

ジュラ紀前期の海洋無酸素事変の研究に関する進展と動向

Review of Studies on the Early Jurassic Oceanic Anoxic Event

石浜佐栄子¹⁾Saeko ISHIHAMA¹⁾

Abstract. In the Phanerozoic Eon, boundaries of the geochronologic units have been defined on the basis of abrupt changes of fossil biota. Most of the changes as boundary events imply mass extinction or ecosystem collapse, occurred due to extraterrestrial impacts, climate or sea-level changes, oceanic anoxia, and/or wholesale volcanism. Among them, global or regional responses to the anoxic events (OAEs) are of much note in relation to progress with trend from the uniformitarianism to the new catastrophism. The early Jurassic OAE, shown by deposition of organic-rich muddy sediments termed black shale, is here reviewed based on recent advances in sedimentology, geochemistry, paleontology, and radiometric dating, and some possible scenarios on such environmental changes are discussed. Hydrate dissolution hypotheses have been proposed to explain simultaneous negative excursions in carbon isotope records from the black shale marking the OAE, but more chronological data such as duration or precise timing of the events, as well as data on biomarkers, modern anoxic environment, and global environmental simulation, are required to solve the problem.

Key words: Oceanic Anoxic Events, mass extinction, Pliensbachian, Toarcian, carbon cycle

1. はじめに

近年、大量絶滅 (mass extinction) をはじめ、地質時代の境界に起こった「境界事変 (boundary event)」に関する研究が急速に進んでいる。この研究分野は、もともとは古生物学者が中心となって進められてきたが、近年の分析技術や精度の向上等に伴い、堆積学や地球化学、地球物理学等を専門とする研究者たちをも巻き込んで学際的に研究が行われ、多角的に事変の全容を解明しようとする動きが活発になった。ここ数年は国内の学会等においても「境界事変」に関するセッションが毎回のようにはげられるようになってきている。このように、境界における急激な地質現象の変化にピンポイントで着目する国内外の研究の広まりは、ジェイムズ・ハットンが唱えた「斉一説 (uniformitarianism)」から、新たな時代の激変説である「新・激変説 (new catastrophism)」へと、研究者たちの思考が変化してきた流れの一端であるといえるだろう。

この境界事変の要因と考えられているものの中に、比較的最近になって広く支持を得てきた現象として「海洋無酸素事変 (Oceanic Anoxic Events) (世界的に OAEs と略されており、本文中でも以下 OAEs と略記する)」がある。文字通り、酸素に乏しい海水が広がることによって海洋環境の変化と生物の絶滅を引き起こすという現象で、過去少なくとも数回は地球規模で発生したことが地質学的証拠から推定されている。現在の海洋には希少な環境であることから、まだ解明されていない点も多いが、近年目覚ましく研究が進展している分野の一つである。本説では、この OAEs のこれまでの研究史や研究事例、今後の展望等について概説する。

2. 絶滅事変の研究史

OAEs の研究史を概説する前に、生物の絶滅に関する研究について簡単に触れておきたい。そもそも OAEs とは、生物の大量絶滅の要因の一つとして認識されて注目を集め、研究が進められてきた現象だからである。

(1) 絶滅事変の定義

絶滅とは、「生物の進化の途上において、ある類が子孫の生物を残さずに滅び去ること (山田ほか, 1983)」 「地層から産出する化石の記録をみると、ある種や属の化石

¹⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 499
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History
499 Iryuda, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan
ishiha@nh.kanagawa-museum.jp

が、ある時以後みられなくなることがある。この原因が、移住や、別の種への進化でないとき、この現象は絶滅といわれる。つまり、絶滅とは、生物の系統がその子孫を残すことなく死に絶えてしまうこと（平野, 1991）」と定義されている。

絶滅には、「背景絶滅 (background extinction)」と「大量絶滅 (mass extinction)」がある。背景絶滅とは、日常的な最適者生存の競争原理による絶滅であり、特に何も大きな事件はなくても生物は日常的に絶滅を続けているということである。この背景絶滅とは別に、比較的短期間に少なからぬ数の分類群が絶滅することがあり、これを大量絶滅と呼んでいる（平野, 2006）。Sepkoski (1986) は、大量絶滅を「地質時代の比較的短期間に、一つ以上の地理区で高次の分類群の絶滅数が十分増加し、結果として少なくとも一時的にその多様性が減少すること」と定義している。

大量絶滅事変を認識するには、短期間で急激 (catastrophic) に、地理的な広がりをもって、複数の分類群にわたり絶滅率が上昇したことが示されなければならない。Jablonski (1986) は大量絶滅の基準として、期間の長さ (timing)、分類群の広がり (breadth)、絶滅率 (magnitude) の三項目を挙げている。古生物学上知られている分類群の平均的な存続期間（例えば海生無脊椎動物の科では 100 ~ 1000 万年以下）より短い期間で、特定の分類群に限らずに絶滅が起こった場合のみ、大量絶滅と認定されるわけである。絶滅率については特に基準

はないが、前後の時代と比べて絶滅率が突出していることが認定の条件となる。なお、分類カテゴリーの違いによって絶滅率の計算結果に差異が生じることがあることには留意が必要である。

(2) 地質時代の絶滅事変

海生生物の化石記録によると、顕生代には 5 回の大規模な絶滅事変が起こったことが認識されている (Raup & Sepkoski, 1982)。通称「ビッグ 5 (big five)」とも呼ばれるこれらの五大絶滅事変は、オルドビス紀-シルル紀 (O/S) 境界、デボン紀後期の Frasnian-Famenian 期 (F/F) 境界、ペルム紀-三畳紀 (P/T) 境界、三畳紀-ジュラ紀 (T/J) 境界、白亜紀-第三紀 (K/T) 境界に起こった (図 1、2 および表 1)。これらのほかにも、顕生代には何度も絶滅事変が起こっており、それぞれ世界各地で研究が進んでいる (平野, 2006) (表 2)。

絶滅事変の要因は、それぞれの事変によって異なると考えられている。古くは気候の寒冷化や海水準の低下が要因だと推定されてきたが、Alvarez *et al.* (1980) による隕石衝突仮説の発表以降は、絶滅の要因を地球外に求める流れが席卷した。Raup & Sepkoski (1984) が、ペルム紀以降、およそ 2600 万年の周期で大量絶滅が起こっていることを示した (図 3) 後は、その周期性に注目が集まり、地球外天体に関する仮説が次々と発表された。Rampino & Stothers (1988) は洪水玄武岩 (flood basalt) の活動時期に着目し、洪水玄武岩の火成活動、海水準変動、地磁気逆転、大量絶滅、小天体の衝突等がいずれも

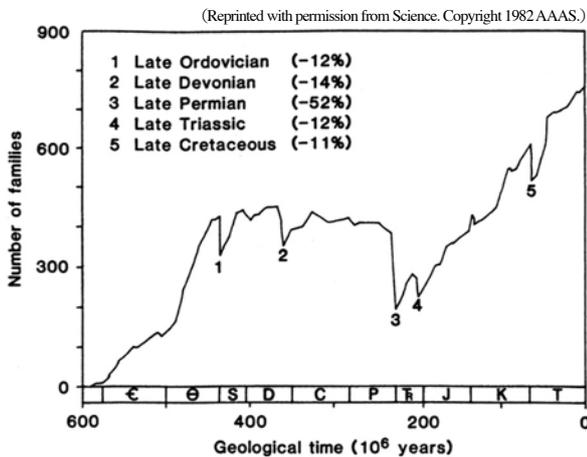


図 1. 過去 6 億年の海生生物の科の数の変化と絶滅事変 (Raup & Sepkoski, 1982)。

数字は、五大絶滅事変 (big five) をあらわす。1) オルドビス紀-シルル紀 (O/S) 境界; 2) デボン紀後期の Frasnian-Famenian 期 (F/F) 境界; 3) ペルム紀-三畳紀 (P/T) 境界; 4) 三畳紀-ジュラ紀 (T/J) 境界; 5) 白亜紀-第三紀 (K/T) 境界。

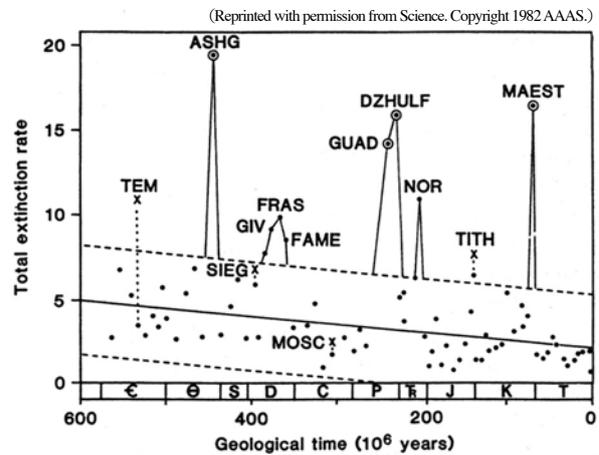


図 2. 顕生代における海生生物の絶滅率 (科の数/100 万年) の変化 (Raup & Sepkoski, 1982)。背景絶滅率から突出して、五大絶滅事変 (big five) が明確なピークとして認識できる。TEM: Templetonian, ASHG: Ashgillian, SIEG: Siegenian, GIV: Givetian, FRAS: Frasnian, FAME: Famenian, MOSC: Moscovian, GUAD: Guada-lupian, DZHULF: Dzhulfian, NOR: Norian, TITH: Tithonian, MAEST: Maestrichtian。

表 1. 化石記録 (海生無脊椎動物) に残された、五大絶滅事変の絶滅の強度 (Jablonski, 1994 より抜粋)。科数で計算するか属数で計算するかにより、絶滅率が異なることに注意。

	絶滅率 (科)	絶滅率 (属)
白亜紀-第三紀 (K/T) 境界	16%	47%
三畳紀-ジュラ紀 (T/J) 境界	22%	53%
ペルム紀-三畳紀 (P/T) 境界	51%	82%
デボン紀後期の Frasnian-Famenian (F/F) 期境界	22%	57%
オルドビス紀-シルル紀 (O/S) 境界	26%	60%

表2. 顕生代の主要な絶滅事変と、要因と考えられている環境変動（平野, 2006 をもとに改変）.
 灰色に塗りつぶしてある部分が、五大絶滅事変.

地質時代	絶滅した主な生物	要因と考えられる環境変動
中新世中期	軟体動物	気候寒冷化
始新世後期	軟体動物	海水準低下
白亜紀末 (Maastrichtian, K/T境界)	浮遊性有孔虫、アンモナイト、鳥盤類、竜盤類	隕石衝突
白亜紀後期 (Cenomanian-Turonian)	アンモナイト、有孔虫	海洋無酸素事変
白亜紀前期 (Aptian-Albian)	アンモナイト、有孔虫	海洋無酸素事変
ジュラ紀末 (Tithonian)	アンモナイト、竜脚類、剣竜	海水準低下、気候変動
ジュラ紀前期 (Pliensbachian-Toarcian)	斧足類	海洋無酸素事変
三畳紀末 (Norian, T/J境界)	コノドント、アンモナイト、腹足類、斧足類、腕足類、サンゴ、カイメン、迷歯類、哺乳類型爬虫類、槽歯類	海水準低下?
ペルム紀末 (Changhsingian, P/T境界)	サンゴ、腕足類、コケムシ、アンモナイト、哺乳類型爬虫類	海洋無酸素事変? 隕石衝突? 大規模火山活動?
ペルム紀後期 (Gaudalupian-Lopingian)	ウミユリ、サンゴ、アンモナイト、カイメン、フズリナ	海水準低下?
デボン紀後期 (Frasnian-Famennian, F/F境界)	造礁生物、腕足類、三葉虫、アンモナイト、コノドント、板皮類	海洋無酸素事変、気候寒冷化?
オルドビス紀末 (Ashgill (Rawtheyan-Hirnantian), O/S境界)	造礁生物、筆石、コケムシ、コノドント、腕足類、オウムガイ、三葉虫	海洋無酸素事変、大陸氷床発達
カンブリア紀末 (Trempealeuan)	コノドント、腕足類、三葉虫	海水準低下? 気候寒冷化?

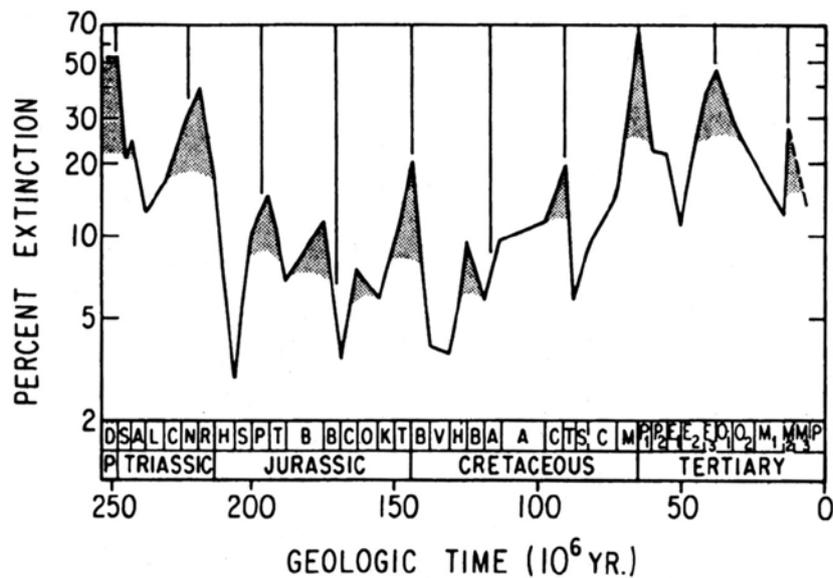


図3. 過去2億5000万年間の海生生物の絶滅率の変化(科レベル) (Raup & Sepkoski, 1984). 高いピークが認識されるところが、大量絶滅の時期. ペルム紀以降、およそ2600万年の周期で大量絶滅が起こったことを示し、隕石衝突説を活気づかせた.

表 3. 過去 2 億 5000 万年間に起こった洪水玄武岩の活動時期と大量絶滅の時期の関係 (Rampino & Stothers, 1988 による) .

洪水玄武岩		大量絶滅	
場所	年代 (Ma)	地質時代	年代 (Ma)
Columbia River (USA)	17±1	中新世前-中期	14±3
Ethiopian	35±2	始新世後期	36±2
Brito-Arctic	62±3	白亜紀末 (Maastrichtian, K/T)	65±1
Deccan (India)	66±2		
		白亜紀後期 (Cenomanian)	91±0
Rajmahal (India)	110±5	白亜紀後期 (Aptian)	110±3
Serra Geral (S. America)	130±5	ジュラ紀末 (Tithonian)	137±7
South-West African	135±5		
Antarctic	170±5	ジュラ紀中期 (Bajocian)	173±3
South African	190±5	ジュラ紀前期 (Pliensbachian)	191±3
Eastern North American	200±5	三畳紀末 (Rhactian/Norian)	211±8
Siberian	250±10	ペルム紀後期 (Dzulfian/Guadalupean)	249±4

約 3000 万年周期で起こっていると述べた(表 3)。しかし、絶滅の周期性については Patterson & Smith (1987) をはじめとして反対説が多くなり、現在では、隕石衝突説は白亜紀末 (K/T 境界) の絶滅以外では下火になっている。

隕石衝突説の衰退に乗じるかのように、絶滅の要因ではないかと近年注目を集めているのが OAEs である。五大絶滅事変のうち、オルドビス紀-シルル紀 (O/S) 境界、デボン紀後期の Frasnian-Famenian 期 (F/F) 境界、ペルム紀-三畳紀 (P/T) 境界という 3 回の絶滅事変で OAEs がその要因だったのではないかと考えられており、その他、ジュラ紀や白亜紀等にも何度も発生して生物の絶滅を引き起こしたと推定されている。

3. 海洋無酸素事変 (OAEs) とは

(1) 研究のはじまり

OAEs に関する研究は、Schlanger & Jenkyns (1976) が世界各地の海洋堆積物の中に異常に高い有機炭素の堆積率/保存率で特徴づけられる時代 (白亜紀 Cenomanian-Turonian 境界) を認識して、OAEs の概念を提唱したことからはじまった。Jenkyns (1980) は白亜紀中、Barremian-Aptian-Albian 期、Cenomanian-Turonian 期、Coniacian-Santonian 期という 3 回の期間の堆積相から OAEs の証拠を示し、OAEs 研究の黎明期の概要をまとめた。その後、ジュラ紀前期の Toarcian 期にもスポットが当たり、Jenkyns (1985) では Toarcian 期と Cenomanian-Turonian 期の OAE についての比較が行われている。当初、OAEs の研究は中生代、特に、比較的新しく現在も海洋底に当時の堆積物が残る白亜紀を中心に進められてきた。ペルム紀-三畳紀 (P/T) 境界や Frasnian-Famenian 期 (F/F) 境界、オルドビス紀-シルル紀 (O/S) 境界等に関して OAEs の関与が疑われ、研究がはじまったのは、中生代 OAEs の研究がかなり進んだ後になってからである。

Tyson & Pearson (1991) は、海水 1 リットルあたりに含まれる溶存酸素量により、全く酸素を含まない「無酸素 (anoxic)」のほか、少量の酸素を含むが酸素不足によって生物の活動に影響がある環境として「貧酸素 (suboxic, dysoxic)」という用語を提案した (図 4)。彼らに従うと、一般に OAEs として扱われている事変の中には、無酸素

dissolved oxygen values (ml of O ₂ /liter of H ₂ O)			
0	0.2	2.0	
anoxic	suboxic	disoxic	oxic

図 4. Tyson & Pearson(1991) による、酸素レベルの環境用語の定義。海水 1 リットルあたり含まれる溶存酸素量により区分。

(anoxic) だけではなく、貧酸素 (suboxic, dysoxic) 環境に関する議論が混ざっていることが多い。用語本来の意味で使用するならば、完全な無酸素状態が証明された現象のみを「海洋無酸素事変」、それ以外の現象を「海洋低 (貧) 酸素事変」とすべきところであるが、実際に無酸素環境であったことを証明するためには詳細な化学分析等が必要であり、一見しただけでの判断は不可能である。本説では混乱を避けるため、全て「海洋無酸素事変」という用語で統一して扱う。

(2) 堆積物中に残された証拠

OAEs は、有機炭素に富み葉理が発達した黒色頁岩等の貧酸素環境を示す堆積物が、ある時代に汎世界的に海洋底で堆積したという地質学的証拠で認識される (Jenkyns, 1988)。周囲の岩相は、碎屑岩の場合もあれば、炭酸塩岩やチャートの場合もある。黒色頁岩が堆積することは、局所的にはそれほど珍しいことではない。しかし、世界各地の浅海および深海で同時期に堆積することは、顕生代には通常は起きていないことである。中央ヨーロッパ等でジュラ紀前期の黒色頁岩周辺に見られる「マンガンに富む炭酸塩岩 (manganese carbonates)」は、マンガンが窒素還元帯で濃集する特徴をもつため、酸化帯から硫酸還元帯への移行期に相当する貧酸素環境堆積物と考えられてきた (Jenkyns *et al.*, 1991)。しかし近年では、マンガン濃集層は浅海での断層等を流体が移動したことによってできた、続成的な産物であるという意見も出てきている (Jach & Dudek, 2005)。

酸素に乏しい水塊が全球規模で広範囲に拡大して OAEs が起こると、生物の絶滅を引き起こし、その時代の地層からの産出化石の多様性が著しく減少すると考えられる。アンモナイト等の大型化石のみならず、放散虫や有孔虫、石灰質ナノプランクトン等の微化石の産出にも OAEs の影響がみられる。堆積物中に生物擾乱はほと

んど存在せず、葉理が保存される。また、有機炭素に富む黒色頁岩等の世界各地での堆積は、地球規模の炭素循環に影響を与え、炭素含有量と炭素同位体比の変動というかたちで堆積物中に証拠が残される。炭素同位体比を用いて大気-海洋系の炭素循環がどのように変化したのかを理解することが、OAEsの現象と要因を解く主要な鍵となっている。大量の有機物が堆積物中に埋没すると、硫酸還元帯における有機物の分解に伴い黄鉄鉱 (FeS_2) が生成し、硫黄循環にも影響を与える (Ohkouchi *et al.*, 1999) ので、硫黄の挙動にも注意が必要である。その他、微量元素種類が有機物や硫化物に伴って沈殿し、堆積物中にしばしば多く含まれている。

(3) 時間分解能の向上

研究の進展に伴い、調査対象となる堆積物に対しての時間分解能が上がり、よりこまかい時間精度での地球化学的分析や国際対比が可能となってきた。その結果、1回のOAEの中にも色々な変動があることが判明したり、それまで1回のイベントだと考えられていたものが、いくつかのサブイベントに区分されたりした。例えば白亜紀の場合、当初3回のOAEs (Barremian-Aptian-Albian期 (OAE 1)、Cenomanian-Turonian期 (OAE 2, "Bonarelli event"), Coniacian-Santonian期 (OAE 3)) が認識されていたが (Jenkyns, 1980)、その中でもOAE 1は4回の事変からなることが明らかになってきた (OAE 1a = lower Aptian "Selli event" or "Goguel event"; 1b = lower Albian "Jacob, Paquier, Leenhardt event", 1c = upper Albian "Toolebuc event"; 1d = upper Albian "Breistroffer event") (平野・安藤, 2006)。

(4) 継続期間

黒色頁岩等の堆積期間、生物相の変化の期間等から、OAEsの継続期間の見積もりが行われている。白亜

紀およびジュラ紀における各時代のOAEsは、数万年から100万年程度継続したと考えている研究者が多い。Jenkyns (1988) は、ジュラ紀 Toarcian 期 OAE の継続期間をおよそ50万年とした。Ohkouchi *et al.* (1999) はイタリアの白亜紀の黒色頁岩から、OAE 2 が80万年間継続したと見積もった。Harries & Little (1999) は、ジュラ紀 Toarcian 期と白亜紀 Cenomanian-Turonian 期 (OAE 2) の岩相と生物相について調査し、それぞれの時代のOAEsの「絶滅期 (extinction interval)」を60万年および42万年、「サバイバル期 (survival interval; 黒色頁岩が堆積し貧酸素環境に強い生物のみが生き残る期間)」を100万年および15万年と算出している。Hesselbo *et al.* (2000) は頁岩の葉理を年縞とみなし、イギリス中部ヨークシャーのToarcian期の黒色頁岩が20万年弱をかけて堆積したと考えた。Erbacher *et al.* (2001) は、白亜紀 OAE 1b について、46,000年という継続期間を提案した。田近・山中 (2003) は白亜紀のOAEsに関して、拡散による深層水の平均滞留時間を考えると、海洋における無酸素環境は長期にわたって継続されることはなく、数万年レベルの短期間のイベントが周期的に繰り返し生じた可能性について述べている。

一方、非常に長期的に貧酸素環境が継続したと考えられているのが、ペルム紀-三畳紀 (P/T) 境界である。Isozaki (1997) は、日本およびカナダの深海堆積物を調査し、2000万年にわたる長期の「deep-sea anoxia」と、その中でも1000万年続く「superanoxia」の存在を明らかにした。しかしこの継続期間については諸説あり、生物の絶滅は800万年程度続いたが最も深刻だったのはペルム紀最後の100万年であり、OAEも100~300万年程度の期間が深刻な状態であったのだと考える研究者もいる (Wignall & Twitchett, 1996; Grice *et al.*, 2005)。

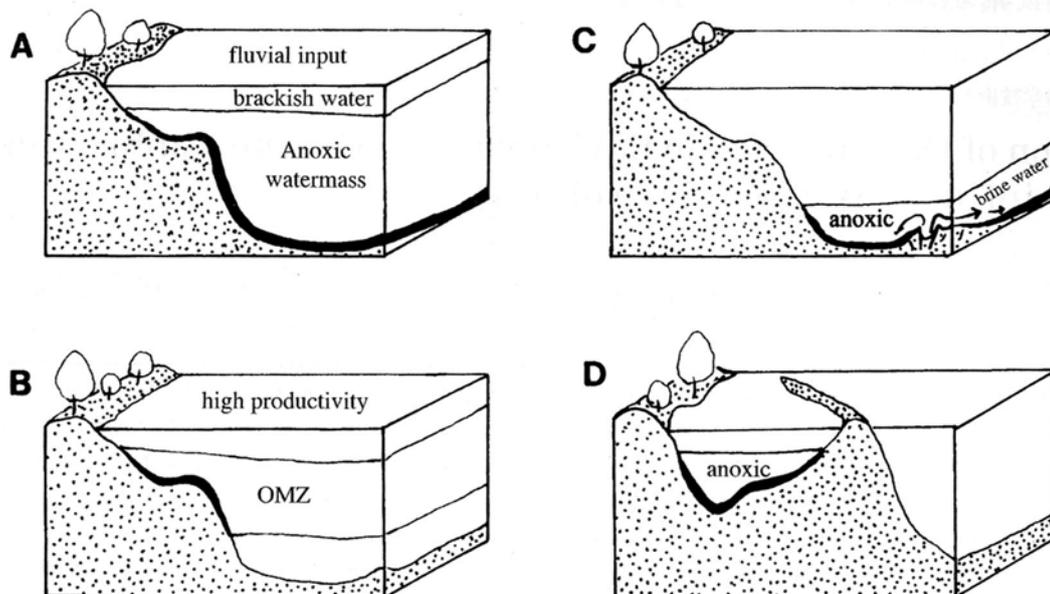


図5. 現在の海洋において無酸素水塊が生じている例(北里, 2003). A) 比重の小さい淡水や汽水が海洋表層を覆うことによって成層し、鉛直循環が停止して中層以下が嫌気的環境になった海洋(黒海、過去の地中海や日本海). B) 海洋表層で活発な生物生産が起こり、多量に沈降する有機物を分解するために海水中の酸素が消費され、海洋中層に酸素極小層(Oxygen Minimum zone, OMZ)が発達した海洋(アラビア海北部). C) 海底から密度の高い熱水が噴出して海底のくぼみに溜まり、海底付近に無酸素水塊が形成された海洋(紅海). D) 閉鎖的な内湾環境に多量の有機物が流入し、無酸素水塊が季節的にあらわれる海洋(東京湾、熱帯の内湾).

(5) 要因

過去を探るために現在の地球上で起こっている現象と比較を行うのが地質学の常套手段だが、現在の海洋は全体として酸化的であり、OAEsを引き起こすような貧酸素水塊が海洋中に大規模に広がるような環境にはない。現在の海洋は、北大西洋と南極海で冷却された酸素に富む海水が深層に沈んで海洋の循環がおこっており (Broecker, 1987; 多田, 1991)、海水がよく攪拌されているからである。しかし局所的には、黒海等、いくつかの限られたセッティングのもとで現在の海洋にも貧酸素な水塊が存在する。北里 (2003) は現在の海洋における例として、A) 海洋表層を淡水が覆って成層した場合、B) 高い生物生産性により中層に酸素極小層が生じた場合、C) 海底から噴出した熱水が特定の場所にたまった場合、D) 内湾に多量の有機物が流入した場合、という4つの無酸素水塊の事例を紹介している (図5)。これらの例を単純に地質時代のOAEsに当てはめることはできないが、OAEsの形成要因を考えていくうえで非常に参考になる。

OAEsが起こった時に堆積したと考えられている地層中には、大量の有機炭素が保存され、また還元的な環境のもとで堆積した証拠が残されている。貧酸素水塊の存在によって大量の有機物が保存されることになったのか (preservation model)、それとも大量の有機物が供給された結果として貧酸素水塊が生じたのか (productivity model)、2種類の説明が可能である。Woolnough (1937) は、還元的環境における有機物の分解は酸化的環境下よりも非効率的であり、有機物に富む頁岩は還元的環境下での強い保存の結果であるとした。これが preservation model のはしりであり、還元的環境の結果としての有機物保存説はその後広く支持された。これに対し、有機炭素の分解率は、酸化的環境下でも還元的環境下でもあまり変わらないという意見が Foree & McCarty (1970) や Canfield *et al.* (1992) らにより提出された。これに力を得て、分解可能な量以上の有機物の供給 (一時生産性の高まり、もしくは陸域からの流入等) により大量の酸素が消費され、貧酸素水塊が生じたとする productivity model が広まりをみせた。なお、高い生産性と強い保存状態が同時に起こることはないので、この2つのモデルは基本的に相容れない (Tyson, 1987; Wignall, 1994) (表4)。

OAEsの要因としては、研究が始められた当初から、海水準の変動や海洋循環の変化が想定されてきた。Jenkyns (1980) は、OAEsが海進と深く結びついていると考え、海進によるデルタの氾濫を引き起こす陸生植物

の海への運搬、浅海域拡大による海洋プランクトンの一次生産性増大、海洋循環の停滞と成層化、貧酸素底層水の湧昇 (upwelling) 等を OAEs の要因候補として挙げた。特に気候が温暖であった白亜紀の OAEs においては、一次生産性の増大や、海洋循環の停滞と成層化説が主要な要因であったと広く受け入れられている。Larson (1991a, b) はスーパーブルーム説を発表し、白亜紀中期における海洋地殻形成の活発化、海水準の上昇、二酸化炭素分圧の上昇、気温の上昇、黒色頁岩の堆積、OAEs の発生等はスーパーブルームの上昇によって統一的に説明できるとした。

研究が進むにつれ、どの OAE も同じような要因で起こったわけではないことが明らかになってきた。Jenkyns (1980) は当時すでに、海底コアの分析により、Aptian-Albian 期 (OAE 1) の堆積物中には陸源性の有機物、Cenomanian-Turonian 期 (OAE 2) の堆積物中にはプランクトン起源の有機物が卓越することを述べ、白亜紀 OAEs の中にも違いがあることを明らかにしていた。近年では、特に、詳細な炭素同位体比分析の進展によって、それぞれの OAE がどのような要因で引き起こされたかが少しずつ明らかになりつつある。例えば Erbacher *et al.* (1996) は、炭素同位体比の変動や HI (hydrogen index) / OI (oxygen index) 比による有機物のタイプ分けから、海進-高海水準期に生物生産性が高まり引き起こされる P-OAE (productivity OAE: OAE-1a, 1d, OAE-2 が相当) と、海退-低海水準期に陸源有機物が流入することにより引き起こされる D-OAE (detritic OAE: OAE-1c が相当) を識別した。ただし OAE-1c については、一次生産性が増大した後に、海退により陸源有機物が流入したという意見もある (高橋ほか, 1997)。また Erbacher *et al.* (2001) は、表生・浮遊生・底生有孔虫中の炭素および酸素の同位体比を測定することによって当時の海洋の深度方向の組成変化を明らかにし、OAE-1b が生産性の変化ではなく、温暖化と表層水の塩分低下による海洋の成層化によって引き起こされたとして述べている。

白亜紀以前の OAEs ではまだ分かっていないことも多い。例えばペルム紀-三畳紀 (P/T) 境界の OAE は、海退時に起こったと考える研究者が多いが、温暖な海進期に起こったのだと主張している研究者も存在する (Wignall & Hallam, 1992; Wignall & Twichett, 1996; Kiehl & Shields, 2005)。

(6) 炭素同位体比を用いた研究

堆積物中に残されている炭素には、炭酸塩岩や生物の石灰質殻 (CaCO_3) に含まれる無機炭素 (inorganic carbon, carbonate carbon) と、陸上植物や海洋植物プランクトン (CH_2O) 等に含まれる有機炭素 (organic carbon) の二種類がある (図6)。これらの変動を追うことにより、OAEs の現象と要因に迫ることができる。炭酸塩中の無機炭素の同位体比 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) を測定すれば、沈殿した水塊中の溶存無機炭素の変動が推測できる。また、有機炭素の同位体比 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) を調べることにより、大気中や海洋に溶け込んでいる二酸化炭素濃度等の変動が推測できる。炭素同位体比を変動させるのは、水塊や大気中の炭素同位体組成の変化と、同位体分別効果の増減である。

表4. Preservation model と Productivity model における水塊、一次生産性、堆積速度の条件 (Wignall, 1994 による)。

	Preservation model	Productivity model
水塊	成層 底層水塊はゆっくり循環	良く攪拌
一次生産性	低-中程度	高い
堆積速度	低い	常に高い

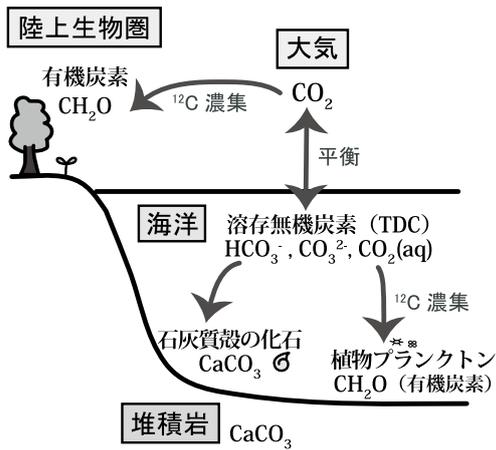


図 6. 大気-海洋系における炭素の存在形態と、堆積物中に残される有機炭素および無機炭素の簡略化した概念図。 ^{12}C に富む大量の有機炭素が埋没すると、大気-海洋系中の ^{12}C が減り、炭素同位体比が正の方向へシフトする。

水塊や大気中の炭素同位体組成の変化は、火成活動や生物生産性の強弱、水塊の混合 (mixing) の程度等によって生じる。同位体分別効果は、水塊や大気中の炭素濃度 (大気-海洋系の平衡定数は温度等に依存)、局所的な気候、生物種の違い (有機炭素の場合) 等によって変化する。

OAEs が起こると、世界各地で有機炭素に富む黒色頁岩等が堆積するので、大気-海洋系の炭素循環は影響を受ける。植物が光合成を行う時には、軽い ^{12}C を選択的に吸収して濃集する同位体分別を行うが、植物の腐敗に伴い利用された炭素もやがては地球規模の循環のなかに戻るため、通常、炭素同位体比は一定である。しかし、有機物が分解されずに堆積物中に残されると、その有機物中の炭素は地球規模の循環に戻れなくなり、大気-海洋中の炭素同位体比が変動する。炭素同位体比の測定は、OAEs の研究のなかで、比較的初期の段階から行われてきた (例えば Küspert, 1982)。特に白亜紀においては、炭素同位体比の変動は化学鍵層として国際的な対比にも使用されている (Hasegawa, 1995; 1997)。ただし対比の際には、地球規模の炭素循環の変化以外にも様々な条件によって同位体比が変動することに十分留意しておく必要がある。

大量の有機物が分解されずに堆積物中に保存されると、大気-海洋系はだんだん ^{12}C に乏しくなるため、炭素同位体比は正の方向にシフトする。炭素同位体比の正へのシフトは OAEs の代名詞のように考えられ、Leckie *et al.* (2002) は「OAEs は炭素同位体比の 1.5–2 ‰以上の正シフトを伴う」としている。しかし、OAEs と考えられているイベント全てに、必ずしも正のシフトが認められているわけではなく、例えば OAE-1c においては炭素同位体比の異常は認められていない (Erbacher *et al.*, 1996)。炭素同位体比の正シフトがなければ OAEs ではないという考え方もあるだろうが、炭素同位体比の異常の有無に関わらず、高い有機炭素の堆積率と貧酸素水塊の存在によって OAEs は定義されるべきだと、著者は考えている。

全地球規模で大気-海洋中の炭素同位体比が変動した

時は、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ と $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ は同じように (平行に) 変動するはずである。ただし、それぞれの炭素同位体比の変動メカニズムはそれほど単純ではない。特に、大気中の二酸化炭素を利用した陸上植物の炭素同位体比と、海水中の溶存無機炭素を利用した植物プランクトンや石灰殻の炭素同位体比を比較する場合には、注意が必要である。例えば、大気中の二酸化炭素濃度が上昇して気温が上昇した場合を考えてみる。大気中の二酸化炭素濃度が上昇したことによって、陸上植物の同位体分別効果は大きくなり、陸上植物中の $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 値は負にシフトする (Gröcke *et al.*, 1999)。しかし気温の上昇は、海水中に溶け込む二酸化炭素濃度 ($\text{CO}_2(\text{aq})$) を低下させる方向に働く (Kerr, 1998) ので、気温の上昇による影響が大きければ、海洋植物プランクトンが起こす同位体分別は小さくなり、プランクトン中の $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 値は正方向への変動の影響を受けることが考えられる。また、陸上植物中の $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 値は、乾燥・湿潤等の気候の変化によっても変化するし (長谷川, 2000)、海水中の溶存無機炭素の同位体比はそれぞれの地域により水塊が異なれば当然異なる。炭素同位体比のデータは非常に有益な情報を我々に与えるが、その解釈は単純には扱えず、多角的かつ統合的な視野と十分な知見を持って検討を行う必要がある。

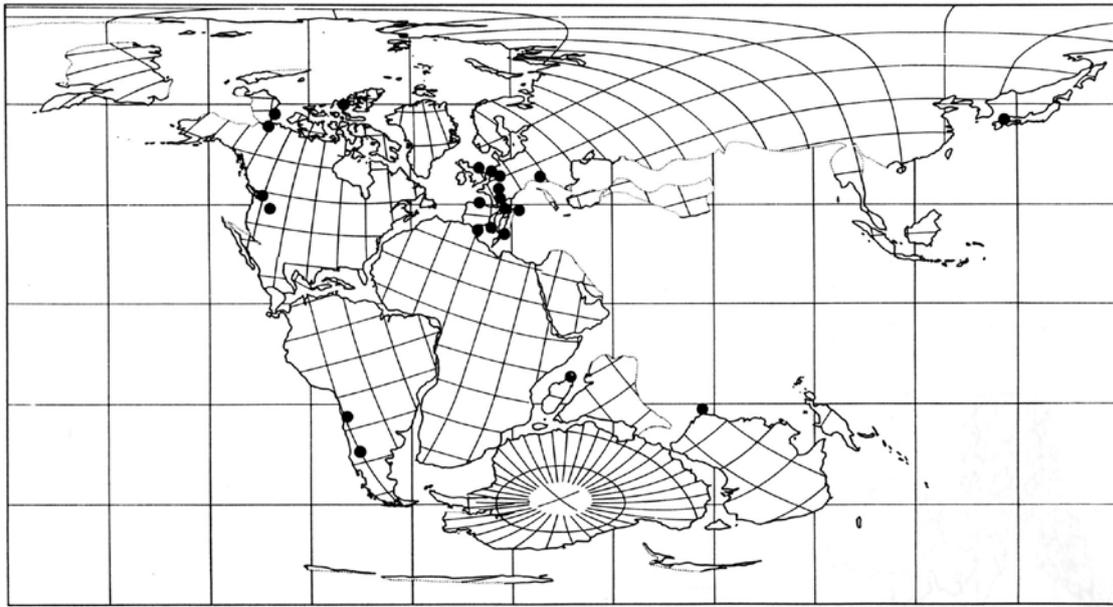
4. ジュラ紀前期の海洋無酸素事変

OAEs に関する研究は、白亜紀を中心として進められてきており、白亜紀に起こった各 OAE に関しては研究者間でかなり意見の統一がなされてきているように思われる (白亜紀 OAEs の研究史および各事変の諸説については、平野・安藤 (2006) に詳しい)。しかし、ジュラ紀前期の OAE については近年研究が進んだものの、温暖化や二酸化炭素分圧の上昇、一次生産性の上昇等だけで単純に説明することができず、その現象と要因について今も意見が分かれているところである。ここでは、現在も活発に研究者間で議論が行われているジュラ紀前期の OAE について、その研究史、議論の内容や問題点、今後の展望等について述べる。

(1) 研究のはじまりと絶滅事変としての認識

ジュラ紀前期に起こったと考えられている OAE は、イギリスやドイツを中心として調査が行われてきた。特に Hesselbo *et al.* (2000) がガスハイドレートに関する仮説を *Nature* に発表した以降は、認知度も高まり、学術誌への投稿も増えてきたが、ヨーロッパ以外の地域においてはあまり研究が進んでいない。Jenkyns (1980) は、白亜紀の OAEs と並んでジュラ紀 Toarcian 期のはじめに OAE が起こったことを、当時すでに指摘していた。Fleet *et al.* (1987) は、西ヨーロッパにおけるジュラ紀前期の石油根源岩の調査により、Pliensbachian-Toarcian 期には、高い有機炭素の堆積率と炭素同位体比の異常が各地でみられることを明らかにした。Jenkyns (1988) は世界各地の当時の堆積物に関する情報を集め、その堆積学的・地球化学的データを示して、50 万年間続いた Toarcian 期前期の無酸素事変 (early Toarcian anoxic event) の証拠として発表した (図 7)。

ジュラ紀前期の事変が脚光を浴びたのは Raup &



(Reprinted by permission of the American Journal of Science)

図7. ジュラ紀 Toarcian 期に堆積した有機物に富む頁岩の分布 (Jenkyns, 1988). 縁海および深海にわたり、世界各地に広く分布する。

表5. ジュラ紀前期のアンモナイト層序年代表 (Jenkyns *et al.*, 2002 による). アンモナイトゾーンは、北西ヨーロッパ標準 (Boreal fauna). Pliensbachian 期と Toarcian 期のみ、サブゾーンも示す. 各期、各ゾーンの期間は一律ではなく、各々長さが異なることに注意.

紀 (Period)	期 (stage)	アンモナイトゾーン (北西ヨーロッパ標準)	アンモナイトサブゾーン (北西ヨーロッパ標準)
Early Jurassic	Toarcian	levesquei	aalesis moorei levesquei dispansum
		thouarsense	fallaciosum striatulum
		variabilis	
		bifrons	crassum fibulatum commune
		falciferum	falciferum exaratum
		tenuicostatum	semicelatum tenuicostatum clevelandicum paltum
	Pliensbachian	spinatum	hawskerense apyrenum gibbosus
		margaritatus	subnodosus stokesi
		davoei	figulinum capricornus maculatum
		ibex	luridum valdani masseanum
		jamesoni	jamesoni brevispina polymorphus taylori
	Sinemurian	raricostatum	
		oxynotum	
		obtusum	
		turneri	
		semicostatum	
	Hettangian	bucklandi	
		angulata	
		liasicus	
			planorbis

Sepkoski (1984) が 2600 万年周期で起こった大量絶滅事変のうちの一つと認定してからであり、この時には Pliensbachian–Toarcian 境界がその絶滅の時期に当たるとされた。しかし、Hallam (1986) は二枚貝類の種数変化を調査し、生物相が変化するのは Pliensbachian–Toarcian 境界ではなく、むしろ Toarcian 期前期の *falciferum* zone (アンモナイトゾーンについては、表 5 参照) であると述べた。また *falciferum* zone の絶滅について、北米や日本には黒色頁岩が存在するが南米には証拠が存在しないことから、全球的ではなく西ヨーロッパに限定された地域的な OAE による絶滅であり、種レベル程度の小規模なものにすぎないと Raup らに反論した。これに対し、Little & Benton (1995) は科レベルで海洋生物数の変化を調査し、絶滅は Pliensbachian 期後期から Toarcian 期前期までの 750 万年 (*margaritatus*, *spinatum*, *tenuicostatum*, *falciferum*, *bifrons* の 5 つのアンモナイトゾーン) という長い時間をかけて起こった全球的な事変であることを明らかにした。彼らによれば、ジュラ紀前期の事変は、Pliensbachian 期後期から Toarcian 期前期までの長期的かつ全球的な絶滅と、Toarcian 期前期 *falciferum* zone に北西ヨーロッパで起こった OAE による地域的な絶滅という、2 種類の事変からなっているということになる。

(2) Pliensbachian–Toarcian 期に残された地質学的証拠

ジュラ紀前期の Pliensbachian–Toarcian 期には、一体どのようなことが起こっていたのだろうか。

Jenkyns (1988) は、Toarcian 期の *falciferum* zone に世界各地の縁海・深海で同時に貧酸素環境を示す堆積物がたまり、地域的にはその下位の *tenuicostatum* zone や上位の *bifrons* zone にも広がって有機物に富む堆積が起こったことを示した。Jenkyns & Clayton (1997) はイギリスにおいて調査を行い、*falciferum* zone のうち前期の *exaratum* subzone 中部で全有機炭素含有量 (Total Organic Carbon; TOC) のピークと炭素同位体比の負異常、更にそれに

続く正異常を検出した。以降、Toarcian 期の中でも特に *falciferum zone* 周辺に焦点を当てた高解像度での地球化学的分析がヨーロッパの各地で行われるようになった。

地球化学的研究の中で、最も一般的に行われているのが炭素同位体に関する分析である。炭素同位体比の変動は、Jenkyns & Clayton (1986; 1997) 等によって研究が進められ、*margaritatus zone* に小さな正のピーク、*spinatum-tenuicostatum zone* 周辺の極小値を経て *falciferum zone* (特に *exaratum subzone* の上部) に正のピークが認められた。また、高解像度の分析により、*tenuicostatum zone* 上部から *falciferum zone* 下部 (*exaratum subzone* 中部) にかけて負のピークが、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ともに存在することも明らかになってきた (Hesselbo *et al.*, 2000; Schouten *et al.*, 2000; Röhl *et al.*, 2001)。このほか、Bailey *et al.* (2003) はイギリスおよびドイツにおいて、Rosales *et al.* (2004) は北スペインにおいて、それぞれバレムナイト中に含まれるカルサイトの化学分析を行い、Pliensbachian 期から Toarcian 期にかけて酸素同位体比や Mg/Ca 比が変動することを明らかにして、古海水温や塩分濃度に関する議論を展開している。

ジュラ紀前期に起こった現象のうち、近年しばしば OAE との関連が示唆されているのが、洪水玄武岩等の火成活動である。Pálffy & Smith (2000) は、 Gondwana 大陸の分裂に関連したと考えられている Karoo (南アフリカ) および Ferrar (南極) 洪水玄武岩の活動が OAE と同時期に起こっていることを明らかにし、その火成活動が

温暖化や海水準の上昇を引き起こして OAE につながったのではないかと述べた。Jourdan *et al.* (2005) は Karoo 洪水玄武岩の年代を再検討して 800 万年 (主要な活動は 600 万年) に及ぶ長期の活動期間を提案し、長期的な活動だったために気候に甚大な影響を与えず、そのため生物の絶滅も壊滅的なまでには至らなかったのではないかと述べている。

生物界に起こった影響については、各分野においてそれぞれに研究が進んでいる。Aberham & Fürsich (1996) は南米チリにおいて海成二枚貝の多様性の減少を報告し、Pliensbachian–Toarcian 期に南米でも絶滅事変が起こっていたと主張した。堀 (1993) および Hori (1997) は日本のチャートを調査し、Toarcian 期前期に黒色チャートの存在とともに、放散虫化石群集の変化とコノドントの再堆積が起こったことを明らかにした。Ruban & Tyska (2005) はコーカサス北西部において、Toarcian 期前期に有孔虫の多様性が減少したことを指摘している。Mattioli & Pittet (2004) は、イタリアの浅海性炭酸塩岩から、Toarcian 期前期の TOC が最大になる時期 (*tenuicostatum zone* 上部から *falciferum zone* 下部) に、石灰質ナノプランクトンが減少したことを報告した。Bucefalo Palliani *et al.* (2002) はイギリス北部で、*tenuicostatum zone* 上部 (*semicelatum subzone*) から *falciferum zone* 下部 (*exaratum subzone*) の炭素同位体比負異常期に植物プランクトンが消滅し、その後、中～富栄養型のプランクトンが出現したと述べた。また、Macchioni & Cecca (2002) はアン

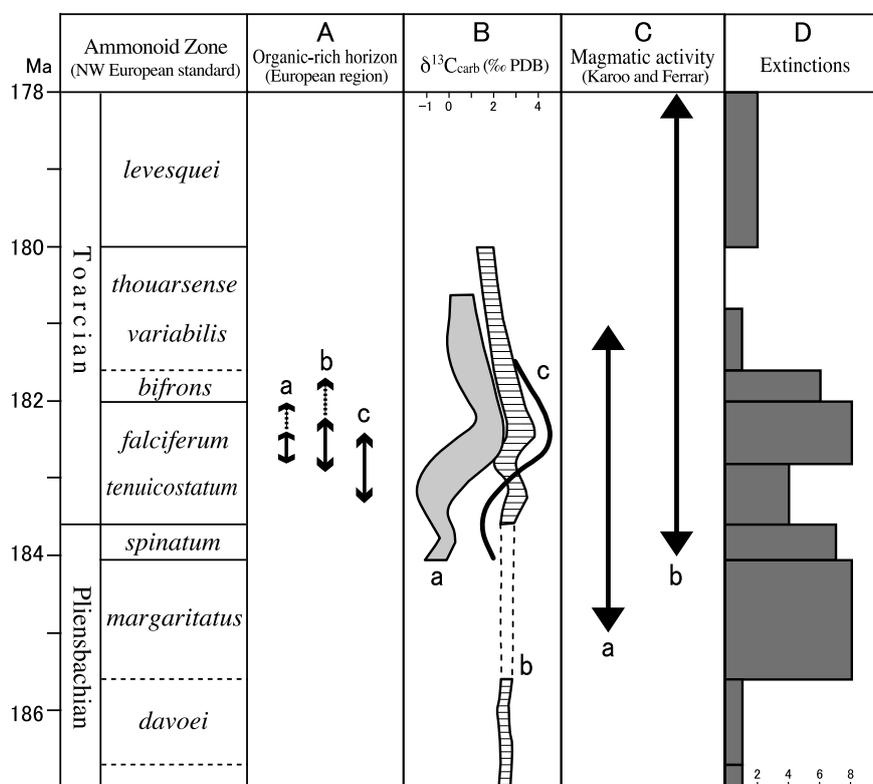


図8. ジュラ紀前期のPliensbachian–Toarcian期に起こった出来事。アンモナイトゾーンと年代値はPálffy & Smith (2000) による。

A: 有機物に富む堆積物がたまった期間。a) Whitby Mudstone Formation (イギリス、ヨークシャー) (Sælen *et al.*, 1996)。b) Posidonia Shale (ドイツ) (Röhl *et al.*, 2001)。c) 中央ヨーロッパ (アルプス–地中海地域) の manganese carbonates および carbon-rich shales (Jenkyns *et al.*, 1991)。B: 炭素同位体比の変動 (Pálffy & Smith, 2000)。a) Dorset (イギリス)。b) イタリア・中央アルプス。c) テキサス地域。C: Karoo および Ferrar 洪水玄武岩の活動時期。a) Karoo および Ferrar (Pálffy & Smith, 2000)。183 ± 2 Ma。b) Karoo (Jourdan *et al.*, 2005)。600 万年 (178–184Ma) におよぶ長期間の活動を推定。D: 海洋生物数の変化 (科レベル) (Little & Benton, 1995)。

モナイトの多様性を調査し、海水準変動との関連について議論した。彼らは、*tenuicostatum zone* 下部ではテチス域とボレアル域で別々に絶滅が起こり、*tenuicostatum zone* 上部では OAE に関連した大絶滅が起こったのだと述べ、Toarcian 期のイベントは単発ではなく段階的 (stepwise) にすすんだものであったと主張している。

以上のように、Pliensbachian–Toarcian 期には様々な変動が起こったことが次第に明らかになってきた (図 8)。これらの情報を統合すると、ジュラ紀前期に起こったのは単純な要因の 1 回限りのイベントではなく、長期的な変動と短期的な変動を含んだ複雑な現象だったのではないかということが予測される。近年では、*falciferum zone* 周辺の堆積物のみを高解像度で分析するような研究がしばしば行われているが、地球化学的・古生物学的見地からは長期にわたる変動が検出されている。短期的な変動を集中的に追うばかりではなく、長期的な視点をもってジュラ紀前期の地球の変動を検討していくことが必要であろう。

(3) OAE に関する様々な要因の仮説

ジュラ紀前期の OAE に関しては、各地域で研究者が各々に研究を行い、多種多様な要因の仮説を立てており、統一的な説はまだないと言ってよい。地球が次第に温暖化して、二酸化炭素分圧が上昇した時期であろうということは多くの研究者が同意しているが、大量の有機物が供給されたために引き起こされた productivity model が当てはまるのか、有機物はそれほど大量に存在しなかったが貧酸素水塊が存在したために引き起こされた preservation model が当てはまるのかも、いまだ判然としていない。以下、いくつかの仮説を紹介したい。

高い一次生産性が OAE を引き起こしたと考える productivity model 論者には、Parisi *et al.* (1996) や Vetö *et al.* (1997)、Bellanca *et al.* (1999) らがいる。Vetö *et al.* (1997) は、ハンガリーの炭酸塩中の Si, Mn, Fe 等の化学組成から過去の一次生産性を計算し、Toarcian 期に生産性が増大したと述べた。Bellanca *et al.* (1999) は北イタリアの黒色頁岩において、Ba/Rb 比等を用いて生産性を推定し、表層の高い生産性によって OAE が引き起こされたのだとしている。ただし、彼らが参考とした McKenzie (1982; 1985) の湖のコアによるモデルは 100 年間程度の短い時間スケールのものであり、比較として用いるには多少問題がある (Jenkyns & Clayton, 1986)。Rosales *et al.* (2004) は、黒色頁岩の堆積は温暖化の時期と一致しないので、風成ダストを通じた表層海水の鉄の肥沃化が一次生産性を高めたのではないかと述べている。白亜紀の OAEs と比べると、productivity model 論者にそれほど勢いがないように思えるのは、TOC 値が極大値を示す時に、炭素同位体比が正ではなく負にシフトしているためであろう。Bellanca *et al.* (1999) は McKenzie (1985) を引用し、これを「生産性が上がった時の初期症状」と説明しているが、生産性が上昇した時には通常、炭素同位体比は正にシフトすると考えられているからである。

一方、preservation model 論者たちは、海洋循環の停滞と成層化にその要因を求めている場合が多い。Sælen

et al. (2000) はイギリスにおいて調査を行い、Toarcian 期の堆積物 (Whitby mudstone) をジュラ紀後期の Kimmeridgian Clay と比較して、Toarcian 期は基本的に生産性が低く、より安定した成層海洋で堆積が起こったと述べた。Bailey *et al.* (2003) は化学分析の結果から、Toarcian 下部で温暖化が起こり、淡水が大陸から流れ込んだことで海洋が成層して OAE につながったと主張している。Mattioli & Pittet (2004) も海洋が成層したことにより、貧酸素環境となって有機物の保存が起こったと説明した。

いずれのモデルにおいても、OAE を海水準変動 (特に 3 次オーダー) と関連づけて考えている研究者は多い。しかし、どのような海水準の時に OAE が起こったのかは、それぞれのモデルにより異なっている。Röhl *et al.* (2001) および Schmid-Röhl *et al.* (2002) はドイツの Posidonia Shale を調査して、その堆積環境は海水準変動と気候により支配されていたと考え、低海水準期に周辺の海との海水交換が制限されて貧酸素環境になったとした。一方、Frimmel *et al.* (2004) は同じくドイツの Posidonia Shale について、海水準変動と気候 (モンスーン気候) による支配を考えつつも海進期に貧酸素環境があらわれるとし、特に夏に淡水と栄養分が流れ込むことによって海洋の成層化と生産性の増大が起こって有機物が保存されると説明した。Parisi *et al.* (1996)、Bucefalo Palliani *et al.* (1998) らはイタリアの Umbria-Marche において、最大海氾濫 (maximum flooding) 期から高海水準期に生産性が増大し貧酸素環境が生じたと考えたが、Mattioli & Pittet (2004) は同地域について、高海水準期に海洋が成層したため貧酸素環境になったと述べている。

(4) ハイドレート説 vs アンチハイドレート説

—炭素同位体比の負異常に関する論争

ジュラ紀前期の OAE の解明にあたって研究者たちを悩ませてきたのが、*tenuicostatum zone* 上部から *falciferum zone* 下部にかけて、TOC 値極大と同時期に検出される有機・無機炭素同位体比の負異常である (図 9)。炭素同位体比の負異常についてはこれまで、有機物の組成が一時的に変化した (Jenkyns & Clayton, 1986)、大気-海洋系の二酸化炭素濃度が上昇した (Jenkyns & Clayton, 1986)、非常に停滞した成層海洋で有機物起源の軽い炭素が再利用され ^{12}C に富む底層水が存在した (Küspert, 1982; Sælen *et al.*, 2000) 等、様々な説が提案されてきた。なお、有機物組成による変化説については、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ と $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ が平行に変動していることがその後明らかになり (Schouten *et al.*, 2000)、現在ではあまり検討の対象になっていない。

この状況に一石を投じたのが、Hesselbo *et al.* (2000) である。彼らは材の化石 (fossil wood) 中の炭素同位体比を高時間分解能で測定して負異常の存在を確かめ、炭素循環の変化が海洋中のみにとどまらず大気中にも及んでいることを明らかにした。そして、有機物が大量に堆積するにも関わらず、大気-海洋系として同位体比が正ではなく負に、しかも短期間で変動した事態を説明するため、大量のハイドレートが分解したことに伴う急激なメタン放出説を提案した。洪水玄武岩の活動と温暖化によって大陸棚のメタンハイドレート (メタンの炭素同位

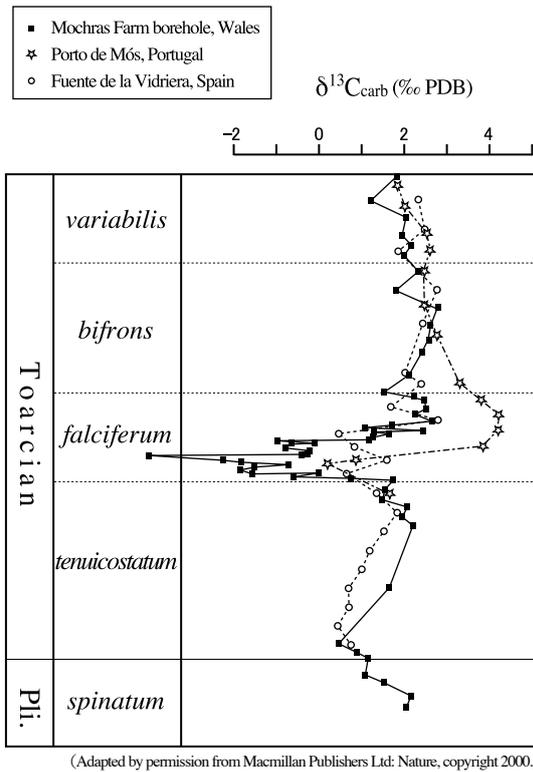


図9. Toarcian 期前期 *tenuicostatum* zone から *falciferum* zone にかけて認識された、炭酸塩岩中の炭素同位体比の負異常 (Hesselbo *et al.*, 2000).

体組成は、-60 ‰と非常に軽い) が分解し、そのメタンの酸化によって海水中の酸素が消費され、貧酸素水塊が生じたと考えたのである。その後、Beering *et al.* (2002) は大気-海洋中の炭素のマスバランスを考え、ハイドレートの分解が招く大気中の二酸化炭素濃度の上昇と温暖化を数値計算で求めている。

ハイドレート分解説は、暁新世末の事変に対して初めて提案された説であり (Dickens *et al.*, 1995; 松本, 1995)、火山ガスよりも短期間に炭素同位体比が負に変動することを説明することができる。暁新世末には 3000 年未満という短期間に多くの底生有孔虫が絶滅したが、当時の海底の水温は急激に上昇し、有孔虫殻の炭素同位体比は数 1000 年以内に急激に 2-3 ‰負にシフトした後、15 万年ほどかかって回復したことが明らかになっている (Dickens *et al.*, 1995; Kennett & Stott, 1991; Norris & Röhl, 1999)。Hesselbo *et al.* (2000) はジュラ紀前期の頁岩について、葉理を年縞とみなして堆積速度を計算し、5000 年間で急激に 2 ‰負にシフトした後、炭素同位体比が低い時代が 10 万年間(主要部は 7 万年間)続いたと見積もった。

Hesselbo らのハイドレート説に対して McArthur *et al.* (2000) は、ベレムナイト中のストロンチウム同位体比を用いてアンモナイト層序に 25 万年以上の精度で時間軸の目盛りを入れ、*exaratum* subzone は他のサブゾーンに比べて長期間続いた (例えば *clevelandicum* subzone の 30 倍) ことを明らかにした。そして、この OAE は Hesselbo らが考えているような短期間なものではなく、52 万年間続いたのだと述べた。もしこの計算が正しければ、短期間のイベントであるべきハイドレート説は適切でない、ということになる。van de Schootbrugge *et al.* (2005) はベレムナイト中のカルサイトから炭素同位体比を測定し、負の同位体比異常が認められないことから、海洋表層には異変が及んでおらず、同位体比異常はメタン分解が原因ではないと結論づけた。また、Wignall *et al.* (2005) は、炭素同位体比の負異常は絶滅事変よりも後に起こっており、ハイドレートの分解では絶滅事変を説明できないと主張した。Wignall & Racki (2006) や McArthur *et al.* (2006) は、Toarcian 期のイベントは全球規模で同時に起こったのではなく、地域ごとに起こったものだったとして、ハイドレート説を否定している。

このほか、McElwain *et al.* (2005) は化石の葉の気孔密度から、黒色頁岩堆積開始直後は二酸化炭素濃度がむしろ減少したと推測し、ゴンドワナ大陸石炭層への Karoo-Ferrar 洪水玄武岩の貫入による熱分解起源メタンの放出が OAE の契機となったと考えて、ハイドレート起源以外のメタン要因説を唱えている。

(5) 問題の解決に向けて

ハイドレート説 vs アンチハイドレート説の戦いは、現在も続いている (Kemp *et al.*, 2005; Wignall *et al.*, 2006 等) (表 6)。短期説 vs 長期説、また、全球的 (global) 事変説 vs 地域ごとの (region-by-region) 事変説の論争、ともいえる。これらの議論の焦点は、どれくらい短期間に起こった事変だったのか、全球的に全く同じタイミングで起こった事変だったのか、また、様々な現象が発生した時間の前後関係はどうだったのかということである。時間軸における年代数値の欠乏、異なる地域の層序を時間対比する困難、異なる事象を時間対比する困難が、事態解決の障壁となっている。つまり、継続期間や発生・終息のタイミング等、「時間」に関する情報の欠乏こそが問題の根幹であるといえよう。

ジュラ紀の年代について、現在ではアンモナイトの層序が最も詳細に区分されているため、OAE に関する議論もアンモナイト層序に基づいてなされることが多い。第一の問題として、当然ながらアンモナイト層序には数

表 6. ジュラ紀前期 OAE に関するハイドレート説とアンチハイドレート説の主張の概要。

	影響	炭素同位体負異常の要因	主張
ハイドレート説	全地球規模 (global)	ハイドレート分解によるメタン放出	同位体異常は短期間のイベント 大気中 (陸上植物) にも影響があった
アンチハイドレート説	地域別 (region-by-region)	成層海洋において、有機物起源の炭素がリサイクルされた ¹² Cに富む底層水が存在	同位体異常は短期間ではない 同位体異常は海洋表層ではみられない 地域ごとに事変のタイミングがずれている

値年代が入っておらず、相対的な時間関係しか分からないため、堆積速度が一定でない場合には事変の継続期間をはかることができない。アンモナイトの各ゾーンやサブゾーンの期間は一律ではないからである。海水中のストロンチウムの同位体比は時代によって変化し、かつ海洋においてどこでも均一なため、ベレムナイト等の化石中の同位体比を測定することで、時代軸の目盛りを入れることができる (McArthur & Howarth, 2004)。McArthur *et al.* (2000) や Rosales *et al.* (2004) はストロンチウム同位体比の変動を用いて、現在の堆積物の厚さではなく、推定される堆積期間に応じて分析値をプロットし直してから、化学組成の変化について議論している (図 10)。短期的な事変だったのかどうかを議論する際には、このような試みが必要であろう。他の地域においても同様の研究が地道に進められるとともに、将来的にはより詳細な年代値を決定できる新たな手法が開発されることが望まれる。

第二に、アンモナイト層序は全世界共通ではない、という問題がある。異なる地域の層序を対比することは簡単ではないが、特に OAEs のような「事変 (event)」を議論する時には非常に詳細な時間分解能での対比が求められるため、困難を伴う。各地で同時に起こったのか、それとも時間のずれがあったのかによって、OAEs の要因の解釈が全く違ったものになってしまうからである。例えば Toarcian 期の場合、ヨーロッパ内でも北西

ヨーロッパ地域 (ボレアル系) と地中海地域 (テチス系) でアンモナイト層序のずれが存在し、ボレアル系の *falciferum* zone とテチス系の *tenuicostatum* zone は一部重複しているのではないかと指摘されている (Macchioni, 2002)。Wignall *et al.* (2005) は、*tenuicostatum* zone 上部の *semicelatum* subzone にはヨーロッパ全体で貧酸素環境になったが、地中海域では北西ヨーロッパよりも早く OAE が開始し、かつ終了したと述べた。Mailliot *et al.* (2006) は石灰質ナノプランクトンによる新たな生層序を提案し、西ヨーロッパ (イタリア、ドイツ、イギリス) では同時に OAE が起きていたと結論している。このように、ヨーロッパ地域の中でさえ対比の際に混乱を生じているので、全球規模で詳細な時間の対比を行うのは容易なことではないと言わざるを得ない。今後はストロンチウム同位体比等の化学的手法も交えて、各地の堆積物の対比作業と新たな対比手法の開発を進めていくべきであろう。

(6) 今後の研究への期待

最後に、ジュラ紀前期の OAE においてはこれまであまり応用が進んでいないが、今後研究を進展させるだろうと期待されるいくつかの手法について触れておきたい。

黒色頁岩等の貧酸素環境堆積物中には多くの有機物が含まれており、大量の有機化合物を抽出することができる。これらのバイオマーカーを識別することにより、有機物の起源や、当時の堆積環境を推定することができる。しかし、起源が不明なものもまだ多く、解釈

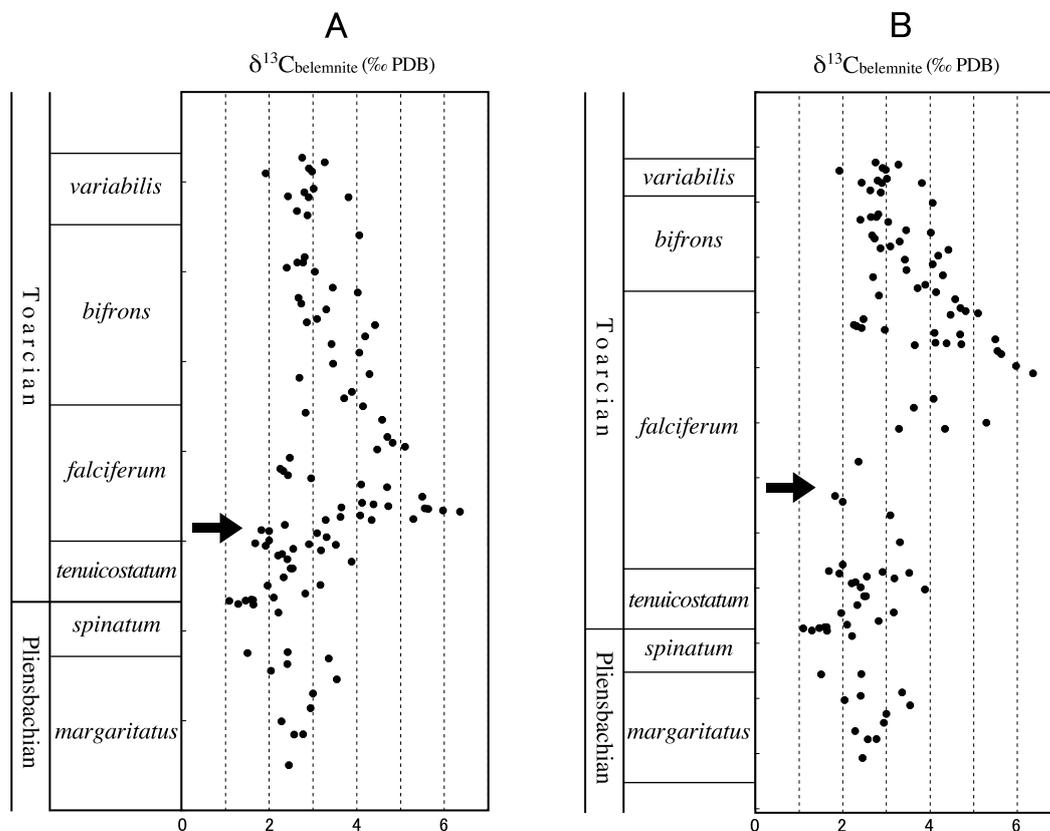


図 10. イギリス、ヨークシャー海岸における、ベレムナイト中の無機炭素同位体比変動。McArthur *et al.* (2000) のデータを、2 種類の縦軸に対してプロットした。縦軸幅の取り方によって、異なるタイプの変動に見えてしまうことに注意。A: 縦軸幅 = 実際の堆積物の厚さ (stratigraphic level)。B: 縦軸幅 = ストロンチウム同位体比を用いて推定した堆積期間 (adjusted level)。矢印部は、TOC のピーク時に検出される同位体比の極小値。A では急激な変動に見えるが、B では緩やかな変動に見える。B の堆積期間の推定が正しければ、短期間の変動と考えられているハイドレート説は、ジュラ紀前期には当てはまらない。

に利用されているバイオマーカーはそれほど多くはない。現在は、酸化-還元状態を反映すると考えられている pristane/phytane 比や、有光層（光合成が可能な海洋表層）が無酸素環境だったことを示す緑色硫黄細菌（green sulfur bacteria）に特徴的なイソレニエラテン（isorenieratene, aryl isoprenoid）等が指標として利用されている（Sælen *et al.*, 2000; Schouten *et al.*, 2000; Schwark & Frimmel, 2004; Frimmel *et al.*, 2004）。また、Schouten *et al.* (2000) では、全有機炭素含有量（TOC）全体としてだけでなく、バイオマーカーごとの炭素同位体比を測定している。複雑に絡み合った炭素循環の変動を明らかにするためには、TOC 全体として測定するのではなく、各々の起源を理解したうえでバイオマーカーごとに同位体比の測定を行っていくことが必要であろう。OAEs に関連する有機物の起源を明らかにし、当時の炭素循環を理解していくために、バイオマーカーに関する研究が更に進展していくことを期待する。

現在の貧酸素環境に関する理解を更に深めていくことも重要である。黒海等においては古くから研究が進められてきたが、近年では国内においても比較研究の重要性が認識されるようになってきた（例えば、月刊海洋 425, 426 号（2005 年）、総特集「現在と過去の無（貧）酸素環境-比較研究の必要性-」参照）。鹿児島県上甕島の貝池や有明海の諫早湾などでは、貧酸素環境の理解のために実際に観測が行われている（小栗ほか, 2002; 松岡ほか, 2005）。現在の現象への理解が進むことで、地質時代の理解に向けて知識のフィードバックが行われることを期待したい。

また、定量的な炭素循環や海洋循環等についてのシミュレーションを行っていくことも必要であろう。Bjerrum *et al.* (2001) は、北極海からテチス海におよぶジュラ紀前期のヨーロッパ周辺の海洋循環をモデル計算し、塩分濃度や水路の流れ方向について推定している。しかしジュラ紀前期においては、このような数値実験に関する研究は、彼らの他にあまり例がない。炭素同位体比等を用いて大気-海洋系の炭素循環や海洋循環に関する議論を行う研究者は多いが、定量的なマスバランス等をあわせて検討している事例はほとんどない。それぞれの調査範囲のみで分析結果を定性的に扱って各々議論するだけではなく、各地で得られた結果を統合して全球規模でのシミュレーションを行い、またその計算結果をフィードバックさせて現実の地質学的証拠と整合性があるのかどうかを調査していくといった、大きな視野を持ったグローバルな研究が行われることが望まれる。

5. おわりに

近年注目を集め、研究が進展しているジュラ紀前期の OAE であるが、解明されていない点もまだまだ多い。特に、全球的な事変が想定されているにも関わらず、ヨーロッパ以外での研究があまり進んでいないことは、非常に残念なことである。様々な堆積場における堆積物が調査され、それらの結果が統合的に解釈されていくことによってはじめて、地球規模の変動への理解が進んでゆくことと思われる。世界各地で詳細な堆積学的・地球化

学的・古生物学的研究が進み、かつその成果が公表されて、それぞれが対比され、ジュラ紀前期の OAE に関わる変動の解明が今後ますます進展していくことを期待したい。

謝辞

東京大学の松本良教授、当館学芸員の平田大二氏には粗稿に対して有益な助言を頂いた。記して御礼申し上げる。

引用文献

- Aberham, M. & F. T. Fürsich, 1996. Diversity analysis of Lower Jurassic bivalves of the Andean Basin and the Pliensbachian-Toarcian mass extinction. *Lethaia*, **29**: 181-195.
- Alvarez, L. W., W. Alvarez, F. Asaro & H. V. Michel, 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction: experimental results and theoretical interpretation. *Science*, **208**: 1095-1108.
- Bailey, T. R., Y. Rosenthal, J. M. McArthur, B. van de Schootbrugge & M. F. Thirlwall, 2003. Paleooceanographic changes of the Late Pliensbachian-Early Toarcian intervals: a possible link to the genesis of an Oceanic Anoxic Event. *Earth and Planetary Science Letters*, **212**: 307-320.
- Beerling, D. J., M. R. Lomas & D. R. Gröcke, 2002. On the nature of methane gas-hydrate dissociation during the Toarcian and Aptian oceanic anoxic event. *American Journal of Science*, **302**: 28-49.
- Bellanca, A., D. Masetti, R. Neri & F. Venezia, 1999. Geochemical and sedimentological evidence of productivity cycles recorded in Toarcian black shales from the Belluno basin, southern Alps, northern Italy. *Journal of Sedimentary Research*, **69**: 466-476.
- Bjerrum, C. J., F. Surlyk, J. H. Callomon & R. L. Slingerland, 2001. Numerical paleooceanographic study of the early Jurassic transcontinental Laurasian seaway. *Paleoceanography*, **16**: 390-404.
- Broecker, W. S., 1987. The biggest chill. *Natural History*, **96**(10): 74-82.
- Bucefalo Palliani, R., S. Cirilli & E. Mattioli, 1998. Phytoplankton response and geochemical evidence of lower Toarcian relative sea level rise in the Umbria-Marche basin (Central Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **142**: 33-50.
- Bucefalo Palliani, R., E. Mattioli & J. B. Riding, 2002. The response of marine phytoplankton and sedimentary organic matter to the early Toarcian (Lower Jurassic) oceanic anoxic event in northern England. *Marine Micropaleontology*, **46**: 223-245.
- Canfield, D. E., R. Raiswell & S. H. Bottrell, 1992. The reactivity of sedimentary iron minerals towards sulfide. *American Journal of Science*, **292**: 659-683.
- Dickens, G. R., J. R. O'Neil, D. K. Rea & R. M. Owen, 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography*, **10**: 965-971.
- Erbacher, E., J. Thurow & R. Littke, 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.
- Erbacher, J., B. T. Huber, R. D. Norris & M. Markey, 2001. Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period. *Nature*, **409**: 325-327.
- Fleet, A. J., C. J. Clayton, H. C. Jenkyns & D. N. Parkinson, 1987. Liassic source rock deposition in western Europe. In Brooks, J. & K. Glennie (eds.), *Petroleum Geology of North West Europe*, pp.59-70. Graham & Trotman, London.
- Foree, E. G. & P. L. McCarty, 1970. Anaerobic decomposition of algae.

- Environmental Science Technology*, **4**: 842-849.
- Frimmel, A., W. Oschmann & L. Schwark, 2004. Chemostratigraphy of the Posidonia Black Shale, SW Germany I. Influence of sea-level variation on organic facies evolution. *Chemical Geology*, **206**: 199-230.
- Grice, K., C. Cao, G. D. Love, M. E. Böttcher, R. J. Twitchett, E. Grosjean, R. E. Summons, S. C. Turgeon, W. Dunning & Y. Jin, 2005. Photic zone euxinia during the Permian-Triassic superanoxic event. *Science*, **307**: 706-709.
- Gröcke, D. R., S. P. Hesselbo & H. C. Jenkyns, 1999. Carbon-isotope composition of lower Cretaceous fossil wood: ocean-atmosphere chemistry and relation to sea-level change. *Geology*, **27**: 155-158.
- Hallam, A., 1986. The Pliensbachian and Tithonian extinction events. *Nature*, **319**: 765-768.
- Harries, P. J. & C. T. S. Little, 1999. The early Toarcian (Early Jurassic) and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) mass extinctions: similarities and contrasts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **154**: 39-66.
- Hasegawa, T., 1995. Correlation of the Cenomanian/Turonian boundary between Japan and Western Interior of the United States. *Journal of Geological Society of Japan*, **101**: 2-12.
- Hasegawa, T., 1997. Cenomanian-Turonian carbon isotope events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **130**: 251-273.
- 長谷川卓, 2000. 北海道及び極東ロシア地域における上部白亜系の陸源有機炭素同位体比層序. 化石, **68**: 26-30.
- Hesselbo, S. P., D. R. Gröcke, H. C. Jenkyns, C. J. Bjerrum, P. Farrimond, H. S. Morgans Bell & O. R. Green, 2000. Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. *Nature*, **406**: 392-395.
- 平野弘道, 1991. 絶滅. 日本古生物学会編, 古生物学事典, pp.192-193. 朝倉書店, 東京.
- 平野弘道, 2006. 絶滅とは. 平野弘道著, 絶滅古生物学, pp.1-30. 岩波書店, 東京.
- 平野弘道・安藤寿男, 2006. 白亜紀海洋無酸素事変. 石油技術協会誌, **71**: 305-315.
- 堀利栄, 1993. 深海堆積物中の Toarcian 海洋事変. 地質調査所月報, **44**: 555-570.
- Hori, R. S., 1997. The Toarcian radiolarian event in bedded cherts from southwestern Japan. *Marine Micropaleontology*, **30**: 159-169.
- Isozaki, Y., 1997. Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: records from lost deep sea. *Science*, **276**: 235-238
- Jablonski D., 1986. Causes and consequences of mass extinctions : a comparative approach. In Elliot, D. K. (ed.), Dynamics of extinction, pp.183-229. John Wiley & Sons, New York.
- Jablonski D., 1994. Extinctions in the fossil record. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, **B344**: 11-17.
- Jach, R. & T. Dudek, 2005. Origin of a Toarcian manganese carbonate/silicate deposit from the Krizna unit, Tatra Mountains, Poland. *Chemical Geology*, **224**: 136-152.
- Jenkyns, H. C., 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society, London*, **137**: 171-188.
- Jenkyns, H. C., 1985. The early Toarcian and Cenomanian-Turonian anoxic events in Europe: comparison and contrasts. *Geologische Rundschau*, **74**: 505-518
- Jenkyns, H. C., 1988. The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. *American Journal of Science*, **288**: 101-151.
- Jenkyns, H. C. & C. J. Clayton, 1986. Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. *Sedimentology*, **33**: 87-106.
- Jenkyns, H. C. & C. J. Clayton, 1997. Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event. *Sedimentology*, **44**: 687-706.
- Jenkyns, H. C., B. Géczy, J. D. Marshall, 1991. Jurassic Manganese carbonates of central Europe and the early Toarcian anoxic event. *Journal of Geology*, **99**: 137-149.
- Jenkyns, H. C., C. E. Jones, D. R. Gröcke, S. P. Hesselbo & D. N. Parkinson, 2002. Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. *Journal of the Geological Society, London*, **159**: 351-378.
- Jourdan, F., G. Féraud, H. Bertrand, A. B. Kampunzu, G. Tshoso, M. K. Watkeys & B. Le Gall, 2005. Karoo large igneous province: Brevity, origin, and relation to mass extinction questioned by new ⁴⁰Ar/³⁹Ar age data. *Geology*, **33**: 745-748.
- Kemp, D. B., A. L. Coe, A. S. Cohen & L. Schwark, 2005. Astronomical pacing of methane release in the Early Jurassic period. *Nature*, **437**: 396-399.
- Kennett, J. P. & L. D. Stott, 1991. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. *Nature*, **353**: 225-229.
- Kerr, A. C., 1998. Oceanic plateau formation: a cause of mass extinction and black shale deposition around the Cenomanian-Turonian boundary? *Journal of the Geological Society, London*, **155**: 619-626.
- Kiehl, J. T. & C. A. Shields, 2005. Climate simulation of the latest Permian: Implications for mass extinction. *Geology*, **33**: 757-760.
- 北里洋, 2003. 海洋無酸素環境の創成と生物の反応. 化石, **74**: 57-62.
- Küspert, W., 1982. Environmental changes during oil shale deposition as deduced from stable isotope ratios. In Einsele, G. & A. Seilacher (eds.), Cyclic and Event Stratification, pp.482-501. Springer-Verlag, Berlin.
- Larson, R. L., 1991a. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, **19**: 547-550.
- Larson, R. L., 1991b. Geological consequences of superplume. *Geology*, **19**: 963-966.
- Leckie, R. M., T. J. Bralower & R. Cashman, 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, **17**: PA1041, doi:10.1029/2001PA000623.
- Little, C. T. S. & M. J. Benton, 1995. Early Jurassic mass extinction: A global long-term event. *Geology*, **23**: 495-498.
- Macchioni, F., 2002. Myths and legends in the correlation between the Boreal and Tethyan Realms. Implication on the dating of the early Toarcian mass extinctions and the oceanic anoxic event. *Geobios*, **35**, supplement 1: 150-164.
- Macchioni, F & F. Cecca, 2002. Biodiversity and biogeography of middle-late liassic ammonoids: implications for the early Toarcian mass extinction. *Geobios*, **35**, supplement 1: 165-175.
- Mailliot, S., E. Mattioli, J. Guex & B. Pittet, 2006. The early Toarcian anoxia, a synchronous event in the Western Tethys? An approach by quantitative biochronology (Unitary Associations), applied on calcareous nannofossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **240**: 562-586.
- 松本良, 1995. 炭酸塩の δ¹³C 異常の要因と新しいパラダイム「ガスハイドレート仮説」. 地質学雑誌, **101**: 902-924.
- 松岡数充・水島浩一郎・広瀬雄太, 2005. 有明海・諫早湾における貧酸素水塊の出現状況(2003-2004年). 月刊海洋, **37**: 827-832.
- Mattioli, E. & B. Pittet, 2004. Spatial and temporal distribution of

- calcareous nannofossils along a proximal-distal transect in the Lower Jurassic of the Umbria-Marche Basin (central Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **205**: 295-316.
- McArthur, J. M. & R. J. Howarth, 2004. Strontium isotope stratigraphy. In Gradstein, F. M., J. G. Ogg & A. G. Smith (eds.), *A geologic time scale 2004*, pp.96-105. Cambridge University Press, Cambridge.
- McArthur, J. M., D. T. Donovan, M. F. Thirlwall, B. W. Fouke & D. Matthey, 2000. Strontium isotope profile of the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event, the duration of ammonite biozones, and belemnite palaeotemperatures. *Earth and Planetary Science Letters*, **179**: 269-285.
- McArthur, J. M., T. J. Algeo, P. B. Wignall & B. van de Schootbrugge, 2006. Evaluating causes for the Toarcian oceanic anoxic event using trace-elements, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and $\delta^{13}\text{C}$ of belemnite calcite. 17th International Sedimentological Congress Abstracts, vol.B, p.48.
- McElwain, J. C., J. Wade-Murphy & S. P. Hesselbo, 2005. Changes in carbon dioxide during an oceanic anoxic event linked to intrusion into Gondwana coals. *Nature*, **435**: 479-482.
- McKenzie, J. A., 1982. Carbon-13 cycle in Lake Greifen: a model for restricted ocean basins. In Schlanger, S. O. & M. B. Cita (eds.), *Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies*, pp.197-207. Academic Press, London.
- McKenzie, J. A., 1985. Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environments. In Stumm, W. (ed.), *Chemical processes in lakes*, pp.99-118. John Wiley and Sons, New York.
- Norris, R. D. & U. Röhl, 1999. Carbon cycling and chronology of climate warming during the Palaeocene/Eocene transition. *Nature*, **401**: 775-778.
- 小栗一将・伊藤雅史・平野聡・久光敏夫・坂井三郎・村山雅史・北里洋・小泉嘉一・福井学・平朝彦, 2002. 鹿児島県上甕島貝池の水、堆積物、-無酸素海洋環境の理解にむけて。地質学雑誌, **108**: XXIII-XXIV.
- Ohkouchi, N., K. Kawamura, Y. Kajiwara, E. Wada, M. Okada, T. Kanamatsu & A. Taira, 1999. Sulphur isotope records around Livello Bonarelli (northern Apennines, Italy) black shale at the Cenomanian-Turonian boundary. *Geology*, **27**: 535-538.
- Pálffy, J. & P. L. Smith, 2000. Synchrony between early Jurassic extinction, oceanic anoxic event, and the Karoo-Ferrar flood basalt volcanism. *Geology*, **28**: 747-750.
- Parisi, G., M. Ortega-Huertas, M. Nocchi, I. Palomo, P. Monaco & F. Martinez, 1996. Stratigraphy and geochemical anomalies of the early Toarcian oxygen-poor interval in the Umbria-Marche Apennines (Italy). *Geobios*, **29**: 469-484.
- Patterson, C. & A. B. Smith, 1987. Is the periodicity of extinctions a taxonomic artefact? *Nature*, **330**: 248-251.
- Rampino, M. R. & R. B. Stothers, 1988. Flood basalt volcanism during the past 250 million years. *Science*, **241**: 663-667.
- Raup, D. M. & J. J. Jr. Sepkoski, 1982. Mass extinction in the marine fossil record. *Science*, **215**: 1501-1503.
- Raup, D. M. & J. J. Jr. Sepkoski, 1984. Periodicity of extinctions in the geologic past. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **81**: 801-805.
- Röhl H.-J., A. Schmid-Röhl, W. Oschmann, A. Frimmel & L. Schwark, 2001. The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: an oxygen-depleted ecosystem controlled by sea level and paleoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **165**: 27-52.
- Rosales, I., S. Quesada & S. Robles, 2004. Paleotemperature variations of early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from the Basque-Cantabrian basin, northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **203**: 253-275.
- Ruban, D. A. & J. Tyszka, 2005. Diversity dynamics and mass extinctions of the Early-Middle Jurassic foraminifers: A record from the Northwestern Caucasus. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **222**: 329-343.
- Sælen, G., P. Doyle & M. R. Talbot, 1996. Stable-isotope analyses of belemnite rostra from the Whitby Mudstone Fm., England: surface water conditions during deposition of a marine black shale. *Palaios*, **11**: 97-117.
- Sælen, G., R. V. Tyson, N. Telnæs & M. R. Talbot, 2000. Contrasting watermass conditions during deposition of the Whitby Mudstone (Lower Jurassic) and Kimmeridge Clay (Upper Jurassic) formations, UK. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **163**: 163-196.
- Schlanger, S. O. & H. C. Jenkyns, 1976. Cretaceous oceanic anoxic event: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, **55**: 179-184.
- Schmid-Röhl, A., H. -J. Röhl, W. Oschmann, A. Frimmel & L. Schwark 2002. Palaeoenvironmental reconstruction of lower Toarcian epicontinental black shales (Posidonia Shale, SW Germany): global versus regional control. *Geobios*, **35**, supplement 1: 150-164.
- Schouten, S., H. M. E. van Kaam-Peters, W. I. C. Rijpstra, M. Schoell & J. S. Sinninghe Damste, 2000. Effects of an oceanic anoxic event on the stable carbon isotopic composition of early Toarcian carbon. *American Journal of Science*, **300**: 1-22.
- Schwark, L. & A. Frimmel, 2004. Chemostratigraphy of the Posidonia Black Shale, SW Germany II: Assessment of extent and persistence of photic-zone anoxia using aryl isoprenoid distributions. *Chemical Geology*, **206**: 231-248.
- Sepkoski, J. J. Jr., 1986. Phanerozoic overview of mass extinctions. In Raup, D. M. & D. Jabloski (eds.), *Patterns and processes in the history of life*, pp.277-295. Springer-Verlag, Berlin.
- 多田隆治, 1991. 新世代における表層環境変化. 地学雑誌, **100**: 937-950.
- 田近英一・山中康裕, 2003. 白亜紀における地球システム変動. 化石, **74**: 27-35.
- 高橋一晴・福寿智明・平野弘道, 1997. 北海道北大夕張地域下部白亜系の炭素同位体比変動と有機地球化学的特徴. *Researches of Organic Geochemistry*, **12**: 41-49.
- Tyson, R. V., 1987. The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. In Brooks, J. R. V. & A. J. Fleet (eds.), *Marine petroleum source rocks*, pp.47-68. Geological Society Special Publication, **26**.
- Tyson, R. V. & T. H. Pearson, 1991. Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview. In Tyson, R. V. & T. H. Pearson (eds.), *Modern and ancient continental shelf anoxia*, pp.1-26. Geological Society Special Publication, **58**.
- van de Schootbrugge, B., J. M. McArthur, T. R. Bailey, Y. Rosenthal, J. D. Wright & K. G. Miller, 2005. Toarcian oceanic anoxic event: An assessment of global causes using belemnite C isotope records. *Paleoceanography*, **20**: PA3008, doi:10.1029/2004PA001102.
- Vetö, I., A. Demény, E. Hertelendi & M. Hetényi, 1997. Estimation of primary productivity in the Toarcian Tethys - A novel approach based on TOC, reduced sulphur and manganese contents. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **132**: 355-371.
- Wignall, P. B., 1994. Productivity versus preservation in black shale formation. In Wignall, P. B. (ed.), *Black Shales*, pp.56-64. Clarendon Press, Oxford.
- Wignall, P. B. & A. Hallam, 1992. Anoxia as a cause of the Permian/Triassic mass extinction: facies evidence from northern Italy and the western United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **93**: 21-46.
- Wignall, P. B. & R. J. Twitchett, 1996. Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction. *Science*, **272**: 1155-1158.

- Wignall, P. B. & G. Racki, 2006. Mass extinctions, volcanism and anoxia: comparisons of the end-Permian and early Jurassic events. 17th International Sedimentological Congress Abstracts, vol.B, p.46.
- Wignall, P. B., R. J. Newton & C. T. S. Little, 2005. The timing of paleoenvironmental change and cause-and-effect relationships during the early Jurassic mass extinction in Europe. *American Journal of Science*, **305**: 1014-1032.
- Wignall, P. B., J. M. McArthur, C. T. S. Little & A. Hallam, 2006. Palaeoceanography: Methane release in the early Jurassic period, brief communications arising from Kemp et al. (2006). *Nature*, **441**: E5.
- Woolnough, W. G., 1937. Sedimentation in barred basins, and source rocks of oil. *AAPG Bulletin*, **21**: 1101-1157.
- 山田常雄・前川文夫・江上不二夫・八杉竜一・小関治男・古谷雅樹・日高敏隆編, 1983. 岩波生物学辞典, 第3版. 1404+71+349pp. 岩波書店, 東京.

摘 要

石浜佐栄子, 2007. ジュラ紀前期の海洋無酸素事変の研究に関する進展と動向. 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), (36): 1-16. (Ishihama, S., 2007. Review of Studies on the Early Jurassic Oceanic Anoxic Event. *Bull. Kanagawa prefect. Mus. (Nat. Sci.)*, (36): 1-16.)

近年、斉一説から新・激変説への時代の流れの中で、「境界事変」に関する研究が急速に進んでいる。その中でも特に注目を集め研究が進展している「海洋無酸素事変 (Oceanic Anoxic Events; OAEs)」を取り上げ、その研究史や研究事例、今後の展望等について概説した。

海洋無酸素事変は、黒色頁岩等の貧酸素環境を示す堆積物が、特定の時代に汎世界的に堆積したという証拠によって認識されはじめた。堆積物中に残された堆積学的・地球化学的・古生物学的証拠が世界各地で明らかにされ、現在では炭素同位体比等を用いた高時間分解能の化学分析によって、その要因を解明しようとする研究がさかんに行われている。近年注目を集めているジュラ紀前期の事変においては、ハイドレートの分解が事変の要因となったのか否かについて、活発な議論が現在も進行中である。この問題を解決に導くためには、事変の継続期間や発生・終息タイミング等の「時間」に関する情報が不可欠である。今後は、バイオマーカーや現世の貧酸素環境に関する研究、全球規模でのシミュレーションを併用した世界各地での調査研究が進むことが望まれる。

(受付 2006 年 12 月 28 日 ; 受理 2007 年 1 月 16 日)