氷床コアから探る第四紀後期の地球システム変動

川 村 賢 二*

第四紀後期の古気候研究において、氷床コアは重要な役割を果たしてきた。特に、南極やグリーンランドで深層掘削された氷床コアからは、温室効果気体の濃度が氷期—間氷期の気候変動を強める方向に変動したことや、氷期の間には急激な気候変動が幾度も起こっていたことを明らかにしてきた。日本が独自に掘削したドームふじ氷床コアからは、気泡の酸素濃度 (O_2/N_2) が現地の夏期日射量を物理的メカニズムにより記録していることを用いて、そのオービタルチューニングにより、過去 34 万年間にわたる年代決定の精度を 2,000 年程度へと飛躍的に高めることに成功した。この年代は、地球軌道要素からの強制力に対する、グローバルな環境変化のタイミングの把握と、メカニズムの理解に向けた有力な手がかりを与える。ここでは、南極氷床コアから氷期—間氷期変動のメカニズムを考察するために必要となる、気候変動と CO_2 変動との関係や、南極の気候変動と他地域の変動との関係、時間スケールの異なる変動間の関連など、筆者が Nature に掲載した論文では省略せざるを得なかった多くの点を含めて解説する。異なる時間・空間スケールの変動を総合的・有機的に捉えることで、南極の気候変動のタイミングが 10 万年周期の氷期—間氷期サイクルに関するミランコビッチ理論と整合的であることを示す。今後は、第 2 期ドームふじ氷床コアにより、正確な年代をさらに延ばしていくことと、間氷期前後の詳細な解析が重要になる。

キーワード：極域氷床コア、南極ドームふじ、氷期—間氷期サイクル、ミランコビッチ理論、千年スケールの気候変動、急激な気候変動、 CO_2 濃度、 O_2/N_2 年代決定

I. はじめに

人間活動による地球規模の気候変化が顕在化してきている現在において、将来の地球気候の予測精度を高め、さらには地域気候への影響を評価するためには、大気—海洋—氷床—生物圏を含む地球システムの全体像の把握と、その変動メカニズムの解明が急務となっている。そのための有力な手段の一つとして、地球環境が現在と異なるうえ大きく変動していた時期、特に古環境データが比較的豊富である第四紀における気候復元研究の重要性がますます高まっている。とりわけ、氷床コアを用いた古気候復元は、時間分解能と年代精度が比較的高いことや、大気組成（特に温室効果ガス）の復元が可能であることなどから、第四紀の気候研究において重要な役割を果たしてきた。本稿では、氷期—間氷期スケールの変動と数千年スケールの変動について、南極とグリーンランドで掘削された氷床コアの研究から、特に気体解析の成

果に重きを置き、他の古気候指標の研究成果も交えつつ、最近の知見を中心にいくつかのトピックを選んで概観する。II 章では南極の気温変動と CO_2 変動との時間的關係について、III 章では数千年スケールの気候変動について、IV 章では 10 万年周期の氷期—間氷期サイクルについてまとめる。

本稿全体を通して、時間軸においては千年スケール変動と氷期—間氷期変動との間の密接な関連、空間においては北半球と南半球間の相互作用、また外的な強制力に対する気候システムの応答においては、大陸氷床、海洋循環、温室効果気体、海氷などの各サブシステムが互いに影響し合いながら、システム全体として大きく変動していた様相を紹介する。

II. 南極の気温変動と CO_2 変動との時間的關係

1. 氷と空気との年代差

氷期—間氷期変動に伴い、氷床量変動と南極の気温、

2009 年 3 月 13 日受付。2009 年 5 月 8 日受理。日本第四紀学会 2008 年大会シンポジウムにおいて講演。

* 情報・システム研究機構 国立極地研究所 〒190-8518 立川市緑町 10-3. E-mail : kawamura@nipr.ac.jp

CO₂とCH₄濃度が過去16万年間にわたりおおむね調和的に変動していたことが、1980年代にボストークコアの解析から明らかにされ(Barnola *et al.*, 1987; Chappellaz *et al.*, 1990), 1999年までにそのデータは過去42万年に延長された(Petit *et al.*, 1999). N₂O濃度も氷期-間氷期変動と調和的に変動したことがわかり(Spahni *et al.*, 2005), これらの温室効果気体は全球規模の気候変動を強めるように寄与していたことが明らかとなった. 現在までに、日本が掘削したドームふじコアやヨーロッパが掘削したドームCコアを含む複数の氷床コアにより、南極の気温とCO₂の変動パターンやタイミングの比較が行われてきている(Petit *et al.*, 1999; Kawamura *et al.*, 2003, 2007; Lüthi *et al.*, 2008).

氷床コアの詳細解析(Monnin *et al.*, 2001)から、最終退氷期における南極の気温とCO₂の変動パターンが酷似しており、北半球の気候変動パターンとは大きく異なることが明らかとなり(図1), CO₂変動に対する南大洋の重要性が確固として認識された. グローバルな気候変動メカニズムと炭素循環の理解のためには、南極の気温とCO₂変動との時間関係を正確に把握することは重要である. ところが、いずれも同じ氷床コアから測定される量であるにもかかわらず、両者のタイミングの比較は容易ではない.

その理由の一つは、気温やCO₂変化の開始をノイズ(あるいは短周期変動)が含まれるデータから、正確に同定することが必然的に難しいことである. 特に、最終氷期最盛期のような不純物濃度の比較的高い時期の水や、平均気温が高い(沿岸に近い)地点で掘削された氷床コアでは、氷床中の化学反応によりCO₂が生成される場合がある(Kawamura *et al.*, 2003; Ahn *et al.*, 2004).

もう一つの理由は、氷床コアの水とそれに含まれる空気との間に数百~数千年に及ぶ大きな年代差があることである. 極域氷床では、降り積もる雪が自重により融けずに押し固められることにより通気性を失い、氷へと変化する. この通気性のある層をフィルンと呼ぶ. 南極の内陸(ドームふじ、ボストーク、ドームCなど)では、空気が周囲と隔絶され、氷床に封じ込められるのは約100 mの深度であり、その深度における氷の年代は2,000~3,000年に達する. しかし、100 m深における空気の年代はたかだか数十年でしかない. したがって、氷床コアに含まれる空気は、それを含有する氷よりも常に新しく、しかも、その程度は積雪量や温度によって変化する. 例えば、氷期の最寒期には積雪が半分程度になるため、5,000年のオーダーとなる.

図1 南極ドームCコアによる最終退氷期における気候および大気組成の復元(Monnin *et al.*, 2001)

(上段) 水素同位体比(気温の指標). (中段) CO₂濃度. (下段) CH₄濃度. B/A: ボーリング・アレレード温暖期, YD: ヤンガードライアス寒冷期, ACR: B/Aに対応した南極の寒の戻り(Antarctic Cold Reversal).

CO₂濃度は南極の気温と酷似した変動パターンを示す一方、CH₄濃度には北半球の気候変動を反映した急激な変化が見られる. この図では、CO₂濃度が気温に対して約800年遅れているが、後の研究でこの値が過大評価であったことが示された(Loulergue *et al.*, 2007).

氷床コア解析において、気温は水の同位体から、CO₂濃度は空気の分析から得られるため、気温とCO₂変動との時間関係を把握するためには、氷と空気の年代差を精度よく推定する必要がある. そのために、過去の気温と積雪量の推定値の時系列を入力データとして、雪の圧密を計算する数値モデルを走らせることにより、過去における氷と空気の年代差を求める(Kawamura *et al.*, 2003)が、後述するように、その結果には最大20%ほどの誤差が生じうる. 氷期最盛期には、氷と空気の年代差が約5,000年にも達するため、その誤差は1,000年の規模になってしまう. この誤差をいかに小さくできるかが、現在の氷床コア研究における重要課題の一つである.

2. 最終退氷期

最終退氷期における東南極の昇温開始は、内陸部で掘

削された氷床コア（ドームふじ，ボストーク，ドーム C）の解析から，約 18,000 年前と推定されている．なお，西南極のバード氷床コアには，一時的な温暖期が約 2 万年前に見られるが，これは南極全体に見られるわけではない．退氷期全体に関しては，CO₂ 上昇が南極の温暖化に数百年遅れていた，という結果が複数報告されている（Monnin *et al.*, 2001 ; Caillon, 2003 ; Ahn *et al.*, 2004 ; Loulergue *et al.*, 2007）．数百年の遅れ（ラグ）は海洋の深層循環の時間スケールと整合的であり，南極の気候変動をきっかけとして南大洋から CO₂ が大気に放出されたとする見方と整合する．しかし，退氷期の開始時の時間関係に限定すると，上に述べた理由から，まだ信頼性の高い結果が得られているとは言い難い．

ドーム C コアの CO₂ 濃度と水の同位体比（ローカルな気温の指標）との比較から，最終退氷期の開始における CO₂ のラグは 800 ± 600 年と見積もられた（Monnin *et al.*, 2001）（図 1）．ところが，最近，同コアに含まれる氷と空気の年代差が著しく過大評価されていた可能性が示された（Loulergue *et al.*, 2007）．Loulergue *et al.* (2007) は，ドーム C コアの ¹⁰Be（Raisbeck *et al.*, 2007）と CH₄ 濃度（Loulergue *et al.*, 2007）の高分解能解析結果を，積雪量が 1 桁大きく年代差がより正確に，誤差 100 年以下で求まっているグリーンランド氷床コアのデータに投影した．このことにより，約 4 万年前の地磁気エクスカッション（Laschamp イベント）付近におけるドーム C コアの年代差の推定精度を著しく向上させた．その結果，Monnin *et al.* (2001) によるドーム C コアの氷と空気の年代差が，4 万年前の時点で約 1,000 年も過大評価されていたことが明らかになった．つまり，空気の年代が若く見積もられており，CO₂ の気温に対するラグが過大評価されていたことになる．さらに，積雪量がより多い南極 EDMC コア（EPICA, 2006）との対比も行った結果，ドーム C コアの年代差の過大評価は，最終氷期全体にわたっていたことも示唆された．

これらの間接的な証拠を積み上げることによって，最終退氷期の開始における CO₂ の気温（南極）に対するラグが，誤差範囲でゼロである可能性が示された．しかし，現在までのところ，CO₂ が南極の気温に対して有意に先行したという結果は出されていない．総じて，退氷期の開始における CO₂ と南極の気温との前後関係の認識は，同時，あるいは CO₂ に数百年を上限とするラグがあったとする見方が大勢を占める．

なお，退氷期における気温上昇と CO₂ 濃度増加の持続期間は 5,000 ± 2,000 年のオーダーであり，ここで問題

にしている数百年のラグよりはるかに長いことに，留意する必要がある．したがって，氷期―間氷期の移行のトリガーが何であれ，退氷期の大部分において，CO₂ 濃度増加が気温上昇と氷床崩壊に寄与したことは確実である（最終氷期最盛期における各種の放射強制力については IPCC 第四次評価報告書（IPCC, 2007）の第 6 章を参照のこと）．この点について，地球温暖化問題に絡んで「CO₂ の変化が気温に対して数百年遅れていたことは，CO₂ が気候変動に影響を与えていなかった証拠である」といった単純な解釈を耳にする機会が多いが，この種の議論は明らかに誤りである．

3. 氷期の開始期

氷期の開始期（例えば海洋同位体ステージ 5e から 5d への移行）においては，CO₂ 濃度の低下が南極の気温低下より数千年遅れていたことが，複数の研究から報告されている．ボストークコアの水素同位体比（Petit *et al.*, 1999）やドームふじコアの酸素同位体比（Kawamura *et al.*, 2007）と CO₂ との間には，5,000 年オーダーの大きなラグが見られる．しかし，このラグの一部は，水蒸気起源の温度あるいは位置の変化に起因する，氷の同位体シグナルへのバイアスによると考えられる（Cuffey and Vimeux, 2001 ; Vimeux *et al.*, 2002 ; Uemura *et al.*, 2004 ; Kawamura *et al.*, 2007 ; 植村, 2007）．この効果を補正すると，CO₂ のラグは小さくなるが，それでもなお 2,000 ~ 3,000 年程度のラグが認められる（なお，退氷期についてはこの補正は小さい）．したがって，氷期開始期においては，南極の寒冷化にもかかわらず，大気中の CO₂ 濃度を維持する何らかのメカニズムが働いたはずである．この説明としては，南大洋の CO₂ 吸収の強化を打ち消すように，寒冷化に伴って縮小した陸上植物圏から CO₂ 放出が起こった可能性が指摘されている（Fischer *et al.*, 1999）．あるいは，間氷期の初期における陸上植物圏の急速な拡大により，大気と海洋から炭素が引き上げられ陸上に固定された結果，海洋中の炭酸塩補償深度が一時的に深くなり，その後，海底堆積物との相互作用により再度の化学平衡を取り戻すにつれて，その時間スケールが 5,000 年のオーダーであるために，徐々に海洋と大気の CO₂ を押し上げた可能性もある（Broecker and Stocker, 2006）．後者は，完新世の過去 8,000 年間の CO₂ 上昇を説明するために持ち出される説だが，過去の氷期の開始期にも当てはめることができると思われる．このように，氷期の開始における CO₂ のラグは，退氷期に比べて話題に上ることは少ないようだが，気候変動と炭素循環の両面の理解にとって，有益かつ未解決の問題である．

III. 数千年スケールにおける南北の気候変動間のシーソー現象

1. グリーンランドにおける急激な気候変動

1990年代, グリーンランドの GRIP コアや GISP2 コアの解析から, 最終氷期において 25 回にもおよぶ急激な温暖化を含む数千年スケールの寒暖の入れ替わりがあったことが確認された (Dansgaard *et al.*, 1993). なお, この変動のうち, 急激な温暖化のみをさしてダンスガード・オシュガー (D/O) イベントと呼び, 温暖期と寒冷期をセットにした数千年のサイクルを D/O 振動や D/O サイクルなどと呼ぶことが多い. 氷の同位体シグナルに見られた, これらの変動が本当に気温変化を反映しているのかどうか, また, その場合の温度への換算は正確なのかといった疑問も当初は出された. その後, 氷床コアに含まれる気泡中の窒素やアルゴンの安定同位体

比といった物理的指標による温度復元手法が開発され (Severinghaus *et al.*, 1998; Severinghaus and Brook, 1999), 氷の同位体シグナルが現実の気候変動を反映していたことが確実にわかったと同時に, その定量化も高精度でなされた (図 2). その結果, 現在の降雪の同位体と年平均気温との関係をそのまま当てはめた場合, D/O イベントにおける気温変化の振幅を半分程度に過小評価してしまうことも明らかになった. これは, 寒冷期と温暖期には降雪量の季節性が異なり, 寒冷期には冬の降雪の割合が著しく減少することによる. 以下, 気体分析から温度変化を検出し定量化する手法についてまとめる.

窒素やアルゴンの同位体は, 大気中では空間的に均一であり, ここで考慮する時間スケールにおいては時間変化もない. 上述したように, 大気が氷床に取り込まれる前に, 50~100 m ほどの厚さの通気性のある積雪層 (フィルン) の空隙に数年~数十年ほどとどまるが, この層は

図 2 グリーンランド GISP2 氷床コアによるオールデストロリアス寒冷期からベーリング温暖期への移行期における気候復元 (Severinghaus and Brook, 1999)

(上段) GISP2 コアの酸素同位対比. (中段) 空気中の窒素の同位体比 ($\delta^{15}\text{N}$) (三角) およびアルゴンの同位体比 ($\delta^{40}\text{Ar}/4$, 1 原子質量単位に規格化して表示) (ひし形). (下段) CH_4 濃度 (丸印). 窒素とアルゴンに対するモデル曲線は, 氷の同位体シグナルを以下の式で換算した温度の時系列を境界条件として, 気体拡散モデルから得られた. $T(^{\circ}\text{C}) = (\delta^{18}\text{O} - 1.3\text{‰}) / (0.384\text{‰ K}^{-1}) + 60$. この結果から, 温度上昇幅は $9 \pm 3^{\circ}\text{C}$ と推定された. 14,600 年付近でモデルとデータの食い違いが見られる理由は, 降雪量の増大によりフィルンが厚くなり, 気体の重力分離がより大きくなる効果が, このモデルでは考慮されていないためである (つまり, 温度拡散シグナルではない). CH_4 濃度の上昇開始は, グリーンランドの昇温開始より数十年遅れたことがわかる. AAAS の許可を得て転載.

通気が悪く、気体の移動はおもに分子拡散によって起こるので、この間に重力や温度による同位体分別を受ける。氷床表面で急激に温暖化した場合、積雪層内部に鉛直方向の温度勾配が生じるので、温度拡散と呼ばれる現象によって低温部に重い同位体が濃縮する。その度合いは、同位体比のアノマリを標準的なデルタ表記で表す場合、温度勾配に比例する（比例定数は同位体ペアに固有の数）。フィルンの温度勾配が長時間維持されれば（つまり、積雪層中の熱拡散の時間スケールが気体の分子拡散の時間スケールより十分長ければ）、その底部付近にある空気は、氷床表面で起こった温度変化に比例した量の同位体分別を受けて、氷床に封じ込められることになる。実際、氷床表面の温度変化がフィルン全体に伝わるまでに 100 年オーダーの時間がかかるが、これは気体成

分が拡散平衡に達する時間スケール (10 年のオーダー) と比べて非常に長い。ただし、実際の温度復元においては、フィルン内の熱伝導と気体の分子拡散や封じ込めを数値モデルによって計算し、その結果を気体のデータと比較することにより、氷床表面での温度変化とフィルンの厚さの変化を同時に復元する。また、窒素とアルゴンのような気体成分を用いれば、フィルンの温度勾配に対する両者の感度の違いにより、より正確に温度と重力のシグナルを分離することができる (Severinghaus *et al.*, 1998; Severinghaus and Brook, 1999)。このような手法により、D/O イベントにおけるグリーンランドの温暖化は、数十年以内に最大約 15°C という急激かつ大きなものであったことが判明した (Landais, 2004; Huber *et al.*, 2006) (図 2, 図 3)。

図 3 海洋同位体ステージ 3 の前半におけるグリーンランド NGRIP 氷床コアによる気候復元 (Huber *et al.*, 2006)。(上段) 水の酸素同位体比。(中段) 空気の窒素同位体比の測定値 (丸印) とモデルによる計算値 (破線)。(下段) 窒素同位体比データをモデルで解析して復元された気温 (実線) と推定誤差 (2σ , グレーの帯), および CH_4 濃度 (丸印, ひし形)。各 D/O イベントの温度上昇幅も記載。ハインリッヒイベントが鉛直のグレーの帯で示されている。Elsevier の許可を得て転載。

2. 急激な気候変動の地理的分布

D/O サイクルに伴って、他の地域でもさまざまな変化が起こっていた証拠が数多く得られている(総説として Rahmstorf, 2002). D/O サイクルの寒冷期には、例えば、北大西洋の表面海水温は低く、アジアの降水量は低下し、北大西洋の熱帯域も乾燥したが、逆にブラジルの降水量は増加した。ただし、数十年以内の急激な変動に関して、異なる地域間の正確な時間的前後関係を正確に把握することは難しい。よくタイミングが押さえられている例としては、氷床コアの気体解析から得られるグリーンランドの気温とメタン濃度との比較があげられる(図2, 図3)。これらは同じ氷床コアの気泡に保存されているので、年代の誤差はゼロであり、データの測定精度と時間分解能のみが問題となる。この比較の結果、D/O イベントや最終退氷期におけるグリーンランドの急激な温暖化と、大気中のメタン濃度上昇との間には時間差があまりない(変化の開始に着目すると0~70年)ことがわかっている(Severinghaus *et al.*, 1998; Severinghaus and Brook, 1999; Huber *et al.*, 2006)。メタンの最大の放出源は熱帯の湿地であることから、北半球高緯度と熱帯域の急激な気候変動の前後関係は、熱帯域が先行していたとは考えにくく、ほぼ同期していたか、高緯度の方が早かったと考えてよい。

また、D/O サイクルに伴う低中緯度における気候変動

の様相で特筆すべきものとして、降水量(あるいはモンスーン)の変化が挙げられる。きわめて良質かつ U-Th 法により正確に年代づけされた降水量の代理指標データが、中国やブラジルなどの石筍の分析結果から豊富に得られている(Wang *et al.*, 2001, 2007; Yuan *et al.*, 2004)。これらのデータから、北半球と南半球における降水量の変化が逆位相であったことが判明した。これは熱帯収束帯(ITCZ)が南北に移動したと考えれば、説明がつく。D/Oの寒冷期にはITCZが南下した結果、アジアモンスーンの弱化とブラジルの湿潤化がセットになって観測され、D/O温暖期にはその逆のパターンが見られるというものである(図4)。なお、このデータは歳差運動周期(約2万年周期)の降水量変化も、南北半球で逆位相だったことを示しており、両半球の夏期日射量の強弱に伴ってもITCZが移動することを示している。現在の季節変化でも、北半球の夏に北上し、冬に南下する。気候モデルを用いた数値実験でも、北半球高緯度の寒冷化に伴って、南北半球間の温度差が減少し、ITCZの平均的な位置が南下することが示されている(Broccoli *et al.*, 2006)。なお、ブラジルの北東部と南部の乾湿が同期していることから、ENSO タイプのメカニズムは支持されないと、Wang *et al.* (2007) は主張している。

3. グリーンランドと南極の年代マッチング

南極とグリーンランドの氷床コアから高分解能で復元

図4 最終氷期における中国とブラジルの降水量変動の比較(Wang *et al.*, 2007)

a) 中国東部の石筍(Hulu, Dongge, Shanhao 洞窟)の酸素同位体および30°Nの夏期日射量。b) ブラジル北東部における石筍の成長期。c) ブラジル南部の石筍(Caverna Botuvera 洞窟)の酸素同位体比および30°Sの夏期日射量。d) Caverna Botuvera 石筍のU-Th年代マーカーと誤差(2σ)。これらの酸素同位体比は降水量を反映すると解釈されている。American Geophysical Unionの許可を得て転載。

図 5 共通の年代スケールを用いた南極とグリーンランドの気候変動の比較 (Blunier and Brook, 2001)
 A) グリーンランド GISP2 コアの酸素同位体比。B) 南極バードコアの酸素同位体比。C) グリーンランド GRIP および GISP2 コアの CH₄ 濃度。D) バードコアの CH₄ 濃度。バードコアの年代は CH₄ 濃度を用いて GISP2 年代に変換されている。最上段の番号は D/O イベントを表す。垂直の破線は大きな D/O イベントを表し、A1～A7 は対応する南極の温暖化イベントを表す。AAAS の許可を得て転載。

されたメタン濃度データを用いて、両極のコア年代を数百年の精度で一致させる手法が確立し (Blunier *et al.*, 1998), 千年からサブオービタルスケールの気候変動における南北半球の気候変動の時間関係が明らかにされた (Blunier and Brook, 2001) (図 5)。この年代マッチングの手法を用いた最新の研究では、過去 5 万年間の D/O イベントについて、対応する南極のイベントが例外なく起こっていたことが明らかにされ、南北のカップリングの把握を確かなものにした (EPICA, 2006) (図 6)。

典型的な D/O サイクルを伴う数千年スケール変動のパターンを以下に述べる。まず、グリーンランドが寒冷的な期間 (1,000～2,000 年程度) に、南極がゆっくりと温暖化する。その後、グリーンランドが急激に温暖化し、それと同じタイミングで南極の気温もピークに達する。言葉を換えれば、グリーンランドの急激な温暖化と同時に南極の温度変化が逆転し、緩やかな寒冷化が始まる。その後しばらくの間、グリーンランドでは温暖な期間が緩やかな寒冷化傾向を伴いつつ続く。その後、急速なグリーンランドの寒冷化があり、これをもって 1 周期が終わるが、このときには南極の気温は下がり切っている。このように、見た目には南極のゆっくりとした変化がグリーンランドの急激な変化に先立って起こっているが、

南極が数千年スケールの気候変動を駆動しているわけではなく、実際には以下の説がおおむね支持されている。

大西洋北部に流入する淡水が、氷山の大量流出や氷床融解などにより増加する結果、北大西洋の北部における深層水の形成が少なくなり、大西洋の子午面循環 (熱塩循環, 深層循環, 海洋のベルトコンベアなどと呼ばれる) が弱められる。その結果、赤道域から北向きの表層海流による熱輸送が弱まり、グリーンランドや欧米地域が寒冷に保たれる一方、逆に南向きにはより多くの熱が輸送されることになるため、南極は温暖化する。南極の温度変化が緩慢な理由は、南大洋の膨大な熱容量 (Stocker and Johnsen, 2003) や、その他の緩慢に変化する要素 (Keeling and Visbeck, 2005) があるためであるとされており、これを考慮に入れて南北間の熱輸送のシーソーを表現した概念モデルは両極の気温変動パターンを的確に表すことができる (Stocker and Johnsen, 2003)。また南極 EDML コアとグリーンランド NGRIP コアとの対比から、グリーンランドの寒冷期の持続時間と南極の昇温量との間に、直線関係が成り立つことが発見され、上に述べた熱シーソー現象の存在を支持した (EPICA, 2006) (図 6)。

しかし、南極周回流によって低緯度との熱交換が妨げ

図6 南極の温暖化とグリーンランドの寒冷期との対応関係 (EPICA, 2006)

上図: 南極氷床コア (バード, EDML, ドームCコア) とグリーンランド NGRIP コアの同位体比。右軸の上には EDML コアの温度軸が示されている。南極コアの年代は, CH_4 濃度データによって NGRIP コアの GICC05 年代に整合させてある。グレーの帯は D/O サイクルにおけるグリーンランドの寒冷期を示す。左図: D/O サイクルにおける NGRIP コアの寒冷期の持続期間に対する EDML の気温上昇幅。両者の間に直線関係があることから, 南北間の熱シーソーの概念が支持された。Macmillan Publishers Ltd. の許可を得て転載。

られている南極域はともかく、海洋を通じたシーソー現象が本当に起こっていたなら、少なくとも南大西洋の中緯度までは、北半球の突然の気候変動に同期した急激な変化が起こっていたはずである。そのような証拠は長らく見つかっていなかったが、つい最近になって、南極周回流の北限に位置する南大西洋の南東部 (41°S, 8°E) で採取された海底コアから、最終退氷期における北半球の急激な気候変動 (ペーリング・アレード温暖期, ヤンガードライアス寒冷期, プレボレアル温暖期への遷移期) に対応する南大西洋における急激な海洋環境変化の証拠が発見された (Barker *et al.*, 2009)。この急激な変化は、有孔虫群集に占める極域種の割合の変遷に明瞭に認められるが、表面海水温の指標はより緩慢な変化を示

している。このことから、この地点に見られる海洋環境の変化は、南極周回流の緯度帯がシフトしたためであると解釈された。

4. 南北シーソーと海面変動

このように、数千年スケールにおける南北間の熱シーソーを支持するデータは多数ある。その原因と見なされている北大西洋北部に流入する淡水がどのような形で供給されたのか (氷山なのか融水なのか)、また、その供給は海面変動を起こすような大規模なものだったのかといった問題は、完全な解決に至っていないが、手がかりは得られてきている。

数千年スケールの海面変動に関しては、北大西洋の大規模な氷山流出イベント (ハインリッヒイベント) を伴っ

た大きな D/O イベントと、それに続く小さい D/O イベント数回をセットにした、ボンドサイクル (Hemming, 2004) と呼ばれる周期において、海面は明らかに変動していた。その振幅が 20 m 前後にも達し、その変動パターンが南極の気温変動と酷似していることが、紅海の堆積物コアの解析から見いだされている (Siddall *et al.*, 2003) (図 7)。海面変動と南極の気温変動との同時性が

正しいとすれば、北半球高緯度が寒冷な期間に、海面を上昇させるほどの大量の淡水が北半球の大陸氷床から供給されたことになる。そして、それが実際に可能であったとするメカニズムも提案されている (Flückiger *et al.*, 2006)。一方、紅海から採取した別の堆積物コアに対して、放射性炭素同位体や地磁気シグナルによる年代モデルを構築したグループは、数千年スケールの海面上昇

図 7 紅海の堆積物コアによる数千年スケールの海面変動の復元結果 (Siddall *et al.*, 2003)

a) 紅海の KL11 コアの酸素同位体比 (深度プロファイル)。b) 南極バード氷床コアの酸素同位体比 (GISP2 年代)。c) バードコアとマッチングにより構築された KL11 コアの年代モデル。d) KL11 コアとバードコアの酸素同位体比の比較。e) KL11 コアの酸素同位体比と南極ボストークコアの水素同位体比の比較。a) および b) におけるグレーの十字は、KL11 コアにバードコア年代を適用するため年代束縛点。a) における数字は、400 年のリザーバー年代を用いて較正した ^{14}C 年代。Macmillan Publishers Ltd. の許可を得て転載。

図 8 紅海の KL11 コアから復元された海面変動と、KL11 コアのダスト変動、南極とグリーンランドの気候変動との比較 (Rohling *et al.*, 2008)

a) KL11 コアによる海面変動 (点および線) と南極の気温指標 (グレーの陰影)。 b) KL11 による海面変動とグリーンランドの気温指標。 c) KL11 コアによる海面変動と同コアに含まれるダスト指標。 d) 長期トレンドを除去した KL11 コアのダスト指標 (グレーの陰影) とグリーンランドの気温指標 (実線)。 e) 長期トレンドを除去した KL11 コアのダスト指標とアラビア海のモンスーン指標 (実線)。これらの結果から、数千年スケールの海面上昇はグリーンランドの急激な温暖化の後に起こったのではなく、南極の気温変動と同期していたことが支持された。

は、北半球の急激な温暖化 (D/O イベント) の後に、氷床の温暖化へのレスポンスとして起こったと主張 (Arz *et al.*, 2007) し、論争が続いていた。

これについては、Rohling *et al.*, (2008) が Arz *et al.* (2007) の採用した年代決定手法の不確実性を指摘し、結果を否定したとともに、Siddall *et al.* (2003) が用いたのと同じ紅海の堆積物に含まれるダスト濃度指標と海面変動指標とを比較することにより、海面上昇が D/O 寒冷期に起こった証拠を見いだした (図 8)。この地域のダスト降下量は、モンスーンの強弱によって支配されていると考えられ (乾燥時ほどダスト量が多くなる)、また、アラビア海の海底堆積物コアの窒素同位体比 (Altabet *et al.*, 2002) から、この地域のモンスーンは D/O サイクルに同期して変化したことがわかっている。つまり、このコアのダスト濃度は D/O サイクルに応じてグリーンランドの気温と逆相関で変動する。したがって、ダスト濃度と海面変動の指標を同じコア内で比較すれば、D/O と海面変動の相対的タイミングを調べられる。その結果、海面変動と D/O サイクルとの間にはタイミングのずれがあり、海面上昇は北半球の寒冷期に起こっていることが判明した。つまり、南極の昇温と同期することになる。まだ検証の例数が少ないが、これによりボンドサイクルに伴う数千年スケールの海面変動のタイミングについては、一応の決着をみたとしてよいだろう。

IV. 氷床コアの編年から探る氷期-間氷期変動のメカニズム論

1. ミランコビッチ理論

地球は自転しながら太陽の周りを公転しているが、その軌道はわずかに楕円形で、約 10 万年周期で伸び縮みしている (離心率: 95,000 年, 125,000 年, 400,000 年周期)。また、自転軸は傾斜角が変動する上 (地軸傾斜角: 41,000 年周期)、コマのような首振り運動をしている (歳差: 19,000 年, 22,000 年, 24,000 年周期) (図 9)。これら 3 種の「軌道要素」の変化により、地球に降り注ぐ太陽光線の強さ (日射量) の緯度分布が変化する。例えば、北半球の夏に太陽に近づくような軌道で、かつ自転軸の傾きが大きい時には、北極地方の夏の日射が強まる、といった具合である。このような日射量の変動を数十万年にわたり精密に計算し、北半球高緯度地方における大陸氷床の拡大縮小との関係を提唱したのが M. ミランコビッチ (1879~1958) である。ミランコビッチ理論の要点は、「北半球の夏の日射量が弱まると、冷涼な夏が続くので、冬に降った雪が夏を越して何年もあるため氷河が拡大し、しまいには大陸氷床に成長する」というものである。提案された 1930 年代には、過去の氷床変動の正確な時期がわからず、理論の検証もできなかった。1970 年代になって、珊瑚の化石や海底堆積物コアの放射性年代

図 9 地球軌道要素と気候・氷床変動との比較

軌道要素と 65°N 日射量は Analyseries2.0.4 を用いて Laskar *et al.* (2004) の解法により計算した。海底コアの酸素同位体比は Lisiecki and Raymo (2005) による。

測定により、海水準(すなわち大陸氷床量)や海水温の変動が、ミランコビッチ理論によって予見したタイミングで起きていたことがわかり(例えば、歳差周期で訪れる海洋同位体ステージ 5a, 5c, 5e の高海面期)、広く受け入れられるようになった。

しかし、それらのデータから新たな問題が浮かび上がった。北半球の夏の日射量における 10 万年周期の変動は非常に小さいのに、最近 100 万年の氷床量においては、10 万年周期の変動が最も大きい、という矛盾である(図 9)。これを説明しようとする仮説は数多くあるが、有力なものに、氷床変動のトリガーをあくまでも北半球の夏の日射量に求める(ミランコビッチ理論に従う)ものと、そうでない要因(CO_2 など)に求めるものがある。前者においては、約 10 万年に 1 度、離心率が小さく(公転軌道が真円に近く)なり、夏期日射量の変動の振幅が小さくなると、夏の気温が十分に上がらなくなって氷床が極端に拡大するという。氷床は大きくなりすぎると不安定になり、次の夏期日射量の増大をきっかけに崩壊する(Raymo, 1997)というのである。後者の立場では、例えば、何らかの理由により南極の昇温とそれに伴う大気中 CO_2 の増加がまず始まり、温室効果の増大によって北半球の氷床が崩壊を始める(Petit *et al.*, 1999; Shackleton, 2000)というのである。あるいは、軌道要素に氷床変動の原因を求めつつも、離心率ではなく、地軸傾斜角(4 万年周期)の 2~3 周期ごとに退氷が起きるとする説もある(Huybers and Wunsch, 2005)。

最終退氷期においては、北半球の夏至の日射量が増大し始めて 5,000 年経ってから北半球の氷床崩壊が始まり、さらに遅れて南極の温暖化が始まった。ところが、より昔のイベントについては、気候指標の年代誤差が大きく、前後関係がはっきりしないため、議論は混沌としており、ミランコビッチ理論を否定する主張も多い。

2. 最終退氷期における気候サブシステム変動のタイミング

退氷期における、海面変動や北半球の気温、南極の気温、 CO_2 濃度の相互関係はどうか。Yokoyama *et al.* (2000) とその後の研究(例えば、Clark *et al.*, 2004)によれば、最終退氷期には約 19,000 年前に最初の大規模な海面上昇があり、その水の起源は北半球氷床であったと推定されている。このタイミングは、年代比較の誤差を考慮しても大気中 CO_2 の上昇開始(約 18,000 年前)より早い。ため、 CO_2 変動が氷床変動の根本的な原動力であるとする主張(Shackleton, 2000)とは整合せず、むしろ北半球高緯度の夏期日射量の増大が鍵だとするミランコ

ビッチ理論と整合的である。もし、 CO_2 が氷床変動のトリガーだとしたら、 CO_2 の上昇開始は氷床崩壊開始より数千年先行していなければならないからである。グリーンランド氷床コアの酸素同位体データ(気温の指標)も、グリーンランドの最寒期が約 24,000 年前であり、北半球の夏期日射量の極小期とほぼ一致することを示している(Alley *et al.*, 2002)。グリーンランドの気温は、この時期から 19,000 年前にかけて緩やかな上昇傾向にある。また、熱帯の表面海水温は、氷床崩壊や CO_2 上昇の開始よりもだいぶ遅れて上昇を開始したようである(Stott *et al.*, 2007)。

退氷期の古気候指標間のリード・ラグから氷期一過期のメカニズムを検討する上では、変化の開始のタイミングを見極めることがとりわけ重要である。その理由は、退氷期の持続期間が 5,000 年のオーダーであり、そのほとんどの期間で CO_2 、海面、気温が同時に上昇しているため、たとえ CO_2 が初期の氷床崩壊のトリガーでなくとも、その後の融氷には温室効果によるフィードバックとして、確実に寄与したからである。したがって、退氷期の途中から最後にかけてのみを見ても、何がトリガーだったのかはわからない。

最終退氷期の開始時に着目すると、実はここでも南北シーソーのパターンが認められ(図 10)、このことから下記のようなメカニズムが提案されている(Clark *et al.*, 2004; Keeling and Visbeck, 2005)。約 19,000 年前の氷床の部分崩壊により北大西洋に流入しはじめた淡水が、ある一定量を超えた段階で大西洋の子午面循環(ベルトコンベア)を弱めることにより、約 18,000 年前に南極の温暖化が始まり、それに伴って増加した CO_2 が北半球氷床の崩壊にフィードバックを与えた。また、表面海水の塩分低下とベルトコンベアの弱化による寒冷化が原因となって、北大西洋の海水が非常に拡大し、冬期の気温を押し下げた結果、グリーンランドの平均気温の上昇は止まってしまったが、夏期の昇温と氷床縁辺部の融解は続いた(Denton *et al.*, 2005, 2006)。このような、北半球の夏期日射による氷床変動を中心とした退氷期の変動メカニズム(図 11)が普遍的であるかどうかを確認するためには、最終退氷期だけでなく、さらに前の退氷期についても調べていくことが重要である。

3. より古い時代の退氷期に関する論争

最終退氷期より古い退氷期(ターミネーション)については、データの量と年代決定精度の両方が不足しており、気候サブシステム変動間のタイミングを詳細に調べることは難しい。しかし、限られたデータではあるが、

図 10 最終退氷期におけるさまざまな気候指標の相互比較
A) 海水準変動。B) 南極ドーム C コアの酸素同位体比と CO_2 濃度 (Monnin *et al.*, 2001)。C) グリーンランド GISP2 コアの CH_4 濃度 (Blunier and Brook, 2001) と酸素同位体比 (Stuiver and Grootes, 2000)。D) ポルトガル沖の SU-8118 コア中の氷山由来の岩屑 (Ice Rafted Debris, IRD) と帯磁率 (Magnetic Susceptibility, MS) (Bard *et al.*, 2000)。E) SU-8118 コアのアルケノン水温 (2 種類のキャリブレーション) (Bard *et al.*, 2000)。F) Bermuda Rise の GGC5 コア中の $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ (大西洋の子午面循環の指標) (McManus *et al.*, 2004)。グレーの帯はハインリッヒイベント 1 の開始からベリング・アレレード温暖期の開始までの期間を示す。Denton *et al.* (2006) に加筆して作成。

約 13~14 万年前に起こったターミネーション II は、最終退氷期と比較して、北半球の夏期日射量変動に対する相対的なタイミングがだいぶ早かったと考えられている。

1990 年代末から 2000 年代半ばにかけて、隆起サンゴ

図 11 退氷期におけるイベントの順序と相互関係を、北半球にトリガーがあるという立場で表した模式図

の U-Th 放射性年代決定により、氷床崩壊は約 140,000 年前に始まり、135,000 年前にはすでに海面が -20 m (現在の海面からの偏差) 程度まで上昇していたとする結果が、データ点数はごく限られていたものの複数のグループから出された (Esat *et al.*, 1999; Gallup *et al.*, 2002)。北緯 65° における夏至日射量の極小が 140,000 年前であるので、このタイミングが本当ならばミランコビッチ理論とは整合しない。実際には、これらの U-Th 年代は続成作用により過大評価であったと考えられ、その効果を補正すれば 2,000 年ほど年代が新しくなるようである (Thompson and Goldstein, 2005; Siddall *et al.*, 2006)。海洋の酸素同位体比から見たターミネーション II の開始の年代は、海底堆積物コアの U-Th 年代から約 138,000 年前という値が唯一得られている (Henderson and Slowey, 2000)。これらのタイミングによれば、海面上昇の開始は北半球高緯度の夏至日射量の上昇期にあたるが、最終退氷期の海面上昇開始が日射の極小から 5,000 年後だったことを考えると、日射量に対するタイミングは最終退氷期と比べてだいぶ早い。

一方、Shackleton (2000) は、ボストーク氷床コアから得られた大気酸素同位体比に見られる 10 万年周期の変動が海面変動のみを反映していると仮定し、スペクトル解析の結果、海面変動が南極の気温や CO_2 、深海の温度に 15,000 年も遅れていたとし、これを基に氷床変動は CO_2 変動によりもたらされると主張した。一方、海洋同位体ステージ 7 と 9 (ターミネーション III と IV) に関しては、北半球の夏期日射量と整合的な海面変動のタイミングが報告された (Stirling *et al.*, 2001; Robinson *et al.*, 2002)。これらを背景に、10 万年周期の氷期間氷

期変動はミランコビッチ理論と整合しないという考えが広まった。

4. 南極氷床コアに含まれる酸素濃度に基づく正確な年代決定

われわれは、ドームふじコアとボストークコアの気泡の酸素濃度 (O_2/N_2) を利用した新たな年代決定法により、8 万年前から 36 万年前にかけてのコアの年代精度を、約 2,000 年以下と飛躍的に向上させることに成功した (Kawamura *et al.*, 2007)。このコア年代により、南極の気温と CO_2 の変動のタイミングを、軌道要素 (特に 2 万年の歳差周期) の変動と詳細に比較することが初めて可能となった。この年代決定は、手法的には単純なオービタルチューニングである (O_2/N_2 の変動曲線と日射量曲線の極大・極小同士を合わせるように年代を修正) が、通常の気候指標を用いたチューニングとは異なり、ローカルな日射量を反映した物理的なメカニズムによって記録する指標を使用しているので、日射量とのラグも考慮する必要がない。これらの点が、正確な年代が得られる理由である。ただし、この手法は空気がクラスレート水和物として含有されている、約 1,200 m より深い深度 (ドームふじコアの場合は約 8 万年前以前) にしか適用できない。それより浅い深度では空気が気泡として存在、あるいは気泡と水和物が共存しており、掘削後速やかに高圧の気泡からコア外に空気が抜けてしまうことにより、 O_2/N_2 が急速に分別を受けてしまうと考えている。約 4 万年までは氷床流動モデルによる年代 (Watanabe *et al.*, 2003) を使用しており、4 万年から 8 万年前にかけての年代は、両者の年代を直線的に内挿して求めた。

Bender (2002) はボストークコアの結果から、 O_2/N_2 の変動がコア掘削点における夏期日射量 (軌道計算により正確に求まる) と類似した変動パターンを示すことを見いだしていた。しかし、20 万年前以前のデータしか得られなかったために検証材料がなく、新しい年代を構築するまでには至らなかった。ドームふじコアの O_2/N_2 も同様な変動を示す (図 12)。これらの氷床コア中の O_2/N_2 は現在の大气と比べ平均約 10% 低く、また変動の振幅も 10% と大きい。そのため、大气組成の変動を反映しているとは考えられない。大气の変動は 1 桁小さいはずである。

酸素分子は窒素分子より水中の拡散速度が大きい (Ikeda-Fukazawa *et al.*, 2002, 2004, 2005) あるいは酸素分子は窒素分子より小さい (Severinghaus and Battle, 2006)、大气が氷床に気泡として閉じこめられる際に、酸素がわずかに優先的に外へ抜け出してしまう。その割合は、雪の物性によって変化すると考えられる。

他方、南極では夏の強い日射により、表面付近の雪粒の大きさや形状などの雪の物性が変化する。つまり、ドームふじ地点の過去の日射量が、氷床表面における雪氷の物理過程を通じて、氷床コア中の O_2/N_2 として記録されると考えられる。南極の温度と日射量の季節変化の位相や、雪氷の変態過程に関する考察より、チューニングターゲットとして夏至の日射量を採用し、 O_2/N_2 の変動曲線をそれに合わせることで、新たなドームふじコアの年代軸を構築した。同じ手法をボストークコアのデータにも適用したところ、両者の年代が 1,000 年以内で一致したことから、手法の再現性の高さが証明された。さらに、放射性年代のわかっている火山灰や大气中メタン濃度増加などのイベントを、われわれのコア年代と比較したところ、すべてが 1,500 年以内で一致した。したがって、夏至の日射量を使用するという仮定も正しいと考えられる。こうして高精度年代が完成し、ミランコビッチ理論を検証する道が開かれた。

5. 南極の気候変動のタイミング

ドームふじコアの氷の分析から復元した過去 34 万年間の気温変動を、新しい年代軸において見ると、北半球高緯度の夏至日射量と変動パターンがよく似ていることがわかる (図 12)。スペクトル解析をしたところ、この期間の南極の気温変動は、23,000 年、41,000 年、111,000 年の周期性をもつことがわかった。

このうち、23,000 年 (歳差運動) 周期の変動は、北緯 65° の夏至の日射量変動にわずか (平均約 2,000 年程度) 遅れている一方、南緯 65° の夏至日射量とはほぼ逆位相であった。したがって、南極の夏の日射量に応じて南極が温暖化し、北半球の氷床崩壊をもたらしたといった主張 (Henderson and Slowey, 2000) は否定できる。

約 10 万年周期の気候変動は、ゆっくりとした寒冷化と急激な温暖化というノコギリ歯形状を示しており、上のようなスペクトル解析による位相解析は適さない。そこで、過去 4 回のターミネーションのタイミングを個別に調べたところ、北緯 65° の夏至日射量が増大しはじめてから約 2,000~7,000 年遅れて南極の温暖化が始まり、昇温期間全体も日射が増大する期間に収まる、という時間関係が明らかになった (図 13)。これと同様なラグは、過去の大气中二酸化炭素の濃度変動にもあてはまる。一方、氷期開始における南極の寒冷化は、 CO_2 低下や海面低下より早く起きたが、北半球の夏期日射量の減少とは同期していたことが明らかになっている (図 12, 図 13)。このように、氷期-間氷期変動に伴う南極の気候変動のタイミングは、北半球の夏の日射により変化する長期間

図 12 正確に年代づけされた南極氷床コアのデータと海面変動指標との比較 (Kawamura *et al.*, 2007)

A) オービタルチューニングに用いたドームふじコア (黒丸と実線) とポストークコア (グレー丸と実線) の O_2/N_2 、南緯 77° の夏至日射量 (破線)。B) チューニングに用いたコントロールポイント (O_2/N_2 と夏至日射量のピーク) と誤差範囲 (2σ)。C) コントロールポイントとその間の内挿による誤差 (2σ)。D) ドームふじ (黒の実線) とポストーク (グレーの太線) の気温偏差、北緯 65° の夏至日射量 (濃いグレー)、地軸傾斜角 (破線)。E) ドームふじコアからの融解法 (白丸) と切削法 (ひし形) による CO_2 濃度。なお、それぞれの空気抽出過程における化学反応や分別により、特定の深度で誤差が生じることに留意のこと。例えば、融解法は最終氷期最盛期の値を過大評価、切削法は海洋同位体ステージ 3 の値を過小評価している。F) 化石珊瑚の放射性年代決定による海面変動の復元結果 (点線, Thompson and Goldstein, 2005) と、オービタルチューニングされた海底コアの $\delta^{18}O$ から深海の温度変動成分を除去して推定された、海水の $\delta^{18}O$ (実線と破線)。実線は氷床モデルによる推定 (Bintanja *et al.*, 2005)、破線は回帰分析による推定 (Waelbroeck *et al.*, 2002)。各曲線はそれぞれの年代決定を使用していることに留意のこと。Kawamura *et al.* (2007) を改変。

の氷床質量収支が、アルベドや温室効果気体のフィードバックを伴って 10 万年周期の水期—間氷期サイクルを形づくるといふ、ミランコビッチ理論と整合的な見解を示唆する。このような見方は、海底コアの酸素同位体比データ (Lisiecki and Raymo, 2005) を海面変動成分と深海温度成分に分離し解析した結果 (Bintanja and van de Wal, 2008) から支持される。Bintanja and van de Wal (2008) によれば、70 万年前以降のターミネーションにおいては、氷床量の減少は北半球の気温上昇に対して遅れていなかったという。つまり、氷期から間氷期への移行においては、氷床は気温上昇にตอบสนองして、数千年のラグを持って受動的に変化したのではなく、夏の日射にตอบสนองした氷床変動自体が、全球の気候変動をアクティ

ブに駆動していたと考えられる。

最終退氷期における氷床崩壊と南極の昇温との時間関係から類推すれば、より古いターミネーションにおいて、南極の昇温開始の直前に氷床崩壊が始まったと予想される。実際、海底コアの放射性年代から、そのような結果がターミネーション II に関して得られている (Henderson and Slowey, 2000)。ただし、このような南極の気候変動の見方に真っ向から反対する説もある。例えば、南極の歳差運動周期の気候変動を駆動するのは、北半球の夏期日射量ではなく、南極の夏の長さ (北半球高緯度の夏期日射量と同じ曲線を描く) だとする説がある (Huybers and Denton, 2008)。しかし、大西洋の予午面循環の強弱による南北シーソー現象が歳差運動

図 13 過去 4 回の退氷期における軌道要素と南極の気候変動との時間関係 (Kawamura *et al.*, 2007)

南極ドームふじコアの氷の酸素同位体比(黒線)と、酸素と水素の同位体比を組み合わせ推定したドームふじの気温偏差(グレー細線)を、北緯 65°における夏至日射量(グレー太線)および地軸傾斜角(破線)と比較した結果を示す。ターミネーションIVについては、ボストクの気温も示す。氷床コアデータは、それぞれの O_2/N_2 年代に対してプロットされている。図中の数字はキーとなるタイミングを示す(日射量と地軸傾斜の極小と極大、昇温の開始と終了)。ターミネーションIIからIVの上部には、 O_2/N_2 年代におけるコントロールポイントと誤差 (2σ) を示す。

周期の温暖化にもあてはまることから (Blunier and Brook, 2001, 図5の A4 と A7 イベント)、南極の温暖化がローカルな放射強制力のみによって起こったとする主張には無理があると思われる。また、退氷期の初期における南極の温暖化の速度は、数千年スケール変動とほぼ同じであることから、南極の温暖化自体は軌道要素や北半球の気候変動とは無関係に始まったとする説 (Wolff *et al.*, 2009) もある。しかし、この見解では、最終退氷期における氷床崩壊の開始が南極の昇温より先に始まった事実が無視されている上、数千年スケールの南極の昇温の原因を北半球の氷床変動に求める南北シーソーの概念とも整合しないと思われる。いずれにせよ、このようなローカルな強制力と北半球からの強制力のどちらが退氷期の南極の気温(および CO_2) 上昇を支配していたのか、といった問題に答えるためには、適切な実

験設定にもとづいた大気-海洋結合モデルによる古気候シミュレーションが必要であろう。

夏の日射の強さ(例えば夏至、7月中旬、6月平均、6~8月平均など)には、歳差周期の変動が最も強く表れる(図9)。しかし、期間を長く取り平均値(例えば半年平均や年平均)や、日射の積算エネルギー(日平均の日射量が特定の閾値を超えた期間について、日射を時間積分した値)を計算した場合、地軸傾斜角の変動周期(41,000年周期)が卓越してくる(Huybers and Wunsch, 2005; Huybers, 2006)。実際、過去4回の退氷期は地軸傾斜角が比較的大きな時期に起きた(Suwa and Bender, 2008)(図13)。歳差と地軸傾斜の相対的重要性を考えるにあたっては、ターミネーションIIIが興味深いと思われる。なぜなら、この退氷期の前(約253,000年前)には、歳差と地軸傾斜による強制力がほぼ逆位相であったからである

(図 13). この退水期の前から次の氷期の開始期にかけての気温変化のパターンは、北半球の夏期日射量とよく似ているが、この間の地軸傾斜角は一貫して低下している。今後、この問題の決着のためには、氷床コアの O_2/N_2 年代を延長し、より古い時代の退水期を調べることが不可欠である。

氷期開始における南極の寒冷化(図 13)のメカニズムは何だろうか。もし、北半球で起きた寒冷化の影響が南極まで伝搬したのなら、どのようなメカニズムによるのだろうか。大西洋の予午面循環の強弱は、南北両極にシーソー型の気候変動をもたらすと期待されるので、その効果ではないだろう。また、その頃には氷床量が小さいので、南北シーソーは働いていなかったと想像されるが、それを確かめるには、新たなグリーンランド氷床コア掘削による最終間氷期をすべて含む気候復元が不可欠である。その時期には、41,000 年周期で変動する地軸傾斜角が低下するフェーズであった(両半球の高緯度に入射する年平均日射量が減少する傾向)ため(図 12)、両半球高緯度の寒冷化を促進する効果があったと思われる。しかし、それだけでは歳差運動周期(23,000 年周期)との同期は説明がつかない。今後、北半球高緯度の寒冷化と軌道要素変動との時間関係を、最終間氷期全体をカバーする新たなグリーンランド氷床コア(掘削中の NEEM 氷床コア)により把握するとともに、正確な年代モデルを用いて復元した温室効果気体変動を入力データとして、気候・氷床モデルを用いて氷期開始のメカニズム解明に向けても取り組むことが重要であろう。

V. お わ り に

氷期―間氷期のメカニズム論をさらに進めるには、さらに過去に遡って退水期のタイミングの正確な復元を行うことがきわめて重要であろう。3,035 m の深度に到達し、掘削が終了した第 2 期ドームふじコアを用いた高精度での気体分析が現在進んでおり、その結果から、過去 7 つの退水期を含む 72 万年間におよぶ正確な氷床コア年代が得られると期待される。そうすれば、歳差運動と地軸傾斜角変動のどちらがよりターミネーションと関連が深いのか、統計的な検定が可能になる(Huybers and Wunsch, 2005)。また、現在と同様に、軌道の離心率が非常に小さかった海洋同位体ステージ 11(約 40 万年前の間氷期)の持続期間を明らかにし、その間氷期が完新世や将来の気候とどのような類似性を持つのかも、明らかにできるはずである。

氷期―間氷期サイクルのメカニズムや、北半球の気候

変動のシグナルを南極にまで伝えるメカニズムを理解するためには、上述したような古気候シミュレーションを通じて、温室効果気体と軌道要素の寄与を分離し、定量化する必要もある。そのためには、 O_2/N_2 データのノイズを小さくして年代決定の精度をさらに高めることや、過去の間氷期前後における温室効果気体変動を詳細に復元することも、今後ますます重要になるだろう。

謝辞 ドームふじ深層掘削プロジェクトと南極地域観測隊に謝意を表す。本論文で紹介したドームふじ氷床コアの気体分析は、東北大学大気海洋変動観測研究センターにおいて、文部科学省科学研究費学術創成研究費「大気・陸上生物・海洋圏に係る温室効果気体の全球規模循環の解明」(課題番号: 17GS0203, 代表者: 中澤高清)の助成を受け行われた。同センターの中澤高清教授、青木周司教授には長年のご指導をいただいている。東京大学の横山祐典准教授には海水準データをご提供いただいた。匿名査読者からは有益なコメントをいただいた。ここに謝意を表す。

引 用 文 献

- Ahn, J., Wahlen, M., Deck, B.L., Brook, E. J., Mayewski, P.A., Taylor, K.C. and White, J.W.C. (2004) A record of atmospheric CO_2 during the last 40,000 years from the Siple Dome, Antarctica ice core. *Journal of Geophysical Research*, 109, D13305, doi: 10.1029/2003JD004415.
- Alley, R.B., Brook, E. and Anandakrishnan, S. (2002) A northern lead in the orbital band: North-south phasing of Ice-Age events. *Quaternary Science Reviews*, 21, 431-441.
- Altabet, M.A., Higginson, M.J. and Murray, D.W. (2002) The effect of millennial-scale changes in Arabian Sea denitrification on atmospheric CO_2 . *Nature*, 415, 159-162.
- Arz, H.W., Lamy, F., Ganopolski, A., Nowaczyk, N. and Pätzold, J. (2007) Dominant Northern Hemisphere climate control over millennial-scale glacial sea-level variability. *Quaternary Science Reviews*, 26, 312-321.
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J.L. and Gendreau, S. (2000) Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical Northeast Atlantic. *Science*, 289, 1321-1324.
- Barker, S., Diz, P., Vautravers, M.J., Pike, J., Knorr, G.,

- Hall, I.R. and Broecker, W.S. (2009) Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature*, 457, 1097–1102.
- Barnola, J.-M., Raynaud, D., Korotkevich, Y.S. and Lorius, C. (1987) Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, 329, 408–414.
- Bender, M. (2002) Orbital tuning chronology for the Vostok climate record supported by trapped gas composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 204, 275–289.
- Bintanja, R. and van de Wal, R.S.W. (2008) North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles. *Nature*, 454, 869–872.
- Bintanja, R., van de Wal, R.S.W. and Oerlemans, J. (2005) Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature*, 437, 125–128.
- Blunier, T. and Brook, E. (2001) Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, 291, 109–112.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dallenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H.B., Hammer, C.U. and Johnsen, S. (1998) Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, 394, 739–743.
- Broccoli, A.J., Dahl, K.A. and Stouffer, R.J. (2006) Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling. *Geophysical Research Letters*, 33, L01702, doi : 10.1029/2005GL024546.
- Broecker, W.S. and Stocker, T.F. (2006) The Holocene CO₂ rise : Anthropogenic or natural?. *EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, 87, 27–29.
- Caillon, N. (2003) A novel method to study the phase relationship between Antarctic and Greenland climate. *Geophysical Research Letters*, 30, 1899, doi : 10.1029/2003GL017838.
- Chappellaz, J., Barnola, J.M., Raynaud, D., Lorius, C. and Korotkevich, Y. (1990) Ice-core record of atmospheric methane over the past 160,000 years. *Nature*, 345, 127–131.
- Clark, P.U., McCabe, A.M., Mix, A.C. and Weaver, A.J. (2004) Rapid rise of sea level 19,000 years ago and its global implications. *Science*, 304, 1141–1144.
- Cuffey, K.M. and Vimeux, F. (2001) Covariation of carbon dioxide and temperature from the Vostok ice core after deuterium-excess correction. *Nature*, 412, 523–527.
- Dansgaard, W., Johnson, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidbjerg, C.S., Steffensen, J., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J. and Bond, G. (1993) Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218–220.
- Denton, G., Alley, R., Comer, G. and Broecker, W. (2005) The role of seasonality in abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1159–1182.
- Denton, G.H., Broecker, W.S. and Alley, R. (2006) The mystery interval 17.5 to 14.5 kys ago. *PAGES News Letter*, 14, 14–16.
- EPICA (2006) One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, 444, 195–198.
- Esat, T.M., McCulloch, M.T., Chappell, J., Pillans, B. and Omura, A. (1999) Rapid fluctuations in sea level recorded at Huon Peninsula during the penultimate deglaciation. *Science*, 283, 197–201.
- Fischer, H., Wahlen, M., Smith, J., Mastroianni, D. and Deck, B. (1999) Ice core records of atmospheric CO₂ around the last three glacial terminations. *Science*, 283, 1712–1714.
- Flückiger, J., Knutti, R. and White, J.W.C. (2006) Oceanic processes as potential trigger and amplifying mechanisms for Heinrich events. *Paleoceanography*, 21, doi : 10.1029/2005PA001204.
- Gallup, C.D., Cheng, H., Taylor, F.W. and Edwards, R.L. (2002) Direct determination of the timing of sea level change during termination II. *Science*, 295, 310–313.
- Hemming, S. (2004) Heinrich events : Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics*, 42, RG1005.
- Henderson, G.M. and Slowey, N.C. (2000) Evidence from U–Th dating against Northern Hemisphere forcing of the penultimate deglaciation. *Nature*, 404, 61–66.
- Huber, C., Leuenberger, M., Spahni, R., Flückiger, J.,

- Schwander, J., Stocker, T., Johnsen, S., Landais, A. and Jouzel, J. (2006) Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH₄. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 504–519.
- Huybers, P. (2006) Early Pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing. *Science*, 313, 508–511.
- Huybers, P. and Denton, G. (2008) Antarctic temperature at orbital timescales controlled by local summer duration. *Nature Geoscience*, 1, 787–792.
- Huybers, P. and Wunsch, C. (2005) Obliquity pacing of the Late Pleistocene glacial terminations. *Nature*, 434, 491–494.
- Ikeda-Fukazawa, T., Horikawa, S., Hondoh, T. and Kawamura, K. (2002) Molecular dynamics studies of molecular diffusion in ice Ih. *Journal of Chemical Physics*, 117, 3886–3896.
- Ikeda-Fukazawa, T., Kawamura, K. and Hondoh, T. (2004) Mechanism of molecular diffusion in ice crystals. *Molecular Simulation*, 30, 973–979.
- Ikeda-Fukazawa, T., Fukumizu, K., Kawamura, K., Aoki, S., Nakazawa, T. and Hondoh, T. (2005) Effects of molecular diffusion on trapped gas composition in polar ice cores. *Earth and Planetary Science Letters*, 229, 183–192.
- IPCC (2007) *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*. 996 p, Cambridge University Press.
- Kawamura, K., Nakazawa, T., Aoki, S., Sugawara, S., Fujii, Y. and Watanabe, O. (2003) Atmospheric CO₂ variations over the last three glacial-interglacial climatic cycles deduced from the Dome Fuji deep ice core, Antarctica using a wet extraction technique. *Tellus*, 55B, 126–137.
- Kawamura, K., Parrenin, F., Lisiecki, L., Uemura, R., Vimeux, F., Severinghaus, J.P., Hutterli, M.A., Nakazawa, T., Aoki, S., Jouzel, J., Raymo, M.E., Matsumoto, K., Nakata, H., Motoyama, H., Fujita, S., Goto-Azuma, K., Fujii, Y. and Watanabe, O. (2007) Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years. *Nature*, 448, 912–916.
- Keeling, R.F. and Visbeck, M. (2005) Northern ice discharges and Antarctic warming : Could ocean eddies provide the link?. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1809–1820.
- Landais, A. (2004) A continuous record of temperature evolution over a sequence of Dansgaard-Oeschger events during Marine Isotopic Stage 4 (76 to 62 kyr BP). *Geophysical Research Letters*, 31, L22211, doi : 10.1029/2004GL021193.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. and Levrard, B. (2004) A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 428, 261–285.
- Lisiecki, L.E. and Raymo, M.E. (2005) A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi : 10.1029/2004PA001078.
- Loulergue, L., Parrenin, F., Blunier, T., Barnola, J., Spahni, R., Schilt, A., Raisbeck, G. and Chappellaz, J. (2007) New constraints on the gas age-ice age difference along the EPICA ice cores, 0–50 kyr. *Climate of the Past*, 3, 527–540.
- Lüthi, D., Floch, M.L., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K. and Stocker, T.F. (2008) High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453, 379–382.
- McManus, J.F., Francois, R., Gherard, J.M., Keigwin, L. and Drown-Leger, S. (2004) Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 428, 834–837.
- Monnin, E., Indermuhle, A., Dallenbach, A., Flückiger, J., Stauffer, B., Stocker, T., Raynaud, D. and Barnola, J.M. (2001) Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. *Science*, 291, 112–114.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Demotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. and Stievenard, M. (1999) Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429–436.
- Rahmstorf, S. (2002) Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419, 207–214.

- Raisbeck, G.M., Yiou, F., Jouzel, J. and Stocker, T.F. (2007) Direct north-south synchronization of abrupt climate change record in ice cores using Beryllium 10. *Climate of the Past*, 3, 541–547.
- Raymo, M.E. (1997) The timing of major climate terminations. *Paleoceanography*, 12, 577–585.
- Robinson, L.F., Henderson, G.M. and Slowey, N.C. (2002) U–Th dating of marine isotope stage 7 in Bahamas slope sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 175–187.
- Rohling, E., Grant, K., Hemleben, C., Kucera, M., Roberts, A.P., Schmeltzer, I., Schulz, H., Siccha, M., Siddall, M. and Trommer, G. (2008) New constraints on the timing of sea level fluctuations during early to middle marine isotope stage 3. *Paleoceanography*, 23, doi : 10.1029/2008PA001617.
- Severinghaus, J.P. and Brook, E.J. (1999) Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice. *Science*, 286, 930–934.
- Severinghaus, J.P. and Battle, M. (2006) Fractionation of gases in polar ice during bubble close-off : new constraints from firn air Ne, Kr and Xe observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 244, 474–500.
- Severinghaus, J.P., Sowers, T., Brook, E.J., Alley, R.B. and Bender, M.L. (1998) Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. *Nature*, 391, 141–146.
- Shackleton, N.J. (2000) The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, 289, 1897–1902.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I. and Smeed, D.A. (2003) Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423, 853–858.
- Siddall, M., Bard, E., Rohling, E.J. and Hemleben, C. (2006) Sea-level reversal during termination II. *Geology*, 34, 817–820.
- Spahni, R., Chappellaz, J., Stocker, T.F., Loulergue, L., Hausammann, G., Kawamura, K., Fluckiger, J., Schwander, J., Raynaud, D., Masson-Delmotte, V. and Jouzel, J. (2005) Atmospheric methane and nitrous oxide of the late Pleistocene from Antarctic ice cores. *Science*, 310, 1317–1321.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K., McCulloch, M.T., Blake, S.G., Lee, D.C. and Halliday, A.N. (2001) Orbital forcing of the marine isotope stage 9 interglacial. *Science*, 291, 290–293.
- Stocker, T. and Johnsen, S. (2003) A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw, *Paleoceanography*, 18, doi : 10.1029/2003PA000920.
- Stott, L., Timmermann, A. and Thunell, R. (2007) Southern hemisphere and deep-sea warming led deglacial atmospheric CO₂ rise and tropical warming. *Science*, 318, 435–438.
- Stuiver, M. and Grootes, P.M. (2000) GISP2 oxygen isotope ratios. *Quaternary Research*, 53, 277–283.
- Suwa, M. and Bender, M. (2008) Chronology of the Vostok ice core constrained by O₂/N₂ ratios of occluded air, and its implication for the Vostok climate records. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1093–1106.
- Thompson, W.G. and Goldstein, S.L. (2005) Open-system coral ages reveal persistent suborbital sea-level cycles. *Science*, 308, 401–404.
- 植村 立 (2007) 水の安定同位体比による古気温推定の研究—極域氷床コアからの数千年スケールの気候変動の復元—. *第四紀研究*, 46, 147–164.
- Uemura, R., Yoshida, N., Kurita, N., Nakawo, M. and Watanabe, O. (2004) An observation-based method for reconstructing ocean surface changes using a 340,000-year deuterium excess record from the Dome Fuji ice core, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 31, L13216, doi : 10.1029/2004GL019954.
- Vimeux, F., Cuffey, K.M. and Jouzel, J. (2002) New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction. *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 829–843.
- Waelbroeck, C., Labeyries, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E. and Labracherie, M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifers isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 295–305.

- Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z.S., Wu, J.Y., Shen, C.C. and Dorale, J.A. (2001) A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294, 2345–2348.
- Wang, X., Auler, A., Edwards, R., Cheng, H., Ito, E., Wang, Y., Kong, X. and Solheid, M. (2007) Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. *Geophysical Research Letters*, 34, L23701, doi : 10.1029/2007GL031149.
- Watanabe, O., Jouzel, J., Johnsen, S., Parrenin, F., Shoji, H. and Yoshida, N. (2003) Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. *Nature*, 422, 509–512.
- Wolff, E.W., Fischer, H. and Röthlisberger, R. (2009) Glacial terminations as southern warmings without northern control. *Nature Geoscience*, 2, 206–209.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P. and Fifield, L.K. (2000) Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 406, 713–716.
- Yuan, D.X., Cheng, H., Edwards, R.L., Dykoski, C.A., Kelly, M.J., Zhang, M.L., Qing, J.M., Lin, Y.S., Wang, Y.J., Wu, J.Y., Dorale, J.A., An, Z.S. and Cai, Y.J. (2004) Timing, duration, and transitions of the Last Interglacial Asian Monsoon. *Science*, 304, 575–578.

Quaternary earth system dynamics explored with ice core records

Kenji Kawamura*

Ice cores have played a crucial role in Quaternary climate research. In particular, deep ice cores from Antarctica and Greenland have revealed important paleoenvironmental events such as co-varying greenhouse gases with global climate and many abrupt climate changes during glacial periods. The Dome Fuji ice core drilled by Japan was recently dated using the orbital tuning of O_2/N_2 ratio of trapped air, which records local summer insolation through physical mechanisms, to improve the dating accuracy to $\sim 2,000$ years (Kawamura *et al.*, 2007). This chronology provides important clues for understanding the timing and mechanism of global environmental changes. Here I summarize phasing between Antarctic climate and

atmospheric CO_2 concentration, the relationship between climatic variations of Antarctica and other parts of the globe, and the relationship between climatic variations on different time scales, which are all necessary for investigating the mechanisms of glacial–interglacial climatic variation. With an integrated understanding of climatic variations on various spatial and time scales, it is argued that the timing of Antarctic climate variations is consistent with the Milankovitch theory of 100-kyr glacial cycles. It is important to extend the accurate chronology based on the second Dome Fuji ice core, and to conduct detailed ice-core reconstructions around the past interglacial periods.

Keywords : polar ice cores, Dome Fuji, glacial–interglacial cycles, Milankovitch theory, millennial scale climate change, abrupt climate change, carbon dioxide, O_2/N_2 chronology

* National Institute of Polar Research, 10–3 Midori-cho, Tachikawa, Tokyo, 190–8518, Japan. E-mail : kawamura@nipr.ac.jp