

## 白亜紀における地球システム変動

田近英一\*・山中康裕\*\*

\*東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻・\*\*北海道大学大学院地球環境科学研究科大気海洋圏環境科学専攻/ 地球フロンティア研究システム 地球温暖化予測領域

## Earth system variations during the Cretaceous

Eiichi Tajika\* and Yasuhiro Yamanaka\*\*

\*Department of Earth and Planetary Science, Graduate School of Science, University of Tokyo 7-3-1 Hongo, Bunkyo-ku 113-0033 (tajika@eps.s.u-tokyo.ac.jp); \*\*Division of Ocean and Atmospheric Science, Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University, Sapporo 060-0810 (galapen@ees.hokudai.ac.jp) / Global Warming Research Program, Frontier Research System for Global Change, 3173-25 Showamachi, Kanazawa-ku, Yokohama City, Kanagawa 236-0001 (galapen@frontier.est.or.jp)

**Abstract.** Global warming during the mid-Cretaceous is investigated using a carbon geochemical cycle model. The atmospheric CO<sub>2</sub> level may have increased owing to enhanced volcanic activity during the mid-Cretaceous, while the organic carbon burial rate increased during the same period and may have suppressed further warming. Mantle plume activity, forming large igneous provinces (LIPs), would have released a large amount of CO<sub>2</sub> to the atmosphere, but the effects of this on the climate may have been small compared to those of increased seafloor spreading rates. However, the effects of plume activity could have been significant if most of the LIP-forming magma eruptions were limited to very short periods.

Ocean anoxic events may occur when ocean circulation becomes either active or inactive. According to a reconstruction of the abrupt warming event (the PETM event) at 55.5 Ma using a one-dimensional ocean biogeochemical cycle model, ocean circulation may have strengthened, resulting in an increase of primary productivity in the surface ocean. Thus the oxygen minimum zone may have extended vertically, which could have resulted in an extinction of benthic foraminifera at this event. According to the analysis of a two-dimensional ocean biogeochemical cycle model, the ocean circulation pattern would change from polar sinking to equatorial sinking as the climate becomes warm. Under intermediate temperature conditions, however, the ocean circulation pattern is periodic sinking (short-period polar sinking replaced by long-period (< 50 kyr) shallow equatorial sinking). In this case, deep-water becomes anoxic because the ocean is stagnant during the periods of shallow equatorial sinking. This could have been the case for the anoxic events during the mid-Cretaceous. If so, however, anoxic conditions should not be maintained for more than 50 kyr, but have repeated periodically. Ocean anoxic events tend to occur under the warm climate conditions.

**Key words:** Cretaceous, ocean anoxic events, PETM, carbon cycle, Earth system modeling

### はじめに

白亜紀の中頃は古気候学的にみて大変興味深い時代である。地球全体の気温が現在より6-14°Cも高く、南北温度勾配が17-26°C（現在は41°C）と小さく、極域には永久極冠どころか季節的な氷も形成されないほど温暖であったという（Barron, 1983; Frakes *et al.*, 1992）。海洋の深層水温が約18°Cもあることから、低緯度域で深層水が形成されていた可能性もある（Brass *et al.*, 1982; Barron and Peterson, 1990）。これらの推定が正しければ、白亜紀の中頃は現在とは全く異なる気候モードにあったことになる。

従来、白亜紀は全般的に温暖だったと考えられてきたが、実は、必ずしもそうではないらしい。たとえば、白亜紀初期には、極域において少なくとも季節的に氷が形成されていたらしい証拠が見つかっている（Frakes and Francis, 1988,

1990; Frakes *et al.*, 1992）。すなわち、白亜紀初期においては、従来考えられていたほど南北温度勾配が小さかったわけではないようである。しかしながら、白亜紀の中頃（とくに約1億年前）が温暖であったことは間違いない。したがって、この時期には、何らかの原因によって“温暖化”が生じたことになる。現在とは異なる大陸配置、造山帯の分布、陸域面積（海水準）などが、当時の温暖な気候の要因として検討されてきた（Barron *et al.*, 1980, 1981; Barron and Washington, 1982, 1984; Barron, 1983）。しかし、この時期における温暖化の直接の原因是、大気中の二酸化炭素濃度の増加であろうと考えられている（Berner *et al.*, 1983; Kasting, 1984; Barron and Washington, 1984; Lasaga *et al.*, 1985; Gerard and Dols, 1990; Caldeira and Rampino, 1991; Tajika, 1998, 1999）。

それでは、なぜこの時期に大気中の二酸化炭素濃度が増

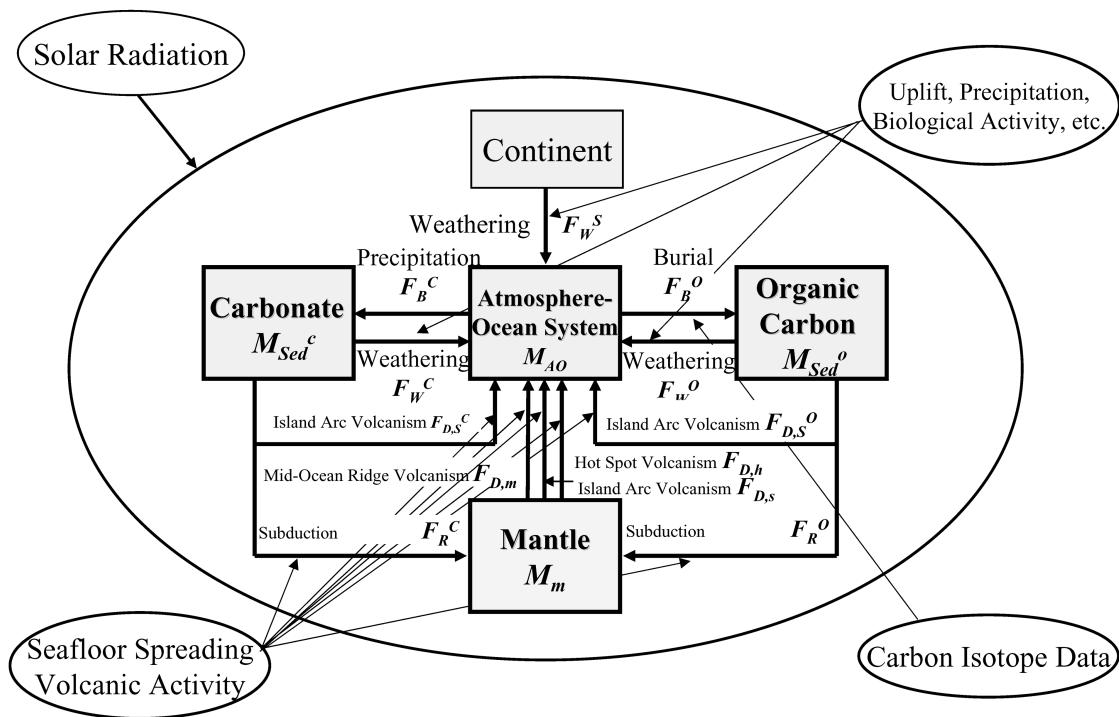


図1. 炭素循環モデル。

加したのだろうか。ちょうどこの頃、オントンジャワ海台をはじめとする巨大火山岩地域が数多く形成されており、マントル深部からのスーパープリュームの上昇がその成因であると考えられている (Larson, 1991)。そこで、その際のマグマの噴出にともなって大量の二酸化炭素が大気中に放出されたことが温暖化の原因だったのではないか、という仮説が成り立つ (Larson, 1991)。しかし、この時期には海底拡大速度も現在よりずっと大きく、海洋プレートの生産とその沈み込みにともなう火成活動もきわめて激しかったはずである。現在の火成活動による二酸化炭素の脱ガスの大部分が沈み込み帯の火成活動におけるもの (Sano and Williams, 1996) であることを考えると、海底拡大速度の増大にともなう二酸化炭素脱ガス率の增加が、温暖化をもたらす最も大きな要因であった可能性も考えられる (Tajika, 1998, 1999)。

一方、白亜紀中頃は、黒色頁岩が形成されたことでも知られている (Arthur *et al.*, 1985, 1990)。黒色頁岩の形成は、海水の炭素同位体比の増大と密接に関連しており、この時期には大気海洋系の二酸化炭素が有機炭素として大量に固定されたことが示唆される。炭素同位体比の正異常で特徴づけられる黒色頁岩の形成期は、海洋無酸素イベント (ocean anoxic events; OAEs) と呼ばれている。白亜紀には大きく三回の海洋無酸素イベントの存在が知られている。有機炭素が大量に埋没する現象は、二酸化炭素の固定率の増加をもたらすため、一般に気候の寒冷化を引き起こす原因と考えられている (たとえば石炭期末期や原生代後期など)。それにもかかわらず、当時の気候が温暖であったというのは、いったいどういうことだろうか。

海洋無酸素イベントと関連づけられるこの時期の有機炭素埋没率増加の原因としては、(1) 海洋表層における生物生産性が増大した可能性、(2) 海洋循環が停滞した可能性、(3) 陸上からの有機物流入量が増加した可能性、などが考えられる。ここで、海洋循環と生物生産性という観点からすると、(1) と (2) は互いに排他的である。生物生産性の増大には栄養塩供給が増大する必要があるが、そのためには、海洋循環が活発化して湧昇速度が増加する必要がある。一方、海洋循環が停滞すると、海洋表層への栄養塩供給も停滞するので、生物生産性は低下する。白亜紀の海洋無酸素イベントの原因がこのどちらであるのか、あるいは何か別の原因によるのかどうかについては、いまのところまだよく分かっていない。

本稿では、モデリングの手法を用いて、白亜紀の温暖化と海洋無酸素イベントに関するいくつかの議論を行う。まず、白亜紀中頃の温暖化の原因と、同時期における黒色頁岩の堆積による二酸化炭素固定の影響について、気候=炭素循環結合モデルを用いて解析した結果について述べる。次に、鉛直1次元海洋物質循環モデルと2次元海洋物質循環モデルを用いて、海洋無酸素イベントの原因と考えられる二つの場合を検討した結果について述べる。そして、白亜紀中頃のような温暖期になぜ海洋無酸素イベントが生じたのかについて考察する。

## 白亜紀の炭素循環と気候変動

白亜紀中頃の温暖化の原因は、スーパープリューム活動の活発化にともなう、大気中の二酸化炭素濃度の増加であ

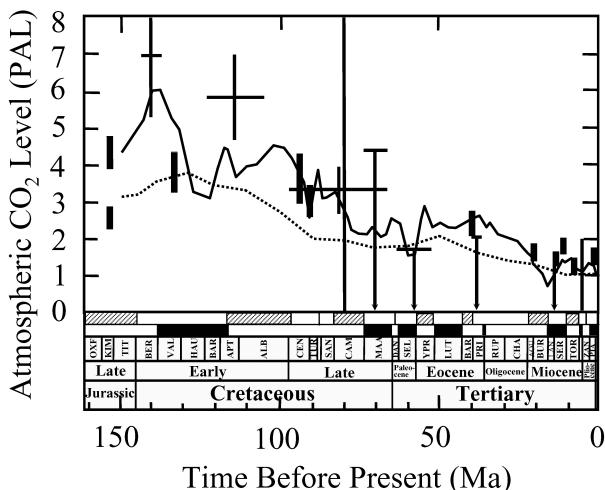


図2. 過去1億5000万年間の二酸化炭素レベル(現在の二酸化炭素濃度を1とした場合の相対値; PAL)の変動の推定結果(Tajika (1998)に基づく). 点線は従来のモデルによる推定結果(Berner, 1994). 縦の太いバーは有機物(ポルフィリン)の炭素同位体比から推定された古二酸化炭素レベル(Freeman and Hays, 1992), 縦の細いバーは古土壤から推定された古二酸化炭素レベル(文献はBerner (1997)を参照), 年代軸付近のハッシュと黒のボックスは地質学的・古生物学的に推定されている温暖期と寒冷期(Frakes et al., 1992)をそれぞれ示す.

るといわれている.しかし、同じ時期には、黒色頁岩の形成に代表されるように、有機炭素埋没率が増加したことが知られている.後者は二酸化炭素の固定率が増加したことを意味するため、このプロセスが当時の気候変動にどのような役割を果たしたのかは大変興味深い問題である.

そこで、ここでは大気海洋系、炭酸塩、有機炭素、マントルという4つの炭素リザーバーから構成される、ボックス型の炭素循環モデル(図1)を用いて、この時期の気候変動要因について検討する(Tajika, 1998, 1999).このモデルは、各炭素リザーバーについて炭素及び炭素同位体比に関する質量収支方程式を解くもので、Berner (1994)が開発したGEOCARB IIというモデルに、マントルからの二酸化炭素脱ガスの影響や全球的な陸上風化率に対するチベット・ヒマラヤ造山運動の影響を取り入れるなどの改良を加えたものである.このモデルに火成活動の変動(Larson, 1991)や海水の炭素同位体比変動(Shackleton and Hall, 1984; Arthur et al., 1985; Shackleton, 1987)の時系列データを境界条件として与えることによって、各リザーバーの大きさやリザーバー間の炭素フラックスの時間変化を推定する.また、珪酸塩風化率の温度依存性を考慮し、簡単な気候モデル(二酸化炭素濃度とその温室効果で規定される全球平均気温を関連づけるもの)を結合させることによって、二酸化炭素濃度や全球平均気温の時間変化を推定する.

このモデルから得られた、過去1億5000万年間を通じた大気中の二酸化炭素濃度変動の推定結果を図2に示す.新生代と比較して、白亜紀、とくにその中頃及び最初期においては、現よりも二酸化炭素濃度がずっと高く(5~6倍程度)、この時期が温暖であったことと調和的な結果で

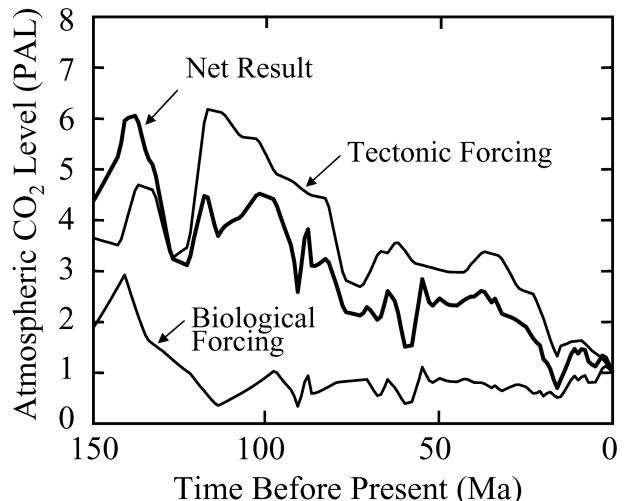


図3. 炭素循環システムの変動において、固体地球要因のみを変化させて計算した結果(tectonic forcing)と生物活動要因のみを変化させて計算した結果(biological forcing)を比較したもの(Tajika (1998)に基づく). 固体地球要因のみの場合には、実際の結果(net result)よりもさらに二酸化炭素レベルが高くなること、生物活動要因のみの場合には、実際の結果よりもずっと二酸化炭素レベルが低いこと、などが分かる.

あることが分かる.また、これらの結果は、古土壤の分析や海底堆積物中に含まれる有機物(ポルフィリン)の炭素同位体比から推定された古二酸化炭素濃度や、地質学的・古生物学的証拠から推定された気候状態ともだいたい調和的である(図2).

このモデルを用いて、さまざまな気候要因がこの時期の気候変動にどのような役割を果たしているのかを評価することができる.図3に、気候変動における固体地球要因(主として火成活動の変動による二酸化炭素の脱ガス率変化)と生物活動要因(主として有機炭素の埋没率変化)について、それぞれの影響を独立に推定した結果を示す.特に白亜紀中頃(120-100 Ma)に注目すると、固体地球要因が当時の温暖化に大きく寄与していることが分かる.一方、生物活動要因は、温暖化には負の寄与を及ぼしていたことが分かる.このことは、有機炭素埋没率変動の推定結果をみても明らかである(図4).白亜紀の三回の海洋無酸素イベント(OAE1, OAE2, OAE3)に対応して有機炭素埋没率は増大しており、この時期に大量の二酸化炭素が固定されたことが分かる(図4).それにもかかわらず、この時期の気候が温暖であった理由は、固体地球要因による温暖化の影響が生物活動要因による寒冷化の影響に比べて非常に大きかったためである.もし当時の生物活動要因(主として有機物埋没率)が現在と同じ程度であったとすれば、白亜紀中頃はさらに温暖化していたはずである(図3の固体地球要因のみの場合を参照).逆の言い方をすれば、白亜紀中頃の温暖期に海洋無酸素イベントが生じた結果、有機物埋没率が増加して気候のさらなる温暖化が抑制されたともいえる.これが地球システムの持つ負のフィードバック

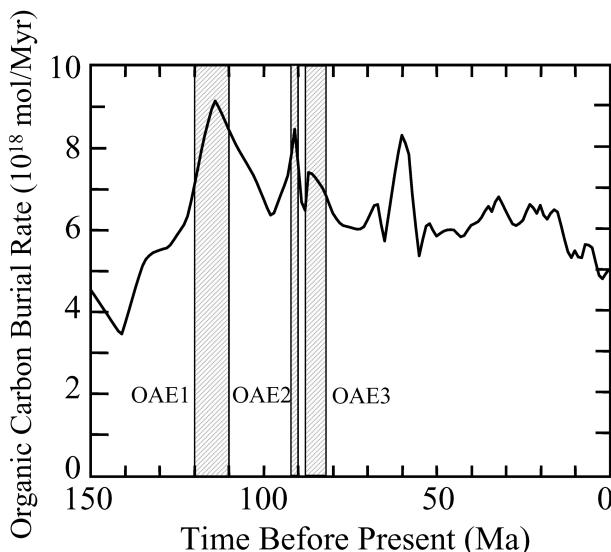


図4. 有機炭素埋没率の時間変化の推定結果 (Tajika (1999)に基づく). ハッチの部分は、白亜紀の海洋無酸素イベント (OAE1, OAE2, OAE3) を表す.

ク機構のひとつの表現であるのか、それとも単なる偶然の結果であるのかは、まだ分からない。温暖期において海洋無酸素イベントが生じる必然性があるのかどうかが大きな問題である。

ところで、固体地球要因の大部分は火成活動変化にともなう二酸化炭素の脱ガス率の変動によるものであるが、その内訳をさらに詳しく調べると、マントルプリューム活動によるものは全体の5-10%程度で、残りは中央海嶺火成活動及び沈み込み帯火成活動によるものが大部分を占めることが分かる。つまり、白亜紀中頃における温暖化において、プリューム活動の影響はそれほど大きくはない。むしろ、同時期のプレート拡大速度の増加にともなう火成活動の影響が大きかった可能性がある。ただし、実際の巨大火山岩地域はきわめて短期間にその大部分が形成されたらしく (Condie, 2001)，その短い期間においては、二酸化炭素のフラックスがプリューム活動期間全体にわたって長時間平均した値よりもずっと大きかった可能性が高い。したがって、実際には、マントルプリューム活動の温暖化に対する寄与は、ここで示されたものよりも高いと考えられる。ただし、その影響は短期間に限られる。

いずれにせよ、当時のプレート拡大速度の増加そのものもマントルプリューム活動の活発化に起因していた（というよりも、どちらもマントル対流が活発化した結果であった）と考えれば、白亜紀中頃の温暖化の本当の原因是、マントル活動の活発化そのものにあると言うべきかも知れない。

### 海洋循環の活発化と海洋無酸素イベント

いまから約 5550 万年前の暁新世・始新世最温暖期 (Paleocene-Eocene Thermal Maximum; PETM) には、海洋

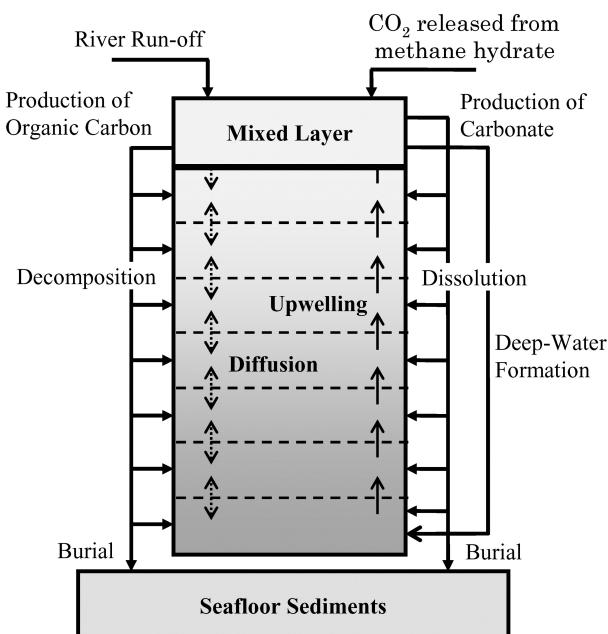


図5. 鉛直1次元海洋物質循環モデル。

全体の炭素同位体比及び酸素同位体比がともに負異常を示すことが知られている (Kennett and Stott, 1991)。特徴的なことは、その変化がきわめて急激であったことである。1万年以内という短期間に、底生有孔虫に記録されている深層水の炭素同位体比 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) が約 2-3‰、酸素同位体比 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) が約 2-3‰も低下している (Kennett and Stott, 1991)。また、同位体比の負異常と同じタイミングで、底生有孔虫の約 35-50 % が絶滅したことが知られている (Thomas, 1989, 1990; Schmitz et al., 1996)。これら同位体比の回復には、その後数十万年オーダーの時間を要している。

PETMにおいては、浮遊性有孔虫および底生有孔虫に記録された酸素同位体比の負異常から、1万年以内に表層水温および深層水温がともに 4°C 以上も上昇したと推定されている (Kennett and Stott, 1991)。このような急激な温暖化の原因は、通常のプロセスでは説明することはできない。Dickens et al. (1995) は、海底のメタンハイドレートが分解して軽い炭素同位体組成を持つ大量のメタンガスが一気に大気中に放出されたことが、急激な炭素同位体比の負異常と温暖化（酸素同位体比の負異常）の原因だったのではないか、と考えた（メタンハイドレート仮説）。しかしながら、このときどのような海洋環境の変動が生じたのかについては、まだよく分かっていない。PETMは第三紀初期の地球システム変動イベントであり、白亜紀の変動とは関係はないが、海洋無酸素イベントとの観点からは示唆的なイベントであった可能性があるので、本節ではPETMで何が起こったのかについて議論したい。

PETMにおける海洋表層水と深層水の炭素同位体比変動は、海底堆積物コア中の浮遊性有孔虫と底生有孔虫の分析から詳しく述べられている (Kennett and Stott, 1991; Zachos

*et al.*, 1993; Bralower *et al.*, 1995, 1997; Schmitz *et al.*, 1996; Bains *et al.*, 1999). そこで、鉛直1次元海洋物質循環モデルにそれらのデータを境界条件として用いることで、PETM 前後における海洋の鉛直混合速度と海洋表層における生物生産性の変化の復元を試みる (Matsuoka *et al.*, 2002). ここで用いるモデルは、鉛直1次元移流拡散海洋モデルに海洋表層における生物生産、その際の炭素同位体分別効果、生物源粒子（有機炭素および炭酸塩）の沈降過程における分解、深層水の湧昇による栄養塩の表層水への供給、などの生物化学過程を組み込んだものである (図5; Ikeda and Tajika, 2002; Ikeda *et al.*, 2002). メタンハイドレート仮説 (Dickens *et al.*, 1995) にしたがって、イベント時には、 $2 \times 10^{18} \text{ g}$ 相当の炭素（実際には、メタンの酸化によって生成した  $\text{CO}_2$ ）が大気中に放出されたと仮定する。また、ここではODP Site 690Bで得られた高時間解像度の炭素同位体比変動データ (Kennett and Stott, 1991; Bains *et al.*, 1999) に若干の修正を加えたものをモデルの境界条件として与える。海洋表層（水深0-100m）と深層（水深2200-2300m; Site 690Bの古水深）においてこれらの時系列変動データを与え、炭素同位体比がその水深で与えられた値を取るような海洋内部の変動をインバージョンによって求める、というものである。

その結果、PETMにおいて海洋の湧昇速度と生物生産性がともに急激に増加したはずであるという復元結果が得られた (Matsuoka *et al.*, in preparation). このことは、炭素同位体比の挙動からも定性的に理解することができる。たとえば、PETMにおいては、-60~-80%という低い炭素同位体比を持つメタンガスが放出されたはずなのに、表層水の炭素同位体比の値はたかだか-1%程度までしか低下していない。これは、海洋表層における生物生産性が増大し、軽い炭素同位体が生物源粒子として効率的に中深層水へと輸送されたからである、としなければ説明することができない。また、PETMにおける表層水と深層水の炭素同位体比の低下はほぼ同時であり、一時的には等しい値になるような海域もあるが、これは海洋内部の鉛直混合が非常に活発化したと考えれば説明することができる。別の可能性として、生物生産が完全に停止したと考えることもできるが、その場合には表層水の炭素同位体比が相対的に高いことを同時に説明することができない。

PETMにおける酸素同位体比の負異常は、低緯度で温暖な深層水の形成が活発化したことによるものと解釈される。したがって、ここで得られた結果は、以下のように理解することができる。温暖化にともない低緯度域の海面からの海水の蒸発が増し、塩分の濃い重たい表層水が形成されたため、深層水形成が活発化した。深層水循環の活発化にともなう湧昇速度の増大は、深層からの栄養塩の供給を増やす。その結果、海洋表層における生物生産性が増大した。このように考えれば、すべてが調和的であるように思われる。

大変興味深いことに、PETMにおける生物生産性の増大は、海洋中層水における生物源粒子の分解にともなう酸素

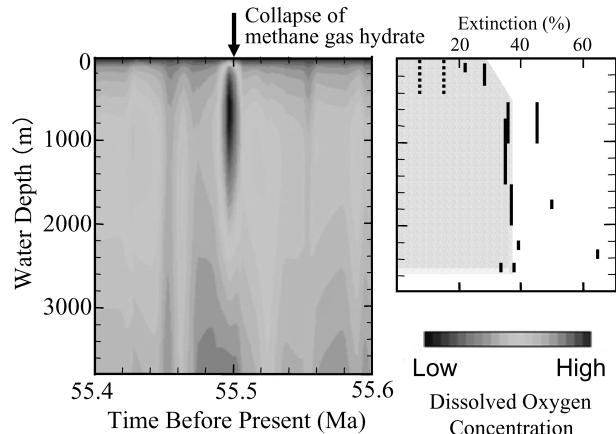


図6. 晩新世・始新世最温暖期(PETM)における海水中の溶存酸素濃度の鉛直プロファイルの時間変化(Matsuoka et al., in preparation). PETM(約5550万年前)のイベント直後に、海洋中層水付近を中心に酸素極小帯が鉛直方向に拡大している。右側は、PETMにおける底生有孔虫の絶滅率の鉛直分布(Kaiho (1994)に基づく)。

消費率の増加をもたらす結果、中層水に形成される酸素極小帯（無酸素領域）の鉛直方向への拡大を招く (図6; Matsuoka *et al.*, in preparation). 低緯度海域において形成される深層水はもともと溶存酸素濃度が低いことも、この無酸素領域の拡大に寄与する。これは、まさに“海洋循環の活発化にともなう海洋無酸素イベント”である。すなわち、これまで白亜紀の海洋無酸素イベントの原因として想定されてきたシナリオのひとつが、PETMにおいて生じた可能性がある。

ただし、PETMにおいては生物生産性が増大したという証拠も黒色頁岩の存在も報告されていない。つまり、PETMにおいて海洋無酸素イベントが生じたという証拠はない。しかしながら、それはごく短期間のイベントだったせいかも知れないし、海域や水深によって変動の様子が異なっていたせいかも知れない。ここで示した結果は鉛直1次元モデルの結果であり、全球平均的な描像をみていくことに注意する必要がある。逆に、PETMにおける酸素極小帯の拡大は、当時の底生有孔虫の絶滅イベントの原因であると考えることができる。実際、底生有孔虫の絶滅率の深度分布 (Kaiho, 1994) は、中層水における酸素極小帯の拡大という結果を支持しているように思われる (図6)。今後、世界中のさまざまな海域における海底堆積物の解析によって、ここで述べた推定結果が検証される必要がある。

### 海洋循環の停滞と海洋無酸素イベント

次に、2次元海洋物質循環モデルを用いて、海洋循環の挙動と海洋無酸素イベントが生じる条件について調べてみる。海洋循環には、同一の境界条件のもとでも、温度差によって駆動される循環様式と塩分差によって駆動される循環様式という二つの解（多重解）が存在することが理論的に知られている (Stommel, 1961)。現在の深層水は高緯度

域（グリーンランド沖および南極大陸周辺）で冷たい海水が沈み込んで形成されている。深層水温はどこでも5°C以下である。しかし、白亜紀から第三紀初期にかけての深層水温は18~10°Cときわめて高く、低緯度で高温高塩分海水の沈み込み循環が生じていた可能性も考えられる（Brass *et al.*, 1982; Barron and Peterson, 1990）。

地球温暖化予測でも知られているように、二酸化炭素濃度の増加に対しては低緯度よりも高緯度の方が感度が高く（Manabe and Bryan, 1985），全球平均気温の増加とともに南北温度勾配は小さくなっていくものと予想される。実際、最初にも述べたように、白亜紀中頃の南北温度勾配も現在と比べて非常に小さいと推定されている。

そこで、以下のような数値実験を行ってみる（山中・阿部, 1995; 山中, 2002）。簡単のため、赤道における参照水温（モデルにおいて表層水温を緩和させる温度）を25°Cに固定し、温暖化を想定して極域の参照水温を0°Cから25°Cまで変化させてみる。その際、海洋循環様式がどのように変化するか、また深層水温がどのように変化するかを、理想化された2次元海洋循環モデルを用いて調べる。ここで用いるモデルは、大西洋程度の大きさの海洋を考え、準定常地衡流近似および東西平均した流体方程式に基づき、流速についてはコリオリ項および圧力項（と鉛直粘性項）がバランスするものと仮定し、温度・塩分については時間変化・移流・拡散項からなる基礎方程式をそのまま解く、というものである（Stocker and Wright, 1991）。ただし、降水・蒸発フラックスに関しては、極の参照水温が0°Cのとき現在の海面塩分になるようなフラックス（低緯度で蒸発大・高緯度で降水大）を、すべてのケースで与えることにする。また、簡単な生物化学過程として、リン酸塩・溶存酸素・ $\Delta^{14}\text{C}$ に関するものを考慮する。

計算結果を、極域表層水温と深層水温の関係としてまとめたものを図7に示す。まず、南北温度差が大きくて極域表層水温が低い場合（約7°C以下）には、極域沈み込み循環が生じる。この場合の深層水温は、極域表層水温とほぼ一致する。一方、南北温度差が小さくて極域表層水温が高い場合（約17°C以上）には、赤道沈み込み循環が生じる。この場合の深層水温は、赤道表層水温にほぼ一致する。どちらの場合も、循環様式は異なるものの、深層水循環が活発に生じるために深層水中の溶存酸素濃度は高い（図8 a, b）。ただし、これらの場合には、表層への栄養塩供給が活発で表層における生物生産性が高いため、深さ1000m付近に酸素極小帯が形成されていることが分かる（前節参照）。

一方、極域海面水温が中間的な場合（約13-17°C）には、多重解領域が存在する。この領域においては、極域沈み込み循環か赤道沈み込み循環のどちらか一方が実現される。海水中の溶存酸素濃度の分布も、それぞれどちらかに対応したものになる。

興味深いのは、極域表層水温が中間的かつある特定の条件の場合（約7-13°C）である。この領域においては、周期的沈み込み循環が生じる。すなわち、極域沈み込み循環

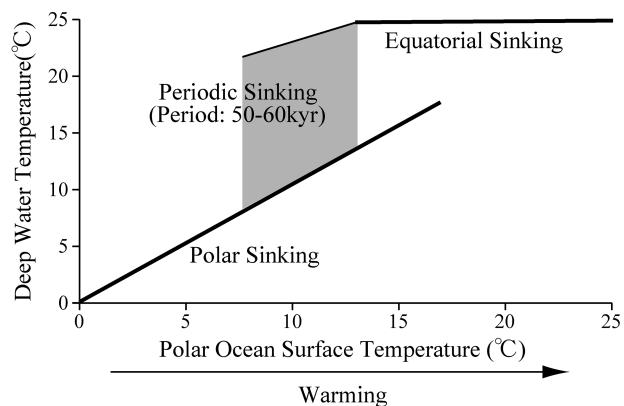


図7. 極域表層水温を変えた場合に深層水温がどのように変わるべきか、海洋循環様式の観点からまとめたもの（山中（2002）に基づく）。

によって冷たく重たい水が深層水としてごく短期間だけ供給されるが、すぐに赤道沈み込み循環に取って代わられ、その状態がしばらく継続する、というものである。この場合、赤道沈み込み循環といつてもごく浅い循環であるため、深層水の大部分は停滞し、無酸素環境が広がる結果となる（図8 c）。表層への栄養塩供給率は低いため、表層における生物生産性も低い。これは、まさに“海洋循環の停滞によって生じる海洋無酸素イベント”といえる。

ただし、このような状態は基本的に安定ではなく、海洋循環の停滞という単純なイメージよりもずっと複雑な現象であることに注意が必要である。まず、海水が拡散によって均質化される時間（拡散による深層水の平均滞留時間）が経過すると海水の密度が均質化されるので、海面で少しでも重たい水ができると深層水循環が再開することになる。深層水循環が再開されれば、深層水へ溶存酸素が持ち込まれるため、海洋の無酸素環境はそれ以上維持されることはない。海洋循環の停滞（深層水が無酸素環境になる状態）は、拡散による平均滞留時間より長期にわたることはないのである。拡散による平均滞留時間は、拡散係数の値にもよるが、およそ5,000-50,000年程度と推定できる。いまの場合も、深層水が鉛直拡散によって表層から温められ、弱い赤道沈み込み循環が海底にまで達すると、再び極域沈み込み循環が生じる。その時間スケールは約5万年であり、拡散による平均滞留時間とほぼ一致している。一方、深層水循環が再開しても、それはごく短期間だけで安定はせず、再び浅い赤道沈み込み循環に取って代わられる。このように、周期的沈み込み循環においては、極域沈み込み循環と浅い赤道沈み込み循環が約5万年程度の時間スケールで繰り返す。

周期的沈み込み循環においては、極域沈み込み循環はごく短期間に限られるため、深層水は一時的に酸化的な環境になるが、大部分の期間は停滞して無酸素環境が実現される。けれども、無酸素環境は数万年以上の長期間にわたって実現されることなく、あくまでも周期的に繰り返し生じる、という点が重要である。

ところで、温暖期には陸上風化率が増大し、河川を通じ

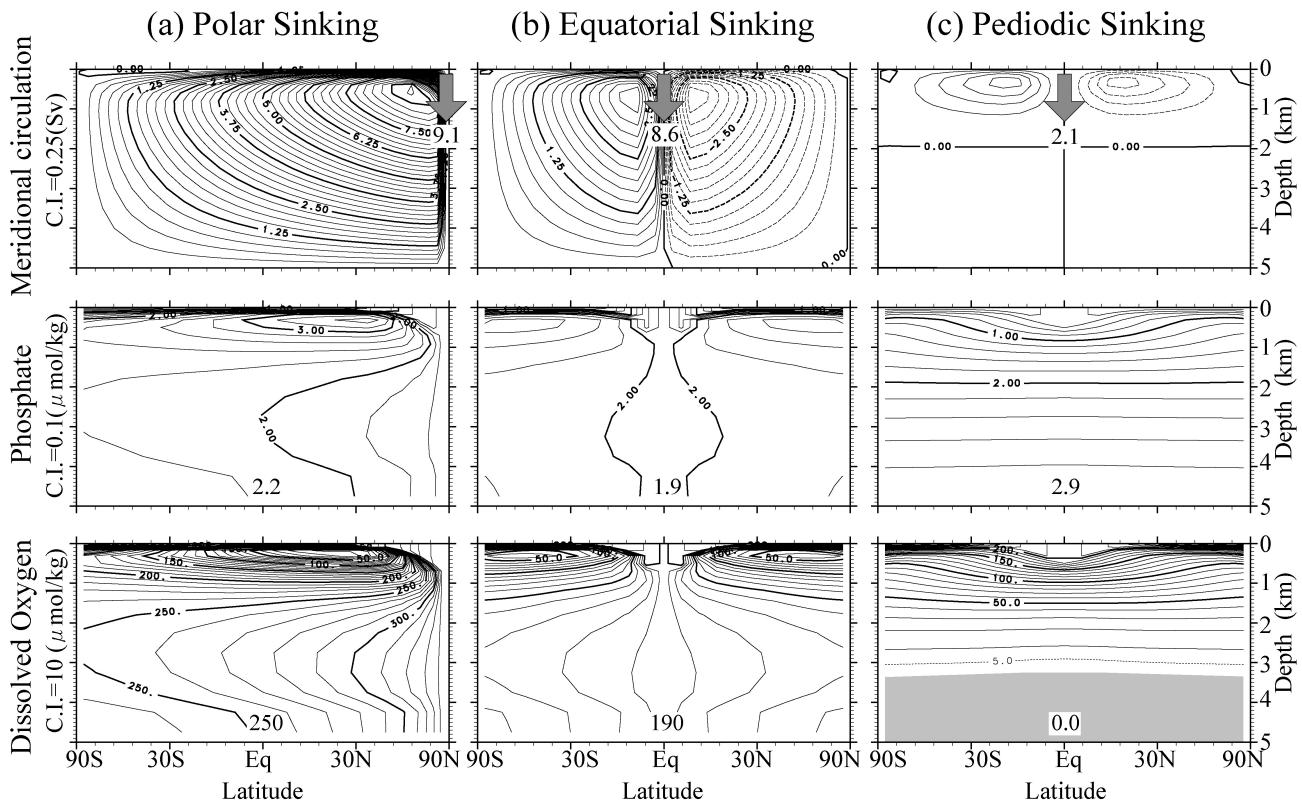


図8. 三つの異なる海洋循環様式における、海洋循環の流れ場、リン酸塩濃度、溶存酸素濃度の違い(中山(2002)に基づく)。(a) 極域沈み込み循環、(b) 赤道沈み込み循環、(c) 周期的沈み込み循環(約5万年周期の周期的沈み込み循環が開始してから約23万5000年後の時間断面を示したもの)。

て海洋へ流入する栄養塩（リン酸塩）の量も増加する。リン酸塩供給率の増加は、短期的にみると河口域周辺における生物生産性を増加させる程度の影響にとどまるが、リン酸塩の海洋における平均滞留時間（約5万年）以上の時間スケールでみると、海洋全体のリン酸塩濃度の増加をもたらす。リン酸塩濃度が増加すれば、たとえ海洋の湧昇速度が小さくとも、海洋表層へもたらされるリン酸塩の量は増加する。海水中のリン酸塩濃度は、海底堆積物への有機物埋没率（リン酸塩の除去率）が陸上から海洋へもたらされるリン酸塩供給率とつり合うようになるまで増加するはずである。その結果、深層水がほとんど停滞したような条件下でも、表層における生物生産性は高く、有機炭素埋没率も高いという状態が実現する。このように考えれば、白亜紀における炭素同位体比の正異常と海洋無酸素イベントとの関係も説明することができる。

## 議論

これまで、海洋無酸素イベントが生じる二つの場合について示した。ひとつは、海洋循環の活発化による海洋無酸素イベントであり、もうひとつは海洋循環の停滞による海洋無酸素イベントである。無酸素環境は、前者では中層水を中心に形成され、後者では深層水を中心に形成される（図9）。これらは、海洋無酸素イベントといっても、全く

異なる二つのモードであるといえる。

ここで、いくつか注意しなければならないことがある。まず、海洋循環の活発化を示したPETMの例は、海洋循環モデルを用いてある条件で循環が活発化することを示したものではなく、PETMにおける海水の炭素同位体比の挙動から海洋の鉛直混合が活発化したはずであることが推定されたに過ぎない。ただし、底生有孔虫から得られている酸素同位体比の変動は深層水の急激な温暖化を示しており、赤道沈み込み循環の活発化を支持しているように思われる。PETMイベントは、メタンハイドレートの崩壊による急激な温暖化という、特殊な条件下で発生したイベントであることには注意が必要である。一方、周期的沈み込み循環についても、現実の海洋の振る舞いがここで示したものと全く同じになるとは限らない。今回用いたモデルは、さまざまな点において理想化されたものであることに加えて、海洋循環モデルは、一般に、降水・蒸発フラックスにとても敏感であり、今回用いたモデルが現実の海洋の挙動を再現できる保証は必ずしもないからである。実際の海洋がどのような挙動をするのかに関しては、今後3次元大気海洋結合モデルを用いた詳細な検討が必要である。

それにもかかわらず、今回示した二つの例は、海洋無酸素イベントについていくつかの示唆を与えるように思われる。まず、海洋における無酸素環境は長期（少なくとも拡散による平均滞留時間以上）にわたって継続されない、と

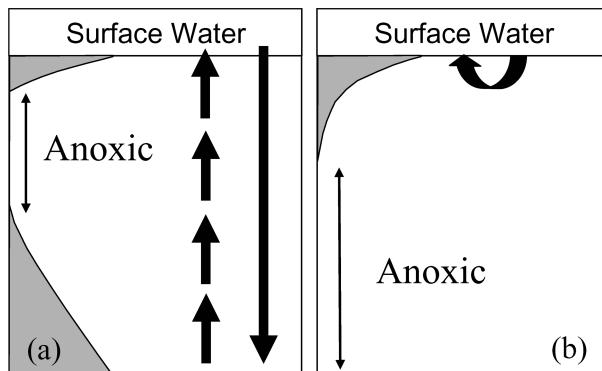


図9. 海洋循環様式の違いによる海洋無酸素イベントの分類. 溶存酸素濃度の鉛直プロファイル(ハッチ部分)を模式的に表したもの。(a) 海洋循環の活発化による生物生産性の増大とともに、中層水を中心に酸素極小帯が強化される場合、(b) 海洋循環の停滞とともに、深層水を中心に無酸素環境が広がる場合。

いうことが重要である。白亜紀の海洋無酸素イベントも、実際には、拡散による平均滞留時間程度の時間スケールでの短期間のイベントが繰り返し生じていたものかも知れない。たとえば、Herbert and Fischer (1986) は、イタリア中部のUmbrianシーケンス (Barremian, Albian-early Cenomanian, late Cenomanian)において、酸化還元環境変化と炭酸塩含有量変化を高時間分解能で調べた結果、還元環境が約2万年の周期で繰り返し生じたこと、その時期には炭酸塩生産量が低下していたことを報告している。もしこれが正しければ、白亜紀の海洋無酸素イベントは、海洋循環モードの変化によって周期的沈み込み循環が生じた結果であるとして説明できる可能性もある。

もうひとつの示唆は、海洋無酸素イベントは温暖期において、もしくは温暖化とともに生じる可能性がある、ということである。2次元海洋循環モデルによれば、現在のように寒冷で南北温度勾配が大きいような気候状態においては極域沈み込み循環が卓越するため、海洋無酸素イベントが生じることは困難である。しかし、温暖化によって南北温度勾配がある値よりも小さくなると、周期的沈み込み循環が生じるようになる。その結果、海洋無酸素イベントが生じる可能性が考えられる。PETMにおける赤道沈み込み循環の活発化も、急激な温暖化に伴うものであった。赤道沈み込みによって形成される深層水は溶存酸素濃度が低いということも、無酸素環境が生じやすい要因といえる。

もっとも、白亜紀の中頃は深層水温が高いので、もともと赤道沈み込み循環が発達していた可能性もある。その場合、周期的沈み込み循環に移行するためには、何らかの理由によって南北温度勾配が大きくなる必要がある。それが一時的な寒冷化によるものであるのか、大気循環の変化によるものなのか、それとも全く別の理由によるもののかは分からぬ。あるいは、現実の海洋循環の挙動は、2次元海洋循環モデルから得られるものよりずっと複雑な可能性もある。今後、より現実的なモデルを用いてさらに詳細な検討が必要である。

## 結論

白亜紀中頃は、スーパープリュームの活動だけでなく、海底拡大速度の増加を含めた固体地球の活動が活発化した結果、大気中への二酸化炭素放出率が増大し、温暖化したものと考えられる。その際、海洋無酸素イベントが生じて海洋における有機物埋没率が増加した（二酸化炭素の消費率が増加した）ため、さらなる温暖化が抑制されたものと推定される。巨大火山岩地域の形成がごく短期間に生じた場合には、その気候に対する影響は大きく、短期的に強い温暖化をもたらした可能性がある。

海洋無酸素イベントは、海洋循環の活発化（中層水を中心とした無酸素環境の拡大）や海洋循環の停滞（深層水が広範囲に渡って無酸素化）によって生じる。PETMイベントでは、温暖化が急激に生じたため、低緯度海域での水蒸気の蒸発がすすみ、溶存酸素濃度の低い暖かい海水が沈み込んで鉛直混合が活発となり、栄養塩が表層水に供給されて生物生産が増大した可能性がある。その結果、酸素極小帯が鉛直方向に強化されて、中層水を中心に無酸素環境が拡大した可能性がある。海洋循環の三つの様式（極域沈み込み循環、赤道沈み込み循環、周期的沈み込み循環）のうち周期的沈み込み循環においては、数万年程度にわたって海洋深層が無酸素環境となる。白亜紀の海洋無酸素イベントが、もし海洋循環の停滞に起因したものであった場合、実際には、数万年程度の停滞が周期的に繰り返し生じていた可能性が高い。

現在のような寒冷な気候状態においては、南北温度勾配が大きくて極域沈み込み循環が安定であるため、海洋無酸素イベントが生じる可能性は低い。しかし、現在よりも温暖な条件では、南北温度勾配が小さくなつて海洋循環が現在とは異なるモードになる。そのような海洋循環様式の変化が、海洋無酸素イベントの生成と密接に関係していた可能性が考えられる。

## 謝辞

九州大学の西弘嗣氏と匿名の査読者の方に感謝致します。

## 文献

- Arthur, M. A., Dean, W. E. and Schlanger, S. O., 1985. Variations in the global carbon cycle during the Cretaceous related to climate, volcanism, and changes in atmospheric CO<sub>2</sub>. In Sundquist E. T. and Broecker W. S. eds., *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Present*, 504-529, American Geophysical Union, Washington D.C.
- Arthur, M. A., Jenkyns, H. C., Brumsack, H.-J. and Schlanger, S. O., 1990. Stratigraphy, geochemistry and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In Ginsberg R. N. and Beaudoin B. eds., *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*, 75-119, Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- Bains, S., Corfield, R. M. and Norris, R. D., 1999. Mechanisms of climate

- warming at the end of the Paleocene. *Science*, **285**, 724-727.
- Barron, E. J., 1983. A warm, equable Cretaceous: The nature of the problem. *Earth Science Review*, **18**, 305-338.
- Barron, E. J. and Washington, W. M., 1982. Atmospheric circulation during warm geologic periods: Is the equator-to-pole surface-temperature gradient the controlling factor? *Geology*, **10**, 633-636.
- Barron, E. J. and Washington, W. M., 1984. The role of geographic variables in explaining paleoclimates: Results from Cretaceous climate model sensitivity studies. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 1267-1279.
- Barron, E. J., Sloan, J. L. and Harrison, C. G. A., 1980. Potential significance of land-sea distribution and surface albedo variations as a climatic forcing factor: 180 M.Y. to the present. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **30**, 17-40.
- Barron, E. J., Thompson, S. L. and Schneider, S. H., 1981. An ice-free Cretaceous? Results from climate model simulations. *Science*, **212**, 501-508.
- Barron, E. J. and Peterson, W. H., 1990. Mid-Cretaceous ocean circulation: Results from model sensitivity studies. *Paleoceanography*, **5**, 319-337.
- Berner, R. A., 1994. GEOCARB II: A revised model of atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, **294**, 56-91.
- Berner, R. A., 1997. The rise of plants and their effect on weathering and atmospheric CO<sub>2</sub>. *Science*, **276**, 544-546.
- 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. *American Journal of Science*, **283**, 641-683.
- Bralower, T. J., Zachos, J. C., Thomas, E., Parrow, M., Paull, C. K., Kelly, D. C., Premoli Silva, I., Sliter, W. V. and Lohmann, K. C., 1995. Late Paleocene to Eocene paleoceanography of the equatorial Pacific Ocean: Stable isotopes recorded at Ocean Drilling Program Site 865, Allison Guyot. *Paleoceanography*, **10**, 841-865.
- Bralower, T. J., Thomas, D. J., Zachos, J. C., Hirschmann, M. M., Rohl, U., Sigurdsson, H., Thomas, E. and Whitney, D. L., 1997. High-resolution records of the late Paleocene thermal maximum and circum-Caribbean volcanism: Is there a causal link? *Geology*, **25**, 963-967.
- Brass G. W., Southam, J. R. and Peterson, W. H., 1982. Warm saline bottom water in the ancient ocean. *Nature*, **296**, 620-623.
- Caldeira, K. and Rampino, M. R., 1991. The mid-Cretaceous super plume, carbon dioxide, and global warming. *Geophysical Research Letters*, **18**, 987-990.
- Condie, K. C., 2001. *Mantle plumes and their record in Earth history*. 306p., Cambridge University Press, Cambridge.
- Dickens, G. R., O'Neil, J. R., Rea, D. K. and Owen, R. M., 1995. Dissolution of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography*, **10**, 965-971.
- Frakes, L. A. and Francis, J. E., 1988. A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous. *Nature*, **333**, 547-549.
- Frakes, L. A. and Francis, J. E., 1990. Cretaceous paleoclimates. In Ginsburg, R. N. and Beaudoin, B. eds., *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*, 273-287, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Frakes, L. A., Francis, J. E. and Syktus, J. I., 1992. *Climate Modes of the Phanerozoic*. 274p., Cambridge University Press, Cambridge.
- Freeman, K. H. and Hays, J. M., 1992. Fractionation of carbon isotopes by phytoplankton and estimates of ancient CO<sub>2</sub> level. *Global Biogeochemical Cycles*, **6**, 185-198.
- Gerald, J.-C. and Dols, V., 1990. The warm Cretaceous climate: Role of the long-term carbon cycle. *Geophysical Research Letters*, **17**, 1561-1564.
- Herbert, T. D. and Fischer, A. G., 1986. Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy. *Nature*, **321**, 739-743.
- Ikeda, T. and Tajika, E., 2002. Carbon cycling and climate change during the last glacial cycle inferred from the isotope records using an ocean biogeochemical carbon cycle model. *Global and Planetary Change*, **35**, 131-141.
- Ikeda, T., Tajika, E. and Tada, R., 2002. Carbon cycle during the last 315,000 years: reconstruction from a marine carbon cycle model. *Global and Planetary Change*, **33**, 1-13.
- Kaiho, K., 1994. Planktonic and benthic foraminiferal extinction events during the last 100 m.y. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **111**, 45-71.
- Kasting, J. F., 1984. Comments on the BLAG model: The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *American Journal of Science*, **284**, 1175-1182.
- 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.
- Larson, R. L., 1991. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, **19**, 547-550.
- Lasaga, A. C., Berner, R. A. and Garrels, R. M., 1985. An improved geochemical model of atmospheric CO<sub>2</sub> fluctuations over past 100 million years. In Sundquist E. T. and Broecker W. S. eds., *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Present*, 397-411, American Geophysical Union, Washington, D. C.
- Manabe, S. and Bryan, K., 1985. CO<sub>2</sub>-induced change in a coupled ocean-atmosphere model and its paleoclimatic implications. *Journal of Geophysical Research*, **90**, 11689-11707.
- Matsuoka, K., Tajika, E., Tada, R., Ikeda, T. and Matsui, T., 2002. Carbon cycle during the Late Paleocene Thermal Maximum: Reconstruction from a marine carbon cycle model. *Geological Society of America Annual Meeting Abstracts*, **34**, 535.
- Shackleton, N. J., 1987. The carbon isotope record of the Cenozoic: history of organic carbon burial and of oxygen in the ocean and atmosphere. In Brooks, J. and Fleet, A. J. eds., *Marine Petroleum Source Rocks*, Geological Society, London, Special Publication, **26**, 423-433.
- Shackleton, N. J. and Hall, M. A., 1984. Carbon isotope data from Leg 74 sediments. In Moore, T. C. et al. eds., *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, **74**, 613-619, US Govt. Printing Office, Washington.
- Sano, Y. and Williams, S. N., 1996. Fluxes of mantle and subducted carbon along convergent plate. *Geophysical Research Letters*, **23**, 2749-2752.
- Schmitz, B., Speijer, B. P. and Aubry, M. -P., 1996. Latest Paleocene benthic extinction event on the southern Tethyan shelf (Egypt): Foraminiferal stable isotopic ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) records. *Geology*, **24**, 347-350.
- Stocker, T. F. and Wright, D. G., 1991. Rapid transitions of the ocean's deep circulation induced by changes in the surface water fluxes. *Nature*, **351**, 729-732.
- Stommel, H., 1961. Thermohaline convection with two stable regimes of flow. *Tellus*, **13**, 224-230.
- Tajika, E., 1998. Climate change during the last 150 million years: Reconstruction from a carbon cycle model. *Earth and Planetary Science Letters*, **160**, 695-707.
- Tajika, E., 1999. Carbon cycle and climate change during the Cretaceous inferred from a carbon biogeochemical cycle model. *The Island Arc*, **8**, 293-303.
- Thomas, E., 1989. Development of Cenozoic deep-sea benthic foraminiferal faunas in Antarctic waters. In Crame, J. A. ed., *Origin and Evolution of the Antarctic Biota*, Geological Society, London, Special Publication, **47**, 283-296.
- Thomas, E., 1990. Upper Cretaceous-Paleogene stratigraphy of Sites 689 and 690, Maud Rise (Antarctica). In Barker, P. F. et al. ed., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **113**, 571-594. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- 山中康裕, 2002. 海洋無酸素事変と海洋循環停滞. 遊星人 (日本惑星科学会誌), **11**, 20-28.
- 山中康裕・阿部彩子, 1995. どのような気候状態が存在するか? 月刊地球, **17**, 265-268.
- Zachos, J. C., Lohmann, K. C., Walker, J. C. G. and Wise, S. W., 1993. Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: A marine perspective. *The journal of Geology*, **101**, 191-213.

(2003年5月30日受付, 2003年7月15日受理)