

## 福島県上部鮮新統大年寺層における陸棚の堆積作用と気候変動との関係

近藤 はるか\*・小佐野 由布子\*・吉田 真見子\*\*・保柳 康一\*\*\*・柳沢 幸夫\*\*\*\*

### Relationship between shelf sedimentation and climate changes in the upper Pliocene Dainenji Formation in Fukushima, northeastern Japan

Haruka Kondo\*, Yuko Osano\*, Mamiko Yoshida\*\*,  
Koichi Hoyanagi\*\*\* and Yukio Yamagisawa\*\*\*\*

Pliocene Dainenji Formation is distributed in the Pacific Ocean side of the Fukushima Prefecture. The depositional age is from 4.18 to 2.6 Ma. We carried out facies analysis and geochemical analysis, such as total organic carbon (TOC), total sulfur (TS), and stable carbon isotope ratio of organic matter ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ). Our results are as follows: (1) Abundant land-derived organic matter was transported to the shelf and was preserved in the sediment in warm period (3.75–3.5 Ma), (2) Productivity of marine organism increased in the early cooling period (3.5–3.35 Ma), (3) The considerable variations in TS, TOC and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  are seen in cooling stage after 3 Ma, which succeeded to the Quaternary ice age. These considerable variation are shown in  $\delta^{18}\text{O}$  curve of the same age.

**Key words** : organic matter, climate change, shelf, Pliocene, Dainenji Formation.

#### はじめに

福島県太平洋岸に分布する鮮新統大年寺層は、珪藻や浮遊性有孔虫化石層序などによる微化石年代層序から、詳細な年代決定がされている(柳沢ほか, 2003)。これらの複合年代層序と長橋ほか(2004)のテフラ層序から、大年寺層は4.18 Maから2.6 Maの間に堆積したと推定されている。

この研究では、これまで層序しか明らかになってい

なかった大年寺層の下部と中部において岩相、生痕化石の観察結果から堆積相解析を行い、堆積環境を復元した。さらに大年寺層の全有機炭素(TOC)量、全イオウ(TS)量、抽出した有機物(ケロジェン)の安定炭素同位体比( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ )測定を行い、有機物の起源や運搬保存過程と、鮮新世の気候変動に伴う環境変化の対応関係を考察した。

#### 調査地域の層序

鮮新統大年寺層は、珪藻、石灰質ナンノ化石、浮遊性有孔虫及び放射虫化石層序などにより微化石年代層序が確立している(竹谷ほか, 1986)。Koizumi (1972)によると大年寺層は前期鮮新世末から後期鮮新世と推定されており、柳沢ほか(2003)の複合年代層序研究によれば、10~20万年の詳細な年代が決定されている。

調査地域は東北日本南部太平洋岸に位置する福島県の広野町から小高町である(Fig. 1)。福島県から宮城県南部の海岸沿いに分布する仙台層群は、下位より亀岡層、竜の口層、向山層、大年寺層からなる(北村ほか, 1986)。大年寺

受付: 2006年11月13日 受理: 2007年1月18日

- \* 信州大学大学院工学系研究科  
Graduate School of Science and Technology, Shinshu University, 3-1-1 Asahi, Matusmoto 390-8621, Japan
- \*\* 新潟大学大学院自然科学研究科  
Graduate school of Science and Technology, Niigata University, 8050 Ikarashi 2-cho, Niigata 950-2181, Japan
- \*\*\* 信州大学理学部地質科学教室  
Dept. Geology, Shinshu University, 3-1-1 Asahi, Matusmoto 390-8621, Japan
- \*\*\*\* 産業技術総合研究所地質情報研究部門  
Geological Survey of Japan, AIST, Chuo-7, 1-1-1 Higashi, Tukuba 305-8567, Japan

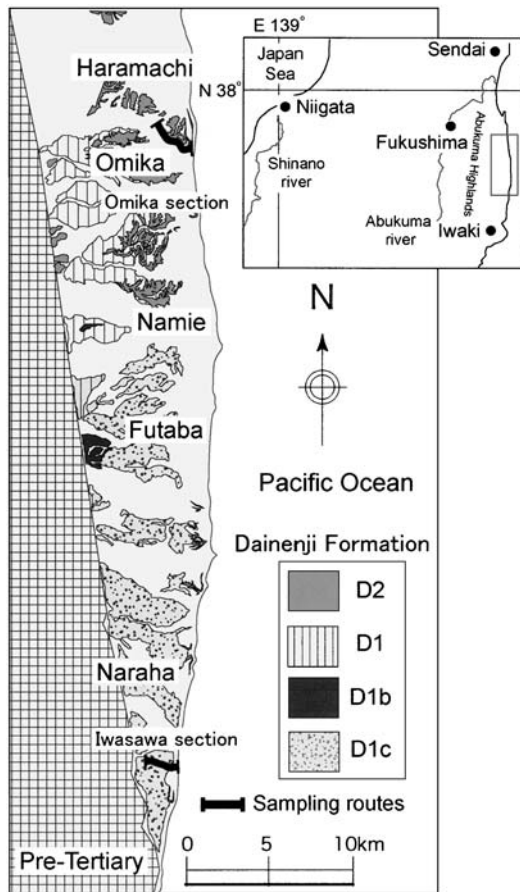


Fig. 1 Location of the study area.

層は下位の向山層を整合に覆い、その層厚は約 350 m である。また、双葉地域では、ほぼ南北方向に平行して延びる破砕帯が発達する(久保ほか, 2003)。双葉断層帯に沿って第三紀の白水・湯長谷・白土の諸層群が急傾斜しており、これらを仙台層群が不整合に覆っている。そのため調査地域の大年寺層は下位の中新統湯長谷層群の本谷層と不整合関係で接する。

調査地域の岩相は下部の砂質泥層 (D1)、中部の泥岩層 (D2)、砂岩泥岩互層 (D3) 及び上部の泥岩層 (D4) からなる(柳沢ほか, 1996)。D1 は、地域的に岩相が変化し、D1a, D1b, D1c の 3 つに岩相区分されている(柳沢ほか, 2003)。研究地域に認められる岩相は下部の D1b, D1c と中部の D2 である。D1b は生物擾乱が著しい塊状細粒砂岩、D1c は暗青緑灰色の塊状砂質泥岩と泥質極細粒砂岩で構成される。D1 は全体的に南に向かって岩相が細粒化する。大年寺層中部の D2 は、暗青緑灰色の泥岩からなり、砂質泥岩層の D3 は、D2 の上部と同時異相の関係にある(柳沢ほか, 2003)。

## 研究手法

福島県楢葉町と広野町との境界にある岩沢 (D1c が分布) と、小高町の大甕 (D2 が分布) において、柱状図を作成し、岩相と生痕化石、生物擾乱の度合い (Droser and Bottjer, 1991) について記載を行った。また岩沢で 106 個、大甕で 77 個の泥質岩試料を採取した。これらの試料の粒度分析と CS 元素分析、有機物の安定炭素同位体比の測定を行った (Fig. 2)。測定に用いた 183 試料の泥質堆積物は、D1c 堆積物から約 3 m、D2 堆積物から約 50 cm 間隔で採取した。

粒度分析用の試料は 3%  $H_2O_2$  を加え有機物を除去した。測定には信州大学に設置されているベックマン・コールター社のレーザー回折式粒度分析器 COULTER LS230 を使用し、平均粒径を求めた。

全有機炭素量 (TOC) の測定には信州大学の元素分析計 CHN コーダ (YANACO MT-5 型) を使用した。標準試料として Antipyrine (C : 70.19%, N : 14.88%) を用い、10 試料おきに標準試料の測定を行った。測定誤差は約 0.2% である。

TS 量の測定には新潟大学の堀場イオン分析装置 EMIA-120 型を使用した。標準試料として Coal standard (S : 2.37%) を用い、10 試料おきに標準試料の測定を行った。測定誤差は約 0.02% である。

さらにこれらの試料から Omura and Hoyanagi (2004) の手法で堆積有機物 (ケロジェン) を抽出し、 $\delta^{13}C_{org}$  の測定を行った。測定は信州大学の元素分析装置 (FlashEA1112) と質量分析計 (DeltaPlus) のシステムを用いた。測定手法は Omura and Hoyanagi (2004) に従い、測定誤差は 0.16% である。

## 堆積環境の推定

この研究では、大年寺層 D1 の D1c 堆積物を、さらに D1c 下部・中部・上部に細分し (Fig. 2)、砂質シルト岩と細粒砂岩層の境界を D1c 下部と D1c 中部の境界とする。砂質シルト岩には中程度の生物擾乱が見られるが、D1c 中部の泥岩層は生物擾乱が弱く、この 2 つの岩相ははっきりと区別することができる。またこの境界は、柳沢ほか (2003) では、石灰質ナンノ化石の *R. pseudoumbilica* の終産出層準 (3.75 Ma) とされ、D1c 下部は 4.18~3.75 Ma に相当する。泥岩を侵食している貝化石を含む中粒-粗粒砂岩の基底を D1c 中部と D1c 上部の境界とする。この境界は、浮遊性有孔虫の初産出層準 (3.35 Ma) に相当し、D1c 中部は 3.75~3.35 Ma の間に堆積したと考えられる。D1c 上部は D1c 堆積物の最上部であり、3.35 Ma~2.6 Ma に堆積したと考え

られる。D1c 上部の岩相は下位の D1c 中部に比べて、砂岩層が増加し、生物擾乱が激しくなる。また、D2 堆積物は、その上限が *N. kamtschatica* の終産出層準 (2.6 Ma~2.7 Ma) によって、決定されている。

以下に各部の岩相、生痕化石相と、それらにもとづいて推定される堆積環境を述べる。

#### 1. D1c 下部 (4.18~3.75 Ma) : 外側陸棚堆積物

岩相：砂質シルト岩、シルト質砂岩、シルト岩、テフラ層から構成される。ウェーブリップルなど波浪の影響を示す堆積構造は見られない。下部ではシルト岩からシルト質砂岩への上方粗粒化累重を約 20 m 毎に何度も繰り返す。

生痕相：シルト質砂岩は生物擾乱を受けており、直径 0.5~2 cm の *Thalassinoides*、一部に直径 0.1~0.3 cm の *Chondrites* が認められ、砂質シルト岩に貝化石あるいは貝化石の破片が認められる。

堆積環境：波浪の影響がないことから、D1c 下部は外側陸棚の堆積物であると考えられる。上方粗粒化の示す浅海化は、デルタの前進と後退を示す (Bhattacharya and Walker, 1992)。したがって、D1c 下部は外側陸棚に形成されたデルタフロントの堆積物であると考えられる。

#### 2. D1c 中部 (3.75~3.35 Ma) 外側陸棚堆積物

岩相：砂質シルト岩、シルト岩、シルト質砂岩、細粒砂岩層、テフラ層から構成される。下部は砂質シルト岩、上部はシルト岩からなり、厚さ 0.1~1 m の細粒砂岩層を挟在する。シルト岩中の一部で平行葉理が発達する、厚さ 1 m の暗色のシルト層が堆積する。

生痕相：下部と最上部で直径 1.5 cm の *Thalassinoides*、直径 0.2 cm の *Chondrites* が認められる。

堆積環境：生痕化石のサイズが上位に向かって大きくなることから、下部はより沖側の外側陸棚、上部は底生生物の活動が活発な、より浅い外側陸棚に堆積したと考えられる。

#### 3. D1c 上部 (3.35~3.0 Ma) : 内側陸棚堆積物

岩相：シルト岩、砂質シルト岩、シルト質砂岩、細粒砂岩層、中粒~粗粒砂岩、テフラ層から構成される。D1c 中部のシルト岩を中粒~粗粒砂岩が削り込んでいる。シルト質砂岩中にはウェーブリップルがみられ、最下部に見られる侵食面は、下位の地層を大きく削り込んだチャンネル構造を示す。この侵食面の下部の粗粒砂岩には直径数 mm~数 cm の偽礫が岩相に一樣に含まれる。

生痕相：シルト岩、シルト質砂岩は生物擾乱が激しく、直径 1.5 cm~2 cm の *Thalassinoides* が多産する。中粒~粗粒砂岩中に *Rosselia* が多産し、貝化石も産出する。

堆積環境：*Rosselia* や *Thalassinoides* は *Chondrites* に比べると、より酸化的环境を示す (Ssvrda and Bottjer, 1986)。また、粗粒化砂岩層にはウェーブリップルがみられること

から、堆積環境は内側陸棚であり、上方へ向って浅海化していると考えられる。

#### 4. D2 (3.0~2.6 Ma) : 内側陸棚堆積物

岩相：シルト岩、砂質シルト岩、シルト質砂岩、細粒砂岩、テフラ層から構成される。下部では細粒砂岩やシルト質砂岩層など粗粒な堆積物が見られ、上部に生物擾乱の激しいシルト岩が約 30 m と厚く堆積し、最上部で再び細粒砂岩層となる。

生痕相：主に直径 0.5 cm~2 cm の *Thalassinoides* と幅約 10 cm~80 cm の *Teichichunus* がみられ、シルト岩の上部で生物擾乱が最も激しく、生痕化石の大きさも最大となる。

堆積環境：堆積構造は生物擾乱によってほとんど保存されていないが、下部の粗粒な堆積物から徐々に細粒化し、上部で再び細粒砂岩が厚く堆積することから、D2 は底生生物の活動が活発な内側陸棚環境で堆積した。その後内側陸棚は一度深海化し、再び浅海化したと考えられる。

### 分析結果

大年寺層下部の D1c 堆積物の層厚は約 300 m である。その上位の D2 堆積物の層厚は約 60 m で、主に泥質堆積物から構成される。D1c 堆積物最下部のシルト岩と下位の本谷層の泥岩との不整合面を基準 (0 m) として、層厚をメートルで示した。Shackleton et al. (1995) の酸素同位体比曲線に基づいて、温暖期：4.18~3.75 Ma、最温暖期：3.75~3.5 Ma、寒冷期初期：3.5~3.35 Ma、寒冷期：3.35~2.6 Ma に区分して、それと対応する層順ごとに分析結果をまとめた。

#### 1. 4.18~3.75 Ma : 温暖期 (D1c 下部 : 0 m~125 m)

TOC 量は 0.26~0.52% の間で変動する。TS 量は 0.56~0.97% の間で変動し、上方へやや減少の傾向を示す。 $\delta^{13}C_{org}$  は -25.4~-22.5‰ の間で変動し、値は上方へ増加する。

#### 2. 3.75~3.5 Ma : 最温暖期 (D1c 中部 : 125 m~175 m)

TOC 量は 0.33~0.8% の間で変動する。125 m から 150 m までは約 0.3% の安定した値をとる。しかし、150 m 付近で急激に約 0.8% に増加し、その後 0.8% 前後の値をとる。TS 量は 0.65~0.97% の間で変動し、上方へ増加の傾向を示す。 $\delta^{13}C_{org}$  値は -24.6~-22.7‰ の間で変動する。

#### 3. 3.5~3.35 Ma : 寒冷期初期 (D1c 中部 : 175 m~220 m)

TOC 量は 0.48~3.28% の間で変動する。205 m で約 3% を超える高い値を示す。TS 量は 0.67~1.19% の間で変動し、上方へ振幅が大きくなる。 $\delta^{13}C_{org}$  値は -23.6~-21.2‰ の高い値で変動し、205 m で最大値をとる。

#### 4. 3.35~2.6 Ma : 寒冷期 (D1c 上部 : 220 m~300 m, D2)

D1c : TOC 量は 0.2~0.81% の間で激しく変動するが、徐々に減少する。TS 量は 0.66~1.26% の間で変動し、上部で最も高い値を示す。 $\delta^{13}C_{org}$  値は -24.4~-21.1‰ 範囲で



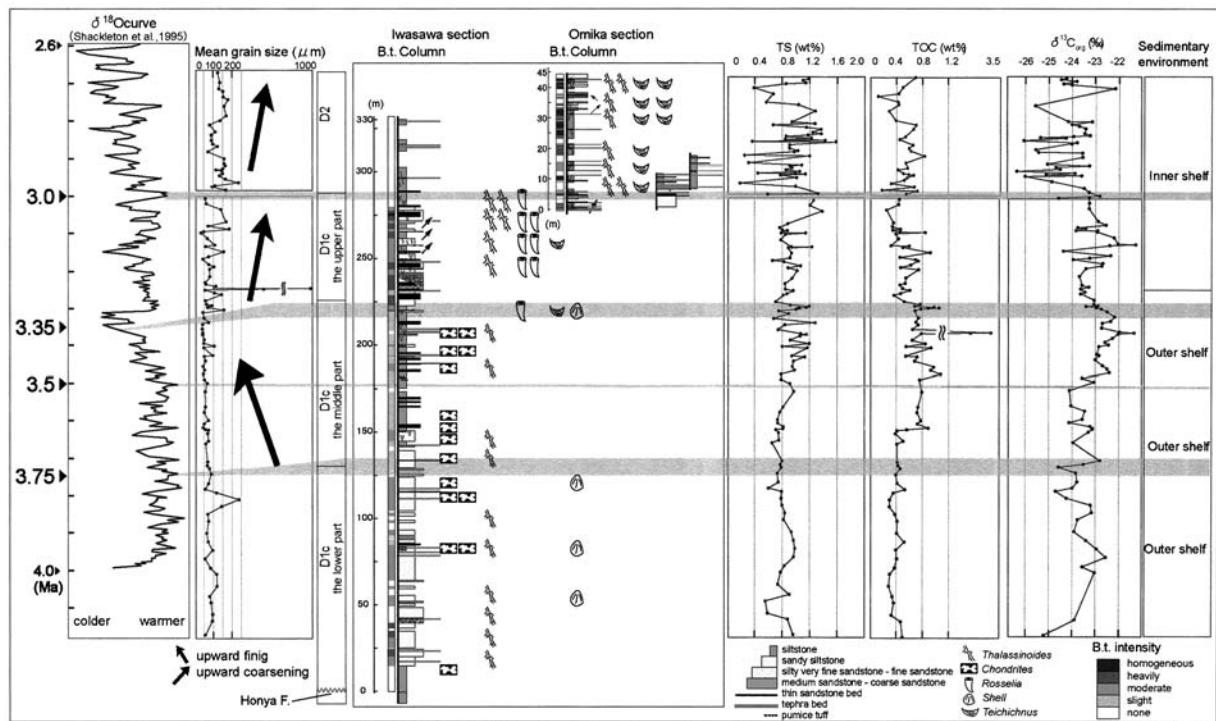


Fig. 2 Summarized column for the Dainenji Formation, showing depositional environments, bioturbation intensity (B.t.), grain-size, total organic carbon (TOC), total sulfur (TS) contents, stable carbon isotope ratio of organic matter ( $\delta^{13}\text{C}$ ). Oxygen isotope curve between 2.6–4.2 Ma is after Shackleton et al. (1995).

大きく変動する。

D2: TOC量は0.15~0.86%の間で変動する。上部、40mの位置で最小値をとるが、上方に再び増加する。TS量は0.15~1.56%の間で大きく変動する。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 値は-26.2~-21.8‰の値をとる。

## 考 察

大年寺層の下部から中部では、北西側に砂質な堆積物が分布し、南側に向かってシルト岩など細粒な岩相が卓越するようになる。このことは、この層準が北西部から南へ向かって前進するデルタシステムのプロデルタで堆積したことを示すと考えられる。

D1c 下部堆積時期 (4.18–3.75 Ma) では、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  値は徐々に高くなることから、大年寺層の堆積開始を示す海進に伴い海洋性有機物の割合が増加したと考えられる。その後 3.75 Ma にかけて、外側陸棚上でデルタが前進と後退を繰り返した。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  の値は小さくなったことは、デルタの前進後退の結果、陸源有機物が陸棚へ運搬されるようになったためと考えられる。

D1c 中部堆積時期 (3.75–3.35 Ma) では、デルタの後退に伴う海進が起こった。D1c 中部の砂質シルト岩からシルト

岩への上方細粒化は 4 Ma から 3.35 Ma にかけての酸素同位体比変動の約 20~40 万年周期に示される温暖化傾向と対応する。3.75~3.5 Ma 頃までの TOC 量の増加は、世界的な温暖化によって、この地域でも海進が進み、デルタが後退し、碎屑物の割合が減少した結果であると考えられる。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  値の低い値は陸源有機物の混合を示す。これは温暖化により発生した洪水流中の陸源有機物が大量に陸棚へ運搬され、酸化分解されずに地層中に保存されたためと考えられる。一方、3.5 Ma から 3.35 Ma には、常磐地域では海退が始まり、堆積環境は内側陸棚へと変化した。基礎生産性や保存効率の高さから高い TOC 値と、海洋起源の有機物の割合が高い  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  値を示す。酸素同位体比曲線は 3.5 Ma から寒冷化を示すことから、この時期に珪藻などの海洋プランクトンの生産性が増加したと考えられる。また高い TOC 値と TS 値は、底層が貧酸素の状態となり、有機物が分解されずに地層中に残った結果であると考えられる。

D1c 上部堆積時期 (3.35–3.0 Ma) では岩相の粗粒化と生痕化石相の変化から、北方からデルタの前進によって、外側陸棚から内側陸棚へ浅海化したと推測される。またチャンネル構造を伴う砂質堆積物は、デブリーフロー堆積物である。これらの浅海化は 3.35 Ma から氷期へ向う酸素同位体

比曲線の示す寒冷化によるものと考えられる。

D2 堆積時期 (3.0-2.6 Ma) 前期においては、内側陸棚環境内でより沖側へと堆積環境が変化したが、その後期では再び浅海化が起こったと推定される。これは 3.0 Ma 以降氷期に向う寒冷化に伴って、世界的な海水準の低下が起こったためであると考えられる。また TOC 量と  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  値の増減の繰り返しは、高い海洋プランクトンの生産性と、デルタの前進に伴い陸源有機物を含む粗粒な堆積物の海域への流入の繰り返しを示す。また 3.0 Ma 以降、酸素同位体比曲線の示す  $\delta^{18}\text{O}$  値の変動幅が大きくなり、TS 量・TOC 量・ $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  値の変動幅も大きくなる。これは  $\delta^{18}\text{O}$  値で示される約 2 万年周期の気候変動の温暖化と寒冷化に応答した結果である可能性が考えられ、大年寺層上部は中部や下部に比べ、より詳細な気候変動を記録していると考えられる。

### ま と め

- (1) 大年寺層は約 2.6 Ma から 4 Ma の堆積物であり、北方のデルタの前進・後退によって海進・海退が起こったと考えられる。また、常磐地域に分布する鮮新統大年寺層において、外側陸棚から内側陸棚への堆積環境が復元された。この堆積環境の変化は、約 20~40 万年周期の世界的な寒冷化と温暖化を反映していることが分かった。
- (2) 温暖期と寒冷期では有機物の起源と運搬保存作用に異なった特徴が認められた。すなわち温暖期 (3.75~3.5 Ma) では陸上で発生した洪水流によって陸源の有機物が細粒堆積物と一緒に大量に陸棚へ運搬され、堆積した。一方、寒冷期初期 (3.5 Ma~3.35 Ma) では海洋表層で有機物が多量に生産され、貧酸素環境で保存された。
- (3) 氷期に向う寒冷化に伴って 3 Ma 以降、TS、TOC と  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  の値の振幅が大きくなる。この結果は、 $\delta^{18}\text{O}$  で示される気候変動と同じ傾向を示すことから、大年寺層上部は鮮新世の約 2 万年オーダーの気候変動をよく記録していると考えられる。

### 謝 辞

なお、研究費用の一部に科学研究費基盤研究 (C)、課題番号 18540451 (研究代表者: 保柳康一) を用いた。

### 文 献

- Bhattacharya, J. and Walker, R.G., 1992 : Deltas, In Walker, R.G. and James, N.P. eds., *Facies Models : response to sea level change*, Geol. Asso. Canada, 157-177.
- Droser, M.L. and Bottjer, D.J., 1991 : Trace fossils and ichnofabric in Leg 119 cores. In Barron, J., Larsen, B., et al., *Proc. ODP. Sci. Results*, **119** : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 635-641.
- 北村 信・石井武政・寒川 旭・中川久夫, 1986 : 仙台地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 134 p.
- Koizumi, I. 1972 : Marine diatom flora of the Pliocene Tatsunokuchi Formation in Fukushima Prefecture. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., **86**, 340-359.
- 久保和也・柳沢幸夫・利光誠一・坂野靖行・兼子尚知・吉岡敏和・高木哲一, 2003 : 5 万分の 1 地質図幅「川前及び井出」, 地質ニュース, **584**, 22-25 (実業公報社).
- 長橋良隆・高橋友啓・柳沢幸夫・黒川勝己・吉田武義, 2004 : 福島県太平洋岸の鮮新統大年寺層に挟在する広域テフラ層. 地球科学, **58**, 337-344.
- Omura, A. and Hoyanagi, K., 2004 : Relationships between composition of organic matter, depositional environments, and sea-level changes in backarc basins, central Japan. *Journal of Sedimentary Research*, **74**, 620-630.
- Savrda, C.E. and Bottjer, D.J., 1986 : Trace fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology*, **14**, 3-6.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A. and Pate, D., 1995 : Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846. *Proc. ODP. Scientific. Results*, **138**, 337-353.
- 竹谷陽二郎・相田 優・岡田尚武・尾田太良・長谷川四郎・丸山俊明・根本直樹, 1986 : 福島県双葉地域の多賀層群より産する微化石調査報告. 福島県立博物館調査報告, **12**, 53 p.
- 柳沢幸夫・高橋友啓・長橋良隆・吉田武義・黒川勝己, 2003 : 福島県太平洋岸に分布する鮮新統大年寺層のテフラ層—その 1. 年代層序—. 地質調査研究報告, **54**, 351-364.
- 柳沢幸夫・山元孝広・坂野靖行・田沢純一・吉岡敏和・久保和也・滝沢文教, 1996 : 相馬中村地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 114 p.