

北海道蝦夷層群における炭素同位体比曲線とイノセラムス生層序の対応関係

Stratigraphic relationship between diagnostic carbon isotope profiles and inoceramid biozones from the Yezo Group, Hokkaido, Japan.

Abstract

土屋 健* 長谷川卓**
 リサ M. プラット***

*Ken Tsuchiya**, *Takashi Hasegawa***
 and *Lisa M. Pratt****

2002年3月19日受付.

2002年11月27日受理.

* 金沢大学大学院自然科学研究科
 Graduate school of Natural Science and
 Technology, Kanazawa University, Kakuma-
 machi, Kanazawa 920-1192, Japan

** 金沢大学理学部地球学教室
 Department of Earth Sciences, Faculty of
 Science, Kanazawa university, Kakuma-machi,
 Kanazawa 920-1192, Japan

*** インディアナ大学地質科学教室
 Department of Geological Sciences, Indiana
 University, Bloomington, IN 47405-1403, USA

Although inoceramid zones are important chronostratigraphic tools for the Japanese Upper Cretaceous, some recent studies suggested chronostratigraphic discrepancies between mega- and microfossil biochronologies from the Yezo Group in Hokkaido, Japan. Carbon isotope profiles from organic matters obtained in this study from three sections of Hokkaido resemble to isotope profiles from carbonate in England calibrated by biochronology with Tethyan index fossils.

The carbon isotope profiles from the Kotanbetsu and Oyubari areas show negative shift segment through the *Inoceramus hobetsensis* Zone, stable value segment from the upper part of the *Inoceramus hobetsensis* Zone through the *Inoceramus teshioensis* Zone and gradual positive migration segment in the *Inoceramus uwajimensis* Zone and the *Inoceramus amakusensis* Zone in an ascending order. This stratigraphic pattern of carbon isotope curve corresponds to the pattern characterizing the middle Turonian to lower Santonian for the England section. Short term positive excursions (as large as 0.5~1.0‰) superimposed on the long term fluctuation are observed in the *Inoceramus hobetsensis* Zone from the three sections. They may be potential stratigraphic markers correlative to the similar positive excursions observed in many European sections.

Key words : biostratigraphy, chronostratigraphy, carbon isotope, inoceramid, Cretaceous, Oyubari, Kotanbetsu, Yezo Group

はじめに

中生代白亜紀の地球は「温室地球」と呼ばれ、地球温暖化が極度に進んだ時期である(例えば, Frakes, 1999). 約100~200 m/m.y. 程度の堆積速度を持つ北海道の白亜系蝦夷層群は、この「温室地球」を数千年のオーダーで解析し得るポテンシャルを持つ。地球全体の事象を蝦夷層群から議論していくためには、まず蝦夷層群の国際対比精度を高める必要がある。

北海道の蝦夷層群はおもに古生物学的な観点から国際対比を目指した研究がなされ、例えば Matsumoto (1942, 1943), Takayanagi (1960), 平野ほか (1981), Toshimitsu and Maiya (1986) など層序学的な報告がされている。利光ほか (1995) は本邦全体の上部白亜系における大型化石、微化石、古地磁気の統合層序を提案している。

イノセラムス類の少なくとも一部はその成長過程において浮遊性ないし擬浮遊性であったために(速水, 1969), 広範囲に分布している(例えば, 利光ほか, 1995; Voigt, 1995; Nikkawa and Tashiro, 1996). そして、イノセラムス類は少なくとも大夕張・古丹別の両地域では、アンモナイト類よりも多産するために、現場において重要な時間軸を与えている

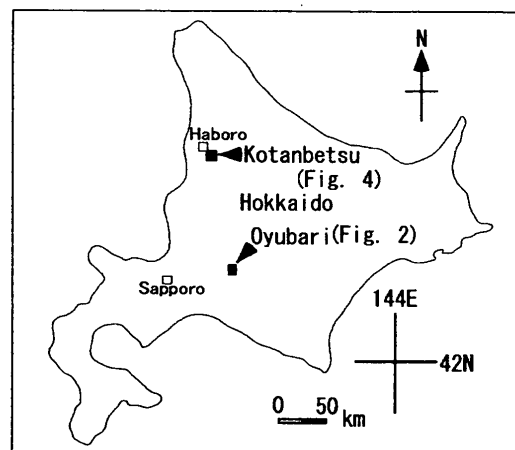


Fig. 1. Map showing localities of studied area.

(例えば, Hirano, 1986; 西田ほか, 1992 など). しかしながら、本山ほか (1991) や Hasegawa and Hatsugai (2000) では、少なくとも大夕張地域と古丹別地域において、アンモナイト類やイノセラムス類と浮遊性有孔虫による年代区分間に時間的差異があることが示唆されている。本山ほか (1991) は、大夕張地域に分布する白金層は有孔虫に基づけばヨーロ

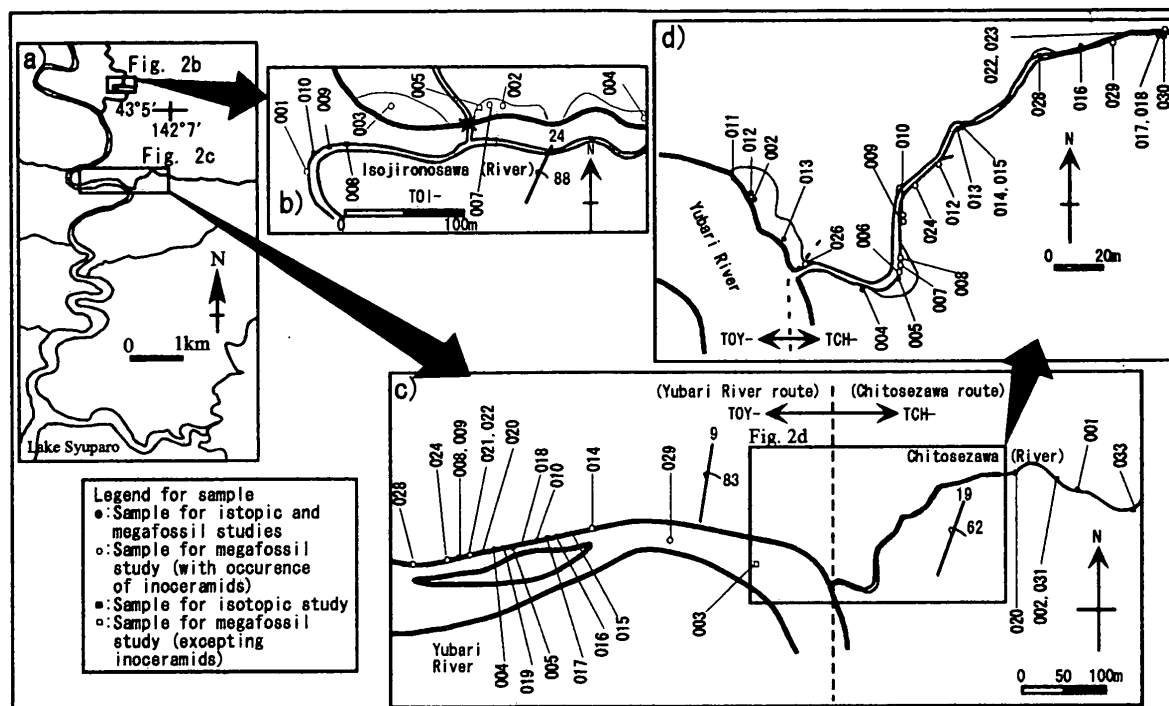


Fig. 2. Map of the Oyubari area showing localities of sample studied in this study. a) Oyubari area, b) Isojironosawa section, c) Yubari River and Chitosezawa section, d) Chitosezawa section. TOY-, TOI- and TCH- are prefixed for each sample from the Yubari River, Isojironosawa and Chitosezawa routes respectively.

ツパにおける年代層序単元の Coniacian に地層が対比されるが、平野ほか(1981)などの大型化石産出記録からは Turonian 中部から上部に対比されることを指摘している。Hasegawa and Hatsugai (2000) では、Turonian 中部までは浮遊性有孔虫と大型化石による年代区分は類似するも、有孔虫で Coniacian とされる層準は大型化石では Santonian に対比されている。以上のように、Turonian 中部から Santonian の間で大型化石と浮遊性有孔虫の年代解釈に差が出ている。この解釈差は蝦夷層群のそれらの相当層から決定的な年代指標となる浮遊性有孔虫の産出が極めて稀なことに由来する可能性が高いと考えられる。

一方、白亜紀の炭素同位体比曲線は海外では Jenkyns et al. (1994) や Menegatti et al. (1998) などが明瞭な同位体イベントを「化学的鍵層」として報告している。これは遠洋性炭酸塩の炭酸カルシウム中の炭素の同位体比経時曲線の概形やピークを利用するものである。しかし、蝦夷層群では Hasegawa (1997) などで指摘されるように有孔虫殻などが過成長や再結晶をしているため、炭酸塩由来の炭素を用いることができない。そこで Hasegawa (1997) は、蝦夷層群堆積物中に豊富に含まれている陸上高等植物起源の有機炭素を用いて Cenomanian/Turonian 境界を中心に炭素同位体比曲線を明らかにした。彼はその曲線と Jenkyns et al. (1994) などで報告されている炭酸塩炭素の同位体比曲線がよい一致を見ることから、当時大気と海洋の二酸化炭素が炭素同位体平衡の状態にあり、さらに陸上植物の同位体分別が経時的に一定であったものという結論を導いた。さらに、Hasegawa (1997) では陸上植物に由来する有機炭素同位体比曲線も、その経時炭素同位体比曲線中に同位体イベントを見出してそ

れを「化学的鍵層」として用いることが出来る、と論じている。また、Hasegawa and Hatsugai (2000) では、実際にこの手法を応用し、Cenomanian/Turonian 境界が存在する可能性のある層位範囲を約 14 m にまで限定することに成功し、北海道における Cenomanian/Turonian 境界の境界指標性が高いイノセラムス種として *Inoceramus nodai* Matsumoto and Tanaka を指摘している。しかし、Hasegawa (1997) や Hasegawa and Hatsugai (2000) は、Turonian 上部以降について炭素同位体比層序と生層序の関係を明瞭に論じていない。

以上の背景を踏まえ、本研究では上部白亜系 Turonian から Santonian にかけての層位範囲について炭素同位体比曲線を報告し、イノセラムス層序区分と炭素同位体比層序との対応関係を明らかにすることを目的とした。英国のセクションでは、国際的年代指標化石によって炭素同位体比曲線に年代が与えられているが、本研究は本邦の各イノセラムス化石帯に対応する炭素同位体比変動を明らかにし、その化石帯が指標する年代に対応する英国セクションの炭素同位体比変動と比較した。そのために、北海道夕張市大夕張地域及び苫前町古丹別地域のそれぞれに同一のルートからイノセラムス類を中心とした大型化石と炭素同位体比分析用サンプルを採集し、同定・分析の上、検討した。

なお、本研究のように、地殻の岩石をその形成年代に基づいて層序単元へ区分体系化することを年代層序区分と呼ぶ。その基本的な実用単位として階が用いられることが多く、国際的な議論を展開する場合はヨーロッパのそれが使われる。本研究も将来的な国際的議論への発展を考慮し、利光ほか(1995) などと同様にヨーロッパの年代層序単元を用いる。

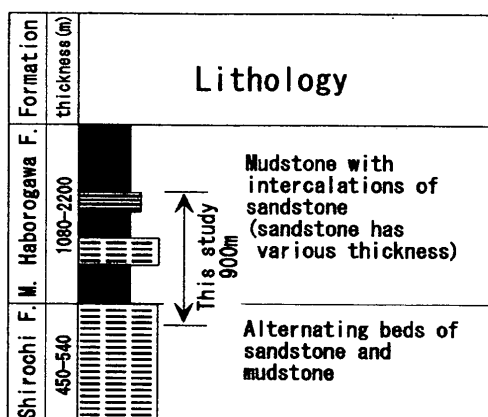
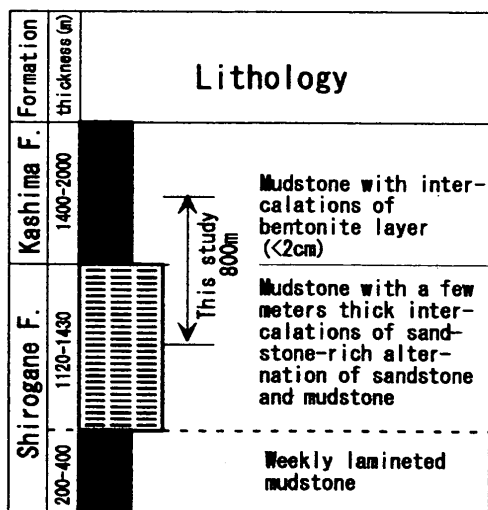


Fig. 3. Schematic geologic column for a part of the Oyubari area. After Motoyama et al. (1991).

Fig. 5. Schematic geologic column for a part of the Kotanbetsu area. After Wani and Hirano (2000).

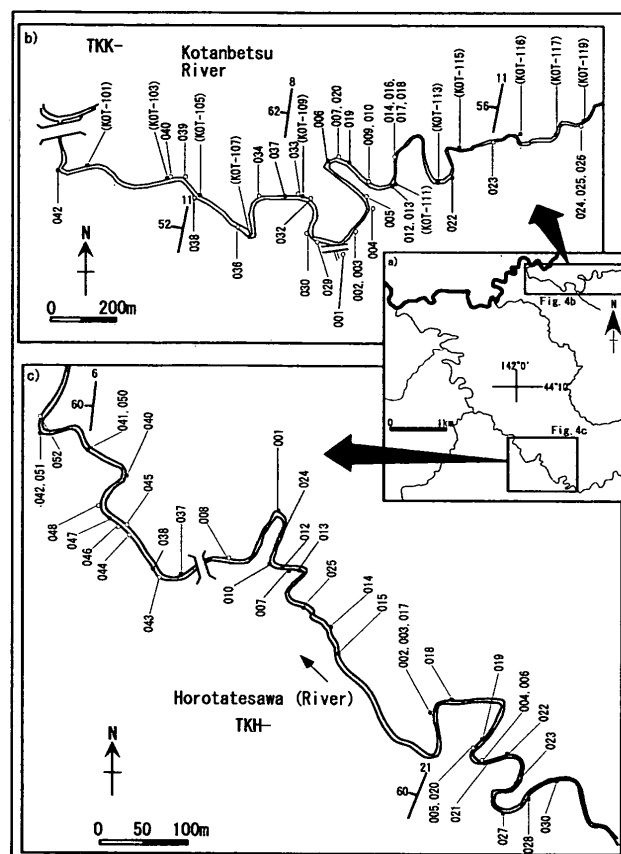


Fig. 4. Map of the Kotanbetsu area showing localities of sample studied in this study. See Fig. 2 for legend. a) Kotanbetsu area, b) Kotanbetsu River section, c) Horotatesawa section. TKK- and TKH- are prefixed for each sample from the Kotanbetsu River and Horotatesawa sections respectively.

調査地域と地質概要

蝦夷層群は、従来蝦夷累層群として下部蝦夷層群、中部蝦夷層群、上部蝦夷層群と区分され、各層群は、例えば松本 (1951) や Tanaka (1963) など不整合もしくは一部不整合で境するとされてきた。しかし、本山ほか (1991) や和仁・平野 (2000) では下部蝦夷層群と中部蝦夷層群及び中部蝦夷層群と上部蝦夷層群の間に不整合面が確認できないことが報告されている。本研究の古丹別川における調査でも上部蝦夷層群と中部蝦夷層群の間の不整合面は確認できず、これらの報告を支持する。本研究では本山ほか (1991) の用語法に従い、「蝦夷層群」という名称を用いる。

本研究で扱う調査地域は本山ほか (1991) と Hasegawa and Hatsugai (2000) によってそれぞれ大型化石-微化石間の差異が示唆された北海道夕張市大夕張地域と苫前町古丹別地域である (Fig. 1)。

1. 大夕張地域

夕張川上流の約 500 m に及ぶ範囲と千年沢^{ちとせざわ}において 500 m の東西方向に連続するルートを主対象とした (Fig. 2)。これに北方の磯次郎沢の一部を岩相対比し、両者を複合セクションとして扱う (Fig. 3)。本山ほか (1991) によればこの調査

ルートに分布するのは白金層と鹿島層であり、鹿島層が白金層を整合に覆う。白金層は泥岩部に数 10 cm から数 m の砂岩泥岩互層ユニットを挟み、砂岩泥岩互層ユニットの出現率は白金層上部ほど高くなる。砂岩層単層の層厚は数 cm から数 10 cm である。調査ルートでは白金層上部で砂岩泥岩互層の泥岩層が次第に厚くなり、やがて砂岩の挟在頻度が低くなり、泥岩の卓越した鹿島層に漸移する。鹿島層は灰色の泥岩が発達し、厚さ数 cm 単位のベントナイト層を挟む。本研究の対象としたのは白金層中部から鹿島層下部に至る層厚約 800 m である (Fig. 3)。

2. 古丹別地域

幌立沢約 1000 m と古丹別川本流約 1400 m の 2 ルートを対象とした (Fig. 4)。両ルートとも暗灰色の泥岩が卓越する中部羽幌川層が主体であり、古丹別川本流で泥岩優勢の砂岩泥岩互層の白地層が一部分布する (和仁・平野, 2000)。調査した層位範囲の下部を中心に数 cm から数 10 cm の厚さの灰色砂岩層が挟在し、稀に厚さ数 10 cm のベントナイト層を挟む (Fig. 5)。しかし、岩相の側方変異、断層等による一部層序の欠如、あるいは露頭の欠損があると考えられるため、砂岩層やベントナイト層を利用した幌立沢ルートと古丹別川ルートを詳細に対応づけることは困難である。対象とした範

Table 1. List for megafossil collected in this study. “*” indicates a specimen identified with “cf.”.

Specis	Oyubari area			Kotanbetsu area		
	Yubari River route TOY-	Chitosezawa route TCH-	Isojirounosawa route TOI-	Horotatesawa route TKH-	Kotanbetsu River route TKK-	
<i>Inoceramus hobetsensis nonsulcatus</i> Nagao and Matsumoto		022 023 020 002		023	024	
<i>Inoceramus hobetsensis hobetsensis</i> Nagao and Matsumoto	029 003 002	001 026 004 005 006 007 008 009 010 024 012 013 014 015 016 017 018	002 004	017 003 002 020 005 006 004		
<i>Inoceramus teshioensis</i> Nagao and Matsumoto	021 022 004 005		001 003 007 002		022	
<i>Inoceramus tenuistriatus</i> Nagao and Matsumoto	028 024				037 029 006 020	
<i>Inoceramus uwajimensis</i> Yehara	009* 010*			008 007	007 005 004 003 002 001 010 009 009 018 017 016 014 013 012 033 032 036 034 032 042 038	
<i>Inoceramus (Platyceramus) mantelli</i> de Mercy					030 026 025	
<i>Inoceramus (Platyceramus) szaszi</i> Noda and Uchida				052*		
<i>Inoceramus amakusensis</i> Nagao and Matsumoto				001		
<i>Inoceramus</i> sp.	024					
<i>Mytiloides incertus</i> (Jimbo)			003			
<i>Mytiloides</i> sp.				045		
<i>Sphenoceramus naumanni</i> (Yokoyama)				051 050 048 047 046 045 044 043 038	040	
<i>Anagadyrceas limatum</i> (Yabe)	028				026 024	
<i>Baculites</i> sp.						
<i>Collignoniceras woollgari</i> (Mantell)	003			020		
<i>Damesites ainuanus</i> Matsumoto	028				040	
<i>Eupachydiscus</i> sp.					024	
<i>Gaudryceras denseplicatum</i> (Jimbo)	021			023	023	
<i>Gaudryceras</i> sp.						
<i>Kossmaticeras</i> sp.			001			
<i>Mesopozosia</i> s p.			003			
<i>Otoscapites</i> sp.					025	
<i>Scaphites planus</i> (Yabe)			005			
<i>Scaphites</i> sp.		020 001			026 025	
<i>Tetragonites glabras</i> (Jimbo)					038	
<i>Tetragonites</i> sp.					039 025 024	
<i>Tragodesmocerooides subcostatus</i> Matsumoto			003			
<i>Yubariceras</i> sp.		002				

囲は中部羽幌川層内の下部～中部層厚約 900 m 及び白地層層厚約 300 m である。古丹別地域では幌立沢と古丹別川を複合セクションとしては用いず、別々のセクションとして扱った。

試料・手法

1. 大型化石

大型化石サンプルは古丹別地域幌立沢、古丹別川及び大夕張地域千年沢、夕張川から採集した (Table 1)。Table 1 及び層位分布図には、ノジュール及び母岩から直接得たイノセラムスを示した。

2. 炭素同位体比の分析用試料

炭素同位体分析用のサンプルは、古丹別地域幌立沢、古丹別川本流及び大夕張地域千年沢、夕張川、磯次郎沢から採集した泥岩を用いた。いずれも大型化石の採集ルートと同一のルートである。古丹別川ルートにおいては Hasegawa and Hatsugai (2000) の炭素同位体比データを利用したので、イノセラムス類が産出した層準など、特に重要と考えられる層序でのみ補足的に試料を採集した。

採集した泥岩サンプルの中で任意に選択した 8 個 (大夕張地域 1 個、幌立沢 7 個) は、ケロジェンを日視確認するために Bustin et al. (1983) の標準処理手順に従って、破碎した後ペレット化して研磨し、MPV-2 顕微鏡下で白色光及び蛍光を用いて有機物の同定を行った。

炭素同位体分析用のすべてのサンプルはマイクログライン

ダーを用いて粉末化した。炭酸塩を除去するためにすべてのサンプルを 5 N の HCl に 24 時間浸した。その後、遠心分離機を用いて酸の除去を行った。酸処理後、有機炭素を二酸化炭素ガスに変えるために酸化銅とともに真空チューブに封入した後、オープンで 850°C の加熱を 8 時間行い、真空蒸留ラインで二酸化炭素を精製した。精製された二酸化炭素は、NBS 21 を用いてキャリブレーションされている米国インディアナ大学地質科学教室生物地球化学研究室設置の Finnigan MAT 社製質量分析装置 MAT 252 にて分析した。分析値は以下の式で PDB 標準試料に対する $\delta^{13}\text{C}$ 値として示した。

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}} \right)_{\text{sample}} / \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}} \right)_{\text{standard}} - 1 \times 1000$$

なお、本分析における機械測定誤差は 1 で 0.1‰ 以下である。同位体比が既知である NBS 21 による装置の補正直後に研究室内標準試料 (テトラフェニールアミン) を 5 回測定し、その同位体比を補正した。その上で本研究用の試料分析の 10 回に 1 回の割合で研究室内標準試料の分析を行い、ワーキング用リファレンスガスの同位体シフトの有無を確認した。ここで同位体シフトがある場合は、研究室内標準試料の値に基づいて補正を行った。

結 果

1. 軟体動物化石の産出

本邦の Turonian 中部から Santonian にかけての主要なイノセラムス年代指標種として Turonian 中部の *Inoceramus hobetsensis*, Turonian 上部の *Inoceramus teshioensis*, Conia-

cian の *Inoceramus uwajimensis*, Santonian の *Inoceramus amakusensis* が挙げられている (利光ほか, 1995)。以下では、この5種を中心に大型化石の産出を記述する。

(1) 大夕張地域: 夕張川; 千年沢, 磯次郎沢林道で *I. hobetsensis* の産出を確認できた。特に、千年沢では多くの個体を確認している。この *I. hobetsensis* が分布する層位範囲内に他にアンモナイト類 *Collignonicerus woollgari*, *Scaphites planus*, *Scaphites* sp., *Yubaricerus* sp. の産出が確認されている。 *I. teshioensis* は夕張川及び千年沢で産出が確認できた。 *I. teshioensis* が分布する層位範囲内にイノセラムス類としては他に *Mytiloides incertus* の産出を確認し、アンモナイト類は *Kossmaticeras* sp., *Mesopuzosia* sp., *Tragodesmocerooides subcostatus* の産出を確認した。 *I. cf. uwajimensis* は夕張川で2個体の産出を確認している (locs. TOY-009, 010; Fig. 2)。この2個体の層位分布内には他にアンモナイト類 *Anagaudrycerus limatum*, *Damesites ainuanus*, *Gaudrycerus denseplicatum* の産出を確認している。

(2) 古丹別地域: *I. hobetsensis* の産出は幌立沢で多く確認されたが、古丹別川では *I. cf. hobetsensis* 1個体の産出が確認できたばかりである。幌立沢における *I. hobetsensis* の層位分布内には、他にアンモナイト類 *G. denseplicatum* と *C. woollgari* の産出を確認した。 *I. uwajimensis* は、幌立沢、古丹別川の両方で産出が確認されたが、古丹別川では特に多くの個体を確認しており、露頭によっては *I. uwajimensis* が密集層をなす (loc. TKK-001)。古丹別川の *I. uwajimensis* の層位分布内で *Inoceramus (Platyceramus) mantelli* と *Inoceramus (Platyceramus) szaszi* の産出を確認した。このうち、 *I. (P.) szaszi* は *I. uwajimensis* の最終産出層準から上位60 m, 120 m の層準でも産出する。古丹別川では *I. uwajimensis* の初産出層準より下位約130 m の層準で *Inoceramus tenuistriatus* が1個体確認された。幌立沢ルートで今回産出を確認した *I. amakusensis* はその比較標本 (*I. cf. amakusensis*) の1個体のみである。 *I. uwajimensis* の最終産出層準の上位約100 m から *I. cf. amakusensis* の産出までの層位範囲で *Sphenoceramus naumannii* が数個体の産出が確認された。露頭の欠損もあり、loc. TKH-002 から loc. TKH-007 に至る層厚約350 m 間で大型化石の産出は確認できなかった。古丹別川では *I. amakusensis* を2個体の産出を確認し、その2つの産出層準の間にイノセラムス類では *S. naumannii* の産出を確認し、アンモナイト類では *Eupachydiscus* sp., *Tetragonites glabras*, *Tetragonites* sp. の産出を確認した。

古丹別地域では *I. teshioensis* を得ることはできなかった。近年の報告である和仁・平野 (2000) で報告されている *I. teshioensis* は転石によるもので、露頭からのものではない。しかし、隣接する羽幌地域の露頭からは産出している (利光, 1985)。

Matsumoto and Noda (1985) や松本ほか (1991), 利光ほか (1995) などで Coniacian の基底とされ、国際的にも有効な示準化石とされている *Inoceramus rotundatus* Fiege は本

Table 2. Carbon isotope ratio (‰) of total organic carbon analyzed in this study.

Oyubari area		Kotanbetsu area	
TOY-	$\delta^{13}\text{C}$ vs PDB (‰)	TKH-	$\delta^{13}\text{C}$ vs PDB (‰)
008	-23.9	042	-23.9
020	-24.7	041	-24.0
019	-24.3	040	-23.7
005	-25.1	047	-23.7
018	-25.0	038	-24.5
010	-25.2	037	-24.0
017	-24.6	001	-24.6
016	-24.5	024	-25.2
015	-24.1	010	-24.4
014	-24.6	012	-24.9
TOI-		007	-24.7
010	-24.5	013	-24.6
009	-25.2	025	-25.7
008	-25.2	014	-24.7
TOY-		015	-25.2
011	-25.3	002	-25.4
012	-24.3	018	-25.2
002	-24.4	019	-24.3
013	-24.7	021	-24.5
TCH-		022	-24.0
004	-25.1	027	-24.8
005	-25.1	023	-24.8
013	-24.8	028	-23.9
028	-25.2	030	-23.8
016	-25.0		
029	-24.5	TKK-	$\delta^{13}\text{C}$ vs PDB (‰)
017	-25.1	042	-24.3
030	-24.7	037	-24.4
020	-24.0	006	-24.7
031	-24.4	019	-24.6
001	-24.6	009	-24.8
033	-25.2	012	-24.5
		022	-24.2

研究では大夕張・古丹別の両地域でともに確認できなかった。本種の産出は、和仁・平野 (2000) の古丹別地域の研究でも確認されていない。

2. 有機物の観察結果

蛍光顕微鏡下で8個のサンプルを目視観察した結果、すべての試料から陸上高等植物の木質部のリグニンに由来すると考えられるケロジェン (ビトリナイト、セミフジニット、フジニット) が全ケロジェンの99%以上を占めていることを確認した。顕微鏡の対物レンズにメッシュを用い、最も藻類の頻度が高い試料に対しポイントカウンティングを試みたところ、陸源ケロジェンのカウント数に対する藻類のそれが最大でも1/100よりはるかに小さいという結果を得た。

3. 有機炭素同位体比

(1) 大夕張地域: 大夕張地域では露頭の風化が著しい *I. hobetsensis* の層位分布内の loc. TOY-011 から、 *I. teshioensis* の層位分布内の loc. TOI-008 にいたる層厚約200 mの間を除き、ほぼ連続してサンプルを採集することができた。本地域の炭素同位体比曲線は-23.9‰~-25.2‰の幅をとって変動し、大局的なシフトも著しいピークも確認できないが、loc. TCH-020 付近および loc. TOY-015 付近に1%程度の小規模

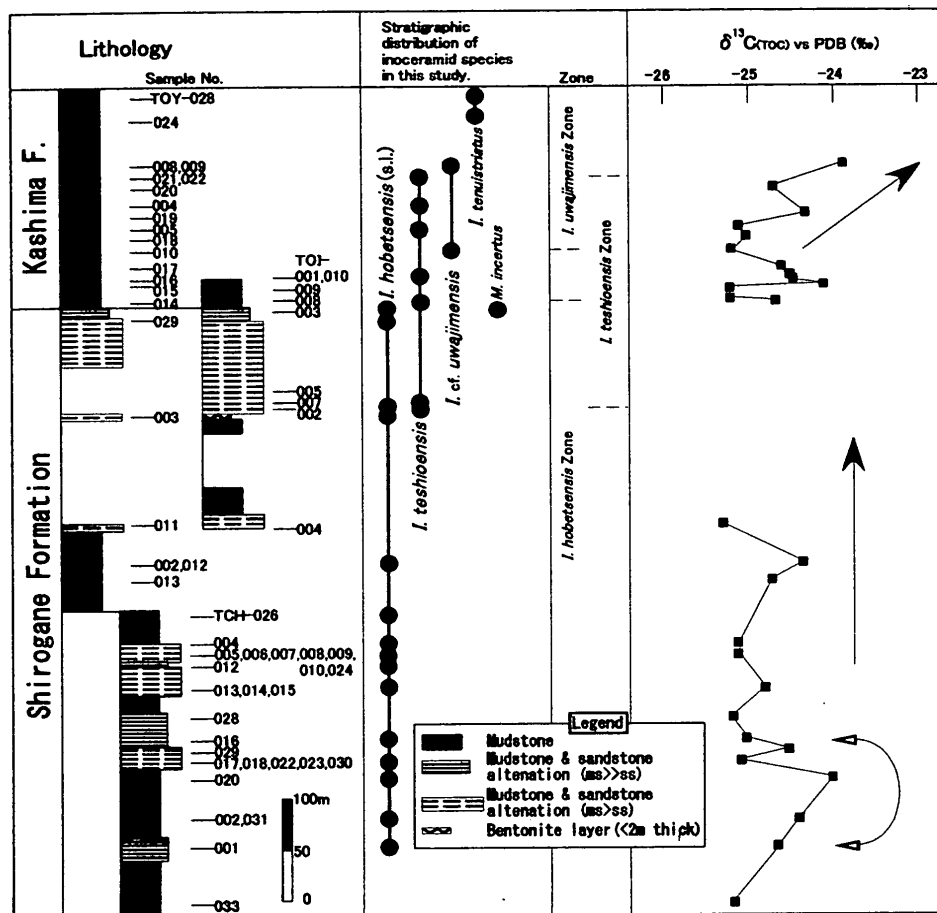


Fig. 6. Stratigraphic distribution of inoceramids and carbon isotope ratio of total organic carbon for the Oyubari area.

な正方向凸形がある。また loc. TOY-020 から 008 へ正方向シフトがあり、もしこれが上位へと続くのならば大局的な傾向の一部を見ていることになる (Fig. 6)。

(2) 古丹別地域: 古丹別地域幌立沢ルート of 炭素同位体比曲線は、大局的に下部の負方向シフト区、上部の正方向シフト区に大別される (Fig. 7)。すなわち、loc. TKH-030 の -23.8 ‰ から loc. TKH-002 の -25.4 ‰ にいたる 1.6 ‰ の負方向シフト区と loc. TKH-015 の -25.2 ‰ もしくは loc. TKH-025 の -25.7 ‰ から loc. TKH-047 の -23.7 ‰ もしくは最上部 loc. TKH-042 の -23.9 ‰ まで続く 1.3 ~ 2.0 ‰ の正方向シフト区である。これらの大局的変動を示す区間の中には 1 ‰ 程度の小規模な凹凸が存在する (Fig. 7)。

古丹別地域古丹別川ルート of 炭素同位体比曲線は、幌立沢から得た曲線と比べ振幅が小さいが、大局的に Hasegawa and Hatsugai (2000) の loc. KOT-119 から loc. KOT-117 への 0.9 ‰ の負方向シフトとそこから loc. TKK-009 に至る 0.6 ‰ 程度の正方向凸形区、及び loc. TKK-009 から最上部に向かってゆるやかに 0.7 ‰ ほど正方向シフトをする区に大別することが可能である (Fig. 8)。ただし、正方向凸形区と正シフト区 of 境界を loc. TKK-009 と loc. TKK-006 のどちらに置くか、および loc. TKH-042 付近を正方向シフト区の一部と捉えるか δ¹³C 値安定区と捉えるかについては曖昧さが残る。

考 察

1. イノセラムス帯の認定

本研究で確認されたイノセラムス類は *Inoceramus* 属, *Mytiloides* 属, *Sphenoceramus* 属, *Platyceramus* 亜属 である。本研究では、イノセラムス帯はすべて生存期間帯として認定した。

大夕張地域では下位から *Inoceramus hobetsensis* 帯, *Inoceramus teshioensis* 帯, *Inoceramus uwajimensis* 帯の 3 帯を認定できた (Fig. 6)。本地域においては *I. teshioensis* 帯はその帯下部約 50 m が *I. hobetsensis* 帯と重複し、帯上部約 50 m が *I. uwajimensis* 帯と重複する。更に、*I. uwajimensis* 帯よりも上位約 50 m に *I. tenuistriatus* を 1 個体の産出を確認している。*I. teshioensis* 帯と *I. hobetsensis* 帯の重複は、羽幌地域の研究例である利光 (1985) でも報告されており、同論文では *I. hobetsensis* の最終産出以降に *I. teshioensis* の個体数が増加することに着目し、*I. hobetsensis* の最終産出層準をもって *I. hobetsensis* 帯と *I. teshioensis* 帯の境としている。本研究の調査ではこのような個体数の傾向は確認できなかった。また、*I. teshioensis* 帯と *I. uwajimensis* 帯の重複の既報はなく、今回認定した *I. uwajimensis* 帯は比較標本 (*I. cf. uwajimensis*) 2 個体のみに基づいているので、*I. teshioensis* 帯と *I. uwajimensis* 帯が真に重複するか否かは、今後、さらに検討されるべきで

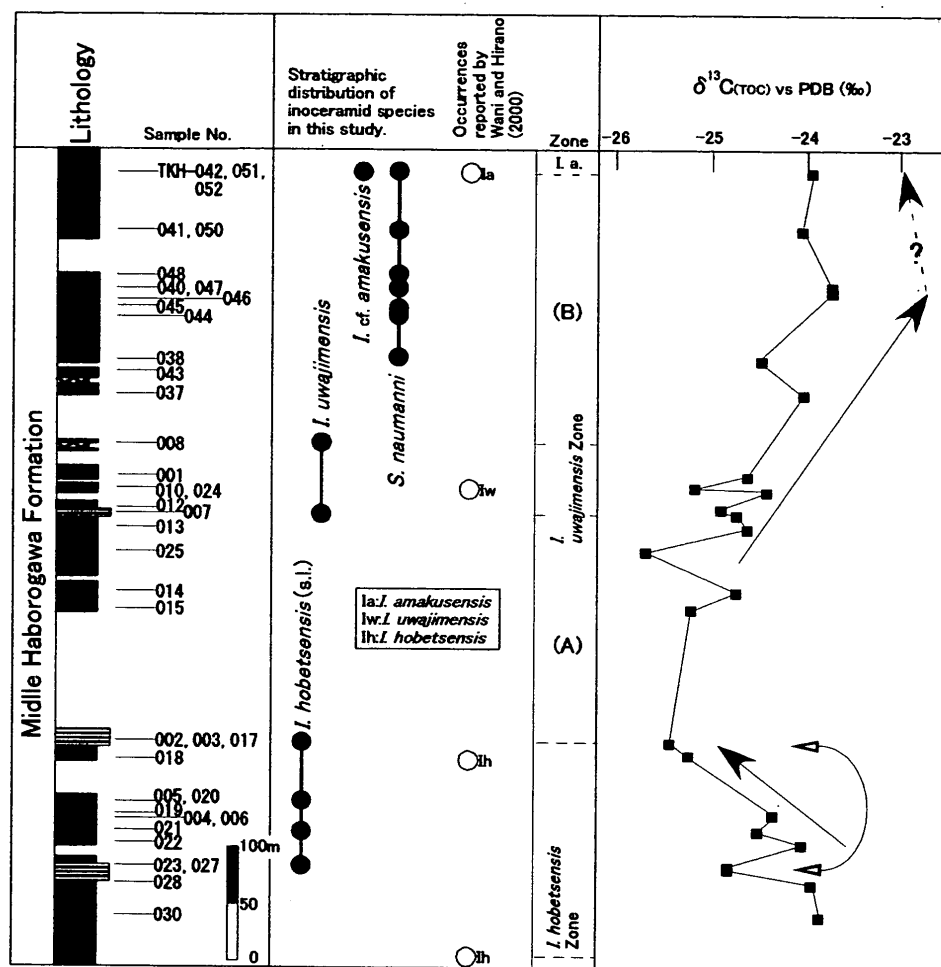


Fig. 7. Stratigraphic distribution of inoceramids and carbon isotope ratio of total organic carbon for the Horotatesawa section in Kotanbetsu area. "I. a." indicates *Inoceramus amakusensis* Zone. See Fig. 6 for legend.

あろう。

古丹別地域幌立沢では下位から *I. hobetsensis* 帯, *I. uwajimensis* 帯, *I. amakusensis* 帯が認定できた (Fig. 7). Fig. 7 上で (A) 及び (B) とした区間からは示帯化石となるイノセラムス類を産出していない。"(A) 帯"は *I. hobetsensis* 帯上部 + *I. teshioensis* 帯, *I. teshioensis* 帯のみ, または *I. teshioensis* 帯 + *I. uwajimensis* 帯のいずれかが相当する可能性が高いが確認はできない。 *I. teshioensis* 帯については古丹別地域に隣接する羽幌地域では認定されているもの (利光, 1985), 古丹別地域において示帯化石 *I. teshioensis* の産出が極めて稀であり, 現状では化石帯の認定は困難である。"(B) 帯"はその最上部で *I. cf. amakusensis* が確認されていることもあり, 利光ほか (1995) などでもまとめられたイノセラムス層序区分からも *I. uwajimensis* 帯上部か *I. mihoensis* 帯, *I. amakusensis* 帯下部のいずれか, あるいはそのすべてを含むと推察される。本研究では loc. TKH-052 で産出を確認したのは比較標本 (*I. cf. amakusensis*) だが, 和仁・平野 (2000) では同一露頭で *I. amakusensis* の産出が報告されており, loc. TKH-052 は *I. amakusensis* 帯に含まれるとみなすことができる。

古丹別川本流では下位から *I. uwajimensis* 帯, *I. amakusensis* 帯が認定できた (Fig. 8). *I. hobetsensis* は幌

立沢に比べ著しく産出数が少なく, 比較標本 (*I. cf. hobetsensis*) の 1 個体のみで化石帯を認定できない。幌立沢で広範囲に産出が確認されている *I. hobetsensis* の化石帯の認定が古丹別川本流において困難であることは *I. hobetsensis* 帯相当層位範囲の大部分は古丹別川本流では断層等によって欠損している可能性を示唆するものである。Fig. 8 上で (C) 及び (D) とした区間からは示帯化石となるイノセラムス類を産出していない。loc. TKK-012 に代表される *I. uwajimensis* が多産する層準より下位の "(C) 帯" では *I. cf. hobetsensis* が 1 個体と *I. tenuistriatus* が 1 個体の産出を確認しており, 利光ほか (1995) などから *I. hobetsensis* 帯上部から *I. teshioensis* 帯, あるいは *I. uwajimensis* 帯下部まで含むものと推察される。loc. TKK-037 から loc. TKK-038 に至る "(D) 帯" は *I. uwajimensis* 帯か, *I. mihoensis* 帯, *I. amakusensis* 帯のいずれか, あるいはすべての可能性がある。

2. 有機物の評価

本研究では全岩中の有機物組成について 8 試料しか確認していないが, チェックしたすべてのサンプル中で陸上高等植物の木質部のリグニン由来の有機物が大部分を占める。蝦夷層群堆積物中の有機組成については, 調査対象地域及び近隣地域について Hasegawa and Saito (1993) (大夕張および

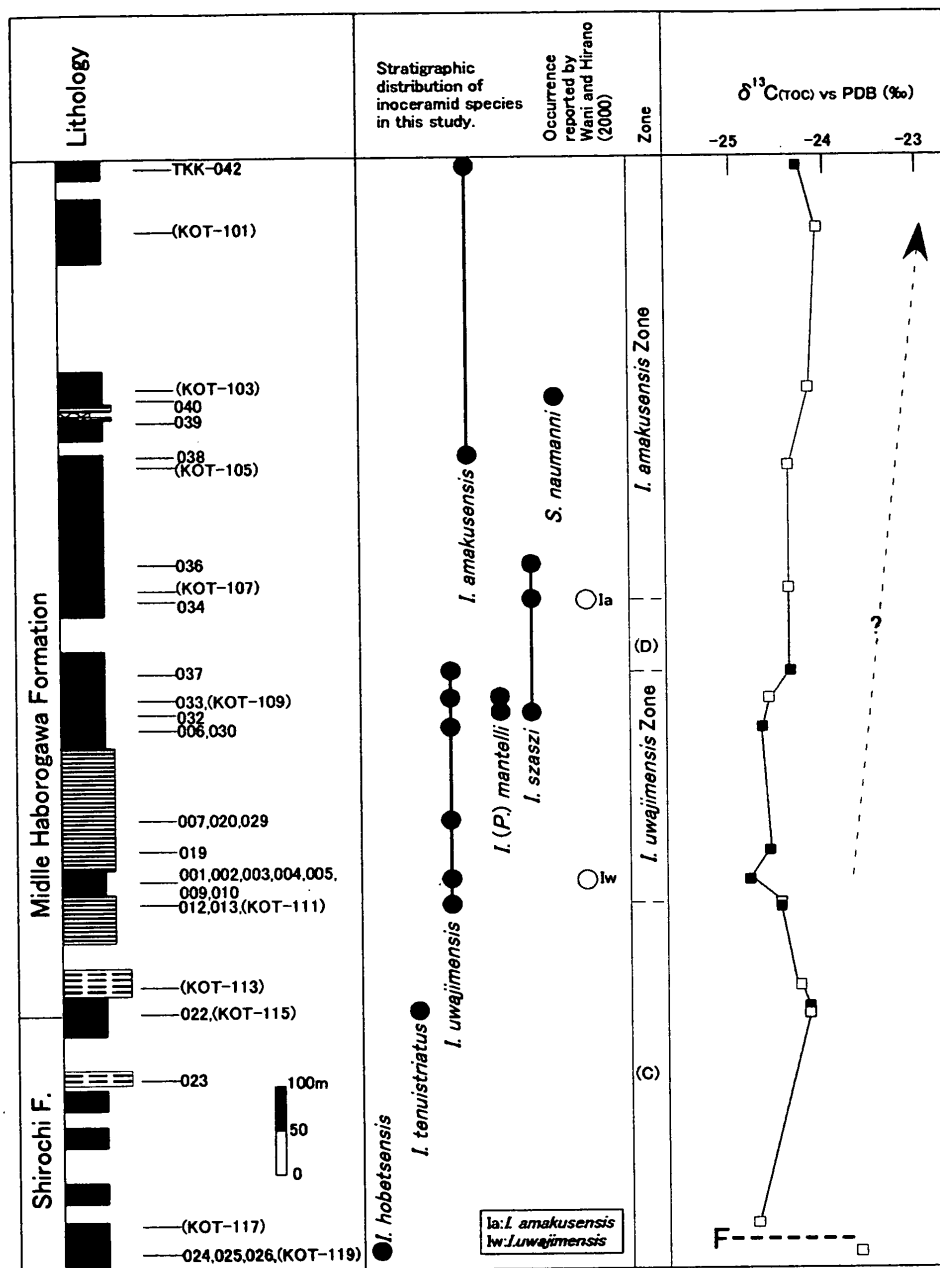


Fig. 8. Stratigraphic distribution of inoceramids and carbon isotope ratio of total organic carbon for the Kotanbetsu River section in the Kotanbetsu area. Data from Hasegawa and Hatsugai (2000) are indicated with open squares. See Fig. 6 for legend. "F" indicates horizon of a possible fault.

北海道北西部の達布地域)と清水ほか(2001)(北海道北部の中川地域)等によってロックエバルやバイオマーカーで、また Hasegawa (1997) (大夕張地域)や Hasegawa and Hatsugai (2000) (古丹別地域), Hasegawa (2001) (大夕張, 達布およびサハリン南部のナイバ地域)では蛍光顕微鏡でそれぞれ確認を行い、いずれも大部分を陸上高等植物由来のものが占めると結論づけている。これらのことから本研究でもすべての試料に含まれる有機物の大部分が陸上高等植物由来であると仮定した。木質部リグニンは様々な種類の植物種及び部位の混合物であるが、広域から長距離運搬され、更に生物擾乱で強く攪拌されている。そのため一つの同位体分析用試料においては有機物の供給地全体の、少なくとも100年以上の記録(Hasegawa and Hatsugai, 2000に基づいて堆積速度を200 m/m.y.とすると、100年は2 cmに相当する)の平

均を観察していることになり、個体レベル、あるいは狭い地域レベルに起因して同位体比が変わることはないと考えられる。すなわち、Hasegawa (1997)に従い、得られた炭素同位体比曲線は、大気・海洋のCO₂の炭素同位体比変動を反映しており、同時代の炭酸塩から求められた炭素同位体比曲線と本研究で求められた炭素同位体比曲線は直接対比が可能であるとして以下の議論を進める。

3. イノセラムス層序区分と炭素同位体比曲線の対応関係

大夕張地域で認定されたイノセラムス帯、*I. hobetsensis*帯、*I. teshioensis*帯では炭素同位体比曲線に大局的な変動が見られないが、*I. uwajimensis*帯から正方向のシフトになるように見える(Fig. 6)。

一方、古丹別地域幌立沢の*I. hobetsensis*帯は、炭素同位体比曲線負方向シフト区に属している。この地域の*I.*

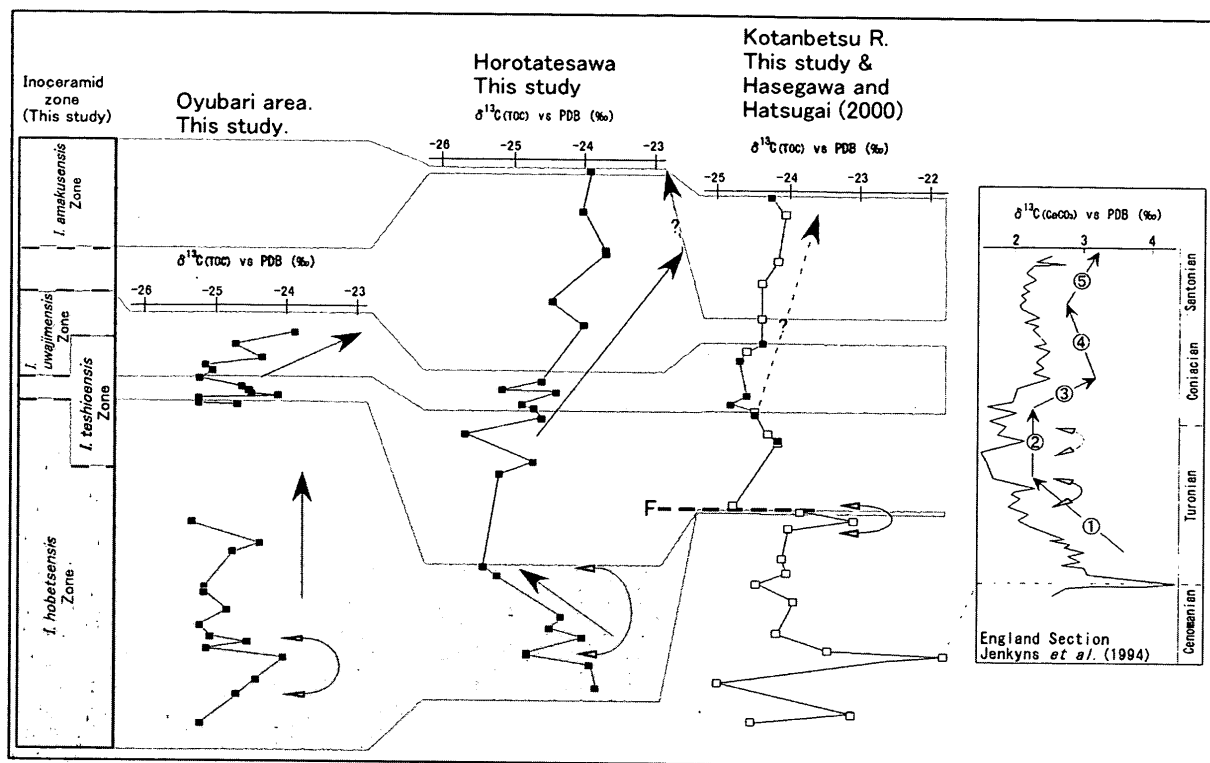


Fig. 9. Comparison of Japanese inoceramid zones with carbon isotope curves obtained from Hokkaido and from England (Jenkyns et al., 1994). Age given for the England section allows to extrapolate ages for each carbon isotope curve. "F" indicates horizon of a possible fault.

hobetsensis 帯の上位かつ *I. uwajimensis* 帯の下位の“(A)帯”から正方向シフトに転ずる (Fig. 7). その上位には *I. uwajimensis* 帯と“(B)帯”がある。 *I. uwajimensis* 帯と“(B)帯”は双方とも炭素同位体比曲線の正方向シフト区に含まれる。ただし、“(B)帯”最上部は“安定区”に区分すべきかも知れない。

古丹別地域古丹別川本流の“(C)帯”は、炭素同位体比曲線の負方向シフト区と正方向凸形区に属する (Figs. 8, 9). その上位に確認された *I. uwajimensis* 帯, *I. uwajimensis* 帯の上位の“(D)帯”及び *I. amakusensis* 帯は正方向シフト区に属している。

古丹別地域の2セクションの炭素同位体比曲線にはシフト幅に大小の差がある。特に *I. uwajimensis* 帯上部から少なくとも *I. amakusensis* 帯までの正方向シフト幅は、幌立沢セクションでは1.3~2.0‰確認されることに対し、古丹別川本流セクションでは0.7‰にとどまっている。このことについて、3つの解釈が可能である。1つ目は古丹別川の正シフトのは幌立沢のものとは対応せず、更に上位の英国のSantonianに見られる正シフト (Fig. 9; 後述) に対応するという考え方である。古丹別川で幌立沢の正シフトに対応する同位体比の変化が見えないのは、古丹別川の“(D)帯”付近に断層による大きな層位欠如が存在するか、“(D)帯”付近の堆積速度が幌立沢の相当層位範囲に比較して小さく、本研究の試料間隔ではそのシフトを捉えきれなかったと考える。古丹別川のシフト幅が小さいことに関しては、それらの要因によって極大・極小値を持つ試料を採取できなかったとすれ

ば説明できる。Figs. 8, 9でFと示した推定断層 (前述) によって幌立沢の正シフトが欠如していると考えれば幌立沢の最上位の層準 (*I. amakusensis* が産出している) よりも上位に当たるはずの古丹別川の正シフトの始点付近で *I. uwajimensis* が産出していることになり、利光ほか (1995) の生層序と矛盾する。2つ目は古丹別川の正シフトが幌立沢のそれと対応するという考え方である。この考え方に従った場合、上述のようにシフト幅が異なるという問題だけでなく生層序学的にも問題が残る。幌立沢では正シフトの終点付近が *I. amakusensis* 帯に属するのみだが、古丹別川では正シフトの中・上部でも *I. amakusensis* 帯に属している。近隣のルートの同じ層位範囲でこのような大きな生層序の違いが生じることは考えにくい。ただしこれはたまたま幌立沢で“(B)帯”上部で *I. amakusensis* の化石を採集できなかっただけなのかも知れない。3つ目として、幌立沢と古丹別川両ルートの *I. uwajimensis* 帯最上部より上位に見られる $\delta^{13}\text{C}$ 変動を大きな傾向のない「無シフト区」と捉え、両ルートの「無シフト区」はそれぞれ英国セクション (Fig. 9) の④から⑤までの範囲のいずれかに相当すると考えることも可能である。この考え方の場合、古丹別川には「無シフト区」の下位に正シフトが見られないことになり、やはり古丹別川ルートに断層などの推定が必要となる。これらの解釈はどれも推定に過ぎず不十分であり、今後の生層序と炭素同位体比層序のさらなる対応関係の検討が必要である。本研究では幌立沢と古丹別川両ルートに見られる上述の差異は、古丹別川ルートで採集した試料の不完全性 (断層による層位欠如や試料間隔の粗

さなど)によるものと考え、幌立沢により連続な層序が保存されていると考えて以下の議論を進める。

以上より、各イノセラムス帯の炭素同位体比曲線をまとめると、大夕張地域、古丹別地域の3つのルートは共通した特徴があることがわかる。すなわち、炭素同位体比曲線は、*I. hobetsensis* 帯で負方向シフトをし、*I. teshioensis* 帯か *I. uwajimensis* 帯の最下部付近から正シフトになる。*I. hobetsensis* 帯の上部から *I. uwajimensis* 帯の最下部付近までの負シフトから正シフトへの転換区間は、正負いずれの明確なシフトもとらない。*I. uwajimensis* 帯最下部付近からの正方向シフトは *I. amakusensis* 帯の基底部付近ないしそれ以上にまで到達する可能性がある。

また、大夕張地域、古丹別地域幌立沢、古丹別川本流のいずれの炭素同位体比曲線にも *I. hobetsensis* 帯に複数ポイントに基づく正方向凸形を確認できる (Figs. 6, 7, 8, 9 中の白矢印)。この凸形の層序学的な位置は大夕張地域のデータから少なくとも *I. hobetsensis* 帯の最上部ではないことがわかる。

4. 英国の炭素同位体比曲線との比較

英国の研究例である Jenkyns et al. (1994) をみると、Cenomanian/Turonian 境界の正ピークの直後の負方向へのシフトバック、Turonian 下部の段状の安定期を経た後に、① Turonian 中部まで負方向シフトをし、② Turonian 中部から上部の2ないし3度の小規模な正方向凸形を含むが大局的変化のない区間を経て、③ Coniacian 中部へ正方向シフトをし、④ Coniacian / Santonian 境界付近にかけゆるやかに負方向シフトをし、⑤ Santonian 以後でゆるやかに正方向シフトに転ずる、という大局的なパターンを読み取ることができる (Fig. 9)。

本研究で *I. hobetsensis* 帯の上部から *I. uwajimensis* 帯の下部までの区間で見られる炭素同位体比曲線の負シフトから正シフトへの転換区間に相当する概形は、英国の同位体比層序で Turonian 上部から Coniacian 下部に見られるものに対応すると考えられる。これはイノセラムス化石帯に既報の研究 (利光ほか, 1995) で与えられているヨーロッパ年代層序区分 (階)、すなわち *I. hobetsensis* 帯が Turonian 中部、*I. teshioensis* 帯が Turonian 上部、*I. uwajimensis* 帯が Coniacian 下部であるという年代解釈と矛盾するものではない。

また、Voigt (2000) では Jenkyns et al. (1994) などを引用した上で、非常に詳細な炭素同位体比層序に基づいて Turonian 中部から上部に 0.5~1.0% 程度の小さな正方向凸形を2層準で報告しているが (Fig. 9 中の England section に示した白矢印)、本研究で各ルートの *I. hobetsensis* 帯に見られた正方向凸形は、それぞれどちらかに相当する可能性があり、国際対比の鍵になる可能性がある。Voigt (2000) で報告されている正方向凸形は少なくとも英国とドイツの4箇所を追跡でき、グローバルな変動である可能性が高い。

以上から、本邦のイノセラムス生層序に基づくヨーロッパの階区分にあてはめると、本研究で得た炭素同位体比曲線は同時代の英国の炭素同位体比曲線と類似した概形を描くこと

がわかる。したがって、このような曲線に基づいて蝦夷層群とヨーロッパ標準層序との国際対比を行える可能性は十分にあるものと考えられる。ただし、今回得られた曲線は Cenomanian/Turonian 境界のような顕著なピークがほかにはなく、全体にゆるやかな変化しか示さなかったため、変化傾向の解釈が難しい。そこで、炭素同位体比曲線による国際対比や年代解釈に関しては、Cenomanian/Turonian 境界の様な著しい同位体比イベントを複数の層準から検出するか、精度の高い他の対比手段 (例えば汎世界的な示準化石) を加えて確実性を増すことも重要となる。その上で、あらためてヨーロッパなどの詳細な研究例との比較を行う必要がある。

ま と め

4つのイノセラムス化石帯区分 (下位から *I. hobetsensis* 帯、*I. teshioensis* 帯、*I. uwajimensis* 帯及び *I. amakusensis* 帯) と各イノセラムス化石帯における泥岩試料中の有機物を分析することで得た炭素同位体比曲線の対応関係を議論することより、本研究では次の結論を得た。

1) 炭素同位体比曲線は *I. hobetsensis* 帯下部~中部で負方向シフトをする。その上位の *I. uwajimensis* 帯中部までに正方向シフトに転換し、さらにその上位の、*I. amakusensis* 帯の基底部付近まで正方向にシフトを続ける。この正シフトの特徴は大夕張地域、古丹別地域幌立沢、の両ルートで一致している。古丹別川本流でも同様なことが示唆される。

2) 各イノセラムス化石帯と対応関係が明らかになった炭素同位体比曲線の概形は、Jenkyns et al. (1994) の英国の炭素同位体比曲線が示す同時代の概形と類似している。

将来的に、ヨーロッパ等で行われているような密度 (e.g. Voigt, 2000) でデータを得るか、国際的に通用する示準化石を得ることできれば、炭素同位体比曲線を用いて日本の生層序とヨーロッパ標準階区分の対応関係を評価できるはずである。それによって大型化石と有孔虫化石の食い違いの問題も将来的には決着が付けられるであろう。

謝 辞

三笠市立博物館の早川浩司氏、産業技術総合研究所の利光誠一氏には、現地において様々な協力を頂き、また主要な大型化石を同定して頂いた。炭素同位体比の分析に関しては、インディアナ大学地質科学教室生物地球化学研究室のスタッドリ (Studley) 及びフォン (Fong) 両技官の協力を頂いた。利光誠一氏、静岡大学の和田秀樹氏には本稿の査読をして頂き、御助言を頂いた。また、編集委員の方からも有益な御助言を頂いた。国有林の入林に際しては夕張営林署、古丹別営林署に便宜を図って頂いた。調査期間中の宿泊に関して、苫前町役場と苫前町の民宿大川、三笠市の峨眉山荘管理人の小林夫妻に御世話になった。以上の方々に対し、記して感謝の意を表す。なお、本研究の一部には日本学術振興会科学研究費補助金基盤研究 (C) (課題番号 13640469, 研究代表者: 長谷川卓) を使用した。

文 献

- Bustin, R. M., Cameron, A. R., Grieve, D.A. and Kalkreuth, W. D., 1983, *Coal petrology, its principle, methods, and applications*. Geol. Assoc. Canada Short Course Note, 3, Geol. Assoc. Canada, Victoria, 230 p.
- Frakes, L. A., 1999, Estimating the global thermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data. In Barrera, E. and Johnson, C. C., eds., *Evolution of the Cretaceous ocean-climate system*. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 332, Boulder, 49-57.
- Hasegawa, T., 1997, Cenomanian-Turonian carbon isotope events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 130, 251-273.
- Hasegawa, T., 2001, Predominance of terrigenous organic matter in Cretaceous marine fore-arc sediments, Japan and Far East Russia. *Intern. Jour. Coal Geol.*, 47, 207-221.
- Hasegawa, T. and Hatsugai, T., 2000, Carbon-isotope stratigraphy and its chronostratigraphic significance for the Cretaceous Yezo Group, Kotanbetsu region, Hokkaido, Japan. *Paleont. Res.*, 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.
- 速水 格, 1969, 中生代の“浮遊性”二枚貝について. 地質雑, 75, 375-385.
- Hirano, H., 1986, Cenomanian and Turonian biostratigraphy of the off-shore facies of northern Pacific—an example of the Oyubari area, central Hokkaido, Japan-. *Bull. Sci. Engin. Res. Lab. Waseda Univ.*, no. 113, 6-20.
- 平野弘道・安藤康男・平川正人・森田利仁・石川 亨, 1981, 北海道大夕張地域南部の化石層序学的研究. 第 2 部. 早稲田大学教育学部学術研究—生物学・地学編, no. 30, 33-45.
- Jenkyns, H. C., Gale, A. S. and Corfield, R. M., 1994, Carbon-and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geol. Mag.*, 131, 1-34.
- Matsumoto, T., 1942, Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan. Part 1. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ., Ser. D*, 1, 130-280
- Matsumoto, T., 1943, Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan. Parts 2, 3. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Imp. Univ., Ser. D*, 2, 97-273
- 松本達郎, 1951, 蝦夷層群と関門層群. 地質雑, 57, 95-98
- Matsumoto, T. and Noda, M., 1985, A note on an inoceramid species (Bivalvia) from Lower Coniacian (Cretaceous) of Hokkaido. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 140, 263-273.
- 松本達郎・野田雅之・米谷盛寿郎, 1991, 北海道白亜系セノマニアン・チュロニアン両階のアンモナイト・イノセラムス・有孔虫による統合層序を目指して. 地学雑, 100, 378-398
- Menegatti, A. P., Weissert, H., Brown, R. S., Tyson, R. V. and Farrimond, P., 1998, High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy through the early Aptian “Livello Selli” of Aptian Tethys. *Paleoceanography*, 13, 530-545.
- 本山 功・藤原 治・海保邦夫・室田 隆, 1991, 北海道大夕張地域の白亜系の層序と石灰質微化石年代. 地質雑, 97, 507-527.
- Nikkawa, N. and Tashiro, M., 1996, Significance of hinge in some inoceramid bivalves from the Upper Cretaceous of Japan. *Mem. Fac. Sci. Kochi Univ., Ser. E, Geology*, 17, 1-31
- 西田民雄・松本達郎・久間裕子・米谷盛寿郎, 1992, 北海道古丹別川流域白亜系セノマニアン・チュロニアン・イノセラムス—有孔虫統合層序. 佐賀大学教育学部研究論文集, 39, no. 2, pt. 2, 21-59.
- 清水孝太郎・竹田一平・三次徳二・平野弘道, 2001, 北海道北部・中川地域の下部白亜系の地球化学的研究. 中川町郷土資料館紀要, 4, 53-70
- Takayanagi, Y., 1960, Cretaceous foraminifera from Hokkaido, Japan. *Tohoku Univ. Sci. Rep., 2nd Ser. (Geol.)*, 32, 1-154
- Tanaka, K., 1963, A study on the Cretaceous sedimentation in Hokkaido, Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 197, 1-122.
- 利光誠一, 1985, 北海道羽幌川上流地域白亜系の生層序と堆積相. 地質雑, 91, 599-618.
- Toshimitsu, S. and Maiya, S., 1986, Integrated inoceramid-foraminiferal biostratigraphy of Upper Cretaceous of northwestern Hokkaido, Japan. *Cret. Res.*, 7, 307-326.
- 利光誠一・松本達郎・野田雅之・西田民雄・米谷盛寿郎, 1995, 本邦上部白亜系的大型化石—微化石層序および古地磁気層序の統合に向けて. 地質雑, 101, 19-29.
- Voigt, S., 1995, Palaeobiogeography of early Late Cretaceous inoceramids in the context of a new global palaeogeography. *Cret. Res.*, 16, 343-356
- Voigt, S., 2000, Cenomanian-Turonian composite $\delta^{13}\text{C}$ curve for Western and Central Europe: the role of organic and inorganic carbon fluxes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 160, 91-104.
- 和仁良二・平野弘道, 2000, 北海道北西部古丹別地域の上白亜系大型化石層序. 地質雑, 106, 171-188.

(要 旨)

土屋 健, 長谷川卓, リサ M. プラット, 2003, 北海道蝦夷層群における炭素同位体比曲線とイノセラムス生層序の対応関係. 地質雑, 109, 30-40. (Tsuchiya, K., Hasegawa, T. and Pratt, L., 2003, Stratigraphic relationship between diagnostic carbon isotope profiles and inoceramid biozones from the Yezo Group, Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 109, 30-40.)

イノセラムス化石帯区分は上部白亜系の年代層序決定の手法として重要であるが, 近年, 本邦蝦夷層群において微化石との間に指標する年代区分に不一致が指摘されている. 本論はイノセラムス化石帯に対応する炭素同位体比曲線を報告する.

北海道大夕張・古丹別両地域の Turonian 中部～Santonian の炭素同位体比曲線は *Inoceramus hobetsensis* 帯では負方向へのシフトを見せ, *I. hobetsensis* 帯上部及び *Inoceramus teshioensis* 帯で特定傾向を示さず安定する. その上位の *I. uwajimensis* 帯から *Inoceramus amakusensis* 帯に向かって次第に正方向にシフトする. この炭素同位体比曲線の経時変化パターンは, 英国における Turonian 中部から Santonian 下部のものと同様である. それらに加え, *I. hobetsensis* 帯に小規模なピークも見られ, これは国際対比の鍵になる可能性がある.