大気—海洋ボックスモデルによる暁新世／始新世境界温暖化極大の発生原因の定量的検討

Quantitative examination of the cause of the Paleocene–Eocene thermal maximum using an atmosphere-ocean box model

Abstract

安川和孝^{*†} 加藤泰浩^{*}

Kazutaka Yasukawa^{*†} and
Yasuhiro Kato^{*}

2010年10月8日受付.

2011年2月2日受理.

^{*} 東京大学大学院工学系研究科システム創成学専攻

Department of Systems Innovation, School of Engineering, The University of Tokyo, 7-3-1 Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo 113-8656, Japan

[†] 現所属: 環境省水・大気環境局水環境課

Present address: Ministry of the Environment, 1-2-2 Kasumigaseki, Chiyoda-ku, Tokyo 100-8975, Japan

Corresponding author: Y. Kato,
ykato@sys.t.u-tokyo.ac.jp

The Paleocene–Eocene thermal maximum (PETM) represents one of the most prominent and abrupt global warming events in Earth's history. Across the Paleocene–Eocene boundary (PEB; ca. 55 Ma), extreme global warming by 4–8 °C coincided with rapid ocean acidification, mass extinction in the deep ocean, and a distinct negative carbon isotope excursion (CIE) in both the marine and terrestrial environments. These lines of evidence strongly suggest a massive and rapid injection of ¹³C-depleted carbon into the atmosphere and ocean, thereby inducing global warming. However, the origin and magnitude of the massive carbon injection across the PEB remain unresolved.

We reconstructed the perturbation of the global carbon cycle across the PEB using an atmosphere–ocean box model, thereby obtaining a precise picture of the PETM event. It is likely that the PETM was triggered by the volcanism that produced the North Atlantic Igneous Province (NAIP). The model results indicate that the CIE of –3‰ during the PETM was caused by inputs of 2,200 Gt-C of thermogenic methane (triggered by the NAIP volcanism) and 1,300–3,300 Gt-C of biogenic methane following the dissociation of sub-sea-floor gas hydrates. The destabilization of gas hydrate was probably due to a reduction in hydrostatic pressure in the sub-sea-floor or the warming of bottom water due to a significant uplift of the seafloor related to eruption of the NAIP.

Although the CIE can be readily reconstructed, the calculated temperature rise is 2.6 °C at most under the generally accepted range for equilibrium climate sensitivity (rise of 1.5–4.5 °C per doubling of the atmospheric CO₂ concentration); hence, we cannot reproduce the global warming of 4–8 °C inferred from the geological record during the PETM. Our results indicate that climate sensitivity at this time may have been much higher than previously considered or that unknown feedback and forcings (other than atmospheric CO₂) were responsible for a major component of the PETM warming.

Keywords: Paleocene–Eocene thermal maximum (PETM), atmosphere–ocean carbon cycle modeling, carbon isotope excursion, global warming, methane hydrate, thermogenic methane

はじめに

暁新世/始新世境界温暖化極大 (Paleocene-Eocene thermal maximum; PETM) は、約 5,500 万年前 (55 Ma) の暁新世/始新世境界 (P/E 境界) 付近で発生した短期的な地球温暖化イベントである。PETM は過去の急激かつ短期的な気候変動の中でも発生した年代が比較的新しく、時間解像度の高い地球化学データが多く得られるため近年盛んに研究が進められている。PETM では、数千年以内という地質学

的には一瞬ともいえる期間に、世界各地で海洋の表層および深層の水温が 4–8 °C も上昇した (Fig. 1; Kennett and Stott, 1991; Zachos et al., 2003, 2006; Tripathi and Elderfield, 2004, 2005; Sluijs et al., 2006)。また同時に、海洋において、堆積した炭酸塩の溶解を伴う深刻な酸性化が起こった (Thomas et al., 1999; Zachos et al., 2005)。さらに、海洋深層の底生有孔虫の大量絶滅、北半球における植生の変化や現生哺乳類の出現と拡散など、生態系にも大きな変化が生じた (Clyde and Gingerich, 1998; Thomas,

Fig. 1. Reconstructed surface-temperature anomalies across the Paleocene–Eocene boundary (PEB). Data sources: IODP (Integrated Ocean Drilling Program) Hole 302-4A (calculated from TEX₈₆; Sluijs et al., 2006); Wilson Lake (calculated from TEX₈₆; Zachos et al., 2006); ODP (Ocean Drilling Program) Site 690 (calculated from $\delta^{18}\text{O}$ values of planktonic foraminiferal shells; Kennett and Stott, 1991); and ODP Site 1209 (calculated from Mg/Ca ratios of planktonic foraminiferal shells; Zachos et al., 2003). The 55.5 Ma paleogeographic reconstruction is from Ocean Drilling Stratigraphic Network.

2003; Wing et al., 2005; Gingerich, 2006; Beard, 2008). そして、PETM を特徴づける最も大きな観測事実の一つが、温度の上昇と同期して大気–海洋系内の炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) が急激に約–3‰の減少を示していることである。この炭素同位体比異常 (Carbon Isotope Excursion; CIE) は南大洋、大西洋、太平洋などの海底に堆積した炭酸塩や有孔虫殻 (Kennett and Stott, 1991; Thomas et al., 2002; Zachos et al., 2003, 2006, 2007; Tripathi and Elderfield, 2005; John et al., 2008), 北アメリカ内陸部の古土壌炭酸塩や哺乳類の歯 (Koch et al., 1992, 1995), 北極海や北アメリカ、アフリカの高等植物由来有機物など (Pagani et al., 2006b; Schouten et al., 2007; Smith et al., 2007; McCarren et al., 2008; Handley et al., 2008), 世界中の様々な地質記録に明瞭に認められる。こうした負の CIE と全球的な温暖化、深刻な海洋の酸性化が同時に起こっていることから、同位体的に軽い ^{12}C に富んだ CO_2 やメタンなどの温室効果ガスが大気–海洋系に瞬間的かつ大量に供給されたと解釈するのが、PETM の原因として最も合理的な説明であると考えられている (Pagani et al., 2006a; Zachos et al., 2008)。そしてこれまでに、そのような ^{12}C に富む温室効果ガスを急激かつ大量に放出しうるメカニズムとして主に、海底メタンハイドレートの分解 (Dickens et al., 1995) や火成活動に伴う熱分解起源メタンの放出 (Svensen et al., 2004) などが提案されてきた。しかしこれらの仮説のいずれについても、決定的といえる証拠は未だ提示されていない。

大量の炭素放出に起因する急激な温暖化と深刻な海洋の酸

性化を特徴とする PETM は、我々が現在直面している全球的な環境問題と本質的に同等の現象であるといえる。さらに、PETM はその発生から終息までの一連の過程が地質記録に残されており、その開始の急激性とは対照的に、 $\delta^{13}\text{C}$ や海水温が元の値近くまで回復するには十数万年の時間を要したと推定されている (Norris and Röhl, 1999; Röhl et al., 2000, 2007; Farley and Eltgroth, 2003)。そしてその回復過程では、陸上岩石の風化や生物生産性の増大といった、従来提案されていた地球システムにおける負のフィードバックが実際に機能したことが示唆されている (Ravizza et al., 2001; John et al., 2008; Sluijs et al., 2008b)。これらの特徴から、人為的な炭素放出に対する地球システム応答を予測する上で、PETM は格好のケーススタディとなることが期待される。

しかしながら、PETM の直接的な発生メカニズムについては、現在においても統一的な見解が得られていない (Zachos et al., 2008)。安川ほか (2010) は、地球表層の炭素循環に着目したシンプルな 1-Box モデルを用いて PETM の発生メカニズムを検討した。その結果、–3‰の CIE とその後の $\delta^{13}\text{C}$ の回復パターンは比較的良く再現された一方で、計算された温度上昇幅は最大でも 1.4 °C に留まり、地質記録から推定される値 (4~8 °C) に達しなかった。この不一致の原因として、大気–海洋系を 1 つのボックスで表現した安川ほか (2010) のモデルが単純化され過ぎており、温室効果ガスの流入に対する地球システムの応答を十分に再現できていない可能性が考えられる。そこで本稿では、大気と海洋のボックスを分離し、温度と大気中 CO_2 濃度に依存性を

もつ陸上岩石の風化フラックスを考慮した大気-海洋 2-Box モデルを用いて、より妥当性が高いと考えられる PETM の発生メカニズムの定量的検討を行うことを目的とする。同時に、現実的な 2-Box モデルを用いることで、変動に関わる素過程がより正確に捉えられ、かつ実際のデータとの対比が詳細に行えると期待される。具体的には、例えば、1-Box モデルに比べて大気中の CO_2 濃度が海洋のボックスとは独立に計算できるため、地質記録から推定される当時の大気中 CO_2 濃度とのより直接的な対比が可能となる。また、本稿のモデルでは陸上岩石の風化フラックスの変化に伴う海洋の溶存カルシウム量の変化も計算する。将来的に、より多くの地質記録に基づいて全海洋の溶存カルシウム量の変化が見積もられれば、海洋の溶存カルシウムについて計算結果と観測値を比較することも可能となるかもしれない。なお PETM の発生メカニズムをめぐる様々な議論や問題点については安川ほか (2010) で詳述したので、ここでは繰り返さない。

気候変動とグローバル炭素循環

大気中の CO_2 分圧 (Partial Pressure of CO_2 ; $p\text{CO}_2$) の変動は、温室効果の変化を介して地球の気候に大きな影響をもたらしてきた。大気中 $p\text{CO}_2$ の低い時代 (石炭紀-ペルム紀など) は大規模な大陸氷床が発達する寒冷な気候であった一方で、 $p\text{CO}_2$ の高い時代 (白亜紀など) には両極にさえ氷が存在しないほど温暖な気候であった (Royer et al., 2004)。そして、このような大気中 $p\text{CO}_2$ の変動は、グローバルな炭素の循環によって規定されてきたと考えられている (Bernier et al., 1983; Bernier, 1999)。

地球表層の炭素循環において大気中 $p\text{CO}_2$ の値を変化させる過程の一つが、陸上岩石の化学的風化である。大気中の CO_2 は陸上のケイ酸塩岩や炭酸塩岩の化学的風化によって重炭酸イオン HCO_3^- となり、河川水や地下水に溶存して運搬され、海洋で炭酸塩として沈殿する。この一連の過程を単純化すると、陸上のケイ酸塩岩および炭酸塩岩の風化反応はそれぞれ

で、海洋での炭酸塩の沈殿反応は

で表される。ただし、陸上岩石の風化にはカルシウムやマグネシウムをはじめとして複数のカチオンが関与しているが、ここでは簡単のためカルシウムのみで記述している。

有機炭素の風化と埋没も大気中 $p\text{CO}_2$ に影響を与える。大気-海洋系内の炭素循環から隔離されていた古い堆積岩中の有機炭素 (ケロジェン) が岩石の風化とともに酸化され、 CO_2 を放出する過程は次式で表される。

また、陸上植物や海洋の植物プランクトンは光合成によって

Fig. 2. Schematic diagram of the 2-box global carbon cycle model used in this study. M and F represent the mass and flux of carbon, respectively. Subscripts vol , $wcarb$, $worg$, $wsil$, $bcarb$, $borg$, and ex represent volcanic CO_2 , weathering of CaCO_3 , weathering of ancient sedimentary organic carbon (kerogen), weathering of silicate rocks, burial of marine CaCO_3 , burial of organic carbon in sediments, and external carbon injected into the exogenic carbon cycle during the PETM, respectively.

大気中の CO_2 を取り込み、有機物として固定している。しかし同時に、植物は呼吸により有機物を分解して CO_2 を放出している。また、植物が死んで分解されると、植物体として固定されていた CO_2 が放出される。そのため、グローバル炭素循環における有機炭素の埋没を考える場合は一般に、光合成により固定された分から呼吸・分解により放出される分を差し引いた、植物による正味の炭素固定として

を用いる。

気候変動と炭素循環を関連づける上で極めて重要なのが、負のフィードバック機構の存在である (Walker et al., 1981)。大気中の CO_2 を消費する陸上岩石の風化反応速度は、 $p\text{CO}_2$ および温度に依存する。例えば、何らかの原因により短期的に $p\text{CO}_2$ が上昇し、温室効果の増大により気温が上昇すると、(1)、(2) 式で表された風化反応が促進されるため大気中 CO_2 の消費が進み、やがて $p\text{CO}_2$ が低下して気温が低下する。また、リン酸塩などを含む岩石の風化が促進されると河川流出による海洋への栄養塩の供給が増加し、生物生産性が上昇することで CO_2 が有機物として固定され、やはり $p\text{CO}_2$ が減少へ向かうと考えられる。このように、陸上岩石の風化反応や植物の光合成は地球表層環境において、百万年以上の長期的な $p\text{CO}_2$ の変動を規定するとともに、数万～数十万年の短期的な $p\text{CO}_2$ の増減に伴う気候変動を緩和するという役割を担っている。すなわち、一時的に $p\text{CO}_2$ が変動してもやがて元の状態へ戻ろうとする負のフィードバックが働き、地球環境は自律的に安定な状態を保持してきたと考えられている。

地球表層炭素循環モデリング

1. 大気-海洋 2-Box 炭素循環モデル

本稿ではBeerling and Berner (2002) により提案された大気-海洋 2-Box モデルを改良し、ある特徴的なフラックスと同位体比をもった系外からの炭素流入を加えることでPETMの再現を試みる。モデル化された炭素の循環を模式的に示したものがFig. 2である。本稿では、定常状態において大気-海洋系と岩石圏の間における炭素収支が常に平衡を保っていると仮定する (Zeebe and Caldeira, 2008)。そして、PETMにおける大気-海洋系への短期的かつ大量の炭素流入に対し、系を定常状態へ戻す負のフィードバック機構として (1)~(3) および (5) 式で表される風化と埋没のメカニズムが働き、余剰な炭素が大気-海洋系内から除去されていくと考える。また、南大洋の海底掘削コア (ODP Site 690; Fig. 1) より得られた浮遊性有孔虫の分析結果から、PETMにおける海洋のCIEはまず表層で生じ、その後深層へ向けて伝播していったことが指摘されている (Thomas et al., 2002)。このことは、 ^{12}C に富む温室効果ガスの放出源によらず、放出された量の大半は大気ないし海洋表層へ一旦直接到達し、その後表層から深層へとゆっくり伝播していったことを示唆している。したがって、本稿では簡単のために、放出された炭素が最初に全て大気のボックスに流入する場合を考える。

まず、各ボックス内の炭素に関する質量収支方程式は以下のようになる。

$$\frac{dM_{\text{atm}}}{dt} = F_{\text{vol}} + F_{\text{bcarb}} - F_{\text{wcarb}} - 2F_{\text{wsi}} + F_{\text{ex}} \quad (6)$$

$$\frac{dM_{\text{ocn}}}{dt} = 2F_{\text{wsi}} + 2F_{\text{wcarb}} - 2F_{\text{bcarb}} + F_{\text{worg}} - F_{\text{borg}} \quad (7)$$

M , F はそれぞれボックス内の炭素量およびフラックスを、 t は時間を表す。添字の atm , ocn はそれぞれ大気および海洋を、 vol , wsi , wcarb , worg はそれぞれ火成活動、ケイ酸塩岩・炭酸塩岩・有機炭素の風化を、 bcarb , borg はそれぞれ炭酸塩・有機炭素としての埋没を表す。添字 ex はPETMにおいて大気-海洋系外から流入した炭素を表す。各項の係数は (1)~(3) 式の係数に由来する。ここで、大気-海洋系内の全炭素量 ($\sim 4 \times 10^{18}$ mol; Berner, 1999) に比べて炭酸塩岩 ($\sim 5,000 \times 10^{18}$ mol; Berner, 1999) および有機炭素 ($\sim 1,250 \times 10^{18}$ mol; Berner, 1999) の各リザーバーに含まれる炭素量は非常に巨大であるため、その質量変化は無視できるものとする。さらに、大気、海洋のボックスを合わせた同位体質量収支方程式は

$$\frac{d(\delta_{\text{atm}} M_{\text{atm}} + \delta_{\text{ocn}} M_{\text{ocn}})}{dt} = \delta_{\text{vol}} F_{\text{vol}} + \delta_{\text{wcarb}} F_{\text{wcarb}} + \delta_{\text{worg}} F_{\text{worg}} - \delta_{\text{bcarb}} F_{\text{bcarb}} - \delta_{\text{borg}} F_{\text{borg}} + \delta_{\text{ex}} F_{\text{ex}} \quad (8)$$

となる。 δ_{atm} , δ_{ocn} はそれぞれ、大気および海洋の $\delta^{13}\text{C}$ である。ケイ酸塩岩の風化は大気中の CO_2 を消費して HCO_3^- に変換し、生じた HCO_3^- は河川水や地下水によって海洋へと流入する。したがって、ケイ酸塩岩の風化は大気-海洋間における炭素の質量収支に影響する。しかし、ケイ酸塩岩それ

自体は炭素を含まないため、 F_{wsi} は大気-海洋系全体に関する同位体質量収支方程式には現れないことに注意する。なお、ここでは陸上のケイ酸塩岩の質量変化も無視できるものとみなす。また、炭酸塩岩・ケイ酸塩岩の風化および埋没に伴う海水中の溶存カルシウム量 M_{Ca} の時間変化は次式で表される。

$$\frac{dM_{\text{Ca}}}{dt} = F_{\text{wsi}} + F_{\text{wcarb}} - F_{\text{bcarb}} \quad (9)$$

前節で述べたように、陸上岩石の風化過程にはカルシウムの他に複数のカチオンが関与しているが、ここでは簡単のためカルシウムのみについて考える。さらにここで、定常状態において海水と平衡にある大気中 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ は同位体分別により海洋の $\delta^{13}\text{C}$ より7‰軽く、また埋没する炭酸塩の $\delta^{13}\text{C}$ は海水中の $\delta^{13}\text{C}$ に等しいと仮定する (Beerling and Berner, 2002)。すなわち、

$$\delta_{\text{atm}} = \delta_{\text{ocn}} - 7 \quad (10)$$

$$\delta_{\text{bcarb}} = \delta_{\text{ocn}} \quad (11)$$

である。また、有機炭素の埋没時における同位体分別を Δ と定義すると、埋没する有機炭素の同位体比は

$$\delta_{\text{borg}} = \delta_{\text{ocn}} + \Delta \quad (12)$$

と書ける。なお、 Δ は $p\text{CO}_2$ の関数として経験的に

$$\Delta = \frac{159.5 [\text{PO}_4] + 38.39}{0.034 p\text{CO}_2} - 33 \quad (13)$$

と表される (Kump and Arthur, 1999)。 $[\text{PO}_4]$ は海洋表層のリン酸塩濃度であり、ここでは貧栄養海域に典型的な値とされる $0.25 \mu\text{mol/kg}$ を代入する (Kump and Arthur, 1999)。(6), (7) 式および (10)~(12) 式を用いて (8) 式を整理すると、

$$\begin{aligned} \frac{d\delta_{\text{ocn}}}{dt} = \frac{1}{M_{\text{atm}} + M_{\text{ocn}}} & \left[(\delta_{\text{vol}} - \delta_{\text{ocn}} + 7) F_{\text{vol}} \right. \\ & + (\delta_{\text{wcarb}} - \delta_{\text{ocn}} - 7) F_{\text{wcarb}} \\ & + (\delta_{\text{worg}} - \delta_{\text{ocn}}) F_{\text{worg}} \\ & + 7F_{\text{bcarb}} - \Delta F_{\text{borg}} - 14F_{\text{wsi}} \\ & \left. + (\delta_{\text{ex}} - \delta_{\text{ocn}} + 7) F_{\text{ex}} \right] \end{aligned} \quad (14)$$

を得る。(6), (7), (9), (14) 式により、系の状態が記述される。計算には4次のRunge-Kutta法を用い、Beerling and Berner (2002) に倣って500年刻みで300万年間のシミュレーションを行った。

炭酸塩岩およびケイ酸塩岩の風化フラックス F_{wcarb} , F_{wsi} はそれぞれ

$$F_{\text{wcarb}}(t) = f_{\text{carb}}(T) f(\text{CO}_2) F_{\text{wcarb}}(0) \quad (15)$$

$$F_{\text{wsi}}(t) = f_{\text{sil}}(T) f(\text{CO}_2) F_{\text{wsi}}(0) \quad (16)$$

で与えられる。 $f_{\text{carb}}(T)$, $f_{\text{sil}}(T)$ はそれぞれ炭酸塩岩およびケイ酸塩岩の風化フラックスの温度依存性を、 $f(\text{CO}_2)$ は $p\text{CO}_2$ の増大に伴い植物が繁茂することによる風化促進効果

Table 1. Values of parameters at 55 Ma, as used in the present model.

Parameter	Value	References and Notes
F_{vol}	$6.60 \times 10^{18} \text{ mol Myr}^{-1}$	Marty and Tolstikhin (1998), Larson (1991)
$F_{wcarb}(0)$	$16.0 \times 10^{18} \text{ mol Myr}^{-1}$	Gaillardet et al. (1999), Berner (1994), Otto-Bliesner (1995)
F_{worg}	$6.80 \times 10^{18} \text{ mol Myr}^{-1}$	Berner (1982), Berner and Kothavala (2001), Otto-Bliesner (1995)
$F_{wsi}(0)$	$6.60 \times 10^{18} \text{ mol Myr}^{-1}$	Gaillardet et al. (1999), Berner and Kothavala (2001), Otto-Bliesner (1995)
$F_{bcarb}(0)$	$22.6 \times 10^{18} \text{ mol Myr}^{-1}$	Assuming $dM_{atm}/dt = 0$
$F_{borg}(0)$	$6.80 \times 10^{18} \text{ mol Myr}^{-1}$	Assuming $dM_{ocrt}/dt = 0$
$M_{atm}(0)$	$1.22 \times 10^{17} \text{ mol}$	Calculated from eq. (22) by substituting $p\text{CO}_2(0)$
$M_{ocrt}(0)$	$3.47 \times 10^{18} \text{ mol}$	Calculated from eq. (24) by substituting $M_{atm}(0)$, $M_{Ca}(0)$ and $F_{bcarb}(0)$
$M_{Ca}(0)$	$26.2 \times 10^{18} \text{ mol}$	Tyrrell and Zeebe (2004), Panchuk et al. (2008)
δ_{vol}	-5 ‰	Kump and Arthur (1999)
δ_{wcarb}	2 ‰	Hayes et al. (1999)
δ_{worg}	-27 ‰	Hayes et al. (1999)
ACT	0.090 K^{-1}	Berner (1994)
RUN_{carb}	0.074 K^{-1}	Berner (1994)
RUN	0.025 K^{-1}	Berner (1994)
$FERT$	0.4	Berner (1994)
K_{eq}	$2180 (10^{18} \text{ mol})^2$	Calculated from eq. (24) assuming $k_p K_{eq} = (\text{mean oceanic turnover time})^{-1}$
k_p	$0.459 (10^{18} \text{ mol})^{-2} \text{ Myr}^{-1}$	Calculated from eq. (24) assuming $k_p K_{eq} = (\text{mean oceanic turnover time})^{-1}$
mean oceanic turnover time	0.001 Myr	Siegenthaler and Sarmiento (1993)
m_{atm}	$1.79 \times 10^{14} \text{ mol } \mu\text{atm}^{-1}$	Siegenthaler and Sarmiento (1993), assuming a linear relationship between M_{atm} and $p\text{CO}_2$
ΔT_{2x}	2.3 K	Berner and Kothavala (2001)
$p\text{CO}_2(0)$	685 ppm	Computed by solving $dM_{atm}/dt = dM_{Ca}/dt = 0$ for RCO_2 , assuming preindustrial $p\text{CO}_2 = 280 \text{ ppm}$

(CO_2 Fertilization; Berner, 1991) を表す。百万年以上の時間スケールにおける $p\text{CO}_2$ 変動をシミュレートする GEO-CARB モデルでは大陸の面積や起伏の変化、陸上植物の進化などが岩石の風化に与える影響も考慮されるが、PETM の時間スケール（十数万年）においてこれらの要素による影響は無視できるものとみなす（Berner, 2002）。 $f_{carb}(T)$ 、 $f_{sil}(T)$ および $f(\text{CO}_2)$ はそれぞれ以下のように定義される（Berner, 1991, 1994; Berner and Kothavala, 2001）。

$$f_{carb}(T) = 1 + RUN_{carb} \{T(t) - T(0)\} \quad (17)$$

$$f_{sil}(T) = \exp [ACT \{T(t) - T(0)\}] \times [1 + RUN \{T(t) - T(0)\}]^{0.65} \quad (18)$$

$$f(\text{CO}_2) = \left(\frac{2RCO_2(t)}{1 + RCO_2(t)} \right)^{FERT} \quad (19)$$

RUN_{carb} は炭酸塩岩の風化に伴う HCO_3^- 流出量の温度依存性を表す係数である。 ACT はケイ酸塩鉱物の溶解反応における活性化エネルギーがケイ酸塩岩の風化に与える影響を表す。 RUN は河川流出量の温度依存性を表す係数である。 $FERT$ は全植物のうち $p\text{CO}_2$ の増大に応答して風化を促進するものの割合である。さらに、ここでは全球平均気温 T が大気中 CO_2 の温室効果のみによって決まると仮定し、 $T(t) - T(0)$ および $RCO_2(t)$ をそれぞれ

$$T(t) - T(0) = \Delta T_{2x} \log_2 \{RCO_2(t)\} \quad (20)$$

$$RCO_2(t) = \frac{p\text{CO}_2(t)}{p\text{CO}_2(0)} \quad (21)$$

で推定する。 ΔT_{2x} は大気中 CO_2 に対する平衡気候感度

(Equilibrium Climate Sensitivity) であり, $p\text{CO}_2$ が元の値の 2 倍で平衡状態に至ったとき気温が何度上昇するかを表した量である. IPCC (2007) によればその値は 1.5~4.5 °C 程度と推定されている. なお, 本モデルにおいて $p\text{CO}_2$ は大気ボックス内の炭素量 M_{atm} に単純に比例するものとみなし, $p\text{CO}_2$ 1 ppm あたり大気中に存在する炭素の mol 数 m_{atm} を用いて次式で与えられる.

$$p\text{CO}_2(t) = \frac{M_{\text{atm}}(t)}{m_{\text{atm}}} \quad (22)$$

海洋における炭酸塩 (カルサイト) の埋没フラックス F_{bcarb} は次式で与えられる (Berner et al., 1983).

$$F_{\text{bcarb}} = k_p (M_{\text{Ca}} M_{\text{HCO}_3}^2 - K_{\text{eq}} M_{\text{atm}}) \quad (23)$$

k_p は炭酸塩埋没の速度定数, K_{eq} は (3) 式で表される反応の平衡定数, M_{HCO_3} は海洋の溶存 HCO_3^- 量である. k_p および K_{eq} の値には, Berner et al. (1983) の手法に基づき各リザーバーの大きさに現在の値を代入して計算したものを用いる (Table 1). ここで, 海水中において炭素の 90% 以上は HCO_3^- の形で溶存していることから, M_{HCO_3} を近似的に M_{ocn} に等しいとみなすと, (23) 式は次のように書き直せる (Beerling and Berner, 2002).

$$F_{\text{bcarb}} = k_p (M_{\text{Ca}} M_{\text{ocn}}^2 - K_{\text{eq}} M_{\text{atm}}) \quad (24)$$

なお, Fig. 2 では海洋から大気へ入るフラックスも F_{bcarb} で表されている. これは (3) 式で示されるように, 炭酸塩の沈殿が起こる際にはそれと等モルの CO_2 が放出され, この CO_2 が大気に戻されると解釈しているためである.

有機炭素の風化フラックスには温度依存性がないとされるため (Berner and Kothavala, 2001), 本モデルの時間スケールにおいて有機炭素の風化フラックス F_{worg} は常に一定であると仮定する. 一方, 海洋における有機炭素の埋没フラックスは, 海洋の酸化還元状態が一定 (すなわち, 堆積した有機物の保存性が一定) であれば生物生産性に比例し, 生物生産性は海洋への栄養塩 (主にリン酸塩) の供給によって決まる (Wallmann, 2001; Grard et al., 2005). リン酸塩は陸上の有機炭素やリン酸塩を含む鉱物の風化によって海洋へ供給されるため, 海洋へのリン酸塩の流入フラックスは陸上岩石の化学的風化フラックスに比例する. したがって, 海洋での有機炭素埋没フラックスは 1 次近似として陸上での化学的風化フラックスの総和に比例すると考えることができ, 次のように書ける (Wallmann, 2001).

$$F_{\text{borg}}(t) = \left\{ \frac{F_{\text{wsi}}(t) + F_{\text{wcarb}}(t) + F_{\text{worg}}(t)}{F_{\text{wsi}}(0) + F_{\text{wcarb}}(0) + F_{\text{worg}}(0)} \right\} F_{\text{borg}}(0) \quad (25)$$

なお, 初期定常状態における各フラックスおよび $p\text{CO}_2(0)$ の値は, Berner (1991, 1994) および Berner and Kothavala (2001) による GEOCARB モデルに基づき推定する. 本モデルで用いた 55 Ma における各パラメータの値は Table 1 の通りである. 55 Ma における $p\text{CO}_2(0)$ の推定値は 685 ppm となった. これは地質記録および数値モデルに基づく推定値の範囲内にあり (Royer, 2003), このとき大気-海洋系内の全炭素量 ($M_{\text{atm}}(0) + M_{\text{ocn}}(0)$) は現在の値

Table 2. Scenarios for multiple carbon-input cases. G: Gaussian; E: Exponential.

	NAIP CO_2	Hydrate	Thermogenic CH_4
Scenario I	G	G	G
Scenario II	E	G	G
Scenario III	G	E	G
Scenario IV	E	E	G
Scenario V	G	G	E
Scenario VI	E	G	E
Scenario VII	G	E	E
Scenario VIII	E	E	E

の 110% であった.

2. 温室効果ガスの起源に関する前提条件

PETM の発生とほぼ同時期に, 北大西洋において North Atlantic Igneous Province (NAIP) と呼ばれる巨大火成岩区 (Large Igneous Provinces; LIPs) が形成されたことが知られている (Eldholm and Thomas, 1993; Eldholm and Grue, 1994). この NAIP 火成活動は, P/E 境界付近で最も活動が活発化したことが確認されており, その規模も全球的な気候変動を引き起こしうる程に巨大であったことから, 様々な先行研究においてこの火成活動が PETM の発生に深く関与したと考えられている (Svensen et al., 2004; Schmitz et al., 2004; MacLennan and Jones, 2006; Storey et al., 2007). 本稿では安川ほか (2010) と同様に, PETM を引き起こした温室効果ガスの起源の候補として, (I) NAIP 火成活動に伴う直接的なマグマ由来 CO_2 の放出, (II) NAIP 火成活動に伴い海底が隆起して静水圧が減少したことや海洋循環が変化して海洋の中深層水温が上昇したこと, もしくは火成活動自体が直接的な熱源となったことなどに起因する海底メタンハイドレート分解, および (III) NAIP 火成活動により生成した熱分解起源メタンの放出の 3 種類を考える. この 3 種類を候補として考えることの妥当性については, 安川ほか (2010) を参照されたい. なお, (I) ~ (III) における炭素放出量の定量的見積もりについても, 全て安川ほか (2010) と同一とする. すなわち, NAIP からのマグマ由来 CO_2 の放出量 M_{NAIP} は 2,800 Gt-C, メタンハイドレートに含まれる微生物起源メタンの放出量 M_{hyd} は最大で 4,000 Gt-C, ノルウェー海からの熱分解起源メタン放出量 M_{thm} は最大で 2,200 Gt-C と仮定する. マグマ CO_2 および微生物起源メタンがもつ $\delta^{13}\text{C}$ は, それぞれ一般的な値とされる -5‰ および -60‰ とする (Kump and Arthur, 1999; Kvenvolden, 2002). 熱分解起源メタンについては, 限られた領域内 (ノルウェー海) における一定量の有機物を原料とする場合を想定するため, 熱分解反応の進行に伴う同位体分別の変化を考慮する (Rooney et al., 1995; Higgins and Schrag, 2006).

これらの 3 種類の炭素放出に関しては, 放出フラックス形状についての制約がないため, いずれの場合も放出フラックスは時刻 0 にピーク値をとる正規分布または指数分布とし, 微生物起源メタンおよび熱分解起源メタンについて, 正

Fig. 3. Calculated global carbon cycle responses to multiple carbon inputs for the eight scenarios listed in Table 2. (a) CIE and (b) a temperature anomaly. Note that the mass of released biogenic methane is adjusted to coincide with a -3‰ $\delta^{13}\text{C}$ excursion in each run. Also shown for comparison are the $\delta^{13}\text{C}$ records across the PEB (Nunes and Norris, 2006).

規分布の場合は1万年、指数分布の場合は8万年でそれぞれ放出の99%が完了するものとする (Beerling and Berner, 2002; Beerling and Brentnall, 2007). これは、PETMにおけるCIEの開始は数千年以内と非常に急激であり、また $\delta^{13}\text{C}$ の低い状態が約8万年間にわたり続いた後 $\delta^{13}\text{C}$ の値が回復を始めたとするFarley and Eltgroth (2003)の報告に基づく仮定である。一方、NAIPのようなLIPsの噴出は一般に数十万～数百万年の時間スケールで起こると考えられているため (Wignall, 2001; Coffin et al., 2006), NAIPからのマグマ CO_2 の放出期間はいずれのフラックス形状の場合も50万年とする (Eldholm and Grue, 1994). なお、大気-海洋系内でメタンは数十年以内に酸化され CO_2 となるため、安川ほか (2010)と同様に、放出されたメタンは全て CO_2 として温暖化に寄与するものとみなす (Schmidt and Shindell, 2003; Archer, 2007). 以上のモデルおよび

仮定の下で、PETM時の地質記録から推定される -3‰ のCIEと 4°C 以上の温暖化を同時に再現しうるシナリオを検討する。

3. 計算結果

まず、上述の3種類の起源からの炭素放出がそれぞれ単独で発生した場合について検討した。その結果、マグマ CO_2 および熱分解起源メタンの場合は -3‰ のCIEを引き起こすことができなかった。メタンハイドレートの分解による微生物起源メタン放出の場合、 -3‰ のCIEは説明できるが、このとき温度上昇幅は 0.77°C に留まり、 4°C 以上の温暖化は再現されなかった。以上のことから、各炭素放出源からの放出がそれぞれ単独で起こったとする場合にはPETMの温暖化とCIEを同時に説明できないことがわかった。

続いて、3種類の起源からの複合的な炭素放出が発生する

シナリオを考える。予察的検討の結果、 -3% のCIEは比較的容易に再現されたが、同時に生じる温度上昇幅は総じて 4°C より小さくなった。したがって検討すべき問題は、 -3% のCIEという制約条件の下で計算された温度上昇幅が最大となる場合に、 4°C 以上の温暖化が実現されるかどうかということになる。放出される炭素の同位体比が重いほど、 $\delta^{13}\text{C}$ に一定値の負異常を生じさせるために必要な炭素量は大きくなる。このとき $p\text{CO}_2$ が大きく増大するため、温度上昇幅も大きくなる。そのため本稿では、相対的に重い同位体比をもつマグマ CO_2 および熱分解起源メタンの放出量を最大値に固定し、ハイドレートからの微生物起源メタンの放出量 M_{hyd} を変化させる。すなわち、NAIPからの $2,800\text{ Gt-C}$ の CO_2 放出と、海底堆積物へのマグマ貫入による $2,200\text{ Gt-C}$ の熱分解起源メタンの放出を各場合について共通とする。そして、合計で -3% のCIEを引き起こすために大気-海洋系へさらに加えるべき微生物起源メタン量を定める。ここで、3種類の炭素放出源に対して2種類の放出フラックス形状（前述したように、放出フラックスが時間軸に対して正規分布および指数分布に従っている場合）をそれぞれ考えるため、その組み合わせは計8通りとなる。これらをそれぞれシナリオI~VIIIとする（Table 2）。

計算結果をFig. 3に示す。Fig. 3bの温度変化プロファイルを見先にすると、正規分布に従う1万年間での放出を含むシナリオでは最初の数千年間だけ大きなピークが生じている。この短期的なピークは、放出された炭素が全て大気のボックスに流入すると仮定したために M_{atm} が急激に増大したことに起因する。すなわち、このピークはパルス的な炭素放出が持続する間（1万年以内）しか存在せず、PETMの数万年にわたる温度異常を説明するには適当でない。そこで本稿では、時刻0から6千年後以降で最も温度が上昇した時点での値を各シナリオにおける温度上昇幅の最大値と定義する。これは、本モデルで仮定した正規分布に従う短期的放出においては、時刻0を挟み5千年から5千年までの1万年間で炭素放出がほぼ完了するためである。このような定義に基づく、計算された温度上昇幅の最大値はシナリオIIIにおける 1.5°C となった。

Fig. 3aには計算された $\delta^{13}\text{C}$ プロファイルと地質記録を比較したものが示されている。地質記録は海洋深層の底生有孔虫殻（*Nuttallides truempyi*）の $\delta^{13}\text{C}$ である（Nunes and Norris, 2006）。地質記録のCIEは -3% よりやや小さく、またその変化の仕方も計算結果より緩やかになっているように見える。しかしこれは、PETMの開始時において、急激かつ劇的な海洋の酸性化により堆積した有孔虫殻が溶解してしまったことや（McCarren et al., 2008）、海洋深層の底生有孔虫が大量に絶滅あるいは個体数が激減したことにより（Kennett and Stott, 1991）、連続的な同位体記録が失われたためと考えられる。一方、海洋表層の浮遊性有孔虫殻や陸上植物由来有機物の $\delta^{13}\text{C}$ は、PETMの開始とともに極めて急激な減少を示すことが知られている（Hasegawa et al., 2006; Zachos et al., 2007; McCarren et al., 2008）。しかしながら本稿では、海洋深層のデータは表層や陸上に比べ局

所的な影響が少なく、全球的な変化を代表する良い指標であると考え、底生有孔虫殻の $\delta^{13}\text{C}$ を比較対象に用いる。年代決定はNunes and Norris (2006) による。Fig. 3aを見ると、いずれのシナリオについても、回復過程の後半で実際の記録には見られない $\delta^{13}\text{C}$ の正異常（オーバーシュート）が生じていることが見て取れる。しかしながら、本モデルでは $\delta^{13}\text{C}$ に正異常を生じさせるような ^{13}C の注入は行われていない。したがって、Fig. 3aに見られる $\delta^{13}\text{C}$ のオーバーシュートは、CIEからの回復過程において ^{12}C が過剰に除去されたために、モデル内で海洋の $\delta^{13}\text{C}$ が相対的に正方向へシフトしたことを示していると考えられる。

Föllmi (1996) によれば、陸上岩石の風化などにより海洋へのリン酸塩の供給が増加すれば生物生産性は線形に増大するが、鉄など他の栄養素が制限されれば生物生産の増加は停止する。また、富栄養化が進むとプランクトンの生態系は不安定となる。例えば、富栄養化の進行に伴って、浮遊性有孔虫からケイ藻類、渦鞭毛藻類へと支配的な生物種が変化していく。こうした生態系の変化も生物生産性に影響を与える。このように、温暖化などによりリン酸塩のサイクルが促進されている環境下では、リン酸塩と炭素サイクルの関係は非線形となり、予測が難しくなる（Föllmi, 1996）。そこで本研究では、有機炭素の埋没フラックス F_{borg} とリン酸塩の供給フラックス（陸上岩石の風化フラックスに比例）の関係に簡単な非線形性を導入し、新たにシミュレーションを行う。ここでは非線形性を表すパラメータを P とし、(25)式を次のように書き直す。

$$F_{\text{borg}}(t) = \left\{ \frac{F_{\text{wsi}}(t) + F_{\text{wcarb}}(t) + F_{\text{worg}}(t)}{F_{\text{wsi}}(0) + F_{\text{wcarb}}(0) + F_{\text{worg}}(0)} \right\}^P F_{\text{borg}}(0) \quad (26)$$

(25)式の代わりに(26)式を用い、 P を任意に変化させて再計算を行った。本稿のモデルでは $p\text{CO}_2$ が増大すると F_{wsi} 、 F_{wcarb} が増大するため、(26)式における風化フラックスの和の比は1より大きくなる。そのため、 $P < 1$ のとき、 $P = 1$ の場合（(25)式）に比べて F_{borg} は小さくなる。したがって、炭素放出量が等しい場合、 P が小さいほど同時刻において系内に残留している ^{12}C が多くなり、CIEが大きくなる。各 P の値（1, 0.5, 0）についてCIEが -3% となるように M_{hyd} の値を調整した結果がFig. 4である。 P が小さくなるにつれ、必要な M_{hyd} の値および回復過程におけるオーバーシュートが小さくなっていることがわかる。特に $P = 0$ のとき、回復パターンにオーバーシュートが見られなくなり、実測値と最も整合的である（Fig. 4）。しかし、 $P = 0$ とは、 F_{borg} がPETMの期間を通じて不変であったことを意味する。これは、 $p\text{CO}_2$ が増大すると生物生産性の増大が負のフィードバックとして機能し、 CO_2 の固定が促進されることで暴走的な気温の上昇を防いでいるという従来の認識に反する結果である。本稿では、実測値との整合性を重視し、以下の議論では全て $P = 0$ としたときの計算結果を用いることにするが、有機炭素の埋没フラックスに関しては次章で詳細に議論する。

最後に、気候感度 ΔT_{2x} の見積もり幅に由来する計算結果の不確実性の範囲をFig. 5に示す。ここでは、上述の議論

Fig. 4. Effect of the nonlinear burial flux of organic carbon on the CIE. Dashed, dashed-dotted, and solid lines show the calculated results for values of the nonlinear parameter $P = 1, 0.5$, and 0 , respectively (eq. (26); see the text for details). The mass of released biogenic methane is adjusted to coincide with a -3‰ $\delta^{13}\text{C}$ excursion in each run.

に基づき $P = 0$ とし、 ΔT_{2x} を $1.5 \sim 4.5\text{°C}$ とした場合について、Table 2 の炭素放出シナリオ I~VIII に対応する結果を示している。各場合について -3‰ の CIE に必要な M_{hyd} の範囲は $1,300 \sim 3,300\text{ Gt-C}$ となった。なお、NAIP 火成活動に伴い 50 万年間で放出された $2,800\text{ Gt-C}$ のマグマ CO_2 に由来する $\delta^{13}\text{C}$ の負異常は、放出が正規分布に従う場合で -0.044‰ 、指数分布に従う場合で -0.072‰ に過ぎない。そのため、本稿のシミュレーションにおける負の CIE は専ら微生物起源メタンおよび熱分解起源メタンに由来するものとみなしてよい。したがって、上記の M_{hyd} の範囲にノルウェー海からの熱分解起源メタン放出量 ($2,200\text{ Gt-C}$) を加えると、 -3‰ の CIE を再現するために実質的に必要な温室効果ガス量は $3,500 \sim 5,500\text{ Gt-C}$ となる。一方、 ΔT_{2x} の不確実性を考慮しても全球平均気温の上昇幅は依然として $0.69 \sim 2.6\text{°C}$ に留まり、安川ほか (2010) の結果よりは温度上昇幅が大きくなったものの、地質記録から推定される 4°C 以上の温暖化を十分に再現することはできなかった。

議 論

1. PETM の回復過程における有機炭素の埋没

本モデルによる計算結果では、PETM 期間を通じて有機炭素の埋没フラックス F_{borg} はほとんど変化しなかったことが示唆された。注意しなければならないのは、有機炭素としての埋没量とは、堆積物に取り込まれ地球表層の炭素循環から隔離される有機炭素量のことであり、有機炭素の合成量 (すなわち生物生産量) とは同一でないということである。生物生産により生じた有機炭素がどの程度堆積物に取り込まれ埋没していくかは、生物生産量と堆積物中での有機炭素の保存性を合わせて考える必要がある。堆積物中での有機炭素の保存性は、主に海底付近における酸化還元状態の変化による。堆積した有機物は酸化的環境であれば分解されやすく、貧酸素/還元的環境であれば分解されにくい。この点をふま

えると、 F_{borg} がほぼ不変であった理由としては、(i) 有機物の生産性が不変かつ海底付近の酸化還元状態が変化しなかった、(ii) 有機物の生産性は増大したが海底付近が酸化的方向にシフトして有機物の分解が進み、正味の埋没フラックスは変化しなかった、(iii) 有機物の生産性は減少したが海底付近が還元的方向にシフトして有機物の分解が進まず、正味の埋没フラックスは変化しなかった、という 3 通りの可能性が考えられる。PETM 時には海洋深層の底生有孔虫に大量絶滅が見られ、その一因として底層水中の溶存酸素濃度が低下したことが提案されている (Thomas, 2003)。また、北極海の海底掘削コアからも、PETM 時に海底付近が還元的環境にシフトしたことが示唆されている (Stein et al., 2006)。そのため、有機物の保存性のみに着目すれば、(iii) の可能性が最も高いといえる。しかし、海洋表層における有機物の生産性に関しては、表層水が貧栄養状態となり生産性が減少したとする報告 (Bralower, 2002; Thomas, 2003; Gibbs et al., 2006) がある一方で、PETM の開始とともに生産性が顕著に増大したとする研究結果 (Bains et al., 2000; Gibbs et al., 2006; John et al., 2008; Sluijs et al., 2008b) も数多く出されている。後者の主張を考慮すると、生物生産性が増大するとともに有機炭素の保存性が増すため、 F_{borg} は増大するはずである。

ここで、前節の議論および上記の仮説 (i)~(iii) はあくまで、ボックスモデルのスキーム内で全球平均のフラックス F_{borg} を論じていることに留意する必要がある。実際には、PETM 期間中の有機炭素の埋没フラックスには地域差があったと考えるのが自然である。まず、PETM 時に生物生産性が増大したことが示されているのは、基本的に大陸棚や縁海といった浅い海洋環境である (Gibbs et al., 2006; John et al., 2008; Sluijs et al., 2008b)。これは、陸上岩石の風化促進に伴い、海洋への栄養塩供給フラックスが増大したことが要因と考えられる (Gibbs et al., 2006; John et

Fig. 5. Calculated results with uncertainties (yellow area) and comparison with the geological record. (a) CIE and (b) a temperature anomaly. The $\delta^{13}\text{C}$ records are the same as in Fig. 3. The temperature records are calculated from foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ and Mg/Ca ratios (from Cramer and Kent, 2005). Dashed and dotted lines indicate the results for the cases of $\Delta T_{2x} = 4.5^\circ\text{C}$ and $\Delta T_{2x} = 1.5^\circ\text{C}$, respectively. The mass of released biogenic methane is adjusted to coincide with a -3‰ $\delta^{13}\text{C}$ excursion in each run.

al., 2008; Sluijs et al., 2008b). これに加え、大陸棚の海底付近が貧酸素環境になり有機物の保存性が高まったため、浅海域では有機炭素の埋没が増大したと考えられる。貧酸素化の原因としては、PETM時の非常に高い表層水温 (Wilson Lake で $33\sim 35^\circ\text{C}$; Fig. 1; Zachos et al., 2006; Sluijs et al., 2007) により海水への酸素の溶解度が低下したことや、河川流入の増加に伴い表層水の塩分が低下し密度差による成層構造が強まったことなどが考えられる (Sluijs et al., 2006, 2008b)。また、河川水による陸上植物由来有機物の運搬が増大し、こうした浅海域で堆積したことも示されている (Crouch et al., 2003)。一方、PETM時に生物生産性が減少したとされるのは主に遠洋域である。南大洋の ODP Site 690 (Fig. 1) から復元された超微化石群集の分

析結果より、表層に生息するプランクトンの群集がPETMの開始とともに貧栄養状態を示すものに変化したことから、表層での生物生産が減少したと推定されている (Bralower, 2002)。赤道太平洋 (ODP Site 1209; Fig. 1) においても同様に、プランクトン群集の変化から表層の生物生産性の減少が示されている (Gibbs et al., 2006)。また、このような遠洋域の堆積物には、大陸棚や縁海に見られるような有機炭素埋没量の増大を示す痕跡 (葉理状黒色頁岩など) が見られない (Thomas, 2003)。

以上のことから、次のように解釈すれば、グローバルに見たとき F_{borg} がほぼ一定となることを説明できる。PETMにおいて、大陸棚や縁海などの浅海域では、陸上岩石の風化に伴う栄養塩の供給増大と貧酸素環境の拡大により有機炭素の

埋没量が増加した。一方、外洋でも底層水の酸素濃度が低下した可能性はあるものの (Thomas, 2003)、表層水の貧栄養化による生物生産性の低下がより強く影響し、有機炭素の埋没量が減少した。すなわち、浅海域での埋没量増大と遠洋域での埋没量減少が相殺したために、全球的な正味の有機炭素埋没フラックスはほぼ一定に保たれたと推察される。ただし、このような地域差の拡大による相殺の結果として全球的フラックスが一定に保たれるという現象が、PETM においてのみ生じた偶発的現象であるのか、負のCIE を伴う他の気候変動においても生じた有機炭素循環の一般的性質であるのかは、本研究の結果のみからでは判別できない。なお、外洋表層水の貧栄養化は、風化の促進により栄養塩供給量の増大した大河川の河口付近などで植物プランクトンが大量に繁茂し、外洋に到達するまでに栄養塩が過度に消費されたためではないかと考えられる。PETM 時には全球的温暖化と北大西洋での新たな海洋地殻の生成により海水準が最大 20~30 m 上昇したことも (Sluijs et al., 2008a)、浅海域の面積を拡大し、大陸近傍における栄養塩の集中的な消費に寄与した可能性がある (Bralower, 2002)。このように、有機炭素の埋没フラックスは、栄養塩の分布や堆積物中での保存性にも強く制約されるため、大気中 $p\text{CO}_2$ の増大に対し全球的に均一な応答をするわけではない。そして地質記録を見る限り、少なくとも浅海域では生物生産性の増大と保存性の上昇により、PETM で増大した大気中 CO_2 が効率的に固定された。したがって、PETM 期間を通してグローバルな有機炭素の埋没フラックスが一定という本モデルにより得られた結果は、大気中 $p\text{CO}_2$ の増大に伴い生物生産性が増大することで余剰な CO_2 が大気から除去されるという従来の認識と決して矛盾するものではない。

2. 温度上昇幅に関する地質記録と計算結果の乖離

本稿では、-3%のCIE という地質記録に基づく制約の下で、大気-海洋 2-Box 炭素循環モデルによるシミュレーションを行った。その結果、計算された温度上昇幅は ΔT_{2x} の不確実性を考慮してもなお、0.69~2.6 °C に留まった (Fig. 5)。これらの結果は、様々な温度プロキシから推定される 4~8 °C の温暖化の半分以下しか説明できない。しかし一方で、炭素循環モデルを用いた幾つかの先行研究においても本稿と同様に、温度上昇幅の計算結果は地質記録を十分に再現できていない (Dickens et al., 1997; Beerling and Brentnall, 2007; Zeebe et al., 2009)。これらの先行研究における温度上昇幅の見積もりは、本稿と同じく地質記録に見られるCIE に制約されるものである。したがって、炭素循環モデルによりCIE と温暖化を同時に再現できないという問題は本稿に特有のものではなく、より一般的かつ系統的な検討を要する課題であると考えられる。そこで本節では、地質記録から推定される温度上昇幅の値とシミュレーション結果の間に存在する乖離が意味するところについて、PETM を事例とした考察を行う。なお、本稿のモデルではBerner et al. (1983) による温度推定式 ((20) 式) を用いたが、その結果は、別の温度推定式 (Walker et al., 1981) による結果と誤差の範囲内で一致した。したがって、異なる温度推定

式を用いることで生じる差異は、少なくとも本稿におけるシミュレーション結果と地質記録の乖離を十分に説明できない。よって、以下の議論では温度推定式の違いによる影響は無視できるものとする。

(1) プロキシから推定された温度上昇幅の妥当性

まず、プロキシに基づく過去の温度の推定値はどの程度確からしいのであろうか。古気候学における温度の推定に用いられるプロキシには、有孔虫殻の $\delta^{18}\text{O}$ やMg/Ca 比、古細菌の一種であるcrenarcheota の膜脂質から得られる TEX_{86} などがある (例えば、Huber, 2008)。有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ はそれらが生息していた海水の水温や塩分といったローカルな情報に加え、大陸氷床の発達に伴う海水のグローバルな $\delta^{18}\text{O}$ 変動を反映し、第四紀における氷期-間氷期サイクルの指標などに用いられる。しかしPETM が発生した暁新世末期の気候は元々非常に温暖であり、大規模な大陸氷床は存在しなかったと考えられている (Zachos et al., 2001)。このような時期の海水の $\delta^{18}\text{O}$ には氷床体積の変化による影響が含まれないため、有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ は海水温のより直接的な指標となる。1990 年代におけるPETM の温度上昇幅の推定には主に海洋表層の浮遊性有孔虫および深層の底生有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ が用いられ、高緯度海域では 5~8 °C 上昇した一方で低緯度海域では 1~4 °C の温暖化に留まったと考えられていた (Kennett and Stott, 1991; Thomas et al., 1999)。ただし、有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ は各海域の塩分にも影響される。水温が高いほど $\delta^{18}\text{O}$ は軽くなる方向にシフトする一方で、塩分が高いほど $\delta^{18}\text{O}$ は重くなるため、蒸発量の大きい低緯度海域などでは温度が過小評価される。そこで、塩分の影響を受けないMg/Ca 比を用いて赤道域におけるPETM での温度変化が再評価され、高緯度海域と良く似た 4~5 °C の温暖化が示された (Zachos et al., 2003)。さらに近年では、 $\delta^{18}\text{O}$ やMg/Ca 比よりも海水の組成による影響が少ないとされる TEX_{86} を用いた研究が盛んに行われており、これらの結果も北半球中緯度から北極海にかけて 5~8 °C 程度の温暖化を示している (Sluijs et al., 2006; Zachos et al., 2006; Weijer et al., 2007)。これらの研究成果を総括すると、PETM における温暖化は全球的であり、少なくとも 4 °C 以上の上昇が生じたことが複数のプロキシおよび地点から推定されている (Fig. 1)。したがって、PETM における温度上昇幅の推定値は妥当性が高いと考えられる。

(2) 重い同位体比をもつ炭素の放出

プロキシによる推定値およびモデル内における温度推定式がそれぞれ妥当なものであるとすれば、シミュレーション時に仮定した炭素の起源に問題がある可能性がある。大気-海洋系の $\delta^{13}\text{C}$ に一定値の負異常を生じさせる場合、放出された炭素が相対的に重い同位体比を持つ場合には必要な放出量が大きくなり、したがって大気中 $p\text{CO}_2$ の値もより大きくなることが予想されるからである。そこで、放出された炭素の $\delta^{13}\text{C}$ が従来の想定より重い場合について検討した。ここでは任意に、 $\delta^{13}\text{C}$ の値が-25‰、-15‰および-10‰の場合を仮定する。-25‰という $\delta^{13}\text{C}$ は、一般的な有機炭素がもつ値である。したがってこれは、Kurtz et al. (2003) や

Fig. 6. Calculated global carbon cycle responses to the input of carbon with relatively heavy $\delta^{13}\text{C}$ values. (a) CIE and (b) a temperature anomaly. Dashed-dotted, dashed, and solid lines show the calculated results assuming $\delta^{13}\text{C}$ values of released carbon of -25‰ , -15‰ , and -10‰ , respectively. The mass of released biogenic methane is adjusted to coincide with a -3‰ $\delta^{13}\text{C}$ excursion in each run.

Higgins and Schrag (2006) により提案された大量の有機炭素の酸化による CO_2 放出に対応する。あるいは、一定の地域で集中的に生成・放出される熱分解起源メタンもバルクの $\delta^{13}\text{C}$ で見れば、原料となった有機堆積物と同程度の約 -25‰ となる (Higgins and Schrag, 2006)。一方、 $\delta^{13}\text{C}$ が -15‰ および -10‰ となるような単体の炭素放出源は現在のところ提案されていない。そのためこれらの値は、相対的に重い $\delta^{13}\text{C}$ (-5‰) をもつマグマ CO_2 と軽い $\delta^{13}\text{C}$ (-60‰) をもつ微生物起源メタンなど複数の端成分の混合により実現されるものとする。なお、ここでは簡単のため、放出フラックスは全て指数分布に従い 8 万年間で完了するものと仮定する。

計算結果を Fig. 6 に示す。計算された温暖化ピーク時の温度上昇幅は $2.0\sim 6.0\text{°C}$ となり、地質記録から推定される温度上昇幅との差異は小さくなった。ただし、 δ_{ex} が -25‰ 、

-15‰ および -10‰ のとき、 -3‰ の CIE を生じさせるのに必要な M_{ex} はそれぞれ $9,400\text{ Gt-C}$ 、 $19,000\text{ Gt-C}$ および $40,000\text{ Gt-C}$ であった。特に、計算された温度上昇幅が地質記録と良く合う $\delta^{13}\text{C} = -15\sim -10\text{‰}$ の場合、放出されなければならない炭素量は現在の地球-海洋系に存在する全無機炭素量 ($40,000\text{ Gt-C}$; Siegenthaler and Sarmiento, 1993) の $50\sim 100\%$ に相当し、これは一般的に推定されている化石燃料の総量 ($5,000\text{ Gt-C}$; Kvenvolden, 2002) の $4\sim 8$ 倍に達する。これほどの莫大な炭素放出が数万年程度の時間スケールで起こりうるとは考えにくい。また、温暖化からの回復期において、計算された温度変化プロファイルが地質記録に比べかなり緩やかに推移している (Fig. 6)。これは、系内に存在する炭素量が一時的に非常に大きくなり、風化と埋没のフィードバックによる炭素の除去に要する時間が長くなるためである。また、 $10,000\text{ Gt-C}$ を超える炭素放出が

Fig. 7. Effect of enhanced climate sensitivity on (a) CIE and (b) a temperature anomaly. Solid lines are the results for cases with $\Delta T_{2x} = 9.6^\circ\text{C}$ (Pagani et al., 2010). Dashed lines and yellow area show the results for the standard ΔT_{2x} cases (2.3°C ; Table 1) and uncertainty ranges ($1.5\text{--}4.5^\circ\text{C}$), respectively (same as in Fig. 5). The mass of released biogenic methane is adjusted to coincide with a -3‰ $\delta^{13}\text{C}$ excursion in each run.

起こった場合、大気中 $p\text{CO}_2$ の増大に伴う海底炭酸塩の溶解も実際の記録に比べかなり深刻なものとなることが予想される (Panchuk et al., 2008; Zeebe et al., 2009). 以上のような複数の根拠により、重い同位体比をもつ大量の炭素放出というシナリオの妥当性は低いと考えられる。

(3) 気候感度の値

残る可能性として、地球の気候システムをモデル化する場合の定量的な不確実性が考えられる。本研究を含めモデリングを扱った先行研究の多くは、全球平均気温の変化に関して気候感度という概念を導入している。IPCC (2001, 2007) によれば、一般的な気候感度の定義は次式で表される。

$$\Delta T_s = \lambda \Delta F \quad (27)$$

ΔT_s は地球表面における全球平均気温の変化、 ΔF は放射強制力 (Radiative Forcing) と呼ばれるもので、対流圏界面

(成層圏と対流圏の界面であり、地表から8~16 kmの高さ) において下向きを正とする単位面積当たり放射エネルギーの変化量である (IPCC, 2001, 2007). このとき、 λ が気候感度を表すパラメータである。IPCC (2001) の第3次評価報告書によれば、 CO_2 濃度の変化に伴う放射強制力 ΔF_{CO_2} は次式で推定される。

$$\Delta F_{\text{CO}_2} = \alpha \ln \left(\frac{C}{C_0} \right) \quad (28)$$

α は定数、 C は大気中 CO_2 濃度である。添字の0は初期状態を表す。定数の値は気候モデルによるシミュレーションを、条件を変えて繰り返すことで決定される。(27), (28)式より、平衡に達した2つの気候状態間における全球平均気温の差は、大気中 CO_2 濃度比の対数により表現されることがわかる。なお、ここでいう平衡状態とは、大気中の水蒸気や雪氷によるアルベド、エアロゾルや雲の効果といった、

Fig. 8. Calculated global carbon cycle responses to the input of relatively heavy carbon for the case of $\Delta T_{2x} = 9.6^\circ\text{C}$. (a) CIE and (b) a temperature anomaly. The mass of released biogenic methane is adjusted to coincide with a -3‰ $\delta^{13}\text{C}$ excursion in each run.

大気-海洋表層間の短期的フィードバックに関するものであり、これらは数年から数十年の時間スケールで平衡に達するとされる (Schneider and Schneider, 2010). $p\text{CO}_2$ が初期値の2倍の値で平衡状態に至ったときに初期状態に比べ気温が何度上昇するかを表した指標が、 CO_2 に対する平衡気候感度 (ΔT_{2x}) である。現在一般に受け入れられている ΔT_{2x} の値は、様々なプロキシから復元された過去の気候変動と、気候モデル内で複数のパラメータの値を変化させて行うアンサンブル実験の結果を組み合わせで推定されたもので、確率密度分布により表現される。IPCC (2007) によれば、 ΔT_{2x} の値が 1.5°C を下回る可能性はほとんどなく、最も妥当性の高い値の範囲は $2\sim 4.5^\circ\text{C}$ とされる。ただし、確率は低いものの、 ΔT_{2x} が 4.5°C より大きな値をとる可能性も否定されていない。 ΔT_{2x} の見積もりにおける不確実性をさらに縮小するための努力がこれまで多くの研究者により

なされてきたが、カオス的振る舞いを含む気候システムの複雑さのため、 ΔT_{2x} の範囲をさらに狭めることは難しいとする意見がある (Roe and Baker, 2007)。こうした背景の中で、地球システムの気候感度は従来考えられていたよりも大きな値である可能性が近年の研究成果によって示された (Pagani et al., 2010; Lunt et al., 2010)。Pagani et al. (2010) は、鮮新世 ($3\sim 5 \text{ Ma}$) の海洋表層に生息していた植物プランクトンを分析し、その成長時における炭素同位体分別に CO_2 濃度依存性があることを利用して、当時の大気中 $p\text{CO}_2$ を推定した。その結果、約 4.5 Ma における大気中 $p\text{CO}_2$ の値は産業革命以前の値 (280 ppm) より $90\sim 125 \text{ ppm}$ 高く、2009年時点の $p\text{CO}_2$ と良く似た値であったことが明らかになった。また、先行研究により当時の気温は産業革命以前より $3\sim 4^\circ\text{C}$ 高かったことが示されている (Haywood and Valdes, 2004; Haywood et al., 2009;

Fig. 9. Inferred scenario for the PETM.

Brierley et al., 2009). これらのことから Pagani et al. (2010) は、気温の見積もりが正しくかつ大気中 $p\text{CO}_2$ が気候状態を決定する主要素であるならば、鮮新世における ΔT_{2x} の値は $7.1 \sim 9.6^\circ\text{C}$ であったと結論づけた。鮮新世には既に両極付近に大規模な氷床が発達しており (Zachos et al.,

2001), 氷-アルベドフィードバック (気温の上昇に伴い氷床が溶けアルベドが低下し、吸収される日射量が増えてさらに気温を上昇させる正のフィードバック) が存在したと考えられる。そのため鮮新世の気候システムは $p\text{CO}_2$ の上昇に対し、氷床が存在しなかった P/E 境界よりも敏感に応答した可

能性が高い。すなわち、PETM 時における ΔT_{2x} の値は鮮新世における値より小さかったと考えるのが妥当である。しかしここでは仮に、PETM 時にも Pagani et al. (2010) により推定された鮮新世の値と同程度の高い気候感度であった場合について考察を行う。

$\Delta T_{2x} = 9.6^\circ\text{C}$ のとき、GEOCARB モデルを用いて推定される 55 Ma の $p\text{CO}_2$ は 383 ppm となる。これは植物の葉の気孔密度に基づく推定値と一致する (Royer et al., 2001)。前章と同じ手法によるシミュレーション結果を Fig. 7 に示す。このとき、 -3% の CIE に必要な M_{hyd} は 1,100~2,200 Gt-C となり、温度上昇幅は $3.6\sim 4.5^\circ\text{C}$ であった。したがって、推定される PETM での温度上昇幅の下限値 (4°C) は説明できた。では、上限に近い温度上昇幅は再現できないだろうか。このためには、本節 (2) で述べたように重い同位体比をもつ温室効果ガスを考え、放出される炭素量を大きくすれば良い。例えば、一般的な有機炭素にあたる -25% の $\delta^{13}\text{C}$ をもった炭素放出を仮定すると、指数分布に従う 8 万年間での放出のみの場合、8,400 Gt-C の放出により 6.2°C の温暖化が生じる (Fig. 8)。8,400 Gt-C とは、現在の生物圏 (生物体 + 土壌) に含まれる全炭素量 (2,100 Gt-C) の 4 倍に相当する量である。このような炭素放出は実際に起こりえたのであろうか。大規模な泥炭層の火災 (Kurtz et al., 2003) や浅海域の乾燥に伴う有機堆積物の酸化 (Higgins and Schrag, 2006) など、これまでに提案された有機炭素の酸化が生じるメカニズムを支持する証拠は報告されていない (Higgins and Schrag, 2006; Collinson et al., 2007; Moore and Kurtz, 2008)。本稿のモデルにおいて熱分解起源メタンのバルク $\delta^{13}\text{C}$ は約 -25% となるが、その放出の間接的証拠である PETM 当時の海底熱水孔跡は現在のところノルウェー海でしか確認されておらず (Svensen et al., 2004)、安川ほか (2010) の見積もりによればこの海域だけで 8,400 Gt-C の放出は考えにくい。残る可能性はマグマ CO_2 と微生物起源メタンなど複数の端成分の混合であるが、NAIP のような LIPs の噴出が数万年程度の短期間で集中的に生じうかどうかについては疑問の余地が大きい。

以上のことから、 ΔT_{2x} の値が従来の認識より著しく高かったと仮定すれば、地質学的に妥当性のある範囲において、 -3% の CIE と同時に少なくとも 4°C 以上の温暖化を再現できることがわかった。ただし、地質記録から推定される上限値に近い温度上昇幅を $p\text{CO}_2$ の増大のみで説明するためには、NAIP からのマグマ CO_2 放出フラックスが従来の推定より 1 桁以上大きい、気候感度がさらに大きな値 ($> 10^\circ\text{C}$) をとる必要がある。あるいは、本稿で検討した炭素放出源からの CO_2 による温暖化に加え、未知の気候因子/フィードバックがさらなる温度上昇に寄与していた可能性も考えられる。

3. 考えられる PETM のシナリオ

本節では、前節までの議論を基に先行研究の成果を総括し、地質学的に妥当性のある PETM のシナリオを提示する (Fig. 9)。ただしここでは、NAIP の噴出期間は当初の仮定

通り 50 万年とする。これは、NAIP を含め、LIPs の噴出期間については数十万~数百万年間との見積もりが一般的であることによる (Wignall, 2001; Coffin et al., 2006)。また、前節の議論に基づき、PETM 期間において $\Delta T_{2x} = 9.6^\circ\text{C}$ と仮定する。

(1) PETM 開始のメカニズム

約 56 Ma にグリーンランドとヨーロッパの間で開始した NAIP 火成活動は、その玄武岩噴出のピーク付近において北大西洋の海底拡大を引き起こした (Storey et al., 2007)。これに伴い、ノルウェー海周辺の有機物に富んだ海底堆積物がシルの貫入により熱分解を起こし、生成したメタンが海底熱水孔を通じて大気-海洋系に放出された (Svensen et al., 2004)。本研究に基づけば、このとき大気-海洋系に流入した温室効果ガスは約 2,200 Gt-C に上る。熱分解起源メタンの放出がノルウェー海で集中的に生じたとすれば、周囲の海水がメタンで飽和するため、放出されたメタンの気泡の大部分が大気に到達できる (Zhang, 2003; Yamamoto et al., 2009)。ただし、放出されたメタンは大気-海洋系内で速やかに酸化され、 CO_2 となって温暖化と海洋の酸性化を引き起こした (Dickens et al., 1997; Zachos et al., 2005; Zeebe et al., 2009)。また、NAIP 火成活動に関連して、マントルから高温のブルームが上昇したことによる急速な海底の隆起が生じた (MacLennan and Jones, 2006; Saunders et al., 2007)。これに伴い NAIP 周辺では相対的に海水準が低下したため、静水圧の減少によって堆積物中のメタンハイドレートが分解し、蓄えられていた微生物起源メタンが大気-海洋系に放出された (MacLennan and Jones, 2006)。この隆起は数 km にもおよぶものであり、グリーンランドとヨーロッパの間に一時的に陸橋が形成された。この陸橋の存在は、化石から推定されるヨーロッパと北アメリカの間での哺乳類の移動からも裏付けられている (Schmitz and Pujalte, 2003; Beard, 2008)。そして、この陸橋の形成により大西洋における海洋の循環パターンが変化し、北西大西洋で海洋中層の水温が $2\sim 3^\circ\text{C}$ 上昇した (Roberts et al., 2009)。上述の熱分解起源メタンに由来する温暖化も寄与した場合、水温の上昇はさらに大きくなったと考えられる。この熱は数千年かけて大陸縁辺部の堆積層内を伝わり、海底下のメタンハイドレートを大量に分解した (Katz et al., 2001)。フリーガスとなった大量の微生物起源メタンは、海底斜面崩壊により海底から放出された (Dickens et al., 1995, 1997; Dickens, 2003; Katz et al., 1999, 2001)。この海底斜面崩壊の痕跡は、地震探査により北アメリカ東岸の大陸縁辺部において少なくとも 4 カ所発見されている (Katz et al., 1999, 2001)。このような海水温の上昇に伴う海底メタンハイドレートの分解は、海洋深層循環などを通じて温度の上昇が全球的に行き渡るにつれ、世界各地で起こった可能性がある。しかし、炭酸塩含有量の変化を基に復元された PETM 開始時の海洋深層の炭酸イオン濃度 $[\text{CO}_3^{2-}]$ には、大西洋を北上するにつれ明瞭な減少傾向が見られる (安川ほか, 2010 の Fig. 4; Zeebe and Zachos, 2007; Zeebe et al., 2009)。海水中において炭酸イオンは溶存 CO_2 と反応して消費されるため、

[CO₃²⁻] の顕著な低下は、大量のCO₂の溶解により海水が酸性に傾いたことを示すと考えられる。このことは、PETMにおける炭素の放出が主に北大西洋で起こったことを示唆している (Dickens, 2000; Zeebe and Zachos, 2007; 安川ほか, 2010)。上述のような静水圧の減少および水温の上昇に起因するメタンハイドレート分解により、さらなる約 2,200 Gt-C の炭素放出が起こった。以上のような一連の事象により、 $\delta^{13}\text{C}$ が減少を示す約 8 万年間にわたって合計 4,400 Gt-C の温室効果ガスが放出され、PETM における -3% の CIE と 4.5 °C の全球的な温暖化が生じた (Fig. 9)。

(2) PETM 終息のメカニズム

大量の温室効果ガスの放出により上昇した気温は、陸上岩石の風化反応を促進した (Ravizza et al., 2001; Kelly et al., 2005)。この反応で大気中のCO₂が消費され、HCO₃⁻ となって河川水に溶存し海洋へ運搬された。海洋に流入した HCO₃⁻ は溶存Ca²⁺ と反応し、CaCO₃ として堆積した。一連の過程が進行するにつれて大気中pCO₂ が低下し、温室効果の低減により気温が低下へ向かった。同時に、大気-海洋系外から流入した大量の ¹²C も上述の負のフィードバックにより再び系外へ除去され、 $\delta^{13}\text{C}$ の値はPETM 以前の値近くまで回復した。

また、リン酸塩などの栄養塩を含む陸上岩石の風化が促進され、大陸棚や縁海といった大陸近傍の浅海域では生物生産性が増大した (Gibbs et al., 2006; John et al., 2008; Sluijs et al., 2008b)。表層水温の上昇と密度差による成層構造の強化により溶存酸素濃度が低下したため、堆積した有機炭素の保存性が高まり、浅海域における有機炭素埋没フラックスはPETM 以前に比べ増大した (John et al., 2008; Sluijs et al., 2008b)。一方、遠洋域でも同じく水温の上昇などにより海底付近の溶存酸素濃度は低下したものの (Thomas, 2003)、表層水の貧栄養化による生物生産性低下 (Bralower, 2002; Gibbs et al., 2006) の効果が上回り、遠洋域における有機炭素埋没フラックスはPETM 以前に比べ減少した。その結果、グローバルな規模での有機炭素埋没フラックスはPETM 期間を通じてほぼ一定となった。以上より、PETM からの回復を担った主要なメカニズムは陸上岩石の風化と海洋での炭酸塩の埋没であったといえる。

ま と め

大量の海底メタンハイドレートの分解や海底有機堆積物の熱分解といった、PETM に関して従来個別に提案されてきた主要な炭素放出のメカニズムはいずれも、P/E 境界付近において北大西洋で活発化したNAIP 火成活動が引き金になったと仮定すれば、その発生が合理的に説明できる。このことをふまえた上で、シンプルな地球表層炭素循環モデルを用いたシミュレーションを行った。その結果、PETM における -3% の全球的なCIE は主に、NAIP 火成活動により生成した 2,200 Gt-C の熱分解起源メタンおよび海底メタンハイドレートの分解による 1,300~3,300 Gt-C の微生物起源メタンの複合的な放出により説明しうることが示された。また、

気候システムにおける負のフィードバックとして従来考えられてきた有機炭素の埋没フラックスは、PETM 期間を通じてほぼ一定であったことが示された。これは、PETM 時に大陸棚などの浅海域と遠洋域の間で生物生産性の差異が著しく拡大したことが一因と考えられる。この結果より、PETM からの回復を担った主要なメカニズムは陸上岩石の化学的風化であったと推察される。

大気中pCO₂ が全球的な気温を決定する支配的要因であるとした場合、-3% のCIE に制約される炭素放出量ではPETM 時の地質記録から推定される 4 °C 以上の温暖化を十分に説明できなかった。PETM におけるCIE と温暖化を同時に再現するには、従来の推定より著しく高い気候感度か、CO₂ による温暖化に加えて、安川ほか (2010) で既に言及したような、従来のモデルには組み込まれていなかった気候因子/フィードバックの寄与をやはり考慮する必要がある。

謝 辞

本稿は、東京大学大学院工学系研究科における筆頭著者の修士論文の一部である。査読者である東京大学の田近英一教授および慶應義塾大学の鹿園直建教授には、数多くの有益なご指摘を賜った。また、編集担当者である東京工業大学の岩森光教授には様々なご助言を頂いた。以上の方々に感謝いたします。

文 献

- Archer, D., 2007, Methane hydrate stability and anthropogenic climate change. *Biogeosciences*, **4**, 521–544.
- Bains, S., Norris, R. D., Corfield, R. M. and Faul, K. L., 2000, Termination of global warmth at the Palaeocene/Eocene boundary through productivity feedback. *Nature*, **407**, 171–174.
- Beard, K. C., 2008, The oldest North American primate and mammalian biogeography during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *PNAS*, **105**, 3815–3818.
- Beerling, D. J. and Berner, R. A., 2002, Biogeochemical constraints on the Triassic-Jurassic boundary carbon cycle event. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**, doi:10.1029/2001GB001637.
- Beerling, D. J. and Brentnall, S. J., 2007, Numerical evaluation of mechanisms driving Early Jurassic changes in global carbon cycling. *Geology*, **35**, 247–250.
- Berner, R. A., 1982, Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the modern ocean: its geochemical and environmental significance. *Am. Jour. Sci.*, **282**, 451–473.
- Berner, R. A., 1991, A model for atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *Am. Jour. Sci.*, **291**, 339–376.
- Berner, R. A., 1994, 3GEOCARB II: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *Am. Jour. Sci.*, **294**, 56–91.
- Berner, R. A., 1999, A new look at the long-term carbon cycle. *GSA Today*, **9**, 1–6.
- Berner, R. A., 2002, Examination of hypotheses for the Permo-Triassic boundary extinction by carbon cycle modeling. *PNAS*, **99**, 4172–4177.
- Berner, R. A. and Kothavala, Z., 2001, GEOCARB III: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *Am. Jour. Sci.*, **301**, 182–204.
- Berner, R. A., Lasaga, A. C. and Garrels, R. M., 1983, The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *Am.*

- Jour. Sci.*, **283**, 641–683.
- Bralower, T. J., 2002, Evidence of surface water oligotrophy during the Paleocene-Eocene thermal maximum: Nannofossil assemblage data from Ocean Drilling Program Site 690, Maud Rise, Weddell Sea. *Paleoceanography*, **17**, doi:10.1029/2001PA000662
- Brierley, C. M., Fedorov, A. V., Liu, Z., Herbert, T. D., Lawrence, K. T. and LaRiviere, J. P., 2009, Greatly expanded tropical warm pool and weakened Hadley circulation in the early Pliocene. *Science*, **323**, 1714–1718.
- Clyde, W. C. and Gingerich, P. D., 1998, Mammalian community response to the latest Paleocene thermal maximum: An isotaphonomic study in the northern Bighorn Basin, Wyoming. *Geology*, **26**, 1011–1014.
- Coffin, M. F., Duncan, R. A., Eldholm, O., Fitton, J. G., Frey, F. A., Larsen, H. C., Mahoney, J. J., Saunders, A. D., Schlich, R. and Wallace, P. J., 2006, Large igneous provinces and scientific ocean drilling: status quo and a look ahead. *Oceanography*, **19**, 150–160.
- Collinson, M. E., Steart, D. C., Scott, A. C., Glasspool, I. J. and Hooker, J. J., 2007, Episodic fire, runoff and deposition at the Palaeocene-Eocene boundary. *Jour. Geol. Soc. London*, **164**, 87–97.
- Cramer, B. S. and Kent, D. V., 2005, Bolide summer: The Paleocene/Eocene thermal maximum as a response to an extraterrestrial trigger. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **224**, 144–166.
- Crouch, E. M., Dickens, G. R., Brinkhuis, H., Aubry, M.-P., Hollis, C. J., Rogers, K. M. and Visscher, H., 2003, The *Apectodinium* acme and terrestrial discharge during the Paleocene-Eocene thermal maximum: new palynological, geochemical and calcareous nannoplankton observations at Tawanui, New Zealand. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **194**, 387–403.
- Dickens, G. R., 2000, Methane oxidation during the Late Paleocene Thermal Maximum. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **171**, 37–49.
- Dickens, G. R., 2003, Rethinking the global carbon cycle with a large, dynamic and microbially mediated gas hydrate capacitor. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **213**, 169–183.
- Dickens, G. R., Castillo, M. M. and Walker, J. C. G., 1997, A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. *Geology*, **25**, 259–262.
- Dickens, G. R., O'Neil, J. R., Rea, D. K. and Owen, R. M., 1995, Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography*, **10**, 965–971.
- Eldholm, O. and Grue, K., 1994, North Atlantic volcanic margins: Dimensions and production rates. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, 2955–2968.
- Eldholm, O. and Thomas, E., 1993, Environmental impact of volcanic margin formation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **117**, 319–329.
- Farley, K. A. and Eltgroth, S. F., 2003, An alternative age model for the Paleocene-Eocene thermal maximum using extraterrestrial ^3He . *Earth Planet. Sci. Lett.*, **208**, 135–148.
- Föllmi, K. B., 1996, The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth Sci. Rev.*, **40**, 55–124.
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P. and Allègre, C. J., 1999, Global silicate weathering and CO_2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chem. Geol.*, **159**, 3–30.
- Gibbs, S. J., Bralower, T. J., Bown, P. R., Zachos, J. C. and Bybell, L. M., 2006, Shelf and open-ocean calcareous phytoplankton assemblages across the Paleocene–Eocene Thermal Maximum: Implications for global productivity gradients. *Geology*, **34**, 233–236.
- Gingerich, P. D., 2006, Environment and evolution through the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Trends Ecol. Evol.*, **21**, 246–253.
- Grard, A., François, L. M., Dessert, C., Dupré, B. and Goddérès, Y., 2005, Basaltic volcanism and mass extinction at the Permian-Triassic boundary: Environmental impact and modeling of the global carbon cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **234**, 207–221.
- Handley, L., Pearson, P. N., McMillan, I. K. and Pancost, R. D., 2008, Large terrestrial and marine carbon and hydrogen isotope excursions in a new Paleocene/Eocene boundary section from Tanzania. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **275**, 17–25.
- Hasegawa, T., Yamamoto, S. and Pratt, L. M., 2006, Data report: stable carbon isotope fluctuation of long-chain *n*-alkanes from Leg 208 Hole 1263A across the Paleocene/Eocene boundary. In Kroon, D., Zachos, J. C. and Richter, C., eds., *Proc. ODP, Sci. Results*, 208. Ocean Drilling Program, College Station, TX, doi:10.2973/odp.proc.sr.208.202.2006.
- Hayes, J. M., Strauss, H. and Kaufman, A. J., 1999, The abundance of ^{13}C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chem. Geol.*, **161**, 103–125.
- Haywood, A. M., Chandler, M. A., Valdes, P. J., Salzmann, U., Lunt, D. J. and Dowsett, H. J., 2009, Comparison of mid-Pliocene climate predictions produced by the HadAM3 and GCMAM3 General Circulation Models. *Glob. Planet. Change*, **66**, 208–224.
- Haywood, A. M. and Valdes, P. J., 2004, Modelling Pliocene warmth: contributions of atmosphere, oceans and cryosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **218**, 363–377.
- Higgins, J. A. and Schrag, D. P., 2006, Beyond methane: Towards a theory for the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **245**, 523–537.
- Huber, M., 2008, A hotter greenhouse? *Science*, **321**, 353.
- IPCC, 2001, *Climate change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K. and Johnson, C. A., eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881p.
- IPCC, 2007, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M. and Miller, H. L., eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 p.
- John, C. M., Bohaty, S. M., Zachos, J. C., Slujs, A., Gibbs, S., Brinkhuis, H. and Bralower, T. J., 2008, North American continental margin records of the Paleocene–Eocene thermal maximum: Implications for global carbon and hydrological cycling. *Paleoceanography*, **23**, PA2217, doi:10.1029/2007PA001465.
- Katz, M. E., Cramer, B. S., Mountain, G. S., Katz, S. and Miller, K. G., 2001, Uncorking the bottle: What triggered the Paleocene/Eocene thermal maximum methane release? *Paleoceanography*, **16**, 549–562.
- Katz, M. E., Pak, D. K., Dickens, G. R. and Miller, K. G., 1999, The source and fate of massive carbon input during the latest Paleocene thermal maximum. *Science*, **286**, 1531–1533.
- Kelly, D. C., Zachos, J. C., Bralower, T. J. and Schellenberg, S. A., 2005, Enhanced terrestrial weathering/runoff and surface ocean carbonate production during the recovery stages of the Paleocene–Eocene thermal maximum. *Paleoceanography*, **20**, PA4023, doi:10.1029/2005PA001163.
- Kennett, J. P. and Stott, L. D., 1991, Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the

- end of the Palaeocene. *Nature*, **353**, 225–229.
- Koch, P. L., Zachos, J. C. and Gigerich, P. D., 1992, Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Palaeocene/Eocene boundary. *Nature*, **358**, 319–322.
- Koch, P. L., Zachos, J. C. and Dettman, D. L., 1995, Stable isotope stratigraphy and paleoclimatology of the Paleogene Bighorn Basin (Wyoming, USA). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **115**, 61–89.
- Kump, L. R. and Arthur, M. A., 1999, Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chem. Geol.*, **161**, 181–198.
- Kurtz, A. C., Kump, L. R., Arthur, M. A., Zachos, J. C. and Paytan, A., 2003, Early Cenozoic decoupling of the global carbon and sulfur cycles. *Paleoceanography*, **18**, 1090, doi:10.1029/2003PA000908.
- Kvenvolden, K. A., 2002, Methane hydrate in the global organic carbon cycle. *Terra Nova*, **14**, 302–306.
- Larson, R. L., 1991, Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, **19**, 547–550.
- Lunt, D. J., Haywood, A. M., Schmidt, G. A., Salzmann, U., Valdes, P. J. and Dowsett, H. J., 2010, Earth system sensitivity inferred from Pliocene modelling and data. *Nat. Geosci.*, **3**, 60–64.
- MacLennan, J. and Jones, S. M., 2006, Regional uplift, gas hydrate dissociation and the origins of the Paleocene–Eocene Thermal Maximum. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **245**, 65–80.
- Marty, B. and Tolstikhin, I. N., 1998, CO₂ fluxes from mid-ocean ridges, arcs and plumes. *Chem. Geol.*, **145**, 233–248.
- McCarren, H., Thomas, E., Hasegawa, T., Röhl, U. and Zachos, J. C., 2008, Depth dependency of the Paleocene–Eocene carbon isotope excursion: Paired benthic and terrestrial biomarker records (Ocean Drilling Program Leg 208, Walvis Ridge). *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**, Q10008, doi:10.1029/2008GC002116.
- Moore, E. A. and Kurtz, A. C., 2008, Black carbon in Paleocene–Eocene boundary sediments: A test of biomass combustion as the PETM trigger. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **267**, 147–152.
- Norris, R. D. and Röhl, U., 1999, Carbon cycling and chronology of climate warming during the Palaeocene/Eocene transition. *Nature*, **401**, 775–778.
- Nunes, F. and Norris, R. D., 2006, Abrupt reversal in ocean overturning during the Palaeocene/Eocene warm period. *Nature*, **439**, 60–63.
- Otto-Bliesner, B. L., 1995, Continental drift, runoff, and weathering feedbacks: Implications from climate model experiments. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 11537–11548.
- Pagani, M., Caldeira, K., Archer, D. and Zachos, J. C., 2006a, An ancient carbon mystery. *Science*, **314**, 1556–1557.
- Pagani, M., Liu, Z., LaRiviere, J. and Ravelo, A. C., 2010, High Earth-system climate sensitivity determined from Pliocene carbon dioxide concentrations. *Nat. Geosci.*, **3**, 27–30.
- Pagani, M., Pedentchouk, N., Huber, M., Sluijs, A., Schouten, S., Brinkhuis, H., Damsté, J. S. S., Dickens, G. R. and the Expedition 302 Scientists, 2006b, Arctic hydrology during global warming at the Palaeocene/Eocene thermal maximum. *Nature*, **442**, 671–675.
- Panchuk, K., Ridgwell, A. and Kump, L. R., 2008, Sedimentary response to Paleocene–Eocene Thermal Maximum carbon release: A model-data comparison. *Geology*, **36**, 315–318.
- Payne, J. L. and Kump, L. R., 2007, Evidence for recurrent Early Triassic massive volcanism from quantitative interpretation of carbon isotope fluctuations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **256**, 264–277.
- Ravizza, G., Norris, R. N. and Blusztajn, J., 2001, An osmium isotope excursion associated with the late Paleocene thermal maximum: Evidence of intensified chemical weathering. *Paleoceanography*, **16**, 155–163.
- Roberts, C. D., LeGrande, A. N. and Tripathi, A. K., 2009, Climate sensitivity to Arctic seaway restriction during the early Paleogene. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **286**, 576–585.
- Roe, G. H. and Baker, M. B., 2007, Why is climate sensitivity so unpredictable? *Science*, **318**, 629–632.
- Röhl, U., Bralower, T. J., Norris, R. D. and Wefer, G., 2000, New chronology for the late Paleocene thermal maximum and its environmental implications. *Geology*, **28**, 927–930.
- Röhl, U., Westerhold, T., Bralower, T. J. and Zachos, J. C., 2007, On the duration of the Paleocene–Eocene thermal maximum (PETM). *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **8**, Q12002, doi:10.1029/2007GC001784.
- Rooney, M. A., Claypool, G. E. and Chung, H. M., 1995, Modeling thermogenic gas generation using carbon isotope ratios of natural gas hydrocarbons. *Chem. Geol.*, **126**, 219–232.
- Royer, D. L., 2003, Estimating latest Cretaceous and Tertiary atmospheric CO₂ from stomatal indices. In Wing, S. L., Gingerich, P. D., Schmitz, B. and Thomas, E., eds., *Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., **369**, 79–93.
- Royer, D. L., Berner, R. A., Montañez, I. P., Tabor, N. J. and Beerling, D. J., 2004, CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate. *GSA Today*, **14**, 4–10.
- Royer, D. L., Wing, S. L., Beerling, D. J., Jolley, D. W., Koch, P. L., Hickey, L. J. and Berner, R. A., 2001, Paleobotanical evidence for near present-day levels of atmospheric CO₂ during part of the Tertiary. *Science*, **292**, 2310–2313.
- Saunders, A. D., Jones, S. M., Morgan, L. A., Pierce, K. L., Widdowson, M. and Xu, Y. G., 2007, Regional uplift associated with continental large igneous provinces: The roles of mantle plumes and the lithosphere. *Chem. Geol.*, **241**, 282–318.
- Schmidt, G. A. and Shindell, D. T., 2003, Atmospheric composition, radiative forcing, and climate change as a consequence of a massive methane release from gas hydrates. *Paleoceanography*, **18**, 1004, doi:10.1029/2002PA000757.
- Schmitz, B. and Pujalte, V., 2003, Sea-level, humidity, and land-erosion records across the initial Eocene thermal maximum from a continental-marine transect in northern Spain. *Geology*, **31**, 689–692.
- Schmitz, B., Peucker-Ehrenbrink, B., Heilmann-Clausen, C., Åberg, G., Asaro, F. and Lee, C. A., 2004, Basaltic explosive volcanism, but no comet impact, at the Paleocene–Eocene boundary: high-resolution chemical and isotopic records from Egypt, Spain and Denmark. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **225**, 1–17.
- Schneider, B. and Schneider, R., 2010, Global warmth with little extra CO₂. *Nat. Geosci.*, **3**, 6–7.
- Schouten, S., Woltering, M., Rijpstra, W. I. C., Sluijs, A., Brinkhuis, H. and Damsté, J. S. S., 2007, The Paleocene–Eocene carbon isotope excursion in higher plant organic matter: Differential fractionation of angiosperms and conifers in the Arctic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **258**, 581–592.
- Schrag, D. P., Berner, R. A., Hoffman, P. F. and Halverson, G. P., 2002, On the initiation of a snowball Earth. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **3**, doi:10.1029/2001GC000219.
- Siegenthaler, U. and Sarmiento, J. L., 1993, Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, **365**, 119–125.
- Sluijs, A., Brinkhuis, H., Crouch, E. M., John, C. M., Handley, L., Munsterman, D., Bohaty, S. M., Zachos, J. C., Reichert, G.-J., Schouten, S., Pancost, R. D., Damsté, J. S. S., Welters, N. L. D., Lotter, A. F. and Dickens, G. R., 2008a, Eustatic variations during the Paleocene–Eocene greenhouse world. *Paleoceanography*, **23**, PA4216, doi:10.1029/2008PA001615.
- Sluijs, A., Brinkhuis, H., Schouten, S., Bohaty, S. M., John, C.

- M., Zachos, J. C., Reichart, G., Damsté, J. S. S., Crouch, E. M. and Dickens, G. R., 2007, Environmental precursors to rapid light carbon injection at the Palaeocene/Eocene boundary. *Nature*, **450**, 1218–1221.
- Sluijs, A., Röhl, U., Schouten, S., Brumsack, H.-J., Saccgiorgi, F., Damsté, J. S. S. and Brinkhuis, H., 2008b, Arctic late Paleocene–early Eocene paleoenvironments with special emphasis on the Paleocene–Eocene thermal maximum (Lomonosov Ridge, Integrated Ocean Drilling Program Expedition 302). *Paleoceanography*, **23**, PA1S11, doi:10.1029/2007PA001495.
- Sluijs, A., Schouten, S., Pagani, M., Woltering, M., Brinkhuis, H., Damsté, J. S. S., Dickens, G. R., Huber, M., Reichart, G., Stein, R., Matthiessen, J., Lourens, L. J., Pedentchoul, N., Backman, J., Moran, K. and the Expedition 302 Scientists, 2006, Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Paleocene/Eocene thermal maximum. *Nature*, **441**, 610–613.
- Smith, F. A., Wing, S. L. and Freeman, K. H., 2007, Magnitude of the carbon isotope excursion at the Paleocene–Eocene thermal maximum: The role of plant community change. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **262**, 50–65.
- Stein, R., Boucsein, B. and Meyer, H., 2006, Anoxia and high primary production in the Paleogene central Arctic Ocean: First detailed records from Lomonosov Ridge. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L18606, doi:10.1029/2006GL026776.
- Storey, M., Duncan, R. A. and Swisher III, C. C., 2007, Paleocene–Eocene thermal maximum and the opening of the northeast Atlantic. *Science*, **316**, 587–589.
- Svensen, H., Planke, S., Mørth, S.-P., Sørensen, A., Jamveit, B., Myklebust, R., Eidem, T. R. and Rey, S. S., 2004, Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. *Nature*, **429**, 542–545.
- Thomas, D. J., Bralower, T. J. and Zachos, J. C., 1999, New evidence for subtropical warming during the late Paleocene thermal maximum: Stable isotopes from Deep Sea Drilling Project Site 527, Walvis Ridge. *Paleoceanography*, **14**, 561–570.
- Thomas, D. J., Zachos, J. C., Bralower, T. J., Thomas, E. and Bohaty, S., 2002, Warming the fuel for the fire: Evidence for the thermal dissociation of methane hydrate during the Paleocene–Eocene thermal maximum. *Geology*, **30**, 1067–1070.
- Thomas, E., 2003, Extinction and food at the seafloor: A high-resolution benthic foraminiferal record across the Initial Eocene Thermal Maximum, Southern Ocean Site 690. In Wing, S. L., Gingerich, P. D., Schmitz, B. and Thomas, E., eds., *Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., **369**, 319–332.
- Tripathi, A. K. and Elderfield, H., 2004, Abrupt hydrographic changes in the equatorial Pacific and subtropical Atlantic from foraminiferal Mg/Ca indicate greenhouse origin for the thermal maximum at the Paleocene–Eocene Boundary. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **5**, Q02006, doi:10.1029/2003GC000631.
- Tripathi, A. and Elderfield, H., 2005, Deep-sea temperature and circulation changes at the Paleocene–Eocene thermal maximum. *Science*, **308**, 1894–1898.
- Tyrrell, T. and Zeebe, R. E., 2004, History of carbonate ion concentration over the last 100 million years. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**, 3521–3530.
- Walker, J. C. G., Hays, P. B. and Kasting, J. F., 1981, A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of Earth's surface temperature. *Jour. Geophys. Res.*, **86**, 9776–9782.
- Wallmann, K., 2001, Controls on the Cretaceous and Cenozoic evolution of seawater composition, atmospheric CO₂ and climate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**, 3005–3025.
- Weijers, J. W. H., Schouten, S., Sluijs, A., Brinkhuis, H. and Damsté, J. S. S., 2007, Warm arctic continents during the Paleocene–Eocene thermal maximum. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **261**, 230–238.
- Wignall, P. B., 2001, Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth Sci. Rev.*, **53**, 1–33.
- Wing, S. L., Harrington, G. J., Smith, F. A., Bloch, J. I., Boyer, D. M. and Freeman, K. H., 2005, Transient floral change and rapid global warming at the Paleocene–Eocene Boundary. *Science*, **310**, 993–996.
- Yamamoto, A., Yamanaka, Y. and Tajika, E., 2009, Modeling of methane bubbles released from large sea-floor area: Condition required for methane emission to the atmosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **284**, 590–598.
- 安川和孝・中村謙太郎・加藤泰浩 (Yasukawa, K., Nakamura, K. and Kato, Y.), 2010, 地球表層炭素循環モデリングに基づく晩新世/始新世境界温暖化極大の発生原因の再検討. 地質雑誌 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **116**, 418–436.
- Zachos, J. C., Bohaty, S. M., John, C. M., McCarren, H., Kelly, D. C. and Nielsen, T., 2007, The Palaeocene–Eocene carbon isotope excursion: constraints from individual shell planktonic foraminifer records. *Phil. Trans. Roy. Soc. A*, **365**, 1829–1842.
- Zachos, J. C., Dickens, G. R. and Zeebe, R. E., 2008, An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, **451**, 279–283.
- Zachos, J. C. and Kump, L. R., 2005, Carbon cycle feedbacks and the initiation of Antarctic glaciation in the earliest Oligocene. *Global and Planetary Change*, **47**, 51–66.
- Zachos, J. C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001, Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**, 686–693.
- Zachos, J. C., Röhl, U., Schellenberg, S. A., Sluijs, A., Hodell, D. A., Kelly, D. C., Thomas, E., Nicolo, M., Raffi, I., Lourens, L. J., McCarren, H. and Kroon, D., 2005, Rapid acidification of the ocean during the Paleocene–Eocene thermal maximum. *Science*, **308**, 1611–1615.
- Zachos, J. C., Schouten, S., Bohaty, S., Quattlebaum, T., Sluijs, A., Brinkhuis, H., Gibbs, S. J. and Bralower, T. J., 2006, Extreme warming of mid-latitude coastal ocean during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum: Inferences from TEX₈₆ and isotope data. *Geology*, **34**, 737–740.
- Zachos, J. C., Wara, M. W., Bohaty, S., Delaney, M. L., Petrizo, M. R., Bill, A., Bralower, T. J. and Premoli-Silva, I., 2003, A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene–Eocene thermal maximum. *Science*, **302**, 1551–1554.
- Zeebe, R. E. and Caldeira, A. K., 2008, Close mass balance of long-term carbon fluxes from ice-core CO₂ and ocean chemistry records. *Nat. Geosci.*, **1**, 312–315.
- Zeebe, R. E. and Zachos, J. C., 2007, Reversed deep-sea carbonate ion basin gradient during Paleocene–Eocene thermal maximum. *Paleoceanography*, **22**, PA3201, doi:10.1029/2006PA001395.
- Zeebe, R. E., Zachos, J. C. and Dickens, G. R., 2009, Carbon dioxide forcing alone insufficient to explain Palaeocene–Eocene Thermal Maximum warming. *Nat. Geosci.*, **2**, 576–580.
- Zhang, Y., 2003, Methane escape from gas hydrate systems in marine environment, and methane-driven oceanic eruptions. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1398, doi:10.1029/2002GL016658.

(要 旨)

安川和孝・加藤泰浩, 2011, 大気-海洋ボックスモデルによる暁新世/始新世境界温暖化極大の発生原因の定量的検討. 地質雑, 117, 217-237. (Yasukawa, K. and Kato, Y., 2011, Quantitative examination of the cause of the Paleocene-Eocene thermal maximum using an atmosphere-ocean box model. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 117, 217-237.)

約 55 Ma に発生した暁新世/始新世境界温暖化極大イベント (PETM) を引き起こした温室効果ガスの起源について, 温度と大気中 CO_2 濃度に依存性をもつ陸上岩石の風化フラックスを考慮した大気-海洋 2-Box モデルを用いて定量的検討を行った. その結果, 同時期に北大西洋で生じた大規模火成活動により生成した熱分解起源メタンと, 海底メタンハイドレート分解による微生物起源メタンの放出を仮定すれば, PETM における -3‰ の炭素同位体比負異常 (CIE) を説明できることが示された. しかしながら, 一般的な気候感度の範囲内において, -3‰ の CIE に制約される炭素放出量では地質記録から推定される 4 °C 以上の温暖化を再現できなかった. PETM の CIE と温暖化を同時に説明するには, 従来の推定より著しく高い気候感度か, CO_2 による温暖化に加えて CO_2 以外の気候因子 / フィードバックの寄与を考慮する必要がある.