

室戸半島層群に記録された古環境情報の層位変化、及び生痕化石の
産状との関係性

泉 賢太郎（千葉大学教育学部）
〒263-8522 千葉県千葉市稲毛区弥生町 1-33

Kentaro Izumi (Faculty of Education, Chiba University)
1-33 Yayoi-cho, Inage-ku, Chiba-shi, Chiba 263-8522, Japan

要旨 本研究は、室戸半島層群に記録された古環境情報を詳細に復元し、それらの古環境指標と生痕化石の産状との関係性を詳細に解明することを目的として実施したものである。室戸半島層群産の既存の地層試料を用いて、有機炭素含有量・全窒素含有量・強熱減量・フランボイダル黄鉄鉱・生痕化石 *Phycosiphon* の被度・*Phycosiphon* のサイズの測定を行い、それぞれのデータの層位変化や関連性について詳細に検討した。その結果、室戸半島層群においては、*Phycosiphon* の被度やサイズは当時の海洋底生生物の活動度の指標になることが分かり、これらの生痕化石に関するパラメータは古海洋中の溶存酸素濃度に最も大きく影響を受ける可能性が示唆された。一方、本研究の現時点での結論の妥当性を今後さらに検証していくためには、地層中の有機物量の指標である強熱減量の追加分析が必要不可欠である。本研究成果の室戸における活用例としては、*Phycosiphon* を含む多様な生痕化石をツーリズムで活用していくようなアイデアが考えられる。

キーワード 室戸半島層群、生痕化石、古環境

1. 関連するこれまでの先行研究と問題点について

生痕化石とは古生物の行動が地層中に保存されたものである。地層中から産出する生痕化石を解析することで、古生物の詳細な行動生態や地層の詳細な堆積環境を解明することができる（例えば Izumi, 2014; Nishida et al., 2016）。

室戸半島には、室戸半島層群と呼ばれる付加体を構成している深海性の地層が広く分布しており、多数の生痕化石が産出することが分かっている（例えば Nara & Ikari, 2011）。室戸半島層群産の生痕化石に関しては、特定の種類の生痕化石の層位分布や古生態を詳しく調べる研究（Nara & Ikari, 2011）や、産出する生痕化石に基づいて地層の圧密を定量的に推定する研究（Izumi et al., 2017; 泉, 2018）などが行われてきた。また、室戸半島層群から産出する炭酸塩コンクリーションの内部から特定の種類の生痕化石が発見された事例も存在する（蟹江ほか, 2012）。

しかしながら、室戸半島層群産の生痕化石に関する先行研究のうち、地層に記録された古環境情報と生痕化石を密接に関連させて検討した事例は非常に乏しい。

2. 問題解決のための方策とそのアプローチについて

そこで、室戸半島層群に記録された古環境情報を詳細に復元し、それらの古環境指標と生痕化石の産状との関係性を詳細に解明することを目的として研究を行った。

本研究では、キラメッセ室戸裏手の露頭と東の川河口の露頭において既に入手済みの地層試料を用いて実験を行った。具体的に注目した古環境指標は、有機炭素含有量・全窒素含有量・強熱減量・フランボイダル黄鉄鉱である。これらのうち、強熱減量は有機物量の、フランボイダル黄鉄鉱は海洋酸化還元状態の代替指標とされている。

強熱減量の測定については、粉末化した地層試料を 550°C で強熱した際の質量変化から強熱減量を計算した。一般的に、550°C ~ 600°C 程度で計測する強熱減量は、試料中の有機物の量を反映していると考えられている（例えば Shinozaki et al., 2015）。そこで、本研究で産出した強熱減量が、実際に地層中の有機物量と関連しているかを検証するために、強熱減量測定を実施した試料のうちの一部試料について、燃焼法に基づき有機炭素含有量を測定した。なお、強熱減量の測定については研究代表者の実験室で実施し、有機炭素含有量の測定は外部機関に委託した。

また、地層試料中のフランボイダル黄鉄鉱のサイズ分布は、古海洋の酸化還元状態の指標となることが知られている（Wilkin et al., 1996）。本研究では、地層試料を鏡面研磨した切片を作成し、走査型電子顕微鏡下で含まれるフランボイダル黄鉄鉱の観察・撮影を実施した。その後、Wilkin et al. (1996) の手法により、1 試料当たり 100 個以上のフランボイダル黄鉄鉱の直径を計測し、平均直径と標準偏差を算出した。なお、鏡面研磨切片の作成は研究代表者の実験室で実施し、走査型電子顕微鏡の観察は千葉大学共用機器センターで実施した。

一方の生痕化石の観察については、研磨済みの地層試料断面を用いて観察を行った。具体的には、研磨断面中に観察される *Phycosiphon* という種類の生痕化石を抽出し、画像解析ソフト (ImageJ) を用いて被度の測定やサイズ (巣穴径) の測定を実施した。被度とサイズの測定の際には、*Phycosiphon* が認定された研磨断面から 9.3 mm x 9.3 mm の領域を選定し、その領域中に含まれる *Phycosiphon* を測定対象とした。なお、*Phycosiphon* の被度

とサイズの測定は、研究代表者の実験室で実施した。

3. 調査及び研究の結果と、そこから得られた新しい知見について

以下では、古環境指標に関するデータ、生痕化石に関するデータ、そして両者の関係性に関する考察、の順に記載していく。なお、主要データの層位変化については、図1にまとめて示した。

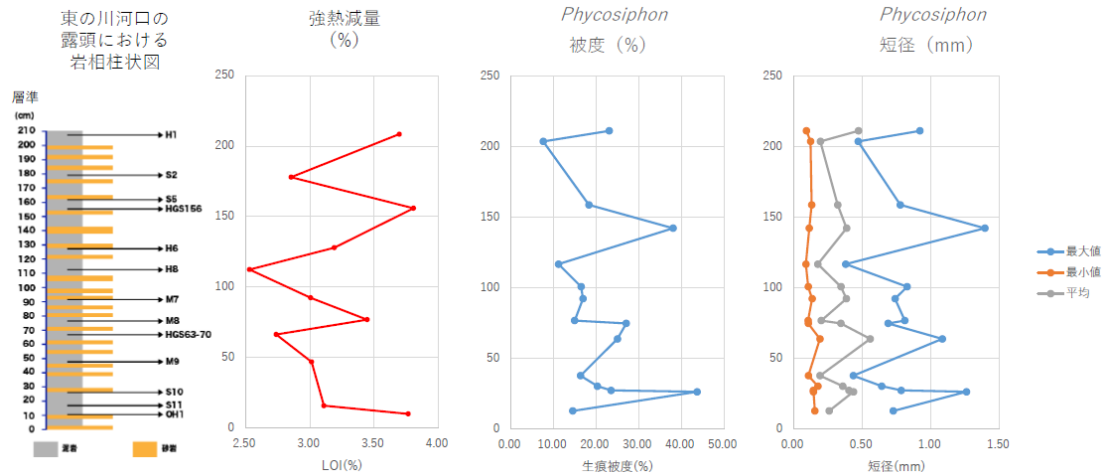


図1. 東の川河口の露頭における岩相柱状図、および本研究の主要データ（強熱減量、*Phycosiphon* 被度、*Phycosiphon* サイズ）の層位変化パターン。

古環境指標について、キラメッセ室戸裏手の露頭から採取した砂岩試料 3 個と泥岩試料 6 個について強熱減量を測定した結果、それぞれ 0.62~1.07%、2.10~2.78% の範囲の値を示した。また、東の川河口の露頭から採取した泥岩試料 11 個について強熱減量を測定した結果、2.53~3.81% の範囲の値を示した。さらにキラメッセ室戸裏手の露頭の 9 試料については、有機炭素含有量の測定に供した。その結果、砂岩試料 3 個の有機炭素含有量は 0.11~0.23 wt.%、泥岩試料 6 個の有機炭素含有量は 0.26~0.32% の範囲の値を示した。キラメッセ室戸裏手の露頭の 9 試料について強熱減量と有機炭素含有量の相関を解析したところ、決定係数は 0.66 となり（つまり相関係数は > 0.8 ）、強い正相関を示すことが分かった（図2）。このことから、室戸半島層群においては強熱減量が生機物量の代替指標となることが示唆されるので、以降の考察では強熱減量の値は有機物量を表しているとして議論していく。ただし、地層試料の C/N 比（=有機炭素含有量/全窒素含有量）は、砂岩試料 3 個については 5.86~18.14、泥岩試料 6 個については 2.65~3.15 となった。地層の C/N 比は有機物の起源（陸源性有機物 or 海洋性有機物）によって大きく異なることが知られているので（例えば Meyers, 1994）、

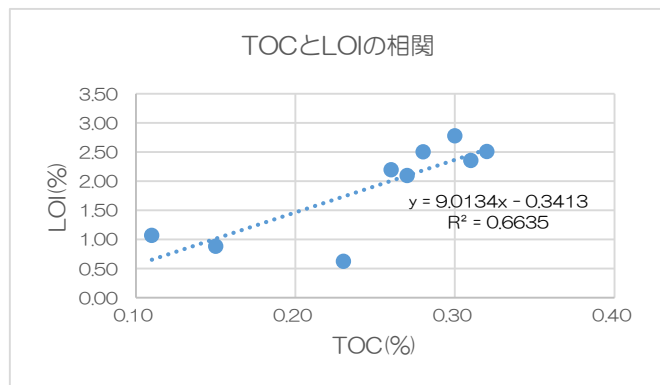


図2. キラメッセ室戸裏手の露頭から採取した試料における強熱減量（LOI）と有機炭素含有量（TOC）の関係性。

砂岩と泥岩では有機物の起源が大きくことが分かる。具体的には、泥岩中の有機物はほぼ海洋性であるのに対して、砂岩中の有機物は陸源性と海洋性のものが混合していることが示唆される。

また、東の川河口の露頭から採取した泥岩試料 3 個についてフランボイダル黄鉄鉱の観察を行い、サイズ分布の解析を行った。3 試料について、フランボイダル黄鉄鉱の平均直径と標準偏差は、 $8.10 \pm 4.34 \mu\text{m}$ 、 $13.20 \pm 8.18 \mu\text{m}$ 、 $7.86 \pm 4.14 \mu\text{m}$ となり、これらのデータについて、Wilkin et al. (1996) の判別ダイヤグラムを用いて古海洋の酸化還元状態を推定した。その結果、室戸半島層群の堆積時には、海洋は無酸素環境に至っていたことはなく、酸化的环境であったことが分かった。

生痕化石の解析については、東の川河口の露頭から採取した地層試料 15 個について実施した。その結果、*Phycosiphon* の被度は 7.61~43.70 % の範囲の値を示した。*Phycosiphon* の巣穴径については、最小値については 0.1~0.2 mm 程度となり全ての層準で同程度の値を示した一方、最大値については 0.43~1.39 mm の範囲の値を示し、層準によって大きく異なっていた。それに伴い、*Phycosiphon* の平均値も層準によって異なり、その層位変化は最大値の層位変化とよく一致する傾向を示した (図 1)。また、*Phycosiphon* の被度と最大巣穴径の層位変化パターンはよく一致しており (図 1)、実際に両者の相関関係を解析したところ、決定係数は 0.71 (つまり相関係数は >0.8) となり、強い正相関を示すことが分かった。このことから、*Phycosiphon* の被度と巣穴径の層位変化は、底生生物の活動度の時間変化パターンを反映する指標であることが示唆される。

本章の最後に、古環境データと生痕データとの関係性について考察する。一般的に、生痕化石の被度やサイズといったパラメータに影響を及ぼす環境因子は、溶存酸素濃度、有機物量、堆積速度の 3 つである (例えば Wetzel & Uchman, 2012)。有機物量は生痕を形成する底生生物の餌資源となるため、有機物量が多いほど大型の生痕化石が存在できるようになる。また、堆積速度が大きい場合には地層による希釈効果が働き、かりに生痕化石の被度は減少する傾向がある。ただし、堆積速度が 2 cm/kyr より大きく、かつ有機炭素含有量が 0.1 wt.% より大きいような条件下では、生痕化石のサイズなどのパラメータに最も大きく影響を及ぼすのは溶存酸素量だとされている (例えば Wetzel & Uchman, 2012)。室戸半島層群の堆積速度については本研究ではデータを得ることができていないが、堆積速度が 2 cm/kyr よりも小さい条件で形成される地層は遠洋性チャートなど限られた場合である。砂泥互層から構成される室戸半島層群のような深海性の地層は陸源性物質の寄与が大きいため、その堆積速度は 2 cm/kyr よりも大きいことが推定できる。また、本研究より、室戸半島層群の有機炭素含有量は 0.1 wt.% よりも大きいことが分かった。

以上のことから室戸半島層群においては、*Phycosiphon* の被度やサイズの層位変化、すなわち海洋底生生物の活動度に最も大きく影響する環境因子は、溶存酸素濃度であったと考えられる。

4. 得られた知見の発展性について

前章での議論から、室戸半島層群においては、*Phycosiphon* の被度やサイズの層位変化に最も大きく影響する環境因子は溶存酸素濃度だと考えられる。この知見の発展性としては、室戸半島層群の生痕化石のデータ (*Phycosiphon* の被度もしくはサイズ) から、古

海洋の溶存酸素濃度の相対的な大小関係を推定することができる、という点であろう。

本研究のフランボイダル黄鉄鉱の解析結果からは、室戸半島層群の堆積時には無酸素環境には至っておらず、酸化環境であったことが示された。ただしフランボイダル黄鉄鉱のデータは海洋酸化還元環境の指標であり、古海洋の溶存酸素濃度そのものの指標にはならない。古海洋の溶存酸素濃度な代替指標については、酸化還元鋭敏元素の濃度や同位体など、いくつか存在する（例えば Algeo & Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006）。しかし、これらの分析には極めて高度な分析機器を必要とする上に、分析プロトコルが非常に煩雑であるため、データを得ることそのものが難しい。そのため、生痕化石データを用いて古海洋の溶存酸素濃度を定性的に推定できるという知見の持つ発展性は高い。

本研究に関連した今後の課題としては、強熱減量のデータ数を増やしていくことである（現時点では追加分析の準備中であり、本報告書に間に合わせることはできなかった）。一般的に、海洋の溶存酸素濃度が下がると、堆積物中の有機物の分解が抑制されるため、地層中の有機物量は増大する傾向にある（例えば Hedges, 2002; Burdige, 2006）。したがって、本研究による強熱減量の層位変化パターンは、有機物量の層位変化パターンを反映していることを考慮すると、強熱減量の値が大きい層準では溶存酸素濃度が相対的に低かったことが示唆される。このような関係に基づくと、強熱減量の値が大きい層準においては *Phycosiphon* の被度やサイズが減少する傾向を示すことが期待されるが、現時点でのデータセットでは、そのような関係性は明瞭ではない（図 1）。このような不明瞭な関係となっている主要な要因は分析数が少ないことであると考えられるため、本研究の現時点での結論の妥当性をさらに検証していくためには、強熱減量の追加分析が必要不可欠である。

ただし地層中の有機物量は、溶存酸素濃度のみに影響されるわけではなく、堆積速度や海洋表層における一次生産量にも影響を受ける。そのため、今後生痕化石データと有機物量のデータとの相関関係について考察する際には、特段の注意が必要となる。

5. 得られた知見から教育やツーリズムへの活用について

本研究は、室戸半島層群の古環境指標と生痕化石に関する研究である。これらのうち、特に地層中の生痕化石については、ツーリズムに活用できると考える。種類にもよるが、生痕化石の多くは特別な専門器具を使うことなく、地層中において肉眼で認識することができる。一般的には、化石の観察と聞くと、大掛かりな発掘作業が必要になると考える人が多いと思われる。化石に興味を持つ人が一定数存在することを考えると、「室戸に来たら手ぶらで化石体験」などの謳い文句を掲げることで、化石に興味を持っている層に訴えかけることが可能であろう。実際に、室戸半島層群からは多くの生痕化石が産出することが知られており（例えば Nara and Ikari, 2011）、中でも特に、二枚貝類の這い跡化石である *Protovirgularia* が地元では有名であろう。

しかし本研究で扱った *Phycosiphon* は、サイズが小さいため（最大径が 1~2 mm 程度）、野外で目視によって認識するのは容易ではない。ただし、上述のように室戸半島層群からは多くの生痕化石が産出することが知られているため、生痕化石をツーリズムに実際に活用する場合には、本研究で扱った *Phycosiphon* に加えて、比較的大型で地層中から多産するような種類の生痕化石（例えば *Planolites* や *Protovirgularia* など）を観察する方が良

いであろう。

さらに、室戸半島層群産の生痕化石については、近年刊行された一般向けの書籍でも紹介されている（泉, 2017, 2021）。今後は本研究のような専門研究で得られた室戸半島層群の生痕化石に関する知見を、専門的な学会や論文だけでなく、一般向けの媒体においても成果をアピールしていくことによって、社会における室戸の生痕化石の認知度が高まるであろう。

謝辞

本研究の実施に当たり、2020年度室戸ユネスコ世界ジオパーク学術研究助成事業による研究費の助成を賜った。ここに厚く御礼申し上げる。

また、実験作業に当たっては、乾 睦子氏（国土舘大学理工学部教授）、工藤 周一氏（千葉大学大学院教育学研究科修士課程学生）にご協力いただいた。これらの方々にも併せて御礼申し上げます。

引用文献（室内で行われた研究）

- Izumi, K., Suzuki, R., Inui, M., 2017. Estimating the degree of mudstone compactional thinning: Empirical relationship between mudstone compaction and geochemical composition. *Transactions of the Kokushikan University Science and Engineering, Tokyo, Japan*, **10**, 29-37.
- 泉 賢太郎, 2018. 室戸半島層群産の生痕化石を用いた地層の圧密の定量的推定. 2018年度室戸ユネスコ世界ジオパーク学術研究助成金.
- 蟹江康光, 服部陸男, 和田秀樹, 池谷仙之, 2012. 四万十瑞郎軍の生痕化石期限の炭酸塩類コンクリーション-三浦半島と房総半島の葉山・保田層群産へそ石・静岡県と高知県の瀬戸川層群と室戸半島層群産鉄丸石-. 神奈川県立博物館調査研究報告, **14**, 93-102.
- Nara, M., Ikari, Y., 2011. “Deep-sea bivalvian highways”: An ethological interpretation of branched *Protovirgularia* of the Paleogene Muroto-Hanto Group, southwestern Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **305**, 250-255.

引用文献（室野外で行われた研究）

- Algeo, T.J., Maynard, J.B., 2004. Trace-element behaviour and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chemical Geology* **206**, 289-318.
- Burdige, D.J., 2006. *Geochemistry of marine Sediments*. Princeton University Press, New Jersey, p 609.
- Hedges, J.J., 2002. Sedimentary organic matter preservation and atmospheric O₂ regulation. In: Gianguzza A, Pelizzetti E, Sammartano S (eds.), *Chemistry of Marine Water and Sediments*. Springer-Verlag, 105-123.
- Izumi, K. 2014. Utility of geochemical analysis of trace fossils: case studies using *Phycosiphon incertum* from the Lower Jurassic shallow-marine (Higashinagano Formation, southwest Japan) and Pliocene deep-marine deposits (Shiramazu Formation, central Japan). *Ichnos*, **21**, 62-72.
- 泉 賢太郎, 2017. 生痕化石からわかる古生物のリアルな生きざま. 160 p. ベレ出版.
- 泉 賢太郎, 2021. ウンチ化石学入門. 192 p. 集英社インターナショナル.

- Meyers, P.A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 114, 289-302.
- Nishida, N., Kazaoka, O., Izumi, K., Suganuma, Y., Okada, M., Yoshida, T., Ogitsu, I., Nakazato, H., Kameyama, S., Kagawa, A., Morisaki, M., Nirei, H., 2016. Sedimentary processes and depositional environments of a continuous marine succession across the Lower-Middle Pleistocene boundary: Kokumoto Formation, Kazusa Group, central Japan. *Quaternary International*, 397, 3-15.
- Shinozaki, T., Fujino, S., Ikehara, M., Sawai, Y., Tamura, T., Goto, K., Sugawara, D., Abe, T., 2015. Marine biomarkers deposited on coastal land by the 2011 Tohoku-oki tsunami. *Natural Hazards*, 77, 445-460.
- Tribouillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology* 232, 12-32.
- Wetzel, A., Uchman, A., 2012. Hemipelagic and pelagic basin plains. In: Knaust D, Bromley RG (eds.), *Trace fossils as indicators of sedimentary environments*, *Developments in Sedimentology*, 64, 673-702.
- Wilkin, R.T., Barnes, H.L., Brantley, S.L., 1996. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: an indicator of redox conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 3897-3912.