

千葉県君津市川谷地域に露出する中部更新統柿ノ木台層から産出する冷湧水化石群集：その時空分布と共産する自生炭酸塩

著者	間嶋 隆一, 越智 眞弓, 三浦 美佐, 人見 真紀子, 齋藤 猛, 並木 勇樹, 大塚 悠佑, 清水 秀倫, 野崎 篤, 宇都宮 正志, 楠 稚枝, 佐藤 圭, 河潟 俊吾, 和仁 良二, 中村 栄子, 坂井 三郎, 和田 秀樹, 北里 洋
著者別表示	Majima Ryuichi, Ochi Mayumi, Miura Misa, Hitomi Makiko, Saito Takeshi, Namiki Yuuki, Ohtsuka Yusuke, Shimizu Hidetomo, Nozaki Atsushi, Utsunomiya Masayuki, Kusu Chie, Sato Kei, Kawagata Shungo, Wani Ryoji, Nakamura Eiko, Sakai Saburo, Wada Hideki, Kitazato Hiroshi
雑誌名	地質学雑誌
巻	125
号	9
ページ	655-683
発行年	2019-09-15
URL	http://doi.org/10.24517/00067132

doi: 10.5575/geosoc.2019.0016



千葉県君津市川谷地域に露出する中部更新統柿ノ木台層から産出する冷湧水化石群集：その時空分布と共産する自生炭酸塩

Cold-seep-dependent fossil assemblages in the middle Pleistocene Kakinokidai Formation at Kawayatsu, Kimitsu City, Japan: Their temporal–spatial distribution and associated authigenic carbonates

Abstract

間嶋隆一¹ 越智眞弓² 三浦美佐²
人見真紀子³ 齋藤 猛² 並木勇樹³
大塚悠佑³ 清水秀倫² 野崎 篤⁴
宇都宮正志⁵ 楠 稚枝² 佐藤 圭⁶
河潟俊吾⁷ 和仁良二¹ 中村栄子³
坂井三郎⁸ 和田秀樹⁹ 北里 洋¹⁰

Ryuichi Majima¹, Mayumi Ochi²,
Misa Miura², Makiko Hitomi³,
Takeshi Saito², Yuuki Namiki³,
Yusuke Ohtsuka³, Hidetomo Shimizu²,
Atsushi Nozaki⁴, Masayuki Utsunomiya⁵,
Chie Kusu², Kei Sato⁶,
Shungo Kawagata⁷, Ryoji Wani¹,
Eiko Nakamura³, Saburo Sakai⁸,
Hideki Wada⁹ and Hiroshi Kitazato¹⁰

2018年11月7日受付。 2019年3月23日受理。

¹ 横浜国立大学環境情報研究院

Faculty of Environment and Information Sciences, Yokohama National University, 79-7 Tokiwadai, Hodogaya-ku, Yokohama 240-8501, Japan

² 横浜国立大学環境情報学部

Graduate School of Environment and Information Sciences, Yokohama National University, 79-7 Tokiwadai, Hodogaya-ku, Yokohama 240-8501, Japan

³ 横浜国立大学教育人間科学部

Faculty of Education and Human Sciences, Yokohama National University, 79-2 Tokiwadai, Hodogaya-ku, Yokohama 240-8501, Japan

⁴ 平塚市博物館

Hiratsuka City Museum, 12-41 Sengencho, Hiratsuka, Kanagawa 254-0041, Japan

⁵ 産業技術総合研究所地質情報研究部門

Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan, AIST, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan

⁶ 早稲田大学教育・総合科学学術院

Faculty of Education and Integrated Arts and Sciences, Waseda University, 1-6-1 Nishiwaseda, Shinjuku-ku, Tokyo 169-8050, Japan

⁷ 横浜国立大学教育学部

College of Education, Yokohama National University, 79-2 Tokiwadai, Hodogaya-ku, Yokohama 240-8501, Japan

⁸ 海洋研究開発機構生物地球化学研究分野

Department of Biogeochemistry, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, JAMSTEC, 2-15 Natsushima-Cho, Yokosuka 237-0061, Japan

⁹ 静岡大学理学部

Faculty of Science, Shizuoka University, 836 Ohya, Suruga-ku, Shizuoka 422-8529, Japan

¹⁰ 東京海洋大学海洋資源環境学部

School of Marine Resources and Environment, Tokyo University of Marine Science and Technology, 4-5-7 Konan, Minato-ku, Tokyo 108-8477, Japan

Corresponding author: R. Majima, majima-ryuichi-ym@ynu.ac.jp

Cold-seep-dependent molluscan assemblages occur in the outer-shelf facies of the middle Pleistocene Kakinokidai Formation of the Kazusa Group, a forearc basin-fill sequence on the Pacific side of central Japan, in strata corresponding to the interval 707.6–667.0 ka. The assemblages consist exclusively of chemosymbiotic bivalves (lucinids, thyasirids, and solemyids) and are associated with ¹³C-depleted authigenic carbonates ($\delta^{13}\text{C} = -61.60\text{‰}$ to -10.96‰ VPDB), which suggest that their main carbon source was anaerobic oxidation of methane (AOM). Authigenic carbonate precipitates are common on burrow walls (mainly acicular aragonite) and the surrounding sediments (mainly micritic high-Mg calcite and dolomite). The burrows are cylindrical, 1.5–3.0 cm in diameter, and >1 m long. Callianassid claws and the trace fossil *Palaxius* (probable callianassid fecal pellets) in the burrow carbonates suggest that the burrows were produced by sediment-dwelling callianassid decapods.

We propose the following formation mechanism of burrows and their related authigenic carbonates. Firstly, callianassids produced deep burrows, penetrating the AOM zone and reaching the methanogenic zone. Methane then seeped into the burrows and AOM occurred in its deeper parts, promoted by a supply of seawater via callianassid activity, resulting in an increase in the concentration of hydrogen sulfide ions. Thiobacteria flourished in the shallower parts of the burrows, which were enriched in dissolved oxygen, and provided a source of food for the callianassids. In the deeper parts of the burrows, acicular aragonite precipitated around suspended carbonate nuclei and sank to the bottoms of the burrows, forming geopetal-like carbonate structures. In the surrounding sediment, high-Mg calcite precipitated in response to an increase in the concentration of phosphate ions (due to the decomposition of organic matter), and dolomite precipitated in response to decreasing concentrations of sulfate ions (caused by active AOM).

Keywords: cold-seep assemblages, middle Pleistocene, Kakinokidai Formation, authigenic carbonate, callianassids, burrow, Chiba Prefecture

はじめに

海洋のメタン冷湧水(以下冷湧水)は、堆積物中の有機物分解生成物である炭化水素化学種(メタンなど)の大地海洋への循環過程の一部を構成し、地球表層の炭素循環を知る上で重要な自然プロセスである(Judd and Hovland, 2007など)。一方、冷湧水に伴う嫌氣的メタン酸化に関連する一連の反応は、二酸化炭素に比較して数十倍の温室効果ガスであるメタン(Kennett et al., 2003など)を炭酸化学種に変換し、さらに生成された炭酸化学種を自生炭酸塩に固定することで、温室効果ガスの大気中への放出を抑制することが知られている(Reeburgh et al., 1993など)。これら全ての反応に微生物の代謝が深く関与し(坪井ほか, 2010など)、冷湧水場には、これらの微生物に依存した特異な大型動物から構成される化学合成独立栄養群集(chemoautotrophic community; 以下化学合成群集)が息づく(Peckmann et al., 1999など)。化学合成群集は、大型無脊椎動物や脊椎動物が、光合成に依存せずに生態系を維持できるという生物学的意義と、冷湧水場を発見する最初の大きな手掛かりとなるという地質学的意義が存在するため、古生代から現生までの群集を対象に多くの研究が行われてきた。例えば、日本周辺の現生群集はKojima(2002)や藤倉ほか(2008)によって、また日本の新生代化石群集はMajima et al.(2005)によってまとめられている。

冷湧水活動の研究には生物群集に加え、自生炭酸塩の理解が重要である。しかし、現世冷湧水場の自生炭酸塩の研究は海底面上に制約されることが多く、その研究対象は、海底面上に露出していたものに限られるか(Bahr et al., 2009など)、海底面下で生成され、その後洗い出された異地性の試料を扱っているか(Han et al., 2004; Magalhães et al., 2012など)、あるいは局所的なコア試料を扱っている研究(Naehr et al., 2000など)に限定されている。一方、地質時代の自生炭酸塩は、露頭という過去の海底面下の断面を直接観察できるという研究上の大きなメリットがある。

千葉県君津市川谷地域(以下川谷)に露出する上総層群柿ノ木台層(中部更新統)から産出する化学合成化石群集(707.6~697.5 ka; 本研究)は、著しく低い炭素安定同位体比(-62.79‰; 柴崎・間嶋, 1997)を示すメタン酸化起源の自生炭酸塩と共産し、現在露頭観察が可能な世界で最も若い時代の化学合成化石群集である。時代の若い地層中の冷湧水場は古い時代の冷湧水場に比較して、自生炭酸塩の沈殿年代や沈殿した水深を推定することが容易で、炭酸塩沈殿後の時間経過による続成作用の影響が少ないことが期待される。その意味で川谷の自生炭酸塩は冷湧水場のメタン酸化の実態、自生炭酸塩の沈殿条件、さらに化学合成化石群集との共産関係などを、海底断面における産状を基に解析できる点で貴重な試料といえる。なお、世界で最も若い時代の化学合成化石群集(0.57 Ma; 高橋ほか, 2011)は、柿ノ木台層の上位の笠森層から高速道路建設の際に報告されたが(高橋ほか, 2011; 七山ほか, 2016)、産出露頭は高速道路の完成に伴い被覆され、現在露頭の観察は困難になっている。

川谷の化学合成化石群集は、松居・磯(1990)、Kondo et al.(1992)、柴崎・間嶋(1997)によって研究されてきた。著者らは柴崎・間嶋(1997)以降、川谷の化学合成化石群集の産出層、産出年代、化石の産状、および化石群集と共産する自生炭酸塩の研究を継続してきた。その結果、新たな化石産地を発見するなど多くの新知見を得た。本研究の目的は、著者らがこれまで行って来た川谷の化学合成化石群集産出層と各化石産地の記載を行い、この地域の化学合成化石群集の時空分布を示し、産出する自生炭酸塩の沈殿環境を多産する巣穴との関係で考察することである。

調査地と地質概説

調査範囲は、川谷の御腹川(Figs. 1, 2のOhara River)流域である。Fig. 1に調査範囲、露頭スケッチとボーリングコア(以下コア)採取位置、本文の説明に関連する写真とそれらの撮影位置を示す。なお、Fig. 1の背景地形図はFig. 2の岩相図の地形図と同じものなので、Fig. 1の地形図の詳細はFig. 2を参照されたい。川谷には、上総層群柿ノ木台層が露出し、化学合成化石群集が産出する。上総層群は、フィリピン海プレートの本州弧への沈み込みによって形成された下部更新統(2.5 Ma; 田村ほか, 2010)から中部更新統(0.5 Ma; Ito et al., 1999)の前弧海盆堆積物で、その堆積サイクルは汎世界的な海水準変動によって基本的に規制され(Ito and Katsura, 1992)、水深2,000 mの深海から陸棚にかけて堆積したと推定されている(Kitazato, 1997)。このうち陸棚堆積物は海流によりその堆積様式を規制された、海流卓越型陸棚堆積相とされている(Ito and Horikawa, 2000)。柿ノ木台層は、中粒から細粒砂岩層を挟在する砂質泥岩層と泥質砂岩層から主になる陸棚沖合の堆積物で、海流(古黒潮)起源の斜交葉理の著しく発達した砂岩層を主体とした市宿層(中山・増田, 1987)と同時異相の関係にある(Ito and Horikawa, 2000)。

研究手法

1. 柱状図と岩相区分(Figs. 2, 3)

調査範囲の岩相図と柱状図をFig. 2に示し、ボーリングコアにはC(Core)を付し(C1, C2)、柱状図とその採取ルートにはT(Traverse)を付して区別した(T1~T15)。調査範囲の層序と化学合成群集の露頭下での分布を調査するため、ボーリング調査を実施し、コアC1(Fig. 1.5; Fig. 2のC1)とコアC2(Fig. 1.8; Fig. 2のC2)を2006年1月から2月にかけて採取した。コアC1は竹虎製菓川谷工場敷地内において鍵層Ka2.4Bの構造等高線から求めた層理面(N66°E, 7°N)に垂直な方向に80 m掘削して採取した。コアC2は柴崎・間嶋(1997)の化石産地1のトンネル北側付近から掘削した。この際、トンネル内に露出する化学合成化石群集の直下をコア全体が横切るように、S7°Wの方向に79度の伏角で68 m掘削して採取した。層理面から求めたコアC2の実際の層厚は、掘削深度に対して99.8%であったことから、コアC2の層厚はコア深度とし、層厚の補正は行っていない。

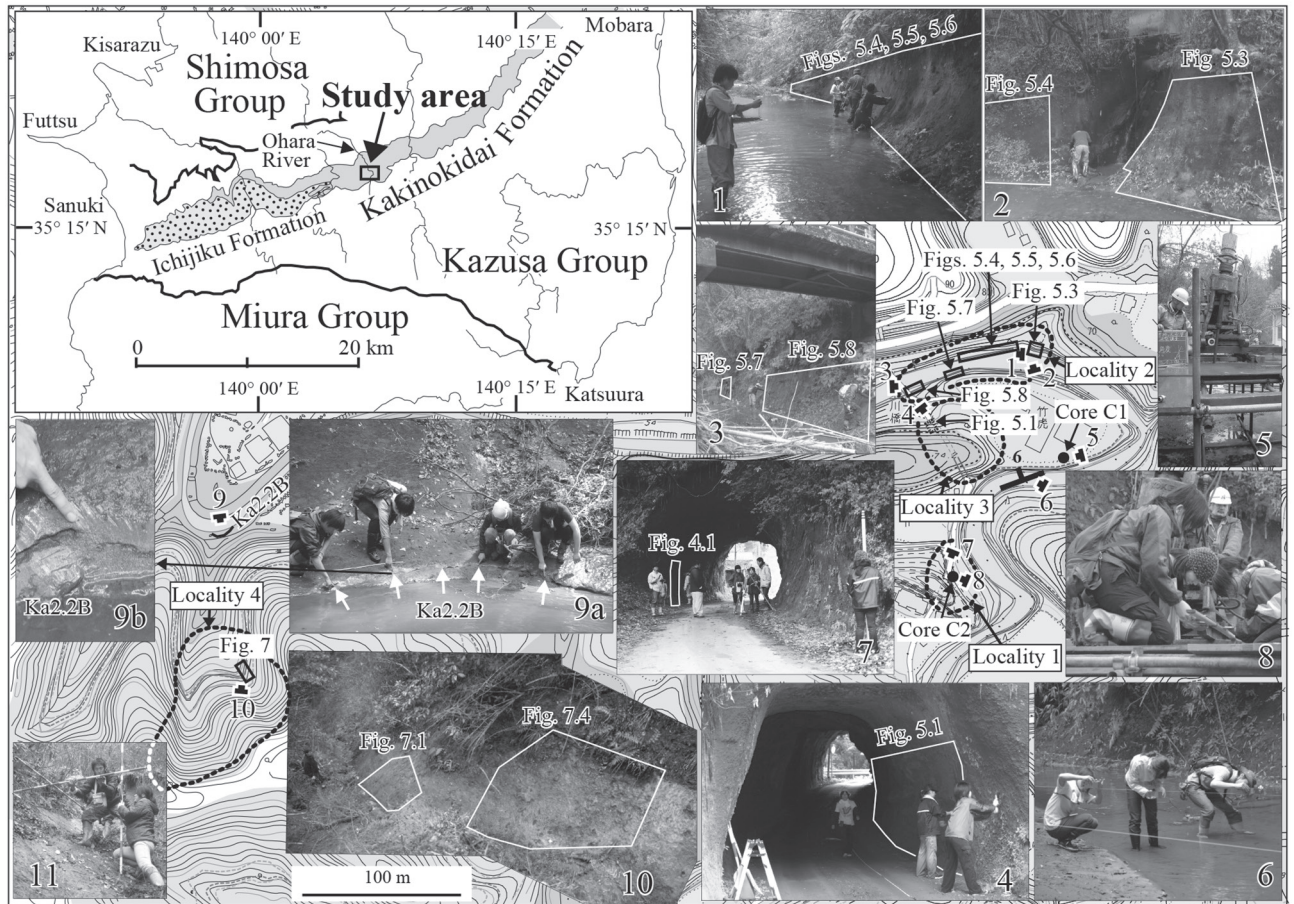


Fig. 1. Index map and location photographs of the Kawayatsu area where cold-seep assemblages of the middle Pleistocene Kakinokidai Formation are exposed. The map (top left) is modified from fig. 1 of Suzuki et al. (1983). The ■ symbols indicate where photographs 1–10 were taken, and the boxes enclosed by white lines on the photographs denote the sketch areas in Figs. 4, 5 and 7. The white arrows of photograph 9a show the exposure trace of key bed Ka2.2B. Photograph 11 (any place of traverse T12 of Fig. 2) indicates the method for measurement of bed thickness. The base map is part of a 1:2500-scale “M-7” topographic map published by Kimitsu City Hall; some contour lines in the eastern half of the map were modified according to our topographic survey.

地層の走向と傾斜は、調査地域の地層が著しく緩傾斜のため、測量糸で同一層理面上の3点を結び、それらの線分が共有する面をステレオネットで求めた(Fig. 1.6)。Fig. 1とFig. 2の一部の地層の走向傾斜記号が川の中や、道路上に表記されているのは、このためである。この方法で求めた地層の走向と傾斜から、層厚を測量し(Fig. 1.11)、コアと同じ精度の柱状図を作成することに努めた。また、調査に使用した君津市発行の1/2,500地形図「M-7」に精度の問題があったため、測量業者に依頼して上川橋(Fig. 2のKamikawa Bridge)と木ノ川橋(Fig. 2のKinokawa Bridge)間の御腹川兩岸と、この区間の川の周囲の道路の測量を実施し、一部の地形等高線の修正を行った。したがって、Fig. 1とFig. 2の地形図の東半分は、一部君津市発行の原図とは異なっている。主要調査ルートは岩相は含泥率によって区別した。含泥率70%以上を泥岩、70%未満から50%以上を砂質泥岩、50%未満を泥質砂岩としたが、岩相境界部の岩相は肉眼での判断を優先させた場合がある。また砂岩層はルーペを用い

て粒度を識別した。

火山性碎屑物はHeiken and Wohletz(1985)に従い、粒度によって細粒火山灰(<63 μm)、粗粒火山灰(63 μm~2 mm)および火山礫(>2 mm)に区分し、火山礫は軽石を主体とするものとスコリアを主体とするものに区分した。

2. 浮遊性有孔虫の黒潮要素種と安定同位体比の測定(Fig. 3, Tables 1, 2)

Chinzei et al.(1987)で主要な黒潮要素種とされた浮遊性有孔虫10種の浮遊性有孔虫全個体数に対する各種の個体数の割合を求めた。割合を求めたのはコアC1(7試料)、調査ルートT1(3試料)、T2(5試料)、T3(6試料)から採取した21試料(Table 1)である。コア試料は地層の厚さにして約3 cmを採取し、露頭試料はおおむね層厚にして20 cm以下になるように採取した。各試料の採取層準は、採取した層厚の中間点とした(Table 1)。各試料の乾重量(80~180 g)を秤量し、泥化処理後に目開き63 μmのふるい上で水洗した後、残渣を乾燥させた。乾燥残渣試料を150 μmのふるい

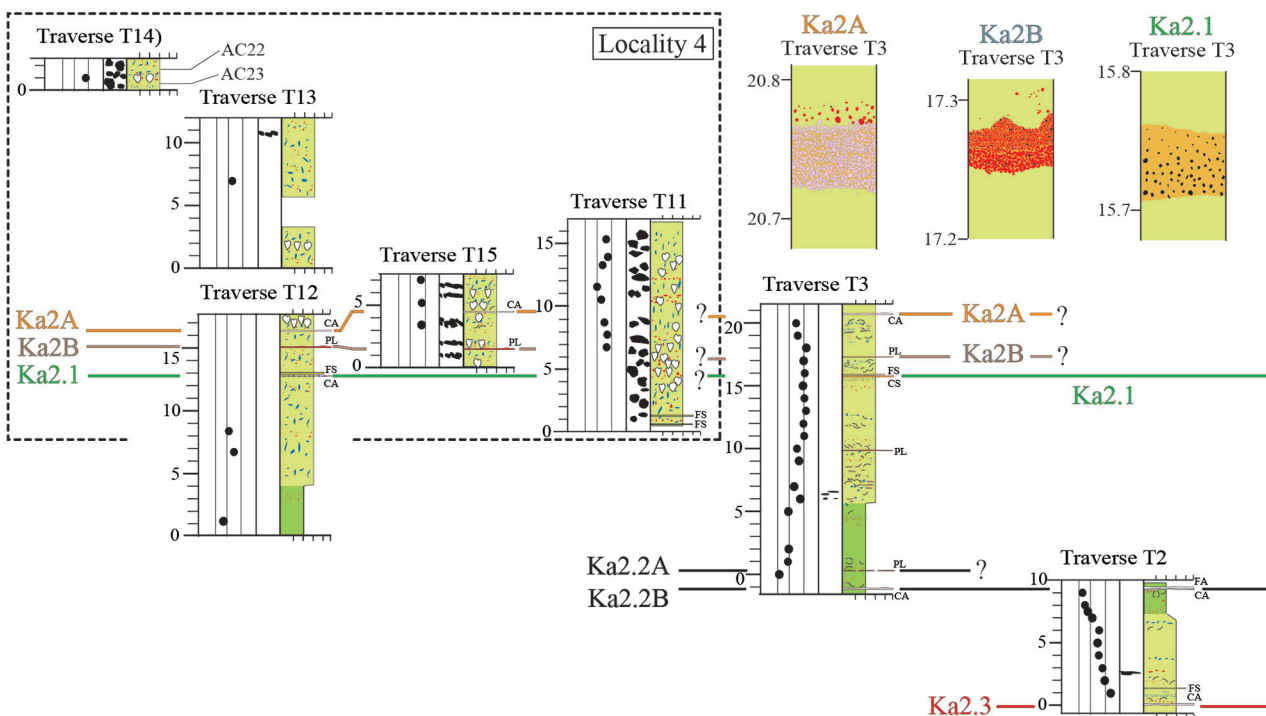


Fig. 2. Stratigraphic columns and lithological map of the Kakinokidai Formation in the Kawayatsu area. In the columns relating to traverses T1–T14 and cores C1 and C2, the thicknesses of thin tuff beds are not shown to scale. Lithologies of the key beds Ka2.6 to Ka2A are given in the enlarged columns. The base map is the same as that in Fig. 1.

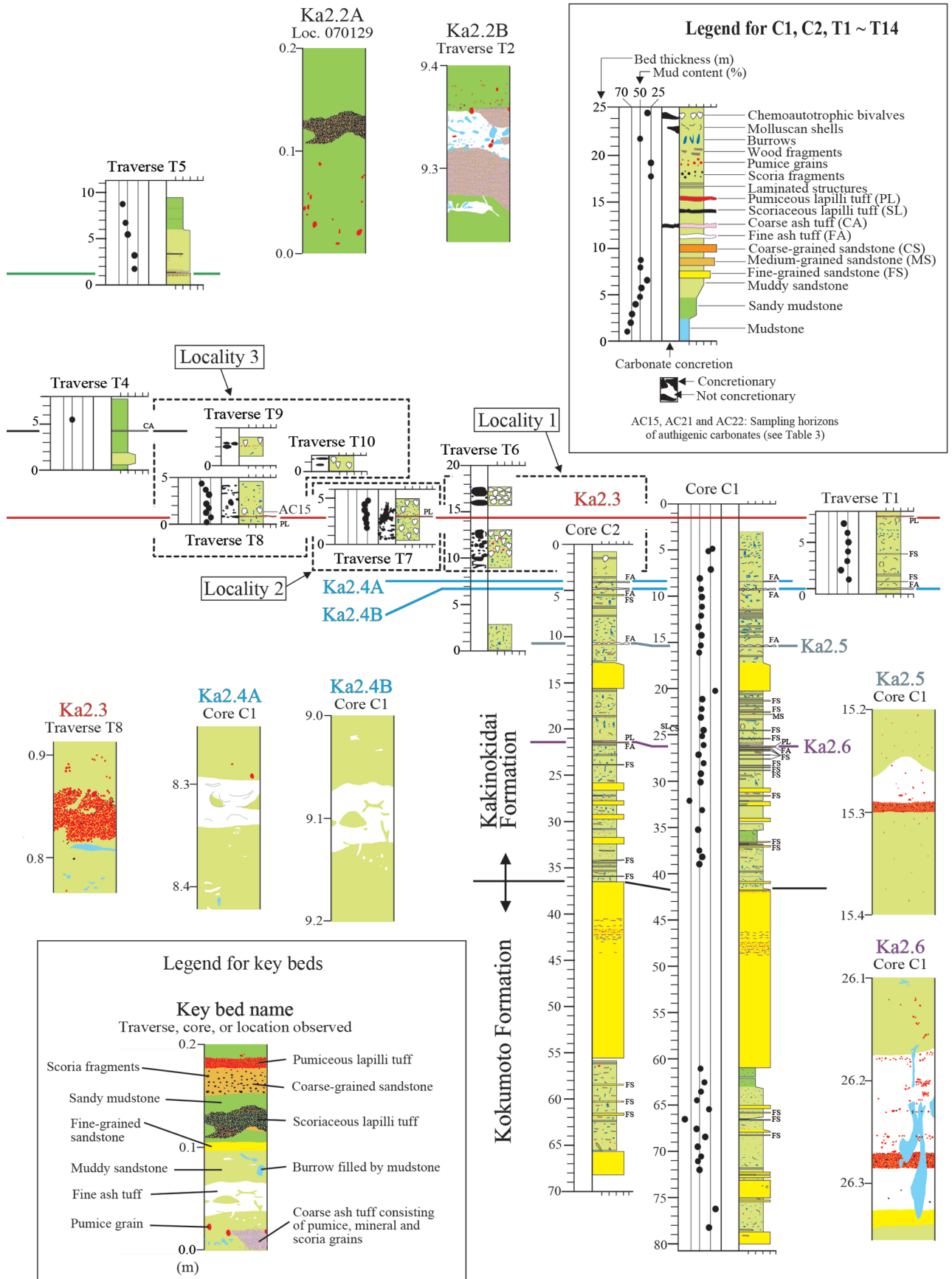


Fig. 2. Continued.

Table 1. Individual abundances (proportion: %) of the main Kuroshio elements of planktic foraminifera (Chinzei et al., 1987) relative to the total individual number of planktic foraminifera in core C1 and traverses T1, T2, and T3 (Fig. 3). Numerals in parentheses give the number of individuals. Sampling horizons correspond to position (meters) in the stratigraphic columns of Figs. 2 and 3.

Sampling horizons (Figs. 2 and 3)	Proportion (%) of main Kuroshio elements to all planktic foraminifera with number of individuals in parentheses							Number of individuals of all planktic foraminifera
	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	<i>Globigerinoides ruber</i>	<i>Globigerinoides sacculifer</i>	<i>Sphaeroidinella dehiscens</i>	<i>Globigerinella aequilateralis</i>	<i>Globigerinoides conglobatus</i>	Total	
15.0 m of T3	4.1 (9)	15.1 (33)	2.3 (5)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	21.5 (47)	219
12.0 m of T3	2.7 (4)	16.9 (25)	0.7 (1)	0.0 (0)	0.0 (0)	1.4 (2)	21.6 (32)	148
10.0 m of T3	4.1 (7)	10.4 (18)	1.7 (3)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	16.2 (28)	173
8.0 m of T3	3.1 (7)	5.7 (13)	2.2 (5)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	10.9 (25)	229
6.0 m of T3	2.7 (4)	12.8 (19)	3.4 (5)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	18.8 (28)	149
2.0 m of T3	3.5 (8)	7.5 (17)	0.9 (2)	0.0 (0)	0.4 (1)	0.0 (0)	12.3 (28)	227
9.0 m of T2	1.3 (4)	3.5 (11)	0.3 (1)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	5.0 (16)	317
7.0 m of T2	4.7 (7)	10.1 (15)	5.4 (8)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	20.1 (30)	149
5.0 m of T2	2.9 (9)	5.1 (16)	3.8 (12)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	11.7 (37)	315
3.0 m of T2	13.7 (17)	11.3 (14)	2.4 (3)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.8 (1)	28.2 (35)	124
1.0 m of T2	1.1 (2)	13.1 (23)	4.0 (7)	0.6 (1)	0.0 (0)	0.6 (1)	19.3 (34)	176
5.0 m of T1	4.1 (7)	7.5 (13)	1.7 (3)	0.0 (0)	1.2 (2)	0.0 (0)	14.5 (25)	173
3.0 m of T1	5.9 (15)	14.2 (36)	4.7 (12)	0.8 (2)	0.4 (1)	0.0 (0)	26.1 (66)	253
1.0 m of T1	1.6 (2)	7.0 (9)	2.3 (3)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	10.9 (14)	129
10.12 m of C1	0.0 (0)	8.7 (9)	1.9 (2)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	10.6 (11)	104
11.12 m of C1	4.1 (7)	6.5 (11)	1.2 (2)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.6 (1)	12.4 (21)	169
12.12 m of C1	1.1 (2)	11.1 (21)	2.6 (5)	0.5 (1)	0.0 (0)	0.0 (0)	15.3 (29)	190
14.23 m of C1	0.0 (0)	6.1 (9)	5.4 (8)	0.0 (0)	0.7 (1)	0.0 (0)	12.2 (18)	148
16.11 m of C1	2.1 (3)	3.4 (5)	4.1 (6)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	9.7 (14)	145
22.19 m of C1	0.0 (0)	7.3 (12)	3.6 (6)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	10.9 (18)	165
26.09 m of C1	0.5 (1)	6.9 (15)	4.2 (9)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	11.6 (25)	216

にかけ、浮遊性有孔虫が200個体程度になるように分割し、浮遊性有孔虫を全て拾い出して分類した。川谷の柿ノ木台層からは Chinzei et al. (1987) の黒潮要素種10種のうち、*Pulleniatina obliquiloculata*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Globigerinella aequilateralis*, *Globigerinoides conglobatus* の6種が産出し、*Globorotalia menardii*, *Globigerina digitata*, *Globigerinella calida*, *Globorotalia hirsuta* の4種は産出しなかった。

海洋の酸素安定同位体比変動から年代モデルを作成するため、浮遊性有孔虫 *Globorotalia inflata* の酸素安定同位体比を測定した。測定は、コア C1 (25 試料)、調査ルート T1 (5 試料)、T2 (6 試料)、T3 (15 試料) の計 51 層準の試料で行った。各試料の酸素と炭素の安定同位体比、測定個体数、および測定試料の含泥率(一部安定同位体比を測定できなかった層準も含む)を Table 2 に示す。試料の採取方法は黒潮要素種と同じで、一部の試料は黒潮要素種の同定に用いたものを同位体比測定用に分割して使用した。泥化処理後の乾燥残渣試料を 250 から 500 μm のサイズにふるい、浮遊性有孔虫 *Globorotalia inflata* の透明で完全な殻を有する個体を、1 試料あたり 15 から 20 個体拾い出した。拾い出した個体は、有孔虫内に二次的に沈殿したパイライトなどの不純物を取り除くため、エタノール(99.5%)を入れた蒸発皿中で金属針を用いて殻を割り、超音波洗浄器によって不純物を分離し、注射器で不純物を吸い出す作業を数回繰り返した。試料はエタノールを揮発させた後、乾燥した面相筆を用

いてガラスバイアルに移した。安定同位体比の測定は海洋開発研究機構・地球内部変動センター(測定当時の名称)の Dual inlet 型安定同位体比質量分析計 IsoPrime (GV instruments 社製)を使用した。得られた炭素と酸素安定同位体比は、NBS-19 を標準試料とし、VPDB として規格化した。測定誤差は $\delta^{13}\text{C}$ で 0.07‰、 $\delta^{18}\text{O}$ で 0.11‰ である。

3. 自生炭酸塩の同定と安定同位体比の測定 (Figs. 2~8, Table 3)

化学合成化石群集と共産する自生炭酸塩について、X 線回折測定(以下 XRD 測定)による鉱物同定、および炭素と酸素の安定同位体比の測定を行った。各試料は AC (Authigenic Carbonate) を付して区別した (AC1 から AC23-2, Table 3 に要約)。これらの内、ハイフンで区別される試料は同一の岩石試料、あるいは同一の巣穴とその周囲の異なる位置から採取した試料を指す (AC3-1 から AC3-5 など: Fig. 8.5)。ただし、ハイフンを付した試料は、Fig. 2, Fig. 5, Fig. 7 中の引用では区別されていない (AC3-1 から AC3-5 は AC3 として引用など)。自生炭酸塩試料は AC1 から AC10 が本研究の産地 2 から、AC11 から AC15 が産地 3 から、また AC16 から AC23 が産地 4 から採集された (Table 3)。

測定用試料は、破断面あるいは研磨面をブローで清掃した後、双眼実体顕微鏡下で有孔虫などの生物源炭酸塩をできるだけ避け、マイクロドリルを用いて採取した。採取に使用したドリルは、採取後に塩酸に浸し、ドリルに粉末が付着していないことを確認した後エタノールで洗浄し、乾燥させて

Sampling horizons (Figs. 2 and 3)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	Number of foraminifera individuals measured	Mud content (%)
20.0 m of T3	0.76	0.94	14	38.85
19.0 m of T3	0.86	0.97	16	36.04
18.0 m of T3	0.84	0.85	14	21.20
17.0 m of T3	0.84	0.61	15	25.61
16.0 m of T3	0.84	0.75	15	23.60
15.0 m of T3	1.03	0.66	15	26.75
14.0 m of T3	0.95	0.82	15	24.25
13.0 m of T3	0.56	0.60	16	21.54
12.0 m of T3	0.84	0.70	15	25.86
11.0 m of T3	0.75	0.83	14	24.79
10.0 m of T3	0.89	0.82	14	37.17
9.0 m of T3	-	-	-	33.53
8.0 m of T3	0.57	0.57	13	-
7.0 m of T3	0.61	0.69	12	41.96
6.0 m of T3	0.52	0.72	15	31.81
5.0 m of T3	-	-	-	51.81
2.0 m of T3	-	-	-	51.28
1.0 m of T3	0.31	0.78	15	52.94
0.0 m of T3	-	-	-	67.68
9.0 m of T2	0.64	0.82	16	63.48
8.0 m of T2	0.74	0.72	nr	59.72
7.5 m of T2	-	-	-	54.41
7.0 m of T2	0.89	0.73	15	47.08
6.0 m of T2	-	-	-	35.65
5.0 m of T2	0.90	0.71	16	38.08
4.0 m of T2	-	-	-	36.11
3.0 m of T2	0.57	0.61	14	29.61
2.0 m of T2	-	-	-	25.58
1.0 m of T2	0.69	0.51	18	15.39
7.0 m of T1	1.08	0.45	14	34.22
6.0 m of T1	-	-	-	25.62
5.0 m of T1	0.80	0.43	14	23.28
4.0 m of T1	0.91	0.52	14	23.95
3.0 m of T1	0.85	0.29	17	26.78
2.0 m of T1	0.58	0.31	nr	40.20
8.12 m of C1	1.20	0.22	16	49.84
10.12 m of C1	1.40	0.39	15	44.95
12.12 m of C1	0.75	0.31	17	46.89
13.31 m of C1	1.27	0.20	23	52.37
14.23 m of C1	1.14	0.40	19	46.45
15.34 m of C1	1.42	0.05	19	47.37
16.11 m of C1	1.19	0.29	16	51.23
21.13 m of C1	1.35	0.12	16	43.92
22.19 m of C1	1.39	0.28	19	45.47
23.12 m of C1	1.07	0.15	18	47.12
24.47 m of C1	1.53	0.42	18	41.14
26.09 m of C1	1.23	0.31	22	41.00
27.12 m of C1	1.30	0.14	16	52.54
28.03 m of C1	1.27	0.01	18	40.99
29.17 m of C1	1.21	0.15	19	47.31
30.09 m of C1	1.33	0.45	19	47.97
32.12 m of C1	1.26	0.37	15	44.67
34.09 m of C1	1.16	0.33	11	-
35.22 m of C1	1.22	0.30	19	-
35.52 m of C1	1.02	0.27	nr	58.92
36.07 m of C1	1.20	0.26	nr	59.87
37.49 m of C1	0.71	0.21	15	50.76
38.19 m of C1	0.69	0.17	18	43.65
38.49 m of C1	1.29	0.12	nr	-
38.96 m of C1	1.29	0.52	18	50.58

nr: not recorded; -: not measured

(←) **Table 2.** Stable isotope ratios ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) measured in tests of the planktic foraminifera *Globorotalia inflata* from the Kakinokidai Formation in the Kawayatsu area. The number of foraminifera individuals measured and the mud contents of the examined horizons are also given. Stratigraphic horizons correspond to position (meters) in the stratigraphic columns of Figs. 2 and 3.

再使用した。相対重量比測定のために、採取した試料 200 から 400 μg と、試料との重量比 20% の塩化カリウム粉末とを、それぞれ電子天秤ではかり取り、混合した後メノウ乳鉢で均質な粉末にし測定試料とした。XRD 装置は横浜国立大学ベンチャービジネスラボラトリーの RINT-2000 (リガク製) を用いた。測定には無反射試料ホルダー (Si 低反射板) を使用し、測定条件は CuK α 線、管電圧 40 kV あるいは 50 kV、管電流 200 mA あるいは 300 mA、走査範囲 20 から 55 度 (一部 60 度)、サンプリング幅 0.01 度、スキャン速度 1.00 度/分、発散スリット 1 度、散乱スリット 1 度、受光スリット 0.15 mm の条件で行った。

XRD 測定結果から、各炭酸塩鉱物種の相対重量比を瀬戸ほか (2019) により作成された塩化カリウムを基準とした検量線で求めた。カルサイトとドロマイトの Mg 含有量 (mol%) は、Lumsden (1979) の d104 ピーク位置と Ca 含有量 (mol%) との関数を用いて計算した。これらの結果を Table 3 に示す。カルサイトの Mg 含有量は、0 から 19.41 mol% となった。本研究では、これらの数値をもとに Dickson (1990) の基準に従い、Mg 含有量が 4 mol% 未満のものを低 Mg カルサイト、4 mol% 以上のものを高 Mg カルサイトと呼ぶ。ドロマイトの Mg 含有量は 39.39 から 47.37 mol% となった。ドロマイトのうち、Mg 含有量が 30 から 40 mol% のものをプロトドロマイト (protodolomite) (Naehr et al., 2007)、また、d015 ピークが化学量論的 (stoichiometric) ドロマイトの d015 ピークよりも減衰しているものをカルシアンドロマイト (calcian dolomite) と呼ぶことがある (Gregg et al., 2015)。川谷の試料には Mg 含有量が 40 mol% 以下であるものが 1 試料 (Table 3, AC4-5: 39.39 mol%) 含まれ、全体的に d015 ピークの減衰がみられるが、以下では全てドロマイトと呼ぶ。

XRD 測定した自生炭酸塩試料を回収し、それらの試料の炭素と酸素の安定同位体比を静岡大学の Finnigan MAT 社製 MAT250 および 251 質量分析計で測定した。試料にはドロマイトを含むものがあるため坪井ほか (2011) の 100°C の濃リン酸反応槽へのドロマイト試料の投下測定法で測定した。ただし、ドロマイト 100% からなる AC11, AC12 は、測定時期の関係から、60°C で反応させた CO₂ から測定した。測定誤差は、MAT250 で $\delta^{13}\text{C}$ が 0.03‰、 $\delta^{18}\text{O}$ が 0.04‰、MAT251 で $\delta^{13}\text{C}$ が 0.04‰、 $\delta^{18}\text{O}$ が 0.03‰ である。

静岡大学の質量分析計は、60°C で濃リン酸と反応させた国際標準試料 NBS-20 (カルサイト) に規格化してデータが出力されるため (VPDB)、100°C で反応させた測定値は、

Table 3. Stable isotope ratios ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) and authigenic carbonate composition of the Kakinokidai Formation in the Kawayatsu area. Also shown are the reaction temperatures of phosphoric acid from the samples, as measured in an oil bath. The proportion for each carbonate species was calculated following Seto et al. (2019). The Mg contents of high-Mg calcite and dolomite were estimated following Lumsden (1979).

Sample Number	$\delta^{13}\text{C}$ (% VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (% VPDB)	Reaction temperature measured in oil bath ($^{\circ}\text{C}$)	Argonite	Low-Mg calcite		High-Mg calcite		Dolomite		Sampling locations and relevant figure
				Ratio for all carbonates (weight%)	Ratio for all carbonates (weight%)	Mg contents (mol%)	Ratio for all carbonates (weight%)	Mg contents (mol%)	Ratio for all carbonates (weight%)	Mg contents (mol%)	
AC1	-41.86	1.51	61.0	-	-	-	-	-	-	-	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC2	-56.06	2.74	60.1	-	-	-	-	-	-	-	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC3-1	-56.61	0.69	61.4	97.02	1.81	2.25	-	-	1.16	46.19	Fig. 5.3 and 8.5 (loc. 2)
AC3-2	-54.05	0.61	61.4	96.34	3.66	0.00	-	-	-	-	Fig. 5.3 and 8.5 (loc. 2)
AC3-3	-52.49	1.10	101.1	91.39	8.61	2.29	-	-	-	-	Fig. 5.3 and 8.5 (loc. 2)
AC3-4	-54.52	1.57	101.1	38.16	-	-	61.84	13.77	-	-	Fig. 5.3 and 8.5 (loc. 2)
AC3-5	-37.05	1.32	100.9	-	-	-	9.81	19.41	90.19	45.20	Fig. 5.3 and 8.5 (loc. 2)
AC4-1	-60.82	2.46	61.4	84.10	4.50	-	5.00	-	6.40	-	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC4-2	-61.60	2.18	61.4	94.00	1.60	-	1.40	-	3.00	-	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC4-3	-55.10	2.87	100.5	-	-	-	99.99	14.81	0.01	46.84	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC4-4	-54.39	3.08	100.1	-	-	-	100.00	19.08	-	-	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC4-5	-51.30	1.96	100.5	-	-	-	-	-	100.00	39.39	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC4-6	-47.13	2.71	100.9	-	-	-	3.71	15.80	96.29	43.29	Fig. 4.3 (loc. 2)
AC4-7	-46.54	3.03	100.9	-	-	-	2.86	15.03	97.14	43.74	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC4-8	-46.29	3.34	101.2	-	-	-	3.12	15.44	96.88	43.71	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC5-1	-41.49	3.23	100.2	-	-	-	32.21	7.40	67.79	46.93	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC5-2	-45.03	2.77	101.5	44.98	-	-	28.33	13.37	26.69	44.73	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC5-3	-	-	-	-	-	-	-	-	100.00	45.03	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC5-4	-10.96	2.82	100.1	-	-	-	-	-	100.00	45.47	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC5-5	-13.16	3.55	101.4	-	-	-	7.05	11.77	92.95	46.13	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC5-6	-18.46	3.33	100.2	-	-	-	10.18	5.73	89.82	44.97	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC5-7	-18.18	3.21	100.8	-	-	-	6.78	4.30	93.22	44.43	Fig. 4.3 (loc. 2)
AC5-8	-47.03	2.90	100.2	67.18	-	-	23.66	15.47	9.16	45.38	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC5-9	-41.80	3.46	101.5	-	-	-	39.33	5.93	60.67	46.13	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC5-10	-31.06	3.10	101.6	-	-	-	17.54	4.13	82.46	46.11	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC6-1	-55.31	4.01	101.5	96.49	-	-	3.51	7.77	-	-	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC6-2	-51.58	2.51	61.3	99.47	-	-	0.53	6.63	-	-	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC6-3	-34.09	2.59	100.8	5.86	-	-	17.69	16.73	76.45	45.17	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC6-4	-	-	61.4	-	-	-	65.12	13.73	34.88	45.12	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC6-5	-51.69	3.23	101.2	82.36	-	-	12.74	8.71	4.90	45.68	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC6-6	-51.76	3.37	101.2	70.27	-	-	22.13	15.13	7.60	47.37	Fig. 5.3 (loc. 2)
AC7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Figs. 6.1, 6.3 (loc. 2)
AC8-1	-41.77	3.07	104.0	-	-	-	36.90	13.03	63.10	45.30	Fig. 5.5 (loc. 2)
AC8-2	-28.89	3.13	103.0	-	-	-	1.56	15.86	98.44	46.13	Fig. 5.5 (loc. 2)
AC9	-52.14	1.34	62.9	90.49	-	-	9.51	12.87	-	-	Fig. 5.4 (loc. 2)
AC10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Figs. 4.7, 4.8, 5.8 (loc. 2)
AC11	-18.50	2.32	58.0	-	-	-	-	-	100.00	-	Fig. 5.1 (loc. 3)
AC12	-22.44	1.39	58.3	-	-	-	-	-	100.00	-	Figs. 4.7, 4.8, 5.1 (loc. 3)
AC13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Figs. 5.1, 4.8 (loc. 3)
AC14	-20.53	1.36	59.8	-	-	-	-	-	-	-	Fig. 5.1 (loc. 3)
AC15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Figs. 2 (1.0 m of T8), 4.2 (loc. 3)
AC16-1	-49.35	2.82	61.4	98.90	1.10	1.86	-	-	-	-	Fig. 7.1 (loc. 4)
AC16-2	-49.47	2.56	61.7	97.09	-	-	2.91	5.26	-	-	Fig. 7.1 (loc. 4)
AC17	-49.88	2.67	61.7	98.47	1.53	0.88	-	-	-	-	Fig. 7.1 (loc. 4)
AC18	-47.26	2.51	61.6	100.00	-	-	-	-	-	-	Fig. 7.1 (loc. 4)
AC19	-52.67	2.67	61.7	94.76	5.24	0.08	-	-	-	-	Fig. 7.2 (loc. 4)
AC20-1	-47.53	2.52	61.7	100.00	-	-	-	-	-	-	Fig. 7.2 (loc. 4)
AC20-2	-48.21	2.59	61.6	100.00	-	-	-	-	-	-	Fig. 7.2 (loc. 4)
AC21	-39.83	2.32	61.7	98.33	1.67	2.06	-	-	-	-	Fig. 7.2 (loc. 4)
AC22	-52.32	2.89	61.1	100.00	-	-	-	-	-	-	Fig. 2 (1.65 m of T14) (loc. 4)
AC23-1	-55.99	2.88	61.8	98.07	1.93	0.00	-	-	-	-	Fig. 2 (0.65 m of T14) (loc. 4)
AC23-2	-54.74	2.47	61.0	100.00	-	-	-	-	-	-	Fig. 2 (0.65 m of T14) (loc. 4)

-: not measured

濃リン酸との反応温度による補正を行う必要がある。補正に必要な各炭酸塩鉱物種の酸素安定同位体分別係数を以下に述べる式によって求めた。

カルサイトの濃リン酸との反応時の温度による同位体分別効果については、長井・和田(1993)により静岡大学の上記の質量分析計で測定された $1000 \ln \alpha_{\text{CO}_2(\text{acid})-\text{Calcite}}$ (25°C , 10.20; 60°C , 8.87; 100°C , 7.86) に基づき以下の式 1 を得た。カルサイトについては本式を、ドロマイトについては Rosenbaum and Sheppard(1986) による以下の式 2 を、また、アラゴナイトについては Kim et al.(2007) による以下の式 3 を用い、測定値を補正した。なお、 α は CO_2 と炭酸塩鉱物の分別係数、 T は絶対温度を示す。

$$1000 \ln \alpha_{\text{CO}_2(\text{acid})-\text{Calcite}} = 5.76 \times 10^5 T^{-2} + 3.71 \quad (\text{式 1})$$

$$1000 \ln \alpha_{\text{CO}_2(\text{acid})-\text{Dolomite}} = 6.65 \times 10^5 T^{-2} + 4.23 \quad (\text{式 2})$$

$$1000 \ln \alpha_{\text{CO}_2(\text{acid})-\text{Aragonite}} = 3.39 \times 10^3 T^{-1} - 0.83 \quad (\text{式 3})$$

カルサイト、ドロマイト、あるいはアラゴナイトが複合した試料の酸素安定同位体比の補正は以下の様に行った。濃リン酸との反応温度から各炭酸塩鉱物種の同位体分別係数(カルサイトは α_{Cal} 、ドロマイトは α_{Dol} 、アラゴナイトは α_{Ara}) をそれぞれ求め、求めた同位体分別係数と 60°C でのカルサイトの同位体分別係数 8.87 との差を、それぞれの炭酸塩鉱物種の同位体比の補正值とした。この補正值をそれぞれの炭酸塩鉱物の相対重量比(W_{Cal} , W_{Dol} , W_{Ara}) で分配し、その和を試料の補正值とした。

$$(8.87 - \alpha_{\text{Cal}}) \times W_{\text{Cal}} + (8.87 - \alpha_{\text{Dol}}) \times W_{\text{Dol}} + (8.87 - \alpha_{\text{Ara}}) \times W_{\text{Ara}} = \text{補正值} (\%) \quad (\text{式 4.1})$$

$$\text{ここで } W_{\text{Cal}} + W_{\text{Dol}} + W_{\text{Ara}} = 1 \quad (\text{式 4.2})$$

4. 露頭スケッチと化石の方位の測定(Figs. 1, 4~7)

化学合成化石産出露頭のスケッチと露頭および採取した試料の写真を Figs. 1, 4~7 に示す。大きな露頭のスケッチ(Figs. 5, 7)は、露頭に平行に撮影した複数の写真を合成し、それらをソフト上で書き込んで作成した。作成したスケッチは、現地を確認し、精度を保証した。自生炭酸塩コンクリーションについては、自生炭酸塩および巣穴内部に自生炭酸塩が沈殿しているものを表記しているスケッチ(Figs. 4.1b, 5)と、これらに加え自生炭酸塩が巣穴周囲を取り囲むように沈殿していること確認できたものを区別して表記しているスケッチ(Fig. 7)がある。自生炭酸塩試料(Table 3)の採取位置は、これらのスケッチに示したが、スケッチ外から採取した AC15, AC22, AC23 については、採取層準を Fig. 2 の柱状図 T8 と T14 に示した。一部の露頭では、巣穴の伸長方向(Figs. 5.2, 7.3, 7.6)と合弁二枚貝化石の殻頂方向(Figs. 7.2, 7.5)を測定し、傾動補正值をウルフネット上に上半球投影して表記した。

地層と鍵層

Fig. 2 の柱状図に示した地層の全層厚は 135 m となる。Fig. 2 の岩相図に示した地層は、柿ノ木台層からなるが、コア C1 と C2 の下部は国本層からなる。川谷の国本層と柿ノ

木台層の境界は、Ito and Horikawa(2000)や小松原(2015)の柱状図に示された境界を参考にすると、Ka2.6 鍵層直下の厚い砂岩層の上限となる。この砂岩層は両コア下部に挟在する層厚 19 m の砂岩層(Fig. 2)に相当し、木の川橋から御腹川に沿って 280 m 上流に露出する。柿ノ木台層の下位から上位への含泥率の変化は、明瞭な上方粗粒化とその上位の上方細粒化を示す 2 つの層準が存在する(Fig. 3 の含泥率の矢印)。これらは、Horikawa and Ito(2004)の上方粗粒化相 Unit 6 と Unit 7 にそれぞれ対応すると思われる。

川谷の柿ノ木台層は、生物擾乱を著しく被った泥質砂岩層からなり、砂質泥岩層、砂岩層、凝灰岩層を挟在する。調査範囲の地層の走向は東北東-西南西で、北北西に 2 度から 9 度傾斜する。泥質砂岩層と砂質泥岩層には、軽石やスコリアが散在、あるいは密集して産出し、*Rosselia* や十脚甲殻類(decapods)起源と考えられる巣穴状の生痕が多数観察された。このうち、十脚甲殻類起源と考えられる巣穴状の生痕は、冷湧水場と考えられる以下に述べる化石産地 1 から 4 の露頭から排他的に産出する。川谷の柿ノ木台層の堆積深度は、狭い層準から産出した貝化石に基づき 100 から 150 m と推定されていた(柴崎・間嶋, 1997)。しかし、中期更新世は 100 m を超える氷河性の海水準変動が予測され(町田, 2003)、年代モデルの章で議論するように、川谷の地層は MIS18(水期)から MIS17(間水期)にかけて堆積したと推定されることから、外側陸棚相の堆積深度である水深約 50~200 m の堆積物とするのが適当と考えられる。

地層の下位から上位へ Ka2.6 から Ka2A の 10 枚の鍵層を確認することができた。各鍵層の同定は「上総層群上部鍵層集」(千葉県自然誌資料調査会, 1988)の記載に主に基づき、河井(1952)、三梨ほか(1959)、町田ほか(1980)、鈴木ほか(1995)などを参考にしながら、養老川に露出する各鍵層と岩相を比較して同定を行った。これらの鍵層は凝灰岩層とされてきたが、そのうちの幾つかは凝灰岩層とするよりも凝灰質砂岩層とする方が適当なものがあることから、以下では鍵層とよぶ。調査地域の各鍵層のスケッチを Fig. 2 に示す。今回の調査で、柱状図 T2 の最上部付近と柱状図 T3 の最下部付近に Ka2.2B(Fig. 2)が確認できたことにより(Fig. 1.9a の白矢印, Fig. 1.9b)、年代モデルを構築する上で不可欠な調査地域全域での正確な地層の対比と層厚の見積もりが可能となった。

鍵層は、調査範囲全域に追跡できないことがあり、また岩相も側方に変化することがある(Fig. 2)。白色細粒火山灰層である Ka2.4A と Ka2.4B のうち、上位の Ka2.4A は調査ルート T1 では、同層準に細粒砂岩層しか確認できなかった。調査ルート T4 では、Ka2.2B は確認できたが、上位の Ka2.2A は確認できなかった。Ka2.1, Ka2B および Ka2A は調査ルート T12 と T15 で確認できたが、隣り合う調査ルート T11 では確認できなかった。調査ルート T11 は化学合成化石群集が産出することから、活発な生物擾乱によって鍵層が拡散したと思われる。また、Ka2.1 は粗粒火山灰層であるが、調査ルート T3 では、凝灰質粗粒砂岩層としか認識できない岩相であった。さらに、調査ルート T5 で Ka2.1

は確認できたが、その上位層準に Ka2B と Ka2A は確認できなかった。調査ルート T5 の Ka2.1 は生物擾乱により拡散し、かろうじて単層として認識されたことから、Ka2B と Ka2A は生物擾乱によって拡散してしまった可能性がある。

年代モデル

化学合成化石群集産出層準の年代を特定するため、浮遊性有孔虫 *Globorotalia inflata* の殻の酸素安定同位体比変動から年代モデルを構築した。Fig. 3 に含泥率、*G. inflata* の殻の酸素と炭素の安定同位体比、浮遊性有孔虫黒潮要素種 (Chinzei et al., 1987) の浮遊性有孔虫全個体数に対する各種の個体数の割合の変動を示す。得られた酸素安定同位体比の最小値は 0.31‰ で最大値は 1.53‰ となり変動幅は 1.22‰ であった (Fig. 3)。以下で議論するように、これらのピークは海洋酸素同位体ステージ (以下 MIS) 17.3 の負の同位体比ピークと MIS18.2 の正の同位体比ピークにそれぞれ対比される。深海の底生有孔虫の酸素安定同位体比変動のスタック曲線である LR04 スタック (以下 LR04) (Lisiecki and Raymo, 2005) では、これらに相当する MIS の酸素安定同位体比 (3.50‰ と 4.75‰) の差は 1.25‰ であり、良く一致する。測定した浮遊性有孔虫 *G. inflata* は、生息深度が深いことから底生有孔虫と同様な酸素安定同位体比変動幅を示すことが知られている (Oba et al., 2006)。

Okada and Niitsuma (1989) と Pickering et al. (1999) は有孔虫の酸素安定同位体比変動による柿ノ木台層の年代モデルを構築している。以下では、養老川ルートで本研究と同じ *G. inflata* を使用した Pickering et al. (1999) の変動曲線と比較しながら川谷の地層の年代モデルを構築する。Pickering et al. (1999) は、養老川ルートで国本層と柿ノ木台層の境界である厚い砂岩層上面と Ka2.5 の間に MIS18.2 を、また Ka2.1 直上に MIS17.3 を認定した。彼らの MIS18.2 の層準は、川谷で認定された正のピークの層準にはほぼ一致することから、この層準を MIS18.2 の正のピークと認定する。一方、Pickering et al. (1999) は養老川ルートで MIS17 の負の極小値である MIS17.3 を Ka2.1 直上に認定しているが、川谷では負のピークが Ka2.1 の下位に認定されたことから層準がやや異なる (Fig. 3)。Pickering et al. (1999) は、彼らの MIS17.3 層準と同様な同位体比を持つピークを Ka2.1 と Ka2.3 の間にも認めていることから (Pickering et al., 1999 の fig. 2)、川谷では Ka2.2A 直上の負のピークを MIS17.3 の負のピークとして以下の議論を進める。LR04 で MIS18.2 と MIS17.3 の同位体比ピークに相当する年代は 718 ka と 696 ka である (Lisiecki and Raymo, 2005)。Table 4 に、この年代を基に、川谷の地層の堆積速度を一定と仮定して、各鍵層、国本層と柿ノ木台層の境界、および化学合成化石群集産出層準の上限と下限の年代を計算した結果を示す。計算の際、コア C1 の 20.2 m から 17.3 m の砂岩層は地層の厚さから除外した。計算の結果、調査地域の柿ノ木台層の堆積速度は千年あたり 1.43 m となった。

酸素同位体比変動と含泥率の変動は Ka2.3 よりも上位の

層準で比較的良く一致し、海水準が上昇した MIS17 の間氷期に含泥率が高くなる傾向を示した。しかし、Ka2.3 よりも下位の層準では、含泥率と酸素安定同位体比の変動はあまり一致していない (Fig. 3)。炭素安定同位体比は、下位層準の 0‰ から 0.5‰ の間での変動から上位層準の 0.5‰ から 1‰ の間の変動へと明瞭な上昇傾向を示した。この傾向は Pickering et al. (1999) の浮遊性有孔虫と底生有孔虫の結果 (彼らの fig. 3) と調和的である。調査ルート T1 の 7 m 層準から炭素安定同位体比の傾向から外れた低い値 (-0.45‰) が得られたが、試料採取地点は化学合成群集の化石産地 (Fig. 5.3 の露頭) の近傍 (Fig. 2 の調査ルート T1 の矢印の先端付近) であるため、メタン湧水に伴う炭素安定同位体比の低い自生炭酸塩の沈殿の影響を埋積後に被った可能性がある。しかし、この層準で測定した有孔虫試料は、透明で完全な殻を有し、他の層準の試料に比べ、この層準の殻だけが変質や自生炭酸塩の付加を被ったようには見えなかった。

黒潮要素種の変動は予測したものと異なるパターンを示した。Nozaki et al. (2014) は、三浦半島に露出する上総層群大船層の *G. inflata* の酸素安定同位体比変動と黒潮要素種産出頻度の変動が良く一致することを示し、これらの変動パターンの比較に基づいて海洋同位体比ステージの認定を行った。大船層では、酸素安定同位体比の負への変動 (間氷期) と黒潮要素種の増加は良く一致していたが、Fig. 3 に示した柿ノ木台層の酸素安定同位体比の負の変動 (MIS17.3) の時期 (間氷期) に黒潮要素種は顕著な減少傾向を示し、大船層の例とは異なっている。この理由を現時点では明確に説明できないが、間氷期の海水準の上昇に伴い、黒潮の流路が柿ノ木台層の堆積場から大きく離れていたなどが考えられる。一方、含泥率の変動と黒潮要素種の変動は比較的良く一致しているように見える。含泥率は、調査ルート T1 下部から調査ルート T2 下部にかけてと調査ルート T3 下部から中部にかけての層準で明瞭な粗粒化傾向を示し、これらの層準で黒潮要素種が増加している。Horikawa and Ito (2004) は、柿ノ木台層に見られる上方粗粒化相は、市宿層に発達する砂堆が、古黒潮の一時的な強い流れの影響によって側方移動した結果と考えた。粗粒化部で黒潮要素種が増加する傾向は、彼らの考えと調和的である。

化学合成化石群集の産地

化学合成化石群集の露頭を表層の分布に基づいて 4 つのグループに分け、それらを産地 (図や表では Locality あるいは Loc. と表記) 1 から 4 と呼び、以下に記載する (Figs. 4~7)。各産地の位置は Fig. 1 に、また各産地の層準は Fig. 2 の柱状図に示した。産地 1 から 3 は Ka2.4A と Ka2.2B の間の層準にあり、Ka2.3 に沿って産出するが、産地 4 はそれより上位の Ka2.1 から調査地域の最上部の層準にかけて産出する (Fig. 2)。なお、コア C2 掘削地点東の御原川河床には、化学合成二枚貝を多量に含む多数の炭酸塩コンクリーションが転石として確認できる。これらの岩塊は河床北東側の崖の Ka2.3 よりも上位で Ka2.2 よりも下位付近の化石産地 1 から 3 と同層準から落下したものと思われるが、露頭

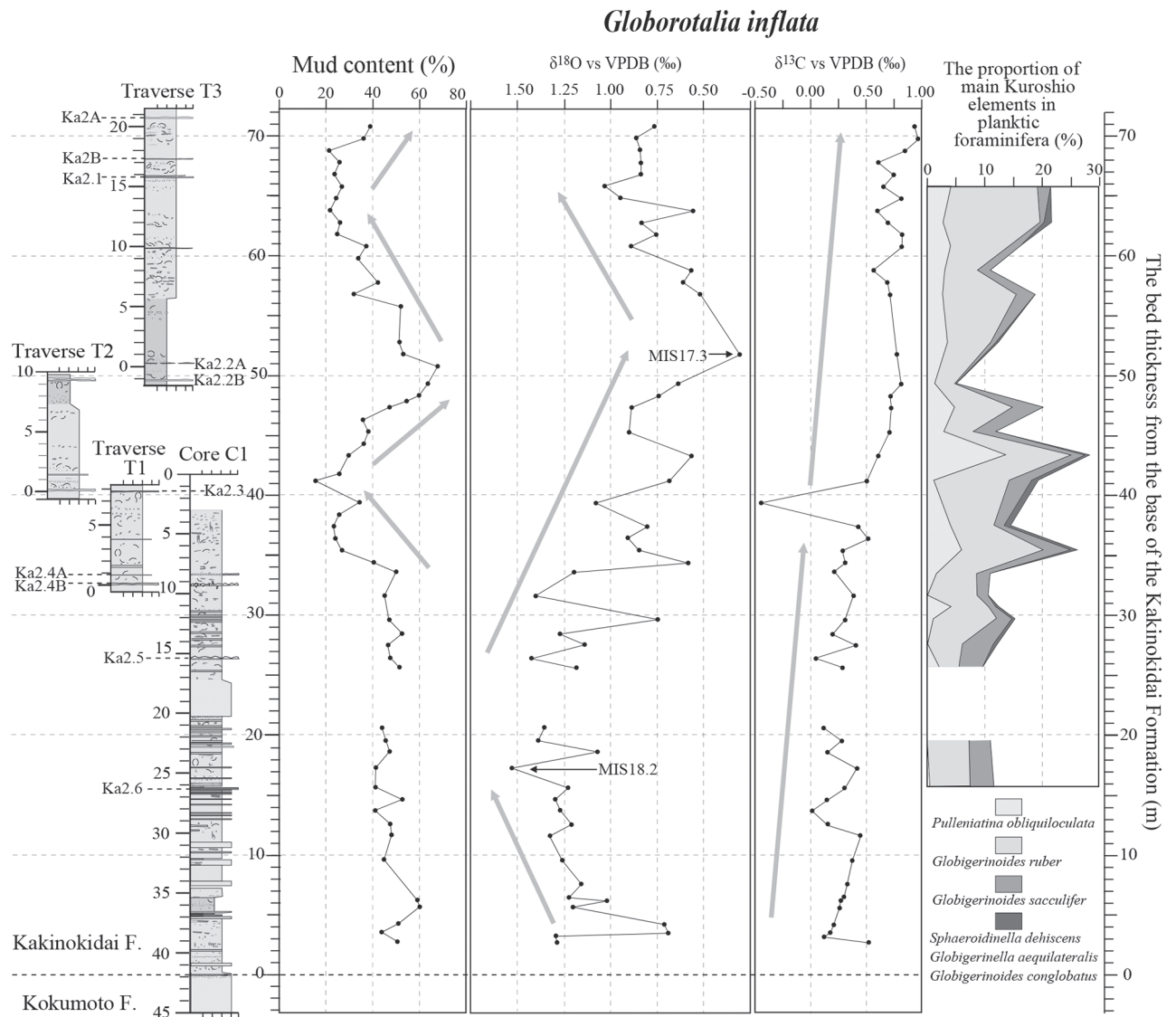


Fig. 3. Changes in lithology (Fig. 2), mud content, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of planktic foraminifera *Globorotalia inflata* (Table 2), and relative abundances (proportion: %) of the main Kuroshio elements (Chinzei et al., 1987: Table 1) for all planktic foraminifera with depth in the Kakinokidai Formation. Stratigraphic columns are arranged with reference to Ka2.4B, Ka2.3, and Ka2.2B (Fig. 2). MIS18.2 and MIS17.3 peaks were identified on the basis of correlation with key beds and foraminifer- $\delta^{18}\text{O}$ fluctuations (*G. inflata*) in the Yoro River traverses from Pickering et al. (1999).

への接近が困難なため確認できていない。いずれの産地も化学合成細菌を共生するツキガイ類(*Lucinoma* sp.), オウナガイ類(*Conchosele* sp.), キヌタレガイ類(*Acharax* sp.)の殻長が 10 cm に及ぶ合弁大型個体が排他的に産出し、著しく ^{13}C に枯渇した自生炭酸塩と共産する。以下の記載で化学合成二枚貝と書いた場合、これらを指し、自生炭酸塩と書いた場合、基質が炭酸塩によって硬結し、空隙に炭酸塩自形結晶が晶出することがあるコンクリーション状に発達したものの全体、あるいはその一部をいう。

1. 産地 1

Kondo et al. (1992) の Stop 4 の一部と柴崎・間嶋 (1997) の化石産地 1 に一致し、これらの論文で露頭のスケッチが示されている。露頭は Ka2.4A と Ka2.3 の間の層準 (Fig. 2

の柱状図 T6 の 9~13 m 層準) からなるトンネル (Fig. 1.7) の壁面と、Ka2.3 直上のトンネルの上の崖 (Fig. 2 の柱状図 T6 の 16~18 m 層準) からなり、殻径 10 cm を超える化学合成二枚貝類の合弁個体 (合弁率 91~84%) が最密集部で 110 個体 /m² で産出し、オウナガイ類が全体の 89% を占め、ツキガイ類 (7%) とキヌタレガイ類 (4%) が共産する (柴崎・間嶋, 1997)。トンネルの脇を掘削したコア C2 の 1.5 m 層準からも化学合成二枚貝が産出した。トンネル内で新たに作成した露頭スケッチ (Fig. 1.7) に十脚甲殻類起源と考えられる巣穴に沿って発達する自生炭酸塩、二枚貝化石、および十脚甲殻類爪化石の産状を示す (Fig. 4.1b)。この産地で測定された自生炭酸塩の炭素安定同位体比は -46.82 から -62.79‰ で 4 産地中最も ^{13}C に枯渇し、酸素の安定同位体比

Table 4. Age estimates of events and important horizons in the Kakinokidai Formation of the Kawayatsu area. The two peaks corresponding to MIS18.2 (718.0 ka; Lisiecki and Raymo, 2005) and MIS17.3 (696.0 ka) (Fig. 3) were correlated to those in the foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ curve generated from the Yoro River traverses by Pickering et al. (1999) using correlation of key beds. Using these two anchor points, ages were calculated assuming a constant sedimentation rate throughout the sequence, excluding a sandstone bed at 27.3–20.2 m depth (Figs. 2, 3) in core C1 from the total thickness of the sequence. Reference horizons correspond to position (meters) in the stratigraphic columns of Figs. 2 and 3.

Horizons dated by age model	Reference horizons (Figs. 2 and 3)	Age (Ka)
Top of the Loc. 4	2.5 m of T14	667.0
Base of the Loc. 4	11.0 m of T3	688.8
Ka2A key bed	20.7 m of T3	682.2
Ka2B key bed	17.3 m of T3	684.6
Ka2.1 key bed	15.7 m of T3	685.7
MIS 17.3	1.0 m of T3	696.0 (LR04)
Ka2.2A key bed	0.3 m of T3	696.5
Ka2.2B key bed	9.3 m of T2	697.5
Ka2.3 key bed	7.8 m of T1	704.0
Top of the Locs. 1-3	9.3 m of T2	697.5
Base of the Locs. 1-3	9.0 m of T3	707.6
Ka2.4A key bed	8.4 m of C1	706.1
Ka2.4B key bed	9.2 m of C1	709.4
Ka2.5 key bed	15.3 m of C1	713.8
MIS 18.2	24.47 m of C1	718.0 (LR04)
Ka2.6 key bed	26.3 m of C1	719.2
Base of the Kakinokidai Formation	42 m of C1	730.1

は 2.8 から 4.12% とされている (柴崎・間嶋, 1997)。

2. 産地 2

御腹川の河岸に沿った一連の露頭を産地 2 とする。Kon-do et al. (1992) の Stop 4 の⑤と柴崎・間嶋 (1997) の化石産地 2 は、これら一連の露頭の東端の崖 (Fig. 1.2, Fig. 2 の柱状図 T7, Fig. 5.3) と一致する。露頭は Ka2.3 に沿ったほぼ同層準よりなる (Figs. 5.3–5.8)。露頭スケッチは Fig. 5.3 から Fig. 5.8 にかけて、東から西へ順に並べられているが、Figs. 5.7 と 5.8 は川の対岸となるので、東西関係が逆になる (Fig. 1 のスケッチ位置を参照)。従って、Fig. 5.3 の東端の崖から最も離れた位置 (最西端) は、Fig. 5.8 の右端となる。新たに確認できた情報が多いので、以下では項目ごとに記述する。

1) 産出化石 東端の崖 (Fig. 5.3) からはツキガイ類が多産し、キヌタレガイ類も産出した。また、この崖の上部のスケッチ範囲外の露頭からはオウナガイ類の産出も確認できた。十脚甲殻類起源と考えられる直径 1.5 から 3 cm の巣穴

が多産し、巣穴の頻度は、東端の崖が最も高く、この露頭で巣穴の向きを測定したが、向きに傾向は認められなかった (Fig. 5.2)。巣穴の中からは十脚甲殻類の爪の化石が産出し、巣穴内と周囲の基質からは糞化石が観察された。これらの糞化石は棒状で、その横断面には糞を貫通する「U」字状の模様が見られた (Figs. 4a, 4b)。糞化石には、直径が約 1 mm のものと約 0.3 mm のものが見られた。Peckmann et al. (2007) を参考にすると、直径が約 1 mm のものは、「U」字状模様の規則的配列などから湧水場に特徴的に産出するスナモグリ類 (callianassids) の糞化石とされる *Palaxius* に同定される (Figs. 4.4a, 4.4b, 6.2)。一方、直径が約 0.3 mm の小型の糞化石 (Fig. 6.1 の矢印) は、この模様が不明瞭であった。これら小型の糞が *Palaxius* の小型個体の糞であるのか、あるいは別の種の糞であるのかは判断できなかった。

2) 自生炭酸塩 自生炭酸塩は、主にアラゴナイト、高 Mg カルサイト、ドロマイトよりなり、炭素安定同位体比は -61.60 から -10.96‰、酸素安定同位体比は 0.61 から 4.01‰ であった (Table 3)。また、多くの試料は 2 種以上の炭酸塩種からなる。一部の試料から低 Mg カルサイトが全炭酸塩に対して 10% 以下で検出された。これらの試料は高 Mg カルサイトを 5 mol% 含む AC4-1 試料を除いて、いずれもアラゴナイトが炭酸塩全体の 90% 以上を占めることから (AC4-1 は 84.10%)、アラゴナイトの風化による変質の可能性が高い。坪井ほか (2010) は、横浜市の下部更新統の冷湧水場を掘削したボーリングコアのコア深度 5 m 以浅で、アラゴナイトが少量の低 Mg カルサイトと共産することを示した。彼らは、硝酸コバルト染色法の鉱物同定から、1 回のステージで沈殿したと考えられる針状結晶がアラゴナイトと低 Mg カルサイトの両方からなることを示し、低 Mg カルサイトはアラゴナイトの地表近くの風化による変質によって生成されたとした。

自生炭酸塩は、多くが巣穴に沿って発達していた。巣穴内部の巣穴壁上、有孔虫の殻の内部、基質の空隙部で自形結晶を観察することができた。東端の露頭 (Fig. 5.3) の AC3 試料は、巣穴壁上に自生炭酸塩が晶出した巣穴からなり、この巣穴断面の自生炭酸塩を観察し (Figs. 6.4~6.11)、炭素と酸素の安定同位体比を測定した (Table 3, Figs. 8.2, 8.6)。Fig. 6.5 (薄片写真)、Fig. 6.8 (電子顕微鏡写真)、Fig. 8.5 (断面写真) は同じ巣穴の異なる位置の断面を示す。Fig. 6.5 はクロスニコルによる薄片写真であるが、薄片作成時のはく脱部と空隙を明瞭にするため、はく脱部と空隙を画像処理により白く抜いている。Fig. 6.5 に巣穴壁の位置を白矢印で示した。Fig. 8.5 の断面写真の巣穴壁は、Fig. 6.5 や 6.8 の切断面とは異なり不明瞭で、巣穴壁の一部と自形結晶が複雑に入り混じって観察された。

Fig. 6.8 に、Figs. 6.4, 6.6, 6.7, 6.9, 6.10a, 6.10b, 6.11 の撮影箇所を示した。巣穴内部に *geopetal* 状 (以下、*geopetal* 状構造) に晶出している白色やピンク色の自生炭酸塩は、アラゴナイトの針状自形結晶からなり (Fig. 8.5 の AC3-1~AC3-3, Figs. 6.4, 6.7, 6.10a, 6.10b)、壁面付近の基質部では高 Mg カルサイトが卓越し (AC3-4)、壁面か

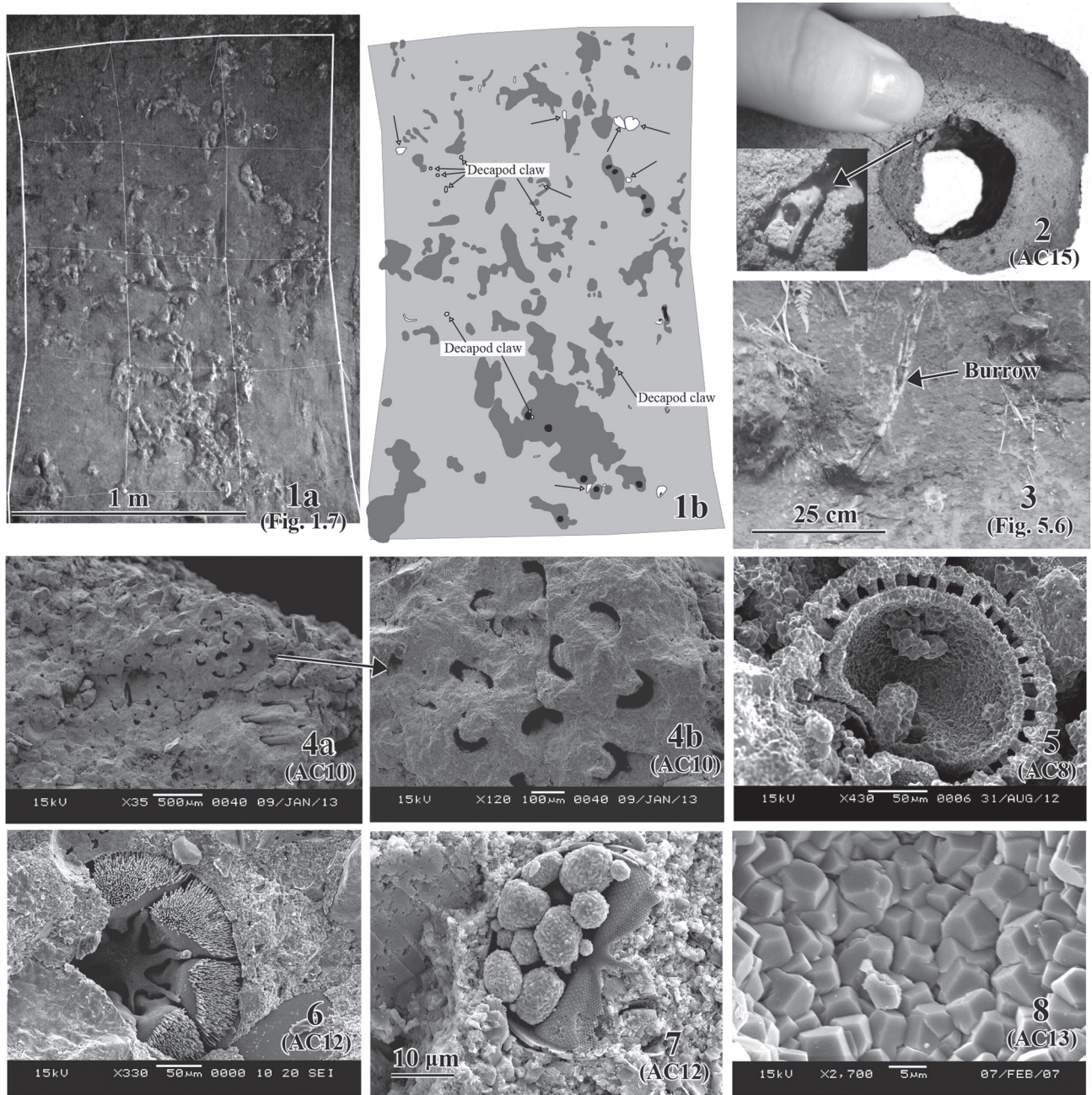


Fig. 4. Image of exposure at Loc. 1 (1a, 1b), decapod claw at Loc. 3 (2), burrow at Loc. 2 (3), and various scanning electron microscope images of authigenic carbonates at Loc. 2 (4a, 4b, 5), and Loc. 3 (6–8). All images are of the Kakinokidai Formation. 1a, 1b: Photograph (1a) and sketch (1b) of an exposure showing authigenic carbonate precipitates along burrows (exposed at black circles ●) (location shown in Fig. 1.7). 2: Burrow with a geopetal-like structure in which a decapod claw was discovered (location is at the opposite entrance of the tunnel shown in Fig. 1.4). 3: Isolated burrow with whitish acicular aragonite lining the entire burrow wall (location shown in Fig. 5.6). 4a, 4b: Probable callianassid fecal pellet, *Palaxius*, in dolomite concretion AC10 (location shown in Fig. 5.8). 5: Dissolved foraminiferal test in dolomite-rich concretion AC8 (location shown in Fig. 5.5). 6, 7: Dissolved foraminiferal test (6) and framboidal pyrite in a diatom frustule (7) in dolomite concretion AC12 (location shown in Fig. 5.1). 8: Rhombohedral crystal precipitates, probably dolomite, within a foraminiferal test in concretion AC13 (location shown in Fig. 5.1).

ら離れるとドロマイトが卓越するようになる (AC3-5)。炭素安定同位体比は、AC3-1 から AC3-4 で低く、AC3-5 で高くなるが、酸素安定同位体比は AC3-2 で最も低く、AC3-4 に向けて顕著に高くなり、炭素安定同位体比とは異

なる傾向を示した (Fig. 8.6)。アラゴナイトと高 Mg カルサイトが共存する場所では、針状のアラゴナイト結晶を取り囲むように菱面体の結晶が成長している様子が観察され、アラゴナイトが沈殿した後に、高 Mg カルサイトが沈殿したこ

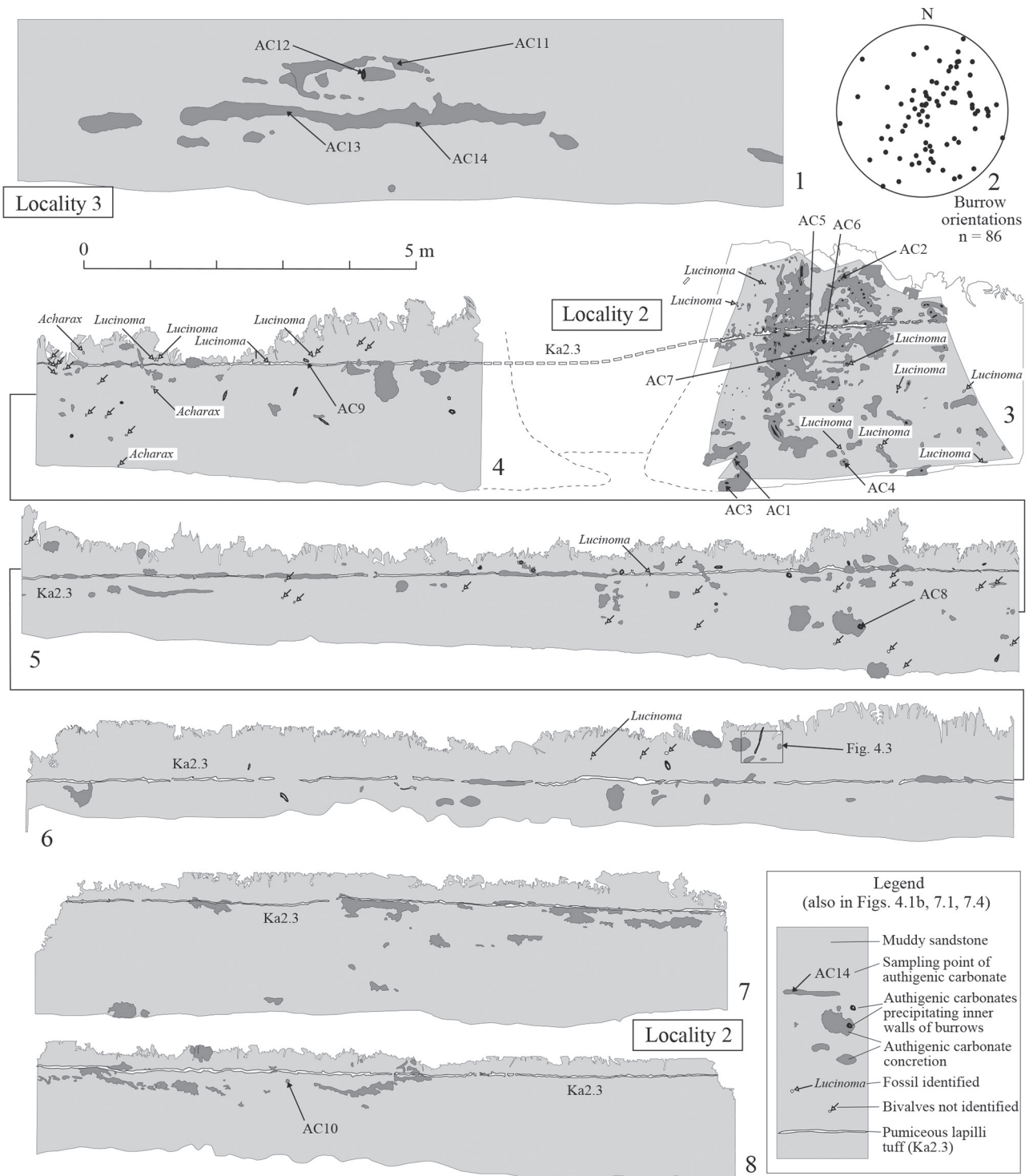


Fig. 5. Representative sketches of exposures at Locs. 2 (3–8) and 3 (1) where cold-seep assemblages and authigenic carbonates occur, and orientations of burrows (2) in the exposures shown in sketch 3, projected onto an upper hemisphere of a Wulff net after tilt correction. See Fig. 1 for locations of the sketched exposures. Note that the number of chemosymbiotic bivalves and the development of authigenic carbonates decrease from probable proximal (3) to distal (4→8) parts of the seepage trend. Burrows are exposed at the black circles or bold traces in exposure images 1 and 3–8.

とを示唆する (Figs. 6.7, 6.11).

AC3 試料については、定方位サンプルは行っていないので、巣穴に対する重力方向は不明である。しかし、重力方向

の影響以外に産状の説明が難しいこと、川谷から産出する巣穴には堆積物から主になる *geopetal* 構造がしばしば観察されること (Fig. 4.2 など)、一部の巣穴には巣穴壁を取り囲む

ように同心円状に沈殿した自生炭酸塩の産状は確認しているが、反重力方向だけに沈殿したと思われる自生炭酸塩の産状は確認していないこと、などから *geopetal* 状構造と解釈する。AC3 試料の *geopetal* 状構造の成因については、最後の章で改めて議論する。

AC3 試料からは溶解した巻貝(?胎殻)の鋳型周囲を取り囲むようにして発達する針状のアラゴナイトが観察された(Figs. 6.10a, 6.10b)。この産状は貝殻がアラゴナイト沈殿時に存在し、その後貝殻だけが溶解したと解釈される。溶解した生物源炭酸塩は、ドロマイトが卓越する AC8 試料中の有孔虫でも確認できた(Fig. 4.5)。また、AC3 試料中のアラゴナイトの針状結晶間や有孔虫の殻内部にパイライトが観察された(Figs. 6.6, 6.9)。パイライトは AC7 試料でも確認できた(Fig. 6.3)。

3) 化石と自生炭酸塩産出頻度の側方変化 化学合成二枚貝(Fig. 5の白矢印)は、東端の崖(Fig. 5.3)から西方へ次第に産出頻度が減少し、Fig. 5.6の露頭中央付近で産出が途絶える。一方、自生炭酸塩は、発達の変えながら、露頭スケッチの西端(Fig. 5.8)まで続き、それ以西のスケッチ範囲外では、この層準で観察されなくなる。東端の露頭以外に発達する自生炭酸塩は、形状から巣穴起源であることが明確なもの(Fig. 4.3)を除いて、巣穴とは無関係に発達するように見えるものが多いが、採取して切断すると内部に巣穴が観察されるものがあった。しかし、巣穴の頻度は化学合成二枚貝同様、西端の露頭から離れるにしたがって確実に減少する。産地2の露頭に見られる東から西への化学合成二枚貝化石、巣穴、および自生炭酸塩の産出の減少傾向は、湧水の中心(東端の崖)からの距離に関係する可能性が高い。

自生炭酸塩と化学合成二枚貝化石は、Ka2.3に沿って産出するように見える(Fig. 5)。粗粒な軽石からなる透水性の良い凝灰岩層が、嫌氣的メタン酸化に関与するメタンや硫酸イオンの通路として一定の役割を果たしていたのかもしれない。

3. 産地3

産地1の北側にあるトンネル内部(Fig. 1.4)およびその周辺の露頭を産地3(Fig. 2の柱状図T8, T9, T10)とする。Kondo et al. (1992)は、竹虎製菓川谷工場敷地内にある彼らのStop 4の④で化学合成化石群集を確認しているが、この露頭は工場の庭の整備によって、一部(Fig. 2の柱状図T10)を除いて観察が困難になっている。産出層準は、トンネル南側の入口に露出するKa2.3が下限で(Fig. 2の柱状図T8)、トンネル直上の小道の崖に露出する大型二枚貝と自生炭酸塩が散在する露頭(Fig. 2の柱状図T9)が上限となる。上限の露頭はKa2.2B直下と推定される。化石産地3は、化石産地1および2と同層準ないし、上位の層準となる。柱状図T8を作成したトンネル内は暗く、二次的な沈殿物が露頭を覆っているため十分な観察は出来なかったが、合弁の大型二枚貝類が散在的に、また自生炭酸塩が広範囲に塊状あるいは散在的に露出している。トンネル南側の入口付近の自生炭酸塩中の巣穴に堆積した*geopetal*構造中から十脚甲殻類の爪化石が産出した(Fig. 4.2)。

トンネル北側の出口付近の西側の壁(Fig. 1.4)に露出する自生炭酸塩のスケッチをFig. 5.1に示す。この露頭からはキヌタレガイ類2個体が産出した。AC12試料を採取した自生炭酸塩は、水平な巣穴の周囲に発達していた。この崖から採取した2試料の自生炭酸塩(AC11, AC12)は、ほぼ100%ドロマイトからなり、炭素の安定同位体比は-22.44から-18.50%で、酸素の安定同位体比は1.39から2.32%であった(Table 3)。これらの自生炭酸塩中には、殻が完全に溶解し鋳型となった有孔虫や(Fig. 4.6)、珪藻の内部に沈殿したパイライト(Fig. 4.7)、有孔虫化石の空隙に沈殿したドロマイトと思われる自形鋳物(Fig. 4.8; この試料の炭酸塩種は未同定)などが観察された。

4. 産地4

この論文で初めて報告する産地で、調査範囲の西南の沢の露頭(Fig. 1.10, Fig. 2の柱状図T11~T15)からなる。産出層準は柱状図T11の下限から柱状図T14の上限の、層厚にして29.4 m間で、産地1から3よりも上位の層準に当たる(Fig. 2)。化石と自生炭酸塩の産状をFig. 7に示す。化学合成二枚貝類はツキガイ類(Fig. 7.8)が多産し、キヌタレガイ類も産出したがオウナガイ類は確認できなかった。露頭の二枚貝化石の同定は、一部を除いて現場では行えなかったが、Figs. 7.1と7.4に白矢印で示した未同定とした二枚貝の大半はツキガイ類である。離弁殻2枚を1個体として計測した合弁率はFig. 7.1のスケッチ範囲で71%(合弁10, 離弁4)、Fig. 7.4のスケッチ範囲で88%(合弁29, 離弁4)となり、合弁個体は殻頂を上向きにした自生の産状と考えられる個体が多かった(Figs. 7.2, 7.5)。自生炭酸塩(Figs. 7.1, 7.4)は、巣穴に沿って発達したものが多く、巣穴(Fig. 7.7)の方向を測定したところ、層理面にほぼ直交する向きの巣穴が多かった(Figs. 7.3, 7.6)。基質からはスナモグリ類に同定される爪化石が産出した(Figs. 7.9, 8.3)。産地4の自生炭酸塩の炭素安定同位体比は、巣穴中や基質の空隙に沈殿したアラゴナイトの針状自形結晶を選択的に採取して測定した。それらの自生炭酸塩の炭素安定同位体比は-55.99から-39.83%で、酸素安定同位体比は2.32から2.89%であった(Table 3)。

川谷の化学合成化石群集の時空分布

化石産地4の発見により、川谷の化学合成化石群集は従来よりも分布範囲と産出年代が広がることが明らかになった。また、今回の調査で化石産地1から3は、Ka2.4A~Ka2.2Bの間のKa2.3に沿った、ほぼ同層準の化石群集であることが判明し(Fig. 2の柱状図T6~T10)、年代モデルから、707.6から697.5 kaにかけての約1.1万年間の間繁栄した群集であると言える(Table 4)。一方、産地4はKa2.2Aの上位11 m層準以上からKa2Aの上位21.8 mまで産出し、年代モデルから、688.8から667.0 kaにかけての約2.2万年間の間繁栄した群集となる(Table 4)。以上から川谷の化学合成化石群集の繁栄期間は、途中の不明部(697.5~688.8 ka)を加えて通算すると707.6から667.0 kaまでの約4.1万年間となった。

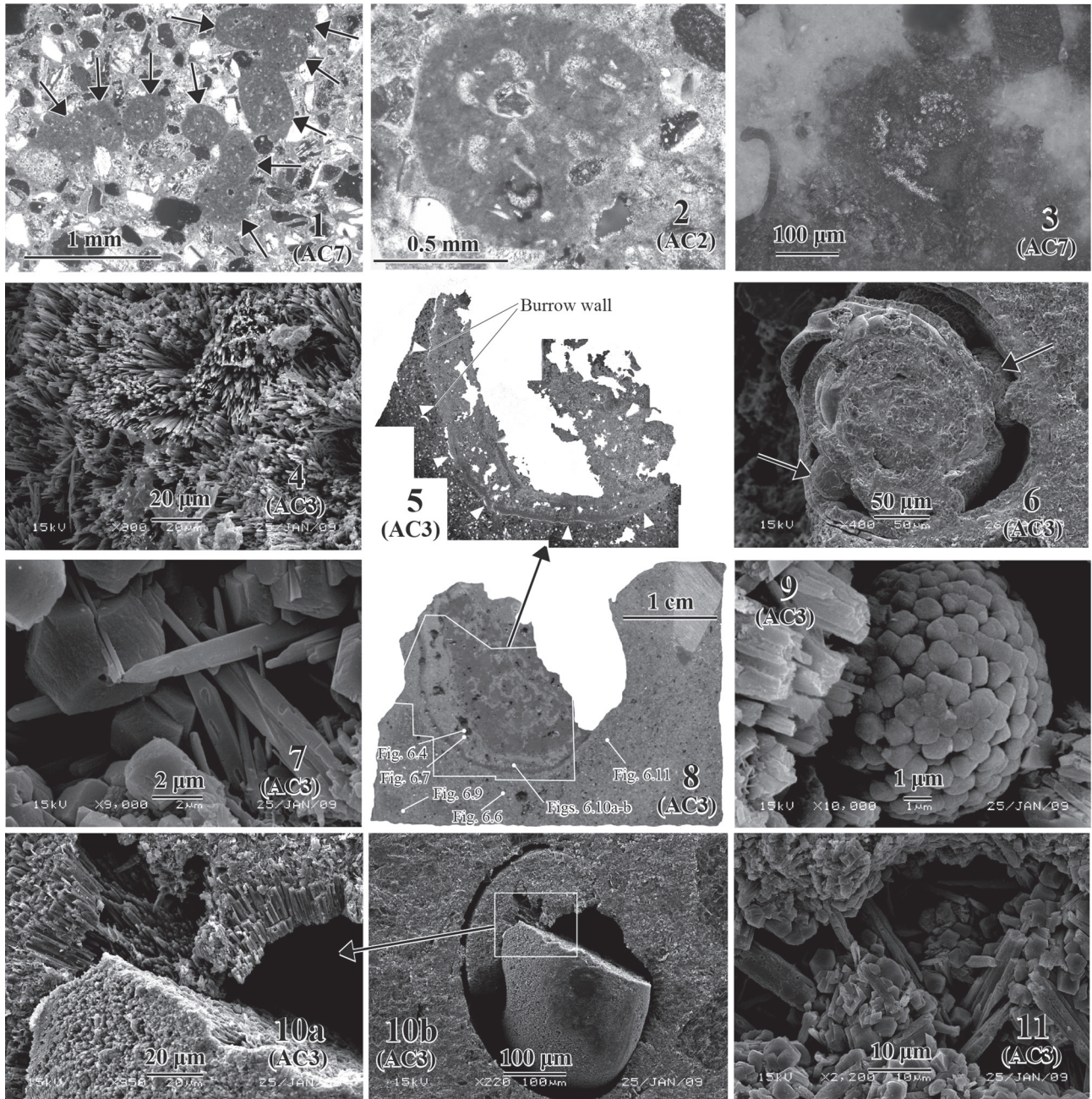


Fig. 6. Thin-section (1–3, 5) and scanning electron microscope (4, 6–11) images of samples from an exposure at Loc. 2 (location shown in Fig. 5.3 as AC2, AC3, and AC7). 1: Pellets (black arrows: ~0.3 mm in diameter) with obscure crescent-like canals (cross-polarized light). 2: Pellet (~1.0 mm in diameter) with distinct crescent-like canals (cross-polarized light) identified as a probable callianassid pellet, *Palaxius*, based on its size and canal arrangements. 3: Framboidal pyrite precipitated within a foraminiferal test (reflected light). 4–11: Burrow (AC3) with geopetal-like structures (5, 8; Fig. 8.5) consisting mostly of acicular aragonite (4, 7, 10a, 10b), with euhedral carbonate (7, 11) and pyrite precipitates (6, 9). Acicular aragonite is enclosed by rhombohedral high-Mg calcite (7, 11), indicating that the latter precipitated after the former. Framboidal pyrite (9 and black arrows of 6) is observed within the sediment surrounding the burrow, and the mold of a probable gastropod protoconch (10a, 10b) occurs within the acicular aragonite. Thin-section image 5 was captured under cross-polarized light. White areas indicate the parts of the thin section that were erroneously removed during sample preparation and the empty part of the burrow. They were artificially whitened. White triangles indicate the burrow wall.

三浦半島の上総層群小柴層(下部更新統; Nozaki et al., 2014)と宮崎県の宮崎層群高鍋層(上部鮮新統から下部更新統; Oda et al., 2011)から産出する化学合成化石群集は、ツ

キガイ類、オウナガイ類、キヌタレガイ類などの化学合成二枚貝類から排他的に構成され、陸棚域の冷湧水に依存していたことなどから川谷の化学合成化石群集と類似している

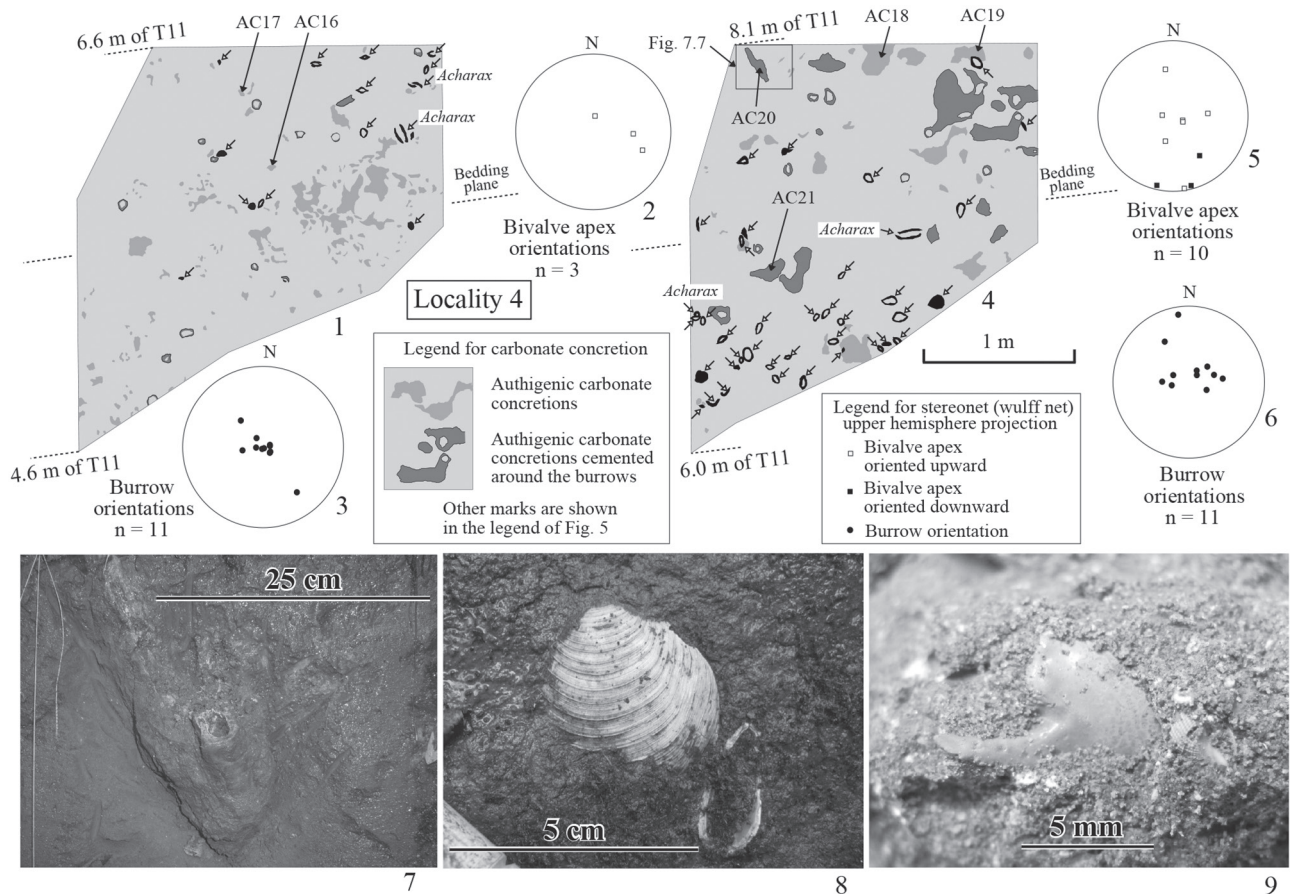


Fig. 7. Sketches of exposures (1, 4), orientations of bivalves (2, 5) and burrows (3, 6) projected onto upper hemisphere of Wulff net after tilt correction at Loc. 4 (location shown in Fig. 1.10). Photographs of a burrow (7), a lucinid bivalve (8), and a claw fragment from a callianassid decapod (9) from Loc. 4.

(Majima et al., 2005). 小柴層と高鍋層の群集は、地表面下の層準に化学合成化石群集が断続的に連続して産出することがコア採取により確認されているため (Kitazaki and Majima, 2003; 間嶋ほか, 2005a; 間嶋ほか, 2005b), 産地 1 でコア C2 を採取したが、深度 1.5 m で合併の化学合成二枚貝類を 1 個体確認できただけで、自生炭酸塩は全く観察できなかった (Fig. 2 のコア C2)。産地 1 では露頭直下の地下に化学合成化石群集は産出しないと考えられる。

自生炭酸塩の安定同位体比

自生炭酸塩の炭素と酸素の安定同位体比を Table 3 と Fig. 8.1 に示す。全体的にアラゴナイトが卓越した試料は炭素安定同位体比が低い傾向を示すが、酸素安定同位体比には傾向がないように見える。ドロマイトが卓越した試料は、アラゴナイトが卓越した試料よりも高い炭素の安定同位体比を示すが、その範囲は -50 から -10‰ と変異の幅が大きい。また、一部の試料を除いて、炭素安定同位体比が低い試料は酸素安定同位体比も低く、炭素安定同位体比が高い試料は酸素安定同位体比も高い関係が存在しているように見える。測定した試料の多くは複数の炭酸塩種の混合からなり (Table 3), 安定同位体比の説明を難しくしているが、以下に一定

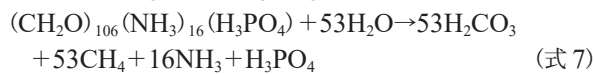
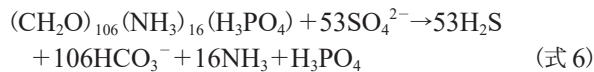
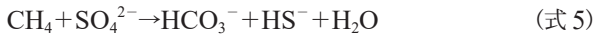
の制約と仮定の中で、これらの同位体比の説明を試みる。

1. 炭素安定同位体比

湧水場で沈殿する自生炭酸塩の炭素安定同位体比は、沈殿した場所の溶存無機炭素 (Dissolved Inorganic Carbon; 以下 DIC) の炭素安定同位体比に基本的に規制される。冷湧水場の間隙水中の DIC の炭素安定同位体比は以下の要因で変化する。堆積物中でメタンが多量に生成供給されると、海底面直下で嫌氣的メタン酸化 (Anaerobic Oxidation of Methane; 以下 AOM) (式 5) が起き (Krüger and Treude, 2005; 坪井ほか, 2010 など), 多量の炭酸水素イオンと硫化水素イオンが生成される。海洋堆積物中のメタンは著しく ¹³C に枯渇するので (-110 ~ -20‰; Schoell, 1988), 生成した炭酸水素イオンも ¹³C に枯渇する。生成された硫化水素イオンは化学合成生物によって利用され、炭酸水素イオンはアルカリ度と pH を上昇させ、海水中の Ca²⁺ や Mg²⁺ などの金属イオンと結合して ¹³C に枯渇した自生炭酸塩の沈殿を促進する。

海底面下の間隙水中の AOM は、硫酸イオンが枯渇する深度を下限とし、メタンが枯渇する深度を上限とする深度範囲で起る。この深度範囲を AOM 帯とよぶ。海底面と AOM 帯の間にある堆積物中の有機物 (-19 ~ -27‰; 和

田・中井, 1981)が, 硫酸イオンなどによって分解された際に生成される炭酸水素イオン(式6)の炭素安定同位体比は有機物の値と同様とされ, 同位体分別はほとんど起こらないとされている(酒井・松久, 1996; Claypool et al., 2006). また, AOM帯より深い深度で起こる微生物の活動によるメタン発酵(式7)やCO₂還元(式8)などによって生成されるメタンは-110から-40%の安定同位体比を示し(Schoell, 1988), その際生成あるいは残留する炭酸化学種は相対的に¹³Cに富むようになり, 結果的に間隙水のDICの値を+10%前後まで重くする(Claypool and Threlkeld, 1983).



以上から, メタン湧水域の間隙水のDICの炭素安定同位体比はAOM帯で最も低くなり, AOM帯から海底面に向かって海水のDIC(約0%)と同じ値まで上昇し, またAOM帯から深部に向かってプラスの値を取るまで上昇する(Claypool et al., 1983など). 一般に-20から-30%の間の炭素安定同位体比を示す自生炭酸塩が地層から産出した場合, 自生炭酸塩沈殿時にメタン酸化が関与していたことを疑う必要があるが, この値は有機物分解によって生成されたDICの安定同位体比だけでも, 0%の海水がほとんど混合していないと仮定すれば説明可能である(例えば, Lein, 2004のType I authigenic carbonate). 一方, -30%を下回るとメタン酸化の関与無しに同位体比を説明することが困難となるので, メタン酸化の関与は確実と言える. 川谷から産出する自生炭酸塩の炭素安定同位体比は-61.60から-10.96%で, そのうち-30%以下を示す試料が全体の83%を占めたことから(Table 3), 同位体比の著しく低いメタンが酸化され, AOM帯とその周辺でこれらの自生炭酸塩が沈殿したと仮定すれば, 全ての値の説明は可能である.

2. 酸素安定同位体比

川谷の自生炭酸塩の酸素安定同位体比は, 0.61から4.01%の値を取る(Table 3). 自生炭酸塩の酸素安定同位体比は, 自生炭酸塩が沈殿した場所の間隙水の酸素安定同位体比, 水温, 塩分, pH, 沈殿速度, および沈殿する炭酸塩種の異なりなどの無機的要因に規制されると考えられている(Han et al., 2004, Judd and Hovland, 2007など). 一方, 自生炭酸塩の炭素安定同位体比も酸素安定同位体比同様, 水温, pH, 炭酸塩種の異なりなどの無機的要因に規制されるが(Hoefs, 2004のfig. 20など), メタン湧水域ではDICの炭素安定同位体比の変動が, それ以外の無機的要因よりも1桁以上大きな変動を示すので, 通常DIC以外の要因は考慮されない.

自生炭酸塩の沈殿には, メタン酸化, 有機物酸化, 硫酸イオン還元などにかかわる微生物が関与していることは疑いがなく(Reitner et al., 2005など), これらの関与が同位体比

に一定の影響を与えた可能性がある. Lein(2004)は, 微生物の関与による生物学的同位体分別により¹³Cに枯渇する自生炭酸塩は¹⁸Oに富むとした. しかし, 川谷の自生炭酸塩の安定同位体比は, 必ずしもそうした傾向を示さない(Fig. 8.1). 自生炭酸塩の酸素安定同位体比の説明は, その規制要因が複雑なことから簡単ではないが, 以下に一定の仮定を基に川谷の自生炭酸塩の酸素安定同位体比について説明を試みる.

酸素安定同位体比を検討する試料は, 産地2のKa2.3の約3m下位からKa2.3の約1m上位の間の層厚約4mの層準から産出した自生炭酸塩のうち, 炭酸塩種が同定された試料(Table 3のAC3~AC6, AC8, AC9)に限定する. 層準を限定したのは, 海水の酸素安定同位体比と沈殿時の水温を, 一定の仮定の中で推定するためである. 以下で, 産地2の自生炭酸塩というとき, それは上記の自生炭酸塩を指す. 自生炭酸塩は海底面下の一定の深度で沈殿するため, 海底面で沈殿しない限り, 沈殿した時代は炭酸塩産出層準よりも若い年代になる. 川谷の自生炭酸塩は1mを超える長さの巢穴(Fig. 4.3)の周辺に沈殿しているものがある. この点を考慮し, 沈殿時の海水の酸素安定同位体比と水温を推定する際は, 炭酸塩産出層準の2m上位までのデータを考慮した. すなわち, 化石産地2のKa2.3の約3m下位からKa2.3の約3m上位の間の層厚約6mの区間(Table 2の柱状図T1の5mから柱状図T2の3mの区間)とした. この区間の堆積年代は年代モデルから706.1から701.9kaに相当する. 以下の議論では, この年代の海水の酸素安定同位体比と水温を産地2の自生炭酸塩の沈殿条件として考慮する.

1)炭酸塩沈殿時の間隙水の酸素安定同位体比と水温 地質時代の炭酸塩沈殿水の酸素安定同位体比を見積もることは極めて難しく, 本研究でも他の多くの研究と同様0% (SMOW)と仮定せざるを得ない. しかし, 年代モデルが構築されていることから氷床量の変動による海洋の酸素安定同位体比への影響を見積もることは可能である. そこで, 深海底生有孔虫の酸素安定同位体比変動をスタックしたLR04の酸素同位体比変動を用い, 現在の値を0% (SMOW)と仮定して規格化し, 川谷の産地2の自生炭酸塩沈殿時の氷床量の変動による海水の酸素同位体比への影響を評価した.

産地2の自生炭酸塩が沈殿したと推定した, 706.1から701.9kaにおけるLR04の底生有孔虫の殻の $\delta^{18}\text{O}$ 値は3.76から3.93% (706~702ka)となる. LR04スタックの現在(0ka)の底生有孔虫の殻の酸素安定同位体比は3.23%なので, この値を0% (SMOW)で規格化する. すなわち, 産地2の時代のLR04の同位体比(3.76~3.93%)から3.23%を引いた0.53から0.70%を産地2が堆積した当時の海水の酸素安定同位体比(SMOW)の氷床量の影響と仮定し, この値を産地2の自生炭酸塩沈殿時の海水の酸素安定同位体比とした. 増田(1975)は, 柿ノ木台層と同時異相の市宿層の貝化石のSr含有量と酸素安定同位体比から堆積当時の海水の酸素安定同位体比は1%をわずかに下回る値であったことを示した. 推定値は増田(1975)の結果と調和的である.

一方、深海底にも一定の水温変動があり、この影響を見積もらないと、深海底生有孔虫の殻の酸素安定同位体比変動だけでは正確な海水の酸素安定同位体比変動(氷床量の変動)を見積もることができないとされている(Bintanja et al., 2005 など). Elderfield et al.(2012)は、ニュージーランド沖の底生有孔虫の同位体比変動と水温変動から酸素安定同位体比変動曲線を作成した。彼らの曲線とLR04曲線を比較したところ、MIS17とMIS18の区間の同位体比の差は1.20%で、LR04(1.25%)と0.05%の差しか見られず、またこの区間の変動パターンは、ほとんど一致していた。以上から、LR04から求めた値に大きな問題はないと判断した。

自生炭酸塩沈殿時の海水の水温は、房総半島沖の現在の海水温度から推定した。既に述べたように、川谷の地層堆積時には、100 mを超える氷河性海水準変動が予測されているため、地層は水深50 mから200 m程度の外側陸棚環境で堆積したと推定される。産地2は海水準が上昇するMIS18.2と17.3のほぼ中間層準付近なので、堆積深度は外側陸棚の中間深度である水深125 mと仮定した。水温は日本海洋データセンター(J-DOSS)が2000年から2013年にかけて測定した房総半島沖(140°00'E~140°24'E, 34°36'N~35°00'N)154地点における水深125 mの水温を検討した([URL1])。測定水温は180回からなり、おおむね連続的な値であった。測定の最も少なかった月は12月で6回行われ、測定の最も多かった月は6月で22回であったので、季節による偏りはないと判断できる。水温が最も高かったのは2001年の9月に測定された22.02°C、最も低かったのは2005年の4月に測定された10.63°Cであった。この値を自生炭酸塩沈殿時の海水の水温範囲と仮定する。

2) 各炭酸塩種の酸素安定同位体比平衡値 以上の仮定から求めた海水の酸素安定同位体比(0.53~0.70%)と水温(10.63~22.02°C)の下で個々の炭酸塩種が沈殿した場合の酸素安定同位体平衡値の範囲(以下平衡値)を求めた。高Mgカルサイトについては、Mg含有量(mol%)によって値が異なるので、高Mgカルサイトの割合が全炭酸塩種に対して50%を超える3試料(Table 3: AC3-4, AC4-3, AC4-4)について平衡値を求めた。酸素安定同位体比のPDBとSMOW間の換算にはFriedman and O'Neil(1977)の式9を用いた。

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86 \quad (\text{式 } 9)$$

アラゴナイトの平衡値はKim et al.(2007)の式(式10.1, 10.2)で計算した結果、-0.43から2.18%となった。アラゴナイトについては、Grossman and Ku(1986)の式(式11)でも平衡値の計算を試みた。Grossman and Ku(1986)は、リン酸の反応温度に対する酸素安定同位体比の補正を行っていないので、彼らの実験のアラゴナイトの反応温度である50°Cと60°Cの中間の温度である55°Cを反応温度と仮定し、アラゴナイトの平衡値を求めた結果、-0.43から2.37%となり、Kim et al.(2007)とほぼ同様な値となった。高MgカルサイトはTarutani et al.(1969)とFriedman and O'Neil(1977)に基づく式(式12.1, 12.2)で計算した結

果、AC3-4(Mg mol%=13.77)で-0.02から2.77%、AC4-3(Mg mol%=14.81)で0.04から2.83%、AC4-4(Mg mol%=19.08)で0.30から3.09%となった。ドロマイトはVasconcelos et al.(2005)の式(式13.1, 13.2)で計算した結果、1.73から4.48%となった。なお、以下の式でTは絶対温度(K)である。

$$1000 \ln \alpha_{\text{Ara-Water}} = 17.88 \times 10^3 T^{-1} - 31.14 \quad (\text{式 } 10.1)$$

$$\ln \alpha_{\text{Ara-Water}} = \ln \left\{ \frac{(1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{Ara}})}{(1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{Water}})} \right\} \quad (\text{式 } 10.2)$$

$$T = 20.6 - 4.34 (\delta^{18}\text{O}_{\text{Ara}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Water}}) \quad (\text{式 } 11)$$

$$1000 \ln \alpha_{\text{HMC-Water}} = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 2.89 + 0.06 [\text{MgCO}_3] \quad (\text{式 } 12.1)$$

$$\ln \alpha_{\text{HMC-Water}} = \ln \left\{ \frac{(1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{HMC}})}{(1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{Water}})} \right\} \quad (\text{式 } 12.2)$$

$$1000 \ln \alpha_{\text{Dol-Water}} = 2.73 \times 10^6 T^{-2} + 0.26 \quad (\text{式 } 13.1)$$

$$\ln \alpha_{\text{Dol-Water}} = \ln \left\{ \frac{(1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{Dol}})}{(1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{Water}})} \right\} \quad (\text{式 } 13.2)$$

産地2の自生炭酸塩のうち、各炭酸塩種の割合が判明している炭酸塩の安定同位体比測定値と上で計算した各炭酸塩種の平衡値の範囲をFig. 8.2に示す。産地2の自生炭酸塩のうち、個々の炭酸塩種が90%以上を占める試料の酸素安定同位体比を平衡値と比較したところ、高MgカルサイトであるAC4-3(2.87%)とAC4-4(3.08%)は、最も同位体比の高い平衡値(それぞれ2.83%と3.09%)にほぼ一致した。ドロマイトは、おおむね平衡値に良く一致するが、ドロマイトの最も低い平衡値(1.73%)よりも0.41%低い値を示すAC3-5(1.32%)が存在する。一方、アラゴナイトは、0.61(AC3-2)から4.01%(AC6-1)の非常に広い変動幅を示し、特にAC6-1(4.01%)は、アラゴナイトの同位体平衡値の最も高い同位体比(2.18%)よりも1.83%重く、予測平衡値から著しく外れることが分かった。

3) 自生炭酸塩の酸素安定同位体比の解釈 メタン湧水場の自生炭酸塩の酸素安定同位体比は、陸水の湧水への混入、ガスハイドレートの生成あるいは分解水の混入、地下深部からの湧水、生物源炭酸塩の測定試料への混入にも影響される。

陸棚のような陸域に近い湧水場では、地下水となった陸水が湧水に混合することがある(Tsunogai et al., 1996 など)。陸水は著しく¹⁸Oに枯渇するため、陸水の影響下で沈殿した自生炭酸塩は負の異常を示すと考えられるが、川谷の自生炭酸塩には、予測した同位体平衡値からの負への偏在は認められないことから(Fig. 8.2)、大きな影響はなかったと考えられる。ガスハイドレートは、生成される際に¹⁸Oを選択的に取り込むことが知られており、生成過程の残留水は軽く、分解過程で生成される水は重くなり(Davidson et al., 1983; 松本, 2009 など)、これらがメタンと共に海底面に供給される可能性がある。海洋のガスハイドレートは水深400から500 m以深で安定することから(松本, 2009)、堆積深度が外側陸棚(水深約50~200 m)である川谷ではハイドレート由来の湧水の影響はなかったと考えられる。地下深部から供給される水は粘土鉱物の分解により酸素安定同位体比

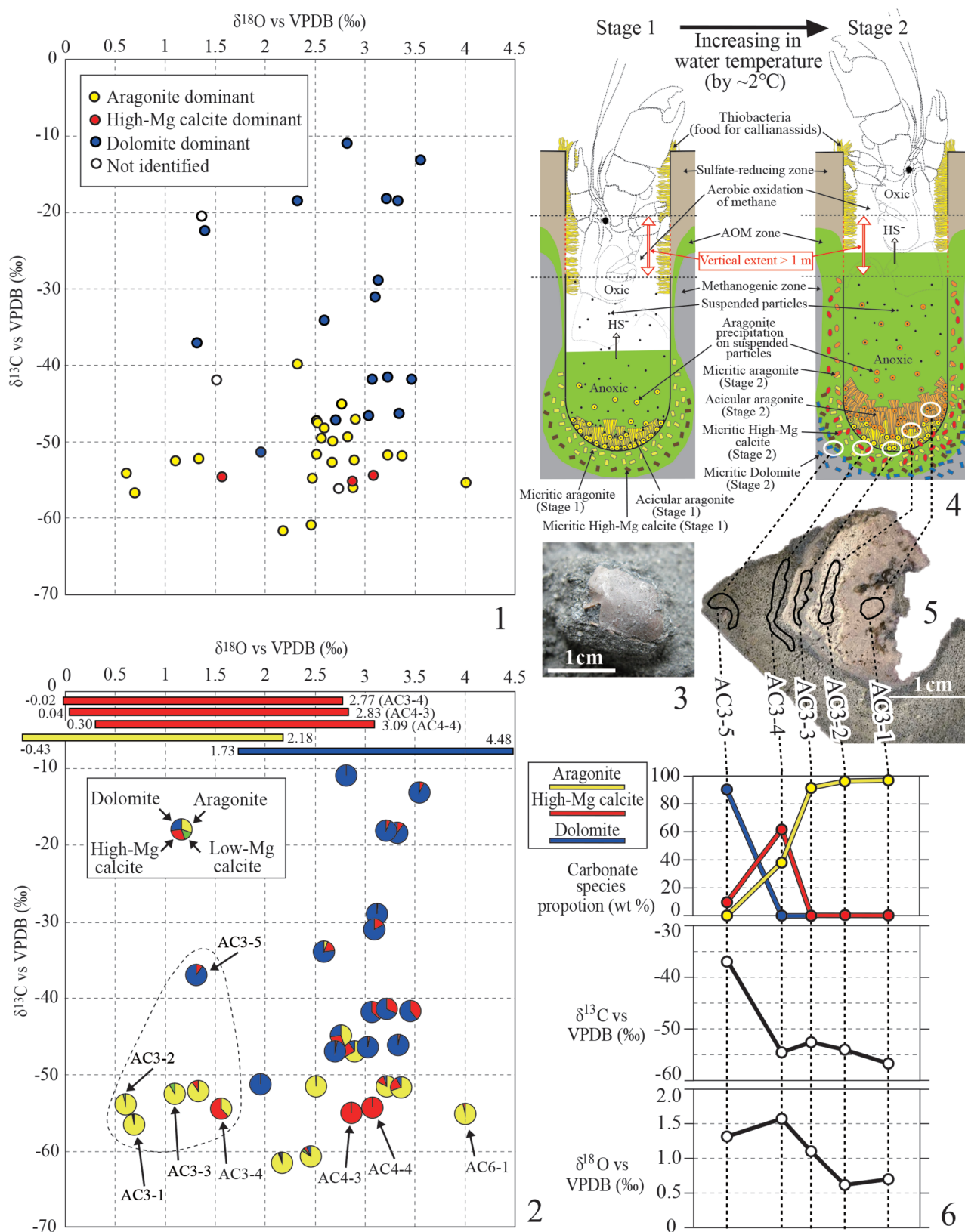


Fig. 8. $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ diagrams for authigenic carbonate (1, 2), a callinassid claw collected from Loc. 4 (3), and a model of the precipitation of burrow carbonate AC3 at Loc. 2 (4–6) (also see Figs. 6.4–6.11, location shown in Fig. 5.3). 1: All $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ data (Table 3). 2: $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ data for a 6-m-thick interval from 3 m below to 3 m above Ka2.3 (corresponding to the time interval 706–702 ka based on our age model) at Loc. 2. Horizontal bars represent $\delta^{18}\text{O}$ equilibrium ranges for high-Mg calcite (red), aragonite (yellow), and dolomite (blue) under the conditions of water temperature of 10.63–22.02°C and seawater $\delta^{18}\text{O}$ values of 0.53‰–0.70‰ SMOW. The water temperature was assumed based on present-day sea- →

が重くなることが知られている (Claypool and Kaplan, 1974). しかし、柿ノ木台層の下位の国本層には、透水性の良い厚い砂岩層が頻りに挟在し、川谷近傍に断層や背斜構造は報告されていないことから、地下深部からの湧水が、これらの砂岩層を超えて局所的に上昇することは考えにくい。また、有孔虫などの生物源炭酸塩の測定試料への混在も考慮する必要があるが (Pierre et al., 2017 など)、手法の章で述べたように自生炭酸塩試料採取時に、鏡下で生物源炭酸塩を可能な限り回避して採取しているため、大きな影響は考えにくい。

川谷の自生炭酸塩の酸素安定同位体比を考察する上で、間隙水の pH の変動の影響は無視できないと思われる。Zeebe (2001) は、理論化学的に pH が 1 下がると酸素安定同位体比が 1.42% 高い炭酸塩が沈殿するとした。また、狩野・奥村 (2011) は、pH が 1 上がると最大で -2% の同位体効果が炭酸塩鉱物種の酸素安定同位体比にあることをレビューした。この理由は、pH の値に対応して炭酸化学種 ($\text{CO}_{2\text{aq}}$, H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-}) の組成が変化し、それぞれの炭酸化学種間に一定の同位体分別が存在するためである。メタン湧水場では AOM (式 5) によりアルカリ度と pH が上昇する一方、生成した硫化水素イオンは嫌気環境下では鉄と反応してパイライトの前駆体である硫化鉄となり、間隙水の pH を低下させる (式 14)。また、生成した硫化水素イオンが溶存酸素に酸化されて硫酸イオンを生成する際にも水素イオンを放出するため pH は低下する (式 15)。Treude et al. (2005)

は、チリ沖の水深 797 から 2,746 m のメタン湧水場で、AOM 帯から海底面と深部に向かって間隙水の pH が最大で 0.5 程度低下することを示した。また、Luff et al. (2004) は、冷湧水場の間隙水組成変化のモデリングで、自生炭酸塩沈殿条件下で pH が 0.5 程度変動することを示した。AOM 帯周辺では同じ間隙水の酸素安定同位体比と水温でも沈殿する自生炭酸塩の酸素安定同位体比は一定の範囲で変動する可能性が pH の変動から示唆される。



湧水場の間隙水は pH とアルカリ度の上昇によって炭酸塩の沈殿を促進する一方、pH の局所的な低下などにより、炭酸塩の溶解が起こりうるという極めて複雑な間隙水環境からなる。川谷の自生炭酸塩には、パイライト、特にフランボイダルパイライト (framboidal pyrite) と呼ばれるパイライトの球状の集合体が頻りに観察され (Figs. 4.7, 6.3, 6.9, Fig. 6.6 の矢印)、炭酸塩中で溶解したと思われる有孔虫などの化石が普通に観察される。溶解した化石の多くは、ドロマイト中でカルサイトの貝殻が溶解している (Figs. 4.5, 4.6)、アラゴナイト針状結晶中で溶解したと思われる巻貝 (? 胎殻) と推定される鋳型化石は (Fig. 6.10)、間隙水環境の複雑な組成変化を示唆している。これらの事実は、貝殻の溶解を促進させる程度に pH などの間隙水組成が変化したことを示し、間隙水の pH 変動は、間隙水の同位体比と水温から求め

water temperatures off Boso Peninsula at a water depth of 125 m, corresponding to the paleobathymetry of the Kakinokidai Formation of the study area estimated from the molluscan fossils. The seawater $\delta^{18}\text{O}$ value was estimated from $\delta^{18}\text{O}$ values of the LR04 stack (Lisiecki and Raymo, 2005) for the age interval 706–702 ka with the assumption that the present-day seawater $\delta^{18}\text{O}$ value is 0‰ (SMOW). Data for high-Mg calcite are from three samples with Mg contents (mol%) of 13.77 (AC3-4), 14.81 (AC4-3), and 19.08 (AC4-4) (Table 3). 4–6: The process of burrow formation, including two stages of authigenic carbonate precipitation of AC3, is proposed as follows. 4: Stage 1. The Kawayatsu callianassids produced deep burrows (Fig. 4.3) penetrating the AOM zone and reaching the methanogenic zone, after which methane seeped into the burrows and AOM occurred in the deeper parts of the burrows. Acicular aragonite precipitated around suspended carbonate nuclei (e.g., from the dissolved gastropod protoconch in Fig. 6.10a–b) and sank to the bottoms of the burrows (Figs. 6.4, 6.7, 6.10a–b), forming geopetal-like structures (Figs. 6.5, 6.8) (AC3-3 in Fig. 8.5). During this stage, the water temperature is estimated to have been about 15°C on the basis of the AC3-3 aragonite oxygen isotope ratio of 1.10‰ (Table 3) and a seawater oxygen isotope ratio of 0.62‰ (SMOW), which represents the mean of the range 0.53‰–0.70‰ estimated above. A seawater oxygen isotope value of 0.62‰ (SMOW) is applied to all cases discussed below. In sediment surrounding the burrows, aragonite (AC3-4) precipitated near the burrow walls in acicular (Fig. 6.11) or micritic (AC3-4) form, and high-Mg calcite (AC3-5) precipitated outside the aragonite precipitates because of increasing phosphate ion concentrations resulting from organic matter decomposition. The supply of seawater from callianassid activity promoted AOM, resulting in increasing hydrogen sulfide ion concentrations in the burrows. Thiobacteria flourished in the shallower parts of the burrows, which were enriched in dissolved oxygen, generating a food supply for the callianassids. 4: Stage 2. Acicular aragonite precipitated in the bottoms of burrows, forming the upper part of the geopetal-like structures (AC3-1, AC3-2). The water temperature in stage 2 is assumed to have been about 17°C according to the AC3-1 aragonite oxygen isotope ratio of 0.69‰ (Table 3). High-Mg calcite precipitated in the basal parts of the acicular aragonite geopetal-like structures and in the matrix near burrow walls (AC3-4), over the acicular (Figs. 6.7, 6.11) and micritic aragonite of stage 1. AOM continued to be promoted by callianassid activity, resulting in a decrease in the concentration of sulfate ions in interstitial waters of the sediment and in the dolomite precipitates in the sediment (AC3-5). 6: Isotope ratios. We estimated $\delta^{18}\text{O}$ values for the stage 2 high-Mg calcite (AC3-4) and dolomite (AC3-5), assuming that $\delta^{18}\text{O}$ values for the stage 1 aragonite (AC3-4) and high-Mg calcite (AC3-5) were 1.10‰ and 1.95‰, respectively (i.e., the equilibrium values for a water temperature of 15°C). A mass balance calculation based on the sample data (Table 3: AC3-4 1.57‰ and AC3-5 1.32‰) yielded $\delta^{18}\text{O}$ values for AC3-4 high-Mg calcite and AC3-5 dolomite of 1.86‰ and 1.25‰, respectively. These are ~0.7‰ higher and ~1.7‰ lower than their respective stage 2 equilibrium values of 1.17‰ and 2.90‰ for a seawater temperature of 17°C. The discrepancy of 0.7‰ between the value determined by mass balance and the equilibrium values for the AC3-4 high-Mg calcite might reflect pH fluctuations in the interstitial waters expected at a seep site. However, the discrepancy for the AC3-5 dolomite (1.7‰) seems too large to be explained in this way.

られる平衡値とは異なる酸素安定同位体比を示す自生炭酸塩を沈殿させた可能性がある。

高 Mg カルサイトとドロマイトが卓越する試料の酸素安定同位体比は、川谷の地層堆積時に、現在の房総半島沖よりも同一深度での水温変動が数度大きかったか、あるいは一定範囲の pH の変動を仮定することで全ての同位体比を説明できるかもしれない。アラゴナイトの酸素安定同位体比も同様な説明が可能と思われるが、アラゴナイト 96.49% からなる AC6-1 は、平衡値から予測される水温よりも 8°C 程度低い 1.92°C (海水の同位体比 0.53%) あるいは 2.64°C (0.70%) の水温の間隙水から沈殿したことになり、現在の房総半島沖では水深 1100 m 以深 ([URL1]) で沈殿しないと説明ができない。このアラゴナイトの同位体比を pH の変動から説明するには、AC6-1 のアラゴナイトが他のアラゴナイトより pH が 1 以上低い間隙水から沈殿したと仮定する必要がある。

巣穴内部とその周囲の自生炭酸塩沈殿モデルと安定同位体比

川谷の自生炭酸塩は、巣穴内部とその周囲に沈殿したものが多く、産地 1 のトンネル内 (Figs. 4.1a, 4.1b)、産地 2 の東端の露頭 (Fig. 5.3)、産地 4 (Fig. 7) の自生炭酸塩の産状は、これらの例を示している。巣穴に関連する自生炭酸塩の沈殿過程を産地 2 の記載で詳しく述べた AC3 試料 (Fig. 8.5) の自生炭酸塩の産状、炭酸塩鉱物種 (Fig. 8.6)、電子顕微鏡観察 (Figs. 6.4~6.11)、安定同位体比 (Fig. 8.6) に基づき以下に考察する。考察は、スナモグリ類と湧水場などの関係についてまとめ、次いで自生炭酸塩の沈殿過程を考察し、最後に安定同位体比の解釈について議論する。

1. 湧水場に生息するスナモグリ類

露頭の巣穴内部と周囲の堆積物からは十脚甲殻類の爪化石 (Figs. 4.1a, 4.1b, 4.2, 7.9, 8.3) が産出し、少なくともその一部は、スナモグリ類 (callianassids) に同定される (Figs. 7.9, 8.3: 千葉県立中央博物館加藤久佳博士同定)。また、巣穴周辺の基質からは過去の湧水場から頻りに報告されている糞化石 *Palaxius* が産出する (Figs. 4.4a, 4.4b, 6.2)。これらの糞化石は Bromley (1990, fig. 5.18b) が図示したスナモグリ類の糞に良く似る。Peckmann et al. (2007) は、アメリカの始新世の湧水場から *Palaxius* とスナモグリ類に同定される爪化石とが共産することから、*Palaxius* は湧水に依存したスナモグリ類の糞であることを示唆した。

Martin and Haney (2005) は、熱水場や冷湧水場から産出する十脚甲殻類 125 種をリストし、スナモグリ類を含むアナジャコ下目 (Thalassinidea) は数種であるが、種数の少なさは、このグループが巣穴中に生息するため、採集が困難であることを理由に挙げた。Taviani et al. (2013) は、イタリア、シシリー島沖の水深 815 から 840 m のポックマークが多数発達し、自生炭酸塩が採集された海域から生きたスナモグリ類 (*Calliax* sp.) とスナモグリ類の爪部の抜殻が多産することを報告した。Karasawa (2011) は、北海道の白亜系から冷湧水性化学合成化石群集と共産するスナモグリ類化石 (*Callianassa hayanoi*) を報告した。これらの報告はスナ

モグリ類が冷湧水場に普通に産出することを示唆している。熱水場や冷湧水場から報告された十脚甲殻類には化学合成微生物を食する種 (*Rimicaris exoculata*) が存在する (Van Dover et al., 1988 など)。また、Bromley (1990) によるスナモグリ類を含むこのグループの総説によれば、一部の種は巣穴内部の著しい貧酸素状態に適応しており、巣穴内部で微生物を栽培し、それらを食料とすることが報告されている。

以上から、「川谷の柿ノ木台層の巣穴を作った生物はスナモグリ類、あるいはそれに近縁な種で、湧水場特有の環境に強く依存していた」、という仮定の基に以下の自生炭酸塩沈殿モデルを考察する。モデルは、自生炭酸塩の解釈上から便宜的に 2 つのステージに分け、各ステージのスナモグリ類の活動を示し、巣穴内部の海水と巣穴周囲の基質間隙水の組成変動から炭酸塩の沈殿過程を考察し、最後にそれぞれのステージで沈殿したアラゴナイトの酸素安定同位体比から推定した水温で、それぞれのステージで沈殿した高 Mg カルサイトとドロマイトの酸素安定同位体比が説明できるかを検証する。なお、ステージ 1 は、巣穴掘削直後の自生炭酸塩が沈殿しないと想定している段階を含み、ステージ 1 と 2 の自生炭酸塩の沈殿はスナモグリ類の巣穴内部での活動の結果、すなわちスナモグリ類が巣穴内部で生存している間に起きていることを想定している。自生炭酸塩の沈殿速度は想定が難しいが、一つの巣穴は数世代以上のスナモグリ類によって維持されたと考えている。

2. ステージ 1 (巣穴の掘削と巣穴内での嫌氣的メタン酸化の開始)

湧水場に生息するスナモグリ類は、メタン生成帯まで巣穴を掘り、巣穴に海水が供給される。露頭の観察から、この巣穴の深さは 1 m を超えていたと推定される。巣穴最深部の堆積物中にはメタンが存在していたので、巣穴壁面からメタンが染み出し、海水中の溶存酸素を使った好氣的メタン酸化 (式 16) が起きた。好氣的メタン酸化では、生成される CO₂ は水と反応して弱酸 (H₂CO₃) を生成する (式 17) (Peckmann et al., 2004)。また、溶存酸素は堆積物表層の有機物を分解し、pH を低下させることが知られている (Zabel and Hansen, 2002)。こうしたことから巣穴掘削直後の好気環境下では、自生炭酸塩の沈殿は起こらなかったと思われる。



好氣的メタン酸化は溶存酸素を消費し、巣穴深部を嫌気環境に変化させ、やがてメタンが海水中の硫酸イオンと反応して AOM が起こり始めた (式 5)。AOM は、巣穴深部の海水中および巣穴の壁面周囲の基質内で起き、水中の浮遊物、特に生物源炭酸塩を核として自生炭酸塩が沈殿を開始した。生成した自生炭酸塩は重力方向に沈下し、アラゴナイト針状結晶として成長した結果、炭酸塩から主になる *geopetal* 状構造を形成した (Fig. 8.5 の AC3-3)。Fig. 6.10 の溶解した貝殻は、こうした核の 1 つと考えられる。アラゴナイトは巣穴周囲の基質中でも空隙中の針状結晶あるいはミクライトとして沈殿した (AC3-4 のアラゴナイト)。これらのアラゴ

ナイトを沈殿させた海水は、底質上の海水の組成を比較的保持していた。すなわち、硫酸イオン濃度が高く、Mg : Ca イオン比が海水に近く(5.3 : 1)、10°C以上の海水温で(前章)、さらにAOMによりアルカリ度とpHが上昇していた(式5)。こうした海水からは、アラゴナイトがカルサイトに卓越して沈殿する(Busenbergl and Plummler, 1985; Burton and Walter, 1987; Morse et al., 1997など)。

アラゴナイトのgeopetal状構造周囲の基質深部では、高Mgカルサイトの沈殿が起きた(AC3-5の高Mgカルサイト)。基質中では、硫酸還元細菌などにより有機物が分解され(式6)、リン酸イオンなどの有機物分解生成物が間隙水に溶け込む。リン酸イオンなどはアラゴナイトの沈殿阻害要因となり(Berner et al., 1978; Walter, 1986)、高Mgカルサイトの沈殿を促進する。

巣穴上部の好気環境下では、主に巣穴深部で生成された硫化水素イオンの濃度上昇によって硫黄酸化細菌などの微生物が巣穴壁上に繁茂し、スナモグリ類はこれらを主要な食物としていた。スナモグリ類は巣穴内部の海水を適切に攪拌し、硫酸イオンを巣穴深部に供給することによってAOMを促進させる一方、巣穴深部で生成した硫化水素イオンを巣穴浅部に供給し、これらの微生物の生育に適した環境を巣穴中に形成した。この攪拌は、スナモグリ類が巣穴深部の巣穴のメンテナンスを行う際の酸素の供給にも有効だったと思われる。さらに自生炭酸塩の沈殿に必要な海水中のCa²⁺やMg²⁺などの金属イオンを巣穴深部に供給したであろう。このステージの巣穴の状態を示した概念図をFig. 8.4のStage 1に示した。なお、Fig. 8.4の2つのステージの概念図は巣穴浅部と深部の中間区間1m以上を極端に短縮して描いている(赤で表記)ことに注意されたい。

3. ステージ2(海水の基質深部への浸透によるAOM帯の拡大)

ステージ1と同様、巣穴上部の好気環境下では、スナモグリ類は硫黄酸化細菌などの微生物を主要な食物とし、巣穴内部の海水を適切に攪拌して硫酸イオンを含む新鮮な海水を巣穴深部に供給し、AOMを促進させていた。

巣穴深部の海水中ではアラゴナイトの沈殿と沈下が継続的に続きgeopetal状構造を形成する一方(AC3-1)、基質中では硫酸イオンなどによる有機物分解によって生成するリン酸イオンなどの分解生成物の濃度が更に上昇し、高Mgカルサイトが巣穴の基質浅部でも沈殿した。これらの高Mgカルサイトは、ステージ1で沈殿したアラゴナイトと巣穴壁の基質直下(AC3-4, Fig. 6.11)、あるいは巣穴壁直上のステージ1で沈殿したアラゴナイト中で沈殿し(Fig. 6.7)、ステージ1のアラゴナイト針状結晶を覆う菱面体結晶として観察される。なお、電子顕微鏡写真で確認された巣穴中の針状アラゴナイトを覆うように沈殿した高Mgカルサイト(Fig. 6.7)はAC3-3のXRDデータでは検出できていない。この理由として、高Mgカルサイトの量が微量で検出されなかったか、あるいはFig. 6.8とFig. 8.5の巣穴断面は切断箇所が異なるので、切断した場所の違いを反映した可能性などが考えられる。

基質中の硫酸イオンはAOMと有機物分解で消費され、巣穴壁面から離れるに従って急激に枯渇し、その結果、AC3-5のドロマイトが沈殿した。ドロマイトは、AOM帯最下部あるいはそれ以深で想定される間隙水状態、すなわち硫酸イオンが枯渇し、硫酸マグネシウムから電離したMgイオン濃度が高くなり、さらに硫酸還元細菌やメタン生成古細菌などの微生物活動が活発な有機物含有量の多い堆積物中で沈殿する(Mazzullo, 2000など)。AC3試料を採取した露頭(Fig. 5.3)のドロマイトの中には炭素安定同位体比が-10.96‰という周囲の自生炭酸塩と比較して、相対的に高い同位体比を示すものがある(Table 3 : AC3-4)。この値はAOMが起こっていた巣穴周囲の基質深部で、メタン発酵による有機物分解(式7)やCO₂還元(式8)によるメタン生成が行われていたことを示唆する。これらの反応はAOM帯直下で最も活発に行われ(Claypool et al., 2006)、重いDICを生成する。ドロマイトは硫酸イオンの枯渇が沈殿要因としたが、Wang et al.(2016)は、硫酸イオンの存在は通常の海水温度ではドロマイトの沈殿阻害要因ではないとしている。しかし、川谷のドロマイトは、硫酸イオンが枯渇するメタン生成域を示唆する高い炭素安定同位体比を示すものが存在することから、ドロマイトの沈殿領域はAOM帯近傍からメタン生成帯とした。

ステージ2では活発なAOMの結果、硫化水素イオンは鉄イオンと反応して基質中でパイライトを沈殿させ(Figs. 6.6, 6.9)pHを低下させた(式14)。pHの低下や間隙水組成の変化は、有孔虫や軟体動物の貝殻を溶解することがあった(Figs. 6.10a, 6.10b)。このステージの巣穴の状態を示した概念図をFig. 8.4のStage 2に示した。自生炭酸塩の沈殿は、このステージで終息したと想定している。スナモグリ類が巣穴を放棄し、堆積が進んで巣穴が閉塞した後は、再びメタン生成帯に戻り、この深度でのAOMも終息するので、自生炭酸塩の沈殿を促進するアルカリ度やpHの上昇や、沈殿に必要なCa²⁺やMg²⁺などの金属イオンの供給も限定的になるはずだからである。

4. 安定同位体比の解釈

1)炭素安定同位体比 AC3-1からAC3-4の炭素安定同位体比が非常に低いのは(Fig. 8.6)、これらの自生炭酸塩がAOM帯で沈殿したからである。AC3-4からAC3-5にかけて炭素安定同位体比が高くなるのは、AOM帯周辺からメタン生成帯近傍で沈殿したステージ2のドロマイト(AC3-5)の高い炭素安定同位体比を反映した結果である。

2)酸素安定同位体比 AC3試料の酸素安定同位体比の変動を、ステージ1からステージ2にかけて水温が上昇したと仮定して説明を試みる。水温の上昇を仮定したのは、ほぼアラゴナイト100%からなるAC3-3(geopetal状構造の下層)からAC3-1(geopetal状構造の上層)にかけて、酸素安定同位体比が低くなる傾向を示すからである(Fig. 8.6)。なお、以下では、間隙水の酸素安定同位体比を年代モデルから推定した0.70から0.53‰(SMOW)の平均値である0.62‰として計算を行った。式10からAC3-3のアラゴナイトは15.14°C(ステージ1)、AC3-1のアラゴナイトは17.06°C

(ステージ2)で沈殿したことになり、ステージ1から2にかけて約2°Cの水温上昇が想定される。以上で求めたステージ1と2の水温を基に、AC3-4とAC3-5の酸素安定同位体比が上記のモデルで説明できるかを以下に検証する。

モデルから、ステージ1のアラゴナイト(AC3-3とAC3-4)と高Mgカルサイト(AC3-5)は15.14°Cで沈殿したとし、ステージ2のアラゴナイト(AC3-1)、高Mgカルサイト(AC3-4)、ドロマイト(AC3-5)は17.06°Cで沈殿したとする。以下では、炭酸塩種混合試料(AC3-4, AC3-5)のステージ1の自生炭酸塩(AC3-4のアラゴナイト, AC3-5の高Mgカルサイト)が、15.14°Cで沈殿したとして酸素安定同位体比を決定し、ステージ2の自生炭酸塩(AC3-4の高Mgカルサイト, AC3-5のドロマイト)の酸素安定同位体比がステージ2の水温(17.06°C)で説明できるかを検証する。検証で使用したマスバランス計算式(式18; Pierre et al., 2017)は以下である。

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{試料}} = A_{\text{炭酸塩}} \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{A炭酸塩}}) + B_{\text{炭酸塩}} \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{B炭酸塩}}) \quad (\text{式 } 18.1)$$

$$A_{\text{炭酸塩}} + B_{\text{炭酸塩}} = 1 \quad (\text{式 } 18.2)$$

上記の水温の仮定から、AC3-4のアラゴナイトはステージ1の水温(15.14°C)で沈殿したことになるので、酸素安定同位体比は、AC3-3のアラゴナイト(1.10%)と同じと仮定する。AC3-4の酸素安定同位体比測定値(1.57% : Table 3)からマスバランス計算(アラゴナイト 38.16 weight%, 高Mgカルサイト 61.84 weight% : Table 3)に基づいて高Mgカルサイトの酸素安定同位体比を求めた結果、1.86%となった。AC3-4の高Mgカルサイト(Mg mol%=13.77)のステージ2の水温(17.06°C)での同位体平衡値は、式12から1.17%となり、マスバランス計算によって求めた高Mgカルサイトの酸素安定同位体比1.86%よりも0.7%ほど軽い値となった。この結果からモデルの水温だけでは同位体比を説明できないことが分かった。

ステージ1で沈殿したと仮定したAC3-5の高Mgカルサイト(Mg mol%=19.41)の酸素安定同位体比を、ステージ1の水温(15.14°C)で沈殿したとし、式12から同位体平衡値を求めると、1.95%となった。この値をAC3-5の高Mgカルサイトの酸素安定同位体比と仮定する。この値をAC3-5の酸素安定同位体比測定値(1.32% : Table 3)からマスバランス計算(高Mgカルサイト 9.81 weight%, ドロマイト 90.19 weight% : Table 3)に基づいてドロマイトの酸素安定同位体比を求めると、1.25%となった。ドロマイトのステージ2の水温(17.06°C)での同位体平衡値は、式13から2.90%となり、マスバランス計算から求められた同位体比(1.25%)よりも1.7%ほど重い値となり、モデルの水温だけでは同位体比を説明できないことが分かった。

湧水場では沈殿水のpHの変動が自生炭酸塩の酸素安定同位体比に一定の影響を与えた可能性が高い。既に述べたように、Treude et al.(2005)は、AOM帯から海底面と深部に向かって間隙水のpHが最大で0.5程度低下することを示した。AC3-4の高Mgカルサイトのマスバランス計算によ

る酸素安定同位体比(1.86%)は、ステージ2の水温(17.06°C)との平衡値(1.17%)よりも0.7%ほど重い値となった。この差は高MgカルサイトがAOM帯周辺のpHが低下した(沈殿する炭酸塩の酸素安定同位体比が重くなる : Zeebe, 2001; 狩野・奥村, 2011)間隙水環境で沈殿したと仮定すると説明が可能かもしれない。一方、AC3-5のドロマイトは、マスバランス計算から1.25%の安定同位体比を持つと予測され、ステージ2の水温(17.06°C)との平衡値(2.90%)よりも1.7%程度軽くなった。したがって、AOM帯の周辺からメタン生成帯にかけてドロマイトが沈殿した(pHが相対的に低くなる : 沈殿する炭酸塩の酸素安定同位体比は重くなる)とすると、pH変動からの予測とは逆になり、試料の酸素安定同位体比を説明することができない。AC3-5は、炭素安定同位体比が低く(-37.05%)メタン酸化の一定の影響下で沈殿したことは確実で、この試料だけがAC3の他の試料とは異なる時代に沈殿したり、沈殿時の埋積深度が著しく大きかったとは考えにくく今の所合理的な説明ができない。

一方、ドロマイトの平衡式に使用した Vasconcelos et al.(2005)が生成したとするドロマイト(Mg含有量は不明)にd015ピークが見られないことから、式の根拠となった合成試料はドロマイト(カルシアンドロマイト)ではなくて超高Mgカルサイト(very high Mg calcite)ではないかという指摘がある(Gregg et al., 2015)。高MgカルサイトにはMg mol%が50%を超えるものが知られている(Kocurko, 1986など)。自生炭酸塩ドロマイトの酸素安定同位体比と水温との平衡式は未だ確立していない可能性がある。著者らは、川谷の巣穴と湧水の関係について研究を継続している。AC3-5のドロマイトの酸素安定同位体比の問題点も含め、上記モデルの妥当性の検証は、他の巣穴の解析も含め、今後の課題としたい。

謝 辞

本研究を進めるに当たり、以下の方々および関係機関から多大のご支援を頂いた。千葉県立中央博物館の加藤久佳博士は甲殻類化石の同定と原稿に有益なコメントを下さり、茨城工業高等専門学校西田 梢博士は自生炭酸塩および有孔虫の安定同位体比の解釈について重要なコメントを下さった。また、2名の査読者の方からは極めて建設的なコメントを頂き、論文の内容が著しく改善された。静岡大学の森下 祐一博士と新潟大学のマドスーダン サテイッシュ クマール博士は静岡大学理学部の質量分析計の測定データの閲覧にご便宜を下さった。横浜国立大学の菊池知彦博士は湧水域の十脚甲殻類の文献についてご教示下さり、下出信次博士は、房総半島沖の水温変動について情報を下さった。明治コンサルタント(株)および、同社の赤松 太氏は、ボーリングコア採取に当たり、献身的にご協力を下さった。本研究は横浜国立大学環境情報学府に提出された修士論文と同大学教育人間科学部地球環境課程に提出された卒業論文をまとめたものである。これらの研究は、著者らの同輩諸氏のご支援なくしては成り立たなかった。以下に記して感謝いたします。荒井 悠氏、

石田裕之氏, 泉水友裕氏, 市川智大氏, 市村俊樹氏, 井上信嗣氏, 大河内直彦博士, 大河原にい菜博士, 大竹望氏, 岡田明莉氏, 恩田大学氏, 海生絵里氏, 加藤和浩博士, 金子央氏, 鴨志田健伍氏, 川口純氏, 菅野健氏, 甲田篤郎氏, 小金由佳氏, 小島嵩大氏, 小長谷美沙氏, 佐藤瑞穂氏, ジェンキンズ ロバート博士, 柴崎琢自氏, 柴田知則氏, 神保幸則氏, 關明日香氏, 瀬戸大暉博士, 高橋正樹氏, 田口公則氏, 田辺和泰氏, 玉井風史氏, 樽創博士, 坪井美里氏, 辻健太氏, 中島礼博士, 中谷是崇氏, 長浜千展氏, 中村章子氏, 南條雄大氏, 西垣寛人氏, 浜名徳明氏, 福岡大知氏, 福原健氏, 古澤明輝氏, 前田正雄氏, 三宅由樹氏, 彌勒祥一氏, 森山達哉氏, 諸隈暁俊氏, 湯田夏菜子氏, 吉岡七海氏, 渡部彩氏, 竹虎製薬(株)川谷工場におかれましては, 構内でのボーリング調査(コアC1)を, また, 川谷在住の山田哲也様には所有地でのボーリング調査(コアC2)を許可下さり, 調査に当たって様々なご便宜を下さいました。本研究で使用されたコアと各試料は神奈川県立生命の星・地球博物館に所蔵される。試料の所蔵をご許可下さった同館平田大二館長に心から感謝いたします。本研究には, 日本学術振興会科学研究補助金(基盤研究A: 課題番号16204041, 基盤研究B: 課題番号20403015), 横浜国立大学「環境情報研究院共同研究推進プログラム」, 横浜国立大学統合的海洋教育・研究センター「共同研究プロジェクト」の経費を使用させて頂いた。

文 献

- Bahr, A., Pape, T., Bohrmann, G., Mazzini, A., Haeckel, M., Reitz, A. and Ivanov, M., 2009, Authigenic carbonate precipitates from the NE Black Sea: a mineralogical, geochemical, and lipid biomarker study. *Int. J. Earth Sci.*, **98**, 677–695.
- Berner, R. A., Westrich, J. T., Graber, R., Smith, J. and Martens, C. S., 1978, Inhibition of aragonite precipitation from supersaturated seawater: a laboratory and field study. *Am. J. Sci.*, **278**, 816–837.
- Bintanja, R., van de Wal, R. S. and Oerlemans, J., 2005, Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature*, **437**, 125–128.
- Bromley, R. G., 1990, *Trace Fossils: Biology and Taphonomy*. Unwin Hyman, London, 280p.
- Burton, E. A. and Walter, L. M., 1987, Relative precipitation rates of aragonite and Mg calcite from seawater: Temperature or carbonate ion control? *Geology*, **15**, 111–114.
- Busenberg, E. and Plummer, N. L., 1985, Kinetic and thermodynamic factors controlling the distribution of SO_4^{2-} and Na^+ in calcites and selected aragonites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 713–725.
- 千葉県自然誌資料調査会, 1988, 上総層群上部鍵層集(1987年版). 千葉県教育委員会, 145p. [Chiba-ken Natural History Material Investigating Committee, 1988, *Catalog of Key Beds in the Upper Part of Kazusa Group, 1987 Edition*. Chiba Prefectural Board of Education, 145p.]*
- Chinzei, K., Fujioka, K., Kitazato, H., Koizumi, I., Oba, T., Oda, M.,...Tanimura, Y., 1987, Postglacial environmental change of the Pacific Ocean off the coasts of central Japan. *Mar. Micropaleontol.*, **11**, 273–291.
- Claypool, G. E. and Kaplan, I. R., 1974, The origin and distribution of methane in marine sediments. In Kaplan, I. R., ed., *Natural Gases in Marine Sediments*, Plenum Press, 99–139.
- Claypool, G. E., Milkov, A. V., Lee, Y.-J., Torres, M. E., Borowski, W. S. and Tomaru, H., 2006, Microbial methane generation and gas transport in shallow sediments of an accretionary complex, southern hydrate ridge (ODP leg 204), offshore Oregon, USA. In Tréhu, A. M., Bohrmann, G., Torres, M. E. and Colwell, F. S., eds., *Proc. ODP, Sci. Results*, **204**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1–52.
- Claypool, G. E. and Threlkeld, C. N., 1983, Anoxic diagenesis and methane generation in sediments of the Blake Outer Ridge, Deep Sea Drilling Project Site 533, Leg 76. In Sheridan, R. E. et al., eds., *Init. Rep. DSDP*, **76**, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 391–402.
- Davidson, D. W., Leaist, D. G. and Hesse, R., 1983, Oxygen-18 enrichment in the water of a clathrate hydrate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 2293–2295.
- Dickson, T., 1990, Carbonate mineralogy and chemistry. In Tucker, M. P. and Wright, V. P., eds., *Carbonate Sedimentology*, Blackwell Scientific Publ., Oxford London, 284–313.
- Elderfield, H., Ferretti, P., Greaves, M., Crowhurst, S., McCave, I. N., Hodell, D. and Piotrowski, A. M., 2012, Evolution of ocean temperature and ice volume through the mid-Pleistocene climate transition. *Science*, **337**, 704–709.
- Friedman, I. and O'Neil, J. R., 1977, Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In Fleischer, M., ed., *Chapter KK. Data in Geochemistry, Sixth Edition*, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 440-KK, Washington.
- 藤倉克則・奥谷喬司・丸山正 編著, 2008, 潜水調査船が観た深海生物—深海生物研究の現在. 東海大学出版会, 512p. [Fujikura, K., Okutani, T. and Maruyama, T., eds., 2008, *Deep-sea Life – Biological Observations Using Research Submersibles*. Tokai Univ. Press, 512p.]
- Gregg, J. M., Bish, D. L., Kaczmarek, S. E. and Machel, H. G., 2015, Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: A review. *Sedimentology*, **62**, 1749–1769.
- Grossman, E. L. and Ku, T.-L., 1986, Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: Temperature effects. *Chem. Geol.*, **59**, 59–74.
- Han, X., Suess, E., Sahling, H. and Wallmann, K., 2004, Fluid venting activity on the Costa Rica margin: new results from authigenic carbonates. *Int. J. Earth Sci.*, **93**, 596–611.
- Heiken, G. and Wohletz, K. H., 1985, *Volcanic Ash*. Univ. California Press, Berkeley, 245p.
- Hoef, J., 2004, *Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 244p.
- Horikawa, K. and Ito, M., 2004, Long-term ENSO-like events represented in the Middle Pleistocene shelf successions, Boso Peninsula, Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **203**, 239–251.
- Ito, M. and Horikawa, K., 2000, Millennial- to decadal-scale fluctuation in the paleo-Kuroshio Current documented in the Middle Pleistocene shelf succession on the Boso Peninsula, Japan. *Sediment. Geol.*, **137**, 1–8.
- Ito, M. and Katsura, Y., 1992, Inferred glacio-eustatic control for high-frequency depositional sequences of the Plio-Pleistocene Kazusa Group, a forearc basin fill in Boso Peninsula, Japan. *Sediment. Geol.*, **80**, 67–75.
- Ito, M., Nishikawa, T. and Sugimoto, H., 1999, Tectonic control of high-frequency depositional sequences with durations shorter than Milankovitch cyclicity: An example from the Pleistocene paleo-Tokyo Bay, Japan. *Geology*, **27**, 763–766.
- Judd, A. and Hovland, M., 2007, *Seabed Fluid Flow: Impact on Geology, Biology, and the Marine Environment*. Cambridge Univ. Press., Cambridge, 475p.

- 狩野彰宏・奥村知世, 2011, 研究ノート 炭酸塩と水の酸素同位体分別に関する非温度依存. 比較社会文化, 九州大学大学院比較社会文化研究科紀要, **17**, 85–93. [Kano, A. and Okumura, T., 2011, Temperature-independency in oxygen isotopic fractionation between carbonate and water. *Bull. Grad. Sch. Social and Cultural Stud., Kyushu Univ.*, **17**, 85–93.]
- Karasawa, H., 2011, New axiidean Decapoda from the Albian (Lower Cretaceous) chemosynthetic community of Hokkaido, Japan. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, **37**, 27–29.
- 河井興三, 1952, 茂原ガス田西方周辺地域(茂原～鶴舞地域)の地質及び天然ガス. 石技誌, **17**, 1–21. [Kawai, K., 1952, On natural gas geology of the western end area of the Mobarra Gas Field, Chiba Prefecture. *J. Japan. Assoc. Pet. Technol.*, **17**, 1–21.]
- Kennett, J. P., Cannariato, K. G., Hendy, I. L. and Behl, R. J., 2003, *Methane Hydrates in Quaternary Climate Change: the Clathrate Gun Hypothesis*. American Geophysical Union, Washington, D.C., 216p.
- Kim, S. T., O'Neil, J. R., Hillaire-Marcel, C. and Mucci, A., 2007, Oxygen isotope fractionation between synthetic aragonite and water: Influence of temperature and Mg²⁺ concentration. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **71**, 4704–4715.
- Kitazaki, T. and Majima, R., 2003, A slope to outer-shelf cold-seep assemblage in the Plio-Pleistocene Kazuza Group, Pacific side of central Japan. *Paleont. Res.*, **7**, 279–296.
- Kitazato, H., 1997, Paleogeographic changes in central Honshu, Japan, during the late Cenozoic in relation to the collision of the Izu-Ogasawara Arc with the Honshu Arc. *Isl. Arc*, **6**, 144–157.
- Kocurko, M. J., 1986, Interaction of organic matter and crystallization of high magnesium calcite south Louisiana. In Gautier, D. L., ed., *Roles of Organic Matter in Sediment Diagenesis*, SEPM Spec. Publ., **38**, 13–21.
- Kojima, S., 2002, Deep-sea chemoautotrophy-based communities in the Northwestern Pacific. *J. Oceanogr.*, **58**, 343–363.
- 小松原 琢, 2015, 久留里～大多喜間の地質調査. 田中裕一郎編, 平成26年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, **68**, 27–38. [Komatsubara, T., 2015, Preliminary geological map around Kururi and Ootaki areas, Boso Peninsula, Central Japan. In Tanaka, Y., ed., *Annual Report of Investigations on Geology and Active Faults in the Coastal Zone of Japan (FY2014)*, GSJ Interim Rep., **68**, 27–38.]
- Kondo, Y., Matsui, S. and Chinzei, K., 1992, Taphonomy and paleoecology of the Pleistocene molluscs in the Boso Peninsula. *29th International Geological Congress, Field Trip Guide Book B22*, Geol. Surv. Japan, Tsukuba, 99–108.
- Krüger, M. and Treude, T., 2005, New insights into the physiology and regulation of the anaerobic oxidation of methane. In Gadd, G. M., Semple, K. T. and Lappin-Scott, H. M., eds., *Micro-organisms and Earth Systems: Advance in Geomicrobiology*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 303–320.
- Lein, A., 2004, Authigenic carbonate formation in the ocean. *Lithol. Min. Resour.*, **39**, 1–30.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E., 2005, A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, **20**, 1003, doi: 10.1029/2004PA001071.
- Luff, R., Wallmann, K. and Aloisi, G., 2004, Numerical modeling of carbonate crust formation at cold vent sites: significance for fluid and methane budgets and chemosynthetic biological communities. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **221**, 337–353.
- Lumsden, D. N., 1979, Discrepancy between thin-section and X-ray estimates of dolomite in limestone. *J. Sediment. Res.*, **49**, 429–436.
- 町田 洋, 2003, 海面変化史. 町田 洋・大場忠道・小野 昭・山崎晴雄・河村善也・百原 新編著, 第四紀学, 朝倉書店, 147–152. [Machida, H., 2003, History of sea-level changes. In Machida, H., et al., eds., *Quaternary Research, Asakura Publ.*, 147–152.]*
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫, 1980, 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年—テフラによる一つの試み—. 第四紀研究, **19**, 233–261. [Machida, H., Arai, F. and Sugihara, S., 1980, Tephrochronological study on the middle Pleistocene deposits in the Kanto and Kinki districts, Japan. *Quatern. Res. (Daiyoki-Kenkyu)*, **19**, 233–261.]
- Magalhães, V. H., Pinheiro, L. M., Ivano, M. K., Kozlova, E., Blinova, V., Kolganova, J.,... Somoza, L., 2012, Formation processes of methane-derived authigenic carbonates from the Gulf of Cadiz. *Sediment. Geol.*, **243-244**, 155–168.
- Majima, R., Nobuhara, T. and Kitazaki, T., 2005, Review of fossil chemosynthetic assemblages in Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **227**, 86–123.
- 間嶋隆一・柴田知則・田口公則・斉藤 哲・和田秀樹, 2005a, 宮崎層群高鍋層(鮮新統)の冷湧水性化石群集の新露頭. 化石, **78**, 1–2 (口絵). [Majima, R., Shibata, T., Taguchi, K., Saito, S. and Wada, H., 2005a, A new exposure of a cold-seep assemblage of the Pliocene Takanabe Formation, Miyazaki Group. *Fossils*, **78**, 1–2 (pictorial).]
- 間嶋隆一・柴田知則・田口公則・斉藤 哲・和田秀樹, 2005b, 宮崎層群高鍋層(鮮新統)の冷湧水性化石群集に関する新知見. 化石, **78**, 59–63. [Majima, R., Shibata, T., Taguchi, K., Saito, S. and Wada, H., 2005b, New knowledge of a cold-seep assemblage in the Pliocene Takanabe Formation, Miyazaki Group. *Fossils*, **78**, 59–63.]
- Martin, J. W. and Haney, T. A., 2005, Decapod crustaceans from hydrothermal vents and cold seeps: a review through 2005. *Zool. J. Linn. Soc.*, **145**, 445–522.
- 増田富士雄, 1975, 酸素同位体比法による古水温の推定. 地学雑, **84**, 32–54. [Masuda, F., 1975, Determination of paleotemperature by the oxygen isotope analysis. *J. Geogr. (Chigaku Zasshi)*, **84**, 32–54.]
- 松居誠一郎・磯 政道, 1990, 成長線からみた深海相中の共生的二枚貝の生態(予察). 日本古生物学会第139回例会講演予稿集, 23. [Matsui, S. and Iso, M., 1990, Preliminary note on the ecology of symbiotic bivalves in deep sea facies as viewed from the growth line. *139th Regular Meet. Palaeont. Soc. Japan, Abstr.*, 23.]*
- 松本 良, 2009, 総説 メタンハイドレート—海底下に氷状巨大炭素リザーバー発見のインパクト—. 地学雑, **118**, 7–42. [Matsumoto, R., 2009, Overview of gas hydrate: Impact of the discovery of a large ice-like carbon reservoir under the seafloor. *J. Geogr. (Chigaku Zasshi)*, **118**, 7–42.]
- Mazzullo, S. J., 2000, Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. *J. Sediment. Res.*, **70**, 10–23.
- 三梨 昂・安国 昇・品田芳二郎, 1959, 千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序—養老川・小櫃川流域地質調査報告—. 地調月報, **10**, 83–98. [Mitsunashi, T., Yasukuni, N. and Shinada, Y., 1959, Stratigraphical section of the Kazusa Group along the shores of the rivers Yoro and Obitsu. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **10**, 83–98.]
- Morse, J. W., Wang, Q. and Tsio, M. Y., 1997, Influences of temperature and Mg: Ca ratio on CaCO₃ precipitations from seawater. *Geology*, **25**, 85–87.
- Nachr, T. H., Eichhubl, P., Orphan, V. J., Hovland, M., Paull, C. K., Ussler III, W.,...Greene, H. G., 2007, Authigenic carbonate formation at hydrocarbon seeps in continental margin sediments: A comparative study. *Deep Sea Res. II*, **54**, 1268–1291.
- Nachr, T. H., Rodriguez, N. M., Bohrmann, G., Paull, C. K. and Botz, R., 2000, Methane-derived authigenic carbonates associated with gas hydrate decomposition and fluid venting above the Blake ridge diapir. In Paull, C. K., Matsumoto, R., Wallace, P. J. and Dillon, W. P., eds., *Proc. ODP, Sci. Results*, **164**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 285–300.

- 長井洋一・和田秀樹, 1993, 微量ドロマイト試料同位体測定法の開発と応用. 静岡大学地球科学研報, **19**, 25–34. [Nagai, Y. and Wada, H., 1993, Development and applications of micro-scale isotopic analyses for metamorphic dolomites. *Geosci. Rep. Shizuoka Univ.*, **19**, 25–34.]
- 中山尚美・増田富士雄, 1987, 房総半島, 更新統上総層群市宿層の海流堆積相. 地質雑, **93**, 833–845. [Nakayama, N. and Masuda, F., 1987, Ocean current-controlled sedimentary facies of the Pleistocene Ichijiku Formation, Kazusa Group, Boso Peninsula. *J. Geol. Soc. Japan*, **93**, 833–845.]
- 七山 太・中里裕臣・大井信三・中島 礼, 2016, 茂原地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅, 産総研地質調査総合センター), 101p. [Nanayama, F., Nakazato, H., Ooi, S. and Nakashima, R., 2016, *Geology of the Mobar District. Quadrangle Series, 1: 50,000*, Geol. Surv. Japan, AIST, 101p.]
- Nozaki, A., Majima, R., Kameo, K., Sakai, S., Kouda, A., Kawagata, S.,...Kitazato, H., 2014, Geology and age model of the Lower Pleistocene Nojima, Ofuna, and Koshiba Formations of the middle Kazusa Group, a forearc basin-fill sequence on the Miura Peninsula, the Pacific side of central Japan. *Isl. Arc*, **23**, 157–179.
- Oba, T., Irino, T., Yamamoto, M., Murayama, M., Takamura, A. and Aoki, K., 2006, Paleoclimatographic change off central Japan since the last 144,000 years based on high-resolution oxygen and carbon isotope records. *Global Planet. Change*, **53**, 5–20.
- Oda, M., Chiyonobu, S., Torii, M., Otomo, T., Morimoto, J., Satou, Y.,...Tominaga, O., 2011, Integrated magnetobiochronology of the Pliocene–Pleistocene Miyazaki succession, southern Kyushu, southwest Japan: Implications for an Early Pleistocene hiatus and defining the base of the Gelasian (P/P boundary type section) in Japan. *J. Asian Earth Sci.*, **40**, 84–97.
- Okada, M. and Niitsuma, N., 1989, Detailed paleomagnetic records during the Brunhes-Matuyama geomagnetic reversal, and a direct determination of depth lag for magnetization in marine sediments. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **56**, 133–150.
- Peckmann, J., Senowbari-Daryan, B., Birgel, D. and Goedert, J. L., 2007, The crustacean ichnofossil *Palaxius* associated with callianassid body fossils in an Eocene methane-seep limestone, Humptulips Formation, Olympic Peninsula, Washington. *Lethaia*, **40**, 273–280.
- Peckmann, J., Thiel, V., Michaelis, W., Clari, P., Gaillard, C., Martire, L. and Reitner, J., 1999, Cold seep deposits of Beauvoisin (Oxfordian; southeastern France) and Marmorito (Miocene; northern Italy): microbially induced authigenic carbonates. *Int. J. Earth Sci.*, **88**, 60–75.
- Peckmann, J., Thiel, V., Reitner, J., Taviani, M., Aharon, P. and Michaelis, W., 2004, A microbial mat of a large sulfur bacterium preserved in a Miocene methane-seep limestone. *Geomicrobiol. J.*, **21**, 247–255.
- Pickering, K. T., Souter, C., Oba, T., Taira, A., Schaaf, M. and Platzman, E., 1999, Glacio-eustatic control on deep-marine clastic forearc sedimentation, Pliocene-mid-Pleistocene (c. 1180–600 ka) Kazusa Group, SE Japan. *J. Geol. Soc. London*, **156**, 125–136.
- Pierre, C., Demangea, J., Blanc-Valleron, M. and Dupré, S., 2017, Authigenic carbonate mounds from active methane seeps on the southern Aquitaine Shelf (Bay of Biscay, France): Evidence for anaerobic oxidation of biogenic methane and submarine groundwater discharge during formation. *Cont. Shelf Res.*, **133**, 13–25.
- Reeburgh, W. S., Whalen, S. C. and Alperin, M. J., 1993, The role of methylothrophy in the global methane budget. In Murrell, J. C. and Kelly, D. P., eds., *Microbial Growth on CI Compounds*, Intercept Ltd., Andover, 1–14.
- Reitner, J., Peckmann, J., Blumenberg, M., Michaelis, W., Reimer, A. and Thiel, V., 2005, Concretionary methane-seep carbonates and associated microbial communities in Black Sea sediments. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **227**, 18–30.
- Rosenbaum, J. and Sheppard, S. M. F., 1986, An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 1147–1150.
- 酒井 均・松久幸敬, 1996, 安定同位体地球化学. 東京大学出版会, 396p. [Sakai, H. and Matsuhisa, Y., 1996, *Stable Isotope Geochemistry*. Univ. Tokyo Press, 396p.]
- Schoell, M., 1988, Multiple origins of methane in the earth. *Chem. Geol.*, **71**, 1–10.
- 瀬戸大暉・間嶋隆一・彌勒祥一・中村栄子, 2019, 神奈川県相模原市に露出する下部更新統中津層群上部から産出した冷湧水性化学合成化石群集. 化石, **106**, 19–34. [Seto, H., Majima, R., Miroku, S. and Nakamura, E., 2019, Chemosynthetic, cold-seep-dependent fossil assemblages from the upper part of the Nakatsu Group (Lower Pleistocene), Sagami-hara City, Kanagawa Prefecture, central Japan. *Fossils*, **106**, 19–34.]
- 柴崎琢自・間嶋隆一, 1997, 中部更新統上総層群柿ノ木台層外側陸棚相の化学合成化石群集. 地質雑, **103**, 1065–1080. [Shibasaki, T. and Majima, R., 1997, A fossil chemosynthetic community from outer shelf environment of the Middle Pleistocene Kakinokidai Formation, Kazusa Group in Boso Peninsula, Chiba Prefecture, central Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **103**, 1065–1080.]
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂, 1983, 房総半島における上総層群の堆積と構造運動. 地調月報, **34**, 183–190. [Suzuki, Y., Kodama, K. and Mitsunashi, T., 1983, On the sedimentation and tectonics of the Kazusa Group in the Boso Peninsula, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **34**, 183–190.]
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・卜部厚志・遠藤 毅……本座栄一, 1995, 東京湾とその周辺の地質(第2版). 10万分の1地質説明書. 地質調査所, 109p. [Suzuki, Y., Kodama, K., Mitsunashi, T., Oka, S., Urabe, A., Endo, T.,...Honza, E., 1995, *Geological Map of Tokyo Bay and Adjacent Areas. 2nd Ed., Scale 1: 100,000 and Its Explanatory Text*. Geol. Surv. Japan, 109p.]
- 高橋正樹・ジェンキンズ ロバート・柴田知則・野崎 篤・宇都宮正志・齋藤 猛……間嶋隆一, 2011, 千葉県茂原市国府関に分布する更新統上総層群笠森層から産出した世界で一番若い化学合成化石群集(0.57 Ma). 日本地球惑星科学連合2011年大会予稿集, BPT023–P02. [Takahashi, M., Jenkins, R., Shibata, T., Nozaki, A., Utsunomiya, M., Saito, T.,...Majima, R., 2011, The youngest chemosynthetic fossil assemblage (0.57 Ma) from Pleistocene Kasamori Formation of the Kazusa Group at Kouseki. *JpGU Meet. 2011, Abstr.*, BPT023–P02.]
- 田村糸子・高木秀雄・山崎晴雄, 2010, 南関東に分布する2.5 Maの広域テフラ: 丹沢-ざくろ石軽石層. 地質雑, **116**, 360–373. [Tamura, I., Takagi, H. and Yamazaki, H., 2010, The Tazawa-garnet pumice: widely distributed 2.5 Ma tephra in the southern Kanto area, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **116**, 360–373.]
- Tarutani, T., Clayton, R. N. and Mayeda T. K., 1969, The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33**, 987–996.
- Taviani, M., Angeletti, L., Ceregato, A., Fogliani, F., Frogliani, C. and Trincardi, F., 2013, The Gela Basin pockmark field in the strait of Sicily (Mediterranean Sea): chemosymbiotic faunal and carbonate signatures of postglacial to modern cold seepage. *Biogeosciences*, **10**, 4653–4671.
- Treude, T., Niggemann, J., Kallmeyer, J., Wintersteller, P., Schubert, C. J., Boetius, A. and Jørgensen, B. B., 2005, Anaerobic oxidation of methane and sulfate reduction along the Chilean continental margin. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**, 2767–2779.
- 坪井美里・中村栄子・間嶋隆一・北里 洋・菅 寿美・石石嘉人……浜名徳明, 2010, 分子化石による過去の湧水活動の復元—更新統小

- 柴層と大船層の例一。化石, **87**, 5–21. [Tsuboi, M., Nakamura, E., Majima, R., Kitazato, H., Suga, H., Chikaraishi, Y.,... Hamana, N., 2010, Reconstruction of ancient cold-seep activities based on biomarkers –A case study of Lower Pleistocene Ofuna and Koshiba Formation, central Japan-. *Fossils*, **87**, 5–21.]
- 坪井辰哉・柏木麻美・宇都宮正志・和田秀樹・M. Satish-Kumar・新妻信明, 2011, 静岡大学 MAT-250 質量分析計によるドロマイト試料の測定法。静岡大学地球科学研報, **38**, 33–46. [Tsuboi, T., Kashiwagi, A., Utsunomiya, M., Wada, H., Satish-Kumar, M. and Niitsuma, N., 2011, Dolomite sample measurements using MAT-250 mass-spectrometer at Shizuoka University. *Geosci. Rep. Shizuoka Univ.*, **38**, 33–46.]
- Tsunogai, U., Ishibashi, J., Wakita, H., Gamo, T., Masuzawa, T., Nakatsuka, T.,...Nakamura, T., 1996, Fresh water seepage and pore water recycling on the seafloor: Sagami Trough subduction zone, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **138**, 157–168.
- Van Dover, C. L., Fry, B., Grassle, J. F., Humphris, S. and Rona, P. A., 1988, Feeding biology of the shrimp *Rimicaris exoculata* at hydrothermal vents on the Mid-Atlantic Ridge. *Mar. Biol.*, **98**, 209–216.
- Vasconcelos, C., McKenzie, J. A., Warthmann, R. and Bernasconi, S. M., 2005, Calibration of the $\delta^{18}\text{O}$ paleothermometer for dolomite precipitated in microbial cultures and natural environments. *Geology*, **33**, 317–320.
- 和田秀樹・中井信之, 1981, 堆積物中の有機物の炭素同位体組成と C/N 比: 駿河湾表層泥について。静岡大地球科学研報, **6**, 73–81. [Wada, H. and Nakai, N., 1981, Carbon isotopic composition and C/N ratio of organic matter in sediment with special reference to surface sediments collected from Suruga Bay. *Geosci. Rep. Shizuoka Univ.*, **6**, 73–81.]
- Walter, L. M., 1986, Relative efficiency of carbonate dissolution and precipitation during diagenesis: a progress report on the role of solution chemistry. In Gautier D. L., ed., *Roles of Organic Matter in Sediments Diagenesis*. SEPM Spec. Publ., **38**, 1–11.
- Wang, X., Chou, I.-M., Hu, W., Yuan, S., Liu, H., Wan, Y. and Wang, X., 2016. Kinetic inhibition of dolomite precipitation: Insights from Raman spectroscopy of Mg^{2+} - SO_4^{2-} ion pairing in $\text{MgSO}_4/\text{MgCl}_2/\text{NaCl}$ solutions at temperatures of 25 to 200°C. *Chem. Geol.*, **435**, 10–21.
- Zabel, M. and Hensen, C., 2002, The importance of mineralization processes in surface sediments at continental margins. In Wefer, G., Billett, D., Hebbeln, D., Jørgensen, B. B., Schlüter, M. and van Weering, T. C. E., eds., *Ocean Margin Systems*, Springer, 253–267.
- Zeebe, R. E., 2001, Seawater pH and isotopic paleotemperatures of Cretaceous oceans. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **170**, 49–57.
- [URL1] 日本海洋データセンター (Japan Oceanographic Data Center : JODC) JODC オンラインデータ提供システム (J-DOSS), http://www.jodc.go.jp/jodcweb/JDOSS/index_j.html.
- *English translation from the original written in Japanese

(著者の貢献)

- 間嶋隆一 各項目間の総括, 地質図の作成, および論文執筆.
越智眞弓 地質図の作成と有孔虫の解析.
三浦美佐 地質図の作成と産地 1 と 2 のスケッチの作成と解析.
人見真紀子 地質図の作成と産地 3 のスケッチの作成と解析.
齋藤 猛 地質図の作成と産地 4 のスケッチの作成と解析.
並木勇樹 産地 2 の自生炭酸塩の解析.
大塚悠佑 産地 2 のスケッチの作成と解析.
清水秀倫 産地 2 の自生炭酸塩の解析.
野崎 篤 地質図の作成と産地 2 と 4 のスケッチの作成.
宇都宮正志 地質図の作成と産地 2 と 4 のスケッチの作成.
楠 稚枝 各項目の総括と論文執筆.
佐藤 圭 地質図の作成と産地 4 のスケッチの作成.
河瀨俊吾 有孔虫の解析.
和仁良二 産地 2 の解析.
中村栄子 自生炭酸塩の解析, および論文執筆.
坂井三郎 有孔虫の同位体比測定と評価.
和田秀樹 自生炭酸塩の同位体比測定と評価.
北里 洋 全体総括と研究の方向性の決定.

(要 旨)

間嶋隆一・越智眞弓・三浦美佐・人見真紀子・齋藤 猛・並木勇樹・大塚悠佑・清水秀倫・野崎 篤・宇都宮正志・楠 稚枝・佐藤 圭・河潟俊吾・和仁良二・中村栄子・坂井三郎・和田秀樹・北里 洋, 2019, 千葉県君津市川谷地域に露出する中部更新統柿ノ木台層から産出する冷湧水化石群集: その時空分布と共産する自生炭酸塩. 地質雑, **125**, 655–683. (Majima, R., Ochi, M., Miura, M., Hitomi, M., Saito, T., Namiki, Y., Ohtsuka, Y., Shimizu, H., Nozaki, A., Utsunomiya, M., Kusu, C., Sato, K., Kawagata, S., Wani, R., Nakamura, E., Sakai, S., Wada, H. and Kitazato, H., 2019, Cold-seep-dependent fossil assemblages in the middle Pleistocene Kakinokidai Formation at Kawayatsu, Kimitsu City, Japan: Their temporal–spatial distribution and associated authigenic carbonates. *J. Geol. Soc. Japan*, **125**, 655–683.)

冷湧水性群集が房総半島の中部更新統柿ノ木台層の陸棚相から産出する。群集は、化学合成二枚貝類から排他的になり、著しく¹³Cに枯渇した自生炭酸塩と共産することから、AOM(嫌氣的メタン酸化)に依存していたと考えられる。自生炭酸塩は巣穴壁面と巣穴周囲の堆積物中に沈殿し、巣穴からスナモグリ類の爪化石と糞化石が産出することから、これらはスナモグリ類の巣穴であると考えられる。スナモグリ類はメタン生成帯まで巣穴を掘り、海水を巣穴深部へ供給し、AOMを活性化させることによって巣穴中の硫化水素イオン濃度を上昇させた。溶存酸素濃度が高い巣穴浅部では、硫黄酸化菌が繁茂し、スナモグリ類の食糧となった。巣穴深部では、浮遊する生物源炭酸塩などを核とした針状アラゴナイトが重力方向に沈下して炭酸塩ジオペタル状構造を形成し、巣穴周囲の堆積物中では、リン酸イオン濃度の上昇により高Mgカルサイトが、また硫酸イオンの枯渇によりドロマイトが沈殿した。

科学論文では、学説の検証可能性を保証することが重要です。そのため、地質学雑誌掲載論文には、重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります。言うまでもないことですが、見学や採取を行う場合、各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得の必要があることにご注意下さい。詳しくは、以下のサイトをご覧ください。

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>