

北海道北大夕張地域の前期白亜紀の炭素同位体比変動と古海洋環境変動

高橋一晴*・平野弘道**

*日鉄鉱コンサルタント株式会社・**早稲田大学教育学部地球科学教室

Early Cretaceous carbon isotopic and marine environmental changes in northern Oyubari area, Hokkaido

Kazuharu Takahashi* and Hiromichi Hirano**

*Nittetsu Mining Consultants Co., Ltd, Minato-ku, Tokyo 105-0021 (geology.nmcc@mba.nifty.ne.jp); ** Department of Earth Sciences, School of Education, Waseda University, Shinjuku-ku, Tokyo 169-8050 (hhirano@waseda.jp)

Abstract. Stable carbon isotopic ratio composition ($\delta^{13}\text{C}$) of terrestrial plants, total organic carbon contents (TOC), and Bisnorhopane/Hopane (BNH/H) ratio were determined for the Cretaceous sequence from the Lower Aptian to the Upper Albian, in the northern Oyubari area, Hokkaido, Japan. Organic matter included in the mudstone is revealed to be mostly terrestrial based on microscopic study, C27-C28-C29 Sterane composition, carbon/nitrogen atomic ratio, and n-alkane distribution in gas chromatograms. The carbon isotopic excursion obtained by terrestrial plants records the global excursion of carbon isotopic ratio of atmosphere. We tried to correlate the measured carbon isotope excursions with those from the Ashibetsu area, Japan, the Piobbico area, Italy, and the Roter Sattel area, Switzerland, within a framework of ammonoid and planktonic foraminiferal biostratigraphy. The carbon isotopic excursions preserved in terrestrial plants in this study area are partly harmoniously correlated with those of carbonates in European Region. The reduced environments were recognized by TOC and BNH/H ratios in the levels between the Lower and Middle Albian. Such reduced environments near the seafloor could be related with the low frequency of occurrence of microfossils and an absence of mega fossils.

Key words: Early Cretaceous, stable carbon isotope, total organic carbon, Bisnorhopane/Hopane.

はじめに

下部白亜系 Aptian 階から Albian 階にかけては、いくつかの層準で葉理の発達した有機物に富む黒色泥岩～泥灰岩の岩相を示すことが知られており、この様な岩相は、海底付近において、無酸素環境が拡大したことを示すひとつの証拠とされている (例えば, Arthur and Schlanger, 1979; Jenkyns, 1980; Tyson and Pearson, 1991; Savrda and Bottjer, 1991). また、炭酸塩及び陸源有機物の炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) の変化は地球環境の炭素循環の変動機構を解明する鍵を提供するとともに、その正もしくは負のシフトを化学鍵層として使用することによって、精度の高い国際対比を可能にしつつある (例えば, Hasegawa, 1995; Gröcke, 1998; Arens *et al.*, 2000; Hasegawa and Hatsugai, 2000).

白亜紀の海洋無酸素事変の研究は、Schlanger and Jenkyns (1976) によって Oceanic Anoxic Events (OAEs) という用語が提唱され、同年のうちに出版された Jenkyns (1976), Jackson and Schlanger (1976) 等により始まった。その後、海洋無酸素事変に焦点を当てた化石層序及び海洋生物の多様性の変動についての研究は、枚挙にいとまがない。それらは、例えば OAE1 を中心としたものとして Erbacher and Thurow (1997) や Erbacher *et al.* (1999), Strasser *et al.* (2001) がある。OAE2 を中心としたものとして Jarvis *et al.* (1988), Koutsoukos *et al.* (1990), Nederbragt *et al.* (1998), 等が、白亜紀全時代

わたるものとして Toshimitsu *et al.* (2003) 等がある。これらはいずれも炭酸塩及び陸源有機物の炭素同位体比変動を重要な指標としてはいるが、特に炭素同位体比変動を中心とした研究としては、例えば, Scholle and Arthur (1980), Gale *et al.* (1993), Bellanca *et al.* (1996), Weissert *et al.* (1998), Erlich *et al.* (1999) 等が、また、有機物及び無機物組成の変動に注目した研究例としては, Baudin and Sachsenhofer (1996), Santos Neto *et al.* (1998), Sinninghe Damste and Koster (1998), Alberdi-Genolet and Tocco (1999) 等があり、極めて多岐にわたる研究がなされてきた。

白亜紀海洋無酸素事変のうち、Cenomanian/Turonian 期境界の OAE2 は非常に多くの研究結果が報告され、全体像も明らかになってきている。しかし、OAE1 の研究は OAE2 と比べると目下世界各地で進行中であり、未だ詳細は明らかになっていない。黒色泥岩の分布から Aptian～Albian 階に地球規模、または海洋規模で、少なくとも 3 回～4 回の subevent が発生し、OAE1a は前期 Aptian 期、OAE1b は前期 Albian 期、OAE1c は中期 Albian 期、OAE1d は後期 Albian 期に発生したとされている (Arthur *et al.*, 1990; Bralower *et al.*, 1993; Strasser *et al.*, 2001)。また、OAE1a～1d と放散虫の絶滅・放散率の変化、及び海水準変動の関連がイタリアの地層で論じられた (Erbacher *et al.*, 1996; Erbacher and Thurow, 1997)。さらに同地域の Selli Level (OAE1a 層準) からは無酸素環境～貧酸素環境に特徴的な有孔虫の産出も

報告された (Cobianchi *et al.*, 1999).

前田ほか (1987) や前田 (1992) は、西南日本外帯からサハリンまでの下部白亜系において、平行葉理が発達し、生物擾乱をほとんど受けていない黒色頁岩が 2000 km にわたって認められ、これらは沖合泥底の大型底生動物化石群を殆ど含んでいない、生痕化石が非常に貧困である、という特徴を指摘している。日本に於ける OAE1 についての最初の具体的言及であろう。相前後して、平野ほか (1991) は硫黄の元素分析の手法を用いて、硫黄含有量の変化から C/T 境界の OAE2 を研究し、Hirano (1993) はアンモナイト類の種分化と OAE2 の関係を論じた。日本の白亜紀海洋無酸素事変についての炭素同位体を用いた研究は Hasegawa and Saito (1993) の OAE2 の研究に始まる。得られた炭素同位体比の変動パターンを用いて、北アメリカ西部内陸プエブロ (Pueblo)・セクションの化石層序との対比の検証は Hasegawa (1995), Hirano (1995) によりなされた。次いで Hirano and Fukuju (1997), 高橋ほか (1997) が、OAE1 に注目して北海道北大夕張地域の下部 Aptian 階から下部 Cenomanian 階の有機炭素の炭素同位体比の変動パターンを得て、欧州のそれと対比を試みた。次いで、Ando *et al.* (2002) は北海道芦別地域において、Aptian 階から Selli Level (OAE1a) に対比可能な炭素同位体比正シフトを報告している。しかし、依然として北西太平洋からの OAE1 各サブイベントについての研究例は乏しく、各サブイベントの地理的分布、その同時性、原因については不詳である。

本研究の目的は、このように研究例の少ない北西太平洋に位置する北海道北大夕張地域 (図 1) において、大型・微化石層序による年代対比を基準として、炭素同位体比の変動パターンが国際的に対比可能か否かを検証することである。併せて、今後、OAE 発生機構の研究の基礎資料とするために、OAE1 の各サブイベントに対比される層準の酸化還元情報を提示することである。

岩相層序

白亜紀～古第三紀前弧海盆堆積物が、東北日本・北海道からロシア・サハリンにかけて、幅 200 km, 総延長 1,400 km で分布している (Ando, 2003)。北海道ではこの前弧海盆堆積物を蝦夷 (累) 層群と呼ぶ (Okada, 1983)。

北海道中央部の北大夕張地域 (シューパロ川上流域) には、蝦夷 (累) 層群の下部 (Aptian ~ Albion 階) が、西側上位ではほぼ南北の走向で連続的に露出する。本山ほか (1991) はその層序を下位より富間層 (砂岩優勢の砂岩泥岩互層), シューパロ川層 (泥岩優勢の砂岩泥岩互層), 丸山層 (凝灰質砂岩層), 日陰ノ沢層 (泥岩層) と区分し、この岩相区分が夕張地域全域で踏襲されてきた (川辺ほか, 1996; 高嶋ほか, 1997; Kawabe, 2000)。その後、高嶋ほか (2001) は、北側に隣接する芦別地域を含めて、下位の空知層群から蝦夷 (累) 層群下部の層序を検討した。その結果、北方に向かい富間層とシューパロ川層の境界が不明瞭となるこ

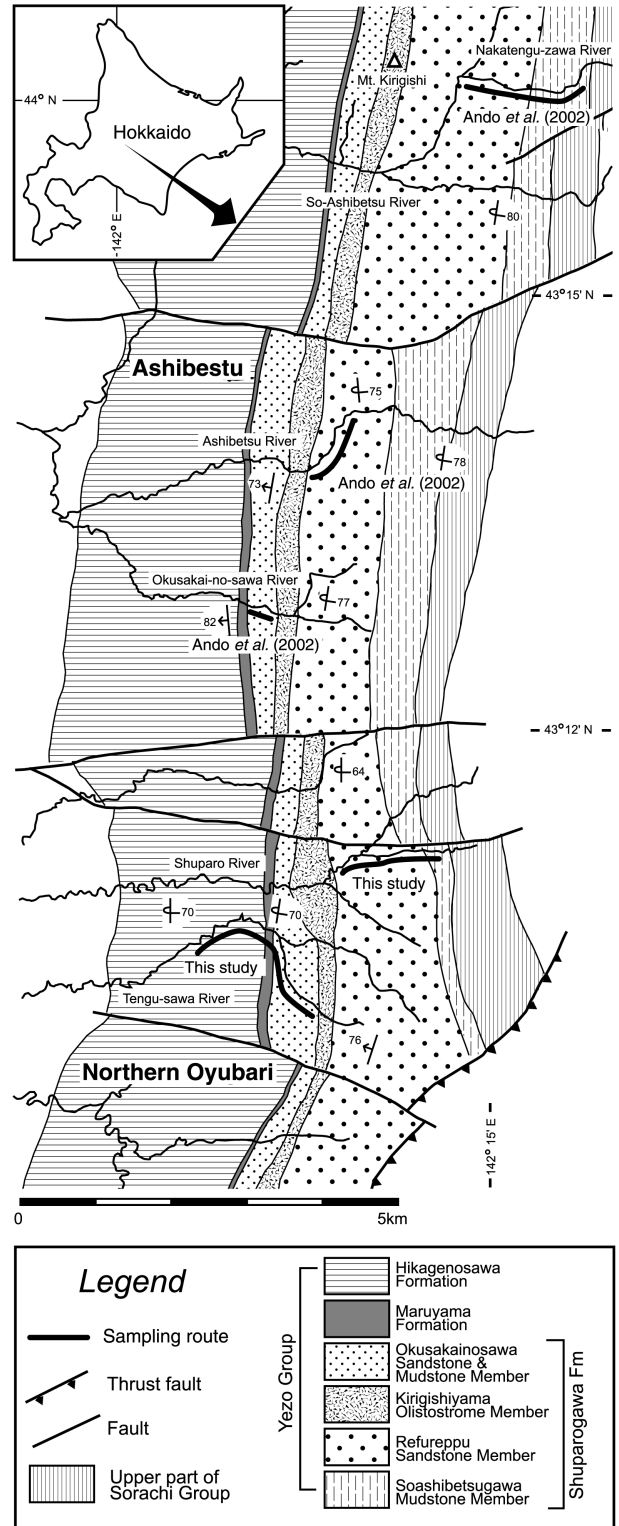


図 1. 北海道中央部北大夕張～芦別地域の地質図および、本研究と Ando *et al.* (2002) の試料採集ルート。地質図は高嶋ほか (2001) を改作。

とから両者をシューパロ川層と一括して扱った。また碎屑岩組成に関して、空知層群は火山碎屑物、蝦夷層群は陸源碎屑物が優勢であることから、川辺ほか (1996) や高嶋ほか (1997) は、空知層群最上部とされていた地層をシューパロ川層最下部として扱うべきと主張している (図 1)。本

論では、高嶋ほか (2001) による層序区分に従って、以下に本調査ルート上の岩相層序を記述する (図2)。

スーパーパロ川層は、主にタービダイト砂岩と泥岩から構成され、中部に石灰岩体をふくむオリストストロームを挟在する。本層は下位より、惣芦別川泥岩部層、礼振峰砂岩部層、岨山オリストストローム部層、奥境の沢砂岩泥岩部層に区分される (高嶋ほか, 2001)。

惣芦別川泥岩部層は、白色珪質凝灰岩を頻りに挟み、葉理の発達する珪質な暗灰色泥岩である (図2)。スーパーパロ川ルートで層厚190m以上におよぶ。本部層は、川辺ほか (1996)、高嶋ほか (1997) で空知層群最上部とされていた地層に相当する。

礼振峰砂岩部層は、厚さ10~50cmの灰色細粒砂岩と10cm以下の泥岩からなる砂岩優勢の砂岩泥岩互層が主体をなす。下部ではスランプ構造が発達している。上部では砂岩層の挟在が少なくなり等量~泥岩優勢の砂岩泥岩互層となる。泥岩は葉理の発達が弱い。スーパーパロ川ルートで層厚約470mである。本部層は、高嶋ほか (1997) の富間層からスーパーパロ川層下部を合わせたもの、川辺ほか (1996) のLaに相当する。

岨山オリストストローム部層は、オルビトリナ石灰岩ブロックを含むオリストストローム層である。天狗沢セクションでは層厚60mと薄い。川辺ほか (1996) のLbに相当する。奥境の沢砂岩泥岩部層のうち、下部~中部は灰色~暗灰色、細粒~中粒砂岩及び暗灰色泥岩からなる砂岩優勢互層である。泥岩の葉理は比較的発達している。上部は葉理の発達が比較的弱い暗灰色泥岩からなり、数mmの白色凝灰岩薄層を挟在する。本部層は天狗沢セクションで層厚約270mである。川辺ほか (1996) のLc~Ldに相当する。

丸山層は、黒雲母を多量に含む帯緑灰白色凝灰質砂岩と泥岩の互層から構成される (図2)。基底部は土石流堆積物で、全体として砂岩層は上方薄層化・上方細粒化を示す。天狗沢ルートで層厚は45mである。

日陰ノ沢層は、塊状から微かに葉理を有する暗灰色泥岩を主体とし、下部では頻りに数cmの白色凝灰岩薄層を挟在する。中部 (基底部から500~600m上位) では5~10cm程の細粒砂岩層を挟む層準がある。上部は塊状の暗灰色泥岩からなり、50cmの白色凝灰岩薄層を挟在する (図2)。天狗沢ルートで層厚1200m以上である。

化石年代

本調査ルートでは浮遊性有孔虫 (Nishi *et al.*, 2003) とアンモナイト類 (Kawabe, 2000; 松本・西田, 2000) の詳細な化石層序が示されている。Nishi *et al.* (2003) は、テチス標準地域で時代指示種とされている浮遊性有孔虫諸種の産出に基づいて、スーパーパロ川層基底部から日陰ノ沢層上部にかけて以下の化石帯を設定した: *Leupoldina cabri* 帯 (前期アプチアン期), *Globigerinelloides* spp. 帯 (後期アプチアン期~前期アルビアン期), *Ticinella primula* 帯 (中期アルビアン期), *Biticinella breggiensis* 帯 (後期アルビアン

期の前期), *Rotalipora subticinensis* - *R. ticinensis* 帯 (後期アルビアン期の中期), *Rotalipora appenninica* 帯 (後期アルビアン期の後期), *Rotalipora globotruncanoides* 帯 (前期セノマニアン期) (図2)。この有孔虫化石の示す年代を国際標準のアンモナイト類の産出 (ただし、産出層準が曖昧な転石サンプルは除く) に基づいて検証してみると、(1) 後期アルビアン期を示す *Mortoniceras* 属が *Biticinella breggiensis* 帯および *Rotalipora subticinensis* - *R. ticinensis* 帯とされる層準から (Kawabe, 2000), (2) アルビアン期末期を示す *Mariella bergeri* が *Rotalipora subticinensis* - *R. ticinensis* 帯中部から (松本・西田, 2000), (3) 前期セノマニアンを示す *Mantelliceras saxbii* が *Rotalipora globotruncanoides* 帯最下部から (Kawabe, 2000), それぞれ産出する (図2)。したがって、本調査ルートの有孔虫化石層序及び大型化石層序の年代対比は調和的である。

したがって、本地区の上部Aptian階からCenomanian階の基底までほぼ連続層序が保存されていることが分かった。ただし、テチス地域の上部アプチアン階~下部アルビアン階で設定されている4ないし5つの浮遊性有孔虫化石帯 (Erbacher *et al.*, 1996; Strasser, 2001; Hardenbol *et al.*, 1998などを参照) は認定することができない。本ルートの *Globigerinelloides* spp. 帯はテチス地域の *Globigerinelloides ferreolensis* 帯~*Hedbergella planispira* 帯に対比されている (Nishi *et al.*, 2003) が、この層準は岨山オリストストローム部層を含む。本ルートではオリストストロームに起因して *Ticinella bejaouaensis* 帯や *Hedbergella planispira* 帯などが欠如している可能性が高い。

試料及び分析方法

北海道北大夕張地域のスーパーパロ川と天狗沢ルートから153個の泥岩試料を採取した。すべての試料について、有機炭素分析 (柳本製作所製 CHN-Coder MT-3元素分析計)、ケロジェン炭素同位体比分析 (VG Isotech 社製 SIRA SeriesII デュアルインレット型安定同位体質量分析計) を行った。本研究における分析法は早稲田ほか (1995) に従った。

有機炭素元素分析に関しては、まず、粉碎済みの試料約3gを精秤し、10% HCl に約60分間浸し、炭酸塩鉱物を除去する。洗浄後、真空乾燥機を用いて60℃以下で12時間乾燥した後、試料約30mgを精秤し、有機炭素を分析した。乾燥原岩当たりの全有機炭素量TOC (wt%) は塩酸処理減量分を補正して求めた。また、その際には、全窒素量及び全水素量も測定を実施している。

有機物炭素同位体比分析に関しては、泥岩中に含まれる有機炭素の炭素同位体比を調べるために行った。有機炭素量分析用の塩酸処理後の試料をスパチュラ (小) で6杯を試料瓶に入れ、ベンゼン・メタノール (7:3) 混合溶媒を試料瓶に十分な量を加え、超音波洗浄器を用いて30分間洗浄し、2~3時間沈殿させ、上澄み液を捨てる。その後、上澄み液が透明になるまで、上記の洗浄を繰り返し、透明になってから更に3回繰り返し、可溶性有機物を完全に抽

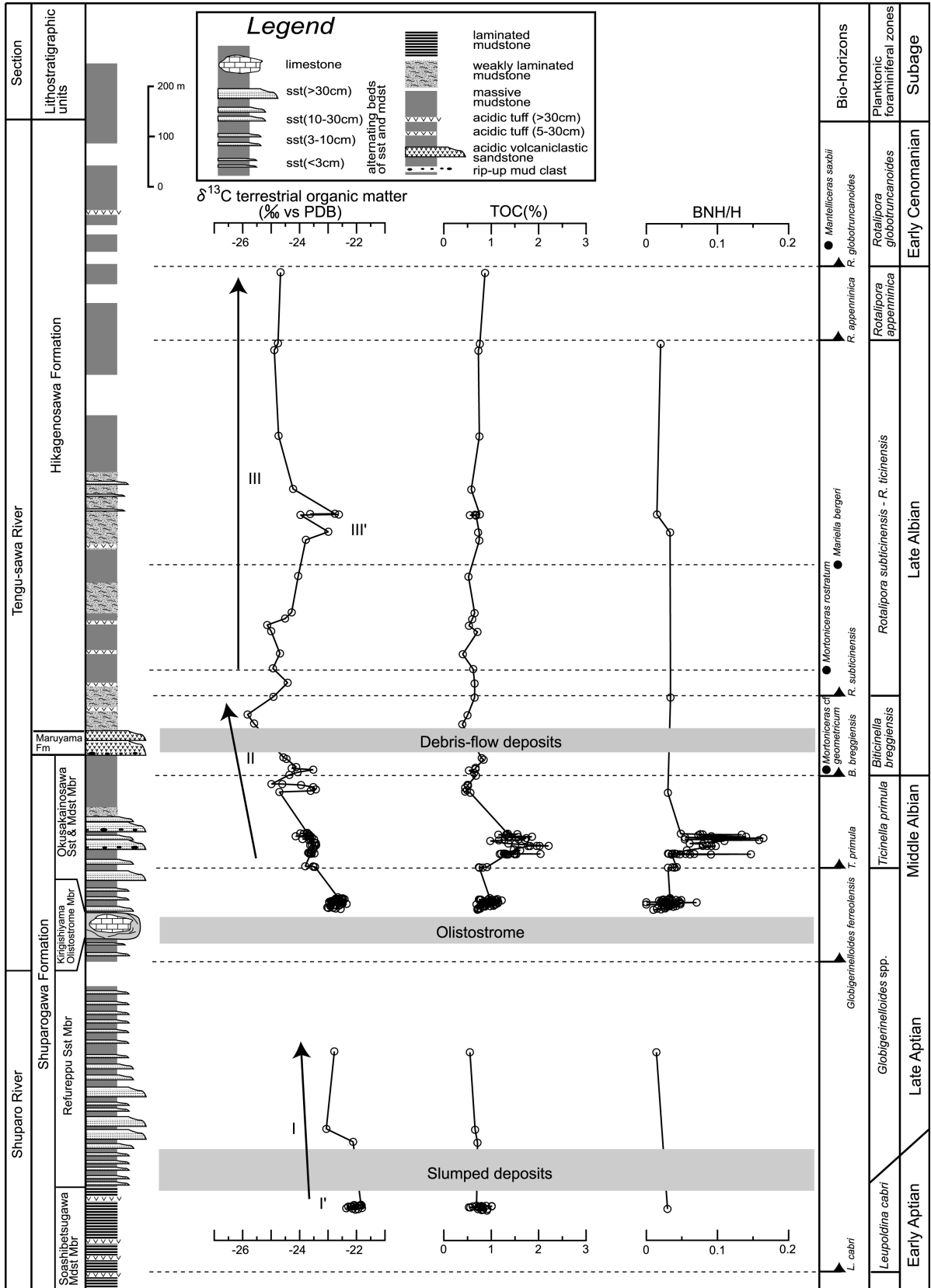


図2. 北大夕張地域のAptian階からAlbian階の炭素同位体比($\delta^{13}C$), 有機炭素含有量(TOC), ピスノルホパン/ホパン比(BNH/H)の変動。岩相層序区分は高嶋ほか(2001)に従い、柱状図は川辺ほか(1996)および高嶋ほか(1997)を改作。アンモナイト類の産出はKawabe(2000)と松本・西田(2000)に、浮遊性有孔虫の産出および同化石帯はNishi *et al.* (2003)による。

出する。沈殿物は真空乾燥機を用いて60°C以下で72時間乾燥させ、残渣をクロジェンとした。有機炭素約1 mgを含む試料を酸化剤の酸化銅1 g・ハロゲン除去剤の銀粒200mgとともに石英管に真空封入した。その石英管を900°Cの電気炉で2時間加熱し、炭酸ガスと水に酸化した後、真空ライン操作により精製した炭酸ガスを質量分析計に導入し、炭素安定同位体比を測定した。測定再現性は±0.2%である。炭素安定同位体比は次式の通り、PDB (Pee Dee Belemnite) を標準とした千分率偏差 ($\delta^{13}\text{C}$; ‰) で表示した。なお、本分析における標準試料はNBS22 (-29.73‰) を用いた。

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Sample}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}}} \times 1000$$

また、153個のうち、92試料については有機物の堆積した背景と堆積場の酸化還元環境を調べるためバイオマーカー分析 (Hewlett-Packard 社製 HP5890A/5970B 型ガスクロマトグラフ質量分析計 (GC/MS)) をあわせて行った。特にC27-C28-C29 ステランの三角ダイアグラム (Huang and Meischein, 1979) と、ピスノルホパン/ホパン比、プリスタン/フィタン比を環境の変動の指標として用いた。ホパン類 (トリテルパン類) に関しては m/z191のマスプロトグラム、ステランに関してはm/z217のマスプロトグラム、n-アルカン類及びイソプレノイド類に関してはm/z57のマスプロトグラムを用いて同定を行った。ベンゼン・メタノール (7 : 3) 混合溶媒を用いて、粉碎済み試料約100gからソックスレー抽出を行った。得られた抽出物は過重な溶媒を除いた後、n-ヘプタンを溶出液として、ステラン類、ホパン類を含む脂肪族炭化水素画分をシリカゲルカラムで分離した。得られた脂肪族炭化水素画分をGC/MSにて分析した。分析条件は早稲田・西田 (1994) に従った。ビトリナイト観察に関しては、粉碎済み試料を10% HCl に常温で120分間浸し、炭酸塩鉱物を除去する。洗浄後、55% HF に95°Cで5時間、2回浸す。その後、重液によるクロジェンの濃縮を行い、30°Cで1週間乾燥させる。乾燥した試料をリファインテック (株) の試料埋込用透明樹脂で固め、研磨する。このとき、1000~2000番研磨剤、9ミクロン研磨剤、3ミクロン研磨剤、OPS研磨剤の順番で使用し、研磨を行った。研磨した試料は Carl Zeiss 社製顕微鏡 (MPM-3) を用いて400倍で観察を実施した。

分析結果

全有機炭素含有量は、0.39~2.21%の間で変動 (平均0.96%) を示し (図2, 表1), 中部Albian階には最大2.21%となり、他の層準よりも高い値を示している。全水素量は0.29

表1. 分析結果一覧。露頭番号は川辺ほか(1996)による。

Sample	Outcrop	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	TOC (%)	C (%)	H (%)	N (%)	C/N atomic ratio	HN/H	C27	C28	C29	PR/n-C17	PH/n-C18	PR:PH	
T038	Y270107	-24.7	0.87	1.01	0.43	0.08	14.73								
T001	Y270117	-24.8	0.76	0.88	0.53	0.08	12.83	0.020	47.680	18.849	33.471				
T002	Y270117	-24.9	0.73	0.86	0.45	0.07	14.33								
T003	Y270119	-24.7	0.75	0.86	0.45	0.08	12.54								
T004	Y270122	-24.2	0.58	0.68	0.33	0.05	15.87								
SY31	Y110361	-22.8	0.76	0.87	0.38	0.07	14.50	0.015	34.532	19.424	46.043	1.725	0.423	0.492	
SY32	Y110361	-23.6	0.66	0.75	0.37	0.07	12.50								
SY33	Y110361	-22.6	0.55	0.63	0.36	0.07	10.50								
SY34	Y110361	-24.0	0.68	0.78	0.34	0.06	15.17								
T005	Y270127	-23.0	0.72	0.81	0.43	0.07	13.50	0.033	41.887	18.136	39.976	1.402	0.526	0.443	
T006	Y270129	-23.8	0.75	0.84	0.42	0.06	16.33								
T007	Y270135	-24.1	0.52	0.60	0.42	0.06	11.67								
T008	Y270137	-24.3	0.65	0.73	0.38	0.06	14.19								
T009	Y270137	-24.5	0.61	0.69	0.37	0.06	13.42								
T010	Y270137	-25.1	0.53	0.60	0.34	0.06	11.67								
T011	Y270137	-25.0	0.71	0.80	0.39	0.06	15.56								
T012	Y270139	-24.7	0.40	0.45	0.35	0.05	10.50								
T013	Y270145	-24.9	0.62	0.70	0.43	0.06	13.61								
T014	Y270143	-24.4	0.65	0.73	0.40	0.06	14.19								
T037	Y270145	-24.9	0.65	0.74	0.42	0.06	14.39	0.034	51.713	14.953	33.333	2.721	0.395	2.572	
T036	Y270145	-25.8	0.50	0.60	0.36	0.04	17.50								
Miyayama fm															
T035	Y270149	-25.6	0.39	0.43	0.34	0.06	8.36								
Okeshinawa Sta. & Vieldi Mbr.															
T026	Y270151	-24.6	0.80	0.90	0.38	0.07	15.00								
T029	Y270153	-24.5	0.84	0.94	0.40	0.06	18.28								
T030	Y270153	-24.1	0.67	0.76	0.36	0.06	14.78								
T006	Y271001	-24.3	0.67	0.76	0.35	0.05	17.73								
T014	Y271001	-23.5	0.53	0.82	0.29	0.04	23.92								
T001	Y271001	-24.1	0.64	0.73	0.39	0.06	14.19								
T025	Y271001	-24.4	0.68	0.77	0.35	0.06	14.97								
T032	Y270159	-25.0	0.51	0.58	0.37	0.05	13.53								
T034	Y270155	-24.6	0.50	0.57	0.36	0.05	13.30								
TE17	Y270155	-24.0	0.51	0.58	0.39	0.05	13.53								
TE18	Y270155	-23.5	0.45	0.52	0.37	0.04	15.17								
TE19	Y270155	-23.4	0.49	0.57	0.37	0.05	13.30								
T020	Y270155	-23.6	0.45	0.52	0.39	0.05	12.13								
T033	Y270161	-24.7	0.56	0.65	0.39	0.06	12.64	0.030	48.240	14.214	37.546	8.910	0.409	5.709	
T002	Y271003	-23.7	1.35	1.48	0.48	0.09	19.19	0.048	37.828	17.978	44.195				
T024	Y271003	-24.0	1.55	1.83	0.45	0.07	30.50	0.076	36.399	16.010	47.591	1.958	0.482	2.179	
TE01	Y271003	-23.7	1.32	1.47	0.54	0.09	19.06	0.079	20.732	17.480	61.789				
TE00	Y271003	-23.9	1.15	1.27	0.48	0.08	18.52	0.134	26.396	19.797	53.807				
TE99	Y271003	-23.7	1.31	1.45	0.55	0.09	18.80	0.073	21.267	19.457	59.276				
TE98	Y271003	-23.7	1.38	1.55	0.51	0.09	20.09	0.091	21.789	19.266	58.945				
TE97	Y271003	-23.6	1.86	2.07	0.64	0.09	26.83	0.140	16.216	18.378	65.405				
T023	Y271003	-24.1	1.57	1.77	0.48	0.08	25.81								
TE96	Y271003	-23.7	1.38	1.55	0.55	0.09	20.09	0.055	16.878	17.722	65.401				
TE95	Y271003	-23.6	1.74	1.93	0.58	0.10	22.52	0.165	25.000	19.118	55.882				
TE94	Y271003	-23.7	1.58	1.76	0.58	0.10	20.53	0.054	23.596	17.603	58.801				
T022	Y271003	-23.9	1.71	1.99	0.49	0.08	29.02								
T021	Y271003	-23.5	1.28	1.47	0.47	0.07	24.50	0.159	28.144	18.563	53.293				
T019	Y271003	-23.6	1.16	1.33	0.49	0.07	22.17	0.091	31.250	17.500	51.250				
T018	Y271003	-23.7	0.98	1.11	0.48	0.07	18.50	0.110	27.225	19.372	53.403				
T010	Y271005	-23.5	1.36	1.52	0.51	0.08	22.47	0.061	26.616	17.110	56.274				
T039	Y271005	-23.4	1.51	1.68	0.56	0.09	21.78	0.079	28.279	16.393	55.328				
T038	Y271005	-23.5	2.21	2.42	0.70	0.11	25.67	0.079	23.529	9.502	66.968				
T037	Y271005	-23.6	2.02	2.28	0.59	0.09	29.56	0.091	24.272	15.534	60.194				
T036	Y271005	-23.6	1.96	2.17	0.64	0.10	25.32	0.085	21.971	17.659	60.370				
TE85	Y271005	-23.5	1.82	2.06	0.53	0.08	30.04	0.091	24.859	16.949	58.192				
TE84	Y271005	-23.4	1.78	1.97	0.51	0.08	28.73	0.098	26.988	17.590	55.422				
TE11	Y271007	-23.5	1.48	2.25	0.43	0.07	37.50								
TE83	Y271008	-23.5	1.61	1.79	0.57	0.09	23.20	0.057	24.643	16.786	58.571				
TE127	Y271009	-23.6	1.28	1.42	0.50	0.08	20.71	0.040	28.176	15.217	56.607	1.279	0.403	1.944	
TE82	Y271009	-23.7	1.27	1.42	0.52	0.08	20.71	0.030	32.612	16.639	50.749				
TE81	Y271009	-23.6	1.21	1.37	0.45	0.08	19.98	0.037	31.902	16.769	51.329				
TE126	Y271009	-23.6	1.31	1.46	0.44	0.07	24.33	0.032	28.890	13.329	57.781	1.193	0.315	2.406	
TE79	Y271009	-23.7	1.48	1.65	0.50	0.08	24.06	0.055	29.134	16.142	54.724				
TE80	Y271009	-23.6	2.04	2.29	0.57	0.10	26.72	0.067	27.273	15.289	57.438				
TE78	Y271009	-23.7	1.18	1.33	0.48	0.08	19.40	0.043	32.302	17.795	49.903				
TE129	Y271009	-23.5	1.53	1.74	0.44	0.07	29.00	0.147	35.590	17.750	46.751	1.197	0.416	2.545	
TE128	Y271009	-23.7	1.50	1.70	0.47	0.07	28.33	0.047	41.604	13.666	64.730	1.117	0.305	2.541	
TE127	Y271009	-23.7	1.30	1.43	0.48	0.08	20.85	0.061	29.109	17.822	53.669				
TE126	Y271009	-23.6	1.36	1.51	0.48	0.08	22.02	0.091	29.268	18.699	52.033				
TE130	Y271009	-23.6	1.33	1.46	0.49	0.08	21.29	0.036	28.295	15.158	56.547	1.088	0.401	1.978	

~0.70wt% (平均0.44wt%), 全窒素量は0.01~0.11wt%の間で変動 (平均0.07wt%) を示した (表1)。全炭素/全窒素原子量比は、ほとんどの試料で15以上 (平均19.62) であり、丸山層では8.36と低い (表1)。

炭素同位体比は、-21.8~-25.8%の間で変動を示し (図2), その変動パターンの特徴により便宜上I~IIIに区分した。

I: Aptian階 (Leupoldina cabri帯~Globigerinelloides spp. 帯下部) の炭素同位体比は、惣芦別川泥岩部層の最上部で-21.8~-22.3% (図2のI') で、その後、礼振峰砂岩部層下部において-21.8~-23.1%の間で変動する。

表1. 分析結果一覧(つづき). 露頭番号は川辺ほか(1996)による.

Sample	Outcrop	δ13C (‰)	TOC (%)	C (%)	H (%)	N (%)	C:N atomic ratio	BNI/1	C27	C28	C29	PR/n-C17	PH/n-C18	PR/PH
TE75	Y271011	-23.8	0.91	1.00	0.45	0.07	16.67	0.043	28.511	18.723	52.766			
TE74	Y271011	-23.5	0.74	0.85	0.35	0.06	16.53	0.037	29.237	17.797	52.966			
TE73	Y271011	-23.5	0.82	0.93	0.38	0.06	18.08	0.040	25.847	17.373	56.780			
TE72	Y271011	-23.5	0.75	0.86	0.41	0.06	16.72	0.030	26.407	19.048	54.545			
TE71	Y271017	-22.7	0.97	1.08	0.47	0.07	18.00	0.033	20.139	18.922	60.939			
TE70	Y271017	-22.5	1.13	1.29	0.41	0.06	25.08	0.033	16.435	18.068	65.497			
TE69	Y271017	-22.7	0.74	0.83	0.42	0.06	16.14	0.024	27.623	22.333	50.044			
TE68	Y271017	-22.6	0.78	0.87	0.42	0.06	16.92	0.031	26.512	21.009	52.479			
TE67	Y271017	-22.7	0.93	1.05	0.42	0.06	20.42	0.024	24.721	17.490	57.789			
TE66	Y271017	-22.6	0.99	1.11	0.42	0.06	21.58	0.025	18.841	21.628	59.531			
TE65	Y271017	-22.5	1.08	1.24	0.38	0.05	28.93	0.042	19.139	17.818	63.043			
TE64	Y271017	-22.4	0.78	0.87	0.42	0.07	14.50	0.022	28.111	22.681	49.208			
TE63	Y271017	-22.5	1.10	1.26	0.46	0.07	21.00	0.033	20.901	22.104	56.996			
TE62	Y271017	-22.5	0.76	0.84	0.45	0.06	16.33	0.049	31.376	20.918	47.706			
TE61	Y271017	-22.5	1.01	1.14	0.46	0.07	19.00	0.025	18.690	19.588	61.723			
TE60	Y271017	-22.7	1.22	1.38	0.49	0.08	20.13	0.036	20.405	17.817	61.778			
TE59	Y271017	-22.6	1.12	1.26	0.45	0.07	21.00	0.018	21.446	17.344	61.210			
TE58	Y271017	-22.6	1.04	1.16	0.42	0.07	19.33	0.046	20.761	20.636	58.603			
TE57	Y271017	-22.8	0.97	1.08	0.43	0.07	18.00	0.034	20.209	21.635	58.157			
TE55	Y271017	-22.8	0.85	0.95	0.47	0.06	18.47	0.026	21.462	19.360	59.178			
TE54	Y271017	-22.9	0.98	1.11	0.49	0.07	18.50	0.022	23.679	16.614	59.707			
TE53	Y271017	-22.8	1.01	1.14	0.51	0.07	19.00	0.020	24.452	19.235	56.313			
TE52	Y271017	-22.8	0.83	0.94	0.39	0.06	18.28	0.060	27.303	19.884	52.812			
TE51	Y271017	-22.7	1.15	1.29	0.49	0.08	18.81	0.022	23.401	18.333	58.265			
TE50	Y271017	-22.7	1.02	1.15	0.43	0.06	22.36	0.026	20.245	21.827	57.928			
TE49	Y271017	-22.7	0.87	1.01	0.36	0.05	23.57	0.071	25.832	17.664	56.507			
TE48	Y271017	-23.0	0.90	1.01	0.45	0.06	19.64	0.047	31.224	18.567	50.299			
TE47	Y271017	-22.8	0.95	1.07	0.44	0.06	20.81	0.047	23.241	18.310	58.448			
TE46	Y271017	-22.8	0.81	0.90	0.46	0.06	17.50	0.048	27.215	16.902	55.882			
TE45	Y271017	-22.9	0.86	0.97	0.46	0.07	16.17	0.036	24.819	20.187	54.995			
TE44	Y271017	-22.6	1.14	1.39	0.45	0.07	23.17	0.034	21.705	18.816	59.479			
TE43	Y271017	-23.0	1.00	1.14	0.39	0.06	22.17	0.040	23.442	19.431	57.126			
TE41	Y271017	-22.5	1.10	1.26	0.43	0.06	24.50	0.038	21.206	18.730	60.065			
TE40	Y271017	-22.6	0.69	0.81	0.38	0.01	94.50	0.048	19.765	17.078	63.157			
TE39	Y271017	-22.5	0.91	1.03	0.48	0.06	20.03	0.029	21.170	20.239	58.591			
TE38	Y271017	-22.5	0.89	0.89	0.47	0.06	17.31	0.020	22.585	22.110	55.306			
TE37	Y271017	-22.3	1.08	1.24	0.43	0.06	24.11	0.031	23.196	20.042	56.762			
TE36	Y271018	-22.6	1.05	1.21	0.44	0.06	23.53	0.032	14.896	20.191	64.914			
TE35	Y271018	-22.6	0.83	0.99	0.34	0.04	28.88	0.042	20.274	20.317	59.410			
TE34	Y271018	-22.8	0.98	1.09	0.50	0.07	18.17	0.026	20.564	21.941	57.495			
TE33	Y271018	-22.9	0.85	0.95	0.40	0.06	18.47	0.033	21.588	20.374	58.038			
TE32	Y271018	-22.9	0.87	0.99	0.44	0.06	19.25	0.027	27.538	19.607	52.855			
TE31	Y271018	-22.9	0.82	0.92	0.42	0.06	17.89	0.038	28.217	21.656	50.127			
TE30	Y271019	-23.0	0.73	0.81	0.40	0.05	18.90	0.025	33.963	15.829	50.208			
TE29	Y271019	-22.8	0.72	0.80	0.40	0.06	15.56	0.027	29.482	17.409	53.110			
TE28	Y271019	-22.8	0.77	0.85	0.42	0.06	16.53	0.015	30.641	16.763	52.596			
TE27	Y271019	-23.0	0.71	0.80	0.43	0.06	15.56	0.015	32.478	16.992	50.530			
TE24	Y271019	-22.7	0.73	0.81	0.40	0.06	15.75	0.021	32.006	18.446	49.548			
TE21	Y271019	-22.6	0.71	0.79	0.40	0.06	15.36	0.010	24.967	13.878	61.155			
SY29	Y111035	-22.8	0.55	0.62	0.37	0.07	10.33	0.014	25.789	15.263	58.947	1.439	0.531	1.897
SY27	Y111013	-23.1	0.66	0.74	0.40	0.07	12.33							
SY26	Y111025	-22.1	0.71	0.78	0.48	0.08	11.38							
SY79	Y111035	-21.8	0.69	0.75	0.36	0.04	21.88							
SY78	Y111035	-22.1	0.89	1.00	0.42	0.05	23.33							
SY77	Y111035	-22.1	0.79	0.87	0.40	0.05	20.30							
SY76	Y111035	-21.8	1.01	1.13	0.43	0.05	26.37							
SY74	Y111035	-21.9	1.01	1.12	0.45	0.05	26.13							
SY73	Y111035	-21.8	0.82	0.91	0.44	0.05	21.23							
SY72	Y111035	-21.9	0.61	0.68	0.47	0.05	15.87							
SY71	Y111035	-21.9	0.73	0.82	0.43	0.04	23.92							
SY70	Y111035	-22.1	0.53	0.59	0.44	0.06	11.47							
SY69	Y111035	-22.2	0.80	0.88	0.39	0.05	20.53							
SY68	Y111035	-22.2	0.56	0.62	0.45	0.06	12.06							
SY67	Y111035	-22.3	0.73	0.82	0.40	0.05	19.13							
SY65	Y111035	-21.8	0.92	1.04	0.37	0.06	20.22	0.030	37.828	17.978	44.195	1.135	0.369	2.624
SY64	Y111035	-22.4	0.72	0.81	0.44	0.06	15.75							
SY63	Y111035	-22.1	0.83	0.93	0.43	0.06	18.08							
SY62	Y111035	-21.9	0.80	0.90	0.43	0.06	17.50							
SY61	Y111035	-22.0	0.91	1.01	0.38	0.05	23.57							

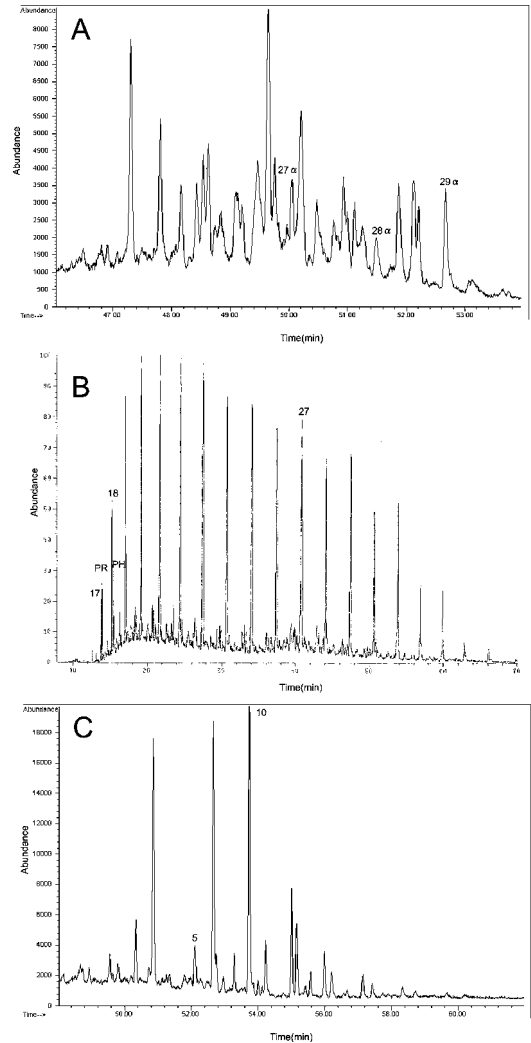


図3. 飽和炭化水素成分のバイオマーカー分析により得られたステラン類の m/z217 マスクロマトグラム (A), n-アルカン類・イソプレノイド類の m/z57 マスクロマトグラム (B) 及びホパン類の m/z191 マスクロマトグラム (C) と. A-27 α : 5 α , 14 α , 17 α -cholestane 20R, A-28 α : 24-methyl-5 α , 14 α , 17 α -cholestane 20R, A-29 α : 24-ethyl-5 α , 14 α , 17 α -cholestane 20R, B-17: n-C17 (直鎖状の飽和炭化水素で炭素が17個付いている), B-PR: pristane (側鎖型の炭化水素成分で炭素が19個付いている), B-18: n-C18 (直鎖状の飽和炭化水素で炭素が18個付いている), B-PH: phytane (側鎖型の炭化水素成分で炭素が20個付いている), B-27: n-C27 (直鎖状の飽和炭化水素で炭素が27個付いている), C-5: 17 α (H), 18 α (H), 21 β (H)-28-30-bisnorhopane, C-10: 17 α (H), 21 β (H)-hopane. ステラン類, n-アルカン類, ホパン類は細胞膜を構成している脂質の一種が続成作用を受けたものである. イソプレノイド類はクロロフィルのフィトール基が続成作用を受けたものである.

II: 下部 Albian 階の下部～上部 Albian 階の下部 (*Globigerinelloides* spp. 帯最上部～*Biticinella breggiensis* 帯) にかけての変動パターンは, 奥境の沢砂岩泥岩部層の下部から日陰ノ沢層の基底部へと全体として緩やかに負の方向 (-23.6%から-25.1%) ヘシフトする傾向を示す. 但し, 奥境の沢層の上部で, 約1.5%の正シフトが2回見られる.

III: 上部 Albian 階の下部～Albian / Cenomanian 階境界 (*Rotalipora subticinensis*-*R. ticinensis* 帯～*Rotalipora appenninica* 帯) にかけては, 日陰ノ沢層下部から上部まで, 約-24.5%付近の変動をする. ただし, 本層の中部では2回の正シフト (-23.0%, -22.6%; 図2のIII') が見られる.

脂肪酸炭化水素成分のバイオマーカー分析からステラン類 (m/z217, 図3A), n-アルカン類及びイソプレノイド類 (m/z57, 図3B), ホパン類 (m/z191, 図3C) のマスクロマトグラムが得られた. このうち, C27ステラン (5 α , 14 α , 17 α -cholestane 20R, 図3A, 27 α), C28ステラン (24-methyl-5 α , 14 α , 17 α -cholestane 20R, 図3A, 28 α), C29ステラン (24-ethyl-5 α , 14 α , 17 α -cholestane 20R, 図3A, 29 α) を, Huang

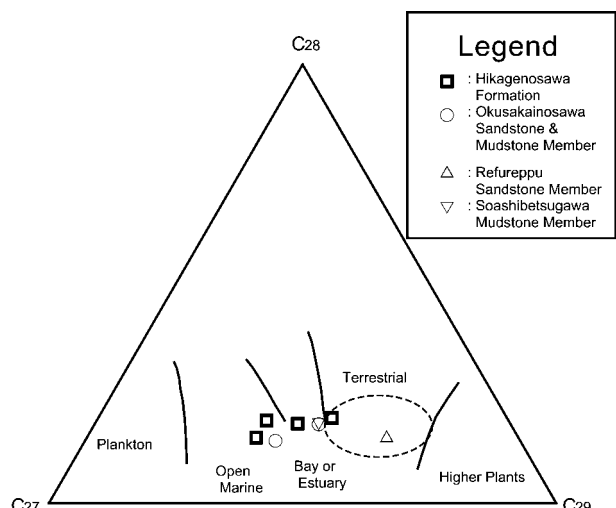


図4. C27, C28, C29ステランの三角ダイアグラム. ダイアグラムの区分はHuang and Meinschein (1979)に従う. C27とは炭素が27個付いていることを意味する. 破線楕円は奥境の沢砂岩泥岩部層の試料が集中した範囲を示す.

and Meinschein (1979) の三角ダイアグラムにプロットし有機物の起源を考察した (図4). 今回得られたC27ステラン, C28ステラン, C29ステラン組成比の三角ダイアグラムによると, ほとんどの試料で河口・湾あるいは陸上の有機物が優勢であることを示している. また, C19イソプレノイド (図3B, PR:プリスタン) /C20イソプレノイド (図3B, PH:ファイタン) 比は0.443~5.709の間で変動を示し, ほとんどの層準では3以下である. PR/C17 n-アルカン (図3B, 17), PH/C18n-アルカン (図3B, 18) に関しては, Waples (1985) の二成分ダイアグラムにプロットし検討した (図5). n-C27付近のn-アルカン類が多く含まれる場合は, 陸源有機物が優勢であることが知られている (Moldowan *et al.*, 1985). 試料中の n-アルカン類のマスキロマトグラム (図3B) は, n-C27が多いことを示しており, 陸源高等植物が優勢と考えられる. さらに, 炭素同位体比分析に使用した泥岩中に含まれる有機物を検鏡した結果, その殆どがビ

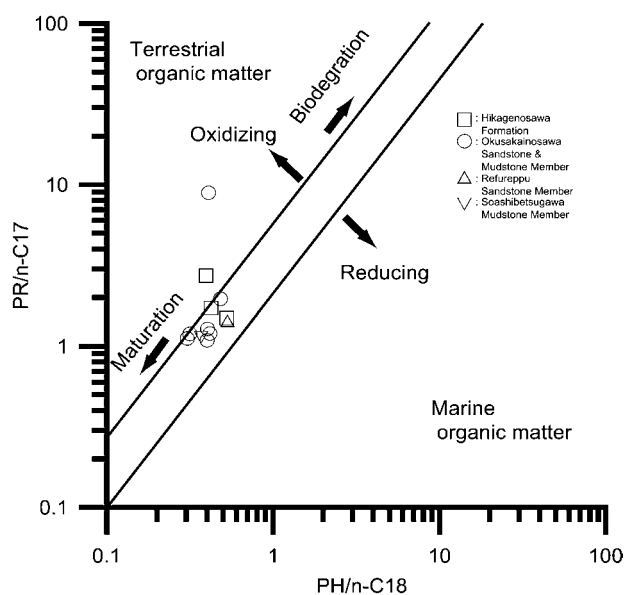


図5. Pristane/n-C17, Phytane/n-C18の二成分ダイアグラム. ダイアグラムの区分はWaples (1985)に従う.

トリナイトを含む陸源高等植物を主要成分とすることが明らかになり (図6), 分析の結果と調和的である. 有機炭素含有量分析で測定された全炭素/全窒素原子量比 (C/N atomic ratio) は丸山層で8.36と低いが, 多くの試料で20以上 (平均19.62) であり (表1), このことも陸源高等植物由来の有機物に富んでいることを示している. 一方, これらのことから, 本研究で得られた有機物は, 陸上高等植物が主要な起源となっており, 炭素同位体比は陸上植物の同位体比の変動を示している. 他方, PR/C17 n-アルカン, PH/C18 n-アルカンの二成分ダイアグラム (図5) から, 陸源の有機物を含んでいることはわかるが, その量が優勢であるという傾向は認められない. しかし, 熟成度が低い場合には, プリスタン/ファイタン比が古環境の状態を十分に示さないことが報告されており (Volkman and Maxwell, 1986), その影響により古環境情報を得られていない可能性もある. また, 今後, 本地域でこの指標が十分に古環境

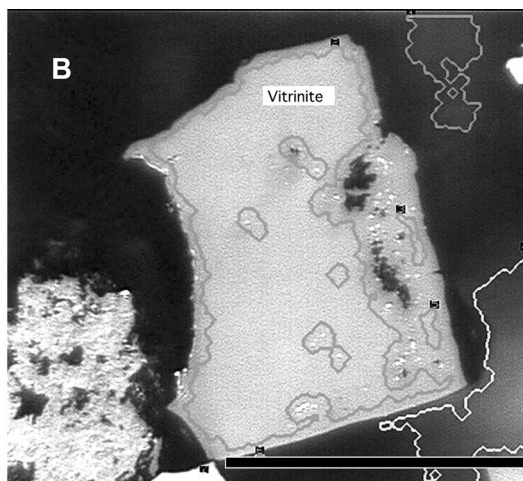
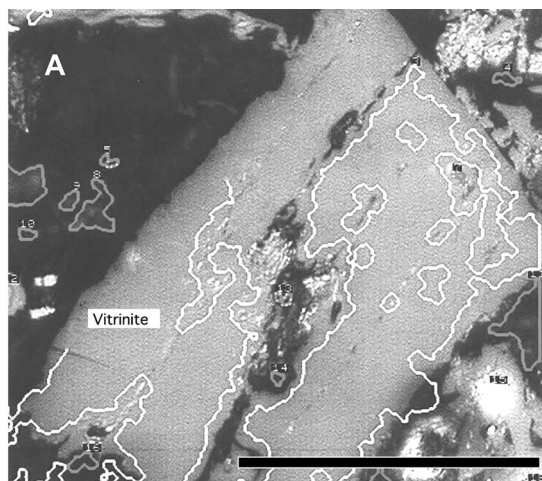


図6. ビトリナイトの検鏡写真. A: サンプル番号SY27, B: サンプル番号SY31. スケール・バーは50μm.

を反映しているか検討が必要である。ビスノルホパン／ホパン比 (17 α (H), 18 α (H), 21 β (H) -bisonorhopane／17 α (H), 21 β (H) -hopane) に関しては、0 から0.165の間 (平均0.048) で変動を示した (図2)。Aptian 階の最上部で最大0.071, 下部～中部 Albian 階で最大0.165であり、いずれも他の層準より高い値を検出した (図2)。

考察

炭素同位体比パターンの対比

浮遊性有孔虫化石層序に基づき、本調査地域 (大夕張) とそれ以外の3地域 (芦別地域, イタリア Piobbico 地域, スイス Roter Sattel 地域) の各セクションとの間で炭素同位体比の変動パターンを比較した (図7)。但し、日本以外の地域の炭素同位体比は炭酸塩のものである。Leupoldina cabri 帯の下部では、いずれの地域の炭素同位体比も比較的重い値を示し、大夕張にみられた変動パターンI' と同様な変動が認められる。芦別地域の Leupoldina cabri 帯～Globigerinelloides spp. 帯では、緩やかな負の方向にシフト (-22‰から-24‰) し、Piobbico 地域及びRoter Sattel 地域の Leupoldina cabri 帯～Globigerinelloides algerianus 帯でも、全体として緩やかに負の方向にシフト (それぞれ3.5‰から2‰, 4.5‰から3‰) する。しかし、大夕張地域では試料数が少ないため、負の方向のシフトは確認できなかった。Roter Sattel 地域およびPiobbico 地域の Ticinella primula 帯～Biticinella breggiensis 帯はいずれもほぼ2.0‰前後の値で、大夕張地域にみられる変動パターンII' のような緩やかな負の方向のシフトは認められない。Piobbico 地域及びRoter Sattel 地域の Rotalipora ticinensis 帯～Rotalipora appenninica 帯でも、その値はほとんど変化せず、大夕張地域での区間III' との類似が見られる。しかし、III' の変動パターンは、Piobbico 地域及びRoter Sattel 地域の R. ticinensis 帯では認められない。大夕張地域の炭素同位体対比の変動パターンは、その他の地域 (芦別地域, ヨーロッパの Piobbico, Roter Sattel 両地域) とは一部で類似性が認められるが、差異が認められ、汎世界的な変動パターンと局地的な変動パターンを示していると考えられる。

炭酸塩の炭同位体比変動と木質類 (陸源高等植物由来, 陸源C3植物由来の有機物) を主体とする有機炭素の炭素同位体比変動の対比に関しては Hasegawa (1997) 及び Hasegawa and Hatsugai (2000) が議論している。本研究で得られた陸源高等植物を主体とした炭素安定同位体比も同様に、大気中の炭素同位体比を反映した変動を示すと考えられる。

酸化還元環境の推定

バイオマーカー分析により得られたプリスタン (図3B, PR), ファイタン (図3B, PH), n-C17 (図3B, 17) 及びn-C18 (図3B, 18), ビスノルホパン (図3C, No. 5) を用いて、北大夕張地域の酸化還元環境を推定した。このうち、

ビスノルホパンは硫化水素を利用する化学独立栄養細菌 (Schoell *et al.*, 1992), あるいは硫黄酸化バクテリア起源 (Curiale and Odermatt, 1989) とされるバイオマーカーである。このバイオマーカーは、南アメリカ大陸縁辺部 (ブラジル東部) に分布する上部白亜系や中新統モンテレー層に多く含まれている (Mello *et al.*, 1990; Williams, 1984)。これらはいずれも還元環境で堆積した石油根源岩であり、現地性のバクテリアマットを起源とするビスノルホパンが多く含まれている (Williams, 1984)。すなわち、ビスノルホパンの濃集は無酸素の堆積環境を示すとみなしてよい (Mello *et al.*, 1990)。

プリスタン, ファイタンは、葉緑素のクロロフィル側鎖のフィトール基が、堆積環境の影響により変化して形成される。酸化的であれば、脱炭酸過程を経てプリスタンに変化し、還元的であれば、脱水過程を経てファイタンに変化する (Illich, 1983)。そこで、プリスタン／ファイタン比が3.0以上であれば、酸化的環境で (Peters, 1986), 1.0以下であれば、還元的環境で堆積したと判断される (Didyk *et al.*, 1978)。大夕張地域では、日陰ノ沢層より下位では3以下、日陰ノ沢では1以下で、日陰ノ沢では還元環境が広がっていたことが示唆される。しかし、本地域のプリスタン／ファイタン比と有機炭素含有量及びビスノルホパン／ホパン比の間には相関関係の有意性は認められない ($r=-0.080$, $r=0.106$)。一方、有機炭素含有量とビスノルホパン／ホパン比には有意な相関が認められる ($r=0.640$)。したがって、大夕張地域ではプリスタン／ファイタン比よりもビスノルホパン／ホパン比の方が酸化還元環境の変化を捉えている可能性が高いことが示唆される。そこで、本研究ではビスノルホパンを酸化還元環境指標として用いた。

OAE1aはイタリアではSelli Levelに相当し (Coccioni *et al.*, 1989), Globigerinelloides blowi 帯／L. cabri 帯境界付近の層準に当たる。顕著な黒色泥岩または泥灰岩が東太平洋南部 (Jenkyns and Wilson, 1999), 大西洋北部と南部 (Gröcke *et al.*, 1999; Gale, 2000; Hofmann *et al.*, 2001), テチス海 (Strasser *et al.*, 2001; Erbacher and Thurow, 1997), 南極海 (Bralower *et al.*, 1993) などの広い範囲で堆積している。大夕張地域では、下部Aptian階の惣芦別川泥岩部層上部の泥岩は葉理が比較的発達しているが、有機炭素含有量及びビスノルホパン／ホパン比の顕著な変動は見いだされなかった (図2)。また、このOAE1aに特徴的な2～3‰の正シフトも検出されていない。今回の採取試料は、L. cabri の初産出層準より上位であり、惣芦別川泥岩部層の最上部より下位に、OAE1aの相当層があると考えられる。

Aptian 階から上部 Aptian 階上部の礼振峰砂岩部層では、有機炭素含有量は最大で0.71%, ビスノルホパン／ホパン比も低いが、上部Albian階下部の日陰ノ沢層でも礼振峰砂岩部層の値よりもやや高い程度でしかなく、著しく還元的な環境であったとは考えられない。また、礼振峰砂岩部層では、層理面に這いずり跡の生痕化石が認められ、葉理の発達も弱く、酸化的な環境であった可能性を示す。

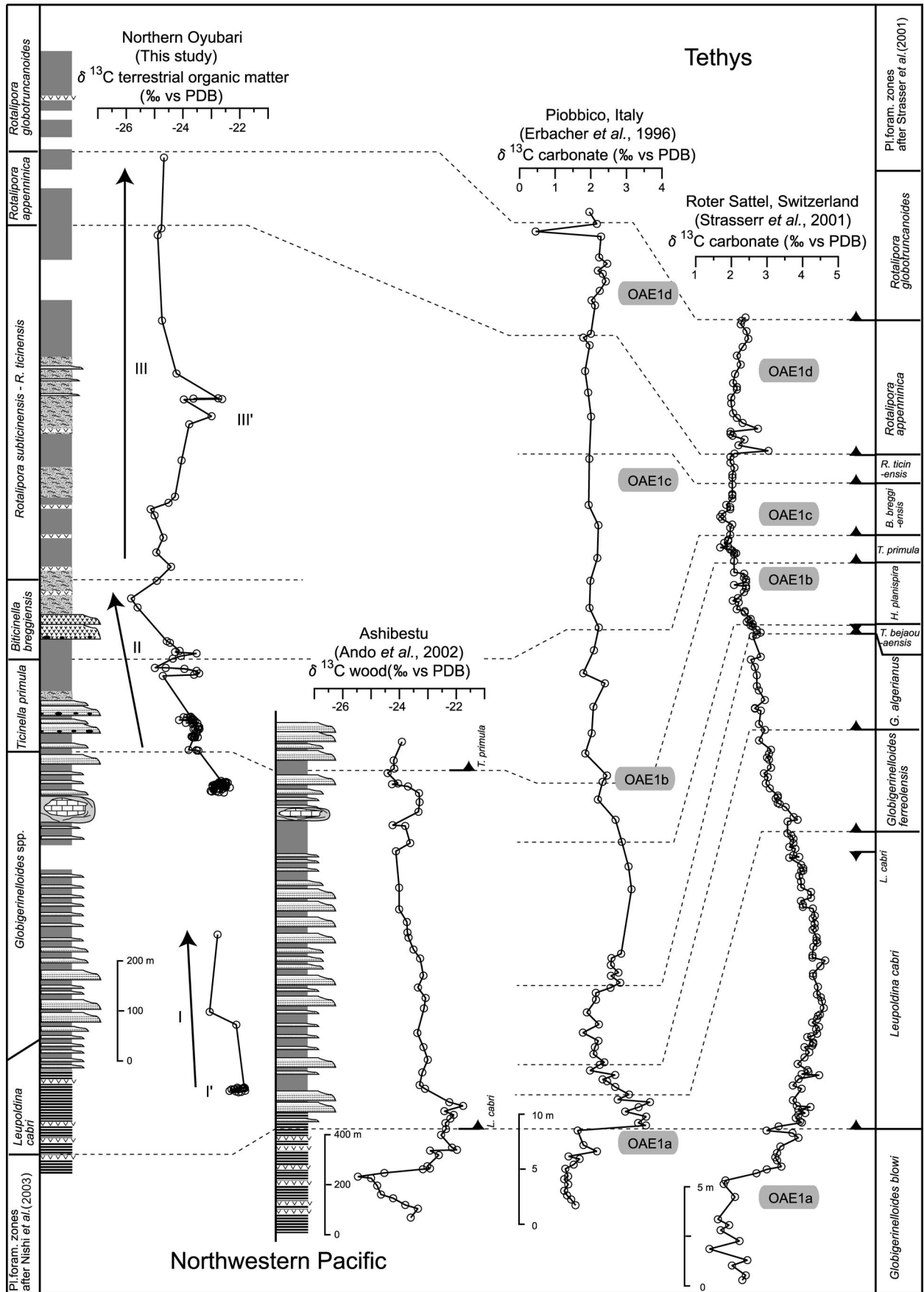


図7. 地域間における炭素同位体比変動パターンの比較. 左から北西太平洋の北大夕張地域, 芦別地域, テチス海のイタリアPiobbico地域, スイスRoter Sattel地域の有機炭素及び炭酸塩の炭素同位体比変動パターン.

Aptian 階の最上部～中部 Albian 階の奥境の沢砂岩泥岩部層では、有機炭素含有量及びビスノルホパン／ホパン比も他の層準より高い。本部層の下部では有機炭素含有量とビスノルホパン／ホパン比が最大で各々1.21%、0.071となり、中部では各々2.21%、0.165となる。この部層の下部から中部にかけては葉理の発達認められる。これらの分析及び観察結果から、本部層の下部及び中部では他の層準よりも強い還元環境であったことが示唆される。OAE1b は、*H. planispira* 帯の最上部付近の層準に当たり、炭酸塩の炭素同位体比が0.5‰程度負にシフトすることが報告されており、テチス海や大西洋でも認められている (Bralower *et al.*, 1993; Erbacher *et al.*, 1996; Strasser *et al.*, 2001)。OAE1b は当初、一次生産の増加に関係したOAE (生産性OAEという) であると考えられていた (Erbacher *et al.*, 1996; Erbacher and Thurow, 1997) が、その後、熱塩成層の強化に由来するサブロペルであるという議論 (Erbacher *et al.*, 2001; 長谷川ほか, 2002) もあり、原因は定まっていない。本地域及び芦別地域では、*H. planispira* 帯は崑山オリストストローム部層の影響により欠如している可能性がある。また、上述の炭素同位体比の負のシフトが、OAE1aの正シフトのように顕著でないため、今回得られた変動パターンからはOAE1bの正確な層準を特定することできなかった。従って、ビスノルホパン／ホパン比から還元環境とされた奥境の沢砂岩泥岩部層の下部がOAE1bに対比できるかどうか不明である。

上部 Albian 階下部 (奥境の沢砂岩泥岩部層の上部) では、有機炭素含有量は0.45～0.84%とやや高く、ビスノルホパン／ホパン比は0.030と低いが、丸山層から日陰ノ沢層の基底層にかけては共に低い値を示す (図2)。一方、奥境の沢砂岩泥岩部層から日陰ノ沢層にかけての層準では葉理が発達した暗灰色泥岩が認められる。OAE1cはPiobbico地域では、*Ticinella praeticinensis* 帯最上部、Roter Sattel地域では*B. breggiensis*帯の中部に当たるが、著しい炭素同位体比変動は認められない (図7)。OAE1cは碎屑性OAEであり、海退により陸源碎屑物の供給が増加し、それに伴い陸源有機物であるタイプIIIケロジェン (木質・石炭質) が優勢となる (Erbacher *et al.*, 1996; Erbacher and Thurow, 1997)。しかし、奥境の沢砂岩泥岩部層や日陰ノ沢層では、C27-C28-C29ステラン三角ダイアグラムから陸源有機物の寄与はむしろ少ないと推定される (図4)。

これに対して、両 (部) 層に挟まれる丸山層は土石流堆積物であり、崑山オリストストローム部層中の異地性石灰岩体と同一起源の岩塊を含むチャネル堆積物である (高嶋ほか, 1997)。本層は、浮遊性有孔虫化石層序からOAE1cに対比される層準にあり、上下の層に比べ著しく陸源碎屑物及び浅海域の石灰岩塊が流入している。OAE1cが発生した時期の海退が、汎地球的な海水準変動であり、その影響が陸源碎屑物を増加させると考えれば、それが丸山層の土石流堆積物という形で現れてきてよい。今後、丸山層の有機物組成や起源などを明らかにし、OAE1c発生当時の蝦夷前弧海盆の環境を明らかにする必要がある。

上部 Albian 階上部の日陰ノ沢層は、有機炭素含有量は0.5%程度で、ビスノルホパン／ホパン比も0.005と他層準と比べ低い値を示す (図2)。ここでは、浮遊性有孔虫類や放散虫類及び大型化石のアンモナイト類・イノセラムス類の産出頻度および多様性の増加が報告され (高嶋ほか, 1997; 三次・平野, 1997a, b; 川辺ほか, 1996)、海底付近でも酸化環境が形成されていたことを示唆している。OAE1dはRoter Sattel地域では上部 Albian 階最上部の*R. appenninica* 帯、Piobbico地域では*Planomalina buxtorfi*帯の中部に当たり、OAE1aほどの顕著な炭素同位体比の正シフトは報告されていない (Strasser *et al.*, 2001; Erbacher *et al.*, 1996; Erbacher and Thurow, 1997; 図7)。また、サブロペルによって生じたとされるOAE1bと対照的な事変であることが報告されている (Wilson and Norris, 2001)。本地域では、上部 Albian 階の最上部の日陰ノ沢層上部 (*R. appenninica* 帯～*R. globotruncanoides* 帯) にOAE1d相当層が存在すると考えられる。炭素同位体比の変動からは、その層準は明らかになっていない。しかし、日陰ノ沢層上部において有機炭素含有量が比較的高い層準 (0.87%) もあり、バイオマーカー分析などで、OAE1dの相当する層準を明らかにする必要がある。

結論

- 1) 北海道北大夕張地域において、Aptian 階～Albian 階の泥岩中に含まれる陸源有機物の炭素同位体比の変動パターンを解析した。その変動は、その他の地域 (芦別地域、ヨーロッパのPiobbico, Roter Sattel両地域) とは一部で類似性が認められる。本調査地域の有機炭素の炭素同位体比の変動は汎地球的な変化及び局地的な変化を反映していると考えられる。
- 2) 本地域では下部～中部 Albian 階でオリストストローム層の存在が報告されており、その影響により、OAE1bが発生した *H. planispira* 帯が欠如している可能性がある。しかし、OAE1b相当層の上位層準にあたる *T. primula* 帯 (上部 Aptian 階～下部 Albian 階) では、有機炭素含有量が高いだけでなく、ビスノルホパン／ホパン比も他の層準より高い値を示し、還元環境が示唆されるが、その要因は不明である。
- 3) 中部 Albian 階の OAE1c 相当層では、有機炭素含有量がやや高くなる層準が認められる。しかし、ビスノルホパン／ホパン比では、著しい変動は認められず、還元的な環境は検出できなかった。
- 4) 奥境の沢砂岩泥岩部層の上部から日陰ノ沢層までのビスノルホパン／ホパン比及び有機炭素含有量は、奥境の沢砂岩泥岩部層の下部及び中部より低い値を示す。浮遊性微化石の産出数は増加し、多様性も高まり、大型化石の産出も奥境の沢砂岩泥岩部層上部より始まる。これらの化石の産出の増減の一因が底層の酸化還元環境の変動に依存している可能性が示唆される。

北大夕張地域の陸源有機物の炭素同位体比を測定したが、今回の試料からは詳細な環境変動は明らかにならなかった。また、今後、バイオマーカー分析及びHofmann *et al.* (2001) やBellanca *et al.* (2002) などで使用されている泥岩の元素組成比の酸化還元環境指標等を実施することにより、OAE相当層の環境変動の詳細を調査し、生産性OAEか、砕屑性OAEか、または、OAEが生じていなかったのかを明らかにする必要がある。併せて、OAE1各サブイベントの形成過程や大型化石及び微化石の産出頻度および多様性の変化への影響等を明らかにする必要がある。

謝辞

本研究の分析を実施するに当たり、石油資源開発株式会社技術研究所に全面的な御協力を頂いた。また、研究所の所長、所員の方々には研究・分析を進めるにあたり、多くの御指導・御助言を頂いた。元所長の工藤修治先生、金沢大学の長谷川 卓博士、日鉄鉱コンサルタント株式会社の有田正史博士、高畑裕之博士、古野正憲博士をはじめとするの方々には研究を進めるにあたり、多くの御助言を頂いた。本論文執筆に際し、(財)自然史科学研究所の川辺文久博士には、北大夕張地域の地質をはじめ、全般にわたり格別の御教示・御協力を頂いた。三笠市の小林御夫妻、長谷川浩二氏、三笠市博物館の館員の方々には、現地での調査に際して、多くのことに便宜を図って頂いた。九州大学の西弘嗣助教授、匿名査読者からは素稿に関して貴重かつ有益な御意見を頂いた。本研究に、科学研究費補助金(平野:基盤C, 09839036, 1997-2000; 基盤B, 15340178, 2003-2005)、早稲田大学特定課題研究助成(98A-555; 99A-118; 00A-096; 2001A-536)、理工学総合研究センター・プロジェクト研究B(B-235, 1998-2000)を用いた。記して上記の方々及び機関に謝意を表す。

文献

Alberdi-Genolet, M. and Tocco, R., 1999. Trace metals and organic geochemistry of the Machiques Member(Aptian-Albian)and La Luna Formation (Cenomanian-Campanian), Venezuela. *Chemical Geology*, **160**, 19-38.

Ando, H., 2003. Stratigraphic correlation of Upper Cretaceous to Paleocene forearc basin sediments in Northeast Japan: cyclic sedimentation and basin evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, **21**, 921-935.

Ando, A., Kakegawa, T., Takashima, R. and Saito, T., 2002. New perspective on Aptian carbon isotope stratigraphy: Data from $\delta^{13}\text{C}$ records of terrestrial organic matter. *Geology*, **30**, 227-230.

Arens, N. C., Jahren, A. H. and Amundson, R., 2000. Can C 3 plants faithfully record the carbon isotopic composition of atmospheric carbon dioxide? *Paleobiology*, **26**, 137-164.

Arthur, M. A., Jenkyns, H. C., Brumsack, H. -J. and Schlanger, S. O., 1990. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In Ginsburg, R. N. and Beaudoin, B., eds., *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*, 75-119. Kluwer, Dordrecht.

Arthur, M. A. and Schlanger, S. O., 1979. Cretaceous "Oceanic Anoxic Events" as causal factors in development of reef-reservoired giant oil

fields. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63**, 870-885.

Baudin, F. and Sachsenhofer, R. F., 1996. Organic geochemistry of Lower Cretaceous sediments from Northwestern Pacific guyots (ODP leg 143). *Organic Geochemistry*, **25**, 311-324.

Bellanca, A., Claps, M., Erba, E., Masetti, D., Neri, R., Premoli Silva, I. and Venezia, F., 1996. Orbitally induced limestone/marlstone rhythms in the Albian-Cenomanian Cisonon section(Venetian region, northern Italy): sedimentology, calcareous and siliceous plankton distribution, elemental and isotope geochemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **126**, 227-260.

Bellanca, A., Erba, E., Neri, R., Premoli Silva, I., Sprovieri, M., Tremolada, F. and Verga, D., 2002. Palaeoceanographic significance of the Tethyan "Levello Selli" (Early Aptian) from the Hybla Formation, northwestern Sicily: biostratigraphy and high-resolution chemostratigraphic records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **185**, 175-196.

Bralower, T. J., Sliter, W. V., Arthur, M. A., Leckie, R. M., Allard, D. J. and Schlanger, S. O., 1993. Dysoxic/anoxic episodes in the Aptian-Albian (Early Cretaceous). In Pringle, M. S., Sager, W. W., Sliter, M. V. and Stein, S., eds., *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism*. Geophysical Monograph Series, **77**, 5-37. American Geophysical Union, San Francisco.

Cobianchi, M., Luciani, V. and Menegatti A., 1999. The Selli Level of the Gargano Promontory, Apulia, southern Italy: foraminiferal and calcareous nannofossil data. *Cretaceous Research*, **20**, 255-269.

Coccioni, R., Franchi, R., Nesci, O., Wezel, F. -C., Battistini, F. and Pallecchi, P., 1989. Stratigraphy and mineralogy of the Selli level (Early Aptian) at the base of the Mame a Fucoidi in the Umbrian-Marchean Apennines (Italy). In Wiedmann, J. ed., *Cretaceous of the Western Tethys. 3rd International Cretaceous Symposium*, 563-584. Schweizerbart, Tuebingen.

Curiale, J. A. and Odermatt, J. R., 1989. Short-term biomarker variability in the Monterey Formation, Santa Maria Basin. *Organic Geochemistry*, **14**, 1-13.

Didyk, B. M., Simoneit, B. R. T., Brassell, S. C. and Eglinton, G., 1978. Organic geochemical indicators of paleoenvironmental conditions of sedimentation. *Nature*, **272**, 216-222.

Erbacher, J., Hemleben, C., Huber, B. T. and Markey, M., 1999. Correlating environmental changes during early Albian oceanic anoxic event 1B using benthic foraminiferal paleoecology. *Marine Micropaleontology*, **38**, 7-28.

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 Micropaleontology*, **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.

Erbacher, J., Huber, B. T., Norris, R. D. and Markey, M., 2001. Increased thermohaline stratification as a possible cause for a Cretaceous oceanic anoxic event. *Nature*, **409**, 325-327.

Erlich, R. N., Macsotay, I., Nederbragt, A. J. and Antonieta Lorente, M., 1999. Palaeoecology, palaeogeography and depositional environments of Upper Cretaceous rocks of western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **153**, 203-238.

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 University Press, Cambridge.

Gale, A. S., Jenkyns, H. C., Kennedy, W. J. and Corfield, R. M., 1993. Chemostratigraphy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian-Turonian boundary. *Journal of Geological Society, London*, **150**, 29-32.

Gröcke, D. R., 1998. Carbon-isotope analyses of fossil plants as a chemostratigraphic and palaeoenvironmental tool. *Lethaia*, **31**, 1-13.

Gröcke, D. R., Hesselbo, S. P. and Jenkyns, H. C., 1999. Carbon-isotope composition of Lower Cretaceous fossil wood: Ocean-atmosphere chemistry and relation to sea-level change. *Geology*, **27**, 155-158.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M. B., Jacquin, T., de Graciansky, P.-

- C. and Vail, P. R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. *In de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T. and Vail, P. R. eds., Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins.* SEPM Special Publication, (60), chart 5.
- 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.
- Hasegawa, T. and Hatsugai, T., 2000. Carbon-isotope stratigraphy and its chronostratigraphic significance for the Cretaceous Yezo Group, Kotanbetsu area, Hokkaido, Japan. *Paleontological Research*, **4**, 95-106.
- 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・西 弘嗣・岡田尚武・坂本竜彦・Beaufort, L.・Giraud, F.・Friedrich, O.・古川麻里子・川幡穂高・大河内直彦・高嶋礼詩・黒柳あずみ・山村充・勝田長貴, 2002. 白亜紀の海洋無酸素事変(OAE1b)の高分解能解析. 月刊地球, **24**, 454-460.
- 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—北海道蝦夷層群の一例. 早稲田大学理工学研究報告, (130), 52-59.
- Hirano, H., 1993. Phyletic evolution of desmoceratine ammonoids through the Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event. *Systematics Association Special Volume*, (47), 267-284.
- Hirano, H., 1995. Correlation of the Cenomanian/Turonian boundary between Japan and Western Interior of the United States in relation with oceanic anoxic events. *Journal of Geological Society of Japan*, **101**, 13-18.
- Hirano, H. and Fukuju, T., 1997. Lower Cretaceous oceanic anoxic event in the Lower Yezo Group, Hokkaido, Japan. *Journal of Geological Society of the Philippines*, **52**, 173-182.
- Hofmann, P., Ricken, W., Schwark, L. and Leythaeuser, D., 2001. Geochemical signature and related climatic-oceanographic processes for early Albian black shales: Site 417D, North Atlantic Ocean. *Cretaceous Research*, **22**, 243-257.
- Huang, W.-Y. and Meinschein, W. G., 1979. Sterols as ecological indicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43**, 739-745.
- Illich, H. A., 1983. Pristane, phytane, and lower molecular weight isoprenoid distributions in oils. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, **67**, 385-393.
- Jackson, E. D. and Schlanger, S. O., 1976. Regional synthesis, Line Islands Chain, and Manihiki Plateau, central Pacific Ocean. *In Schlanger, S. O. and Jankson E.D et al. eds. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, **33**, 915-927. U.S. Government Printing 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. *Cretaceous Research*, **9**, 3-103.
- Jenkyns, H. C., 1976. Sediments and sedimentary history of the Manihiki Plateau, South Pacific Ocean. *In Schlanger, S. O. and Jankson E.D et al. eds. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, **33**, 873-890. U.S. Government Printing Office, Washington.
- Jenkyns, H. C., 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of Geological Society, London*, **137**, 171-188.
- Jenkyns, H. C. and Wilson, P. A., 1999. Stratigraphy, paleoceanography, and evolution of Cretaceous Pacific guyots: Relics from a greenhouse earth. *American Journal of Science*, **299**, 341-392.
- Kawabe, F., 2000. Cretaceous stratigraphy in the Oyubari area, central Hokkaido, Japan. *Bulletin of the National Science Museum, Tokyo*, **26**, 9-56.
- 川辺文久・平野弘道・高木 恭, 1996. 北海道北大夕張地域白亜系の大規模化石層序, 地質学雑誌, **102**, 440-459.
- Koutsoukos, E. A. M., Leary, P. N. and Hart, M. B., 1990. Latest Cenomanian-earliest Turonian low-oxygen tolerant benthonic foraminifera: a case-study from the Sergipe basin (N.E. Brazil) and the western Anglo-Paris basin (southern England). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **77**, 145-177.
- 前田晴良, 1992. 本邦中部白亜系中に見られる"oceanic anoxia"の記録. 化石, (53), 47-48.
- 前田晴良・宮田憲一・川路芳弘, 1987. 徳島県勝浦地域に分布する下部白亜系藤川層の堆積環境について. 高知大学学術研究報告(自然科学), **36**, 1-15.
- 松本達郎・西田民雄, 2000. アルビアン上部～セノマニアン下部の生層序—北海道シューパロ地域の場合—. 化石, (68), 1-12.
- Mello, M. R., Koutsoukos, E. A. M., Hart, M. B., Brassell, S. C. and Maxwell, J. R., 1990. Late Cretaceous anoxic events in the Brazilian continental margin. *Organic Geochemistry*, **14**, 529-542.
- 三次徳二・平野弘道, 1997a. 北海道下部蝦夷層群の放散虫化石層序—特に前期白亜紀海洋無酸素事変の時代に着目して—. 大阪微生物研究会誌, 特別号, **10**, 237-244.
- 三次徳二・平野弘道, 1997b. 北海道中軸部下部蝦夷層群の白亜紀放散虫化石. 地質学雑誌, **103**, 113-125.
- Moldowan, J. M., Seifert, W. K. and Gallegos, E. J., 1985. Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **69**, 1255-1268.
- 本山 功・藤原 治・海保郁夫・室田 隆, 1991. 北海道大夕張地域の白亜系層序と石灰質微化石年代. 地質学雑誌, **97**, 507-527.
- Nederbragt, A. J., Erlich, R. N., Fouke, B. W. and Ganssen, G. M., 1998. Paleocology of the biserial planktonic foraminifer *Heterohelix moremani* (Cushman) in the late Albian to middle Turonian Circum-North Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **144**, 115-133.
- Nishi, H., Takashima, R., Hatsugai, T., Saito, T., Moriya, K., Ennyu, A. and Sakai, T., 2003. Planktonic foraminiferal zonation in the Cretaceous Yezo Group, Central Hokkaido, Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, **21**, 867-886.
- Okada, H., 1983. Collision orogenesis and sedimentation in Hokkaido, Japan. *In Hashimoto, M. and Ueda, S. eds., Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*. 91-105. Terra Scientific Publication, Tokyo.
- Peters, K. E., 1986. Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **70**, 318-329.
- Santos Neto, E. V., Hayes, J. M. and Takaki, T., 1998. Isotopic biogeochemistry of the Neocomian lacustrine and Upper Aptian marine-evaporitic sediments of the Potiguar Basin, Northeastern Brazil. *Organic Geochemistry*, **28**, 361-381.
- Savrdra, C. E. and Bottjer D. J., 1991. Oxygen-related biofacies in marine strata: an overview update. *In Tyson, R. V. and Pearson, T. H. eds., Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*. Geological Society Special Publication, **58**, 201-219.
- Schlanger, S. O. and Jenkyns, H. C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, **55**, 179-184.
- Schoell, M., McCaffrey, M. A., Fago, F. J. and Moldowan, J. M., 1992. Carbon isotopic compositions of 28, 30-bisnorhopanes and other biological markers in a Monterey crude oil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 1391-1399.
- Scholle, P. A. and Arthur, M. A., 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: Potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **64**, 67-87.
- Sinninghe Damste, J. S. and Koster, J., 1998. A euxinic southern North Atlantic Ocean during the Cenomanian / Turonian oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters*, **158**, 165-173.
- 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. *Cretaceous Research*, **22**, 173-199.
- 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.
- 高嶋礼詩・西 弘嗣・齊藤常正・長谷川卓, 1997. 北海道シューパロ川流域に分布する白亜系の地質と浮遊生有孔虫化石層序. *地質学雑誌*, **103**, 543-563.
- 高嶋礼詩・吉田武義・西 弘嗣, 2001. 北海道夕張一芦別地域に分布する空知層群・蝦夷層群の層序と堆積環境. *地質学雑誌*, **107**, 359-378.
- Toshimitsu, S., Hirano, H., Matsumoto, T. and Takahashi, K., 2003. Database and species diversity of Japanese Cretaceous ammonoids. *Journal of Asian Earth Sciences*, **21** 887-893.
- Tyson, R. V. and Pearson, T. H., 1991. Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview. In Tyson, R. V. and Pearson, T. H., eds., *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*. Geological Society Special Publication, **58**, 1-24.
- Volkman, J. K. and Maxwell, J. R., 1986. Acyclic isoprenoids as biological markers. In Johns, R. B. ed., *Biological Markers in the Sedimentary Record*, 1-42. Elsevier, New York.
- Waples, D. W., 1985: *Geochemistry in Petroleum Exploration*. International Human Resources, 232p.
- 早稲田周・西田英毅, 1994. Monterey 原油と由利原原油の有機地球化学. *Research in Organic Geochemistry*, **9**, 53-60.
- 早稲田周・辻 隆司・梶原義照・西田英毅, 1995. 女川層の有機物相と堆積環境—モンテレー層との比較—. *石油技術協会誌*, **60**, 49-61.
- Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K. B. and Kuhn, O., 1998. Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **137**, 189-203.
- Williams, L. A., 1984. Subtidal stromatolites in Monterey Formation and other organic-rich rocks as suggested contributors to petroleum formation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **68**, 1879-1893.
- Wilson, P. A. and Norris, R. D., 2001. Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. *Nature*, **412**, 425-429.

(2003年5月6日受付, 2003年7月15日受理)

