

総説

暁新世－始新世温暖化極大事件 (PETM) 研究の最前線： 炭素同位体比層序学の貢献*

長谷川 卓**

(2008年10月20日受付, 2008年11月10日受理)

Abstract

The Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM) is marked by a large negative carbon isotope excursion (CIE) and massive seafloor carbonate dissolution. Both phenomena are thought to have been caused by a sudden release of a large mass of carbon. The step-like nature of the CIE onset combined with the CIE magnitude has been explained by multiple dissociation of methane clathrate as the primary source of carbon. The natures of onset and the magnitude of CIE, however, are different between marine and terrestrial records implying potential artifacts in either or both records. Recently, the carbon isotope stratigraphy based on various techniques including compound-specific isotope analysis on terrestrial and marine biomarkers, single specimen analysis on surface-dwelling planktonic foraminifera revealed that 'actual' CIE is as large as 4‰ or larger, and the onset of the CIE was geologically instantaneous. These results demonstrated that the CIE magnitude (2-3‰) previously applied to estimate the mass of carbon released during the PETM was considerably underestimated and that abrupt input of ^{13}C -depleted carbon to the ocean-atmosphere system. Forthcoming high-resolution studies on the PETM with precise inter-regional correlation would provide a unique opportunity for comparative research of global warming between PETM period and the present.

1. はじめに

暁新世/始新世温暖化極大 (Paleocene/Eocene Thermal Maximum: PETM) 事件は約 55Ma に生じた、汎世界的な急速な温暖化現象であり、炭酸塩補償深度 (CCD) の著しい上昇を伴うことが知られている (Zachos et al., 2005)。PETM は数千年ないしそれ以下の期間で急速に進行したと考えられているが、これは深海底堆積物について言えば地質学的な分解能の限界に近い。温暖化の規模は、酸素同位体比またはテトラエーテル脂質温度計 (TEX₈₆) のデータによれば、南極域では約 4°C (Kennett and Stott, 1991)、北極では約 5°C (Sluijs et al., 2006)、北半球中緯度でも約 5~8°C (Zachos

et al., 2006; John et al., 2008)、南半球中緯度では約 1-4°C (Thomas et al., 1999) と、非常に大きい。 ^{13}C に乏しい軽い炭素が大量に地球の大気・海洋系に付加され、 CO_2 による強い温室効果が生じたことが PETM の原因と考えられている。Dickens et al. (1995, 1997) は海洋に溶け込んだ CO_2 が pH を下げ、CCD とリソクライン (溶解躍層) の上昇を引き起こし、海底の炭酸塩の溶解が正のフィードバックとして働いたと考えている。現在の地球温暖化との類似性 (温暖化進行の急速さ、温暖化の程度、付加されたと推定される CO_2 の質量) から、極めて精力的に研究が進められており、PETM の環境へのインパクトに関する研究の重要性は気候変動に関する政府間パネル (IPCC) 第四次報告書

* Forefront researches on Paleocene-Eocene thermal maximum event (PETM) : contribution of carbon isotope stratigraphy

** 金沢大学自然システム学系, 〒920-1192 金沢市角間町 金沢大学自然科学 2 号館 (理・地球)

Takashi Hasegawa: Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kanazawa Univ., Kakuma, Kanazawa, 920-1192
e-mail: jh7ujr@kenroku.kanazawa-u.ac.jp, Tel: 076-264-6513, Fax: 076-264-6545

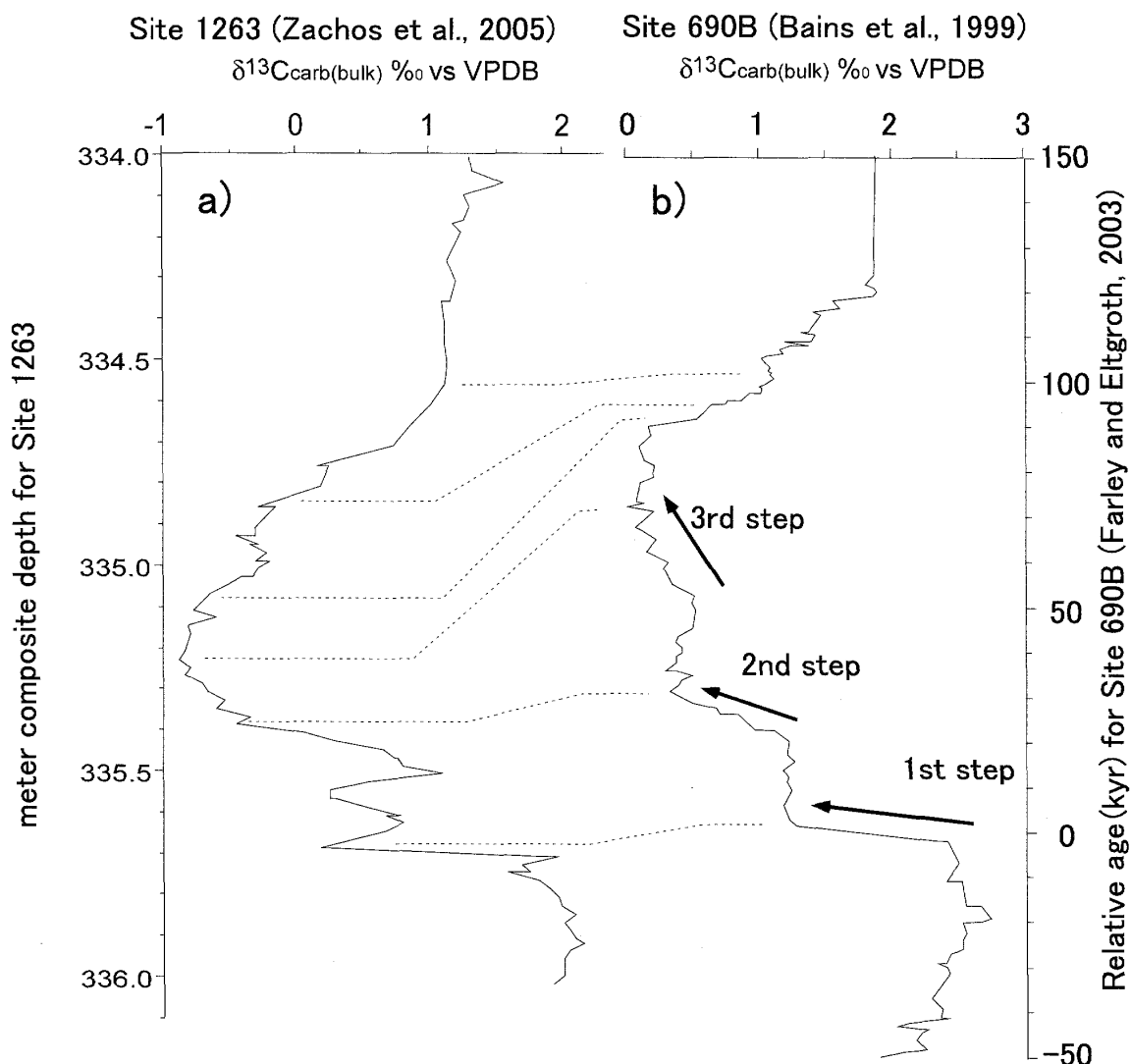


Fig. 1. (a) Comparison between $\delta^{13}\text{C}$ curves (carbonate, bulk analysis) from ODP Site 1263 and (b) Site 690B. Tie lines indicate correlation made by Zachos et al. (2005) based on configurations of the curves and bio-horizons of nannoplankton. Age for Site 690B is based on helium isotope study by Farley and Eltgroth (2003).

にも詳述されている (Jansen et al., 2007)。

2. 炭素同位体比エクスカージョン (CIE) の記録

PETM は、炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) 値の急激な負エクスカージョン (carbon isotope excursion: CIE) によって特徴づけられる地球表層の炭素循環の攪乱、いかえれば定常状態からの逸脱である。陸上植物に由来するバイオマーカー (Kaiho et al., 1996; Hasegawa et al., 2006; Pagani et al., 2006; Schouten et al., 2007; Smith et al., 2007), 全有機物 (Magioncalda et al., 2004; Wing et al., 2005; Smith et al., 2007), 哺乳動物の歯のエナメル (Koch et al., 1992), 土壌炭酸塩 (Koch et al., 1995; Bains et al., 2003) などに陸域の情報が記録され、浮遊性お

よび底生有孔虫殻の炭酸塩 (Robert and Kennett, 1994; Thomas et al., 2002; Zachos et al., 2003; John et al., 2008), 全炭酸塩 (e.g. Bains et al., 1999; Zachos et al., 2005; Giusberti et al., 2007) (Fig. 1), 粒度別の炭酸塩堆積物 (Stoll, 2005) などから、海域の情報が解読されてきている。このように CIE は多様な媒体に記録され、分析戦略もさまざまである。また記録の分布は、世界各地にわたっている。例えば南極 (Thomas et al., 2002), 南半球中・高緯度 (Kaiho et al., 1996; Zachos et al., 2005), 赤道太平洋 (Zachos et al., 2003), 北半球中緯度 (Zachos et al., 2006; John et al., 2008), 北極 (Pagani et al., 2006; Schouten et al., 2007) の詳細な報告がある。CIE の規模に関しては後に詳述するが、記録媒体や地域

によって異なり, 2~8%である。

温室効果ガスの起源となった炭素や, それを表層環境に放出する引き金となった現象に関する議論を含め, PETMの全体像を理解するために, (1) 起源炭素の種類, (2) 放出された炭素の量, (3) 炭素の表層環境への放出に要した時間, (4) 放出された炭素が除去されるのに要した時間, を知る必要がある。(3), (4)に関しては, 時間尺度の導入が不可欠である。

3. 何に由来する炭素が, どれだけ放出されたのか?

(1), (2)は, PETMの全体像を理解するうえで不可欠な情報であり, 炭素同位体比に関する研究がその議論の中心になる。付加されたCO₂の起源として最も代表的な候補は, 海底の表層付近に賦存していたガスハイドレート(メタン, エタンなどの低分子炭化水素ガスが水の包接物として取り込まれた状態)由来の炭化水素類であり, メタンハイドレート仮説(Dickens et al., 1995)としてよく知られている。その他の候補として大陸海の閉鎖に伴う海底有機物の酸化とする説(Higgins and Schrag, 2006), 北大西洋の火山活動に関連した有機物の熱分解由来のメタンないし二酸化炭素を起源とする説(Svensen et al., 2004; Storey et al., 2007), 更に彗星の地球への衝突説(Kent et al., 2003)が提唱されている。

CO₂付加量を推定する際には炭素同位体比を用いて放出CO₂と大気海洋系に存在していたCO₂のマスバランス計算を行う。由来の異なる付加CO₂はそれぞれ異なる $\delta^{13}\text{C}$ 値を持っているため, 同じCIE規模を用いた計算でも大きく異なる付加CO₂量が産出されてしまう。Dickens et al. (1995)で用いた式と数値を用いると, 生物起源メタン(-60%)の付加により, 大気海洋系のCO₂の炭素同位体比が-3%変化した(すなわち3%のCIEが記録された)と考える場合は約2300 GtC, -25%の有機炭素の分解に由来するCO₂に起因して同規模のCIEが記録されたと考える場合は約6500 GtCの炭素付加量という計算になる。海洋の炭酸塩堆積物の炭素同位体比では, CIE規模がほとんど2~3%であることから(Schouten et al., 2007のコンパイルを参照), 約2000 GtC程度のメタンが付加されたとする仮説(Dickens et al., 1995)が

広く信じられてきた。しかし, ODP Leg 113, Site 690Bという同一のコアの炭酸塩の $\delta^{13}\text{C}$ 値について異なる分析手法, すなわち全堆積物分析(Bains et al., 1999)と浮遊性有孔虫の個体レベルの分析(Thomas et al., 2002)の結果を比較すると, CIEの規模に関して前者は約2.5%で多くの海洋炭酸塩を用いた結果と一致していたが, 後者では約4%と大きかった。一方で陸上高等植物バイオマーカーで, 高いCPIを持った長鎖*n*-アルカン(C₂₉, C₃₁, C₃₃などの奇数炭素数のもの)を用いた $\delta^{13}\text{C}$ 曲線に見られるCIEの規模は, 4%を超えるものがしばしば報告されている(Hasegawa et al., 2006; Pagani et al., 2006; Schouten et al., 2007)。Leg 208のSite 1263(古水深約1500 m)は掘削前の予測に反して炭酸塩記録は不連続であった。CCDの上昇が従来の予測(Dickens et al., 1995, 1997)以上だったということは, CO₂供給量を計算する際に用いた2~3%というCIE幅が小さすぎた(大気海洋系全体の「真の」CIE幅を過小評価していた)ことを強く示唆している(Zachos et al., 2005)。そこで、「どれだけのCO₂が放出されたのか?」の議論に直接結びつく, 大気CO₂が経験した「真の」CIEの規模(負へのシフト幅)に研究者の焦点が絞られてきた。これに密接に関連して「陸域由来物質のCIEは, 海洋の炭酸塩のCIEよりも大きく出るが, なぜそうなるのか? どちらが「真の」CIEなのか?」について, 四つの仮説が提案されてきた。

4. 大気CO₂の $\delta^{13}\text{C}$ 値はPETM期に何%負にシフトしたのか?: 「真の」CIE規模の論争

第一の仮説は, 多くの全炭酸塩炭素の同位体比曲線は, 溶解や炭酸塩の無堆積によりCIE最初期部分の記録を欠いている, もしくはCIE規模が二次的に縮小している, という考え方である(Fig. 2b)。Leg 208で行われたPETM層準の深度による違いをみると, 溶解の影響を受けた最深のコア(Site 1262)では, 溶解の影響が小さい最も浅いコア(Site 1263)よりCIE規模が小さく出ることが明らかである(Zachos et al., 2005)。Fig. 2bで示したようにCIE最初期部分が欠如することにより, CIE規模が見かけ上小さくなってしまう。そこで堆積学的に間隙のない連続的なセクションを用いた研究が進められている。Site 690Bやニュー

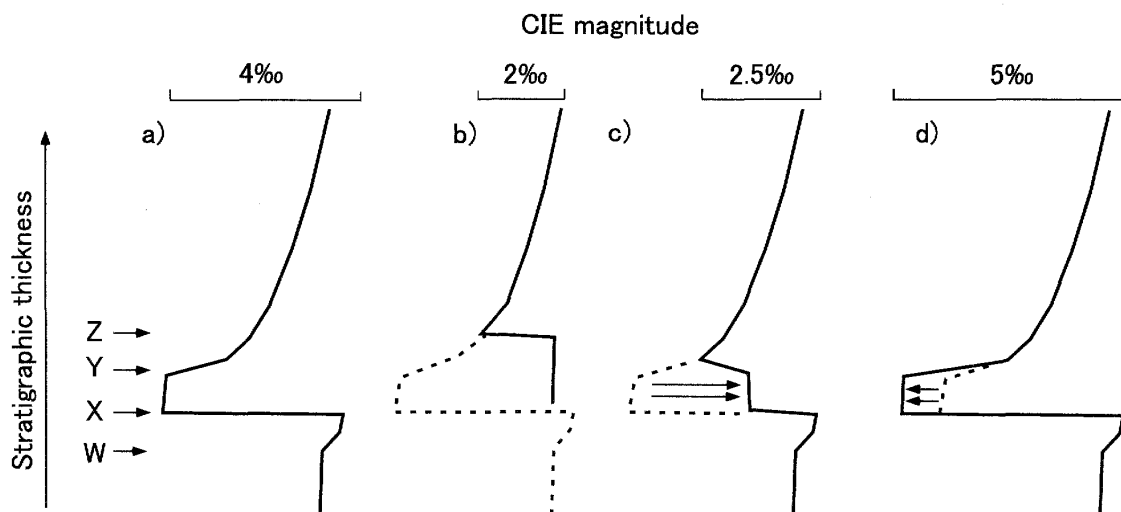


Fig. 2. Schematic diagram explaining artificial alteration of $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy. (a) Assumed pattern for complete record of $\delta^{13}\text{C}$ fluctuation in ocean-atmospheric CO_2 reservoir without any superimposed signals or stratigraphic missing. (b) Supposed $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy by bulk carbonate analysis with stratigraphic missing between horizons W and Z. Deep sea sediments could lose records of just before the onset and earliest phase of PETM because of “burn down” (see text). Carbonates of horizon W are overlain by that of horizon Z. Note that it appears to be continuous with a conspicuous $\delta^{13}\text{C}$ excursion, in spite of considerable stratigraphic missing. (c) $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy supposed for sedimentary sequence recording oceanographic perturbation just after the onset of PETM; predominance of surface-dwelling nanoplankton associated with shrunk thermocline-dwellers would cause artificial overprint (positive shift) between horizons X and Y. Broken line indicates pattern assumed for record without change of nanoplankton assemblage. (d) $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy supposed for sedimentary sequence recording paleoclimatic perturbation on land between X and Y; predominance of angiosperm overturned from mixed flora of angiosperm and gymnosperm associated with climatic warming, or physiological response of terrestrial plants to increasing temperature and/or humidity would overprint $\delta^{13}\text{C}$ signals on terrestrial biomarkers resulting in an additional negative $\delta^{13}\text{C}$ shift relative to the original (broken line) configuration between X and Y.

ジャージー沖およびカリフォルニア沖の陸棚堆積物を対象とした研究では、浮遊性有孔虫の各種を個体ごとに分析した結果、CIEの規模について理解が深まってきている(Thomas et al., 2002; John et al., 2008)。それらの結果で得られたCIE規模は、従来の全堆積物分析で得られていたよりも大きく、表層棲種である *Acarinina* 属では4%程度であった。全分析では、複数起源のものがどのような比率で混じっているのか評価できず、起源物質の構成に大きな変化があっても認識できなかったが、起源(浮遊性有孔虫)を特定した試料から得られる結果は、当時の海洋表層の CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値をより忠実に反映しているはずである。複数のコアで浮遊性有孔虫の単一(あるいは数個)個体を用いた測定で3.5~4%のCIE規模が確認されている(Tripathi et al., 2003; Zachos et al., 2003; John et al., 2008)。では、この4%というCIEの幅は大

気 CO_2 が経験した「真の」幅なのだろうか?それとも二次的な効果で縮小された結果であり、「真の」CIEはもっと大きかったのだろうか? Smith et al. (2007)によると、大気 CO_2 が経験した「真の」CIEが植物バイオマーカーから示唆されるように5.1%であったなら、Site 690Bでは温度効果、pH効果を考慮しても浮遊性有孔虫には5.5%程度のCIEが記録されるはずである。これは、実測されたCIE幅(4%)より1.5%も大きい。二次的な $\delta^{13}\text{C}$ 値の上書きなどの効果で、この1.5%を説明することは難しいことから、彼らは大気 CO_2 の実際の変動が約4%であることを受け入れ、下に述べる第二、第三の仮説についての議論を展開している。最近の研究では「従来の全分析に基づく2~3%というCIEの規模は、炭酸塩無堆積や溶解によって失われた初期のCIEの範囲を考慮しないものであり、大気 CO_2 の変動幅としては過小評価

だった」というコンセンサスに達しているようであり、「真の」CIE 幅について 4% 程度なのか、それ以上なのか、に視点が集まっている。

第二、第三の仮説として、「植物バイオマーカーの記録は、実際の大気・海洋の CO₂ の同位体比値変化幅よりも大きな幅の CIE として記録されている」という考え方 (Fig. 2d) がある。第二仮説は、温暖・湿潤化に対応した植物生理の変化に伴う同位体分別 (Farquhar et al., 1982) の増大をその原因とする (Bowen et al., 2004)。PETM 期間では浅海に堆積する粘土鉱物組成 (カオリナイトの増加) から、低緯度および高緯度の陸域環境で温暖化・湿潤化が進行したと考えられている (例えば Robert and Kennett, 1994; Kaiho et al., 1996; Bolle and Adatte, 2001)。Bowen et al. (2004) は、PETM 前と比較して 20% 以上大気湿度が増加したことにより、植物の光合成時の同位体分別が大きくなり、結果として CIE 幅が大きくなったと考えた。一方、Smith et al. (2007) の主張する第三仮説では植物群集組成の変化にその原因を求める。彼らは、米国ワイオミング州で陸成層の研究を行い、*n*-アルカンの炭素同位体比データと平行して植物の葉の化石データを採集し、針葉樹 (裸子植物)、イチョウ類 (裸子植物)、被子植物双子葉類、被子植物単子葉類、シダ植物に区分してその全体に占める含有率を求めた。*n*-アルカン (C₂₅, C₂₇, C₂₉, C₃₁ および C₃₃) の CIE 規模は、3.8~5.1‰であった。同時に分析した水素同位体比や、植物化石の証拠 (Wing et al., 2005) から、急激な乾燥の後に湿潤化が起こったことが示唆されているが、*n*-アルカンの CIE はその環境変動とは連動していなかった。そこで Smith et al. (2007) は、湿潤化が *n*-アルカンの CIE 幅拡大の要因ではない (ワイオミングでは第二仮説が成り立たない) と考えた。一方、植物群集組成は PETM を通じて変わっており、PETM の前後では針葉樹が約 75%、双子葉類が 25% であるのに対し、PETM 期間には双子葉類がほぼ 100% を占めていた。彼らは、後背地の植物群集が変化し、相対的に正の δ¹³C 値を持つ針葉樹が PETM 時に姿を消し、被子植物のみに由来する *n*-アルカンが地層中に保存されたと解釈した。現生種のデータでは針葉樹と被子植物を比較すると、被子植物のほうが大きな炭素同位体

分別を示す傾向があること (Leavitt and Newberry, 1992; Chikaraishi and Naraoka, 2003) を引用した上で、「PETM 期間は相対的に負の値を持つ被子植物だけが *n*-アルカンを供給するに至ったため、大気 CO₂ が経験した「真の」CIE よりも、負に偏った大きな規模の CIE が記録された」と考え、「陸域で見られる大きな CIE の記録は、PETM 期間における (気候変化に伴う) 植物組成の大きな変化が原因である」と結論づけた。しかし Smith et al. (2007) では、古第三紀においても針葉樹と被子植物の δ¹³C 値の差が、現在と同様であったのかどうか、という重要な点が議論されていない。

第四の仮説を提唱する Pagani et al. (2006) では、現生に見られる被子植物と裸子植物の δ¹³C 値の差は、低 CO₂ 濃度下における水利用効率の差を反映しており、現在と比較して高 CO₂ 濃度であった古第三紀にはそれらの δ¹³C 値の差は小さかったとの観点から、植物由来の *n*-アルカンには PETM 期に大気 CO₂ が経験した「真の」CIE が記録されていると考えている。Pagani et al. (2006) は、IODP Exp. 302 の北極海口モノソフ海嶺で採取された堆積物中に保存されている PETM の記録を解析し、長鎖 *n*-アルカンに 4.5‰ (C₂₉) から 6‰ (C₂₇) の大きさの CIE が記録されていることを確認した。同時に測定した水素同位体比や気候シミュレーションの結果は、PETM 前の時代から PETM 期に入るにあたって、(研究対象地付近では) 大規模な乾燥気候から湿潤気候への移行を示していないので、Bowen et al. (2004) のモデルを当てはめることができないと結論付けた。Site 690B の浮遊性有孔虫の 4‰ の CIE は、pH 効果を勘案すれば 4.5‰ となるから、彼らの C₂₉ の CIE 規模とほぼ一致する。ただし Pagani et al. (2006) は C₂₇ の CIE がそれよりも 1.5‰ も大きいことについては説明していない。

その後、Schouten et al. (2007) は、同じ北極海の試料を用いて針葉樹由来バイオマーカー (デヒドロアピエタンとシモネライト) と被子植物由来の四環性芳香族トリテルパンを抽出し、それらの δ¹³C 値の層序変動を明らかにした。興味深いことに、そこに記録されている CIE 幅は針葉樹由来分子では約 3‰ であったのに対し、被子植物由来分子では 6‰ にも及んでいた。彼らは、針葉樹は大気の δ¹³C 値変動を忠実に記録しているが、被子

植物は温暖・湿潤化に対する生理的な反応により CIE 幅が誇張されたと考えた。この研究は、被子植物については第二仮説、針葉樹については第四仮説を受け入れる立場といえる。大気 CO₂ の $\delta^{13}\text{C}$ 値変動を反映する「真の CIE 幅」の探索はますます興味深くなってきた。

多くの論文によりさまざまなかたちの地質記録として保存された PETM 期の $\delta^{13}\text{C}$ データが公表されているが、それらの CIE 幅については、Schouten et al. (2007) に総括されているので、参考にされたい。CO₂ 濃度や気候要因と植物生理（水利用効率、気孔コンダクタンスなどに関連）、植物体の $\delta^{13}\text{C}$ 値の関係については、Beerling and Woodward (2001) に詳しい。

5. 急激？漸次的？段階的？ PETM はどのように始まったのか？

PETM では、大気・海洋系リザーバの外部から CO₂（始原物質としてはメタンの可能性もある）が付加されることで急激な温暖化が生じたと考えられている。それに伴う気候変化は、化石燃料の燃焼によって CO₂ が大気に付加され続ける地球の現状を理解する上で参考になる。従って初期過程（いかなる速度で CO₂ が注入され、気候がどう反応したか）の詳細を明らかにすることが、PETM 研究の最も重要な課題の一つである。PETM 最初期の記録に関しては、残念ながら大部分の深海コアから明らかにすることが困難である。CCD が急激に浅くなることによって、PETM 最初期に形成された炭酸塩が保存されないため (Fig. 2b)、炭酸塩関係の環境指標（酸素・炭素同位体比、浮遊性有孔虫、底生有孔虫、ナノプランクトンなど）が使えないからである。PETM 最初期だけではなく、直前の堆積物も“burn down (PETM 最初期に発達した pH の低い海水が、直前に堆積した堆積物を溶かしてしまうこと)”によって失われている可能性が高い (Zachos et al., 2005)。それでは炭酸塩以外の環境指標は有効なのかというと、そうではない。そのようなセクションでは PETM 開始直前直後の堆積物は遠洋性泥岩であり、堆積速度が非常に遅いため、掘削の際の乱れや生物擾乱により高い分解能での研究は期待できない場合が多い。PETM 最初期の研究が可能なのは、CCD が最

も上昇した PETM 開始時点においても、CCD より浅い水深を持っていたような堆積場の試料である。水深の浅い遠洋コアや、陸源物質（泥）の供給と同時に炭酸塩の供給があるような陸棚堆積盆のコアがそれにあたる。

その条件を満たすのが、南半球高緯度に位置する Site 690B の試料である。PETM 最初期に関しての議論は、このコアの記録を中心として繰り広げられてきた。Bains et al. (1999) は、貴重な同コアから U-channel 試料を採取し、詳細な炭酸塩の $\delta^{13}\text{C}$ 値（全堆積物分析）変動曲線を求めた。Fig. 1b に示すように $\delta^{13}\text{C}$ 値の負へのシフトは一瞬に生じたものではなく、3 段階に分かれていた。それらは 1 段目が最も急激でシフト幅が大きく、3 段目が最も緩やかでシフト幅が小さかった。この曲線の解釈から、メタンハイドレートなどに由来する炭素の大気・海洋系への注入は複数回に及んだとする考え方 (multiple injection 説) が提唱された (Bains et al., 1999)。炭酸塩の主体はナノプランクトン殻であったが、Bralower (2002) は特定のナノプランクトン種の増減パターンが $\delta^{13}\text{C}$ 変動曲線と酷似することから、Fig. 1b のようなパターンは生息水深の異なるナノプランクトン種の構成比率が変化することによって生じる見かけ上の変化 (Fig. 2c) であり、大気・海洋中の二酸化炭素リザーバの $\delta^{13}\text{C}$ 値変動を反映するものではない、と論じた。それに対して Stoll (2005) はナノプランクトンをサイズ毎に分けて $\delta^{13}\text{C}$ 値分析を行うことで、種の構成比率による $\delta^{13}\text{C}$ 値への影響を減らしたが、やはり Fig. 1b のような段階的シフトパターンを得たため、段階的シフトは「真の」 $\delta^{13}\text{C}$ 値変動を反映している、と反論した。Fig. 1b と同様のパターンは中緯度大西洋 ODP Site 1263 (Zachos et al., 2005) (Fig. 1a) や陸域のセクションにも確認されることがある (Bains et al., 2003) ことから、multiple injection 説は一時期かなり有力視されていた。しかし一方で、単一種の単一個体ごとに浮遊性有孔虫の炭素同位体比を分析した同じコア (Site 690B) の結果には、このような段階的シフトはまったく見られず、ただ一度の急激なシフトがあり、最初期に最大のシフト幅を記録した後、徐々に回復していくパターンをとる (Thomas et al., 2002)。別の連続セクションであるニュー

ジャージー沖 (John et al., 2008) 陸棚堆積物における単一個体ごとの浮遊性有孔虫の $\delta^{13}\text{C}$ 値分析の手法でも同様の結果が得られている。この手法は全分析を行う場合に比較して、起源が明らかであるという点で信頼がおける上、単一個体を分析に用いるため再堆積や生物擾乱で PETM 直前の個体が混入し、中間的な値を出してしまうことが生じない。 $\delta^{13}\text{C}$ 値の負シフトが進行する過程で中間的な値が存在しないということは、そのシフトが地質学的記録として残らないほど短い期間の出来事であったことを示唆している (Zachos et al., 2007)。また Site 1263 で Hasegawa et al. (2006) が陸上高等植物由来の *n*-アルカンの $\delta^{13}\text{C}$ 値変動を求めた結果、同じコアの炭酸塩の全分析結果 (Zachos et al., 2005) に見られるような段階的シフトは見られず、最下部付近が最大シフト幅を取るものであった。以上のことから、最近では CIE 前半の階段状の $\delta^{13}\text{C}$ 値変動は、溶解などによる二次的な要因によるものであり、大気 CO_2 の「真の」変動ではないと考える研究者が多い。ただし、なぜ全分析で Fig. 1a, b のような階段状のパターンになるのかについて、答えは出ていない。現時点で多くの研究者は、 CO_2 注入は数千年以下の短時間に生じたと考えている。

6. 対比の問題

CIE の変動幅の議論は、CIE 直前の層準と、最も負にシフトした層準の $\delta^{13}\text{C}$ 値の差についての議論であるから、詳細な対比は必要ない。しかし、PETM 期の地球環境変化に関する議論は、今や数千年のオーダーで議論されている。陸域と海域の記録が異なる情報を保持しており、両者を統合した議論が求められている以上、詳細な陸－海の地層の対比を行い、それぞれ数千年の解像度で展開されている陸と海の古環境情報を対応させていかなければならない。

Site 690B で構築された炭素同位体比層序は、リファレンス層序として模式層序に準ずる形で各地の PETM 層序との比較に用いられる (Fig. 1b)。Site 690B では軌道周期層序 (Röhl et al., 2000) とヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$) 層序 (Farley and Eltgroth, 2003) により年代モデルが作成されている。Fig. 1b にはヘリウム同位体比に基づく年代を

示してある。各地のセクションでは、Site 690B と炭素同位体比層序を用いて対比することにより、年代を外挿することが行われてきた (Bains et al., 2003; Schmitz and Pujalte, 2003; Magioncalda et al., 2004; Wing et al., 2005; Zachos et al., 2005)。Fig. 1 はその例である。炭素同位体比層序による対比とは、 $\delta^{13}\text{C}$ 値の変動曲線を描き、その曲線の屈曲部分、ピーク、トラフなどの特徴 (パターン) を用いて対比する方法である。ただし深海堆積物では Fig. 2b, c で説明したように、堆積速度の減少や無堆積の効果、全分析の場合は構成要素の変化などによって、陸棚堆積物では Fig. 2d で説明した植物の同位体分別幅の変化に由来する効果に加え、海水準変動や陸域環境変化に伴う碎屑物供給量変化に支配され、見掛けのパターンが大きく異なることがある。従って、ナノプランクトンや浮遊性有孔虫、渦鞭毛藻などの生層序でキャリブレーションをした上で対比に用いる。ただし陸上堆積物の場合、そのような良好な示準化石は産しないので、炭素同位体比層序を応用する場合、花粉や哺乳類化石を用いた生層序や凝灰岩などを用いた海成層との対比を正しく併用した上で慎重に検討する必要がある (例えば Wing et al., 2005)。

7. あとがき

特筆すべき温暖化と気候変化が生じた PETM を、将来の地球の姿を予想するための「壮大な地球実験」であった、と捕らえる考え方がある。現在の地球環境は、PETM と比較するならば、まさに CO_2 の付加が始まり、温暖化が開始した初期段階にあたる。現在多くの研究者が指向する高分解能解析・高精度対比の研究は、PETM 初期段階研究の年代尺度を、地質学的年代尺度 (約 1 万年以上の時間解像度) から社会問題の視野に比較しうる程度の年代尺度 (せめて 1000 年レベルの時間解像度) に置き換えようという明瞭な意思を含んでいる。この解像度は、堆積速度の速いセクションでは可能な数字である。これまで「PETM 研究は地球の将来予測につながる」という文言は論文を飾るための胡散臭い美辞麗句に過ぎない感があったが、今後 10 年で「重量感を伴う真実味のある言葉」として受け入れられるようになるだろう。

謝 辞

本稿作成に当たり、ROG編集長の三瓶良和氏には本稿作成に当たり、激励と有益なご助言をいただき、大変お世話になった。同編集委員の沢田健氏および一名の匿名の査読者には本稿の査読を通じて貴重なご意見をいただいた。本稿作成に関しては文部科学省科学研究費補助金(課題番号16654080, 18340164, 20340144; 研究代表者・長谷川卓)の遂行に際して行った文献調査の成果を含んでいる。ここに記して感謝の意を表す。

引用文献

- Bains, S., Corfield, R.M. and Norris, R.D. (1999) Mechanisms of climate warming at the end of the Paleocene. *Science* **285**, 724-727.
- Bains, S., Norris, R.D., Corfield, R.M., Bowen, G.J., Gingerich, P.D. and Koch, P.L. (2003) Marine-terrestrial linkages at the Paleocene-Eocene boundary. In: Wing et al. (Editors), Causes and consequences of globally warm climates in the early Paleogene. *Geol. Soc. Am. (GSA)*, Boulder CO., pp. 1-9.
- Beerling, D.J. and Woodward, F.I. (2001) Vegetation and terrestrial carbon cycle: modelling the first 400 million years. Cambridge University Press, Cambridge, 405 pp.
- Bolle, M.-P. and Adatte, T. (2001) Paleocene-early Eocene climatic evolution in the Tethyan realm: Clay mineral evidence. *Clay Minerals* **36**, 249-261.
- Bowen, G.J., Beerling, D.J., Koch, P.L., Zachos, J.C. and Quattlebaum, T. (2004) A humid climate state during the Paleocene/Eocene thermal maximum. *Nature* **432**, 495-499.
- 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**, 13-1.
- Chikaraishi, Y. and Naraoka, H. (2003) Compound-specific δD - $\delta^{13}C$ analyses of n-alkanes extracted from terrestrial and aquatic plants. *Phytochemistry* **63**, 361-371.
- 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.
- 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.
- Farquhar, G.D., O'Leary, M.H. and Berry, J.A. (1982) On the relationship between carbon isotope discrimination and the intercellular carbon dioxide concentration in leaves. *Australian J. Plant Physiol.* **9**, 121-137.
- Giusberti, L., Rio, D., Agnini, C., Backman, J., Fornaciari, E., Tateo, F. and Oddone, M. (2007) Mode and tempo of the Paleocene-Eocene thermal maximum in an expanded section from the Venetian pre-Alps. *Bull. Geol. Soc. Amer.* **119**, 391-412.
- Hasegawa, T., Yamamoto, S. and Pratt, M.L. (2006) Data Report: Stable carbon isotope fluctuation of long chain n-alkanes from Leg 208, Hole 1263A across the Paleocene/Eocene boundary. In: J. Zachos, D. Kroon and C. Richter (Editors), Proc. ODP Sci. Res., Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 1-11. doi:10.2973/odp.proc.sr.208.202.
- 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.
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K.R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., R., V. and Zhang, D. (Editors), 2007. Palaeoclimate. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK and NY, USA.
- John, C.M., Bohaty, S.M., Zachos, J.C., Sluijs, A., Gibbs, S.J., 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*, doi:10.1029/2007PA001465.
- Kaiho, K., Arinobu, T., Ishiwatari, R., Morgans, H.E.G., Okada, H., Takeda, N., Tazaki, K., Zhou, G., Kajiwara, Y., Matsumoto, R., Hirai, A., Niitsuma, N. and Wada, H. (1996) Latest Paleocene benthic foraminiferal extinction and environmental changes at Tawanui, New Zealand. *Paleoceanography* **11**, 447-465.
- 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.
- Kent, D.V., Cramer, B.S., Lanci, L., Wang, D., Wright, J.D. and Van der Voo, R. (2003) A case for a comet impact trigger for the Paleocene/Eocene thermal maximum and carbon isotope excursion. *Earth Planet. Sci. Lett.* **211**, 13-26.
- 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.
- Koch, P.L., Zachos, J.C. and Gingerich, P.D. (1992) Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Palaeocene /Eocene boundary. *Nature* **358**, 319-322.
- Leavitt, S.W. and Newberry, T. (1992) Systematics of stable-carbon isotopic differences between gymnosperm and angiosperm trees. *Plant Physiol. (Life Sci. Adv.)* **11**, 257-262.
- Magioncalda, R., Dupuis, C., Smith, T., Steurbaut, E. and Gingerich, P.D. (2004) Paleocene-Eocene carbon isotope excursion in organic carbon and pedogenic carbonate; direct comparison in a continental stratigraphic section. *Geology* **32**, 553-556.
- Pagani, M., Pedentchouk, N., Huber, M., Sluijs, A., Schouten, S., Brinkhuis, H., Sinninghe Damste, J.S. and Dickens, G.R. (2006) Arctic hydrology during global warming at the Palaeocene/Eocene thermal maximum. *Nature* **442**, 671-675.
- Robert, C. and Kennett, J.P. (1994) Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: clay-mineral evidence. *Geology* **22**, 211-214.
- 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.
- 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.
- Schouten, S., Woltering, M., Rijpstra, W.I.C., Sluijs, A., Brinkhuis, H. and Sinninghe Damste, J.S. (2007) The Paleocene-Eocene carbon isotope excursion in higher plant organic matter: differential fractionation of angiosperm and conifers in the Arctic. *Earth Planet. Sci. Lett.* **258**, 581-592.
- Sluijs, A., Schouten, S., Pagani, M., Woltering, M., Brinkhuis, H., Damste, J.S.S., Dickens, G.R., Huber, M., Reichart, G.J., Stein, R., Matthiessen, J., Lourens, L.J., Pedentchouk, N., Backman, J., Moran, K., Clemens, S., Cronin, T., Eynaud, F., Gattacceca, J., Jakobsson, M., Jordan, R., Kaminski, M., King, J., Koc, N., Martinez, N.C., McInroy, D., Moore Jr, T.C., O'Regan, M., Onodera, J., Pälike, H., Rea, B., Rio, D., Sakamoto, T., Smith, D.C., St John, K.E.K., Suto, I., Suzuki, N., Takahashi, K., Watanabe, M. and Yamamoto, M. (2006) Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/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.
- Stoll, H.M. (2005) Limited range of interspecific vital effects in coccolith stable isotopic records during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Paleoceanography* **20**, 1-10.
- 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., Malthé-Sorensen, A.,

- Jamtvelt, B.n., 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 fire: Evidence for the thermal dissociation of methane hydrate during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Geology* **30**, 1067-1070.
- Tripati, A.K., Elderfield, H., Delaney, M.L., Zachos, J.C., Anderson, L.D. and Kelly, D.C. (2003) Tropical sea-surface temperature reconstruction for the early Paleogene using Mg/Ca ratios of planktonic foraminifera. *Paleoceanography* **18**, 25-1.
- Wing, S.L., Smith, F.A., Harrington, G.J., Freeman, K.H., Bloch, J.I. and Boyer, D.M. (2005) Transient floral change and rapid global warming at the Paleocene-Eocene boundary. *Science* **310**, 993-996.
- Zachos, J.C., Bohaty, S., John, C.M., McCarren, H., Kelly, D.C. and Nielsen, T. (2007) The Paleocene-Eocene carbon isotope excursion: constraints from individual shell planktonic foraminifer records. *Phil. Trans. Royal Soc. Ser. A* **365**, 1829-1842.
- Zachos, J.C., McCarren, H., Röhl, U., Schellenberg, S.A., Sluijs, A., Lourens, L.J., Hodell, D.A., Kelly, D.C., Thomas, E., Nicolo, M., Raffi, I. and Kroon, D. (2005) Paleoclimate: 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., Petrizzo, M.R., Premoli-Silva, I., Brill, A. and Bralower, T.J. (2003) A Transient Rise in Tropical Sea Surface Temperature during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science* **302**, 1551-1554.