

古第三紀における気候変動：近年の研究動向

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 八木下, 晃司 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00000397

古第三紀における気候変動 —近年の研究動向—

八木下晃司¹

Climatic and environmental changes through the Paleogene: review and discussion

Koji YAGISHITA¹

Abstract Climatic and environmental changes through the Paleogene are characterized by some unusual sedimentological and astronomical events. LPTM (Latest Paleocene Thermal Maximum) event is thought to have been produced by an abrupt dissociation of marine sedimentary hydrates along ocean margins. The abrupt warming that took place 55.5 Ma is one of the pronounced climatic events in the geohistory. Sudden climate cooling event at the Eocene-Oligocene boundary might have been caused by multiple or continuous impacts of extraterrestrial materials. Extraordinarily warm climate during the Eocene may have been brought by either vigorous erosion and oxidation of organic carbons exhumed from the early Himalayan orogeny, or by voluminous metamorphic CO₂ degassing due to the regional metamorphism.

Although the first two events (LPTM and E-O boundary event) certainly affected some environmental changes during each geologic time, a longer-term effect of global plate tectonics, particularly the Himalayan orogeny, is of paramount causal importance throughout the Paleogene. I summarize these views of cause and effect for circumstantial changes on the earth surface and discuss about them.

Key words: paleoclimate, LPTM, E-O boundary event, extraterrestrial materials, CO₂ degassing Himalayan orogeny

はじめに

古第三紀 (Paleogene) という時代は、これより前の白亜紀や後の新第三紀に比較すると、やや地味な地質時代として一般的にはとらえられてきた。地球史学的にみても、劇的なイベントでその終末を迎えた白亜紀との違いは大きい。しかしこのような古第三紀も、実は数々のイベントを経験し、またプレートテクトニクスの活性化に伴って地表環境が大きく変遷してきたことが次第に明らかになりつつある。

このような地質学的事例として、いわゆる LPTM (Latest Paleocene Thermal Maximum) 問題があげられよう。大陸斜面の海底下に存在していたメタンハイドレートの海水中への突然の解離 (溶解)、そしてそれ

に引き続く急激な地球温暖化現象は、暁新世 (Paleocene) 末の一大イベントとして大洋底掘削計画 (ODP) による多くの調査でも明らかにされた。さらに現世海底下のメタンハイドレートの存在は、単に LPTM 問題との関連で議論されるのみならず、将来におけるエネルギー資源としても取りあげられるようになりつつあり、我国周辺の海域では、駿河湾から南西へ延びる南海トラフに沿って分布することもわかってきた。

始新世 (Eocene) という時代は、新生代を通じて最も温暖な気候下であったと認識されている。しかしこの地質時代の末期に発生した急激な寒冷化は、実は地球外物質による複数回の地球への衝突というイベントによって引き起こされたという説が有力となっている。また白亜紀で最も活発化したと考えられる超大陸パン

¹ 岩手大学教育学部地学教室, 〒020-8550 盛岡市上田 3-18

¹ Department of Geology, Faculty of Education, Iwate University, Morioka 020-8550, Japan
E-mail: yagi@iwate-u.ac.jp

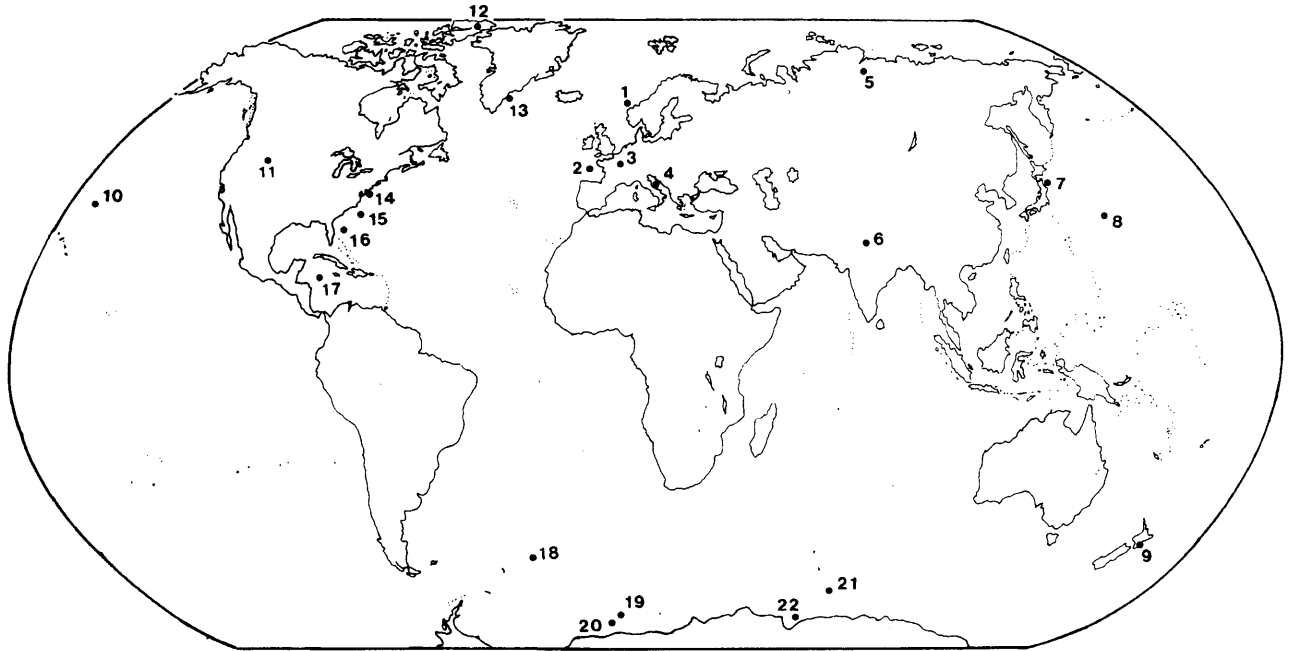


図1 古第三紀における異常堆積や古環境変動を示す堆積層の分布図。ただし Storegga slide (1)の海底地すべりと、三陸沖の怪火 (7) および Blake Outer Ridge (15)の BSRは現世で発生 (形成) したものの。

Fig. 1 Localities of abnormal sedimentation during the Paleogene discussed in this paper. Note that Nos. 1 (Storegga slide), 7 (illuminous phenomena by tsunamis, and 15 (Blake Outer Ridge, BSR) are not the Paleogene events. 1. Storegga slides (Jansen *et al.*, 1987; Vondevik *et al.*, 1997). 2. ODP 401 (Pak & Miller, 1992). 3. Paris Basin (Andreasson & Schmitz, 1996). 4. Massignano (Ancona), Italy, (Clymer *et al.*, 1996; Montanari *et al.*, 1993). 5. Popigai structures (Bottomley *et al.*, 1997). 6. Himalaya (Beck *et al.*, 1995; Richter *et al.*, 1992). 7. Sanriku (Musya, 1933; Enomoto, 2000). 8. DSDP 576 (Rea *et al.*, 1990). 9. Tawanui, New Zealand (Kaiho *et al.*, 1996). 10. GPC-3 (Rea *et al.*, 1990). 11. Bighorn Basin, Wyoming (Clyde & Gingerich, 1998). 12. Ellesmere Island (Dawson *et al.*, 1976). 13. Greenland (Larsen *et al.*, 1994; Saito & Taira, 1995). 14. Chesapeake Bay (Koeberl *et al.*, 1996; Poag & Aubry, 1995; Farley *et al.*, 1998). 15. Blake Outer Ridge (Kvenvolden, 1993; Gorman *et al.*, 2002). 16. ODP 1051 (Bains *et al.*, 1999). 17. ODP 1001 (Bralower *et al.*, 1997). 18. ODP 702 (Pak & Miller, 1992). 19. ODP 689B (Vanhof *et al.*, 2000; Montanari *et al.*, 1993). 20. ODP 690 (Bains *et al.*, 1999; Pak & Miller, 1992). 21. ODP 748 (Zachos *et al.*, 1992). 22. ODP 741 (Zachos *et al.*, 1992).

ゲア (Pangea) のより小規模な大陸塊への分離・離散というプロセスも、漸新世 (Oligocene) ではそれらの一部が逆に衝突・合体を起こすようになったが、このことによる地表環境の変化についての議論も盛んになってきた。

このように古第三紀という時代も、他の地質時代と同様に様々なイベントの発生やプレートテクトニクスの進行に伴って地表環境が大きく変わっていったとみることができる。そこでこの小論では、まず LPTM 問題の概要についてふれ、次に三つの各時代 (世) におけるイベントなどを取りあげ、最後に古第三紀全体についての古環境の長期的な変遷についての総括を試みる。

LPTM 問題

LPTM (Latest Paleocene Thermal Maximum) とは今から約 5,500 万年前の古第三紀暁新世末に、全地球規模で発生したと考えられる突発的な地球温暖化現象である。例えば当時の海表面付近の海水温度 (Sea Surface Temperatures; 略称 SSTs) は約 6°C 上昇し、また深海底付近でも約 8°C も上昇したと考えられている (Bralower *et al.*, 1997)。図 1 には ODP (Ocean Drilling Project) 1051 のフロリダ半島沖、また ODP

690 は南極大陸北方、Weddell 海での両サンプル採取地点が示されている。図 2 は、両地点の海底ボーリングコア中の炭酸岩塩堆積物、浮遊性有孔虫および底棲有孔虫の殻から得た炭素同位体比 $\delta^{13}\text{C}$ 、および酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ の曲線を示している (Bains *et al.*, 1999, 炭素・酸素同位体比については「注 1」を参照)。両掘削地点はかなり離れているにもかかわらず、両 ODP のサンプルが示す炭素および酸素同位体比曲線はよく似た傾向を示している。つまり ODP 1051 と ODP 690 の酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) 曲線が示すカーブは両地点で共に 55.5 Ma で急激にその値が小さくなっており、海水温度が全地球規模で上昇したことを示している。炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) については 55.5 Ma でやはり相当低い (小さな) 値をとっており、海水中の ^{12}C が急激に増加していることが読み取れる。

LPTM における $\delta^{13}\text{C}$ の $-2 \sim -3\text{‰}$ にも達する CIE (「注」参照) をメタンハイドレートの突発的な溶解に求めたのは Dickens *et al.* (1995) である。また Bains *et al.* (1999) もこの時期に、海底よりさらに下の部分で冷却・結晶化していたメタンハイドレートが一挙に解離 (dissociation, 「注 2」を参照) し、生物体起源のメタン CH_4 の ^{12}C が大量に海水中に溶け出したとしている。さらに Bains らは解離したメタン自体がかなりの毒性をもっていたので、相当数の生物群が絶滅し、

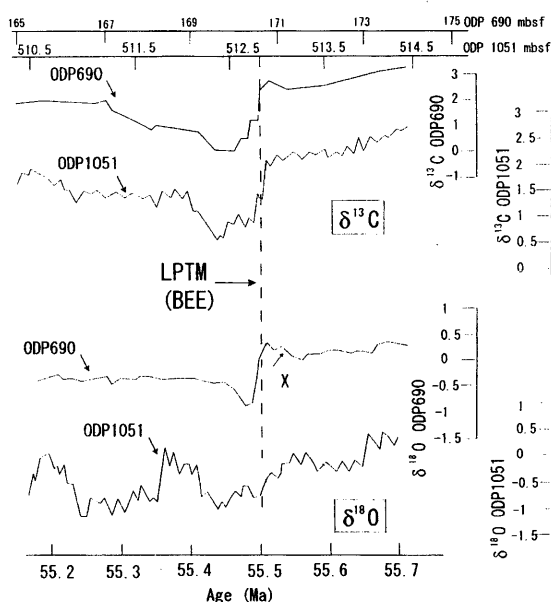


図2 Weddell, フロリダ沖堆積物中の55.5 Ma前後の炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) と酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) 変動曲線。南極大陸沖のコア (ODP 690) ではLPTMが発生する直前に、海洋の寒冷化があったことが示されている (図中のX)。mbsf: 海底からの掘削深度 (meters below seafloor)。Bains *et al.* (1999) を改変 (原図の詳細な同位体比曲線は部分的にスムーズ化してある)。

Fig. 2 Records of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in marine bulk carbonates, planktonic and benthic foraminifers at ODP 690 and ODP 1051. X probably suggests a cooling episode just before LPTM. Complicated data (lines) of the original figure are partly smoothed out (modified after Bains *et al.*, 1999)

これがさらに海水中の ^{12}C の溶存量を増加させたのではないかとみている。しかし海底生物(有孔虫)群の死滅の主要原因を、高緯度海域でも18℃にも達していた(Kennett & Stott, 1991)異常な高海水温度に求める見解もある。

上述したように、LPTMの発生前には、底生有孔虫が大量に絶滅した(benthic foraminiferal extinction event; 略称BEE)と考えられるが(例, Pak & Miller, 1992; Kaiho *et al.*, 1996), これは白亜紀中期のセノマニアン(約90 Ma)の絶滅以来の大規模なものであったとされる。ちなみに、Kaiho *et al.* (1996)はLPTMではその有孔虫群の1/3強が絶滅したと推定している。しかしこれとは逆に、海表面付近の微生物群が温水化のため大繁殖したという報告は多い(例, Kelly *et al.*, 1996; Crouch *et al.*, 2001)。例えば、オーストラリアとニュージーランドのLPTM相当層では、単細胞で光合成も可能な渦べん毛虫 *Apectodinium* の化石が大量に産出するという報告がある(Crouch *et al.*, 2001)。Kennett & Stott (1991)や海保(1992)はLPTMによる底棲有孔虫の絶滅と浮遊性有孔虫の生存(または繁殖)というパターンは、K-T(白亜紀~古第三紀)境界におけるそれとは逆の現象であると指摘している。すなわち、K-T境界では浮遊性有孔虫の絶滅と、底棲有孔虫群の生存というパターンが認められるのに対して、LPTMでは底生有孔虫群が選択的に絶滅した。

メタンハイドレートの解離は大気中の二酸化炭素(とくに ^{12}C)の増加を生じ、これが草食哺乳動物

(herbivorous mammal)の歯(エナメル質)における負のCIEとなって表れた(Koch *et al.*, 1992)。また陸上環境での急激な温暖化は、哺乳動物の分化と進化をもたらしており、例えばClyde *et al.* (1998)は、ワイオミング州Willwood層において暁新世~始新世にかけて他地域からの哺乳類の移入(immigration)を認め、以後、固有動物群(endemics)を含めて体長や食性で大きな変化があったとしている。

海底下のメタンハイドレート

現在の大陸斜面(continental slope)や、いわゆるコンチネンタルライズ(continental rise)の海底下にあるメタンハイドレート(methane hydrates)を概観する。海底下約200~600 mにはメタンハイドレートが層を成している。メタンハイドレートとは(あるいはガスハイドレート(gas hydrates), ガスクラスレート(gas clathrates)ともいう)、結晶化(固化)したメタンと水の水和物(hydrates)であり、格子(あるいは籠(cathrate))状の氷の結晶の中に固化したメタンが入りこんだものである。1 m³のメタンハイドレートを常温常圧の状態におくと、164 m³のメタンガスと0.8 m³の水になる(Kvenvolden, 1993)。メタンハイドレート層は固化(結晶化)していることから、層自体が地震波の比較的強い反射面となり、この反射面を疑似反射面(bottom simulating reflectors; 略称BSRsあるいはBSR)とよんでいる(図3)。BSRの下位に飽和ガス(excess gas)が存在すると、それらはBSRや上位の堆積層をつき抜けて海底に脱出することがあるし(Dickens *et al.*, 1997; Gorman *et al.*, 2002; Holbrook *et al.*, 2002), BSRよりはるかに上位(浅い層)にあるメタンガスも海底水温の上昇と共に海底に出てくることもある(MacDonald *et al.*, 1994)。

メタンハイドレートの固化(結晶化)や解離は、ハイドレート層にかかる圧力や温度に依存している(図4)。したがって氷期の到来による海面降下のため、メタンハイドレート層に加わる圧力(静水圧)の減少によりハイドレートが海水中に溶け出すこともありうる。Paul *et al.* (1991)は、最終氷期(Wisconsinan)以後の急激な地球温暖化をこのようなメタンハイドレート層の解離に求め、120 mにも達した海面降下の影響を重視している。またPaulらは比較的ゆっくりとした氷期の到来と比して非対称的な急激な温暖化(間氷期化)は、ハイドレート層の短時間の(暴発的な)解離の証拠を示すものだとしている。

図2のODP 690における $\delta^{18}\text{O}$ が描く曲線では、55.5 MaのLPTMが示す急激な変化(落ち込み)を示す直前に、若干の逆向き(上向き)の変化が認められ、LPTMのイベント前の若干の寒冷化を示している。Bains *et al.* (1999)は、海底下のメタンハイドレートの大規模な解離は、寒冷化による海面降下による海水の圧力(静水圧)の減少によって引き起こされたとみている。つまり、メタンハイドレートの解離が発生する以前に、1) 地表の寒冷化がまず先行し、2) これが積雪に起因する海水準の降下による静水圧の減少、そして3) ハイドレートの急激な解離へとつながったというプロセスを描いている。なおこれとは別に、ハイドレートの解離は一度の大きな暴発的な現象ではな

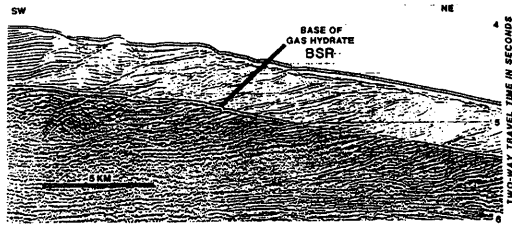


図3 米国、東海岸沖 Blake Outer Ridge で観測された疑似反射面 (BSR) (Kvenvolden, 1993).

Fig. 3 BSR at the Blake Outer Ridge, off the U.S. east coast (after Kvenvolden, 1993).

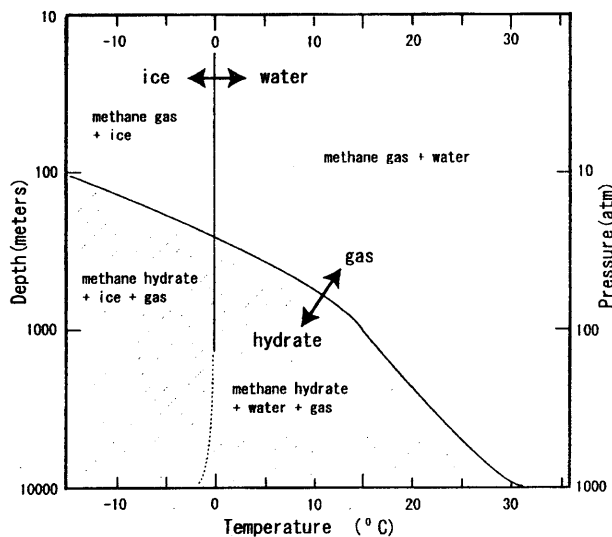


図4 温度・圧力とメタンハイドレート・メタンガスの存在領域の関係。メタンハイドレートの存在領域にもガスが含まれることに注意 (Kvenvolden, 1993 を一部改変)。
Fig. 4 Temperature- and pressure-dependent boundaries between the hydrate and methane gas, and between ice and water (modified after Kvenvolden, 1993).

く間欠的(約 21~22 万年周期)に発生したのではないかという見解も出てきた (Rohl *et al.*, 2000)。

海面降下に伴う静水圧の減少によりメタンハイドレートが海水中に一気に溶け出すと、BSR より上位の堆積層は海底地送り (submarine sliding あるいは submarine slumping) を発生するであろう。Mountain & Tucholke (1985) は、米国東海岸沖で暁新統~始新統の境界部に大規模な海底地送り層が発達している事実を明らかにし、その発生要因をローカルな断層運動などに求めている。しかし Haq (1993) は、この境界部の擾乱層こそがメタンハイドレートの解離による海底地送りによるものだとしている。

海面降下による静水圧の減少→メタンハイドレートの解離というプロセスの他に、地震などによる揺れがハイドレートの解離を誘発し、海底地すべりを引き起こすことも考えられよう。6,000 年前の北海沿岸に押し寄せた巨大津波 (Bondevik *et al.*, 1997) は、海底地すべり (Storegga slide, 図 1) の発生によるとされるが、これも実は地震によるハイドレートの暴発によるという説 (Jansen *et al.*, 1987) がある。いずれにしてもここでは海底地すべりとメタンハイドレートの解離との関連性が議論されている。しかし海底下の

メタンハイドレートの普遍的な存在が未だ認識されていなかった 1970 年代では、海底地すべりはもっぱら海底堆積物中の間隙水圧の上昇と堆積層の不安定化、そして小地震の引き金による地すべり現象としてのみとらえられた (八木下, 2001)。

メタンハイドレートは大陸周辺の海底に集中して分布するが、大陸から遠い海洋底には少ない。このことについて海洋中心部の海底堆積物では、硫酸塩の存在下での細菌による炭水化物の分解がメタンの生成を妨げているとする見解がある (D'Hondt *et al.*, 2002)。先に述べたように、我国周辺の海域では比較的規模の大きなメタンハイドレート層は、南海トラフの陸側(付加体側)に沿って分布している (奥田, 1997)。よく知られているように世界各地の海底下に広く存在するメタンハイドレート層の、化石燃料としての有望性は無視できない。松本 (1996) は控えめな見積もりとして、炭素換算で 5,700 Gt という値を推定しているが、これでも従来の化石燃料の総資源量に匹敵するという。米国では下院議会の発議により、エネルギー省がメタンハイドレート層の研究を開始したという (Haq, 1998)。

LPTMを起こした他の要因

メタンハイドレートの解離が、地球温暖化を導く可能性を指摘したのは Kvenvolden (1988) である。しかし暁新世末の急激な温暖化を古第三紀における最も大きな環境異変として注目した Zachos らは、1990 年代当初はメタンハイドレートの解離というイベント的地質(堆積)現象が、LPTM の発生要因であるとは考えていなかった (Zachos *et al.*, 1993)。後述するように、彼らはプレートテクトニクスの活性化に伴う定常的なゆっくりした環境変化の限界 (threshold) で LPTM が発生したとみなしていた。またハイドレート解離説が登場してからも、LPTM の原因を他の地質現象に求める論文も現れている。

Bralower *et al.* (1997) は、カリブ海で当時活発化した火山活動を LPTM の海水温暖化の一因であるとし、その理由を ODP Leg 1001 のコア中に 55.5 Ma の極大値を挟んで、相当数の凝灰岩層があることに求めている (図 1, 5)。当時も低緯度であったカリブ海の ODP Leg1001 サイトの他、Bralower らは高緯度地域の火成活動として有名な Skaergaard 貫入体の活動期 (55.65 ± 0.30 Ma) にも注目している。しかし LPTM を起こした要因については、メタンハイドレートの解離が主要因とする解釈が一般的であって、この点では 65 Ma の白亜紀末、いわゆる K-T 境界の地表環境を一変させた要因についての大論争、つまり隕石衝突説と火山爆発説との対立した議論 (八木下・平, 1990; 八木下, 1993) のようなものではなく、大方の報告はメタンハイドレートの解離を主要因としている。

始新世の温暖気候

新生代において始新世は最も温暖な気候下にあったことが知られている。例えば北極圏の Ellesmere 島 (図 1) では潟、あるいは沼沢地の堆積層からワニ化石の産出があり (Dawson *et al.*, 1976)、また亜熱帯雨林の

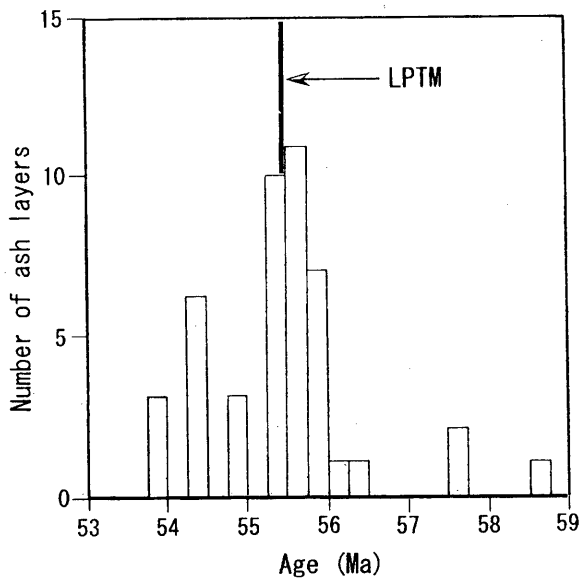


図5 ODP 1001 (カリブ海) のコア中の凝灰岩層の層数～LPTM (55.5 Ma) 前後の年代 (Bralower *et al.* (1997) を一部改変).

Fig. 5 Number of tephra layers recovered at ODP 1001. 1/4 million years intervals through upper Paleocene and lower Eocene (modified after Bralower *et al.*, 1997).

花粉化石が南部 England から産出している (Hubbard & Boulter, 1983). その暖かさは、同じ新生代の中新生をはるかに越えるものだとする見解もあり (Shackleton and Boersma, 1981), この時代の示準化石 *Nummulites* の 100 年を越す長寿命も報告されている (Purton & Braiser, 1999).

Andreasson & Schmitz (1996) は、パリ盆地の中部始新系 Lutetian のキリガイダマシ *Turritella imbricata* や二枚貝 (フミガイ) の *Venericardia imbricata* などの化石の殻の成長方向に沿ったさまざまな部分の $\delta^{18}O$ の値を測定した結果、当時の年平均気温が現在のパリ盆地よりも約 $10^{\circ}C$ も高かったことを明らかにしている。また暁新統から始新統へかけての海底ボーリングコア (GPC-3, DSDP 576, 図 1) に見られる風成堆積物では、始新統の堆積粒子が急激に細粒化している事実があげられる (図 6, Rea *et al.*, 1985; Rea *et al.*, 1990). Rea らは、地球全体の温暖化が高緯度と低緯度地域の気温の差の減少→両緯度間の大気循環の弱化 (つまり風力の減衰) を引き起こし、細粒化を生じさせたと推察している (なお Rea *et al.* (1985) によれば、図 6 の GPC-3 (quartz) としてある石英粒子などは全風成堆積物の 10~30% に過ぎないとしている)。

この始新世の温暖気候を生み出した地質学的要因としていくつかあげられた中で、とくにプレートテクトニクスに関連した二つの説を紹介する。まずプレートどうしの衝突が地塊、とくに堆積岩からなる地塊を上昇させ、この地塊の侵食が二酸化炭素の生産と直結したという見解がある (Beck *et al.*, 1995). インド半島をのせたプレートとユーラシアプレートとの衝突による地塊の上昇 (すなわちヒマラヤ山脈の形成) により、地層中に含まれていた大量の有機物が風化・侵食を受け酸化分解され、大気と海水中に戻った。この

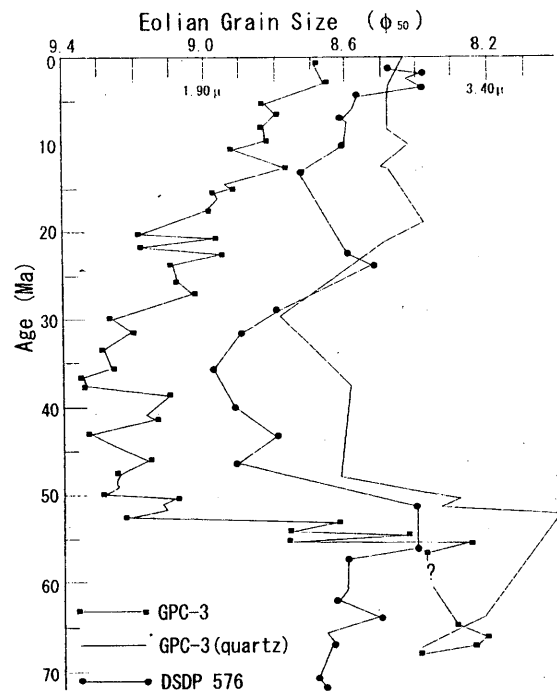


図6 北太平洋中央部の GPC-3, および北西太平洋の DSDP 576 の海底ボーリングコア中の風成堆積物の粒径変化。暁新世から始新世にかけて粒径が急激に細粒化している。また GPC-3 のコア (全風成堆積物を表す四角印の折線) では風成堆積物の細粒化現象が、以後 1,500 万年以上にわたって続いていることに注意 (Rea *et al.*, 1985, 1990 を一部改変)。

Fig. 6 Eolian grain size extracted from GPC-3 core. Abrupt changes in grain size near 50-55 Ma probably indicate a reduced intensity of the atmospheric circulation (modified after Rea *et al.*, 1985, 1990).

過程で堆積岩中の有機物のあるものは酸化され、少なからぬ量の二酸化炭素を大気中に戻したであろう。また分解されずに海中に戻った有機物もやがて分解し、光合成起源の大量の炭素 ^{12}C を海中に戻したと考えられる。図 7 には、白亜紀末と古第三紀始新世初めという二つの地質時代に、各々 $\delta^{13}C$ の著しい下降ピークが示されている (Beck *et al.*, 1995). とくに 60~56 Ma の 400 万年間 (図 7 の第 2 ステージ) ではヒマラヤ山脈形成期の風化・侵食による ^{12}C の海中への戻りが著しいという。酸化分解された有機物は結局、大気中の二酸化炭素を増加させ、地球の温暖化を加速させたと Beck らは主張する。図 7 の酸素同位体比 $\delta^{18}O$ の曲線がこのことを示している。

上述したようにプレートテクトニクスの活性化は、プレート間の衝突を生じるがこの衝突による側方圧縮作用は、地殻やマントル最上部を構成する岩石の一部を地球内部へ移動させ、新たな変成鉱物を生じさせる。この変成鉱物の生成反応が、徐々にではあるが地殻中から大気圏へ向かって大量の二酸化炭素を吐き出させることになる。図 7 における始新世の気温上昇は二酸化炭素量の増大に求められるとした上で、Kerrick & Caldeira (1993; 1994) はこれをインド半島を含むプレートのユーラシアプレートへの衝突に関連した変成作用にその原因を求めている。すなわち二つのプレートの衝突は、石灰石 (calcite) や苦灰石 (dolomite)

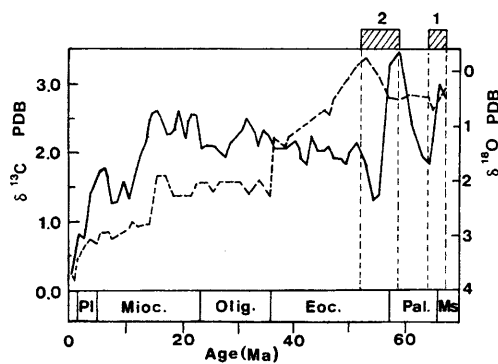
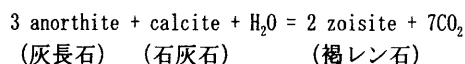
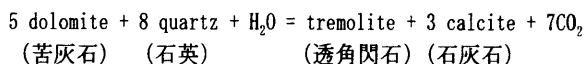


図7 古第三紀以降の海底炭酸塩岩の炭素同位体比(太い実線)および酸素同位体比(太い破線)の変化。炭素同位体比の急減はステージ(1)のMs(Maastrichtian, 白亜紀マーストリヒト世)からPal.(古第三紀暁新世)初期と、ステージ(2)のPal.末からEoc.(始新世)初期で認められる。またステージ(1)はインド半島をのせたプレートとユーラシアプレートの衝突を表し、ステージ(2)は衝突後上昇した地塊の風化・侵食期にあたる(Beck *et al.*, 1995を改変)。

Fig. 7 Data of $\delta^{18}\text{O}$ (broken line) and $\delta^{13}\text{C}$ (solid line) of marine Cenozoic carbonates. Stage 1 represents the initial Indian-Asian collision, whereas stage 2 show the following erosion and oxidation of marine sediments of both continents (modified after Beck *et al.*, 1995).

を含む膨大な量の堆積岩の広域変成作用を引き起こし、このとき大量の二酸化炭素が発生したというプロセスである。例えば緑色片岩相 (greenschist facies) では



といった反応が起きる。Kerrick & Caldeiraの算定ではこの始新世における二酸化炭素の空気中への排出量は百万年当り 10^{18} モルに達するという(現在の地球大気中の二酸化炭素の総量は 6×10^{18} モル)。彼らの算定がどのような根拠に基づいているのか詳細には述べないが、しかし彼らの論文による指摘は注目に値する。つまり従来の図式的なパターン、すなわち「陸上や海底の火山活動→二酸化炭素の放出による温暖化」というプロセスに、新たに変成作用による環境変化の重要性を喚起したからである。

もちろん始新世初めの温暖化を海底火山の活性化と結び付けた議論もある。例えば Rea *et al.* (1990) は暁新世～始新世にノルウェーとグリーンランドの両地塊が分裂し、中央海嶺の熱水活動とともに大規模な塩基性火山の出現があったとしている。しかし筆者には、この時期における火山活動が地球温暖化に寄与した度合いは、白亜紀におけるそれ (Larson, 1991) と比較できないように思える。つまりノルウェーとグリーンランドとの分離を生じた海底火山活動と、白亜紀の全大西洋に及んだ中央海嶺の活動との規模の違いである。また北大西洋に限って言えば、海底の火山活動は始新

世ではなく、既に暁新世の時代に開始したものであったといえる (Larson *et al.*, 1994; 斎藤・平, 1995)。

始新世末～漸新世初めの寒冷化

温暖気候であった始新世も、その末期から漸新世初頭にかけて急激に寒冷化したことが知られている(例, Zachos *et al.*, 1992; 1993)。例えば ODP 748 では、酸素同位体比の逸脱した大きな値 (OIE, 注 1) を示す 36 Ma と推定される地層中に 粒径の大きな堆積物が報告されている (Zachos *et al.*, 1992)。これは氷塊が海中に漂う間に海底に落とす堆積物 (ice-rafted debris) とみなされた。つまりここでは南極大陸における氷冠 (ice-cap) の出現が示唆されているのである。漸新世という時代は全体として地球寒冷化に向かった時代であるとされている (岩田, 1991)。しかしここで述べている急激な寒冷化については、複数の隕石の衝突というイベントによってもたらされたのではないかという説が有力になってきた。

イタリア半島東海岸 Ancona の Massignano では、始新世～漸新世の境界層よりやや下位に、いわゆる衝撃石英 (shocked quartz) や球顆 (spherule) を含むイリジウム (Ir) 濃集層がある (Clymer *et al.*, 1996; Vonhof *et al.*, 2000)。イリジウムを含むマール (marl) 層の年代は、 35.7 ± 0.4 Ma と推定されている。Massignano に見られる衝撃石英のラメラの産状は、K-T 境界層から産出する石英ラメラに似て、平板状 (planar) であることから、隕石衝突によるものとみなしてよい (Clymer *et al.*, 1996)。

南太平洋 Maude Rise の ODP Leg 689 の海底ボーリングコアから得られた底棲および浮遊性有孔虫の殻の $\delta^{18}\text{O}$ の値はいずれも 35.5 Ma を示す層を境に飛躍的に大きくなっており、海水温度の急激な低下を示している (Vonhof *et al.*, 2000, 図 8)。Vonhof らの報告で注目すべき点は、浮遊性有孔虫の殻の $\delta^{18}\text{O}$ の大きな値 (あるいは逸脱した酸素同位体比 OIE) を示す堆積層が、5 m 以上とやや厚めになっていることである (図 8)。このことは隕石衝突による寒冷化が相当長引いたことを示唆している。

世界各地における始新世末の隕石衝突による降下物は、二つの相当離れた落下地点からのものではないかと考えられるようになってきた。その一つはシベリア中央部の楯状地 Anabar shield の Popigai (図 1) に落下した隕石で、クレーターの直径は約 100 km に達している (Bottomley *et al.*, 1997)。落下の推定年代は 35.7 ± 0.2 Ma で、Massignano の Ir 濃集層とほぼ同年代を示す (Bottomley *et al.*, 1997)。もう一つは、米国 Virginia 州沿岸の Chesapeake 湾で発見されたもので (図 1)、地震波探査によるクレーターの大きさは直径約 85 ~ 90 km もある (Poag *et al.*, 1994; Koeberl *et al.*, 1996)。

Chesapeake 湾の隕石落下の年代は 35.5 ~ 35.2 Ma と推定されており (Poag & Aubry, 1995)、特筆すべきは、かなり離れた二地点での隕石落下がわずか数十万年の間隔で起こったことである (Bottomley *et al.*, 1997)。また新生代における二つの最大級の隕石が、地質学的には極めて短時間のうちに続けて落下したことになり (Farley *et al.*, 1998), Montanari *et al.* (1993)

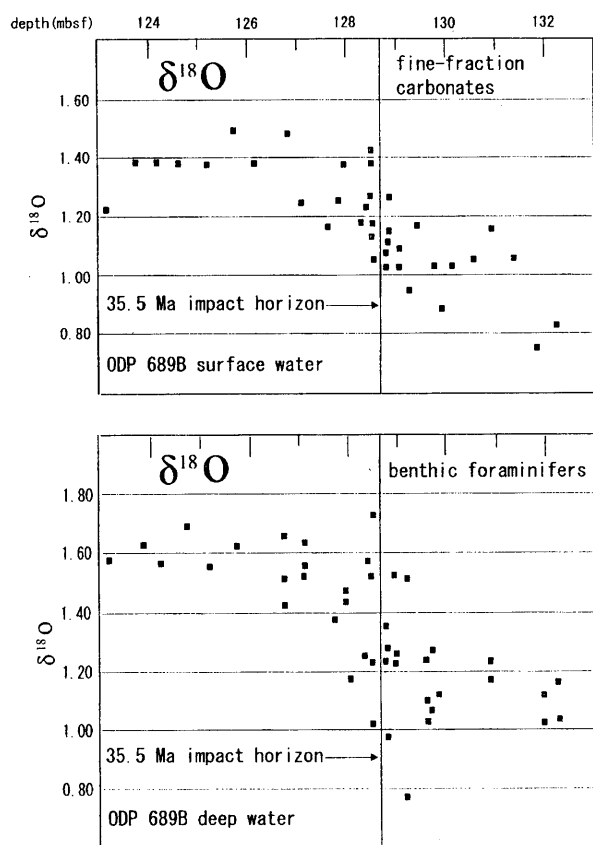


図8 ODP 689B (Maude Rise) におけるナンノ化石 (浮遊性, $<63\mu\text{m}$) および底棲有孔虫の酸素同位体比. 35.5 Ma の複数回にわたる地球外物質の衝突により海水が寒冷化したことが示されている. mbsf: ボーリングコアの海底からの深度 (Vanhof *et al.*, 2000 を改変).

Fig. 8 Records of $\delta^{18}\text{O}$ in $<63\mu\text{m}$ nanno fossils (surface water) and benthic foraminifers at ODP 689B (Maude Rise). mbsf: meters below seafloor (modified after Vanhof *et al.*, 2000).

も百万年間に複数回の落下を考えている。Bottomleyらは前述のイタリア半島の Massignano の衝撃石英を含むイリジウム濃集層は、シベリア中央部の Popigai から飛散 (飛来) したものであるのではないかとみている (Bottomley *et al.*, 1997)。一方、北米各地では、アメリカン・テクトイト (American tektite) として知られている隕石衝突起源の tektite あるいは microtektite (径, $<1\text{ mm}$) が始新統上部の地層から産出することが知られていた。例えば Glass *et al.* (1986) は Barbados 島の始新統から、 $35.4 \pm 0.6\text{ Ma}$ の tektite を報告している。これらの American tektite は Chesapeake 湾の隕石から飛散したもののみなされる (Koeberl *et al.*, 1996)。なお American tektite は始新統～漸新統の境界層よりわずかに下位にあることから、Glass *et al.* (1986) は、両境界層を $34.4 \pm 0.6\text{ Ma}$ と算定している (表1)。

いずれにしても、始新世末～漸新世にかけての地球寒冷化は、ただ一個の (一回の) 隕石の衝突がおよぼした環境変化ではなさそうである。これはメキシコ、ユカタン半島北部の Chicxulub に落下した直径 170 km に達するクレーター (Hildebrand *et al.*, 1991) をつづった白亜紀末の巨大隕石衝突の場合と異なる。また

隕石の衝突による始新世～漸新世の地表の寒冷化がなぜ長引いたのかという点については、Vanhof *et al.* (2000) は既に寒冷化が始新世末に向かって徐々に進行していたこととの関連を指摘している。隕石衝突がさらに寒冷化を進めたという見解であり、これは白亜紀末 (65 Ma) の隕石落下時には極地方には氷河などは存在していなかったことと対照的である。言うまでもなく、極地方の雪氷は太陽光を反射するアルビード (albedo) の率が高くなるので寒冷化の促進が十分考えられるのである (平, 2001)。

Farley *et al.* (1998) は、Massignano の始新統～漸新統の連続露頭の石灰岩のサンプリングを行い、ヘリウム (He) の同位体比を測定した。その結果、36 Ma を示す地層を挟んで大きな同位体比を示す期間が、上下 250 万年にわたって存在することを明らかにした。地表物質では濃縮した U や Th の崩壊に由来する ^4He の増加により、 $^3\text{He} / ^4\text{He}$ の同位体比は 10^{-7} 程度であるが、地球外物質では ^3He が多く存在し、その比は 10^{-4} 程度になることから推定している。Farley らは上述した二つの隕石落下の前後の時期に、地球が地球外物質 (extraterrestrial material) の群れの領域にさしかかり、隕石やコメットシャワーに遭遇した可能性を考えている。巨大隕石の衝突でなく、コメットシャワーに求める考え方は、K-T 境界における環境異変の解釈にもなされた (Hut *et al.*, 1987)。始新世末のイベントについても Hut らはこの考え方に立っており、彼らは浮遊性有孔虫群やメキシコ湾沿岸 (Gulf of Mexico) の二枚貝などの段階的な絶滅 (stepwise extinction) を数度にわたるコメットシャワーとの遭遇に求めている。

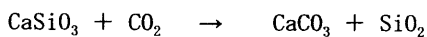
新生代全般における地球寒冷化現象

前述したように、始新世という時代は新生代の中でも最も温暖な時期であったとされる。しかし、さらに大きな地質時間の単位で考えるならば、新生代はその始まりから全体として地球寒冷化に向かっていたとも考えられる (Kerrik & Caldeira, 1994; Zachos *et al.*, 2001, 図9)。南極大陸は長らく無氷河時代 (例えば二畳紀の無氷河時代) にあったが、漸新世中頃になると氷河堆積物が現れた (Webb, 1990)。また欧州では花粉分析などから、漸新世は始新世などに比してはるかに厳しい冬を迎えていたことが知られている (Hubbard & Boulter, 1983)。つまり白亜紀ではプレート分裂・海洋プレートの誕生に伴って想像を絶する異常な高温気候 (Larson, 1991) が出現したが、その後 6,500 万年という時間をかけ現在に至るまで、逆に次第に寒冷化してきたとみなせる。この寒冷化をもたらした原因について、一、二の論争があるので簡単にまとめてみたい。

一般的に、地球の温暖化や寒冷化は結局のところ、大気中の二酸化炭素の存在量に規制される (例、Barnola *et al.*, 1987)。そこで Raymo & Ruddiman (1992) は、二酸化炭素を減少させるプロセスとして地殻岩石の風化に注目し、漸新世から現世に至るまでのゆっくりとした寒冷化の要因を大陸塊の上昇、とくにヒマラヤ山脈の上昇に伴う侵食・風化による二酸化炭素の減少に求めた。すなわち珪酸塩鉱物の風化は、

表1 古第三紀のタイムスケールとイベント。
Table 1 Time scale and events through the Paleogene.

Period	Epoch	Age (Ma)	Event	Climate
Neogene	Pliocene	5		
	Miocene			
Paleogene	Oligocene	24	multiple or continuous impacts	sudden climate cooling
	Eocene	34.4		
	Paleocene		35.4~35.7	
			55	Latest Paleocene Thermal Maximum
Cretaceous	Senonian	65	impact at Chicxulub	

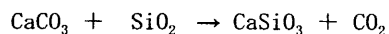


などの反応を通して、大気中の二酸化炭素を取り込み、炭酸塩化合物(鉱物)として沈殿する(Berner, 1990).

ヒマラヤ山脈の形成(上昇)は、顕生代における他のいかなる造山運動よりも規模が大きいとされ、結局地球の寒冷化の主たる原因がこれにあるとする見解である。また新生代、とくに新第三紀におけるストロンチウム同位体比 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ の一貫した増大もヒマラヤ山脈の形成に求められるとしている(Edmond, 1992; Richter *et al.*, 1992). このプロセスは、4,000万年間に顕著であった(Raymo & Ruddiman, 1992).

このようなヒマラヤ山脈の形成に伴う以上の議論は、先に述べた Beck *et al.* (1995) や Kerrick & Caldeira (1994) が展開した理論と全く逆のものである。しかしここで注意すべきは、Raymo & Ruddiman (1992) の上記のような大気中の二酸化炭素の取り込み説(珪酸塩鉱物の風化)は、Beckらの強調した有機物の分解→二酸化炭素の大気中への放出説、あるいは Kerrick & Caldeira の提唱した変成鉱物の生成による二酸化炭素放出説の始新世より後の地質時代に起こったとみている点である。

ところで Caldeira (1992) は珪酸塩鉱物の風化による CO_2 の取り込み現象を認めつつも、風化の進行には逆に十分な二酸化炭素が大気中には必要であるとした。この二酸化炭素の十分な分圧は、炭酸カルシウム(有孔虫の殻)などに富む大洋底の泥質堆積物をのせるプレートの沈み込みによって供給されるとした。つまり、



という二酸化炭素の放出過程こそが、上述(Berner, 1990)の風化反応の促進に必要であるとした。今日、二酸化炭素の大気中の存在量はわずか 0.035% (350 ppm) であるので、Caldeira の分圧増加論も妥当のようにも思える。いずれにしても、一つの化学反応式を逆の立場から論じた Raymo & Ruddiman (1992) と Caldeira (1992) の相違点は興味深い。なお Raymo はその後、風化の重要性を強調しつつも、中新世中期(15 Ma)における環太平洋で発生した有機物の異常な埋積

現象(Monterey層の形成)も大気中の二酸化炭素の減少に大いに関与しているとし(Raymo, 1994)、また Selverstone & Gutzler (1993) も白亜紀(125 Ma)から現在までの炭酸塩岩そのものの埋没が大気の寒冷化に寄与しているとした。

環境異変をもたらすもの

晩新世末の急激な温暖化や漸新世初頭の寒冷化などは、メタンハイドレートの解離、あるいは連続的な隕石衝突など、いずれもイベント的な現象によって引き起こされた可能性を述べた。しかし Zachos *et al.* (1993) は、これらの急激な環境変化は必ずゆれ戻し(feedback)を受け、変化以前の状況に短時間で回復(回帰)する傾向があることを強調した(Zachos *et al.*, 1993)。つまり急激な環境変化は決して平衡状態にはなりえないからこそ、もとの状態に回帰していくのであるとする。例えば LPTM の温暖化はわずか10万年間にも満たなかったと強調する。

Zachosらの論文は、まだ隕石衝突を示すイリジウム濃集層やメタンハイドレートの解離などがはっきりと認識されなかった段階で、LPTM や漸新世初頭の寒冷化を説明しようとするものであった。彼らの見解は、1) 恒常的(定常的)な環境変化のゆっくりした進行、2) それらがある限界(threshold)に達したときの急激な(あるいは爆発的な)変化、そして 3) もとの状態への回帰という流れを想定する。しかし 3) のプロセスにおいては、ゆれ戻しは確かに発生するが、変化の初期の段階(つまり 1) のプロセスの段階)に完全には戻らないことも強調している。

Zachosらの言う、初期の定常的なゆっくりした環境変化の進行については、明らかにプレートテクトニクスによる結果と思われる点がある。例えば漸新世初頭の寒冷化の原因として、オーストラリア大陸と南極大陸の分裂、それに伴う南極大陸での氷床の出現とアルビード効果、また冷たい深層流の低緯度海域への還流、したがって低緯度地域と高緯度地域の気温差の顕在化などがあげられる。このように Zachosらの見解は、隕石衝突などの外因的な、あるいはイベント的な地質現象を組み込まずに、気候変動を説明しようと試みたものである(Zachos *et al.*, 1993)。また彼ら

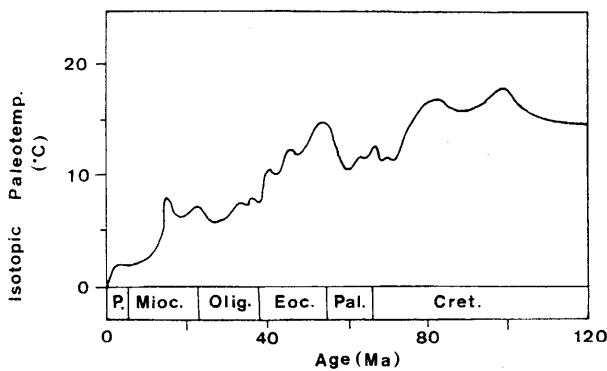


図9 底棲有孔虫の酸素同位体比から求めた古水温. Cret. = 白亜紀, Pal. = 暁新世, Eoc. = 始新世, Olig. = 漸新世, Mio. = 中新世, P. = 鮮新世および洪積世. 新生代では, 始新世初期をピークとして水温は次第に低下してきた (Kerrick & Caldeira, 1994 を一部改変).

Fig. 9 Deep ocean paleotemperatures deduced from the data of $\delta^{18}\text{O}$ in benthic foraminifers (modified after Kerrick & Caldeira, 1994).

の論点は, プレートテクトニクスを地球史発展の基礎的な要因として念頭においた点で重要である. いわゆるイベントは, 常時進行している地質現象を加速させたり, あるいは一時的にゆれ戻したりするという意味をもつが, やはりプレートテクトニクスの動きを基礎として考慮すべきであると筆者には思われる.

結 論

- (1) 暁新世末の急激な地球温暖化 (LPTM) は海底下にあったメタンハイドレート層の海中への解離が主とした原因とみなされている.
- (2) 始新世における温暖気候は, 大陸地殻の衝突に伴うヒマラヤ山脈の形成と侵食, および広域変成帯の形成と関連した大気中の二酸化炭素の増加が背景にあるらしい.
- (3) 始新世～漸新世境界の一時的な寒冷化は, 地球外物質の連続的な衝突が引き金になっている証拠がある.
- (4) 古第三紀および新生代全体における, より長期間の環境変動はイベント的な地質現象よりも, プレートテクトニクスが支配するプロセスによる影響が基礎となっている.

おわりに

以上, 古第三紀におけるイベントの発生や古環境の変遷について, 若干の総括を試みた. この小論を思い立った動機は次のようないくつかの理由による. 筆者が在住している岩手県の三陸海岸では, 明治に入ってからだけでも過去に3回の大津波が発生している (渡辺, 1998). そのうちチリ地震津波 (1960年) を除き, 明治三陸大津波 (1896年), 昭和三陸大津波 (1933年) のいずれも津波の発生前後に, 沖合に火柱や火の玉 (怪火) を見たという報告がある (Musya, 1934; 武者, 1932; 吉村, 1984; 榎本, 1999). この火柱は, 実は大陸斜面の海底下に存在するメタンハイドレートの発火現象ではないかという指摘がなされている (榎本,

1999). つまり暁新世末のLPTM問題は実は今日的な地質現象としても考えられるのである.

また筆者はこれまで北部三陸沿岸地域に分布する, 漸新統野田層群などを研究してきた (Yagishita, 1997). この古第三系堆積層については, 海水準変動などの視点から現在なお研究を続行している (Yagishita & Takano, 印刷中). さらに北上山地東端部の新第三系陸成層中に存在する古第三紀始新世を示す微化石についての存在意義なども検討している (Yagishita *et al.*, 印刷中). 残念ながら, これらの露頭調査では, この本文で述べたイベント発生を示唆する地層や, 堆積環境の大きな変化を示す岩相には遭遇していない. しかしながら, 筆者は地道な地質調査を行いながらも古第三紀における全地球規模の気候や堆積環境の変遷については, やはり知っておかねばならないと常々考えていた.

この小論中の引用文献には, 地球化学や古生物学研究者による近年に発表された論文が少なくないが, それはLPTM問題一つをとってみても, 筆者の知る限りではせいぜい20年程度の研究歴しかないからである. 今後新たな知見にもとづいて, より大胆な, しかしより合理的な解釈の上に立つ古第三紀史が展開されることを望みたい. 地球史の解明に最大限の貢献をしてきたDSDP, ODPも間もなくIODPへと引き継がれる. 新知見とより合理的な解釈が我国の若手研究者によって, とくに地球化学, 古生物学, 古地磁気学などを得意分野とする静岡大学生物地球環境科学教室の院生諸君によってなされることを筆者は期待したい.

謝 辞

静岡大学理学部生物地球環境科学教室の和田秀樹教授, 北村晃寿助教授には本総括論文の初稿に目を通していただきご教示と助言を賜った. また同教室の新妻信明教授 (編集委員長) は本論文の掲載を許可してくださった. 以上の方々には厚くお礼申し上げます. しかしながら本論文の記述については, 筆者が全責任を負っていることはいままでもない.

注 1

$\delta^{13}\text{C}$ は安定炭素同位体 ^{12}C と ^{13}C の比 ($^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$) を標準物質に比較しパーミルで表した値である. 海水中で植物プランクトンが大繁殖する場合, 植物生物群は ^{12}C を選択的に体内に取り込むので, 海水中の $\delta^{13}\text{C}$ は大きくなる. 一方, 生物群の大量死が発生すると, 生物組織をつくる ^{12}C に富んだ炭素が海水中に戻されるので $\delta^{13}\text{C}$ の値は小さくなる. ここで異常に小さな (あるいは大きな) $\delta^{13}\text{C}$ の値を「逸脱した炭素同位体比 (carbon isotope excursion, 略称 CIE) と称している.

$\delta^{18}\text{O}$ についても同様な表し方をする. 海水中の質量数の小さい ^{16}O を含む水は, より選択的に大気中へ蒸発し雨・雪となって陸上へ降る. しかし氷期が到来し, 極圏などで降雪が海へ戻らず蓄積されれば, 海水中の $\delta^{18}\text{O}$ は増加する. 逆に温暖化のもとでは, $\delta^{18}\text{O}$ の小さな積雪は海へ戻るので $\delta^{18}\text{O}$ の値は小さくなる. 酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) を表す式は次のように定義さ

れる。

$$\delta^{18}O = \left\{ \frac{(^{18}O/^{16}O)_{\text{sample}}}{(^{18}O/^{16}O)_{\text{standard}}} - 1 \right\} \times 1,000$$

なお上式の標準試料 (standard) として, 米国 South Carolina 州白亜系, PeeDee 層のベレムナイト化石 (*Belemnitella americana*) が用いられた。 $\delta^{13}C$ についても同様に PDB が用いられる (Craig, 1957)。

注 2

この小論では LPTM を扱った多くの論文に表れる dissociation という語句を「解離」と訳している。LPTM の現象からすると「溶解」という訳の方がわかり易いとも考えられるが, dissolution という語句はほとんど使われていないので「解離」とした。

引用文献

- Andreasson F. P. & Schmitz A. A. (1996), Winter and summer temperatures of the early middle Eocene of France from Turritella profiles. *Geology*, **24**, 1067-1070.
- Barnola J. M., Raymond D., Korotkevich Y. S. & Lorius C. (1987), Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, **329**, 408-414.
- Bains S., Corfield R. M. & Norris R. D. (1999), Mechanisms of climate warming at the end of the Paleocene. *Science*, **285**, 724-726.
- Beck R. A., Burbank D. W., Sercombe W. J., Olson T. L. & Khan A. M. (1995), Organic carbon exhumation and global warming during the early Himalayan collision. *Geology*, **23**, 387-390.
- Berner R. A. (1990), Atmospheric carbon dioxide levels over Phanerozoic time. *Science*, **249**, 1382-1386.
- Bondevik S., Svendsen J. I., & Mangerud J. (1997), Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, **44**, 1115-1131.
- Bottomley R., Grieve R., York D. & Masaitis V. (1997), The age of the Popigai impact event and its relation to events at the Eocene/Oligocene boundary. *Nature*, **388**, 365-368.
- Bralower T. J., Thomas D. J., Zachos J. C., Hirschmann M. M., Rohl U., Sigurdsson H., Thomas E. & Whitney D. L. (1997), High-resolution records of the late Paleocene thermal maximum and circum-Caribbean volcanism: Is there a causal link? *Geology*, **25**, 963-966.
- Caldeira K. (1992), Enhanced Cenozoic chemical weathering and the subduction of pelagic carbonate. *Nature*, **357**, 578-581.
- Clyde W. C. & 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.
- Clymer A. K., Bice D. M. & Montanari A. (1996), Shocked quartz from the late Eocene: impact evidence from Massignano, Italy. *Geology*, **24**, 483-486.
- Craig H. (1957), Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbondioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **12**, 133-149.
- Crouch E. M., Hilmann-Clausen C., Brinkhuis H., Morgans H. E. G., Rogers K. M., Egger, H. & Schmitz B. (2001), Global dinoflagellate event associated with the late Paleocene thermal maximum. *Geology*, **29**, 315-318.
- Dawson M. R., West R. M., Langston W. Jr. & Hutchison J. H. (1976), Paleogene terrestrial vertebrates: northernmost occurrence, Ellesmere Island, Canada. *Science*, **192**, 781-782.
- Dickens G. R., O'Neil J. R., Rea D. K. & 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.
- Dickens G. R., Paull C. K., Wallace P. & the ODP Leg 164 Scientific Party, (1997), Direct measurement of in situ methane quantities in a large gas-hydrate reservoir. *Nature*, **385**, 426-428.
- D'Hondt S., Rutherford S. & Spivak A. J. (2002), Metabolic activity of surface life in deep-sea sediments. *Science*, **295**, 2067-2070.
- Edmond J. M. (1992), Himalayan tectonics, weathering processes, and the strontium isotope record in marine limestones. *Science*, **258**, 1594-1597.
- 榎本祐嗣 (1999), 史料にみる地震津波発光. 地学雑誌, **108**, 433-439.
- Farley K. A., Montanari A., Shoemaker E. M. & Shoemaker C. S. (1998), Geochemical evidence for a comet shower in the late Eocene. *Science*, **280**, 1250-1253.
- Glass B. P., Hall C. M. & York D. (1986), ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser-probe dating of North American tektite fragments from Barbados and the Eocene-Oligocene boundary. *Chemical Geology*, **59**, 181-186.
- Gorman A. R., Holbrook W. S., Hornbach M. J., Hackwith K. L., Lizarralde D. & Pocher I. (2002), Migration of methane gas through the hydrate stability zone in a low-flux hydrate province. *Geology*, **30**, 327-330.
- Haq B. U. (1993), Deep-sea response to eustatic change and significance of gas hydrates for continental margin stratigraphy. In: Posamentier H. W., Summerhayes C. P., Haq B. U. & Allen G. P. (eds.) *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Special Publications of International Association of Sedimentologists, **18**, 93-106.
- Haq B. U. (1998), Gas hydrates: Greenhouse nightmare? Energy panacea or pipe dream? *GSA Today*, **8**, 2-6.
- Hildebrand A. R., Penfield G. T., Kring D. A., Pilkington M., Camargo Z. A., Jacobson S. B. & Boynton W. V. (1991), Chicxulub crater: a possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico. *Geology*, **19**, 867-871.
- Holbrook W. S., Lizarralde D., Pocher I. A., Gorman A. R., Hackwith K. L., Hornbach M. & Suffer D. (2002), Escape of methane gas through sediment waves in a large methane hydrate province. *Geology*, **30**, 467-470.
- Hubbard R. N. L. B. & Boulter M. C. (1983), Reconstruction of Paleogene climate from palynological evidence. *Nature*, **301**, 147-150.
- Hut P., Alvarez W., Elder W. P., Hansen T., Kauffman E. G., Keller, G., Shoemaker E. M. & Weissman P. R. (1987), Comet showers as a cause of mass extinctions. *Nature*, **329**, 118-126.

- 岩田修二 (1991), 氷河時代はなぜ起こったか. 科学, 61, 669-680.
- Jansen E., Befring S., Bugge T., Eidvin T., Haltedal H. & Sejrup P. (1987), Large submarine slides on the Norwegian continental margin: sediment, transport and timing. *Marine Geology*, 78, 77-107.
- 海保邦夫 (1992), 地球環境変動と大量絶滅. 岩波科学, 62, 654-660.
- 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. & Wada H. (1996), Latest Paleocene benthic foraminiferal extinction and environmental changes at Tawanui, New Zealand. *Paleoceanography*, 11, 447-465.
- Kelly D. C., Bralower T. J., Zachos J. C., Silva I. P. & Thomas E. (1996), Rapid diversification of planktonic foraminifera in the tropical Pacific (ODP site 865) during the late Paleocene thermal maximum. *Geology*, 24, 423-426.
- Kennett J. P. & Stott L. D. (1991), Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of Paleocene. *Nature*, 353, 225-229.
- Kerrick D. M. & Caldeira K. (1993), Paleatmospheric consequences of CO₂ released during early Cenozoic regional metamorphism in the Tethyan orogen. *Chemical Geology*, 108, 201-230.
- Kerrick D. M. & Caldeira K. (1994), Metamorphic CO₂ degassing and early Cenozoic paleoclimate. *GSA Today*, 4, 61-65.
- Koch P. L., Zachos J. C. & Gingerich P. D. (1992), Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Paleocene/Eocene boundary. *Nature*, 358, 319-322.
- Koeberl C., Poag C. W., Reimold W. U. & Brandt D. (1996), Impact origin of the Chesapeake Bay structures and the source of the North American tektites. *Science*, 271, 1263-1266.
- Kvenvolden K. A. (1988), Methane hydrate—A major reservoir or carbon in the shallow geosphere? *Chemical Geology*, 71, 41-51.
- Kvenvolden K. A. (1993), Gas hydrates—Geological perspective and global change. *Reviews of Geophysics*, 31, 173-187.
- Larson H. C., Saunders A. D. & Clift P. D. (1994), Introduction: Breakup of the Southeast Greenland margin and the formation of the Irmign Basin: background and scientific objectives. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 152, 5-24.
- Larson R. L. (1991), Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19, 963-966.
- MacDonald I. R., Guinasso N. L. Jr., Sassen R., Brooks J. M., Lee L., Scott K. T. (1994), Gas hydrate that breaches the sea floor on the continental slope of the Gulf of Mexico. *Geology*, 22, 699-702.
- 松本 良 (1996), 深海底のメタンハイドレート. 科学, 66, 600-605.
- Montanari A., Asaro F., Michel H. V. & Kennett J. P. (1993), Iridium anomalies of Late Eocene age at Massignano (Italy), and ODP site 689B (Maud Rise, Antarctica). *Palaios*, 8, 420-437.
- Mountain G. S. & Tucholke B. E. (1985), Mesozoic and Cenozoic geology of the U.S. Atlantic continental slope and rise. In: Poag W. C. (ed.) *Geologic evolution of the U.S. Atlantic margin*, Van Nostrand Reinhold, New York, 293-341.
- 武者金吉 (1932), 地震に伴ふ発光現象の研究及び資料. 岩波書店, 416p.
- Musya K. (1934), On the luminous phenomena that accompanied the great Sanriku tsunami in 1933 (part I). *Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Supplement*, 87-111.
- 奥田義久 (1997), メタンハイドレートの特集にあたって. 地質ニュース, 510, 6-11.
- Paull C. K., Ussler III W. & Dillon W. P. (1991), Is the extent of glaciation limited by marine gas-hydrates? *Geophysical Research Letters*, 18, 432-434.
- Pak D. K. & Miller K. G. (1992), Paleocene and Eocene benthic foraminiferal isotopes and assemblages: implications for deep water circulation. *Paleoceanography*, 7, 405-422.
- Poag C. W., Powars D. S., Poppe L. J. & Mixon R. B. (1994), Meteoroid mayhem in Ole Virginny: source of the North American tektite strewn field. *Geology*, 22, 691-694.
- Poag C. W. & Aubry M-P. (1995), Upper Eocene impactites of the U.S. East Coast: depositional origins, biostratigraphic framework and correlation. *Palaios*, 10, 16-43.
- Purton L. M. & Braiser M. D. (1999), Giant protist *Nummulites* and its Eocene environment: life span and habitat insights from $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ data from *Nummulites* and *Venericardia*, Hampshire basin, U.K. *Geology*, 27, 711-714.
- Raymo M. E. (1994), The Himalayas, organic carbon burial, and climate in the Miocene. *Paleoceanography*, 9, 399-404.
- Raymo M. E. & Ruddiman W. F. (1992), Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 359, 117-122.
- Rea D. K., Leimen M. & Janecek T. R. (1985), Geologic approach to the long-term history of atmospheric circulation. *Science*, 227, 721-725.
- Rea D. K., Zachos J. C., Owen R. M. & Gingerich P. D. (1990), Global change at the Paleocene-Eocene boundary: climatic and evolutionary consequences of tectonic events. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79, 117-128.
- Richter F. M., Rowley D. B. & DePaolo D. J. (1992), Sr isotope evolution of seawater; the role of tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 109, 11-23.
- Rohl U., Bralower T. J., Norris R. D. & Wefer G. (2000), New chronology for the late Paleocene thermal maximum and its environmental implications. *Geology*, 28, 927-930.
- 斎藤実篤・平 朝彦 (1995), マントルプレュームの化石. 科学, 65, 811-820.
- Silverstone J. & Gutzler D. S. (1993), 125-Ma carbon storage associated with continent-continent collision. *Geology*, 21, 885-888.
- Shackleton N. & Boersma A. (1981), The climate of the Eocene ocean. *Journal of the Geological Society of London*, 138, 153-157.
- 平 朝彦 (2000), 地球のダイナミクス. 岩波書店, 296p.
- Vonhof H. B., Smit J., Brinkhuis H., Montanari A. & Nederbragt A. J. (2000), Global cooling accelerated by early late Eocene impacts? *Geology*, 28,

- 687-690.
- 渡辺偉夫 (1998), 日本被害津波総覧 (第2版). 東京大学出版会, 238p.
- Webb P-N. (1990), The Cenozoic history of Antarctica and its global impact. *Antarctic Science*, 2, 3-21.
- 八木下晃司 (1993), いわゆる“K-T 境界問題” についての最近の研究動向. 地学雑誌, 102, 205-216.
- Yagishita K. (1997), Paleocurrent and fabric analyses of fluvial conglomerates of the Paleogene Noda Group, northeast Japan. *Sedimentary Geology*, 109, 53-71.
- 八木下晃司 (2001), 岩相解析および堆積構造. 古今書院, 222p.
- 八木下晃司・平朝彦 (1990), 白亜紀～第三紀 (K-T) 境界の異常堆積－問題の現状と展望－. 地質学雑誌, 91, 51-64.
- Yagishita K. & Takano O., Recognition of floodplain within braid delta deposits of the Oligocene Minato Formation, northeast Japan: fine deposits correlated with transgression. In: Blum M. & Marriot S. (eds.) *Fluvial sedimentology VII*, International Association of Sedimentologists, Special Publication, 33 (in press)
- Yagishita K., Obuse A. & Kurita H., Lithology and palynology of Neogene sediments on the narrow edge of the Kitakami Massif (basement rocks), northeast Japan: Significant change for depositional environments as a result of plate tectonics. *The Island Arc* (in press)
- 吉村昭 (1984), 三陸海岸大津波. 中公文庫, 中央公論社, 208p.
- Zachos J. C., Breza J. R. & Wise S. W. (1992), Early Oligocene ice-sheet expansion on Antarctica: Stable isotope and sedimentological evidence from Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean. *Geology*, 20, 569-573.
- Zachos J. C., Lohmann K. C., Walker J. C. G. & Wise S. W. (1993), Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: A marine perspective *Journal of Geology*, 101, 191-213.
- Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E. & Billups K. (2001), Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, 685-693.