ていない。むしろ、複数のメカニズムが組み合わさって起きたと考えた方が無理がない、というのが最近の流れである。

一方、単純なボックスモデルよりも、より現実的な簡略化モデルや海洋 GCM により、生物活動に伴う様々な過程をより詳細に扱う努力が最近なされるようになった。例えば、植物プランクトンのグループを明示的に取り扱った海洋生態モデルで、現在の海洋で見られるような rain 比の温度依存性を考慮することによって、大気中の二酸化炭素濃度の 30 ppm の低下を説明し得るという研究もある²⁴⁾。また、海底堆積過程による炭酸カルシウムの補償を明示的に取扱うことで、ライソ・クラインの変化と整合的な範囲で、大気中の二酸化炭素濃度のかかなりの低下を説明できるとする研究結果も最近得られた。

4. 北大西洋への淡水流入に応答する気候変化

グリーンランド氷床から掘削された深層氷床コアの酸素同位体比分析から、北大西洋周辺では時折大きな気候変化がかなり急激に起きていたことが明らかになってきた。LGM からの回復期に当たる約 12000 年前ころに 1000 年間ほど現れた「ヤンガー・ドライアス寒冷イベント」がその典型例である^{25,26)}。さらに、氷期においても、数千年くらいで徐々に寒くなつては、

その後数十年から数百年で一気に暖かくなるという比較的短い周期の変動が見つかっている²⁷⁾ (ダンスガード・オシュガー振動 (D-O 振動))。その後、D-O 振動の長期変調に同期するかのようにより、氷山が一気に北大西洋に押し出された現象が見つかり²⁸⁾、「ハインリッヒイベント」と呼ばれている。因果関係はまだはっきりしないものの、氷床から押し出された氷山に伴うこうした大気海洋系の変動²⁹⁾は将来の地球温暖化予測にも関連しているので、そのメカニズムの解明が待たれている。

D-O 振動については、「何らかの原因で増加した淡水流入の影響で、北大西洋高緯度での海水の沈み込みが抑制され、その結果北大西洋の熱塩循環が弱まって、その周辺の気温が低下した」という説 (淡水流入起源説) が考えられている²⁾。既に、簡易気候モデルや大気海洋結合 GCM (CGCM) を用いて、定性的ながらその再現が試みられている³⁰⁻³⁶⁾。しかし、1) グリーンランド付近では、なぜ気温変動の振幅が 10°C 近くに達するほど大きいのか、2) 寒冷化の後の気温上昇がなぜ急激なのか、3) このようなことは将来も起こり得るのか、4) どうして氷期後半において数千年周期で起こったのか、5) 他の地域での応答が説明できるのか、6) なぜ淡水流入が増えたのか、などが未解明のためまだ淡水流入起源説は仮説に過ぎず今後の検証が必要である。

北大西洋の熱塩循環の振舞が表層への淡水流入に敏感であることは、近年の数値モデル研究 (いわゆる CMIP の「water hosing 実験」) から示されている^{30,31)}。どのモデルでも淡水流入が 0.1 Sv から 1 Sv (スベルドリップ: 毎秒 10⁵ から 10⁶ トンの流入量) もあれば、北大西洋の熱塩循環が著しく弱まり、周辺に気候の寒冷化をもたらす。熱塩循環が弱まるときはゆっくりだが強まるときは速いという性質を考察するため、縦軸に熱塩循環の強度、横軸に淡水流入量として採りうる状態をプロットした研究がいくつかある³²⁻³⁴⁾。すると、ある範囲で熱塩循環強度について多重平衡解が現れ、D-O 振動は多重平衡解の間の遷移のため急激な変化が起こるように見えるという説明がされた。ただし、現在の気候状態は多重平衡の領域にあっては D-O 振動は海洋熱塩循環強度の多重平衡解の間の遷移の現れとは限らないだろう。さらに、この多重平衡解の採り得る範囲 (多重平衡解の構造) が背景の平均的な気候状態 (氷期か間氷期か) によって異なるということから、氷期と間氷期との間の気候変動性 (climate variability) の違いを説明しようと試みたモデル研究もある³⁵⁾。ただし、多重平衡解の構造はモデルによってかなり異なっており³⁶⁾、多くのモデル実験では、多重平衡解を求める際に真に定常

解に達しているかを見極められるほどの長時間積分をしていないため、気候系の非定常の性質に反応の遅れがあるために生じる「ヒステリシス（履歴現象）」との区別が付き難い。また、氷期と間氷期とでなぜ多重平衡解の構造が異なるのか、その理由は不明である。さらに、氷期状態と言っても、大気中の二酸化炭素濃度の低下に伴うグローバルな寒冷化が重要なのか、あるいは氷床の空間的広がりがより重要なのかについても説明がつけられていない。我々が最近行った実験では、氷床の存在の有無が熱塩循環の弱いフェーズからの回復の仕方や時間発展に大きく影響した可能性が示されている。このようなことは、ただ多重平衡解の構造をみているだけではわからない。

D-O 振動などに北大西洋の熱塩循環の性質が大きく関わっているとしても、その影響がどのような過程を通じて気温などの気候状態に現れるのかについては、まだモデル依存性が大きく、その実態の解明は淡水流入起源説を確定するためにも今後の課題として残されている。例えば、簡易気候モデル³⁵⁾では、寒冷化の程度が小さかったり、太平洋など他地域での変化が再現されなかったりなど、古気候データと矛盾する点が残っている。CMIP の water hosing 実験比較では、CGCM は簡易モデルに比べて、より少ない熱塩循環の変化に伴い比較的現実に近い気温変化が得られることが示された³¹⁾。それでも、注入淡水量を非現実的に多く（1 Sv）しない限り、淡水流入の影響の広がりが弱く南半球での昇温が再現されないなどの課題が残されている。最近我々は、氷期状態と間氷期状態それぞれにおいて淡水流入を設定する実験を行なった。その結果、現実的な淡水流入量にて急激な気候変化や南北非対称な気温応答分布や他地域の気候分布を再現した。これは、(1) 氷床状態を基本場として融け水を入れたこと、(2) EMIC でなく GCM を用いたことによる。さらに、基本場が温暖で海水が張らないような間氷期気候の状況では、同じ融け水があったとしても過去の氷期のような急変が起こらないことも示した。以上のように、過去の気候の再現とそのメカニズムを示すことは気候モデルの信頼性の向上にもつながるだけでなく、過去、現在、将来の気候の位置づけを行なう上でも科学的に大変重要だと考えている。

参考文献

- 1) 阿部 豊, 田近英一, 2007 : 天気, **54**, 5-8.
- 2) 阿部彩子, 増田耕一, 1996 : 気候変動論, 岩波書店, 103-156.
- 3) Braconnot, P. *et al.*, 2007 : *Climate of the Past*, **3**, 261-277.
- 4) Braconnot, P. *et al.*, 2007 : *Climate of the Past*, **3**, 279-296.
- 5) Hargreaves, J. C. *et al.*, 2007 : *Climate of the Past*, **3**, 77-87.
- 6) Petit, J. R. *et al.*, 1999 : *Nature*, **399**, 429-436.
- 7) Shackleton, N. J., 2000 : *Science*, **289**, 1897-1902.
- 8) Abe-Ouchi, A. *et al.*, 2007 : *Climate of the Past*, **3**, 423-438.
- 9) Broccoli, A. J. and S. Manabe, 1987 : *Climate Dyn.*, **1**, 87-99.
- 10) Broecker, W. S. *et al.*, 1982 : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**, 1689-1705.
- 11) Matsumoto, K. and J. Lynch-Stieglitz, 1999 : *Paleoceanogr.*, **14**, 149-163.
- 12) Archer, D. *et al.*, 2000 : *Rev. Geophys.*, **38**, 159-189.
- 13) Sigman, D. M. and E. A. Boyle, 2000 : *Nature*, **407**, 859-869.
- 14) Matsumoto, K. *et al.*, 2002 : *Global Biogeochem. Cycles*, **16**, doi : 10.1029/2001GB001442.
- 15) Archer, D. and E. Maier-Reimer, 1994 : *Nature*, **367**, 260-263.
- 16) Farrell, J. W. and W. L. Prell, 1989 : *Paleoceanogr.*, **4**, 447-466.
- 17) Sarmiento, J. L. and J. R. Toggweiler, 1984 : *Nature*, **308**, 621-624.
- 18) Wenk, T. and U. Siegenthaler, 1985 : In "The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂ : Natural Variations Archean to Present, (Sundquist, E. T. and W. S. Broecker, eds.)", AGU, Washington, D. C., 154-162.
- 19) Toggweiler, J. R., 1999 : *Paleoceanogr.*, **14**, 571.
- 20) Toggweiler, J. R. *et al.*, 2003 : *Global Biogeochem. Cycles*, **17**, 1026, doi : 10.1029/2001GB001401.
- 21) Kurahashi-Nakamura, T. *et al.*, 2007, *Geophys. Res. Lett.*, in press.
- 22) Martin, J. H. *et al.*, 1990 : *Paleoceanogr.*, **5**, 1-13.
- 23) Bopp, L. *et al.*, 2003 : *Paleoceanogr.*, **18**, 1046, doi : 10.1029/2002PA000810.
- 24) Matsumoto, K. *et al.*, 2007 : *J. Geophys. Res.*, **112**, doi : 10.1029/2006JG000187, 2007.
- 25) Rind, D. *et al.*, 1986 : *Climate Dyn.*, **1**, 3-33.
- 26) Zahn, R., 1992 : *Nature*, **356**, 744-745.
- 27) Oeschger, H. and C. C. Langway (eds.), 1989 : *The Environmental Record in Glaciers and Ice Sheets*, Wiley, 400pp.
- 28) Heinrich, H., 1988 : *Quaternary Res.*, **29**, 142-152.
- 29) Bond, G. *et al.*, 1993 : *Nature*, **365**, 143-147.
- 30) Manabe, S. and R. Stouffer, 1997 : *Paleoceanography*, **12**, 321-336.
- 31) Stouffer, R. *et al.*, 2006 : *J. Climate*, **19**, 1365-1387.
- 32) Stommel, H., 1961 : *Tellus*, **13**, 224-230.
- 33) Stocker, T. F. and D. G. Wright, 1991 : *Nature*, **351**, 729-732.
- 34) Rahmstorf, S., 1995 : *Nature*, **378**, 145-149.
- 35) Ganopolski, A. and S. Rahmstorf, 2001 : *Nature*, **409**, 153-158.
- 36) Schmittner, A. *et al.*, 2002 : *Science*, **295**, 1489-1493.