

陸棚に形成された海底谷を埋積したスランプ堆積物
—東北日本南部福島県太平洋沿岸に分布する鮮新統大年寺層の例—

小佐野 由布子*・保柳 康一**・近藤 はるか*・柳沢 幸夫***

Submarine canyon-fill slump deposits on the shelf environment of the Pliocene Dainenji
Formation on the Pacific coast in Fukushima, northeastern Japan

Yuko Osano*, Koichi Hoyanagi**, Haruka Kondo* and Yukio Yanagisawa***

The Dainenji Formation is deposited on shelf environment and consists mainly of sandy siltstone and sandstone. It includes a number of volcanic ash layers, which serve as good key beds useful for precise correlation. Mappable units of submarine canyon-fill sediment are recognized in this area. A valley has a maximum depth of 100 m and is considered to be formed by submarine landslide, which took place after 2.7 Ma. Submarine canyon-fill sediments are composed of siltstone interbedded with thin sandstone layers, thick sandstone beds and slump deposits. Formation and filling of the submarine canyon might be controlled by climate cooling of latest Pliocene.

Key words : Dainenji Formation, submarine canyon, slump deposits, Pliocene

はじめに

茨城県から福島県を経て宮城県の太平洋沿岸地域（第1図）に分布する仙台層群大年寺層は鮮新世の陸棚堆積物で、主に砂質シルト岩などの細粒堆積物からなり、下部の砂岩相（D1）と上部の泥岩相（D2）、砂岩泥岩相（D3）、泥岩砂岩相（D4）の4つの岩相に区分されている（久保ほか、1990、1994、2000）。これら区分された岩相は、2004年改定の「日本地質学会地層命名の指針」に従うと、大年寺層の部層区分に相当する。したがって、この論文では、以下4つの岩相をD1部層、D2部層、D3部層、D4部層と簡

略化して呼称する。

これら4部層のうち、南の富岡町から浪江町をへて北の小高町にいたる海岸沿いに分布する大年寺層の最上部の部層であるD4部層は、D2部層を削り込んだ巨大な海底谷を埋積して堆積していることが知られている（久保ほか、1994）。

この研究では、大年寺層D4部層中の堆積構造の詳細な記載から、海底谷の成因について考察した。

D2部層と海底谷を埋積したD4部層との関係

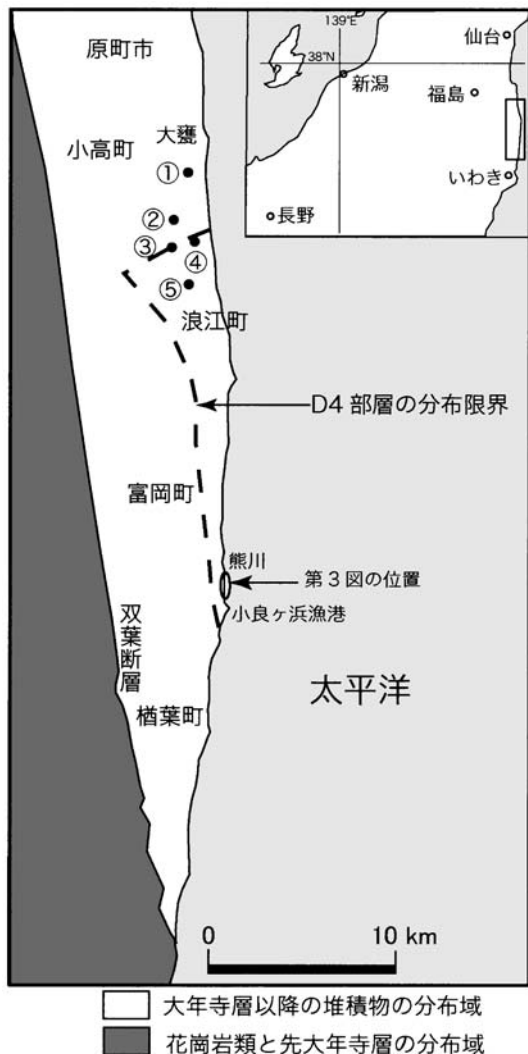
海底谷を埋積しているD4部層の基底は、北の小高町付近ではD2部層下部に挟在する火山灰鍵層SF21の上位に存在するすべり面である。南へ向かってそのすべり面は層準を下げ、浪江町や富岡町ではD2部層とD1部層を区切る火山灰鍵層SF11の直上に位置する（第2図）。D4部層にはD2部層に見られない火山灰が挟在し、D2部層が珪藻化石帯（Yanagisawa and Akiba, 1998）のNPD8帯に対比できるのに対しD4部層の主要部分がNPD9帯に対比できる（柳沢、1990）。これらのことから、ここでのD2部層の欠如

受付：2006年12月12日 受理：2007年1月24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, Matsumoto 390-8621, Japan

** 信州大学理学部地質科学科
Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu Uni-
versity, 3-1-1 Asahi, Matsumoto 390-8621, Japan

*** 産業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



第1図 調査地域位置図。
①～⑤は第2図の柱状作成地点。

量は層厚にして100 m以上と見積もられている(久保ほか, 1990)。

海底谷基底のすべり面直上には、D2部層に起源をもつブロックが存在することがある(第2図③④)。また、D2部層の最下部付近の細粒部分がすべり面となっていることが多い。一方、南部では基底に下位の地層のブロックが残されず、D4部層基底の砂岩層がすべり面を覆っている(第2図⑤)。D4部層の北端は、北北東-南南西の壁をつくっている。一方、地表分布の南限では、D2部層もしくはD1部層の上位にD4部層が緩い傾斜で重なっている。

このようにD4部層は海底地すべりを起源とする海底谷埋積堆積物として認識されているが、海底地すべりは断続

的に複数回起こっており、D4部層はD4a、D4b、D4cに細分されている(柳沢ほか, 2003)。

D4部層中のスランプ堆積物

D4部層全体が海底谷を埋積したものであるが、D4部層内には、スランプ構造を示す堆積物が見られる。D4部層分布域の南部にあたる熊川と小良ヶ浜漁港間の海蝕崖で、D4部層中のスランプ堆積物の構造を詳細に観察した(第3図)。この露頭は、柳沢ほか(2003)のFig. 4で小良ヶ浜北とされた露頭で、D4b、D4c、D4aが分布している。第3図は、北からA、B、C、Dの順に連続した東向き露頭を示している。

第3図A: 砂質シルト岩に対して、北側から南に向かってダウンラップする偽礫を含む細粒砂岩層が見られる。

第3図B: 上部の偽礫を含む細粒砂岩層が連続し、やはり南に向かうダウンラップ構造を示す。砂岩層中には層内の正断層、またその南側には層内の逆断層などの破壊構造が見られる。下部は、砂質シルト岩優勢の砂岩シルト岩互層からなる。

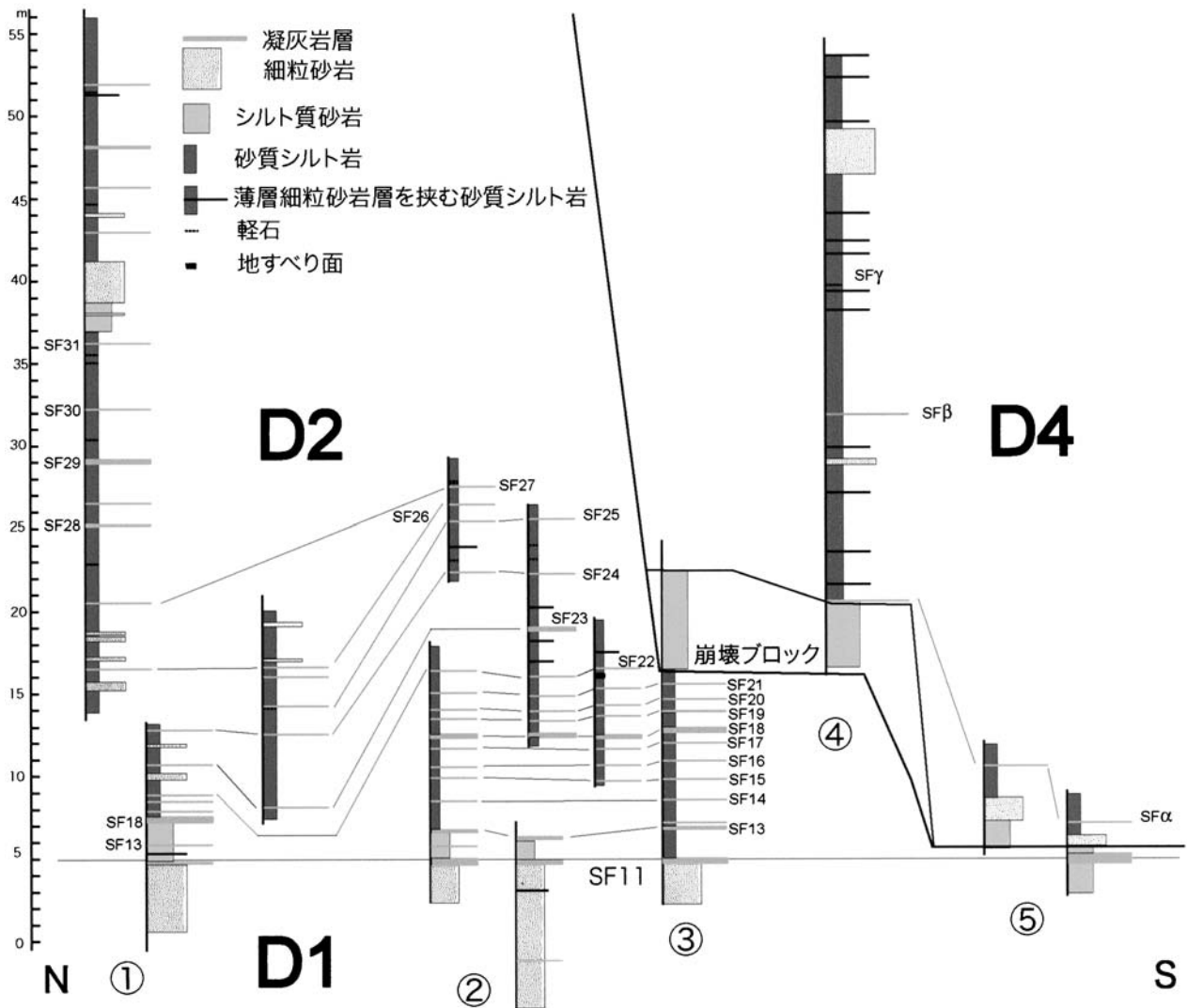
第3図C: これまで南側からダウンラップしてきた砂岩層が砂質シルト岩層の下に潜り込む構造を取っている。砂岩層が北から南向かって打ち込まれたようなくさび形の構造をとる。そのくさびの先端では、泥岩が数cmから10cmほどの偽礫状になっており、砂層の流動化によって泥層の取り込みがおこなわれている様子が見られる。

第3図D: 下位を削り込むチャンネル構造を基底に持つ偽礫を含む粗粒から細粒砂岩からなる砂岩層と変形した薄層細粒砂岩層を挟在するシルト岩層、そしてそれらを覆う細粒砂岩層を挟在するシルト岩層からなる。現在、砂岩層は崖崩れ堆積物によってほとんど覆われてしまっているが、南に向かってくさび形に見える偽礫を含む砂岩層は、現在崩壊堆積物によって覆われている北側で下位のシルト岩を侵食して厚く堆積していたことが観察されている。また、変形を受けているシルト岩は、一部に細粒砂が流動して入り込んでおり、またこの変形によってつくられた凹地を埋めるように、上位のシルト岩層は南に向かってオンラップして堆積している。

海底谷の形成とその埋積

1. 様式

D4部層はその分布の北限で、北側と西側で高角の壁を持ってD2部層と接する。このことから、海底谷は北西部を谷頭として北側に壁をもち、谷は南東に向かって延長していたと考えられる。一方、D4部層分布域南部で見られる



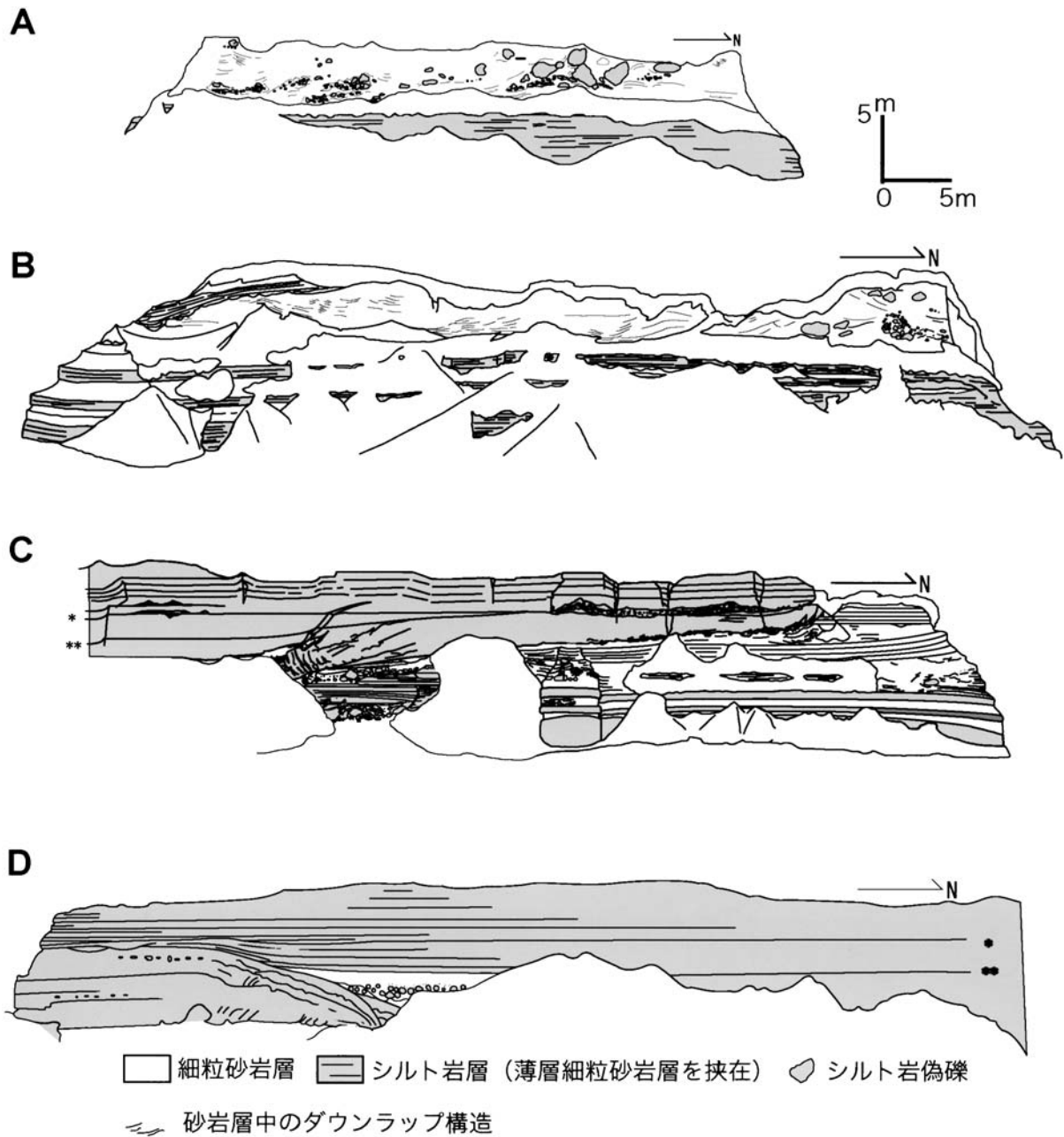
第2図 大年寺層中部・上部の柱状図。
SF: 柳沢ほか (2003) に基づき対比可能な火山灰層。

海底谷内を埋めている堆積物の特徴 (第3図) は、この時期粗粒な堆積物がチャンネルを形成して急激に海底谷に流れ込んだことを示している。近藤ほか (2007) は大年寺層が陸棚上で前進後退を繰り返したデルタシステムの堆積物であるとしており、第3図Dに見られる細粒砂岩層を挟むシルト岩層はプロデルタ環境を示すと考えられる。この地域北西にあったとされるデルタシステム (近藤ほか, 2007) の急速な前進が、削り込みによる偽礫を含む粗粒砂をこの地域にもたらしたと考えられる。その急速で大量の堆積による荷重によって、第3図Dに見られる変形をシルト主体の下位の陸棚堆積物に与えた。第3図A, Bに見られる北から南に向かって、ダウンラップ構造を示して前進

している砂岩層は、デルタフロント堆積物だと考えられる。その後、デルタの後退により、再び薄層の砂岩層を挟むシルト岩層からなるプロデルタでの堆積が開始される。沖側ではチャンネルの埋積残りの凹地を埋めて、細粒の混濁流から細粒砂とシルトが堆積し、凹地の縁のオンラップ構造をつかった。不安定なデルタフロントは、海底地すべりを引き起こし、移動したデルタフロントの砂層は、上位のプロデルタのシルト岩中との境界で変形と液状化を起こして、第3図B, Cにみられる変形構造が形成された。

2. 要因

巨大海底谷形成の引き金となった最初の海底地すべり (D4a) は珪藻化石帯のNPD 8帯 (Yanagisawa and Akiba,



第3図 熊川-小良ヶ浜漁港間の海蝕崖に見られる D4 部層の構造。
北から A, B, C, D の順に配列, C, D の * と ** は, それぞれ連続する薄層砂岩層。

1998) 最上部に属し, 3.0-3.1 Ma の生層準と 2.6-2.7 Ma の生層準の間にあり, さらに層厚と堆積速度を考慮すると, 2.6-2.7 Ma の生層準に極めて近い年代と推定される (柳沢ほか, 2003). そして, この年代は鮮新世末の寒冷化開始時期と一致している. 背弧堆積盆地の新潟県西頸城地域の鮮新統の名立層中の海底チャンネル形成は, 2.7 Ma 頃の海水準

低下に伴うシーケンス境界とされる (大村, 2000). 大年寺層の海底谷形成もほぼ同じ時代であり, 2.7 Ma 頃に開始される汎世界的海水準低下 (Shackleton et al., 1995) に対応するかもしれない. 海底谷基底のブロックとそれを覆う砂岩層は, 薄層細粒砂岩層を挟在するシルト岩層に覆われる. これは, 2.5 Ma 頃の温暖期に対応され, チャンネルの形成と

デルタフロントの前進によるスランプ層の形成は、その後 2.3 Ma 頃から 2.1 Ma にかけての寒冷化に対比させることが出来るかもしれない。

このように鮮新世末に始まった寒冷化が陸棚環境の堆積作用に強く影響していた可能性がある。

謝 辞

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

- 近藤はるか・小佐野由布子・吉田真見子・保柳康一・柳沢幸夫, 2007: 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の関係, 堆積学研究, no. 64, 77-81.
- 久保和也・柳沢幸夫・利光誠一・板野靖行・兼子尚知・吉岡敏和・高木哲一, 2000: 地域地質研究報告, 5万分の1地質図幅「川前及び井出地域の地質」, 地質調査所, 136p.
- 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・高橋 浩, 1994: 地域地質研究報告, 5万分の1地質図幅「浪江及び磐城富岡地域の地質」, 地質調査所, 104p.
- 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・山本孝広・滝沢文教, 1990: 地域地質研究報告, 5万分の1地質図幅「原町及び大甕地域の地質」, 地質調査所, 155p.
- 大村亜希子, 2000: 新潟県西頸城地域に分布する鮮新統の第3オーダー堆積シーケンスと有機物組成, 地質学雑誌, 106, 534-547.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A. and Pate, D., 1995: Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846. *Proc. ODP Sci. Res.*, 138, 337-355.
- 柳沢幸夫, 1990: 仙台層群の地質時代—珪藻化石層序による再検討—, 地調月報, 41, 1-25.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F., 1998: Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code number for selected diatom biohorizons. *Jour Geol. Soc. Japan*, 104, 395-414.
- 柳沢幸夫・高橋友啓・長橋良隆・吉田武義・黒川勝巳, 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.