

2. 氷床コア分析による過去のCO₂の復元

川村 賢二*

1. はじめに

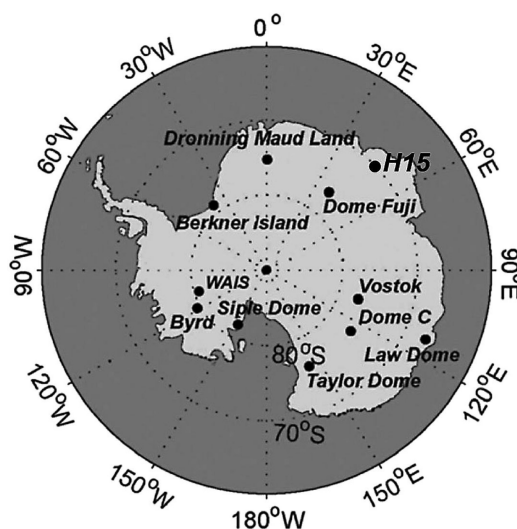
極域氷床を掘削して得られる柱状の水(氷床コア)には過去の空気が閉じ込められており、それを変質させることなく抽出して精密に分析できれば、大気中のCO₂濃度やその同位体を過去にさかのぼって復元できる。氷床コアによる過去のCO₂復元は、1960年以前に発案され、信頼のおける結果は1980年代の半ばになって得られ始めた。南極とグリーンランドにおいて多くの氷床コアが掘削されてきたが、グリーンランドの氷床コアには炭酸塩等の不純物が多く含まれており、化学反応によって氷床中でCO₂を生成あるいは消滅させてしまうため、信頼のおける結果は南極の氷床コアから得られる。また、氷床コアは掘削地点の積雪量によって復元できる年代範囲と時間分解能が大きく異なるため、目的によって使い分けることになる。

第1図に主な南極氷床コアの掘削点を示す。1960年代に南極初の氷床コアであるバード(Byrd)コアが掘削され、それ以降、ポストーク(Vostok)、ドームC、DML(Dronning Maud Land)、ドームふじ、WAIS Divideにおいて深層掘削が行われてきた。これらのコアからは数万から数十万年を遡った変動が得られる。沿岸に近い氷床コアは、積雪が多いため時間分解能が高く取れるので、過去数百年から1万年程度の詳細な記録が得られる。我が国でも、南極ドームふじ氷床コアやH15氷床コアなどのコアを用いてCO₂復元研究が行われてきた。本稿では、氷床コアの気体分析の技術的な話題に続けて、氷床コア研究から得られてきたCO₂に関する知見をいくつか紹介する。

2. 氷床コアからの空気抽出とCO₂分析

氷床コアから空気を抽出する方法には大きく分けて三種類あり(融解法、切削法、昇華法)、測定対象とする気体によって使い分ける。どの方法においても、まず水を真空容器に入れて封じ、低温に保ちながらポンプで容器内部の空気を除去する。

融解法では、お湯やヒーターで容器を外側から加熱して氷を融解し、氷に閉じ込められた空気を解放する。抽出空気は除湿された後、-260°C以下に冷却されたステンレス製チューブの内面で固化されることで連続的に捕集される(Nakazawa *et al.* 1993)。気体成分の水への溶解や水中での化学反応が起こり得るため、溶解度や反応性が大きいCO₂には不適だが、例外的に、東北大学でのドームふじ氷床コア分析においては、試料の不純物濃度が低く、装置の清浄性が高いうえ転送も速いため、比較的信頼のおけるCO₂濃度



第1図 南極氷床の主な掘削点。

* 国立極地研究所. kawamura@nipr.ac.jp

© 2014 日本気象学会

が得られている (Kawamura *et al.* 2003).

CO₂復元に主流の手法は切削法であり、真空容器の内部で氷を粉碎することで気体を解放する。粉碎機構は各国が工夫を凝らしており、例えば、先の鈍った剣山のようなもので氷を叩いて粉碎する「ニードルクラッカー」や、金属製カプセルに氷と複数のパチンコ玉くらいの金属球を封入し、機械で高速で上下に振る「ボールクラッシャー」、金属製の円筒の内面におろし金のような突起を刻み、そこに氷を封入し前後に振動させてすり下ろす「チーズおろし器」といった種類がある。日本では、カンナのような刃を取り付けた円盤を回転させて氷を削っていく、かき水器のような装置を用いている (Nakazawa *et al.* 1993).

切削装置では切削後の氷の碎片の内部に空気が残ってしまうので、抽出効率は6~9割程度である。1000 m以深の氷には、空気が気泡としてではなく直径50 μmほどの包接氷和物 (エア・ハイドレート) として存在しているため、抽出効率が特に低い。また、エア・ハイドレートの解離には数分かかり、気体によってもタイミングが異なるため、元の空気組成のまま取り出すことが難しい。CO₂はN₂やO₂よりも解離が遅く、抽出空気中の濃度が低くなる傾向にある。抽出効率を上げるには、氷を50 μm以下の粉末状に粉碎すればよいが、そのためには超高速で回転または振動する装置が必要となり、熱の発生による氷の融解や装置内部の脱ガスなどの様々な技術的課題を解決する必要がある。国立極地研究所では、磁気浮上型モーターによって真空中での金属摩擦を排除しつつ氷を微細に切削する装置を開発中である。

融解法と切削法の長所を合わせ持つのが昇華法であり、氷にランプまたはレーザーにより赤外線を照射する (Schmitt *et al.* 2012)。空気は全量解放されるため、切削法のような分別の問題はなく、融解水がないため変質の恐れも小さい。ただし非常に時間がかかるという短所があり、20 gほどの氷を昇華させるのに数十分もかかる。また、水中に存在する不純物が氷表面に濃縮する可能性があるため、汚染の可能性もゼロではない。

いずれかの方法で抽出された空気のCO₂濃度は、ガスクロマトグラフや、赤外レーザー吸収を利用した測器、または質量分析計で測定される。装置をうまく調整できれば、CO₂濃度で0.1 ppm程度の繰り返し精度が得られる。実際の氷床コア解析においては、空気抽出過程における誤差が加わるため、CO₂濃度データ

の誤差は1 ppm以上になる。CO₂の安定炭素同位体比 (δ¹³C) は、抽出した空気試料からCO₂を精製し、質量分析計で測定して得られる。空気抽出や分析における誤差が大きく、信頼性の高い結果は未だに多くない。

空気が氷床に閉じ込められる前に、50-100 mにもなる雪層の空隙に存在する期間がある (数年から数百年)。この間に、重力や温度勾配によって気体成分は分別を受け、特に同位体比に影響が顕著である。その補正のために大気中の変動がないN₂やArの同位体を測定する。詳しくは述べないが、この補正はCO₂同位体の変動幅に匹敵することがあり、復元精度を高める際に重要となる。

3. 過去1000年間のCO₂変動

第2図に、南極H15コアを分析して得た過去約300年間のCO₂濃度を示す (Machida 1992)。大気の間接観測データは1957年以降しかなく、それ以前の変動や産業革命以前の濃度については氷床コアの分析結果が頼りである。図から分かるように、CO₂濃度は産業革命以降に上昇してきており、その上昇率も、20世紀半ば以降に世界のエネルギー消費の増大にともなって大きくなってきている。現在のCO₂濃度は工業化以前と比較して約40%増加しているが、この値は、産業革命以前の1万年間における変動幅の10倍程度と、非常に大きいものである。

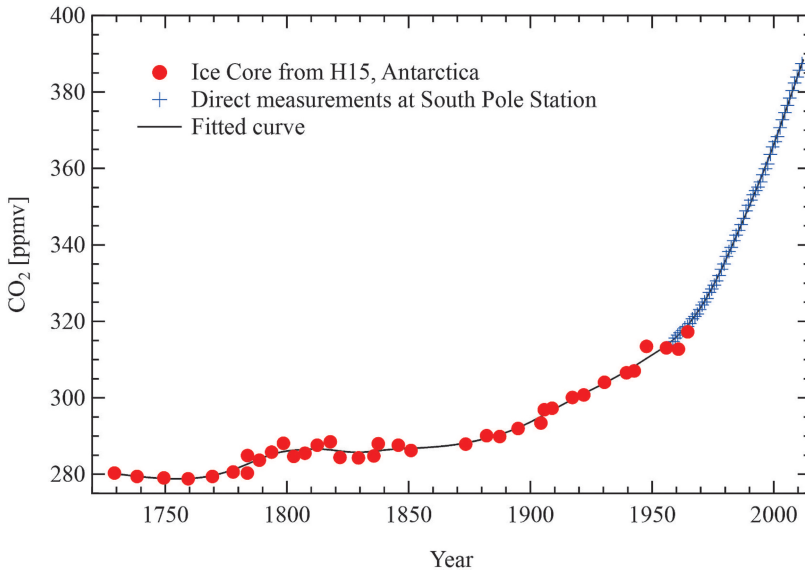
H15コアのCO₂濃度データを用いた過去300年間のCO₂の収支推定の例を第3図に示す (Kawamura *et al.* 2000)。この時間スケールにおいて変動するCO₂のリザーバー (貯蔵庫) は、大気と海洋、陸上植物圏である。過去の化石燃料消費の統計からCO₂放出量は比較的よく分かっており、大気中のCO₂の増加分は氷床コアからよく分かっている。その両者から、大気中の増分は人為起源放出量の半分程度であり、残りは海洋や陸上植物圏に吸収・貯蔵されたことが分かる。炭素収支の時間変動を定量的に推定するためには、ボックスモデルなどの簡易的な循環モデルが用いられる。CO₂濃度のみを用いた解析では、まず、大気-海洋間とそれ以外のCO₂フラックスの時系列が大気中の濃度を再現するように求められる。海洋以外のフラックスは化石燃料と陸上植物圏による寄与の和であると考えられるので、化石燃料消費による放出量を差し引くことで陸上植物圏による寄与を算出する。第3図には、このような手法で求められた海洋と陸上植

物圏によるCO₂フラックスが示されている。大気中の濃度増加に伴い、大気-海洋間のCO₂分圧差が増大して海洋による吸収が増加してきていることが分かる。陸上植物圏は20世紀半ばまでは主にCO₂放出源

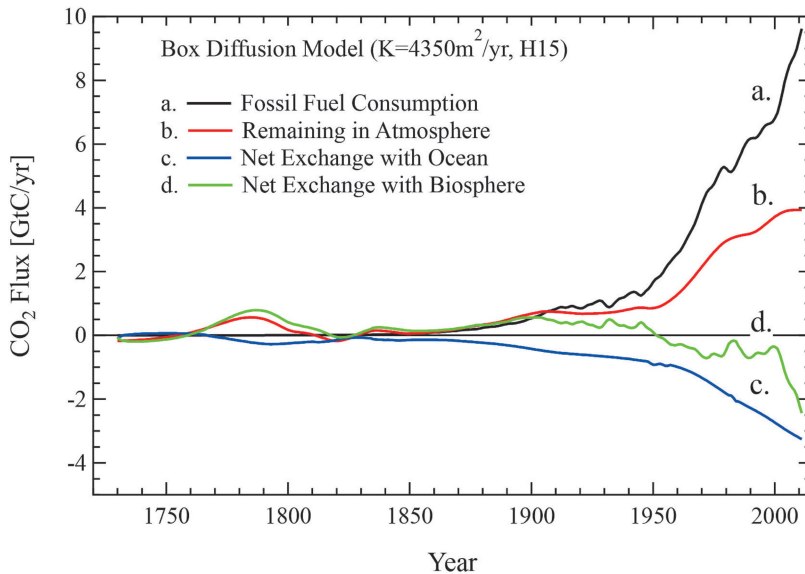
だったが、それ以降は吸収源として働いている。森林伐採などの人間活動による植物圏からの放出は増大しているが、大気中のCO₂濃度が増加したことなどにより、残された植物圏が光合成をより活発に行うようになった結果、正味として吸収源に変わってきたと解釈される。

これらの結果から、大気と海洋または陸上植物圏の間のCO₂交換に伴う $\delta^{13}\text{C}$ の分別効果をモデルに入力することで、大気中 $\delta^{13}\text{C}$ の変遷が計算でき、氷床コアのデータと比較することで、フラックス推定の長期トレンドが正しいことが確認されている。

これ以外に、CO₂濃度と $\delta^{13}\text{C}$ を同時に用いて海洋・陸上のCO₂収支を解くダブル・デコンボリューション法も用いられ(Trudinger *et al.* 2002; Rubino *et al.* 2013, 第4図), それによる海洋と植物圏のフラックス推定結果は、CO₂濃度のみを用いた推定と数十年以上の長期トレンドにおいては整合的であるが、十年程度の時間スケールにおける変動や、収支の絶対量に違いが見られる。推定された数年から十年程度の変動が正しいかどうかは、主に $\delta^{13}\text{C}$ データの時間分解能や精度にかかっている。Rubino *et al.* (2013) は、Law Dome コアから新たに取得したデータと旧来のデータを見直して精度を高めたデータを合わせて、1940年代に見られるCO₂濃度増加の停滞が、主に海洋による吸収であると推定した。この結果は



第2図 南極H15氷床コアから復元された過去300年間のCO₂濃度(丸印)。十字は南極における直接観測結果。(提供:町田敏暢博士)



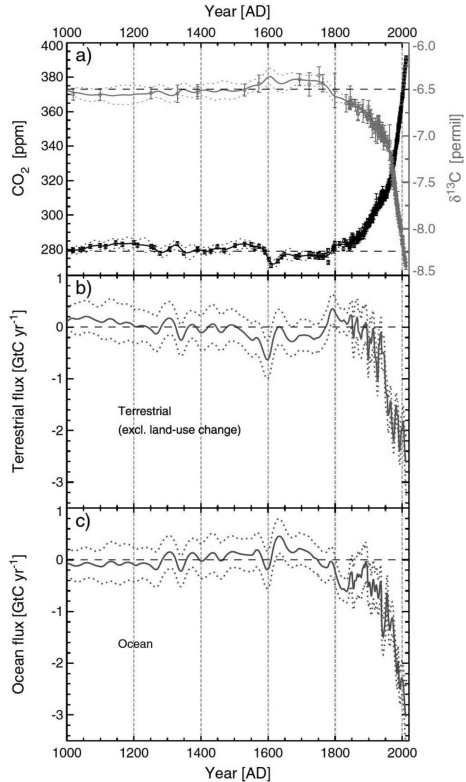
第3図 H15コアのCO₂濃度データとボックスモデルを用いて推定されたCO₂収支。a.は化石燃料消費, b.は大気残留, c.は大気-海洋間交換, d.は大気-陸上植物圏交換を示す。Kawamura *et al.* (2000) を改訂。(提供:森本真司博士)

$\delta^{13}\text{C}$ の精度に大きく依存し、その検証には、より高精度なデータが必要である。

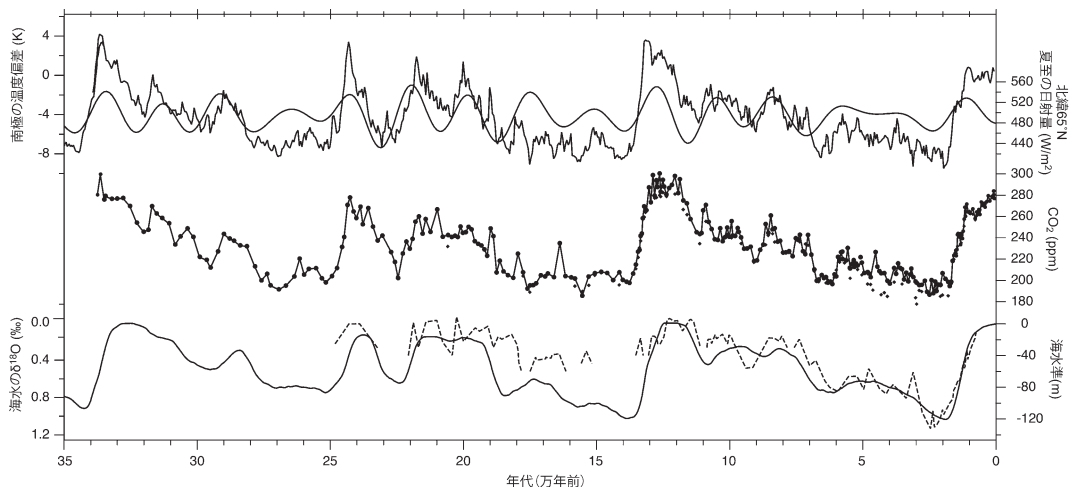
第4図の $\delta^{13}\text{C}$ データは、この期間において最も高分解能で取得されたものであるが、人為起源の影響が顕著に見られない1800年以前の期間に限るとデータ点数が乏しい。この間、自然要因の最大の CO_2 濃度変化は、1600年付近に見られる約10 ppmの低下である。この頃 CH_4 や N_2O の濃度も低下しており (MacFarling Meure *et al.* 2006), 北半球平均の温度も低下していたと考えられている。この CO_2 低下は他のコア (DML, WAIS) から定性的に支持されている。気候変動が温室効果ガスの循環に大きく影響したことをうかがわせ、気候・炭素循環モデル検証のための事例として重要視されている。しかし、1600年付近の $\delta^{13}\text{C}$ データは非常に乏しいので、ダブル・デコンポリューション法で推定した海洋・陸上の吸収量の切り分け (第4図) も信頼に足るとは言えず、今後、複数のコアや研究グループによるデータの取得と検証が重要である。日本でも、この目的での分析を視野に入れ、今後南極沿岸付近で氷床掘削を行う計画がある。

4. 氷期-間氷期サイクル

人間活動の関与しない氷期・間氷期サイクルにともなった CO_2 変動を見てみよう。第5図は、南極ドームふじコアから復元された、過去34万年間にわたる CO_2 濃度の変動である (Kawamura *et al.* 2007)。水



第4図 Law Dome コアの CO_2 濃度と $\delta^{13}\text{C}$ を用いてダブル・デコンポリューション法で推定された CO_2 収支 (Rubino *et al.* 2013)。a)はアイスコアの CO_2 濃度と $\delta^{13}\text{C}$ データ, b)は推定された陸上植物圏の寄与, c)は推定された海洋の寄与を示す。点線は誤差範囲を示す。



第5図 過去35万年間の南極気温と CO_2 、海水準の比較。上段はドームふじコアの気温指標および 65°N の夏至日射量 (滑らかな曲線)。中段はドームふじコアから得られた CO_2 濃度。下段は海底コアの酸素同位体比 (実線) や化石珊瑚 (破線) から推定された海水準。Kawamura *et al.* (2007) を改訂。

の同位体比から推定された南極の気温（直近1万年平均からの偏差）もプロットされている。CO₂濃度は約180-300 ppmの範囲で周期的に変動しており、現在のような高濃度（約400 ppm）は、過去34万年間の自然変動の中には見られない。氷期-間氷期の変動幅は平均値の50%に及ぶほど大きく、図から明らかなように海水準や南極の気温との相関が非常に高く、概して寒く海水準が低い時ほど濃度が低い。また、図には示さないが、最終退氷期における南極の気温とCO₂濃度の上昇の時間差について、かつてはCO₂が数百年遅れていると言われていたが、氷床コアの気体の年代決定が精緻化した結果、実際は時間差がほぼゼロであることが分かってきた (Parrenin *et al.* 2013)。

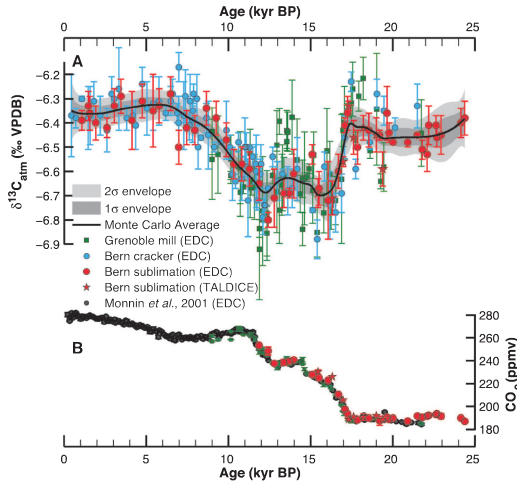
このようなCO₂と気候の関連性から、両者の変動は強い相互作用の結果もたらされていることがうかがえる。では10万年周期の氷期サイクルの原因は氷床そのものとCO₂のどちらにあるのか、といった根本的問題は謎とされてきたが、Abe-Ouchi *et al.* (2013)の気候-氷床モデルを用いた数値実験により大きな進展があった。それによれば、氷期サイクルは北半球の夏期日射量と北米大陸の大気-氷床-固体地球の組み合わせで生み出され、CO₂は増幅機構として重要だが原因ではない。気候と海水準が極めてシステムチックに炭素循環に影響することが示唆されており、そのメカニズムの理解は今後の最重要課題の一つといえる。

氷期には陸上植物圏は縮小しており、間氷期に比べてCO₂の放出源であったと考えられているので、氷期の濃度低下は海洋に原因がなければならない。氷期の海洋がCO₂を吸収するメカニズムについては、多くが提案されてきた。以下では主なものを紹介する。(1) 海洋の温度低下による溶解度の増大はCO₂を吸収する役割を果たし、その大きさは20-30 ppmと推定されている。(2) 氷期には、大陸氷床の発達により海面が低下し海洋の塩分が増大した。これは海洋への溶解度を下げ、CO₂を放出する方向に働く(10 ppm程度)。(3) 生物学的ポンプとして知られる、沈降有機物(プランクトンの遺骸)による深海への炭素輸送が増大したとの仮説は、多く提案された。特に、栄養塩が豊富な割に生産性の低い南大洋に、生産の制限要素となっている鉄がダストとともに大量に飛来し、生産性を著しく高めたとする「鉄仮説」がある。他にも、海洋循環の変化によって栄養塩の循環が活発になったとする説や、海面低下で露出した大陸棚から栄養塩が供給されたとする説もある。しかし、これで100 ppm

の低下を全て説明するためには、深海が無酸素状態(ヘドロ状)になってしまうほどの有機物供給がなくてはならないはずであり、氷期にも海底に有孔虫がいた証拠と矛盾する。(4) 海洋底に堆積している炭酸カルシウム(プランクトンの殻)が何らかの原因で溶解すれば海水のアルカリ度が増大し、その海水が表層にもたらされれば大気CO₂を吸収する(アルカリポンプ)。炭酸カルシウムの溶解にはCO₂が必要であるが、氷期に生物ポンプが強化されれば、沈降有機物の分解によるCO₂が増大するはずである。なお、最終退氷期から完新世前半にかけて陸上植物圏が炭素を大量に蓄積したことによって、このメカニズムが逆に働き、過去7000年間における20 ppmの濃度増加に寄与したと考えられている。(5) 深層水の湧昇の抑制や、大気-海洋間のガス交換の抑制によって、CO₂が多く含まれる海水が深海に留まることにより、結果として大気CO₂濃度を低下させたとする説が、最近注目されている。南大洋が鍵とされ、具体的な機構としては、成層化による深層水の湧昇抑制や、海水拡大による大気海洋間のガス交換抑制が提案されている。最近、退氷期において南大洋の鉛直循環が強化された証拠や、深海からCO₂を多く含む海水が湧昇したと見られる証拠も得られている(例えばBurke and Robinson 2012)。

上記のいずれの説も、単独で100 ppmもの変動を説明しうるものではなく、実際には上記のような多数の機構が組み合わさっていると考えられる。個々のメカニズムに関する証拠探しに加えて、モデリングによる定量推定(日本の研究例ではKurahashi-Nakamura *et al.* 2010; Oka *et al.* 2011; Chikamoto *et al.* 2012; O'ishi and Abe-Ouchi 2013)や、簡易気候・炭素循環モデルを用いたそれらの相対的寄与の推定(例えばBrokvin *et al.* 2012)が進められている。

氷期から間氷期への移行期は、気候とCO₂濃度が大きく変化した時期であるため、 $\delta^{13}\text{C}$ による制約が有効であると考えられる。第6図は過去2.5万年前の $\delta^{13}\text{C}$ データである。分析精度(個々のエラーバー)やデータ点間のバラツキは大きいですが、時間分解能は高く、明瞭に認められる変動がある。特に、退氷期初期の約1.7万年前における $\delta^{13}\text{C}$ の大きな落ち込みや、その後一旦の上昇に続く2度目の極小(約1.2万年前)、その後の緩やかな長期の上昇が明白である。退氷期初期の落ち込みは、氷期に深海に蓄えられた $\delta^{13}\text{C}$ の小さいCO₂が南大洋を通して放出されたとす



第6図 過去2.5万年における $\delta^{13}\text{C}$ と CO_2 濃度 (Schmitt *et al.* 2012). 横軸 (年代, $\times 1000$ 年) が反転していることに注意.

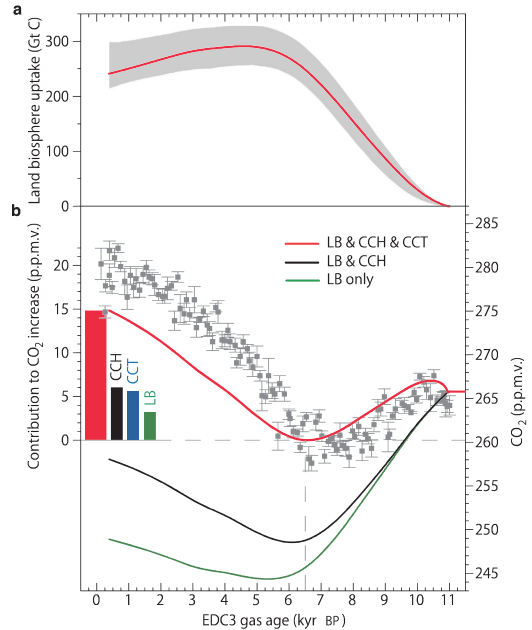
る見方 (上記の(5)) と整合的である.

最後に, 完新世 (現在の間氷期) における炭素収支の研究例を示す (第6図, 第7図). この時代の特徴は, 7000年前からの20 ppmに及ぶ CO_2 濃度増加である. 1990年代に出版された論文では, 数点しかない $\delta^{13}\text{C}$ データに下降トレンドが見られたことから, 過去7000年の濃度増加は陸上植物圏からの放出によるとしていた. しかし, 今回改良された $\delta^{13}\text{C}$ データにおいては, 過去7000年間のトレンドは見られない (第6図). この CO_2 濃度と $\delta^{13}\text{C}$ のデータに整合する新たなシナリオが第7図に示されており, 陸上植物圏による効果 (図中のLB) と, それによる炭酸塩補償深度のゆっくりとした調整の効果 (図中のCCHおよびCCT) により, 完新世の変化の大部分が説明可能とされた.

氷期-間氷期の CO_2 変動を理解することは, 気候の将来予測にとっても重要である. すでに将来予測には気候と炭素循環の相互作用が考慮されるようになってきており, その総合的な検証には, 過去の変動に関する精細な情報が不可欠である. そのためにも, 氷床コアのデータ取得においては, 分析対象期間の拡大や高時間分解能化, 同位体比分析の高精度化などを進めていく必要がある.

参考文献

Abe-Ouchi, A., F. Saito, K. Kawamura, M. E. Raymo, J.



第7図 過去1.1万年における CO_2 濃度と $\delta^{13}\text{C}$ から得た炭素収支推定 (Elsig *et al.* 2009). 横軸 (年代, $\times 1000$ 年) が反転していることに注意. a) は推定された陸上植物圏の累積吸収量. b) は陸上植物圏および海洋のプロセスが大気中 CO_2 に与えた影響. LBは陸上植物圏のみによる CO_2 濃度への寄与. CCHとCCTはそれぞれ, 完新世および退氷期における陸上植物圏の発達により炭素収支が非平衡になった海洋が, 炭酸塩の溶解・析出を含むプロセスにより新たな平衡状態に向かう過程で大気中の CO_2 濃度に与えた寄与. 棒グラフは6500年前から現在にかけてそれぞれのプロセスがもたらした累積寄与を示す. 赤線は全てのプロセスを含んだ結果で, アイスコアのデータと比較されている. モデルとデータの相違は, 珊瑚礁の発達などで考慮されていないプロセスで説明しうる可能性があるとしている.

Okuno, K. Takahashi and H. Blatter, 2013: Insolation-driven 100,000-year glacial cycles and hysteresis of ice-sheet volume. *Nature*, 500, 190-193.

Brovkin, V., A. Ganopolski, D. Archer and G. Munhoven, 2012: Glacial CO_2 cycle as a succession of key physical and biogeochemical processes. *Clim. Past*, 8, 251-264.

Burke, A. and L. F. Robinson, 2012: The Southern Ocean's role in carbon exchange during the last deglaciation. *Science*, 335, 557-561.

- Chikamoto, M. O., A. Abe-Ouchi, A. Oka, R. Ohgaito and A. Timmermann, 2012: Quantifying the ocean's role in glacial CO₂ reductions. *Clim. Past*, **8**, 545-563.
- Elsig, J., J. Schmitt, D. Leuenberger, R. Schneider, M. Eyer, M. Leuenberger, F. Joos, H. Fischer and T. F. Stocker, 2009: Stable isotope constraints on Holocene carbon cycle changes from an Antarctic ice core. *Nature*, **461**, 507-510.
- Kawamura, K., T. Nakazawa, T. Machida, S. Morimoto, S. Aoki, M. Ishizawa, Y. Fujii and O. Watanabe, 2000: Variations of the carbon isotopic ratio in atmospheric CO₂ over the last 250 years recorded in an ice core from H15, Antarctica. *Polar Meteor. Glaciol.*, **14**, 47-57.
- Kawamura, K., T. Nakazawa, S. Aoki, S. Sugawara, Y. Fujii and O. Watanabe, 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. *et al.*, 2007: Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years. *Nature*, **448**, 912-916.
- Kurahashi-Nakamura, T., A. Abe-Ouchi and Y. Yamanaka, 2010: Effects of physical changes in the ocean on the atmospheric pCO₂: Glacial-interglacial cycles. *Clim. Dyn.*, **35**, 713-719.
- MacFarling Meure, C., D. Etheridge, C. Trudinger, P. Steele, R. Langenfelds, T. van Ommen, A. Smith and J. Elkins, 2006: Law Dome CO₂, CH₄ and N₂O ice core records extended to 2000 years BP. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L14810, doi:10.1029/2006GL026152.
- Machida, T., 1992: A study of concentration variations of greenhouse gases in ancient air using ice core analysis. Ph.D. thesis, Tohoku University, Sendai, Japan, 147pp.
- Nakazawa, T., T. Machida, K. Esumi, M. Tanaka, Y. Fujii, S. Aoki and O. Watanabe, 1993: Measurements of CO₂ and CH₄ concentrations in air in a polar ice core. *J. Glaciol.*, **39**: 209-215.
- O'ishi, R. and A. Abe-Ouchi, 2013: Influence of dynamic vegetation on climate change and terrestrial carbon storage in the Last Glacial Maximum. *Clim. Past*, **9**, 1571-1587.
- Oka, A., A. Abe-Ouchi, M. O. Chikamoto and T. Ide, 2011: Mechanisms controlling export production at the LGM: Effects of changes in oceanic physical fields and atmospheric dust deposition. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **25**, GB2009, doi:10.1029/2009GB003628.
- Parrenin, F., V. Masson-Delmotte, P. Köhler, D. Raynaud, D. Paillard, J. Schwander, C. Barbante, A. Landais, A. Wegner and J. Jouzel, 2013: Synchronous change of atmospheric CO₂ and Antarctic temperature during the last deglacial warming. *Science*, **339**, 1060-1063.
- Rubino, M. *et al.*, 2013: A revised 1000 year atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ -CO₂ record from Law Dome and South Pole, Antarctica. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 8482-8499.
- Schmitt, J. *et al.*, 2012: Carbon isotope constraints on the deglacial CO₂ rise from ice cores. *Science*, **336**, 711-714.
- Trudinger, C. M., I. G. Enting, P. J. Rayner and R. J. Francey, 2002: Kalman filter analysis of ice core data 2. Double deconvolution of CO₂ and $\delta^{13}\text{C}$ measurements. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4423, doi:10.1029/2001JD001112.