

用語解説

白亜紀海洋無酸素事変

平野 弘道*・安藤 寿男**

(Received May 2, 2005 : accepted May 17, 2006)

Cretaceous oceanic anoxic events

Hiromichi Hirano and Hisao Ando

Abstract : Thirty years passed since the Cretaceous Oceanic Anoxic Events were proposed by Schlanger and Jenkyns (1976). Three events, OAE1 to 3 were recognized at the beginning of the research. Nowadays, however, OAE1 is subdivided into four subevents, OAE1a, b, c, and d. The OAE1b subevent is further subdivided into three components, Jacob, Paquier, and Leenhardt. The existence of Mid-Cenomanian Event (MCE) between OAE1d and OAE2 is drawing attentions of world scientists. A concise review of the researches on these events and subevents is followed by more detailed descriptions of the synonymy (local names), geographic distribution, age, stable carbon isotope fluctuations, extinction and/or radiation of fossils, major synchronous events, characteristics including the duration and the types of kerogen, and their causal factors. It is recognized that all OAEs do not have the same causal factor. The western part of the Tethys and the narrower early Atlantic were rather closed basins, where anoxic to dysoxic conditions easily occurred through the stratification of water column by run off, like the Sapropel event 1 in the Holocene Mediterranean Sea. The Cretaceous global OAEs may have occurred either by the stagnation of the deep water associated with the global warming or by propagation of marine organisms. Due to a large amount of input of terrestrial siliciclastics, the regional influence of OAEs in the Japanese Cretaceous strata may differ from that of the Tethyan/Atlantic region, even if the occurrence of OAEs is ocean wide or globally synchronous.

Key words : Oceanic anoxic event, OAE, Cretaceous

1. はじめに

海洋無酸素事変(平野ほか, 1991が邦訳;原語は Oceanic Anoxic Events, 略記は OAEs, 以下この略記を用いる)とは, 「100万年以下の短期間に, 例えば大西洋などの一海洋の規模から地球上の全海洋までの様々な規模で, 同時に黒色頁岩が堆積し, $\delta^{13}\text{C}$ の 1.5-2% の正シフトを伴うことで特徴づけられる地質学的出来事」である (Leckie *et al.*, 2002 など)。

歴史的にさかのぼると, OAEs の認識は 1976 年に由

版された一連の3つの論文に由来する。まず, Jenkyns (1976) は中央太平洋南部と北太平洋西部で採取された DSDP (深海掘削計画) コアの解析を通じて, 白亜系のバレミアン階からアプチアン階, セノマニアン階からチューロニアン階に, それまで知られていた地理的広がりを超える規模で分布している炭質堆積物を見つけた。これらのうち, 中央太平洋南部のマニヒキ海台から得られたバレミアン階からアプチアン階の緑黒色ワックス質火山砕屑岩は TOC (total organic carbon: 全有機炭素) が 28.7% にも達していた。Jenkyns (1976) はこのような地層に対して, 海洋の攪拌が乏しくなった事変の記録である, とみなした。次いで, Jackson and Schlanger (1976) はこの事変が恐らく世界規模の海洋学的現象であった, と指摘している。

出版順序として同年の3番目に登場する Schlanger and Jenkyns (1976) では, 特定の時代の地層が世界各地で高

*早稲田大学教育・総合科学学術院地球科学教室 Department of Earth Sciences, Faculty of Education and Integrated Arts and Sciences, Waseda University

**茨城大学理学部理学科地球環境科学コース Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Ibaraki University

い TOC を示すことから、ある一地方の海域の海水循環が停止したのではなく、世界の海洋において酸素極小帯が厚く発達した結果であると考えた。そして、この現象が全海洋規模の特別な現象であることから、Oceanic Anoxic Events と命名した。この定義では炭素同位体比の正のシフトなどは未だ含まれてはいなかったことに注意したい。

OAEs はその後、莫大な数の論文の出版に伴い、古海洋学や白亜紀の研究者には常識的な用語となり、OAEs と略記されることも普通となった。そして、OAEs は OAE 1, 2, 3 と 3 区分され、さらに OAE 1 は 1a, 1b, 1c, 1d の 4 つのサブイベントに細分されるようになった。なかでも OAE 1b はさらに 3 層準が識別・命名されるまでになった。

白亜紀の OAEs という海洋規模の出来事が初めて認識されてから 30 年が経つ。その間に、有機物に富む黒色頁岩の地球科学的諸特徴、時代的・地理的分布が明らかとなり、それらの発生要因が白亜紀の環境変動との関連で様々な視点から学際的に研究されてきた。最近では、Leckie *et al.* (2002) のように、炭素同位体比が正方向に変動した特徴が重視されている。つまり、OAEs は全地球レベルで大気・海洋の炭素同位体比が変化したという大規模な変動と捉えられている。

本論では、最新の情報に基づいて、OAEs の全貌を紙数の許される範囲で紹介する。なお、日本における研究例の詳細や蝦夷層群における OAEs 層準の記述については、最近、西ほか (2003)、Takashima *et al.* (2004) や長谷川ほか (2005)、平野 (2006) が出版になっているので重複を避け、それらに譲ることとする。

2. 白亜紀の環境と OAE の形成要因

近年では、OAEs は白亜紀以外の地質時代においても何度か生じていたことが分かってきている。しかし、白亜紀という時代の環境の特殊性が OAEs 発生の大きな要因であったことはいうまでもない。そこで、白亜紀の環境の特徴と OAEs の発生要因について、簡単にまとめておく。

白亜紀は、1 億 4550 万年前から 6,550 万年前までの 8,000 万年間で (Gradstein *et al.*, 2005)、12 の期 (年代層序区分単位は階) に分けられる。最後のマーストリヒチアン期の末、したがって中生代末に大量絶滅があった (大量絶滅の定義や詳細は平野, 2006 を参照)。しかし、白亜紀のなかをつぶさに見ると、中規模の同時絶滅が何回も生じており、この絶滅事変は無酸素水塊の拡大、つまり OAEs と深い関係があると考えられている。

白亜紀の環境の特徴を概述すれば (例えば Gale, 2000

など)、次の 3 点に要約される (図 1)。(1) ペリアシアン期からバレミアン期の間は氷成堆積物が知られているが、以後は両極に氷冠のない温室時代であった。(2) 海洋深層水は温暖で塩分濃度は高かった。すなわち、今日の深層水は寒冷な極地域起源であるが、白亜紀は蒸発量の多い低緯度地域起源であった。(3) 白亜紀中期 (Mid-Cretaceous; 前期白亜紀のアプチアン期から後期白亜紀のコニアシアン期までの 5 期, Reymont and Bengtson, 1986) を中心として、海水準が非常に高く、主要な大陸は内部まで浅海に覆われた。

このような今日と大きく異なる地球環境をもたらした主要因として次の 3 点が挙げられる。(1) マントル対流およびマントル・ブルームの上昇が活発で、海洋底拡大・海洋地殻生産速度が非常に大きかったため、海嶺体積の増加に伴い海盆は底上げされて海盆容積が減少し、海水準は上昇した。(2) マグマからの脱ガス量の増大により大気中の二酸化炭素 (温室効果ガス) 濃度が現在の 8 ~ 10 倍に達した。(3) 温暖化のため極氷床がなくなり、海水量が増加し海水準が上昇した。

こうした白亜紀の環境条件のもとで、OAEs が発生する要因として重要なものは、(1) 温暖化、(2) 海水準の変動頻度、(3) 大気循環である。まず、温暖化すると (A) ~ (C) の 3 つの効果が生じる。(A) 極域の表層海水が冷却されないで海水密度が大きくなる。そのため表層海水は沈下せずに海洋循環が停滞し、新鮮な海水が深層に供給されなくなり酸素極小帯が発達する (海洋停滞モデルという)。(B) また、低緯度の海表面温度 (SST) がある程度上昇すると、表層温暖水が蒸発のため高塩分で重くなり沈下する。そのため、海洋の熱塩成層が崩れて水塊の垂直混合が容易となり、プランクトンなどの生産性が上昇する (生産性モデルという)。(C) 酸素の溶解率は水温が上がると減少する。次に、白亜紀は地質時代でも指折りの高海水準期であったとともに、頻繁に海水準変動があった (図 1, 2)。海水準の上昇下降に伴って陸上または浅海底が侵食され、陸上・浅海の有機物が海洋に多量にもたらされるので、OAEs 発生の基礎条件が整う。さらに、温暖期は大気循環が活発化するため、季節風が発達して降水量が増大し、陸域からもたらされた軽い大量の天水・河川水が海水塊の垂直混合を阻止し、海洋の成層構造が強まって深層水は停滞し酸素欠乏が生じる。同時に陸源の有機物や栄養塩類が供給される。

3. 白亜紀海洋無酸素事変の研究史

Jenkyns (1980), Schlanger *et al.* (1987) 等の図では白亜紀 OAEs は 3 回認められている。1 回目のアプチアン～アルビアン期に認められる OAE1 には、現在では 4 つの

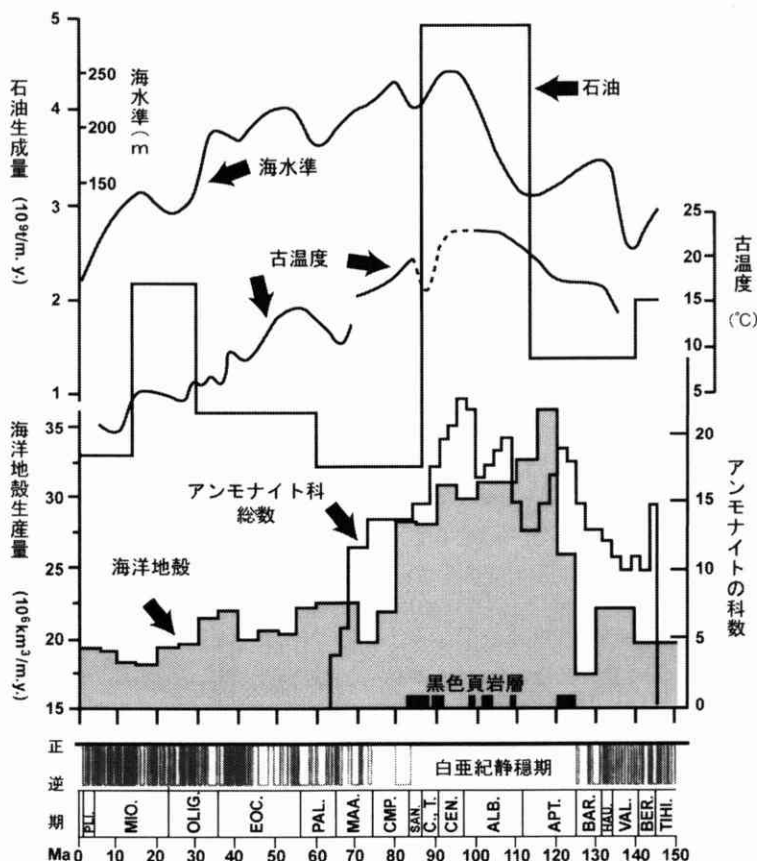


図1 白亜紀中期の海洋地殻生産量の増大とそれによる環境の諸要素の変動および古生物への影響。Larson (1991), House (1993), および本文中に引用した諸資料に基づき著者ら編集。

サブイベント (1a, 1b, 1c, 1d) が認められている。2 回目はセノマニアン期・チューロニアン期 (C/T) 境界の OAE2 である。OAE3 にあたるコニアシアン期～サントニアン期の事変については不明な点が未だ多く、OAE3 と表記する研究者は少ない。OAEs 研究の中心は初め OAE2 にあったが、現在は OAE1 にある。本章では OAEs 研究における知見や議論について時代を追って簡潔に紹介する。

OAEs 研究初期の 1980 年代前半では、白亜紀中期 (125 - 85.8Ma) の TOC の高い堆積物の成因について、(1) 海洋表層水の生物一次生産が高かった、(2) 大陸からの陸源性有機炭素の供給が多かった、(3) 水温の上昇による酸素含有率の低下や、海洋循環の停滞でもたらされた無酸素深層水のために有機炭素がよく保存された、という 3 つの考え方があった。研究の早い段階からこのような成因論が述べられた背景には、地中海のサブプロベル事変の研究成果があった。新生代後期に、地中海という限定された海域ではあるが、OAEs に似た TOC の高い堆積

物が形成されたのである。

Bralower and Thierstein (1984) は、大西洋の DSDP Sites 367, 386 について、海洋循環における酸素収支という観点から研究し、(1) 現在の海洋深層水では、有機炭素を分解するのに必要な酸素量の 10 倍以上が供給されている、(2) 堆積学的証拠 (葉理、底生生物の有無、TOC) から、白亜紀中期では深層水への酸素の供給と有機炭素の分解に要する量がほぼ等しかった、(3) 平均一次生産 (単位面積・年あたりの炭素量で求める；これを分解できるだけの酸素量を深層水の酸素要求という) が現在の約 1/10 と推定されることから、深層水更新速度は現在の 1/100 程度であった、(4) 沈下する表層水の低酸素溶存率 (水温の上昇のため溶存率は低下) と見積もりの誤差を考慮してもなお、白亜紀中期の深層水更新速度は、現在のそれよりはるかに遅かった、と述べている。

Jarvis *et al.* (1988) は、英国ドーバーにおけるチョーク層の C/T 境界で、堆積学的研究に加えて、有孔虫・貝

形類・石灰質ナノ化石・渦鞭毛藻類化石層序や安定同位体比を調べた。その結果、彼らは酸素極小帯の拡大と湧昇が OAE2 の原因であるとした。その証拠の1つとして、酸素極小帯が経時的に上昇し、深海生物から中層水の生物の順に絶滅が及んだ化石記録を示した。OAE2 が終了し、セノマニアン期の絶滅後、空白になった生態的地位を満たすべく新種が徐々に進化した。これらの新種の出現はチューロニアン階の基底を定義する。つまり、階区分は OAE の直接の結果であるという。彼らはさらに敷衍して、OAEs が顕生累代を通じて進化と絶滅を支配してきた主要なメカニズムの可能性があると結論した(実例については、平野, 2006 参照)。

Sliter (1989) の頃は、後期バレミアン期-アルピアン期の OAE は 22 myr に及ぶとされており、サブイベントの識別はなされていなかった。Arthur *et al.* (1990) および Bralower *et al.* (1993) により、連続した1回の事変と思われていたアプチアン期-アルピアン期の OAE が3回の短い事変からなることが識別された。彼らは、これらが海進あるいは高海水準期に対比できることに着目した。そして、浮遊性有孔虫の群集組成の変化はあるが、大きな絶滅は検出できなかった(研究の精度が上がると、絶滅の有無から絶滅率まで変わること)に注意、平野, 2006 参照)。3回の OAEs の原因として、海水準の上昇と火山活動の気候への影響を想定した。また OAEs の黒色頁岩の地理的分布に違いがあることから、広域(regional)または局地的(local)な気候、構造運動、または海洋学的要素が直接的な原因となったとした。そして継続期間は堆積速度から、最初と2番目が60万年、3番目が80万年とした。なお、このとき使われた Arthur *et al.* (1990) の用語 OAE1a, 1b, 1c は、現在世界的に使われているものと違うので、混乱を避けるために本論では使用しない。

この頃、Elder (1987, 1989) は、北米西部内陸地域の C/T 境界でアンモナイト類、イノセラムス類などの軟体動物群の絶滅の様子を詳しく調べた。詳細は栗原・川辺 (2003) により日本の例と比較され、炭素同位体比変動のパターン、大型動物群の段階的絶滅と回復が細部まで対比できることが示されている。

OAEs が生じた時の海表面温度や、海洋の温度勾配は、その原因を考える上で重要である。しかし、Deconto *et al.* (2000) の時点では、赤道海域の海表面温度は全球循環モデル(global circulation model)などのシミュレーションから予測される値とは異なり低い値が得られていたため、これを cool tropical paradox と呼んでいた。この問題は Wilson and Norris (2001) により解決された。彼らの結果では、大西洋西部の 100Ma の平均海表面温度は

現在より 3-5°C 高く、32-33 ± 3°C となった。その後相次いで関連の論文が発表され、低い温度の原因の1つは、測定した浮遊性有孔虫化石殻の保存の問題であることが判明した。有孔虫が海底に沈下後、低い海水温のもとで再結晶した炭酸カルシウムが付着していたために、測定で得られた温度が低い方にシフトしていたのである。以後、電子顕微鏡レベルで再結晶炭酸カルシウムの付着のない試料でないといふ真の値は得られないとの理解が生まれ、一段と精度の高い古水温や海洋の温度勾配が提供されるようになった。

Stoll and Schrag (2000) は、イタリアおよびスペインの下部セノマニアン階と上部チューロニアン階〜コニアシアン階の炭素・酸素同位体比の研究から、大陸氷河はないとされてきた後期白亜紀に、地球規模の低温化と海水準低下のイベントがあると指摘した。これに対し、Wiese and Voigt (2002) は、後期白亜紀は通常の低温化傾向にあり、火山の放出する CO₂ により生じた温暖相で時々乱されたのだ、と解釈した。白亜紀の環境変動の研究で、炭素と酸素の同位体比が各地で測定され、OAEs の原因を考える上で重要な数値データが急速に整備されたといえる。

4. 白亜紀海洋無酸素事変各説

本章では OAE 1a から 3 について、各事変別にその諸特徴を解説する(図 2)。

4.1 OAE 1a

別名: セリ (Selli) イベントあるいはゴグエル (Goguel) イベント。

地理的分布: 東太平洋熱帯域, 南太平洋, 南北大西洋, ヨーロッパ大陸海, 南極海。

時代: 前期アプチアン期後期 (119.5-120.5 Ma)。Globigerinelloides blowi - Leupoldia cabri 帯境界をまたぐイベント (Leckie *et al.*, 2002)。

炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) 変動: シャープな負のシフト (0.5-3‰) の後に突然正にシフト (>2‰) し、しばらく続く。化石記録: Erbacher and Thurow (1997) によれば放射虫の種レベルで 41% の絶滅があったとされている。日本周辺海域のアンモナイト類の種絶滅率 (絶滅した種数を前の時代にいた種数で除した値) は 100% である (Hirano *et al.*, 2000)。

同時期の地史的出来事: オントン・ジャワ海台が形成され、高海水準期であった (Erbacher *et al.*, 1996)。

特徴: ⁸⁷Sr / ⁸⁶Sr 比の突然の減少 (地球内部からマグマが放出されたことを意味する)、微量元素濃度の増加とナノプランクトン類の大規模な減少 (=nannoconid crisis: Erba, 1994) が黒色頁岩の堆積に先行する。そ

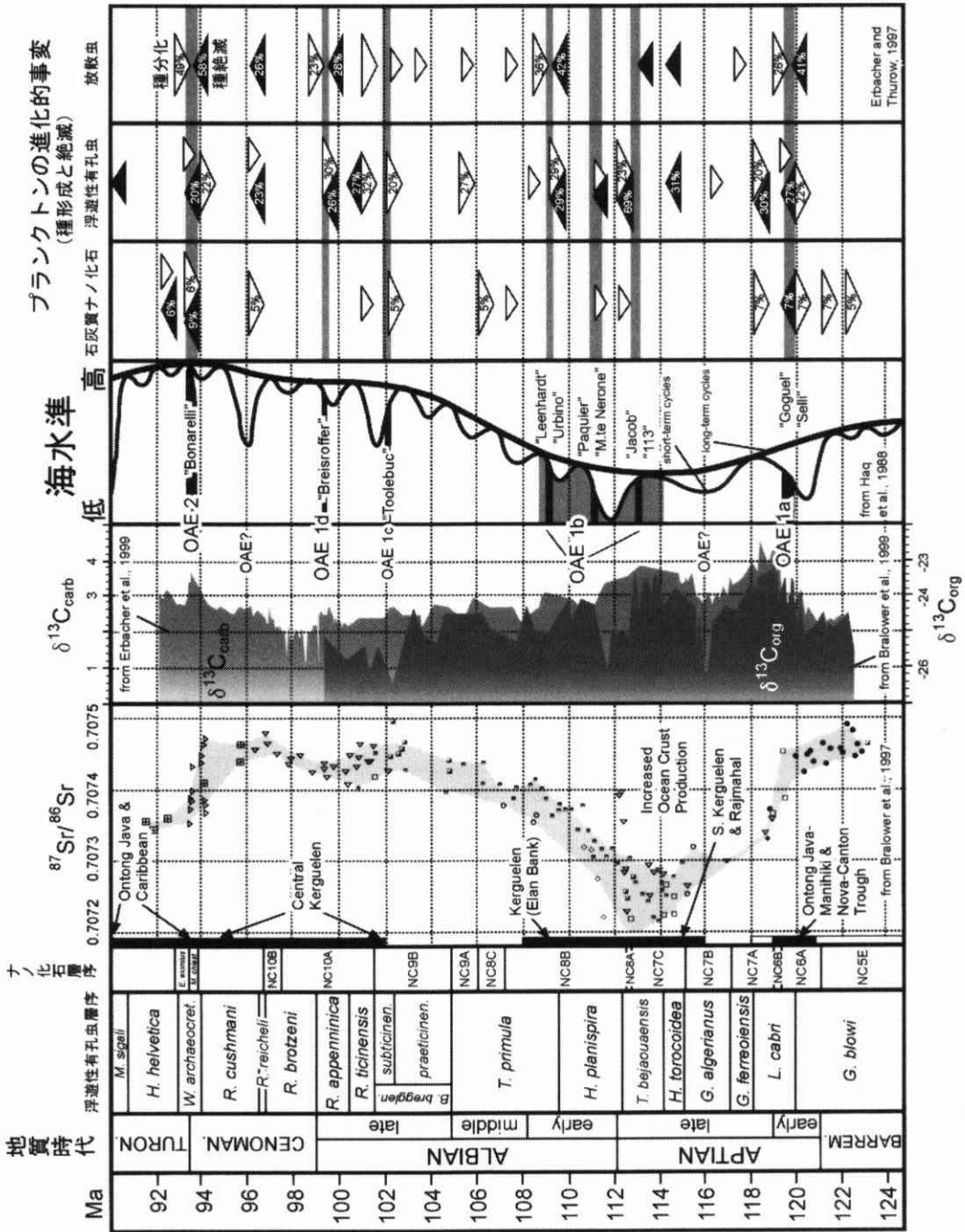


図2 OAE1 ~ 2の総合柱状図。Leckie et al. (2002) を著者らに改変。

の後、黒色頁岩が突然堆積を開始し、短期間 (0.5–1.0 myr) 続いた (Leckie *et al.*, 2002)。黒色頁岩に含まれるケロジェンはタイプIIであり、海生プランクトン起源とみなされている (Erbacher and Thurow, 1997; Erbacher *et al.*, 1998)。

原因論: Bellanca *et al.* (2002) は、シシリー島北西部で、微古生物 (石灰質ナンノプランクトン、浮遊性有孔虫) と地球化学分析より、OAE 1a が高生産性事変であり、それが水塊下部での貧酸素・無酸素をもたらしたと考えた。加えて、気候変動により降水量・河川水の供給が増加したことが水塊の垂直循環を停止させ、水塊下部の貧酸素・無酸素状態を維持させたとした。

スイスのOAE1aを研究したStrasser *et al.* (2001) やフランスのそれを研究したErbacher *et al.* (1996) も同じ原因論である。すなわち、OAE1aは海進期のOAEで、海進により沿岸低地から栄養塩が海洋にもたらされたことで生産性が增大した結果生じた、としている。テチス海西部ではさらに局地的な海盆の形や気候の影響もあったという。

著者らは、この事変の地理的範囲が太平洋にまで及ぶことから、その原因はむしろ気温上昇による海生プランクトンの繁栄と海洋循環の停滞を想定すべき、と考える。

4.2 OAE 1b

別名: 3回の黒色頁岩の堆積があり、古い方から順にジャコブ (Jacob)、パキエ (Paquier)、ルオンアール (Leenhardt) イベントと呼ばれる (フランス南東部のセクションをもとに命名されたので、フランス語の読み方で表記する)。

地理的分布: 東太平洋熱帯地域、南北大西洋、テチス海西部、インド洋。

時代: アプチアン期からアルビアン期をまたぐ時期 (113–109Ma) に、メキシコのほかテチスの各地で多数の不連続な黒色頁岩が形成され、長期にわたって貧酸素環境 (dysoxia) が続いた (Leckie *et al.*, 2002)。ジャコブは *T. bejaouaensis* 帯、パキエは *H. planispira* 帯、ルオンアールは *T. primula* 帯に位置する。黒色頁岩の堆積期間は、Bralower *et al.* (1994) の北大西洋の例では 0.6 myr, Hoffmann *et al.* (2001) の北大西洋のコアで 0.217 myr, そして、Erbacher *et al.* (2001) のテチス海西部の例においては堆積速度から計算してOAE1bの全期間が 0.21 myr とみなされている。

炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) 変動: 厳密に黒色頁岩と対比できる変動はない。

化石記録: 放散虫の種レベルで 42% の絶滅があった (Erbacher and Thurow, 1997)。日本周辺海域でアンモナイト類の種絶滅率は 70% である (Hirano *et al.*, 2000)。

同時期の地史的出来事: ケルグエレン海台 (Kerguelen Plateau; インド洋南部) の火成活動があった (断続的に 3回 (116–110Ma, 110–108Ma, 95–85Ma) あったうちの最初) (Leckie *et al.*, 2002)。汎世界的海水準変動曲線では第2オーダーの低海水準期にあたるが、第3オーダーは3回とも高海水準期に相当しており、閉鎖海盆では海表面温度の上昇があったらしい (Erbacher *et al.*, 1996)。

特徴: ジャコブ、パキエ、ルオンアールの各イベントは重い $\delta^{13}\text{C}$ と 2回の軽い $\delta^{13}\text{C}$ のエピソードで特徴づけられる。この2回の負変動を Weissert and Lini (1991) は、地球の冷却、氷床の成長、海水準低下と結びつけている (アプチアン期にはオーストラリアに氷河運搬堆積物 (ice-rafted debris) があり温度低下を指示している)。

原因論: Erbacher *et al.* (1996) は、フランス南東部のポコンティアン盆地でのパキエとルオンアールの原因は、両者ともタイプII (海成) ケロジェンで特徴づけられることから、表層水の温暖化による熱塩成層の強化 (海洋循環の停滞を意味する) よりもむしろ一次生産の上昇に帰されるとした。他方、ジャコブはタイプIII (陸源) ケロジェンで特徴付けられる。Erbacher *et al.* (1998) は、ジャコブを dOAE (碎屑性 OAE)、パキエとルオンアールを pOAEs (生産性 OAEs) とみなした。

ところが、Erbacher *et al.* (2001) ではパキエについて上記とは異なる原因論を示した。北大西洋熱帯西部 Blake Nose における ODP Site 1049 のコアで、アルビアン階基底をまたぐ浮遊性・底生有孔虫の安定同位体比を調べ、黒色頁岩をまたいで $\delta^{18}\text{O}$ 勾配の鋭い増加を見出した。これらは、熱塩成層の強化および降水量・河川水の増加を示すと解釈した。このような黒色頁岩は、地中海の第四紀のサブロベル (TOC が 2% 以上の暗色堆積物) と同じ機構 (例えば Principato *et al.*, 2003 など) で形成され、より規模が大きいためメガサブロベルと呼んだ。存続期間も 46,000 年で、地中海サブロベル (最も新しいサブロベル 1 は、8,650 年前から 6,560 年前の 2,090 年間) よりも遙かに大規模である。かくしてパキエでは生産性の増加が主たる原因ではないとされた。この原因論は、Wilson and Norris (2001) によっても支持された。

ポコンティアン盆地を調査した Herrle *et al.* (2003) は化石相、堆積相の詳細な解析から、そこでの相変化は古気候、なかでもモンスーンの経時的変動と関連していると考え、この変動が歳差、離心率に由来する規則性を示すものとみなした。そして、黒色頁岩の堆積には、モンスーン変動と関連した生産性の増大が重要であったが、海底が有機物の保存に適した環境であったことの方がより重要であったと結論づけた。

Kuypers *et al.* (2001) は、黒色頁岩中の有機物に化学

独立栄養細菌 *Crenarchaeota* 由来のバイオマーカーを見出し、このイベント期間に嫌気性生物が好む無酸素状態があった、と考えた。

このように OAE1b の原因については論議が続いているが、今後さらに広域に、かつ高い精度で各種の分析を行なう必要があると著者らは考える。

4.3 OAE 1c

別名：トゥーレバック (Toolebuc) イベント。

地理的分布：北米西部内陸海路、テチス海西部、南極海。Erbacher and Thurow (1997) によれば、北大西洋には分布していないという。

時代：後期アルビアン期 *Biticinella breggiensis* 帯。

炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) 変動：特に目立った変動はない (例えば Erbacher and Thurow, 1997)。

化石記録：放散虫の種レベルで特に絶滅事象は生じていない (Erbacher and Thurow, 1997)。日本周辺海域でアンモノイドの種絶滅率は 90% と高い値を示す (Hirano *et al.*, 2000)。

同時期の地史的出来事：低海水準期であった (Erbacher *et al.*, 1996)。

特徴：イタリア中央部、北米西部内陸地域、オーストラリアでは、この黒色頁岩に含まれるケロジェンは、タイプ III の陸源性であることを示している (Leckie *et al.*, 2002)。

原因論：タイプ III ケロジェンで特徴付けられることから、dOAE (Erbacher *et al.*, 1996; Galeotti *et al.*, 2003) とされる。Galeotti *et al.* (2003) は、イタリア中央部で *B. briggiensis* 帯の下部・中部を占める *Ticinella praeticinensis* 垂帯を堆積学・微古生物学・地球化学の手法で研究した。彼らによれば、OAE1c 層準の下部・中部に相当するアマデウス・セグメントと呼ばれる層厚 2 m の区間 (期間 40 万年) の黒色頁岩は、第四系のサブロベルと同様、大陸からもたらされた多量の淡水のために海水の垂直循環が停止して海底の有機物が保存されたことを示唆するという。彼らはさらに、炭酸塩岩と黒色頁岩の周期的堆積物を解析し、この堆積物が歳差運動により気候が周期的に変化したことを反映したものであるとしている。

OAE1c の研究例は多くはないが、とりまとめると、陸地の風化・浸食が盛んな低海水準期に、陸上植物を含む多量の陸源碎屑物が流入したが、海水の循環が停滞していたために有機物は分解されることなく保存されたということになる。OAE1c は $\delta^{13}\text{C}$ に正のシフトが認められていないことから、Schlanger and Jenkyns (1976) の OAE の定義には合うが、Leckie *et al.* (2002) の定義には合わないことになる。

4.4 OAE 1d

別名：ブライストロフファー (Breistroffer) イベント。
地理的分布：黒色頁岩はテチス海域 (特に現在の南大西洋および大西洋熱帯域) に広範囲にわたって知られている (Leckie *et al.*, 2002)。さらに、太平洋熱帯域でも確認されている。

時代：最後期アルビアン期の *Rotalipora appenninica* 帯。
炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) 変動：大西洋熱帯域では正のシフトが知られているが、スイスでは変化が認められない (Strasser *et al.*, 2001)。

化石記録：放散虫の種レベルで 28% の絶滅があった (Erbacher and Thurow, 1997)。

同時期の地史的出来事：高海水準期であった (Erbacher *et al.*, 1996)。

特徴：継続期間は 0.8 myr で、テチス海に堆積した黒色頁岩はタイプ II ケロジェン (海生プランクトン) で特徴付けられる (Erbacher and Thurow, 1997)。地理的分布がグローバルで、 $\delta^{13}\text{C}$ の正のシフトがヨーロッパ各地で 2% を超えるなどのことから、地球の炭素循環に大きな変動をもたらしたと考えられている (Wilson and Norris, 2001)。

原因論：Erbacher *et al.* (2001) は、OAE1a と同じく、温暖化 (西大西洋熱帯域の SST は $32 \sim 33 \pm 3^\circ\text{C}$; Wilson and Norris, 2001) と水塊の垂直混合の強化による生産性の向上に原因を求めている。Wilson and Norris (2001) も同趣旨で、北大西洋西部の ODP コアの浮遊性有孔虫の表層種と深部生息種の $\delta^{13}\text{C}$ が同じであるなどの証拠を示し、海洋停滞モデルは適していないとした。

4.5 MCE (セノマニアン中期炭素同位体事象)

テチス地域のセノマニアン中部でおよそ 1% の正の $\delta^{13}\text{C}$ シフトが *Rotalipora cushmani* 帯に検出されており、Mid-Cenomanian Event (MCE) と命名されている (Coccioni and Galeotti, 2003)。放散虫の種レベルの絶滅率は 26% (Coccioni and Galeotti, 2003) で、黒色頁岩は海成有機物質を含む (Leckie *et al.*, 2002)。日本でも直前の低い値に対して 1% の正のシフトが認められている (Hasegawa, 1997)。近年注目され始めた事象であり、OAE に相当するイベントかどうか今後議論が待たれるところである。

4.6 OAE 2

別名：ボナレリイベント (Bonarelli event)。

地理的分布：大西洋、テチス海、太平洋、北米西部内陸などほとんど全世界から報告されている。堆積速度が大きい地方などでは顕著な黒色頁岩は見られないことがある。

時代：IUGS (国際地質科学連合) の白亜系層序学小委員会において、OAE2 の $\delta^{13}\text{C}$ の正シフトの終了をセノ

マニアン期・チューロニアン期の境界と定義している (Bengtson, 1996 で提案され、その後、上記小委員会の投票により承認)。 $\delta^{13}\text{C}$ に 2% 以上の正方向のシフトがあり (Scholle and Arthur, 1980; Arthur *et al.*, 1987, 1990; Schlanger *et al.*, 1987; Jarvis *et al.*, 1988; Hasegawa and Saito, 1993; Sugarman *et al.*, 1999 など多数)、変動幅が大きく急な変動であるのでよくスパイクと呼ばれる。

化石記録：北大西洋およびテチス海西部では放射虫の種レベルの絶滅率は 58% (Erbacher and Thurow, 1997)、浮遊性有孔虫の種レベルの絶滅率は 20% (Leckie *et al.*, 2002) で、生息深度の深い有孔虫類 (例えば *Rotalipora* spp., *Grobigerinelloides bentonensis*) の絶滅があった。日本周辺海域のアンモナイト類の種レベル絶滅率は 50% (Hirano *et al.*, 2000)、北米西部内陸では、アンモナイト類は種レベルで 74%、二枚貝のイノセラムス類は種レベルで 92%、全軟体動物 84 種の絶滅率が 51% である (Elder, 1989)。

同時期の地史的出来事：北大西洋西部の中部漸深海帯 (水深約 500–1,000 m) の水温は、最後期セノマニアン期に 15°C から 20°C へ突然上昇した。中層水としては白亜紀～新生代で最も温暖な値となった。これにより、セノマニアン期末に水中密度勾配が消失し、栄養塩類の垂直運搬が促進された (Huber *et al.*, 1999, 2002)。このことは上述の生息深度の深い有孔虫類の絶滅と調和的である。Reyment and Hirano (1999) は、Arai and Hirano (1996) による大夕張白金沢の C/T 境界の泥岩の元素分析結果を多変数解析し、炭素同位体比の正スパイクを示す層準 (Hasegawa and Saito, 1993) の化学組成が上下とは異なることを示したが、その原因を明らかにすることはできなかった。

この事変の継続期間は 0.32 myr (Prokoph *et al.*, 2001) で、高海水準期かつ温度上昇期であった。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の顕著な低下がみられ、海底火山活動があったことが分かる (Ingram *et al.*, 1994; Bralower *et al.*, 1997; Jones and Jenkyns, 2001)。北米西部内陸では微量金属元素が増加し、その含有量の地理的勾配から、大西洋熱帯域で熱水活動が盛んになったことが推測されている (Orth, 1989; Leckie *et al.*, 2002)。

原因論：Arthur *et al.* (1987) によると、拡大しつつある大陸海の中に温暖で塩分濃度の高い深層水ができたことにより湧昇が生じた。加えて、北大西洋・南大西洋の両海盆を隔てていたブラジル北東部とモロッコ北西部の間の海底の高地が大西洋の拡大により消失した。その結果、大西洋の深層水循環が突然変化し、深い北大西洋と隣接するテチス周縁の海水循環が良くなり、透光帯への栄養塩供給が促進され生産性の増加をもたらした。そして、

最後期セノマニアン期～前期チューロニアン期の海進期には、温暖で酸素の乏しい中層・深層水によって有機物質の保存は一層強化された。さらに、Caron *et al.* (1999) によれば、チュニジア中央部において有機物の沈殿様式から、ミランコビッチ周期の 4 万年離心率サイクルと 2 万年歳差サイクルといった地球の軌道要素に駆動された気候周期が読み取れるという。

Damste and Koster (1998) は、北大西洋南部の開いた海洋で酸素極小帯が存在した直接的証拠として、C/T 階境界付近の黒色頁岩から光合成緑色硫黄バクテリアの分子化石を検出した。そのことから透光帯の基底は嫌気性であったことが分かった。また、底層水が無酸素であったことを酸化還元条件に感受性の高い微量元素の分析などで証明した。これらの結果から、透光帯の基底から海底までが嫌気的環境であったとした。そして、北大西洋の北部より南部の生物生産性は低かったが、15～150 倍の高い有機炭素堆積速度が予想されるので、保存条件が C/T 黒色頁岩中の有機炭素の堆積をコントロールしたものと考えた。

4.7 OAE3

時代：OAE3 は、Arthur and Schlanger (1979)、Jenkyns (1980) が提唱し、コニアシアン期からサントニアン期にかけての長い時代のイベントと考えられている。研究例が少ないが、かつての OAE1 のように複数のサブイベントに識別されるかもしれない。Hoffmann *et al.* (2001) も OAEs のレビューに際して、その存在を特に否定してはいないが、OAE3 については今後の研究が必要である。

特にコニアシアン初期の *Didymotis* イベント II がヨーロッパでは広く知られている (Wood *et al.*, 1984)。北海道でもコニアシアン階最下部に *Didymotis akamatsui* が特定の層準 (暗色泥岩) に密集して多産する。*Didymotis* は薄殻の二枚貝で、一般に底生動物化石が産しないような岩相や層準で多産する傾向があり、海底の酸素環境との関連が注目される。

5. おわりに

これまでに紹介した 7 回の OAEs のいくつかは地球規模の広がりをもっている。しかし、テチス海西縁の閉塞的な海洋であったヨーロッパの各地で事変があっても、他の海洋でも認められなければ定義上 OAEs とはいえない。白亜紀にテチス海西部はユーラシア大陸とアフリカ大陸に挟まれた狭く細長い水路であった。このようなところでは、海水に比べて密度の小さい天水によって海洋表面が覆われ、垂直循環が停滞したり停止することがあり得る。完新世に地中海で生じたサブパベル事変 1 と似た機構である。しかし、太平洋でも同時に生じた事変に

ついで共通の原因を考える時には、このような局地的影響は除くべきであると著者らは考える。

ヨーロッパ、北アフリカ、および北アメリカ西部内陸の白亜系は白色の石灰岩を主体としているので、黒色頁岩（泥灰岩であることも多い）の存在は容易に分かる。これに対し、日本の白亜系は、陸源性の珪質碎屑物からなり暗灰色を呈するので、色彩では区別がつけにくい。また、東アジアの活動的縁辺に位置するため、堆積速度がヨーロッパの白亜系の10倍～200倍大きいので、黒色頁岩が堆積する条件があったとしても希釈されている。しかし、炭素同位体比の変動を求めると、本論で紹介したOAEsの多くは日本でも認められており、OAEsは地球の炭素循環に影響を与えたことを示唆している。また、海生生物の絶滅も同時期に認められる。このような観点から、北西太平洋に位置していた日本の白亜系の研究は重要であると考えられる。

謝 辞

小論をまとめる機会を与えていただいた徳橋秀一氏、井上正澄氏、ならびに田中哲夫氏、そして、原稿の改善のために貴重な意見をお寄せいただいた2名の査読者に感謝申し上げます。

引用 文 献

- Arai, Z. and Hirano, H., 1996 : Geochemical study of the Cenomanian-Turonian boundary Oceanic Anoxic Event in the northwestern Pacific forearc basin - An example from the Cretaceous Yezo Supergroup, Hokkaido, Japan. *Geol. Soc. India, Mem.*, **37**, 231-249.
- Arthur, M. A., Brumsack, H. J., Jenkyns, H. C. and Schlanger, S. O., 1990 : Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In Ginsburg, R. N. and Beaudoin, B., eds. : *Cretaceous resources, events, and rhythms*. 75-119, Kluwer Academy, Norwell, Massachusetts.
- Arthur, M. A. and Schlanger, S. O., 1979 : Cretaceous "oceanic anoxic events" as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **63**, 870-885.
- Arthur, M. A., Schlanger, S. O. and Jenkyns, H. C., 1987 : The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event II, paleoceanographic controls on organic matter production and preservation. In Brooks, J. and Fleet, A., eds. : *Marine petroleum source rocks*. 399-418, Geol. Soc. Spec. Publ., **24**.
- Bellanca, A., Erba, E., Neri, R., Silva, I. P., Sprovieri, M., Tremolada, F. and Verga, D., 2002 : Palaeoceanographic significance of the Tethyan "Livello Selli" (Early Aptian) from the Hybla Formation, northwestern Sicily: biostratigraphy and high-resolution chemostratigraphic records. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **185**, 175-196.
- Bengtson, P., 1996 : The Turonian stage and substage boundaries. *Sciences de la Terre*, **66**, Supplement, 69-79.
- Bralower, T. J. and Thierstein, H. R., 1984 : Low productivity and slow deep-water circulation in mid-Cretaceous oceans. *Geology*, **12**, 614-618.
- Bralower, T. J., Sliter, W. V., Arthur, M. A., Leckie, R. M., Allard, D. and Schlanger, S. O., 1993 : Dysoxic/anoxic episodes in the Aptian-Albian (Early Cretaceous). In Pringle, M. S. et al., eds. : *The Mesozoic Pacific: geology, tectonics and volcanism*. Geophys. Monogr. Ser., **77**, 5-37, AGU, Washington, D. C.
- Bralower, T. J., Arthur, M. A., Leckie, R. M., Sliter, W. V., Allard, D. J. and Schlanger, S. O., 1994 : Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the Late Barremian to Early Aptian (Early Cretaceous). *Palaios*, **9**, 335-369.
- Bralower, T. J., Fullagar, P. D., Paull, C. K., Dwyer, G. S. and Leckie, R. M., 1997 : Mid-Cretaceous strontium isotope stratigraphy of deep-sea sections. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **109**, 1421-1442.
- Caron, M., Robaszynski, F., Amedro, F., Baudin, F., Deconinck, J. F., Hochuli, P., Salis-Perch Nielsen and Tribouillard, N., 1999 : Estimation de la duree de l'evenement anoxique global au passage Cenomanien/Turonien Approche cyclostratigraphique dans la formation Bahloul en Tunisie centrale. *Bull. Soc. Geol. France*, **170**, 145-160.
- Coccioni, R. and Galeotti, S., 2003 : The mid-Cenomanian Event: prelude to OAE2. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **190**, 427-440.
- Damste, J. S. S. and Koster, J., 1998 : A euxinic southern North Atlantic Ocean during the Cenomanian/ Turonian oceanic anoxic event. *Earth Planet. Sci. Letters*, **158**, 165-173.
- Deconto, R. M., Brady, E. C., Bergengren, J. and Hay, W. W., 2000 : Late Cretaceous climate, vegetation, and ocean interactions. In Huber, B. T., MacLeod, K. G. and Wing, S. L., eds. : *Warm climates in Earth history*. 275-296, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Elder, W. P., 1987 : The paleoecology of the Cenomanian -Turonian (Cretaceous) stage boundary extinctions at Black Mesa, Arizona. *Palaios*, **2**, 24-40.
- Elder, W. P., 1989 : Molluscan extinction patterns across the Cenomanian-Turonian stage boundary in the Western

- Interior of the United States. *Paleobiology*, **15**, 299–320.
- Erba, E., 1994 : Nannofossils and superplumes: The early Aptian “nannoconid crisis”. *Paleoceanography*, **9**, 483–501.
- Erbacher, J., Gerth, W., Schmiedl, G. and Hemleben, C., 1998 : Benthic foraminiferal assemblages of late Aptian-early Albian black shale intervals in the Vocontian Basin, SE France. *Cret. Res.*, **19**, 805–826.
- Erbacher, J., Huber, B. T., Norris, R. D. and Markey, M., 2001 : Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period. *Nature*, **409**, 325–327.
- Erbacher, J. and Thurow, J., 1997 : Influence of oceanic anoxic events on the evolution of mid-Cretaceous radiolaria in the North Atlantic and western Tethys. *Marine Micropaleont.*, **30**, 139–158.
- Erbacher, J., Thurow, J. and Littke, R., 1996 : Evolution patterns of radiolaria and organic matter variations : A new approach to identify sea level changes in mid-Cretaceous pelagic environments. *Geology*, **24**, 499–502.
- Gale, A. S., 2000 : The Cretaceous world. In Culver, S. J. and Rawson, P. F., eds. : *Biotic response to global change – The last 145 million years*. 4–19, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Galeotti, S., Sprovieri, M., Coccioni, R., Bellanca, A., and Neri, R., 2003 : Orbitally modulated black shale deposition in the upper Albian Amadeus Segment (central Italy) : a multi-proxy reconstruction. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **190**, 441–458.
- Gradstein, F., Ogg, J., and Smith, A., eds., 2005 : *A geologic time scale 2004*. Cambridge Univ. Press, 589p., Cambridge.
- Hasegawa, T., 1997 : Cenomanian-Turonian carbon isotope events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **130**, 251–273.
- Hasegawa, T. and Saito, T., 1993 : Global synchronicity of a positive carbon isotope excursion at the Cenomanian/Turonian boundary: Validation by calcareous microfossil biostratigraphy of the Yezo Group, Hokkaido, Japan. *Island Arc*, **2**, 181–191.
- 長谷川 卓・富永嘉人・山本真也, 2005 : 日本における中期白亜紀 OAE 研究の現状と将来. 月刊海洋, **37**, 886–893.
- Herrle, J. O., Pross, J., Friedrich, O., Koessler, P., and Hemleben, C., 2003 : Forcing mechanisms for mid-Cretaceous black shale formation: evidence from the Upper Aptian and Lower Albian of the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **190**, 399–426.
- 平野弘道, 2006 : 絶滅古生物学. 255p., 岩波書店.
- 平野弘道, 中山英二, 花野郷史, 1991 : 白亜紀 Cenomanian/Turonian 期境界に認められる海洋無酸素事変 – 北海道蝦夷累層群の例 –. 早稲田大理工研報, (131), 52–59.
- Hirano, H., Toshimitsu, S., Matsumoto, T. and Takahashi, K., 2000 : Changes in Cretaceous ammonoid diversity and marine environments of the Japanese Islands. In Okada, H. and Mateer, N. J., eds. : *Cretaceous environments of Asia*. 145–154, Develop. Palaeont. Stratigr., **17**, Elsevier, Amsterdam.
- Hoffmann, P., Ricken, W., Schwark, L. and Leytaeuser, D., 2001 : Geochemical signature and related climatic-oceanographic processes for early Albian black shales : Site 417D, North Atlantic Ocean. *Cret. Res.*, **22**, 243–257.
- House, M. R., 1993 : Fluctuations in ammonoid evolution and possible environmental controls. In House, M. R., ed. : *The Ammonoidea: environment, ecology, and evolutionary change*. Syst. Assoc. Spec., **47**, 13–34, Clarendon Press, Oxford.
- Huber, B. T., Leckie, R. M., Norris, R. D., Bralower, T. J. and CoBabe, E., 1999 : Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across the Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical North Atlantic. *Jour. Foram. Res.*, **29**, 392–417.
- Huber, B. T., Norris, R. D. and MacLeod, K. G., 2002 : Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, **30**, 123–126.
- Ingram, B. L., Coccioni, R., Montanari, A. and Richter, F. M., 1994 : Strontium isotopic composition of mid-Cretaceous seawater. *Science*, **264**, 546–550.
- Jackson, E. D. and Schlanger, S. O., 1976 : Regional synthesis, Line Islands Chain, and Manihiki Plateau, Central Pacific Ocean, DSDP Leg 33. In Schlanger, S. O. and Jackson, E. D. et al., eds. : *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, **33**, 915–927, U.S. Gov. Print. Office, Washington.
- Jarvis, I., Carson, G. A., Cooper, M. K. E., Hart, M. B., Leary, P. N., Tocher, B. A., Home, D. and Rosenfeld, A., 1988 : Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event. *Cret. Res.*, **9**, 3–103.
- Jenkyns, H. C., 1976 : Sediments and sedimentary history of the Manihiki Plateau, South Pacific Ocean. In Schlanger, S. O. and Jackson E. D. et al., eds. : *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, **33**, 873–890, U.S. Gov. Print. Office, Washington.
- Jenkyns, H. C., 1980 : Cretaceous anoxic events : From continents to oceans. *Jour. Geol. Soc. London*, **137**, 171–

- 188.
- Jones, C. E. and Jenkyns, H. C., 2001 : Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and sea-floor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *Amer. Jour. Sci.*, **301**, 112–149.
- 栗原憲一・川辺文久, 2003 : セノマニアン/チューロニアン期境界前後の軟体動物相 : 北海道大夕張と米国西部内陸地域の比較. *化石*, (74), 36–47.
- Kuypers, M. M. M., Blocker, P., Erbacher, J., Kinkel, H., Pancost, R. D., Schouten, S. and Sinninghe Damste, J. S., 2001 : Massive expansion of marine Archaea during a mid-Cretaceous oceanic anoxic event. *Science*, **293**, 92–94.
- Larson, R. L., 1991 : Geological consequences of superplume. *Geology*, **19**, 963–966.
- Leckie, R. M., Bralower, T. J. and Cashman, R., 2002 : Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, **17**, 13–1–13–29.
- 西 弘嗣・北里 洋・平野弘道 (編), 2003 : 特集 白亜紀海洋無産事変の解明. *化石*, (74), 18–75.
- Orth, C. J., 1989 : Chapter 3 geochemistry of the bio-event horizons. In Donovan, S. K., ed. : *Mass extinctions : Processes and evidence*. 37–72, Belhaven Press, London.
- Principato, M. S., Giunta, S., Corselli, C. and Negri, A., 2003 : Late Pleistocene-Holocene planktonic assemblages in three box-cores from the Mediterranean Ridge area (west-southwest of Crete) : palaeoecological and palaeoceanographic reconstruction of sapropel S1 interval. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **190**, 61–77.
- Prokoph, A., Agterberg, F. P., and Rachold, V., 2001 : Geochronology and calibration of global Milankovitch cyclicity at the Cenomanian–Turonian boundary. *Geology*, **29**, 523–526.
- Reyment, R. A. and Bengtson, P., 1986 : Introduction. In Reyment R. A. and Bengtson, P., eds. : *Events of the Mid-Cretaceous*. Final report on results obtained by IGCP Project no. 58, 1974–1985. Physics and Chemistry of the Earth, **16**, 1–4, Pergamon Press, Oxford.
- Reyment, R. A. and Hirano, H., 1999 : Exploratory multivariate statistical analysis of geochemical data from the Cenomanian-Turonian transition of the Yezo Supergroup, Hokkaido, Japan. *Cret. Res.*, **20**, 539–546.
- Schlanger, S. O. and Jenkyns, H. C., 1976 : Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, **55**, 179–184.
- Schlanger, S. O., Arthur, M. A., Jenkyns, H. C. and Scholle, P. A., 1987 : The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, 1. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine excursion. In Brooks, J. and Fleet, A. J., eds. : *Marine petroleum source rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ., **26**, 371–399.
- Scholle, P. A. and Arthur, M. A., 1980 : Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: Potential stratigraphic and petroleum exploration tools. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **64**, 67–87.
- Sliter, W. V., 1989 : Aptian anoxia in the Pacific basin. *Geology*, **17**, 909–912.
- Stoll, H. M. and Schrag, D. P., 2000 : High-resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain : Glacial episodes in the greenhouse planet? *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **112**, 308–319.
- Strasser, A., Caron, M., and Gjermeni, M., 2001 : The Aptian, Albian, and Cenomanian of Roter Sattel, Romandes Prealps, Switzerland: a high-resolution record of oceanographic changes. *Cret. Res.*, **22**, 173–199.
- Sugarman, P. J., Miller, K. G., Olsson, R. K., Browning, J. V., Wright, J. D., De Romero, L. M., White, T. S., Muller, F. L. and Uptegrove, J., 1999 : The Cenomanian/Turonian carbon burial event, Bass River, NJ, USA : Geochemical, palaeoecological, and sea-level changes. *Jour. Foram. Res.*, **29**, 438–452.
- Takashima, R., Kawabe, F., Nishi, H., Moriya, K., Wani, R. and Ando, H., 2004 : Geology and stratigraphy of the Cretaceous forearc basin sediments in Hokkaido, Japan : Cretaceous environmental events in the northwest Pacific margin. *Cret. Res.*, **25**, 365–390.
- Weissert, H. and Lini, A., 1991 : Ice age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate? In Mueller, D. M., et al., eds. : *Controversies in modern geology*. 173–191, Academic Press, San Diego.
- Wiese, F. and Voigt, S., 2002 : Late Turonian (Cretaceous) climate cooling in Europe: faunal response and possible causes. *Geobios*, **35**, 65–77.
- Wilson, P. A. and Norris, R. D., 2001 : Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. *Nature*, **412**, 425–429.
- Wood, C. J., Ernst, G., and Rasemann, G., 1984 : The Turonian-Coniacian stage boundary in Lower Saxony (Germany) and adjacent areas : the Saltzgitter-Salder Quarry as a proposed international standard section. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **33**, 225–238.